

СОДЕРЖАНИЕ

Том 58, номер 6, 2022

Волновые предвестники от движущихся осциллирующих источников <i>М. В. Калашник</i>	617
Климатические критерии необходимости превентивной адаптации <i>А. С. Гинзбург, Г. А. Александров, А. В. Чернокульский</i>	626
Интегральный индекс активности атмосферных блокирований в Северном полушарии в последние десятилетия <i>И. И. Мохов, А. В. Тимажев</i>	638
Влияние природно-климатических условий на значения вертикального коэффициента турбулентной диффузии для длительных периодов наблюдения <i>Н. К. Рыжакова, Н. С. Рогова, Е. А. Покровская, К. А. Тайлашева</i>	648
Наземные спектроскопические измерения общего содержания аммиака в районе Санкт-Петербурга <i>Г. М. Неробелов, Ю. М. Тимофеев, А. В. Поберовский, Н. Н. Филиппов, Х. Х. Имхасин</i>	658
Численное моделирование влияния структуры поля ветра в атмосфере на макро- и микроструктурные характеристики конвективных облаков <i>Б. А. Ашабоков, Л. М. Федченко, В. А. Шаповалов, В. Н. Лесев, М. А. Шериева</i>	669
Исследование собственного излучения верхней атмосферы Земли (полос Герцберга I) в зависимости от солнечной активности, температуры атмосферы и сезонов года <i>О. В. Антоненко, А. С. Кириллов</i>	681
Короткопериодные внутренние волны в шельфовых районах с интенсивной приливной динамикой <i>Е. И. Свергун, А. В. Зимин, Д. А. Романенков, Е. В. Софьина</i>	690
Анализ параметров и механизма генерации внутренних волн субмезомасштабным вихрем в районе Мозамбикского пролива <i>Е. А. Марчук, И. П. Чунчuzов, И. А. Репина, У. М. Йоханнессен</i>	706
Статистический анализ внутри- и межгодовой изменчивости экстремальных значений явных и скрытых потоков тепла в Северной Атлантике за 1979–2021 гг. <i>К. П. Беляев, А. К. Горшенин, В. Ю. Королев, А. Д. Плеханов</i>	720
Правила для авторов журнала “Известия РАН. Физика атмосферы и океана”	737

Contents

Vol. 58, No. 6, 2022

Wave Precursors from Moving Oscillating Sources <i>M. V. Kalashnik</i>	617
Climatic Criteria for the Preventive Adaptation Need <i>A. S. Ginzburg, G. A. Alexandrov, and A. V. Chernokulsky</i>	626
Integral Index of Atmospheric Blocking Activity in the Northern Hemisphere in Recent Decades <i>I. I. Mokhov and A. V. Timazhev</i>	638
Influence of Natural-Climate Conditions on the Values of the Vertical Turbulent Diffusion Coefficient for Long-Term Observation Periods <i>N. K. Ryzhakova, N. S. Rogova, E. A. Pokrovskaya, and K. A. Tailasheva</i>	648
Ground-Based Spectroscopic Measurements of Ammonia Total Column Near St. Petersburg <i>G. M. Nerobelov, Yu. M. Timofeyev, A. V. Poberovskii, N. N. Filippov, and H. H. Imhasin</i>	658
Investigation of the Role of Thunderstorm Clouds with Their Surrounding Atmosphere Interaction in the Formation of Their Macro- and Microstructural Characteristics <i>B. A. Ashabokov, L. M. Fedchenko, V. A. Shapovalov, V. N. Lesev, and M. A. Sherieva</i>	669
The Study of the Emissions of the Earth's Upper Atmosphere (Herzberg I Bands) Depending on Solar Activity, Atmospheric Temperature and Seasons of the Year <i>O. V. Antonenko and A. S. Kirillov</i>	681
Short-Period Internal Waves in the Shelf Areas with Intense Tidal Dynamics <i>E. I. Svergun, A. V. Zimin, D. A. Romanenkov, and E. V. Sofina</i>	690
Study of the Generation Mechanism of Spiral Structures Around Sub-Mesoscale Eddy Near the Mozambique Strait off Africa Detected on Satellite Sentinel-1 Images <i>E. A. Marchuk, I. P. Chunchuzov, I. A. Repina, and O. M. Johannessen</i>	706
Statistical Analysis of Intra- and Interannual Variability of Extreme Values of Sensible and Latent Heat Fluxes in the North Atlantic for 1979–2021 <i>K. P. Belyaev, A. K. Gorshenin, V. Yu. Korolev, and A. D. Plekhanov</i>	720
Guidelines for Authors	737

УДК 533,551.51: 551.557

ВОЛНОВЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ОТ ДВИЖУЩИХСЯ ОСЦИЛЛИРУЮЩИХ ИСТОЧНИКОВ

© 2022 г. М. В. Калашник^{a, b, c, *}^aИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжжевский пер., 3, Москва, 109017 Россия^bИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Большая Грузинская 10, Москва, 123242 Россия^cФГБУ “НПО “Тайфун”, ул. Победы, 4, Обнинск, Калужской обл., 249038 Россия

*e-mail: kalashnik-obn@mail.ru

Поступила в редакцию 19.05.2022 г.

После доработки 11.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

Исследована фазовая структура акустических и поверхностных гравитационных волн, возбуждаемых движущимся осциллирующим источником. Для описания этой структуры использован вариант лучевой теории волн, пригодный для модели однородной стратифицированной вращающейся среды (с постоянными значениями внешних параметров). С использованием этой теории получены аналитические выражения для линий равной фазы в волновом поле возмущений. Показано, что при достаточно малой скорости движения источника линии равной фазы имеют структуру колец, окружающих источник. При такой структуре всегда существуют волновые возмущения впереди источника, играющие роль волновых предвестников. На примере акустических волн показано, что если скорость движения источника больше скорости звука, все фазовые кривые расположены в клиновидной области, находящейся строго позади источника. Полученные результаты могут играть важную роль в практических задачах дистанционного зондирования атмосферы и океана.

Ключевые слова: движущийся осциллирующий источник, фазовые линии, акустические и поверхностные гравитационные волны, волновой клин Кельвина

DOI: 10.31857/S0002351522060098

1. ВВЕДЕНИЕ

Описание волн, возбуждаемых движущимися источниками — одна из классических проблем гидродинамики. Начиная с работы Кельвина [1], основное внимание в литературе уделяется задаче о генерации поверхностных гравитационных волн стационарным движущимся источником. Описанию различных методов решения этой задачи посвящена обширная литература [2–9]. Следующий из решения задачи классический результат состоит в том, что движущийся источник индуцирует волновой след, расположенный строго позади источника. Примерами такого следа является знаменитый волновой клин Кельвина (картина корабельных волн) или волновой след в океане за движущимся интенсивным вихрем (ураганом) [10–12]. На примере акустических и поверхностных гравитационных волн в настоящей работе показано, что положение следа может принципиально измениться, если интенсивность движущегося источника осциллирует во времени. Движущийся осциллирующий источник может возбуждать волновые возмущения, расположенные как сзади, так и впереди источника. Возмущения впе-

ди источника при этом можно рассматривать как волновые предвестники, сигнализирующие о приближении источника. Волновые предвестники от опасных метеорологических явлений экспериментально исследовались в работах [13–18], однако теоретические исследования вопроса о существовании предвестников крайне немногочисленны [19–28]. Внутренние гравитационные волны от движущихся осциллирующих источников теоретически исследовались в работах [22–28]. В настоящей работе рассмотрены возбуждаемые осциллирующим источником акустические и поверхностные гравитационные волны. Для описания структуры возникающего от источника волнового следа, использован развитый в работах [10–12] кинематический подход, основанный на лучевой теории волн. Для однородных сред (с постоянными значениями внешних параметров) этот подход позволяет получить явные параметрические уравнения для фазовых линий. В случае неоднородных сред, с параметрами, зависящими от времени и координат, формулируется система обыкновенных дифференциальных уравнений, определяющих положение следа.

2. ОБЩИЕ УРАВНЕНИЯ ДЛЯ ФАЗОВЫХ ВОЛНОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ (КРИВЫХ) ОТ ДВИЖУЩЕГОСЯ ОСЦИЛЛИРУЮЩЕГО ИСТОЧНИКА

Если в сплошной среде равномерно перемещается некоторый источник возмущений, то он создает вокруг себя волновую картину, основными особенностями которой являются поверхности (или линии – в двумерном случае) постоянной фазы. Структура этой картины на расстояниях много больших размеров источника, практически не зависит от его размеров и определяется в основном законом дисперсии и скоростью перемещения источника. Общие уравнения для фазовых поверхностей возбуждаемых волн можно получить из следующих соображений.

Будем рассматривать однородную сплошную среду, т.е. среду с постоянными значениями внутренних параметров. Предположение об однородности среды часто используется в современной теории волн. Будем считать, что в среде могут распространяться волны с заданным законом дисперсии $\omega = \Omega(\mathbf{k})$, где ω – циклическая частота, $\mathbf{k} = (k, l, m)$ волновой вектор. Внешний источник, осциллирующий с заданной частотой ω_0 и движущийся с постоянной скоростью U , возбуждает в среде волны, с волновым вектором, удовлетворяющим соотношению

$$\omega_0 = \Omega(\mathbf{k}) - \mathbf{kU}. \quad (1)$$

Данное соотношение представляет собой обычное дисперсионное соотношение для волн в движущейся с источником системе координат. При фиксированной частоте колебаний источника, соотношение (1) определяет некоторую поверхность (линию в двумерном случае) в пространстве волновых векторов. В случае $\omega_0 = 0$ из (1) имеем соотношение $\mathbf{kU} = \Omega(\mathbf{k})$, определяющее волновую поверхность для стационарных источников.

Для получения общих уравнений для фазовых поверхностей возбуждаемых источником волн используем кинематический (вариационный) подход, предложенный в работе [12] для случая стационарных источников. Этот подход опирается на два условия а) фаза $S = \mathbf{kr}$ возбуждаемых волн постоянна на фазовых поверхностях (гребнях и впадинах волновой структуры), б) как функция волнового вектора \mathbf{k} фаза S стационарна при выполнении условия (1). Здесь $\mathbf{r} = (x, y, z)$ – радиус вектор точки с обычными декартовыми координатами.

В соответствии с условием б) фазовые поверхности находятся из решения задачи на условный экстремум для функционала

$$L = \mathbf{kr} + \lambda(\omega_0 + \mathbf{kU} - \Omega(\mathbf{k})) \rightarrow \text{extr}, \quad (2)$$

где λ – лагранжев множитель. Условия экстремума $\partial L / \partial \mathbf{k} = 0$ дают

$$\mathbf{r} = \lambda(\mathbf{V}_g(\mathbf{k}) - \mathbf{U}), \quad (3)$$

где $\mathbf{V}_g(\mathbf{k}) = \partial \Omega / \partial \mathbf{k}$ – групповая скорость волн. С учетом $\mathbf{kr} = S$, из соотношения (3) следует $\lambda(\mathbf{kV}_g - \mathbf{kU}) = S$, откуда $\lambda = \frac{S}{\mathbf{kV}_g - \mathbf{kU}}$. Подставляя данное λ в (3) получим общие уравнения фазовых поверхностей (кривых) $S = \text{const}$

$$\mathbf{r} = \frac{\mathbf{V}_g(\mathbf{k}) - \mathbf{U}}{\mathbf{kV}_g - \mathbf{kU}} S. \quad (4)$$

Поскольку, согласно (1), $\mathbf{kU} = \Omega(\mathbf{k}) - \omega_0$, уравнения (4) можно также представить в виде

$$\mathbf{r} = \frac{\mathbf{V}_g(\mathbf{k}) - \mathbf{U}}{\mathbf{kV}_g + \omega_0 - \Omega(\mathbf{k})} S. \quad (5)$$

Подчеркнем, что эти уравнения записаны в движущейся с источником системе координат и переменные S, ω_0 играют роль внешних параметров, идентифицирующих каждую фазовую поверхность (кривую). При $\omega_0 = 0$ из (5) следуют уравнения, сформулированные в [12] для случая стационарных источников. Подчеркнем, что в уравнениях (5) считается выполненным условие (1).

Приведем также более общий вывод уравнений (4), (5), использующий теорию уравнения Гамильтона-Якоби. В этом выводе рассматриваются волны в неоднородных средах с дисперсионным соотношением $\omega_0 = \Omega(\mathbf{k}, \mathbf{r})$, зависящим от координат. При наличии внешнего течения, удобно записать дисперсионное соотношение (1) в форме

$$H(\mathbf{k}, \mathbf{r}) \equiv \Omega(\mathbf{k}, \mathbf{r}) - (\mathbf{k}, \mathbf{U}) - \omega_0 = 0. \quad (6)$$

Поскольку волновой вектор есть пространственный градиент фазы $\mathbf{k} = \nabla S$, дисперсионное соотношение (6) есть уравнение в частных производных (уравнение Гамильтона-Якоби) для нахождения фазы волн S . Согласно общей теории [2–4], решение уравнения сводится к интегрированию характеристической гамильтоновой системы уравнений, $d\mathbf{r}/dt = \partial H / \partial \mathbf{k}$, $d\mathbf{k}/dt = -\partial H / \partial \mathbf{r}$, которую можно записать как

$$d\mathbf{r}/dt = \mathbf{V}_g - \mathbf{U}, \quad d\mathbf{k}/dt = -\partial \Omega / \partial \mathbf{r}. \quad (7)$$

Здесь, как и ранее, $\mathbf{V}_g = \partial \Omega / \partial \mathbf{k}$ групповая скорость волн в неподвижной среде, t – параметр на характеристиках, играющий роль времени. Изменение фазы вдоль характеристик находится из уравнения [2, 12]

$$dS/dt = (\mathbf{k}, \partial H / \partial \mathbf{k}) \equiv (\mathbf{k}, d\mathbf{r}/dt). \quad (8)$$

В задаче о волнах от движущегося источника принципиальную роль играют неклассические

“начальные” условия для характеристической системы (7). Соответствующие условия имеют вид

$$t = 0 : \mathbf{r} = \mathbf{0}, \quad \mathbf{k} = \mathbf{k}_0 \quad H(\mathbf{k}_0, \mathbf{0}) = 0. \quad (9)$$

Первое условие требует, чтобы характеристики выходили из места положения источника $\mathbf{r} = \mathbf{0}$ (центрированная волна). Второе условие требует, чтобы при $t = 0$ волновой вектор $\mathbf{k} = \mathbf{k}_0$ удовлетворял условию (6). С геометрической точки зрения это условие (условие излучения) определяет некоторое двумерное многообразие (поверхность) в пространстве волновых векторов, которое можно задать в параметрическом виде $\mathbf{k}_0 = \mathbf{k}_0(\alpha, \beta)$ где α, β параметры. Для двумерных волн имеем одномерное многообразие (кривую) $\mathbf{k}_0 = \mathbf{k}_0(\alpha)$.

К условиям (4) присоединяется также естественное условие $t = 0: S = 0$. Для однородных сред (с постоянными параметрами) $\partial\Omega/\partial\mathbf{r} = 0$ и уравнения (7), (8) имеют простое аналитическое решение

$$\begin{aligned} \mathbf{r} &= (\mathbf{V}_g - \mathbf{U})t, \quad \mathbf{k} = \mathbf{k}_0(\alpha, \beta), \\ S &= (\mathbf{k}, \mathbf{V}_g - \mathbf{U})t. \end{aligned} \quad (10)$$

Выразив t через S из третьего равенства, и подставив в первое, приходим к параметрическим уравнениям (4) для фазовых поверхностей

$$\mathbf{r} = \frac{\mathbf{V}_g - \mathbf{U}}{(\mathbf{k}, \mathbf{V}_g) - (\mathbf{k}, \mathbf{U})} S, \quad \mathbf{k} = \mathbf{k}_0(\alpha, \beta).$$

Эти уравнения были получены ранее из других соображений. Подчеркнем общий характер этих уравнений – они справедливы для волн с произвольным законом дисперсии. В случае стационарных источников, данные уравнения описывают знаменитый волновой клин Кельвина, образованный поверхностными гравитационными волнами (см. раздел 4). Определение фазовых линий для неоднородных сред сводится к интегрированию системы (7), (8). Пример такого интегрирования, иллюстрирующий влияние бета-эффекта на структуру внутренних волн, возбуждаемых движущимся стационарным источником (ураганом), представлен в работе [10]. В настоящей работе впервые рассмотрен случай нестационарных (пульсирующих) источников для модели однородной среды.

3. АКУСТИЧЕСКИЙ ВОЛНОВОЙ СЛЕД ОТ ДВИЖУЩЕГОСЯ ОСЦИЛЛИРУЮЩЕГО ИСТОЧНИКА

Используем уравнения (5) для описания фазовой структуры возбуждаемых движущимся осциллирующим источником акустических волн. Будем рассматривать двумерные волны с волновым вектором $\mathbf{k} = (k, l)$ и частотой ω . Удобно проводить рассмотрение в системе отсчета, связан-

ной с источником, который считаем находящимся в начале координат. В неподвижной среде дисперсионное соотношение для акустических волн можно записать в виде [2–4]

$$\omega^2 = \Omega^2(\mathbf{k}), \quad \Omega^2(\mathbf{k}) = c^2(k^2 + l^2), \quad (11)$$

где c – скорость звука. Соответственно $\Omega(\mathbf{k}) = c\kappa$, где $\kappa = |\mathbf{k}| = \sqrt{k^2 + l^2}$ – модуль волнового вектора. Для двумерных акустических волн групповая скорость

$$\mathbf{V}_g = \frac{\partial\Omega}{\partial\mathbf{k}} = \frac{c\mathbf{k}}{\kappa}. \quad (12)$$

Следующее из (12) важное свойство акустических волн связано с отсутствием дисперсии, т.е. с выполнением соотношения $\mathbf{kV}_g - \Omega(\mathbf{k}) = 0$. Уравнения (5) для фазовых кривых при этом сводятся к уравнениям

$$\mathbf{r} = \frac{\mathbf{V}_g(\mathbf{k}) - \mathbf{U}}{\omega_0} S. \quad (13)$$

С учетом (12) и $\mathbf{U} = (U, 0)$ векторный множитель в (13)

$$\mathbf{V}_g(\mathbf{k}) - \mathbf{U} = \left(\frac{ck}{\kappa} - U, \frac{cl}{\kappa} \right). \quad (14)$$

Преобразуем координаты (14) с использованием дисперсионного соотношения (1) (в движущейся с источником системе координат), которое запишем в виде $c\kappa = \omega_0 + kU$. При этом

$$\begin{aligned} \frac{ck}{\kappa} - U &= \frac{c^2k}{c\kappa} - U = \frac{c^2k}{\omega_0 + kU} - U = \\ &= \frac{(c^2 - U^2)k - \omega_0 U}{\omega_0 + kU}, \quad \frac{cl}{\kappa} = \frac{c^2l}{c\kappa} = \frac{c^2l}{\omega_0 + kU}, \end{aligned}$$

и в координатной форме уравнения (13) запишутся как

$$x = \frac{(c^2 - U^2)k - U\omega_0}{\omega_0(\omega_0 + kU)} S, \quad y = \frac{c^2l}{\omega_0(\omega_0 + kU)} S. \quad (15)$$

Дальнейшие преобразования используют квадрат дисперсионного соотношения (1) $(c\kappa)^2 = (\omega_0 + kU)^2$, который, с учетом $\kappa^2 = k^2 + l^2$, запишем в форме уравнения

$$(c^2 - U^2)k^2 - 2\omega_0 U k + c^2 l^2 - \omega_0^2 = 0.$$

Левая часть уравнения есть квадратичная форма относительно координат волнового вектора k, l и после выделения полных квадратов уравнение можно записать в виде

$$\left((c^2 - U^2)k - \omega_0 U \right)^2 + c^2(c^2 - U^2)l^2 = \omega_0^2 c^2. \quad (16)$$

Используя (16) можно получить параметрические уравнения для фазовых линий (13). При этом

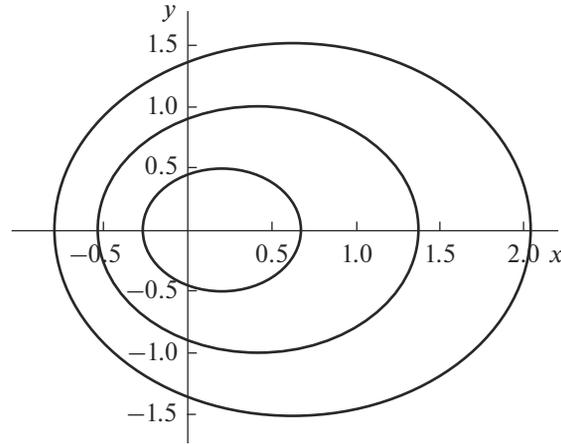


Рис. 1. Фазовые линии при $M < 1$. Значения параметров $M = 0.1, S = 0.1, 0.2, 0.3, 0.4$. Значения координат на графике нормированы на величину c/ω_0 .

нужно различать два случая. Первый случай отвечает ситуации, когда выполнено неравенство $U^2 < c^2$, или, что эквивалентно, число Маха $M = U/c < 1$. В этом случае уравнение (16) удовлетворяется с использованием параметризации

$$(c^2 - U^2)k - \omega_0 U = \omega_0 c \cos \varphi, \\ c\sqrt{c^2 - U^2}l = \omega_0 c \sin \varphi,$$

где φ – параметр. Отсюда найдем параметрическое представление для координат волнового вектора

$$k = \frac{\omega_0 U + \omega_0 c \cos \varphi}{c^2 - U^2}, \quad l = \frac{\omega_0 \sin \varphi}{\sqrt{c^2 - U^2}},$$

или

$$k = \frac{\omega_0}{c} \frac{M + \cos \varphi}{1 - M^2}, \quad l = \frac{\omega_0}{c} \frac{\sin \varphi}{\sqrt{1 - M^2}}. \quad (17)$$

Подставим (17) в (15) с учетом соотношения $\omega_0 + kU = \frac{\omega_0 c (c + U \cos \varphi)}{c^2 - U^2} = \frac{\omega_0 (1 + M \cos \varphi)}{1 - M^2}$. Вводя безразмерные координаты $\bar{x} = x\omega_0/c$, $\bar{y} = y\omega_0/c$, окончательно получим параметрические уравнения фазовых кривых (линий гребней и ложбин)

$$\bar{x} = \frac{(1 - M^2) \cos \varphi}{1 + M \cos \varphi} S, \quad \bar{y} = \frac{\sqrt{1 - M^2} \sin \varphi}{1 + M \cos \varphi} S. \quad (18)$$

Представленная на рис. 1 картина фазовых кривых (18) образована системой деформированных окружностей, окружающих источник и вложенных друг в друга. Таким образом, осциллирующий источник, движущийся с дозвуковой скоростью, индуцирует волновые возмущения, расположенные как сзади, так и впереди источника (при $\bar{x} > 0$). Возмущения впереди источни-

ка и есть волновые предвестники, сигнализирующие о его приближении.

Совершенно другая волновая картина возникает в случае источников, движущихся со сверхзвуковой скоростью, когда $U^2 > c^2$ и число Маха $M = U/c > 1$. В этом случае дисперсионное соотношение (16) записывается в форме

$$((U^2 - c^2)k + \omega_0 U)^2 - c^2(U^2 - c^2)l^2 = \omega_0^2 c^2,$$

и допускает параметризацию, использующую гиперболические функции

$$(U^2 - c^2)k + \omega_0 U = \omega_0 c \operatorname{ch} \varphi, \\ c\sqrt{U^2 - c^2}l = \omega_0 c \operatorname{sh} \varphi.$$

Выражая отсюда волновые числа k, l через параметр φ и подставляя в (15), после преобразований получим параметрические уравнения фазовых кривых

$$\bar{x} = -\frac{(M^2 - 1) \operatorname{ch} \varphi}{M \operatorname{ch} \varphi - 1} S, \quad \bar{y} = \frac{\sqrt{M^2 - 1} \operatorname{sh} \varphi}{M \operatorname{ch} \varphi - 1} S, \quad (19)$$

где, как и ранее, $\bar{x} = x\omega_0/c$, $\bar{y} = y\omega_0/c$. Картина фазовых кривых (19) принципиально отличается от рассмотренной ранее (рис. 2). Так, все фазовые кривые расположены строго позади источника, т.е. в области $\bar{x} < 0$. Из выражения $\bar{y}/\bar{x} = \operatorname{th} \varphi / \sqrt{M^2 - 1}$ следует, что все фазовые кривые заключены внутри волнового клина, ограниченного прямыми (наклонными асимптотами) $\bar{y}/\bar{x} = \pm 1/\sqrt{M^2 - 1}$. Подчеркнем, что этот клин расположен позади источника.

Таким образом, расположение области, охваченной волновыми возмущениями, принципиально зависит от скорости движения осциллиру-

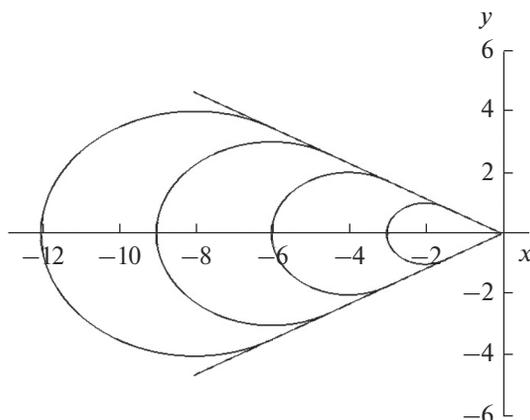


Рис. 2. Фазовые линии при $M > 1$. Значения параметров $M = 2, S = 0.1, 0.2, 0.3, 0.4$. Значения координат на графике нормированы на величину c/ω_0

ющего источника. Если эта скорость меньше скорости звука, волновые возмущения целиком охватывают круговую область и могут быть зарегистрированы средствами дистанционного зондирования атмосферы. При сверхзвуковой скорости движения источника область волновых возмущений расположена строго позади источника внутри волнового клина.

Представленный анализ позволяет получить простое описание эффекта Доплера, наблюдаемого при числах Маха $M = U/c < 1$. Действительно, дисперсионное соотношение (1) можно записать в виде $\omega = \omega - kU$ или $\omega = \omega_0 + kU$, где $\omega = \Omega(\mathbf{k})$ – частота волн в неподвижной системе координат, ω_0 – частота колебаний источника. Преобразуем последнее выражения, используя выражение (17) для компоненты волнового вектора k . При этом

$$\begin{aligned} \omega &= \omega_0 + kU = \omega_0 \left(1 + \frac{U(U + c \cos \varphi)}{c^2 - U^2} \right) = \\ &= \frac{\omega_0}{c^2 - U^2} (c^2 + Uc \cos \varphi) = \frac{\omega_0 c^2}{c^2 - U^2} \left(1 + \frac{U}{c} \cos \varphi \right) = \\ &= \frac{\omega_0}{1 - M^2} (1 + M \cos \varphi). \end{aligned}$$

Таким образом, приходим к формуле

$$\omega = \frac{\omega_0}{1 - M^2} (1 + M \cos \varphi), \quad (20)$$

связывающей наблюдаемую в неподвижной системе координат частоту ω с частотой колебаний источника ω_0 . Из (20) следуют классические формулы теории эффекта Доплера [29]. Так, если $\varphi = 0$ (наблюдатель впереди источника), то

$$\omega = \frac{\omega_0}{1 - M^2} (1 + M) = \frac{\omega_0}{1 - M} > \omega_0$$

Регистрируемая частота больше частоты колебаний источника. Если $\varphi = \pi$ (наблюдатель позади источника), то

$$\omega = \frac{\omega_0}{1 - M^2} (1 - M) = \frac{\omega_0}{1 + M} < \omega_0,$$

т.е. позади источника наблюдаемая частота меньше частоты колебаний источника. Рассмотренный подход, таким образом, приводит к простому и наглядному описанию эффекта Доплера.

Отметим, что эффект Доплера фактически есть эффект волновых предвестников, однако этот факт специально не подчеркивается в литературе

4. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ НА ГЛУБОКОЙ ВОДЕ

Рассмотрим теперь волновую картину, образованную поверхностными гравитационными волнами на глубокой воде с дисперсионным соотношением $\Omega = \sqrt{gk}$, где g – ускорение свободного падения. Вектор групповой скорости для этих волн $\mathbf{V}_g = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{g}{k^3}} \mathbf{k}$, соответственно модуль групповой скорости $V_g = 0.5 \sqrt{g/k} = 0.5 \Omega/k$. С учетом соотношений

$$\mathbf{V}_g(\mathbf{k}) - \mathbf{U} = \left(\frac{1}{2} \sqrt{\frac{g}{k^3}} k - U, \frac{1}{2} \sqrt{\frac{g}{k^3}} l \right),$$

$$\mathbf{kV}_g - \Omega(\mathbf{k}) = -(1/2) \sqrt{gk} = -(1/2) \Omega,$$

уравнения (5) для фазовых кривых можно записать как

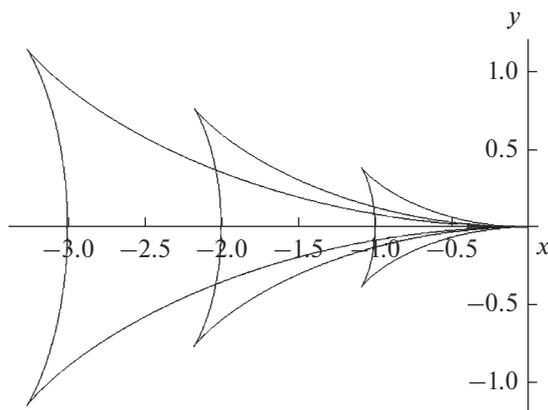


Рис. 3. Волновой клин Кельвина. Значения параметров $S = -1, -2, -3$. Значения координат нормированы на U^2/g .

$$\begin{aligned} x &= \frac{-S}{(1/2)\sqrt{g\kappa}} \left(\frac{g}{2\sqrt{g\kappa}} \cos\varphi - U \right), \\ y &= \frac{-S}{(1/2)\sqrt{g\kappa}} \left(\frac{g}{2\sqrt{g\kappa}} \sin\varphi \right). \end{aligned} \quad (21)$$

Здесь, как и ранее, используется система координат с источником в центре.

С учетом приведенных соотношений дисперсионное соотношение (1) запишется в виде

$$\sqrt{g\kappa} = \omega_0 + \kappa U \cos\varphi. \quad (22)$$

Уравнения (21), (22) полностью определяют уравнения для фазовых кривых.

Рассмотрим вначале случай источника без осцилляций $\omega_0 = 0$. В этом случае из (22) следует $\cos\varphi = \frac{\sqrt{g\kappa}}{\kappa U}$ или $\sqrt{g\kappa} = \frac{1}{m \cos\varphi}$, где $m = U/g$. Поскольку $\sqrt{g\kappa} > 0$ имеем ограничение $\cos\varphi > 0$, т.е. $-\pi/2 < \varphi < \pi/2$. Подставляя выражение для $\sqrt{g\kappa}$ в (21) получим параметрические уравнения фазовых кривых

$$\begin{aligned} x &= Sg^{-1}U^2 \cos\varphi (2 - \cos^2\varphi), \\ y &= -Sg^{-1}U^2 \cos^2\varphi \sin\varphi, \end{aligned} \quad (23)$$

где $-\pi/2 < \varphi < \pi/2$. Графики кривых (23) для значений $S = -1, -2, -3$ представлены на рис. 3. Значения координат нормированы на U^2/g . Эти кривые образуют знаменитый волновой клин Кельвина для волн от движущегося стационарного источника. Важно подчеркнуть, что в этом случае все волновые возмущения наблюдаются строго позади источника.

В связи с уравнениями (23) важно также отметить следующее обстоятельство. Выражение (10) для фазы S в случае стационарных источников

можно записать в виде $S = (\mathbf{kV}_g - \Omega(\mathbf{k}))t$. Отсюда следует, что должно выполняться неравенство $t = S/(\mathbf{kV}_g - \Omega(\mathbf{k})) > 0$. Поскольку для гравитационных волн $\mathbf{kV}_g - \Omega(\mathbf{k}) = -(1/2)\sqrt{g\kappa} < 0$, допустимые значения фазы в уравнениях (23) должны быть отрицательны.

Рассмотрим теперь общий случай для движущегося осциллирующего источника. Обозначая $\sqrt{g\kappa} = a$ и $m = U/g$, дисперсионное соотношение (22) можно записать в форме квадратного уравнения

$$a^2 m \cos\varphi - a + \omega_0 = 0. \quad (24)$$

Отсюда получаем два корня

$$\begin{aligned} a_1 = \sqrt{g\kappa} &= \frac{1 + \sqrt{1 - 4\omega_0 m \cos\varphi}}{2m \cos\varphi} = \\ &= \frac{2\omega_0}{1 - \sqrt{1 - 4\omega_0 m \cos\varphi}}, \end{aligned} \quad (25)$$

$$\begin{aligned} a_2 = \sqrt{g\kappa} &= \frac{1 - \sqrt{1 - 4\omega_0 m \cos\varphi}}{2m \cos\varphi} = \\ &= \frac{2\omega_0}{1 + \sqrt{1 - 4\omega_0 m \cos\varphi}}. \end{aligned} \quad (26)$$

Нетрудно видеть, что при исчезающей частоте $\omega_0 \rightarrow 0$ корень a_1 дает уравнение кривой (23), т.е. определяет волновой клин Кельвина. При этом $-\pi/2 < \varphi < \pi/2$. При исчезающей скорости $U \rightarrow 0$ ($m \rightarrow 0$) соотношение (26) сводится к соотношению $\sqrt{g\kappa} = \omega_0$, определяющие гравитационные волны на глубокой воде. При этом в (26) $0 < \varphi < 2\pi$, т.е. скорость движения источника не накладывает ограничений на угол φ . Движущийся осциллирующий источник, таким образом, возбуждает волны двух классов – волны Кельвина и обычные гравитационные волны.

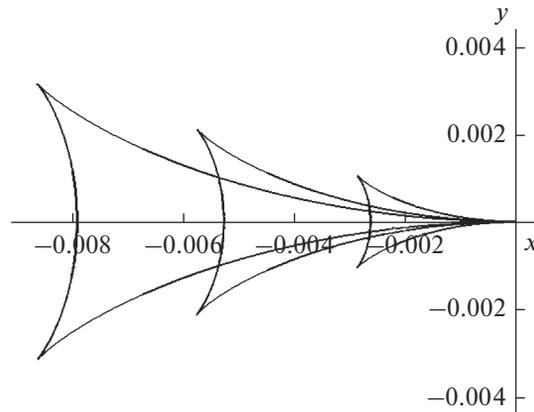


Рис. 4. Волновой клин Кельвина от движущегося осциллирующего источника при $U = 0.1c$. Значения параметров $S = -0.1, -0.2, -0.3$.

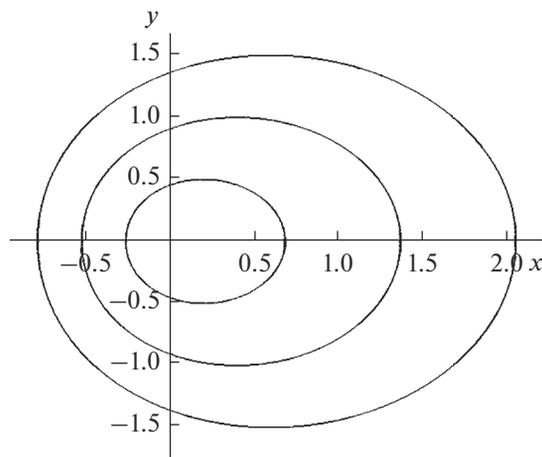


Рис. 5. Фазовые линии гравитационных волн при $U = 0.8c$. Значения параметров $S = -0.1, -0.2, -0.3$.

Подставляя (25) в (21) получим уравнения для фазовых кривых, образованных волнами Кельвина от осциллирующего источника

$$x = \frac{U (1/d)(1 - \sqrt{1 - d\cos\varphi}) \cos\varphi - 1}{\omega_0 \left(1 - \frac{1}{1 - \sqrt{1 - d\cos\varphi}}\right)} S.$$

$$y = \frac{U (1/d)(1 - \sqrt{1 - d\cos\varphi}) \sin\varphi}{\omega_0 \left(1 - \frac{1}{1 - \sqrt{1 - d\cos\varphi}}\right)} S.$$

$-\pi/2 < \varphi < \pi/2$. Графики этих кривых для значений параметров $S = -0.1, -0.2, -0.3$. представлены на рис. 4. Подставляя (26) в (21) получим уравнения для фазовых кривых, образованных гравитационными волнами

$$x = \frac{U (1/d)(1 + \sqrt{1 - d\cos\varphi}) \cos\varphi - 1}{\omega_0 \left(1 - \frac{1}{1 + \sqrt{1 - d\cos\varphi}}\right)} S.$$

$$y = \frac{U (1/d)(1 + \sqrt{1 - d\cos\varphi}) \sin\varphi}{\omega_0 \left(1 - \frac{1}{1 + \sqrt{1 - d\cos\varphi}}\right)} S.$$

$0 < \varphi < 2\pi$. Графики этих кривых для значений параметров $S = -0.1, -0.2, -0.3$. представлены на рис. 5. Как видно, теперь фазовые кривые имеют форму деформированных окружностей, окружающих источник.

Таким образом, движущийся источник без осцилляций генерирует волновой клин Кельвина, расположенный строго позади источника. Движущийся осциллирующий источник наряду с волнами Кельвина, возбуждает гравитационные волны, фазовые линии которых имеют форму деформированных окружностей. Волновые возмущения при этом наблюдаются как сзади, так и впереди источника. Возмущения впереди источника есть волновые предвестники, свидетельствующие о приближении источника. Наличие предвестников может играть важную роль в зада-

чах дистанционного зондирования атмосферы и океана.

В связи с волновыми предвестниками важно также отметить следующее обстоятельство. Их наличие будет иметь место для широкого класса диспергирующих волн при достаточно малых скоростях движения осциллирующего источника. Это прямо следует из дисперсионного соотношения (22). При условии $\omega_0/kU \ll 1$ значения k , удовлетворяющие (22), можно искать в форме разложения $k = k_0 + k_1$. При этом $\omega_0 = \Omega(k_0)$, $k_0 \cos \varphi U = \Omega'(k_0)k_1$ или $k_1 = k_0 \cos \varphi U / \Omega'(k_0)$. Подставляя $k = k_0 + k_1$ в соотношения (21) получим уравнения для фазовых кривых в форме деформированных окружностей, охватывающих область как впереди так и позади источника.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием лучевой теории исследована фазовая структура акустических и поверхностных гравитационных волн, возбуждаемых движущимся осциллирующим источником. Впервые получены явные уравнения для фазовых волновых линий возмущений от источника. Показано, что при достаточно малой скорости движения источника линии равной фазы имеют структуру колец, окружающих источник. При такой структуре всегда существуют волновые возмущения впереди источника, играющие роль волновых предвестников. На примере акустических волн показано, что если скорость движения источника больше скорости звука все фазовые кривые расположены в клиновидной области, находящейся строго позади источника. Полученные результаты могут играть важную роль в практических задачах дистанционного зондирования атмосферы и океана.

Автор благодарит М.В. Курганского и О.Г. Чхетиани за полезные обсуждения результатов. Работа выполнена при поддержке РФФИ (номер проекта 22-27-00039).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kelvin Lord W.* On gravitational oscillations of rotating water // Proc. R. Soc. Edinburg. 1879. V.10. P. 92–100.
2. *Уизем Дж.* Линейные и нелинейные волны. М.: Мир, 1977. 622 с.
3. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане. М.: Мир, 1981. Т. 1. 480 с. Т. 2. 365 с.
4. *Лайтхилл Дж.* Волны в жидкостях. М.: Мир. 1981. 600 с.
5. *Фабер Т.Е.* Гидроаэродинамика. М.: Постмаркет. 2001. 560 с.
6. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. М.: Мир. 1986. Т. 2. 415 с.
7. *Монин А.С.* Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 433 с.
8. *Ламб Г* Гидродинамика. Л.: Гостехиздат. 1947. 1084 с.
9. *Кочин Н.Е., Кибель Н.А., Розе Н.В.* Теоретическая гидромеханика. Ч. 1. М.: Физматгиз. 1963. 530 с.
10. *Калашник М.В., Свиркунов П.Н.* О волновом следе за движущимся ураганом // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 317–322.
11. *Свиркунов П.Н., Калашник М.В.* Фазовые картины волн от локализованных источников, движущихся относительно стратифицированной вращающейся среды (перемещающийся ураган, орографическое препятствие) // Доклады РАН. Механика. 2012. Т. 447. № 4. С. 396–400.
12. *Свиркунов П.Н., Калашник М.В.* Фазовые картины диспергирующих волн от движущихся локализованных источников // Успехи физических наук. 2014. Т. 184. № 1. С. 89–100.
13. *Georges T.H.* Infrasound from convective storms // Rev. Geophys. Space Phys. 1973. V. 11. № 3. P. 571–593.
14. Природные опасности России. Т. 5. Гидрометеорологические опасности. Под ред. Г.С. Голицына и А.А. Васильева. М.: Крук. 2001. 296 с.
15. *Fritts D.C., Alexander M.J.* Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere // Reviews of Geophysics. 2003. V. 41. № 1. P. 1–64.
16. *Куличков С.Н., Данилов С.Д., Грачев А.И., Отрезов А.И., Свертилов А.И., Чунгузов И.П.* Акустико-гравитационные волны от атмосферных штормов // Препринт Института физики атмосферы АН СССР. М. 1992. 87 с.
17. *Грачев А.И., Данилов С.Д., Куличков С.Н., Свертилов А.И.* Основные характеристики внутренних гравитационных волн в нижней атмосфере от конвективных штормов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 10. № 6. С. 759–767.
18. *Куличков С.Н., Цыбульская Н.Д., Чунгузов И.П., Гордин В.А., Быков Ф.Л., Чуликов А.И., Перепелкин В.Г., Буш Г.А., Голикова Е.В.* Некоторые результаты регистрации внутренних гравитационных волн от атмосферных фронтов в московском регионе // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 4. С. 455–469.
19. *Schechter D.A., Nicholls M., Persing J., Bedard A.J., Pielke R.A.* Infrasound emitted by tornado-like vortices: basic theory and a numerical comparison to the acoustic radiation of a single-cell thunderstorm // J. Atmos. Sci. 2008. V. 65. P. 685–713.
20. *Plougonven R., Zhang F.* Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts // Rev. of Geophys. 2014. V. 52. P. 33–76.
21. *Kalashnik M.V., Kulichkov S.N.* On pressure perturbations caused by a moving heat source of the frontal type. Hydrostatic mode // Izvestiya, Atmospheric and ocean physics. 2019. V. 55. № 5. P. 423–431.
22. *Булатов В.В., Владимиров Ю.В.* Волны в стратифицированных средах. М.: Наука, 2015. 735 с.
23. *Булатов В.В., Владимиров Ю.В.* Внутренние гравитационные волны, возбуждаемые пульсирующим источником возмущений // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2015. № 6. С. 26–34.

24. Булатов В.В., Владимиров Ю.В., Владимиров И.Ю. Дальние поля поверхностных возмущений от пульсирующего источника в жидкости бесконечной глубины // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2017. № 5. С. 23–29. <https://doi.org/10.7868/S0568528117050036>
25. Булатов В.В., Владимиров Ю.В. Гибридные поверхностные волны от гармонического источника возмущений // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2018. Т. 54. № 2. С. 221–226. <https://doi.org/10.7868/S0003351518020113>
26. Булатов В.В., Владимиров Ю.В., Владимиров И.Ю. Дальние поля поверхностных гравитационных волн от быстро движущегося осциллирующего источника возмущений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12. № 1. С. 45–53. <https://doi.org/10.7868/S2073667319010064>
27. Chen X.-B., Wu G.X. On singular and highly oscillatory properties of the Green function for ship motions // J. Fluid Mech. 2001. V. 445. P. 77–91.
28. Dobrokhotoy S. Yu., Grushin V.V., Sergeev S.A., Tirozzi B. Asymptotic theory of linear water waves in a domain with non-uniform bottom with rapidly oscillating sections // Russ. J. of Math. Physics. 2016. V. 23. P. 455–475.
29. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука. 1986. 733 с.

Wave Precursors from Moving Oscillating Sources

M. V. Kalashnik^{1, 2, 3, *}

¹A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 109017 Russia

²O.Yu. Shmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya, 10, Moscow, 123242 Russia

³Research and Production Association Typhoon, ul. Pobedy 4, Obninsk, Kaluga obl., 249038 Russia

*e-mail: kalashnik-obn@mail.ru

Using the ray theory, the phase structure of acoustic and surface gravitational waves excited by a moving oscillating source is studied. It is shown that at a sufficiently low source velocity, lines of equal phase have the structure of rings surrounding the source. With such a structure, there are always wave disturbances ahead of the source, which play the role of wave precursors. Using acoustic waves as an example, it is shown that if the source velocity is greater than the speed of sound, all phase curves are located in a wedge-shaped region located strictly behind the source.

Keywords: moving oscillating source, phase lines, acoustic and surface gravity waves, Kelvin wave wedge

УДК 551.583

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕОБХОДИМОСТИ ПРЕВЕНТИВНОЙ АДАПТАЦИИ

© 2022 г. А. С. Гинзбург^а, *, Г. А. Александров^а, А. В. Чернокульский^а^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

*e-mail: gin@ifaran.ru

Поступила в редакцию 29.06.2022 г.

После доработки 25.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

В связи с наблюдаемыми и прогнозируемыми изменениями климата существует необходимость в создании научно-обоснованных методов и критериев оценки потребности в превентивной адаптации к последствиям изменений климата и связанным с ними рискам. И хотя природа, население и экономика всегда реагируют на изменяющиеся условия и адаптируются к ним, в том числе к изменению климата, скорость и эффективность такой реактивной адаптации может быть недостаточной. В связи с этим, планирование адаптационных мероприятий и внедрение превентивной адаптации становится критически важным для устойчивого развития экономики, повышения качества жизни людей, сохранения экосистем. В данной работе предложен подход по выявлению количественных показателей климатического воздействия, превышение которых указывает на возникновение потребности в превентивной адаптации. Данный подход может применяться для разработки и реализации планов адаптации отраслей экономики и субъектов Российской Федерации к изменению климата.

Ключевые слова: изменение климата, воздействие, подверженность, уязвимость, пороговые значения, превентивная и реактивная адаптация, количественные показатели, климатический риск

DOI: 10.31857/S0002351522060062

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное изменение климата проявляется в росте глобальной и региональной приповерхностной температуры воздуха, росте уровня океана и накоплении тепла в океане, сокращении площади морских льдов, покровного оледенения и горных ледников, изменении циркуляционных режимов и режима осадков, увеличении частоты и интенсивности опасных неблагоприятных погодных явлений, уменьшении несущей способности многолетнемерзлых пород и т.д. [1]. Эти изменения оказывают воздействие на природные системы, на продолжительность и качество жизни людей, на различные сферы экономики [2]. Совокупность климатических воздействий диктует необходимость принятия мер по адаптации к изменениям климата, призванных повысить устойчивость отраслей экономики и отдельных регионов к происходящим климатическим изменениям, снизить подверженность этим изменениям и чувствительность к ним [3, 4].

Согласно [5], адаптация к изменению климата является процессом приспособления к существующему или ожидаемому клима-

ту и его воздействиям. При этом в антропогенных системах целью адаптации является уменьшение ущерба или использование благоприятных возможностей, а в естественных системах вмешательство человека может способствовать приспособлению к ожидаемому климату и его воздействиям.

Можно выделить два основных типа адаптации: реактивная (автономная) адаптация, как реакция того или иного субъекта на произошедшее или происходящее климатическое воздействие, и превентивная адаптация, которая характеризуется систематическим плановым подходом и относится не к субъекту адаптации (тому, кто адаптируется сам), а к объекту адаптации (который необходимо адаптировать). Превентивная адаптация может основываться не только на данных наблюдений, но также и на данных прогнозов о климатическом воздействии, то есть, по сути, быть упреждающей адаптацией [5–12], при которой меры принимаются до того, как ущерб был нанесен. И хотя в идеальном случае плановая адаптация должна носить упреждающий характер, в реальности это не так. Например, утвержденные отраслевые и

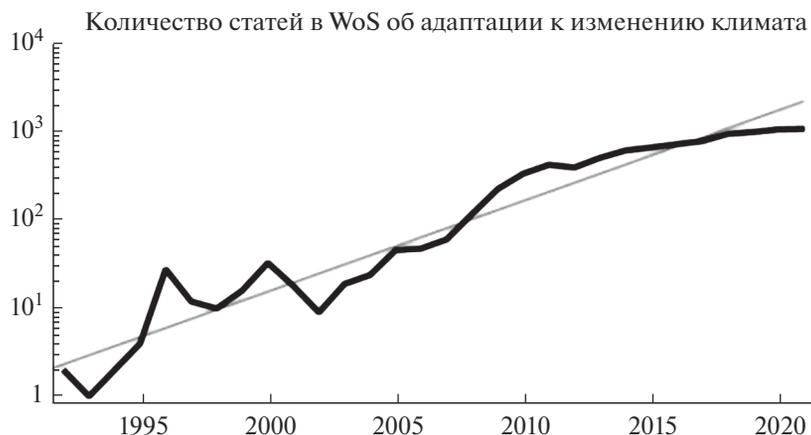


Рис. 1. Динамика числа научных публикаций, посвященных вопросам адаптации к изменению климата и индексируемых в информационной библиографической системе Web of Science.

региональные планы адаптации в РФ, а также планы адаптации в ряде других стран [9] в значительной мере носят реактивный характер.

Адаптация направлена на снижение подверженности объекта адаптации воздействию климатического фактора (предотвращение воздействия), повышение вероятности сохранения режима нормального функционирования объекта адаптации в тех, когда он подвергается воздействию (сопротивление воздействию, снижение уязвимости), сокращение время восстановления нормального функционирования объекта адаптации (компенсация воздействия), которое было нарушено в результате воздействия. В рамках разработки планов адаптации предлагаются различные показатели (метрики) климатического воздействия, подверженности и уязвимости, эффективности адаптационных мер [6–8].

В последнее время отмечается существенный прогресс в области планирования, финансирования и внедрения планов адаптации. По состоянию на 2021 год в 154 странах принят первый национальный план адаптации, в 72 странах – второй и в 25 – третий. Каждый год в мире инициируется более 300 проектов по адаптации [9]. Растет число научных публикаций, посвященных вопросам адаптации к изменению климата (рис. 1). Интересно отметить, что за последние 30 лет число публикаций росло с разной скоростью и эта скорость была максимальна в районе 2010 года – в период подготовки Пятого оценочного доклада [10], где теоретические подходы по исследованию и оценке адаптации прописаны наиболее полно. В последние годы обсуждение проблем адаптации перешло преимущественно в практическую плоскость, однако многие научно-методические вопросы по-прежнему актуальны [11–13].

Несмотря на очевидную важность адаптации к изменению климата, подавляющая часть финансовых ресурсов в области борьбы с изменением климата в большинстве направляется на реализацию стратегии низкоуглеродного развития стран (свыше 90%) и менее 10% – на реализацию мероприятий по адаптации к изменениям климата [14]. Недостаточное на наш взгляд внимание к финансированию адаптации связано, в частности, с недостатком научного обоснования необходимости адаптационных мероприятий. Поэтому одной из важных тем научных исследований становится анализ эффективности национальных планов климатической адаптации [15–17], определение количественных показателей, с помощью которых можно выявить период появления потребности в проведении адаптационных мероприятий [18–21]. Методология этих исследований оперирует такими понятиями как климатический фактор, пороговый уровень климатического фактора, воздействие климатического фактора, подверженность объекта адаптации воздействию климатического фактора, уязвимость этого объекта к воздействию климатического фактора.

В данной работе предложен подход, позволяющий определить необходимость возникновения потребности в превентивной (плановой) адаптации.

НЕКОТОРЫЕ СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ЭФФЕКТИВНОСТИ АДАПТАЦИИ

Необходимо отметить, что до настоящего времени при составлении планов адаптации различные страны, их регионы и отрасли экономики широко используют преимущественно возмож-

ный финансовый ущерб и возникающие проблемы здоровья населения при воздействии климатических факторов. Аналогично, при оценке потенциальной эффективности реализации этих планов в первую очередь учитывается предотвращенные финансовые потери и сохраненное здоровье населения.

В частности, в [22] справедливо утверждается, что в отличие от проектов по смягчению последствий изменения климата, где эффективность проекта может быть измерена с помощью показателя “сокращение выбросов в тоннах эквивалента CO_2 ”, для оценки эффективности проектов по адаптации не существует общепринятых показателей. Предложены две метрики оценки эффективности адаптационных мероприятий с запоминающимися названиями: Saved Wealth (SW) и Saved Health (SH) – т.е. спасенное благосостояние и спасенное здоровье [22].

Показатель сохраненного здоровья, SH, основан на концепции сэкономленных лет жизни с поправкой на инвалидность (Disability Adjusted Life Years Saved – DALYs), разработанной Всемирным банком [23] и широко используемой Всемирной организацией здравоохранения [24]. Предотвращенный ущерб описывается количеством лет, которые были бы потеряны из-за случаев утраты трудоспособности и преждевременной смерти, наступивших в результате воздействий тех иных климатических факторов

$$DALYs = NL + \sum_i I_i DW_i D_i, \quad (1)$$

где N – число смертельных случаев, L – средняя продолжительность жизни, DW_i – весовой коэффициент, отражающий тяжесть i -го типа заболеваний или травм и варьирующий от 0 (отличное здоровье) до 1 (летальный исход), D_i – средняя длительность утраты трудоспособности при заболевании или травмы i -го типа, I_i – число заболеваний или травм i -го типа.

Экономический ущерб, который может быть предотвращен в результате осуществления тех или иных адаптационных мер оценивается с учетом длительности периода применения и коэффициента дисконтирования:

$$SW = \sum_i MDP_i (1 - r)^i DS_i p_i, \quad (2)$$

где MDP_i – максимальный ущерб, который может быть нанесен в i -й год периода действия принимаемых адаптационных мер аномальными климатическими ситуациями, DS_i – ожидаемая в i -м году относительная интенсивность (от 0 до 1) негативного воздействия, оказываемая аномальными климатическими ситуациями, p_i – вероятность воз-

никновения в i -й год аномальных климатических ситуаций, r – ставка рефинансирования для финансирования адаптационных мероприятий.

Согласно Методическим рекомендациям по оценке климатических рисков Минэкономразвития РФ [8] потенциальный ущерб, ΣY , наносимый хозяйственной деятельностью в результате превышения пороговых значений климатических факторов определяется как сумма балансовой стоимости оборудования и инфраструктуры, которые могут пострадать от воздействия климатических факторов, суммарных затрат, связанных с восстановлением работоспособности оборудования и инфраструктуры, утраченной в результате воздействия климатических факторов, а также дохода, недополученного в период приостановки производственной деятельности, и дополнительные траты. При этом потенциальная экономическая уязвимость хозяйственной деятельности к воздействию климатических факторов, ПЭУ, определяется соотношением между объемом незастрахованной части потенциального ущерба к имеющимся финансовым резервам

$$ПЭУ = (\Sigma Y - C)/(P + B), \quad (3)$$

где C – застрахованный ущерб, P – размер имеющихся ресурсов, B – сумма годовой выручки. Влияние климатического воздействия на здоровье населения в методике [8] прямо не оценивается.

Приведенные выше показатели, также и ряд других аналогичных показателей учитывают пороговые значения климатических воздействий и оценивают влияние адаптационных мероприятий на экономику и здоровье населения. При этом явно недостаточно внимания уделяется количественным показателям климатических факторов, характеризующим возникновение потребности в плановых адаптационных мероприятиях.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕОБХОДИМОСТИ АДАПТАЦИИ

Потребность в адаптации возникает в тех регионах и для тех объектов, где изменение климата сопряжено с реализацией климатических рисков – как острых (экстремальных), связанных с учащением и/или усилением опасных погодных явлений, так и хронических (систематических), обусловленных постепенным изменением фоновых климатических условий.

Разработка количественного показателя, характеризующего необходимость и эффективность адаптационных мероприятий, начинается с определения климатического фактора и его порогового уровня, то есть значения, при котором с вы-

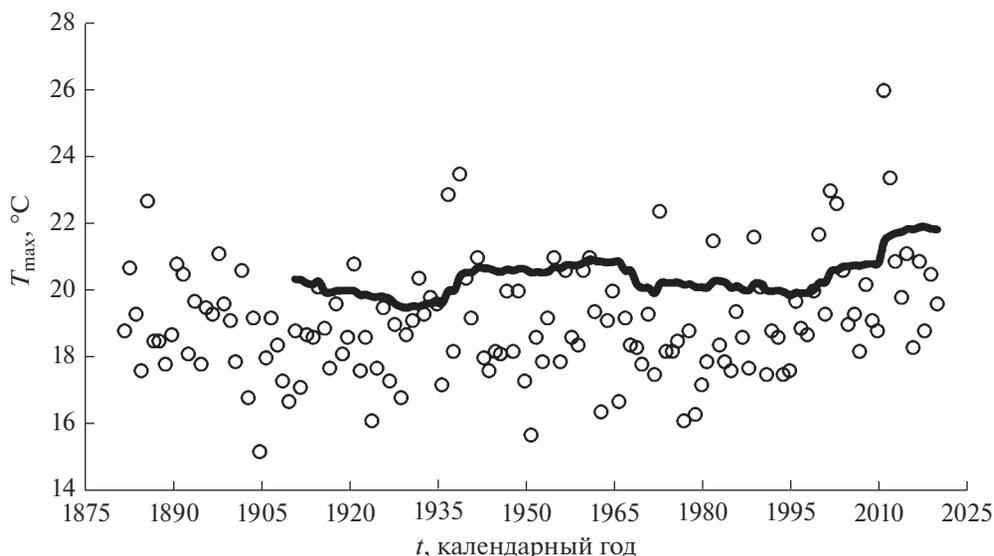


Рис. 2. Максимальная среднемесячная температура воздуха в Москве (T_{\max}). Сплошной линией показаны значения порогового уровня T_{\max} , соответствующего значению стандартизованного индекса этого климатического фактора равного 1, вычисленного по 30-летним скользящим средним и среднеквадратичным отклонениям за период $[t - 29, t]$.

сокой вероятностью происходит нарушение нормального функционирования объекта адаптации (например, нарушается функционирование объектов инфраструктуры, производственных процессов, создается угроза здоровью населения). Такими факторами, например, являются приземная температура воздуха в теплое время года, количество атмосферных осадков в теплое время года, сила ветра, глубина сезонного промерзания грунта, высота штормового нагона [18]. Аномальные значения этих факторов, выходящие за определенные пороговые значения, оказывают существенное прямое или косвенное воздействие на отрасли экономики, здоровье и качество жизни населения, состояние природных экосистем.

Так, при выходе температуры воздуха за привычные для данной местности пределы, наблюдается рост производственного травматизма из-за ослабления психомоторных функций (остроты зрения, быстроты реакции, координации движений и т.д.) под воздействием теплового стресса [25]. Аномально низкое количество осадков в теплое время года является одной из причин дефицита влаги в почве, что оказывает неблагоприятное воздействие на сельскохозяйственные культуры и лесные насаждения [26, 27]. Выпадение аномально большого слоя атмосферных осадков на обширной территории является причиной опасных наводнений [28]. Воздействие ураганного ветра, во многих случаях, носит комплексный характер [29, 30], т.е. нормальная работа отраслевых объектов нарушается из-за разрушения инфраструктуры, ко-

торая уязвима к прямым воздействиям сильного ветра, и эффекта “домино” (нарушение работы одного предприятия ведет к нарушению работы другого предприятия).

Важно отметить, что пороговые значения различны для разных объектов промышленности, транспорта, городской и дорожной инфраструктуры, сельского и лесного хозяйства и населения. Более того, эти значения могут быть различны для разных климатических зон. В связи с этим, в качестве метрики может выступать отклонение климатического фактора от климатической нормы на определенную величину, которое может быть выражено в относительных единицах. Например, для количественной характеристики аномальных величин атмосферных осадков за выбранный период рекомендуется применять стандартизованный индекс осадков (SPI), который, по сути, представляет отклонение количества осадков от средней величин, поделенное на среднеквадратичное отклонение [31, 32].

Вводя по аналогии с SPI стандартизованный индекс температуры — STI , можно получить, например пороговые значения T_{\max} , летнего сезона (июнь, июль, август) соответствующего отклонению T_{\max} от среднего значения за последние 30 лет на величину среднеквадратичного отклонения за прошедший тридцатилетний период, что соответствует $STI = 1$. На рис. 2 представлена динамика порогового уровня среднемесячной температуры (сплошная кривая) в летнее время

(июнь, июль, август) в Москве, соответствующего значению STI равному 1. Этот рисунок показывает, что пороговые значения температуры, определенные по среднеквадратичному отклонению за предшествующий данному моменту периоду, преодолеваются относительно редко, однако в последние десятилетия наблюдается достаточно четкая динамика изменения пороговых значений температуры, что указывает на растущую потребность в плановой адаптации к таким изменениям.

Обобщая индексы SPI и STI на другие климатические факторы, в частности, на длительность и интенсивность волн тепла, можно сказать, что во многих случаях потребность в адаптации возникает тогда, когда значение порогового уровня некоторого климатического фактора, соответствующего значению стандартизованного индекса этого фактора равному -1 (или 1), становится меньше (или больше) уровня этого фактора, которой принимался в качестве расчетного при проектировании тех или иных объектов адаптации. Это позволяет наглядно охарактеризовать аномальность таких значений в ретроспективе и возможность того, что они станут менее аномальными в перспективе.

В целом, потребность в превентивной адаптации возникает там, где изменение климата сопряжено с устойчивым повышением повторяемости климатических условий, при которых с высокой вероятностью происходит нарушение нормального функционирования объектов инфраструктуры, производственных процессов, или создается угроза здоровью населения. Например, расчетные значения климатических параметров для различных типов инфраструктурных объектов, которые указываются в соответствующих нормативных документах (строительных правилах, санитарных нормах и др.) должны периодически пересматриваться в условиях изменяющегося климата для того, чтобы вводимые в строй объекты были адаптированы к климатическим условиям, ожидаемым на период их эксплуатации.

ОБЩИЙ ВИД ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПОТРЕБНОСТИ В АДАПТАЦИИ

Как уже отмечалось, в последние годы в России активизировалась работа по созданию количественных показателей адаптации (см. [33–35]) предложена статистическая модель формирования климатической угрозы — иными словами возникновения насущной потребности в адаптации. Возникновение климатической угрозы описывается набором метеорологических переменных, характеризующих тот или иной календарный год

[34]. Климатическая угроза возникает, когда для значительного числа последовательных лет эти переменные одновременно выходят за пределы своих безопасных диапазонов.

В данной работе для характеристики потребности в плановой адаптации предложен общий вид показателя $I(k, d, t)$, который характеризует потребность (или ее отсутствие) в адаптации рассматриваемого (k -го) объекта к воздействию аномально высоких или аномально низких значений конкретного климатического фактора (драйвера) — d в момент времени t , соответственно $f_h(k, d, t)$ (4) или $f_l(k, d, t)$ (5)

$$I(k, d, t) = \theta(f(d, t) - f_h(k, d, t)), \quad (4)$$

$$I(k, d, t) = \theta(f_l(k, d, t) - f(d, t)), \quad (5)$$

$f(d, t)$ — текущее значение конкретного климатического фактора d (температура, осадки, ветер и т.д.) в рассматриваемый момент времени для выбранного региона или ячейки географической сетки; $f_h(k, d, t) = \mu(k, d, t) + \sigma(k, d, t)$ — верхнее пороговое значение климатического фактора d для k -го объекта адаптации, определяемое как сумма среднего значения этого фактора за предшествующие 30 лет μ и его среднеквадратичного отклонения σ за период времени $(t - 29, t)$; аналогично $f_l(k, d, t) = \mu(k, d, t) - \sigma(k, d, t)$ — нижнее пороговое значение выбранного климатического фактора для k -го объекта адаптации.

Функция θ определяет степень потребности в адаптации в конкретный момент времени конкретного объекта к изменению конкретного климатического фактора.

$$\theta(x) = \begin{cases} 0, & x < 0 \\ 1, & x \geq 0 \end{cases}. \quad (6)$$

Определенные таким образом значение показателя $I(k, d, t)$ для каждого объекта в каждый момент времени равно 0 или 1 и указывает на потребность адаптации в настоящее время к изменению конкретного климатического фактора или на отсутствие такой потребности.

