Том 59, Номер 1

ISSN 0002-3515 Январь - Февраль 2023

ИЗВЕСТИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

www.sciencejournals.ru

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



СОДЕРЖАНИЕ

-

_

Том 59, номер 1, 2023

3
19
27
21
33
44
55
00
61
01
- 1
71
00
88
112

_

_

Vol. 59, No. 1, 2023

=

_

Evolution of the Atmospheric Pressure Signal from Tonga Volcano when Moving Away from It	
I. P. Chunchuzov, S. N. Kulichkov, O. E. Popov, and V. G. Perepelkin	3
Simulation of Present Day Climate with Climate Model INMCM60	
E. M. Volodin	19
Statistical and Model Estimates of the Relationship between Characteristics of Atmospheric Tornadoes	
I. I. Mokhov	27
On the Theory of Individual Atmospheric Vortices: an Example of the Subtropical Anticyclone Evolution	
A. V. Kislov, I. V. Zheleznova, Yu. V. Mukhartova, and A. I. Nesviatipaska	33
Approximation of Small Amplitude Waves Short in Vertical in the Atmosphere Taking Into Account the Average Wind	
S. P. Kshevetskii, Y. A. Kurdyaeva, and N. M. Gavrilov	44
Generation of an Intense Subsurface Current by a Squeal Passing over the Sea	
A. N. Serebryany and A. N. Svadkovskiy	55
Model Estimate of the Acidity of Atmospheric Precipitation Acidity Due to Anthropogenic Sulfur Compounds in the 20th Century	
R. D. Gizatullin and A. V. Eliseev	61
Estimation of Carbon Balance in Steppe Ecosystems of Russia	
L. L. Golubyatnikov, I. N. Kurganova and, and V. O. Lopes de Gerenyu	71
Comparison of Results of Long-Term Measurements of Stratospheric and Tropospheric Column NO ₂ Contents using Satellite Ozone Monitoring Instrument to Results of Ground-Based Measurements	
A. N. Gruzdev and A. S. Elokhov	88
Evaluation of the Effectiveness and Impact of Wetting the Surface of the Collector Mesh on the Process of Collecting Atmospheric Fog	
A. I. Ukolov and T. N. Popova	112

УДК 551.796:534.2,534-6

ЭВОЛЮЦИЯ СИГНАЛА АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ ОТ ВУЛКАНА ТОНГА ПРИ УДАЛЕНИИ ОТ НЕГО

© 2023 г. И. П. Чунчузов^{а,} *, С. Н. Куличков^а, О. Е. Попов^а, В. Г. Перепелкин^а

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3., Москва, 119017 Россия

*e-mail: igor.chunchuzov@gmail.com Поступила в редакцию 02.09.2022 г. После доработки 29.09.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Предложена модель распространения сигнала атмосферного давления от извержения вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай, с помощью которой дано объяснение некоторым закономерностям в изменении формы наблюдаемого сигнала с ростом расстояния от вулкана. Модель основана на решении линеаризованного уравнения Кортевега де-Вриза (КДВ), которое описывает изменение формы волны Лэмба в зависимости от расстояния от источника. Проводится сравнение наблюдаемых и модельных сигналов, полученных в виде суперпозиции волны Лэмба и акустических мод, рассчитанных для трех инфразвуковых станций (IS22, IS24 и IS30). Дается оценка энергии извержения вулкана по амплитуде флуктуаций атмосферного давления и характерной длительности сигналов, зарегистрированных на ближних к вулкану инфразвуковых станциях.

Ключевые слова: волна Лэмба, акустические и гравитационные моды, инфразвуковые волны, энергия извержения

DOI: 10.31857/S0002351523010029, EDN: DMDOAY

введение

Извержение подводного вулкана Хунга–Тонга-Хунга–Хаапай (далее сокращенно – Тонга) 15 января 2022 вызвало волновые возмущения одновременно в океане, атмосфере и литосфере [1–4]. Изучение характеристик волновых возмущений (временной формы, амплитуды, длительности) и их энергии помогает нам понять и оценить реакцию природных сред на достаточно редкое и мощное природное явление, каковым является извержение вулкана Тонга.

Извержение вулкана сопровождалось генерацией акустико-гравитационных волн в атмосфере, которые были зарегистрированы практически на всей сети инфразвуковых станций Международной системы мониторинга ядерных взрывов [3] и на сети микробарографов, установленных в московском регионе [2, 5]. Среди этих волн была выделена мода Лэмба (эта мода была идентифицирована С.Н. Куличковым, https://nplusl.ru/ material/2022/01/21/tonga, в первые дни после извержения вулкана), называемой в дальнейшем волной Лэмба, амплитуда которой быстро спадает с высотой от поверхности земли, а горизонтальная групповая скорость распространения близка к скорости звука [6–9]. Наряду с инфразвуковыми волнами, на достаточно большом расстоянии от вулкана (на Аляске) обнаруживались звуковые "хлопки" в слышимом диапазоне частот, выше 20 Гц [3]. Они могли быть результатом проявления нелинейных эффектов, накапливающихся с ростом расстояния от источника, и образования ударных волн в случайном поле интенсивных акустических волн, генерируемых вулканом [3, 10].

В области низких частот, ниже 0.003 Гц, извержение вулкана сопровождалось генерацией внутренних гравитационных волн, хорошо наблюдавшихся на последовательных во времени снимках из космоса [11-13]. Их горизонтальные фазовые скорости достигали 250 м/с [13], что редко наблюдается для внутренних гравитационных волн от других источников в атмосфере [8], имеющих типичные фазовые скорости порядка 10 м/с. Так как скорости внутренних волн от вулкана значительно превышали скорость ветра в атмосфере, то их гребни расходились от вулкана в виде почти концентрических кругов, достигавших в радиусе тысячи км. При этом горизонтальные и вертикальные длины волн составляли 500 и 20 км, соответственно [13]. Источник этих волн, по-видимому, был связан с ростом облака из водно-газовой смеси и пирокластического материала, выброшенного при извержении вулкана, и нестационарным всплытием части этой смеси до устойчиво-стратифицированных слоев стратосферы, расположенных на высотах свыше 30 км. Таким образом, извержение вулкана сопровождалось генерацией атмосферных волн в чрезвычайно широком диапазоне временных и пространственных масштабов.

На сети микробарографов в московском регионе, на расстоянии примерно 15200 км от вулкана, было обнаружено шесть приходов сигнала давления (прямых и прошелших через антиподальную точку), содержащих волну Лэмба и инфразвуковые волны. Инфразвуковые волны были обнаружены в первом их приходе, начиная с частоты 0.0035 Гц и практически до верхней рабочей частоты 9 Гц микробарографов международной сети мониторинга [2]. Было показано, что волна Лэмба, распространяясь в атмосфере над поверхностью океана, генерирует в нем волну цунами со скоростью распространения длинных гравитационных волн в океане \sqrt{gH} , где g – ускорение свободного падения, H - глубина океана. В глубоких областях Мирового океана скорость распространения волн цунами может совпадать со скоростью распространения волны Лэмба в атмосфере, что приводит к волновому резонансу этих волн. Момент прихода таких "быстрых" волн цунами в разные пункты опережает приход волны цунами, генерируемой собственно подводным извержением вулкана [1, 2].

Наряду с генерацией волны шунами отмечались и другие эффекты, связанные с волной Лэмба. Например, в момент прихода волны Лэмба в московский регион было обнаружено возмущение концентрации аэрозоля, которое коррелировало с сигналом давления [2]. Было обнаружено также возмущение электрических и магнитных полей в атмосфере в момент прохождения волны Лэмба [5]. Сигнал атмосферного давления от вулкана Тонга, содержащий волну Лэмба и другие акустико-гравитационные моды, был записан также на побережье Японского моря с помощью лазерного нанобарографа [4], имеющего очень широкую равномерную частотную характеристику. Сигнал давления вызвал совершенно идентичный по форме сигнал деформаций в земной коре, измеренный с помощью двух лазерных тензометров (измерителей линейных деформаций земной коры в направлениях Север-Юг и Восток-Запад). Для основного спектрального максимума сигнала в 17 мин коэффициент передачи от сигнала давления к сигналу деформации составил примерно 34 Па/мкм.

Для моделирования влияния сигнала атмосферного давления от извержения вулкана Тонга на генерацию волн цунами и на вариации различных полей (магнитных, электрических, сейсмических) необходимо знание закономерностей изменения формы и амплитуды сигнала давления в зависимости от расстояния от источника. Цель данной работы состоит в объяснении наблюдае-

мой закономерности в изменении формы сигнала в зависимости от расстояния от вулкана и в оценке энергии, генерируемой вулканом в атмосферу. Анализ изменения формы и амплитуды сигналов с ростом расстояния от вулкана будет дан в Разделе 1. Теоретическое объяснение наблюдаемым закономерностям в изменении форм сигналов будет дано в Разделе 2 с использованием решения линеаризованного уравнения Кортевега де-Вриза (КДВ), описывающего распространение волны Лэмба в атмосфере. Оценка энергии, генерируемой извержением вулкана в атмосферу, будет приведена в Разделе 3. Фильтрация инфразвуковых волн в сигналах, зарегистрированных на инфразвуковых станциях с разными азимутами (IS22 и IS24). будет проведена в Разделе 4, а моделирование распространения инфразвуковых волн-в Разделе 5. Сравнение модельного и наблюдаемого сигналов на станциях IS24 и IS 30 будет дано в Разделе 6.

1. СИГНАЛЫ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫЕ НА БЛИЖНИХ К ВУЛКАНУ ИНФРАЗВУКОВЫХ СТАНЦИЯХ

На рис. 1 показано, как изменяется форма и амплитуда сигнала от вулкана Тонга по мере роста расстояния от него. Сигналы были зарегистрированы с помощью низкочастотных барографов, расположенных на разных инфразвуковых станциях, на расстояниях от 2758 км (IS24) до 15182 км (IS43) от вулкана. Вторая панель снизу соответствует сигналу, прошедшему антиподальную точку на IS43. На нижней панели показан сигнал, пришедший от вулкана к IS43 и вернувшийся туда снова после совершения одного оборота вокруг Земли, пройдя при этом 55252 км.

Обнаруживается определенная тенденция в изменении формы сигнала с ростом расстояния. Вплоть до расстояния 8563 км (первые четыре панели сверху), за передней положительной фазой сигнала длительностью порядка 20 мин и амплитудой порядка 150 Па следует отрицательная фаза сигнала меньшей амплитуды, содержащая высокочастотные осцилляции, происхождение которых мы обсудим ниже. Положительная фаза сигнала тоже содержит осцилляции с периодами в 4-5 мин, характерными для коротких внутренних гравитационных волн. По мере удаления от вулкана (IS43, 15182 км) положительная фаза удлиняется, а осцилляции на ней уменьшаются по амплитуде (рис. 1). При этом отрицательная фаза тоже растет по амплитуде в сравнении с положительной фазой, а высокочастотные осцилляции на отрицательной фазе сигнала уменьшаются по амплитуде с ростом расстояния. Ниже мы попытаемся объяснить описанные выше основные тенденции в эволюции сигнала с ростом расстояния от источника.



Рис. 1. Сигналы на барографах после фильтра высоких частот с частотой среза 0.0001 Гц для разных расстояний от вулкана (расстояние растет от верхней панели к нижней).

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023

Следует заметить, что рассматриваемые нами сигналы получены на расстояниях *r* от источника, значительно превышающих длины волн λ , характерные для волны Лэмба. Действительно, частотный спектр сигнала, зарегистрированного на одной из ближайших к вулкану инфразвуковых станций (IS22, 1855 км) имеет максимум на частоте 0.0005 Гц, для которой длина волны Лэмба (при ее фазовой скорости *c*_L = 310 м/с) составляет примерно 620 км. Сигналы, показанные на рис. 1. были зарегистрированы на расстояниях порядка четырех длин волн и далее, т.е. в волновой зоне источника. Эволюция их формы с ростом расстояния может быть объяснена с помощью решения линеаризованного уравнения КДВ

2. РЕШЕНИЕ ЛИНЕАРИЗОВАННОГО УРАВНЕНИЯ КДВ, ОПИСЫВАЮЩЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЕ В АТМОСФЕРЕ ВОЛНЫ ЛЭМБА

Волна Лэмба является решением линеаризованного уравнения КДВ, полученным в [7] в следующем виде:

$$\Psi(t,s,\theta) = \frac{T_{\gamma}}{\tau_D} \pi^{-1/2} \int_0^\infty d\mu M(\mu) Ai \left(\frac{\tau_a - t}{\tau_D} + \mu \frac{T_{\gamma}}{\tau_D} \right), \quad (1)$$

где *s* и θ — криволинейные цилиндрические координаты с началом (s = 0) вблизи источника, учитывающие сферичность земной поверхности, $\tau_a = \int_0^s ds/c_e$ — время распространения волны Лэмба вдоль криволинейного луча с заданным азимутом выхода $\theta(s = 0)$ из начала координат s = 0до точки приема на расстоянии s от точечного источника, c_e – некоторая средняя по высоте z скорость волны Лэмба вдоль луча (взятая с весом $p_0(z)^{2/\gamma}/\rho_0(z)$, где $p_0(z)$ и $\rho_0(z)$ – невозмущенные волной значения давления и плотности воздуха в зависимости от высоты, у – постоянная адиабаты), учитывающая среднюю по высоте компоненту скорости ветра вдоль луча (скорость ветра V_0 считается малой по величине по сравнению со скоростью звука c_0) и средние по высоте отклонения скорости звука и скорости ветра от их значений в изотермической атмосфере (постоянная скорость звука) с постоянной скоростью ветра, τ_{D} – характерное время, на котором существенно проявляется дисперсия волны Лэмба (см. в [7] формулы (6)-(7) и (58)–(59)), $\mu = t/T_{\gamma}$ – время, нормированное на характерное время роста давления T_{γ} в сигнале, генерируемом вулканом. Функция $\psi(t, s = 0) = M(\mu)$ описывает форму сигнала, генерируемого источником на некотором близком от него расстоянии. В качестве модели сигнала, генерируемого ядерным взрывом, часто выбирается импульс Глэдстоуна [8]. На небольшом расстоянии от источника он приобретает форму, показанную на рис. 2 и воспроизведенную из [7].

Введем следующие безразмерные переменные: $q = \frac{T_{\gamma}}{\tau_D}$ и $\frac{\tau_a - t}{T_{\gamma}} = -\tau$, тогда уравнение (1) можно переписать в виде следующей свертки по времени

реписать в виде следующей свертки по времени функций M(t') и F(t') = Ai(-qt'):

$$\Psi(t,s) = q\pi^{-1/2} \int_{0}^{1} d\mu M(\mu) Ai(-q(\tau-\mu)).$$
(2)

Выберем начальный сигнал в виде, аналогичном виду сигнала, заданному на некотором расстоянии от ядерных взрывов (рис. 2):

где $M(\mu)$ – начальный сигнал в виде, полученном Пирсом и Пози [7] для ядерных взрывов (рис. 2), а характерное время роста давления в сигнале T_{y} на графике начального сигнала $M(\mu)$ соответствует значению $\mu = t/T_{\gamma} = 1$; *Ai*(-*x*) – функция Эйри, отраженная относительно вертикальной оси x = 0. Так как характерное время дисперсии au_D растет с расстоянием s от источника как $s^{1/3}$, то параметр q, наоборот, убывает. Например, для q = 2, функции M(t) и F(t) = Ai(-at) показаны на рис. За. а их свертка, нормированная на ее максимум, показана на рис.36. Видно, что на отрицательной фазе сигнала-свертки возникают осцилляции с периодом в q раз короче периода осцилляций функции Эйри. В предельном случае больших значений q можно воспользоваться в (2) асимптотическим соотношением:

 $q\pi^{-1/2}Ai(qx) \rightarrow \delta(x)$ при $q \rightarrow \infty$, которое приводит к асимптотике $\psi(t,s) \rightarrow M(\tau)$, означающей, что на малых расстояниях форма сигнала-свертки, как и следовало ожидать, близка к его заданной начальной форме на близком от источника расстоянии.

При уменьшении q от 10 до 1.5 (рис. 4а, 4б, 4в, 4г), т.е. при росте расстояния от источника, длительность положительной фазы сигнала постепенно увеличивается в сравнении с временным масштабом T_{γ} , а передний фронт становится более пологим в сравнении с фронтом начального сигнала $M(t/T_{\gamma})$. При этом, период осцилляций и амплитуда отрицательной фазы сигнала увеличиваются. Эта тенденция в изменении формы сигнала продолжается и при уменьшении q от 1 до 0.5 (рис. 4д, 4е).

При q < 1 поведение формы сигнала с ростом расстояния детально описано в [7]. Решение линеаризованного уравнения КДВ на больших расстояниях от источника состоит из так называемой волны Эйри в головной части сигнала и следующего за ней осциллирующего хвоста [14]. В частности, при q = 0.5 амплитуда отрицательной фазы волны становится больше амплитуды ее положительной фазы (рис. 4е).

6



Рис. 2. Начальный сигнал $\psi(t, s = 0) = M(\mu)$, $\mu = t/T_{\gamma}$, заданный на некотором близком расстоянии от источника в его волновой зоне, T_{γ} – характерное время роста давления в сигнале при взрыве. Значения *M* отложены по верти-кальной оси.



Рис. 3. Функции M(t) и F(t) = Ai(-qt) при $q = \frac{T_{\gamma}}{\tau_D} = 2$ (а), и их свертка ψ , нормированная по максимуму ψ_{max} (б).

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023



ратно пропорционального $s^{1/3}$, где s – расстояние от источника.

Трансформация формы сигнала в зависимости от расстояния удовлетворительно объясняется решением линеаризованного уравнения КДВ в виде свертки (2), что показано на рис. 5. На сравнительно близком расстоянии от источника форма сигнала близка к форме начального сигнала (рис. 5а), тогда как на достаточно большом расстоянии (рис. 5г), где q < 1, волна Лэмба состоит из головной волны Эйри и следующим за ней осциллирующим хвостом. Временной интервал T_{12}



Рис. 5. Сопоставление форм наблюдаемых сигналов на разных расстояниях от вулкана с решением (2) линеаризованного уравнения КДВ. Наблюдаемые сигналы были записаны на барографах станций IS24, IS30 и La Serena, тогда как сигнал на IS43 был зарегистрирован на микробарографе.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023

между первыми двумя максимумами волны Лэмба (рис. 5д, внизу) равен $4\tau_D$ [7]. Оценка этого интервала из рис. 5г дает $T_{12} = 28-30$ мин, откуда $\tau_D \approx 7$ мин, а временной масштаб $T_{\gamma} = q\tau_D = 0.5\tau_D = 3.5$ мин. Этот временной масштаб можно оценить также из сопоставления форм расчетного и наблюдаемого сигналов, показанного на рис. 5б. Такое сопоставление для ближнего сигнала (r = 2576 км) на рис. 5а (вверху) дает длительность положительной фазы сигнала около 10 мин, которая соответствует нормированной на T_{γ} длительности $\Delta \tau = 2.5$ положительной фазы расчетного сигнала на рис. 5а (внизу), откуда $T_{\gamma} \sim 10$ мин/2.5 = 4 мин.

Из рис. 5 видно, что основные особенности изменения формы сигнала с ростом расстояния от вулкана удовлетворительно объясняются зависимостью формы волны Лэмба (1)–(2) от расстояния. Однако, в наблюдаемом сигнале видны короткопериодные осцилляции (по сравнению с характерными периодами волны Лэмба), которые не учитываются решением (1)–(2). Вклад в эти осцилляции дает поле акустических мод, которое складываются с полем волны Лэмба вместе с гравитационными модами, образуя результирующее волновое поле сигнала [7–8, 15].

3. ОЦЕНКА ЭНЕРГИИ, ГЕНЕРИРУЕМОЙ ИЗВЕРЖЕНИЕМ ВУЛКАНА В АТМОСФЕРУ

Волновое поле давления сигнала можно представить в виде суперпозиции $P = A\psi(t, s) + P_{ag}$ поля волны Лэмба $A\psi(t, s)$ и суммарного поля акустических и гравитационных мод P_{ag} [15, 7], где

$$A = \frac{DV(\vec{x}, \vec{x}_0)gE}{(c_0 T_0)^{3/2} c_0^2 \sigma^{1/2}},$$

$$V(\vec{x}, \vec{x}_0) = \frac{\Lambda(\vec{x})\Lambda(\vec{x}_0)}{P_0(\vec{x}_0)} + O(V_0/c_0),$$
 (3)

$$\Lambda(\vec{x}) = P_0^{1/\gamma}(\vec{x})/P_0^{(1/\gamma) - (1/2)}(\vec{x}_g),$$

E — полная энергия, генерируемая взрывом в атмсфере (в нашем случае извержением подводного вулкана), \vec{x} и \vec{x}_0 — координаты приемника и источника волн в атмосфере, соответственно, \vec{x}_g — координата приемника на поверхности земли, σ — сечение лучевой трубки, вдоль которой распространяется волновое возмущение, *g* — ускорение свободного падения, $O(V_0/c_0)$ — малые по величине члены порядка отношения скорости ветра V_0 к скорости звука c_0 , $D = K(\gamma - 1)(2 - \gamma)\sqrt{2}/(4\pi)$, а *K* безразмерная константа, определяемая эмпирически и характеризующая долю высвобожденной энергии при извержении вулкана, приходящуюся на взрывную волну. Для ядерных взрывов в атмосфере, рассмотренных в [7], считалось, что K = 0.5, а D = 0.013. При таких значениях K получалось достаточно хорошее совпадение расчетных значений энергии Eс ее реальными значениями для ряда ядерных взрывов с энергиями E от 8 MT THT to 11 MT THT [16].

Для оценки энергии Е, генерируемой в атмосферу извержением вулкана, учтем, что источник и приемник расположены вблизи земной поверхности, поэтому множитель $V(\vec{x}, \vec{x}_0)$ в выражении (3) близок к единице. Предполагая, что фокусировка лучевой трубки происходит главным образом изза сферичности земной поверхности и пренебрегая при этом влиянием неоднородностей скорости ветра и температуры на рефракцию лучей, можно представить зависимость сечения лучевой трубки от расстояния r от источника в виде $\sigma = r_e \sin(r/r_e)$, где r_e – радиус Земли. Для небольших расстояний, $r \ll r_e$, амплитудный множитель *А* в выражении для моды Лэмба спадает с ростом расстояния по цилиндрическому закону $r^{-1/2}$, поэтому для таких расстояний максимум сигнала давления P_{max} связан с максимумом ψ_{max} функции уприближенным соотношением:

$$P_{\rm max} = A \psi_{\rm max}, \quad A \approx \frac{DgE}{(c_0 T_0)^{3/2} c_0^2 r^{1/2}},$$
 (4)

откуда следует приближенное выражение для энергии *E*:

$$E = \frac{P_{\max}(c_0 T_0)^{3/2} c_0^2 r^{1/2}}{\Psi_{\max} Dg}.$$
 (5)

Цилиндрическая расходимость волн Лэмба была учтена в работе [17], позволившая объяснить наблюдаемые волны цунами в Японском море.

Оценим энергию Е для сигнала давления, зарегистрированного на IS24. Для него можно взять следующие значения: $P_{\text{max}} \sim 100 \text{ Па}, c_0 = 310 \text{ м/c},$ $T_{\gamma} = 4$ мин = 240 с, r = 2858 км. На выбранном расстоянии параметр q = 2.5, а сигнал $\psi(t)$ (рис. 5а) еще не очень сильно отличается по форме и амплитуде от начального сигнала $M(t/T_{\gamma})$ на рис. 2, имеющего амплитуду равную 0.8, поэтому амплитуду ψ_{max} можно взять равной 1. Что касается значений K, то в их эмпирическом выборе есть большая доля неопределенности, поэтому мы предположим, что *К*лежит в интервале 0.5-1, а D = 0.013-0.026. Тогда, из (5) получаем, что $E = (1.5-3) \times 10^{18}$ Дж. Даже для нижнего значения этого интервала полученная энергия, выброшенная вулканом в атмосферу, эквивалентна 358 МТ, что близко к значениям Е, полученным ранее в [2] с помощью формулы, связывающей амплитуду давления волны Лэмба и длительность между первыми ее последовательными максимумами с энергией Е [7].

В последней работе отмечалось, что для наиболее мощного произведенного ядерного взрыва энергией 58 МТ ТНТ эта формула, примененная к записям сигнала от взрыва, полученным в [18], давала хорошее согласие с истинным значением E. Однако, для данных других авторов [19] она завышала истинные значения E почти в 5 раз. Полученный разброс в оценках E объяснялся разбросом амплитуд сигналов, записанных в разных пунктах и зависящих от фактора фокусировки лучей σ в каждом пункте.

Влияние неоднородностей скорости ветра и температуры на фактор фокусировки лучей σ не учитывалось как при выводе формулы для энергии Е в [7], так и при выводе нашей формулы (5). Тем не менее, даже с учетом указанного выше возможного завышения энергии извержения вулкана Е, наша оценка дает значения, превышающие 58 MT THT и, тем более, первоначальную оценку энергии извержения вулкана в 18 МТ ТНТ, данную в [20]. Этот вывод подтверждается также полученной в [5] оценкой этой энергии по характерной частоте в спектре сигнала, дающей значение $E \sim 200$ MT THT. В работе [21] авторы тоже пришли к выводу о том, что энергия извержения вулкана Тонга превышает энергию, высвобожденную при взрыве ядерной бомбы в 58 MT THT и извержении вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. Они оценили ее в 61 МТ ТНТ, используя эмпирический степенной закон уменьшения амплитуды давления сигнала с ростом расстояния от вулкана и подбирая неизвестные численные коэффициенты в этом законе из экспериментальных зависимостей амплитуды от расстояния для источников с известной энергией Е (для ядерной бомбы в 58 МТ ТНТ и вулкана Сент–Хеленс). Формула Пирса и Пози [7, 16], использованная первоначально в [2] для оценки энергии Е, была позже использована авторами работы [22] по отношению к сигналам, зарегистрированным на ряде инфразвуковых станций. Они оценили среднюю энергию E в 111 ± 23 MT THT, которая по порядку величины была близка к оценке Е, полученной ранее в [2].

Что касается энергии E_L , переносимой волной Лэмба, то ее можно рассчитать, вычислив полный поток энергии, переносимый этой волной в течение ее длительности T_L через цилиндрическую поверхность r =const:

$$E_{L} = 2\pi r \int_{0}^{T_{L}} dt \int_{0}^{\infty} dz \left[\frac{p'^{2}}{2\rho_{0}c_{0}^{2}} + \frac{\rho_{0}v^{2}}{2} \right] c_{0}, \qquad (6)$$

где v — колебательная скорость в моде Лэмба (вертикальная компонента скорости равна нулю), связанная поляризационным соотношением $v = p'/(\rho_0 c_0)$ с возмущением давления p' (малыми поправками, связанными с ветром мы пренебрега-

ем). Учтем в (6) что амплитуда возмущения давления

пропорциональна $p_0^{1/\gamma}(z)$, а плотность $\rho_0 = \gamma p_0/c_0^2$, поэтому плотность энергии волны Лэмба, стоящая в квадратных скобках (6), убывает с высотой *z* пропорционально exp[$-(2/\gamma - 1)(z/H)$], где *H* – высота однородной атмосферы. Характерная высота убывания плотности энергии с высотой равна

$$H_{\gamma} = \frac{\gamma n}{2 - \gamma} \approx 16$$
 км, поэтому формула (6) примет вид

$$E_{L} = 2\pi r H_{\gamma} \int_{0}^{T_{L}} dt \left[\frac{p^{\prime 2}}{\rho_{0} c_{0}^{2}} \right]_{z=0} c_{0}, \qquad (7)$$

где в квадратных скобках стоит плотность энергии волны Лэмба вблизи поверхности земли, а T_L – длительность сигнала.

Проведем расчет энергий, переносимых сигналами, зарегистрированными на станциях IS24, IS30 и IS43 (на рис. 1), учитывая, что основной вклад в плотность волновой энергии в нижнем слое атмосферы толщиной H_{γ} вносит волна Лэмба. Для акустических и гравитационных мод, плотности энергий определенным образом распределены с высотой во всем слое атмосферы от поверхности земли до нижней термосферы [8].

Аппроксимация зарегистрированных сигналов на разных станциях с помощью сигналов, описывающих волну Лэмба с разными значениями параметра q (рис. 7) позволяет оценить амплитуды Р₊ и длительности Т₊ положительной и отрицательной фаз этой волны. Сигналу на станции IS24 (рис. 1) соответствуют следующие приближенные значения этих параметров: $P_{+} = 250 \ \Pi a$, $T_{+} = 20$ мин, $P_{-} = 100$ Па, $T_{-} = 50$ мин, r = 2758 км. Тогда из (7) получим $E_L \approx 5 \times 10^{16}$ Дж. Аналогич-но, для станции IS30 имеем: $P_+ = 150$ Па, $T_+ =$ = 25 мин, *P*_ = 70 Па, *T*_ = 55 мин, *r* = 7750 км, поэтому $E_L \approx 6 \times 10^{16}$ Дж. При прямом распространении сигнала до станции IS43 расстояние r == 15182 км. На таком расстоянии отрицательная фаза волны Лэмба становится по амплитуде больше, чем ее положительная фаза. Взяв для положительной и отрицательной фаз головной части сигнала на рис. 1 (третья панель снизу) следующие значения $P_{+} = 100$ Па, $T_{+} = 25$ мин, $P_{-} = 120$ Па, $T_{-} =$ = 20 мин, получим $E_L \approx 8 \times 10^{16}$ Дж. Таким образом, энергия, переносимая волной Лэмба, лежит в интервале $(5-8) \times 10^{16}$ Дж.

4. ФИЛЬТРАЦИЯ ИНФРАЗВУКОВЫХ СИГНАЛОВ ОТ ВУЛКАНА ТОНГА

Прежде, чем проводить расчет суммарного поля акустических мод, дающих вклад в сигнал дав-

2023



Рис. 6 Эффективные скорости звука в направлениях от вулкана на станции IS22 и IS24.

ления от вулкана, мы отфильтровали инфразвуковое поле зарегистрированных сигналов в диапазоне частот 0.0035—0.025 Гц. В этом диапазоне нижняя частота близка к нижней граничной частоте акустических мод [8], соответствующей в изотермической атмосфере периоду примерно в 4.7 мин (эта частота, вообще говоря, зависит от реальной стратификации температуры атмосферы и в зависимости от нее может меняться в широких пределах).

На рис. 6 показаны вертикальные профили эффективной скорости звука для трасс распространения инфразвука от вулкана до станции IS22 (толстая линия, азимут 261°) и до станции IS24 (тонкая линия, азимут 88°). Отфильтрованные в диапазоне частот 0.0035-0.025 Гц инфразвуковые сигналы, зарегистрированные на двух инфразвуковых станциях IS22 и IS 24, показаны на рис. 7а и 7б, соответственно. Эти сигналы, как видно, существенно отличаются по форме, длительности и локальным групповым скоростям распространения разных участков сигнала. Такое отличие вызвано, главным образом, стратификацией скорости и направления ветра во всем слое атмосферы от поверхности земли до высоты нижней термосферы, которая приводит к существенному различию профилей эффективной скорости звука Сэф $\phi(z)$ вдоль двух направлений от вулкана к станциям IS22 и IS 24 (рис. 6).

В направлении от вулкана к станции IS22 образуется стратосферный и термосферный волноводы для акустических волн, тогда как в направлении к станции IS24 формируется только термосферный волновод. Такая азимутальная анизотропия в распространении инфразвукового сигнала приводит к тому, что на IS 22 первыми приходят участки сигнала, формируемые полем мод в стратосферном волноводе, имеющих групповые скорости 310-320 м/с (рис. 7а). Эти скорости близки к групповой скорости волны Лэмба. Что касается инфразвукового сигнала, зарегистрированного на IS24, то следует заметить, что его локальные групповые скорости значительно ниже (менее 280 м/с), чем у сигнала на IS22 (для IS22 начало сигнала соответствует скорости в 344.8 м/с, а для IS24-301.5 м/с). Это можно объяснить тем, что этот сигнал сформирован акустическими модами низших номеров, распространяющимися в термосферном волноволе.

5. МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИНФРАЗВУКОВЫХ ВОЛН ОТ В. ТОНГА ДО СТАНЦИЙ IS22, IS24 И IS30

Результаты расчета инфразвуковых сигналов лля IS22 и IS24 методом псевдо-лифференциального параболического уравнения (ППУ) по программе Авилова К.В. [23] показаны на рис. 7в и рис. 7г, соответственно. Изменение профиля Сэфф вдоль трассы распространения инфразвука было получено по данным температуры и скорости ветра из европейской модели ECMWF [24]. Восточные ветра формировали стратосферный волновод в направлении на IS22, а в направлении на IS24 стратосферный волновод отсутствовал. Волновой расчет хорошо предсказывает разность в групповых скоростях начальных участков сигналов для IS22 и IS24. Для IS22 (рис. 7а) наблюдаются стратосферные и термосферные приходы, тогда как для IS24 только термосферные (рис. 7б).

Расчет для IS22 (рис. 7в) учитывает дисперсионное растяжение сигнала во времени с ростом расстояния от источника при его распространении в стратосферном и термосферном волноводах. Для IS24 это растяжение вызвано распространением сигнала только в термосферном волноводе. Длительности зарегистрированных сигналов (рис. 6) существенно превышают расчетные (рис. 7), что, вероятно, связано с тем, что реальное излучение инфразвука вулканом при его извержении происходило в течение длительного промежутка времени, тогда как расчетные формы сигналов — это импульсные характеристики атмосферы при ее возбуждении дельта-образным импульсом.

При расчете сигнала на станции IS30 также учитывалось изменение профиля эффективной скорости звука Сэфф вдоль горизонтальной трассы распространения. На рис. 8 показана в направ-



Рис. 7. (а) и (б) – сигналы станций IS22 и IS24, соответственно, после фильтрации в полосе 0.0033–0.025 Гц; (в) и (г) – рассчитанные сигналы в полосе 0.0033–0.025 Гц для станций IS22 и IS24.

лении от вулкана на IS30 эффективная скорость звука Сэфф в зависимости от высоты (до 52 км) и горизонтального расстояния от источника (рис. 8 слева). Справа на Рис.8 показаны вертикальные профили Сэфф вблизи источника и на расстоянии 7750 км от него.

Из них видно, что при приближении к IS 30 в слое стратосферы 45–50 км возможно полное внутреннее отражение акустических волн и образование стратосферного волновода. Для такого переменного по трассе профиля Сэфф показан сигнал, рассчитанный методом ППУ (рис. 8, нижняя панель),

На рис. 9 представлены экспериментальный (слева) и рассчитанный (справа) сигналы и соответствующие им спектрограммы в полосе частот 0.00376—0.03 Гц. В основных чертах есть сходство спектрограмм: обе демонстрируют выраженную частотную дисперсию сигналов, связанную с практически одномодовым распространением в стратосферном волноводе до частоты примерно 0.013 Гц. Начиная с частоты 0.013 Гц и выше появляются более быстрые моды высоких номеров, приходящие в точку приема раньше первой моды.

6. СРАВНЕНИЕ МОДЕЛЬНОГО СИГНАЛА С СИГНАЛАМИ, ЗАПИСАННЫМИ НА БАРОГРАФАХ СТАНЦИЙ IS 24 И IS30

Из сравнения расчетного сигнала-свертки на рис. 5а (нижняя панель), описывающего форму волны Лэмба для станции IS24, с сигналом, зарегистрированным барографом на этой станции, можно оценить амплитуду давления и длительность положительной фазы расчетного сигнала. Результат сложения поля волны Лэмба с низкочастотным акустическим полем, рассчитанным в диапазоне частот 0.001–0.01 Гц методом ППУ, показан на рис. 10б. При сложении мы учитывали величину отношения среднеквадратичных значений для наблюдаемых сигналов на IS24 (рис. 10а), отфильтрованных в диапазонах частот 0.0001– 0.001 Гц и 0.001–0.01 Гц, соответственно. Эти



Время, мин

Рис. 8. Эффективная скорость звука Сэфф в направлении от вулкана к станции IS30 в зависимости от высоты и горизонтального расстояния от источника (слева) и профили Сэфф в начале и конце трассы распространения от вулкана к IS30 (справа). Рассчитанный сигнал в частотной полосе 0.0038–0.03 Гц на расстоянии *r* = 7748 км для меняющегося вдоль горизонтальной трассы распространения профиля Сэфф (внизу).

диапазоны характерны для моды Лэмба и акустических мод, соответственно. Полученный в результате расчета сигнал показан на рис. 106 вместе с сигналом, записанном на барографе.

Расчетный сигнал отражает основные особенности наблюдаемого сигнала, такие как наличие длительной положительной фазы с максимальной амплитудой в сигнале и наличие высокочастотных осцилляций давления (частоты 0.001– 0.01 Гц) на отрицательной фазе сигнала. Однако, на записи барографа на IS24 наличие высокочастотных осцилляций с частотами порядка 0.01 Гц менее выражено, чем на расчетном сигнале, что, возможно, связано с быстрым спадом амплитуд-



Рис. 9. Экспериментальный (IS30 7748 км) (слева) и рассчитанный (справа) сигналы в полосе частот 0.00376-0.03 Гц и их спектрограммы.

но-частотной характеристики барографа с ростом частоты в диапазоне 0.001–0.01 Гц. Кроме того, на положительной фазе сигнала барографа присутствует модуляция на периодах 4–5 мин, не учитываемая в модельном расчете сигнала. Она может быть связана с влиянием короткопериодных внутренних волн на сигнал давления, формировавшийся в период его излучения извержением вулкана. Ярко-выраженные внутренние волны с разными длинами волн, расходящиеся от вулкана в виде концентрических кругов, наблюдались на спутниковых снимках, сделанных в период извержения вулкана [24].

Ниже на рис. 10 показаны результаты сравнения сигнала, записанного барографом на станции IS30 (рис. 10в), с расчетным сигналом (рис. 10г), полученным в результате сложения волны Лэмба при q = 2 (рис. 56) с акустическим сигналом на рис. 9. Опять-таки видно, что расчетный сигнал хорошо объясняет наличие длительной положительной фазы в головной части сигнала, имеющей максимальную амплитуду в сигнале, и следующих за головной частью более слабых по амплитуде высокочастотных осцилляций. Эти осцилляции присутствуют как в самой волне Лэмба, так и в акустическом сигнале в диапазоне 0.0037-0.03 Гц. Однако, длительность последнего почти в два раза меньше длительности отфильтрованного экспериментального сигнала в диапазоне 0.0037-0.03 Гц.

Таким образом, суперпозиция решения линеаризованного уравнения КДВ в виде волны Лэмба и акустического сигнала, полученного методом ППУ, удовлетворительно описывает форму наблюдаемого сигнала в зависимости от расстояния от вулкана. Начальный сигнал по форме был выбран аналогичным сигналу от ядерного взрыва, несмотря на различие в механизмах генерации сигнала от ядерного взрыва и извержения вулкана. При таком выборе, однако, было учтено, что длительность положительной фазы сигнала (~25 мин) на расстояниях от 1850 км (IS22) до 7750 км (IS30) от вулкана почти в три раза превышала длительность сигнала от ядерного взрыва в 58 МТ ТНТ (~8 мин) на расстояниях 3600–6100 км [2].

Выбор формы начального сигнала в виде, заданном на некотором близком расстоянии от источника, в его волновой зоне (рис. 2), позволил нам объяснить основные закономерности в изменении формы наблюдаемых сигналов с ростом расстояния от вулкана. Однако, расчетный акустический сигнал в диапазоне 0.0037–0.03 Гц оказался примерно в два раза короче по длительности, чем наблюдаемый акустический сигнал в таком же диапазоне частот. Кроме того, нами не учитывался вклад внутренних гравитационных волн разных периодов (от 4 мин до нескольких десятков мин) в формирование сигнала в непосредственной близости от источника и вдали от него.



Рис. 10. Результаты сравнения расчетного и экспериментального сигналов для станций IS24 (а-б) и IS30 (в-г).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье предложена теоретическая модель распространения сигнала атмосферного давления от извержения вулкана Тонга, с помощью которой дано объяснение некоторым закономерностям в изменении формы наблюдаемого сигнала с ростом расстояния от вулкана. Модель основана на решении линеаризованного уравнения КДВ, которое описывает изменение формы волны Лэмба в зависимости от расстояния от источника. В качестве начального сигнала на некотором близком расстоянии *r* от источника, взятом в его волновой зоне ($r \ge \lambda$, где λ – характерная длина волны Лэмба на частоте основного спектрального максимума наблюдаемого сигнала), был выбран импульс, аналогичный по форме модельному импульсу от ядерного взрыва (на рис. 2), но с характерной длительностью T_{γ} нарастания давления в сигнале при извержении вулкана, в несколько раз превышающей эту длительность для импульса давления от ядерного взрыва.

Полученное решение описывает увеличение длительности положительной фазы сигнала с ростом расстояния от источника, постепенное уменьшение крутизны переднего фронта сигнала, появление осцилляций на отрицательной фазе сигнала, рост периода и амплитуды этих осцилляций и постепенную трансформацию сигнала в волновой пакет на больших расстоя-

ниях (где параметр $q = \frac{T_{\gamma}}{\tau_D} < 1$, τ_D – характерное время дисперсии сигнала, растущее пропорционально расстоянию в степени 1/3), состоящий из головной волны Эйри и следующего за ней осциллирующего хвоста.

Некоторые из указанных выше закономерностей изменения формы сигнала с ростом расстояния, такие как рост длительности положительной фазы сигнала, появление осцилляций на отрицательной фазе сигнала и постепенное увеличение амплитуды отрицательной фазы, отмечались и в наблюдаемых сигналах. На этих сигналах наблюдались также высокочастотные вариации давления в акустическом диапазоне частот 0.0037–0.03 Гц. Они, как было показано, обусловлены вкладом в сигнал акустических мод низших номеров наряду с вкладом волны Лэмба.

Был проведен модельный расчет акустических сигналов методом ППУ для станций IS22, IS24 и IS30 с использованием вертикальных профилей Сэфф(z) для разных азимутальных направлений от вулкана к станциям. Полученная азимутальная анизотропия форм, амплитуд и длительностей расчетных сигналов для IS22 и IS24 обусловлена наличием в направлении на IS22 стратосферного и термосферного волноводов для акустических волн, и отсутствием стратосферного волновода в направлении на IS24. Однако, длительности зарегистрированных сигналов превышали расчетные длительности что, вероятно, было связано с тем, что реальное излучение волн вулканом при его извержении происходило в течение более длительного промежутка времени, чем моделируемое нами излучение. Тем не менее, было показано, что суперпозиция решения линеаризованного уравнения КДВ в виде волны Лэмба и акустического сигнала, полученного методом ППУ, удовлетворительно описывает основные особенности эволюции формы наблюдаемого сигнала в зависимости от расстояния от вулкана.

Была получена оценка энергии извержения вулкана E по амплитуде давления и характерной длительности сигнала (r = 2858 км), Она дает значения, превышающие энергию, выделившуюся при взрыве ядерной бомбы в 58 МТ ТНТ и, тем более, первоначальную оценку энергии извержения вулкана в 18 МТ ТНТ, данную в [19].

Авторы благодарны J. Šеріс за предоставленные данные по сигналам от вулкана (Institute of Oceanography and Fisheries, Croatia; http://faust.izor.hr/ autodatapub/postaje2). Работа была выполнена при поддержке гранта PH Φ № 21-17-00021.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Tatsuya Kubota, Tatsuhiko Saito, Kiwamu Nishida,* Global fast-traveling tsunamis driven by atmospheric Lamb waves on the 2022 Tonga eruption // Science 2022.

https://doi.org/10.1126/science.abo4364

 Kulichkov S.N., Chunchuzov I.P., Popov O.E. et al. Acoustic-Gravity Lamb Waves from the Eruption of the Hunga-Tonga-Hunga-Hapai Volcano, Its Energy Release and Impact on Aerosol Concentrations and Tsunami // Pure Appl. Geophys. 2022. V. 179. P. 1533– 1548.

https://doi.org/10.1007/s00024-022-03046-4

- 3. *Matoza R.S. et al.*, Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption, Tonga// Science. 2022.. https://doi.org/10.1126/science.abo7063
- Dolgikh G., Dolgikh S., Ovcharenko V. Initiation of Infrasonic Geosphere Waves Caused by Explosive Eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai Volcano // J. Mar. Sci. Eng. 2022. V. 10. № 8. P. 1061. https://doi.org/10.3390/jmse10081061
- 5. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А. Геофизические эффекты извержения вулкана Хунга–Тонга–Хунга–Хаапай 15.01.2022 // Доклады Российской Академии Наук, 2022. Т. 504. № 2. С. 156–162.
- Pekeris C.L. The propagation of a pressure pulse in the atmosphere // Physical Review. 1948. V. 73. P. 145–154.
- 7. *Pierce A.D. and Posey J.W.* Theory of excitation and propagation of Lamb's atmospheric edge mode from nuclear explosions // Geophysical Journal of the Royal. Astronomical Society. 1971. V. 26. P. 341–368.
- 8. Gossard E.E. and Hooke W.H. Waves in the Atmosphere. 1975. Elsevier, New York.
- 9. *Kulichkov S.N.* Propagation of atmospheric Lamb waves along the Earth's surface // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 1987. V. 23. № 12. P. 935–942.
- Gurbatov S.N., Rudenko O.V., "Statistical phenomena" in Nonlinear Acoustics // M. Academic Press. 1998. P. 377–398.
- Adam D. Tonga volcano eruption created puzzling ripples in Earth's atmosphere // Nature. 2022. V. 601. P. 497. https://doi.org/10.1038/d41586-022-00127-1

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023

- Wright C.J., Hindley N.P., Alexander M.J., Barlow M., Hoffmann L., Mitchell C.N., et al. Tonga eruption triggered waves propagating globally from surface to edge of space // Earth and Space Science Open Archive (ESSOAr). 2022. Preprint server. https://doi.org/10.1002/essoar.10510674.1
- Ern M., Hoffmann L., Rhode S., Preusse P. The mesoscale gravity wave response to the 2022 Tonga volcanic eruption: AIRS and MLS satellite observations and source backtracing // Geophysical Research Letters, 2022, V. 49. e2022GL098626. https://doi.org/ https://doi.org/10.1029/2022GL098626
- Karpman V.I. Non-linear Waves in Dispersive Media, International Series of Monographs in Natural Philosophy, 1st Ed., 1975. V. 71.
- 15. *Press F. and Harkrider D.* Propagation of acoustic-gravity waves in the atmosphere // J. Geophys. Res. 1962. V. 67. № 10. P. 3889–3902.
- Posey J.W. and Pierce A.D. Estimation of Nuclear Explosion Energies from Microbarograph Records. Nature, 1971. V. 232. P. 253.
- 17. Зайцев А.И., Пелиновский Е.Н., Долгих Г.И., Долгих С.Г. Регистрация возмущений в Японском море, вызванные извержением вулкана Хунга—Тонга— Хаапай в архипелаге Тонга 15.01.2022 // Доклады РАН Науки о Земле. 2022, Т. 506. № 2. С. 259–264.

- Donn W.L. and Shaw D.M. Exploring the atmosphere with nuclear explosions // Rev. Geophys. 1967. V. 5. P. 53–82.
- Wexler H. and Hass W.A. Global atmospheric pressure effects of the October 30, 1961 Explosion // J. Geophys. Res. 1962. V. 67. P. 3875–3887.
- 20. *Wall M.* Tonga undersea volcano eruption released up to 18 megatons of energy, https://www.space.com/ton-ga-volcano-eruption-18-megatons#, published January 25, 2022.
- Díaz J.S. and Rigby S.E. Energetic output of the 2022 Hunga Tonga–Hunga Ha'apai volcanic eruption from pressure measurements // Shock Waves. Published online 2022. Springer. https://doi.org/10.1007/s00193-022-01092-4
- Vergos J., Hupe P., Listowski C. et al. IMS observations of infrasound and acoustic-gravity waves produced by the January 2022 volcanic eruption of Hunga, Tonga: A global analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2022. V. 591. 117639. P. 1–13.
- 23. Avilov K.V. Pseudo-differential parabolic equations of sound propagation in the slowly range-dependent ocean and their numerical solutions // Acoust. Phys. 1995. V. 41. №1. P. 1–7. https://www.ecmwf.int/.
- 24. Adam D. Tonga volcano eruption created puzzling ripples in Earth's atmosphere // Nature. 2022. V. 601. 497. https://doi.org/10.1038/d41586-022-00127-1

Evolution of the Atmospheric Pressure Signal from Tonga Volcano when Moving Away from It

I. P. Chunchuzov^{1, *}, S. N. Kulichkov¹, O. E. Popov¹, and V. G. Perepelkin¹

¹Obukhov Institute of the Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per. 3, Moscow, 119017 Russia *e-mail: igor.chunchuzov@gmail.com

A model of atmospheric pressure signal propagation from the eruption of the Hunga–Tonga–Hunga– Ha'apai volcano (hereafter abbreviated as Tonga) is proposed. The model is used to explain some peculiarities in the changes in the wave form of the observed signal with increasing distance from the volcano. The model is based on the solution of the linearized Korteweg de Vries (KDV) equation, which describes the change in the wave form of the Lamb wave as a function of distance from the source. We compare the observed and model signals obtained as a superposition of the Lamb wave and the acoustic modes calculated for three infrasound stations (IS22, IS24, and IS30). The energy of the volcanic eruption is estimated from the pressure amplitude and characteristic duration of the signal recorded at one of the infrasound stations closest to the volcano (IS24).

Keywords: Lamb wave, acoustic and gravity modes, infrasound waves, eruption energy

УДК 551.583.001.572

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА МОДЕЛЬЮ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ INMCM60

© 2023 г. Е. М. Володин^{а, b, *}

^аИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина 8, Москва, 119333 Россия ^bИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер. 3, Москва, 119017 Россия

> *e-mail: volodinev@gmail.com Поступила в редакцию 01.06.2022 г. После доработки 06.09.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Рассматривается воспроизведение климата последних десятилетий с помощью новой версии модели климата ИВМ РАН. Модель отличается от предыдущей версии изменением в схеме расчета облачности и конденсации, что приводит к более высокой чувствительности к увеличению концентрации CO₂. Изменения внесены также в расчет эволюции аэрозолей, непрямого эффекта аэрозолей, расчет эволюции снежного покрова, параметризацию атмосферного пограничного слоя и некоторые другие блоки. Модель лучше, чем предыдущая версия, воспроизводит поля приземной температуры, осадков, давления, радиационно-облачного воздействия и другие. Наиболее существенно уменьшились систематические ошибки, связанные с занижением температуры в тропической тропосфере и вблизи полярной тропопаузы, а также с завышением температуры поверхности в Южном океане. Рассматривается воспроизведение изменений климата в 1850–2021 гг. двумя версиями модели.

Ключевые слова: модель, климат, параметризация, температура, осадки, облачность, чувствительность, аэрозоль

DOI: 10.31857/S0002351523010133, EDN: EHBSHC

введение

На основе версии модели климатической системы [1] создана новая версия. В [2] показано, что внося изменения только в параметризацию облачности, можно получать версии модели климата с разными значениями равновесной чувствительности к удвоению концентрации CO₂, в интервале от 1.8 до 4.1 градуса. Версия модели INMCM48 имеет чувствительность равную 1.8 градуса, что является самым низким значением среди моделей СМІР6. Поэтому возникает закономерный вопрос: как сказываются изменения в параметризациях, приводящие к увеличению равновесной чувствительности, на воспроизведении современного климата и изменений климата, наблюдавшихся в последние десятилетия.

В версии модели INMCM48 неплохо воспроизводится современный климат, однако, ей присущи некоторые систематические ошибки, которые имеют место для многих современных климатических моделей, а также ошибки, характерные лишь для этой модели. Например, большинство климатических моделей завышают температуру поверхности и приземного воздуха в умеренных широтах Южного полушария, и у восточных бе-

регов тропического Тихого и Атлантического океанов, и занижают приземную температуру в Арктике (см., например, [3]). Характерной ошибкой многих современных моделей, как и модели INMCM48, является холодная полярная тропопауза и теплая тропическая тропопауза, что приводит к завышению скорости западного ветра в стратосфере умеренных широт. Основными вероятными причинами таких систематических ошибок являются ошибки воспроизведения количества облаков, а также оптических свойств облачности. Поэтому при развитии следующей версии были сделаны в первую очередь изменения в параметризации облачности. Кроме того, в версии модели INMCM48 проявлялись систематические ошибки, присущие только ей. Это, например, завышение давления на уровне моря, а также геопотенциала на любом уровне в тропосфере, над северной частью Тихого океана. Вероятная причина такой ошибки связана, скорее всего, с ошибками в источниках тепла, расположенными южнее, над тропическим Тихим океаном.

В данной работе показано, как изменения физических параметризаций, в том числе облачности, влияют на величину систематических ошибок воспроизведения современного климата, и на воспроизведение его наблюдавшихся в последние десятилетия изменений.

МОДЕЛЬ И ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Модель климата INMCM60, как и предыдущая версия INMCM48 [1], состоят из трех основных блоков: динамики атмосферы, эволюции аэрозолей и динамики океана. Блок динамики атмосферы включает в себя также модель суши, включая поверхность, растительность и почву. Блок океана включает в себя также модель эволюции морского льда. Пространственное разрешение обеих версий составляет для атмосферного блока 2 × 1.5 градуса по долготе и широте и 21 уровень по вертикали до высоты 10 гПа. В блоке океана разрешение составляет 1 × 0.5 градуса и 40 уровней.

В модели по сравнению с версией INMCM48 внесены следующие изменения. Схема расчета облачности и крупномасштабной конденсации соответствует [4], но настройки этой параметризации отличаются от любой из версий, описанных в [3], однако, ближе всего – к версии 4. Основное отличие от нее состоит в том, что поток облачной влаги, генерирующий облачность атмосферного погранслоя, оценивается не только исходя из развития турбулентности в погранслое, но и из условия влажной неустойчивости, что приводит в случае реализации глубокой конвекции к уменьшению генерации облачности в погранслое и увеличению ее генерации в верхней тропосфере. Равновесная чувствительность такой версии к удвоению СО₂ в атмосфере составляет около 3.3 градуса. Были внесены также изменения в аэрозольный блок, связанные с изменением расчета естественных эмиссий сульфатного аэрозоля [5], изменением расчета влажного вымывания, а также расчета влияния концентрации аэрозолей на радиус облачных капель, т.е. первым непрямым эффектом [6]. Но численные значения констант были взяты немного отличающимися от тех, что использовались в [5]. Кроме того, в модель включен усовершенствованный блок расчета эволюции снега с учетом перезамерзания, и расчет альбедо заснеженной поверхности [7]. Изменения сделаны также и в расчете универсальных функций в атмосферном пограничном слое при устойчивой стратификации: в последней версии модели такие функции допускают турбулентность даже при больших градиентных числах Ричардсона [8].

С моделью проведен численный эксперимент по воспроизведению прединдустриального климата продолжительностью 180 лет не считая 200 лет, когда происходил выход на равновесный режим. Все воздействия на климатическую систему в этом численном эксперименте соответствовали 1850 г. Наряду с прединдустриальным был проведен численный эксперимент, в котором мо-

делировалось изменение климата в 1850-2029 гг., для чего в 1850-2014 гг. изменения воздействий были заланы в соответствии с оценками по ланным наблюдений [9], а в 2015—2029 гг. – в соответствии со сценарием ssp3-7.0 [10]. Для оценки воспроизведения современного климата используются данные эксперимента в реальным изменением воздействий за 1985—2014 гг. и сравниваются с данными реанализа ERA-5, [11] данными осадков GPCP 2.3 [12], и данными уходящего на верхней границе атмосферы (ВГА) излучения CERES-EBAF 4.1 [13]. В качестве меры отклонения модельных данных от наблюдений использовалось среднеквадратичное отклонение среднегодовых или среднемесячных модельных и наблюдаемых полей, для чего наблюдаемые поля были интерполированы на сетку модели. При вычислении ошибки давления на уровне моря и температуры на уровне 850 гПа были исключены точки сетки с высотой поверхности более 1500м. При рассмотрении изменений приземной температуры модельные данные сравниваются с данными наблюдений HADCRUT5 [14].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведем некоторые результаты воспроизведения современного климата. Поскольку изменения в модели были внесены в основном в блок динамики атмосферы и поверхности суши, а в океанском блоке существенных изменений не было, в этой работе ограничимся рассмотрением воспроизведения динамики атмосферы. На рис. 1 представлена среднегодовая ошибка модели в воспроизведении температуры приземного воздуха, осадков и давления на уровне моря в 1985-2014 г по сравнению с данными соответственно ERA5 и GPCP 2.3. В новой версии модели по сравнению с предыдущей уменьшилось завышение температуры над Южным океаном вокруг Антарктиды, уменьшилось занижение температуры над Арктикой, Антарктидой, а также над Сахарой и Аравийской пустыней. Основная причина этих улучшений состоит в изменении схемы расчета облачности. В случае занижения температуры над пустынями существенную роль сыграло также изменение расчета теплопроводности сухой почвы. С другой стороны, в некоторых местах величина ошибки в приземной температуры несколько увеличилась, например увеличилось занижение температуры над Северной Атлантикой и Китаем. В целом, норма ошибки как среднегодовой, так и среднемесячной приземной температуры уменьшилась (см. табл. 1).

Ошибка воспроизведения осадков характеризуется главным образом завышением количества осадков над Индонезией и занижением над Центральной и Южной Америкой, и приэкваториальным востоком Тихого океана. Немного умень-



Рис. 1. Ошибка воспроизведения среднегодовой температуры воздуха у поверхности, К (вверху), осадков, мм/сут (в середине) и давления на уровне моря, гПа (внизу) в модели. Слева представлены данные модели INMCM60, справа – модели INMCM48.

шилась ошибка, связанная с двойной зоной конвергенции на востоке Тихого океана, а также с недостаточным количеством осадков на западе приэкваториального Тихого океана. В целом, норма ошибки воспроизведения среднегодовых и среднемесячных осадков также немного уменьшилась.

В давлении на уровне моря в новой версии модели основное улучшение состоит в том, что завышение давления в умеренных широтах Тихого океана, которое происходило как в зимний, так и в летний сезон, исчезло. В то же время, занижение давления на востоке Сибири, а также вокруг Антарктиды увеличилось. В целом, однако, норма ошибки давления на уровне моря тоже немного уменьшилась.

Таблица 1 показывает, что и нормы ошибок остальных рассматриваемых полей тоже уменьшились. Изменение расчета количества и свойств облачности привело к улучшению воспроизведения радиационно-облачного форсинга, норма ошибок и для длинноволновой, и для коротко-

Таблица 1. Среднеквадратичная ошибка воспроизведения приземной температуры воздуха (T2m, K), давления на уровне моря (SLP, гПа), осадков (Prec, мм/сут), длинноволнового радиационно-облачного форсинга на ВГА (LWCRF, Bт/м²), коротковолнового радиационно-облачного форсинга (SWCRF, Bт/м²), температуры воздуха на уровне 850 гПа (T850, K) и высоты поверхности 500 гПа (H500, м). Приведены данные для модели INMCM48 и INMCM60 для среднемесячной климатологии (слева от косой черты) и среднегодовой климатологии (справа от косой черты)

	T2m	SLP	Prec	LWCRF	SWCRF	T850	H500
INMCM60	2.19/1.69	2.27/1.51	1.78/1.30	9.9/7.3	16.0/11.1	1.72/1.33	38/31
INMCM48	2.40/2.03	2.34/1.62	1.96/1.40	12.4/10.1	18.1/13.2	2.11/1.82	45/41

володин



Рис. 2. Среднегодовая ошибка воспроизведения осредненной по долготе температуры, К (вверху) и зональной скорости ветра, м/с (внизу) в модели. Слева представлены данные модели INMCM60, справа — модели INMCM48.

волновой части уменьшилась в новой версии по сравнению с предыдущей на 10-20%. Среднее по планете значение коротковолнового радиационно-облачного форсинга составляет для новой версии модели —47.7 Вт/м², для старой версии модели -40.5 Bt/m^2 , а значение по данным CERES-EBAF составляет около -47 Вт/м². Среднее значение длинноволнового радиационно-облачного форсинга на ВГА в новой версии модели составляет 29.5 Вт/м², в старой версии оно было равно 23.2 Bt/m^2 , а по данным CERES-EBAF это значение составляет около 28 Вт/м². Таким образом, и среднее значение длинноволнового и коротковолнового радиационно-облачного форсинга в новой версии модели значительно ближе к наблюдениям, чем в старой версии.

Согласно табл. 1, существенно уменьшилась также норма систематической ошибки для температуры на 850 гПа и высоты 500 гПа. Уменьшение

произошло в основном за счет приближения средних значений этих полей к наблюдаемым, в то время как в версии INMCM48 средние значения обоих полей были занижены.

На рис. 2 представлена среднегодовая ошибка температуры воздуха и зональной скорости ветра, осредненная вдоль долготы, на уровнях. В новой версии модели значительно уменьшились систематические ошибки, связанные с занижением температуры вблизи полярной тропопаузы, с занижением температуры в тропической тропосфере, с завышением температуры в нижней тропосфере в южных умеренных широтах. Это привело и к уменьшению систематических ошибок в скорости зонального ветра.

Рассмотрим воспроизведение изменений климата в 1850–2021 гг. На рис.3 представлено 5-летнее среднее температуры поверхности по данным HADCRUT5, модели INMCM48 и модели



Рис. 3. 5-летнее среднее отклонение глобально осредненной температуры приземного воздуха от среднего за 1851–1900 гг. по данным HADCRUT5 (черный), модели INMCM48 (синий) и INMCM60 (красный).

INMCM60. Для каждого из трех наборов данных вычтено среднее за 1850-1899 г. Модельные данные продлены немного в будущее, так что последнее по времени значение соответствует среднему за 2025–2029 гг. Можно видеть, что и в старой и в новой версии модели величина потепления к 2010 году составляет около 1 градуса, что приблизительно соответствует наблюдениям. Такие особенности наблюдаемого изменения климата, как более теплые 40-е и 50-е годы ХХ века и замедление потепления, или даже небольшое похолодание, в 60-х и 70-х годах также получаются в обеих версиях модели. Однако, потепление после 2010—2014 гг. получается в новой версии модели заметно больше, чем в старой, и в 2025—2029 гг. отличия достигают 0.5 градуса. Наиболее существенно отличия двух версий модели проявляются в скорости повышения температуры с 1990-1994 по 2025-2029 гг. Для модели INMCM48 повышение температуры составляет около 0.8 градуса, а для модели INMCM60 – около 1.5 градуса. По-видимому, отличие во многом обусловлено различной чувствительностью моделей, но заметный вклад может давать и естественная изменчивость, поэтому более обоснованный вывод можно будет сделать лишь проведя ансамблевые численные эксперименты.

Изменения в блоке эволюции сульфатного аэрозоля и его взаимодействия с радиационным блоком привели и к изменению в величине антропогенного радиационного воздействия. Для модели INMCM48 прямое радиационное воздействие сульфатного аэрозоля составляло в 2014 г. по сравнению с 1850 г около -0.5 Вт/м², а в модели INMCM60 – около –0.3 Вт/м². Непрямой эффект сульфатного аэрозоля, связанный с влиянием на количество облачных частиц и радиус капель, практически равен 0 в модели INMCM48 и составляет около -0.7 Вт/м² в модели INMCM60. По данным 6-го ОД МГЭИК (Оценочный Доклад Международной Группы Экспертов по Изменению Климата) прямое воздействие антропогенного сульфатного аэрозоля составляет около -0.23 BT/м², непрямое – около -0.70 BT/м², их





сумма -0.94 Вт/м², диапазон неопределенности от -0.25 до -1.63 Вт/м² [15]. Радиационное воздействие черного углерода составляет в моделях INMCM48 и INMCM60 около -0.03 Вт/м². Различий по этому показателю для двух моделей практически нет потому что в расчете эволюции черного углерода и его радиационных свойств изменений не было. Оценка 6-го ОД МГЭИК составляет +0.11 Вт/м², а диапазон неопределенности от -0.20 до 0.42 Вт/м².

На рис. 4 представлена разность температуры воздуха у поверхности по данным наблюдений HADCRUT5, новой и старой версии модели, в 2000—2021 г. и в 1979—1999 гг. Именно в течение этого временного интервала потепление согласно рис. 3 происходило наиболее интенсивно. По данным наблюдений, наиболее существенное потепление, превышающее по величине 2 градуса, происходило в Арктике, в умеренных широтах Северного Полушария над сушей – около 1 градуса, а над Южным океаном потепления практически не было. Нал Тихим океаном вилна структура, соответствующая переходу из положительной фазы Тихоокеанского декадного колебания (ТДК) в отрицательную. Новая версия модели ближе к наблюдениям воспроизводит рост температуры в высоких и умеренных широтах Северного Полушария, в то время как старая версия занижает рост температуры там. В то же время, над тропическими океанами, где наблюдаемое потепление невелико, данные старой версии модели лучше согласуются с наблюдениями, а в новой версии потепление завышено. Ни одна из двух версий модели не смогла воспроизвести изменения температуры в Тихом океане, связанные с переходом из положительной в отрицательную фазу ТДК, а также близкие к нулю изменения температуры в южных умеренных широтах. Значительные отличия изменения температуры в атлантическом секторе Арктики, где в модели INMCM48 происходит некоторое понижение температуры, а в модели INMCM60 – существенное повышение, скорее всего, связаны с проявлением естественных колебаний климата в этом регионе, поэтому и здесь достоверный вывод об отклике этих версий модели на наблюдаемые воздействия можно будет сделать лишь проведя ансамблевые численные эксперименты.

выводы

Версия модели климата INMCM60 лучше, чем предыдущая версия, воспроизводит современный климат. Наиболее существенно уменьшились систематические ошибки, связанные с завышением приповерхностной температуры в южных умеренных широтах, занижением приземной температуры в Арктике, занижением температу-

ры полярной тропопаузы и тропосферы в тропиках. Улучшилось также воспроизведение радиационно-облачного воздействия. Несмотря на различную равновесную чувствительность к удвоению концентрации СО₂, обе версии модели показывают примерно одинаковую величину глобального потепления к 2010-2015 гг., близкую к наблюлаемой, однако, прогноз глобальной температуры на 2025-2029 гг. различается для двух версий модели уже примерно на 0.5 градуса. Более точные выводы о различии воспроизведения современных изменений климата двумя версиями модели можно было бы сделать, проведя ансамблевые расчеты, но это, по-видимому, будет сделано позднее, изза большого количества необходимого для этого времени и компьютерных ресурсов.

Работы по созданию новой версии модели и проведению с ней численных экспериментов выполнены при поддержке РНФ, грант 20-17-00190. Сравнение результатов моделирования с помощью двух версий модели с наблюдениями выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение №075-15-2021-577 с ИФА им. А.М. Обухова РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostrykin S.V., Galin V.Ya., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G., Shestakova A.A., Emelina S.V. Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model // Russian J. Num. Anal. Math. Modelling. 2018. V. 33. № 6. P. 367–374.
- 2. Володин Е.М. Равновесная чувствительность модели климата к увеличению концентрации CO₂ в атмосфере при различных методах учета облачности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 2. С. 139–145.
- Bock L., Lauer A., Schlund M., Barreiro M., Bellouin N., Jones C., Meehl G., Predoi V., Roberts M., Eyring V. Quantifying progress across different CMIP phases with the ESMValTool // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2020. e2019JD032321.
- Tiedtke M. Representation of clouds in large-scale models // Mon. Weather Rev. 1993. V. 121. P. 3040–3061.
- 5. *Чубарова Н.Е., Полюхов А.А., Володин Е.М.* Совершенствование расчета эволюции сульфатного аэрозоля и его радиационных эффектов в климатической модели ИВМ РАН // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 4. С. 421–431.
- Полюхов А.А., Чубарова Н.Е., Володин Е.М. Влияние учета непрямого эффекта сульфатного аэрозоля на радиацию и облачность в климатической модели ИВМ РАН // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2022, Т. 58 (в печати)
- Черненков А.Ю., Кострыкин С.В. Оценка радиационного форсинга от загрязнения снега черным углеродом по данным климатической модели // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 2. С. 146–155.

№ 1

2023

- Zilitinkevich S.S., Elperin T., Kleeorin N., Rogachevskii I., Esau I. A hierarchy of energy- and flux-budget (EFB) turbulence closure models for stably stratified geophysical flows // Bound.-Layer Meteorol. 2013. V. 146. P. 341–373.
- Eyring V., Bony S., Meehl G. A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R. J., Taylor K.E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. P. 1937–1958.
- O'Neill B.C., Tebaldi C., van Vuuren D.P., Eyring V., Friedlingstein P., Hurtt G., Knutti R., Kriegler E., Lamarque J.-F., Lowe J., Meehl G.A., Moss R., Riahi K., Sanderson B.M. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6 // Geosci. Model Dev. 2016, V. 9. P. 3461–3482.
- Dee D.P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. P. 553–597.
- Adler R. et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Analysis (New Version 2.3) and a Review of 2017 Global Precipitation // Atmosphere, 2017. V. 9. P. 138.

- Doelling D.R., Sum M., Nguyen L., Nordeen M., Haney C., Keyes D., Mlynczak P. Advances in Geostationary-Derived Longwave Fluxes for the CERES Synoptic (SYN-1deg) Product // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2016, V. 33(3). P. 503–521.
- 14. Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A., Winn J.P., Hogan E., Killick R.E., Dunn R.J.H., Osborn T.J., Jones P.D., Simpson I.R. // An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 dataset. Journal of Geophysical Research 2021, V. 126. № 3. e2019JD032361.
- 15. Szopa S., Naik V., Adhikary B., Artaxo P., Berntsen T., Collins W.D., Fuzzi S., Gallardo L., Kiendler-Scharr A., Klimont Z., Liao H., Unger N., and Zanis P. Short-Lived Climate Forcers. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S.L., Péan C., Berger S., Caud N., Che Y., Goldfarb L., Gomis M.I., Huang M., Leitzell K., Lonnoy E., Matthews J.B.R., Maycock T.K., Waterfield T., Yelekçi O., Yu R., and Zhou B.(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 817–922.

Simulation of Present Day Climate with Climate Model INMCM60

E. M. Volodin^{1, 2, *}

¹Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Gubkina Str., 8, Moscow, 119333 Russia ²Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia *e-mail: volodinev@gmail.com

Simulation of present day climate with a new version of climate model developed in INM RAS is considered. The model differs from a previous version by the change in cloudiness and condensation scheme, that leads to higher sensitivity to CO_2 increase. The changes are included also in calculation of aerosol evolution, land snow, atmospheric boundary layer parameterizations and other blocks. The model is capable to reproduce near surface air temperature, precipitation, sea level pressure, cloud radiation forcing and other parameters better than previous version. The largest improvement can be seen in simulation of temperature in tropical troposphere, polar tropopause, and surface temperature in the Southern ocean. Simulation of climate changes in 1850–2021 by two model versions is considered.

Keywords: model, climate, parameterization, temperature, precipitation, cloudiness, sensitivity, aerosol

УДК 551.51

СТАТИСТИЧЕСКИЕ И МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СВЯЗИ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ СМЕРЧЕЙ/ТОРНАДО

© 2023 г. И. И. Мохов^{а, b, *}

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия ^bМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия *e-mail: mokhov@ifaran.ru

Поступила в редакцию 18.07.2022 г. После доработки 27.08.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

На основе данных наблюдений сделаны статистически оценки связи разных характеристик атмосферных смерчей (торнадо). В том числе получены статистически значимые оценки степенной зависимости длины пути торнадо/смерчей от их размеров. Отмечены особенности для разных диапазонов длин пути и размеров интенсивных атмосферных вихрей. Предложена простая модель для объяснения отмеченной степенной, в том числе корневой, зависимости длины пути торнадо/смерчей от их размеров.