Понятно, что оценка значения показателя I требует наличия полного набора метеорологических данных за прошедшие десятилетия, а в идеале — знания уязвимости конкретных объектов экономики, населения и природных экосистем к существенным отклонениям различных климатических факторов от нормы. Такие сведения, особенно это касается уязвимости, зачастую являются труднодоступными. Кроме того, в некотором регионе или в ячейке географической сетки как правило находится множество

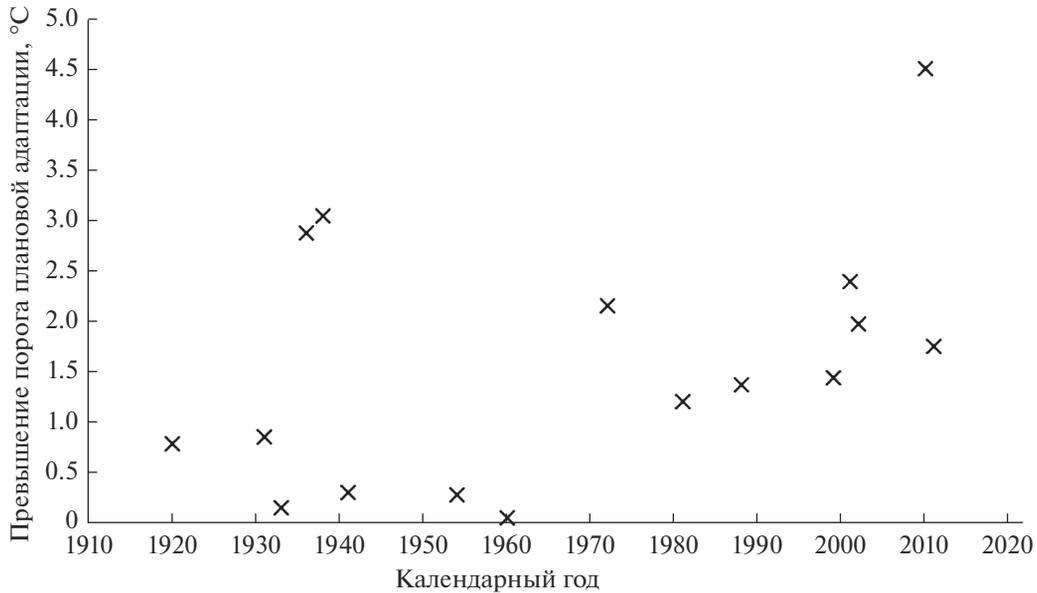


Рис. 3. Превышение порогового значения, характеризующего потребность в превентивной адаптации к максимальной среднемесячной температуре воздуха в Москве: разность между значением T_{max} в этот календарный год и пороговым уровнем, характеризующим потребность в превентивной адаптации, на данный календарный год.

потенциальных объектов адаптации, уязвимость которых может быть принципиально различной.

Рассмотрим пример, когда в некотором субъекте РФ имеются, скажем, N территорий с различными климатическими условиями. При этом для субъекта в целом суммарная потребность в адаптации, например к аномально высокой температуре T_{max} , даже для набора одинаковых объектов может отличаться от 0 или 1, поскольку функция $\theta(x)$ на этих территориях может быть различна.

Тогда значение показателя I для субъекта в целом определяется следующим образом

$$I(t) = \frac{1}{N} \sum_n (\theta(f(n,t) - f_h(t))). \quad (7)$$

В данном случае $f(n,t)$ – текущая температура воздуха на n -ой территории региона, а $f_h(t)$ – пороговое значения высокой температуры для данного типа объектов адаптации. Допустим, у нас в регионе пять территорий с разными климатическими условиями и на каждой территории находятся аналогичные промышленные предприятия. При этом на двух территориях наблюдается либо прогнозируется превышение пороговых значений высокой температуры, а на трех – нет, тогда $I(t)$ в настоящее время для этого региона равна 0.4.

Аналогично можно оценить показатель $I(t)$ для набора различных объектов, расположенных в одинаковых климатических условиях. Пусть у

нас есть M различных объектов, тогда потребность к адаптации этого набора объектов к аномально высокой температуре будет равна

$$I(t) = \frac{1}{M} \sum_n (\theta(f(t) - f_h(m,t))). \quad (8)$$

В этом случае $f(t)$ – текущая температура воздуха на данной территории региона, а $f_h(m,t)$ – пороговое значения высокой температуры для различных типов объектов адаптации. Как и предыдущем примере, если на трех из пяти объектах пороговые значения не превышаются, то общая потребность этого набора объектов к адаптации равна 0.4. С использованием такого подхода на рис. 3 показаны значения превышения порогового значения максимальной среднемесячной температуры воздуха в Московском регионе.

Может быть также установлено пороговое значение показателя I_{crit} , превышение которого ($I(t_{crit}) > I_{crit}$) в момент t_{crit} сигнализирует о необходимости проведения адаптационных мероприятий. Стоит отметить, что в качестве климатических данных для установления момента t_{crit} целесообразно использовать данные климатического моделирования (например, [33]) позволяющие определить наступление этого момента заранее. При этом стоит учитывать время, необходимое на проведение мероприятий превентивной адаптации (t_{impl}). Таким образом, время начала внедрения плановой адаптации (t_{adapt}) может опреде-

ляться как $t_{\text{adapt}} = t_{\text{crit}} - t_{\text{impl}}$. Например, если параметр I для того или иного региона (отрасли) превысил критическое значение в 2030 году, а продолжительность внедрения превентивной адаптации составляет 3 года, то это внедрение должно начаться в 2027 году.

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Как справедливо отмечено в [10] люди всегда адаптировались к изменяющимся условиям: личным, общественным, экономическим и климатическим (“Humans have always adapted to changing conditions: personal, social, economic, and climatic”). Однако быстрые темпы изменения климата в настоящее время требуют учитывать эти изменения при принятии решений (планировании адаптации) на всех уровнях: от домохозяйств до международного сообщества. Это одна из ключевых проблем устойчивого развития человечества в современных условиях.

Можно выделить ряд принципиально важных вопросов в области адаптации, основные из которых приведены ниже в редакции авторов данной статьи:

- Что и с какой степенью точности и достоверности нужно знать о будущих климатических условиях, чтобы принимать решения об адаптации?
- Заключается ли адаптация только в минимизации ущерба?
- Сводится ли адаптация только к спланированным действиям, направленным конкретно на адаптацию к изменению климата?
- Чем адаптация человеческих систем (здоровье, инфраструктура, экономика) отличается от адаптации в природных системах?
- Можно ли отличить адаптацию к изменению климата от обычных процессов развития и планирования и нужно ли это делать?
- Адекватно ли человечество адаптировано к нынешним климатическим условиям или существует “дефицит адаптации”?
- Существует ли угроза “неадекватной адаптации” (“maladaptation”) и насколько велика опасность того, что планы адаптации пойдут не так и ситуация ухудшится, а не улучшится?
- Как оценивать эффективность тех или иных методов адаптации?
- Возможна ли синергия мер по адаптации к изменению климата и мер по смягчению антропогенного воздействия на климатическую систему?

Несмотря на сложность ответа на все эти вопросы, в России, как и в большинстве стран и регионов мира, в последние годы резко возрастает понимание необходимости адаптации к уже наблюдаемым и прогнозируемым изменениям климата. Подготовленные на современной научной основе и утвержденные Приказом Минэкономразвития РФ № 267 в 2021 году “Методические рекомендации по оценке климатических рисков” [8], в частности, предполагают:

- а) регулярную актуализацию используемых методических подходов;
- б) учет природно-климатической, социально-экономической и технологической специфики климатических рисков для различных отраслей экономики и регионов России;
- в) учет превентивной (упреждающей) и пост-кризисной адаптации, а также адаптации к прямым и косвенным последствиям изменений климата для населения, окружающей среды, инфраструктуры и экономики;
- г) мониторинг и прогнозирование уровня климатических рисков в региональном и отраслевом разрезе.

Планирование и реализация адаптационных мероприятий, а также оценка их эффективности, требует четких формулировок понятий, целей и задач в области адаптации к уже наблюдаемым и прогнозируемым изменениям климата в глобальном и региональном масштабах. В том числе, требуется научно-обоснованное определение момента возникновения необходимости превентивной адаптации.

Предложенный в данной статье подход может использоваться для определения момента возникновения необходимости превентивной адаптации и для отраслей экономики. Например, используя показатель STI можно оценить момент возникновения необходимости оборудования административных зданий и медицинских учреждений системами охлаждения воздуха. Поскольку на значительной части территории РФ среднемесячная среднесуточная T_{max} редко превышает 18°C [36], то в настоящее время такая необходимость отсутствует. Однако, при тенденции к росту порогового значения T_{max} , соответствующего значению STI равному 1 и появляется перспектива превышения порогового значения, при котором возможно ослабление психомоторных функций персонала под воздействием теплового стресса, и оборудование административных зданий и медицинских учреждений системами охлаждения воздуха становится необходимым.

Процент населения РФ, подверженный воздействию значений T_{\max} , превышающих 18°C , можно оценить по климатическим данным [37] и данным о распределении плотности населения [38]. Рост этого показателя характеризует потребность в адаптации и, в частности, предполагает пропорциональное увеличение площади административных зданий и медицинских учреждений, оборудованных системами охлаждения воздуха. Однако, оценить рост защищенности населения от воздействия этого климатического фактора намного сложнее, так как уровень защищенности определяется не только увеличением площади помещений, оборудованных системами охлаждения воздуха. Там, где население регулярно подвергается воздействию значений T_{\max} , превышающих 18°C , оно могло уже автономно адаптироваться к воздействию этого климатического фактора [39–40]. Поэтому более точным показателем потребности в плановой адаптации является процент населения РФ, подверженный воздействию значений T_{\max} , превышающих пороговый уровень, соответствующий значению стандартизованного индекса этого климатического фактора равному 1, при условии, что этот пороговый уровень превышает 18°C .

Прямым показателем эффективности реактивной и превентивной адаптации к воздействию высокой температуры воздуха в летнее время года является процент населения, пострадавшего от теплового стресса. Для расчета этого показателя необходимы либо данные медицинской статистики, либо данные социологических опросов. Так как такие данные, в отличие от климатической информации, недоступны, об эффективности реактивной адаптации можно судить только на основании результатов отдельных научных исследований, преимущественно посвященных воздействию изменений климата на здоровье населения [41, 42] и на функционирование объектов энергетики (см., например, [43–45]). Принимая во внимание данные этих исследований и отсутствие в настоящее время статистических данных о проценте населения, пострадавшего от теплового стресса, можно сделать вывод, что в настоящее время не остается ничего другого, кроме как применять показатели адаптации, основывающиеся на климатических данных.

В целом, помимо показателей климатического воздействия имеет смысл отслеживать также показатели подверженности тому или иному воздействию. Например, подверженность населения волнам жары может характеризоваться процентом населения, экспонированного воздействию необычно высокой для данного региона темпера-

туры воздуха наиболее теплой пятидневки года (табл. 1).

Поскольку тепловому стрессу подвержены не только люди, но и растения, в набор показателей необходимости адаптации целесообразно включать процент площади земель сельскохозяйственного назначения, подвергнутых воздействию необычно высоким для данного региона значениям средней температуры воздуха с мая по июль, превышающей пороговое значение равное 20°C , процент площади зерновых, подвергнутых воздействию необычно высокой для данного региона средней температуры воздуха с мая по июль, превышающей пороговое значение равное 20°C , а также процент площади зерновых, подвергнутых воздействию необычно высокой среднемесячной температуры воздуха в июне. Для оценки необходимости адаптации сельскохозяйственного производства и лесоводства к воздействию низкого количества атмосферных осадков в летнее время года можно оценивать такие показатели как процент площади земель сельскохозяйственного назначения, подвергнутых воздействию необычно низких значений количества атмосферных осадков, выпавших с мая по июль и процент площади земель лесного фонда, подвергнутых воздействию необычно низких значений количества атмосферных осадков, выпавших с мая по июль.

Информация, необходимая для отслеживания предлагаемых показателей, находится в открытом доступе и представлена в виде, позволяющем проводить необходимые расчеты, а именно, в виде цифровых данных о значениях температуры воздуха [37], количества атмосферных осадков [46, 47], плотности населения [38], площади лесных [48] и сельскохозяйственных земель [49, 50]. Таким образом, эти показатели уже сейчас можно отслеживать и для страны в целом, и на уровне субъектов РФ. Общедоступные климатические данные позволяют отслеживать ряд других показателей, характеризующих динамику климатических факторов, оказывающих воздействие на население и на отрасли экономики. Часть из них перечислена в табл. 1.

Если для климатических факторов присутствуют данные в хорошем разрешении, то данные для подверженности (и тем более уязвимости), которые можно было бы использовать для ретроспективного анализа воздействия климатических факторов в масштабе страны, или на уровне субъектов РФ, отсутствуют. Такие, например, как данные об урожайности зерновых во Франции [55], которые недавно были сведены в общедоступную базу данных, охватывающих период с

Таблица 1. Примеры показателей, характеризующих динамику климатических факторов, оказывающих воздействие на население и на отрасли экономики

Климатический фактор (воздействие)	Показатель, учитывающий подверженность	Область применения	Ссылки
Превышение максимальной дневной температурой воздуха регионального порогового значения в течение трех и более дней	Процент населения, подвергающегося воздействию этого фактора хотя бы один раз в год	Здравоохранение	[41, 51]
Превышение максимальной дневной температурой воздуха ее среднегодовое значение более чем на 5°C	Число дней в году, средневзвешенное по численности населения, подвергающегося этому воздействию	Здравоохранение	[39]
Превышение максимальной дневной температурой воздуха порогового значения равного 32°C в период с 1 мая по 15 июня	Процент площади зерновых культур, подвергающихся воздействию этого фактора хотя бы один раз в год	Сельское хозяйство	[51, 52]
Превышение максимальной дневной температурой воздуха порогового значения равного 26°C	Число дней в году, средневзвешенное по длине дорожной сети, подвергающейся этому воздействию	Транспорт	[51]
Превышение минимальной ночной температурой воздуха порогового значения равного 20°C	Число дней в году, средневзвешенное по численности населения, подвергающегося этому воздействию	Здравоохранение, городское хозяйство	[53]
Превышение суточным слоем осадков пороговой величины равной 20 мм	Число дней в году, средневзвешенное по численности населения крупных городов, подвергающегося этому воздействию	Городское хозяйство	[53]
Длительность периода высокой вероятности лесных пожаров	Число дней в году, средневзвешенное по площади лесных насаждений, подвергающихся воздействию этого фактора	Лесное хозяйство	[54]

1900 по 2018 год. Таким образом, существует потребность проведения проблемно-ориентированных исследований, аналогичных [56], нацеленных на создание цифровой платформы для ретроспективного анализа воздействия климатических факторов в масштабе страны и субъектов РФ, включая не только данные об изменении климатических факторов за последние 50–60 лет, но и данные об их воздействии на население и отрасли экономики за последние 10–20 лет. Это позволит постепенно заменить предлагаемые в данной работе показатели адаптации на показатели, предлагаемые Минэкономразвития [8] и Международной программой действий по изменению климата (IPAC) [6], использовать которые в данный момент затруднительно ввиду отсутствия всей необходимой информации. Также представляется целесообразным разработать цифровую платформу для сбора, первичной обработки, систематизации и анализа данных, необходимых для мониторинга адаптации субъектов РФ и отраслей экономики к изменению климата. Отсутствие такой цифровой платформы является сдерживающим

фактором для формирования эффективной системы мер, нацеленных на предотвращение неблагоприятных последствий изменения климата. Однако, из этого не следует, что в настоящее время нет никакой возможности для оценки климатической адаптации.

Результаты проведенного нами исследования показали, что общедоступная климатическая информация, дополненная информацией о распределении населения, сельскохозяйственных земель и лесопокрытых территорий, позволяет уже сейчас отслеживать динамику ряда показателей климатической адаптации, например, позволяют отследить момент необходимости проведения плановой адаптации.

Эти показатели могут быть использованы при составлении планов адаптации и оценки эффективности их реализации как для регионов и отраслей экономики России, так и для отдельных муниципальных образований, объектов промышленности, городской инфраструктуры, сельского и лесного хозяйства.

Авторы благодарят двух анонимных рецензентов за конструктивные замечания, позволившие существенно улучшить текст статьи и привести используемую в статье терминологию к международным стандартам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Masson-Delmotte V. et al.* Climate change 2021: the physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, 2021 (In press). [<https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>].
2. *Pörtner, H.-O. et al.* Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability// Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge University Press. 2022 (In press). [<https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>].
3. *Катцов В.М., Порфирьев Б.Н.* Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 г. и дальнейшую перспективу. М.: Д'АРТ: Главная геофизическая обсерватория, 2011. 252 с.
4. Изменения климата и экономика России: тенденции, сценарии, прогнозы // Ред. Б.Н. Порфирьев, В.И. Данилов-Данильян — М.: Научный консультант, 2022. 514 с.
5. МГЭИК, 2014 г.: Изменение климата, 2014 г.: Воздействия, адаптация и уязвимость. Глоссарий. Ред. Дж. Агард и Л. Шиппер // Cambridge University Press. С. 195–222. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/AR5_WGII_glossary_RU.pdf.
6. OECD, 2021a. International Programme for Action on Climate (IPAC). <https://www.oecd.org/climate-action/ipac>
7. OECD, 2021b. The Annual Climate Action Monitor: Helping Countries Advance Towards Net Zero, OECD Publishing, Paris, <https://doi.org/10.1787/5bcb405c-en>
8. Министерство экономического развития Российской Федерации, 2021. Об утверждении методических рекомендаций и показателей по вопросам адаптации к изменениям климата // Приказ Минэкономразвития России № 267 от 13 мая 2021 г. https://www.economy.gov.ru/material/file/b3cc582c24e7367170b5605f1199c6a9/267_13052021.pdf.
9. UNEP. Adaptation gap report 2021. Nairobi: UNEP. 2021.
10. МГЭИК, 2014 г.: Изменение климата, 2014 г.: Воздействия, адаптация и уязвимость. Резюме, часто задаваемые вопросы и перекрестные вставки по главам. Вклад Рабочей группы II в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата (К.Б. Филд, В.Р. Баррос, Д.Дж. Доккен, К.Дж. Мак, М.Д. Мастрандреа, Т.Е. Билер, М. Чаттерджи, К.Л. Эби, Й.О. Эстрада, Р.К. Дженова, Б. Джирма, Е.С. Киссел, А.Н. Леви, С. Маккракен, П.Р. Мастрандреа и Л.Л. Уайт). Всемирная Метеорологическая Организация, Женева, Швейцария, 222 с.
11. *Липка О.Н., Романовская А.А., Семенов С.М.* Прикладные аспекты адаптации к изменениям климата в России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. № 1. С. 65–90.
12. ГОСТ Р ИСО 14090-2019. Национальный стандарт Российской Федерации “Адаптация к изменениям климата. Принципы, требования и руководящие указания”. 2019. <https://docs.cntd.ru/document/1200167738>
13. *Extance A.* How AI technology can tame the scientific literature // Nature. 2018. V. 561. № 7722. P. 273–274.
14. Global Landscape of Climate Finance 2021 report / Climate Policy Initiative. 2021. URL: <https://www.climatepolicyinitiative.org/publication/global-landscape-of-climate-finance-2021>.
15. *Berrang-Ford L. et al.* Tracking global climate change adaptation among governments // Nat. Clim. Change. 2019. V. 9. № 6. P. 440–449.
16. *Woodruff S.C., Regan P.* Quality of national adaptation plans and opportunities for improvement // Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change. 2019. V. 24. № 1. P. 53–71.
17. *Woodruff S.C., Stults M.* Numerous strategies but limited implementation guidance in US local adaptation plans // Nat. Clim. Change. 2016. V. 6. № 8. P. 796–802.
18. *Boutang J. et al.* Climate Change Adaptation: Operational Taxonomy and Metrics // Sustainability. 2020. V. 12. № 18. P. 7631.
19. *Owen G.* What makes climate change adaptation effective? A systematic review of the literature // Glob. Environ. Change. 2020. V. 62. P. 102071.
20. *Ford J.D., King D.* A framework for examining adaptation readiness // Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change. 2015. V. 20. № 4. P. 505–526.
21. *Biesbroek R. et al.* Data, concepts and methods for large- n comparative climate change adaptation policy research: A systematic literature review // WIREs Clim. Change. 2018. V. 9. № 6. C. e548.
22. *Stadelmann M. et al.* Universal Metrics to Compare the Effectiveness of Climate Change Adaptation Projects // Handbook of Climate Change Adaptation / ed. Leal Filho W. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2015. P. 2143–2160.
23. World Bank, World Development Report 1993: Investing in health // Oxford University Press, Oxford. 1993. 12 с.
24. WHO, Global Burden of Disease // World Health Organization. 2010. Geneva. 146 с.
25. *Varghese B.M. et al.* Are workers at risk of occupational injuries due to heat exposure? A comprehensive literature review // Saf. Sci. 2018. V. 110. P. 380–392.
26. *Kharuk V.I. et al.* Climate-induced mortality of spruce stands in Belarus // Environ. Res. Lett. 2015. V. 10. № 12.
27. *Leng G., Hall J.* Crop yield sensitivity of global major agricultural countries to droughts and the projected

- changes in the future // *Sci. Total Environ.* 2019. V. 654. P. 811–821.
28. *Dottori F. et al.* Increased human and economic losses from river flooding with anthropogenic warming // *Nat. Clim. Change.* 2018. V. 8. № 9. P. 781–786.
 29. *Misuri A. et al.* Lessons learnt from the impact of hurricane Harvey on the chemical and process industry // *Reliab. Eng. Syst. Saf.* 2019. V. 190. P. 106521.
 30. *Weinkle J. et al.* Normalized hurricane damage in the continental United States 1900–2017 // *Nat. Sustain.* 2018. V. 1. № 12. P. 808–813.
 31. *ВМО.* Руководство для пользователей стандартизированного индекса осадков. Женева: Всемирная Метеорологическая Организация, 2012. 20 с.
 32. *Черенкова Е.А., Золотокрылин А.Н.* О сравнимости некоторых количественных показателей засухи // *Фундаментальная и прикладная климатология.* 2016. № 2. С. 79–94.
 33. *Катцов В.М., Хлебникова Е.И., Школьник И.М., Рудакова Ю.Л.* Вероятностное сценарное прогнозирование регионального климата как основа разработки адаптационных программ в экономике Российской Федерации // *Метеорология и гидрология,* 2020. № 5. с. 46–58.
 34. *Семенов С.М., Попов И.О., Ясюкевич В.В.* Статистическая модель для оценки формирования климатических угроз по данным мониторинга климата. *Метеорология и гидрология.* 2020. № 5. С. 59–65.
 35. *Романовская А.А.* Оценка приоритетности территориальных единиц России с целью адаптации к климатическим угрозам // *Метеорология и гидрология.* 2022. № 2. С. 53–61.
 36. Максимальная температура воздуха // *Национальный атлас России.* Т. 2. С. 162–163.
 37. *Slivinski L.C. et al.* An Evaluation of the Performance of the Twentieth Century Reanalysis Version 3 // *J. Clim.* 2021. V. 34. № 4. P. 1417–1438.
 38. *Leyk S. et al.* The spatial allocation of population: a review of large-scale gridded population data products and their fitness for use // *Earth Syst. Sci. Data.* 2019. V. 11. № 3. P. 1385–1409.
 39. *Tong S., Wang X.Y., Barnett A.G.* Assessment of Heat-Related Health Impacts in Brisbane, Australia: Comparison of Different Heatwave Definitions // *PLoS ONE / ed. Zimmer J.* 2010. V. 5. № 8. P. e12155.
 40. *Nairn J., Fawcett R.* The Excess Heat Factor: A Metric for Heatwave Intensity and Its Use in Classifying Heatwave Severity // *Int. J. Environ. Res. Public Health.* 2014. V. 12. № 1. P. 227–253.
 41. *Ревич Б.А. и др.* Волны жары в южных городах европейской части России как фактор риска преждевременной смертности населения // *Проблемы прогнозирования.* 2015. № 2. С. 56–67.
 42. *Ревич Б.А., Малеев В.В., Смирнова М.Д.* Изменение климата и здоровье: оценки, индикаторы, прогнозы. М.: ИНП РАН, 2019. 196 с.
 43. *Belova I.N., Ginzburg A.S., Krivenok L.A.* Heating seasons length and degree days trends in Russian cities during last half century // *Energy Procedia.* 2018. V. 149. P. 373–379. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2018.08.201>
 44. *Клименко В.В., Гинзбург А.С., Федотова Е.В., Терешин А.Г.* Волны тепла – новая опасность для энергосистемы России // *Докл. Российской академии наук. Физика, технические науки.* 2020. Т. 494. С. 82–88.
 45. *Александров Г.Г.* Климатически обусловленный минимум потребности в энергии для отопления в городах центра европейской части России // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. Т. 56. № 6. С. 700–705.
 46. *Schamm K. et al.* Global gridded precipitation over land: a description of the new GPCP First Guess Daily product // *Earth Syst. Sci. Data.* 2014. V. 6. № 1. P. 49–60.
 47. *Sun Q. et al.* A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons // *Rev. Geophys.* 2018. V. 56. № 1. P. 79–107.
 48. *Sexton J.O. et al.* Global, 30-m resolution continuous fields of tree cover: Landsat-based rescaling of MODIS vegetation continuous fields with lidar-based estimates of error // *Int. J. Digit. Earth.* 2013. V. 6. № 5. P. 427–448.
 49. *Schepaschenko D. et al.* A new hybrid land cover dataset for Russia: a methodology for integrating statistics, remote sensing and in situ information // *J. Land Use Sci.* 2011. V. 6. № 4. P. 245–259.
 50. *Buchhorn M. et al.* Copernicus Global Land Cover Layers—Collection 2 // *Remote Sens.* 2020. V. 12. № 6. P. 1044.
 51. *Arnell N.W. et al.* Changing climate risk in the UK: A multi-sectoral analysis using policy-relevant indicators // *Clim. Risk Manag.* 2021. V. 31. P. 100265.
 52. *Bizikova L. et al.* An indicator set to track resilience to climate change in agriculture: A policy-maker’s perspective // *Land Use Policy.* 2019. V. 82. P. 444–456.
 53. *Scholze N., Riach N., Glaser R.* Assessing climate change in the trinational upper Rhine Region: How can we operationalize vulnerability using an indicator-based, meso-scale approach? // *Sustain. Switz.* 2020. V. 12. № 16. С. 6323.
 54. *Lorente M. et al.* Tracking Forest changes: Canadian Forest Service indicators of climate change // *Clim. Change.* 2020. V. 163. № 4. P. 1839–1853.
 55. *Schauberger B. et al.* French crop yield, area and production data for ten staple crops from 1900 to 2018 at county resolution // *Sci. Data.* 2022. V. 9. № 1. P. 38.
 56. *Гордов Е.П., Гордова Ю.Е., Окладников И.Г., Рязанова А.А., Титов А.Г.* Веб-гис платформа “климат” для исследования климатических процессов и откликов на них: потенциал и перспективы // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35. № 2 (397). С. 132–135.

Climatic Criteria for the Preventive Adaptation Need

A. S. Ginzburg¹, *, G. A. Alexandrov¹, and A. V. Chernokulsky¹

¹*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky 3, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: gin@ifaran.ru*

In the light of observed and predicted climate changes, there is a need for developing science-based methods and criteria to assess the need for planned adaptation to the consequences of climate change and associated risks. The nature, the population, and the economy always respond to changing conditions, including climate change, and adapt to them. However, the speed and effectiveness of reactive adaptation may not be sufficient. Due to this reason, the planning of adaptation measures and implementation of preventive adaptation become critical for sustainable development of the economy, improving the quality of life of people, and preserving ecosystems. This paper proposes an approach to identify quantitative indicators of climate impact that show the need for preventive adaptation when exceeding threshold values. The proposed approach can also be applied to the sectors of the economy and the subjects of the Russian Federation.

Keywords: climate change, impact, exposure, vulnerability, thresholds, preventive and reactive adaptation, quantitative indicators, climate risk

УДК 551.583

ИНТЕГРАЛЬНЫЙ ИНДЕКС АКТИВНОСТИ АТМОСФЕРНЫХ БЛОКИРОВАНИЙ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ В ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ

© 2022 г. И. И. Мохов^{a, b, *}, А. В. Тимажев^a^aИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский переулок, д. 3, Москва, 119017 Россия^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, строение 2, Москва, 119991 Россия

*e-mail: mokhov@ifaran.ru

Поступила в редакцию 27.06.2022 г.

После доработки 20.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

Для характеристики суммарной активности атмосферных блокирований (блокингов) для протяженных областей на разных временных интервалах предложен новый интегральный индекс. Интегральный индекс, характеризующий долю площади с атмосферным блокированием в конкретной области в течение определенного временного интервала, использовался в двух версиях — одномерной и более детальной — двумерной. С использованием данных реанализа для 4 десятилетий (1979–2018 гг.) получены оценки степени общей подверженности российских регионов и Северного полушария (СП) в целом действию атмосферных блокирований в разные сезоны и в среднем за год. Наибольшие значения интегрального индекса, зависящего от частоты, длительности и размеров атмосферных блокингов для России и СП в целом получены для летнего сезона. Наибольшая межгодовая изменчивость проявляется в зимние сезоны. С использованием кросс-вейвлетного анализа отмечены существенные различия когерентности межгодовых вариаций интегрального индекса для российских регионов и для СП в целом для разных сезонов. При этом проявляется их значимая когерентность для наиболее долгопериодных (междесятилетних) вариаций сезонных значений интегрального индекса, за исключением весенних сезонов.

Ключевые слова: атмосферные блокинги, интегральный индекс, данные реанализа, корреляционный и кросс-вейвлетный анализ, Северное полушарие, российские регионы, сезонные особенности, межгодовая изменчивость

DOI: 10.31857/S0002351522060116

ВВЕДЕНИЕ

Сильнейшие региональные погодно-климатические аномалии связаны с продолжительными атмосферными блокированиями зонального переноса в тропосфере средних широт, с формированием, в частности, засух летом и морозов зимой. Аномалии атмосферной циркуляции в режимах блокирования (блокинги) длительностью от нескольких суток до двух месяцев приводят к формированию аномалий температурного и гидрологического режимов. Для диагностики особенностей атмосферных блокингов используются разные методы [1–23]. При этом для разных характеристик блокингов, включая их частоту, длительность, интенсивность, размеры проявляются существенные различия в изменениях, вплоть до противоположных. Особенности межгодовой изменчивости и междесятилетних изме-

нений характеристик атмосферных блокингов зависят не только от региона и сезона, но и от временных интервалов, для которых оцениваются долгопериодные тенденции. Это связано, в частности, с особенностями региональной и глобальной климатической изменчивости с влиянием ключевых крупномасштабных мод климатической изменчивости типа явлений Эль-Ниньо/Южного колебания, Северо-Атлантического и мультдесятилетнего Атлантического колебаний, Арктического колебания, Тихоокеанских десятилетней и мультдесятилетней осцилляций и др. [24–28]. Значимо также влияние квазидвухлетней цикличности [29, 30]. Как отмечено в [29], особенности квазидвухлетней цикличности проявляются в изменениях многих характеристик тропосферы и стратосферы в различных широтах — от экваториальных до полярных. В том числе, согласно

[30] учет квазидвухлетней цикличности существенно сказывается на предсказуемости Северо-Атлантического колебания – значимого индикатора атмосферной и климатической изменчивости в Северном полушарии (СП).

С целью совместного учета изменений разных характеристик атмосферных блокингов в [11] предложено оценивать их интегральные эффекты специальной характеристикой – аналогом действия с размерностью [энергия]x[время]. Подобной характеристикой оценивается общий энергетический потенциал атмосферных блокингов за время их существования с учетом возможного притока и оттока энергии для этих образований как открытых подсистем. В данной работе для характеристики атмосферных блокирований предлагается использовать другой интегральный индекс. Наряду с предложенным И.И. Моховым и С.А. Ситновым одномерным вариантом интегрального индекса блокирования (МС-версия интегрального индекса) для оценки суммарной активности атмосферных блокирований для разных регионов и временных интервалов используется двухмерная версия интегрального индекса блокирования (см., напр., [22, 23]).

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

В данной работе представлены оценки интегрального индекса атмосферных блокирований с использованием локального индекса блокирования [22, 23]. Интегральный индекс блокирования I_I для долготного сектора $\Delta\lambda$ на временном интервале Δt (длительностью N_τ суток) определялся следующим образом:

$$I_I = \sum N_i(\lambda_i) / N_\tau N_\lambda,$$

где $i = 1, 2, \dots, N_\lambda$, $N_\lambda = \Delta\lambda / \delta\lambda$, $N_i(\lambda_i) = \sum n_{ij}(\lambda_i, t_j)$, n_{ij} – характеризует долю i -ой долготной ячейки с выполнением локальных условий блокирования в j -ый интервал времени, $j = 1, 2, \dots, N_\tau$, $N_\tau = \Delta t / \delta t$, δt – шаг по времени. Величина I_I , характеризующая долю широтно-долготных ячеек анализируемого региона в условиях атмосферного блокирования за весь анализируемый период, далее приводится в процентах.

В качестве локального индекса для детектирования атмосферных блокирований можно использовать разные подходы (см., напр., [14, 20]). В частности, блокирования западного переноса в тропосфере средних широт достаточно просто диагностируются с использованием подхода, предложенного в [2], и его модификации в [5]. Согласно [2] атмосферное блокирование можно диагностировать индексом I , определяемым для каждой дол-

готы λ разностью значений геопотенциальной высоты H на уровне 500 гПа между субтропическими (40° с.ш.) и субполярными (60° с.ш.) широтами:

$$I(\lambda) = H(\lambda)_{40^\circ\text{N}} - H(\lambda)_{60^\circ\text{N}}.$$

Области атмосферного блокирования с характерным масштабом порядка масштаба Обухова для баротропной атмосферы проявляются при выполнении условий

$$I < 0,$$

$$I(\lambda - 15^\circ) + I(\lambda) + I(\lambda + 15^\circ) < 0,$$

в диапазоне долгот не менее 30° от $(\lambda - 15^\circ)$ до $(\lambda + 15^\circ)$ в течение не менее 5 суток.

Интегральный индекс блокирования I_I можно определить также с использованием двухмерного локального индекса блокирования – с детектированием широтно-долготных ячеек с атмосферным блокированием (с шагом $\delta\varphi$ по широте и $\delta\lambda$ по долготе) [23] (МТ-версия интегрального индекса – $I_I(\Pi)$), в отличие от использовавшегося в [22] интегрального индекса, зависящего только от долготы без широтной детализации – одномерного индекса (МС-версии – $I_I(I)$). В данной работе представлены оценки двухмерного интегрального индекса блокирования с использованием локального критерия блокирования, определяемого аналогично [10] с необходимым условием его выполнения не менее 5 суток подряд. В том числе представлены результаты анализа атмосферных блокирований в широтном поясе 40 – 75° с.ш. и отдельно в евразийском (русском) секторе от 20° в.д. до 180° в.д. Анализировались также особенности режимов атмосферных блокирований в Евро-Атлантическом (60° з.д.– 60° в.д.) и Тихоокеанском (150° в.д.– 120° з.д.) секторах.

При анализе использовались данные реанализа NCEP/DOE (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>) с широтно-долготным разрешением $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ для 40-летнего периода 1979–2018 гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

На рис. 1 приведены межгодовые вариации интегрального индекса активности атмосферных блокирований $I_I(\%)$ для СП в целом для летнего (а, в) и зимнего (б, г) сезонов с использованием одномерного (а, б) и двухмерного (в, г) индексов блокирования. Сравнение рис. 1а, 1б и рис. 1в, 1г свидетельствует о том, что оценки I_I с использованием одномерного индекса могут существенно превышать полученные с использованием более детального двухмерного индекса. Это связано с тем, что в случае I область блокирования, при вы-

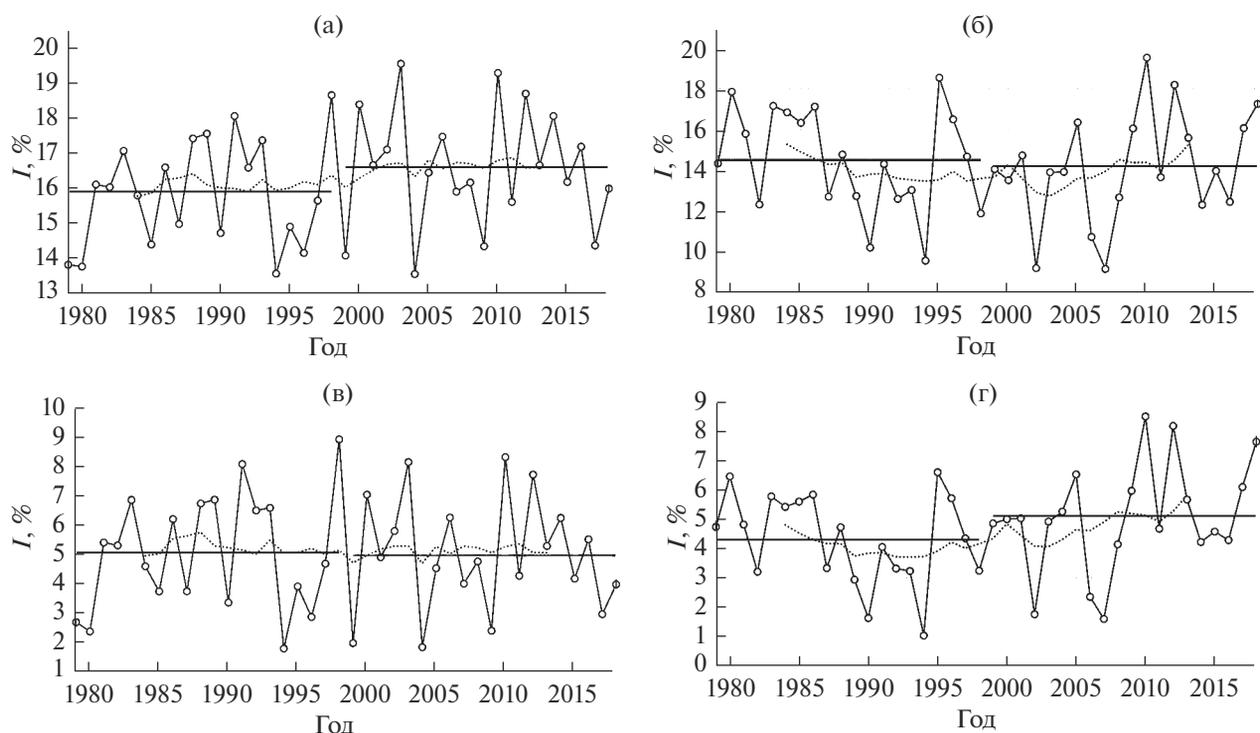


Рис. 1. Межгодовые вариации интегрального индекса активности атмосферных блокирований I_f (в %) для СП в целом для летнего (а, в) и зимнего (б, г) сезонов с использованием одномерного (а, б) и двухмерного (в, г) интегральных индексов блокирования. Горизонтальными линиями отмечены средние значения индекса I_f для периодов 1979–1998 гг и 1999–2018 гг., пунктир соответствует 11-летнему скользящему усреднению.

полнении локального условия распространяется на весь широтный пояс $40\text{--}75^\circ$ с.ш. и это может быть оценкой сверху при определении интегрального индекса блокирования. Следует отметить, что при значительном различии средних значений I_f для двух рассматриваемых версий особенности межгодовых вариаций их среднесезонных значений для СП в целом подобны.

На рис. 2 представлены соответствующие межгодовые вариации интегрального индекса активности атмосферных блокирований I_f (%) для России в целом для летнего (а, в) и зимнего (б, г) сезонов с использованием одномерного (а, б) и двухмерного (в, г) индексов блокирования. Сравнение рис. 2а, 2б и рис. 2в, 2г для России в целом также, как и сравнение 1а, 1б и рис. 1в, 1г для СП в целом, свидетельствует о том, что оценки I_f с использованием одномерного индекса (МС-версия) могут в три и более раз превышать полученные с использованием двухмерного индекса (МТ-версия). При этом особенности межгодовых вариаций их среднесезонных значений для России в целом при использовании обеих версий интегрального индекса также подобны как для летних сезонов, так и для зимних.

В изменениях интегрального индекса атмосферных блокирований в течение последних десятилетий стоит выделить некоторые особенности межгодовых и более долгопериодных вариаций. В частности, в летние сезоны высокие значения I_f для СП в целом и одномерной и в двухмерной версиях получены в 2003 г. и 2010 г., когда были отмечены сильнейшие волны жары в Западной Европе и на европейской территории России (рис. 1а, в). Высокие значения I_f для получены также для 1998 г. и 2012 г. При этом для перехода между 2003 г. и 2004 г., а также для переходов между 1998 г. и 1999 г. и между 1993 г. и 1994 г. отмечено сильное межгодовое падение летних значений I_f для СП в целом. Сильный межгодовой рост летних значений I_f для СП в целом получен для перехода между 2009 г. и 2010 г., а также для перехода между 1999 г. и 2000 г. В последние годы — после 2010 г. — проявилась тенденция уменьшения интегрального индекса летних блокирований I_f в СП, а до этого на фоне общего роста межгодовых вариаций и максимальных значений I_f для их средних 11-летних значений в целом отмечался слабый рост. При этом для зимних сезонов на фоне большой межгодовой изменчивости в

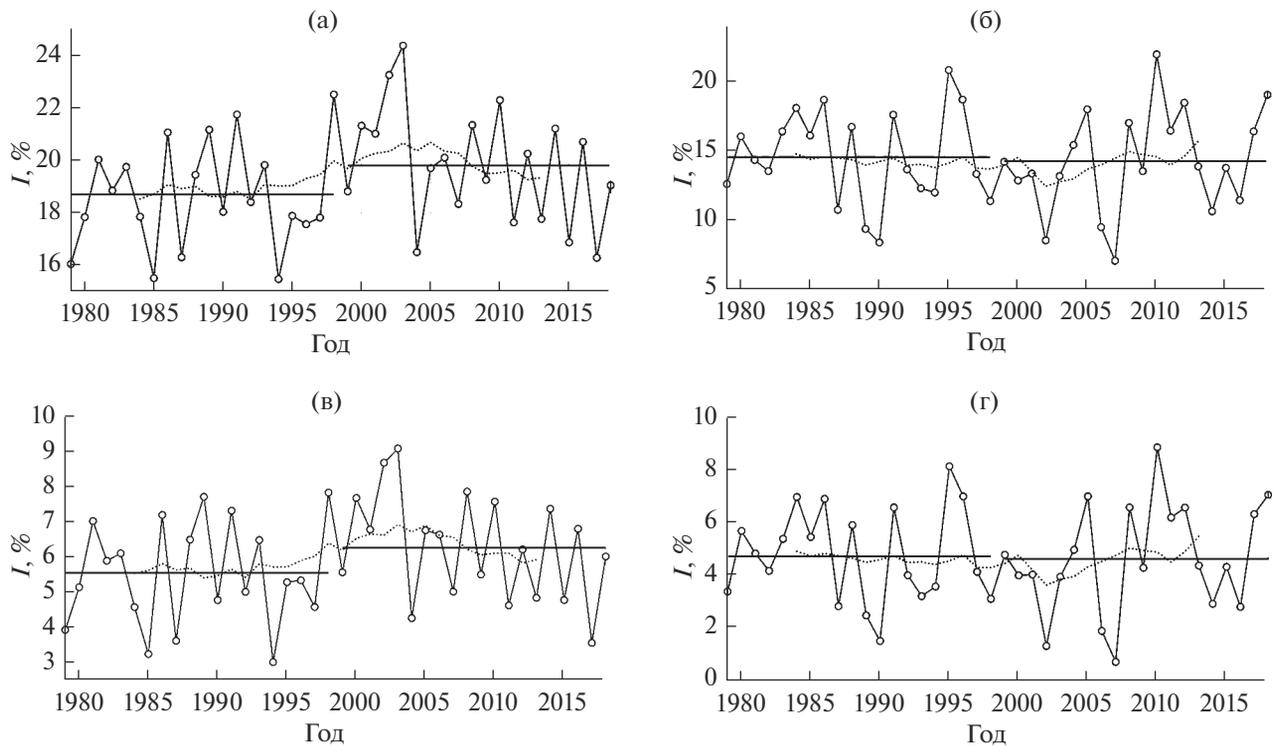


Рис. 2. Межгодовые вариации интегрального индекса активности атмосферных блокирований I_I для России в целом для летнего (а, в) и зимнего (б, г) сезонов с использованием одномерного (а, б) и двумерного (в, г) интегральных индексов блокирования. Горизонтальными линиями отмечены средние значения индекса I_I для периодов 1979–1998 гг. и 1999–2018 гг., пунктир соответствует 11-летнему скользящему осреднению.

последние годы проявилась тенденция увеличения средних 11-летних значений I_I (рис. 1б, 1г). Наибольшие зимние значения I_I получены для 2010 г., а также для 2012 г. и 1995 г.

Для России в целом наряду с общими для СП в целом проявлениями межгодовых и более долго-периодных вариаций I_I отмечаются заметные особенности (рис. 2). В частности, общая тенденция роста интегрального индекса летних блокирований для России в целом, проявляющаяся на фоне большой межгодовой изменчивости, сменяется тенденцией уменьшения с середины 2000-х гг. В отличие от СП в целом для России в целом не столь значительно отмечается максимум I_I летом 2010 г., хотя в это лето было отмечено рекордный по общей продолжительности режим атмосферного блокирования над европейской территорией России. При этом, в отличие от СП в целом, для России в целом наряду с максимумом I_I летом 2003 г. отмечено высокое значение интегрального индекса атмосферного блокирования летом 2002 г., когда отмечалась сильная жара в российских регионах. Наибольшие зимние значения I_I для России в целом получены для 2010 г. и 1995 г., как и для СП в

целом, но с существенно менее значимым зимним максимумом I_I в 2012 г.

Степень подобия межгодовых вариаций $I_I(I)$ и $I_I(II)$ можно количественно оценить с использованием корреляционного анализа. В табл. 1 приведены результаты линейных регрессий

$$I_I(I) = k_0 + k_1 I_I(II),$$

для двух версий интегральных индексов $I_I(I)$ и $I_I(II)$ для разных сезонов и в среднем за год для России и СП в целом. Соответствующий коэффициент корреляции r характеризует тесноту их связи, а величиной коэффициента линейной регрессии k_1 оценивается параметр чувствительности $dI_I(I)/dI_I(II)$ одномерного интегрального индекса $I_I(I)$ к изменению величины двумерного интегрального индекса $I_I(II)$.

Согласно табл. 1 корреляция среднесезонных значений одномерного и двумерного интегральных индексов блокирования высокая – с коэффициентами корреляции не менее 0.91. Наибольшие коэффициенты корреляции – для летних и зимних сезонов – не менее 0.98. Для среднегодовых значений интегральных индексов связь также характеризуется высокой статистической значимостью, хотя коэффициенты корреляции меньше

Таблица 1. Среднегодовые и среднесезонные оценки коэффициентов линейной регрессии k_1 и корреляции r для соответствующих значений двухмерного и одномерного интегральных индексов в Северном полушарии и России для 40-летнего периода (1979–2018 гг.). В скобках приведены среднеквадратические отклонения (СКО)

Пространственное осреднение	Временной интервал	Коэффициент линейной регрессии k_1 (\pm СКО)	Коэффициент корреляции r
Северное полушарие	Год	1.3 (\pm 0.14)	0.68
	Зима	1.5 (\pm 0.04)	0.99
	Весна	1.2 (\pm 0.02)	0.92
	Лето	0.8 (\pm 0.02)	0.98
	Осень	1.6 (\pm 0.04)	0.91
Россия	Год	1.7 (\pm 0.09)	0.87
	Зима	1.8 (\pm 0.04)	0.98
	Весна	1.1 (\pm 0.03)	0.91
	Лето	1.4 (\pm 0.05)	0.98
	Осень	1.6 (\pm 0.04)	0.93

Таблица 2. Среднегодовые и среднесезонные оценки коэффициентов линейной регрессии K_1 и корреляции r для значений интегрального индекса блокирования в России и СП в целом с использованием одномерного и двухмерного интегральных индексов блокирования для 40-летнего периода (1979–2018 гг.). В скобках приведены СКО

Интегральный индекс блокирования	Временной интервал	Коэффициент линейной регрессии K_1 (\pm СКО)	Коэффициент корреляции r
Одномерный	Год	0.8 (\pm 0.08)	0.71
	Зима	1.2 (\pm 0.11)	0.86
	Весна	0.9 (\pm 0.10)	0.82
	Лето	1.1 (\pm 0.12)	0.83
	Осень	1.0 (\pm 0.13)	0.79
Двухмерный	Год	0.9 (\pm 0.06)	0.78
	Зима	0.9 (\pm 0.10)	0.83
	Весна	0.9 (\pm 0.11)	0.77
	Лето	0.6 (\pm 0.08)	0.77
	Осень	1.0 (\pm 0.13)	0.78

(особенно для СП в целом), чем для среднесезонных значений. Следует отметить, что согласно полученным коэффициентам регрессий общая изменчивость $I_I(I)$ больше, чем общая изменчивость $I_I(II)$, за исключением летних сезонов для СП в целом.

Аналогично можно количественно оценить степень подобия межгодовых вариаций интегральных индексов блокирования для разных регионов и для СП в целом. В табл. 2 приведены результаты линейных регрессий

$$I_I(\text{регион}) = K_0 + K_1 I_I(\text{СП}),$$

для интегральных индексов $I_I(\text{регион})$ для России на $I_I(\text{СП})$ для СП в целом для разных сезонов и в среднем за год. Коэффициенты корреляции ха-

рактеризуют тесноту их связи, а величиной коэффициента линейной регрессии K_1 оценивается параметр чувствительности $dI_I(\text{регион})/dI_I(\text{СП})$ интегрального индекса $I_I(\text{регион})$ для России к изменению величины соответствующего интегрального индекса $I_I(\text{СП})$ для СП в целом.

Согласно табл. 2 связь среднесезонных и среднегодовых значений интегральных индексов блокирования для России и СП в целом статистически значима с высокими коэффициентами корреляции. Наибольшие значения коэффициентов корреляции – для зимних сезонов. Согласно полученным оценкам коэффициентов регрессий амплитуда вариаций I_I для России близка к амплитуде соответствующих вариаций I_I для СП в целом, за исключением летних сезонов при использовании двухмерного интегрального индекса.

Таблица 3. Среднегодовые и среднесезонные оценки интегрального индекса блокинговой активности (%) в Северном полушарии и России для 40-летнего периода (1979–2018 гг.) и для двух 20-летних подпериодов (1979–1998 гг. и 1999–2018 гг.) с использованием одномерного индекса блокирования $I_1(I)$. В скобках приведены СКО

Пространственное осреднение	Временной интервал	средние значения $I_1(I)$ (\pm СКО) [%]		
		1979–1998 гг.	1999–2018 гг.	1979–2018 гг.
Северное полушарие	Год	14.6 (\pm 1.3)	15.0 (\pm 1.2)	14.8 (\pm 1.2)
	Зима	14.5 (\pm 2.5)	14.2 (\pm 2.7)	14.3 (\pm 2.6)
	Весна	14.8 (\pm 2.2)	14.4 (\pm 2.3)	14.6 (\pm 2.2)
	Лето	15.9 (\pm 1.5)	16.6 (\pm 1.7)	16.2 (\pm 1.6)
	Осень	13.3 (\pm 2.1)	14.5 (\pm 2.3)	13.9 (\pm 2.2)
Россия	Год	14.9 (\pm 2.4)	15.0 (\pm 2.7)	15.0 (\pm 2.5)
	Зима	14.5 (\pm 3.4)	14.2 (\pm 3.7)	14.3 (\pm 3.5)
	Весна	13.8 (\pm 1.9)	12.9 (\pm 1.8)	13.4 (\pm 1.9)
	Лето	18.7 (\pm 2.0)	19.8 (\pm 2.2)	19.2 (\pm 2.2)
	Осень	12.4 (\pm 2.1)	13.2 (\pm 2.4)	12.8 (\pm 2.3)

Таблица 4. Среднегодовые и среднесезонные оценки интегрального индекса блокинговой активности (%) в Северном полушарии и России для 40-летнего периода (1979–2018 гг.) и для двух 20-летних подпериодов (1979–1998 гг. и 1999–2018 гг.) с использованием двухмерного индекса блокирования $I_2(II)$. В скобках приведены СКО

Пространственное осреднение	Временной интервал	Средние значения $I_2(II)$ (\pm СКО) [%]		
		1979–1998 гг.	1999–2018 гг.	1979–2018 гг.
Северное полушарие	Год	4.3 (\pm 1.6)	4.5 (\pm 1.7)	4.4 (\pm 1.6)
	Зима	4.3 (\pm 1.8)	5.1 (\pm 2.1)	4.7 (\pm 2.0)
	Весна	4.3 (\pm 1.2)	4.2 (\pm 1.1)	4.3 (\pm 1.1)
	Лето	5.1 (\pm 1.7)	5.0 (\pm 1.7)	5.0 (\pm 1.7)
	Осень	3.4 (\pm 1.1)	3.5 (\pm 1.0)	3.4 (\pm 1.0)
Россия	Год	4.2 (\pm 1.8)	4.3 (\pm 2.1)	4.2 (\pm 1.9)
	Зима	4.7 (\pm 1.8)	4.6 (\pm 2.1)	4.7 (\pm 1.9)
	Весна	3.7 (\pm 1.2)	3.2 (\pm 1.3)	3.4 (\pm 1.2)
	Лето	5.6 (\pm 1.5)	6.3 (\pm 1.5)	5.9 (\pm 1.5)
	Осень	2.8 (\pm 1.4)	2.9 (\pm 1.4)	2.9 (\pm 1.4)

В табл. 3 представлены среднегодовые и среднесезонные количественные оценки интегрального индекса блокинговой активности (одномерная версия) в СП и России для 40-летнего периода (1979–2018 гг.) и для двух 20-летних периодов (1979–1998 гг. и 1999–2018 гг.), а также соответствующие среднеквадратические отклонения (СКО).

Согласно табл. 3 оценки сверху для значений интегрального индекса I_1 в среднем около 15% для СП и для России в целом. Для СП и российских

регионов наибольшие значения I_1 отмечены для летнего сезона, а наименьшие – для осеннего сезона. При этом наибольшая межгодовая изменчивость, характеризуемая СКО, выявлена для зимних сезонов. Наименьшая межгодовая изменчивость интегрального индекса блокинговой активности в российских регионах отмечена для весенних сезонов, а для СП в целом – для летних сезонов. Сравнение режимов атмосферных блокирований для двух 20-летних подпериодов (1999–2018 гг. и 1979–1998 гг.) выявляет общее

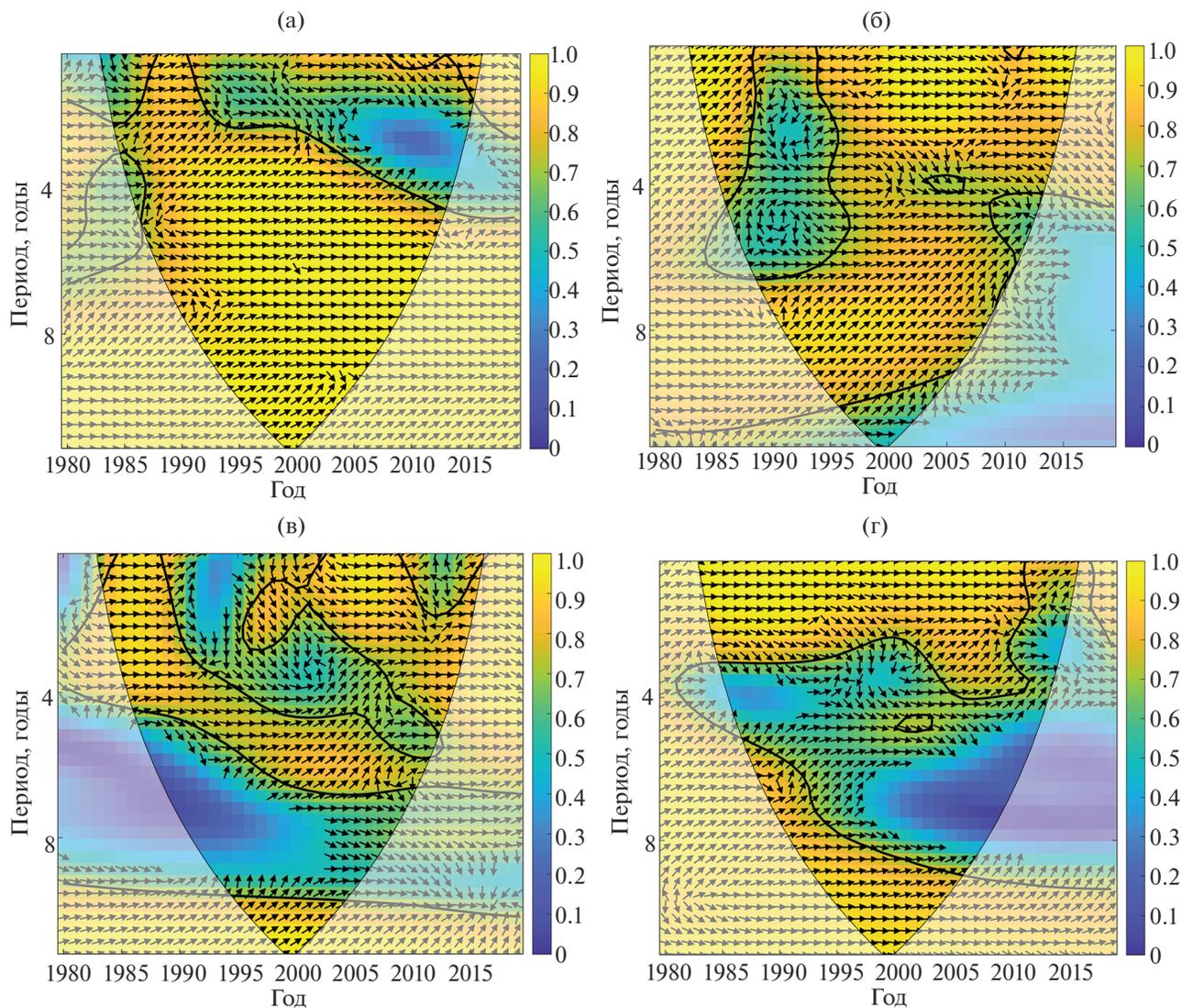


Рис. 3. Когерентность интегрального индекса блокирования $I_I(I)$ (одномерная версия) для России и СП в целом для периода 1979–2018 гг. в разные сезоны: (а) зима, (б) весна, (в) лето, (г) осень. Ординаты – период в годах. Выделены области со значимой когерентностью (на уровне 95%), стрелки характеризуют фазовый сдвиг (стрелка вправо – синфазность, влево – противофазность), отмечены также области краевых эффектов.

увеличение межгодовой изменчивости для всех сезонов, кроме весеннего сезона в российских регионах. При этом для среднесезонных значений отмечено общее увеличение интегрального индекса атмосферных блокирований летом и осенью и уменьшение – зимой и весной.

В табл. 4 представлены соответствующие среднегодовые и среднесезонные количественные оценки с двухмерной версией интегрального индекса блокинговой активности в СП и России для 40-летнего периода (1979–2018 гг.) и для двух 20-летних подпериодов (1979–1998 гг. и 1999–2018 гг.). Согласно табл. 2 более детальные оценки интегрального индекса I_I в среднем за год менее 5%

для России и СП в целом. Наибольшие значения I_I для российских регионов, как и при использовании одномерной версии интегрального индекса блокинговой активности, отмечены для летнего сезона. Для СП в целом наибольшие значения интегрального индекса в двухмерной версии получены для летнего и зимнего сезонов. Отмечено существенное изменение величины средnezимнего интегрального индекса для СП в целом между двумя 20-летними подпериодами – 1979–1998 гг. и 1999–2018 гг. (с увеличением почти на 19%). Это связано с наибольшей изменчивостью для зимних сезонов. Для российских регионов выявлено существенное увеличение среднеголетнего инте-

грального индекса между 1979–1998 гг. и 1999–2018 гг. – более, чем на 12%. Минимальные среднесезонные значения интегрального индекса для России и СП в целом получены для осенних сезонов. Наименьшая межгодовая изменчивость интегрального индекса блокинговой активности в российских регионах отмечена для весенних сезонов, а для СП в целом – для осенних и весенних сезонов.

Получены также оценки того, в какой степени межгодовые вариации интегрального индекса блокирования для российских регионов когерентны с соответствующими вариациями для СП в целом с использованием кросс-вейвлетного анализа. На рис. 3 приведены полученные оценки когерентности интегрального индекса блокирования (МС-версия) для России и Северного полушария в целом для периода 1979–2018 гг. в разные сезоны.

Согласно рис. 3 когерентность межгодовых вариаций интегрального индекса для российских регионов и для СП в целом существенно различается для разных сезонов. При этом, за исключением весенних сезонов, для остальных сезонов отмечена значимая когерентность для наиболее долгопериодных (междесятилетних) вариаций сезонных значений интегрального индекса. Значительное ослабление когерентности интегрального индекса блокирования для России и СП в целом выявлено в последние десятилетия для летних сезонов (рис. 3в), а также для весенних сезонов (рис. 3б). В то же время в последние годы проявилось общее увеличение когерентности межгодовых вариаций интегрального индекса блокирования для российских регионов и полушария в целом для осенних сезонов (рис. 3г).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены оценки степени общей подверженности российских регионов и СП в целом действию атмосферных блокирований на основе предложенного интегрального индекса с использованием данных реанализа для периода 1979–2018 гг. Использование подобных интегральных индексов, характеризующих режимы атмосферных блокирований в целом с учетом их размеров, длительности и частоты, целесообразно, в частности, при анализе причин крупномасштабных погодно-климатических аномалий, в том числе засух и пожаров в летние сезоны. Согласно результатам анализа данных дистанционного зондирования и данных реанализа для последних десятилетий вклад в дисперсию межгодовых изменений площадей пожаров и потоков в атмосферу продуктов горения на территории России, связан-

ных с атмосферными блокированиями, может достигать и даже превышать 40% (см., также [22, 30]).

Представлены количественные оценки интегрального индекса при разной степени детализации локальных условий атмосферных блокирований с использованием более грубого одномерного критерия и более детального – двухмерного. При их количественном различии особенности межгодовой изменчивости при использовании одномерного и двухмерного критериев получены подобными для всех сезонов. Это свидетельствует о значимости даже грубых оценок изменений интегрального индекса блокинговой активности для протяженных регионов.

Оценки среднесезонных и среднегодовых оценок интегрального индекса для России и СП в целом близки. Наибольшие значения интегрального индекса блокирования для России и СП в целом получены для летних сезонов, а наибольшая межгодовая изменчивость – для зимних сезонов. При отмеченных с использованием кросс-вейвлетного анализа существенных различиях когерентности межгодовых вариаций среднесезонных значений интегрального индекса блокирования для российских регионов и для СП в целом отмечена их значимая когерентность для наиболее долгопериодных (междесятилетних) вариаций среднесезонных значений, кроме весенних сезонов.

Следует отметить, что представленные оценки получены при ряде условий, которые требуют дальнейших уточнений. Это касается, в частности, широтных границ для областей формирования атмосферных блокирований, различающихся, вообще говоря, для разных регионов и сезонов и зависящих от климатических изменений. В том числе, необходим также дополнительный анализ роли пространственного разрешения используемых данных при определении особенностей различных типов атмосферных блокирований.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ (№ 19-17-00240).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rex D.F.* Blocking action in the middle troposphere and its effect on regional climate. Part II: The climatology of blocking action // *Tellus*. 1950. V. 2. P. 275–301.
2. *Lejenas H., Okland H.* Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data // *Tellus A*. 1983. V. 35. P. 350–362.
3. *Обухов А.М., Курганский М.В., Татарская М.С.* Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий // *Метеорология и гидрология*. 1984. № 10. С. 5–13.

4. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1991. № 3. С. 108–110.
5. Tibaldi S., Molteni F. On the operational predictability of blocking // Tellus. 1990. V. 42A. P. 343–365.
6. Hansen A.R., Sutera A. A comparison between planetary-wave flow regimes and blocking // Tellus A. 1993. V. 45. P. 281–288.
7. Мохов И.И., Пемухов В.К. Блокинг и тенденции их изменений // Доклады АН. 1997. Т. 357. № 5. С. 687–689.
8. Lupo A.R., Oglesby R.J., Mokhov I.I. Climatological features of blocking anticyclones: a study of Northern Hemisphere CCM1 model blocking events in present-day and double CO₂ concentration atmospheres // Clim. Dyn. 1997. V. 13. P. 181–195.
9. Pelly J.L., Hoskins B.J. A new perspective on blocking // J. Atmos. Sci. 2003. V. 60. P. 743–755.
10. Scherrer S., Croci-Maspoli M., Schwierz C., Appenzeller C. Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region // Intern. J. Climatol. 2006. V. 26. P. 233–249.
11. Мохов И.И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: Оценка для атмосферных блокингов // Доклады АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 403–406.
12. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A.R., Hernandez E. A climatology of Northern Hemisphere blocking // J. Climate. 2006. V. 19. P. 1042–1063.
13. Diao Y., Li J., Luo D. A new blocking index and its application: Blocking action in the Northern Hemisphere // J. Clim. 2006. V. 19. P. 4819–4839.
14. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. С. 5–18.
15. Мохов И.И., Акперов М.Г., Прокофьева М.А., Тимажев А.А., Лупо А.Р., Ле Трет Э. Блокинг в Северном полушарии и Евро-Атлантическом регионе: оценки изменений по данным реанализа и модельным расчетам // Доклады АН. 2013. Т. 449. № 5. С. 582–586.
16. Mokhov I.I., Timazhev A.V., Lupo A.R. Changes in atmospheric blocking characteristics within Euro-Atlantic region and Northern Hemisphere as a whole in the 21st century from model simulations using RCP anthropogenic scenarios // Glob. Planet. Change. 2014. V. 122. P. 265–270.
17. Barnes E.A., Slingo J., Woollings T. A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 38. P. 2467–2481.
18. Мохов И.И., Тимажев А.В. Модельные оценки возможных изменений атмосферных блокирований в Северном полушарии при RCP-сценариях антропогенных воздействий // Доклады АН. 2015. Т. 460. № 2. С. 210–214.
19. Jensen A.D., Lupo A.R., Mokhov I.I., Akperov M.G., Reynolds D.D. Integrated regional enstrophy and block intensity as a measure of Kolmogorov entropy // Atmosphere. 2017. V. 8 (12). 237.
<https://doi.org/10.3390/atmos8120237>
20. Мохов И.И., Тимажев А.В. Атмосферные блокирования и изменения их повторяемости в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей // Метеорология и гидрология. 2019. № 6. С. 5–16.
21. Pinheiro M.C., Ullrich P.A., Grotjahn R. Atmospheric blocking and intercomparison of objective detection methods: flow field characteristics // Clim. Dyn. 2019. V. 53. № 7–8. P. 4189–4216.
22. Мохов И.И., Ситнов С.А., Цидилина М.Н., Воронова О.С. Эмиссии в атмосферу NO₂ при лесных пожарах на территории России в связи с атмосферными блокированиями // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 6. С. 395–399.
23. Mokhov I.I., Timazhev A.V. Integral index of blocking activity in the atmosphere of Northern Hemisphere during last decades // Research Activities in Earth System Modelling. E. Astakhova (ed.). 2021. Rep. 51. S. 2. P. 15–16.
24. Chen T.-C. and Yoon J.-H. Interdecadal variation of the North Pacific wintertime blocking // Mon. Wea. Rev. 2002. V. 130. P. 3136–3143.
25. Li F., Orsolini Y.J., Wang H., Gao Y., and He S. Atlantic multidecadal oscillation modulates the impacts of Arctic sea ice decline // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. P. 2497–2506.
26. Lupo A.R., Jensen A.D., Mokhov I.I., Timazhev A., Eichler T., and Efe B. Changes in global blocking character during recent decades // Atmos. 2019. V. 10 (2). P. 92.
<https://doi.org/10.3390/atmos10020092>
27. Мохов И.И., Тимажев А.В. Повторяемость летних атмосферных блокирований в Северном полушарии в разных фазах явлений Эль-Ниньо, Тихоокеанской десятилетней и Атлантической мультдесятилетней осцилляций // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58. № 3. С. 1–11.
28. Renwick J.A. and Wallace J.M. Relationships between North Pacific wintertime blocking, El Nino, and PNA pattern // Mon. Wea. Rev. 1996. V. 124. P. 2071–2076.
29. Гледзер Е.Б., Обухов А.М. Квазидвухлетняя цикличность как параметрическое явление в климатической системе // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1982. Т. 18. № 11. С. 1154–1158.
30. Pan X., Wang G., Yang P. Introducing driving-force information increases the predictability of the North Atlantic Oscillation // Atmos. Oceanic Sci. Lett. 2019. V. 12 (5). P. 329–336.
31. Мохов И.И., Бондур В.Г., Ситнов С.А., Воронова О.С. Космический мониторинг природных пожаров и эмиссий в атмосферу продуктов горения на территории России: связь с атмосферными блокированиями // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 61–66.

Integral Index of Atmospheric Blocking Activity in the Northern Hemisphere in Recent Decades

I. I. Mokhov^{1, 2, *} and A. V. Timazhev¹

¹*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky pereulok, 3, Moscow, 119017 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1, building 2, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: mokhov@ifaran.ru*

To characterize the total activity of atmospheric blockings for extended areas at different time intervals, a new integral index is proposed. The integral index, which characterizes the proportion of the area with atmospheric blocking in a particular area during a certain time interval, was used in two versions – one-dimensional and more detailed - two-dimensional. Using reanalysis data for 4 decades (1979–2018), estimates were obtained of the degree of total exposure of Russian regions and the Northern Hemisphere (NH) as a whole to the action of atmospheric blockings in different seasons and for the whole year. The highest values of the integral index, which depends on the frequency, duration, and size of atmospheric blockings for Russia and the NH as a whole, were obtained for the summer season. The greatest interannual variability is manifested in winter seasons. Using cross-wavelet analysis, significant differences in the coherence of interannual variations of the integral index for Russian regions and for the NH as a whole for different seasons were noted. At the same time, their significant coherence is manifested for the most long-term (interdecadal) variations of the seasonal values of the integral index, with the exception of spring seasons.

Keywords: atmospheric blockings, integral index, reanalysis data, correlation and cross-wavelet analysis, Northern Hemisphere, Russian regions, seasonal features, interannual variability

УДК 504.054

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ЗНАЧЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ ДЛЯ ДЛИТЕЛЬНЫХ ПЕРИОДОВ НАБЛЮДЕНИЯ

© 2022 г. Н. К. Рыжакова^а, Н. С. Рогова^а, Е. А. Покровская^а, *, К. А. Тайлашева^а^аНациональный исследовательский Томский политехнический университет, пр. Ленина, 30, Томск, 634050 Россия

*e-mail: pokrelena@tpu.ru

Поступила в редакцию 24.06.2022 г.

После доработки 20.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

Диффузионно-конвективное уравнение переноса (К-теория) получила широкое распространение в качестве математической основы моделирования дисперсии загрязняющих веществ в атмосферном воздухе. Важным параметром этой модели является вертикальная компонента коэффициента турбулентной диффузии, описывающая перенос мелкодисперсных частиц в вертикальном направлении. Существующие модели вертикальной диффузии разработаны для небольших периодов наблюдения, когда состояние атмосферы можно считать стационарным. Влияние малых концентраций мелкодисперсных частиц на организм человека проявляется при длительном воздействии. В связи с этим основной интерес представляют моделирование дисперсных кривых, усредненных за большие временные промежутки. В работе представлены результаты оценок вертикальных коэффициентов диффузии для периодов наблюдения 2, 8 и 11 месяцев. Результаты получены с помощью полупирического метода, основанного на регрессионном анализе измеренных горизонтальных профилей уровня загрязнения приземного слоя атмосферы выбросами крупных предприятий — угольной теплоэнергетической станции и алюминиевого завода. Для измерения профилей использован метод активного биомониторинга на высоте 1–2 метра. Проведен анализ полученных результатов в зависимости от средней скорости ветра и степени неоднородности поверхности исследованных территорий.

Ключевые слова: приземный слой атмосферы, диффузионно-конвективное уравнение переноса, вертикальный коэффициент турбулентной диффузии, метод мхов-трансплантатов, концентрации химических элементов в образцах мха, регрессионный анализ, атомно-эмиссионный анализ, нейтронно-активационный анализ

DOI: 10.31857/S0002351522060141

ВВЕДЕНИЕ

В современном мире проблема загрязнения окружающей среды, в том числе атмосферного воздуха, является актуальной и требующей срочного разрешения. Вдыхание загрязненного воздуха и, как следствие, накопление токсинов в организме человека, приводит к ухудшению его здоровья. Переизбыток некоторых элементов имеет непосредственное отношение к заболеванию раком: мышьяк (рак легкого), свинец (рак почек, желудка, кишечника), никель (полость рта, толстого кишечника), кадмий (практически все формы рака) [1–8]. Известно, что выбросы теплоэнергетических предприятий и металлургических заводов в большом количестве содержат тяжелые металлы (ТМ) и другие токсичные элементы. Зоны влияния таких предприятий простираются на большие расстояния, поэтому экспериментальное изучение уровня загрязнения в этом случае

традиционными методами требует огромного количества датчиков, то есть является очень трудоемкой задачей. К тому же результаты измерений позволяют определить разовые концентрации загрязняющих веществ. Однако, при решении ряда важных экологических задач, когда концентрации загрязняющих веществ в атмосферном воздухе невелики (как в случае с тяжелыми металлами), а степень опасности определяется, прежде всего, продолжительностью воздействия, период усреднения может составлять годы. Отметим, что в настоящее время проблема длительного воздействия низких концентраций химических веществ в плане возможно скрытых, отдаленных во времени изменений в организме человека становится все актуальнее и чаще привлекает внимание исследователей.

Известным способом изучения основных закономерностей пространственного распределе-

ния загрязняющих веществ является математическое моделирование переноса частиц в атмосферном воздухе. Широкое признание получила диффузионно-конвективная модель, которая используется для решения задач масса- и теплопереноса в турбулентной атмосфере [7, 9–12]. Одним из основных параметров этой модели является коэффициент вертикальной диффузии k_z .

К настоящему времени имеется большое количество работ, в которых рассматриваются различные способы определения величины k_z [12, 13]. Большинство известных способов основано на измерении профилей скорости ветра и температуры по высоте. Однако, вид расчетных формул для величины k_z существенным образом зависит от степени устойчивости атмосферы, при которых производятся измерения. В связи с этим полученные по той или иной формуле значения k_z могут быть использованы только в расчетах разовых концентраций, когда условия задачи можно считать стационарными. Сравнение расчетных и экспериментальных данных показывает, что условия стационарности выполняются при временах экспозиции датчиков порядка нескольких минут на сравнительно небольших расстояниях от источника, то есть при малых временах переноса. Однако столь малые времена экспозиции не позволяют достоверно измерять концентрацию загрязняющих веществ в атмосферном воздухе, особенно на значительном удалении от источника. Обычно отбор проб воздуха производят в течение 20–30 мин, но даже при таких сравнительно небольших временах экспозиции опытные данные оказываются существенно ниже расчетных. Кроме того, учет эффекта осреднения концентрации за время экспозиции приводит к уменьшению максимальной концентрации примеси в атмосферном воздухе и расстояния, где она достигается. Изменяется зависимость максимальной концентрации от высоты трубы источника, причем расхождение возрастает с увеличением расстояния от источника [12]. Влияние продолжительности экспозиции приближенно можно учесть посредством осреднения коэффициента турбулентной диффузии и скорости ветра. Реально такую процедуру можно осуществить только при сравнительно небольших периодах наблюдения.

Кроме проблем, связанных с приближением стационарности, при определении коэффициента вертикальной диффузии имеются трудности, обусловленные учетом неоднородности поверхности. Хорошо известно, что турбулентность атмосферы существенным образом зависит от рельефа местности и наличия препятствий. Наличие неоднородностей поверхности приводит к возникновению мезомасштабных волн, влияющих на турбулентные потоки [14]. Для учета эффекта неоднородностей поверхности в формулы

для k_z вводят эмпирический коэффициент шероховатости, значения которого по данным разных авторов имеют значительный разброс даже для простых типов поверхности [12, 13]. Очевидно, реальную местность, особенно урбанизированную, чаще всего нельзя отнести к какому-либо определенному типу.

При решении экологических задач основной интерес представляют усредненные за длительные периоды пространственные распределения выбросов предприятий, которые можно изучать и прогнозировать при известных средних значениях параметров переноса, в том числе вертикальных коэффициентов турбулентной диффузии. В Томском политехническом университете разработан полуэмпирический метод оценки вертикального коэффициента турбулентной диффузии для длительных периодов наблюдения [15]. Метод основан на решении обратной задачи переноса – определении параметров аналитического решения стационарного диффузионно-конвективного уравнения с помощью регрессионного анализа измеренного горизонтального профиля уровня загрязнений в зоне влияния высотного источника. Из-за малости потоков частиц выбросов профиль измерен с помощью метода мхов-биоиндикаторов, который обеспечивает большие времена экспозиции. Сравнение с природным содержанием элементов во мхах позволяет оценить уровень загрязнения атмосферного воздуха без применения нормативов по предельно допустимым концентрациям. Метод широко используется для оценки качества атмосферного воздуха [16–30]. В данной работе использован активный метод мхов-биоиндикаторов, период экспозиции составлял 2, 8 и 11 месяцев. Отобранный на условно чистой территории эпифитный мох Пилезия многоцветковая размещался на исследуемой местности с помощью специальных планшетов, которые крепили к коре деревьев на высоте 1–2 метра [31, 32]

Целью данной работы является оценка значений вертикального коэффициента турбулентной диффузии (k_z) для длительных периодов наблюдения и изучение влияния скорости ветра, особенностей рельефа и наличия препятствий на значения k_z .

ЭКСПЕРИМЕНТ

Для исследования были выбраны угольная теплоэнергетическая станция в г. Новосибирске (ТЭЦ-5) и Красноярский алюминиевый завод (КРАЗ). Выбор предприятий обусловлен тем, что топливно-энергетические и металлургические комплексы вносят самый большой вклад в загрязнение атмосферы.

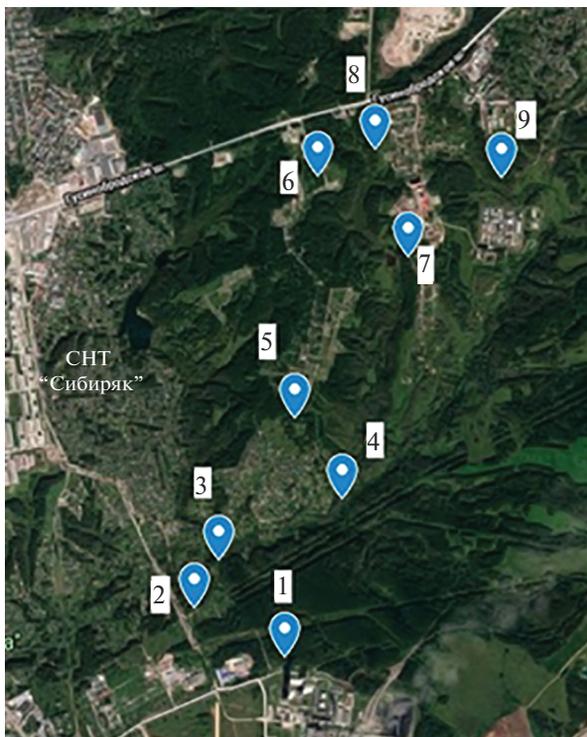


Рис. 1. Расположение точек размещения мхов-трансплантатов в зоне влияния ТЭЦ-5, г. Новосибирск.

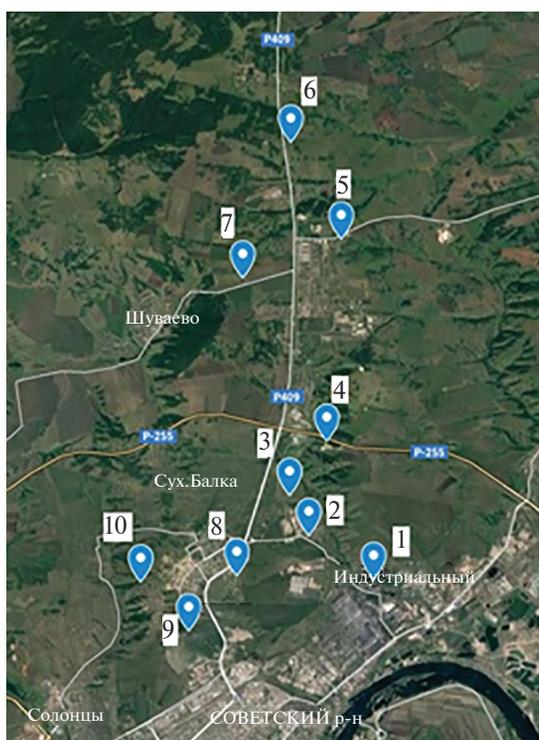


Рис. 2. Расположение точек размещения мхов-трансплантатов в зоне влияния алюминиевого завода (КраЗ), г. Красноярск.

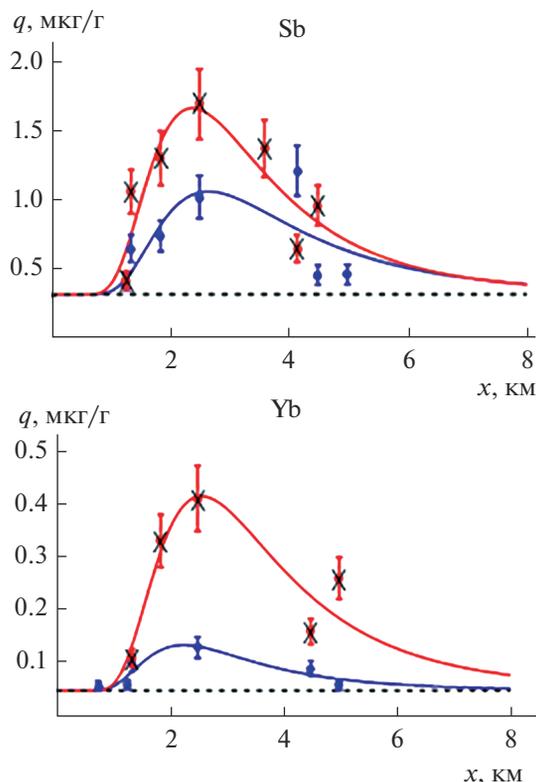


Рис. 3. Пространственное распределение химических элементов во мхах в зависимости от расстояния от Новосибирской ТЭЦ-5 (● – 2 месяца; X – 8 месяцев; --- – фоновые концентрации).

Угольная ТЭЦ расположена в центре Евразии, далеко от морей и океанов, поэтому климат здесь континентальный, с холодной продолжительной зимой и коротким жарким летом. Средняя годовая температура воздуха – 0.2°C . Абсолютный максимум – $+41.1^{\circ}\text{C}$, минимум – -51°C . Годовое количество осадков ≈ 425 мм, из них за период экспозиции 2 месяца (в среднем) 80 мм осадков, за 8 месяцев – 244 мм. Направление ветра в основном западное и юго-западное, реже – северное и северо-восточное. Средняя скорость порыва ветра достигает 5–6 м/с.

Климат города Красноярск незначительно отличается от климата Новосибирска. Средняя годовая температура воздуха – 1.2°C . Абсолютный максимум – $+36.4^{\circ}\text{C}$, минимум – -52.8°C . Годовое количество осадков ≈ 465 мм, из них за период экспозиции 2 месяца (в среднем) 121 мм осадков, за период 8 месяцев – 236 мм, в период 11 месяцев – 382 мм. Направление ветра в основном западное и юго-западное, реже – северное и северо-западное. Средняя скорость порыва ветра достигает 5–6 м/с.

Территории, на которых расположены предприятия, отличаются рельефом и наличием препятствий. Зона влияния алюминиевого завода расположена на неоднородной местности, поло-

сы с густой растительностью (преимущественно хвойной) чередуются с полями; зона влияния ТЭЦ-5 – равнина, где находится густой лес, простирающийся на расстояния до 5 км.

В работе использованы данные, полученные разработанным в ТПУ методом активного биомониторинга с помощью эпифитного мха *Pylaisia polyantha* (Hedw.) [31, 32]. Планшеты с отобранным на условно чистой территории мхом были размещены на различных расстояниях от предприятий в северном (КРАЗ) и северо-восточном (ТЭЦ-5) направлениях, в которых отсутствуют другие источники загрязнения. Схема точек размещения мхов-трансплантантов представлена на рис. 1, 2.

Часть отобранного мха использована для определения фоновых концентраций. Длительность экспозиции в зоне действия ТЭЦ составляла 2 и 8 месяцев, в зоне действия алюминиевого завода 2, 8 и 11 месяцев. При анализе результатов исследования использованы также данные, полученные ранее для ТЭЦ и алюминиевого завода (АЗ), расположенного в г. Кандалакша Мурманской области, методом пассивного биомониторинга; время экспозиции составляло 3 года [15]

Определение содержания химических элементов в образцах мха проведено в научных подраз-

делениях ТПУ: нейтронно-активационным методом на исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т и методом атомно-эмиссионной спектроскопии на спектрометре iCAP6300 Duo научно-аналитического центра.

РЕГРЕССИОННЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТА

Перенос загрязняющих веществ в приземном слое атмосферы описывается стационарным диффузионно-конвективным уравнением [3–7]:

$$u \frac{\partial q}{\partial x} - u_z \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (1)$$

где q – средние значения концентраций загрязняющих веществ на расстоянии x от источника загрязнения; u – скорость ветра в направлении оси x ; u_z – вертикальная компонента скорости частиц выбросов; k_z – вертикальный коэффициент турбулентной диффузии; ось z направлена вверх от земной поверхности. Решение уравнения (1) с учетом фоновых концентраций q_ϕ описывает функциональную зависимость средних концентраций загрязняющих веществ от расстояния до источника [12, 15, 33]:

$$q(x) = \theta_1 x^{-\theta_2} \exp\left(-\frac{\theta_3}{x}\right) + q_\phi. \quad (2)$$

Характер этой функции определяется значениями параметров θ_2 и θ_3 , зависящими от высоты трубы газоочистки, дисперсного состава выбросов, турбулентности атмосферы и других факторов.

В предположении о том, что скорость ветра и вертикальный коэффициент турбулентной диффузии заданы степенными функциями, выражение для параметра θ_3 в случае монодисперсных выбросов имеет вид:

$$\theta_3 = \frac{u_1 \left(\frac{H}{z_1}\right)^n H}{(1+n)^2 k_{np}}. \quad (3)$$

Здесь H – высота трубы источника загрязнения; n – параметр, характеризующий изменение скорости ветра с высотой z : $u(z) = u(z_1) \left(\frac{z}{z_1}\right)^n = u_{np}(z)^n$;

$u(z_1)$ – скорость ветра на высоте z_1 ; k_{np} – коэффициент пропорциональности вертикальной диффузии: $k_z = k_1 \left(\frac{z}{z_1}\right)^m = k_{np}(z)^m$, где k_1 – коэффициент вертикальной диффузии на высоте z_1 ; m – параметр, характеризующий изменение коэффициента вертикальной диффузии с высотой z (обычно $m = 1$). Из выражения (3) следует формула для расчета

среднего значения вертикального коэффициента турбулентной диффузии:

$$\bar{k}_z = k_{np} z = \frac{\bar{u}(z_1) \left(\frac{H}{z_1}\right)^n H}{(1+n)^2 \theta_3} z, \quad (4)$$

где $\bar{u}(z_1)$ – усредненная за время экспозиции скорость ветра в выбранном направлении.

Содержание химических элементов во мхах пропорционально их концентрациям в атмосферном воздухе, поэтому при обработке результатов эксперимента в качестве уравнения регрессии использована зависимость (2). Отметим, что сравнение с природным содержанием элементов во мхах (q_ϕ) позволяет оценить уровень загрязнения атмосферного воздуха без применения нормативов по предельно допустимым концентрациям.

Для регрессионного анализа использованы концентрации тех элементов, у которых наблюдалась функциональная зависимость (2), характеризующаяся наличием ярко выраженного максимума. В качестве примера на рисунках изображены распределения концентраций Yb и Sb в зоне влияния ТЭЦ-5 (рис. 3) и Ti и Be в зоне влияния КРАЗ (рис. 4).

В результате регрессионного анализа концентраций химических элементов в образцах мха были получены значения параметров θ_3 , которые использованы для оценки усредненного по периоду наблюдения \bar{k}_{zi} для разных химических элементов. Расчеты проведены при $n = 0.2$. Средняя скорость ветра на высоте $z_1 = 10$ м была рассчитана на основе данных сайта Gismeteo [34, 35].

В табл. 1 и 2 приведены основные статистические показатели для выборок значений \bar{k}_{zi} для разных химических элементов на высоте 1 м в зоне влияния ТЭЦ-5 (табл. 1) и КРАЗ (табл. 2). В таблицах использованы следующие обозначения:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{k}_{zi} - \langle \bar{k}_z \rangle)^2}{(n-1)}}; \quad V = \frac{\sigma}{\langle \bar{k}_z \rangle} 100\%,$$

где n – количество элементов в выборке.

На рис. 5 приведены усредненные по химическим элементам значения $\langle \bar{k}_z \rangle$, а также результат, полученный в зоне действия ТЭЦ-5 с помощью пассивного биомониторинга для периода экспозиции 3 года при средней скорости ветра 3.7 м с^{-1} [15].

Видно, что в зоне действия ТЭЦ-5 при увеличении средней скорости ветра примерно на 7% $\langle \bar{k}_z \rangle$ увеличивается почти на 10%. В зоне влияния КРАЗ $\langle \bar{k}_z \rangle$ возрастает примерно на 20% для каждого последующего периода экспозиции. При

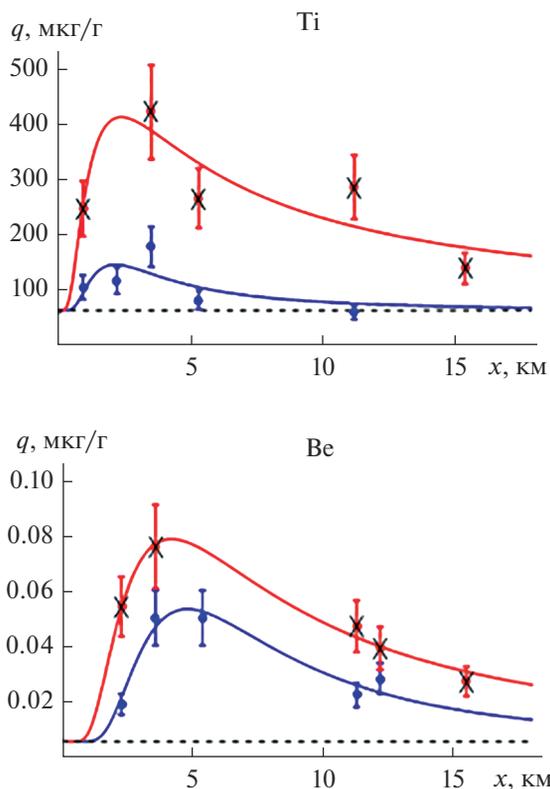


Рис. 4. Пространственное распределение химических элементов во мхах в зависимости от расстояния от Красноярского алюминиевого завода (● – 8 месяцев; X – 11 месяцев; --- – фоновые концентрации).

этом средняя скорость ветра соответственно увеличивается на 27 и 16%. Выявленная тенденция характеризуется ростом $\langle \bar{k}_z \rangle$ с увеличением $\bar{u}(z_1)$ и имеет нелинейный характер. Напомним, что в большинстве математических моделей коэффи-

циента турбулентности предполагается линейная зависимость от скорости ветра [12, 13]. Из данных таблицы 1, 2, а также данных, полученных для ТЭЦ в работе [15] с помощью пассивного мониторинга и периода экспозиции 3 года $\langle \bar{k}_z \rangle = 1.5 \text{ м}^2/\text{с}$ при

Таблица 1. Основные статистические показатели для выборок значений \bar{k}_{zi} для разных химических элементов на высоте 1 м в зоне влияния ТЭЦ (N = 260 м)

Период экспозиции	Средняя скорость ветра \bar{u} на высоте 10 м	Количество элементов в выборке, n	Диапазон значений \bar{k}_{zi} на высоте 1 м для разных хим. элементов, м ² /с	$\langle \bar{k}_z \rangle$ на высоте 1 метр, м ² /с	σ , м ² /с	V, %
2 месяца	1.6	9	0.018–0.063	0.043	0.015	34%
8 месяцев	1.5	11	0.019–0.067	0.038	0.013	35%

Таблица 2. Основные статистические показатели для выборок значений \bar{k}_{zi} для разных химических элементов на высоте 1 м в зоне влияния КРАЗ (N = 120 м)

Период экспозиции	Средняя скорость ветра \bar{u} на высоте 10 м	Количество элементов в выборке, n	Диапазон значений \bar{k}_{zi} для разных хим. элементов на высоте 1 м, м ² /с	$\langle \bar{k}_z \rangle$ на высоте 1 м, м ² /с	σ , м ² /с	V, %
2 месяца	1.6	6	0.010–0.118	0.059	0.036	61%
8 месяцев	1.9	12	0.017–0.218	0.075	0.051	68%
11 месяцев	2.2	11	0.039–0.153	0.093	0.040	42%

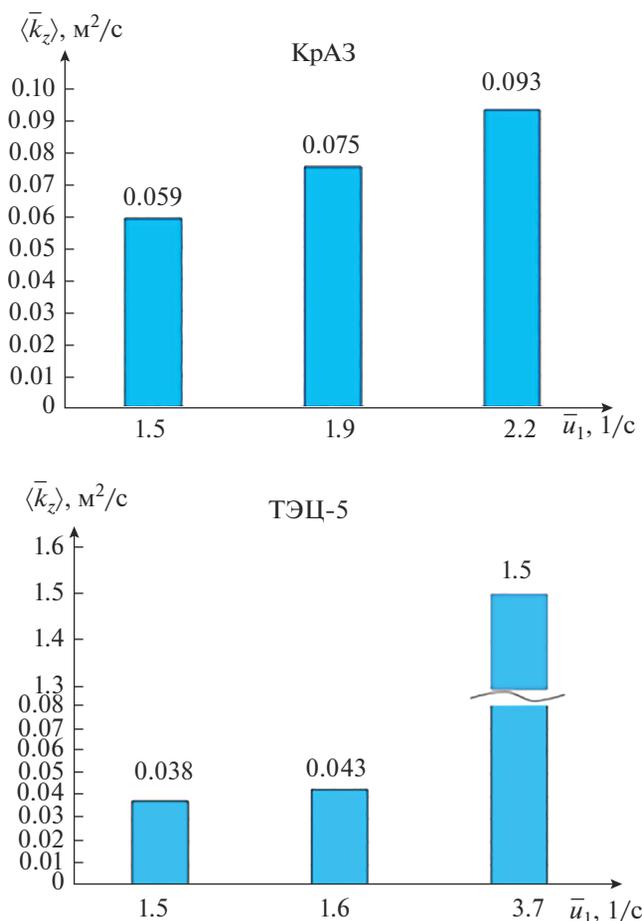


Рис. 5. Средние значения вертикального коэффициента турбулентной диффузии $\langle \bar{k}_z \rangle$ для разной средней скорости ветра.

$\bar{u} = 3.7$ м/с, следует, что усредненные за длительные периоды коэффициенты $\langle \bar{k}_z \rangle$ растут существенно быстрее. Быстрый рост турбулентности с увеличением скорости ветра обусловлен сильным влиянием неоднородности поверхности. В известных математических моделях турбулентности степень неоднородности поверхности описывается с помощью эмпирического параметра шероховатости, оценки которого получены для простых типов поверхности. Однако, значение параметра шероховатости зависит не только от наличия препятствий, но и от устойчивости атмосферы [12, 13]. Для иллюстрации вышесказанного сравним значения коэффициента $\langle \bar{k}_z \rangle$ для территорий, характеризующихся разной степенью неоднородности подстилающей поверхности. Так в зоне влияния КРАЗ полосы с густой растительностью чередуются с полями; зона влияния ТЭЦ расположена на равнине, где находится густой лес, простирающийся на расстоянии до 5 км, т.е.

поверхность более однородна. Разумеется, сравнение будем проводить для значений $\langle \bar{k}_z \rangle$, определенных при одинаковой средней скорости ветра. Из сравнения результатов (рис. 5), полученных при $\bar{u}(z_1) = 1.5$ м/с видно, что коэффициент турбулентной диффузии в зоне влияния КРАЗ примерно на 40% выше, чем в зоне влияния ТЭЦ. Сильным влиянием неоднородности поверхности на турбулентность приземного слоя объясняется большая разница коэффициентов диффузии при почти одинаковой средней скорости ветра в зонах влияния КРАЗ (г. Красноярск) и алюминиевого завода (АЗ), расположенного г. Кандалакша [15]: в зоне действия КРАЗ ($\bar{u} = 2.2$ м/с) $\langle \bar{k}_z \rangle = 0.93$ м²/с; в зоне действия АЗ ($\bar{u} = 2.3$ м/с) $\langle \bar{k}_z \rangle = 0.02$ м²/с. В отличие от зоны влияния КРАЗ, где полосы с лесной растительностью чередуются с полями, в зоне влияния АЗ располага-

ется сплошной лесной массив, что препятствует развитию интенсивной турбулентности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определение вертикального коэффициента турбулентной диффузии основано на измерении быстро меняющихся величин, характеризующих состояние атмосферы. Очевидно, что коэффициенты k_z , определенные разработанными к настоящему времени способами, не могут быть использованы в наиболее интересных случаях, когда изучается осредненное за продолжительные промежутки времени пространственное распределение загрязняющих веществ на территориях с существенно неоднородной поверхностью. В связи с этим возникает задача определения эффективных значений $\langle \bar{k}_z \rangle$, которые устанавливаются в соответствии с данными опыта для больших периодов наблюдения. Такой подход часто используется при описании сложных физических явлений, когда строгая математическая формулировка задачи невозможна или не имеет практического значения. Например, в работе [10] показано, что эффект осреднения даже за небольшие времена экспозиции (20–30 мин) условно описывается введением эффективного коэффициента диффузии, учитывающего пульсации направления ветра за время осреднения. При решении экологических задач для крупных промышленных предприятий с большими зонами влияния основной интерес представляют пространственные распределения загрязняющих веществ, усредненные за продолжительные временные промежутки. Возможность изучения средних уровней загрязнения предоставляет метод мхов-биомониторов. Методом активного биомониторинга с помощью эпифитного мха измерены горизонтальные профили уровней загрязнения в зонах влияния двух крупных предприятий – угольной теплоэнергетической станции и алюминиевого завода на расстояниях до 5–6 км и разных по продолжительности периодов экспозиции. Измеренные профили использованы для оценки эффективных значений коэффициентов вертикальной диффузии. Анализ показывает более быстрый рост коэффициентов с увеличением скорости ветра, чем это предсказывают полуэмпирические модели для небольших периодов наблюдения порядка нескольких минут. Скорее всего, этот результат объясняется существованием кратковременных порывов ветра, которые не учитываются в моделях. Необходимо отметить, что выявленные тенденции изменения эффективных значений вертикального коэффициента турбулентной диффузии не противоречат устоявшимся представлениям о влиянии скорости ветра и неоднородности поверхности на интенсив-

ность турбулентных потоков. Используемый в работе метод оценки эффективных коэффициентов турбулентной диффузии в вертикальном направлении для длительных периодов наблюдения можно использовать для изучения зависимости коэффициентов от скорости ветра в зонах действия крупных предприятий. Выявленные тренды могут быть использованы для моделирования дисперсии загрязняющих веществ в приземном слое атмосферы и определении размеров зон влияния предприятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hofmann W.* Modelling inhaled particle deposition in the human lung—A review // *Journal of Aerosol Science*. 2011. Т. 42. № 10. С. 693–724.
2. *Luo P. et al.* Size-dependent atmospheric deposition and inhalation exposure of particle-bound organophosphate flame retardants // *Journal of hazardous materials*. 2016. V. 301. P. 504–511.
3. *Sturm R.* Modeling the deposition of bioaerosols with variable size and shape in the human respiratory tract—A review // *Journal of Advanced Research*. 2012. Т. 3. № 4. С. 295–304.
4. *Tchounwou P.B., Yedjou C.G., Patlolla A.K., Sutton D.J.* Heavy Metal Toxicity and the Environment // *In Molecular, Clinical and Environmental Toxicology*. 2012. P. 133–164.
5. *World Health Organization.* Review of Evidence on Health Aspects of Air Pollution—REVIHAAP Project Technical Report // *World Health Organization*. 2013. P. 309.
6. *Мудрый И.В., Короленко Т.К.* Тяжелые металлы в окружающей среде и их влияние на организм // *Издание: врачебное дело*. 2002. С. 32–37.
7. *Mandel A. et al.* Setting threshold values of particle sizes for determination of the appropriate dispersion/deposition model during various atmospheric stability conditions // *Atmospheric Environment*. 2015. Т. 105. С. 181–190.
8. *Viana M. et al.* Partitioning of trace elements and metals between quasi-ultrafine, accumulation and coarse aerosols in indoor and outdoor air in schools // *Atmospheric Environment*. 2015. Т. 106. С. 392–401.
9. *Chamecki M.* An analytical model for dispersion of biological particles emitted from area sources: Inclusion of dispersion in the crosswind direction // *Agricultural and forest meteorology*. 2012. Т. 157. С. 30–38.
10. *Zhang Y., Hu R., Zheng X.* Large-scale coherent structures of suspended dust concentration in the neutral atmospheric surface layer: A large-eddy simulation study // *Physics of Fluids*. 2018. Т. 30. № 4. С. 046601.
11. *Moreira D.M. et al.* A contribution to solve the atmospheric diffusion equation with eddy diffusivity depending on source distance // *Atmospheric Environment*. 2014. Т. 83. С. 254–259.

12. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 272 с.
13. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 342 с.
14. Панин Г.Н., Бернхофер Х. Параметризация турбулентных потоков над неоднородными ландшафтами // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 6. С. 755–772.
15. Ryzhakova N.K., Borisenko A.L., Babicheva V.O. Use of moss biomonitors for turbulent transport coefficient estimation for industrial emissions. *Atmospheric Pollution Research*, 2017, V. 8(5), p. 997–1004.
16. Długosz-Lisiecka M., Wróbel J. (2014) Use of moss and lichen species to identify 210 Po-contaminated regions. *Environmental Science: Processes & Impacts* 16(12): 2729–2733.
17. Motyka O. et al. Moss biomonitoring and air pollution modelling on a regional scale: delayed reflection of industrial pollution in moss in a heavily polluted region? // *Environmental Science and Pollution Research*. 2020. Т. 27. № 26. С. 569–578.
18. Urošević M.A. et al. Urban background of air pollution: Evaluation through moss bag biomonitoring of trace elements in Botanical garden // *Urban Forestry & Urban Greening*. 2017. Т. 25. С. 10–19.
19. Gecheva G. Atmospheric Pollution Assessment with Mosses in Bulgaria // *Journal of BioScience and Biotechnology*. 2016. Т. 5. № 2. С. 125–128.
20. Zhou X. et al. Using moss to assess airborne heavy metal pollution in Taizhou, China // *International journal of environmental research and public health*. 2017. Т. 14. № 4. С. 430.
21. Bajraktari N., Morina I., Demaku S. Assessing the presence of heavy metals in the area of glllogoc (Kosovo) by using Mosses as a bioindicator for heavy metals // *Journal of Ecological Engineering*. 2019. Т. 20. № 6.
22. Godzik B. Use of Bioindication Methods in National, Regional and Local Monitoring in Poland—Changes in the Air Pollution Level over Several Decades // *Atmosphere*. 2020. Т. 11. № 2. С. 143.
23. Barandovski L. et al. Atmospheric heavy metal deposition in north macedonia from 2002 to 2010 studied by moss biomonitoring technique // *Atmosphere*. 2020. Т. 11. № 9. С. 929.
24. Kapusta P., Godzik B. Temporal and Cross-Regional Variability in the Level of Air Pollution in Poland—A Study Using Moss as a Bioindicator // *Atmosphere*. 2020. Т. 11. № 2. С. 157.
25. Derrien M.M. et al. Toward environmental justice in civic science: Youth performance and experience measuring air pollution using moss as a bio-indicator in industrial-adjacent neighborhoods // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2020. Т. 17. № 19. С. 72–78.
26. Svozilíková Krakovská A. et al. Analysis of Spatial Data from Moss Biomonitoring in Czech–Polish Border // *Atmosphere*. 2020. Т. 11. № 11. С. 1237.
27. Stafilov T. et al. Atmospheric Mercury Deposition in Macedonia from 2002 to 2015 Determined Using the Moss Biomonitoring Technique // *Atmosphere*. 2020. Т. 11. № 12. С. 1379.
28. Betsou C. et al. First-Time Source Apportionment Analysis of Deposited Particulate Matter from a Moss Biomonitoring Study in Northern Greece // *Atmosphere*. 2021. Т. 12. № 2. С. 208.
29. Świśtowski P., Ziembik Z., Rajfur M. Air Quality during New Year's Eve: A Biomonitoring Study with Moss // *Atmosphere*. 2021. Т. 12. № 8. С. 975.
30. Paçarizi M. et al. Estimation of Elements' Concentration in Air in Kosovo through Mosses as Biomonitors // *Atmosphere*. 2021. Т. 12. № 4. С. 415.
31. Rogova N., Ryzhakova N., Gusvitskii K., Eruntsov V. Studying the influence of seasonal conditions and period of exposure on trace element concentrations in the moss-transplant *Pylaisia polyantha* // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2021. V. 193, I. 4. P. 168–177.
32. Borisenko A.L., Ryzhakova N.K., Rogova N.S. Mosses as indicators of urban environmental pollution: Examples of *pylaisia polyantha* (HEDW.) BSG from West Siberia // *Mosses: Ecology, Life Cycle and Significance*. 2018. P. 27–57.
33. Рыжакова Н.К., Покровская Е.А., Бабичева В.О. Оценка вертикального коэффициента турбулентной диффузии выбросов промышленных предприятий // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 4.
34. <https://www.gismeteo.ru/diary/4690/2010/10/>.
35. <https://www.gismeteo.ru/diary/4674/2010/10/>.

Influence of Natural-Climate Conditions on the Values of the Vertical Turbulent Diffusion Coefficient for Long-Term Observation Periods

N. K. Ryzhakova¹, N. S. Rogova¹, E. A. Pokrovskaya¹*, and K. A. Tailasheva¹

¹National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin Avenue, Tomsk, 634050 Russia

*e-mail: pokrelena@tpu.ru

The diffusion-convective transport equation (K-theory) is widely used as a mathematical basis for modeling the dispersion of pollutants in the atmospheric air. An important parameter of this model is the vertical component of the turbulent diffusion coefficient, which describes the transport of fine particles in the vertical direction. Existing vertical diffusion models are developed for short observation periods, when the state of the atmosphere can be considered stationary. The influence of small concentrations of fine particles on the hu-

man body is manifested during prolonged exposure. In this regard, modeling of disperse curves averaged over long time intervals is of primary interest. The paper presents the results of estimates of vertical diffusion coefficients for observation periods of 2, 8, and 11 months. The results were obtained using a semi-empirical method based on a regression analysis of the measured horizontal profiles of the level of pollution of the surface layer of the atmosphere by emissions from large enterprises - a coal-fired thermal power plant and an aluminum plant. To measure the profiles, the active biomonitoring method was used at a height of 1–2 m. The analysis of the obtained results was carried out depending on the average wind speed and the degree of heterogeneity of the surface of the studied territories.

Keywords: surface layer of the atmosphere, diffusion-convective transfer equation, vertical coefficient of turbulent diffusion, moss transplant method, concentrations of chemical elements in moss samples, regression analysis, atomic emission analysis, neutron activation analysis

УДК 551.510.42

НАЗЕМНЫЕ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АММИАКА В РАЙОНЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

© 2022 г. Г. М. Неробелов^{a, b, c, *}, Ю. М. Тимофеев^a, А. В. Поберовский^a,
Н. Н. Филиппов^a, Х. Х. Имхасин^a

^aСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bСПб ФИЦ РАН – Научно-исследовательский центр экологической безопасности Российской академии наук,
ул. Корпусная 18, Санкт-Петербург, 187110 Россия

^cРоссийский государственный гидрометеорологический университет,
Малоохтинский проспект 98, Санкт-Петербург, 195196 Россия

*e-mail: akulishe95@mail.ru

Поступила в редакцию 28.06.2022 г.

После доработки 02.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

Аммиак (NH_3) – токсичный газ, попадающий в атмосферу из антропогенных и естественных источников. NH_3 взаимодействует с азотной и серной кислотами, образуя взвешенные частицы, которые составляют большую часть всех аэрозолей в атмосфере. Аэрозоли образуют смог, негативно влияя на состояние здоровья человека, а также играют важную роль в формировании радиационного баланса Земли, воздействуя на изменение климата планеты. Около 85% антропогенных выбросов аммиака в атмосферу приходится на использование азотсодержащих удобрений в сельском хозяйстве. Из-за короткого времени жизни газа в атмосфере его содержание значительно меняется в пространстве и времени. Поэтому, требуется регулярный мониторинг содержания аммиака в атмосфере для крупных городов и окружающих их территорий. В данном исследовании проведены оценка и анализ общего содержания (ОС) аммиака в районе Санкт-Петербурга (Россия) за период 2016–2021 гг. при помощи интерпретации результатов наземных измерений спектров прямого солнечного излучения в ИК диапазоне, выполненных спектрометром высокого разрешения Bruker 125HR. ОС NH_3 в районе Санкт-Петербурга существенно изменялось – с 10^{14} до 10^{16} мол. см^{-2} . Систематическая и случайная погрешности определения ОС аммиака составили 34 и 20%, соответственно. Среднее ОС NH_3 вблизи Санкт-Петербурга составило 3.6×10^{15} мол. см^{-2} с естественной изменчивостью 3.5×10^{15} мол. см^{-2} . Был обнаружен слабовыраженный сезонный ход ОС аммиака с максимумом и минимумом в течение теплого и холодного сезонов, соответственно. Оценки ОС NH_3 в районе Санкт-Петербурга соответствуют результатам, полученным для других областей Земли.

Ключевые слова: NH_3 , наземные измерения, дистанционное зондирование, Санкт-Петербург, Bruker 125HR, PROFFIT

DOI: 10.31857/S0002351522060128

1. ВВЕДЕНИЕ

Аммиак (NH_3) – токсичный газ, который поступает в окружающую среду как из антропогенных, так и естественных источников. По оценкам около 85% всех антропогенных эмиссий газа связаны с использованием азотсодержащих удобрений. К прочим антропогенным источникам относят промышленность, отстойники для очистки сточных вод, автомобили на бензиновых двигателях, оснащенных каталитическими преобразователями и др. [1, 2]. Из естественных источников можно выделить горение биомассы, выделение

растительностью, выделение из почвы и водной поверхности и др. Среди некоторых свойств аммиака опасных для человека выделяют разъедание кожи, глаз и легких, воспламенение, при определенных условиях аммиак взрывоопасен. Местные концентрации могут быть повышены при большом количестве отходов животноводства, например, в условиях интенсивного разведения крупного рогатого скота, свиней и кур [1–4]. Выбросы азота в форме аммиака, которые в основном образуются в сельском хозяйстве, связаны с подкислением и этерификацией почв и поверх-

ностных вод [5, 6], что может привести к сокращению биоразнообразия в уязвимых экосистемах [7, 8]. Аммиак также реагирует с азотной и серной кислотами в атмосфере с образованием солей аммония, на которые приходится большая доля концентрации твердых аэрозольных частиц [9]. Твердые частицы являются основным источником смога и связаны с негативным воздействием на здоровье [10]. Кроме того, соли аммония играют важную роль в радиационном балансе Земли, оказывая тем самым косвенное влияние на изменение климата [11, 12]. Аммиак имеет малое время жизни (от нескольких часов до суток) и подвержен локальным эмиссиям, т.е. содержание газа очень изменчиво во времени и пространстве [13].

Все перечисленное делает необходимым регулярные измерения содержания аммиака в воздухе городов и окружающих территорий. Наземные локальные измерения приземной концентрации NH_3 проводятся в ряде городов и регионов, но они неравномерно распределены по всему земному шару, причем большинство наблюдательных станций расположены в Северном полушарии. Общее содержание (ОС, т.е. содержание газа во всем атмосферном столбе) аммиака в последние десятилетия измеряется с помощью наземного ИК метода, основанного на измерениях спектров прямого солнечного излучения в международной сети наблюдения NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) [14]. В последние годы для оценок общего содержания аммиака, кроме локальных и дистанционных наземных измерений, активно используются спутниковые методы, основанные на регистрации спектров уходящего ИК теплового излучения [15–19]. С 2009 г. в Петергофе на базе Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) проводятся наземные измерения спектров уходящего ИК излучения с помощью инфракрасного Фурье-спектрометра Bruker 125HR. Измеренные спектры затем интерпретируют для восстановления общего содержания ряда экологически и климатически важных газов. Данные измерения являются актуальными, т.к. Санкт-Петербург является крупным промышленным городом России, на территории которого расположено большое количество антропогенных источников газов и аэрозолей.

Целью исследования является определение изменения изменчивости общего содержания аммиака в районе Санкт-Петербурга за период 2016–2021 гг. при помощи интерпретации наземных измерений спектров прямого солнечного излучения в ИК диапазоне, а также сопоставление

ОС аммиака в Петергофе с измерениями в других регионах Земли.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1 Территория исследования

Измерения спектров уходящего ИК излучения выполнялись в Петергофе на базе СПбГУ. Петергоф – пригород Санкт-Петербурга (Россия), который располагается в лесной зоне с густой сетью автомобильной дорог. Согласно спутниковым данным MODIS (MCD12Q1 v006, <https://lpdaac.usgs.gov/products/mcd12q1v006/>) всего около 25% территории Петергофа занято городской застройкой, тогда как на 75% приходится растительность. Севернее города расположена протяженная водная поверхность в виде Финского залива. С запада, востока и юга Петергоф окружен лугами и смешанным лесом. Санкт-Петербург, являясь крупным антропогенным источником газов и аэрозолей, располагается на востоке от Петергофа на удалении ~40 км.

2.2 Наземные измерения Фурье-спектрометра Bruker 125HR

Измерения спектров прямого солнечного излучения выполнялись Фурье-спектрометром Bruker 125HR со спектральным разрешением 0.005 см^{-2} для неаподизированных спектров [20]. Данные измерения проводятся в Петергофе на базе СПбГУ (физический факультет, кафедра физики атмосферы) с 2009 г. Основываясь на методе оптимальных спектральных интервалов из статьи [21], в настоящей работе используются измерения в двух микроокнах полосы поглощения аммиака – $926.4\text{--}932.5$ и $964.1\text{--}968.4 \text{ см}^{-1}$. Кроме того, при восстановлении ОС аммиака учитывалось поглощение излучения “мешающими газами” – H_2O , CO_2 и O_3 . Определение содержания “мешающих газов” осуществлялось предварительно с помощью использования дополнительных спектральных окон (см., например, [20, 22]). Расчеты функций пропускания атмосферы для фонового содержания аммиака показывают, что поглощение солнечного излучения в линиях NH_3 в атмосфере очень мало и не всегда достигает 1% (рис. 1). С другой стороны, влияние “мешающих” газов (“фон” на рис. 1) существенно.

Из-за климатических и погодных условий Санкт-Петербурга большая часть наземных спектроскопических измерений, проводившихся в отсутствие облачности, относится к весеннему и летнему сезонам (в среднем измерения осуществляются около 70 дней в году). Общее число ис-

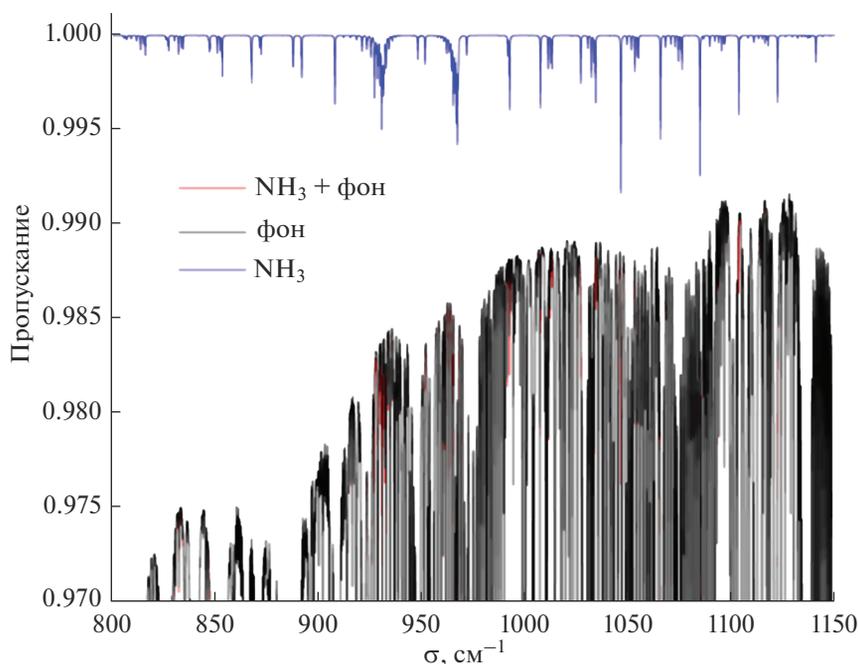


Рис. 1. Пример расчетных функции пропускания атмосферы для фонового содержания NH_3 с учетом поглощения “мешающих газов” в спектральной области $800\text{--}1150\text{ см}^{-1}$.

пользованных в анализе измеренных спектров солнечного излучения и дней измерений прибором Bruker I25HR составили более 2 тысяч и около 340, соответственно.

2.3 ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ (ПО) PROFFIT

Определение ОС газов с помощью измеренных спектров поглощения прямого солнечного излучения является нелинейной обратной задачей атмосферной оптики [23]. Для ее решения применяются методы регуляризации, которые ограничивают искомое решение (например, метод регуляризации Тихонова-Филлипса [24, 25]). При таком подходе используется априорная информация об искомом решении различного вида и объема. В зависимости от метода решения обратной задачи к априорной информации может относиться первоначальное приближение искомого профиля газа (при поиске коэффициента масштабирования профиля), с которого начинается поиск решения, или средний априорный профиль, “вокруг” которого ищется решение (например, в методе статистической регуляризации).

Для интерпретации измеренных солнечных спектров и восстановления ОС аммиака в Петергофе использовалось программное обеспечение (ПО) PROFFIT (PROFile FIT) [26]. В данном ПО последовательно решаются две задачи – прямая

задача расчета солнечных спектров, ослабленных при переносе от верхней границы атмосферы к нижней, и обратная задача по определению содержания аммиака в этом слое (искомое решение). Поиск решения происходит итеративно и может быть представлен в виде (1) [27]

$$x_{i+1} = x_i + (K_i^T S_\epsilon^{-1} K_i)^{-1} K_i^T S_\epsilon^{-1} [y - F(x_i)], \quad (1)$$

где x_{i+1} – найденное решение; x_i – решение, найденное на предыдущей итерации; K_i – матрица вариационных производных излучения по атмосферным параметрам (профилю содержания аммиака); S_ϵ – матрица некоррелированных ошибок измерений спектров солнечного излучения; $F(x_i)$ – нелинейный оператор прямой задачи; y – измеренные спектры солнечного излучения.

На каждой итерации при решении прямой задачи подставляется профиль содержания аммиака, полученный на предыдущей итерации (на первой итерации используется начальное приближение). Итерации выполняются до тех пор, пока не будет достигнуто условие минимизации невязки рассчитанных и измеренных спектров солнечного излучения.

Для регуляризации искомого решения в данном исследовании использовалось масштабирование начального приближения профиля аммиака. При таком подходе достижение минимума невязки между измеренным и рассчитанным спектром сол-

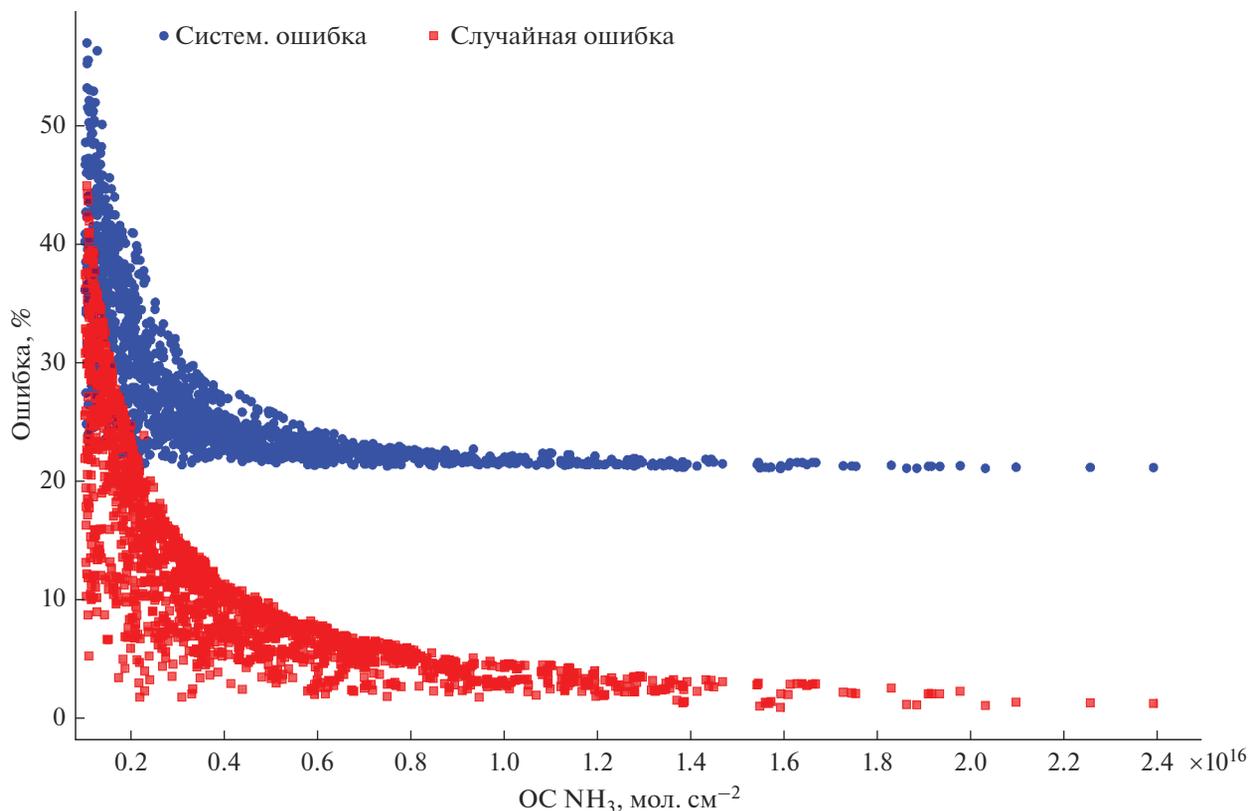


Рис. 2. Зависимость относительных случайной и систематической погрешностей определения ОС NH₃ от значений ОС в Петергофе.

нечного излучения выполняется при помощи масштабирования (домножения) начального приближения вертикального профиля содержания аммиака на искомый коэффициент. Поскольку это один коэффициент для всего профиля, решение прямо зависит от начального приближения – формы профиля аммиака.

ПО PROFFIT также позволяет оценивать погрешности решения (случайные и систематические) на основе расчета матриц ошибок с учетом следующих факторов – погрешностей измерений, качества используемой спектроскопической информации, влияния мешающих газов и т.д. (см., например, [20, 22]). Расчет матриц ошибок восстановления ОС аммиака S выполнялся по формуле (2) [27]

$$S = (K_i^T S_\varepsilon^{-1} K_i)^{-1}. \tag{2}$$

Оценки погрешностей определения содержания аммиака показали, что основной вклад в погрешность вносят случайные ошибки измерений, а также погрешности задания спектроскопической информации – интенсивностей и полуширин линий поглощения NH₃.

Погрешности определения ОС NH₃ значительно меняются в зависимости от величины ОС. На рис. 2. приведены оценки систематических и случайных погрешностей определения ОС NH₃ в Петергофе при различных содержаниях аммиака в атмосфере (более 10¹⁵ мол/см²). Анализ графика показывает, что при увеличении значений ОС аммиака (более ~10¹⁵ молек. см⁻²) систематическая погрешность измерений уменьшается от ~50 до 20%, случайная – от 40 до 10%. При ОС аммиака выше ~10¹⁶ мол/см² систематическая и случайная погрешности почти не меняются и составляют около 20 и 5%, соответственно. Необходимо отметить, что в некоторых исследованиях значения ОС NH₃ меньше 10¹⁵ мол/см² не используются в анализе (например, [19]) из-за погрешностей определения ОС, достигающих более 100%.

Из-за относительно малой информативности измеренных спектров солнечного излучения в микроокнах поглощения аммиаком, были проведены специальные исследования влияния априорной информации и методики решения обратной задачи (типа регуляризации) на получаемые значения ОС NH₃. Исследования показали, что

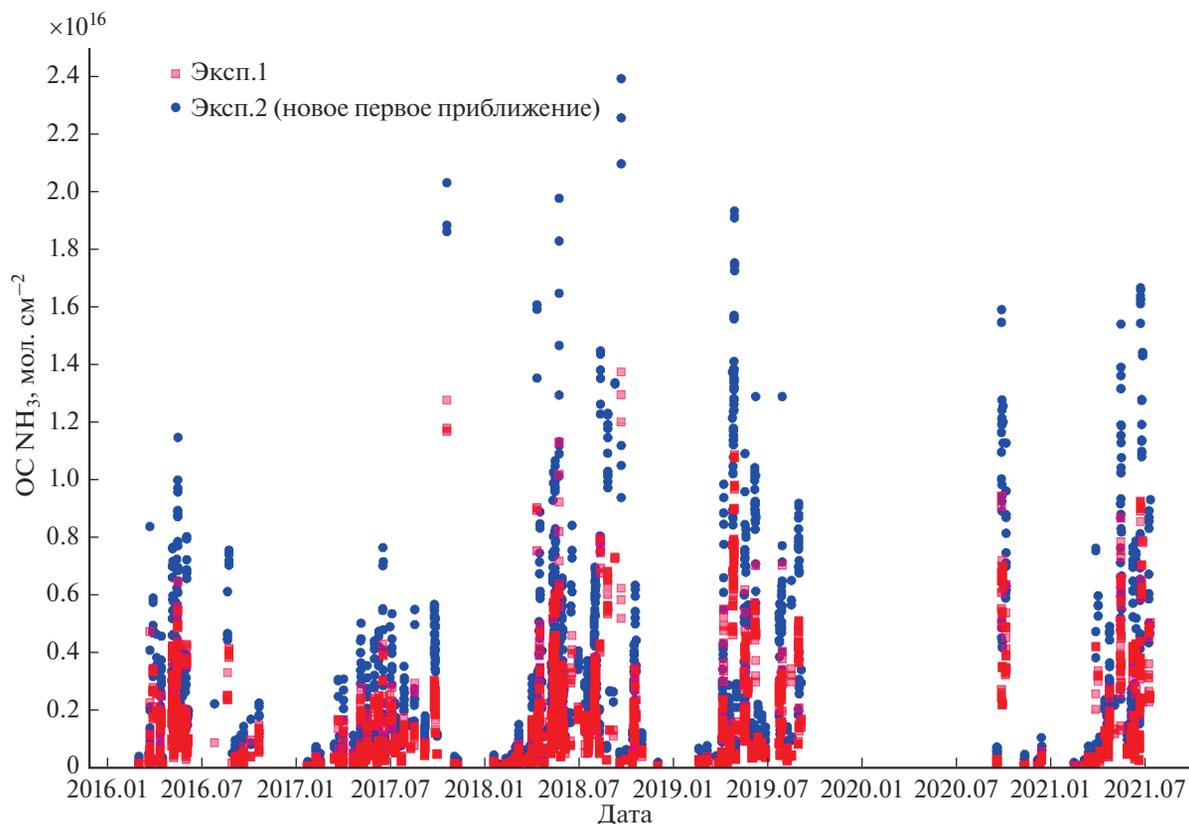


Рис. 3. Временной ряд ОС NH_3 на станции г. Петергоф за период 2016–2021 гг., полученное по данным измерений прибора Bruker 125HR.