Ключевые слова: связь характеристик атмосферных смерчей/торнадо, данные наблюдений, модельные оценки

DOI: 10.31857/S0002351523010091, EDN: EHDZSI

введение

Сильнейшие атмосферные вихри – смерчи (торнадо) – в числе наиболее опасных атмосферных явлений [1-5]. Исследованию их разнообразных структурных и динамических проявлений посвящено много работ [1-22]. Торнадо/смерчи, формирование которых связано с кучево-дождевыми облаками, проявляются в виде хоботообразного быстро вращающегося столба воздуха – от облака до поверхности. Обычно подобные интенсивные атмосферные вихри циклонического типа, редко – антициклонического. При этом суточным вращением Земли вокруг своей оси, на несколько порядков более медленном, чем вращение воздуха в торнадо-смерчах, не могут быть объяснены более частые и мощные циклонические торнадо по сравнению с антициклоническими [5]. Подъем вращающегося воздуха осуществляется в условиях мощных конвективных ячеек с ядром низкого давления. Ключевой вклад в энергетику торнадо/смерчей связан с высвобождением скрытого тепла при конденсации водяного пара, необходимого для преодоления затрат на трение.

Согласно классификации Фуджита [7], скорость ветра даже в наиболее слабых торнадо/смерчах категорий *F*0 (18–32 м/сек) и *F*1 (33– 49 м/сек) близка к ураганной скорости и превышает ее. Шкала Фуджиты (шкала *F*) разработана с целью совмещения с 12-бальной шкалой Бофорта, использующейся Всемирной метеорологической организацией для оценки скорости ветра. Скорость ветра $V_{\rm F}$ [м/с] по шкале Фуджиты F определяется по формуле $V_{\rm F} = 6.30(F+2)^{3/2}$. В сильных смерчах/торнадо категорий F2 и F3 скорость ветра находится в диапазонах 50-69 и 70-92 м/сек, а в разрушительных вихрях категорий F4 и F5 – в диапазонах 93–116 и 117–142 м/сек, соответственно. Следует отметить, что наряду с индексами традиционной шкалы Фуджиты *F* используются индексы *EF* расширенной шкалы Фуджиты (Enhanced Fujita Scale). Максимальные зарегистрированные значения скорости в торнадо – около 2/5 скорости звука в атмосфере – близки к 500 км/час. Время жизни торнадо/смерчей — от 1-2 мин до десятков минут, размеры — от нескольких метров до километра и более, длина пути – от километра до более сотни километров. Существенно более редкие антициклонические торнадо могут быть спутниками более мощных торнадо, связанных с мезоциклоном. Антициклонические торнадо формируются и как основные торнало в связи с мезовихрем. Торнало-антициклоны могут быть связаны как с циклоническими, так и с антициклоническими суперячейками.

Наиболее часто торнадо проявляются в Северной Америке (до 1000 и более событий в год) — в регионах с высокой вероятностью встречи теплого и влажного воздуха с юга (с Мексиканского за-



Рис. 1. Длина пути смерчей L [км] (\geq 5 км) в зависимости от их размера d [м] в логарифмических масштабах по данным [9]. Прямая линия соответствует линейной регрессии ln L на ln d.

лива) и относительно холодного и сухого воздуха с севера (в так называемой "аллее торнадо"). В евроазиатских регионах частота подобных явлений существенно меньше, особенно наиболее разрушительных вихрей. Это связано с топографическими и климатическими особенностями [5]. Следует отметить, что количество смерчей может недооцениваться, особенно короткоживущих и маломасштабных, в частности в регионах с недостаточно плотной наблюдательной сетью. В [22], например, представлены новые более подробные данные об атмосферных смерчах в регионах Северной Евразии с начала XX века с использованием, в том числе, спутниковых данных о ветровалах. Показано, что в российских регионах может ежегодно формироваться до 100-150 смерчей существенно больше, чем ранее оценивалось.

Существенно, что при глобальном потеплении с трансформацией вертикальной температурной стратификации атмосферы уменьшается статическая устойчивость и увеличивается конвективная неустойчивость тропосферы [23], способствуя усилению конвективных процессов в атмосфере, в том числе с увеличением роли конвективной облачности и усилением регионального смерчегенеза. Оценки, полученные в [19] с использованием данных реанализа для последних десятилетий и модельных расчетов с климатическими моделями с учетом антропогенных воздействий для XXI века, свидетельствуют об росте повторяемости способствующих формированию смерчей атмосферных и климатических режимов в регионах Северной Евразии (см. также [5]).

Для более адекватных оценок рисков и диагностических и прогностических оценок необходим не только разносторонний анализ различных статистических характеристик смерчей/торнадо и их изменений, но и анализ взаимосвязи различных характеристик. Результаты анализа функциональных связей разных характеристик смерчей/торнадо по данным наблюдений могут быть полезны и для тестирования моделей.

В данной работе представлены оценки связи различных характеристик смерчей (торнадо), в частности длины их пути и размера, по данным наблюдений, в сопоставлении с качественными оценками на основе предложенной простейшей модели, характеризующей энергетику подобных вихрей.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

При анализе использовались данные для смерчей с информацией о разных характеристиках вихрей, в том числе об их интенсивности, ширине (максимальном размере) и длине пути. В частности, в [9] представлены данные для 248 смерчей в разных регионах Северной Евразии. При этом одновременно данные о размере смерчей и длине их пути без диапазона их вариаций представлены только для 9 смерчей категорий F0, F1 и F2 по классификации Фуджиты [7]. Из них только для 7 смерчей длина пути была не менее 5 км.

Использовались также данные [10] для 107 торнадо в европейских регионах (50 вихрей категории F2, 44 — категории F3, 11 — категории F4, 2 — категории F5).

Наряду с данными [9, 10] для отдельных торнадо/смерчей использовались осредненные данные [8, 15] для длины пути и размера (ширины) вихрей в зависимости от категории в рамках шкалы Фуджиты.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рис. 1 характеризует зависимость длины пути смерчей $L \ge 5$ км в зависимости от их размера d (в диапазоне от 10 до 250 м) по данным [9] для смерчей в Северной Евразии. Прямая на рис. 1 соответствует линейной регрессии

$$\ln L = 0.37 + 0.49(\pm 0.23) \ln d, \tag{1}$$

с коэффициентом корреляции r = 0.69. В скобках отмечено среднеквадратическое отклонение коэффициента линейной регрессии, характеризующего параметр связи L и d: $k_d \equiv d \ln L/d \ln d = 0.49$ (± 0.23). Отмеченная связь статистически значима на уровне 90%.

Результат линейной регрессии (1) соответствует степенной зависимости

$$L \sim d^{k_d}, \tag{2}$$

близкую к корневой зависимости

$$L \sim d^{1/2}, \tag{2a}$$

при *k_d* ≈ 0.5.

Без ограничения *L* ≥ 5 км по данным [9] соответствующая линейная регрессия имеет вид

$$\ln L = 0.75 + 0.65(\pm 0.35) \ln d, \tag{3}$$

(с коэффициентом корреляции r = 0.58). Отмеченная связь статистически значима на уровне 90%. Результат линейной регрессии (3) соответствует степенной зависимости (2), близкой к

$$L \sim d^{2/3}$$
. (26)

Аналогичный анализ проведен по данным [10] для торнадо/смерчей в европейских регионах. Согласно результатам анализа этих данных для 78 торнадо, для которых доступны значения и L и d, оценена зависимость (2) с $k_d = 0.57$ [12]. Средняя длина пути этих атмосферных вихрей была равна 8.5 км, а средний размер (ширина пути) – 300 м.

В [10] только для 36 вихрей с длиной пути не менее 5 км представлены данные и о ширине и длине пути. На рис. 2 представлена зависимость длины пути смерчей $L \ge 5$ км в зависимости от их размера d < 3000 м по данным [10] для 35 вихрей.

Прямая на рис. 2 для достаточно широкого диапазона размеров торнадо/смерчей (с шириной от 30 м до 3 км) и длиной пути от 5 км до более 50 км соответствует линейной регрессии

$$\ln L = 0.60 + 0.34 (\pm 0.09) \ln d, \tag{4}$$

(с коэффициентом корреляции r = 0.53). Отмеченная связь статистически значима на уровне 99%. Результат линейной регрессии (4) соответствует степенной зависимости (2), близкой к

$$L \sim d^{1/3}.$$
 (2B)

Согласно рис. 2 проявляются особенности связи L и d для их разных диапазонов. Рисунок 3 характеризует связь длины пути L, не превышающей 20 км, для торнадо/смерчей сравнительно небольших размеров — не более 150 м. Прямая на рис. 3 соответствует линейной регрессии

$$\ln L = 0.03 + 0.46(\pm 0.18) \ln d, \tag{5}$$

с коэффициентом корреляции r = 0.67. Отмеченная связь статистически значима на уровне 95%.

Результат линейной регрессии (5) соответствует степенной зависимости L от d, близкой к корневой зависимости (2a). Близкая к корневой получена также зависимость L от d и для более крупных торнадо/смерчей. В частности, для 23 торнадо/смерчей



Рис. 2. Длина пути смерчей L [км] (\geq 5 км) в зависимости от их размера d [м] (d < 3000 м) в логарифмических масштабах по данным [10]. Прямая линия соответствует линейной регрессии ln L на ln d.



Рис. 3. Длина пути смерчей L [км] (5 км $\leq L \leq 20$ км) в зависимости от их размера d [м] ($d \leq 150$ м) в логарифмических масштабах по данным [10]. Прямая линия соответствует линейной регрессии ln L на ln d.

с длиной пути L не менее 5 км в зависимости от их размера d в диапазоне от 150 до 1000 м соответствующая линейная регрессия имеет вид

$$\ln L = 0.40 + 0.51(\pm 0.27) \ln d, \tag{6}$$

(при коэффициенте корреляции r = 0.38). Отмеченная связь статистически значима на уровне 90%.

Для торнадо/смерчей с большей длиной пути проявляются существенные отличия от корневой зависимости *L* от *d*. На рис. 4 представлена зависимость длины пути смерчей $L \ge 12$ км в зависимости от их размера *d* в диапазоне от 150 м до 1000 м. Прямая на рис. 4 соответствует линейной регрессии

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023



Рис. 4. Длина пути смерчей L [км] (≥ 12 км) в зависимости от их размера d [м] в диапазоне от 150 м до 1000 м в логарифмических масштабах по данным [10]. Прямая линия соответствует линейной регрессии ln L на ln d.

$$\ln L = -0.79 + 0.68(\pm 0.27)\ln d, \tag{7}$$

с коэффициентом корреляции r = 0.72. Отмеченная связь статистически значима на уровне 95%. Результат линейной регрессии (7) соответствует степенной зависимости, близкой к (26).

Наряду с данными [9] и [10] для отдельных торнадо/смерчей использовались осредненные данные [8] и [15] для длины пути L_F и размера (ширины) d_F вихрей в зависимости от категории в рамках шкалы Фуджиты. При этом по данным [8] получено, что связь L_F и d_F характеризуется степенной зависимостью

$$L_{\rm F} \sim d_{\rm F}^{k_{\rm F}},\tag{8}$$

с $k_{\rm F} = 4/3$ (точнее 1.34), а по данным [15] — с $k_{\rm F} = 6/5$ (1.20). Выявленные различия свидетельствуют о необходимости правильной интерпретации полученных результатов при использовании разных осреднений и модельных классификаций, в том числе для редких событий, нестационарных процессов и процессов с высоким уровнем шума.

Отмеченные по данным наблюдений особенности связи характеристик смерчей, в частности связи длины пути и размера смерчей, можно оценить на основе предлагаемой простой модели (см. также [24–26]), основанной на уравнении для изменения кинетической энергии смерча *E*

$$\mathrm{d}E/\mathrm{d}t = \varepsilon_{+} - \varepsilon_{-}.\tag{9}$$

Здесь $E \sim V^2/2$, V - горизонтальная скорость в смерче, ε_+ и ε_- – скорости генерации и диссипа-

ции кинетической энергии смерча. В рассматриваемой модели $\varepsilon_+ \sim -L_H W \partial q_m / \partial z$, L_H – удельная теплота конденсации, q_m – удельная влажность насыщенного воздуха, z – высота, W – вертикальная скорость. При V и W в смерче одного порядка

$$\varepsilon_+ \sim C_{\rm H} V, \tag{10}$$

*C*_н — коэффициент теплообмена, связанного с освобождением тепла при конденсации водяного пара. При

$$C_{\rm H} \sim V^m, \tag{11}$$

(10) имеет вид

$$\varepsilon_{+} \sim C_{\rm H} V^{m+1}. \tag{12}$$

При учете диссипации за счет трения в виде степенной функции скорости *V*

$$\varepsilon_{-} \sim C_{\rm D} V^n, \tag{13}$$

где $C_{\rm D}$ – коэффициент сопротивления, характеризующий трение, и при $\varepsilon_+ = \varepsilon_-$ и (12) уравнение (9) имеет стационарное решение, соответствующее балансу притока и диссипации энергии вихря,

$$V_s(m,n) = (C_{\rm H}/C_{\rm D})^{1/(n-m-1)}.$$
 (14)

Согласно (14) при m = 0 и n = 3 (при силе трения пропорциональной квадрату скорости)

$$V_s(m=0, n=3) = (C_{\rm H}/C_{\rm D})^{1/2},$$
 (14a)

при *m* = 0 и *n* = 2

$$V_s(m=0, n=2) = C_{\rm H}/C_{\rm D},$$
 (146)

В частности, при m = 0 и n = 2 решение (9) имеет вид

$$V(t) = V_s(1 - e^{-t/\tau_c}) , \qquad (15)$$

с $V_s(m = 0, n = 2) = C_H/C_D$ и характерным временем релаксации $\tau_s(m = 0, n = 2) = 1/C_D$.

В области стационарного режима с $V_s \approx (C_{\rm H}/{\rm C_D})^{1/2}$ при m = 0 и n = 3 уравнение (9) принимает вид

$$\mathrm{d}V/\mathrm{d}t \approx -(V - V_s)/\tau_s,\tag{16}$$

где V_s (m = 0, n = 3) = ($C_{\rm H}/C_{\rm D}$)^{1/2}, а τ_s (m = 0, n = 3) = = ($C_{\rm H}C_{\rm D}$)^{-1/2}/2 – характерное время.

В режиме доминирования диссипативного процесса, связанного с трением, уравнение (9) при m = 0 и n = 3 имеет вид

$$\mathrm{d}V^{-1}/\mathrm{d}t = C_{\mathrm{D}}.\tag{17}$$

Можно оценить характерное (минимальное) время τ_r для процесса диссипации, описываемого уравнением (17), согласно

$$\tau_r = (C_{\rm H} C_{\rm D})^{-1/2} \equiv 2\tau_s (m=0, n=3).$$
 (18)

При слабом влиянии трения (9) с учетом (12) сводится к

$$\mathrm{d}V/\mathrm{d}t = (C_{\rm H})V^m,\tag{19}$$

и связь характерного времени τ_c для вихря с характерной скоростью в нем V_c имеет вид

$$\tau_c \sim V_c^{1-m}$$
, если $m \neq 1$, (20a)

$$\tau_c \sim \ln V_c$$
, если $m = 1$. (206)

В простейшем случае при $C_{\rm H} = \text{const}$, т.е. при m = 0, характерное время τ_c пропорционально характерной скорости V_c для смерча:

$$\tau_c \sim V_c.$$
 (20B)

Можно также учесть, что согласно [11] горизонтальный размер смерча d из соображений размерности можно выразить через его кинетическую энергию E и скорость ее генерации ε_+

$$d \sim E^{3/2}/\varepsilon_+, \tag{21}$$

или при V~ W

$$d \sim V^2 / (L_{\rm H} |\partial q_m / \partial z|).$$
⁽²²⁾

Для характерных для смерча/торнадо значе-

ний $d_c \sim V_c^2$ из (20в) при $L_c \sim \tau_c$ (для торнадо/вихрей, движущихся с некоторой характерной скоростью) следует корневая зависимость

$$L_c \sim d_c^{1/2},$$
 (23)

аналогичная полученной в (1) по данным наблюдений.

В более общем случае при $C_{\rm H} \sim V^m$

$$L_c \sim d_c^{(1-m/2)}$$
 при $m \neq 1$, (24a)

$$L_c \sim \ln d_c$$
 при $m = 1.$ (24б)

При этом эмпирической оценке в варианте (26) соответствует m = -1/3, а эмпирической оценке (2в) соответствует m = 1/3. Вариант

$$L_c \sim d_c, \tag{25}$$

соответствует m = -1 - в этом варианте скорость генерации ε_+ не зависит от скорости *V*. Что касается оценок $k_F = 4/3$ и $k_F = 6/5$, то им соответствуют модельные значения m = -5/3 и m = -7/5.

В области стационарного режима и для диссипативного режима при m = 0 и n = 3 величины характерного времени и характерной скорости обратно пропорциональны корню квадратному из коэффициента сопротивления. При характерном размере торнадо/смерчей, пропорциональном квадрату характерной скорости, а длины пути, пропорциональной характерному времени, это соответствует в рассматриваемой простой модели корневой зависимости длины пути от размера торнадо/смерчей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках статистического анализа данных получены количественные оценки возможности аналитических параметризаций связи различных характеристик смерчей/торнадо. Отмечены режимы, которые характеризуются статистически значимой степенной, в частности корневой, зависимостью длины пути вихрей от их размера. Степень применимости отмеченной зависимости, объяснимой на основе простой модели, требует конечно более детальных исследований для разных регионов и климатических условий. Выявление таких внутренних связей процессов по данным наблюдений важно для более детального оценивания адекватности используемых моделей. Существенно также, что подобные связи имеют прогностический потенциал, когда по измеряемым характеристикам можно оценивать другие характеристики и возможное развитие процессов.

Наряду с анализом значительно более часто встречающихся циклонических торнадо-смерчами, необходим соответствующий анализ относительно редких антициклонических торнадосмерчей с исследованием особенностей механизмов их формирования. Существенно более редкие антициклонические торнадо могут быть спутниками более мощных торнадо, связанных с мезоциклоном. Антициклонические торнадо формируются и как основные торнало в связи с мезовихрем. Торнадо-антициклоны могут быть связаны как с циклоническими, так и с антициклоническими суперячейками — конвективными облаками с достаточно устойчивым мезовихрем, простирающимся на всю толщу конвективного облака [5]. В [27] отмечены, в частности, особенности формирования антициклонических торнадо с частотой, сопоставимой с частотой формирования циклонических торнадо, в регионах со сложной топографией.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Автор выражает благодарность М.В. Курганскому за полезные обсуждения. Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда (№ 19-17-00240). Особенности экстремальных атмосферных режимов в регионах Евразии оценивались в соответствии с соглашением № 075-15-2021-577 Министерства науки и высшего образования РФ с ИФА им. А.М. Обухова РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Наливкин Д.В.* Смерчи. М.: Наука, 1984. 112 с.
- Интенсивные атмосферные вихри / Под ред. Бенгтссона Л., Лайтхилла Дж. М.: Мир, 1985. 368 с.
- Природные опасности России. Т.5. Гидрометеорологические опасности / Под ред. Голицына Г.С., Васильева А.А. М.: Крук, 2001. 296 с.
- Bluestein H.B. Severe Convective Storms and Tornadoes. Observations and Dynamics. Springer Praxis Books, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2013. 483 pp.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023

- Интенсивные атмосферные вихри и их динамика. Под ред. И.И. Мохова, М.В. Курганского, О.Г. Чхетиани. М.: ГЕОС, 2018. 482 с.
- Thom H.C.S. Tornado probabilities // Mon. Wea. Rev. 1963. V. 91. P. 730–736.
- Fujita T.T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales // J. Atmos. Sci. 1981. V. 38. P. 1511–1534.
- Schaefer J.T., Kelly D.L., Abbey R.F. A minimum assumption tornado-hazard probability model // J. Appl. Meteor. Climatol. 1986. V. 25. P. 1934–1945.
- 9. *Снитковский А.И.* Смерчи на территории СССР // Метеорология и гидрология. 1987. № 9. С. 12–25.
- 10. Dessens J., Snow J.T. Tornadoes in France // Wea. Forecast. 1989. V. 4. P. 110–132.
- Писниченко И.А. Роль фазовых переходов влаги в процессе образования смерчей // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 6. С. 793–798.
- Dessens J., Snow J.T. Comparative description of tornadoes in France and the United States / In: Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. Geophys. Monograph 79. 1993. P. 427–434.
- Mokhov I.I. Frequency distributions of atmospheric vortices and their variations // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling. Ed. By H. Ritchie. WMO TD-No.987. 2000. P. 2.18–2.19.
- Dotzek N., Grieser J., Brooks H.E. Statistical modelling of tornado intensity distributions // Atmos. Res. 2003. V. 67–68. P. 163–187.
- Brooks H.E. On the relationship of tornado path length and width to intensity // Wea. Forecast. 2004. V. 19. P. 310–319.
- Dotzek N., Kurgansky M.V., Grieser J., Feuerstein B., Nevir P. Observational evidence for exponential tornado intensity distributions over specific kinetic energy // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 3. P. L24813.
- Malamud B.D., Turcotte D.L. Statistics of severe tornadoes and severe tornado outbreaks // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 8459–8473.
- Курганский М.В., Чернокульский А.В., Мохов И.И. Смерч под Ханты-Мансийском: пока исключение или уже симптом? // Метеорология и гидрология, 2013. № 8. с. 40–50.

- Чернокульский А.В., Курганский М.В., Мохов И.И. Анализ изменений условий смерчегенеза в Северной Евразии с использованием простого индекса конвективной неустойчивости атмосферы // ДАН. 2017. Т. 477. С. 722–727.
- Antonescu B., Schultz D.M., Holzer A., Groenemeijer P. Tornadoes in Europe: An underestimated threat // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2017. V. 98. P. 713–728.
- Chernokulsky A., Kurgansky M., Mokhov I., Shikhov A., Azhigov I., Selezneva E., Zakharchenko D., Antonescu B., Kuhne T. Tornadoes in northern Eurasia: From the middle age to the information era // Mon. Wea. Rev. 2020. V. 148. P. 3081–3110.
- 22. Чернокульский А.В., Курганский М.В., Мохов И.И., Шихов А.Н., Ажигов И.О., Селезнева Е.В., Захарченко Д.И., Антонеску Б., Кюне Т. Смерчи в российских регионах // Метеорология и гидрология. 2021. № 2. С. 17–34.
- Мохов И.И., Акперов М.Г. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 4. С. 467–475.
- Mokhov I.I., Priputnev S.G. Tropical cyclones: Statistical and model relations between intensity and duration // Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling. Ed. By H. Ritchie. 1999. WMO/TD-No. 942. P. 2.22–2.23.
- Мохов И.И., Порошенко А.Г. Статистические и модельные оценки связи интенсивности и времени существования тропических циклонов // Метеорология и гидрология. 2021. № 5. С. 25–30.
- 26. Мохов И.И., Порошенко А.Г. Статистические и модельные оценки связи размеров и времени жизни полярных мезоциклонов // Вестник Московского университета. 3. Физика. Астрономия. 2021. № 6. С. 53–57.
- Carbajal N., Leon-Cruz J.F., Pineda-Martinez L.F., Tuxpan-Vargas J., Tuxpan-Vargas J.H. Occurrence of Anticyclonic Tornadoes in a Topographically Complex Region of Mexico // Adv. Meteorol. 2019. V. 2019. Art. ID 2763153. https://doi.org/10.1155/2019/2763153

Statistical and Model Estimates of the Relationship between Characteristics of Atmospheric Tornadoes

I. I. Mokhov^{1, 2, *}

¹Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per. 3, Moscow, 119017 Russia ²Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia *e-mail: mokhov@ifaran.ru

Based on the observational data, statistical estimates of the relationship between different characteristics of atmospheric tornadoes were received. Statistically significant estimates of the power-law relationship of the tornado path length and path width were obtained. Specific features are noted for different ranges of path length and path width of intense atmospheric vortices. A simple model is proposed to explain the noted power-law, including the root, dependence of the tornado path length on path width.

Keywords: relationship of characteristics of atmospheric tornadoes, tornadoes, observational data, model estimates УДК 551.515.7

К ТЕОРИИ ИНДИВИДУАЛЬНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ВИХРЕЙ: ПРИМЕР ЭВОЛЮЦИИ СУБТРОПИЧЕСКОГО АНТИЦИКЛОНА

© 2023 г. А. В. Кислов^{а,} *, И. В. Железнова^{а,} **, Ю. В. Мухартова^а, А. И. Несвятипаска^а

^а Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 199911 Россия *e-mail: avkislov@mail.ru

***e-mail: ijeleznova@gmail.com* Поступила в редакцию 06.08.2022 г. После доработки 07.10.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Физика индивидуальных атмосферных вихрей далеко не ясна, несмотря на то, что они надежно воспроизводятся современными гидродинамическими моделями. В данной работе развивается теория вихрей, стабильно существующих длительное время в некоторой области. Их структура характеризуется первой (доминирующей) естественной ортогональной функцией (ЕОФ, NOF), а динамика определяется коэффициентом при данной моде $y_1(t)$, для которого получено обыкновенное дифференциальное уравнение исходя из уравнения бюджета завихренности. Невязка явно разрешаемых факторов компенсируется параметризацией, которая строится на основе учета влияний второй и последующих мод ЕОФ-разложения. Показано, что она состоит из гауссового шума и неслучайной компоненты, которая может быть аппроксимирована с помощью кубической функции от $y_1(t)$. Для проверки развиваемой методики было использовано моделирование поведения завихренности, описывающей динамику наиболее стабильного вихря среди всех, существующих в атмосфере Земли – субтропического (Гавайского) антициклона. Для работы использованы данные реанализа ERA5. Предложенный подход к анализу индивидуальных вихрей предполагается использовать для оценки различных циркуляционных систем, выявления факторов, влияющих на их динамику в различных регионах, исследования экстремальных гидрометеорологических событий, связанных с долгоживущими вихрями.

Ключевые слова: уравнение бюджета завихренности, индивидуальный вихрь, Гавайский антициклон, ЕОФ-разложение

DOI: 10.31857/S0002351523010066, EDN: EHFAJQ

введение

Важнейшей особенностью динамики атмосферы (и океана) является существование вихрей синоптического масштаба. Они, как целостные образования, видны на любой синоптической карте как в тропических, так и во внетропических широтах. В течение своей жизни (нескольких суток) они проходят различные стадии эволюции. Вихри меньших размеров (мезомасштаба) также непосредственно наблюдаются как индивидуальные циркуляционные особенности, но проследить их динамику сложнее из-за гораздо более короткого времени жизни. Вихри еще меньшего масштаба редко можно зафиксировать, их существование проявляется косвенно по вкладу в колмогоровский спектр.

Несмотря на то, что динамика атмосферы, включая все аспекты циклогенеза, хорошо воспроизводится численными гидродинамическими моделями, представляется привлекательной задача развития физики индивидуальных вихрей, которая известна далеко не полно. При этом одной из принципиальных проблем на этом пути является необходимость знать границы вихря в пространстве и их эволюцию во времени.

Можно пытаться очертить вихрь (например, на основе положения его последней замкнутой изобары [1]), а затем, принимая допущения о динамике этой границы, перейти к расчету его интегральных характеристик. Таким путем, интегрируя уравнения по замкнутому контуру, исследовалась энергетика циклонов еще полвека назад [2]). В некоторых случаях возможны иные упрощающие предложения. Например, для движения в плоскости, когда завихренность сосредоточена в точке, можно описать поле скорости моделью так называемого точечного вихря [3], однако для реальных атмосферных вихрей эта модель неприменима. Другой подход связан с допущением, что завихренность сконцентрирована в пространстве в форме эллипсоида, который может деформироваться (растягиватьсясжиматься и вращаться) [4–8].

Для уравнений гидродинамики в двух измерениях описание вихревой циркуляции было осуществлено на основе метода контурной динамики [9]. Их применение возможно для гораздо более общих случаев; однако уравнения деформации формы сложны, поэтому их можно решить только численно. Это снижает ценность подхода, поскольку и без этого, как отмечалось, современные численные модели могут непосредственно воспроизводить вихревую структуру течений.

Развитие теории индивидуальных вихревых систем полезно, поскольку приведет, в том числе, к пониманию природы длительно существующих так называемых блокирующих образований и сопровождающих их систем низкого давления, и, следовательно, к пониманию механизмов опасных явлений, связанных с засушливостью одних и переувлажненностью других регионов. Цель настоящей работы именно в изучении вихрей, квазистабильно существующих в определенном регионе.

Метод идентификации отдельного вихря основан на использовании для этого завихренности, динамика которой определяется уравнением бюджета завихренности, причем из-за существования вихря в заданной области в течение длительного периода точная диагностика его жидких границ не требуется. Отметим, что данное требование не является чересчур ограничительным, поскольку долгоживущие вихри, как правило, стабильно занимают определенное положение [10, 11].

Главные пространственно-временные особенности выделяются благодаря использованию разложения в ряд Фурье. В качестве базисных функций применены естественные ортогональные функции [12], вычисленные в пределах области, занимаемой квазистабильным вихрем (та же методика, но в масштабе полушария и с другими конечными целями, была реализована в [13]). Этот метод позволяет как диагностировать вихрь, так и вывести уравнения, раскрывающие механизм его эволюции как целостного образования. При этом динамика вихря во времени описывается обыкновенными дифференциальными уравнениями для коэффициентов разложения.

В рамках такого подхода вихрь рассматривается как единая структура, а анализ полученных уравнений малокомпонентной модели может позволить оценить, какие атмосферные процессы наиболее значимы. При этом проблема возникновения вихря не рассматривается, т.е. анализируется уже существующий вихрь. Данная методика ранее была апробирована для исследования динамики малоподвижных и долгоживущих синоптических объектов умеренных широт — блокирующих антициклонов [14—16] и для анализа внетропических циклонов Дальнего Востока [17].

В настоящей работе эта методика получила дальнейшее развитие. Наиболее важным явился своеобразный параметризационный учет вклада переменных, которые не могут явным образом быть выражены. Основой для этого служит теория MTV [18–20], показывающая, что квадратично нелинейные уравнения могут быть в общем случае заменены стохастическими уравнениями, включающими аддитивный и мультипликативный шум.

Для проверки анализ был применен к исследованию самого устойчивого вихря земной атмосферы — субтропического антициклона. В качестве модельного объекта взят Гавайский антициклон, располагающийся в субтропиках северного полушария над Тихим океаном. Чтобы исключить сезонное смещение его положения, был рассмотрен только летний период.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Для вычислений были использованы данные реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ERA5 [21] с шагом по сетке 0.25° × 0.25° в регионе 165°–135° з.д. и 35°–45° с.ш. Координаты области были определены в соответствии со средним положением центральной части Гавайского антициклона в исследуемый период, чтобы максимально, насколько это возможно, исключить влияние других циркуляционных систем (рис. 1). Рассматривался июнь-август 1980 года.

Использовались ежечасные данные о высотах геопотенциальных поверхностей 200 и 925 гПа, а также значения геопотенциала и температуры воздуха на 22 уровнях в слое от 200 до 1000 гПа. Также были использованы значения потока явного тепла и количества осадков на поверхности и значения коротковолнового и длинноволнового радиационного баланса на поверхности и на верхней границе атмосферы.

Расчеты проводились для 1, 2, 3 и 4-суточного осреднения. Суточные значения рассчитывались как арифметическое среднее, полученное из ежечасных данных. Для 2, 3 и 4-суточного осреднения были рассчитаны скользящие средние значения на основе суточных данных.



Рис. 1. Среднее поле геопотенциала на уровне 925 гПа для Гавайского антициклона за летний период 1980 года. Красным прямоугольником выделена область, для которой проводились расчеты.

АНАЛИЗ БЮДЖЕТА ЗАВИХРЕННОСТИ

Динамику антициклона будем характеризовать завихренностью (ξ)

 $\xi = rot_{\tau}\vec{v}$.

Уравнение эволюции завихренности хорошо известно, однако мы выполним его вывод таким способом, чтобы сразу были исключены заведомо малые составляющие. Рассмотрим слой, ограниченный изобарическими поверхностями с давлением p_1 и p_2 , расположенными на геопотенциальных высотах H_1 и H_2 , с относительной геопотенциальной высотой $h = H_1 - H_2$, причем H_2 находится вблизи поверхности Земли, а H_1 - в верхней тропосфере. Применим к разности геопотенциальных высот горизонтальный оператор

Лапласа и умножим на $\frac{g}{f}$, где g – ускорение свободного падения, а $f = 2\omega\sin\varphi$ – параметр Кориолиса.

$$\frac{g}{f}\nabla^2 h = \frac{g}{f}\nabla^2 H_1 - \frac{g}{f}\nabla^2 H_2$$

Затем, в соответствии с уравнением статики заменяем $h = \frac{R\langle T \rangle}{g} ln \frac{P_2}{P_1}$ (с осредненной по слою температурой $\langle T \rangle$, а R – газовая постоянная для воздуха), переходим к геострофической завихренности и, дифференцируя полученное выражение по времени, получаем выражение

$$\frac{\partial \xi_2}{\partial t} = \frac{\partial \xi_1}{\partial t} - \frac{R}{f} \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) \nabla^2 \frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t}.$$
 (1)

Выразим $\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t}$ из уравнения бюджета внутренней энергии:

$$c_{v}\rho\frac{dT}{dt} + R\rho\frac{dT}{dt} - \frac{dp}{dt} = LQ - \frac{\partial F_{R,z}}{\partial z}$$

Заменяя, ввиду крупномасштабности рассматриваемых процессов, $\frac{dp}{dt} \approx -w\rho g$ получим:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \nabla_h T + w \left(\frac{g}{c_p} + \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{1}{c_p \rho} L Q - \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial F_{R,z}}{\partial z}.$$
 (2)

Вертикальные движения (на верхней границе пограничного слоя) можно представить, используя завихренность:

$$w = \xi \sqrt{\frac{K_m}{2f}},$$

где K_m – коэффициент турбулентности.

2023

№ 1

Произведем замену $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ и $\gamma_a = \frac{g}{c_p}$ (сухоадиабатический градиент), выполним осреднение уравнения (2) по вертикали в пределах рассматриваемого слоя (*h*):
γ/m

$$\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} = -\langle \vec{v} \nabla_h T \rangle - \langle w \rangle \langle (\gamma_a - \gamma) \rangle - \langle w^* (\gamma_a - \gamma)^* \rangle + \frac{L}{c_p \langle \rho \rangle h} \int_0^h Q dz - \frac{F_{R,h} - F_{R,s}}{c_p \langle \rho \rangle h}$$

Отметим, что здесь вертикальная адвекция делится на две части: одно слагаемое обозначает вертикальные движения синоптического масштаба, другое (со звездочками (*)), есть произведение отклонений от среднего по профилю значения. Это, по сути, может быть интерпретировано как вклад мелкомасштабной турбулентности в изменение температуры, и в этом случае оно описывается потоком явного тепла через нижнюю границу (P_s).