существенное влияние оказывает только используемое начальное приближения. Это связано со спецификой решения нелинейной обратной задачи и используемыми критериями остановки итераций. Так первый вариант начального приближения, характерного для фонового содержания аммиака с мало изменяющимся вертикальным профилем, занижает ОС по сравнению с остальными вариантами численного анализа на 80–90%. Стоит заметить, что ОС в слое около 1.5 км по данному профилю в 2–17 раз меньше, чем по более реальному профилю для станции г. Петергофа, который мы использовали в последующих экспериментах. Другие варианты расчета, в которых изменялся тип регуляризации (метод масштабирования первого приближения на регуляризацию Тихонова-Филлипса), использовались не слишком существенно различающиеся средние априорные профили и начальные приближения по данным глобальной химико-климатической модели WACCMv7 [28] и т.д., изменяли значения ОС только на 5–10%. При изменчивости ОС аммиака в атмосфере на два порядка данные различия результатов численных экспериментов оказались пренебрежимо малы.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

3.1 ОС NH_3 в Петергофе

На рис. 3 приведен временной ряд ОС NH_3 по данным наземных измерений Bruker 125HR за период 2016–2021 гг. на станции в Петергофе. График демонстрирует результаты восстановления ОС аммиака при помощи ПО PROFFIT с использованием фонового профиля аммиака в качестве первого приближения (эксперимент №1) и более реального для станции в Петергофе (эксперимент № 2). Следует отметить, что ОС NH_3 по данным эксперимента № 2 примерно в два раза превосходят ОС, полученные в эксперименте № 1 (рис. 3). При этом коэффициент корреляции между временными рядами ОС аммиака по данным экспериментов № 1 и 2 близок к 1. Оценка погрешностей показала, что минимальные значения ОС аммиака (менее $\sim 10^{14}$ молек. см^{-2}) определяются с погрешностями, превышающими 100%. Далее в анализе мы рассматриваем только восстановленные ОС NH_3 с погрешностями восстановления ОС менее 100% и анализируем результаты эксперимента № 2, т.к. невязка между спектрами солнечного излучения по данным измерений и рас-

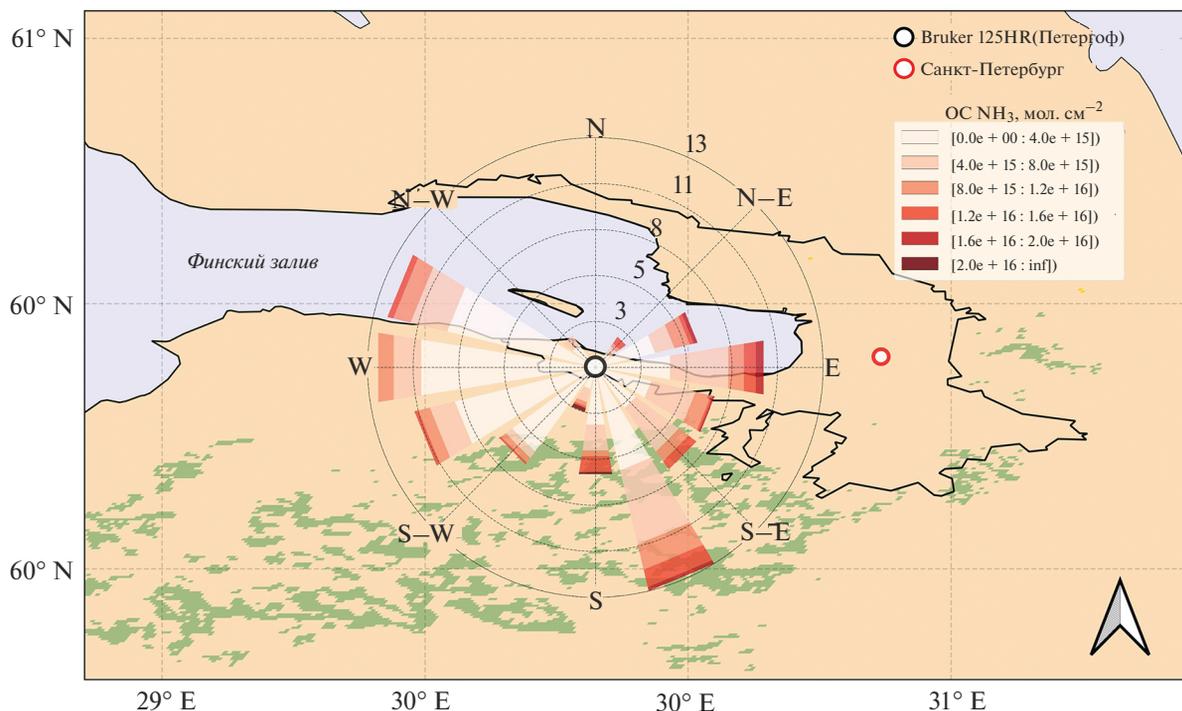


Рис. 4. Зависимость ОС NH₃ в Петергофе от направления ветра по результатам измерений в 2018–2021 гг. и расположение пахотных земель (зеленые области).

четом численного эксперимента №1 превышает аналогичные для эксперимента № 2 в среднем примерно на 5%.

Проведенные нами измерения показывают, что максимальные значения ОС наблюдаются во второй половине весны, летом и в первой половине осени, тогда как минимальные – во второй половине осени, зимой и в начале весны (рис. 3). Во многих работах [21, 29] по наземным измерениям ОС NH₃ наблюдалось аналогичное сезонное изменение с минимумом ОС NH₃ зимой и максимумом весной и летом, что объясняется использованием в весенний период азотсодержащих удобрений при обработке пахотных земель, а также летними метеорологическими условиями [1, 2].

ОС аммиака в Петергофе менялось за рассматриваемый период от 0.1×10^{15} до 24×10^{15} молек. см⁻². Среднее и естественная изменчивость (стандартное отклонение от среднего или СО) ОС NH₃ по данным экспериментов в период 2016–2021 гг. составили $3.6 \pm 3.5 \times 10^{15}$ молек. см⁻². Максимальное значение ОС NH₃ наблюдалось в сентябре 2018 г. (24×10^{15} молек. см⁻²) и примерно в 7 раз больше среднего за весь анализируемый период. За период 2016–2019 гг отмечена слабо выраженная тенденция роста ОС аммиака. Далее наблюдалось небольшое снижение и стабилизация (рис. 3)

На рис. 4 приведена диаграмма повторяемости направления приземного ветра (роза ветров) в Петергофе и соответствующих им ОС NH₃ за доступный период метеорологических наблюдений (2018–2021 гг.). На круговой диаграмме приводятся числовые значения (в %), которые характеризуют повторяемость направлений ветра и соответствующих этим направлениям значений ОС аммиака относительно общего количества измерений. Анализ показал, что максимальные ОС NH₃ (от ~ 12 – 20×10^{15} молек. см² и выше) наблюдались при направлениях ветра в диапазоне от восточных до юго-юго-восточных. Однако общая повторяемость наиболее высоких значений ОС оказалась относительно небольшой и составила около 6%. Большая часть всех низких значений ОС NH₃ (до $\sim 4 \times 10^{15}$ молек. см²) соответствовала западным направлениям приземного ветра (повторяемость более 30%) (рис. 4). Остальная часть значений может быть классифицирована, как ОС NH₃ выше среднего (т.е. 5 – 12×10^{15} молек. см²) и преимущественно наблюдалась при южных и восточных направлениях приземного ветра. Дополнительно, на рис. 4 зелеными областями нанесены положения пахотных земель по результатам картирования типов растительности спутниками Terra/Aqua(MODIS) (Annual University of Mary-

Таблица 1. Статистические характеристики ОС NH_3 по данным наземных измерений в различных частях Земли; значения ОС даны в молек. $\text{см}^{-2} \times 10^{15}$; текущее исследование – 2016–2021; [29] – 2004–2013, [21] – 2009–2017, [30] – 2008–2014; значения с символом “~” были получены при помощи визуального анализа и оцифровки графиков из соответствующих работ и являются очень приближенными; СО – стандартное отклонение от среднего

Место	Среднее \pm СО	Средние по сезонам, весна/зима	Амплитуда изменчивости	Случайная/систематическая ошибки, %	Примечания
Петергоф	3.6 ± 3.5	3.5/0.4	24	19.7/34.2	Данная работа
Бремен	13.7 ± 20.2	~20/3	~90	9.1/23.5	[29]
Бремен*	$\sim 23 \pm 22$	–	~90	Общая <30%	[30]
Лаудер	4.17 ± 6.0	~3/7	~35	12/27	[29]
Лаудер*	$\sim 7 \pm 5.0$	–	~32	Общая <30%	[30]
Реюнион	0.80 ± 1.1	~0.5/0.9	~6	15.3/20	[29]
Реюнион*	$\sim 1 \pm 1$	–	~5	Общая <30%	[30]
Юнгфрауйох	0.18 ± 0.2	~0.2/0.1	~2	25.3/23.1	[29]
Париж	8.4 ± 8.6	11.7/1.2	~90	6.7/20.8	[21]
Торонто	$\sim 8 \pm 8$	–	~36	Общая <30%	[30]
Боулдер	$\sim 7 \pm 4$		~24		
Тсукуба	$\sim 3 \pm 2$		~8		
Пасадена	$\sim 12 \pm 6$		~27		
Мексико сити	$\sim 15 \pm 9$		~36		
Воловгонг	$\sim 4 \pm 3$		~13		

land (UMD) <https://lpdaac.usgs.gov/products/mcd12q1v006/>). Как видно, данный тип поверхности занимает относительно большую площадь южнее Петергофа. Можно предположить, что эмиссии аммиака с данной территории сказались на повышенных ОС аммиака при переносе с южных направлений. В свою очередь, повышенные значения ОС с восточных направлений скорее всего связаны с переносом воздушных масс с территории г. Санкт-Петербурга (т.е. вклад в содержание аммиака от автомобильного транспорта, предприятий и других антропогенных источников).

3.2 Сравнения с ОС NH_3 в других городах

Измерения ОС NH_3 наземным спектроскопическим методом осуществлялись в ряде работ [21, 29, 30]. В табл. 1 приведены основные статистические характеристики ОС NH_3 по наземным ИК измерениям в различных регионах Земли. Часть данных была получена путем оцифровки графического представления результатов исследова-

ний, поэтому может включать в себя дополнительные ошибки (помечены в табл. 1).

В работе [29] приведены результаты наземных ИК измерений в г. Бремене (Германия), Лаудере (Новая Зеландия, 370 м над уровнем моря), Сен-Дени (о. Реюньон, восточнее Мадагаскара) и Юнгфрауйохе (Швейцария, 3580 м над уровнем моря). Средняя систематическая и случайная погрешности определения ОС составляли 23.5 и 9.1%, соответственно. Причем основной вклад внесли неопределенности спектроскопических параметров линий NH_3 . Различия в ОС NH_3 на указанных станциях за период 2004–2014 гг. достигали двух порядков, с наибольшими значениями в Бремене (среднее ОС 13.47×10^{15} молекул см^{-2}) и самыми низкими в Юнгфрауйохе (среднее ОС 0.18×10^{15} молекул см^{-2}) и в Сен-Дени (среднее ОС 0.8×10^{15} молекул см^{-2}).

Результаты длительных (9 лет) наземных спектроскопических измерений ОС NH_3 ИК в Париже, Франция проанализированы в работе [21]. В период 2009–2017 гг. было получено в общей

сложности 4920 измерений ОС NH_3 со средними случайными и систематическими погрешностями измерений ОС около 7% и 21%. Исследования выявили значительные межгодовые и сезонные колебания ОС NH_3 над регионом мегаполиса Парижа (население около 12 млн человек). Средние сезонные вариации ОС составляли примерно один порядок — с минимумом зимой (январь, среднемесячное менее 1×10^{15} молек. см^{-2}) и максимумом весной (март, среднемесячное около 16×10^{15} мол. см^{-2}). Авторы отметили, что максимум ОС NH_3 в Париже аналогичен с тем, что был зафиксирован в Бремене, Германия [29] (до около 90×10^{15} мол. см^{-2}). Также наблюдалась соответствие сезонного хода. Заметим, что сезонное изменение ОС аммиака в Петергофе также имеет общие черты с тем, что было получено для Парижа — с высокими значениями весной и в конце лета-начале осени. Возможно второй максимум в среднем ОС аммиака в августе в Париже и в сентябре в Петергофе связаны с периодами проведения уборочных работ на полях, когда вспашка полей приводит к поднятию остатков азотсодержащих удобрений в воздух.

Наземные ИК измерения ОС аммиака анализировались в работе [30], в частности, для валидации спутниковых измерений прибором IASI. В исследовании использовались измеренные спектры прямого солнечного ИК излучения на 9 станциях международной системы наблюдений NDACC за период 2008–2014 гг. на различных широтах. Погрешности наземных измерений ОС аммиака оцениваются в среднем в ~30%. Наблюдалась изменчивость ОС NH_3 от 10^{15} мол. см^{-2} в Сен-Дени (о. Реюньон) до около 10^{17} мол. см^{-2} в Бремене. На большинстве станций значения ОС NH_3 находились в диапазоне $0\text{--}36 \times 10^{15}$ мол. см^{-2} .

Анализируя всю совокупность данных, можно отметить, что максимальные значения ОС аммиака в ряде городов Европы и Северной Америке, (например, Париж, Бремен, Мехико Сити, Пасадена) заметно превосходят максимальные значения, зарегистрированные в Петергофе (24×10^{15} против 90×10^{15} молек. см^{-2}), а также средние ОС NH_3 . Необходимо отметить, что наиболее близкие значения ОС аммиака к измеренным в Петергофе зафиксированы на станции г. Лаудера. Их средняя изменчивость и СО составили $3.6 \pm 3.5 \times 10^{15}$ мол. см^{-2} и $4.2 \pm 6.0 \times 10^{15}$ мол. см^{-2} , а амплитуды (разность максимума и минимума) 24 и 35×10^{15} мол. см^{-2} , соответственно. Приведенные примеры указывают на существенную изменчивость ОС NH_3 в разных частях Земли (в среднем более, чем в 100 раз). Полученные различия меж-

ду оценками ОС NH_3 в разных городах планеты могут быть связаны преимущественно с неоднородностью пространственного распределения источников газа. Так, приземные станции в основном подвержены влиянию самого распространенного источника аммиака — сельскохозяйственной деятельности. В свою очередь, высотные и удаленные от крупных городов станции находятся под влиянием эпизодических источников, таких как лесные пожары. Горные же станции (например, Юнгфрауйохе в Швейцарии, 3580 м над уровнем моря) обладают наименьшими значениями и изменчивостью ОС NH_3 во времени из-за почти полного отсутствия источников.

4. ВЫВОДЫ

1. На основе наземных измерений спектров прямого солнечного ИК излучения высокого спектрального разрешения (Фурье-спектрометр Bruker 125HR) получены данные об общем содержании аммиака вблизи Санкт-Петербурга (СПбГУ, Петергоф) за 2016–2021 гг. В связи с относительно малой информативностью ИК измерений спектров солнечного излучения (малое поглощение NH_3) было проанализировано влияние начального приближения и метода регуляризации на результаты решения некорректной обратной задачи, реализованной в ПО PROFFIT. Использование начального приближения соответствующего фоновым содержаниям NH_3 по отношению к более реальным содержаниям на станции в Петергофе занижает ОС аммиака на 80–90%. Регуляризация Тихонова-Филипса и масштабирование априорного профиля дают очень близкие результаты восстановления ОС NH_3 .

2. В период 2016–2021 гг. ОС NH_3 в Петергофе по данным наземных ИК измерений ОС аммиака значительно изменялся — от $\sim 10^{14}$ до 10^{16} молек. см^{-2} (т.е. на два порядка). В этом же время, при интерпретации измеренных спектров ИК солнечного излучения были получены и более низкие значения ОС NH_3 , но они обладали погрешностями более 100% и не использовались в работе.

3. Значительные погрешности при малых содержаниях аммиака связаны со слабым поглощением газа в атмосфере Земли (всего около 2% при содержаниях более 10^{16} молек. см^{-2}). Средние случайная и систематическая погрешности восстановления ОС аммиака по измерениям Bruker 125HR при помощи ПО за период 2016–2021 гг. составили около 20 и 34%, соответственно. Наибольший вклад в систематическую погрешность вносит неопределенность в задании параметров спектральных линий поглощения аммиака.

4. По данным наземных измерений в Петергофе среднее ОС аммиака за указанный период составило 3.6×10^{15} молек. см⁻² с естественной изменчивостью (СО) 3.5×10^{15} молек. см⁻². Наблюдался не слишком явный сезонный ход ОС газа с максимумами во второй половине весны, летом и в первой половине осени и с минимумами во второй половине осени, зимой и в начале весны. В серии опубликованных работ по наземным измерениям ОС NH₃ отмечено аналогичное сезонное изменение с минимумом ОС NH₃ зимой и максимумом весной и летом в районах крупных городов (Бремен, Париж и др.). Кроме того, данные измерений в Петергофе за шесть лет демонстрирует слабо выраженную тенденцию роста ОС аммиака в период 2016–2019 гг. с последующим небольшим снижением и стабилизацией.

5. Анализ влияния направления ветра на измерения в Петергофе показал, что максимальные ОС NH₃ наблюдаются при переносе воздушных масс преимущественно с востока и юго-юго-востока. Это может свидетельствовать об антропогенной природе пиков ОС NH₃. Так при переносе с южных направлений к высоким значениям ОС аммиака в Петергофе может приводить сельскохозяйственная деятельность, а при переносе с востока — автотранспорт и промышленность Санкт-Петербурга.

6. Анализ наземных измерений ОС аммиака на других станциях (в том числе на станциях NDAСС) показал, что в глобальном масштабе содержание газа меняется примерно на два порядка. Значения ОС NH₃, сезонное изменение и амплитуда содержания газа, полученные на основе наземных спектроскопических измерений в Петергофе, хорошо согласуются с результатами, полученными в различных частях планеты. При этом, среднее ОС NH₃ в Петергофе в несколько раз меньше, чем содержания в таких городах, как Бремен (Германия), Париж (Франция), Пасадена (США), Мехико сити (Мексика) и др. Однако, это может быть связано с относительной удаленностью измерительной станции в Петергофе от антропогенных источников газа, тогда как некоторые измерения из приведенных исследований проводились в городской среде.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке государственно-контракта № 13.2251.21.0005 Министерства науки и высшего образования РФ. Мы благодарим ресурсный центр “Геомодель”, который предоставил измерительный прибор Bruker 125HR.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. <https://laboratoria.by/stati/ammiak-priroda>
2. *Behera S., Sharma M., Aneja V., Balasubramanian R.* Ammonia in the atmosphere: a review on emission sources, atmospheric chemistry and deposition on terrestrial bodies // *Environ. Sci. Pollut. Res.* 2013. V. 20. P. 8092–8131. <https://doi.org/10.1007/s11356-013-2051-9>
3. *WHO.* Environmental Health Criteria 54: Ammonia. Geneva: WHO, 1986. P. 210.
4. *Гриднев И.И., Гриднева Т.Г., Шведов А.А.* Эмиссия аммиака и ее последствия для окружающей среды // *Ежеквартальный научный журнал, Вестник ВНИИМЖ.* 2018. 1. 29. С. 42–49.
5. *Krupa S.* Effects of atmospheric ammonia (NH₃) on terrestrial vegetation: a review // *Environ. Pollut.* 2003, V. 124. P. 179–221. [https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(02\)00434-7](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(02)00434-7)
6. *Vitousek P.M., Aber J., Howarth R.W., Likens G.E., Matson P.A., Schindler D.W., Schlesinger W.H., Tilman G.D.* Human alteration of the global nitrogen cycle: causes and consequences // *Ecol. Appl.* 1997. V. 7. № 3. P. 737–750.
7. *Bobbink R., Hornung M., Roelofs J.G.* The effects of airborne nitrogen pollutants on species diversity in natural and semi-natural European vegetation // *J. Ecol.* 1998. 86. P. 717–738.
8. *Bobbink R., Hicks K., Galloway J., Spranger T., Alkemade R., Ashmore M., Bustamante M., Cinderby S., Davidson E., Dentener F., Emmett B., Erisman J.W., Fenn M., Gilliam F., Nordin A., Pardo L., De Vries W.* Global assessment of nitrogen deposition effects on terrestrial plant diversity: a synthesis // *Ecol. Appl.* 2010. V. 20. P. 30–59.
9. *Schaap M., van Loon M., ten Brink H.M., Dentener F.J., Builtjes P.J.H.* Secondary inorganic aerosol simulations for Europe with special attention to nitrate. *Atmos. Chem. Phys.* 2004. V. 4. P. 857–874. <https://doi.org/10.5194/acp-4-857-2004>
10. *Pope III C.A., Ezzati M., and Dockery D.W.* Fine-Particulate Air Pollution and Life Expectancy in the United States // *N. Engl. J. Med.* 2009. V. 360. P. 376–386. <https://doi.org/10.1056/NEJMsa0805646>
11. *Charlson R.J., Langner J., Rodhe H., Leovy C.B., Warren S.G.* Perturbation of the Northern-Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate 15 aerosols // *Tellus A.* 1991. V. 43. P. 152–163.
12. *Erisman J.W., Bleeker A., Galloway J., Sutton M.S.* Reduced nitrogen in ecology and the environment // *Environ. Pollut.* 2007. V. 150. P. 140–149.
13. *Galloway J.N., Aber J.D., Erisman J.W., Seitzinger S.P., Howarth R.W., Cowling E.B., Cosby B.J.* The Nitrogen Cascade // *BioScience.* 2003. V. 53. P. 341–356.
14. <https://www.ndsc.ncep.noaa.gov/>
15. *Beer R., Shephard M.W., Kulawik S.S., Clough S.A., Eldering A., Bowman K.W., Sander S.P., Fisher B.M., Payne V.H., Luo M., Osterman G.B., Worden J.R.* First satellite observations of lower tropospheric ammonia and

- methanol // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. P. 1–5.
<https://doi.org/10.1029/2008GL033642>
16. *Coheur P.-F., Clarisse L., Turquety S., Hurtmans D., Clerbaux C.* IASI measurements of reactive trace species in biomass burning plumes // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 5655–5667.
<https://doi.org/10.5194/acp-9-5655-2009>
 17. *Clarisse L., Clerbaux C., Dentener F., Hurtmans D., Coheur P.-F.* Global ammonia distribution derived from infrared satellite observations // *Nat. Geosci.* 2009. V. 2. P. 479–483.
 18. *Shephard M.W., Cady-Pereira K.E., Luo M., Henze D.K., Pinder R.W., Walker J.T., Rinsland C.P., Bash J.O., Zhu L., Payne V.H., Clarisse L.* TES ammonia retrieval strategy and global observations of the spatial and seasonal variability of ammonia // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. P. 10743–10763.
<https://doi.org/10.5194/acp-11-10743-2011>
 19. *Shephard M.W., Cady-Pereira K.E.* Cross-track Infrared Sounder (CrIS) satellite observations of tropospheric ammonia. *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. P. 1323–1336.
<https://doi.org/10.5194/amt-8-1323-2015>
 20. *Timofeyev Yu., Virolainen Ya., Makarova M., Poberovskiy A., Polyakov A., Ionov D., Osipov S., Imhasin H.* Ground-based spectroscopic measurements of atmospheric gas composition near Saint Petersburg (Russia) // *J. Mol. Spectr.* 2016. V. 323. P. 2–14.
<https://doi.org/10.1016/j.jms.2015.12.007>
 21. *Tournadre B., Chelin P., Ray M., Cuesta J., Kutzner R.D., Landsheere X., Fortems-Cheiney A., Flaud J.-M., Hase F., Blumenstock T., Orphal J., Viatte C., Camy-Peyret C.* Atmospheric ammonia (NH₃) over the Paris megacity: 9 years of total column observations from ground-based infrared remote sensing // *Atmos. Meas. Tech.* 2020. V. 13. P. 3923–3937.
<https://doi.org/10.5194/amt-13-3923-2020>
 22. *Virolainen Y.A.* Methodical Aspects of the Determination of Carbon Dioxide in Atmosphere Using FTIR Spectroscopy. // *J. Appl Spectrosc* 2018. V. 85. P. 462–469.
<https://doi.org/10.1007/s10812-018-0673-x>
 23. *Тимофеев Ю.М.* Исследования атмосферы Земли методом прозрачности // СПб.: Наука. 2016. С. 367.
 24. *Phillips D.* A technique for the numerical solution of certain integral equations of the first kind // *J. Assoc Comput Math* 1962. V. 9. P. 84–97.
<https://doi.org/10.1145/321105.321114>
 25. *Tikhonov A.* On the solution of incorrectly stated problems and a method of regularisation // *Dokl Acad Nauk SSSR* 1963. V. 151. P. 501–504.
 26. *Hase F., Hannigan J.W., Coffey M.T., Goldman A., Hopfner M., Jones N.B., Rinsland C.P., Wood S.W.* Inter-comparison of retrieval codes used for the analysis of high-resolution, ground-based FTIR measurements // *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 2003. V. 87. № 1. P. 25–52.
<https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2003.12.008>
 27. *Virolainen Y.A., Timofeev Y.M., Ionov D.V., Poberovskii A.V., Shalamyanskii A.M.* Ground-based measurements of total ozone content by the infrared method // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2011. P. 47. N. 480.
<https://doi.org/10.1134/S0001433811040104>
 28. *Marsh D., Mills M., Kinnison D.E., Lamarque J.-F.* Climate change from 1850 to 2005 simulated in CESM1(WACCM) // *Journal Of Climate.* 2013. V. 26. P. 7372–7391.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00558.1>
 29. *Dammers E., Vigouroux C., Palm M., Mahieu E., Warneke T., Smale D., Langerock B., Franco B., Van Damme M., Schaap M., Notholt J., Erisman J.W.* Retrieval of ammonia from ground-based FTIR solar spectra // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 12789–12803.
<https://doi.org/10.5194/acp-15-12789-2015>
 30. *Dammers E., Palm M., Van Damme M., Vigouroux C., Smale D., Conway S., Toon G.C., Jones N., Nussbaumer E., Warneke T., Petri C., Clarisse L., Clerbaux C., Hermans C., Lutsch E., Strong K., Hannigan J.W., Nakajima H., Morino I., Herrera B., Stremme W., Grutter M., Schaap M., Kruit W.R.J., Notholt J., Coheur P.-F., Erisman J.W.* An evaluation of IASI-NH₃ with ground-based Fourier transform infrared spectroscopy measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. P. 10351–10368.
<https://doi.org/10.5194/acp-16-10351-2016>

Ground-Based Spectroscopic Measurements of Ammonia Total Column Near St. Petersburg

G. M. Nerobelov^{1, 2, 3, *}, Yu. M. Timofeyev¹, A. V. Poberovskii¹, N. N. Filippov¹, and H. H. Imhasin¹

¹*Saint-Petersburg State University, University Embankment, 7/9, Saint-Petersburg, 199034 Russia*

²*SPC RAS – Scientific Research Centre for Ecological Safety of the Russian Academy of Sciences, Korpurnaya st., 18, Saint-Petersburg, 187110 Russia*

³*Russian State Hydrometeorological University, Malookhtinskiy Prospekt, 98, Saint-Petersburg, 195196 Russia*

*e-mail: akulishe95@mail.ru

Ammonia (NH₃) is a toxic gas which is emitted to the atmosphere from anthropogenic and natural sources. Moreover, ammonia reacts with nitric and sulfuric acids forming aerosols which constitute a large part of all solid particles in the atmosphere. Aerosols can form into smog negatively influencing people's health and play

an important role in the Earth radiation balance impacting climate change. Approximately 85% of the ammonia anthropogenic emissions are related to using nitrogen-containing fertilizers in agriculture. Due to the short gas life-time in the atmosphere its content varies in space and time significantly. Therefore, regular monitoring of NH_3 content in the air of cities and surrounding areas is needed. In this study we estimate and analyze ammonia total content (TC) near St. Petersburg for a period 2016–2021 by interpreting ground-based measurements of direct IR solar radiation specters with high spectral resolution (Bruker 125HR). TC NH_3 near St. Petersburg varies significantly – from 10^{14} to 10^{16} molecules cm^{-2} . Systematic and random errors of the TC retrieval constitute 34 and 20%, respectively. Mean ammonia TC near St. Petersburg is 3.6×10^{15} molecules cm^{-2} with natural variability of 3.5×10^{15} molecules cm^{-2} . Weak seasonal variation is registered with the maximum and minimum during warm and cold seasons respectively. The estimates of TC NH_3 near St. Petersburg coincide well with the results obtained for other Earth's territories.

Keywords: NH_3 , ground-based measurements, remote sensing, St. Petersburg, Bruker 125HR, PROFFIT

УДК (551.576.1+551.515.4):[004.942: 519.876.5]

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ ВЕТРА В АТМОСФЕРЕ НА МАКРО- И МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

© 2022 г. Б. А. Ашабоков^{a, b}, Л. М. Федченко^a,
В. А. Шаповалов^{a, *, **}, В. Н. Лесев^c, М. А. Шериева^a

^aВысокогорный геофизический институт, просп. Ленина, 2, Нальчик, КБР, 360030 Россия

^bИнститут информатики и проблем регионального управления КБНЦ РАН,
ул. И. Арманд, 37а, Нальчик, КБР, 360000 Россия

^cКабардино-Балкарский государственный университет имени Х.М. Бербекова,
ул. Чернышевского, 173, Нальчик, КБР, 360004 Россия

*e-mail: vet555_83@mail.ru

**e-mail: ryer16@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.06.2022 г.

После доработки 04.08.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

Статья посвящена исследованию роли системных свойств конвективных облаков в формировании их макро- и микроструктурных характеристик. Отмечено, что одним из направлений развития физики облаков на следующем этапе ее развития является проведение исследований в данном направлении. Приводятся результаты численных экспериментов по исследованию влияния окружающей атмосферы на формирование макро- и микроструктурных характеристик конвективных облаков. Именно влияние атмосферы является одним из основных структурообразующих факторов для облаков. В качестве механизма влияния окружающей атмосферы на процессы облакообразования в работе рассматривается структура поля ветра в атмосфере. Исследования проводились на основе трехмерной нестационарной модели грозоградовых облаков.

Ключевые слова: конвективные облака, системные свойства, роль в формировании макро- и микроструктуры, взаимодействие облаков с окружающей атмосферой

DOI: 10.31857/S0002351522060037

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия развитие физики облаков и активных воздействий на них существенно замедлилось. Причина, как отмечено в работе [1], заключается в том, что настоящий период времени является переходным для данного научного направления: происходит переход от этапа исследования “элементарных” процессов в облаках к этапу исследования образования и развития облаков в целом с учетом их системных свойств. Исследования на наступающем этапе развития физики облаков должны быть направлены на изучение закономерностей формирования макро- и микроструктурных характеристик облаков в целом с учетом их системных свойств. Поэтому возникает необходимость формулировки основных задач физики облаков на данном этапе ее развития, разработки методов и методологий их решения. Отметим, что изучение роли системных

свойств облаков в формировании их макро- и микроструктурных характеристик, в частности, роли взаимодействия облаков с окружающей их атмосферой (свойство иерархичности систем), являющегося одним из важнейших структурообразующих факторов [1–3], представляется наиболее важной и сложной задачей в данном направлении исследований.

Механизмов взаимодействия облаков с атмосферой достаточно много, некоторые из них хорошо известны, но их роль в процессах облакообразования пока еще можно объяснить только на качественном уровне. Строгие исследования роли этих механизмов в формировании макро- и микроструктурных характеристик облаков, насколько нам известно, до сих пор отсутствуют. Исключением можно считать исследование роли структуры поля ветра в атмосфере, некоторые результаты которого приводятся в работах [1, 10]. В

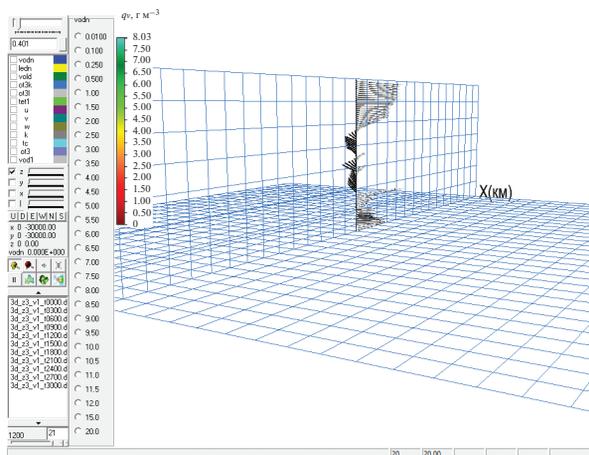


Рис. 1. Структура поля ветра в атмосфере в вертикальной плоскости.

этих работах изложены модель облака и результаты численных исследований влияния структуры поля ветра в атмосфере на образование и развитие грозоградовых облаков. Исследования заключались в моделировании эволюции облака для различных структур поля ветра, которые получались путем варьирования направления скорости ветра в атмосфере на всех высотах. В настоящей работе, являющейся продолжением этих работ, приводятся результаты исследований, когда варьировались значения скорости ветра на всех высотах при неизменном ее направлении. В работе [1] также приведены некоторые результаты исследований влияния взаимодействия процессов в облаках (эмерджентные свойства облаков) на формирование их макро- и микроструктурных характеристик.

На то, что влияние ветра в атмосфере на образование и развитие облаков может быть значительным, обратили внимание относительно давно. Можно, например, отметить работы [4, 5, 9], в которых были сделаны попытки исследовать его путем наблюдения за облаками в натуральных условиях. Но детальное исследование этого вопроса таким способом не представляется возможным, основным методом проведения исследований в данном направлении является численное моделирование. Работы [6–8, 11] являются первыми, в которых исследования в этом направлении проводились на основе математического моделирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Исследования влияния структуры поля ветра в атмосфере на формирование макро- и микроструктурных характеристик грозоградовых обла-

ков проводились на основе трехмерной нестационарной модели с детальным учетом процессов [1, 10]. Размеры пространственной области при расчетах задавались от 40 до 80 км по горизонтали и 16 км – по вертикали. Шаг сетки по координатам X , Y составлял 500–1000 м, по Z – 250–500 м. Ось X была направлена на восток, Y – на север, Z – по вертикали. Облако инициировалось заданием теплового импульса у поверхности земли с перегревом $\Delta T = 1\text{--}4^\circ\text{C}$, форма и размеры импульса также варьировались.

Расчеты проводились для реального и модельных полей ветра в атмосфере. Реальное поле получено по данным аэрологического зондирования атмосферы в аэропорту Минеральные Воды (13.05.2021), а модельные поля, как было отмечено, путем варьирования скорости ветра при неизменном распределении ее направления по высоте.

На рис. 1 приведена структура поля ветра в атмосфере, полученная по данным зондирования атмосферы. Можно заметить, что направление и скорость ветра сложным образом меняются по высоте. Максимальное значение скорости ветра в атмосфере (верхняя часть пространственной области) равнялось 35 м/с, а в других частях области оно меньше.

Для исследования эволюции облака ниже используются изоповерхности параметров облака на фоне изолиний других его параметров в различные моменты времени, построенные в вертикальной плоскости, проходящей через середину облака. Для этой цели также используются максимальные значения параметров облака в те же моменты времени.

На 20-й минуте развития облака максимальные значения параметров облака и их положения над поверхностью земли оказались равными:

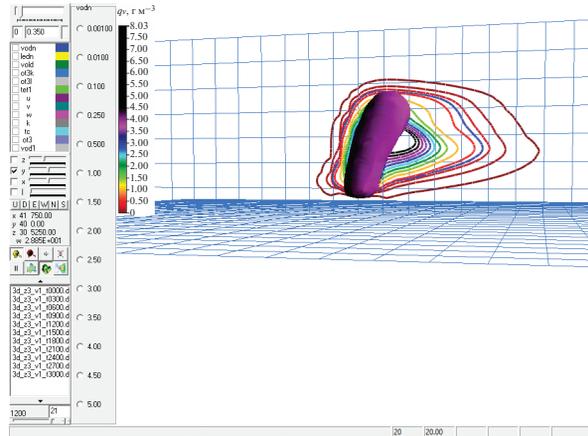


Рис. 2. Изоповерхность вертикальной составляющей скорости воздушных потоков 10.0 м/с на фоне изолиний водности, проходящих через максимум водности в вертикальной плоскости на 20 минуте.

- водность: 8.03 г/м^3 , $H = 6.65 \text{ км}$
- ледность: 7.67 г/м^3 , $H = 8.57 \text{ км}$
- суммарная водность и ледность: 9.45 г/м^3 , $H = 8.23 \text{ км}$
- вертикальная скорость воздуха: $28.8(-2.97) \text{ м/с}$, $H = 5.25 (9.80) \text{ км}$
- коэффициент турбулентности: $991.0 \text{ м}^2/\text{с}$, $H = 7.53 \text{ км}$
- отражаемость (3.2 см): 61.3 дБЗ , $H = 5.43 \text{ км}$
- объемный заряд: $1.2 \times 10^{-9}(-6.7 \times 10^{-10}) \text{ Кл/м}^3$, $H = 9.45(6.65) \text{ км}$
- потенциал электрического поля: $1.3 \times 10^8(-4.7 \times 10^7) \text{ В}$, $H = 9.63(5.78) \text{ км}$
- напряженность электрического поля: $327.1(-788.8) \text{ В/см}$, $H = 10.3(7.88) \text{ км}$

На рис. 2 приведена изоповерхность вертикальной составляющей скорости восходящих потоков 10.0 м/с на фоне изолиний водности в вертикальной плоскости. Можно заметить, что водность, следовательно, и интенсивность образования капель в облаке максимальны в зоне восходящих потоков воздуха.

Максимальное значение водности (8.03 г/м^3) расположено на высоте $H = 6.65 \text{ км}$ над поверхностью земли, максимальное значение ледности в рассматриваемый момент времени также значительно. Достаточно интенсивными являются и воздушные потоки в облаке: максимальная скорость восходящих потоков воздуха равна 28.8 м/с , а нисходящих -2.97 м/с .

Изоповерхности водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 на фоне изолиний вертикальной скорости восходящих потоков на 20 минуте развития облака приведены на рис. 3а, эти же изопо-

верхности на фоне изолиний отражаемости приведены на рис. 3б. Формирование изоповерхности водности в облаке происходит в зоне восходящих воздушных потоков, а выше данной изоповерхности формируется изоповерхность ледности. Можно сказать, что рост ледяных частиц в облаке происходит преимущественно за счет капель, поступающих снизу в зону сосредоточения кристаллов. В рассматриваемый момент времени осадки из облака пока не выпадают.

На рис. 3б видно, что изоповерхности расположены в зоне повышенных значений отражаемости. Максимальная отражаемость (61.3 дБЗ) наблюдается в зоне интенсивных восходящих потоков на высоте $H = 5.43 \text{ км}$ в районе границы раздела изоповерхностей.

Максимальные значения параметров облака и высоты, на которых они расположены на 30-й минуте его развития, равны:

- водность: 7.58 г/м^3 , $H = 6.13 \text{ км}$
- ледность: 5.30 г/м^3 , $H = 7.88 \text{ км}$

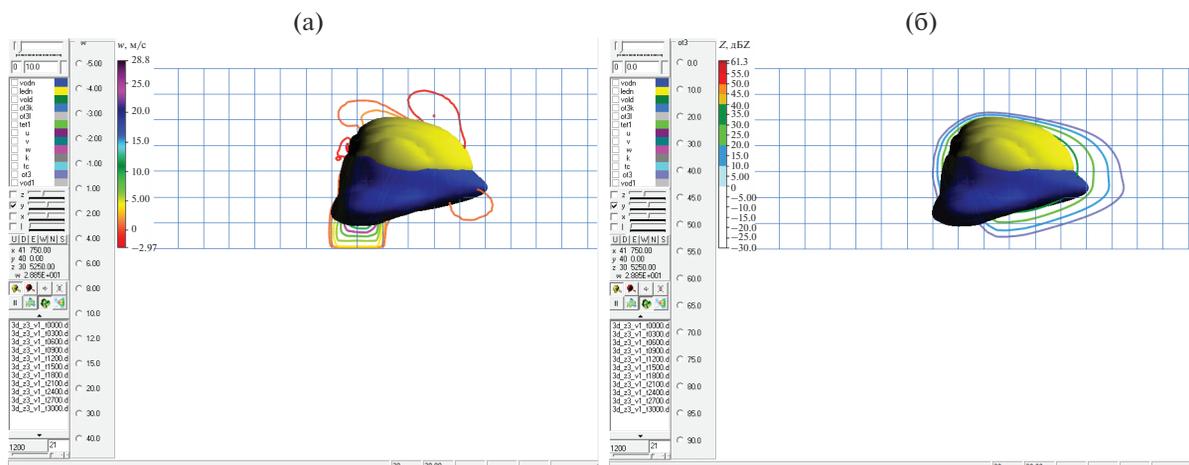


Рис. 3. Изоповерхности водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 на фоне изолиний вертикальной скорости восходящих потоков (а) и отражаемости (б) в вертикальной плоскости проходящей через максимум водности на 20 минуте.

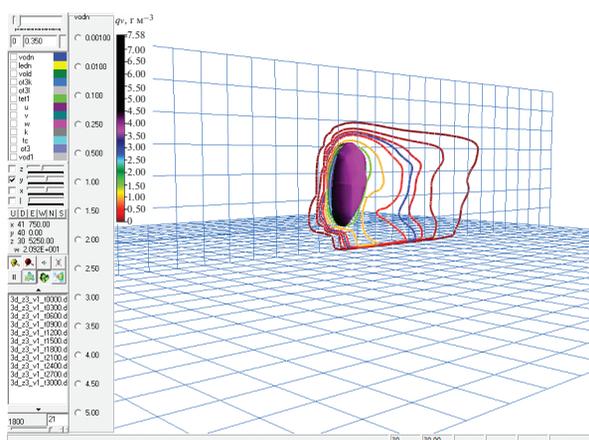


Рис. 4. Изоповерхность вертикальной составляющей скорости 10.0 м/с на фоне изолиний водности в вертикальной плоскости на 30 минуте.

– суммарная водность и ледность:	7.86 г/м^3 , $H = 6.47 \text{ км}$
– вертикальная скорость воздуха:	$22.2(-4.59) \text{ м/с}$, $H = 5.07(9.80) \text{ км}$
– коэффициент турбулентности:	$846.5 \text{ м}^2/\text{с}$, $H = 6.82 \text{ км}$
– отражаемость (3.2 см):	61.4 дБЗ , $H = 4.72 \text{ км}$
– объемный заряд:	$1.5 \times 10^{-9}(-4.5 \times 10^{-10}) \text{ Кл/м}^3$, $H = 8.05(3.85) \text{ км}$
– потенциал электрического поля:	$7.1 \times 10^8(-1.3 \times 10^7) \text{ В}$, $H = 8.40(0.875) \text{ км}$
– напряженность электрического поля:	$830.3(-1581.6) \text{ В/см}$, $H = 9.63(6.13) \text{ км}$

Сравнение максимальных значений параметров облака, соответствующих 20-й и 30-й минутам его развития, показывает, что значения некоторых из них уменьшились, а значения других продолжают увеличиваться, т.е. можно сказать, что на 30 минуте имеет место некоторое замедление развития облака. Уменьшаются максимальные значения та-

ких важнейших параметров, как водность, ледность, суммарная водность и ледность, а также значения высот, на которых они расположены. В большей степени это касается максимального значения ледности, которое уменьшилось с 7.67 г/м^3 до 5.30 г/м^3 . Уменьшилось и положение данного параметра над поверхностью земли: с 8.57 км до

7.88 км. Такое изменение значений этих параметров, видимо, связано с тем, что начался процесс выпадения осадков (жидких и твердых) из облака. В то же время наблюдается рост максимальных значений параметров, характеризующих электрические процессы в облаке.

На рис. 4 приведена изоповерхность вертикальной составляющей скорости восходящих потоков 10.0 м/с на фоне изолиний водности в вертикальной плоскости на 30-й минуте. Сравнение рис. 2 и 4 показывает, что имеет место некоторое уменьшение объема зоны восходящих потоков воздуха в облаке и некоторое расширение области облака, охваченной изолиниями водности.

Кроме этого, по результатам расчетов, структура облака в данный момент времени суще-

ственно отличается от его структуры в предыдущий момент времени, объемы, заключенные внутри изоповерхностей водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 , заметно увеличились, изменились их формы. Такие изменения в структуре облака будут влиять на микрофизические процессы в облаке, на взаимодействие капель и кристаллов. Можно еще заметить, что в рассматриваемый момент времени из облака выпадают как жидкие, так и твердые осадки. Образование капель происходит в зоне восходящих потоков воздуха, а выпадение жидких и твердых осадков наблюдается перед этой зоной.

Максимальные значения параметров облака на 40-й минуте развития облака равны:

– водность:	5.78 г/м ³ , Н = 3.85 км
– ледность:	2.15 г/м ³ , Н = 4.90 км
– суммарная водность и ледность:	6.28 г/м ³ , Н = 3.67 км
– вертикальная скорость воздуха:	13.7 (–2.36) м/с, Н = 3.85 (8.57) км
– коэффициент турбулентности:	606.8 м ² /с, Н = 3.67 км
– отражаемость (3.2 см):	65.8 дБZ, Н = 3.15 км
– объемный заряд:	1.3×10^{-9} (– 3.2×10^{-10}) Кл/м ³ , Н = 7.70 (2.80) км
– потенциал электрического поля	8.9×10^8 (0.0) В, Н = 8.05 (0.0) км
– напряженность электрического поля:	815.8 (–1505.4) В/см, Н = 9.45 (4.90) км

Сравнение этих значений параметров с соответствующими их значениями на 30-й минуте развития облака показывает, что имеет место уменьшение максимальных значений практически всех параметров облака. Заметно уменьшились, например, максимальные значения водности, ледности и их суммы, а также высот, на которых они расположены. Максимальное значение ледности, например, уменьшилось более, чем в два раза: с 5.30 до 2.15 г/м³. Заметно уменьшились и такие характеристики облака, как максимальная вертикальная скорость воздуха и максимальный коэффициент турбулентности. По сравнению с их значениями на 30-й минуте развития облака они уменьшились примерно в два раза. Максимальные значения некоторых параметров (отражаемости и потенциала электрического поля) увеличились.

Изоповерхность вертикальной составляющей скорости воздуха 10.0 м/с в данный момент времени приведена на рис. 5.

Сравнение рис. 4 и 5 показывает, что имеет место уменьшение во времени объема области, огра-

ниченной рассматриваемой изоповерхностью. В то же время наблюдается расширение области, охваченной изолиниями водности.

Остановимся на результатах расчетов облаков, соответствующих модельным полям ветра в атмосфере, которые, как было отмечено, были получены путем варьирования скорости ветра на всех высотах. При этом направления ветра и значения параметров атмосферы, которые были получены в результате ее зондирования, оставались неизменными.

Ниже приводятся результаты расчетов облаков, соответствующих двум модельным полям ветра в атмосфере. Они, можно сказать, занимают крайние положения: в первом случае на всех высотах скорость ветра равняется нулю, т.е. развитие облака происходит при отсутствии ветра в атмосфере, второе модельное поле отличается от реального тем, что скорость ветра на всех высотах увеличена примерно на 10 м/с (направление не изменилось).

На основе качественных рассуждений можно утверждать, что в первом случае влияние поля

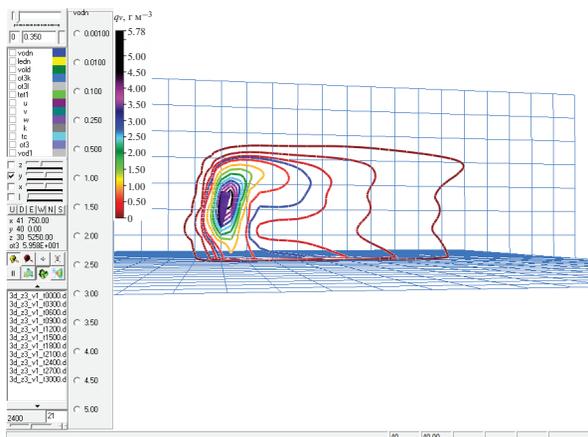


Рис. 5. Изоперхность вертикальной составляющей скорости 10.0 м/с на фоне изолиний водности в вертикальной плоскости на 40-й минуте.

ветра в атмосфере на развитие облака (посредством рассматриваемого механизма) минимально, поэтому облако, образующееся в этом случае, должно быть самым мощным. Во втором случае результатом отмеченных изменений поля ветра должно быть усиление взаимодействия облака с окружающей атмосферой и, как следствие, образующееся облако должно быть менее мощным. Что касается облака, соответствующего реальному по-

лю ветра, то по своим характеристикам оно должно занимать промежуточное положение.

Остановимся на результатах расчетов развития грозоградового облака, соответствующего первому модельному полю ветра в атмосфере. Максимальные значения параметров облака и их положения над поверхностью земли на 20-й минуте его развития получились равными:

– водность:	9.74 г/м ³ , Н = 7.53 км
– ледность:	12.2 г/м ³ , Н = 10.3 км
– суммарная водность и ледность:	12.3 г/м ³ , Н = 10.1 км
– вертикальная скорость воздуха:	41.7(–4.48) м/с, Н = 8.23(9.80) км
– коэффициент турбулентности:	1176.0 м ² /с, Н = 11.4 км
– отражаемость (3.2 см):	57.7 дБZ, Н = 5.78 км
– объемный заряд:	1.4·10 ^{–9} (–6.5 × 10 ^{–10}) Кл/м ³ , Н = 11.6(6.65) км
– потенциал электрического поля:	2.5 × 10 ⁸ (–2.1 × 10 ⁷) В, Н = 11.6(5.78) км
– напряженность электрического поля:	479.1(–775.8) В/см, Н = 12.3(8.57) км

Сравнение этих значений параметров с соответствующими их значениями в предыдущий момент времени показывает, что максимальные значения практически всех параметров облака, развивающегося при отсутствии ветра в атмосфере, заметно больше.

На рис. 6 приводятся изоперхности водности 0.350 г/м³ и вертикальной составляющей скорости воздуха 10.0 м/с на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости воздушных потоков на 20-й минуте развития облака. На рис. 6 видно, что при отсутствии ветра в атмосфере формируется симметричное облако: образование и рост капель происходят в зоне восходящих воз-

душных потоков. На рис. 6 видно, что верхняя часть изоперхности скорости воздуха находится выше верхней границы изоперхности водности.

Зона формирования ледяных частиц располагается выше области, ограниченной изоперхностью водности. Об этом свидетельствует рис. 7, на котором изображены изоперхности водности 0.350 г/м³ и ледности 0.350 г/м³ на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости воздушных потоков в облаке.

Можно заметить, что изоперхность ледности 0.350 г/м³ расположена выше изоперхности водности. В зону формирования кристалличе-

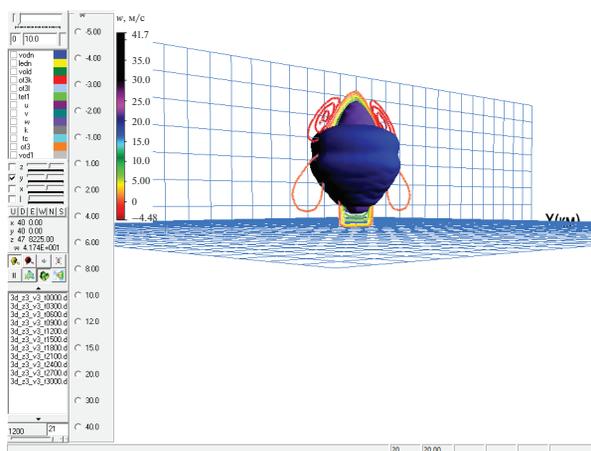


Рис. 6. Изоповерхности водности 0.350 г/м^3 и вертикальной составляющей скорости воздуха 10.0 м/с на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости воздуха в вертикальной плоскости на 20-й минуте.

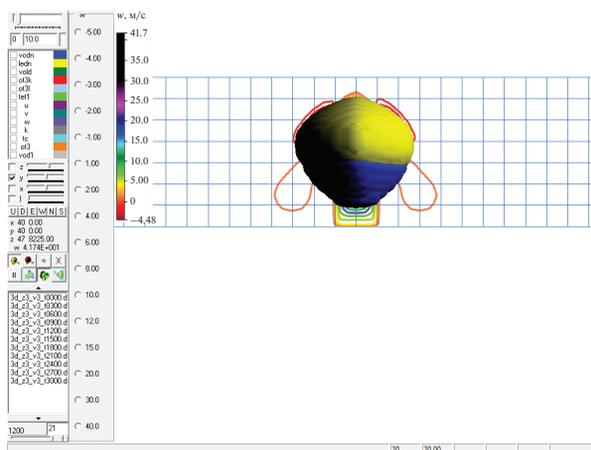


Рис. 7. Изоповерхности водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости в вертикальной плоскости на 20-й минуте.

ской фазы входит и область, которая ограничена данной изоповерхностью.

Максимальные значения параметров облака на 30-й минуте его развития равны:

- водность: 8.60 г/м^3 , $H = 6.65 \text{ км}$
- ледность: 9.49 г/м^3 , $H = 9.80 \text{ км}$
- суммарная водность и ледность: 10.2 г/м^3 , $H = 8.93 \text{ км}$
- вертикальная скорость w : $34.7(-6.26) \text{ м/с}$, $H = 7.70(9.80) \text{ км}$
- коэффициент турбулентности: $1225.2 \text{ м}^2/\text{с}$, $H = 10.7 \text{ км}$
- отражаемость (3.2 см): 64.1 дБЗ , $H = 5.78 \text{ км}$
- объемный заряд: $2.0 \times 10^{-9}(-4.8 \times 10^{-10}) \text{ Кл/м}^3$, $H = 11.2(4.20) \text{ км}$
- потенциал электрического поля: $1.2 \times 10^9(-1.5 \times 10^6) \text{ В}$, $H = 10.7(0.350) \text{ км}$
- напряженность электрического поля: $1084.2(-2248.9) \text{ В/см}$, $H = 11.7(7.00) \text{ км}$

Сравнение этих значений параметров с соответствующими их значениями на 20-й минуте развития облака показывает, что имеет место уменьшение максимальных значений водности,

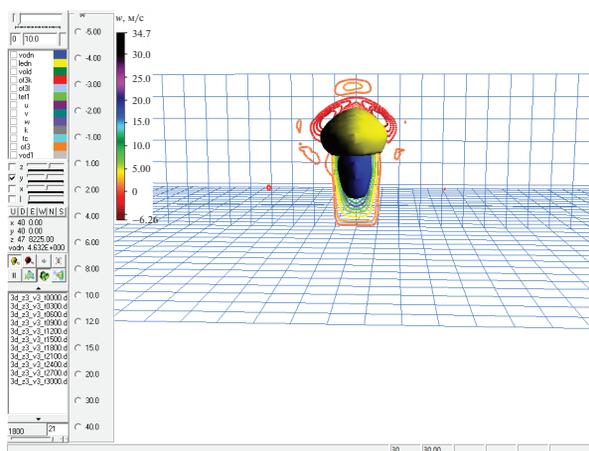


Рис. 8. Изоповерхности водности 3.00 г/м^3 и ледности 3.00 г/м^3 на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости в вертикальной плоскости на 30-й минуте.

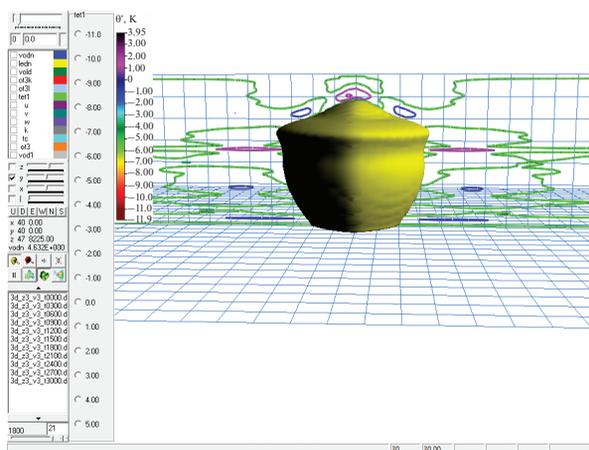


Рис. 9. Изоповерхности водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 на фоне изолиний отклонений значений потенциальной температуры в окружающей атмосфере в вертикальной плоскости проходящей через центр облака на 30-й минуте.

ледности, скорости восходящих воздушных потоков. В то же время наблюдается некоторое увеличение максимальных значений других параметров, например, параметров, характеризующих электрическую структуру облака.

На рис. 8 на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости воздушных потоков в вертикальной плоскости приводятся изоповерхности водности и ледности, соответствующие значению 3.00 г/м^3 .

На рис. 8 видно, что происходит интенсивный перенос капель из нижних слоев облака в область, ограниченную изоповерхностью ледности, т.е. основным механизмом роста ледяных частиц в облаке является захват ими поступающих в дан-

ную область капель. Для сравнения на рис. 9 приведены изоповерхности водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 на фоне изолиний отклонений потенциальной температуры в облаке от значений в окружающей атмосфере. Сравнение рис. 8 и 9 показывает, что объемы областей, ограниченных изоповерхностями ледности 3.00 г/м^3 и 0.350 г/м^3 , существенно различаются. Кроме этого, как можно заметить на рис. 9, на 30-й минуте развития облака изоповерхность ледности достигает поверхности земли (из облака выпадают осадки). Расширению области, охватываемой данной изоповерхностью, способствует перенос ледяных частиц растекающимися в верхней части облака воздушными потоками.

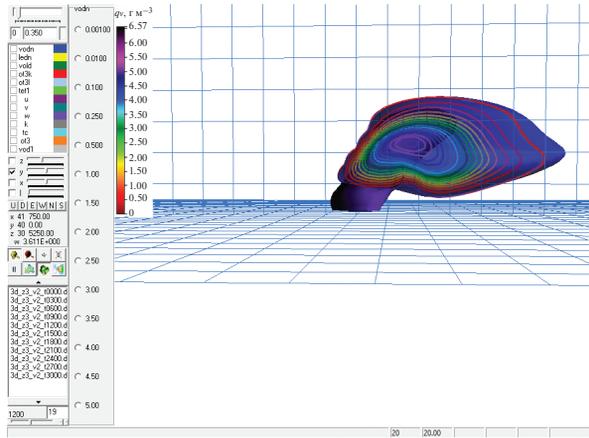


Рис. 10. Изоповерхность водности 0.350 г/м^3 и вертикальной составляющей скорости 5.00 м/с на фоне изолиний водности в вертикальной плоскости на 20-й минуте.

Остановимся на результатах расчетов развития облака, соответствующего второму модельному полю ветра в атмосфере. Максимальные значе-

ния параметров облака и их распределения по высоте на 20-й минуте приведены ниже:

– водность:	6.57 г/м^3 , $H = 4.72 \text{ км}$
– ледность:	0.336 г/м^3 , $H = 6.47 \text{ км}$
– суммарная водность и ледность:	6.57 г/м^3 , $H = 4.72 \text{ км}$
– вертикальная скорость воздуха:	$17.3(-2.13) \text{ м/с}$, $H = 3.33(0.700) \text{ км}$
– коэффициент турбулентности:	$1264.1 \text{ м}^2/\text{с}$, $H = 3.67 \text{ км}$
– отражаемость (3.2 см):	62.3 дБЗ , $H = 4.20 \text{ км}$
– объемный заряд:	$3.5 \times 10^{-11}(-2.5 \times 10^{-11}) \text{ Кл/м}^3$, $H = 7.00(6.13) \text{ км}$
– потенциал электрического поля:	$1.1 \times 10^6(-1.1 \times 10^6) \text{ В}$, $H = 7.18(5.07) \text{ км}$
– напряженность электрического поля:	$4.44(-20.0) \text{ В/см}$, $H = 7.70(6.47) \text{ км}$

Эти значения существенно меньше, чем максимальные значения параметров облаков, соответствующих первому модельному и реальному полю ветра в атмосфере.

На рис. 10 приведены изоповерхность водности 0.350 г/м^3 и изолинии вертикальной составляющей скорости 5.00 м/с на фоне изолиний водности в вертикальной плоскости на 20-й минуте развития облака.

Можно заметить, что на рис. 10 отсутствует изоповерхность ледности 0.350 г/м^3 . Причина заключается в том, что большие скорости ветра в атмосфере в верхней части области образования обла-

ка, уменьшая поступление капель в верхние слои облака, где температурные условия благоприятны для формирования ледяных частиц, стали препятствием для их образования. Об этом свидетельствуют результаты сравнения рис. 3 с рис. 10. На рис. 10 видно, что в случае модельного поля ветра в атмосфере верхняя граница облака расположена ниже. Можно еще заметить, что в данный момент времени осадки из облака не выпадают.

Остановимся на результатах расчетов параметров облака на 30-й минуте его развития. Максимальные значения параметров и их распределения по высоте получились следующие:

– водность:	5.25 г/м^3 , $H = 3.85 \text{ км}$
– ледность:	0.391 г/м^3 , $H = 2.80 \text{ км}$
– суммарная водность и ледность:	5.25 г/м^3 , $H = 3.85 \text{ км}$
– вертикальная скорость воздуха:	$11.7(-2.18) \text{ м/с}$, $H = 2.97(0.700) \text{ км}$
– коэффициент турбулентности:	$1247.5 \text{ м}^2/\text{с}$, $H = 3.67 \text{ км}$

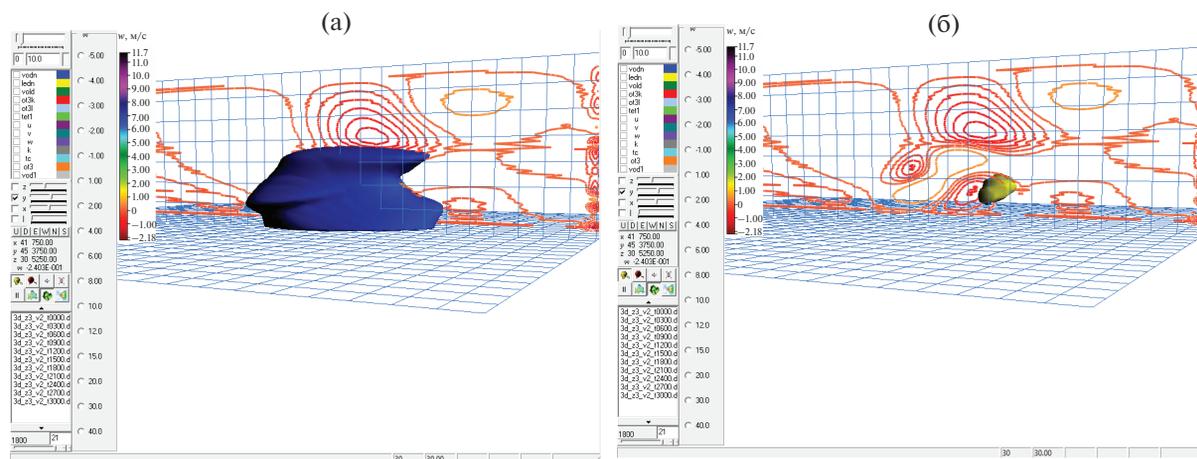


Рис. 11. Иповерхности водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости в вертикальной плоскости на 30-й минуте.

- отражаемость (3.2 см):
- объемный заряд:
- потенциал электрического поля:
- напряженность электрического поля:

- 61.4 дБЗ, $H = 3.50 \text{ км}$
- $1.3 \times 10^{-10} (-7.0 \times 10^{-11}) \text{ Кл/м}^3$, $H = 6.47(1.58) \text{ км}$
- $3.2 \times 10^7 (-4.6 \times 10^6) \text{ В}$, $H = 6.65(1.58) \text{ км}$
- $56.2 (-115.7) \text{ В/см}$, $H = 7.53(4.72) \text{ км}$

Сравнение этих значений с соответствующими значениями параметров в предыдущий момент времени, т.е. со значениями на 20-й минуте развития облака, показывает, что имеет место увеличение некоторых из параметров. Это относится и к максимальному значению ледности в облаке. Но максимальные значения основных параметров рассматриваемого облака оказались заметно ниже, чем максимальные значения параметров облаков, соответствующих рассмотренным выше полям ветра в атмосфере.

На рис. 11 приведены иповерхности водности 0.350 г/м^3 и ледности 0.350 г/м^3 на фоне изолиний вертикальной составляющей скорости воздушных потоков в вертикальной плоскости.

На рис. 11 видно, что осадки, в основном жидкие, выпадают на значительной площади. По сравнению с предыдущим моментом времени выпадение осадков привело к уменьшению максимальной водности в облаке и высоты, на которой она расположена: с 6.57 г/м^3 , ($H = 4.72 \text{ км}$) на 20-й минуте до 5.25 г/м^3 ($H = 3.85 \text{ км}$) на 30-й минуте развития облака. Что касается максимального значения ледности, то, если на 20-й минуте развития облака оно равнялось 0.336 г/м^3 , то на 30-й минуте его значение достигло 0.391 г/м^3 . Максимальное значение ледности в модельном облаке заметно меньше, чем в исходном: 0.391 и 5.30 г/м^3 соответственно, т.е. изменение структуры поля ветра в

атмосфере оказывает влияние на формирование всех параметров облака.

Сравнение результатов расчетов в случаях реального и модельных полей ветра в атмосфере показывает, что взаимодействие облаков с окружающей их атмосферой, обусловленное структурой поля ветра в атмосфере, является фактором, существенным образом влияющим на структуру и параметры облака.

В табл. 1 приводятся расположенные по возрастанию максимальные значения параметров облаков, соответствующие различным полям ветра в атмосфере. Сравнение этих данных показывает, что максимальные значения практически всех параметров облака заметно выше в случае, когда оно формируется при отсутствии ветра в атмосфере. Максимальные значения параметров облака, соответствующего реальному полю ветра в атмосфере, занимают промежуточное положение. Что касается максимальных значений параметров облака, соответствующего второму модельному полю ветра, то они заметно меньше, чем у других облаков. В качестве примера можно отметить, что максимальная вертикальная скорость воздушных потоков в облаке, соответствующем первому модельному полю ветра в атмосфере (I – вариант), оказалась больше, чем в облаке, соответствующем реальному полю ветра (более чем на 10 м/с). Такое соотношение значений этих параметров связано с тем, что усиление

Таблица 1. Максимальные значения параметров облаков, соответствующих реальному (I вариант) и модельным полям ветра в атмосфере (I и II варианты)

Параметры облака и их положение над поверхностью земли	II – модельное поле ветра в атмосфере	Реальное поле ветра в атмосфере	I – модельное поле ветра в атмосфере
Максимальная водность	6.57 г/м ³ , H = 4.72 км	8.03 г/м ³ , H = 6.65 км	9.74 г/м ³ , H = 7.53 км
Максимальная ледность	0.336 г/м ³ , H = 6.47 км	7.67 г/м ³ , H = 8.57 км	12.2 г/м ³ , H = 10.3 км
Максимальная суммарная водность и ледность	6.57 г/м ³ , H = 4.72 км	9.45 г/м ³ , H = 8.23 км	12.3 г/м ³ , H = 10.1 км
Максимальная вертикальная скорость воздуха	17.3(–2.13) м/с, H = 3.33(0.700) км	28.8(–2.97) м/с, H = 5.25 (9.80) км	41.7(–4.48) м/с, H = 8.23(9.80) км
Максимальный коэффициент турбулентности	1264.1 м ² /с, H = 3.67 км	991.0 м ² /с, H = 7.53 км	1176.0 м ² /с, H = 11.4 км

взаимодействия облака с атмосферой в результате увеличения скорости ветра в атмосфере препятствует развитию облака.

Из табл. 1 видно, что максимальное значение коэффициента турбулентности в случае второго модельного поля ветра оказалось больше, чем в остальных случаях. Это также может быть связано с тем, что в данном случае скорость ветра в атмосфере на всех высотах была увеличена по сравнению с ее значением в реальном случае.

ВЫВОДЫ

Результаты моделирования образования и развития конвективных облаков для различных распределений скорости ветра в атмосфере по высоте при неизменном ее направлении показали, что структура поля ветра в атмосфере является одним из важнейших факторов, посредством которого осуществляется влияние окружающей атмосферы на процессы облакообразования, на формирование макро- и микроструктурных характеристик облаков.

По результатам расчетов, при отсутствии ветра в атмосфере (т.е., когда влияние атмосферы на процессы облакообразования, обусловленное полем ветра в атмосфере, равно нулю) происходит формирование мощных грозоградовых облаков.

Следствием усиления влияния окружающей атмосферы на процессы облакообразования, которое происходит при увеличении скорости ветра в атмосфере, является ухудшение условий формирования конвективных облаков и, как следствие, уменьшение мощности образующихся облаков. В зависимости от значений скорости ветра

в атмосфере может наблюдаться заметное ухудшение условий формирования ледяной фазы в облаках, уменьшение области локализации кристаллов и снижение возможности формирования градовых осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашабоков Б.А., Федченко Л.М., Шаповалов А.В., Шаповалов В.А. Физика облаков и активных воздействий на них. Нальчик: Печатный двор, 2017. 240 с.
2. Ашабоков Б.А., Шаповалов В.А., Езаова А.Г., Шаповалов М.А. Исследование образования ледяной фазы в мощных конвективных облаках на основе трехмерной численной модели // Естественные и технические науки. 2014. № 5 (73). С. 78–83.
3. Месарович М., Такахара Я. Общая теория систем: математические основы. М.: Мир, 1978. 381 с.
4. Ковальчук А.Н. О влиянии ветрового сдвига на выпадение града // Труды ВГИ. 1969. Вып. 14. С. 39–48.
5. Мальбахова Н.М. Взаимосвязь структуры градовых облаков с вертикальной структурой ветра в атмосфере // Труды ВГИ. 1990. Вып. 80. С. 99–106.
6. Ньютон Ч.У. Гидродинамическое взаимодействие с окружающим полем ветра как один из факторов развития кучевых облаков / Динамика кучевых облаков. М.: Мир, 1964. С 187–201.
7. Пастушков Р.С. Численное моделирование взаимодействия конвективных облаков с окружающей их атмосферой // Труды ЦАО. 1972. Вып. 108. С. 93–97.
8. Пастушков Р.С. О развитии кучевых облаков в атмосфере с вертикальным сдвигом ветра // Метеорология и гидрология. 1969. № 4. С. 26–41.
9. Федченко Л.М., Гораль Г.Г., Беленцова В.А., Мальбахова Н.М. Опасные конвективные явления и их

- прогноз в условиях сложного рельефа. М.: Гидрометеоиздат, 1991. 425 с.
10. *Ashabokov B.A., Fedchenko L.M., Shapovalov A.V., Kalov H.M., Kalov R.H., Sherieva M.A., Shapovalov V.A.* Mathematical Modeling of the Influence of the Wind Field Structure in the Atmosphere on the Cloud // ACS. 2018. V. 8. № 1. P. 84–96.
11. *Tompkins A.M.* Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools // Journal of the atmospheric sciences. 2001. V. 58. №. 13. P. 1650–1672.

Investigation of the Role of Thunderstorm Clouds with Their Surrounding Atmosphere Interaction in the Formation of Their Macro- and Microstructural Characteristics

**B. A. Ashabokov^{1, 2}, L. M. Fedchenko¹, V. A. Shapovalov^{1, *, **},
V. N. Lesev³, and M. A. Sherieva¹**

¹*High-Mountain Geophysical Institute, ave. Lenin, 2, Nalchik, KBR, 360030 Russia*

²*Institute of Informatics and Problems of Regional Management, KBSC RAS,
I. Armand str., 37a, Nalchik, KBR, 360000 Russia*

³*Kabardino-Balkarian State University named after H.M. Berbekov,
Chernyshevsky str., 173, Nalchik, KBR, 360004 Russia*

**e-mail: vet555_83@mail.ru*

***e-mail: ryer16@yandex.ru*

The article is devoted to the study of the role of the system properties of convective clouds in the formation of their macro- and microstructural characteristics. It is noted that the system approach is one of the directions of the development of cloud physics at a new stage of its development, the transition to which this scientific direction is currently taking place. Some results of numerical experiments on the role of interaction of clouds with the atmosphere surrounding them, that is, the properties of the hierarchy of systems, in the formation of their macro- and microstructural characteristics are presented. From the mechanisms of interaction of clouds with the atmosphere, the mechanism due to the structure of the wind field in the atmosphere is considered in the work. A three-dimensional unsteady model of thunderstorm clouds was used for the calculations.

Keywords: thunderstorm clouds, system properties, role in the formation of macro- and microstructure, interaction of clouds with the surrounding atmosphere

УДК 533

ИССЛЕДОВАНИЕ СОБСТВЕННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ (ПОЛОС ГЕРЦБЕРГА I) В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ, ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ И СЕЗОНОВ ГОДА

© 2022 г. О. В. Антоненко^а, *, А. С. Кириллов^а^аПолярный геофизический институт, улица Академгородок, дом 26 а, Апатиты, 184209 Россия

*e-mail: antonenko@pgia.ru

Поступила в редакцию 06.04.2022 г.

После доработки 25.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

Рассмотрены процессы возбуждения и гашения электронно-возбужденного молекулярного кислорода $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ в атмосфере Земли на высотах свечения ночного неба. Полосы Герцберга I диапазоне 250–360 нм имеют широкий спектр свечения в ночном небе Земли. Проведены расчеты профилей объемных интенсивностей свечения полос Герцберга I молекулярного кислорода в атмосфере Земли в ночное время. При расчете использованы данные полуэмпирической модели отклика температуры средней атмосферы в зависимости от высоты, времени года и солнечной активности на средних широтах Земли. Выполнено сравнение расчетов интенсивностей свечения полос Герцберга I с экспериментальными данными, полученными с космического шаттла “Дискавери” (STS-53) и со стандартных спектрографов СП-48, СП-49, СП-50 50х–60х годов прошлого столетия. Показано, что результаты расчетов хорошо согласуются с экспериментальными данными, полученными как с космического шаттла, так и наземными наблюдениями.

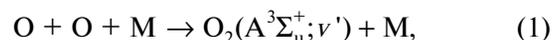
Ключевые слова: концентрации атомарного кислорода, расчеты интенсивностей свечения

DOI: 10.31857/S0002351522060025

1. ВВЕДЕНИЕ

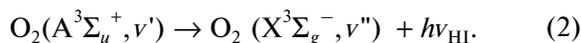
Верхняя атмосфера Земли (выше 80 км) является весьма разреженной газовой средой, основными компонентами которой являются атомы и молекулы азота и кислорода, а также водород и гелий. Так называемые малые компоненты – окись азота, окись углерода и т.д., а также метастабильные атомы и молекулы являются важными являются важными для фотохимии и излучения верхней атмосферы. В результате воздействия ионизирующего ультрафиолетового излучения Солнца в верхней атмосфере происходят многочисленные фотохимические процессы, следствием которых является собственное излучение атмосферы [1]. В этой области высот происходит диссоциация молекулярного кислорода солнечным УФ излучением. Процессы рекомбинации атомарного кислорода приводят к образованию электронно-возбужденных молекул O_2 , которые обуславливают множество эмиссий и влияют на излучательный баланс этой области [1]. Известно, что одним из источников свечения ночной атмосферы Земли явля-

ется электронно-возбужденный молекулярный кислород $O_2(A^3\Sigma_u^+)$, образующийся при тройных столкновениях в атмосфере Земли с участием двух атомов O и третьей частицы



где ν' – колебательные уровни $A^3\Sigma_u^+$ состояния, M – третья частица при столкновении. Атомы кислорода образуются в атмосфере Земли в дневное время при фотодиссоциации молекул O_2 солнечным УФ излучением $O_2 + h\nu \rightarrow O + O$. Тройные столкновения (1) с образованием $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ наиболее эффективны в слое атмосферы Земли толщиной около 10 км с центром на высоте около 90 км [1, 2]. В дальнейшем электронно-возбужденная молекула кислорода переходит из состояния $A^3\Sigma_u^+$ в основное состояние $X^3\Sigma_g^-$, излучая при этом полосы Герцберга I. В настоящей работе рассмотрены процессы возбуждения и гашения электронно-возбужденного молекулярного кис-

лорода $O_2(A^3\Sigma_u^+)$. При этом следует отметить, что полосы Герцберга I в диапазоне 250–360 нм имеют широкий спектр свечения в собственном излучении верхней атмосферы Земли в ночное время.



В настоящей работе используются экспериментальные данные о характерных концентрациях [O] в вышеуказанном слое на основании характеристик свечения атомарного кислорода O для различных месяцев года в условиях низкой ($F_{10.7} = 75$, 1976 и 1986 гг.) и высокой ($F_{10.7} = 203$, 1980 и 1981 гг.) солнечной активности на средних широтах (55.7° N; 36.8° E), звенигородская обсерватория Института физики атмосферы (ИФА) им. А.М. Обухова РАН). Регулярные данные по свечению атомарного кислорода были получены из полуэмпирической модели, интегрирующей несколько типов различных среднеширотных измерений, регрессионных соотношений и теоретических расчетов на протяжении нескольких десятков лет сотрудниками ИФА [1]. В средних широтах эмиссия 557.7 нм возбуждается главным образом в высотной области 85–115 км с максимумом интенсивности на ~97 км. Увеличение солнечной активности приводит к росту концентрации O в максимуме слоя и к опусканию его нижней границы [4]. Полученные в [1, 3] результаты показали значительный разброс значений абсолютных концентраций атомарного кислорода в максимуме слоя, высота которого также оставалась не постоянной. Результаты проведенных модельных расчетов по эмиссии 557.7 нм выявили, что существует отрицательная корреляция между высотой максимума концентраций атомарного кислорода и их значениями. Причем отрицательная корреляция четко прослеживается между интенсивностью эмиссии 557.7 нм и высотой максимума излучающего слоя, как для сезонных вариаций, так для зависимости от солнечной активности [5, 6]. В результате изменения профилей концентраций атомарного кислорода неизбежно изменяются профили скоростей образования электронно-возбужденного молекулярного кислорода O_2^* в атмосфере Земли в результате процесса тройных столкновений (1) и интенсивности свечения различных полос молекулярного кислорода. Поэтому интенсивности свечения полос Герцберга I будут зависеть как от времени года, так и от солнечной активности. Кроме того, в работе [1] также были представлены результаты анализа отклика среднемесячных значений температуры средней атмосферы на солнечную активность на основе многолетних данных, полученных с помощью ракет и спектрофотометрии

ряда эмиссий ее собственного излучения в течение нескольких циклов 11-летней солнечной активности. Анализ был выполнен в работе [7]. На основе этих данных, используя разности температур для различных высот профилей, соответствующих годам высокой и низкой солнечной активности, в линейном приближении можно найти скорость приращения температуры под воздействием солнечной активности:

$$\Delta T(Z) = \delta T_F(Z)(F_{10.7} - 130)/100, \quad (3)$$

где $\delta T_F(Z) = dt/df$ – изменение температуры на высоте Z при $\Delta F_{10.7} = 100$ *sfu*. После определения величин $\delta T_F(Z)$ для отдельных уровней высот были построены сезонные вариации температур [1]. Высотные профили скоростей изменения температур средней атмосферы на различных высотах от солнечной активности свидетельствуют об их выраженной высотной нелинейности. Существенное сезонное различие влияния солнечной активности в области мезопаузы, очевидно, обусловлено различием высотных распределений температуры в зависимости от времени года [1]. На рис. 1 представлены результаты исследований [1] на основе эмпирической модели отклика температуры на солнечную активность от высоты и времени года, цифрами указаны месяцы: 1 – январь, 4 – апрель, 7 – июль, 10 – октябрь. По оси абсцисс: $\delta T/\delta F_{10.7}, K (100 \text{ sfu})^{-1}$ – значения отклика температуры атмосферы на солнечную активность при $F_{10.7} = 100$ *sfu*; по оси ординат: – значения высоты в км. Таким образом, высотные распределения отклика температуры на солнечную активность на высотах 30–100 км указывают, что значительные сезонные вариации температуры наблюдаются на высотах ~80–95 км, а минимальные – на высотах ~55–70 км. Это наглядно видно из рис. 1.

Цель данной работы – провести сравнение результатов теоретических расчетов интенсивностей свечения полос Герцберга I в диапазоне 250–360 нм с экспериментальными данными об интенсивности ночного свечения молекулярного кислорода O_2^* в собственном излучении верхней атмосферы Земли в ночное время. Особое внимание уделено особенностям образования различных колебательных уровней ν' электронно-возбужденного состояния $A^3\Sigma_u^+$ молекулы кислорода в результате тройных столкновений (1).

2. ОПИСАНИЕ РАСЧЕТА КОНЦЕНТРАЦИИ ВОЗБУЖДЕННОГО КИСЛОРОДА $O_2(A^3\Sigma_u)$

На рис. 2 схематично представлены несколько спонтанных излучательных переходов с различных колебательных уровней электронно-возбуж-

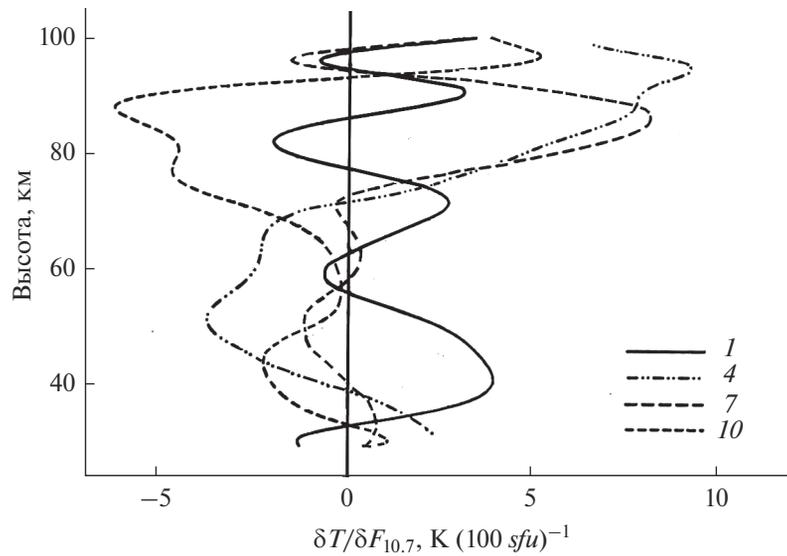


Рис. 1. Модельные высотные распределения отклика температуры на солнечную активность для 4х месяцев года (1 – январь, 4 – апрель, 7 – июль, 10 – октябрь) на высотах 30–100 км [1]. По оси абсцисс: $\delta T/\delta F_{10.7}$, К $(100 \text{ sfu})^{-1}$ – значения отклика температуры атмосферы на солнечную активность при $F_{10.7} = 100 \text{ sfu}$; по оси ординат: значения высоты в км.

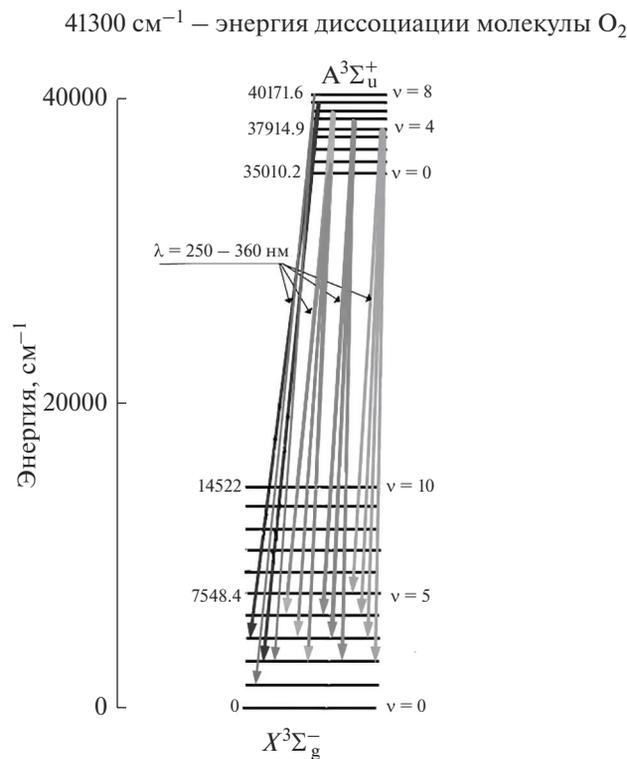


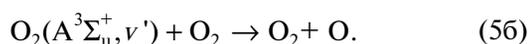
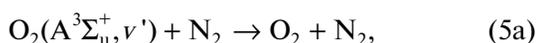
Рис. 2. Электронные переходы внутри молекулы O_2 .

денного состояния $A^3\Sigma_u^+$ на различные колебательные уровни основного состояния $X^3\Sigma_g^-$, при которых происходит излучение полос Герцберга I. Все приведенные состояния находятся ниже

энергии диссоциации молекулы $O_2 \sim 41\,300 \text{ см}^{-1}$ ($8065 \text{ см}^{-1} = 1 \text{ эВ}$). Длину волны λ полос Герцберга I можно рассчитать по формуле:

$$\lambda_{HI} = 1/(E_{A(v')} - E_{X(v'')}) , \quad (4)$$

где $E_{A(v')}$ (см^{-1}) – энергия колебательного уровня v' состояния $A^3\Sigma_u^+$, $E_{X(v'')}$ (см^{-1}) – энергия колебательного уровня v'' состояния $X^3\Sigma_g^-$. Поскольку переходы между рассмотренными нами состояниями дипольно-запрещенные, то характерные излучательные времена состояний $A^3\Sigma_u^+$ порядка 1 и 0.1 секунды, соответственно [8]. Поэтому при расчетах концентраций электронно-возбужденного кислорода необходимо учесть гашение молекулы $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ не только при излучательных переходах (2), но и при столкновениях с основными атмосферными составляющими N_2 и O_2 на данном диапазоне высот [9]:



Так как концентрации N_2 на высотах 90–100 км превышают 10^{13} см^{-3} , а константы гашения состояния $A^3\Sigma_u^+$ больше $\sim 10^{-12} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ [9, 10], то столкновительные времена жизни рассматриваемых колебательных уровней данных состояний либо сравнимы, либо намного меньше излучательных на высотах ночного свечения полос Герцберга I. Это означает, что кинетика состояний Герцберга I на рассматриваемом диапазоне высот атмосферы во многом определяется столкновительными процессами. Проведены расчеты концентрации возбужденного кислорода $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ на высотах верхней атмосферы Земли для колебательных уровней $v' = 3-9$ данного состояния для октября месяца, 1976 и 1986 гг. (низкая солнечная активность, $F_{10.7} = 75$) [12]. Расчет концентрации электронно-возбужденного кислорода $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ производился согласно формуле:

$$\begin{aligned} [O_2(A^3\Sigma_u^+, v')] = & q_{v'}^A \alpha_A k_1 [O]^2 ([N_2] + \\ & + [O_2]) / (A_{v'}^A + k_{5a}[N_2] + k_{5b}[O_2]), \end{aligned} \quad (6)$$

где α_A – квантовый выход состояния $A^3\Sigma_u^+$ при тройных столкновениях (1), а $q_{v'}^A$ – квантовые выходы колебательных уровней v' этого состояния, k_1 – константа скорости реакции рекомбинации при тройных столкновениях (1), k_{5a} , k_{5b} – константы скоростей реакций (5a), (5b), $A_{v'}^A$ – сумма коэффициентов Эйнштейна для всех спонтанных излучательных переходов с колебательных уровней v' состояния $A^3\Sigma_u^+$. Константа скорости реакции рекомбинации k_1 ($\text{см}^6 \text{ с}^{-1}$) применялась как рассчитанная величина в зависимости от темпе-

ратуры атмосферы на рассмотренном интервале высот согласно [1]; константы гашения электронно-возбужденного кислорода при столкновениях молекулярного кислорода $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ с атмосферными составляющими N_2 и O_2 , k_{5a} ($\text{см}^3 \text{ с}^{-1}$), k_{5b} ($\text{см}^3 \text{ с}^{-1}$), учитывались согласно [9, 10]; квантовые выходы α_A и α_A – согласно [13], коэффициенты Эйнштейна для всех спонтанных переходов – согласно [8]. Аналитическая формула для расчета квантовых выходов $q_{v'}^A$ была представлена в [9]:

$$q_{v'} \sim \exp[-(E_{A',A(v')} - E_0)^2 / \beta^2], \quad (7)$$

где $E_0 = 40000 \text{ см}^{-1}$, $\beta = 1500 \text{ см}^{-1}$ – параметры, определенные методом наименьших квадратов путем сравнения рассчитанных колебательных населенностей состояния $A^3\Sigma_u^+$ с результатами наземных наблюдений. Однако в работе [12] квантовые выходы $q_{v'}^A$ были скорректированы на основании сравнения рассчитанных интенсивностей полос Герцберга I, измеренных с космического шаттла “Дискавери” (STS-53). В настоящей работе мы используем $q_{v'}^A$ согласно [11].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА ИНТЕНСИВНОСТЕЙ СВЕЧЕНИЯ ПОЛОС ГЕРЦБЕРГА I

Согласно формуле (6) проведен расчет профилей высотного распределения концентраций электронно-возбужденного молекулярного кислорода O_2^* для состояния $A^3\Sigma_u^+$ в верхней атмосфере Земли. При расчетах значений концентраций электронно-возбужденного кислорода использовались высотные профили температур, составленные на основе данных многолетних (1960–2000 гг.) измерений профилей температуры на высотах 30–110 км [7]. Разработанная этими авторами методика расчета высотных профилей температуры и суммарной концентрации атмосферы позволяет определять значения температуры и плотности атмосферы на средних широтах для заданных гелиогеофизических условий (высота, уровень солнечной активности, номер года). Значения объемных интенсивностей излучения полос, соответствующих переходам (2), были рассчитаны по формуле:

$$i_{v',v''} (\text{см}^{-3} \text{ с}^{-1}) = [O_2^*] A_{v',v''}, \quad (8)$$

где $[O_2^*]$ (см^{-3}) – рассчитанная концентрация электронно-возбужденного кислорода O_2^* в зависимости от высоты h [12], $A_{v',v''}$ (с^{-1}) – коэффициент Эйнштейна, соответствующий спонтанному

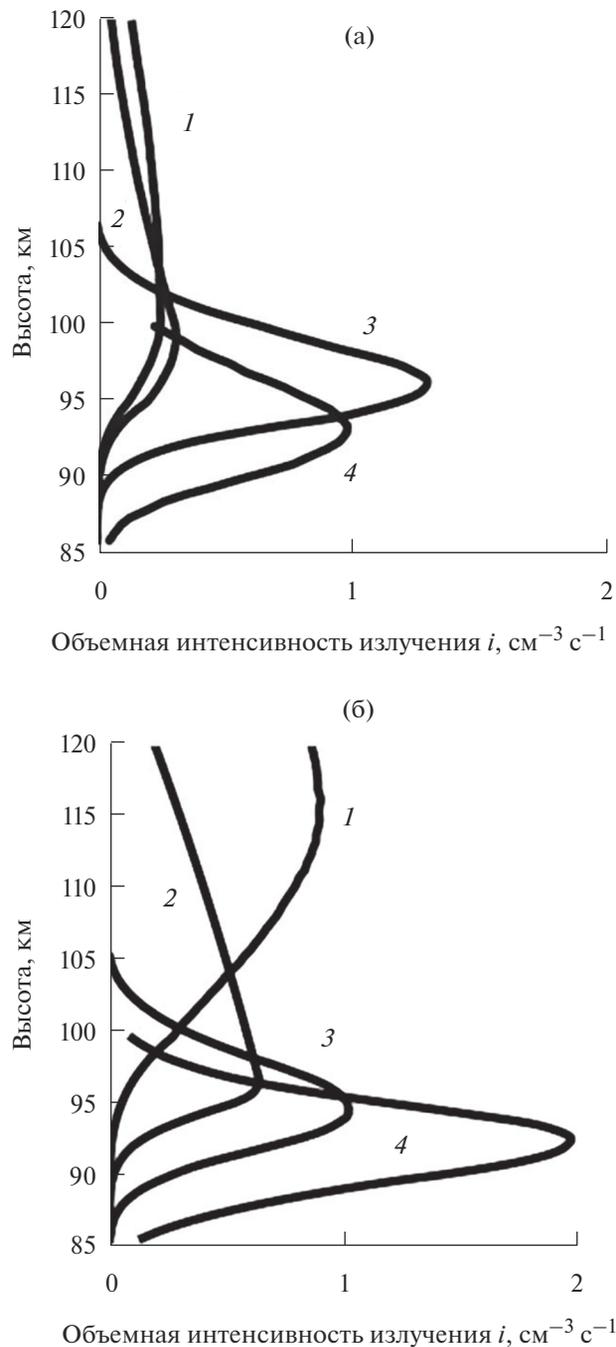


Рис. 3. Рассчитанные высотные распределения объемной интенсивности излучения $i_{v',v''}$ ($\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$) Герцберга I (а) для высокой солнечной активности, (б) для низкой солнечной активности для различных месяцев года (1 – январь, 2 – апрель, 3 – июль, 4 – октябрь) на средних широтах Земли. По осям абсцисс приведены значения объемной интенсивности излучения i ($\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$), по осям ординат отложены высоты в км.

излучательному переходу с колебательного уровня v' вышележащего состояния на колебательный уровень v'' нижележащего состояния в (2) [8]. На рис. 3 показаны рассчитанные высотные распределения объемных интенсивностей излучения полос, связанных со спонтанным переходом $A^3\Sigma_u^+(v' = 6) \rightarrow X^3\Sigma_g^-(v'' = 3)$ (3а, 3б), для усло-

вий низкой ($F_{10.7} = 75$, 1976 и 1986 гг.) (3а) и высокой ($F_{10.7} = 203$, 1980 и 1981 гг.) (3б) солнечной активности на средних широтах Земли. Цифрами представлены месяцы года: 1 – январь, 2 – апрель, 3 – июль, 4 – октябрь. При расчетах использовались данные по концентрациям атомарного кислорода и температурам для средних месяцев каждого сезона. По осям абсцисс приведены значения

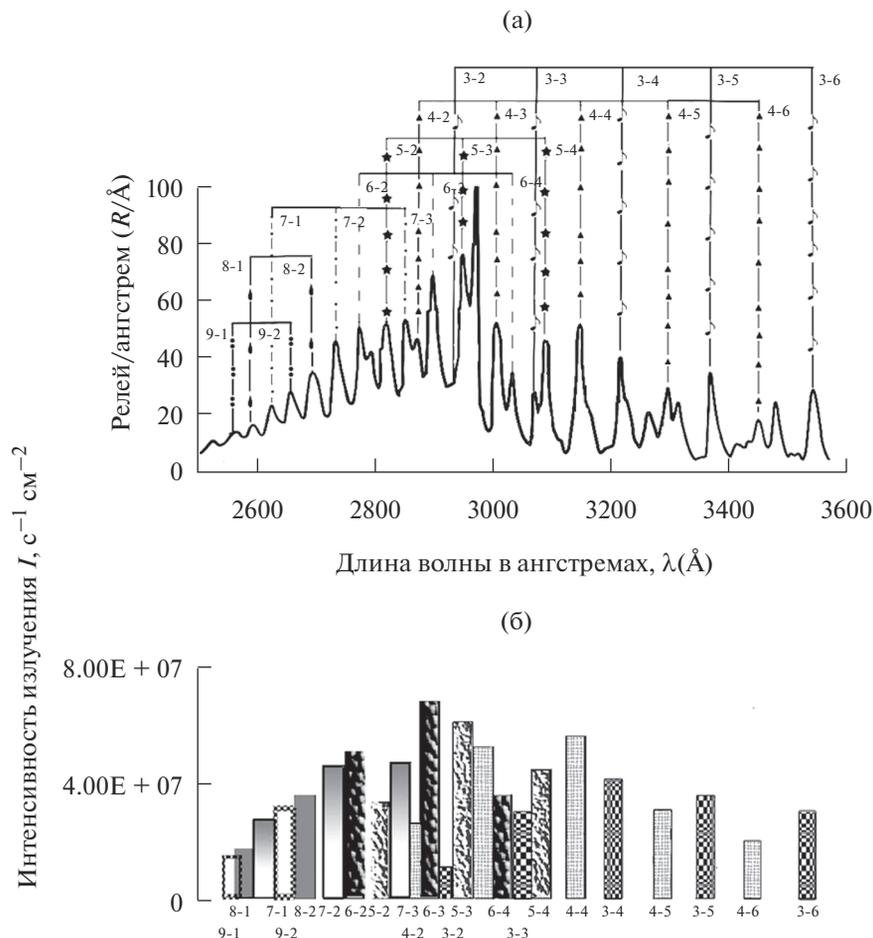


Рис. 4. (а) Фрагмент усредненного спектра свечения ночного неба в диапазоне 250–360 нм, измеренного спектрографом с космического шаттла [2]: по оси ординат – значения релей/ангстрем ($R/\text{Å}$), по оси абсцисс – длины волн λ (Å), цифры над пиками – $(v'-v'')$ при излучательных переходах (2). (б) Рассчитанные значения интенсивности излучения для различных полос Герцберга I.

объемной интенсивности излучения $i(\text{см}^{-3} \text{с}^{-1})$, по осям ординат отложены высоты в км. На рисунке 4(а) представлен фрагмент усредненного спектра свечения ночного неба в диапазоне 250–360 нм, соответственно, измеренного спектрографом с космического шаттла “Дискавери” (STS-53) в интервале от 115 до 900 нм на протяжении его 12-дневной миссии в январе 1995 года (условия низкой солнечной активности) [2]. По осям ординат отложены значения интенсивностей в рэлях/ангстрем ($R/\text{Å}$) ($1 \text{ P} = 10^6 \text{ фотон/см}^2 \text{ с}$), по осям абсцисс отложены длины волн в ангстремах ($\lambda(\text{Å})$). Каждая двойка цифр над пиками свечения обозначает колебательные уровни $(v'-v'')$ при излучательных переходах (2). Рассчитанные значения интенсивности излучения $I(\text{см}^{-2} \text{с}^{-1})$ (гистограммы) для различных полос Герцберга I, обусловленных излучательными переходами (2), выполнены для октября 1976 и 1986 г.г. (условия низкой солнечной активности $F_{10.7}=75$) в этом же диапазоне длин волн. Результаты расчетов приве-

дены на рис. 4б, при этом при пересчете объемной интенсивности излучения $i_{v',v''}$ в интенсивность излучения $I_{v',v''}$ используется приближение оптически тонкого слоя, т.е. пренебрегается поглощением фотонов внутри слоя. При этом в отличие от результатов [12] учтены излучательные переходы с девятого колебательного уровня $v' = 9$ состояния $A^3\Sigma_u^+$ и приведены интенсивности полос Герцберга I (9-1) и (9-2), расположенные в диапазоне 255–270 нм. Как видно из рис. 4, наблюдается хорошее согласие рассчитанных интенсивностей полос излучения возбужденного кислорода $O_2^*(A^3\Sigma_u^+, v' = 3-9)$ со спектром, полученным с шаттла [2] – экспериментальными данными свечения ночного неба в диапазоне 250–360 нм. На рис. 5а представлены результаты, полученные наземными многолетними измерениями спектра излучения ночной верхней атмосферы в диапазоне УФ длин волн 305–395 нм, т.е. полосы Герцберга I [14]. Наблюдения были выполнены в период вы-

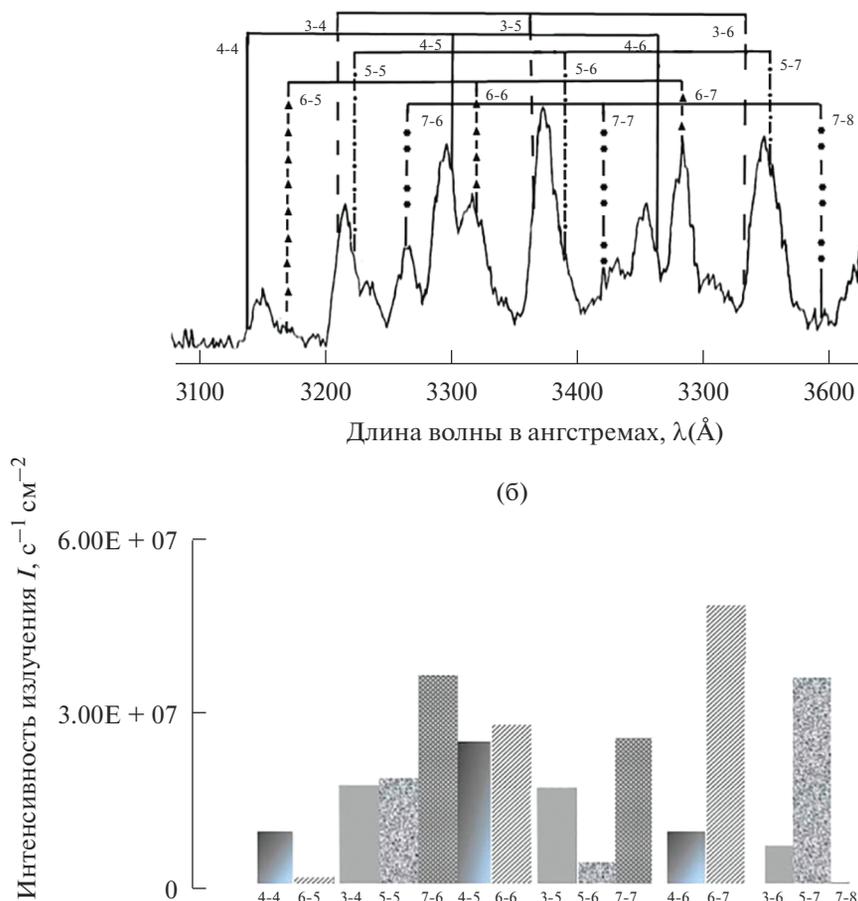


Рис. 5. (а) Спектр излучения ночной верхней атмосферы в диапазоне УФ длин волн 305–395 нм, полосы Герцберга I, полученный наземными наблюдениями [14]. (б) Рассчитанные значения интенсивности излучения полос Герцберга I.

сокой солнечной активности стандартными советскими спектрографами 50х–60х годов прошлого столетия СП-48, СП-49, СП-50 [1]. Теоретически рассчитанные значения интенсивностей свечения полос Герцберга I для периода высокой солнечной активности представлены на рис. 5б. Как видно из сравнения рис. 5а и 5б, рассчитанные интенсивности полос Герцберга I хорошо повторяют экспериментальные данные. Сравнение теоретически рассчитанных интенсивностей полос Герцберга I с экспериментальными данными [14] позволяет идентифицировать максимумы в полученных спектрах: максимум на 315 нм обусловлен полосой (4–4); 321–323 нм – полосы (3–4) и (5–5); 327–332 нм – полосы (7–6), (4–5) и (6–6); 337 нм – полосы (3–5) и (5–6); 342–348 нм – полосы (7–7), (4–6) и (6–7); 355 нм – полосы (3–6) и (5–7).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлено схематично несколько спонтанных излучательных переходов (рис. 2) с различных колебательных уровней электронно-возбужденного состояния $A^3\Sigma_u^+$ на различные колебатель-

ные уровни основного состояния $X^3\Sigma_g^-$, при которых происходит излучение полос Герцберга I. Проведены расчеты концентрации возбужденного кислорода $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ на высотах верхней атмосферы Земли для колебательных уровней $v' = 3–9$ данного состояния. При расчетах концентраций электронно-возбужденного кислорода учтено гашение молекулы $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ не только при излучательных переходах (2), но и при столкновениях с основными атмосферными составляющими N_2 и O_2 на данном диапазоне высот: 85–100 км [9]. Получены значения интенсивности излучения полос Герцберга I, обусловленные излучательными переходами с колебательных уровней $v' = 3–9$ электронно-возбужденного кислорода $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ для условий низкой ($F_{10.7} = 75, 1976$ и 1986 гг.) и высокой ($F_{10.7} = 203, 1958$ и 1959 гг.) солнечной активности для средних широт. Проведено сравнение интенсивности излучения полос Герцберга I в условиях низкой солнечной активности с экспериментальными данными, полученными в диапазо-

не длин волн 250–360 нм спектрографом с космического шаттла на протяжении его 12-дневной миссии STS 53 в сентябре 1995 г. (года низкой солнечной активности) [2]. Результатом сравнения рассчитанных значений с экспериментальными данными является хорошее согласие рассчитанных интенсивностей полос излучения возбужденного кислорода $O_2^*(A^3\Sigma_u^+, v' = 3-9)$ со спектром, полученным с шаттла [2] – экспериментальными данными свечения ночного неба в диапазоне 250–360 нм, что видно из рис. 4. Проведено так же сравнение рассчитанных значений интенсивности излучения полос Герцберга I в условиях высокой солнечной активности с экспериментальными данными, полученными в диапазоне длин волн 305–395 нм стандартными наземными советскими спектрографами 50х–60х годов прошлого столетия [14]. Результаты, полученные этими многолетними измерениями спектра излучения ночной верхней атмосферы хорошо согласуются с рассчитанными значениями интенсивности излучения полос Герцберга I. Сравнение теоретически рассчитанных интенсивностей полос Герцберга I с экспериментальными данными [14] позволяет идентифицировать максимумы в полученных спектрах: максимум на 315 нм обусловлен полосой (4-4); 321–323 нм – полосы (3-4) и (5-5); 327–332 нм – полосы (7-6), (4-5) и (6-6); 337 нм – полосы (3-5) и (5-6); 342–348 нм – полосы (7-7), (4-6) и (6-7); 355 нм – полосы (3-6) и (5-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шефов Н.Н., Семёнов А.И., Хомич В.Ю. Излучение верхней атмосферы – индикатор ее структуры и динамики // М.: ГЕОС, 2006. 741 с.
2. Broadfoot A.L., Bellaire P.J., Jr. Bridging the gap between ground-based and space-based observations of the night airglow // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № A8. P. 17127–17138.
3. Перминов В.И., Семёнов А.И., Шефов Н.Н. Дезактивация колебательных состояний молекул гидроксидом атомарным и молекулярным кислородом в области мезопаузы // Геомагнетизм и Аэронавигация. 1998 Т. 38. № 6. С. 642–645.
4. Семёнов А.И., Шефов Н.Н. Вариации температуры и содержания атомарного кислорода в области мезопаузы и нижней термосферы при изменении солнечной активности // Геомагнетизм и Аэронавигация. 1999. Т. 39. № 4. С. 8791.
5. Семёнов А.И., Шефов Н.Н. Эмпирическая модель вариаций эмиссии атомарного кислорода 557.7 нм в ночное время I. Интенсивность // Геомагнетизм и Аэронавигация. 1997. Т. 37. № 2. С. 8190.
6. Shefov N.N., Semenov A.I., Pertsev N.N. Dependencies of the amplitude of the temperature enhancement maximum and atomic oxygen concentration in the mesopause region on seasons and solar activity level // Phys. Chem. Earth Pt B. 2000. V. 25. № 5–6. P. 537–539.
7. Семенов А.И., Перцев Н.Н., Шефов Н.Н., Перминов В.И., Баканас В.В. Расчет высотных профилей температуры и концентрации атмосферы на 30–110 км // Геомагнетизм и Аэронавигация. 2004. Т. 44. № 6. С. 835–840.
8. Bates D.R. Oxygen band system transition arrays // Planet. Space Sci. 1989. V. 37. № 7. P. 881–887.
9. Кириллов А.С. Моделирование населенностей колебательных уровней состояний молекулярного кислорода, исходных для полос Герцберга, на высотах нижней термосферы и мезосферы // Геомагнетизм и Аэронавигация. 2012. Т. 52. № 2. С. 258–264.
10. Kirillov A.S. Electronic kinetics of main atmospheric components in high-latitude lower thermosphere and mesosphere // Ann. Geophys. 2010. V. 28. № 1. P. 181–192.
11. Kirillov A.S. The calculation of quenching rate coefficients of O_2 Herzberg states in collisions with CO_2 , CO, N_2 , O_2 molecules // Chem. Phys. Lett. 2014. V. 592. P. 103–108.
12. Антоненко О.В., Кириллов А.С. Моделирование спектра свечения ночного неба Земли для систем полос, излучаемых при спонтанных переходах между различными состояниями молекулы электронно–возбужденного кислорода. // Изв. РАН. Серия физическая. 2021. Т. 85. № 3. С. 310–314.
13. Krasnopol'sky V.A. Excitation of the oxygen nightglow on the terrestrial planets // Planet. Space Sci. 2011. V. 59. № 8. P. 754–756.
14. Krassovsky V.I., Shefov N.N., Yarin V.T., Atlas of the airglow spectrum $\lambda\lambda$ 3000–12400 Å // Planet. Space Sci. 1962. V. 9. № 12. P. 883–915.

The Study of the Emissions of the Earth's Upper Atmosphere (Herzberg I Bands) Depending on Solar Activity, Atmospheric Temperature and Seasons of the Year

O. V. Antonenko¹, * and A. S. Kirillov¹

¹Polar Geophysical Institute, Academy town street, 26a, Apatity, 184209 Russia

*e-mail: antonenko@pgia.ru

The processes of excitation and quenching of electronically excited molecular oxygen $O_2(A^3\Sigma_u^+)$ in the Earth's atmosphere at night sky heights are considered. The Herzberg I bands in the range of 250–360 nm

have a wide spectrum of luminescence in the night sky of the Earth. The volume intensity profiles of the Herzberg I bands of molecular oxygen in the Earth's atmosphere during night are calculated. The calculation used the data of a semi-empirical model of the response of atomic oxygen concentrations and temperature of the middle atmosphere depending on altitude, season, and solar activity at the Earth's mid-latitudes. The calculations of the emission intensities of the Herzberg I bands are compared with the experimental data obtained from the Space Shuttle Discovery (STS-53) and from spectrographs SP-48, SP-49, SP-50 of the 50s–60s of the last century. It is shown that the results of the calculation are in good agreement with the experimental data obtained both from the space shuttle and ground-based observations.

Keywords: atomic oxygen concentrations, the calculations of the emission intensities

УДК 551.466.82

КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ В ШЕЛЬФОВЫХ РАЙОНАХ С ИНТЕНСИВНОЙ ПРИЛИВНОЙ ДИНАМИКОЙ

© 2022 г. Е. И. Свергун^{a, b, *}, А. В. Зимин^{a, b}, Д. А. Романенков^a, Е. В. Софьина^{a, c}^aИнститут океанологии им. П.П. Шишова РАН, Нахимовский проспект, д. 36, Москва, 117997 Россия^bСанкт-Петербургский государственный университет,

Университетская набережная, д. 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^cРоссийский государственный гидрометеорологический университет,

Воронежская улица, д. 79., Санкт-Петербург, 192007 Россия

*e-mail: Egor-svergun@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.07.2022 г.

После доработки 29.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

В работе сравниваются характеристики короткопериодных внутренних волн и механизмы их генерации в юго-западной части Баренцева моря и Авачинском заливе Тихого океана на основе данных экспедиционных исследований, спутниковых наблюдений и современной глобальной баротропной приливной модели. Сопоставление результатов контактных измерений позволило выявить, что в Баренцевом море в районе чередующихся неоднородностей рельефа дна со средней глубиной около 100 м в контактных данных доминируют слабо нелинейные короткопериодные колебания с максимальной амплитудой 4 м. В Авачинском заливе, где присутствует узкий мелководный шельф и крутой материковый склон, на фоне полусуточных внутренних волн регистрируются сильно нелинейные интенсивные внутренние волны с амплитудой до 8 м. По спутниковым данным было выявлено, что в Баренцевом море регистрировались более крупные пакеты проявлений короткопериодных волн, чем в Авачинском заливе, как по длине волны, так и по длине лидирующего гребня. Направления распространения проявлений волн в исследуемых районах характеризуются узким диапазоном изменчивости, что может указывать на доминирование одного механизма генерации. Анализ данных атласа ТРХО9 показал схожесть пространственной структуры полусуточной приливной волны в Баренцевом море и в Авачинском заливе, но максимальная скорость приливных течений в Баренцевом море более чем в три раза выше, чем в Авачинском заливе. Оценка критериев генерации внутреннего прилива позволила выявить, что в Баренцевом море в окрестностях района контактных измерений короткопериодные внутренние волны генерируются по типу запрещающих волн, а в Авачинском заливе — при дезинтеграции внутреннего прилива.

Ключевые слова: короткопериодные внутренние волны, контактные измерения, спутниковые наблюдения, бароклинный прилив, ТРХО9, Баренцево море, Авачинский залив

DOI: 10.31857/S0002351522060165

ВВЕДЕНИЕ

Изучение процессов генерации, распространения и диссипации внутреннего прилива является актуальной задачей океанологии, которая решается исследователями с привлечением контактных измерений, спутниковых наблюдений и математического моделирования [1–6]. Считается, что при распаде внутреннего прилива часто генерируются короткопериодные внутренние волны (КВВ) с длинами порядка сотен метров [7], которые в арктических и субарктических регионах обычно приурочены к ядру сезонного пикноклина. КВВ могут принимать вид интен-

сивных внутренних волн (ИВВ) с амплитудой более 5 м и значительной нелинейностью [8]. ИВВ приливного генезиса значительно трансформируют структуру гидрологических полей и активно изучаются в различных районах Мирового океана [9–13]. КВВ способны перераспределять концентрации биогенов и фитопланктона [14–16], что в конечном результате сказывается на распределении промысловых скоплений гидробионтов [17]. К районам активной добычи рыбных ресурсов с приливной динамикой у побережья РФ относятся юго-западная часть Баренцева моря и тихоокеанская акватория полу-

острова Камчатка. Данные районы отличаются рельефом дна, широтой места, типом и силой прилива, а также вертикальной структурой вод. При этом в каждом из районов часто регистрируются проявления КВВ [18, 19].

Около северного побережья Кольского полуострова мористее мыса Святой Нос в Баренцевом море по данным контактных наблюдений ранее были зарегистрированы ИВВ с амплитудой до 6 м [20], которые генерировались в переходную фазу прилива, когда отмечалось наибольшее приливное течение. В работе [21] по результатам анализа архива спутниковых данных Envisat ASAR за летний период 2007–2011 годов было продемонстрировано, что район около мыса Святой Нос характеризуется частой встречаемостью проявлений КВВ, которые зачастую распространяются как последовательные пакеты с приливной периодичностью. Результаты математического моделирования [22] демонстрируют возможность генерации ИВВ с амплитудами до 12 м при взаимодействии баротропной приливной волны с областью больших градиентов глубин.

На акватории Тихоокеанского побережья полуострова Камчатка установлено присутствие разрозненных ярко-выраженных проявлений КВВ по данным спутников Алмаз-1 и Terra/ASTER [23, 24]. Результаты контактных наблюдений в Авачинском заливе позволили выявить ИВВ с амплитудами до 8 м, которые проявляются с приливной периодичностью [25, 26]. Синхронные авиационные и судовые наблюдения в Кроноцком заливе Тихого океана [27], смежном с Авачинским заливом, демонстрируют сложную картину цугов КВВ на шельфе залива и в открытом океане. В работе делается вывод о возможности генерации КВВ в открытой части залива при распространении луча внутреннего прилива.

Практически все упомянутые выше работы демонстрируют связь КВВ в рассматриваемых районах с приливной динамикой. Однако не существует исследования, которое с привлечением контактных и спутниковых данных сравнивало характеристики КВВ и их механизмы генерации в данных районах с различной приливной динамикой и рельефом дна и устанавливало конкретные механизмы генерации КВВ в данных районах. Эти сведения являются значимыми для понимания закономерностей возникновения КВВ, а при сопоставлении с фоновыми гидрологическими и гидробиологическими данными, могут быть использованы при поиске рыбных скоплений. Кроме того, динамика баро-

тропного прилива в Авачинском заливе по современным данным не описана, хотя знание ее особенностей необходимо для анализа механизмов генерации КВВ.

Цель данной работы – на основе данных экспедиционных исследований, спутниковых наблюдений и современной глобальной приливной модели сравнить характеристики КВВ и их механизмы генерации в юго-западной части Баренцева моря и Авачинском заливе Тихого океана.

1. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

1.1 Контактные измерения

В Баренцевом море судовые наблюдения выполнялись в августе 2016 года севернее мыса Святой нос. Глубины в зоне проведения наблюдений составляли 150–200 м, (рис. 1а). В период с 9 по 22 августа на полигоне были произведены учащенные повторяющиеся зондирования (сканирования) водной толщи от поверхности до заданного горизонта (50 м) с дрейфующего судна с помощью STD-зондов CastAway (США) и SBE-25 (США). Один цикл сканирования “спуск–подъем” зонда занимает 1–2 мин (при глубине зондирования до 50 м). Эти измерения имели продолжительность 5–12 ч за сутки, а общее время сканирований составило 80 ч. Перед началом измерений судно всегда выходило в одну и ту же точку, показанную на рис. 1а. Судно удалялось от исходной точки не более чем на несколько морских миль, а скорость дрейфа не превышала 0.25 узла.

Экспедиционные исследования в Авачинском заливе Тихого океана выполнены в августе – сентябре 2018 г. на полигоне над материковым склоном близ м. Шипунского, характеризующемся глубинами от 150 до 1000 м (рис. 1б). Измерения выполнялись с судна, лежащего в дрейфе. Для измерений использовалась гирлянда РМЕ (Великобритания), состоящая из 26 температурных датчиков и датчика давления на нижнем конце, с расстоянием между датчиками 2 м, и общей длиной 50 м. Датчики регистрировали температуру с точностью $\pm 0.05^\circ\text{C}$. Суммарная продолжительность измерений на полигоне составляла 44 ч, при этом каждый эпизод измерений имел продолжительность от 6 до 18 ч.

Рисунки 1а и 1б демонстрируют существенное различие рельефа дна в районах проведения измерений в Баренцевом море и в Авачинском заливе. В районе мыса Святой Нос присутствуют чередующиеся банки и подводные каньоны со средним перепадом глубин около 50 м и сред-

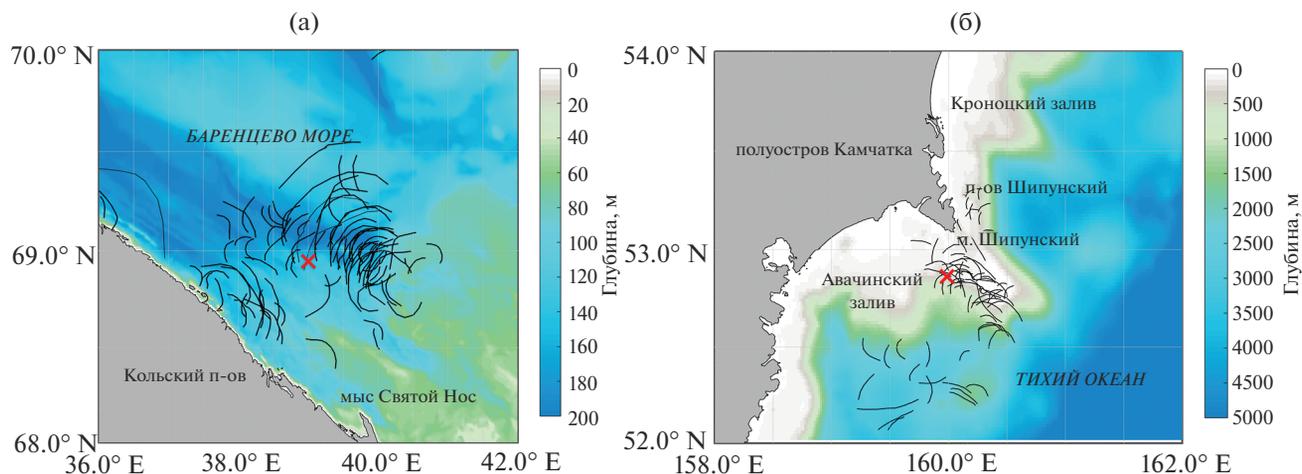


Рис. 1. Рельеф дна в районах проведения экспедиционных работ (символ “x” указывает положение точек контактных измерений): (а) Баренцево море; (б) Авачинский залив. Черные кривые отображают положение лидирующих гребней проявлений КВВ по данным из работ [19, 26].

ним уклоном дна около 4 м/км. В окрестностях точки измерений у мыса Шипунский выделяется континентальный шельф шириной около 26 км и материковый склон со средним уклоном дна около 100 м/км.

По результатам измерений производилось построение записей колебаний изотерм. Амплитуды и периоды КВВ определялись по выделенной на записи изотерме в области термоклина по методике из [28]. В теплый период года в исследуемых районах Баренцева моря и Авачинского залива положения термоклина и пикноклина совпадают [29, 26]. Это означает, что колебания изотермы, выделенной в области термоклина, будут с достаточной степенью точности отражать колебания пикноклина.

Рассчитывалась перемежаемость внутренне-го волнения как отношение времени существования короткопериодных колебаний термоклина к общему времени наблюдений отдельно для фазы роста и спада приливного уровня по данным атласа ТРХО9 [30].

Для расчета вероятных характеристик интенсивных внутренних волн использовался метод, изложенный в работе [31], с помощью которого были получены ожидаемые амплитуды волн за 10 и 30 дней в предположении о стационарности фоновых условий.

В работах [19, 26] было продемонстрировано, что вертикальная структура вод в исследуемых районах близка к картине двухслойной стратификации, тогда фазовая скорость внутренних волн может быть определена исходя из диспер-

сионного соотношения в приближении двух-слойной стратификации [7]:

$$c = \sqrt{\frac{g \Delta \rho}{k \rho} \frac{1}{\text{cth}(kh_1) + \text{cth}(k(H - h_1))}}, \quad (1)$$

где: g – ускорение свободного падения, $k = 2\pi/\lambda$, λ – длина волны, $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$, ρ_2 – плотность нижнего слоя, ρ_1 – плотность верхнего слоя, $\rho = (\rho_1 + \rho_2)/2$, h_1 – толщина верхнего слоя, H – глубина места.

В ходе контактных измерений прямо не определялась длина волны, поэтому выражение (1) нельзя использовать для определения фазовой скорости в представленном виде. Согласно [19, 26] в исследуемых районах длина волны, определенная по спутниковым данным, приблизительно в 5 превышает глубину места, что позволяет переписать выражение (1) в приближении мелкой воды [7]:

$$c = \sqrt{g \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{h_1(H - h_1)}{h_1 + (H - h_1)}}. \quad (2)$$

По методике из [32] рассчитывались параметр нелинейности α , дисперсии β , а также параметр Урселла σ^2 , показывающий вклад нелинейности и дисперсии в КВВ (если он меньше 12, то дисперсия преобладает над нелинейностью, если больше 12, то нелинейность над дисперсией):

$$\alpha = \frac{3}{2} c \frac{1 - h_1/h_2}{h_1}, \quad (3)$$

где: c – фазовая скорость внутренних волн, определяемая по выражению (2), h_2 – толщина нижнего слоя.

$$\beta = \frac{ch_2}{6}, \quad (4)$$

$$\sigma^2 = \frac{\alpha}{\beta} \eta (\lambda/2)^2, \quad (5)$$

где: η – амплитуда КВВ, $\lambda = cT$, T – средний период КВВ. Для расчета использовалась средняя и максимальная наблюдаемая амплитуда КВВ.

Кроме того, производился расчет спектра вертикальных смещений изотермы, выделенной в области термоклина, который сравнивался с теоретическим распределением спектра Гаррета-Манка [33].

1.2 Спутниковые наблюдения

Использовались характеристики поверхностных проявлений КВВ в Баренцевом море и Авачинском заливе из работ [19, 26]. В Баренцевом море проявления КВВ регистрировались на снимках с аппаратов Sentinel 1A и 2A с пространственным разрешением 40 м, а также с аппарата ALOS-2 PALSAR-2 с пространственным разрешением 25 м. Всего было использован 21 снимок, полностью охватывавший район в радиусе 100 км от точки измерений по пространству и перекрывающих период работ по времени. В Авачинском заливе использовались снимки Sentinel 2A и Sentinel 2B в оптическом диапазоне с пространственным разрешением 10 м; Landsat 8 в оптическом диапазоне с разрешением 30 м, Sentinel 1A с разрешением 20 м. Всего было использовано 9 спутниковых изображений. На спутниковых изображениях проявления КВВ регистрировались визуально как чередующиеся темные и светлые дугообразные полосы. Определялись по методике [18] такие характеристики как: положение поверхностного проявления КВВ, длина лидирующего гребня, количество волн в пакете, длина волны, направление распространения. Аналогично работе [34] с использованием значений длин волн, непосредственно измеренных на снимках по выражению (1), определялась фазовая скорость внутренних волн, которая сравнивалась со значением, полученным по контактными данным в соответствии с выражением (2).

1.3 Данные моделей

Данные о приливных колебаниях уровня моря и течениях получены из атласа TRXO9. По

ним были рассчитаны средние за приливной цикл потоки приливной энергии F_x и F_y а также скорость диссипации приливной энергии придонным трением ε [5]:

$$F_x = \frac{1}{2} \rho g H a u \cos(\varphi - \varphi_u), \quad (6)$$

$$F_y = \frac{1}{2} \rho g H a v \cos(\varphi - \varphi_v),$$

$$\varepsilon = \frac{k\rho}{T} \int_0^T (U^2(t) + V^2(t))^{3/2} dt, \quad (7)$$

где: ρ – стандартная плотность морской воды, равная 1024 кг/м³, a – амплитуда приливного уровня, φ – фаза приливного уровня, u – зональная составляющая скорости приливного течения, φ_u – фаза зональной составляющей скорости приливного течения, v – меридиональная составляющая скорости приливного течения, φ_v – фаза меридиональной составляющей скорости приливного течения, k – коэффициент донного трения, принимаемый равным 0.0026, T – приливной период, $U(t) = u \cos(\omega t - \varphi_u)$ – мгновенная зональная составляющая скорости приливного течения во время t , $\omega = 2\pi/T$ – приливная циклическая частота, $V(t) = v \cos(\omega t - \varphi_v)$ – мгновенная меридиональная составляющая скорости приливного течения во время t .

Выполнялся анализ связи положений поверхностных проявлений КВВ и очагов генерации внутренних приливных волн (ВПВ), выявляемых по критерию tidal body force, который впервые был введен в работе [35] для линеаризованных двухмерных (в вертикальном плане) уравнений движения. В настоящей работе расчет производился по формуле, обобщенной для трехмерного случая, согласно [36]:

$$TBF = \frac{2\pi N^2}{\omega} \left[Q_x \frac{\partial H}{\partial x} + Q_y \frac{\partial H}{\partial y} \right], \quad (8)$$

где: N^2 – частота Вайсяля-Брента (плавучести), Q_x и Q_y – амплитуды зональной и меридиональной составляющих приливного потока, $\frac{\partial H}{\partial x}$ и $\frac{\partial H}{\partial y}$ – зональные и меридиональные градиенты глубины.

Градиент глубин в Баренцевом море и Авачинском заливе определялся по батиметрии ЕТОРО1 [37]. Частота плавучести определялась по среднемесячным полям температуры и солености морской воды из реанализа [38]. Из данного реанализа также выбирались среднемесячные поля фоновых течений для Авачинского залива.

Для определения интенсивности топографической генерации ВПВ рассчитывалось отношение наклона дна (модуля градиента глубины места) к наклону характеристик ВПВ [39]:

$$\mu = dH / \left(\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2} \right), \quad (9)$$

где: $dH = \sqrt{\left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial H}{\partial y}\right)^2}$, $f = 2\Omega \sin\varphi$, Ω – угловая скорость вращения Земли, φ – широта места.

Топографический наклон считается докритическим, если отношение наклона дна к наклону характеристик ВПВ < 1 , критическим, отношение $= 1$, и сверхкритическим, если отношение > 1 . Наиболее интенсивная генерация ВПВ происходит при критическом топографическом наклоне.

Для определения режима внутреннего прилива в точках контактных наблюдений выполнялся расчет внутреннего числа Фруда [40]:

$$Fr = \frac{V_m}{c}, \quad (10)$$

где: $V_m = \sqrt{u^2 + v^2}$.

Если число Фруда < 1 , то внутренний прилив характеризуется докритическим режимом. При числе Фруда ≥ 1 наблюдается критический и суперкритический режим, соответственно. При критическом режиме происходит генерация КВВ по механизму запрета волн.

2. СРАВНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК КВВ В ШЕЛЬФОВЫХ ПРИЛИВНЫХ РАЙОНАХ

2.1 Характеристики КВВ по данным контактных наблюдений

Характерные профили вертикального распределения плотности для районов измерений в Баренцевом море и Авачинском заливе представлены на рис. 2а.

Распределение плотности в районах проведения измерений близко к картине двухслойной стратификации (рис. 2а), что позволяет использовать для расчета фазовой скорости КВВ дисперсионное соотношение в двухслойном приближении. Толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в Авачинском заливе значительно больше, чем в Баренцевом море (30 м против 10 м), при этом градиенты плотности в пикноклине приблизительно равны и составляют около 0.12 у.е. м^{-1} . Равенство градиентов плотности на полигонах измерений позволяет производить непосредственное сравнение характеристик КВВ,

несмотря на то, что экспедиционные измерения были выполнены в разные месяцы.

На рис. 2б и 2в показаны записи колебаний изотерм, совмещенные с векторной диаграммой хода приливных течений для Авачинского залива и Баренцева моря, соответственно. Рисунок 2б демонстрирует, что в Баренцевом море доминирующими являются короткопериодные колебания с периодом от 8 до 15 мин и амплитудой до 2.5 м. Полусуточная изменчивость положения изотерм наблюдается в слое 35–50 м и слабо выражена. Около 05:00 по локальному времени отмечается увеличение амплитуд КВВ относительно промежутка времени с 02:00 до 05:00, при этом величина приливного течения максимальна. В остальной временной промежуток связь короткопериодных колебаний с ходом вектора приливных течений слабо выражена.

На рис. 2в видно, что в Авачинском заливе в слое от 20 до 40 м прослеживаются длиннопериодные колебания изотерм с амплитудой до 10 метров, обусловленные полусуточной приливной динамикой. На фоне полусуточных колебаний изотерм ярко выделяются КВВ с периодом около 15 мин и амплитудой до 4 метров, которые охватывают слой от 5 до 40 м. Около 10:00 по локальному времени был зарегистрирован цуг ИВВ, состоящий из трех волн с периодом около 10 минут. При этом первая волна в цуге имеет амплитуду 8 м, а замыкающая – 6 м. Данный цуг был зарегистрирован в фазу сильных приливных течений.

В табл. 1 показаны характеристики КВВ в Баренцевом море и Авачинском заливе по данным контактных измерений.