Слагаемое, учитывающее роль скрытого тепла, выделяющегося при конденсации может быть легко определено по данным об осадках (*P*), по-

скольку
$$\left(\int_{0}^{h} Q dz \equiv P\right).$$

Подставим получившееся выражение в уравнение (1). В итоге получаем:

$$\frac{\partial \xi_2}{\partial t} = \frac{\partial \xi_1}{\partial t} - \frac{R}{f} \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) \nabla^2 \left\{ -\langle \vec{v} \nabla_h T \rangle - \langle w \rangle \langle (\gamma_a - \gamma) \rangle + \frac{P_s}{c_p \langle \rho \rangle h} + \frac{LP}{C_p \langle \rho \rangle h} + E_R \right\}.$$
(3)
$$1 \qquad 2 \qquad 3 \qquad 4 \qquad 5 \qquad 6$$

В левой части уравнения (3) находится изменение завихренности в нижней тропосфере (в нашем случае был выбран уровень 925 гПа). Первое слагаемое правой части представляет собой изменение завихренности в верхней тропосфере. Второе и третье слагаемые (под оператором Лапласа) связаны с адвекцией температуры. Четвертое слагаемое характеризует роль пятнистости теплообмена атмосферы с земной поверхностью в формировании завихренности (например, над теплым «пятном», с большим притоком тепла в атмосферу, оператор Лапласа отрицателен и, поскольку перед ним в выражении (3) стоит знак минус, то воздействие этого фактора создает положительную завихренность). Обозначим, для краткости,

 $E_T = \frac{P_s}{c_p \langle \rho \rangle h}$. Пятое слагаемое выражает роль

скрытого тепла. Обозначим, для использования в дальнейшем, $E_{\Phi} = \frac{LP}{C_p \langle \rho \rangle h}$. Отметим, что осадки в

антициклонах малы и при исследовании блокирующего антициклона над Европейской территорией России в 2010 году [14] это слагаемое было проигнорировано. Однако при выполнении данной работы наш анализ показал, что в западной части рассматриваемого в данной статье региона (рис. 1) осадки нередки, поэтому в настоящем исследовании мы принимаем во внимание вклад этого слага-

емого. Наконец, последний член $\left(E_R = \frac{F_{R,s} - F_{R,h}}{c_p \langle \rho \rangle h}\right)$

отражает изменение температуры слоя за счет радиационного теплообмена. Это слагаемое представим в виде разницы радиационных балансов на поверхности Земли (B_{surf}) и на верхней границе атмосферы (B_{TOP}), то есть $E_R = B_{surf} - B_{TOP}$. Отметим, что данное выражение не в полной мере отражает радиационный баланс рассматриваемого слоя воздуха, однако можно думать, что относительная изменчивость, нужная для правильного определения оператора Лапласа, будет воспроизведена верно. И вообще, при решении такого рода задач следует исходить из компромисса между нужными данными и теми, которые непосредственно доступны в реанализе и близки по сути.

Таким образом, мы получили дифференциальное уравнение, в левой части которого находится изменение завихренности, а в правой части уравнения представлены факторы, вызывающие ее изменения,

$$\frac{\partial \xi_2}{\partial t} = \frac{\partial \xi_1}{\partial t} - \frac{R}{f} \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) \nabla^2 \times$$

$$\times \left\{ A_T - \langle w \rangle \langle (\gamma_a - \gamma) \rangle + E_T + E_{\Phi} + E_R \right\},$$
(4)

которые можно, до некоторой степени условно, разделить на внешние и внутренние. К внешним относятся вариации завихренности в верхней тропосфере, которые действуют посредством формирования полей дивергенции потоков воздуха и адвекции завихренности. Остальные факторы (адвекция тепла по горизонтали и вертикали, притоки явного, скрытого и радиационного тепла), влияние которых выражено посредством их пространственной конфигурации, определяемой оператором Лапласа, носят совместный внутренне-внешний характер. Так, например, адвекция тепла (A_T) определяется не только полем градиента температуры, в том числе вне области, охваченной вихрем, но и полем ветра, генерируемым самим вихрем.

В таком же ключе, выражения, аналогичные в главных чертах уравнению (4), были использова-



Рис. 2. Пространственная структура поля завихренности на геопотенциальной поверхности 925 гПа, соответствующая первым трем модам ЕОФ-разложения по данным реанализа ERA5 с временным осреднением 1, 2, 3 и 4 дня.

ны для синоптического анализа во внетропических широтах [22] и в тропиках [23].

ЕОФ-АНАЛИЗ ПОЛЯ ЗАВИХРЕННОСТИ

Для исследования пространственно-временной структуры поля завихренности используется метод разложения на естественные ортогональные функции (ЕОФ):

$$\xi(\lambda, \varphi, t) = \sum_{i=1}^{k} y_i(t) V_i(\lambda, \varphi),$$

где λ – долгота, φ – широта, t – время, $y_i(t)$ – временные коэффициенты разложения, $V_i(\lambda, \varphi)$ – ортогональные функции (векторы) разложения, k – число базисных функций, соответствующее количеству дней во временных рядах $y_i(t)$ (так как в нашем случае шаг по времени равен суткам).

Заменим левую часть уравнения бюджета завихренности (4) на разложение по ЕОФ и скалярно умножим каждое слагаемое на вектор разложения $V_i(\lambda, \varphi)$. Из-за свойства ортогональности коэффициентов Фурье, получаем уравнение:

$$\frac{dy_i(t)}{dt} = \frac{\partial \xi_1}{\partial t} V_i(\lambda, \varphi) - \frac{R}{f} \ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right) \nabla^2 \times \{A_T - \langle w \rangle \langle (\gamma_a - \gamma) \rangle + E_T + E_{\Phi} + E_R \} V_i(\lambda, \varphi).$$
(5)

Его левая часть описывает эволюцию *i*-й моды ЕОФ-разложения вихря, правая часть содержит факторы, определяющие эти изменения.

Если структура поля завихренности изучаемого объекта может быть хорошо описана небольшим числом мод ЕОФ разложения, то для принципиального понимания того, за счет каких процессов развивается или ослабляется вихрь, можно использовать только эти первые несколько мод. Поэтому следующим этапом исследования стал ЕОФ анализ поля завихренности в интересующем нас регионе.

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЯ ЗАВИХРЕННОСТИ ГАВАЙСКОГО АНТИЦИКЛОНА

Для оценки пространственной структуры поля завихренности Гавайского антициклона было выполнено разложение на естественные ортогональные функции поля завихренности на уровне 925 гПа в области 165° з.д. – 135° з.д. и 35° – 45° с.ш. Границы области взяты именно так потому (см. рис. 1), что севернее области резко увеличивалась дисперсия колебаний, то есть, с точки зрения стабильности картины включение этой зоны в расчетную область было нерационально, а южнее становилось неоправданно геострофическое приближение, использованное при определении завихренности в (1). Пространственная структура первых трех мод ЕОФ-разложения поля завихренности при различном временном усреднении приведена на рис. 2. Хорошо видно, что она практически не изменяется при увеличении временного сглаживания.

Первая мода, как видно, соответствует среднему положению Гавайского антициклона. По мере увеличения временного сглаживания отмечается рост вклада этой доминирующей моды в общую изменчивость. Так, при суточном осреднении эта структура объясняет 67% от общей изменчивости, а при 4-суточном — почти 80% (рис. 2, верхний ряд). На вторую и третью моду ЕОФ приходится всего 7 и 6% изменчивости при суточном осреднении и 6 и 4.5% при 4-суточном. Таким образом,

Таблица 1. Коэффициент синхронной корреляции (корреляция Пирсона) между изменением завихренности в левой части уравнения (5) и слагаемыми в правой части уравнения

$d\xi_1/dt$	A_{T}	$w(\gamma_a - \gamma)$	E_{T}	$E_{\rm R}$
0.58	-0.02	-0.30	0.14	0.10

при учете трех мод процент изменчивости достигает почти 80% при 1-суточном осреднении. Это соотвествует заявленным условиям принципиальной применимости методики ЕОФ анализа для индивидуального вихря. Так как значительных различий при увеличении временного сглаживания выявлено не было, в дальнейшем анализ будет проведен только для среднесуточных значений.

Причем, ввиду несоизмеримости вклада 1-й и последующих мод ЕОФ-разложения, внимание будет уделено первой моде.

АНАЛИЗ РОЛИ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ В ДИНАМИКЕ ГАВАЙСКОГО АНТИЦИКЛОНА

По данным реанализа ERA5 для рассмотренной области Тихого океана были рассчитаны слагаемые уравнения (5), спроектированные на первую моду ЕОФ-разложения.

Анализ показал, что наиболее значимыми слагаемыми, вносящими вклад в изменение завихренности, являются те, которые отражают влияние горизонтальной адвекции температуры, роль вертикальных движений и изменения завихренности в верхней тропосфере. Влияние потоков тепла и радиационного баланса менее заметно, что логично, поскольку анализ проводится над исключительно однородной поверхностью океана в субтропиках в летнее время.

Анализ полученных рядов демонстрирует отсутствие строгих зависимостей изменения завихренности в антициклоне от различных факторов. Так, например, в отдельные дни (минимум 17 июня и максимум 21 июня) хорошо согласованы с аналогичными экстремумами изменения завихренности в верхней тропосфере. Максимум 13 июля соответствует одновременно росту значений слагаемого, ответственного за адвекцию температуры и минимуму слагаемого, отражающего вертикальные движения. Для оценки характера связи изменения завихренности с проекций каждого из слагаемых уравнения (5) (за исключением слагаемого, отражающего роль скрытого потока тепла ввиду его крайне малых значений), были рассчитаны коэффициенты корреляции (табл. 1).

Наибольшая положительная корреляция (0.58) отмечается для слагаемого, ответственного за изменение завихренности в верхней тропосфере, что неудивительно, поскольку Гавайский максимум представляет собой высокий антициклон, и изменения циркуляции на разных уровнях во многом синхронизированы. Небольшая, но статистически значимая отрицательная корреляционная связь (-0.30) отмечается для слагаемого, относящегося к вертикальным движениям. Это отражение того, что данное слагаемое в уравнении (5) играет контролирующую роль в динамике антициклона, ограничивая его интенсивность. В самом деле, при усилении антициклона происходящее нарастание нисходящих движений создает

положительный знак выражения $\nabla^2 w$, становясь фактором отрицательной обратной связи, демпфирующим дальнейшее развитие антициклона. Роль подобных обратных связей была отмечена еще в [21].

Линейная корреляционная связь других факторов с изменением завихренности в Гавайском антициклоне оказывается незначимой. Интересно, что хотя слагаемое, ответственное за горизонтальную адвекцию температуры в слое довольно велико по абсолютным значениям, согласно корреляционному анализу оно не оказывает систематического влияния на динамику завихренности. Возможно, это связано с конкретной конфигурацией поля температуры в рассматриваемой области на разных вертикальных уровнях.

УРАВНЕНИЕ ДЛЯ КОЭФФИЦИЕНТА у₁(t) ПРИ ПЕРВОЙ МОДЕ ЕОФ РАЗЛОЖЕНИЯ ЗАВИХРЕННОСТИ

Наша цель – получить уравнение для коэффициента $y_1(t)$ при первой моде ЕОФ-разложения исходя из уравнения (5), в котором два слагаемых в правой части непосредственно зависят от ξ_2 . Это слагаемое с адвекцией средней по слою температуры

$$\frac{R}{f}\ln\left(\frac{p_2}{p_1}\right)\nabla^2\left\{\left(\vec{v}\nabla_h\right)T\right\}V_1(\lambda,\phi),\tag{6}$$

так как скорость \vec{v} зависит от завихренности, а также слагаемое с вертикальными движениями, поскольку мы выражаем $\langle w \rangle$ через ξ_2 :

$$\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\nabla^2\left\{\xi_2\sqrt{\frac{K_m}{2f}}\langle\gamma_a-\gamma\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi).$$
(7)

Начнем с выражения (6). Скорость \vec{v} линейно зависит от ξ_2 , то есть \vec{v} можно представить как ре-

39

зультат действия некоторого линейного оператора $\vec{V}[$] на функцию $\xi_2: \vec{v} = \vec{V}[\xi_2]$. Подставим в это выражение ЕОФ-разложение завихренности ξ_2 и воспользуемся линейностью оператора $\vec{V}[$]:

$$\vec{v} = \vec{V} [\xi_2] = \vec{V} \left[\sum_{i=1}^k y_i(t) V_i(\lambda, \varphi) \right] =$$

$$= \sum_{i=1}^k y_i(t) \vec{V} [V_i(\lambda, \varphi)],$$
(8)

где множители $\vec{V}[V_i(\lambda, \varphi)] = \{V_u[V_i(\lambda, \varphi)], V_v[V_i(\lambda, \varphi)]\}$ зависят только от координат, но не зависят от времени. Их необходимо найти при известной скорости ветра \vec{v} . Отметим, что можно было бы воспользоваться известным интегральным соотношением, связывающим скорость и завихренность (см. напр. [3]), однако его практическое применение затруднительно.

Фиксируем произвольную точку $(\overline{\lambda}, \overline{\varphi})$ и рассмотрим в ней временные ряды $u(\overline{\lambda}, \overline{\varphi}, t)$ и $v(\overline{\lambda}, \overline{\varphi}, t)$. Из (8) следует, что

$$u(\overline{\lambda},\overline{\varphi},t) = \sum_{i=1}^{k} y_i(t) a_u^i, \quad v(\overline{\lambda},\overline{\varphi},t) = \sum_{i=1}^{k} y_i(t) a_v^i, \quad (9)$$

где $a_u^i = V_u \left[V_i(\overline{\lambda}, \overline{\varphi}) \right]$ и $a_v^i = V_v \left[V_i(\overline{\lambda}, \overline{\varphi}) \right]$ – числовые коэффициенты, которые можно оценить по известным временным рядам $u(\overline{\lambda}, \overline{\varphi}, t)$ и $v(\overline{\lambda}, \overline{\varphi}, t)$ пользуясь регрессионным анализом.

Проделывая описанную процедуру в каждом узле сетки, получаем поля $V_u[V_i(\lambda, \varphi)]$ и $V_v[V_i(\lambda, \varphi)]$ соответственно для всех i = 1, 2, ..., k, причем они оказались практически идентичными как при суточном осреднении данных, так и при осреднении по двум, трем и четырем дням.

Вернемся к получению слагаемого в выражении (6), соответствующего первой моде. Изначально временной ряд (6) содержит в себе комбинацию всех коэффициентов $y_i(t)$, так как скорость \vec{v} зависит от всех мод ЕОФ-разложения. Выделим часть, содержащую только $y_1(t)$:

$$\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\nabla^2\left\{\left(\vec{v},\nabla_h\right)\left\langle T\right\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi) =$$

$$=\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\nabla^2\left\{\left(\sum_{i=1}^k y_i(t)\vec{V}\left[V_i(\lambda,\phi)\right],\nabla_h\right)\left\langle T\right\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi) =$$
(10)
$$=y_1(t)\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\nabla^2\left\{\left(\vec{V}\left[V_1(\lambda,\phi)\right],\nabla_h\right)\left\langle T\right\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi) +$$

$$+\left\{\text{все остальные слагаемые}\right\}.$$

Исходный временной ряд (содержащий все компоненты ЕОФ-разложения) для слагаемого с

адвекцией температуры, а также первого слагаемого в правой части (10), приведены на рис. За. Первая мода достаточно хорошо описывает поведение полного временного ряда (6), причем для большего промежутка осреднения данных отклонение полного ряда от первого слагаемого уменьшается.

Рассмотрим теперь слагаемое с вертикальными движениями. Подставляя в выражение (7) функцию ξ₂ в виде ЕОФ-разложения, получаем:

$$\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\nabla^2\left\{\xi_2\sqrt{\frac{K_m}{2f}}\langle\gamma_a-\gamma\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi) =$$

$$=\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\nabla^2\left\{\sum_{i=1}^k y_i(t)V_i(\lambda,\phi)\sqrt{\frac{K_m}{2f}}\langle\gamma_a-\gamma\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi) =$$

$$=\sum_{i=1}^k y_i(t)\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\times$$

$$\times\nabla^2\left\{V_i(\lambda,\phi)\sqrt{\frac{K_m}{2f}}\langle\gamma_a-\gamma\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi) =$$

$$=y_1(t)\frac{R}{f}\ln\frac{P_2}{P_1}\nabla^2\left\{V_1(\lambda,\phi)\sqrt{\frac{K_m}{2f}}\langle\gamma_a-\gamma\rangle\right\}V_1(\lambda,\phi) +$$

$$+\left\{\text{Bce остальные слагаемыe}\right\}.$$

Исходный временной ряд (7) и ряд для первого слагаемого в правой части (11) приведены на рис. 36.

Слагаемое, соответствующее первой моде ЕОФ-разложения, описывает поведение среднего значения выражения с вертикальными движениями, причем и в данном случае отклонения от среднего уменьшаются с ростом периода осреднения.

Итак, уравнение (5) для коэффициента $y_1(t)$ принимает вид:

$$\frac{dy_1}{dt} = \frac{\partial \xi_1}{\partial t} V_1 + y_1 \frac{R}{f} \ln \frac{P_2}{P_1} \nabla^2 \left\{ \left(\vec{V} \left[V_1 \right], \nabla_h \right) \left\langle T \right\rangle \right\} V_1 + y_1 \frac{R}{f} \ln \frac{P_2}{P_1} \nabla^2 \left\{ V_1 \sqrt{\frac{K_m}{2f}} \left\langle \gamma_a - \gamma \right\rangle \right\} V_1 - (12) \\
- \frac{R}{f} \ln \frac{P_2}{P_1} \nabla^2 \left\{ E_T + E_{\Phi} + E_R \right\} V_1 + \Psi_1(t),$$

где слагаемое $\Psi_1(t)$ содержит все слагаемые с компонентами ЕОФ-разложения завихренности для всех мод, старше первой.

ОЦЕНКА "ШУМОВОЙ" СОСТАВЛЯЮЩЕЙ В УРАВНЕНИИ ЗАВИХРЕННОСТИ

Уравнение (12) можно проверить, оценивая, насколько адекватно слагаемые его правой части суммарно описывают изменения $y_1(t)$ в левой части уравнения. Однако при подстановке в уравнение данных реанализа строгого равенства правой и левой части не получается даже при учете всех



Рис. 3. Временные ряды для *1* – полного (содержащего все компоненты ЕОФ-разложения) слагаемого (а) с адвекцией температуры и (б) с вертикальными движениями в правой части уравнения (5) и *2* – соответствующего слагаемого, содержащего только первую моду ЕОФ-разложения.

мод разложения в выражениях с адвекцией температуры и вертикальными движениями. Тем более, точного равенства не получится, если пренебречь слагаемым $\Psi_1(t)$.

Несовпадение правой и левой части может объясняться тем, что мы рассматриваем уравнение только для первой моды ЕОФ-разложения, которая, хотя и является доминирующей, не объясняет всей изменчивости. Влияние других мод дает свой вклад, формируя невязку уравнения. Она особенно велика в периоды, когда роль первой моды ослабевает. Например, в период 24-27 июля доминирующей стала вторая мода ЕОФ-разложения, а в поле завихренности произошло исчезновение антициклона из рассматриваемой области. Такая ситуация противоречит первоначально сформулированному условию стабильного существования вихря в выбранной зоне. В этом плане, периоды с большой невязкой можно трактовать как промежутки, когда наше уравнение не может замыкаться по определению. В рамках данного исследования мы не исключали данные периоды из рассмотрения, чтобы продемонстрировать потенциальные ограничения метода, однако в дальнейшем, в случае рассмотрения уравнения только для первой моды ЕОФ-разложения, может быть рациональным подбирать периоды, в течение которых условие существования вихря в границах выполняется более строго, либо включить в анализ нескольких младших мод ЕОФ-разложения.

Среди прочих факторов, влияющих на наличие невязки, можно отметить тот факт, что при переходе от аналитических уравнений к численным расчетам мы делаем ряд допущений. Это, вопервых, рассмотрение геострофической завихренности. Во-вторых, шаг сетки модели (около 20-25 км), обрезает часть изменчивости при переходе от аналитических выражений к численным. С учетом этого, в уравнении (12) должен появляться добавочный член $\Psi(t)$, включающий в себя влияние не учитываемых мод ЕОФ-разложения завихренности, явлений мелкого масштаба, а также все неучтенные погрешности.

В работах [18–20] предложена методика аппроксимации не учитываемых явно слагаемых уравнения с более высокими модами ЕОФ-разложения через оставляемые в уравнении в явном виде компоненты ЕОФ-разложения, к которым прибавляется «шумовое» слагаемое. При этом показано, что если в исходном уравнении имелась квадратичная нелинейность, то при аппроксимации отбрасываемых компонент ЕОФ-разложения неизбежно возникают как квадратичные, так и кубические слагаемые с учитываемыми явно



Рис. 4. Аппроксимация невязки уравнения (12) с помощью кубического и линейного выражений (13) и (14). *1* – исходная невязка, *2* – линейная аппроксимация невязки, *3* – кубическая аппроксимация невязки.

компонентами. В нашем случае это можно интерпретировать как гипотезу о том, что наличие в недоучтенных факторах квадратичных по ξ_2 слагаемых (например, адвекции завихренности), приведет к появлению в $\Psi(t)$ слагаемых, пропорциональных первой, второй и третьей степени $y_1(t)$. Это позволило искать $\Psi(t)$ в виде:

$$\Psi(t) = \alpha_0 + \alpha_1 y_1(t) + \alpha_2 (y_1(t))^2 + + \alpha_3 (y_1(t))^3 + \varepsilon(t),$$
(13)

где $\varepsilon(t)$ — шум, а числовые коэффициенты $(\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3)$ были определены на основе регрессионного анализа. Полная аппроксимация (13) сравнивалась с редуцированным выражением:

$$\Psi(t) = \alpha_0 + \alpha_1 y_1(t) + \varepsilon(t).$$
(14)

Результаты моделирования невязки приведены на рис. 4. Как кубическое выражение от $y_1(t)$, так и редуцированное линейное выражение, позволяют компенсировать ненулевое среднее значение невязки. Как видно из рис.4, кубическое выражение от $y_1(t)$ лучше описывает поведение невязки, чем линейное. В частности, оно частично, хоть и не полностью, компенсирует всплески невязки в период с 18 по 26 июня и с 19 по 27 июля. По-видимому, они объясняются, как отмечено ранее, возрастающей ролью следующих мод ЕОФ-разложения.

Анализ остаточного члена $\varepsilon(t)$ при кубической аппроксимации невязки показывает, что он представляет собой гауссов шум. Проверка ряда на нормальность проводилась с помощью теста Колмогорова—Смирнова (*p*-value = 0.61). Это представляется важным, поскольку исключает,

по крайней мере, в рассматриваемом случае, возможность существования мультипликативного шума, обладающего способностью к большим нерегулярным вариациям. Возможным подтверждением правильности этого заключения является то, что ход эволюции антициклона всегда протекает гладким образом (в отличии от циклонов, где возможно резкое снижение давления до стадии тропического циклона; а "тропических антициклонов" не бывает).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы показано, что использование завихренности служит надежной характеристикой субтропического (Гавайского) антициклона, представляющего собой атмосферный вихрь, стабильно существующий в некоторой области с фиксированными границами. В эволюцию антициклона наибольший вклад вносит изменение завихренности в верхних слоях тропосферы и вертикальные движения, действующие на его развитие как отрицательная обратная связь. Непосредственное воздействие на циркуляционную систему потоков явного и скрытого тепла, а также радиационного баланса крайне невелико.

Картина динамики индивидуального вихря получается при применении уравнения бюджета завихренности, в котором для характеристики вихря использована первая естественная ортогональная функция. Ее временной коэффициент $y_1(t)$, для которого получено обыкновенное дифференциальное уравнение, комплексно определяет динамику вихря. Невязка явно разрешаемых факторов компенсируется параметризацией, которая строится на основе учета влияний второй и последующих мод ЕОФ-разложения. Показано, что она состоит из гауссова шума и неслучайной

компоненты, которая может быть аппроксимирована с помощью кубической функции от временного коэффициента при первой моде.

В настоящей статье представлены данные только за один год. Это связано с тем, что здесь мы решали главным образом методические проблемы, связанные с формулировкой задачи, с использованием параметризаций, которые в такой форме применены впервые. Теперь мы видим направление работы в расширении географии, то есть в применении метода к стабильным вихрям разных регионов, и в анализе временных срезов за ряд лет. Это позволит рассмотреть различные циркуляционные системы, выявить факторы, влияющие на их динамику в различных регионах, исследовать экстремальный характер гидрометеорологических событий, связанных с долгоживущими вихрями.

Данный подход в своих принципиальных чертах полезен и при анализе долгоживущих вихревых структур океана.

Работа поддержана грантом № 075-15-2021-574 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, а также Московским государственным университетом имени М.В. Ломоносова в форме гранта АААА-А16-116032810086-4 и в рамках исследовательской программы междисциплинарной научной и образовательной школы "Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Rudeva I., Gulev S.K.* Composite analysis of the North Atlantic extratropical cyclones in NCEP/NCAR reanalysis. // Mon. Wea. Rew. 2011. V. 139. № 5. P. 1419–1446. https://doi.org/10.1175/2010MWR3294.1
- 2. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л: Гидрометиздат, 1973. 615 с.
- 3. *Saffman P.G.* Vortex Dynamics. Cambridge University Press, Cambridge, 1992.
- 4. *Lamb G.* Hydrodynamics. 6th Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 1932.
- Cushman-Rosin B., Hell W.H., Nof D. Oscillation and Rotation of Elliptical Warm-Core Rings // Journal of the Geophysical Research. 1985. V. 90. P. 11756–11764. https://doi.org/10.1029/JC090iC06p11756
- Meacham S.M., Pankratov K.K., Shchepetkin A.F., Zhmur V.V. The Interaction of Ellipsoidal Vortices with Background Shear Flows in a Stratified Fluid. // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1994. V. 21. P. 167–212.

https://doi.org/10.1016/0377-0265(94)90008-6

7. *Жмур В.В.* Мезомасштабные вихри океана. М.: ГЕОС, 2011. 289 с. 8. *Zhmur V.V., Ryzhov E.A. and Koshel K.V.* Ellipsoidal Vortex in a Nonuniform Flow: Dynamics and Chaotic Advections. // Journal of Marine Research. 2011. V. 69. P. 435–461.

https://doi.org/10.1357/002224011798765204

- Zabusky N.J., Hughes M.N., Roberts K.V.J. Contour dynamics for the Euler equations in two-dimensions // J. Comp.Phys. 1979. V. 30, №. 1. P. 96–106. https://doi.org/10.1016/0021-9991(79)90089-5
- Barriopedro D., García-Herrera R., Lupo A.R., Hernández, E. A Climatology of Northern Hemisphere blocking. // Journal of Climate. 2006. V. 19. P. 1042–1063. https://doi.org/10.1175/JCLI3678.1
- 11. *Mokhov 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. // Global and Planetary Change. 2014. V. 122. P. 265–270. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.09.004
- Hannachi A., Jolliffe I.T., Stephenson D.B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review // International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society. 2007. V. 27. P. 1119–1152. https://doi.org/10.1002/joc.1499
- Feldstein S. The Growth and Decay of Low-Frequency Anomalies in a GCM. // Journal of the Atmospheric Sciences. 1998. V. 55. P. 415–428. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<0415: TGADOL>2.0.CO;2
- 14. Кислов А.В., Соколихина Н.Н., Семенов Е.К., Тудрий К.О. Анализ вихря как целостного образования применительно к исследованию блокирующего антициклона 2010 г // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 18–26.
- Кислов А.В., Соколихина Н.Н., Семенов Е.К., Тудрий К.О. Динамика зимнего высокоширотного блокирующего антициклона зимой 2012 года в Северном полушарии // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2017. № 363. С. 24–35.
- Kislov A., Sokolikhina N., Semenov E. and Tudriy K. Blocking Anticyclone in the Atlantic Sector of the Arctic as an Example of an Individual Atmospheric Vortex // Atmospheric and Climate Sciences. 2017. V. 7. P. 323–336. https://doi.org/10.4236/acs.2017.73024
- Семенов Е.К., Соколихина Н.Н., Татаринович Е.В. Атмосферная циркуляция в период катастрофического снегопада в Хабаровском крае 30 ноября – 2 декабря 2014 г // Метеорология и гидрология. 2018. № 1. С. 85–96.
- Majda A., Timofeyev I., Vanden-Eijnden E. A mathematical framework for stochastic climate models // Communications on Pure and Applied Mathematics. 2001. V. 54. P. 891–974.
- Majda A., Franzke C., Khouider B. An applied mathematics perspective on stochastic modelling for climate // Philosophical transactions. Series A, Mathematical,

physical, and engineering sciences. 2008. V. 366. P. 2429–2455.

- Majda A., Franzke C., Crommelin D. Normal forms for reduced stochastic climate models // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2009. V. 106. P. 3649–3653.
- 21. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Ro-

zum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J-N. ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2018.

- 22. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1961. 650 с.
- 23. Рамедж К. Метеорология муссонов. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1976. 335 с.

On the Theory of Individual Atmospheric Vortices: an Example of the Subtropical Anticyclone Evolution

A. V. Kislov^{1, *}, I. V. Zheleznova^{1, **}, Yu. V. Mukhartova¹, and A. I. Nesviatipaska¹

¹Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia *e-mail: avkislov@mail.ru **e-mail: ijeleznova@gmail.com

The physics of individual atmospheric vortices is far from clear, despite the fact that modern hydrodynamic models reliably reproduce them. In this paper, we develop the theory of vortices that stably exist for a long time in a certain region. Their structure is characterized by the first (dominant) empirical orthogonal function (EOF, NOF), and the dynamics is determined by the coefficient at a given mode $y_1(t)$, for which an ordinary differential equation is obtained based on the vorticity budget equation. The residual between the explicitly resolved terms is compensated by the parameterization, which is based on taking into account the effects of the second and subsequent modes of the EOF expansion. It is shown that it consists of Gaussian noise and a non-random component, which can be approximated using a cubic function of $y_1(t)$. To test the developed technique, we used modeling of the vorticity behavior describing the dynamics of the most stable vortex among all existing in the Earth's atmosphere—the subtropical (Hawaiian) anticyclone. ERA5 reanalysis data were used for the work. The proposed approach to the analysis of integral vortex structures is supposed to be used to evaluate various circulation systems, identify factors affecting their dynamics in different regions, and study extreme hydrometeorological events associated with long-lived vortexes.

Keywords: vorticity budget equation, individual vortex, Hawaiian anticyclone, EOF expansion

УДК 551.511.3,551.511.31

ПРИБЛИЖЕНИЕ КОРОТКИХ ПО ВЕРТИКАЛИ ВОЛН МАЛОЙ АМПЛИТУДЫ В АТМОСФЕРЕ С УЧЕТОМ СРЕДНЕГО ВЕТРА

© 2023 г. С. П. Кшевецкий^{а, *}, Ю. А. Курдяева^b, Н. М. Гаврилов^с

^аБалтийский государственный университет им. И. Канта, ул. Ал. Невского 14, Калининград, 236041 Россия ^bКалининградский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, ул. Пионерская 61, Калининград, 236016 Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия *e-mail: SPKshev@gmail.com Поступила в редакцию 17.08.2022 г. После доработки 29.09.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Методом разных масштабов построены формулы для гидродинамических полей акустико-гравитационных волн (BГВ) с вертикальными длинами волн, малыми по сравнению с масштабами изменений фоновых полей температуры и ветра. Эти формулы эквивалентны традиционному ВКБ-приближению, но включают в явном виде вертикальные градиенты фоновых полей. Сформулированы и анализируются условия применимости полученных формул для описания распространения АГВ из тропосферы в термосферу. Одним из условий применимости приближенных формул является отсутствие особых точек (критических уровней) в уравнениях для волновых мод в анализируемом интервале высот. Для случая ветра из эмпирической модели HWM, особые точки часто располагаются ниже 200 км и характерны для внутренних гравитационных волн (ВГВ), с длинами волн порядка 10 км. С увеличением длины волны количество особых точек уменьшается. Для ВГВ с масштабами порядка или более 300 км, особые точки обычно отсутствуют. Показано, что у ВГВ с периодами менее 20 мин, распространяющихся вверх с тропосферных высот, обычно существует одна точка поворота в интервале высот от 100 до 130 км. Полученные формулы полезны, в частности, для параметризации эффектов АГВ в численных моделях атмосферной динамики и энергетики.

Ключевые слова: акустико-гравитационные волны, приближение коротких волн, приближение ВКБ, дисперсионное соотношение, критический уровень, особая точка **DOI:** 10.31857/S0002351523010078, **EDN:** EHFRZW

1 ВВЕДЕНИЕ

Акустико-гравитационные волны (АГВ), генерируемые на тропосферных высотах источниками различной природы, значительно влияют на верхнюю атмосферу и ионосферу [1–8].

В численных моделях глобальной циркуляции атмосферы динамические и тепловые эффекты АГВ учитываются с помощью параметризаций. Среди первых параметризации эффектов АГВ следует упомянуть работы [9–12]. Некоторые параметризации используют численные расчеты для наборов волновых мод, моделирующих спектр атмосферных ВГВ [13–16]. Понятие вертикального волнового числа строго вводится только для изотермической безветренной атмосферы. Для атмосферы с реалистичными профилями ветра и температуры эту характеристику можно использовать только в рамках приближения коротких по вертикальной координате волн.

Наиболее полный набор коротковолновых формул для волн малой амплитуды получен в [17], что выгодно отличает их от более частных результатов [18-20]. Автор [17] свел исходную систему уравнений гидродинамики к дифференциальному уравнению Риккати и нашел его асимптотические решения, представимые в виде ряда по большому параметру. Этот вариант коротковолнового приближения часто называют приближением Вентцеля-Крамерса-Бриллюэна (ВКБ). В практических вычислениях обычно используют только первые члены ряда, и в этом приближении полученные решения фактически эквивалентны гипотезе локальной вертикальной однородности и не содержат вертикальных градиентов температуры и ветра. Годин в [17, 21] изучал дифракцию волн вдоль поверхности Земли, обусловленную тем. что в точке поворота волны отражаются.

Предметом данной статьи является не дифракция АГВ, а построение формул приближения коротких по вертикальной переменной волн, которые явно содержат вертикальные градиенты температуры и ветра и приголны лля параметризании волновых эффектов в численных моделях глобальной динамики атмосферы. Поэтому использован иной, чем в [17], вариант коротковолнового приближения, основанный на методе разных масштабов. Большое внимание уделено формулированию условий применимости полученных приближенных формул и их анализу в условиях реалистичных профилей ветра и температуры. В частности, значительное внимание уделяется поиску особых точек (критических уровней) в приближенных дифференциальных уравнениях для волновых мод. и влиянию этих точек на применимость асимптотических формул. Кроме того, также анализируется вопрос о точках поворота, и об их зависимости от параметров АГВ и параметров атмосферы.

2 УРАВНЕНИЯ ДЛЯ АГВ МАЛОЙ АМПЛИТУДЫ В АТМОСФЕРЕ С УЧЕТОМ ФОНОВОГО ВЕТРА

В данной работе рассмотрена система трехмерных линеаризованных гидродинамических уравнений для недиссипативного атмосферного газа, без учета вращения и кривизны поверхности Земли. Система уравнений имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Psi}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\alpha(z) + 1}{\gamma H(z)} w + \frac{\partial w}{\partial z} + \\ &+ \frac{\partial \Psi}{\partial x} U(z) + \frac{\partial \Psi}{\partial y} V(z) = 0, \\ \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} U(z) + \frac{\partial u}{\partial y} V(z) + w \frac{d}{\partial z} U(z) + \\ &+ g H(z) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) = 0, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial x} U(z) + \frac{\partial v}{\partial y} V(z) + w \frac{d}{\partial z} V(z) + \\ &+ g H(z) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial y} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \right) = 0, \end{aligned}$$
(1)
$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial w}{\partial x} U(z) + \frac{\partial w}{\partial y} V(z) - \\ &- \frac{\alpha(z) + 1}{\gamma} g(\Psi + \varphi) + g \frac{d}{\partial z} \\ H(z)(\Psi + \varphi) + g \Psi = 0, \\ \frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{\partial \varphi}{\partial x} U(z) + \frac{\partial \varphi}{\partial y} V(z) + \\ &+ \frac{(\alpha(z) - \gamma + 1)w}{\gamma H(z)} + (\gamma - 1) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0. \end{aligned}$$

Здесь u и v — компоненты горизонтальной скорости в волне вдоль горизонтальных осей x и y, w —

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1

скорость вдоль вертикальной оси z. U(z), V(z)компоненты средней скорости . $\psi = \frac{\rho - \rho_0(z)}{\rho_0(z)},$

 $\varphi = \frac{T - T_0(z)}{T_0(z)}$, где ρ и T – плотность и температу-

ра, а $\rho_0(z)$ и $T_0(z)$ – фоновые плотность и температура. Зависимость фоновой плотности от z опи-

сывается формулой
$$\rho_0(z) = \frac{\rho_{00}}{H(z)} \exp\left(-\int_0^z \frac{dz}{H(z)}\right),$$

и $\frac{d\rho_0(z)}{dz} = \frac{-\alpha(z)+1}{\gamma H(z)} \rho_0(z)$ и $H(z) = \frac{RT_0(z)}{g\mu} -$ вы-

сота однородной атмосферы. R — универсальная газовая постоянная, μ — молекулярный вес, γ — постоянная адиабаты, g — ускорение свободного падения. Производными от μ , γ , g можно пренеdH(z)

бречь. Переменная $\alpha(z) = \gamma - 1 + \gamma \frac{dH(z)}{dz} > 0$.