Из табл. 1 видно, что средний период и фазовая скорость КВВ в Баренцевом море и Авачинском заливе практически совпадают. Существенные различия состоят в наблюдаемой и ожидаемой амплитуде волн. Так, в Баренцевом море за период наблюдений не были зарегистрированы ИВВ, а расчет ожидаемых амплитуд волн показал, что ИВВ с амплитудой 5 м могут ожидать 1 раз за 30 дней. Выполненные ранее измерения в данном районе [20] свидетельствуют о регистрации ИВВ амплитудой до 6 метров на расстоянии около 1 мили от берега. В настоящем исследовании измерения выполнялись мористее. В Авачинском заливе ИВВ с амплитудой до 8 метров регистрировались 6 раз за весь период наблюдений, а 1 раз за месяц может ожидать волна с амплитудой до 12 м. Перемежаемость внутреннего волнения в Баренцевом море не зависит от фазы прилива и составляет 45%. В Ава-

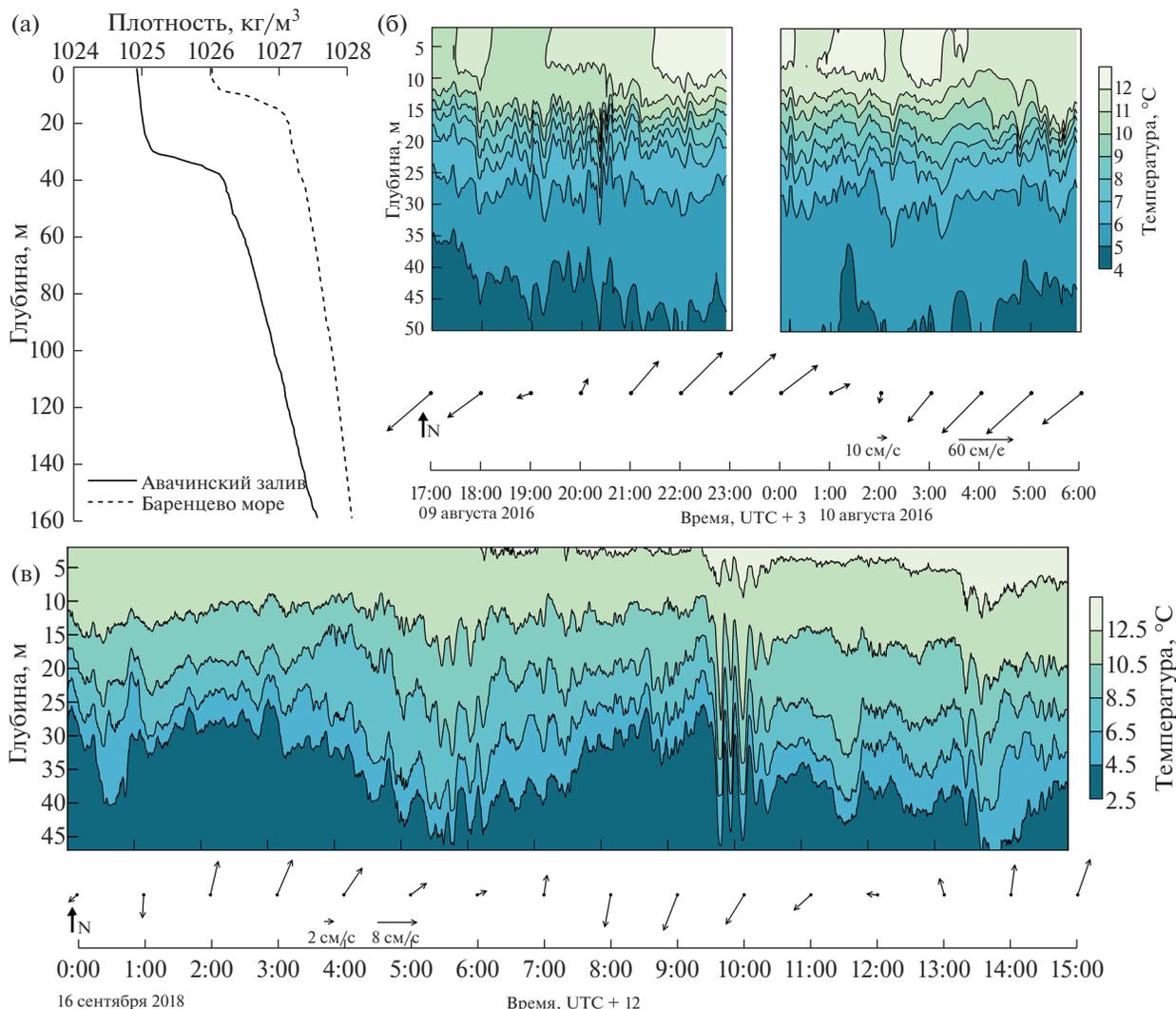


Рис. 2. КВВ по контактным данным: (а) характерные профили вертикального распределения плотности по данным STD-зондирований в Баренцевом море (от 09 августа 2016) и в Авачинском заливе (от 05 сентября 2018); (б) запись колебаний изотерм и ход приливных течений гармоника M2 для Баренцева моря; (в) запись колебаний изотерм и ход приливных течений гармоника M2 для Авачинского залива.

чинском заливе перемежаемость КВВ в фазу прилива достигает 90%, а в фазу отлива – 83%, что также, как и в Баренцевом море, указывает на отсутствие зависимости характеристик КВВ от фазы прилива. Но если в Баренцевом море КВВ регистрируются на протяжении приблизительно половины времени измерений, то в Авачинском заливе на протяжении практически всего времени измерений. Параметр Урсселла свидетельствует о том, что в волнах от 3 до 4 м в Баренцевом море и в Авачинском заливе дисперсия преобладает над нелинейностью. Внутренние волны амплитудой 4 м в Баренцевом море являются слабо нелинейными, а волны около 8 м в Авачинском заливе являются сильно нели-

нейными. Это указывает на высокую вероятность обрушения интенсивных волн, что может приводить к интенсификации вертикального обмена в водной толще.

Спектр, рассчитанный по вертикальным колебаниям изотерм в слое пикноклина, сравнивался с высокочастотной частью теоретического спектра Гаррета-Манка (рис. 3).

Нижняя граница диапазона изменчивости частоты колебаний изотерм одинакова в Баренцевом море и в Авачинском заливе и составляет около 0.15 цикла в час. В диапазоне частот от 0.15 до 2.5 циклов/час энергия колебаний в Баренцевом море ниже, чем в Авачинском заливе, при этом она не превышает энергию теоретического

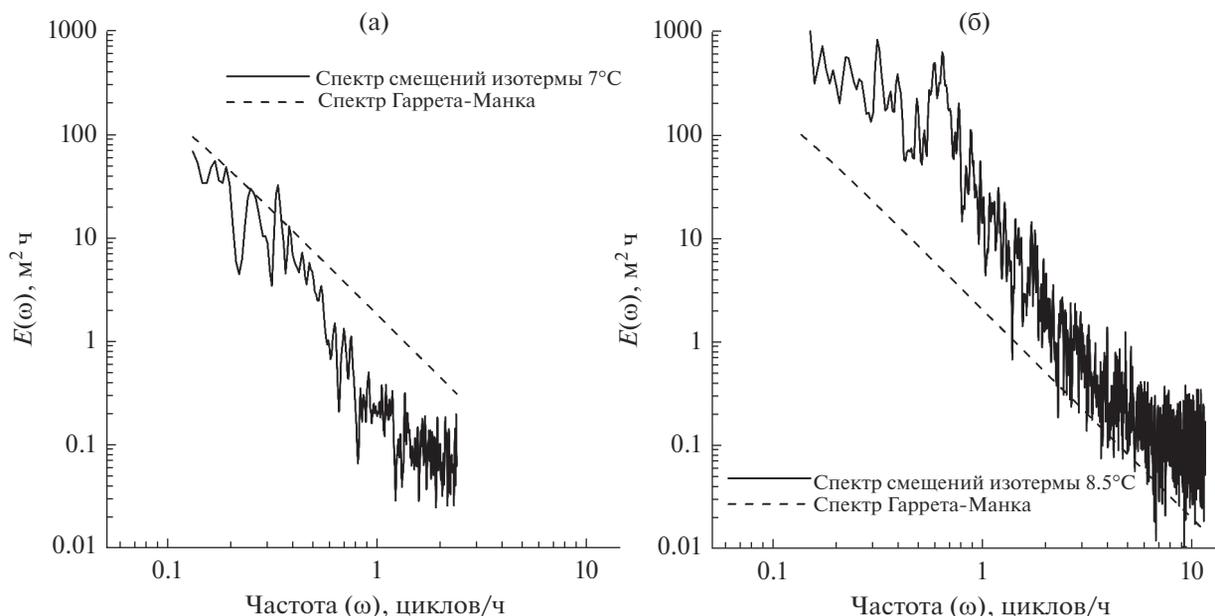


Рис. 3. Спектр вертикальных смещений изотерм в слое пикноклина, совмещенный с теоретическим спектром Гаррета-Манка: (а) по результатам измерений в Баренцевом море; (б) по результатам измерений в Авачинском заливе.

спектра Гаррета-Манка. В Авачинском заливе энергия колебаний практически на всех частотах выше, чем энергия спектра Гаррета-Манка. Это можно объяснить наличием в Авачинском заливе более интенсивного внутреннего волнения, а именно ВПВ с амплитудой до 10 м и цугов КВВ с высокой перемежаемостью. Можно предположить, что в Авачинском заливе спектр колебаний термоклина в большей степени обогащается на частотах выше 1 цикла/ч вследствие диссипации ВПВ.

2.2 Характеристики КВВ по данным спутниковых наблюдений

По данным анализа РЛИ в Баренцевом море наблюдается сложная картина проявлений цугов КВВ (см. рис. 1а). Выделяется две группы проявлений КВВ: в прибрежной зоне и в морской части района (назовем ее вдольбереговой группой). Средняя глубина над которой регистрируются проявления составляет 120 м, а максимальная — 200 метров. В Авачинском заливе положение проявлений КВВ приурочено к мате-

Таблица 1. Сравнение характеристик КВВ, полученных по данным контактных наблюдений в Баренцевом море и Авачинском заливе

Характеристика		Баренцево море	Авачинский залив
Наблюдаемая амплитуда, м	Средняя	1.5	2
	Максимальная	4	8
Ожидаемая амплитуда, м	За 10 дней	4.5	10
	За 30 дней	5	12
Средний период, мин		6	8
Перемежаемость, %	Прилив	45	90
	Отлив	45	83
Фазовая скорость, м с ⁻¹		0.57	0.65
Параметр Урселла	Для средней наблюдаемой амплитуды	5	7
	Для максимальной наблюдаемой амплитуды	15	28

Таблица 2. Сравнение характеристик проявлений КВВ по данным спутниковых наблюдений в Баренцевом море и Авачинском заливе

Характеристика		Баренцево море	Авачинский залив
Общее количество проявлений		93	72
Кол-во волн в пакете	Среднее	3	3
	Максимальное	12	14
Длина волны, м	Средняя	800	400
	Максимальная	1900	800
Длина лидирующего гребня, км	Средняя	26	14
	Максимальная	50	39
Фазовая скорость, м/с		0.51	0.6

риковому склону между изобатами 200 и 800 м, а также к отмели около м. Шипунский, то есть проявления КВВ наблюдаются на довольно узком участке акватории (см. рис. 16). Незначительное число проявлений зарегистрировано над глубинами, превышающими 2000 м. В табл. 2 представлены характеристики зарегистрированных проявлений КВВ.

Хотя количество волн в пакете для обоих районов является одинаковым, в Баренцевом море по сравнению с Авачинским заливом регистрировались более крупные пакеты как по длине лидирующего гребня, так и по длине волн. Одним из объяснений этого факта может являться то, что глубина залегания пикноклина в Баренцевом море была значительно меньше, чем в Авачинском заливе, что определяет более благоприятные условия для отображения КВВ на морской поверхности. Фазовая скорость КВВ, рассчитанная по данным измерений длины волны на снимках с привлечением данных о вертикальном распределении плотности, в Авачинском заливе и в Баренцевом море имеет схожие значения и совпадает с результатами расчетов по данным контактных наблюдений. Это косвенно подтверждает, что регистрируемые на морской поверхности сигнатуры действительно являются отображением КВВ.

На рис. 4а и 4б показаны круговые гистограммы повторяемости направлений распространения проявлений КВВ в Баренцевом море и Авачинском заливе.

В Баренцевом море преобладает два направления распространения проявлений КВВ: вдоль берега на север-запад и от берега на северо-восток. Эти направления четко соответствуют выделенным группам проявлений: прибрежной и

вдольбереговой. В Авачинском заливе преобладающее большинство проявлений КВВ распространяются практически строго на север в сторону мыса Шипунского. В Баренцевом море, как и в Авачинском заливе направления распространения находятся в довольно узком диапазоне изменчивости, что может свидетельствовать о доминировании одного из механизмов (источников) генерации КВВ.

2.3 Анализ данных моделей

Согласно [29] в Баренцевом море в колебаниях уровня доминирует правильный полусуточный M2 прилив, а в Авачинском заливе – неправильный суточный [41]. КВВ в основном генерируются при взаимодействии приливного течения с пикноклином. По условию сравнимости [42] характер приливных течений по данным атласа ТРХО9 в окрестности точки контактных измерений в Авачинском заливе близок к неправильному полусуточному. Поэтому для анализа приливной динамики в Баренцевом море и Авачинском заливе будет использована гармоника M2.

На рис. 5 показаны приливная карта (амплитуды и котидали колебаний уровня), приливные эллипсы и энергетические характеристики полусуточного прилива в Баренцевом море.

Структура приливной карты, преобладающее направление эллипсов и потоков энергии (рис. 5) указывает, что приливная полусуточная волна в данной области распространяется вдоль берега, при этом берег остается справа. Такое распространение характерно для волн Кельвина в северном полушарии. Максимальная скорость приливных течений достигается в юго-восточной части области и составляет более 1 м/с, а в районе измерений – около 60 см/с. Учитывая,

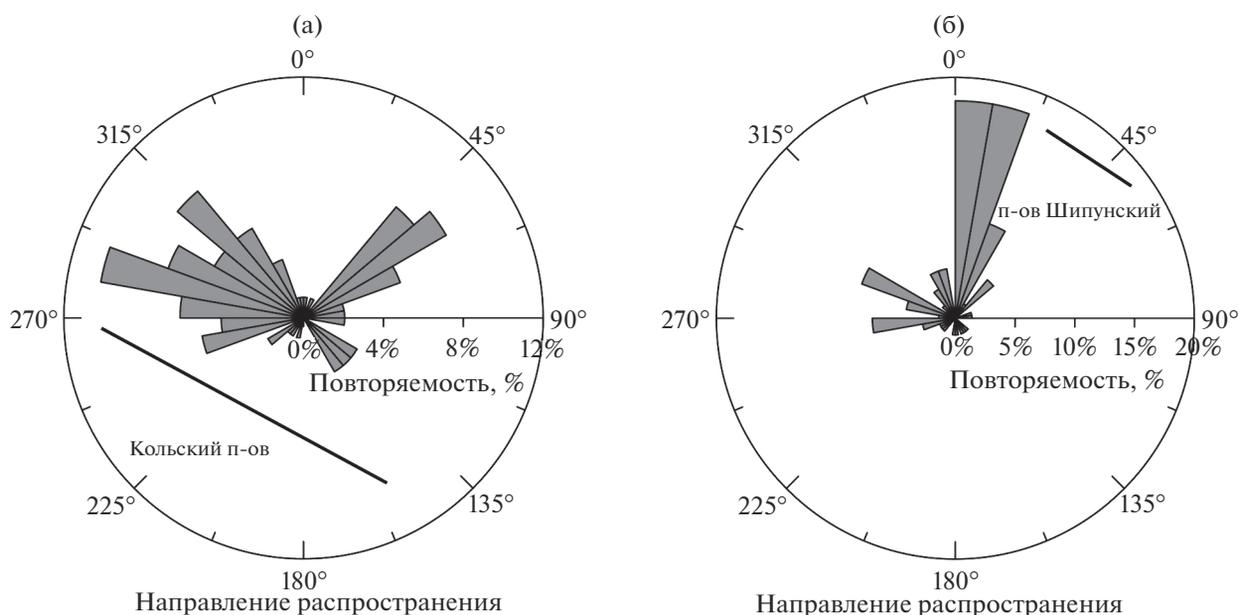


Рис. 4. Круговые гистограммы повторяемости направлений распространения проявлений КВВ (а) в Баренцевом море; (б) в Авачинском заливе.

что значение фазовой скорости внутренних волн 0.57 м/с, согласно выражению (10), внутреннее число Фруда для района измерений ≈ 1 , то есть для внутреннего прилива характерен критический режим.

На рис. 6 показаны приливная карта, приливные эллипсы и энергетические характеристики полусуточного прилива в Авачинском заливе.

Структура приливной карты, преобладающее направление эллипсов и потоков энергии (рис. 6) указывает на то, что приливная полусуточная волна в Авачинском заливе, как и в Баренцевом море, является волной Кельвина. Однако на шельфе около м. Шипунский изгиб котидалей может указывать на дифракцию приливной волны. Скорости приливных течений практически всюду незначительны, лишь на шельфе около мыса Шипунский наблюдается усиление приливных течений. Их скорости здесь достигают 30 см/с. При фазовой скорости КВВ около 0.65 см/с, внутренний прилив в данной области будет характеризоваться докритическим режимом вне зависимости от фазы приливного цикла.

Рисунки 7а и 7б демонстрируют композитные карты проявлений КВВ с отношением наклона дна к наклону характеристик ВПВ в Баренцевом море и Авачинском заливе, соответственно. На рис. 7в и 7г показаны композитные карты проявлений КВВ с интегральным по глубине значением tidal body force для гармоники M2 в Баренцевом море и Авачинском заливе.

В Баренцевом море группа прибрежных проявлений КВВ не связана с областью критического топографического наклона (рис. 7а). Вдольбереговая группа проявлений расположена рядом с областью критического топографического наклона, но не на одной линии с ней. Таким образом, не удается выявить связь положений проявлений КВВ с областями топографической генерации ВПВ. Прибрежная группа проявлений КВВ находится на одной линии с областью повышенных значений tidal body force (рис. 7в), тогда как вдольбереговая группа не связана с областями повышенных значений критерия.

В Авачинском заливе (рис. 7б) доминирует сверхкритический топографический наклон, но выделяются локальные области критического наклона в глубоководной части залива и на шельфе полуострова Шипунский, в которых может происходить интенсивная топографическая генерация ВПВ. Крупное скопление проявлений, зарегистрированных над материковым склоном юго-восточнее мыса Шипунский (рис. 7г), находится в области повышенных значений критерия tidal body force.

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно [40] можно выделить основные механизмы генерации КВВ:

1. Образование волн по типу запрятственных, которые распространяются в противополо-

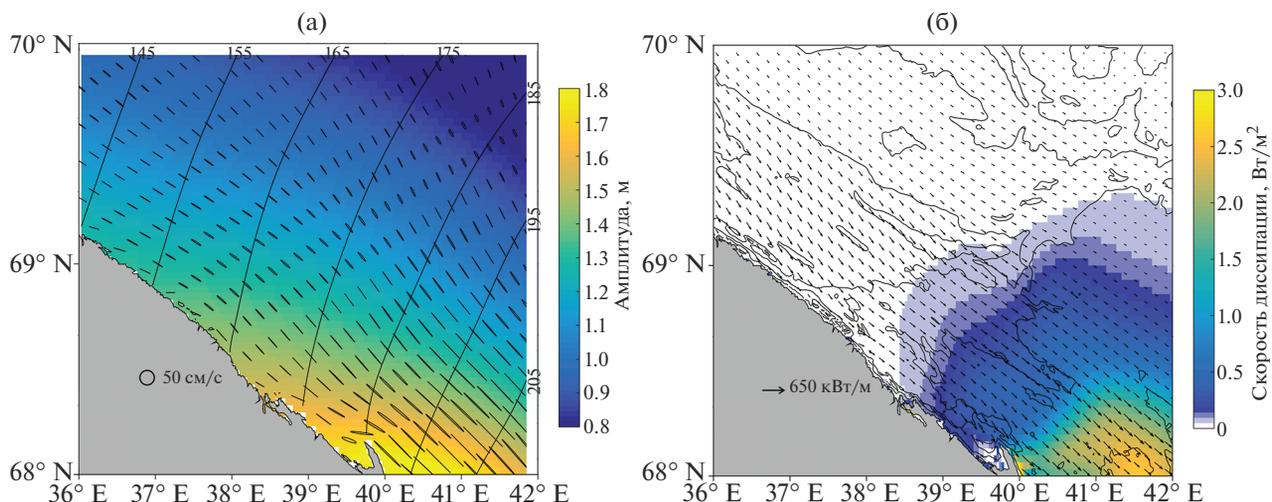


Рис. 5. Динамические и энергетические характеристики M2 прилива в Баренцевом море: (а) амплитуды и котидали колебаний уровня и эллипсы приливных течений; (б) поток приливной энергии и скорость диссипации приливной энергии вследствие донного трения. Сплошные изолинии глубины проведены через 50 метров до глубины 300 м.

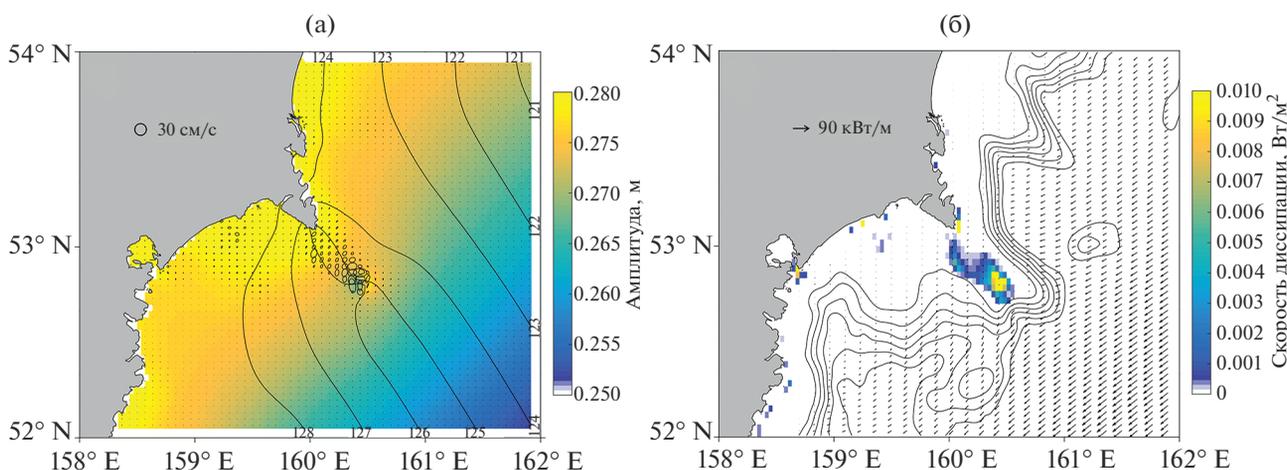


Рис. 6. Динамические и энергетические характеристики M2 прилива в Авачинском заливе: (а) амплитуды и котидали колебаний уровня и эллипсы приливных течений; (б) поток приливной энергии и скорость диссипации приливной энергии вследствие донного трения. Сплошные изолинии глубины проведены через 500 м до глубины 3000 м.

ложную сторону от приливного течения, набегающего на неоднородности морского дна типа кромки шельфа или изолированного поднятия дна. Генерация КВВ наблюдается при критическом режиме приливного потока, индикатором которого может выступать внутреннее число Фруда.

2. Эволюция внутреннего прилива, при которой генерация КВВ происходит при дезинтеграции ВПВ в пакеты КВВ. В таком случае для выявления мест генерации КВВ можно использовать критерии генерации ВПВ, например, “tidal body force” [35]. Очаги генерации идентифици-

руются по максимальному значению критерия [36, 43].

3. Лучевой механизм генерации, при котором взаимодействие луча энергии внутренней приливной волны первой моды с пикноклином вызывает образование КВВ. Луч приливной энергии возникает над областью критического наклона дна, отражается от морского дна и морской поверхности и взаимодействует с пикноклином на большом расстоянии от континентального шельфа.

4. Резонансная генерация, при которой КВВ образуются в узкостях или над неоднородностями рельефа дна при наличии критического или

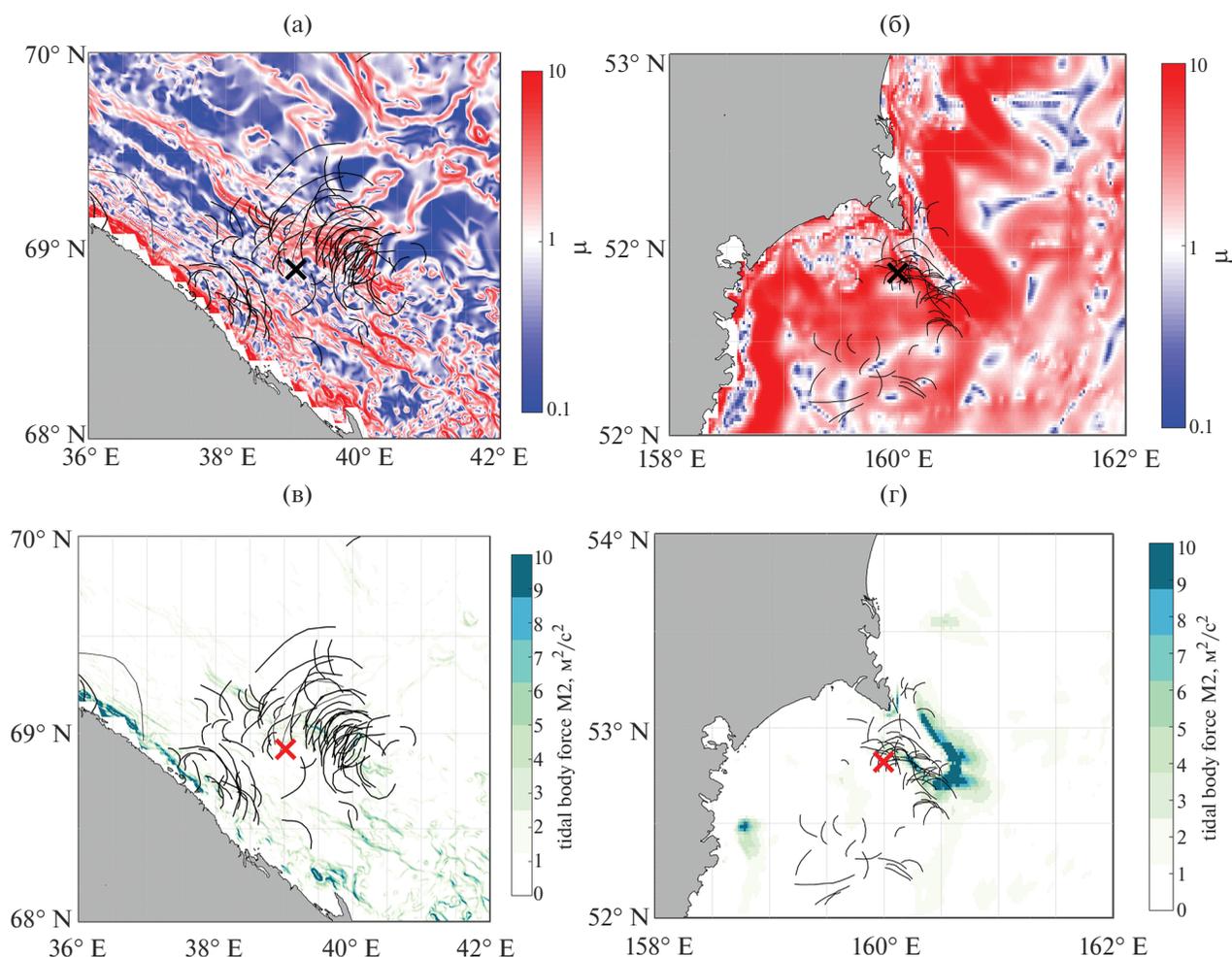


Рис. 7. Композитные карты проявлений КВВ с критериями генерации внутреннего прилива: (а) отношением наклона дна к наклону характеристик ВПВ гармоника M2 в Баренцевом море; (б) отношением наклона дна к наклону характеристик ВПВ гармоника M2 в Авачинском заливе; (в) интегральная по глубине величина tidal body force для гармоника M2 в Баренцевом море; (г) интегральная по глубине величина tidal body force для гармоника M2 в Авачинском заливе.

сдвигового потока. При схожести с механизмом в пункте 1, отличительной особенностью является наличие сдвигового в вертикальном плане потока, к тому же начальное возмущение формируется не вертикальным поднятием дна, а горизонтальным топографическим сужением.

5. Генерация внутренних волн речными плюмами. При распространении плюма происходит замедление потока и его переход из суперкритического режима в докритический. При этом КВВ, которые возникают при взаимодействии лидирующей кромки плюма с пикноклином, излучаются в виде свободно распространяющихся волн.

В Баренцевом море лучевой механизм генерации, по-видимому, нереализуем из-за слож-

ного рельефа дна с многочисленными неоднородностями при относительно малых глубинах. В Авачинском заливе, с одной стороны, нельзя исключить лучевой механизм генерации, поскольку были выявлены области критической топографии, откуда могут распространяться лучи внутреннего прилива (рис. 7б). Но с другой стороны, острый угол между направлением распространения проявлений КВВ и изобатами (рис. 1б) указывает на то, что действие лучевого механизма маловероятно.

В окрестностях мыса Святой Нос и в Авачинском заливе нет крупных рек, поэтому механизм, описанный в пункте 5 нереализуем.

Как было показано ранее в разделе 2.3, вдольбереговая группа проявлений КВВ в Баренце-

вом море не связана с районами генерации больших ВПВ. Учитывая, что данные пакеты распространяются из области локального поднятия дна в направлении, противоположном набегающему приливному течению, можно предположить, что в данном случае наиболее вероятен механизм образования запрепятствованных волн. В пользу данного вывода свидетельствует то, что значение числа Фруда в точке наблюдений близко к единице, а значит приливное течение характеризуется критическим режимом. Косвенно подтверждает данный вывод отсутствие полусуточной изменчивости положения изотерм, связанной с ВПВ, на записях колебаний температуры. В работе [44] был сделан вывод, что в проливе Карские ворота, схожем по морфометрическим условиям и приливной динамике с рассматриваемым районом, КВВ генерируются по типу запрепятствованных волн. Однако около мыса Святой Нос возможен и резонансный механизм генерации, поскольку в области, откуда распространяются пакеты проявлений, присутствует узкий подводный каньон (рис. 1а).

Прибрежная группа проявлений КВВ связана с областью повышенных значений критерия tidal body force (рис. 7в). Можно предположить, что КВВ могут образовываться в результате дезинтеграции ВПВ. Согласно [20], в прибрежной области были зарегистрированы полусуточные ВПВ с амплитудами от 1 до 5 м в зависимости от фазы сизигийно-квадратурного цикла, на фоне которых регистрируются короткопериодные ИВВ с амплитудами до 6 м. Короткопериодные волны интенсифицируются при переходе от большой воды к малой. Наличие ВПВ и ИВВ в данных измерений может являться дополнительным подтверждением выявленного механизма генерации КВВ в прибрежной зоне.

В Авачинском заливе подавляющая часть проявлений КВВ находится в области повышенных значений критерия tidal body force (рис. 7г). Наиболее вероятным механизмом генерации КВВ является дезинтеграция ВПВ в условиях нелинейности. Подтверждением данного вывода служит наличие выраженных ВПВ в записях колебаний температуры, а также докритический режим приливного течения. Однако вызывает вопрос отсутствие проявлений КВВ в области генерации ВПВ на шельфе поблизости Кроноцкого залива (см. рис. 7г), несмотря на обеспеченность данного района спутниковыми снимками. В работе [45] отмечается, что в Кроноцком и Авачинском заливах в поле фоновых непериодических течений могут присутствовать крити-

ческие зоны, приводящие к захвату волн. Среднемесячная скорость непериодических течений на границе шельфа в области полуострова Шипунский по данным реанализа достигает в сентябре 2018 года 70 см/с. Вполне вероятно, что данная зона может быть “барьером” для распространения внутренних волн. Что касается глубоководной части залива, здесь регистрируется малое количество проявлений КВВ. Их положение хаотично и не связано с областями повышенных значений tidal body force (рис. 7в). Можно предположить, что они возникают при взаимодействии меандров Камчатского течения, которые широко распространены в данном районе [46], с мелко залегающим пикноклином. Такой механизм генерации был описан в [47].

Полученные результаты справедливы для рассматриваемых локальных областей Баренцева моря и Курило-Камчатского региона. Возникает вопрос, характерны ли различия в характеристиках КВВ и справедливы ли выводы о механизмах генерации для Баренцева моря и Курило-Камчатского региона в целом?

По результатам анализа архива из более чем 4000 РЛИ за 2019 год для Баренцева моря и Курило-Камчатского региона были выявлены районы регулярной встречаемости проявлений КВВ. На рис. 8 приведены карты частоты встречаемости, которая рассчитывалась как отношение количества проявлений КВВ к количеству РЛИ в ячейках с размером 0.46° по долготе и 0.32° по широте для акватории Курило-Камчатского региона и 1° по долготе и 0.3° по широте для Баренцева моря. Частота встречаемости была нормализована на максимум.

Проявления КВВ на РЛИ обнаружены в Баренцевом море с июня по сентябрь 2019 года, а на акватории Курило-Камчатского региона – практически в течении всего года. Наряду с другими, районы измерений около мыса Святой Нос в Баренцевом море и около мыса Шипунский в Курило-Камчатском регионе являются районами регулярной встречаемости проявлений. Прояснить различия характеристик и механизмов генерации КВВ на столь различных по рельефу дна регионах помогут дальнейшие исследования с применением комплексного подхода с прямым сопоставлением данных синхронных контактных и спутниковых наблюдений, а также результаты моделирования.

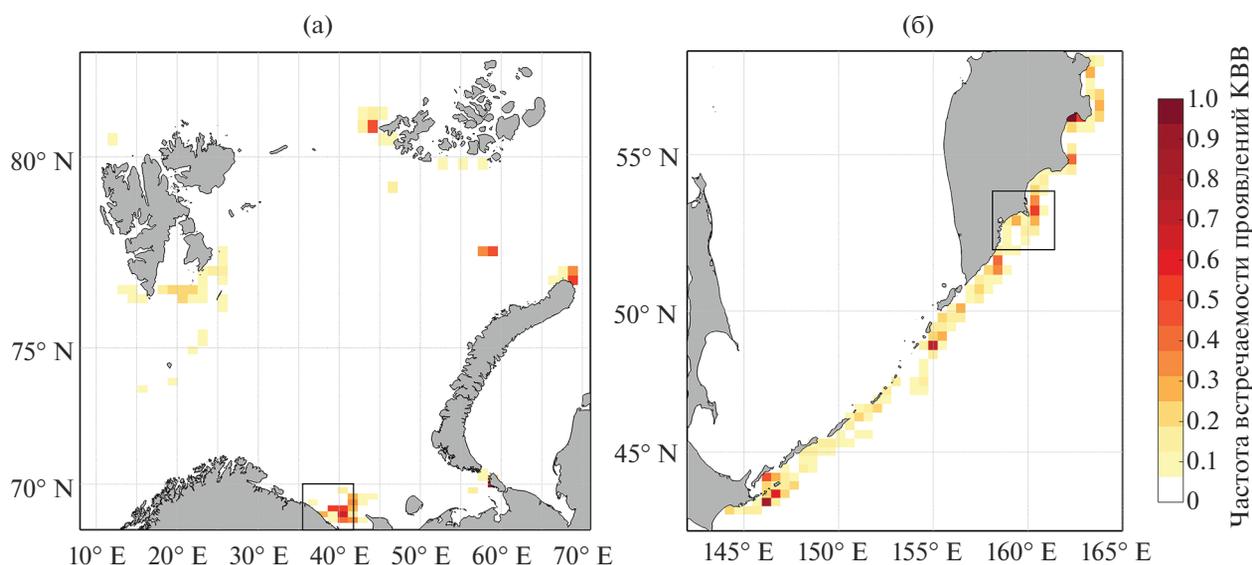


Рис. 8. Нормализованная частота встречаемости проявлений КБВ: (а) в Баренцевом море; (б) на акватории Курило-Камчатского региона. Прямоугольником отмечены районы контактных измерений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате работы были продемонстрированы различия характеристик КБВ в районах с интенсивной приливной динамикой в Баренцевом море и Авачинском заливе. В Баренцевом море в районе неоднородностей рельефа дна со средней глубиной около 100 м по контактными данным доминируют короткопериодные колебания с максимальной амплитудой 4 м. Расчет ожидаемых амплитуд волн показал, что 1 раз за месяц может наблюдаться ИВВ с амплитудой 5 м. В Авачинском заливе, где присутствует узкий мелководный шельф и крутой материковый склон, на фоне полусуточных внутренних волн регистрируются ИВВ с амплитудой до 8 м, а один раз в месяц можно ожидать ИВВ с амплитудой до 12 м. В Авачинском заливе короткопериодные колебания имеют более высокую энергию, чем в Баренцевом море, и превышают энергию теоретического спектра Гаррета-Манка.

Как в Баренцевом море, так и в Авачинском заливе направления распространения находятся в довольно узком диапазоне изменчивости, что может указывать на доминирование одного из механизмов генерации КБВ.

Было показано, что приливная динамика в Баренцевом море интенсивнее, чем в Авачинском заливе. В Баренцевом море по всему рассматриваемому региону наблюдаются высокие скорости течений от 40 см/с. Для Авачинского залива была впервые продемонстрирована структура и энергетика баротропного прилива

по данным современного глобального атласа ТРХО9. Было выявлено, что на акватории Авачинского залива приливные скорости течения незначительны, и лишь над материковым склоном и континентальным шельфом в окрестностях м. Шипунский они усиливаются до значений 20–30 см/с. Можно предположить, что данная область является зоной “фокусирования” приливной энергии, вероятно именно это нашло отражение в наблюдаемых оценках спектра короткопериодных колебаний.

По данным анализа критериев генерации внутреннего прилива с привлечением приливного атласа ТРХО9 были выявлены возможные механизмы генерации КБВ. В Баренцевом море наиболее вероятным механизмом генерации является образование КБВ при обтекании приливным потоком неоднородностей рельефа дна по типу запрепятствованных волн. В Авачинском заливе вероятен механизм дезинтеграции ВПВ в пакеты КБВ.

Анализ значительного массива спутниковых данных показал, что рассматриваемые районы являются зонами регулярной встречаемости проявлений КБВ. Более детально изучить механизмы генерации КБВ в областях их частой встречаемости помогут исследования в других районах Баренцева моря и тихоокеанского шельфа Курило-Камчатского региона, выделенных по спутниковым данным.

Данная работа выполнена в рамках государственного задания № FMWE-2021-0014 (обработ-

ка данных контактных измерений) и гранта РФФИ № 20-35-90054 Аспиранты (обработка спутниковых данных и анализ критериев генерации внутреннего прилива).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Merrifield M.A., Holloway P.E., & Johnston T.M. The generation of internal tides at the Hawaiian Ridge // *Geophysical Research Letters*. 2001. V. 28. № 4. P. 559–562.
- Jachec S.M., Fringer O.B., Gerritsen M., & Street R.L. Numerical simulation of internal tides and the resulting energetics within Monterey Bay and the surrounding area. *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. L12605.
- Alford M.H., MacKinnon J.A., Zhao Z., Pinkel R., Klymak J.M., & Peacock T. Internal waves across the Pacific // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. L24601.
- Xie X., Cuypers Y., Bouruet-Aubertot P., Ferron B., Pichon A., Lourenço A., & Cortes N. Large-amplitude internal tides, solitary waves, and turbulence in the central Bay of Biscay // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 2748–2754.
- Subeesh M.P., Unnikrishnan A.S., Francis P.A. Generation, propagation and dissipation of internal tides on the continental shelf and slope off the west coast of India // *Continental Shelf Research*. 2021. V. 214. 104321.
- Purwandana A., Cuypers Y., Bouruet-Aubertot P. Observation of internal tides, nonlinear internal waves and mixing in the Lombok Strait, Indonesia // *Continental Shelf Research*. 2021. V. 216. 104358.
- Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана. СПб: Гидрометеиздат, 1992. 272 с.
- Сабинин К.Д., Серебряный А.Н., Назаров А.А. Интенсивные внутренние волны в Мировом Океане // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 6. С. 805–810.
- Lee J.H., Lozovatsky I., Jang S.-T., Jang C.J., Hong C.S., and Fernando H.J.S. Episodes of nonlinear internal waves in the northern East China Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L18601.
- Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В., Сабинин К.Д. Внутренние волны на материковом и островном шельфах открытого океана: сравнительный анализ на примере наблюдений на Нью-Йоркском и Гавайском шельфах // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2010. Т. 46. № 5. С. 694–702.
- Shroyer E.L., Mout J.N., & Nash J.D. Nonlinear internal waves over New Jersey's continental shelf // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116. C03022.
- Талипова Т.Г., Пелиновский Е.Н., Куркин А.А., Куркина О.Е. Моделирование динамики интенсивных внутренних волн на шельфе // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50. № 6. С. 714–722.
- Fer I., Koenig Z., Kozlov I.E., Ostrowski M., Rippeth T.P., & Padman L., et al. Tidally forced lee waves drive turbulent mixing along the Arctic Ocean margins // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. e2020GL088083.
- Lucas A.J., Franks P.J.S., Dupont C.L. Horizontal internal-tide fluxes support elevated phytoplankton productivity over the inner continental shelf // *Limnology and Oceanography: Fluids and Environments*. 2011. V. 1. P. 56–74.
- Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П. Внутренние волны и их биологические эффекты в шельфовой зоне моря // *Вестн. Дальневосточного отделения РАН*. 2012. Т. 6. С. 22–31.
- Garwood J.C., Musgrave R.C., Lucas A.J. Life in internal waves // *Oceanography*. V. 33. № 3. P. 38–49.
- Бондур В.Г., Серебряный А.Н., Замишин В.В. Регистрация косяков рыб, привлекаемых солитонами интенсивных внутренних волн // *Доклады РАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 492. № 2. С. 94–98.
- Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Сандвен С. Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010. № 3. С. 60–69.
- Свергун Е.И., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Жегулин Г.В., Романенков Д.А., Коник А.А., Козлов И.Е. Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне Баренцева моря по данным контактных и спутниковых наблюдений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13. № 4. С. 78–86.
- Лавренов И.В., Морозов Е.Г. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 363 с.
- Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Зубкова Е.В., Атаджанова О.А., Зимин А.В., Романенков Д.А., Шапрон Б., Мясоедов А.Г. Районы генерации нелинейных внутренних волн в Баренцевом, Карском и Белом морях по данным спутниковых РСА измерений // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2014. Т. 11. № 4. С. 338–345.
- Талипова Т.Г., Куркина О.Е., Терлецкая Е.В., Куркин А.А., Рувинская Е.А. Моделирование внутренних волн в прибрежной зоне Баренцева моря // *Экологические системы и приборы*. 2014. № 3. С. 26–38.
- Дикинис А.В. Иванов А.Ю., Карлин Л.Н., Мальцева И.Г., Маров М.Н., Неронский Л.Б., Рамм Н.С., Фукс В.Р., Авенариус И.Г., Березин Н.П., Дудкин С.Ю., Зайцев В.В., Леонтьев Е.В., Рынская А.К., Степанов П.В., Федосеева Н.В. Атлас аннотированных радиолокационных изображений морской поверхности, полученных космическим аппаратом “Алмаз-1”. М.: ГЕОС, 1999. 119 с.
- Jackson C.R. An Atlas of Internal Solitary-like Waves and their Properties. Alexandria: Global Ocean Associates, 2004. 560 p.

25. Pao H.P., He Q. Generation and Transformation of Intense Internal Waves on Shelves // COAA Scientific Workshop, The University of Maryland, Collage Park, July 13, 2002.
26. Svergun E.I., Zimin A.V. Characteristics of Short-Period Internal Waves in the Avacha Bay Based on the In Situ and Satellite Observations in August-September, 2018 // Physical Oceanography. 2020. V.27. № 3. P. 278–289.
27. Sabinin K.D., Serebryany A.N. “hot spots” in the field of internal waves in the ocean // Acoustical Physics. 2007. V. 53. № 3. P. 357–380.
28. Жегулин Г.В., Зимин А.В., Родионов А.А. Анализ дисперсионных зависимостей и вертикальной структуры внутренних волн в Белом море по экспериментальным данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9. № 4. С. 47–59.
29. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Б.Х. Глуховского. // Л.: Гидрометеоиздат. 1990, 281 с.
30. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Oceanic Atmos. Technol. 2002. V. 19. P. 183–204.
31. Иванов В.А., Пелиновский Е.Н., Талипова Т.Г. Частота повторяемости интенсивных внутренних волн. // Доклады АН СССР. 1991. Т. 318, № 6. С. 1470–1471.
32. Серебряный А.Н. Внутренние волны в прибрежной зоне приливного моря // Океанология. 1985. Т. 25. № 5. С. 744–751.
33. Garret C.G.R., Munk W.H. Space-time scales of internal waves. J. Geophys. Res. 1975. V. 180. № 3. P. 291–297.
34. Зимин А.В., Романенков Д.А., Козлов И.Е., Шапрон Б., Родионов А.А., Атаджанова О.А., Мясоедов А.Г., Коллар Ф. Короткопериодные внутренние волны в Белом море: оперативный подспутниковый эксперимент летом 2012 г. // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 41–55.
35. Baines P.G. On internal tide generation models // Deep Sea Res. 1982 Part A. V. 29 № 3. P. 307–338.
36. Pichon A., Morel Y., Baraille R., & Quaresma L. Internal tide interactions in the Bay of Biscay: Observations and modelling // Journal of Marine Systems 2013. V. 109–110. P. S26–S44.
37. <https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ngdc.mgg.dem:316>.
38. https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030/INFORMATION.
39. Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K. Baroclinic Tides: Theoretical Modelling and Observational Evidence. New York: Cambridge University Press, 2005. 351 p.
40. Jackson C.R., da Silva J.C.B., Jeans G. The generation of nonlinear internal waves // Oceanography. 2012 V. 25. P. 108–123.
41. Богданов К.Т. Приливные явления в Тихом океане. М.: Наука, 1994. 143 с.
42. Калле К. Общее мореведение (Введение в океанографию) / Пер. В.Ю. Веспе; Под ред. А.О. Шпайхера. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1961. 461 с.
43. Azevedo A., da Silva J.C.B., New A.L. On the generation and propagation of internal solitary waves in the southern Bay of Biscay // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2006. V. 53. P. 927–941.
44. Морозов Е.Г., Козлов И.Е., Шука С.А., Фрей Д.И. Внутренний прилив в проливе Карские ворота // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 13–24.
45. Lavrova O.Y., Sabinin K.D., Badulin S.I. Radar observation of internal wave and current interactions // IEEE 1999 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS'99. 1999. P. 159–161.
46. Rogachev K.A., Shlyk N.V. Characteristics of the Kamchatka Current Eddies // Russ. Meteorol. Hydrol. 2019. V. 44. P. 416–423.
47. Lavrova O.Y., Mityagina M.I., Sabinin K.D. Study of internal wave generation and propagation features in non-tidal seas based on satellite synthetic aperture radar data // Dokl. Earth Sc. 2011. V. 436. P. 165–169.

Short-Period Internal Waves in the Shelf Areas with Intense Tidal Dynamics

E. I. Svergun^{1, 2, *}, A. V. Zimin^{1, 2}, D. A. Romanenkov¹, and E. V. Sofina^{1, 3}

¹Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences,
Nakhimovsky Prospekt, 36, Moscow, 117997 Russia

²Saint-Petersburg State University, Universitetskaya Embankment, 7/9, Saint Petersburg, 199034 Russia

³Russian State Hydrometeorological University, Voronezhskaya Street, d. 79, Saint Petersburg, 192007 Russia

*e-mail: Egor-svergun@yandex.ru

The paper compares the characteristics of short-period internal waves and the mechanisms of their generation in the southwestern part of the Barents Sea and the Avacha Bay of the Pacific Ocean on the basis of data from in situ measurement, satellite observations and a modern global barotropic tidal model. Comparison of the results of contact measurements revealed that in the Barents Sea, in the area of alternating inhomogeneities of the bottom relief with an average depth of about 100 m, weakly nonlinear short-period internal waves with a maximum amplitude of 4 meters dominate in the contact data. In the Avacha Bay, where there is a narrow shallow shelf and a steep continental slope, strongly nonlinear intense internal waves with an amplitude

of up to 8 meters are recorded against the background of semidiurnal internal waves. According to satellite data, it was revealed that larger packets of short-period wave manifestations were recorded in the Barents Sea than in the Avacha Bay, both the wavelength and the length of the leading crest. The directions of propagation of wave manifestations in the areas under study are characterized by a narrow range of variability, which may indicate the dominance of one generation mechanism. Analysis of the TPXO9 atlas data showed the similarity of the spatial structure of a semidiurnal tidal wave in the Barents Sea and in the Avacha Bay, but the maximum velocity of tidal currents in the Barents Sea is more than thrice higher than in the Avacha Bay. Assessment of the generation criteria for the internal tide revealed that in the Barents Sea, in the vicinity of the contact measurement area, short-period internal waves are generated by the lee-wave mechanism, and in the Avacha Bay – during the disintegration of the internal tide.

Keywords: short-period internal waves, in situ measurements, satellite observations, baroclinic tide, TPXO9, Barents Sea, Avacha Bay

УДК 532.5:534.143

АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ И МЕХАНИЗМА ГЕНЕРАЦИИ ВНУТРЕННИХ ВОЛН СУБМЕЗОМАСШТАБНЫМ ВИХРЕМ В РАЙОНЕ МОЗАМБИКСКОГО ПРОЛИВА

© 2022 г. Е. А. Марчук^{а, *}, И. П. Чунчuzов^{а, **}, И. А. Репина^а, У. М. Йоханнесен^б^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжёвский переулок, 3, Москва, 119017 Россия^бНаучное общество Нансена, Берген, 5006 Норвегия*e-mail: murchuk-ekaterin@mail.ru**e-mail: igor.chunchuzov@gmail.com

Поступила в редакцию 06.05.2022 г.

После доработки 05.08.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

В статье исследуется возможный механизм возникновения спиралевидных структур вокруг субмезомасштабного вихря (число Россби $Ro \sim 5$), обнаруженного 22 сентября 2017 г. с помощью анализа РСА-снимка (Sentinel-1A) района океана вблизи Мозамбикского пролива в Африке. Приводится модельный расчет формы волновых линий постоянной фазы (гребней) захваченных внутренних волн в устойчиво-стратифицированном слое термоклина океана, генерируемых движущимися турбулентными неоднородностями плотности и скорости течения внутри вихря. Формы расчетных волновых линий постоянной фазы внутренних волн сравниваются с формой спиралевидных полос на снимке вихря для подтверждения гипотезы авторов о том, что вихри могут генерировать внутренние волны. Анализируются также параметры (вариации интенсивности отраженного радиолокационного сигнала, их спектры и горизонтальные периоды) полосатой спиралевидной структуры и для второго субмезомасштабного вихря диаметром порядка 5 км, обнаруженного на снимке от 25 сентября 2017 г. и имеющего противоположное направление циркуляции течения внутри вихря по сравнению с течением внутри вихря на снимке от 22 сентября 2017.

Ключевые слова: вихреобразование, субмезомасштабные вихри, внутренние волны, волновые линии

DOI: 10.31857/S0002351522060104

1. ВВЕДЕНИЕ

Внутренние волны в океане оказывают существенное влияние на его циркуляцию и перемещение [1–4]. Одним из малоизученных источников внутренних волн, наряду с другими источниками, такими как нестационарное обтекание приливным течением топографии дна, флуктуации атмосферного давления, фронты океанических течений, являются вихри в океане.

Несмотря на то, что численному моделированию генерации внутренних и инерционно-гравитационных волн вихрями с разными пространственными масштабами и структурой (эллиптические, дипольные и монополярные вихри) посвящено немало работ [4–9], в настоящее время имеются только единичные случаи наблюдения генерации внутренних волн вихрями [10–11]. Именно поэтому, анализ и интерпретация спутниковых снимков и обнаружение на них вихрей

одновременно с внутренними волнами в разных частях океана актуальны с точки зрения выяснения реального механизма генерации внутренних волн вихрями и определения связи параметров внутренних волн (длин волн, формы гребней и их фазовой скорости распространения) с параметрами течения самого вихря (масштаб, азимутальная скорость течения и ее сдвиги).

В последнее время интенсивно изучается влияние так называемых спиральных вихрей на динамику океана, однако проблема заключается в объяснении их структуры [12–14]. Манк в [12] показал, что изначальная неустойчивость горизонтального сдвига вихревого течения приводит в конечном итоге к образованию цепочки вихревых структур течения типа “кошачьих глаз” со спиралевидными линиями тока, напоминающих систему спиральных вихрей, обнаруживаемых на спутниковых снимках. Сами линии тока получа-

лись из решений уравнений движения несжимаемой, невращающейся (параметр Кориолиса $f = 0$) или вращающейся (f не равен нулю) жидкости, но с постоянной плотностью. Следует заметить, что из-за отсутствия в модели Манка устойчивой стратификации плотности жидкости [12], свойственной реальному океану, в ней не возникала генерация внутренних волн.

В [13] авторы показали, что часто наблюдаемые на спутниковых снимках циклонические спиральные вихри с масштабами порядка 10 км, могут возникать в результате развивающейся бароклинной неустойчивости циклонических течений. Путем численного моделирования возникновения таких вихрей, они показали связь их структуры с полосами сильных циклонических сдвигов и конвергенции течения. По мере усиления наиболее неустойчивой волны образуется узкая фронтальная зона сильного циклонического сдвига и конвергенции, усиливающаяся к поверхности океана. При достижении этой волной нелинейного режима, она закручивается, создавая спиральный вихрь с соответствующим растяжением фронтальной зоны. Пространственные и временные масштабы моделируемых в [13] вихрей оказались весьма близкими к соответствующим масштабам наблюдаемых спиральных вихрей.

В ряде работ по численному моделированию генерации спиралевидных структур вокруг вихрей с малым числом Россби, $Ro = V/(Lf) \ll 1$, (V и L – характерные скорость и пространственный масштаб течения, f – параметр Кориолиса), вихревое течение в начальный момент времени задавалось в состоянии геострофического равновесия с $Ro < 0.1$, а генерация спиралевидных инерционно-гравитационных волн (при постоянной частоте Брента–Вяйсяля N во всем слое океана) [8] или инерционных волн в однородном океане при $N = 0$ [9] происходила в результате нарушения этого баланса, вызванного нелинейностью уравнений движения стратифицированной и вращающейся среды. Само излучение этих волн носит спонтанный характер и аналогично излучению акустических волн турбулентными вихрями в соответствии с механизмом этого излучения, предложенным Лайтхиллом [5, 9, 15].

В отличие от упомянутых выше работ по численному моделированию генерации спиралевидных вихрей с $Ro \ll 1$, в [11] был предложен механизм генерации внутренних волн субмезомасштабными вихрями с $Ro > 1$. В этой работе предполагалось, что постоянно существующие турбулентные неоднородности скорости и плотности океанического течения переносятся (из-за адвекции) круговым течением вихря на его пери-

ферии, вызывая при этом нестационарные возмущения радиальной и вертикальной компонент скорости вихревого течения в окрестности этих неоднородностей. Такие возмущения в устойчиво стратифицированном океане приводят к генерации внутренних волн.

Настоящая работа посвящена исследованию связи между параметрами субмезомасштабных вихрей (характерными размерами, азимутальными скоростями) в северной части Мозамбикского пролива вблизи побережья Африки и характеристиками спиралевидных структур вокруг вихрей, выявленных с использованием РСА снимков, с целью объяснения возможного механизма генерации этих структур и проверки гипотезы о возможности генерации этими вихрями внутренних волн.

2. МЕТОДИКА

Выявление субмезомасштабных вихрей со спиралевидными полосами проводилось по данным РСА-снимков спутника Sentinel – 1 [11]. В качестве района исследования было выбрано восточное побережье Африки от мыса Рас-Хафун (полуостров Сомали) до Мозамбикской котловины. В данной работе будут рассмотрены два случая формирования субмезомасштабных вихрей, генерирующих спиралевидные полосы.

Регион Мозамбикского пролива был выбран не случайно. Изучение базы данных траекторий мезомасштабных вихрей AVISO (<https://www.aviso.altimetry.fr/>), анимированных данных поверхностных течений в океане и данных гидрофизических наблюдений (<https://www.nasa.gov/topics/earth/features/perpetual-ocean.html>) показало наличие мезомасштабных антициклонических вихрей (диаметром до 300–350 км), разделенных субмезомасштабными циклоническими вихрями (диаметром до 10–15 км) в северной части Мозамбикского пролива. Формирование самой вихревой структуры Мозамбикского течения требовало объяснения и изучалось в [16–17]. Многолетние гидрологические наблюдения долгоживущих мезомасштабных антициклонических вихрей в [17–18], движущихся на юг вдоль западной границы Мозамбикского пролива, и сравнение наблюдений с численным моделированием формирования этих вихрей в [19], позволили описать примерную структуру Мозамбикского течения, изображенную на рис. 1.

Распространение вихрей в Мозамбикском канале моделировалось в [19–21], а их временная изменчивость, перенос и возможные механизмы генерации изучались в [22–28]. В [5] было показа-

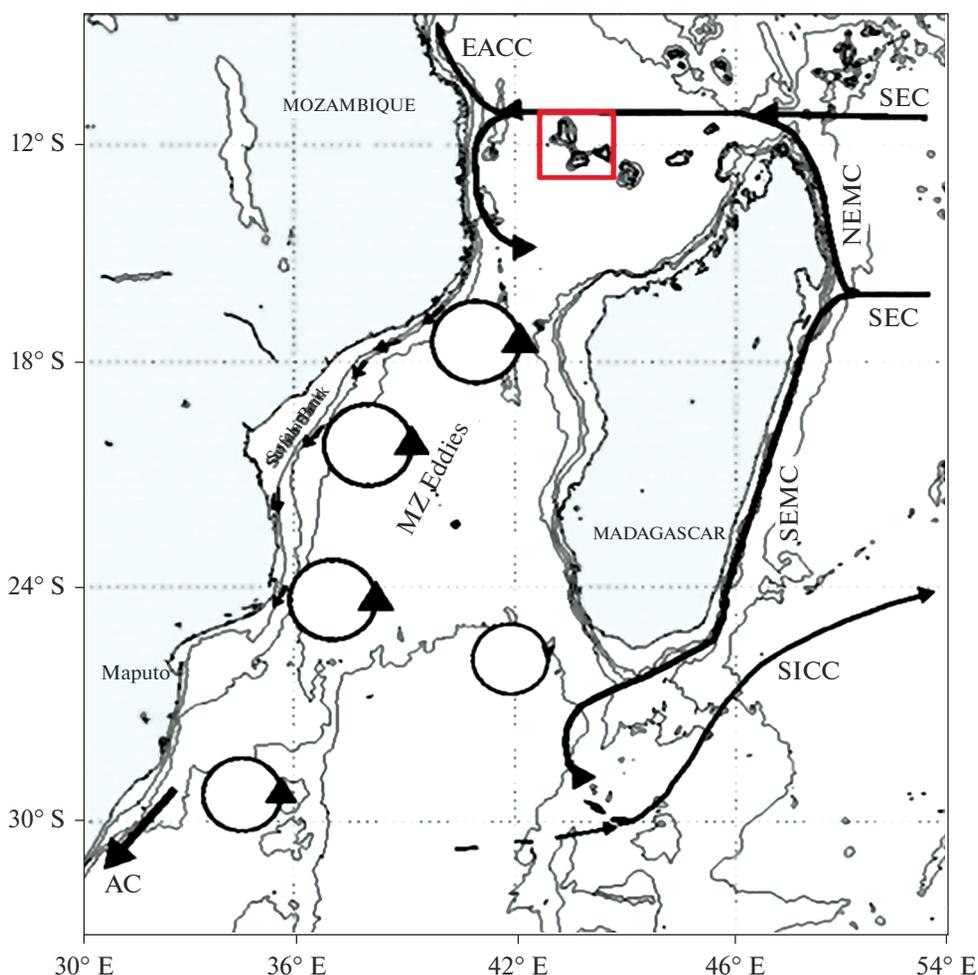


Рис.1 (воспроизведен из [19]). Основные океанографические особенности циркуляционной системы Мозамбикского пролива и района вокруг Мадагаскара. Южно-экваториальное течение (SEC), Северо-восточное Мадагаскарское течение (NEMC), Юго-Восточное Мадагаскарское течение (SEM), Восточноафриканское прибрежное течение (EACC), Южно-Индийское противотечение (SICC), течение мыса Игольного (AC) и квазипостоянные антициклонические вихри Мозамбикского пролива (MZ). Стрелки указывают направление потока. Циклические особенности представляют поле вихрей, по часовой стрелке для циклонических вихрей и против часовой стрелки для антициклонических вихрей. Фоновые контуры показывают изобаты на высотах 200, 1000, 2000 и 4000 м. Батиметрия, заштрихованная серым цветом, имеет глубину менее 200 м [19]. Красным квадратом выделена территория Коморских островов, которая является регионом исследования.

но на примере модели эллиптического вихря, что генерируемые им внутренние волны, уносят его энергию и момент количества движения, тем самым влияя на эволюцию во времени и диссипацию энергии вихревого движения. В то же время, каскадный процесс нелинейных взаимодействий внутренних волн определенных масштабов приводит к генерации волн более малых масштабов и, в конечном итоге, к обрушению волн и генерации мелкомасштабной турбулентности [2–3]. Проводимый ниже анализ механизма генерации внутренних волн вихрями важен для понимания каскадных процессов передачи энергии с помощью внутренних волн от мезомасштабных вихре-

вых движений к мелкомасштабной турбулентности. Эти процессы влияют как на перемешивание океана, так и установление спектра распределения энергии по масштабам этих движений.

На снимке от 22 сентября 2017 г. (рис. 2) виден субмезомасштабный вихрь вблизи сильного течения вдоль островов Нгазиджа и Мохели (Коморские острова). К вихрю (обведен квадратом) примыкает на его периферии периодическая полосатая структура спиралевидной формы (рис. 3). Расстояния между ближайшими спиралевидными полосами растут при удалении от центральной части вихря. Их оценка дает приближенные значения 2, 2.5 и 4 км, а диаметр центральной части

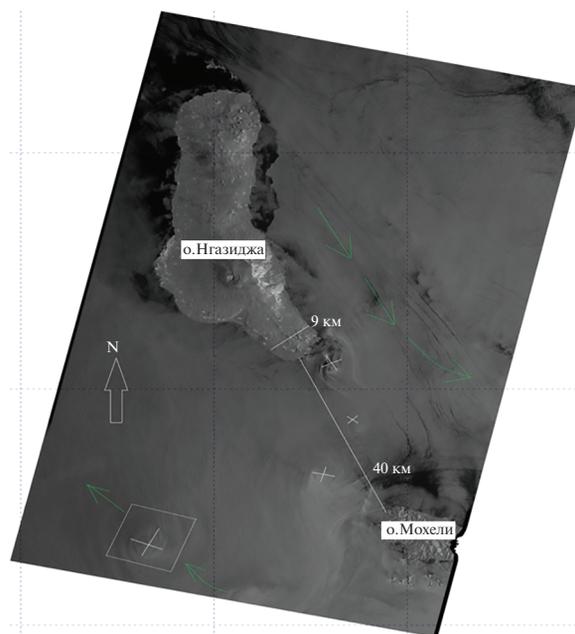


Рис. 2. Снимок (Sentinel-1, 22 сентября 2017 г.) субмезомасштабных вихрей вблизи сильного течения (направление указано стрелкой) вдоль островов Нгазиджа (Ngazidja) и Мохели (Mwali) (Коморские острова). Один из вихрей (внутри квадрата) имеет периодическую полосатую структуру спиральной формы на своей периферии.

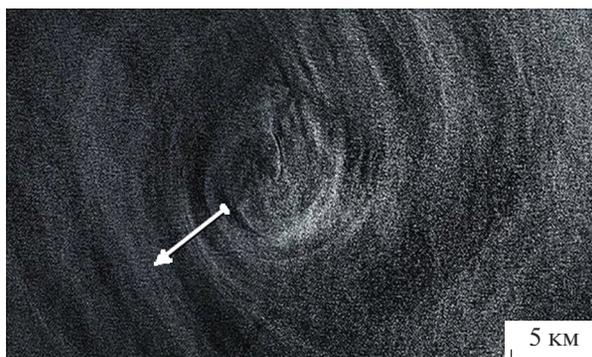


Рис. 3. Увеличенный в размере вихрь внутри квадрата на рис. 2. Полосатая структура на его периферии пересечена линией с указанным направлением, вдоль которой получена интенсивность отраженного сигнала в зависимости от расстояния r (см. ниже рис. 6, где начальное и конечное значения r соответствуют началу и концу показанной стрелки). Средняя светлая полоса, через которую проходит разрез, “расщеплена” на несколько более тонких светлых и темных полос, чередующихся с периодом порядка сотни метров и являющихся возможным проявлением внутренних волн. Чередующиеся темные и светлые полосы видны также и справа от центральной части вихря.

вихря составляет примерно 4 км. На одной из светлых спиралевидных полос, через которые проходит разрез на рис. 3, именно на средней полосе, заметно “расщепление” этой полосы на более тонкие светлые и темные полосы, чередующиеся с периодом порядка 100 м. Мы предполагаем, что эти тонкие светлые и темные полосы являются проявлением внутренних волн. На других светлых полосах, через которые проходит раз-

рез, такое “расщепление” неразлично. Однако, на вариациях интенсивности отраженного радиолокационного сигнала вдоль разреза, показанных ниже на рис. 6а, видно, что крупномасштабные колебания интенсивности с периодами порядка нескольких км, связанные с широкими спиралевидными полосами, содержат мелкомасштабные колебания с периодами порядка сотни метров. Справа от центральной части вихря на рис. 3 тоже

заметно чередование светлых и темных полос с периодом порядка нескольких сотен метров, которое мы тоже считаем возможным проявлением внутренних волн.

С целью поиска четких проявлений вихрей и определения их границ мы использовали методологию, описанную в статье [29] и методику выделения вихрей на поверхности океана, разработанную в работах [30, 31], которая заключалась в следующем:

- поиск и визуальное выделение на поверхности океана спиралевидных структур в виде чередующихся темных и светлых полос, которые продолжают также и за условными границами центральной части вихря;

- если спиралевидную структуру можно вписать в эллипс или круг, то она определялась, как принадлежащая вихрю;

- определялись два диаметра центральной части вихря (максимальный и минимальный) и их средний (средне-арифметический) диаметр.

Проводившиеся в разные годы (с 1996 по 2000 гг.) измерения скорости течения в зависимости от времени на разных глубинах океана (до 250 м) в регионе Мозамбикского пролива обнаруживали повороты вектора скорости течения при прохождении антициклонных вихрей через датчики измерений [28]. Как следует из рис.7 и 8 в [28], при таких поворотах вектора скорости временные изменения компонент скорости относительно их средних значений лежали в интервале 0.1–1 м/с.

Следует заметить, что исследуемые вихри находятся вблизи экватора на широтах (12° – 12.5° ю.ш.), для которых параметр Кориолиса $f = (3.0\text{--}3.2) \times 10^{-5}$ рад/с, поэтому оценка числа Россби для вихревого течения с радиусом $L=2$ км и азимутальной скоростью $V=0.3$ м/с дает значения $Ro = V/(Lf) = 4.5\text{--}5$. Подобные субмезомасштабные вихри с $Ro > 1$ и полосатой структурой спиралевидной формы наблюдались в разных частях океана [32]. Пространственная структура течения в одном из таких вихрей подробно анализировалась с помощью его инфракрасного снимка в [32]. Восстановленная в [32] азимутальная скорость течения достигала на периферии вихря значений 0.3–0.4 м/с. Возможный механизм генерации спиралевидных полосатых структур вокруг субмезомасштабного вихря был дан в [11]. В последней работе учитывалось, что реальное вихревое течение является изначально турбулентным и содержит случайные неоднородности скорости течения, температуры и плотности разных горизонтальных и вертикальных масштабов. Ад-

векция этих неоднородностей круговым течением вихря с азимутальной скоростью, зависящей от расстояния от центра вихря, вызывает нестационарные возмущения в радиальной компоненте скорости течения вблизи периметра вихря, где азимутальная скорость максимальна, и вертикальные смещения частиц среды в тонком слое высокой статической устойчивости вблизи поверхности океана (термоклине). Эти нестационарные смещения в ограниченной области устойчиво-стратифицированной среды, окружающей движущуюся неоднородность, приводят к генерации внутренних волн, расходящихся от этой области.

Если азимутальная скорость течения превышает фазовую скорость внутренних волн, то внутренние волны расходятся от движущегося источника подобно тому, как корабельные волны расходятся от движущегося корабля. Таким образом, в [11] было показано, что спиралевидные полосы вокруг вихря могут быть следом на поверхности океана спиралевидных гребней внутренних волн, расходящихся от их источников, движущихся вместе с круговым вихревым движением. Изложенный выше механизм генерации внутренних волн будет применен в настоящей статье для объяснения возникновения спиралевидных полос вокруг субмезомасштабного вихря в Африке (на рис. 3).

3. МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМЫ ВОЛНОВЫХ ГРЕБНЕЙ ВНУТРЕННИХ ВОЛН, ГЕНЕРИРУЕМЫХ ДВИЖУЩИМИСЯ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ПЛОТНОСТИ НА ПЕРИФЕРИИ ВИХРЯ

Круговая циркуляция ограниченных по размеру неоднородностей плотности или температуры внутри вихря на некоторой глубине устойчиво-стратифицированного океана генерирует след в виде гребней внутренних волн. При прямолинейном движении источника (неоднородности с более высокой плотностью по сравнению со средней плотностью окружающей среды) со скоростью, например, $V=0.3$ м/с, которая предполагается превышающей фазовые скорости внутренних гравитационных мод в термоклинном волноводе (это предположение всегда справедливо при толщине слоя термоклина порядка 10 м и типичной частоте Брента–Вяйсяля в этом слое (см. [11]), формы волновых линий (гребней или ложбин) этих мод, подобны форме корабельных поверхностных волн от движущегося корабля (рис. 4а). Уравнения, описывающие форму линий постоянной фазы в трехслойной модели океана, исходящих от источника, движущегося по круговой траекто-

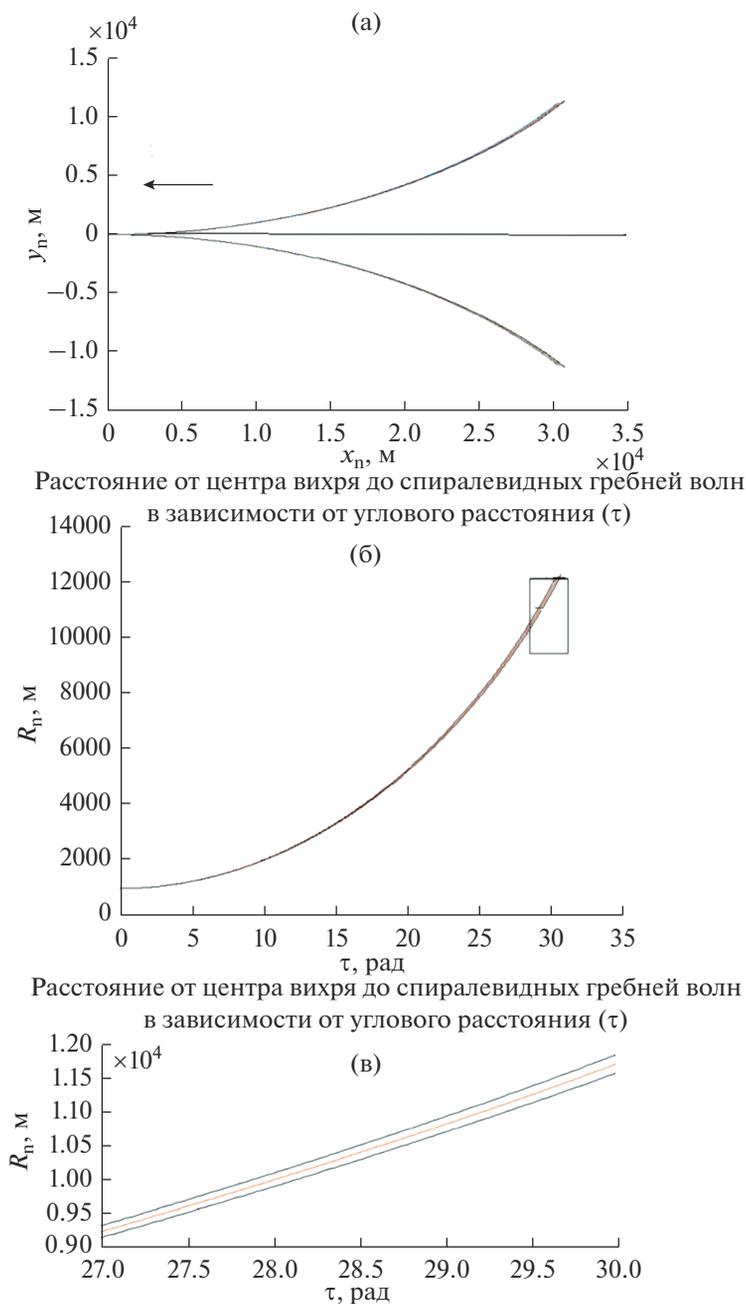


Рис. 4. (а) Формы волновых гребней от движущегося влево твердого тела в стратифицированном океане на глубине слоя термоклина; (б) Зависимость расстояния от центра вихря до волновых гребней от азимута (τ) и (в) Увеличенный фрагмент (квадрат) волновых линий, показывающий отдельные гребни с интервалом между ними (локальной длиной волны) порядка 100 м.

рии, были получены в [11] и приведены ниже в Приложении.

Гребни волн на рис. 4а (показано только три гребня) формировались в течение всего периода времени движения источника влево (32.4 ч), от начала его движения до момента прихода в точку $x = 0$ (начало координат).

Расчет линий постоянной фазы волн на рис. 4. проводился для трехслойной модели стратификации океана со скачком плотности на глубине слоя термоклина океана [11]. При круговом-же движении неоднородностей, на периферии вихря с максимальной азимутальной скоростью $V = 0.3$ м/с на расстоянии $R = 1$ км от его центра, форма гребней

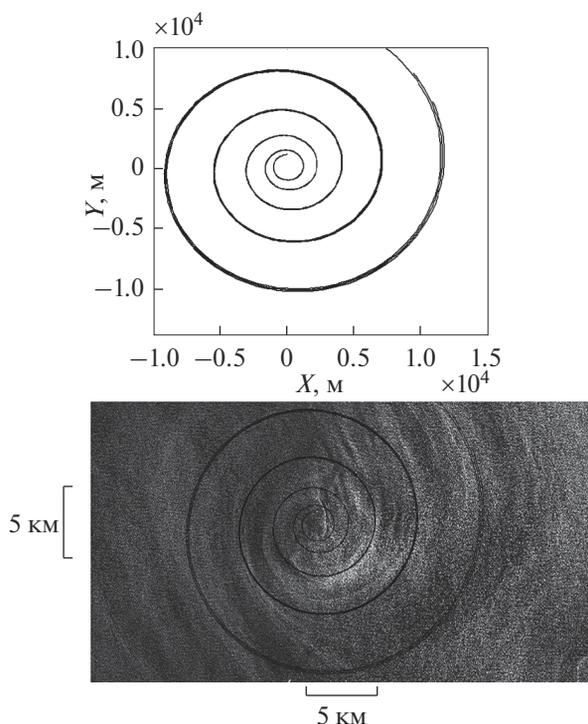


Рис. 5. Расчет формы волновых линий от движущегося источника внутренних волн с азимутальной скоростью $V = 0.3$ м/с на расстоянии $r = 1$ км от центра вихря (вверху) и сравнение расчетной формы волновых линий со спиралевидной полосатой структурой вихря на снимке (внизу).

становится спиралевидной (см. рис. 4б, в и рис. 5 вверху). Расстояние от центра вихря до витков спирали, где каждый виток содержит несколько гребней волны с локальной длиной волны ~ 100 м, показанных на рис. 4в, растет с увеличением углового расстояния (θ), пройденного неоднородностями за весь промежуток времени от начала движения. При этом растет расстояние между витками спирали, образующимися при последовательных полных оборотах источника по круговой траектории. Этот рост объясняет рост интервала между полосами спиралевидной структуры на снимке (рис. 5, внизу), которую мы совместили с расчетными волновыми линиями (сплошные линии). Отношение расстояния между последовательными витками спирали к их расстоянию от центра характеризуется параметром спиральности (см. формулу (3) и рис. 3 в [14]).

Следует отметить, что светлые полосы в правой верхней четверти изображения вихря на рис. 3 и 5 (внизу) имеют скорее форму прямых, а не спиралевидную форму. Это отличие, возможно, связано с наличием внешнего неоднородного течения, показанного стрелками на рис. 2, которое вызывает дифференциальную адвекцию разных частей вихревой структуры, деформируя его форму. Это влияние мы не учитывали в модели.

В отличие от рассматриваемого вихря с циклонической циркуляцией течения внутри него, большинство субмезомасштабных вихрей на южных широтах, описанных в [25], были антициклоническими.

В приведенных выше расчетах волновых линий азимутальная скорость $V \sim 0.3$ м/с была выбрана, исходя, во-первых, из типичных скоростей течения $V = 0.1-0.4$ м/с внутри субмезомасштабного вихря в [32], восстановленного из IR снимка вихря; во-вторых, из диапазона изменений проекций вектора скорости течения $0.1-1$ м/с при его поворотах в периоды прохождения вихрей через сеть измерений скорости течения вблизи Мозамбикского пролива [28], и, в третьих, при скорости в 0.3 м/с достигается удовлетворительное согласие формы и параметров моделируемой и наблюдаемой на снимке спиралевидной структуры вихря.

Чтобы оценить масштабы пространственных вариаций волнового поля в зависимости от расстояния r вдоль линии разреза на рис. 3, поперечной к полосатой спиралевидной структуре вихря, мы получили зависимость интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ (рис. 6а) и горизонтальный спектр сигнала $W(r)$ (рис. 6б). Обращает на себя внимание наличие квазипериодических вариаций $W(r)$ на рис. 6а с максимумами на расстояни-

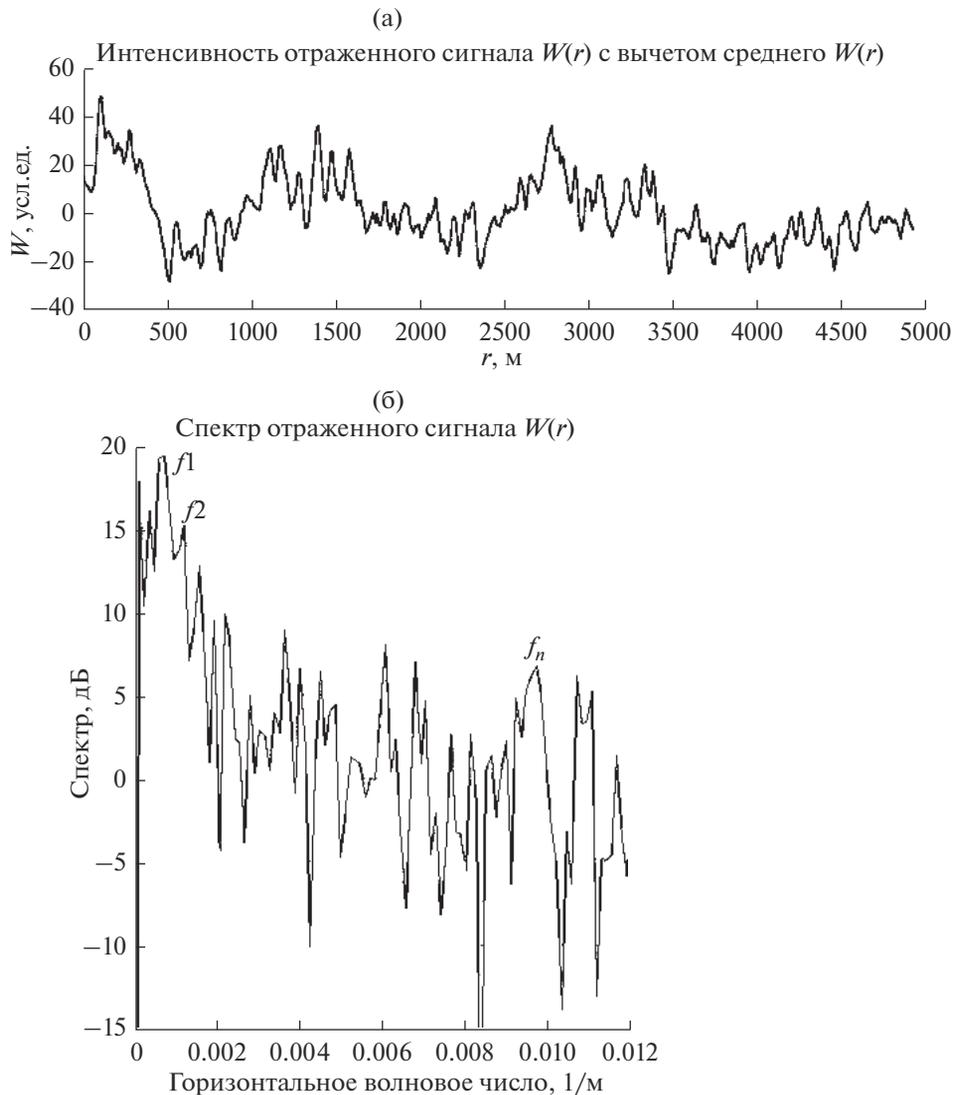


Рис. 6. Зависимость интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линии разреза на рис. 3, поперечной к полосатой спиралевидной структуре вихря (а) и горизонтальный спектр сигнала $W(r)$ (б), где $f = K/(2\pi)$, K – горизонтальное волновое число.

ях r примерно 100, 1500 и 2800 м, и минимумами на расстояниях 500, 2400 и 3900 м. Средний период этих вариаций порядка 1500 м. Однако, видны также квазипериодические вариации с гораздо более короткими периодами, которые можно обнаружить на спектре вариаций $W(r)$ на рис. 6б. Спектр показывает наличие спектральных максимумов при $f_1 = 0.0003 \text{ м}^{-1}$, $f_2 = 0.0006 \text{ м}^{-1}$, где $f = k/(2\pi)$, а k – горизонтальное волновое число. Наблюдаемые спектральные максимумы соответствуют горизонтальным масштабам 3 и 1.6 км, и сравнимы по величине с измеренными нами расстояниями между полосами спиралевидной структуры на изображении вихря. Кроме того, имеется максимум на высокой частоте $f_n = 0.008 \text{ м}^{-1}$, кото-

рому соответствует масштаб в 125 м, близкий к интервалу между соседними гребнями внутренних волн (на рис. 4в). Полученное нами согласие расчетной формы волновых линий внутренних волн и спиралевидной полосатой структуры на снимке говорит об адекватности разработанной нами модели генерации этой структуры.

В спектре (рис. 6б) имеются также другие спектральные максимумы, например, на комбинационной частоте $f_3 = f_1 + f_2 = 0.0009 \text{ м}^{-1}$ и других комбинационных гармониках с $f_1 = 0.0003$ и $f_2 = 0.0006 \text{ м}^{-1}$. Такие гармоники могут образовываться вследствие нерезонансных нелинейных взаимодействий указанных спектральных компо-

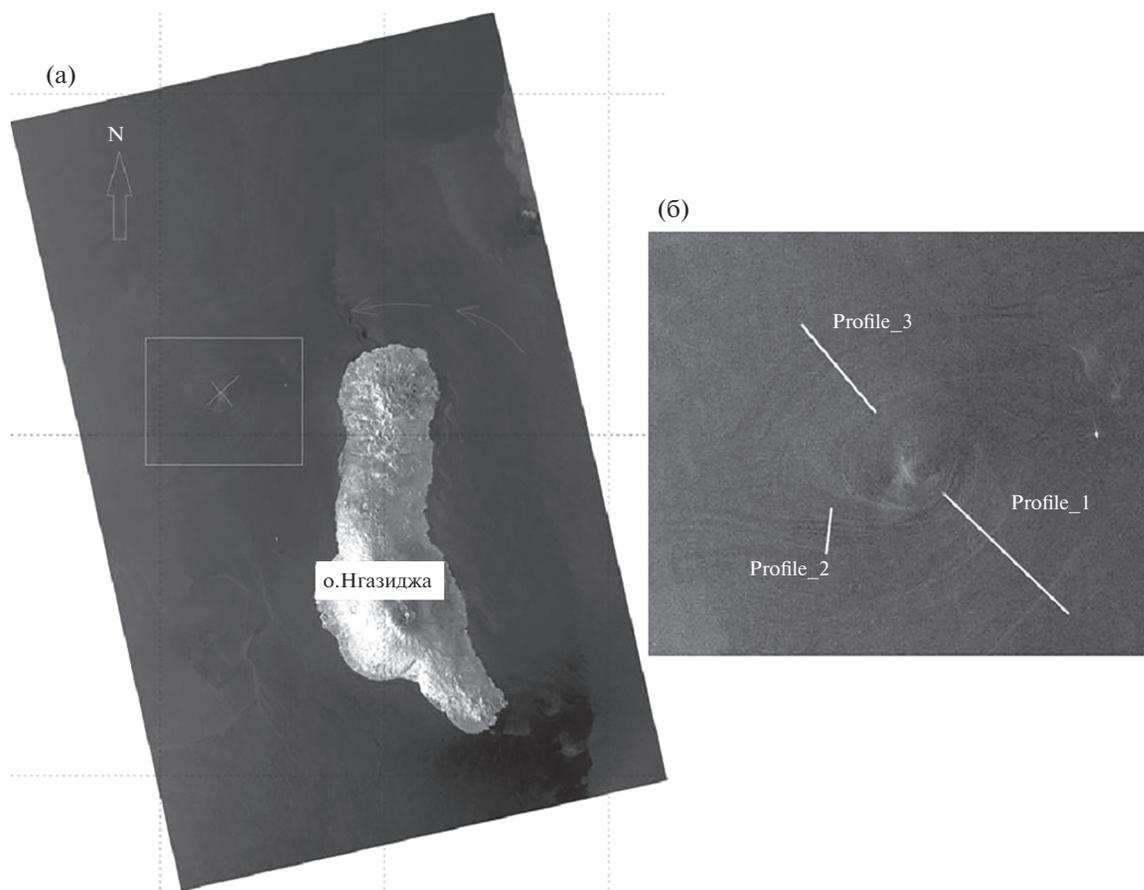


Рис. 7. Снимок субмезомасштабного вихря с диаметром около 5 км (внутри прямоугольника), обнаруженного 25 сентября в 15:28 ч. на широте около $11^{\circ}30'$ Ю.Ш. вблизи о. Нгазиджа (Ngazidja) (а) и этот-же вихрь, показанный в увеличенном масштабе (б). Показаны также разрезы (профили 1, 2 и 3) вдоль разных частей спиралевидной полосатой структуры.

нент f_1 , и f_2 , вызванных адвективной нелинейностью уравнений движения среды (связанной с нелинейным членом $(\vec{v}\nabla)\vec{v}$ в этих уравнениях). Нерезонансные взаимодействия внутренних волн с горизонтальными длинами волн порядка 100 м и с вертикальными масштабами менее 100 м приводят к каскадному процессу передачи волновой энергии в сторону более малых вертикальных масштабов, на которых происходит обрушение внутренних волн в мелкомасштабную турбулентность [33]. Благодаря процессам обрушения внутренних волн, генерируемых вихрями, эти волны являются некоторым промежуточным звеном в передаче энергии от субмезомасштабных вихрей к мелкомасштабной турбулентности, тем самым внося свой вклад в перемешивание океана.

На основании наших оценок расстояний между спиралевидными полосами на снимке вихря на рис. 3. (порядка 1–3 км) и наличия “расщепления” каждой полосы на более тонкие полосы с

интервалом между ними порядка 100 м (соответствующем частоте $f_n = 0.008 \text{ м}^{-1}$ в спектре $W(r)$), мы предположили, что такая “тонкая” чередующаяся структура полос разных масштабов может возникать в поле генерируемых вихрем внутренних волн и их гармоник, вызванных адвекцией волн переменными сдвигами течения, вызванными самими же волнами. При этом, вызванные волнами и их гармониками периодические вертикальные смещения частиц среды и модуляция концентраций пленочной примеси (сурфактанта) вблизи поверхности океана приводят к соответствующей модуляции подавления капиллярно-гравитационных волн и чередованию сликов разных масштабов. Заметим, что в модели интенсификации нитевидных структур-филаментов [34], переменные во времени горизонтальные сдвиги скорости течения, деформирующие его, задавались авторами определенным образом в начальном условии. Нелинейная адвекция возмущений

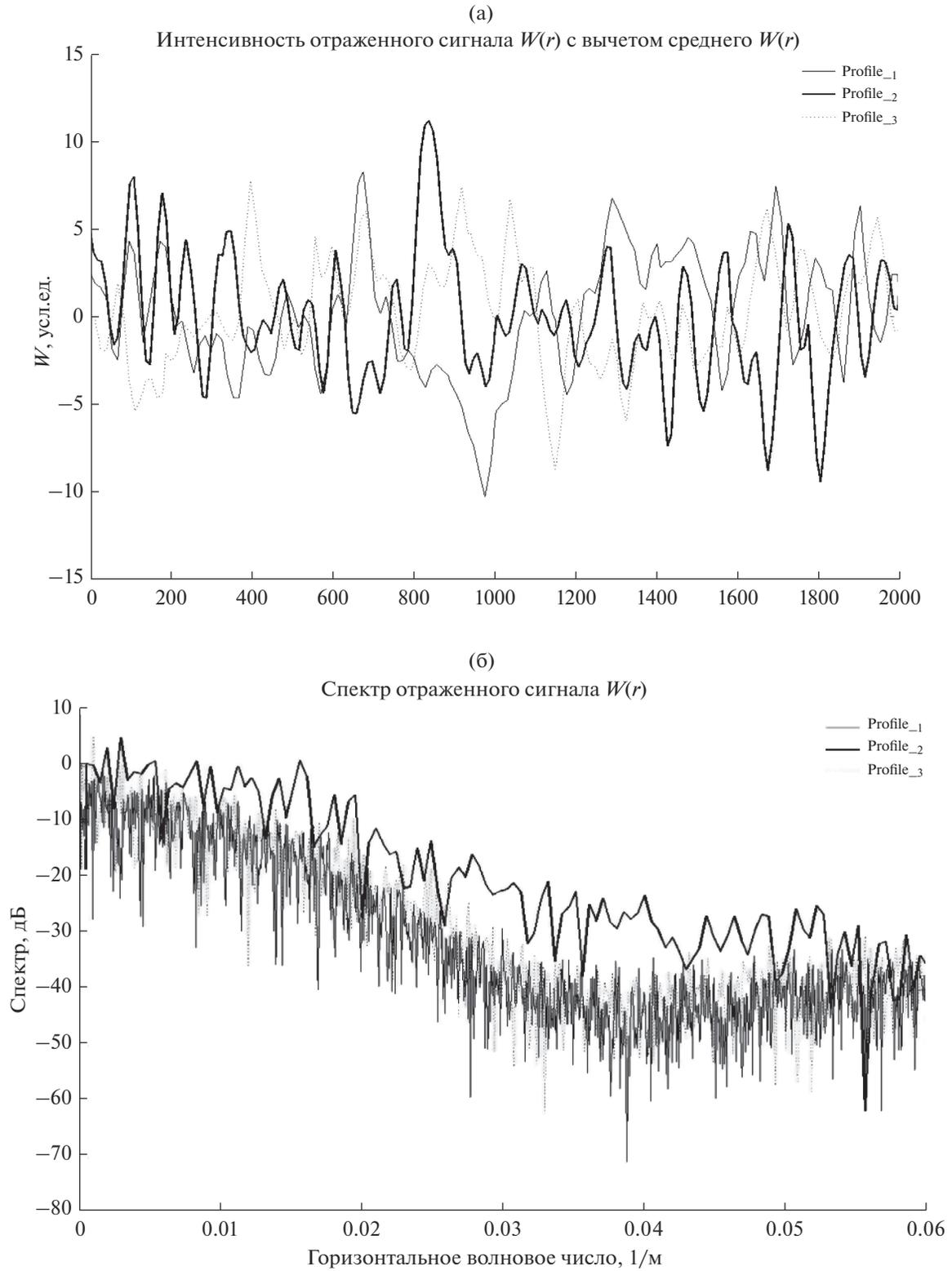


Рис. 8. Зависимости интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (профили 1–3) на рис. 7б, проведенных через разные части полосатой спиралевидной структуры вихря (а) и соответствующие им горизонтальные спектры сигнала $W(r)$.

течения приводила с течением времени к усилению его градиентов и интенсификации нитевидных структур. Однако, сами авторы отмечали, что поскольку они рассматривали только отдельные филаменты, у них не было простого объяснения механизма возникновения пространственного интервала между филаментами и периодичности их разделения.

4. СУБМЕЗОМАСШТАБНЫЙ ВИХРЬ ОТ 25 СЕНТЯБРЯ 2017 г.

Еще один субмезомасштабный вихрь диаметром порядка 5 км был обнаружен на снимке от 25 сентября 2017 г. вблизи о. Нгазинджа на широте около $11^{\circ}30'$ ю.ш. (рис. 7а). Этот-же вихрь показан в увеличенном масштабе на рис. 7б. Хорошо видна его полосатая структура спиралевидной формы, указывающая на антициклоническое направление циркуляции течения внутри этого вихря, противоположное к направлению течения в вихре на снимке от 22 сентября (на рис. 3 и 5). Показаны также разрезы вдоль разных частей полосатой структуры, для которых построены зависимости интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ от расстояния r вдоль линий разреза (рис. 8а) и соответствующие им горизонтальные спектры $W(r)$ (рис. 8б).

Все спектры содержат множественные спектральные максимумы, спадающие по интенсивности при уменьшении горизонтальных масштабов вариаций $W(r)$ от нескольких километров до десятков метров. Вклад в вариации $W(r)$ с периодами в сотни метров могут давать внутренние волны, генерируемые самим вихрем, и спектральные компоненты, образующиеся в результате нелинейных взаимодействий этих волн. Вызванные волнами квазипериодические вариации интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ определяются визуально для профиля 2 на рис. 7б, а также по соответствующему для этого профиля спектру на рис. 8б, содержащему спектральные максимумы на частотах $f = 0.004, 0.007$ и 0.008 м^{-1} или периодах в 250, 143 и 125 м, соответственно. Таким образом, проведенный здесь анализ двух снимков субмезомасштабных вихрей указывает на возможность генерации внутренних волн этими вихрями с волновыми гребнями спиралевидной формы вне зависимости от направления циркуляционного течения внутри них (циклонического или антициклонического).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе дано возможное объяснение механизма возникновения спиралевидных структур во-

круг субмезомасштабного вихря (число Россби $Ro \sim 5$), обнаруженного 22 сентября 2017 г. с помощью РСА-снимка (Sentinel-1). района океана вблизи Мозамбикского пролива в Африке. Показано, что спиралевидная форма полос на снимке вихря и характерные масштабы вариаций интенсивности отраженного сигнала в зависимости от расстояния от центральной части вихря, объясняются формой волновых линий (гребней) внутренних волн, генерируемых в устойчиво-стратифицированном слое термоклина океана турбулентными неоднородностями плотности (или температуры), движущимися вместе с круговым вихревым течением.

Полученный горизонтальный спектр вариаций интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ в зависимости от расстояния r вдоль линии разреза, поперечной к полосатой спиралевидной структуре вихря, показывает наличие спектральных максимумов на волновых числах $f_1 = 0.0003 \text{ м}^{-1}$, $f_2 = 0.0006 \text{ м}^{-1}$, соответствующих горизонтальным масштабам 3, 1.6 км. Эти масштабы сравнимы по величине с измеренными нами расстояниями между спиралевидными полосами структуры на изображении вихря. Кроме того, имеется максимум на высокой частоте $f_n = 0.008 \text{ м}^{-1}$, соответствующий масштабу в 125 м, близкому к расчетной нами длине волны внутренних волн (порядка 100 м). Полученное согласие расчетной формы линий постоянной фазы внутренних волн с формой спиралевидной полосатой структуры на снимке говорит об адекватности разработанной нами модели генерации этой структуры.

Параметры полосатой спиралевидной структуры были изучены также и для второго субмезомасштабного вихря диаметром порядка 5 км, который был обнаружен на снимке от 25 сентября 2017 г. на широте около $11^{\circ}30'$ Ю.Ш. Направление циркуляции течения внутри этого вихря оказалось противоположным направлению течения в вихре на снимке от 22 сентября 2017. Спектральный анализ вариаций интенсивности отраженного сигнала $W(r)$ вдоль разрезов, проведенных через разные части полосатой структуры вокруг вихря, выявил множественные спектральные максимумы, спадающие по интенсивности при уменьшении горизонтальных масштабов вариаций $W(r)$ от нескольких километров до десятков метров. Для одного из разрезов (профиль 2 на рис. 7б) периодические вариации интенсивности $W(r)$ с периодами в несколько сотен метров были обнаружены визуально и по спектрам этих вариаций. Вклад в вариации с периодами в сотни метров могут давать внутренние волны, генерируемые самим вихрем, и спектральные компоненты, образую-

щиеся в результате нелинейных взаимодействий этих волн. Проведенный здесь анализ двух снимков субмезомасштабных вихрей указывает на возможность генерации внутренних волн этими вихрями вне зависимости от направления циркуляционного течения внутри них (циклонического или антициклонического).

Данная работа была частично поддержана грантом Российского научного фонда (РНФ) №21-17-00021 (Раздел 2) и частично Научным Обществом Нансена (Раздел 3), которым авторы выражают свою благодарность.

ПРИЛОЖЕНИЕ. МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИНИЙ ПОСТОЯННОЙ ФАЗЫ ВНУТРЕННИХ ВОЛН, ГЕНЕРИРУЕМЫХ ВИХРЕМ

Уравнения, описывающие линии постоянной фазы (гребни и впадины волн) для внутренних волн в тонком (по сравнению с длиной волны) устойчиво-стратифицированном слое термоклина, который находится над нижним (придонным) слоем произвольной толщины h_0 , могут быть представлены в следующей параметрической форме [11]:

$$x_m = 2\pi m h_0 F^2 \cos^3(\varphi) [1 - F^2 \cos^2(\varphi) + 2 \operatorname{tg}^2(\varphi)] [1 - F^2 \cos^2(\varphi)]^{-2}, \quad (m = 1, 2, 3 \dots), \quad (\text{A1})$$

$$y_m = -x_m \operatorname{tg}(\varphi) [1 + F^2 \cos^2(\varphi)] [1 - F^2 \cos^2(\varphi) + 2 \operatorname{tg}^2(\varphi)]^{-1}, \quad (-\pi/2 < \varphi < \pi/2), \quad (\text{A2})$$

где $F = V/(g\varepsilon h_0)^{1/2}$ – число Фруда в нижнем слое океана толщиной h_0 , m -номера волновых линий (гребней) в текущий момент времени t , отсчитываемый от момента $t = 0$ начала движения источника влево со скоростью V (рис. 4а), а $\varepsilon \equiv -\Delta\rho/\rho$ – величина относительного скачка плотности в тонком слое термоклина с максимальной частотой Брента-Вяйсяля N (которая значительно превышает значения этой частоты в приповерхностном и придонном слоях океана).

Для параметров $\varepsilon = 6 \times 10^{-4}$, $h_0 = 100$ м, $V = 0.3$ м/с, выбранных в [11], число Фруда F было равно 0.39. Эти же значения V и F были выбраны и в нашем случае для расчета спиралевидных линий постоянной фазы (рис. 5 вверху), так как именно для этих значений были получены расчетные фазовые линии (показанные для $m = 100, 101, 102$), наиболее близкие по своей форме и параметрам к наблюдаемой спиралевидной полосатой структуре на снимке (рис. 5 внизу).

При переходе от прямолинейного движения волнового источника к его круговому движению со скоростью V вдоль круговой траектории радиу-

сом R удобно перейти от декартовых координат (x, y) произвольной точки, расположенной на небольшом расстоянии от периметра окружности, к ее криволинейным координатам (r, θ) с помощью следующего преобразования переменных: $r = R + y$, $\theta = x/R$. Тогда, уравнения (A1) и (A2) фазовых линий $x = x_m(\varphi)$, $y = y_m(\varphi)$, переходят в следующие уравнения в параметрической форме, записанные относительно параметра $\theta_m = x_m/R$ – углового расстояния, проходимого источником вдоль круговой траектории за время t от начала движения в момент $t = 0$:

$$X(\theta_m) = r \sin \theta = (R + y_m) \sin \theta_m, \quad (\text{A3})$$

$$Y(\theta_m) = r \cos \theta = (R + y_m) \cos \theta_m. \quad (\text{A4})$$

Фазовые линии (A3) и (A4) за пределами круговой траектории источника имеют спиралевидную форму (рис. 5 вверху), и для произвольного радиального направления от центра круга локальное расстояние между соседними фазовыми линиями увеличивается с ростом расстояния от него.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Eckart C.* Internal waves in the ocean // *Physics of Fluids*. 1961. V. 4. P. 791–799.
2. *Munk W.* Internal waves and small scale processes. In *Evolution of Physical Oceanography Scientific Surveys in Honor of Henry Stommel*. The MIT Press, Cambridge, 1981. P. 264–291.
3. *Miropolsky Yu.Z.* Dynamics of the Internal Gravity Waves in the Ocean. Springer-Science+Business Media B.V. 2001. 752 P.
4. *Wunsch C. and Ferrari R.* Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 2004. V. 36. P. 284–314.
5. *Plougonven R., Zeitlin V.* Internal gravity wave emission from a pancake vortex: An example of wave-vortex interaction in strongly stratified flows // *Phys. Fluids*. 2002. V. 14. P. 1259–1268. <https://doi.org/10.1063/1.1448297>
6. *Plougonven R., Snyder C.* Inertia-gravity waves spontaneously generated by jets and fronts. Part I: Different baroclinic life cycles // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64. P. 2502–2520.
7. *Shakespeare C.* Spontaneous generation of internal waves // *Phys. Today*. 2019. V. 72. P. 34–39. <https://doi.org/10.1063/PT.3.4225>
8. *Bo Zhao, Zhenhua Xu, Qun Li, Yang Wang, and Baoshu Yin* Transient generation of spiral inertia gravity waves from a geostrophic vortex // *Phys. Fluids*. 2021. V. 33. 032119. <https://doi.org/10.1063/5.0039786>
9. *Wang P., Özgökmen T.M.* Spiral inertial waves emitted from geophysical vortices // *Ocean Modelling*. 2016. V. 99. P. 22–42.
10. *Johannessen O.M., Sandven S., Chunchuzov I.P. and Shuchman R.A.* Observations of internal waves generated by an anticyclonic eddy: a case study in the ice edge

- region of the Greenland Sea // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2019. V. 71 (1).
11. *Chunchuzov I.P., Johannessen O.M. and Marmorino G.O.* A possible generation mechanism for internal waves near the edge of a submesoscale eddy // *Tellus a: Dynamic meteorology and oceanography*. 2021. V. 73 (1). P. 1–11.
 12. *Munk W., Armi L., Fischer K., and Zachariasen F.* Spirals on the sea // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2000. V. 456. P. 1217–1280.
 13. *Eldevik T., and Dysthe K.B.* Spiral eddies // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. V. 32. № 3. P. 851–869.
 14. *Zhurbas V., Väli G., and Kuzmina N.* Rotation of floating particles in submesoscale cyclonic and anticyclonic eddies: a model study for the southeastern Baltic Sea // *Ocean Sci*. 2019. V. 15. P. 1691–1705.
 15. *Lighthill M.J.* On sound generated aerodynamically. I. General theory // *Proc. Roy. Soc.* 1952. A 211. P. 564–587.
 16. *Sætre R., da Silva A.J.* The circulation of the Mozambique Channel // *Deep Sea Res.* 1984. V. 31. P. 508–585.
 17. *Donguy J.R., Piton B.* The Mozambique Channel revisited // *Oceanol. Acta* 1991. V. 14. P. 549–558.
 18. *de Ruijter W.P.M., Ridderinkhof H., Lutjeharms J.R.E., Schouten M. and Veth C.* Observations of flow in the Mozambique Channel // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 10. P. 1502.
 19. *Hal I., Backeberg B., Penven P., Ansoerge I., Reason C., and Ullgren J.E.* Eddy properties in the Mozambique Channel: A comparison between observations and two numerical ocean circulation models // *Deep Sea Res.* 2014. Part II. V. 100. P. 38–53.
 20. *Backeberg B.C., Bertino L., and Johannessen J.A.* Evaluating two numerical advection schemes in HYCOM for eddy-resolving modelling of the Agulhas Current // *Ocean Sci*. 2009. V. 5. P. 173–190.
 21. *Reason C.J.C., Lutjeharms J.R.E., Hermes J., Biastoch A., Roman R.* Inter-ocean exchange south of Africa in an eddy-permitting model // *Deep Sea Res. II*. 2003. V. 50. P. 281–298.
 22. *van der Werf P.M., van Leeuwen L.J., Ridderinkhof H., and de Ruijter W.P.M.* Comparison between observations and models of the Mozambique Channel transport: seasonal cycle and eddy frequencies // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. CO2002.
 23. *Biastoch A., Kraus W.* The role of mesoscale eddies in the source regions of the Agulhas Current // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 2303–2317.
 24. *Backeber B.C., Reason C.* A connection between the South Equatorial Current north of Madagascar and Mozambique Channel. *Geophys // Res. Lett.* 2010. V. 37. P. L04604.
 25. *Ridderinkhof H., Van der Werf P.M., Ullgren J.E., Van Aken H.M., Van Leeuwen P.J., De Ruijter W.P.M.* Seasonal and interannual variability in the Mozambique Channel from moored current observations. *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. C06010.
 26. *Schouten M.W., de Ruijter W.P.M., van Leeuwen P.J., and Dijkstra H.A.* An oceanic teleconnection between the equatorial and southern Indian Ocean, *Geophys // Res. Lett.* 2002. V. 29. № 16. P. 1812.
 27. *Harlander U., Ridderinkhof H., Schouten M.W., and de Ruijter W.P.M.* Long-term observations of transport, eddies, and Rossby waves in the Mozambique Channel // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, P. CO2003.
 28. *Schouten M.W., de Ruijter W.P.M., van Leeuwen P.J., and Ridderinkhof H.* Eddies and variability in the Mozambique Channel // *Deep Sea Res.* 2003. Part II. V. 50. P. 1987–2003.
 29. *Bashmachnikov I.L., Kozlov I.E., Petrenko L.A., Glok N.I., Wekerle C.* Eddies in the North Greenland Sea and Fram Strait from satellite altimetry, SAR and high-resolution model data // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2020. V. 125.
 30. *Митягина М.И.* Спутниковые наблюдения вихревых и волновых процессов в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря // *Исследование Земли из космоса*. 2009. № 5. С. 72–79.
 31. *Каримова С.С.* Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Балтийского, Черного и Каспийского морей по данным спутниковой радиолокации // *Исследование Земли из космоса*. 2012. № 3. С. 31–47.
 32. *Marmorino G.O., Smith G.B., North R.P. and Burkard B.* Application of Airborne Infrared Remote Sensing to the Study of Ocean Submesoscale Eddies // *Front. Mech. Eng.* 2018. <https://doi.org/10.3389/fmech.2018.00010>
 33. *Chunchuzov I.* Nonlinear formation of the three-dimensional spectrum of mesoscale wind velocity and temperature fluctuations in stably stratified atmosphere // *J. Atmos. Sci.* 2018. V. 75. P. 3447–3467.
 34. *McWilliam J.C., Colas F. and Molemaker M.J.* Cold filamentary intensification and oceanic surface convergence lines // *Geophys. Res. Lett.*, 2009. V. 36. P. L18602.

Study of the Generation Mechanism of Spiral Structures Around Sub-Mesoscale Eddy Near the Mozambique Strait off Africa Detected on Satellite Sentinel-1 Images

E. A. Marchuk^{1, *}, I. P. Chunchuzov^{1, **}, I. A. Repina¹, and O. M. Johannessen²

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Moscow, 119017 Russia*

²*Nansen Scientific Society, Bergen, 5006 Norway*

*e-mail: murchuk-ekaterin@mail.ru

**e-mail: igor.chunchuzov@gmail.com

The paper studies a possible mechanism for the formation of spiral structures around sub-mesoscale eddies (Rossby number $Ro \sim 5$) detected on September 22, 2017 by SAR image (Sentinel-1) of an ocean

area near the Mozambique Strait (Africa). We present a calculation of wave crest shapes of internal waves in a stably stratified ocean thermocline layer generated due to the advection by the eddy current of its turbulent density inhomogeneities. The shapes of the calculated internal wave crests compared well with the shape of the spiral bands in the eddy image thereby supporting our hypothesis that eddies can generate internal waves. The parameters (variations of the intensity of the reflected radar signal, their spectra and horizontal periods) of the striped spiral structure are also analyzed for the second sub-mesoscale eddy with a diameter of about 5 km, detected in the image from September 25, 2017 and having the opposite direction of circulation of the current inside the eddy as compared to the current inside the eddy in the image from September 22, 2017.

Keywords: eddy formation, sub-mesoscale eddies, internal waves, wave phase lines

УДК 551.465.7

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВНУТРИ- И МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ЯВНЫХ И СКРЫТЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ ЗА 1979–2021 гг.

© 2022 г. К. П. Беляев^{a, b, c}, А. К. Горшенин^{b, *}, В. Ю. Королев^{b, c, d}, А. Д. Плеханов^c^aИнститут океанологии имени П.П. Шишова РАН, Нахимовский проспект, д. 36, Москва, 117997 Россия^bФедеральный исследовательский центр “Информатика и управление” РАН, ул. Вавилова, д. 44, корп. 2, Москва, 119333 Россия^cМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, стр. 52, Москва, ГСП-1, 119991 Россия^dМосковский центр фундаментальной и прикладной математики, Ленинские горы, д. 1, стр. 52, Москва, ГСП-1, 119991 Россия

*e-mail: agorshenin@frcsc.ru

Поступила в редакцию 30.03.2022 г.

После доработки 20.07.2022 г.

Принята к публикации 11.08.2022 г.

В работе анализируются статистические закономерности внутри- и межгодовой изменчивости явных и скрытых потоков тепла в Северной Атлантике, в том числе на основе выявления регрессионных зависимостей, при различных осреднениях временных рядов. Оцениваются различные характеристики потоков, такие как максимумы и минимумы по акватории, средние, медианы. На основе данных реанализа ERA5 за 1979–2021 гг. изучается эволюция этих величин в Северной Атлантике и сопоставляется поведением самих потоков тепла как от года к году, так и внутри осредненного климатического года. Показано, что существует положительный тренд в потоках, проведена оценка его параметров. Проанализирована пространственно-временная изменчивость экстремальных характеристик потоков – максимума и минимума – по расчетной области в фиксированные моменты времени.

Ключевые слова: потоки тепла, океан-атмосфера, статистические модели, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0002351522060049

ВВЕДЕНИЕ

При изучении климатической изменчивости исследование базы данных реанализа различных геофизических характеристик представляет собой чрезвычайно важную и актуальную задачу, так как взаимодействие океана и атмосферы количественно выражается через потоки явного и скрытого тепла. На поверхности раздела атмосфера–океан турбулентные потоки тепла очень изменчивы на различных пространственно-временных масштабах и поэтому проблема их корректного количественного описания требует правильной постановки задачи.

Хорошо известны сложности, возникающих при вычислении потоков для больших пространственно-временных данных по известной формуле $Q = q\bar{n}/ST$, где Q – поток тепла, q – общее количество тепла, \bar{n} – единичный вектор в положительном направлении океан–атмосфера, или отрицательном, если поток идет из атмосферы в

океан; S – площадь поверхности, на которой рассматривается этот поток, и T – время, за которое передается тепловая энергия. Поэтому на практике вместо данной формулы применяются аппроксимации, использующие представление потоков через характеристики сред, которые относительно легко можно измерить и/или посчитать [1, 2]: температуру воды, воздуха, скорости и направления ветра и ряд других. Для явных Q_h и скрытых Q_e потоков тепла обычно используются следующие соотношения, зависящие от параметров на границе раздела океана и атмосферы:

$$Q_h = c_p \rho C_T (T_w - T_a) V, \quad (1)$$

$$Q_e = L \rho C_e (q_s - q) V. \quad (2)$$

Здесь T_w и T_a – температуры воды и воздуха соответственно, V – модуль скорости ветра, q – удельная влажность приводного воздуха, q_s – насыщенная удельная влажность над поверхностью воды, L – удельная теплота испарения, c_p – удель-

ная теплоемкость воздуха при постоянном давлении и его плотность ρ , C_T и C_e – коэффициенты обмена теплом (число Шмидта) и влагой (число Дальтона), зависящие от скорости ветра и приводной стратификации. В рамках статьи используются готовые значения величин потоков Q_h , Q_e из открытой базы данных реанализа ERA5 [3], которая формируется Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды.

Необходимо отметить, что задача формирования подобных наборов данных реанализа для больших пространственно-временных регионов с использованием выражений вида (1) и (2) представляет собой отдельное направление исследований. В частности, в статье [4] были представлены интерполированные данные с попутных судовых изменений за период 1980–1993 гг. в месячном осреднении с дальнейшей коррекцией смещения в работе [5], а в статье [6] аналогичные данные дополнены некоторыми оценками их достоверности. В работах [7–9] для улучшения результатов использовались данные спутникового дистанционного зондирования для анализа наблюдений за 1981–2005 гг.

При исследовании изменчивости потоков явного и скрытого тепла изначально большое внимание уделялось механизмам межгодовых и междекадных изменений потоков [10–12]. Было показано, что изменчивость потоков в Северной Атлантике в значительной степени определяется атмосферой, хотя на более длительных масштабах может формироваться и за счет океанских процессов [13]. Последнее важно для анализа роли океана в формировании климатических изменений, поскольку температура поверхности океана продолжает возрастать даже тогда, когда приповерхностные температуры воздуха испытывают противоположные тенденции в течение нескольких лет [14, 15].

Роль различных масштабов в формировании долговременной изменчивости потоков исследовалась в работах [16–19]. Было показано, в том числе на основе данных реанализа, что механизмы формирования изменений средних и экстремальных величин потоков могут существенно различаться как регионально (западные пограничные течения и открытый океан), так и во времени. В работах по анализу потоков в океанских данных реанализа продемонстрировано, что именно турбулентные потоки вносят основной вклад в изменчивость общего потока на межгодовом масштабе времени [20].

Учитывая это, важно провести анализ изменчивости потоков с учетом их статистической структуры, в частности характеристик функций распределения и экстремальных величин. Это принципиально, поскольку при построении архива данных реанализа реально наблюдаемые

данные “смешиваются” в том смысле, что не учитываются порядок их поступления и локализация. Поэтому, если игнорировать пространственное и временное расположение этих данных, а рассматривать только сами их величины, то с большой степенью достоверности такие наблюдения можно считать однородными, зависящими только от значений.

Отметим, что в рамках анализа подобных данных с использованием стандартных статистических моделей обычно предполагается, что исследуемые пространственно-временные наблюдения являются реализациями независимых и в некоторых случаях одинаково распределенных случайных величин. Это позволяет оценивать параметры вероятностных распределений [21], использовать классические подходы для временных рядов [22] и проводить сравнение совместных моделей океан–атмосфера со значениями реанализа в заданных точках [23, 24].

Предположение однородности существенным образом было использовано в статье [25], в которой изучался осредненный годовой ход данных реанализа для явных потоков тепла за период 2011–2020 гг., в том числе с учетом возможности его представления в виде диффузионного случайного процесса, описываемого стохастическим дифференциальным уравнением Ланжевена. В ней использован метод представления данных в виде вариационного ряда в фиксированные моменты времени. А именно, все значения исследуемой величины потока разбиваются на L равных интервалов от минимального до максимального значений и внутри каждой ячейки, независимо от пространственной локализации, проводится их осреднение по пространству. Такой прием хорошо известен в анализе временных рядов, однако при анализе потоков тепла он видимо не применялся, и в этом смысле является оригинальным. Данный подход позволил представить временные ряды потоков тепла в виде реализации случайного процесса (уравнения Ланжевена) и оценить параметры этого процесса – его коэффициенты, а также исследовать важные характеристики вариационного ряда – минимум, среднее, медиану и максимум значений, их изменчивость во времени и при различных осреднениях по времени для явных потоков тепла.

В этой статье рассматриваются данные реанализа ERA5 за значительно более длительный период (1979–2021 гг.), причем как для явных, так и для скрытых потоков тепла. Цель данной работы состоит в изучении поведения экстремальных характеристик потоков (максимум, минимум) по области за весь период наблюдений в точках одноградусной сетки при различных осреднениях от суточных до годовых, а также средних значений по распределению (оно совпадает по постро-

ению со средним для области) и медиан. Кроме того, в работе проводится аппроксимация вероятностных распределений для каждого из типов потоков тепла по отдельности, а также исследуются их совместные распределения. Стандартные методы анализа временных рядов (выделение тренда, периодической составляющей, анализа остатка) дополняются совместным анализом пары явный-скрытый потоки, изучается их взаимосвязь, коэффициент корреляции. Пространственная зависимость этих рядов не учитывается, а временная, наоборот, предполагается существующей.

Статья организована следующим образом. Раздел 1 содержит описание данных реанализа, используемых в работе. В разделе 2 статистически исследуется поведение экстремальных характеристик потоков при различных осреднениях, а в разделе 3 – их разностей и среднеквадратических отклонений. Раздел 4 посвящен анализу совместных распределений максимумов и минимумов скрытых и явных потоков тепла. В заключительном разделе кратко обсуждаются полученные результаты, их океанографическая интерпретация и направления дальнейших исследований в этой области.

1. МЕТОДОЛОГИЯ АНАЛИЗА И ОПИСАНИЕ ДАННЫХ

Как было отмечено во введении, ключевым при изучении скрытых и явных потоков тепла является предположение локальной однородности, а именно: статистические характеристики потоков при близких значениях самих потоков одинаковы в разных точках пространства. Таким образом, при достаточно мелком разбиении всего множества значений потоков от минимума до максимума в каждый момент времени можно провести осреднение внутри выбранной ячейки размера L по пространству и рассмотреть вариационный ряд значений потоков: максимумы, минимумы и другие порядковые статистики. В данной ситуации можно пренебречь зависимостью статистических характеристик от точки локализации, но не от значений. Это означает допущение, что значения потока, взятые в разных точках пространства, можно считать принадлежащими одной выборке (генеральной совокупности) с теми же статистическими характеристиками. Поэтому в данной работе для определения величин максимумов, минимумов и средних для потоков рассматриваются данные по всей акватории за изучаемый период времени (сутки, месяц, год), из которых затем формируются выборки для анализа, элементы которых считаются однородными.

Поведение экстремальных значений потоков тепла представляет значительный интерес, при этом традиционно рассматриваются экстремальные значения потоков тепла, привязанные к кон-

кретным регионам [19, 21, 26]. В частности, ранее были проведены исследования для данных до 1990 г. включительно по многолетнему анализу поверхностной температуры воды и ряду других характеристик [27]. Однако высокую актуальность представляет собой анализ многолетних рядов потоков тепла и экстремальных характеристик по данным этих рядов в глобальном океане, связанный с обновлением баз данных. Это дает возможность пересмотреть и возможно переосмыслить поведение максимальных и минимальных потоков тепла, а также средних и медианных значений.

В работе использованы значения скрытых и явных потоков тепла, заданные в узлах одноградусной сетки из 161×181 точек с временным разрешением шесть часов с января 1979 г. до декабря 2021 г. базы ERA5: всего проанализированы 29 141 значений теплового потока в северной части Атлантического океана, широты – от 0 до 80, долготы – от -90 до 0.

В качестве основных статистических характеристик потоков тепла в Северной Атлантике для исследования выбраны: максимум и минимум по акватории, среднее значение по распределению и медиана, т.е. есть такое значение потока, которое делит все распределение потока по акватории на равные части с вероятностью 0.5. Изучается изменчивость различных и расчеты по ним с различными осреднениями: сутки, месяц и год. Анализ проводился на посуточно усредненных данных (четыре измерения потока усреднялись в каждой точке). Дополнительно рассматривались среднеквадратичное отклонение потока и совместное распределение явного и скрытого потоков с аппроксимацией многомерным нормальным распределением. Для каждой из следующих образом строится временной ряд. В каждый фиксированный день рассматриваемого периода рассматривается выборка среднесуточных значений потоков во всех точках акватории. По полученной выборке рассчитываются значения статистик. В результате для каждой статистики получали одномерный временной ряд, соответствующий периоду в 43 года (одно измерение в день).

2. ПОВЕДЕНИЕ МАКСИМУМА, МИНИМУМА, СРЕДНЕГО И МЕДИАНЫ ПОТОКОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ОСРЕДНЕНИЯХ

Анализ полученных временных рядов проводился с помощью одномерной линейной регрессии на различных временных интервалах (день, месяц, год). Весь период наблюдения разбивался на непересекающиеся интервалы заданной длины, затем проводилось усреднение значений временно-го ряда внутри каждого интервала, и после – под-

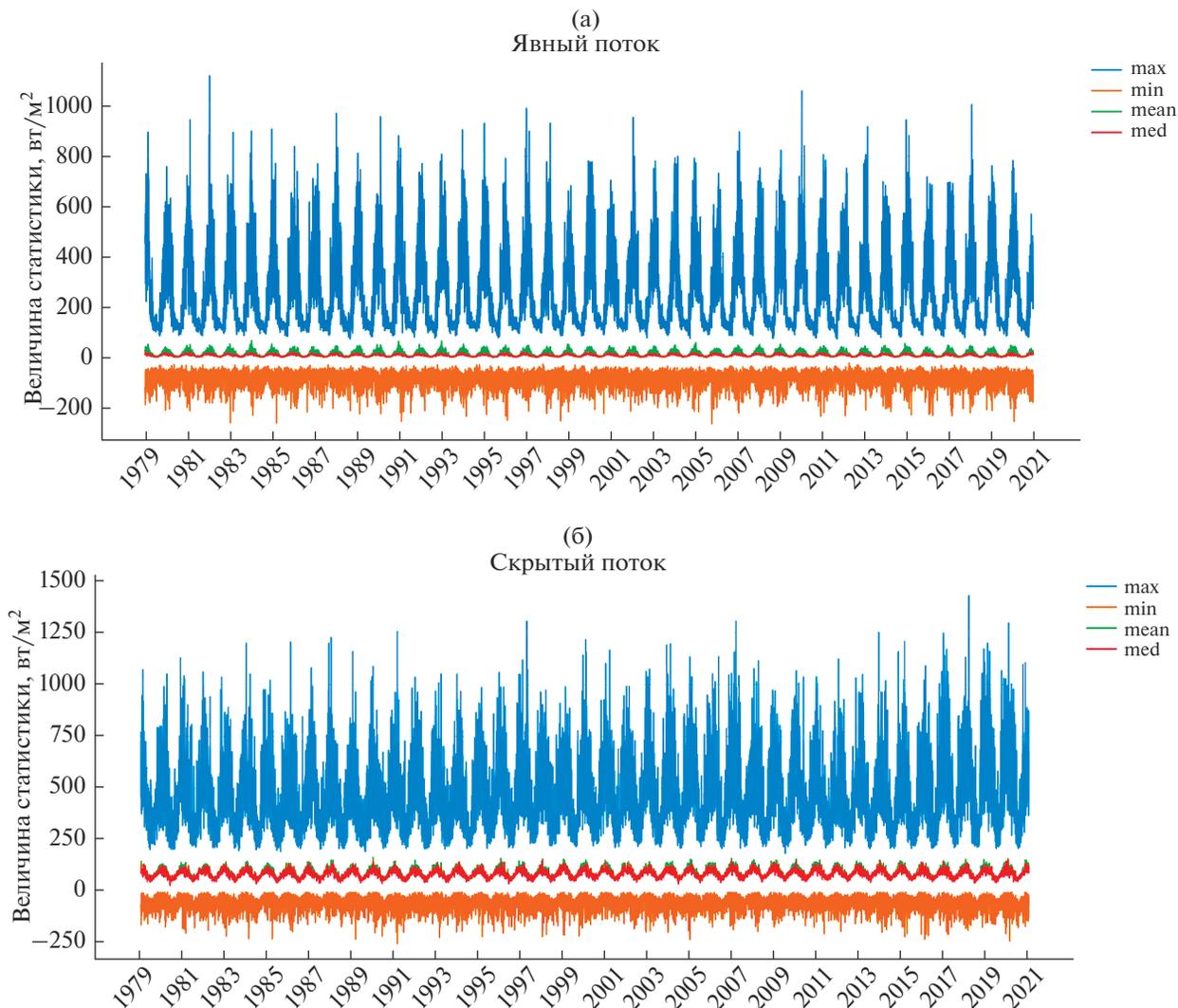


Рис. 1. Поведение максимума (синяя линия), минимума (оранжевая), среднего (зеленая) и медианы (красная) потока тепла с суточным осреднением, явный и скрытый потоки.

гонка линейной регрессии методом наименьших квадратов к “укороченному” ряду.

Ниже приводятся графики временных рядов (рис. 1, 3 и 5), соответствующих линейных регрессий (рис. 2, 4 и 6) и величины подогаанных коэффициентов со значениями стандартных отклонений (табл. 1). При этом наибольший интерес представляет именно выявление направления изменения данных величин, а не полная статистическая подгонка линейной модели к указанным характеристикам. Результаты тестов свидетельствуют в пользу необходимости дальнейшего усложнения модели, однако для данной статьи подобная задача не ставилась.

На рис. 1 показано поведение максимума, минимума, медианы и среднего явного (рис. 1а) и скрытого (рис. 1б) потоков тепла по всей акватории за 43 года в суточном осреднении. Хорошо

видно, что во всех величинах преобладает годовой ход, оценка его амплитуды для максимума составляет приблизительно 255 Вт/м^2 , для минимума она значительно меньше и составляет около 100 Вт/м^2 , а для среднего по акватории и медианы эта величина совсем мала — около нуля. Но если для среднего еще можно говорить о годовом ходе, то для медианы такая изменчивость не наблюдается. Это важный результат, говорящий о симметрии распределений явных потоков тепла при суточном осреднении, то есть потоки в океан и из океана равновероятны, наблюдается баланс переходов явного тепла из океана и обратно.

Видно, что если поведение скрытого и явного потока близкое, то амплитуда изменчивости скрытого потока заметно больше, особенно для максимумов. При этом годовой ход выражен во всех без исключения характеристиках, а значения

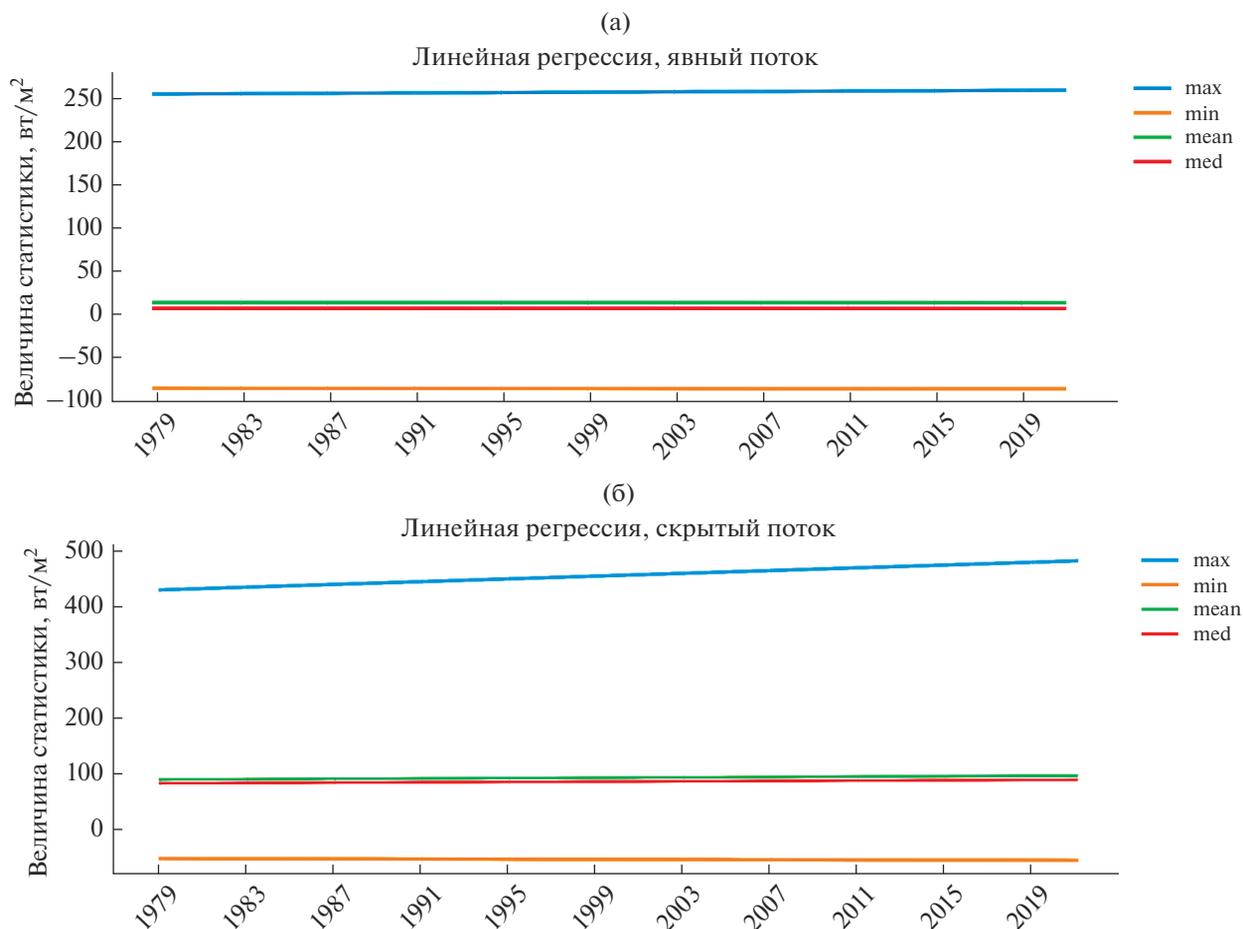


Рис. 2. Оценки линейных трендов при многолетнем поведении максимума (синяя линия), минимума (оранжевая), среднего (зеленая) и медианы (красная) явного потока тепла в суточном осреднении.