2.1. Уравнения и соотношения для волновых мод

Для волновых мод $\sim \exp(i(kx + my - \omega t))$ система уравнений (1) приводится к виду-і

$$\frac{d}{dz}w(z) + \left(\frac{-i\sigma(z)}{gH(z)\gamma} + \frac{-i(m^2 + k^2)}{\sigma(z)}\right)\frac{p(z)}{\rho_0(z)} - \left(\frac{1}{\gamma H(z)} - \frac{k\frac{d}{dz}U(z) + m\frac{d}{dz}V(z)}{\sigma(z)}\right)w(z) = 0, \quad (2)$$
$$\frac{d}{dz}p(z) + \frac{p(z)}{\gamma H(z)} + \left(-i\sigma(z) + \frac{-ig\alpha(z)}{\gamma H(z)\sigma(z)}\right)\rho_0(z)w(z) = 0,$$

где введены функции $p(z) = \rho_0(z)gH(z)(\phi + \psi)$, и $\sigma(z) = \omega - kU(z) - mV(z)$. Остальных искомые функции явно выражаются через p(z), w(z) следующим образом:

$$u(z) = \frac{ikp(z) + \rho_0(z)w(z)\frac{d}{dz}U(z)}{i\rho_0(z)\sigma(z)},$$

$$v(z) = \frac{imp(z) + \rho_0(z)w(z)\frac{d}{dz}V(z)}{i\rho_0(z)\sigma(z)},$$

$$\psi(z) = \frac{p(z)}{g\rho_0(z)H(z)\gamma} + \frac{iw(z)\alpha(z)}{\gamma H(z)\sigma(z)},$$

$$\varphi(z) = \frac{(\gamma - 1)p(z)}{\gamma g\rho_0(z)H(z)} - \frac{iw(z)\alpha(z)}{\gamma H(z)\sigma(z)}.$$
(3)

2023

3. ПРИБЛИЖЕНИЕ КОРОТКИХ ПО ВЕРТИКАЛИ ВОЛН

Можно ввести характерный масштаб $l_s = \min_{0 \le z < \infty} |H(z)/(H(z)/dz)|$ изменения фоновых полей H(z), U(z), V(z). При малых скоростях ветра $l_s = \min_{0 \le z < \infty} |H(z)/(H(z)/dz)|$. Введем характерный вертикальный масштаб волны l_w , и рассмотрим короткие вдоль вертикали волны, для которых $\epsilon = \frac{l_w}{l_s} \ll 1$. В [30, 31, 32 построены асимптотические при

В [30, 31, 32 построены асимптотические при $\lambda = \frac{1}{\epsilon} \to \infty$ решения матричного уравнения $y' = \lambda A(x)y$, где A(x) – матрица размерности (2×2) и $y = \left(\frac{y_1}{y_2}\right)$ – двукомпонентный столбец.

В работах [17, 21] система уравнений типа (2) сводится к одному уравнению второго порядка, которое стандартным способом сводится к уравнению Риккати, решение которого ищется в виде разложения по большому параметру λ.

В данном исследовании будет использован другой подход, который называется методом разных масштабов [22, 23]. В рамках этого подхода, мы считаем, что функции H, U, V, α , входящие в коэффициенты уравнений, являются медленно изменяющимися функциями переменной z, то есть зависят от z через переменную $\xi = \epsilon z$, и имеют вид $H(\xi), U(\xi), V(\xi), \alpha(\xi)$. Тогда в уравнении (2) перед членами, содержащими $\frac{d}{d\xi}U(\xi)$ и $\frac{d}{d\xi}V(\xi)$ содержится малый параметр ϵ . В отличие от [23], мы не предполагаем $\alpha(z) \approx \gamma - 1$, но предполагаем только, что $\alpha(z)$ является медленной функцией z. Например, на высотах в окрестности 120 км dH(z)/dz может достигать значения 0.4, что является значительным при определении значения $\alpha(z)$.

В ходе построения теории возмущений выводится локальное дисперсионное соотношение, связывающее параметры m, k, ω и локальное вертикальное волновое число n(z) волновой моды. В силу этой связи параметров возможно написание различных по форме, но эквивалентных приближенных формул для волновых мод. Это дает возможность выбрать наиболее компактные и удобные для наших целей формулы. Обычно решение строится с точностью до малых членов порядка ϵ ,

и членами порядка ϵ^2 пренебрегается.

Поскольку коэффициенты уравнений (2) описываются медленно изменяющимися функциями вертикальной координаты, естественно искать приближенное решение уравнений (2) в виде

$$W(z) = A_{w}(\xi)e^{S(z)}, \quad p(z) = \rho_{0}(z)A_{\rho}(\xi)e^{S(z)}.$$
 (4)

Подставляя (4) в систему уравнений (2), получим соотношения

$$\left(\frac{-1}{H(\xi)\gamma} + \frac{d}{dz}S(z) + \frac{\left(m\frac{d}{d\xi}V(\xi) + k\frac{d}{d\xi}U(\xi)\right)i\epsilon}{\sigma(\xi)}\right) \times A_{w}(\xi) + i\left(\frac{-\sigma(\xi)}{gH(\xi)\gamma} + \frac{k^{2} + m^{2}}{\sigma(\xi)}\right)A_{p}(\xi) + \epsilon\frac{d}{d\xi}A_{w}(\xi) = 0, \quad (5)$$
$$i\left(-\sigma(\xi) + \frac{g\alpha(\xi)}{gH\sigma(\xi)\gamma}\right)A_{w}(\xi) + \left(\frac{d}{dz}S(z) - \frac{\alpha(\xi)}{\gamma H(\xi)}\right)A_{p}(\xi) + \epsilon\frac{d}{d\xi}A_{p}(\xi) = 0.$$

Пренебрегая в (5) малыми членами $\epsilon \frac{d}{d\xi} A_w(\xi), \epsilon \frac{d}{d\xi} A_p(\xi)$ порядка ϵ , мы приходим к системе линейных однородных алгебраических уравнений относительно неизвестных A_w, A_p . Члены, пропорциональные ϵ , но не содержащие производные, сохранены в упрощенных уравнениях: они не затрудняют вычисления. Условием разрешимости системы линейных однородных алгебраических для неизвестных A_w, A_p является равенство нулю детерминанта этой системы:

$$\sigma^{4}(\xi) - \left(\left(k^{2} + n^{2}(\xi) + m^{2}\right)gH(\xi)\gamma + \frac{\left(\alpha(\xi) + 1\right)^{2}g}{4\gamma H(\xi)} \right) \times \\ \times \sigma^{2}(\xi) - \left(-(\xi)\gamma H(\xi) + \frac{\alpha(\xi) - 1}{2}\right) \times \\ \times \left(k\frac{d}{d\xi}U(\xi) + m\frac{d}{d\xi}V(\xi)\right)g\epsilon\sigma(\xi) -$$
(6)
$$- \left(-(\xi)\gamma H(\xi) + \frac{\alpha(\xi) - 1}{2}\right) \left(k\frac{d}{d\xi}U(\xi) + m\frac{d}{d\xi}V(\xi)\right) \times \\ \times g\epsilon\sigma(\xi) + \alpha(\xi)\left(k^{2} + m^{2}\right)g^{2} = 0.$$

Соотношение (6) имеет смысл локального дисперсионного соотношения; это понятие обсуждалось выше. Здесь $n(\xi)$ имеет смысл локальной вертикальной компоненты волнового вектора. Ниже увидим, что n(z) комплексное. Функ-

ция $\frac{d}{dz}S(z)$ из (5) связана с $n(\xi)$ соотношением

 $\frac{d}{dz}S(z) = \frac{1}{2}\frac{\alpha(\xi)+1}{\gamma H(\xi)} + (\xi)$. Первое слагаемое опи-

сывает рост амплитуды волны с высотой вследствие падения плотности с высотой.

2023

Если пренебречь в (6) членом с производными от ветра, то (6) принимает вид дисперсионного соотношения для акустико-гравитационных волн [18]. Если пренебречь производными от ветра и рассмотреть предел, то получим соотношение для коротких акустических волн, где – скорость звука [24–26]. В пределе несжимаемой жидкости ($\gamma \rightarrow \infty$), если пренебречь производными от ветра, то на частотах, малых по сравнению с частотой Брента–Вяйсяля, (6) переходит в дисперсионное соотношение для внутренних гравитационных волн в несжимаемой жидкости [18, 27, 28].

В дисперсионное соотношение (6) входит частота $\sigma(\xi)$ в нечетной, первой степени в слагаемом, пропорциональном градиентам течения. Это означает, что амплитуда волны может расти или падать на градиентах течения. Сдвиговая неустойчивость на градиентах течения широко известна, и является одним из частных проявлений этого эффекта. Амплитуда волны может расти или падать на градиентах ветра вследствие передачи энергии ветра волне, и наоборот. В рамках линейного приближения этот обмен энергией не учитывается и не виден.

Нелинейные уравнения недиссипативной гидродинамики обратимы во времени. И из существования эффекта передачи энергии сдвигового ветра волне может следовать существование обратного эффекта, когда волна создает сдвиговый ветер, даже при отсутствии диссипации.

Ниже выписана зависимость комплексной локальной вертикальной компоненты $n(\xi)$ волнового вектора от k, m и частоты

$$n(\xi) = \epsilon \frac{i\left(k\frac{d}{d\xi}U(\xi) + m\frac{d}{d\xi}V(\xi)\right)}{2\sigma(\xi)} \pm \frac{1}{2\gamma gH(\xi)\sigma(\xi)} \times \left[-2\left(\alpha(\xi) - 1\right)\left(k\frac{d}{d\xi}U(\xi) + m\frac{d}{d\xi}V(\xi)\right)\gamma\sigma(\xi) \times g^{2}H(\xi)\epsilon - 4\left(k^{2} + m^{2}\right)\gamma^{2}\sigma^{2}(\xi)g^{2}H^{2}(\xi) + (7) + 4\left(\alpha(\xi)\left(k^{2} + m^{2}\right)g^{2} + \sigma^{4}(\xi)\right) \times g\gamma H(\xi) - (\alpha(\xi) + 1)^{2}\sigma^{2}(\xi)g^{2}\right]^{1/2}.$$

Малые порядка ϵ^2 отброшены. Видно, что $n(\xi)$ – комплексное, и первый, мнимый член учитывает рост или падение амплитуды волны с высотой на градиентах течения. Остальные члены имеют более стандартный вид.

Сравнение полученного локального дисперсионного соотношения с [17] показывает, что в [17] дисперсионное соотношение выведено при $\alpha(z) \approx (\gamma - 1)$, в то время как в (6) $\alpha(z)$ задается точно: $\alpha(z) = \gamma - 1 + \gamma \frac{dH(z)}{dz} > 0$. На высотах около 120 км $\frac{dH(z)}{dz} \approx 0.4$, и $\alpha \approx 1.2$. Если пренебречь членом с $\frac{dH(z)}{dz}$, то $\alpha \approx 0.6$.

Обозначим
$$B(\xi) = -i \left(\sigma(\xi) - \frac{g\alpha(\xi)}{\gamma H(\xi)\sigma(\xi)} \right)$$
 и,

используя второе уравнение системы (5), выразим A_w :

$$A_{w}(\xi) = \frac{-\epsilon \frac{dH(z)}{dz} A_{p}(\xi)}{B(\xi)} - \frac{\alpha(\xi) - 1}{2B(\xi)\gamma H(z)} A_{p}(\xi).$$

$$(8)$$

Подставим выражение (8) в первое уравнение системы уравнений (5). В результате некоторых упрощений, опуская малые порядка ϵ^2 , приходим к дифференциальному уравнению для $A_p(\xi)$:

$$\left(\frac{\left(k\frac{d}{d\xi}U(\xi) + m\frac{d}{d\xi}V(\xi)\right)\epsilon}{\sigma(\xi)} + 2\epsilon(\xi)\right)\frac{dA_{p}(\xi)}{d\xi} + D(\xi)A_{p}(\xi) = 0,$$
(9)

где

$$D(\xi) = i \frac{dn(\xi)}{d\xi} - \frac{1}{2\gamma H(z)} \frac{d\alpha(\xi)}{d\xi} + \frac{(\alpha(\xi) - 1)(\alpha(\xi) - \gamma + 1)}{2\gamma^2 H^2(z)} + (10) + \left(-(\xi) + \frac{\alpha(\xi) - 1}{2\gamma H(z)}\right) \frac{d}{d\xi} B(\xi) \left(B(\xi)^{-1}\right).$$

Представим комплексную вертикальную компоненту волнового вектора (7) в виде $n(\xi) = n_1(\xi) +$

+
$$n_2(\xi)$$
, где $n_1(\xi) = \epsilon \frac{i\left(k\frac{d}{d\xi}U(\xi) + m\frac{d}{d\xi}V(\xi)\right)}{2\sigma(\xi)}$. При

действительных k, m, ω , когда выражение в квадратных скобках в (7) положительно, функция $n_2(\xi)$ действительна, и поэтому роль вертикальной компоненты волнового вектора выполняет $n_2(\xi)$. Ели выражение в квадратных скобках в (7) отрицательное, то это соответствует отражению от соответствующего слоя, и волны распространяются горизонтально. Слагаемое $n_1(\xi)$ очевидно мнимое, и описывает изменение амплитуды волны с высотой на градиентах течения. Градиенты

течения выполняют ту же роль, что и стратификация плотности, то есть приводят к изменению амплитуды волны с высотой. Однако эта зависимость существенно более сложная и зависит от параметров волны.

В линейной теории недиссипирующих атмосферных АГВ известен закон сохранения вертикального потока волнового действия (плотность волновой энергии, поделенная на частоту относительно течения) вдоль лучевой трубки в среде с плавно-меняющейся скоростью течения (см. например, [28]). Используя выражение для вертикального потока волнового действия для коротких АГВ с частотами много меньшими частоты Брента—Вяйсяля [29], можно показать, что относительная скорость изменения амплитуды волны с высотой совпадает с выражением для $n_1(\xi)$ в (7).

Решение уравнения (9) имеет вид

$$A_{p}\left(\xi\right) = \exp\left(-\int_{0}^{\xi} \frac{D\left(\xi'\right)}{2\epsilon\left(\xi'\right)} d\xi'\right).$$
(11)

Формулы приближения коротких вдоль вертикальной координаты волн полностью построены. Заметим, что в коротковолновых формулах (11) для $A_n(\xi)$ имеется некоторый произвол. У волновой коротковолновой моды параметры волны $k, m, \omega, n_2(\xi)$ связаны дисперсионным соотношением (6). Поэтому некоторые из этих параметров могут быть выражены через другие. При этом вид формул изменится, хотя формулы будет эквивалентными. Также при интегрировании уравнения (9) можно ввести новую зависимую переменную $C_p(\xi) = A_p(\xi) / f(\xi)$ и проинтегрировать уравнения в терминах этой переменной, а затем вернуться к $A_p(\xi)$. Это приведет к выражению для $A_p(\xi)$, которое отличалось от (11) на малые порядка є. То есть, возможно получить различные формулы для $A_{p}(\xi)$, но которые однако совпадают с точностью до малых следующего порядка.

4. АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ПРИМЕНИМОСТИ ФОРМУЛ ВКБ. КРИТИЧЕСКИЕ УРОВНИ И ТОЧКИ ПОВОРОТА

Приближенные формулы написаны с использованием медленной переменной ξ. На этом этапе можно везде перейти обратно к обычной переменной *z*.

Согласно математической теории коротковолнового приближения [30], [31], выписанные формулы справедливы, если все коэффициенты уравнений описываются дважды-дифференцируемыми функциями, и если волны достаточно короткие вдоль вертикальной координаты $z : \epsilon \leq 1$. Некоторые коэффициенты уравнений (2) содержат в знаменателе функцию $\sigma(z) = \omega - kU(z) - mV(z)$, которая может принимать значение, равное нулю на некоторых высотах. При этом соответствующие коэффициенты обращаются в бесконечность. То есть, уравнения (2) могут содержать особые точки [32, 33] на высотах z_0 , где $\sigma(z_0) = 0$. Если особая точка в уравнениях (2) присутствует на интервале высот от тропосферы до верхней атмосферы, то условия применимости коротковолнового приближения не выполнены на этом интервале высот, и коротковолновые формулы могут быть недостаточно точными для описания распространение волн с тропосферных высот в термосферу.

В геофизической литературе высота, на которой $\sigma(z_0) = 0$, называется критическим уровнем, и часто предполагается, что волна разрушается на критическом уровне. Далее мы будем придерживаться термина "особая точка", поскольку он четко определен в теории линейных дифференциальных уравнений. Согласно классификации особых точек дифференциальных уравнений [32], обсуждаемая особая точка является слабой особой точкой. Поведение решения системы дифференциальных уравнений в окрестности слабой особой точки изучено. Согласно [32], решения уравнений (2) в окрестности особой точки z_0 можно записать в виде:

$$v_{1,2}(z) = (z - z_0)^{r_{1,2}} \tilde{w}_{1,2}(z), \qquad (12)$$

$$p_{l,2}(z) = (z - z_0)^{r_{l,2}} \tilde{p}_{l,2}(z), \qquad (13)$$

где

$$r_{1,2} = \frac{1}{2} \pm \sqrt{1 - \frac{4ga(z_0)(k^2 + m^2)}{\gamma(z_0) H(z_0) a^2(z_0)}},$$

$$a(z_0) = \frac{d\sigma(z_0)}{dz},$$
(13)

где функции $\tilde{w}_{1,2}(z)$, $\tilde{p}_{1,2}(z)$ представимы сходящимися в некоторой окрестности точки z_0 рядами Тейлора. Остальные функции, выписаны в (3). Эти функции бесконечны в особой точке, но сингулярность интегрируема.

Наличие слабой особой точки в уравнениях (2) еще не означает, что волна вблизи высоты особой точки разрушается вследствие больших амплитуд. В реальности амплитуды сдерживаются диссипативными процессами, не учитываемыми в данном упрощенном описании. Большие амплитуды локальны, и быстро исчезают при удалении от особой точки. Наконец, гидродинамические уравнения описывают потоки массы, энергии, импульса, которые сохраняются, хотя возможен обмен энергией волны с течением. Поэтому волна может преодолевать соответствующий уровень.



Рис. 1. Левая панель – зональная (штриховая линия) и меридиональная (сплошная линия) компоненты ветра эмпирической модели горизонтального ветра HWM для (а) для среднеширотной атмосферы и (в) высокоширотной атмосферы. Правая панель – $\Delta(z)$ при λ = 10, 50, 100, 200, 1000 км для (б) для среднеширотной атмосферы и (г) высокоширотной атмосферы.

В работе [34] изучалось прохождение внутренних гравитационных волн через критический уровень в жидкости. Показано, что если число Ричардсона $R = \frac{N^2}{U_z^2 + V_z^2}$ везде больше $\frac{1}{4}$, то волна преодолевает критический уровень, несколько ослабевая, и волна передает часть своего импульса среднему течению. Здесь N — частота Вяйсяля-Брендта.

Групповая скорость акустических волн превышает скорости средних ветров, поэтому можно считать, что для акустических волн особые точки отсутствует.



Рис. 2. График $\sigma(z)$ для волн с частотой $\omega = 2\pi/2400$ с, длиной волны $\lambda = 10$ км (левая панель) и $\lambda = 300$ км (правая панель). Серая сплошная линия построена для случая П1, черная сплошная линия - для случая П2. Серая штриховая линия обозначает ноль.

Для внутренних гравитационных волн доплеровский сдвиг частоты $\Delta(z) = kU(z) + mV(z) \vee$ изображен на рис. 1 для ветров (U(z), V(z)) из эмпирической модели горизонтального ветра HWM [35] для некоторых значений k, m. Высотные профили ветра построены для среднеширотной (далее обозначим как П1) и высокоширотной (далее обозначим как П2) атмосферы (рис. 1а, 1в). Экспериментальные работы [1, 36, 37] определяют периоды волн, генерируемых конвективными тропосферными процессами, в основном в промежутке от 12 минут до 3 часов. Характерная длина волны была определена в [1] около 200 км. Для оценки $\Delta(z)$ были выбраны волновые числа $k = 2\pi/\lambda$ и $m = -2\pi/\lambda$, где $\lambda = 10$, 50, 100, 200, 1000 км.

На рис. 16, 1г представлены графики $\Delta(z)$ для волн с различными горизонтальными масштабами. Оценка максимумов $\Delta(z)$ для волн разной длины для двух выбранных вертикальных профилей горизонтального ветра представлена в табл. 1.

Мы видим, что интервал значений функции $\Delta(z)$ перекрывается с интервалом частот внутренних гравитационных волн, наблюдаемых в атмосфере. Следовательно, для внутренних гравитационных волн особые точки, определяемые уравнением $\sigma(z) = 0$, необходимо принимать во внимание.

На рис. 2 даны графики $\sigma(z)$ для среднеширотной и высокоширотной атмосферы, П1 и П2. Для случая П2, количество возможных нулей равно 8, для случая П1 — около 10. В случае П2 (рис. 2), нули $\sigma(z)$ отсутствуют при $\lambda > 280$ км.

Из формулы (11) видно, что когда $n_2(z) = 0$, то знаменатель подынтегральной функции обращается в ноль, а сама подынтегральная функция обращается в бесконечность. Таким образом, использованное при выводе формул ВКБ-приближения предположение о том, что $A_p(\xi)$, $A_w(\xi)$ являются медленно изменяющимися функциями переменной *z* очевидным образом нарушается в окрестности точки, где $n_2(z) = 0$.

Такие точки, когда $n_2(z) = 0$, называются точками поворота [17, 21, 30, 38]. Точки поворота обычно интерпретируются физически как уровни, от которых волна отражается, потому что за точкой поворота волна затухает. В этом случае перед точкой поворота решение строится как суперпозиция волн, распространяющихся вверх и вниз. Коэффициенты этой суперпозиции, а так-

Таблица 1. Оценка сдвига частоты $\Delta(z)$ для волн разной длины для двух выбранных вертикальных профилей горизонтального ветра для среднеширотной (П1) и высокоширотной (П2) атмосферы

	λ = 10 км	λ = 50 км	λ = 100 км	λ = 200 км	λ = 1000 км
П1 (максимум), c ⁻¹	0.04	0.0078	0.004	0.002	0.0004
П2 (максимум), с ⁻¹	0.073	0.015000	0.0073	0.003674	0.00073



Рис. 3. Левая панель - график функции $n_{sqr}(z)$ для значений $\omega = 6.3 \times 10^{-6}$, 3.0×10^{-3} , 1.9×10^{-2} с⁻¹ (черная, серая и светло-серая сплошные линии соответственно) и $\omega = \sqrt{\frac{q(\gamma - 1)}{2H}}$ (малая штриховая линия) при (а) $\lambda_x = 10$ км, (б) $\lambda_x = 100$ км, (в) $\lambda_x = 1000$ км. Большая штриховая линия — ноль функции $n_{sqr}(z)$. Правая панель — увеличенные в области нуля графики левой панели.

же сшивание решений до и после точки поворота, обычно выводятся на основе специального асимптотического уравнения, описывающего поведение решения в переходной области $n_2(z) \approx 0$; это сделано, например, в работах [17, 21].

В [17, 21] доказано, что формулы ВКБ применимы, только если $|z - z_t \lor \gg (\mu^{-2} 2l_s)^{1/3}$, где z_t – высота точки поворота и μ – значение $|n_2(z)|$ вдали от точки поворота.

Влияние ветра на точку поворота в последующих оценках не учитывается. Ширину L окрестности точки поворота, в которой коротковолновые формулы не работают, можно оценить примерно как $L > 2H \approx 20-60$ км. В [17, 21]. изучалась дифракция волн вдоль поверхности Земли, обусловленная тем, что в окрестности точки поворота волны отражаются вниз. Для рассмотрения этого эффекта вычисленная ширина L незначительная. В вопросах параметризации волн в глобальных моделях вычисленная ширина переходной области может рассматриваться как значительная.

Для выполнения условия $n_2(z) = 0$ достаточно, чтобы подкоренная часть соотношения (7) была равна нулю. Обозначим подкоренную часть соотношения (7) как $n_{sqr}(z)$. При анализе одно из волновых чисел можно поворотом системы координат сделать равным нулю, пусто это будет m = 0. На рисунке 3 построен график функции $n_{sqr}(z)$ для различных значений k, ω , компонентами ветра пренебрегаем. График дает представление о том, когда точка поворота существует и на каких высотах она типично располагается. Волновое число k выбрано соответственно горизонтальным длинам волн $\lambda_x = 10$, 100, 1000 км.

Видно, что при низких частотах на малых и средних горизонтальных масштабах волны (рис. 3а, 3б) график $n_{sqr}(z)$ всегда имеют одну точку $n_{sqr}(z) = 0$ на высотах от 110 до 130 км. Точки поворота; идущие из тропосферы волны из указанного дипазона отражаются вниз на этих высотах. На низких частотах при больших масштабах волн имеется другая точка поворота; она свидетельствует, что волны из указанного диапазона, распространяющиеся в верхней атмосфере, не проникают на тропосферные высоты.

С точки зрения параметризации эффектов волн в глобальных моделях важна только первая точка поворота. Несложно учесть, что волны из указанного диапазона не проникают выше 130 км.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе применен метод разных масштабов для получения и анализа формул, описывающих гидродинамические поля атмосферных АГВ в приближении коротких по вертикали волн. В отличие от традиционного ВКБ-приближения, эти формулы включают в явном виде вертикальные градиенты фонового ветра и температуры. Это делает их удобными для параметризации динамических и тепловых эффектов АГВ в моделях атмосферной динамики и энергетики.

Сформулированы условия применимости приближенных формул для описания АГВ, распространяющихся с тропосферных высот до высот термосферы. Одним из условий применимости формул является отсутствие особых точек. в которых $\sigma(z) = 0$, в интервале высот от тропосферных до термосферных. При типичных профилях фонового ветра особые точки для акустических волн отсутствуют. Для ВГВ особые точки в уравнениях обычно присутствуют и их может быть несколько одновременно. Наличие особых точек характерно для более коротких волн, с горизонтальным масштабом меньше или порядка 10 км. Количество особых точек уменьшается с vвеличением длины волны. Для волн с горизонтальным масштабом порядка или более 300 км особые точки обычно отсутствуют. Показано, обсуждаемые особые точки являются простыми, для которых решения в окрестности особой точки математически исследовано.

Другим условием применимости формул коротковолнового приближения является отсутствие точек поворота в интервале высот от тропосферы до верхней атмосферы.

Данное исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант 22-27-00171).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Borchevkina O.P., Kurdyaeva Y.A., Dyakov Y.A., Karpo I.V., Golubko, G.V., Wang P.K., Golubkov M.G. Disturbances of the Thermosphere and the Ionosphere during a Meteorological Storm // Atmosphere. 2021. V. 12. P. 1384. https://doi.org/10.3390/atmos12111384
- Boška J., Šauli P. Observations of gravity waves of meteorological origin in the F-region ionosphere // Physics and Chemistry of the Earth. 2001. V. 26. P. 425–428. https://doi.org/10.1016/S1464-1917(01)00024-1
- Kumar K.V., Ajeet K.M., Kumar S., Singh R. July 22, 2009, Total Solar Eclipse induced gravity waves in the ionosphere as inferred from GPS observations over EIA // Advances in Space Research. 2016. V. 58. P. 1755–1762.
- Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П. Синхронные вариации атмосферного давления и электрического поля при прохождении солнечного терминатора // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59(2). С. 249–257.
- Захаров В.И., Куницын В.Е. Региональные особенности атмосферных проявлений тропических циклонов по данным наземных GPS-сетей // Геомагнетизм и аэрономия. 2012. Т. 52(4). С. 562.

- 6. Перцев Н.Н., Шалимов С.Л. Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу // Геомагнетизм и аэрономия. 1996. Т. 36(2), С. 111–118.
- Клименко М.В., Клименко В.В., Карпов И.В., Захаренкова И.Е. Моделирование сейсмоионосферных эффектов, инициированных внутренними гравитационными волнами // Химическая физика. 2011. Т. 30. (5). С. 41–49.
- Fritts D.C., Vadas S.L. et al. Wan and variable forcing of the middle atmosphere by gravity waves // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2006. V. 68. P. 247–265.
- Lindzen R.S., Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. P. 9707–9714.
- Holton J.R. The role of gravity wave induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere // Journal of the Atmospheric Sciences. 1982. V. 39. P. 791–799.
- Lindzen R.S., Holton J.R. A Theory of the Quasi-Biennial Oscillation // Journal of the Atmospheric Sciences. 1968. V. 25. P. 1095–1107. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1968)025<1095: ATOTOB>2.0.CO:2
- Alexander M.J., Dunkerton T.J. A Spectral Parameterization of Mean-Flow Forcing due to Breaking Gravity Waves // Journal of the Atmospheric Sciences. 1999. V.56(24), P. 4167–4182.
- 13. Weinstock J. Saturated and unsaturated spectra of gravity waves and scale-dependent diffusion //Journal of Atmospheric Sciences. 1990. V. 47(18). P. 2211–2226.
- Medvedev A.S., Klaassen G.P. Vertical evolution of gravity wave spectra and the parameterization of associated wave drag // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 25841–25853.
- Medvedev A.S., Klaassen G.P. Parameterization of gravity momentum deposition based on a nonlinear theory of wave spectra // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2000. V. 62. P. 1015–1033.
- 16. *Yiğit E., Aylward A., Medvedev A.S.* Parameterization of the effects of vertically propagating gravity waves for thermosphere general circulation models: Sensitivity study // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. D19106.

https://doi.org/10.1029/2008jd010135

- Godin O. Wentzel–Kramers–Brillouin approximation for atmospheric waves // Journal of Fluid Mechanics. 2015. V. 777. P. 260–290. https://doi.org/10.1017/jfm.2015.367
- 18. *Gossard E.E., Hooke W.H.* Waves in the atmosphere. Elsevier: Amsterdam, 1975, p. 456.
- Jones R.M., Georges T.M. Propagation of acoustic-gravity waves in a temperature- and wind-stratified atmosphere // Journal of the Acoustical Society of America. 1976. V. 59. P. 765–779.
- Fritt D.C., Alexander M.J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere // Reviews of Geophysics. 2003. V. 41. P. 1003.

- 21. *Godin O.A.* Diffraction of acoustic-gravity waves in the presence of a turning point // The Journal of the Acoustical Society of America. 2016. V. 140. P. 283. https://doi.org/10.1121/1.4955283
- 22. *Nayfeh A.H.* Introduction to perturbation techniques. A Willey intersience publication. New York. 1981. 535 p.
- 23. *Найфэ А.Х.* Методы возмущений. Москва. Мир. 1976. 456 с.
- Ostashev V.E., Wilson D.K. Acoustics in Moving Inhomogeneous Media. Second Edition. by CRC Press. 2019. 544 p.
- 25. Brekhovskikh L.M., Godin O.A. Acoustics of Layered Media. Springer. 1998.
- Ostashev V.E. Equation for acoustic and gravity-waves in a stratified moving medium // Soviet Physics Acoustics. 1987. V. 33. P. 95–96.
- 27. Yeh K.C. and Liu C.H. Acoustic-Gravity Waves in the Upper Atmosphere // Reviews of Geophysics and Space Physics. 1974. V. 12. P. 193–216.
- 28. Лайтхилл Дж. Волны в жидкостях. Мир. М. 1981. 598 с.
- 29. *Gavrilov N.M., Fukao S.A.* Comparison of Seasonal Variations of Gravity Wave Intensity Observed by the MU Radar with a Theoretical Model // Journal of the Atmospheric Sciences. 1999 V. 56(20). P. 3485–3494.
- Федорюк М.В. Асимптотические методы для линейных обыкновенных дифференциальных уравнений. Москва. Наука. 1983. 352 с.
- Федорюк М.В. Асимптотические методы в теории обыкновенных линейных дифференциальных уравнений // Математический сборник. 1969 Т. 79(121), № 4(8). С. 477-516.
- Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. Наука. Москва. 1976. 576 с.
- 33. *Смирнов В.И.* Курс высшей математики. Т. 3, часть 2. М. 1974. 672 с.
- Booker J., Bretherton F. The critical layer for internal gravity waves in a shear flow // Journal of Fluid Mechanics. 1967. V. 27(3). P. 513–539. https://doi.org/10.1017/S0022112067000515
- Drob D.P., Emmert J.T., Meriwether J.W. et al. An update to the Horizontal Wind Model (HWM): The quiet time thermosphere // Earth and Space Science. 2015. V. 2. P. 301–319.
- 36. *Polyakova A.S., Perevalova N.P.* Comparative analysis of TEC disturbances over tropical cyclone zones in the north-west Pacific Ocean // Advances in Space Research. 2013. V. 52. № 8. P. 1416–1426. https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.07.029
- 37. Куличков С.Н., Цыбульская Н.Д., Чунчузов И.П. и др. Исследования внутренних гравитационных волн от атмосферных фронтов в Московском регионе // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53(4). С. 455–469. https://doi.org/10.7868/S0003351517040031
- 38. *Дикий Л.А.* Теория колебаний земной атмосферы. Ленинград. Гидрометеоиздат, 1969. 194 с.

Approximation of Small Amplitude Waves Short in Vertical in the Atmosphere Taking Into Account the Average Wind

S. P. Kshevetskii^{1,} *, Y. A. Kurdyaeva², and N. M. Gavrilov³

¹Immanuel Kant Baltic Federal University, A. Nevskogo Str., 14, Kaliningrad, 236041 Russia ²West Department of Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Pionerskaya Str., 61, Kaliningrad, 236016 Russia

³ St. Petersburg State University, Universitetskaya emb., 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia *e-mail: SPKshev@gmail.com

Using the method of different scales, formulas for the hydrodynamic fields of acoustic-gravity waves (AGWs) with vertical wavelengths small compared to the scales of changes in the background temperature and wind fields are derived. These formulas are equivalent to the conventional WKB approximation, but explicitly include the vertical gradients of the background fields. The conditions for the applicability of the obtained formulas for describing the propagation of AGWs from the troposphere to the thermosphere are formulated and analyzed. The absence of singular points (critical levels) in the equations for wave modes in the analyzed height range is one of the conditions for the applicability of approximate formulas. For the wind from the empirical HWM model, singular points are often located below 200 km and are typical for internal gravity waves (IGWs), with lengths of the order of 10 km. As the wavelength increases, the number of singular points. It is shown that IGWs with periods of less than 20 min propagating upward from tropospheric heights usually have one turning point in the altitude range from 100 to 130 km. The obtained formulas are useful, in particular, for parametrization of AGW effects in numerical models of atmospheric dynamics and energy.

Keywords: acoustic-gravity waves, short wave approximation, WKB approximation, dispersion relation, critical level, singular point УДК 551.466.8

ГЕНЕРАЦИЯ ИНТЕНСИВНОГО ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ ПРОХОДЯЩИМ НАД МОРЕМ ШКВАЛОМ

© 2023 г. А. Н. Серебряный^{а, b,} *, А. Н. Свадковский^b

^аИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия ^bAO "Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева", ул. Шверника, 4, Москва, 117036 Россия

> *e-mail: serebryany@hotmail.com Поступила в редакцию 16.07.2022 г. После доработки 06.09.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Приводятся данные необычного случая измерения течения, возникшего при прохождении над морем шквалистого ветра. Измерения проводились 12 октября 2011 г на акватории шельфа Черного моря вблизи Геленджика в пределах границ от траверза Голубой бухты до мыса Толстого на яхте, оснащенной ADCP "Rio Grande 600 kHz". Выявлено необычное интенсивное подповерхностное течение (до 1 м/с), проникающее вглубь на 8 м, сгенерированное сильным шквалом, прошедшим над шельфовой зоной.