медианы и среднего заметно отличаются от нуля, и имеют значения около 100 Вт/м^2 . Линейные тренды многолетнего поведения этих величин приведены на рис. 2.

Оценки коэффициента линейной регрессии максимальны для максимума явного потока (см. рис. 2а) и составляют примерно 10^{-4} Вт/м^2 (сутки), а остальные величины имеют линейные коэффициенты на порядок меньше. Поэтому гово-

рить о многолетних трендах в явных потоках достоверно нельзя. Несколько другая картина наблюдается при анализе характеристик скрытого потока тепла.

Оценки многолетнего линейного тренда для максимума скрытого потока (см. рис. 2б) при годовом осреднении представляют собой выраженную линейную зависимость около 0.03 Вт/м^2 (сутки), что на порядок больше, чем оценки трендов других

Таблица 1. Коэффициенты подогнанных линейных регрессий для различных осреднений скрытых и явных потоков тепла, Вт/м^2

Осреднение	Тип потока	Максимум	Медиана	Среднее	Минимум
Суточное	Явный	255.32 ± 2.44	9.36 ± 0.06	16.05 ± 0.17	-82.29 ± 0.46
	Скрытый	430.63 ± 2.73	84.27 ± 0.29	91 ± 0.34	-50.67 ± 0.52
Месячное	Явный	256.04 ± 11.29	9.37 ± 0.3	16.1 ± 0.86	-82.33 ± 0.96
	Скрытый	431.24 ± 10.14	84.32 ± 1.39	91.08 ± 1.68	-50.64 ± 1.01
Годовое	Явный	253.83 ± 2.66	9.37 ± 0.13	16 ± 0.19	-82.13 ± 0.73
	Скрытый	431.18 ± 5.43	84.44 ± 0.6	91.15 ± 0.57	-50.6 ± 1.01

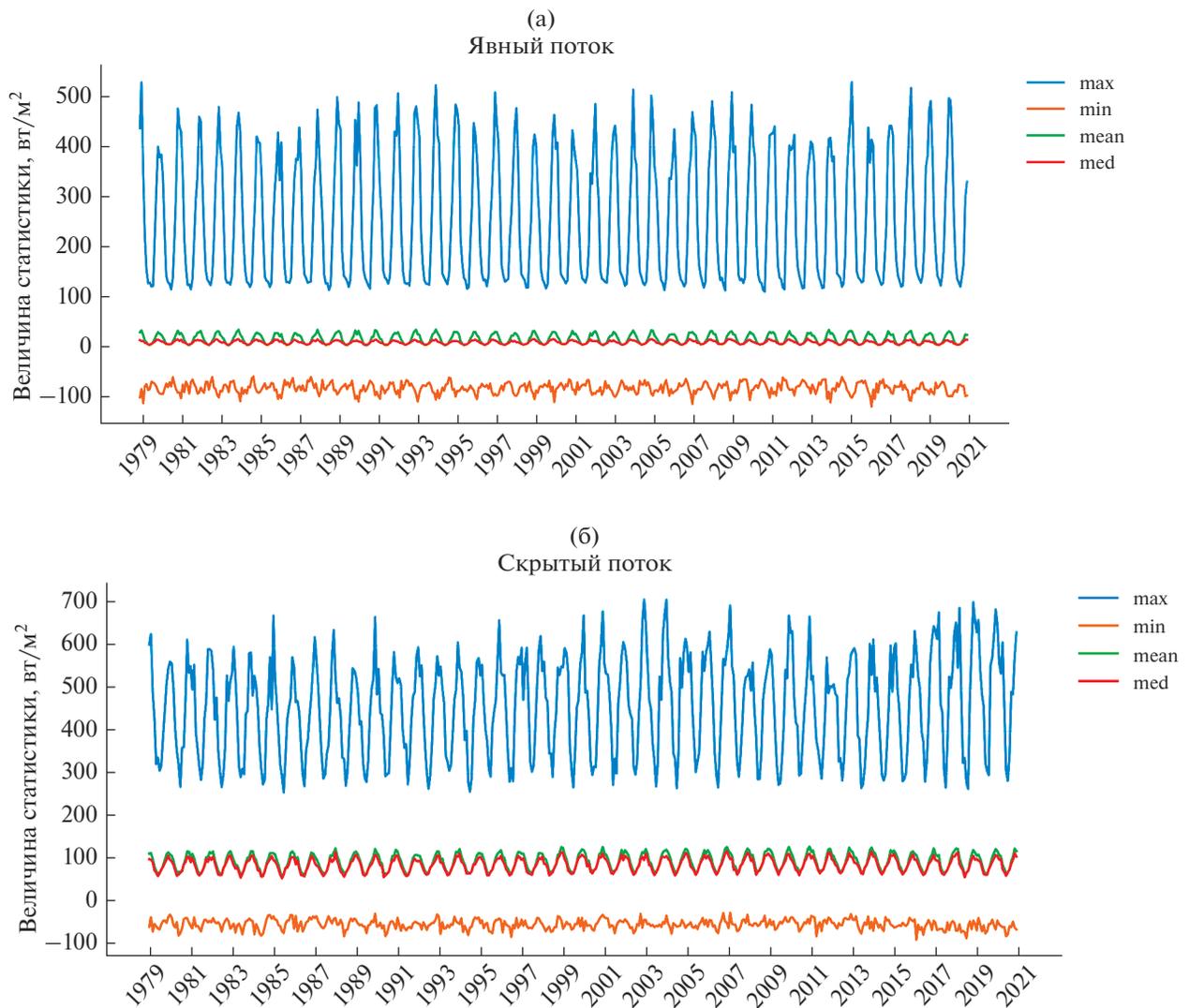


Рис. 3. Поведение максимума (синяя линия), минимума (оранжевая), среднего (зеленая) и медианы (красная) потоков в месячном осреднении: (а) явный поток, (б) скрытый поток.

величин, а те, в свою очередь, еще на порядок превосходят такие же оценки для явного потока. Заметна также межгодовая квазипериодическая изменчивость, особенно для максимума, о ней будет сказано ниже.

На рис. 3 приводятся графики рассматриваемых характеристик, но в месячном осреднении.

Из рис. 3 хорошо видно, что свойства потоков, установленные в суточном осреднении, характерны и для месячного осреднения, но с некоторыми особенностями. Так, амплитуды максимумов годового хода, явного и скрытого потоков очень близки (в суточном осреднении амплитуда максимума скрытого потока заметно превосходила аналогичную величину явного потока), а сами значения максимумов для скрытого потока на 20–25% больше явного. Также, как и для суточ-

ного осреднения, величины среднего и особенно медианы явного потока находятся около нуля и имеет слабо выраженный годовой ход, но для скрытого потока это не так: медиана имеет вполне заметное годовое колебание для скрытого потока и почти не имеет для явного, причем среднее ведет себя противоположным образом. Линейные тренды представлены на рис. 4.

Видно, что для явного потока коэффициенты линейной регрессии малы для всех рассматриваемых параметров, при этом для максимума ненулевой член появляется в четвертом знаке после запятой, а для остальных характеристик — только в пятом. То есть выраженной линейной изменчивости (линейного тренда) не наблюдается. Для скрытого потока для максимума линейная изменчивость видна и характеризуется коэффициен-

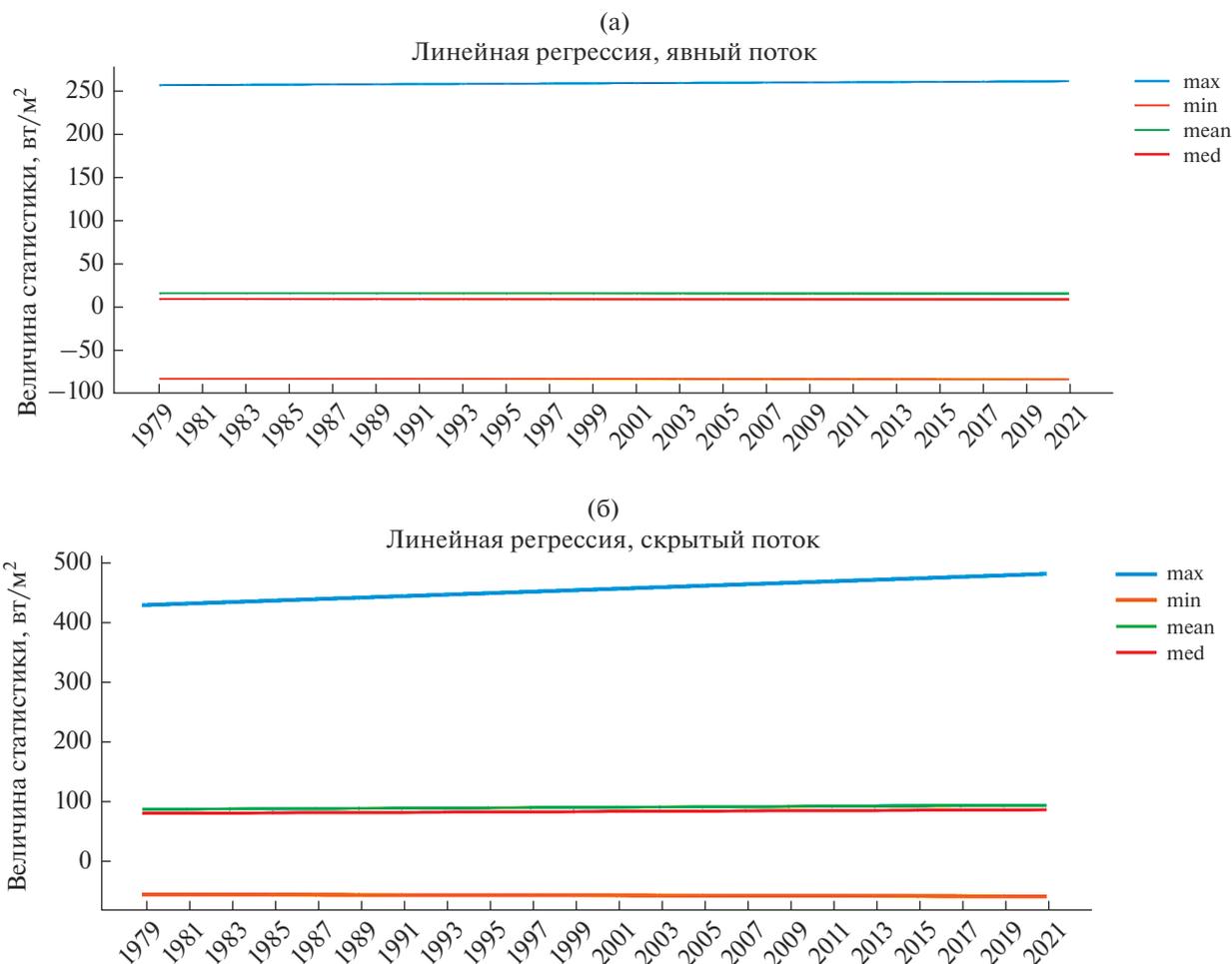


Рис. 4 Аппроксимация линейной регрессией поведения максимума (синяя линия), минимума (оранжевая), среднего (зеленая) и медианы (красная) потоков в месячном осреднении: (а) явный поток, (б) скрытый поток.

том регрессии со значимым третьим знаком после запятой ($0.003 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \text{ (месяц)})$), остальные характеристики меняются мало — коэффициент регрессии имеет лишь четвертый значимый знак после запятой. Также, как и при суточном осреднении, среднее и медиана близки к нулю для явного потока, и имеют выраженный ненулевой сдвиг около $100 \text{ Вт}/\text{м}^2$ для скрытого потока.

При годовом осреднении есть некоторые отличия от вышеприведенных графиков, хотя в целом картина похожа. На рис. 5 приведены многолетние характеристики изменчивости явных и скрытых потоков тепла. Хорошо видно, что, как и на предыдущих рисунках, максимумы и минимумы явного и скрытого потоков имеют многолетние колебания, при этом и для явного, и особенно для скрытого потока прослеживается квазиодиннадцатилетний цикл.

На рис. 5 видны максимумы в районе 1987, 1998, 2011 и 2019 гг., однако оценить достоверно по этим данным невозможно — слишком корот-

кий ряд без явно выраженных пиков. Но если сопоставить с предыдущими данными, особенно в месячном осреднении, то эти пики становятся более достоверны, можно оценить амплитуду квази-одиннадцатилетнего цикла, она приблизительно равна $120 \text{ Вт}/\text{м}^2$. При годовом осреднении почти незаметны колебания для медианы и среднего, слабо выражены также колебания для минимума.

Графики линейных трендов показаны на рис. 6. Как для явного, так и скрытого потоков существует заметный положительный линейный тренд для максимумов. Для явного потока коэффициент регрессии много больше, чем при суточном и месячном осреднении и составляет $0.08 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \text{ г})$ для явного потока, что почти в 3 раза превышает соответствующий коэффициент при месячном осреднении. Для скрытого потока этот коэффициент еще больше и составляет $1.25 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \text{ г})$ что статистически примерно в 3 раза превышает стандартное отклонение.

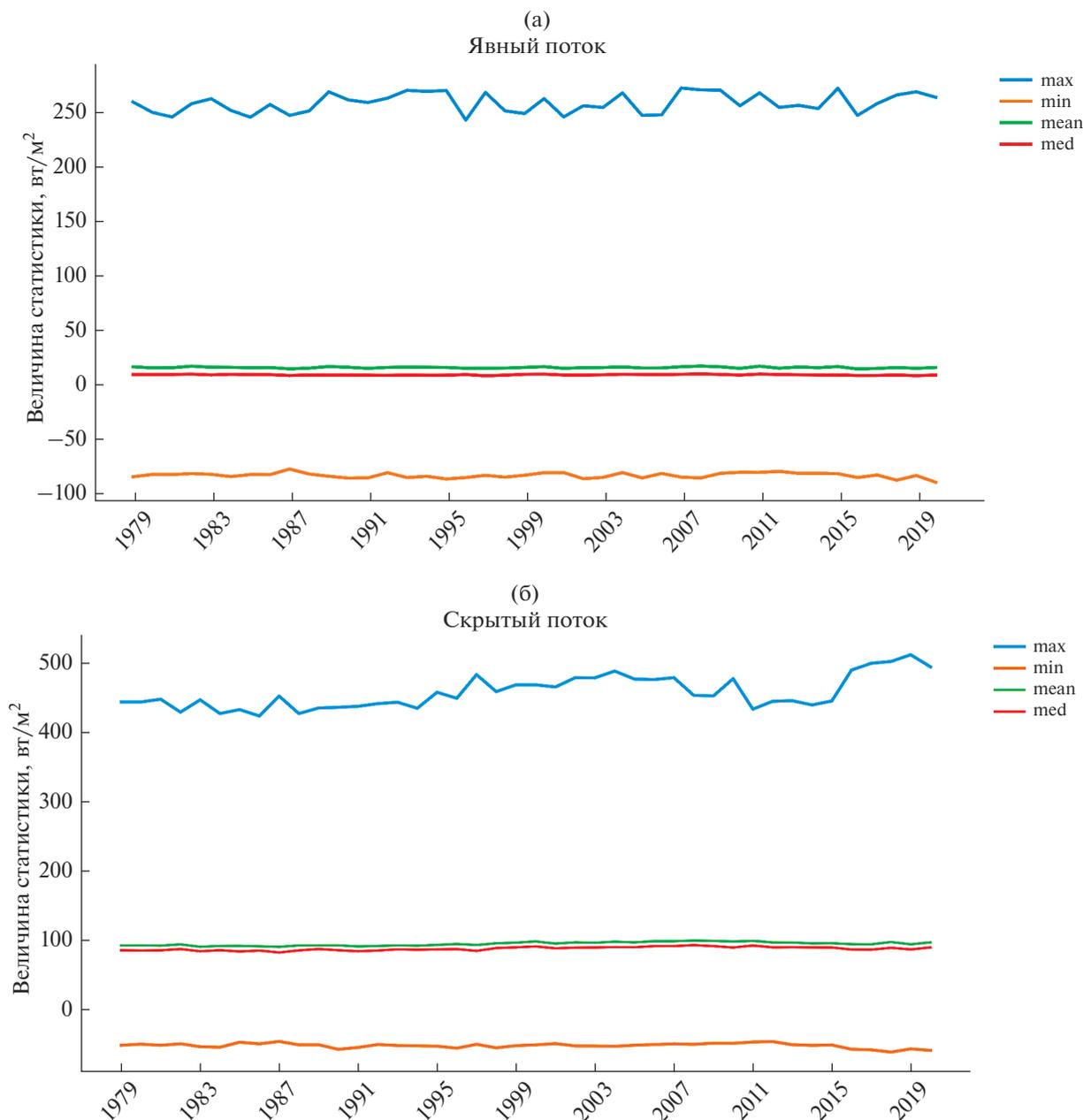


Рис. 5. Поведение максимума (синяя линия), минимума (оранжевая), среднего (зеленая) и медианы (красная) потоков при годовом осреднении: (а) явный поток, (б) скрытый поток.

3. ПОВЕДЕНИЕ РАЗНОСТИ МАКСИМУМОВ И МИНИМУМОВ ПОТОКОВ И СРЕДНЕКВАДРАТИЧЕСКОГО ОТКЛОНЕНИЯ

В этом разделе рассмотрим поведение разности максимумов и минимумов для явных и скрытых потоков, а также поведение среднеекватичного отклонения этих характеристик при различных осреднениях.

На рис. 7 показаны разности максимумов и минимумов явного и скрытого потоков в годовом

осреднении и соответствующие линейные регрессии для них. Хорошо видно, что есть заметный положительный линейный тренд для обоих потоков (соответственно, 335.96 и 481.78 Вт/м²), причем для скрытого потока в линейном приближении разность максимума и минимума возрастает более, чем на 10%, что превосходит пороговые значения достоверности, в частности, согласно правилу трех сигм в предположении гауссовости распределения отклонения. При этом для явных потоков гипотеза о нормальности по тесту Шапиро-

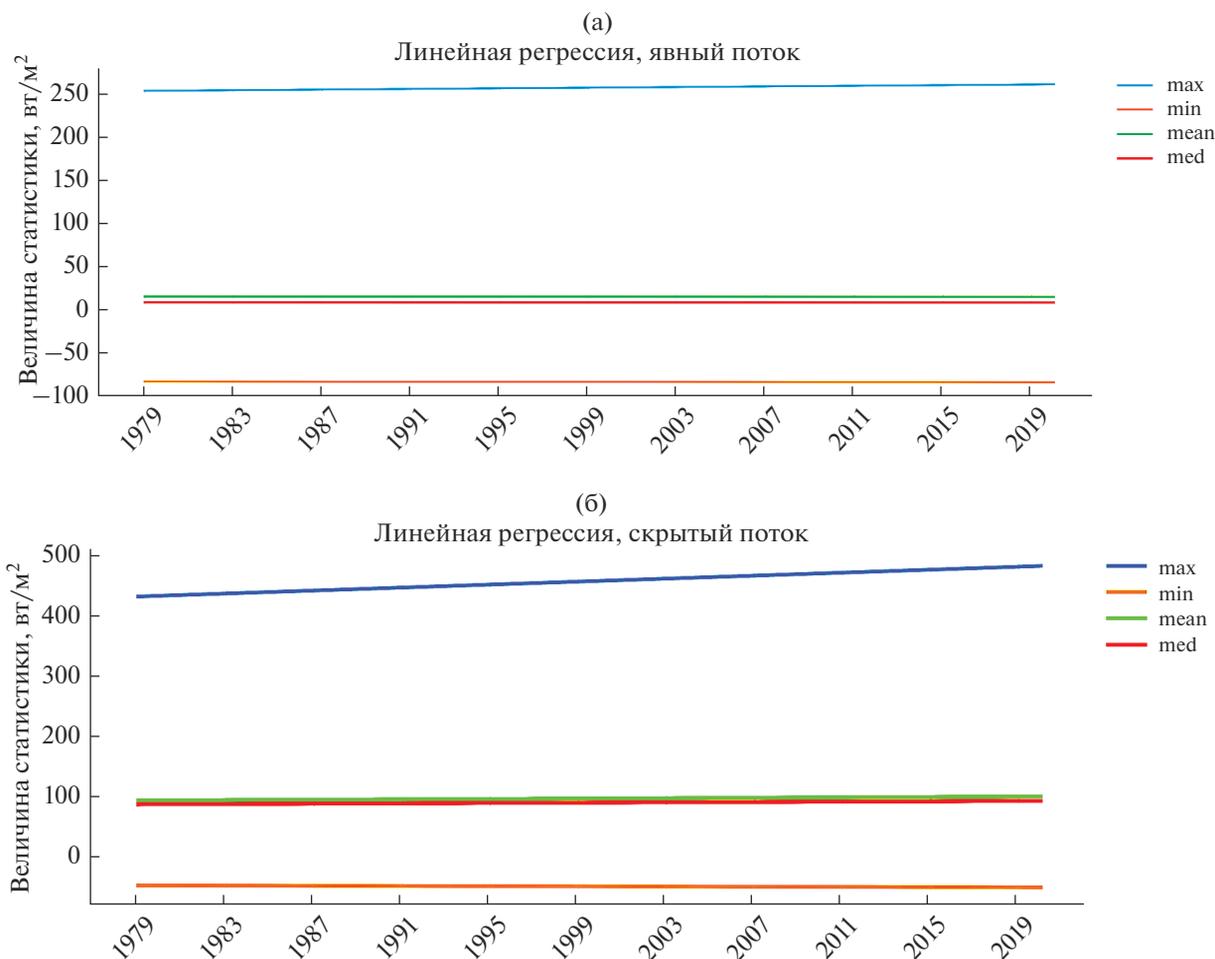


Рис. 6. Линейные тренды для максимума (синяя линия), минимума (оранжевая), среднего (зеленая) и медианы (красная) потоков при годовом осреднении: (а) явный поток, (б) скрытый поток.

Уилкса [28], используемого в силу малого объема анализируемой выборки, находится на границе принятия (P -значение составляет около 0.05 при стандартном уровне значимости 0.05), при этом для скрытых потоков результат статистически заметно более значим — P -значение равно 0.22.

Стандартное отклонение максимумов и минимумов и линии регрессии показаны на рис. 8. Видно, что оно тоже имеет положительный тренд (соответственно, 32.51 и 69.04 Вт/м² г), но значительно меньший, чем разность максимумов и минимумов. Это свидетельствует в пользу достоверности выявленного тренда для экстремальных величин.

4. СОВМЕСТНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭКСТРЕМУМОВ ПОТОКОВ ТЕПЛА

В данном разделе изучается совместное распределение максимумов и минимумов потоков тепла за рассматриваемый период. За каждые 6 часов с 1979 по 2021 гг. выбирались одновременно значения

максимумов и минимумов явного и скрытого потоков и строилась выборка помесячно из 360 ($6 \times 30 \times 2$) значений максимумов и независимо минимумов. При этом, поскольку временная зависимость внутри месяца не рассматривалась, а при выборе значений максимумов и минимумов их пространственная локализация игнорировалась, как было отмечено в разделе 1, соответствующие значения можно считать независимыми. По этим выборкам строились двумерные нормальные распределения:

$$p(s_1, s_2) = (2\pi\sigma_1\sigma_2\sqrt{1-\rho^2})^{-1} \exp\left(-\frac{1}{2(1-\rho^2)} \times \left[\left(\frac{s_1-\mu_1}{\sigma_1}\right)^2 - 2\rho\left(\frac{s_1-\mu_1}{\sigma_1}\right)\left(\frac{s_2-\mu_2}{\sigma_2}\right) - \left(\frac{s_2-\mu_2}{\sigma_2}\right)^2\right]\right),$$

где

— $s_i, i = 1, 2$ — значения максимума (или минимума) явного и скрытого потока;

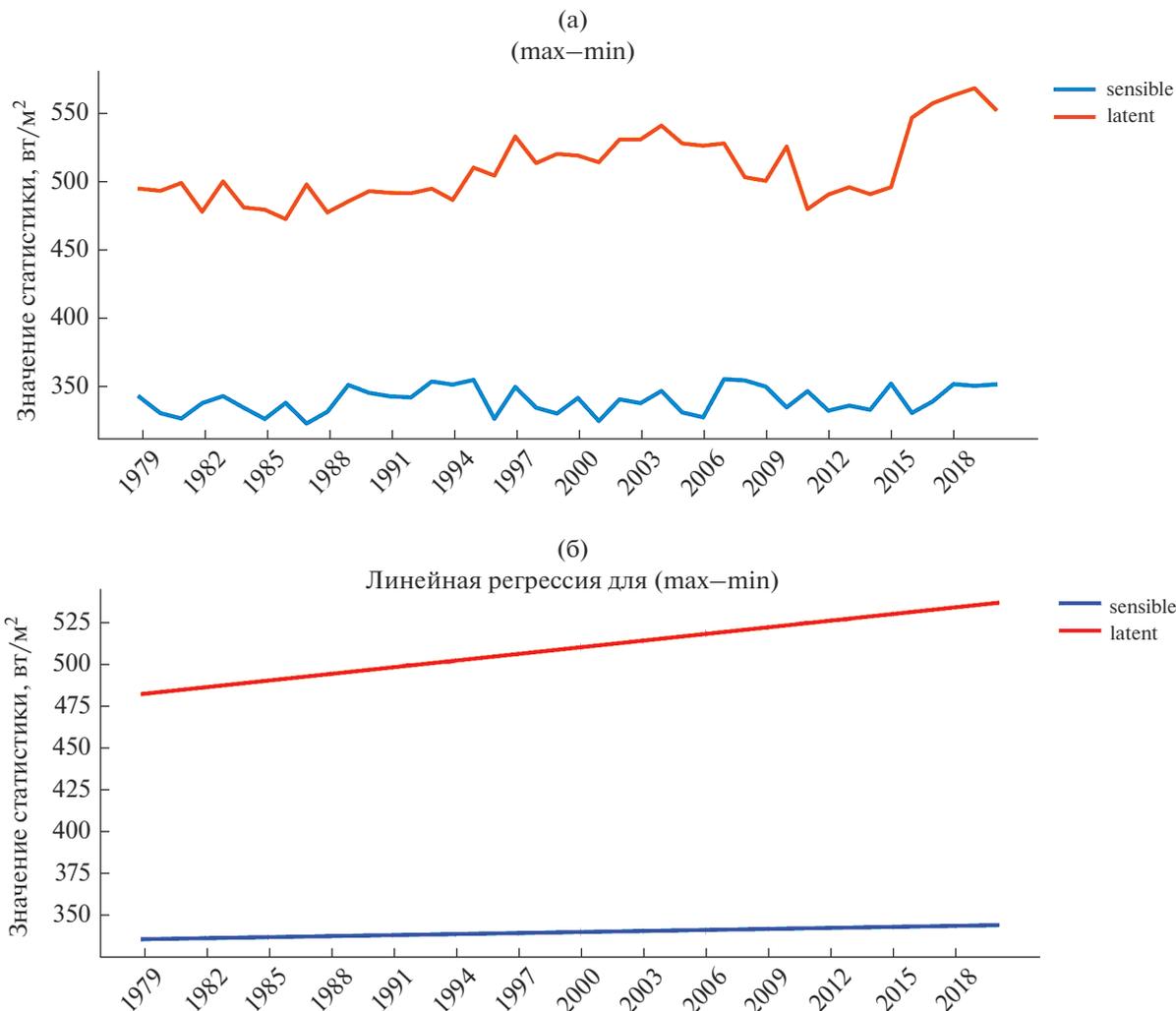


Рис. 7. Поведение разности (а) максимума и минимума, а также линий регрессии для них (б) для явного (голубая линия) и скрытого (оранжевая) потоков в годовом осреднении.

– $\mu_i, \sigma_i, i = 1, 2$, – значения среднего (математического ожидания) и среднего квадратичного отклонения, соответственно, для максимумов и независимо для минимумов потоков;

– ρ – коэффициент корреляции между максимумами (минимумами) явного и скрытого потоков.

Эти величины находились по стандартным формулам как несмещенные оценки с минимальной дисперсией [29]:

$$\mu_i = n^{-1} \sum_{j=1}^n s_{ij}; \quad \sigma_i = \sqrt{(n-1)^{-1} \sum_{j=1}^n (s_{ij} - \mu_i)^2};$$

$$i = 1, 2; \quad \rho = \frac{\sum_{j,k} (s_{1j} - \mu_1)(s_{2k} - \mu_2)}{\sigma_1 \sigma_2}.$$

В этих формулах s_{ij} – значения максимумов (минимумов) явного и скрытого потока ($i = 1, 2$) за период 1 месяц ($j = 1, \dots, 120$). В результате расчетов строились эллипсы рассеивания в фазовом пространстве “поток-поток” с центрами в точках (μ_1, μ_2) и наклоном оси эллипса с углом α к оси Ox величины $\text{tg}(2\alpha) = \frac{2\rho\sigma_1\sigma_2}{\sigma_1^2 - \sigma_2^2}$. При этом случай $\sigma_1 = \sigma_2$ соответствует вертикальному направлению оси эллипса. Ось Ox (горизонтальная) соответствует явному потоку, ось Oy (вертикальная) – скрытому потоку.

На рис. 9 показаны рассчитанные по вышеприведенным формулам эллипсы рассеивания за каждые 12 месяцев для максимумов потоков. Продемонстрированы результаты для двух граничных лет изучаемого периода – 1979 г. (рис. 9а) и 2021 г. (рис. 9б). Однако сделанные выводы справедливы

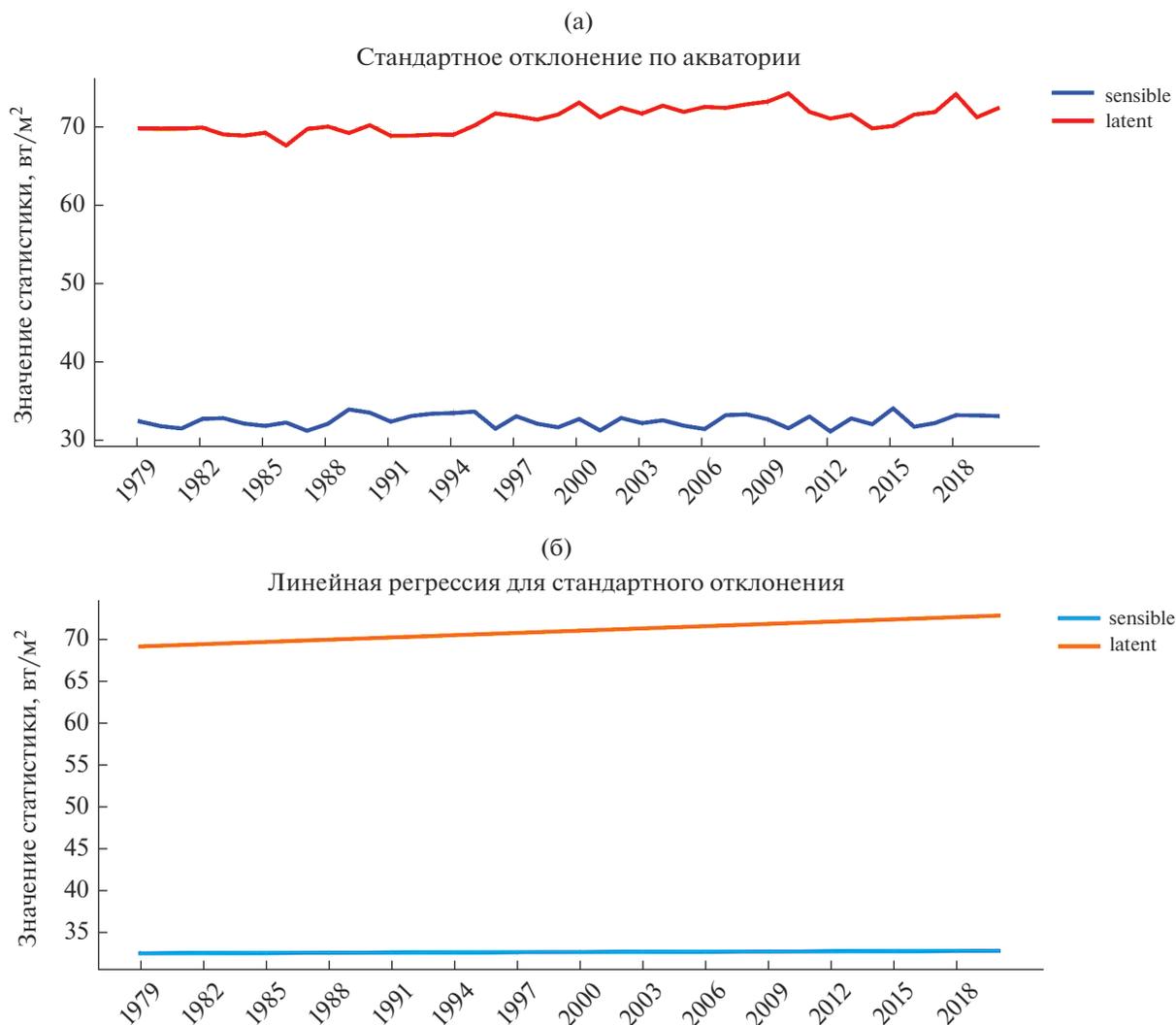


Рис. 8. Стандартное отклонение (а) и линии регрессии (б) для максимумов и минимумов явного (голубая линия) и скрытого (оранжевая) потоков в годовом осреднении.

и для всех остальных годов в рассматриваемом временном промежутке. Линии уровня проведены на уровне значимости 95%, то есть если наблюдаемые значения попадают вне этого уровня, то их вероятность меньше 0.05.

Из этого рисунка можно сделать несколько выводов. Во-первых, видно, что эллипсы заметно наклонены к оси Ox и сильно отличаются от круговых, что свидетельствует о сильной корреляции между потоками. Это понятно заранее, однако проведенные расчеты показывают количественную связь, в частности, с помощью коэффициента корреляции ρ . Во-вторых, эти эллипсы (совместное распределение максимумов потоков) имеют сильный сезонный ход: хорошо видно, что в летние месяцы (май–август) структура данных с разбиением на два непересекающихся кластера сильно отличается от других месяцев. С января по

апрель и с сентября по декабрь данные ближе к нормальному распределению, а в летние месяцы отклонения становятся более значимым: максимумы имеют ярко выраженное бимодальное распределение. В-третьих, практически все наблюдения хорошо вписываются в теоретический эллипс 95% уровня распределения Гаусса (красная линия на рис. 9). Вне этого эллипса располагается лишь малое число точек, что позволяет говорить о большей концентрации эмпирического распределения вокруг его центра, нежели предписывается классическим двумерным нормальным распределением.

Наконец, видна еще одна закономерность: если в 1979 г. эти эллипсы были близки к круговым и в основном вытянуты вдоль горизонтальной оси Ox , то в 2021 г. ситуация обратная: эллипсы стали более вертикальными, существенно отли-

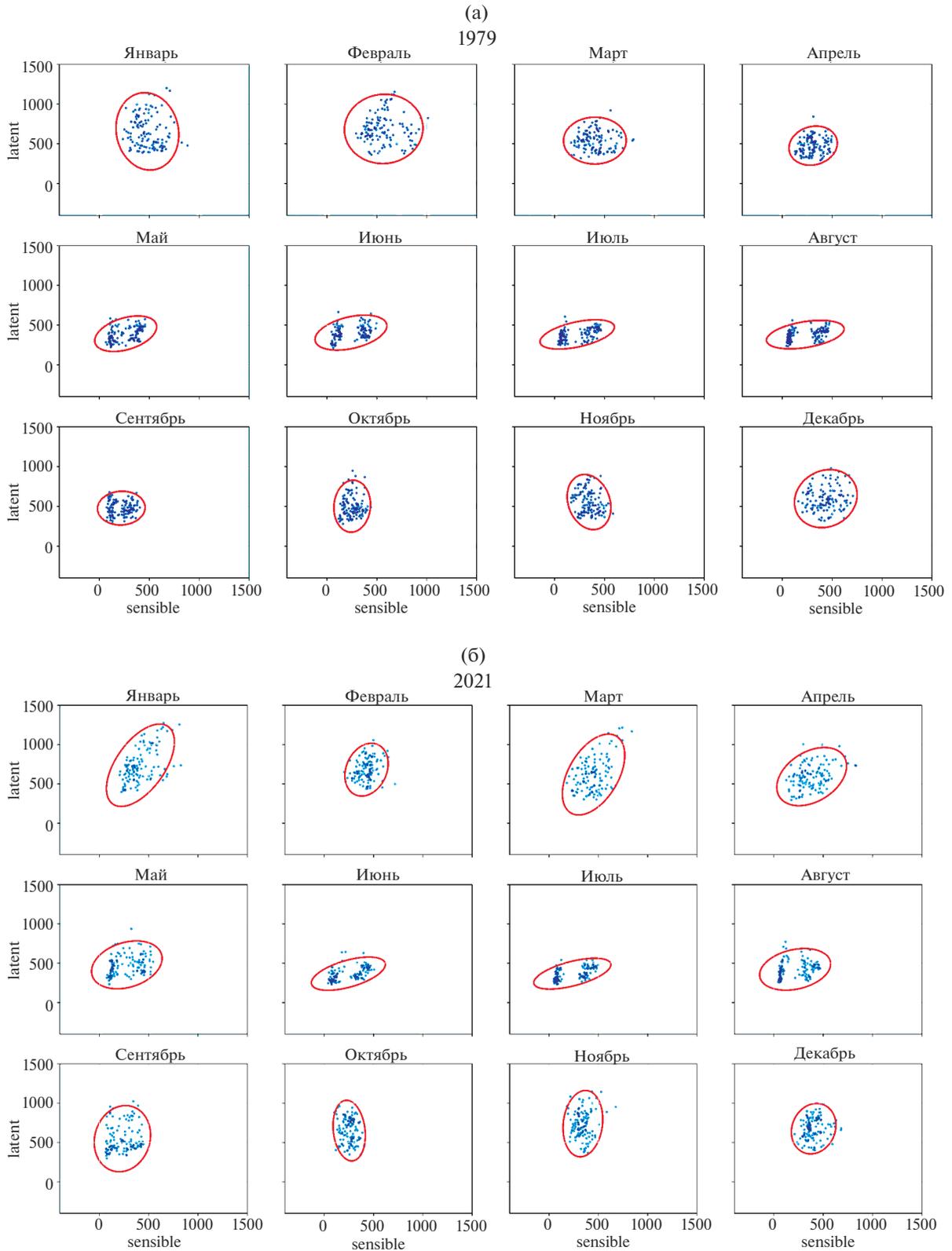


Рис. 9. Поведение эллипсов рассеивания за 1979 (а) и 2021 (б) годы для совместного распределения максимумов явного и скрытого потока.

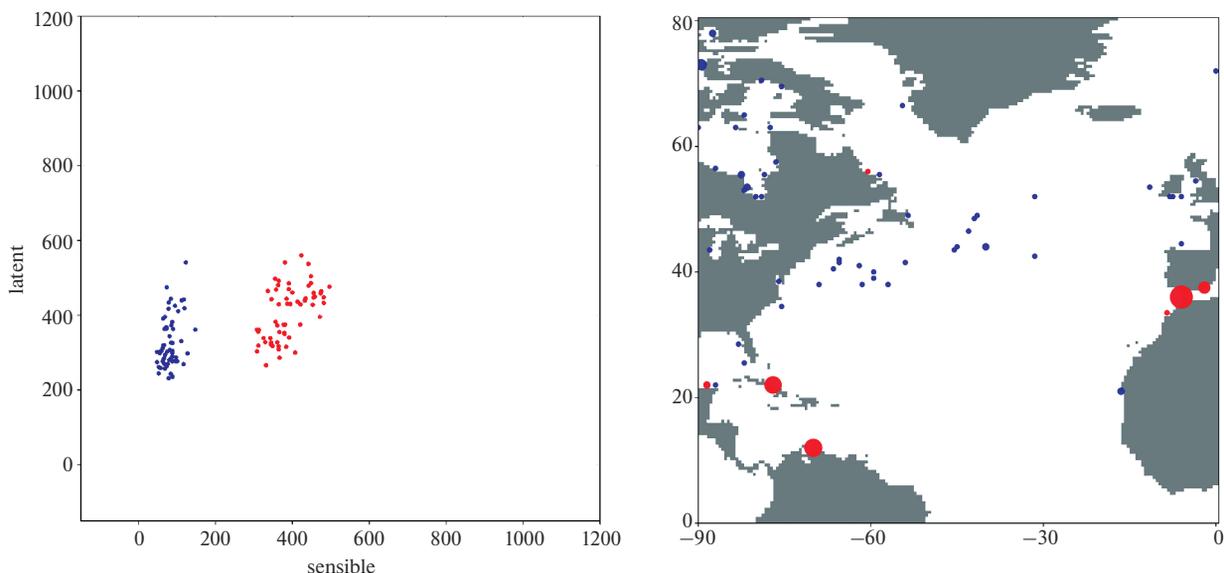


Рис. 10. Максимумы явного потока: кластеры (слева) и расположение (справа), июль 2021 г.

чающимися от круговых. Количественно это можно выразить через параметр эксцентриситета эллипса. Таким образом, необходимо использование иных семейств распределений — с этой точки зрения наибольшая перспектива открывается при использовании смешанных нормальных распределений.

На рис. 10 (слева) представлен пример совместного распределения максимумов явного и скрытого потоков в июле 2021 г. В летние месяцы облако точек разделяется по значениям явного потока на два кластера с большими (красные точки) и меньшими (синие) значениями максимума явного потока. На рис. 10 (справа) эти максимумы явного потока нанесены на географические карты (цвета соответствуют графику слева), кроме того, размер точек на графике справа учитывает частоту появления того или иного максимума, согласно графику слева, в соответствующей географической локации. Точки “красного” кластера в подавляющем большинстве случаев лежат в прибрежной зоне в районе Карибского моря и Гибралтарского пролива. Точки “синего” кластера чаще располагаются в зоне Гольфстрима непосредственно в Северной Атлантике, а также в Гудзоновом заливе (если дополнительно рассматривать материковую часть карты).

В качестве объяснения ежегодного формирования кластеров максимумов, наблюдаемых за весь период анализируемых данных с мая по август, можно предположить следующие соображения. Контраст температур континент-океан летом такой же или даже больше, чем океан-атмосфера в другие месяцы. Обычно океан теплее и идет передача из океана в атмосферу. Более того,

летом относительно мелкие прибрежные участки прогреваются сильнее, поэтому максимальная передача тепла происходит около берега, что проявляется в сдвиге точек максимумов вправо в сторону увеличения координаты x , соответствующей явному потоку. Локализация максимума скрытого потока, как правило, не совпадает с расположением максимума явного потока. Особенно это заметно вдоль береговой линии, где явный поток летом заметно сильнее скрытого.

Поэтому наблюдается отмеченная выше кластеризация: дневные максимумы появляются около континента, а ночные максимумы в открытом океане в зоне теплых течений. В зимние месяцы этого не происходит, и распределение максимумов имеет выраженную одномодальную структуру.

На рис. 11 представлено совместное поведение минимумов, сделанное по тому же алгоритму, что и для максимумов, также за 1979 (рис. 11а) и 2021 (рис. 11б) годы. Поведение минимумов заметно отличается от поведения максимумов. Точки минимумов удовлетворительно описываются нормальными распределениями, однако реальные распределения, по-видимому, являются асимметричными, так как эмпирические распределения имеют явный скос одного из хвостов (см. выбросы вне эллипсов, расположенные внизу слева у каждого из них на рис. 11). Эллипсы заметно вытянуты, так как есть сильная взаимосвязь между явным и скрытыми потоками, но эта связь достаточно устойчивая как внутри, так и на межгодовом интервале. Какие-либо кластеры, в том числе и в летние периоды, не обнаружены.

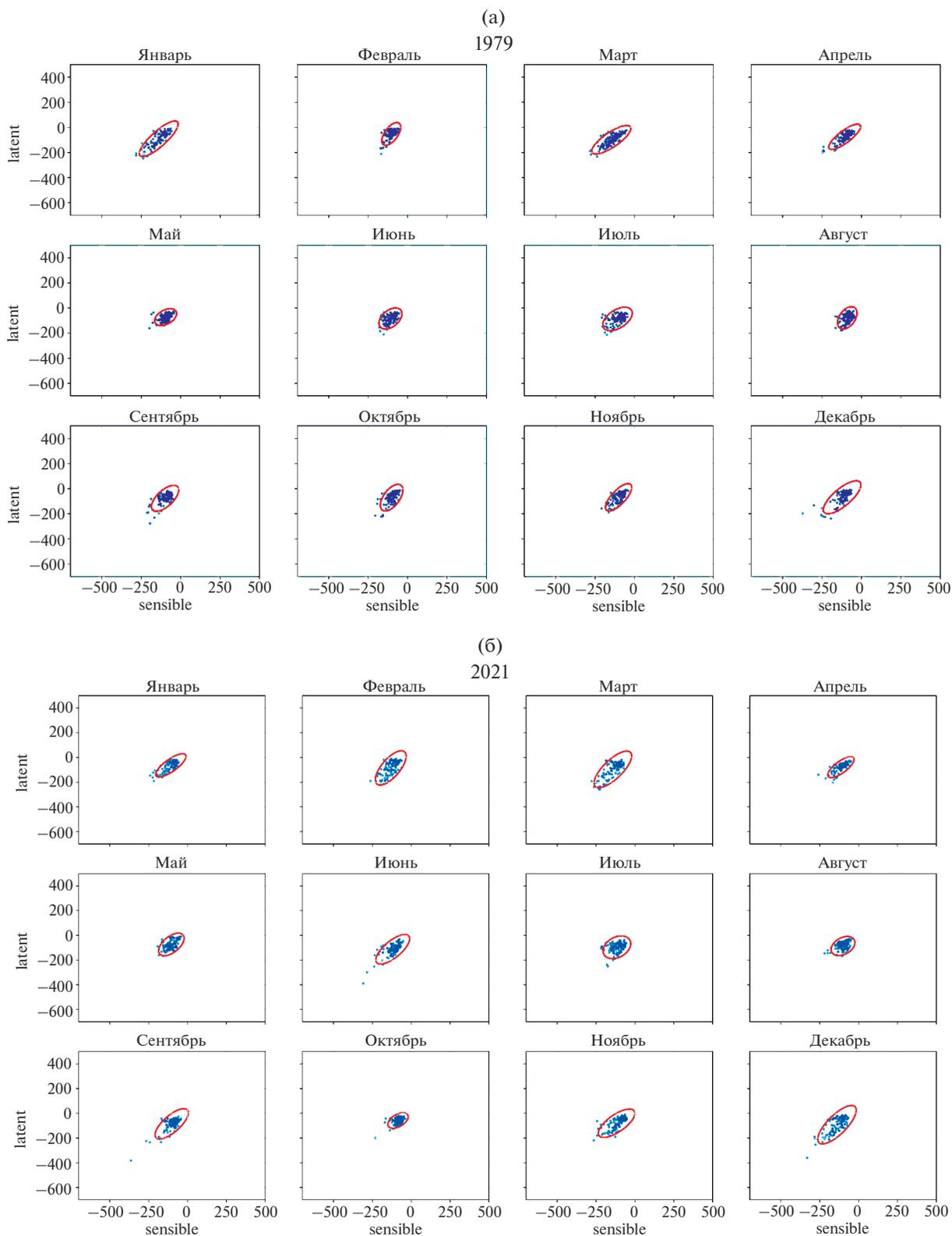


Рис. 11. Поведение эллипсов рассеивания за 1979 (а) и 2021 (б) годы для совместного распределения минимумов явного и скрытого потока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. При любом осреднении — суточном, месячном и годовом — анализ явного и скрытого потоков тепла показал, что заметен растущий линейный тренд у максимумов, минимумов и их разности для потоков тепла. Для максимума явного потока тепла этот тренд незначителен и не выходит за пределы доверительных границ, а для скрытого потока тепла он заметен и достоверно выделяется.

2. Среднее по распределению (совпадающего со средним по области) потоков явного и скрытого тепла и медиана меняются заметно меньше. Медиана явного потока близка к нулю при любом осреднении, что свидетельствует о равновесности явного потока: количество тепловой энергии, связанной с явным потоком тепла, равновелико передается при любом осреднении из океана и обратно. Средняя величина также близка к нулю, но имеет заметный годовой ход. Для скрытых потоков как медиана, так и среднее значение сдвинуты в положительную сторону и составляют около 100 Вт/м^2 , причем в отличие от явного потока среднее значение почти не меняется, а медиана имеет слабо выраженный годовой ход.

3. Среднеквадратичное отклонение максимумов и минимумов имеет слабо выраженную тенденцию к росту, но при этом заметно меньше, чем сами экстремумы, при этом количественные оценки соотношения изменения разности максимумов и минимумов к изменению дисперсии дают величины порога значимости более 0.9 по таблицам стандартного нормального распределения.

4. Построенные в соответствии с теоретическим двумерным гауссовым распределением эллипсы рассеивания по наблюдаемым внутримесячным значениям максимумов и минимумов явного и скрытого потока показывают, что для максимумов имеет место заметный сезонный и годовой ход, совместное распределение максимумов потоков отлично от гауссового, особенно в летние месяцы (май—август), когда наблюдается кластеризация, то есть явно выраженное бимодальное распределение. Сами эллипсы меняют свою форму, наклон к горизонтальной оси меняется, что свидетельствует о росте скрытой части потока и его увеличении в межгодовой изменчивости. Для минимумов это не наблюдается, совместное распределение остается близким к гауссовым как внутри года, так и при межгодовой изменчивости. При этом внутри теоретических эллипсов уровня 95% по нормальному распре-

лению находится большинство значений, однако для корректного описания наблюдаемых эмпирических распределений требуется использование других семейств распределений, в частности, характеризуемых “тяжелыми” хвостами и асимметрией.

В качестве направления дальнейших исследований внутри- и межгодовой изменчивости изучаемых в данной статье потоков можно отметить, что возможно дальнейшее развитие модели динамики потоков, основанной на методах стохастических дифференциальных уравнений Ланжевена [25] с расширенным статистическим анализом пространственно-временных взаимосвязей с использованием аппарата скользящего разделения смесей [30–32], с оценкой коэффициентов этих уравнений вариационными и статистическими методами, а также их сравнение с реальной динамикой потоков, изучаемой в настоящей работе.

Благодарности. Исследования К.П. Беляева выполнены в рамках госзадания ИО РАН им. П.П. Ширшова (тема № FMWE-2021-0002), а также при частичной поддержке гранта РНФ № 20-17-00139. Статистический анализ пространственно-временных данных реанализа выполнен с использованием инфраструктуры Центра коллективного пользования “Высокопроизводительные вычисления и большие данные” (ЦКП “Информатика”) ФИЦ ИУ РАН (г. Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gulev S.K., Jung T., Ruprecht E. Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air-sea fluxes. Part I. Uncertainties in climate means // *Journal of Climate*. 2007. V. 20. № 2. P. 279–301.
2. Loeb N.G., Wielicki B.A., Doelling D.R. Toward Optimal Closure of the Earth’s Top-of-Atmosphere Radiation Budget // *Journal of Climate*. 2009. V. 22. № 3. P. 748–766.
3. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>.
4. Josey S., Kent E.C., Taylor P.K. New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology // *Journal of Climate*. 1999. V. 12. P. 2856–2880.
5. Grist J.R., Josey S.A. Inverse Analysis Adjustment of the SOC Air–Sea Flux Climatology Using Ocean Heat Transport Constraints // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. P. 3274–3295.
6. Berry D.I., Kent E.C. A new air-sea interaction gridded dataset from ICOADS with uncertainty estimates // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2009. V. 90. № 5. P. 645–656.
7. Yu L., Weller R.A. Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005) //

- Bulletin of the American Meteorological Society. 2007. V. 88. P. 527–539.
8. *Grodsky S., Bentamy A.A., Carton J.A., Pinker R.T.* Intraseasonal latent heat flux based on satellite observations // *Journal of Climate*. 2009. V. 22. № 17. P. 4539–4556.
 9. *Andersson A., Klepp C., Fennig K., Bakan S., Grasl H., Schulz J.* Evaluation of HOAPS-3 ocean surface freshwater flux components // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2011. V. 50. № 2. P. 379–398.
 10. *Cayan D.R.* Latent and sensible heat flux anomalies over the northern Oceans: The connection to monthly atmospheric circulation // *Journal of Climate*. 1992. V. 5. № 4. P. 354–369.
 11. *Cayan D.R.* Variability of latent and sensible heat fluxes estimated using bulk formulate // *Atmosphere-Ocean*. 1992. V. 30. № 1. P. 1–42.
 12. *Cayan D.R.* Latent and sensible heat flux anomalies over the northern Oceans: Driving the sea surface temperature // *Journal of Physical Oceanography*. 1992. V. 22. № 8. P. 859–881.
 13. *Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann, K.P.* North Atlantic ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // *Nature*. 2013. V. 499. № 7459. P. 464–467.
 14. *von Schuckmann K., Palmer M.D., Trenberth K.E., Cazenave A., Chambers D., Champollion N., Hansen J., Josey S.A., Loeb N., Mathieu P.-P., Meyssignac B., Wild M.* An imperative to monitor Earth's energy imbalance // *Nature Climate Change*. 2016. V. 6. P. 138–144.
 15. *Liang X., Yu L.* Variations of the Global Net Air–Sea Heat Flux during the “Hiatus” Period (2001–10) // *Journal of Climate*. 2016. V. 29. № 10. P. 3647–3660.
 16. *Robertson F.R., Roberts J.B., Bosilovich M.G., Bentamy A., Clayson C.A., Fennig K., Schröder M., Tomita H., Compo G.P., Gutenstein M., Hersbach H., Kobayashi C., Ricciardulli L., Sardeshmukh P., Slivinski L.C.* Uncertainties in Ocean Latent Heat Flux Variations over Recent Decades in Satellite-Based Estimates and Reduced Observation Reanalyses // *Journal of Climate*. 2020. V. 33. № 19. P. 8415–8437.
 17. *Parfitt R., Czaja A., Kwon Y.-O.* The impact of SST resolution change in the ERA Interim reanalysis on wintertime Gulf Stream frontal air-sea interaction // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. № 7. P. 3246–3254.
 18. *Bishop S.P., Small R.J., Bryan F.O., Tomas R.A.* Scale Dependence of Midlatitude Air–Sea Interaction // *Journal of Climate*. 2017. V. 30. № 20. P. 8207–8221.
 19. *Tilinina N., Gavrikov A., Gulev S.* Association of the North Atlantic surface turbulent heat fluxes with midlatitude cyclones // *Monthly Weather Reviews*. 2018. V. 146. № 11. P. 3691–3715.
 20. *Bentamy A., Piollé J.F., Grouazel A., Danielson R., Gulev S. et al.* Review and assessment of latent and sensible heat flux accuracy over the global oceans // *Remote Sensing of Environment*. 2017. V. 201. P. 196–218.
 21. *Gulev S.K., Belyaev K.P.* Probability distribution characteristics for surface air-sea turbulent heat fluxes over the global ocean // *Journal of Climate*. 2012. V. 25. P. 184–206.
 22. *Kumar M., Kumar A., Mahanti N.C., Mallik C., Shukla R.K.* Surface flux modelling using ARIMA technique in humid subtropical monsoon area // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2009. V. 71. № 12. P. 1293–1298.
 23. *Yu L., Weller R.A., Sun B.* Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic Ocean (1988–99) by a synthesis approach // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. P. 373–393.
 24. *Kirtman B.P., Stockdale T., Burgman R.* The ocean's role in modeling and predicting seasonal-to-interannual climate variations // *International Geophysics*. 2013. V. 103. P. 625–643.
 25. *Беляев К.П., Королев В.Ю., Горшенин А.К., Антипов А.И., Имеев М.А., Киришкин Н.И., Любовский М.А.* Некоторые особенности внутригодовой изменчивости потоков тепла в Северной Атлантике // *Известия Российской Академии Наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 6. С. 707–720.
 26. *Song X., Ning Ch., Duan Y.* Observed Extreme Air–Sea Heat Flux Variations during Three Tropical Cyclones in the Tropical Southeastern Indian Ocean // *Journal of Climate*, 2021. V. 34. № 9. P. 3683–3705.
 27. *Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н.* О статистической структуре гидрометеорологических полей в Северной Атлантике // *Морской гидрофизический журнал*. 2004. № 1. С. 14–25.
 28. *Shapiro S.S., Wilk M.B.* An analysis of variance test for normality (complete samples // *Biometrika*. 1965. V. 52 (3–4). P. 591–611.
 29. *Володин И.Н.* Лекции по теории вероятностей и математической статистике. Казань: Изд. Казанского Университета, 2006. 270с.
 30. *Королев В.Ю., Горшенин А.К., Гulev С.К., Беляев К.П.* Статистическое моделирование турбулентных потоков тепла между океаном и атмосферой с помощью метода скользящего разделения конечных нормальных смесей // *Информатика и ее применения*. 2015. Т. 9. № 4. С. 3–13.
 31. *Korolev V.Yu., Gorshenin A.K., Gulev S.K., Belyaev K.P.* Statistical modeling of air-sea turbulent heat fluxes by finite mixtures of Gaussian distributions // *Communications in Computer and Information Science*. 2015. V. 564. P. 152–162.
 32. *Горшенин А.К., Королев В.Ю., Щербинина А.А.* Статистическое оценивание распределений случайных коэффициентов стохастического дифференциального уравнения Ланжевена // *Информатика и ее применения*. 2020. Т. 14. № 3. С. 3–12.

Statistical Analysis of Intra- and Interannual Variability of Extreme Values of Sensible and Latent Heat Fluxes in the North Atlantic for 1979–2021

K. P. Belyaev^{1, 2, 3}, A. K. Gorshenin^{2, *}, V. Yu. Korolev^{2, 3, 4}, and A. D. Plekhanov³

¹*Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, 36 Nahimovskiy pr., Moscow, 117997 Russia*

²*Federal Research Center “Computer Science and Control” of the Russian Academy of Sciences, 44-2 Vavilov. Str., Moscow, 119333 Russia*

³*Lomonosov Moscow State University, GSP-1, Leninskie Gory, Moscow, 119991 Russia*

⁴*Moscow Center for Fundamental and Applied Mathematics, GSP-1, Leninskie Gory, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: agorshenin@frcsc.ru*

The paper analyzes the statistical patterns of intra- and interannual variability of sensible and latent heat fluxes in the North Atlantic, including evaluation of regression dependencies, with various averaging of time series. Different characteristics of flows are estimated, such as maxima and minima in the water area, means, medians. Based on the results of the ERA5 reanalysis data for 1979–2021, the evolution of these quantities in the North Atlantic is studied and compared with the behavior of the heat fluxes themselves both from year to year and within an averaged climatic year. It is demonstrated that there is a positive trend in flows. Its parameters are also estimated. The spatio-temporal variability of the extreme characteristics of the flows, the maximum and minimum, over the domain at a fixed point in time, is analyzed.

Keywords: heat fluxes, ocean-atmosphere, statistical models, North Atlantic

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА “ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА”

DOI: 10.31857/S000235152206013X

1. Журнал “Известия РАН. Физика атмосферы и океана” принимает оригинальные исследовательские статьи, обзоры, подготовленные по заказу Редколлегии, и краткие сообщения, посвященные теоретическим и экспериментальным исследованиям физических процессов в атмосфере и океане.

2. Основные научные направления публикаций:

- физико-математические аспекты теории климата;
- циркуляция атмосферы и океана;
- состав и состояние атмосферы и океана;
- взаимодействие атмосферы с океаном и земной поверхностью;
- влияние естественных и антропогенных факторов на климат, атмосферу и океан;
- гидродинамика газовых и водных сред;
- распространение электромагнитных, акустических и гравитационных волн в атмосфере и океане;
- турбулентные и радиационные процессы, тепловой баланс и оптические свойства атмосферы и океана.

3. Текст статьи должен удовлетворять следующим требованиям: формат Microsoft Word или LaTeX, шрифт Times New Roman (размер кегля – 12), междустрочный интервал – 1.5), поля (левое, правое, верхнее, нижнее) – 2 см, выравнивание по ширине, отсутствие переносов. В тексте статьи в качестве десятичного разделителя используется точка, например, 3.14.

4. На первой странице рукописи в левом верхнем углу указывается код статьи по универсальной десятичной классификации (УДК). Первая страница также должна содержать название статьи, инициалы и фамилии авторов, их аффилиацию (место работы с адресом: улица, номер дома, город, индекс, страна), адрес(а) электронной почты автора(ов), отвечающего(их) за переписку с редакцией и издательством, аннотацию, ключевые слова.

5. Аннотация статьи должна быть информативной и подробной, описывать методы и главные результаты исследования. Она не должна содержать ссылок на другие работы.

6. Ключевые слова: 3–6 слов или коротких словосочетаний, точно отражающих содержание рукописи.

7. Формулы в тексте рукописи набираются курсивом и нумеруются в скобках, например:

$$E = mc^2. \quad (2)$$

8. Рисунки и таблицы с подписями приводятся на отдельных страницах в конце рукописи. Надписи на рисунках должны быть на русском языке и, по возможности, заменены цифрами или буквами, которые следует пояснить в тексте или в подписи к рисунку. К каждой иллюстрации должна быть дана подрисовочная подпись, а к каждой таблице – ее заголовок. При наличии нескольких частей в одной иллюстрации они должны располагаться последовательно и иметь общую подпись.

9. Оригинальные файлы иллюстраций должны быть представлены отдельными файлами (каждый файл должен содержать один рисунок) в формате программы, в которой они были подготовлены (JPEG, PNG, GIF, TIFF). Подписи к рисункам также предоставляются отдельным файлом.

10. Список литературы располагается после основного текста рукописи, ссылки на литературу в тексте приводятся в квадратных скобках, например, [Иванов, 2011], [Петров и др., 2009a], [Smith, 1978], [Hammer et al., 1999b]. Публикации в списке литературы располагаются по алфавиту – сначала русскоязычные, затем англоязычные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ (пример оформления)

Журнальные статьи:

Калашник М.В. Генерация внутренних гравитационных волн вихревыми возмущениями в сдвиговом потоке // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 6. С. 1–10.

Plougonven R., Zhang F. Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts // Rev. Geophys. 2014. V. 52. P. 1–37.

Ingel L.Kh., Belyaeva M.V. Toward the theory of convection in a rotating stratified medium over a thermally inhomogeneous horizontal surface // J. Eng. Phys. Thermophys. 2011. V. 84. № 4. P. 820–826.

Книги:

Добеши И. Десять лекций по вейвлетам. Ижевск: РХД, 2001. 464 с.

Безуглая Э.Ю., Смирнова И.В. Воздух городов и его изменения. СПб.: Астерион, 2008. 254 с.

Турбулентность, динамика атмосферы и климата: сборник трудов / Под ред. Голицына Г.С., Мохова И.И., Куличкова С.Н., Курганского М.В., Репиной И.А., Чхетиани О.Г. М.: Физматкнига, 2018. 586 с.

Статьи в сборнике и материалы конференций:

Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б. Сезонные вариации приземной концентрации СО и озона в Центральной Сибири: наблюдение и численное моделирование // XIV Конференция молодых ученых “Взаимодействие полей и излучения с веществом”. 14–18 сентября 2015 г. Сб. научн. тр. Иркутск, 2016 г. С. 352–354.

Интернет-ресурсы:

<https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model>.

11. После списка литературы приводятся сведения о рукописи на английском языке (название статьи, ФИО авторов, их полные аффилиации и адрес(а) электронной почты ответственного(ых) за переписку с редакцией и издательством автора(ов), аннотация, ключевые слова).

12. Для публикации статьи на русском и английском языках должны быть предоставлены подписанные авторами соглашение о передаче авторских прав и лицензионный договор, а также акт экспертизы. Форму авторского договора для публикации в журнале на английском языке мож-

но найти на сайте издателя <https://www.pleiades.online/ru/authors/agreement>. Форма авторского договора для русскоязычной версии статьи высылается автору(ам) после принятия статьи к печати.

13. Для организации рецензирования статьи необходимо предоставить рукопись в формате PDF с рисунками и таблицами, расположенными по мере их упоминания в тексте. Редколлегия журнала просит авторов назвать 3–5 возможных рецензентов для представленной рукописи.

14. Если рукопись направлена на доработку, она должна быть повторно представлена в редакцию вместе с ответами на замечания рецензентов. Если доработка рукописи превышает два месяца, статья рассматривается как новая. Рукописи, не соответствующие тематике журнала и/или данным правилам для авторов, могут быть отклонены без рецензирования.

15. Предоставление рукописи и переписка с авторами ведется только по электронной почте fa0@ifaran.ru. При отправке рукописи необходимо указывать имя первого автора в поле темы сообщения и название статьи. В случае больших объемов информации (свыше 20 Мб) должны быть использованы инструменты архивирования (ZIP, RAR и др.) или информация должна быть разделена на несколько сообщений.

16. Автор(ы), направляя рукопись в журнал, гарантирует(ют), что соответствующий материал (в оригинале или в переводе на другие языки или с других языков) ранее нигде не публиковался и не находится на рассмотрении для публикации в других журналах.