Ключевые слова: акустический доплеровский профилометр течений (ADCP), шквал, шельф, прибрежная зона, ветер, шквал, волны, колебания термоклина, Черное море

DOI: 10.31857/S000235152301011X, EDN: EHHLJR

введение

Акустические профилометры вообще, и модель "Rio Grande 600 kHz", в частности, зарекомендовали себя с самой лучшей стороны для исследования на морском шельфе не только течений, но и других процессов, включая внутренние волны, вихри, внутритермоклинные линзы и др. Принципы работы ADCP (акустического допплеровского профилометра течений) изложены в описаниях фирмы-изготовителя и с ними можно ознакомиться там [1, 2]. Наш опыт работы с ADCP в первые годы обобщен в работах [3, 4]. Дальнейшие работы в ежегодных морских экспедициях позволили собрать богатый материал, демонстрирующий ADCP как мощный инструмент акустической океанологии [5, 6]. Нами были зарегистрированы в том числе и явления, которые можно отнести к разряду аномальных, вследствие сложности и редкости их наблюдений в натурных условиях [7]. Среди этих явлений было наблюдение сильного подповерхностного течения, сгенерированного проходящим над морем шквалом. Описанию этого наблюдения посвящена данная работа.

Осенью 2011 г. нами проводились исследования режима течений на геленджикском шельфе Черного моря с использованием ADCP "Rio Grande 600 kHz", закрепленного на малом моторном судне (яхте типа Ассоль). Подошедший внезапно шквал заставил прекратить работы, и яхта пошла в бухту. При этом прибор продолжал работать. В результате была получена важная информация о генерации поверхностного течения шквалом. В статье дается описание параметров возникающего течения в море при прохождении над ним шквала.

РЕГИСТРАЦИЯ ТЕЧЕНИЯ ПРИ ПРОХОДЕ ШКВАЛА НАД МОРЕМ

При проведении съемок яхтой, оборудованной ADCP, в районе Голубой бухты 12 октября 2011 г. стала ухудшаться метеорологическая обстановка, и с юга стали подходить волны зыби. В связи с этим было принято решение закончить работы и двигаться вдоль берега в направлении м. Тонкий для захода в Геленджикскую бухту. Яхта "Вита" двигалась на восток со скоростью около 2 м/с, находясь на удалении в 0.7 км от берега. Глубины моря на галсе были в пределах 17-25 м. В этот момент яхту догнал шквал. Его появление сопровождалось сильным порывистым юго-западным ветром до 20 м/с и более и проливным дождем. Действие шквала продолжалось около 15 мин. В это время яхта продолжала движение, но ее курс изменился с восточного на северо-восточный (см. рис. 1), а скорость сначала увеличилась до 2.2 м/с, а затем упала до 1.5 м/с. Несмотря на сильную качку, ADCP продолжал работать и регистрировать течение в морской толще и другие параметры. Напомним, что при отклонении прибора на 15° от вертикали прибор не регистрирует обратно



Рис. 1. Траектория движения яхты с АDCP в прибрежной зоне. Точкой 1 показан момент встречи со шквалом. Точка 2 означает момент прохода заднего фронта шквала.



Рис. 2. Широтная составляющая течений на разрезе 12.10.2012 при проходе шквала над морем (вверху). Обратное акустического рассеяния на разрезе (внизу).



Рис. 3. Картина направления течения (вверху) и широтная составляющая течений (внизу) на разрезе при проходе шквала над морем зарегистрированная ADCP.

рассеянный сигнал, что на записи проявляется в виде пропуска.

До встречи со шквалом в толще моря регистрировалось западное течение силой около 0.15 м/с. При появлении шквала было зарегистрировано появление интенсивного северо-восточного течения 0.7 м/с в верхней части водной толщи. Это течение охватывало глубины от поверхности мо-



Рис. 4. Трехмерная качественная картина поля течений при прохождении шквала в прибрежной зоне моря.

ря до 8 м. Течение совпадало по направлению с направлением ветра в шквале и наблюдалось до тех пор, пока шквал не утих.

На рис. 2 приведены записанные ADCP данные о силе течения (показана широтная составляющая течения), а также обратного акустического рассеяния при встрече со шквалом. Показанный фрагмент разреза охватывает время с 13 ч 16 мин по 13 ч 57 мин. Запись была настроена на величину ячейки 0.5 м. За это время яхта прошла почти 2 км вдоль берега, двигаясь со средней скоростью около 2.3 м/с. Северо-восточный шквалистый ветер был встречным для фонового вдольберегового западного течения. Это способствовало усилению поверхностного волнения и интенсификации обрушения волн, о чем свидетельствовало появление зоны усиленного рассеяния в приповерхностном слое моря, обусловленного увеличением в нем концентрации воздушных пузырьков (см. рис. 2).

При проходе шквала скорость яхты упала до 1.3–1.5 м/с. После скорость яхты снова возросла до 2 м/с. Проход шквала сопровождался появлением в приповерхностном слое моря сильного течения направленного, как и шквал на восток (см. рис. 3). На рис. 3 эта область показана синим цветом (направление течения лежало в секторе углов 50–90°. Амплитуды течения достигали 0.9–1 м/с, а на горизонте 5 м течение даже превышало 1 м/с. Широтная составляющая течений также показана на рис. 3 в том же масштабе, что и картина направления.

Представляет интерес сделать некоторые оценки о возникающем сильном течении, сгене-

рированном шквалом. В частности, о скорости проникновения его на глубину и времени жизни этого течения. Скорость передвижения шквала над морем намного превышала скорость сгенерированного им течения (более чем в 20 раз). Мы зарегистрировали это течение только в период начального прохождения шквала над яхтой – в течение четырех минут. На последующей части разреза, когда шквал продолжался это течение быстро затухло, что видимо было связано с появившимся сильным вдольбереговым встречным западным противотечением. Тем не менее, на разрезе во время действия шквала в приповерхностной части моря появился слой усиленного обратного рассеяния акустического сигнала толщиной до 3-4 м. Его возникновение было вызвано большой концентрацией сгенерированных воздушных пузырьков от обрушивавшихся при сильном ветре поверхностных волн (рис. 2). Таким образом, время жизни наблюдавшегося сильного течения в море было равно времени интенсивного воздействия зоны шквала на поверхность в начальный период прохождения зоны шквала над яхтой и составило около 4 мин. Оно быстро затухло (всего за 2 мин). Скорость заглубления интенсивного течения, порожденного шквалом, по проведенной нами оценке составила 3.8 м/мин или около 6 см/с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Логично обобщить наши данные по всему фронту шквала, из чего складывается картина, что проходящий над морем шквал генерирует сильное течение в приповерхностном слое, направление которого совпадает с направлением движения шквала. Это течение силой до 0.7 м/с и более проникает на глубину до 8 м при силе ветра в шквале 20 м/с и движется вместе с шквалом в виде полосы поперечным размером около 500 м по всему его фронту. На рис. 4 представлена схематично трехмерная картина этого процесса. В более глубоководной части шельфа, где присутствует сезонный термоклин, проходящий над морем шквал, безусловно генерирует интенсивные внутренние волны, но экспериментальных доказательств этого у нас нет поскольку мы находились в прибрежной зоне при прохождении шквала, где не было термоклина. Но можно предположить, что в глубокой части моря, сильное течение, порожденное шквалом, генерирует на находящемся ниже термоклине внутренние волны во многом подобно тому как это происходит при генерации волн движущимися интрузиями поверхностных вод [8, 9]. В целом ADCP "Rio Grande 600 kHz" показал себя надежным прибором, хорошо отработав даже при сильной качке.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность капитану яхты "Вита" А.В. Болдину за умелые действия по управлению малым судном в непростых условиях проходящего шквала. Отдельно выражаем признательность рецензентам, чьи замечания способствовали улучшению содержания статьи, а также С.Н. Деевой за помощь в подготовке важного рисунка.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке государственного задания по теме № FMWE-2021-0010 в части обработки результатов эксперимента, а также при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00715).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Lee Gordon R. Acoustic Doppler Current Profiler. Principles of Operation. A Practical Primer. 2nd edition for Broadband ADCPs. San Diego, RD Instruments. 1996. 54 p.
- 2. Work Horse Technical Manual. RD Instruments. 2003.
- 3. Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. Применение акустических допплеровских профилометров течений для изучения пространственной структуры морских среды // Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 3. С. 639–648.
- 4. *Рыбак С.А., Серебряный А.Н*. Нелинейные внутренние волны над наклонным дном: наблюдение акустическим профилометром // Акустический журнал. 2011. Т. 57. № 1 С. 85–91.
- Серебряный А.Н. АDCP как мощный инструмент акустической океанологии: новые результаты // Акустика океана. Доклады 15-ой школы-семинара акад. Л.М. Бреховских. М.: ГЕОС, 2016. С. 244– 249.
- Serebryany A. Monitoring of processes on a sea shelf using ADCP // Hydroacoustics of shallow sea. Eds. E. Kozaczka, G. Grelowska. Warszawa: Polish Academy of Sciences Institute of Fundamental Technological Research, 2013. P. 105–117.
- Серебряный А.Н. Наблюдение аномальных явлений в море посредством ADCP // Акустика океана. Доклады 17-ой школы-семинара акад. Л.М. Бреховских. М.: ИОРАН, 2020. С. 394–403.
- Иванов В.А., Серебряный А.Н. Внутренние волны на мелководном шельфе бесприливного моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1983. Т. 19. № 6. С. 661–665.
- Pao H.P., and Serebryany A.N. Studies of intense internal gravity waves: field measurements and numerical modeling// Advances in Engineering Mechanics Reflections and Outlooks, In Honor of Theodore T-Y Wu. Eds.: Chuang, Teng and Valentine, New Jersey, World Scientific, 2005. P. 286–296.

Generation of an Intense Subsurface Current by a Squeal Passing over the Sea

A. N. Serebryany^{1, 2, *} and A. N. Svadkovskiy²

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovskiy Prosp., 36, Moscow, 117997 Russia ²Andreyev Acoustics Institute, 4 Shvernik Str., Moscow, 117036 Russia *e-mail: serebryany@hotmail.com

The data of an unusual case of measuring the current that occurred during the passage of a squally wind over the sea are presented. The measurements were carried out on October 12, 2011 in the waters of the Black Sea shelf near Gelendzhik within the boundaries from the Golubaya Bay beam to Cape Tolstoy on a yacht equipped with ADCP "Rio Grande 600 kHz". An unusual intense subsurface current (up to 1 m/s) was revealed, penetrating 8 m deep, generated by a strong squall that passed over the shelf zone.

Keywords: acoustic doppler current profiler, squeal, shelf, coastal zone, thermocline oscillations, the Black Sea

УДК 551.511

МОДЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЗАКИСЛЕННОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ЗА СЧЕТ АНТРОПОГЕННЫХ СОЕДИНЕНИЙ СЕРЫ В XX ВЕКЕ

© 2023 г. Р. Д. Гизатуллин^{*a*}, А. В. Елисеев^{*a*, *b*, *c*, *d*, *}

^аКазанский (Приволжский) федеральный университет, ул. Товарищеская, 5, Казань, 420097 Россия ^bМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1 стр. 2, Москва, 119991 Россия

^сИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

^d Московский иентр фундаментальной и прикладной математики. Ленинские горы. 1 стр. 1. Москва, 119991. Россия

*e-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru Поступила в редакцию 04.08.2022 г. После доработки 22.08.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Проведен анализ кислотности осадков по расчетам со схемой серного цикла атмосферы ChAP-1.0 (Chemistry and Aerosol Processes), разработанной для моделей Земной системы промежуточной сложности (МЗСПС), при задании среднемесячных антропогенных эмиссий диоксида серы в атмосферу в 1850–2000 гг. по данным проекта CMIP5 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 5), а полей метеорологических переменных – по многолетним средним (с учетом годового хода) данным реанализа ERA-Interim для 1979-2015 гг. Выявлено, что значимая кислотность осадков (минимальное *pH* гидрометеоров) характерна для регионов с высокой интенсивностью антропогенных эмиссий соединений серы в атмосферу – Европы, юго-восточной Азии, востока Северной Америки, юга Африки и запада Южной Америки. В этих регионах в последние десятилетия ХХ века типичные значения *pH* осадков составляют от 2.5 до 3.5, что хорошо согласуется с имеющимися данными измерений. Максимальная кислотность осадков (минимальное значение *pH* гидрометеоров, близкое к 2) из-за антропогенных соединений серы отмечена на востоке средиземноморского региона. Перенос в примесей атмосфере приводит к тому, что в последние десятилетия ХХ века регионы с *pH* < 3.5 охватывают практически всю Евразию. Влияние этого переноса также заметно и в других регионах средних широт – на юге Северной Америки и на западе Южной Америки. В целом, использование схема ChAP целесообразно для M3CПС, но после доработки с учетом влияния осадков разного типа на влажное осаждение соединений серы из атмосферы и учета влияния орографии на перенос примесей в атмосфере.

Ключевые слова: цикл серы, сульфаты, диоксид серы, осадки, кислотность, модели промежуточной сложности

DOI: 10.31857/S0002351523010030, EDN: DMKUYF

1. ВВЕДЕНИЕ

Одной из составляющих антропогенного воздействия на Земную систему являются эмиссии соединений серы в атмосферу. Основной вклад в эти эмиссии обусловлен выбросами диоксида серы [1-3]. В атмосфере этот газ окисляется до сульфатных аэрозолей (отметим также, что часть антропогенных сульфатов являются первичными аэрозолями), которые затем выводятся из атмосферы влажным и сухим осаждением. Влажное осаждение (вымывание атмосферными гидрометеорами), в свою очередь, приводит к формированию кислых осадков.

Такие осадки сами по себе являются нежелательным природным явлением. В частности, они приводят к увеличению кислотности водных объектов суши (озер, рек, и т.д.) [4–7], закислению почв с деградацией растительности [8, 9] и коррозии стальных конструкций [3]. Отметим, что увеличение кислотности водных объектов суши и закисление почв может происходить также и при сухом осаждении сульфатов и диоксида серы за счет их поглощения речной или озерной водой или влагой почвы с последующим включением в цепочку жидкофазных реакций серного цикла [3, 8].

Традиционно характеристикой кислотности осадков является pH. В соответствии с определением Международного союза теоретической и прикладной химии (The International Union of Pure and Applied Chemistry, IUPAC) эта величина

определяется через активность свободных ионов водорода в осадках a_{μ^+} [10]:

$$pH = -\log_{10}a_{\mathrm{H}^+} = -\log_{10}\frac{m_{\mathrm{H}^+}\gamma_{\mathrm{H}^+}}{m_{\star}},\qquad(1)$$

где $m_{\rm H^+}$ — моляльность ионов водорода в осадках, $\gamma_{\rm H^+}$ — коэффициент активности ионов водорода, $m_{\star} = 1$ моль/кг. Для слабых растворов $\gamma_{\rm H^+} \rightarrow 1$, в связи с чем в ((1)) используется так называемое приближение свободного водорода [6, 7]:

$$pH_F = -\log_{10}(m_{H^+}^{+}/m_{\star}).$$
 (2)

Измерения кислотности осадков достаточно редки. Это связано, в частности, с затруднениями выделения различных химических веществ, влияющих на кислотность осадков [6, 11]. Систематически измерения проводятся на нескольких десятках измерительных станций над сушей (см. рис. 15 из [6]). Типичные значения *pH* составляют от 3 до 6, а в ряде регионов – даже от 2 до 3 [6].

Тем не менее, кислотность осадков может служить и дополнительным инструментом для верификации моделей химических процессов в атмосфере. В данной работе такая верификация проводится для схемы вычисления соединений серы в тропосфере ChAP-1.0 (Chemistry and Aerosol Processes), разработанной авторами данной статьи.

2. СХЕМА ВЫЧИСЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ СОЕДИНЕНИЙ СЕРЫ В АТМОСФЕРЕ

Подробное описание схемы ChAP-1.0 приведено в [12]. Она разработана для моделей Земной системы промежуточной сложности (МЗСПС) [13] и позволяет вычислять характеристики цикла серы в тропосфере. Основными предположениями схемы являются:

• вертикальные профили соединений X серы в тропосферы экспоненциальны [2, 14, 15] с масштабом высоты H_X ; для диоксида серы $H_{SO_2} = 1.2$ км, для сульфатов $H_{SO_2} = 1.8$ км;

• нестационарные слагаемые в уравнениях баланса не учитываются (это связано с типичной формулировкой МЗСПС);

• все химические реакции подчиняются кинетике первого порядка [1–3]; газофазные реакции окисления SO₂ не учитываются; константы скорости гетерофазного (внутриоблачного) окисления зависят от температуры нижней тропосферы и от доли покрытия модельной ячейки облаками;

• влажное осаждение учитывается только для сульфатов, сухое осаждение — и для SO₂, и для SO₄; интенсивность обоих процессов пропорциональна содержанию соответствующего вещества

в атмосфере; для влажного осаждения константа пропорциональности зависит от температуры нижней тропосферы и от количества осадков.

• современная версия схемы ChAP-1.0 учитывает только антропогенную часть атмосферного цикла серы (это исключает, например, формирование диоксида серы из диметилсульфида и карбонил-сульфида).

Расчеты со схемой были выполнены при залании среднемесячных антропогенных эмиссий диоксида серы в атмосферу в 1850-2000 гг. (в виде временных срезов с шагом по времени 10 лет) по данным CMIP5 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 5) [16], а полей метеорологических переменных (температура, осадки, ветер, количество облаков) - по многолетним средним (с vчетом годового хода) данным реанализа ERA-Interim [17] для 1979-2015 гг. Неучет межгодовой и более долгопериодной изменчивости приводит к исключению обратной связи между климатом и серным циклом атмосферы. Однако этот подход подобен использованному при подготовке полей интенсивности антропогенных и естественных эмиссий соединений серы в проекте СМІР5 [16], в связи с чем он используется и в данной работе. Все вычисления проводились на вычислительной сетке с шагом 4.5° по широте и 6.0° по долготе, что соответствует сетке модели Земной системы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской Академии наук [18, 19].

Отметим, что в данных СМІР5 доступно также полное содержание сульфатов на единицу площади (также полученное без учета обратных связей при межгодовых и более долгопериодных изменений климата), что позволяет провести верификацию схемы ChAP [12].

3. ВЫЧИСЛЕНИЕ рН ОСАДКОВ

Т.к. в использованной версии ChAP *pH* осадков не вычисляется, то в данной работе использована следующая схема вычисления данной переменной.

При интенсивности влажного осаждения сульфат-ионов $D_{SO_4,wet}$ соответствующий молярный поток серы на поверхность

$$M_{\rm SO_4} = \frac{D_{\rm SO_4,wet}}{\mu_{\rm S}},\tag{3}$$

где $\mu_{\rm S} = 32 \times 10^{-3}$ кг/моль — молярная масса серы. При количестве осадков *P* и в предположении доминирования сульфат-ионов от серной кислоты это приводит к титрационной концентрации (моль/л)

$$\left[\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}\right]_{\mathrm{T}} = 10^{-3} \times \frac{M_{\mathrm{SO}_{4}}}{\mu_{\mathrm{S}}P}.$$
 (4)

При попадании в воду серная кислота участвует в цепочке реакций

$$H_2SO_4 \rightleftharpoons H^+ + HSO_4^-,$$

$$HSO_4^- \rightleftharpoons H^+ + SO_4^{2-}.$$
(5)

Как правило, основную роль первая реакция цепи (5) с константой диссоциации $K_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 1 \times \times 10^3$ моль/л [3]. Как следствие,

$$\left[\mathrm{H}^{+}\right]\left[\mathrm{HSO}_{4}^{-}\right] = K_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}}\left[\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}\right],\tag{6}$$

где [H₂SO₄] — концентрация недиссоциированной серной кислоты. С учетом закона сохранения массы серы

$$\left[\mathrm{HSO}_{4}^{-}\right] + \left[\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}\right] = \left[\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}\right]_{\mathrm{T}}.$$
 (7)

имеем

$$\begin{bmatrix} \mathbf{H}^{+} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{HSO}_{4}^{-} \end{bmatrix} =$$

$$= K_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}} \begin{bmatrix} \mathbf{H}_{2}\mathrm{SO}_{4} \end{bmatrix}_{\mathrm{T}} - K_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}} \begin{bmatrix} \mathbf{HSO}_{4}^{-} \end{bmatrix}.$$
(8)

Поскольку в пренебрежении второй реакцией цепи (5) из уравнения первой реакции той же цепи следует, что

$$\left[\mathrm{H}^{+}\right] = \left[\mathrm{HSO}_{4}^{-}\right],\tag{9}$$

то

$$\left[\mathbf{H}^{+}\right]^{2} + K_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}}\left[\mathbf{H}^{+}\right] - K_{\mathrm{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}}\left[\mathbf{H}_{2}\mathrm{SO}_{4}\right]_{\mathrm{T}} = 0.$$
(10)

Единственным положительным корнем последнего уравнения служит

$$\begin{bmatrix} H^{+} \end{bmatrix}_{S} = \frac{\sqrt{K_{H_{2}SO_{4}}^{2} + 4K_{H_{2}SO_{4}}[H_{2}SO_{4}]_{T} - K_{H_{2}SO_{4}}}}{2}. = (11)$$
$$= \frac{K_{H_{2}SO_{4}}}{2} \left(\sqrt{1 + 4[H_{2}SO_{4}]_{T}/K_{H_{2}SO_{4}}} - 1\right).$$
(12)

Ввиду самодиссоциации воды, приводящей к фоновому значению $pH_0 = 7$ [3], к решению (12) добавлялось соответствующее значение концентрации ионов водорода $\left[H^+ \right]_0$, так что полная концентрация

$$\begin{bmatrix} \mathbf{H}^{+} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{H}^{+} \end{bmatrix}_{S} + \begin{bmatrix} \mathbf{H}^{+} \end{bmatrix}_{0}.$$
 (13)

Кислотность осадков pH далее вычислялась по формуле (2).

Постановка численных экспериментов в данной работе с заданием метеорологических полей в виде средних многолетних значений исключает влияние изменений климата на характеристики закисленности осадков. Основным эффектом такого влияния является зависимость эффективности выведения сульфатов из атмосферы от типа осадков, так что на единицу массы выпадающей влаги интенсивность выведения уменьшается от крупномасштабных жидких осадков к конвективным и, далее, к крупномасштабным твердым осадкам [20, 21]. Для простейшего учета данного эффекта, наряду с базовыми расчетами, проведены расчеты с исключением осадков в месяцы с

 $\frac{1}{2}(T_{850}+T_{1000}) \le 0$ °С, где T_{850} и T_{1000} – температура на изобарических уровнях 850 и 1000 гПа соответственно. При этом исключаются осадки в виде снега. Следует отметить, что такой подход не противоречит балансу массы серы в атмосфере, воспроизводимому ChAP – при этом просто в регионах и в месяцы с твердыми осадками соединения серы выводятся из атмосферы за счет сухого осаждения, и время жизни соединений серы в атмосфере увеличивается. Однако и в этом случае при откалиброванном в [12] значении коэффициента для сухого выведения SO₄ не превышает 1 мес. Таким образом, на сезонном масштабе времени (который и анализируется в данной статье, см. ниже) баланс массы серы в атмосфере не нарушается.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Содержание в тропосфере и интенсивность осаждения SO₂ и SO₄

Результаты расчетов содержания SO_2 и SO_4 в тропосфере, а также интенсивность их осаждения подробно представлены в [12]. Однако в данной работе целесообразно кратко их воспроизвести для полноты и удобства интерпретации результатов оценки закисленности осадков.

Подобно результатам расчетов с другими моделями, глобально около половины эмиссий SO₂ в атмосферу превращается в сульфаты, а вторая половина осаждается на поверхность Земли. Содержание антропогенного диоксида серы в атмосфере увеличивается от нулевого (по построению) значения в 1850 г. до ≈0.2 TrS в 1970-1990 гг., а затем уменьшается до 0.16 TrS к 2000 г. При этом масса антропогенных сульфатов в атмосфере увеличивается от нулевого в 1850 г. ≈ 0.4 ТгЅ в 1970-1990 гг., а затем уменьшается до 0.32 TrS к 2000 г. Эти значения в целом соответствуют оценкам СМІР5. Для сульфатов в модели основную роль (около 85%) играет влажное осаждение, что в целом согласуется с оценками по другим схемам серного цикла атмосферы [22]. Время нахождения диоксида серы (сульфатов) в атмосфере в ChAP близко к 1 сут., а сульфатов – к 5 сут., что также согласуется с результатами расчетов с другими схемами цикла серы в атмосфере (см. [23] и табл. 5.5 из [24]). Глобальная интенсивность влажного и сухого осаждения антропогенных соединений серы



Рис. 1. Влажное осаждение SO_X (MrS M^{-2} год⁻¹) для 2000 г. по расчетам со схемой ChAP (а; учитывается только влажное осаждение SO_4) и по результатам проекта ACCMIP [25] (б).

из атмосферы на поверхность Земли (с примерно равным друг другу вкладом этих типов осаждения в полное осаждение SO_x) хорошо согласуется с данными ACCMIP (Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project) [25], в котором также не учитывалось влияние межгодовых и более долгопериодных изменений климата на воспроизведение содержания химических веществ в атмосфере.

Региональные значения содержания и антропогенного SO_2 , и антропогенного SO_4 характеризуются максимумами в регионах максимального загрязнения. Для последних десятилетий XX века это Европа, юго-восточная Азия и восток Северной Америки. Здесь содержание антропогенных диоксида серы и сульфатов (соответственно B_{SO_2} и B_{SO_4}) на единицу площади, как правило, ≥ 2 мгS м⁻², а для последней переменной оно даже превышает 5 мгS м⁻² (рис. 3 и 5-7 из [12]). Кроме того, вторичные максимумы B_{SO_2} и B_{SO_4} отмечены на юге Африки и в регионах на западе Южной Америки. При этом сезонный ход В_{SO}, в регионах антропогенного загрязнения атмосферы соединениями серы не очень выражен, что в целом согласуется с данными СМІР5. Однако по расчетам с ChAP B_{SO4} в этих же регионах зимой значительно больше, чем летом, что отличается от соответствующих данных СМІР5. Следует отметить, что даже без учета естественных эмиссий соединений серы в атмосферу схема достаточно хорошо воспроизводит по крайней мере среднегодовые значения B_{SO_4} в указанных выше регионах антропогенного загрязнения атмосферы соединениями серы по сравнению с данными реанализа CAMS (Copernicus Atmospheric Monitoring System) [26].

Географическое распределение годового полного осаждения антропогенных соединений серы

в целом подобно географическому распределению антропогенных эмиссий этого элемента.

Для последних десятилетий XX века полная интенсивность осаждения (сумма интенсивностей влажного и сухого осаждения) соединений серы D_{SO_4} в регионах соответствующего антропо-генного загрязнения атмосферы в Северном полушарии превышает 2 $M\Gamma S M^{-2} \Gamma O d^{-1}$ (рис. 1). Пространственное распределение годовой D_{SO_4} в схеме ChAP над континентами подобно полученному в проекте АССМІР. Тем не менее, по сравнению с данными ACCMIP схема ChAP завышает интенсивность влажного осаждения и занижает сухого. Однако в Европе согласие для влажного осаждения заметно улучшается при использовании данных EMEP MSC-W (Meteorological Synthesizing Centre-West of the European Monitoring and Evaluation Programme) [27] и по расчетам с моделями MOGUNTIA [28], IMAGES [29] и GISS [22].

4.2 Кислотность осадков

Уже для условий 1850 г. антропогенные эмиссии диоксида серы в атмосферу способны заметно изменить кислотность осадков от фонового значения $pH_0 = 7$ (рис. 2). В частности, в разные сезоны pH находится в интервале от 4.2 до 5.4 в регионах наиболее значительного загрязнения соединениями серы, прежде всего над Европой. Наиболее значима кислотность осадков в летний период. Отметим, что последнее отмечается даже с учетом общего занижения B_{SO_4} в этот сезон схемой ChAP. Как следствие, эффект закисления осадков соединениями серы для указанного года в реальности может оказаться даже более выраженным, чем в наших расчетах.

Общее увеличение интенсивности антропогенных эмиссий соединений серы в атмосферу на



Рис. 2. *рН* осадков для эмиссий соединений серы в атмосферу, соответствующих 1850 г. в декабре-феврале (а), марте-мае (б), июне-августе (в) и сентябре-ноябре (г).

протяжении XX века приводит и к существенному увеличению закисленности осадков для последних десятилетий этого столетия (рис. 3 и 4). При этом к европейскому региону значительной кислотности осадков добавляются и другие регионы с высокой интенсивностью антропогенных эмиссий соединений серы в атмосферу – юго-восточная Азия, восток Северной Америки, юг Африки и запад Южной Америки.

Для обоих временных срезов в этих регионах типичные значения рН осадков составляют от 2.5. до 3.5. Эти значения хорошо согласуются с приведенными на рис. 15 из [6] для временных интервалов 1986-1995 гг. и 1996-2005 гг. (см. также рис. 20.8 из [1]). Для территории России они также удовлетворительно согласуются с данными прямых наблюдений [30] за исключением регионов Поволжья и Забайкалья, где кислотность осадков в схеме ChAP выше, чем по данным наблюдений. Максимально закисленные осадки (с рН близким к 2) в схемой воспроизводятся на востоке средиземноморского региона летом. Следует отметить, что в этом же регионе отмечено и минимальное значение pH < 2 по систематическим наблюдениям для 1986–1995 гг. Это значение не проявляется для более позднего временного интервала 1996–2005 гг. Все это в совокупности указывает на то, что в кислотные осадки в данном регионе около 1990 г. по крайней мере частично связаны с атмосферным переносом сульфатов из Европы. Следует отметить, что данные результат согласуется с [31], где было отмечено, что перенос воздушных масс на Европейскую территорию России из Средиземноморья сопровождается увеличением кислотности осадков.

Атмосферный перенос также приводит к тому, что в последние десятилетия XX века регионы с pH < 3.5 охватывают большую часть Евразии, юг Северной Америки и запад Южной Америки. В Северном полушарии кислотность осадков летом больше, чем зимой. Это в целом согласуется с отдельными измерениями в ряде регионов [3], [32]. Кроме того, зимой Южного полушария схема также воспроизводит подобную область на юге Африки и над расположенной рядом частью Атлантики. Эти расчеты затруднительно сравнить с данными наблюдений ввиду отсутствия систематических измерений кислотности осадков вне регионов с большой интенсивностью антропогенных эмиссий серы в атмосферу [6].

Следует отметить, что перенос примесей в атмосфере в использованном в данной работе варианте схемы ChAP не учитывает влияние орографии. Последнее может служить одной из причин занижения кислотности осадков в Поволжье и Забайкалье. Первый из этих регионов подвержен



Рис. 3. Подобно рис. 2, но для эмиссий соединений серы в атмосферу, соответствующих 1990 г.

преимущественно влиянию европейского региона-источника, но отделен от него Валдайской возвышенностью с высотой до примерно 400 м. Высота горных гряд, отделяющих второй регион — Забайкалье — от соответствующего региона-источника, расположенного в юго-восточной Азии, еще выше и достигает нескольких километров. Таким образом, согласие модельных расчетов с данных прямых наблюдений в этих регионах может быть улучшено при учете влияния орографии на перенос примесей в атмосфере. При этом можно ожидать также улучшения воспроизведения и сезонного хода *рН* осадков.

Основным различием временных срезов 1900 и 2000 гг. является общее уменьшение кислотности в Европе и, в меньшей степени, в Северной Америке, на юге Африки и в Южной Америке для второго среза относительно первого с увеличением в южной и юго-восточной Азии. Эти тренды обусловлены преимущественно соответствующими трендами антропогенных эмиссий серы в атмосферу в указанных регионах [2]. В регионах Евразии, подверженных загрязнению соединениями серы из европейского региона уменьшение кислотности осадков наиболее значимо проявляется в зимний и весенний периоды. Для других регионов, в которых проявляется уменьшение кислотности осадков, это уменьшение более однородно распределено по календарным сезонам.

Относительно однородным по сезонам является и увеличение кислотности осадков от 1900 к 2000 гг. в южной и юго-восточной Азии.

4.3 Чувствительность кислотности осадков к типу осадков

Описанная выше постановка численных экспериментов затрудняет полный анализ чувствительности рН к типу осадков (крупномасштабные жидкие, крупномасштабные твердые, конвективные). Однако простейший анализ можно провести за счет исключения наиболее неэффективного для влажного вымывания типа осадков снега. Соответствующий анализ был проведен с исключением таких осадков в соответствии с алгоритмом раздела 3. Отметим, однако, что такой подход является весьма грубым. Например, он не учитывает зимние оттепели с возможным выпадением крупномасштабных осадков малой интенсивности (которые в пересчете на единицу массы выпадающей влаги наиболее эффективны для влажного выведения соединений серы в атмосфере [20, 21]) или, наоборот, развития сильных штормов в переходные сезоны с выпадением осадков в виде снега. Адекватный анализ таких эффектов возможен лишь при соответствующем учете типа выпадающих осадков, что в данной работе затруднительно. Тем не менее, используемый



Рис. 4. Подобно рис. 2, но для эмиссий соединений серы в атмосферу, соответствующих 2000 г.



Рис. 5. Подобно рис. 4а, 4б, но при исключении твердых осадков.

в данной работе грубый подход к учету влияния целесообразен, особенно ввиду общего завышения содержания сульфатов в атмосфере схемой ChAP в зимний период.

Поскольку такой подход очевидным образом не должен влиять на pH осадков в летний период, достаточно ограничиться зимним периодом (рис. 5а) и переходными периодами (например, весной; рис. 5б). При этом в обоих случаях в регионах с отрицательными температурами в нижней тропосфере кислотность осадков значительно уменьшается. Это согласуется с обзором [6] результатов измерений *рН* гидрометеоров.

5. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В данной работе проведен анализ кислотности осадков по расчетам со схемой серного цикла атмосферы ChAP-1.0 (Chemistry and Aerosol Processes), разработанной для моделей Земной системы промежуточной сложности. Расчеты со схемой были выполнены при задании среднеме-

сячных антропогенных эмиссий диоксида серы в атмосферу в 1850–2000 гг. (в виде временных срезов с шагом по времени 10 лет) по данным проекта CMIP5 (Coupled Models Intercomparison Projесt, phase 5), а полей метеорологических переменных — по многолетним средним (с учетом годового хода) данным реанализа ERA-Interim для 1979–2015 гг. Вычисления проводились на сетке с шагом 4.5° по широте и 6.0° по долготе.

Выявлено, что значимая кислотность осадков характерна для регионов с высокой интенсивностью антропогенных эмиссий соединений серы в атмосферу – Европы, юго-восточной Азии, востока Северной Америки, юга Африки и запада Южной Америки. В этих регионах в последние десятилетия XX века типичные значения *pH* осадков составляют от 2.5. до 3.5, что хорошо согласуется с имеющимися данными измерений. Максимальная кислотность осадков (минимальное значение pH гидрометеоров, близкое к 2) изза антропогенных соединений серы отмечена на востоке средиземноморского региона. В Северном полушарии кислотность осадков летом больше, чем зимой. Перенос примесей в атмосфере приводит к тому, что в последние десятилетия ХХ века регионы с *pH* < 3.5 охватывают практически всю Евразию. Влияние этого переноса также заметно и в других регионах средних широт – на юге Северной Америки и на западе Южной Америки. Тем не менее, ряд отличий пространственного распределения модельных данных от данных прямых измерений, а также соответствующие отличия в сезонном ходе, могут быть связаны с неучетом влияния орографии на перенос примесей в атмосфере в использованном в данной работе варианте схемы ChAP.

Следует отметить, что увеличение размера регионов, подверженных кислым осадкам, по сравнению с размером региона-источника может быть оценен именно как следствие переноса в атмосфере. Если считать, что

• бо́льшая часть антропогенных эмиссий серы в атмосферу происходит в форме диоксида серы с последующим его окислением в сульфаты, выведение которых из атмосферы происходит преимущественно влажным осаждением;

• размер регионов – источников диоксида серы пренебрежимо мал по сравнению с размера региона влияния этого источника,

то порядок величины размера региона, подверженного влиянию источника по направлению преобладающей скорости ветра *u*, может быть оценен следующим образом:

$$L = u \left(\tau_{\mathrm{SO}_2} + \tau_{\mathrm{SO}_4} \right), \tag{14}$$

где τ_{SO_2} и τ_{SO_4} — время жизни в атмосфере диоксида серы и сульфатов соответственно. С учетом типичной скорости ветра в средних широтах в нижней тропосфере $\approx 5 \text{ м/c}$ [12] и типичных значений $\tau_{SO_2} \approx 1 \text{ сут.}$ и $\tau_{SO_4} \approx 4-6 \text{ сут.}$ (см. [1–3, 23] и табл. 5.5 из [24]) это приводит к оценке $L \simeq (0.5-1) \times 10^4 \text{ км}$, что сравнимо с размером Евразии (16 тыс. км с запада на восток). С учетом размера размера европейского региона-источника, равного нескольким тысячам километров (это значение при грубой оценке следует добавить к оценке *L*), это в целом объясняет влияние европейского региона-источника на кислотность осадков над всей Евразией.

Отметим также ряд ограничений данной работы.

• В работе не учитываются естественные эмиссии соединений серы – прежде всего диметилсульфила с поверхности океана и выделение диоксида серы и сульфатов из вулканов. Современная интенсивность первого источника оценивается величиной около 28 TrS/год [33, 34], [35], второго – около 23 TrS/год (выделение диоксида серы из-за извержений на порядок меньше) [36]. Суммарная интенсивность этих источников сравнима с интенсивностью антропогенных эмиссий SO₂ в атмосферу в последние десятилетия XX века (≈54 TгS/год [37]). Таким образом, их учет может дополнительно увеличить кислотность осадков, в том числе и над континентами. С учетом логарифмической зависимости *pH* от концентрации ионов водорода в гидрометеорах это увеличение может привести к уменьшению *pH* на несколько десятых.

• Кислотность осадков также может возрасти при учете влажного осаждения диоксида серы. Однако для большинства современных моделей вклад влажного осаждения SO_2 в полное осаждение этого газа не превышает 15% [24], что лишь незначительно изменит вычисленные в данной работе значения *pH*.

• В работе не учитывается влияние на pHосадков оснований других кислот, присутствующих в атмосфере (в том числе азотной кислоты). В связи с последним важно иметь в виду, что после 2000 г. в промышленно развитых регионах (Европа, США, Китай) отмечен рост содержания нитратов в атмосферных осадках [11]. Адекватную оценку этого влияния в данной работе сделать затруднительно. Однако, исходя из общей реалистичности полученных результатов и их удовлетворительного согласия с имеющимися данными наблюдений, можно утверждать, что для пространственно-временного разрешения, использованного в данной работе, учет таких веществ не изменит рН осадков более чем на единицу. Кроме того, период с ростом вклада нитратов в кислотность осадков не учитывается в данной работе, т.к. расчеты заканчиваются в 2000 г.

• Кроме того, в работе не учитывается влияние углекислого газа на кислотность осадков [1, 2, 3]. Будучи хорошо перемешанным в атмосфере, углекислый газ способен уменьшить пространственные различия pH между регионами с сильным и слабым загрязнением атмосферы соединениями серы.

Таким образом, проведенная в данной работе дополнительная верификация схемы ChAP показывает ее реалистичность для моделей Земной системы промежуточной сложности. При этом, однако, целесообразна доработка схемы с учетом влияния осадков разного типа на влажное осаждение соединений серы из атмосферы и учета влияния орографии на перенос примесей в атмосфере.

Авторы выражают благодарность Г.В. Сурковой и анонимным рецензентам за замечания, высказанные к предыдущей версии работы. Часть работы, связанная с разработкой схемы химических процессов в атмосфере, была проведена с использованием УНУ "Самолет-лаборатория ТУ-134 "Оптик" при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (соглашение 075-15-2021-934). Часть работы, связанная с анализом пространственных и временных особенностей *pH* осадков выполнена за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Seinfeld J., Pandis S.* Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change. Hoboken: Wiley. 2006. 1326 p.
- 2. Warneck P. Chemistry of the Natural Atmosphere. San Diego: Academic Press. 2000. 927 p.
- 3. Суркова Г.В. Химия атмосферы. М.: МГУ. 2002. 210 с.
- Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А. Зональные особенности закисления озер // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. 1. С. 39–55.
- Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А., Дину М.И. и др. Влияние природных и антропогенных факторов на процессы закисления вод в гумидных регионах // Геохимия. 2017. 1. С. 41–56.
- 6. *Pye H.O.T., Nenes A., Alexander B. et al.* The acidity of atmospheric particles and clouds // Atmos. Chem. Phys. 2020. V. 20. 8. P. 4809–4888.
- Tilgner A., Schaefer T., Alexander B. et al. Acidity and the multiphase chemistry of atmospheric aqueous particles and clouds // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. 17. P. 13483–13536.
- Kuylenstierna J.C.I., Rodhe H., Cinderby S. et al. Acidification in developing countries: Ecosystem sensitivity and the critical load approach on a global scale // Ambio. 2001. V. 30. 1. P. 20–28.

- Моисеенко Т.И., Калабин Г.В., Хорошавин В.Ю. Закисление водосборов арктических регионов // Изв. РАН, серия географическая. 2012. 2. С. 49–58.
- Buck R.P., Rondinini S., Covington A.K. et al. Measurement of pH. Definition, standards, and procedures (IUPAC Recommendations 2002) // Pure Appl. Chem. 2002. V. 74. 11. P. 2169–2200.
- Vet R., Artz R.S., Carou S. et al. A global assessment of precipitation chemistry and deposition of sulfur, nitrogen, sea salt, base cations, organic acids, acidity and *pH*, and phosphorus // Atmos. Environ. 2014. V. 93. P. 3–100.
- Eliseev A.V., Gizatullin R.D., Timazhev A.V. ChAP 1.0: A stationary tropospheric sulfur cycle for Earth system models of intermediate complexity // Geosci. Model. Dev. 2021. V. 14. 12. P. 7725–7747.
- Claussen M., Mysak L., Weaver A. et al. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models // Clim. Dyn. 2002. V. 18. 7. P. 579–586.
- Jaenicke R. Tropospheric aerosols // Aerosol-Cloud-Climate Interactions. *Hobbs P.* (ed.). San Diego: Academic Press 1993. P. 1–31.
- 15. Елисеев А.В., Тимажев А.В., Хименес П.Л. Вертикальный масштаб для профилей водяного пара и соединений серы в нижней тропосфере // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. 7.
- Lamarque J.-F., Bond T.C., Eyring V. et al. Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and pplication // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10. 15. P. 7017–7039.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA– Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. R. Met. Soc. 2011. V. 137. 656. P. 553–597.
- Мохов И.И., Елисеев А.В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады АН. 2012. Т. 443. 6. С. 732–736.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В. Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2020. V. 490. 1. Р. 27–32.
- Allen R.J., Landuyt W., Rumbold S.T. An increase in aerosol burden and radiative effects in a warmer world // Nature Clim. Change. 2016. V. 6. 3. P. 269–274.
- Wang Y., Xia W., Liu X. et al. Disproportionate control on aerosol burden by light rain // Nature Geosci. 2021. V. 14. 2. P. 72–76.
- Koch D., Jacob D., Tegen I. et al. Tropospheric sulfur simulation and sulfate direct radiative forcing in the Goddard Institute for Space Studies general circulation model // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 1999. V. 104. D19. P. 23799–23822.
- Gliβ J., Mortier A., Schulz M. et al. Aerocom phase III multi-model evaluation of the aerosol life cycle and optical properties using ground- and space-based remote sensing as well as surface in situ observations // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. 1. P. 87–128.
- 24. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Re-

2023

port of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J.* (eds.). Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2001. 881 p.

- Lamarque J.-F., Dentener F., McConnell J. et al. Multimodel mean nitrogen and sulfur deposition from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP): evaluation of historical and projected future changes // Atmos. Chem. Phys. 2013. V. 13. 16. P. 7997–8018.
- Inness A., Ades M., Agustí-Panareda A. et al. The CAMS reanalysis of atmospheric composition // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. 6. P. 3515–3556.
- Simpson D., Benedictow A., Berge H. et al. The EMEP MSC-W chemical transport model – technical description // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. 16. P. 7825– 7865.
- Langner J., Rodhe H. A global three-dimensional model of the tropospheric sulphur cycle // J. Atmos. Chem. 1991. V. 13. 3. P. 225–263.
- Pham M., Müller J-F, Brasseur G.P. et al. A three-dimensional study of the tropospheric sulfur cycle // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 1995. V. 100. D12. P. 26061–26092.
- Свистов П.Ф. Антропогенные осадки: происхождение, состав и свойства // Экологическая химия. 2011. Т. 20. 2. С. 105–113.

- 31. Суркова Г.В., Еремина И.Д., Мордкович П.А. О влиянии крупномасштабного атмосферного переноса на химический состав и количество атмосферных осадков в центре Европейской территории России // Метеорология и гидрология. 2010. 4. С. 36–44.
- 32. Еремина И.Д., Чубарова Н.Е., Алексеева Л.И. и др. Кислотность и химический состав осадков на территории московского региона в теплый период года // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2014. 5. С. 3–11.
- Lana A., Bell T.G., Simó R. et al. An updated climatology of surface dimethlysulfide concentrations and emission fluxes in the global ocean // Glob. Biogeochem. Cycles. 2011. V. 25. 1. P. GB1004.
- Galí M., Levasseur M., Devred E. et al. Sea-surface dimethylsulfide (DMS) concentration from satellite data at global and regional scales // Biogeosciences. 2018. V. 15. 11. P. 3497–3519.
- 35. *Wang W.-L., Song G., Primeau F. et al.* Global ocean dimethyl sulfide climatology estimated from observations and an artificial neural network // Biogeosciences. 2020. V. 17. 21. P. 5335–5354.
- Carn S.A., Fioletov V.E., McLinden C.A. et al. A decade of global volcanic SO₂ emissions measured from space // Sci. Rep. 2017. V. 7. 1. P. 44095.
- Lamarque J.-F., Kyle G.P., Meinshausen M. et al. Global and regional evolution of short–lived radiatively–active gases and aerosols in the Representative Concentration Pathways // Clim. Change. 2013. V. 109. 1–2. P. 191–212.

Model Estimate of the Acidity of Atmospheric Precipitation Acidity Due to Anthropogenic Sulfur Compounds in the 20th Century

R. D. Gizatullin¹ and A. V. Eliseev^{1, 2, 3, 4, *}

¹Kazan Federal University, ul. Tovarishcheskaya, Kazan, 420097 Russia
 ²Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, bld. 2, Moscow, 119991 Russia
 ³Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per. 3, Moscow, 119017 Russia
 ⁴Moscow Center of Fundamental and Applied Mathematics, Leninskie Gory, 1, bld. 1, Moscow, 119991 Russia
 *e-mail: eliseev.alexev.v@mail.ru

An analysis of the acidity of precipitation is carried out by using the ChAP-1.0 (Chemistry and Aerosol Processes) atmospheric sulfur cycle scheme developed for Earth System Models of Intermediate Complexity (EMICs) These calculations are forced by monthly mean anthropogenic emissions of sulfur dioxide to the atmosphere in 1850–2000 adapted from the CMIP5 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 5) database and by long-term means (taking into account annual variations) of meteorological variables adapted from the ERA-Interim reanalysis for 1979–2015. It was revealed that significant acidity of precipitation (minimum pH of hydrometeors) is typical for regions with high anthropogenic loading of sulfur compounds in atmosphere – Europe, southeast Asia, east North America, southern Africa, and western South America. In these regions in the last decades of the 20th century, typical precipitation values of pH amount from 2.5 to 3.5, which agrees well with the available measurements. The maximum acidity of precipitation (the minimum pH of hydrometeors, which is close to 2) due to anthropogenic sulfur are noted in the eastern Mediterranean region. Atmospheric transport leads to regions with pH < 3.5 covering almost all of Eurasia in the last decades of the 20th century. The influence of this transport is also noticeable in other midlatitudinal regions – south of North America and western South America. In general, the ChAP scheme can be used in EMICs, but after a refinement to account for the effect of various types of precipitation on the wet deposition of sulfur compounds from the atmosphere and the effects of orography on the transport of chemical species in the atmosphere

Keywords: sulfur cycle, sulfates, sulfur dioxide, precipitation, acidity, models of intermediate complexity

УДК 574.4

ОЦЕНКА БАЛАНСА УГЛЕРОДА СТЕПНЫХ ЭКОСИСТЕМ РОССИИ

© 2023 г. Л. Л. Голубятников^{а,} *, И. Н. Курганова^b, В. О. Лопес де Гереню^b

^а Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия ^b Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,

иститут физико-химических и биологических проблем почвовебения 1 Институтская ул., 2, Пушино, 142290 Россия

*e-mail: golub@ifaran.ru

Поступила в редакцию 11.07.2022 г. После доработки 04.10.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Степные экосистемы, занимая около 8% поверхности суши, являются существенным звеном глобального круговорота углерода в системе атмосфера–растительность–почва. На основе геоинформационно-аналитического метода с использованием базы данных эмпирически измеренных значений первичной биологической продукции и регрессионной модели, позволяющей оценить интенсивность поступления диоксида углерода из почвы в атмосферу, получена оценка углеродного (C–CO₂) баланса естественных степных экосистем России. Показано, что рассматриваемые степные экосистемы на территории России являются стоком атмосферного углерода. Средняя интенсивность этого потока составляет 231 \pm 202 гС/(м² год). Естественные степные экосистемы России ежегодно депонируют 111 \pm 97 МтС. Согласно полученным оценкам, естественные степные экосистемы могут обеспечить от 8 до 19% стока атмосферного углерода в наземные экосистемы России.

Ключевые слова: поглощение атмосферного углерода, эмиссия диоксида углерода, углеродный баланс, степные экосистемы

DOI: 10.31857/S0002351523010042, EDN: EHIJUF

введение

Экосистемы суши играют ключевую роль в глобальном круговороте углерода, оказывают существенное влияние на концентрацию парниковых газов в атмосфере. Растительный покров наземных экосистем ежегодно ассимилирует 150-175 ГтС атмосферного диоксида углерода (СО₂) в результате фотосинтеза [1-3], создавая общую первичную биологическую продукцию растительности (GPP, gross primary production). Около 50-60% абсорбированного растениями углерода возвращается в атмосферу в результате дыхания растений – автотрофного дыхания (R_A, autotrophic respiration) [4, 5]. Показателем интенсивности процесса аккумуляции атмосферного углерода растительным покровом является первичная биологическая продукция (NPP, net primary production), которая определяется количеством органического вещества, накапливающимся за определенный интервал времени (обычно это год) на единице площади в надземной и подземной частях растительного сообщества [6], т.е. $NPP = GPP-R_A$. По данным [7, 8], ежегодно растительность наземных экосистем депонирует 29-37% СО2, поступающего в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека. Поток

СО₂ из наземных экосистем в атмосферу, образующийся в результате разложения микроорганизмами почвенного органического вещества и растительного детрита, называется гетеротрофным дыханием почвы (R_H , soil heterotrophic respiration). Гетеротрофное дыхание почвы и дыхание корней растений являются основными естественными источниками СО2, поступающего в атмосферу с поверхности почвы. Этот поток получил название почвенного дыхания (R_s , soil respiration) [9, 10]. По данным [11–15], оценки R_s для наземных экосистем лежат в пределах 68-100 ГтС/год. Почвенное дыхание является самым интенсивным потоком СО2 из экосистем суши в атмосферу и незначительное изменение его величины в глобальном масштабе может привести к сушественному изменению концентрации СО2 в атмосфере [12, 16]. Согласно оценкам [12, 14, 17, 18], глобальное дыхание почв в настоящее время на порядок превышает антропогенные выбросы СО2 в результате сжигания ископаемого топлива.

Функционирование экосистемы в качестве стока или источника атмосферного CO₂ определяется знаком величины углеродного (C–CO₂) баланса рассматриваемой экосистемы. Значение углеродного баланса природной экосистемы или
чистой экосистемной продукции (NEP, net ecosystem production) равно разности между поступлением углерода в экосистему в результате продукционных процессов и эмиссией углерода (в виде CO_2) в результате процессов деструкции органического вещества накопленного в экосистеме [16, 19–21]. Значительная неопределенность оценок глобального баланса углерода связана с разной степенью исследования интенсивности потоков углерода как на уровне отдельных экосистем, так и регионов в целом.

Одной из природных зон с достаточно слабо изученными звеньями круговорота углерода является зона степей. Степи относятся к засушливым экосистемам, в которых растительный покров образован преимущественно разными видами трав с доминированием многолетних злаков. Степные экосистемы занимают 8% непокрытой льдом поверхности суши и являются существенным углеродным резервуаром из-за высокого содержания органического вещества в почве, запасы которого в метровом слое почвы составляют 22.9–35.7 кгC/м² [22–26]. Степную зону образуют степи Евразии, прерии Северной Америки, близкие к прериям травяные сообщества юго-востока Австралии, пампы Южной Америки, вельды Южной Африки, туссоки Новой Зеландии [27]. Самая обширная часть степной зоны расположена на территории Евразии. Евразийские степи занимают около 8 млн. км² и образуют полосу шириной от 150 до 600 км [28] вытянутую в широтном направлении от Среднедунайской низменности на западе до Маньчжурской равнины на востоке (между 41°-57° N и 26°-127° E).

Для степных экосистем характерен широкий диапазон изменения климатических характеристик, которые определяют зональность и контрастность почвенно-растительного покрова степной зоны [27, 29]. Согласно климатической классификации В. Кёппена [30] в степной зоне представлены степной, пустынный, теплый морской, умеренный морской, теплый континентальный и умеренный континентальный типы климата.

Отличительной чертой растительного покрова степей является мощная корневая система – доля подземной фитомассы может достигать 87% общей фитомассы растений [31]. В степных экосистемах сформировались наиболее плодородные типы почв: чернозёмы и каштановые в степях Евразии, чернозёмовидные в прериях Северной Америки и пампах Южной Америки. Степная территория является основным земледельческим регионом мира и характеризуется высокой степенью антропогенной деградации природных экосистем. Значительная часть территории степей распахана и используется для выращивания сельскохозяйственных культур. Большие степные площади используются в качестве пастбищ и сенокосов [29].

Почвенно-растительный покров, климатические условия, интенсивность антропогенного влияния определяют основные параметры углеродного цикла степных экосистем и их способность к поглощению и эмиссии парниковых газов. Из всех типов наземных экосистем на территории России роль степных экосистем в биогенном цикле углерода наименее определена. В настоящей работе для степных экосистем России получены оценки углеродного (С-СО₂) баланса и его компонентов (NPP, R_H), определен вклад этих экосистем в углеродный бюджет страны.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Согласно карте растительности [32], степные экосистемы на территории России занимают около 1.7 млн. км², т.е. менее 10% территории страны. Степная зона в России охватывает обширную территорию южной части Восточно-Европейской равнины, равнинные территории Предкавказья и Крыма, южные районы Западно-Сибирской равнины, межгорные котловины северной части Центральной Азии (республик Бурятия, Хакассия, Тыва, Иркутской области, Забайкальского края и южной части Красноярского края) (рис. 1). Степные экосистемы России подразделяются на луговые, настоящие, сухие и опустыненные. Подзона луговых степей расположена вдоль южной границы лесной зоны. На территории России луговые степи образуют наиболее обширную по площади степную подзону (710 тыс. км²). Под экосистемами настоящих степей в России находится 470 тыс. км². Эти экосистемы занимают значительные территории на юго-западе Европейской части России, в Азиатской части встречаются фрагментарно. Сухие степи распространены преимущественно в Ставропольском крае, республиках Крым, Дагестан, Тыва. Площадь этой степной подзоны на территории России составляет 320 тыс. км². Экосистемы опустыненных степей распространены на площади 230 тыс. км², занимают значительную территорию на юго-востоке Европейской части России и в межгорных котловинах центральной и южной Тывы.

В степных экосистемах наблюдается дефицит влаги, который нарастает от луговых степей к опустыненным степям. Большая часть атмосферных осадков (75–85%) на степной территории России выпадает в теплый период года. Годовое количество осадков изменяется от 430 мм в луговых степях до 150 мм в опустыненных. Испаряемость с открытой водной поверхности составляет от 650 мм/год в луговых степях до 800 мм/год в опустыненных. В степном регионе России годо-



Рис. 1. Картосхема размещения степей разных типов на территории России. Типы степей: І – луговые, ІІ – настоящие, ІІІ – сухие, IV – опустыненные.

вые суммы температур приземного воздуха >10°C находятся в диапазоне от 1900 до 2600°C [27].

Значительную часть степной территории России занимают сельскохозяйственные угодья (пашни, пастбища, сенокосы) [33]. В степной зоне расположены полностью или частично территории сорока двух субъектов Российской Федерации (РФ). Природные степные экосистемы сохранились на относительно небольших участках. Согласно инвентаризации сохранившихся степных массивов [34], общая площадь природных степных экосистем на территории России оценивается в 200 тыс. км², что составляет менее 12% общей площади степной территории РФ.

В 90-х годах XX века из-за произошедших в России социально-экономических изменений значительные площади пахотных земель были выведены из сельскохозяйственного оборота. Необрабатываемые пахотные угодья пополнили пул залежных земель. Из-за сокращения поголовья скота снизилась антропогенная нагрузка на пастбища, сократилась площадь пастбищ и сенокосов. В результате этих событий на части сельскохозяйственных угодий в степной зоне начался процесс восстановления природных степных экосистем. При благоприятных условиях восстановления за 15–30 лет в этих экосистемах формируется травянистый покров, который по видовому составу близок к степным сообществам, существовавшим до распашки [35, 36]. В процессе формирования степного растительного покрова возрастает количество поступающего в почву органического вещества и происходит постепенное восстановление естественных физико-химических свойств и микробиологических характеристик почв бывших сельскохозяйственных угодий [37]. В частности, в почвенных горизонтах залежных земель изменяется структура, плотность, водновоздушный и гидротермический режимы, возрастает содержание углерода и элементов минерального питания растений [38-40]. В данной работе рассматриваются природные и восстанавливающиеся (вторичные) степные экосистемы. Эти экосистемы объединены общим названием естественные экосистемы степной зоны.

В течение вегетационного периода в природных степных экосистемах интенсивность аккумуляции атмосферного углерода в процессе фотосинтеза превосходит интенсивность выделения углерода в атмосферу в результате деструкционных процессов [16, 41]. В холодный период года в результате увядания и отмирания надземной части травянистого покрова и формирования снежного покрова поглощение атмосферного углерода растительностью степных экосистем прекращается, в то же время продолжается разложение почвенного детрита микроорганизмами и дыхание подземных частей растений, т.е. продолжает-

ся поступление СО₂ из почв этих экосистем в атмосферу. Следует отметить, что в холодный период года в результате низких температур воздуха и промерзания верхних слоев почвы интенсивность деструкционных процессов в степных экосистемах значительно уменьшается по сравнению с теплым периодом. Таким образом, в теплый период года природные степные экосистемы являются стоком атмосферного углерода, в холодный период года эти экосистемы функционируют как источник поступления СО₂ в атмосферу. Поглощаемый степными растениями атмосферный углерод накапливается, в основном, в органическом веществе почвенного пула экосистем (корневой системе растений, фитодетрите, гумусе) [14, 42]. По данным [31, 36, 42, 43], подземная корневая часть растений в степных экосистемах содержит 80-95% углерода общей фитомассы растений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Площади вторичных степных экосистем рассчитаны на основе данных статистических отчетов о наличии и распределении земель в субъектах РФ на 1 января 2020 года Федеральной службы государственной регистрации, кадастра и картографии (Росреестр) и бюллетеней о состоянии сельского хозяйства РФ в 2020 году Федеральной службы государственной статистики (Росстат). В данных по земельной статистике Росреестра [44] к группе залежей сельскохозяйственных угодий субъектов РФ отнесены земельные участки, которые официально переведены из пашни в залежи. Однако часть необрабатываемых пахотных земель в субъектах РФ не переводилась в другие угодья и формально продолжает считаться пашней. По этой причине оценка реальной площади залежей выполнена на основе статистических данных Росреестра о площадях пахотных угодий и декларируемых залежей [44] с учетом данных ежегодных отчетов Росстата о посевных площадях и площадях чистых паров [45]. Восстановление степных экосистем происходит и на территориях, которые перестали использоваться как пастбища и сенокосы. Оценка площадей вторичных степей на месте бывших пастбищ и сенокосов сделана на основе статистических данных Росреестра о площадях этих типов сельскохозяйственных угодий [44] и данных ежегодных отчетов Росстата о площадях сенокосов и пастбищ, используемых хозяйствами и гражданами [45].

В ряде рассматриваемых субъектов РФ заброшенные пахотные земли, неиспользуемые пастбища и сенокосы расположены не только в степной зоне. Данные о площадях участков сельскохозяйственных угодий, на которых прекращено антропогенное влияние и которые находятся вне степной зоны, отсутствуют. В качестве верхней оценки для площадей указанных участков в работе [35] предложено принять 20% территории, которая перестала использоваться в качестве сельскохозяйственных угодий в рассматриваемом субъекте РФ.

Оценки первичной биологической продукции естественных степных экосистем в субъектах РФ получены на основе геоинформационно-аналитического метода с использованием базы данных эмпирически измеренных значений этой величины. В данном исследовании использованы данные о NPP степных экосистем из работ [28, 31, 32, 36, 43, 46–52]. Для перевода значений NPP, выраженных в единицах сухого вещества, в углеродные единицы использованы коэффициенты, полученные на основе аналитических данных по содержанию азота (N) и соотношению C/N в фитомассе рассматриваемых типов экосистем [53].

Оценки почвенного дыхания выполнены на основе регрессионной T&P-модели [54]. Эта модель позволяет оценивать среднемесячную интенсивность выделения CO₂ из почв (R_{Sd} , rC/(M^2 сут)) на основе среднемесячной приземной температуры воздуха (T, °C) и количества осадков за месяц (P, см/мес):

$$R_{\rm Sd} = F e^{QT} P / (K+P), \tag{1}$$

где $F(\Gamma C/(M^2 \text{ сут}))$ – почвенное дыхание при 0°C и достаточном увлажнении почвы; O (° 1/C) – коэффициент температурной чувствительности почвенного дыхания, К (см/мес) – константа полунасыщения гиперболической зависимости между Rsd и Р. Расчет параметров для Т&Р-модели выполнен нелинейным методом наименьших квадратов в программной среде для статистической обработки данных R (функция nlm) [55]. Месячные потоки СО₂ из почв степных экосистем получены умножением значений $R_{\rm Sd}$ на количество дней соответствующего месяца. Годовой поток СО₂ из почв экосистем R_S вычислен суммированием расчетных значений месячных величин почвенного дыхания. Расчет почвенного дыхания степных экосистем выполнен на основе метеорологических данных за период с 1970 по 2000 годы из базы WorldClim (www.worldclim.org).

На основе экспериментальных данных для разных природно-климатических зон установлено, что доля гетеротрофного дыхания в общем потоке CO₂ из почв травяных экосистем составляет 55% [56], т.е. для значений $R_{\rm H}$ и $R_{\rm S}$ справедливо соотношение

$$R_{\rm H} = 0.55 R_{\rm S}.$$
 (2)

Углеродный (С–СО₂) баланс естественных степных экосистем рассчитан по формуле:

$$NEP = NPP - R_{\rm H}.$$
 (3)

Степцой регион	T _{yr} , °C				$P_{ m yr}$, мм/год							
Степной регион	x _{min}	<i>x</i> _{max}	Α	\overline{x}	σ	Cv, %	x_{\min}	<i>x</i> _{max}	A	\overline{x}	σ	Cv, %
Европейский	2.5	10.9	8.4	7.3	2.5	34	237	769	532	420	121	29
Сибирский	-2.9	2.1	5.1	0.9	1.6	184	395	578	183	444	48	11
Центральноазиатский	-5.0	-0.6	4.4	-3.6	1.8	50	372	583	211	437	71	16
Степные регионы России в целом	-5.0	10.9	15.9	3.1	5.2	170	237	769	532	430	98	23

Таблица 1. Статистические характеристики среднегодовой приповерхностной температуры воздуха (*T*_{yr}) и годового количества осадков (*P*_{yr}) для степных регионов России

Примечание. x_{max} – максимальное значение, x_{\min} – минимальное значение, A – размах вариации, \overline{x} – средне значение, σ – стандартное отклонение, Cv – коэффициент вариации.

Если величина NEP для экосистемы положительная, то рассматриваемая экосистема является стоком атмосферного углерода. В случае если величина NEP отрицательная, то экосистема представляет собой источник атмосферного углерода.

Для оценки углеродного баланса естественных степных экосистем в теплый и холодный периоды года полагалось, что теплый период года составляют месяцы с $T \ge +1^{\circ}$ С, холодный период — месяцы с $T < +1^{\circ}$ С. Продолжительность теплого и холодного периодов года в степных районах определялась для каждого из рассматриваемых субъектов РФ.

Используемые данные земельной статистики Росреестра и Росстата сгруппированы по субъектам РФ. По этой причине площади степных экосистем и значения потоков NPP, R_H, NEP для этих экосистем рассчитаны для каждого субъекта РФ, имеющего степные территории. Расчеты выполнены на пространственной сетке с разрешением $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ географической широты и долготы. На основе полученных результатов определены средние значения NPP, R_H, NEP для естественных степных экосистем как для России в целом, так и для Европейского, Сибирского и Центральноазиатского регионов РФ. Расчеты средних значений указанных потоков выполнены с учетом площадей занимаемых естественными степными экосистемами в каждом субъекте РФ.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Среднегодовые приповерхностные температуры воздуха и годовые количества атмосферных осадков. Для степной территории России характерно существенное изменение климатических показателей как в широтном, так и в долготном направлениях. Следует отметить, что в степном регионе России диапазоны изменения климатических характеристик значительно превосходят аналогичные диапазоны свойственные лесному региону умеренных широт, который занимает более обширную территорию в РФ по сравнению со степями [27].

Согласно используемым метеорологическим данным значения среднегодовой приповерхностной температуры воздуха ($T_{\rm vr}$) для степных терри-

торий субъектов РФ изменяются от $-5.0...-4.8^{\circ}$ С (республики Бурятия и Тыва) до $10.5-10.9^{\circ}$ С (Краснодарский край, Республика Крым). Значения годовых осадков (P_{yr}) в степях России варыруют от 237-284 мм/год (Астраханская область, Республика Калмыкия) до 765-769 мм/год (Краснодарский край, Карачаево-Черкесская Республика). Наибольший размах значений T_{yr} (8.4° С) и P_{yr} (532 мм/год) наблюдается в степных экосистемах Европейского региона России. Статистические характеристики величин T_{yr} и P_{yr} для степных регионов РФ представлены в табл. 1.

Средние приповерхностные температуры воздуха теплого/холодного периода года в степных экосистемах России изменяются от 10.2° C/ -13.4° С в Центральноазиатском регионе до 14.8° C/ -4.7° С в Европейском регионе (рис. 2). Количество атмосферных осадков теплого периода года в степных регионах России в 2.2-3.4 раза превосходит количество осадков холодного периода. В степях Центральноазиатского региона по сравнению с другими степными регионами России выпадает наибольшее (338 мм/период) количество осадков в теплый период года (рис. 2а) и наименьшее (99 мм/период) количество осадков в холодный период года (рис. 2б).

Оценка площадей природных и вторичных степных экосистем. В [34] на основе полевых исследований и космических снимков среднего разрешения были выявлены сохранившиеся относительно крупные массивы природных степных экосистем на территории России. Значительная часть (131 тыс. км²) сохранившихся степных экосистем находится в Европейском регионе. В Сибирском и Центральноазиатском регионах на долю сохранившихся степей приходится 18 и 53 тыс. км², соответственно (рис. 3а).

После прекращения использования некоторых сельскохозяйственных угодий в степной зоне на площадях бывших пахотных земель, пастбищ и сенокосов начался процесс восстановления степных экосистем. Согласно выполненным расчетам, на начало 2020 г. вторичные степные экосистемы в России занимали 277 тыс. км², т.е. их пло-



регионы

Рис. 2. Приповерхностная температура воздуха (*T*) и количество осадков (*P*) в степных регионах России (средние значения за период и стандартные отклонения): а – теплый период года, б – холодный период года. Вертикальными линиями изображены отрицательные части стандартных отклонений.

щадь на 38% превышала площадь природных степных участков.

Большая часть (57%) вторичных степных экосистем расположена в Азиатской части России. Площади степных экосистем, которые появились на месте заброшенных пахотных земель, пастбищ и сенокосов, в Азиатской и Европейской частях России практически одинаковы и составляют около 80 тыс. км² (рис. 3а). Площадь вторичных степных экосистем, которые появились на месте



Рис. 3. Распределение площадей природных и вторичных степных экосистем в регионах РФ и на территории России в целом. Степные экосистемы: I – на необрабатываемых пашнях (залежные), II – на неиспользуемых пастбищах и сенокосах, III – природные.

неиспользуемых пастбищ и сенокосов, в Азиатской части России в 2 раза превосходит площадь аналогичных экосистем в Европейской части России (рис. 36). **Идентификация Т&Р-модели.** Многолетние инструментальные исследования внутригодовой динамики эмиссии CO₂ из почв естественных степных экосистем в России не проводились. По

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023

	Параметры модели				Оценки точности модели			
Объект исследования молець <i>F</i> ,		<i>F</i> ,	0.°1/C	К. см/мес	R^2		U	
	I	$\Gamma C/(M^2 cyT)$	2, 1/0		T&P-G1	T&P-G2	T&P-G1	T&P-G2
Экосистема 1	T&P-G1	1.687	0.0569	2.203	0.62	0.64	0.19	0.24
Экосистема 2	T&P-G2	1.843	0.0654	2.745	0.71	0.70	0.20	0.17

Таблица 2. Параметры и оценки точности T&P-моделей для расчета потоков С-СО₂ из почв луговых экосистем

Примечание: R^2 – коэффициент детерминации; U – коэффициент Тэйла

этой причине идентификация Т&Р-модели (1) была выполнена на основе данных многолетних полевых измерений потоков СО₂ в атмосферу из почв двух луговых экосистем, расположенных в южной части Московской области. Еженедельные измерения эмиссии СО₂ из почвы проводились круглогодично с 1998 по 2017 года методом закрытых камер на злаково-разнотравном лугу Приокско-Террасного биосферного заповедника и с 2004 по 2018 года на разнотравно-злаковом лугу вблизи г. Пущино. При измерениях фиксировался поток СО2 в атмосферу из луговых почв, который включал в себя СО2, образовавшейся как в результате дыхания корней растений, так и разложения микроорганизмами напочвенного детрита и органического вещества почв. Луговые экосистемы различались по видовому составу растительности, типовой принадлежности и текстуре почв. Для рассматриваемых луговых экосистем характерны значительное видовое разнообразие травянистого покрова, сформированная корнями злаков мощная дернина, значения фитомассы и

Таблица 3. Средние значения (\bar{x}) и стандартные отклонения (σ) экспериментальных (FieldData) и модельных (T&P-G1, T&P-G2) значений почвенного дыхания (гС/(M^2 ·сут)) для двух луговых экосистем

	Э	косис	тема	1	Экосистема 2			
Месяц	FieldData		T&P-G1		FieldData		T&P-G2	
	\overline{x}	σ	\overline{x}	σ	\overline{x}	σ	\overline{x}	σ
Январь	0.66	0.41	0.72	0.20	0.63	0.33	0.67	0.24
Февраль	0.74	0.48	0.73	0.22	0.51	0.27	0.67	0.21
Март	0.74	0.42	0.97	0.21	0.55	0.26	0.97	0.26
Апрель	1.34	0.57	1.50	0.35	1.46	0.58	1.57	0.47
Май	2.69	0.88	2.46	0.53	3.32	0.89	3.05	0.53
Июнь	3.54	1.23	3.18	0.43	4.73	1.59	3.78	0.63
Июль	3.86	1.52	3.77	0.60	4.45	1.64	4.40	0.80
Август	3.00	1.44	3.19	0.88	3.55	1.46	4.04	1.01
Сентябрь	2.44	0.88	2.26	0.38	2.82	1.03	2.46	0.52
Октябрь	1.61	0.65	1.62	0.33	1.69	0.65	1.73	0.45
Ноябрь	0.96	0.47	1.05	0.22	1.13	0.34	1.10	0.26

NPP близкие к аналогичным показателям луговых степей. По этим причинам, с некоторыми допущениями, рассматриваемые луговые экосистемы можно рассматривать как экосистемы близкие к экосистемам луговых степей. В расчетах использовались метеорологические данные станции фонового мониторинга (пос. Данки, Серпуховской район, Московская область), которая расположена на одной из площадок экспериментальных исследований почвенного дыхания.

На основе экспериментальных данных для каждой из рассматриваемых луговых экосистем определены модельные параметры *F*, *O* и *K* (табл. 2). Проведенные расчеты показали, что полученные две Т&Р-модели (Т&Р-G1, Т&Р-G2) адекватно описывают внутригодовую динамику среднемесячной эмиссии СО2 из почв исследуемых экосистем (табл. 3). Коэффициенты несоответствия Тейла (U) модельных рядов среднемесячных значений почвенного дыхания и данных инструментальных измерений этой величины не превышают значения 0.3 (табл. 2), которое является пороговым значением для природных процессов [57, 58]. Полученные значения коэффициента U свидетельствует в пользу того, что результаты моделирования имеют высокую степень совпадения с данными инструментальных измерений. Значения коэффициента детерминации R^2 (табл. 2) также указывают на высокую корреляционную связь расчетных и экспериментальных значений среднемесячных потоков СО2 в атмосферу из почв рассматриваемых экосистем.

На основе модельных и экспериментальных данных о месячных потоках CO_2 в атмосферу из почв рассматриваемых луговых экосистем оценены годовые величины R_s этих экосистем. Полученные результаты показали, что отклонение модельных значений годового R_s от экспериментальных оценок этой величины в луговых экосистемах лежит в диапазоне от 1 до 26% в зависимости от используемой T&P-модели. В тоже время отклонение средних значений годового R_s , полученных на основе модельных оценок этого потока в каждой луговой экосистеме, от годовых экспериментальных значений R_s составляет 6–11%. В рамках настоящего исследования значение годового по-

Степной регион	x _{min}	x _{max}	A	\overline{x}	σ	Cv, %		
	Первичная биологическая продукция, NPP							
Европейский	282	779	497	494	160	32		
Сибирский	656	790	134	730	39	5		
Центральноазиатский	435	741	306	613	108	18		
Степные регионы России в целом	282	790	509	575	160	28		
	Почвенное	гетеротрофн	ое дыхание, 1	R _H	I			
Европейский	348	554	206	405	43	11		
Сибирский	240	337	98	312	30	10		
Центральноазиатский	216	296	79	247	26	11		
Степные регионы России в целом	216	554	338	343	78	23		
	С-СО2 бала	нс, NEP			I			
Европейский	-134	394	527	89	173	195		
Сибирский	370	463	93	418	35	8		
Центральноазиатский	218	465	247	366	93	25		
Степные регионы России в целом	-134	465	599	231	202	87		

Таблица 4. Статистические характеристики значений первичной биологической продукции, гетеротрофного дыхания почвы и углеродного баланса в степных регионах России

Примечание. x_{max} – максимальное значение, x_{min} – минимальное значение, A – размах вариации, \overline{x} – среднее значение, σ – стандартное отклонение (эти величины в гС/(м² год)), Cv – коэффициент вариации.

тока CO_2 в атмосферу из почв степных экосистем рассчитано как среднее значение соответствующих годовых потоков CO_2 рассчитанных по данным моделей T&P-G1, T&P-G2.

Поглощение атмосферного углерода растительным покровом степных экосистем. Величина первичной биологической пролукции степных экосистем снижается от луговых степей к опустыненным, подчиняясь фактору аридности [31, 47]. Для луговых степей России величина NPP составляет 755 \pm 64 гС/(м² гол) (срелнее \pm станлартное отклонение) В рассматриваемых опустыненных степях значение NPP уменьшается до 311 ± \pm 36 гС/(м² год). Средняя величина NPP для естественных экосистем степных регионов России составляет $594 \pm 148 \ rC/(M^2 \ rog)$. Следует отметить, что полученное среднее значение NPP для изучаемых степных экосистем в 1.9 раз превышает среднее значение NPP для лесных экосистем на территории России, оцененное в 319 ± 19 гС/(м² год) [59].

Согласно полученным оценкам значения NPP естественных степей Европейского региона России изменяется от 282 до 779 гС/(M^2 год) со средним значением 494 гС/(M^2 год). В степных экосистемах Сибирского региона значения NPP варьируют от 656 до 790 гС/(M^2 год) со средним значением 730 гС/(M^2 год). Первичная продуктивность степных растительных сообществ межгорных котловин Центральноазиатского региона России изменяется от 435 до 741 гС/(M^2 год) со средним значением 613 гС/(M^2 год). Статистические характеристики значений NPP рассматриваемых регионов России приведены в табл. 4. Полученные оценки показывают, что на территории Европейского региона России продуктивность естественных степей незначительно превышает продуктивность лесов (454 гС/(м²·год) [59]) этого региона. Средняя продуктивность степных экосистем Сибирского региона в 1.5–1.8 раза выше продуктивности лесных экосистем южной тайги Центральной Сибири (405–475 гС/(м² год) [60]).

Согласно полученным результатам растительный покров естественных степных экосистем Европейского региона России депонируют $124 \pm 5 \text{ MtC/rog}$, Центральноазиатского региона – 79 $\pm 6 \text{ MtC/rog}$, Сибирского региона – 72 $\pm \pm 4 \text{ MtC/rog}$. Полученные оценки депонирования атмосферного углерода естественными степными экосистемами регионов России составляют 45, 29 и 26% суммарной NPP степей РФ соответственно.

Поступление С–СО₂ в атмосферу из почв степных экосистем. Согласно расчетам средний годовой поток двуокиси углерода из почв степной зоны на территории России составляет $624 \pm 142 \text{ гC/(}{M^2} \text{ год)}$. Полученная оценка годового почвенного дыхания степных экосистем сравнима со значениями $R_{\rm S}$ (319–735 гС/(M^2 год) [61–63]), которые наблюдались в лесных экосистемах умеренных широт России. Немногочисленные эмпирические оценки интенсивности поступления СО₂ в атмосферу из степных почв на территории России основаны на данных нескольких измерений, проведенных в течение одного—двух вегетационных сезонов. Согласно опубликованным данным инструментальных измерений потоки CO_2 в атмосферу из почв отдельных естественных степных экосистем в России фиксировались в диапазоне от 194 до 3269 гС/(м² год) [64, 65]. Существенный разброс величин R_S для степных экосистем предопределен в первую очередь разнообразием почвенного и растительного покрова степей, погодными условиями в период проведения исследования, различиями в методах, которые использовались для измерения почвенного дыхания [66].

Опубликованные оценки вклада R_н в эмиссию СО2 с поверхности почв травяных экосистем превышают 50%. Согласно [67] модельные оценки лоли гетеротрофного лыхания в почвенном лыхании степных экосистем России изменяются от 59 до 71% со средним значением в 68%. В [68, 69] сообщается, что для североамериканских прерий соотношение $R_{\rm H}/R_{\rm S}$ составляет 60-75%. В [70] вклад R_H в почвенное дыхание травяных экосистем центральной Италии оценен в 64-72%. Используемая в данной работе статистическая оценка доли R_н в почвенном дыхании травяных экосистем (55%) близка к нижней границе приведенного в [71] интервала изменения этой величины для травяных экосистем умеренных широт (58-72%) и согласуется с аналогичной оценкой (52%) полученной на основе инструментальных измерений на луговых и степных участках Центрально-Черноземного биосферного заповедника (Курская область, Россия) [72].

Согласно полученным оценкам, почвенное гетеротрофное дыхание естественных степей Европейского региона России изменяется от 348 до 554 гС/(м² год) со средним значением 405 гС/(м² год). В степных экосистемах Сибирского региона значения R_H варьируют от 240 до 337 гС/(м² год) co средним значением 312 гС/(м² год). Для степных экосистем межгорных котловин Центральноазиатского региона России получены значения $R_{\rm H}$ от 216 до 296 гC/(м² год) со средним значением 247 гС/(м² год). Среднее значение $R_{\rm H}$ естественных степных экосистем на территории России оценено в $343 \pm 78 \text{ гC/(м}^2 \text{ год)}$. Статистические характеристики значений R_н рассматриваемых регионов приведены в табл. 4. Полученные модельные оценки гетеротрофного дыхания естественных степных экосистем превышают аналогичные оценки для степей Европейской части России (250-285 гС/(м² год)) и сравнимы с оценками для степей Азиатской части России (219-246 гС/(M^2 год)), которые приведены в [67]. Оценка среднего значения R_н естественных степных экосистем России согласуется с полученной в [73] оценкой этой величины — $390 \, \text{гC}/(\text{м}^2 \, \text{год})$.

Выполненные расчеты показали, что в результате гетеротрофного дыхания из почв естественных степных экосистем России в атмосферу ежегодно поступает 164 ± 37 МтС. Почвы рассматриваемых степных экосистем Европейского региона в результате гетеротрофного дыхания эмитируют $102 \pm 11 \text{ MtC/год}$ или 62% годового количества R_н степных регионов России. Для Сибирского и Центральноазиатского регионов величины $R_{\rm H}$ естественных степных экосистем равны 31 ± 3 и 32 ± 3 МтС/год, соответственно, что составляет по 19% годового количества гетеротрофного дыхания почв степных регионов России. Согласно полученным оценкам, годовое гетеротрофное дыхание естественных степных экосистем России составляет 60% годовой NPP этих экосистем.

Оценка С-СО₂ баланса в естественных степных экосистемах. В зависимости от периода года степные экосистемы могут быть как источниками, так и стоками атмосферного углерода. Следует отметить, что интенсивность продукционного процесса в степных экосистемах в течение вегетационного периода определяет знак годового углеродного баланса этих экосистем. Инструментальные измерения потоков углерода в экосистемах северных районов Казахстана показали, что природные степи и залежи в вегетационный период депонируют атмосферный углерод (170 и 301 гС/м² соответственно), в холодный период года из этих экосистем происходит эмиссия СО2 с интенсивностями 128 и 155 гС/м² соответственно [74]. Разнотравная прерия (Северная Дакота, США) в теплый период года аккумулирует углерод из атмосферы с интенсивностью 129 гС/м², в холодный период эмитирует углерод в атмосферу с интенсивностью 84 гС/м² [75]. Согласно проведенным расчетам, в течение теплого периода года природные степи разных типов, разновозрастные залежи и неиспользуемые пастбища Европейского, Сибирского и Центральноазиатского регионов России депонируют $185 \pm 168 \ \Gamma C/M^2$, $501 \pm 58 \ \Gamma C/M^2$ и $438 \pm 113 \ \text{гC/m}^2$ соответственно, в холодный период года из степных экосистем этих регионов в атмосферу поступает 96 \pm 21 гС/м², 83 \pm 21 гС/м², $72 \pm 26 \ rC/m^2$ соответственно. Высокая углерододепонирующая способность естественных степей Сибирского и Центральноазиатского регионов в теплый период года определяется тем, что в этих регионах, соответственно, 82 и 59% рассматриваемой территории (рис. 3б) занимают вторичные степные экосистемы. т.е. экосистемы активно депонирующие атмосферный углерод. Следует отметить так же, что растительный покров степных экосистем Сибирского региона отличает высокая продуктивность: значения NPP в 1.5 раз превышают продуктивность степей Европейского региона и в 1.2 раза выше продуктивности степей Центральноазиатского региона (табл. 4).

Годовой углеродный баланс степных экосистем, как экосистем аридных регионов, существенно зависит от количества осадков за год и сезонного распределения их выпадения. В годы с режимом выпадения атмосферных осадков благоприятным для развития травянистого покрова естественные степные экосистемы могут быть значительным стоком атмосферного углерода с диапазоном изменения значений NEP от 184 до 236 гС/(м² год) [76-78]. В засушливые годы степные экосистемы могут как поддерживать свой углеродный баланс в состоянии близком к равновесному со значениями NEP от -32 до 45 гC/(м² год), так и быть источниками поступление СО₂ в атмосферу с варьированием NEP в пределах от -253 до -187 гС/(м² год) [75, 76]. Согласно проведенным расчетам, наиболее интенсивный сток углерода (461-463 гС/(м² год)) характерен для естественных экосистем луговых степей Сибирского региона России. Климатические условия, в которых функционируют эти экосистемы, благоприятны для развития травянистого покрова в течение вегетационного периода (NPP достигает значений 741-772 гС/(м² год)). Вместе с тем относительно суровые зимы в этом регионе существенно замедляют гетеротрофное дыхание почв в холодный период года, величина которого варьирует в зимний период от 50 до 120 гС/м². Выявлено, что некоторые экосистемы сухих и опустыненных степей юго-востока Европейского региона России имеют отрицательные значения NEP в диапазоне от -134 гС/(м² год) до -35 гС/(м² год). Эти экосистемы функционируют в неблагоприятных для развития травянистого покрова климатических условиях. В указанных экосистемах интенсивность гетеротрофного почвенного дыхания ($R_{\rm H} = 360-$ 486 гС/(м² год)) превышает первичную биологическую пролукцию (NPP = $282 - 386 \text{ гC/(}\text{M}^2 \text{ год})$).

Антропогенные воздействия на степные экосистемы (выпас животных, распашка, скашивание травостоя, внесение удобрений, весенний пал) существенно влияют на углеродный баланс этих экосистем. Инструментальные измерения потоков углерода на экспериментальных участках настоящей степи северного Казахстана [74] показали, что в агроэкосистемах (поля с зерновыми культурами, сенокосы) значения углеродного баланса уменьшаются по сравнению с участками естественных степных экосистем на 30-60% за вегетационный период и на 10-11% за холодный период года. Из опубликованных результатов исследований следует, что естественные степи северного Казахстана являются стоком атмосферного углерода с интенсивностью 42 гC/(M^2 год), а зерновые поля и сеяные сенокосы этого региона выступают источниками атмосферного углерода с интенсивностью 4-52 гС/(м² год) [74]. Результаты экспериментальных измерений потоков углерода в естественной разнотравной прерии и двух типов пастбищ на её территории [75, 79] показали, что участки прерии без антропогенного влияния являются стоком атмосферного углерода с интенсивностью 46 гС/(M^2 год), на пастбищных участках прерии величина стока углерода уменьшается более чем на 20% (табл. 5). Проведенные расчеты показали, что заброшенные пастбища в сухих степях юго-востока Европейского региона России, которые многие годы находились под сильной пастбищной нагрузкой и подверглись значительной деградации, являются источниками поступления CO₂ в атмосферу со значениями NEP от -125 до -65 гС/(M^2 год).

Заброшенные пашни (залежи) в степной зоне, на которых происходит восстановление степных экосистем, являются существенным стоком атмосферного углерода. Согласно [74] интенсивность годового стока атмосферного углерода в залежную экосистему настоящей степи в 3.5 раза превышает скорость депонирования углерода в экосистеме природной степи (табл. 5). В [78] отмечается, что сток углерода в естественную степную экосистему на территории Хакассии не превышает 130 гС/(м² год), в то же время залежи 5 и 10 лет абсорбируют 216 и 143 гС/(м² год) соответственно. Учитывая статистические данные о распределении площадей разных типов естественных экосистем в степной зоне на территории России (рис. 3), можно предположить, что около 50% ежегодного стока атмосферного углерода в эти экосистемы приходится на залежные земли.

Согласно полученным оценкам среднее значение NEP в степных экосистемах России составляет 231 ± 202 гС/(м² год), варьируя от 89 ± 173 гС/(м² год) в Европейском регионе до 418 \pm 35 гС/(м² год) в Сибирском регионе (табл. 3). Для естественных степных экосистем Европейского региона России характерен наибольший размах варьирования величины NEP (527 гС/(м² год)), т.к. в этом регионе присутствуют как экосистемы являющиеся стоком атмосферного углерода большой мощности (более 250 гС/(M^2 год)), так и экосистемы, функционирующие как источник атмосферного углерода средней мощности (125-134 гС/(м² год)). Полученная оценка С-СО₂ баланса в естественных степных экосистемах превышает в ~3.5 раза среднее значение стока диоксида углерода на лесных территориях России, оцениваемое в 66 \pm 15 гС/(м² год) [59], в 5 раз сток углерода в бореальных лесах Северного полушария, который составляет 46 гС/(м² год) [80], в 2.9-5.6 раз значения стока атмосферного углерода в экосистемы субарктической тундры северо-востока Европейской части России, который оценивается от 41 гС/(M^2 год) до 79 гС/(M^2 год) [81].

Выполненные расчеты показали, что естественные степные экосистемы России ежегодно

ГОЛУБЯТНИКОВ и др.

Месторасположение, тип степи, экосистема, годы измерений	С-СО ₂ баланс, гС/(м ² год)	Источник
Россия, Хакассия, настоящая степь:		[78]
природная степь, 2002–2004	99-130	
залежь 5 лет, 2003—2004	216	
залежь 10 лет, 2004	143	
Северный Казахстан, настоящая степь:		[74]
природная степь, 2002	42	
залежь, 2002	146	
зерновое поле, 2002	-52	
сенокос сеяный, 2002	-4	
Монголия, настоящая степь, пастбище, 2002–2003	41	[90]
Венгрия, сухая степь, природная степь, 2003–2004	-80-180	[91]
США, Северная Дакота, разнотравная прерия:		
природная прерия, 1996–1999	45	[75]
пастбище, 1996–1998	-19-52 (36)	[79]
пастбище сеяное, 1996–1998	-36-35 (-14)	[79]
США, Южная Дакота, разнотравная прерия, зерновое поле (кукуруза), 2008–2011	121–374 (230)	[92]
США, Оклахома, разнотравная прерия:		
зимнее пастбище, 1997	142	[93]
зерновое поле (озимая пшеница), 2003–2007	-74-128 (37)	[92]
США, Оклахома, высокотравная прерия:		
природная прерия, 1997–1998	268	[94]
природная прерия, после весеннего пала, 1997	343	[93]
США, Висконсин, высокотравная прерия:		[25]
природная прерия, 2001–2004	-144-194 (38)	
залежь 65 лет, 2001–2004	-228-129 (-73)	
США, Колорадо, низкотравная прерия:		[76]
природная прерия, 2000–2003	-49-95 (3)	
природная прерия, 2004–2007	-187-78 (-69)	
пастбище с умеренной нагрузкой, 2004–2006	-32-128 (73)	
пастбище с чрезмерной нагрузкой, 2004–2006	-26-57 (29)	
пастбище с умеренной нагрузкой весной и осенью, 2004–2006	-10261 (-85)	
США, Иллинойс, высокотравная прерия, зерновое поле (кукуруза), 1997, 1999, 2001, 2003, 2006	295–575 (412)	[92]
США, Техас, низкотравная степь, пастбище, 2010–2011	-353-70	[76]
США, Вайоминг, низкотравная степь, природная степь, 1997–1998	39-109	[76]
Канада, Альберта, разнотравная прерия, зерновое поле (яровая пшеница), 2007	-37	[92]
Канада, Манитоба, высокотравная прерия, зерновое поле (яровая пшеница), 2008	229	[92]

Таблица 5. Оценки С-СО₂ баланса в степных экосистемах различных регионов мира по данным инструментальных измерений

Примечание. Положительные значения баланса — экосистема является стоком атмосферного углерода, отрицательные — экосистема является источником атмосферного углерода; в скобках указаны средние значения С–СО₂ баланса для диапазона его значений.

поглощают 111 \pm 97 МтС. Полученное значение стока углерода атмосферы в естественные степные экосистемы России согласуется с диапазоном изменения этой величины от 92 до 121 МтС/год, опубликованным в [66]. Сток атмосферного углерода в природные и вторичные степные экосистемы Европейского, Сибирского и Центральноазиатского регионов России составляет, соответственно, 20, 37 и 43% годового депонирования углерода этими экосистемами и 18, 57 и 60% годовой NPP рассматриваемых экосистем.

Результаты исследования показали, что естественные экосистемы степной зоны на территории России демонстрируют высокий стоковый потенциал атмосферного углерода, в этих экосистемах наблюдается нарушение баланса углеродного цикла. Одна из причин углеродного дисбаланса в рассматриваемых экосистемах состоит в том, что около 58% территории естественных степей занимают залежные земли и бывшие пастбища (рис. 3б). На этой территории в настоящее время продолжаются процессы восстановления видовой структуры растительности и почвенного покрова, которые свойственны природным степным экосистемам. На всех стадиях восстановительного процесса во вторичных степных экосистемах существенно возрастает продуктивность растительных сообществ и содержание почвенного органического вещества [37, 52, 82, 83]. При восстановлении степных экосистем наблюдается увеличение интенсивности почвенного гетеротрофного дыхания, однако существенный рост величины $R_{\rm H}$ в этих экосистемах сдерживается аридностью климата и увеличением термоизоляции верхних горизонтов почвы в процессе накопления надпочвенного слоя детрита и пополнения запасов органического вещества в почвах степей [84].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зона степей занимает 10% территории России. Степные экосистемы России подразделяются на луговые, настоящие, сухие и опустыненные, на долю которых приходится, соответственно, 41, 27, 19 и 13% рассматриваемой степной территории. Природные и вторичные степные экосистемы на территории России занимают 0.5 млн. км², что составляет 28% общей площади степной зоны на территории РФ и 3% площади всех наземных экосистем страны. Рассматриваемые экосистемы расположены отдельными степными массивами в южных регионах России.

Согласно данным инвентаризации степных территорий, в Европейском регионе России находится 65% сохранившихся степных экосистем страны, в Сибирском и Центральноазиатском регионах – 9 и 26%, соответственно. Анализ данных о состоянии и использовании земель РФ показал, что современные площади, занимаемые вторичными степными экосистемами, в 1.4 раза превосходят площади природных степных экосистем, которые были выявлены в ходе инвентаризации степных территорий. В Европейском регионе России площадь вторичных степных экосистем в 1.1 раза меньше площади занятой природными степями. В Сибирском и Центральноазиатском регионах площади вторичных степных экосистем превышают площади природных степей в 4.5 и 1.4 раза, соответственно.

Проведенные расчеты показали, что естественные степные экосистемы России в настоящее время являются существенным стоком атмосферного CO₂. Ежегодно эти экосистемы поглощают 111 \pm 97 МтС (407 \pm 355 МтCO₂). Сток углерода в естественные степные экосистемы составляет 40% от продукционной составляющей углеродного цикла этих экосистем. Следует отметить, что углерод, депонируемый степными экосистемами, в основном аккумулируется в подземной части растительного сообщества, в фитодетрите (главным образом подземном) и гумусовых веществах почвы.

Количество атмосферного углерода, ежегодно депонируемое рассматриваемыми степными экосистемами, сравнимо со стоком углерода в управляемые леса РФ (96 МтС/год [85]) и составляет ~20% современного стока углерода в лесные экосистемы России, который оценивается в 530– 595 МтС/год [86].

Наземные экосистемы России ежегодно депонируют 0.6—1.3 Гт атмосферного углерода [14, 87—89]. Согласно расчетам, выполненным в рамках настоящего исследования, природные и вторичные степные экосистемы РФ обеспечивают от 8% до 19% стока атмосферного углерода в наземные экосистемы России, что составляет существенную часть годового бюджета углерода на территории страны.

Проведенное исследование показало, что степные регионы обладают высоким углерододепонирующим потенциалом. Полученные оценки указывают, что естественные степные экосистемы способны оказывать значительное влияние на смягчение последствий климатических изменений и выступать в качестве существенных климатостабилизирующих систем. Антропогенная нагрузка значительно изменяет интенсивность продукционных и деструкционных потоков углерода в степных экосистемах и тем самым существенно влияет на углеродный газообмен между степными территориями и атмосферой.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИФА им. А.М. Обухова РАН (рег. № 1021032424681-6), Государственного задания ФИЦ ПНЦБИ РАН (рег. № 122040500037-6), при финансовой поддержке проекта "Развитие научно-образовательного Центра мониторинга климатически-активных веществ (Углерод в экосистемах: мониторинг)" в рамках ФНТП в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021–2030 годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Anav A., Friedlingstein P., Beer C. et al. Spatiotemporal patterns of terrestrial gross primary production: a review // Reviews of Geophysics. 2015. V. 53. P. 785–818.
- 2. Joiner J., Yoshida Y., Zhang Y. et al. Estimation of terrestrial global gross primary production (GPP) with satellite data-driven models and eddy covariance flux data // Remote Sensing. 2018. V. 10. 1346.
- Badgley G., Anderegg L.D.L., Berry J.A., Field C.B. Terrestrial gross primary production: using NIR_V to scale from site to globe // Global Change Biology. 2019. V. 25. P. 3731–3740.
- Ciais, P., Sabine C., Bala G. et al. Carbon and Other Biogeochemical Cycles // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press., 2013. P. 465–570.
- Randerson J. T., Chapin III F.S., Harden J.W. et al. Net ecosystem production: a comprehensive measure of net carbon accumulation by ecosystems // Ecological Applications. 2002. V. 12(4). P. 937–947.
- Голубятников Л.Л., Денисенко Е.А. Модельные оценки влияния изменений климата на ареалы зональной растительности равнинных территорий России // Изв. РАН. Сер. биологическая. 2007. № 2. С. 212–228.
- Friedlingstein P., Jones M.W., O'Sullivan M. et al. Global carbon budget 2021 // Earth Syst. Sci. Data. 2022. V. 14. P. 1917–2005.
- Harris N.L., Gibbs D.A., Baccini A. et al. Global maps of twenty-first century forest carbon fluxes // Nature Climate Change. 2021. V. 11. P. 234–240.
- 9. Кобак К.И. Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 248 с.
- Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв / Под ред. Кудеярова В.Н. М.: Наука, 2006. 568 с.
- 11. *Raich J.W., Schlesinger W.H.* The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate // Tellus. 1992. V. B44(2). P. 81–99.
- Rustad L.E., Huntington T.G., Boone R.D. Controls on soil respiration: implications for climate change // Biogeochemistry. 2000. V. 48. P. 1–6.
- Xu M., Shang H. Contribution of soil respiration to the global carbon equation // J. Plant Physiology. 2016. V. 203. P. 16–28.
- Кудеяров В.Н. Дыхание почв и биогенный сток углекислого газа на территории России (аналитический обзор) // Почвоведение. 2018. № 6. С. 643–658.

- Bond-Lamberty B. New techniques and data for understanding the global soil respiration flux // Earth's Future. 2018. V. 6. P. 1176–1180.
- Кудеяров В.Н., Заварзин Г.А., Благодатский С.А. и др. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
- 17. *Reichstein M., Beer C.* Soil respiration across scales: the importance of a model-data integration framework for data interpretation // J. Plant Nutrition and Soil Science. 2008. V. 171(3). P. 344–354.
- Bond-Lamberty B., Thomson A.M. A global database of soil respiration data // Biogeosciences. 2010. V. 7(6). P. 1915–1926.
- 19. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004. 348 с.
- Verburg P.S.J., Arnone III J.A., Obrist D. et al. Net ecosystem carbon exchange in two experimental grassland ecosystems // Global Change Biology. 2004. V. 10. P. 498–508.
- Kim D., Lee M.-I., Seo E. Improvement of soil respiration parameterization in a dynamic global vegetation model and its impact on the simulation of terrestrial carbon fluxes // J. Climate. 2019. V. 32. P. 127–143.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 256 с.
- 23. Щепащенко Д.Г., Мухортова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф. Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123– 132.
- Mikhailova E.A., Post C.J. Organic carbon stocks in the Russian Chernozem // European Journal of Soil Science. 2006. V. 57. P. 330–336.
- Kucharik C.J., Fayram N.J., Cahill K.N. A paired study of prairie carbon stocks, fluxes, and phenology: comparing the world's oldest prairie restoration with an adjacent remnant // Global Change Biology. 2006. V. 12. P. 122–139.
- Berhongaray G., Alvarez R., De Paepe J. et al. Land use effects on soil carbon in the Argentine Pampas // Geoderma. 2013. V. 192. P. 97–110.
- 27. Мордкович В.Г. Степные экосистемы. Новосибирск: Академическое изд-во Гео, 2014. 170 с.
- Базилевич Н.И., Титлянова А.А. Биотический круговорот на пяти континентах: азот и зольные элементы в природных наземных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 381 с.
- Чибилёв А.А. Степная Евразия: региональный обзор природного разнообразия. М., Оренбург: Институт степи РАН/РГО, 2016. 324 с.
- Кёппен В. Основы климатологии. Климаты земного шара. М.: Учпедгиз наркомпроса РСФСР, 1938. 375 с.
- Титлянова А.А., Базилевич Н.И., Шмакова Е.И. и др. Биологическая продуктивность травяных экосистем. Географические закономерности и экологические особенности. Новосибирск: ИПА СО РАН, 2018. 110 с.

- 32. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем северной Евразии. М.: Наука, 1993. 294 с.
- Чибилёв А.А. Степи Северной Евразии. Екатеринбург: Уральское отд. РАН Институт степи, 1998. 102 с.
- Инвентаризация сохранившихся степных экосистем (степных массивов) России. 2016. http://savesteppe.org.
- Смелянский И. Сколько в степном регионе России залежей? // Степной бюллетень. 2012. № 36. С. 4–7.
- Титлянова А.А., Самбуу А.Д. Сукцессии в травяных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 191 с.
- Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А. и др. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
- Kurganova I., Lopes de Gerenyu V., Kuzyakov Y. Largescale carbon sequestration in post-agrogenic ecosystems in Russia and Kazakhstan // Catena. 2015. V. 133. P. 461–466.
- 39. Караваева Н.А., Денисенко Е.А. Постагрогенные миграционно-мицеллярные черноземы разновозрастных залежей южной лесостепи ЕТР // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1165–1176.
- 40. Русанов А.М., Тесля А.В. Изменение основных свойств степных черноземов как результат их постагрогенной трансформации // Вестник Оренбургского ГУ. 2012. № 6(142). С. 98–102.
- 41. Титлянова А.А., Тесаржова М. Режимы биологического круговорота. Новосибирск: Наука, 1991. 150 с.
- Сарула, Чэнь Х., Хоу С. и др. Запасы углерода в типичной степи при различном управлении выпасом // Почвоведение. 2014. № 11. С. 1365–1374.
- 43. Титлянова А.А., Косых Н.П., Кыргыс Ч.С. и др. Продуктивность травяных экосистем Тувы // Почвы и окружающая среда. 2020. Т. 3. № 2. e110.
- Государственный (национальный) доклад о состоянии и использовании земель в Российской Федерации в 2019 году. М.: Федеральная служба государственной регистрации, кадастра и картографии Росреестр, 2020. 206 с.
- Посевные площади Российской Федерации в 2020 году. Информационно-аналитические материалы Федеральной службы государственной статистики. http://rosstat.gov.ru/.
- Титлянова А.А. Биологический круговорот углерода в травяных биогеоценозах. Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
- Гаджиев И.М., Королюк А.Ю., Титлянова А.А. и др. Степи Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 299 с.
- Титлянова А.А., Косых Н.П., Миронычева-Токарева Н.П., Романова И.П. Подземные органы растений в травяных экосистемах. Новосибирск: Наука, 1996. 128 с.
- Титлянова А.А. Чистая первичная продукция травяных и болотных экосистем // Сибирский экологический журнал. 2007. № 5. С. 763–770.

- 50. Титлянова А.А., Шибарева С.В. Новые оценки запасов фитомассы и чистая первичная продукция степных экосистем Сибири и Казахстана // Изв. РАН. Сер. географическая. 2017. № 4. С. 43–55.
- 51. Чимитдоржиева Г.Д., Егорова Р.А., Мильхеев Е.Ю., Цыбенов Ю.Б. Потоки углерода в степных экосистемах (на примере Южного Забайкалья) // Растительный мир Азиатской России. 2010. № 2(6). С. 33–39.
- 52. Самбуу А.Д. Изменение чистой первичной продукции экосистем Тувы в связи с различным использованием земель // Вестник ТГУ. 2010. № 339. С. 172–177.
- Golubyatnikov L.L., Denisenko E.A., Svirezhev Yu.M. Model of the total exchange carbon flux for terrestrial ecosystems // Ecological Modelling. 1998. V. 108. P. 265–276.
- 54. *Raich J.W., Potter C.S., Bhagawatti D.* Interannual variability in global soil respiration, 1980-94 // Global Change Biology. 2002. V. 8. P. 800–812.
- 55. *Team, R Core.* R: A language and environment for statistical computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing, 2020. https://www.R-project.org/.
- Kurganova I.N. Carbon dioxide emission from soils of Russian terrestrial ecosystems. Interim Report, IR-02-070. Laxenburg, Austria: IIASA, 2003. 64 p.
- Murray-Smith D.J. Methods for the external validation of continuous system simulation models: a review // Mathematical and Computer Modelling of Dynamical Systems. 1998. V. 4. P. 5–31.
- Decostere B., De Craene J., Van Hoey S. et al. Validation of a microalgal growth model accounting with inorganic carbon and nutrient kinetics for wastewater treatment // Chemical Engineering Journal. 2016. V. 285. P. 189– 197.
- 59. Швиденко А.З., Щепащенко Д.Г. Углеродный бюджет лесов России // Сибирский лесной журнал. 2014. № 1. С. 69–92.
- 60. Ведрова Э.Ф. Биогенные потоки углерода в бореальных лесах Центральной Сибири // Изв. РАН. Сер. биологическая. 2011. № 1. С. 77-89.
- Осипов А.Ф. Влияние межгодовых различий метеорологических характеристик вегетационного периода на эмиссию CO₂ с поверхности почвы среднетаежного сосняка бруснично-лишайникового (Республика Коми) // Почвоведение. 2018. № 12. С. 1455–1463.
- 62. Махныкина А.В., Прокушкин А.С., Меняйло О.В. и др. Влияние климатических факторов на эмиссию СО₂ из почв в среднетаежных лесах Центральной Сибири: эмиссия как функция температуры и влажности почвы // Экология. 2020. № 1. С. 51–61.
- 63. Алферов А.М., Блинов В.Г., Гитарский М.Л. и др. Мониторинг потоков парниковых газов в природных экосистемах. Саратов: Амирит, 2017. 279 с.
- 64. Егоров В.П., Кривонос Л.А. Биологическая активность черноземов в агроценозах Курганской области // Почвы Западной Сибири и повышение их биологической активности. Омск: Изд-во ОмСХИ, 1983. С. 8–14.

2023

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1

- Sarzhanov D.A., Vasenev V.I., Vasenev I.I. et al. Carbon stocks and CO₂ emissions of urban and natural soils in Central Chernozemic region of Russia // Catena. 2017. V. 158. P. 131–141.
- Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Жиенгалиев А.Т., Кудеяров В.Н. Углеродный бюджет степных экосистем России // Доклады АН. 2019. Т. 485. № 6. С. 732–735.
- Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E. et al. Respiration of Russian soils: climatic drivers and response to climate change // Science of the Total Environment. 2021. V. 785. 147314.
- Craine F.M., Wedin D.A., Chapin III F.S. Predominance of ecophysiological controls on soil CO₂ flux in a Minnesota grassland // Plant Soil. 1999. V. 207. P. 77–86.
- 69. Buyanovsky G.A., Kucera C.L., Wagner G.H. Comparative analyses of carbon dynamics in native and cultivated ecosystems // Ecology. 1987. V. 68. P. 2023–2031.
- Gavrichkova O. Drivers of soil respiration of root and microbial origin in grasslands. Ph.D. thesis. Viterbo, Italy: University of Tuscia, 2009. 166 p.
- Subke J.-A., Inglima I., Cotrufo M.F. Trends and methodological impacts in soil CO₂ efflux partitioning: a metaanalytical review // Global Change Biology. 2006. V. 12. P. 921–943.
- Ананьева Н.Д., Сушко С.В., Иващенко К.В., Васенев В.И. Микробное дыхание почв подтайги и лесостепи европейской части России: полевой и лабораторный подходы // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1276–1286.
- Stolbovoi V. Soil respiration and its role in Russia's terrestrial C flux balance for the Kyoto baseline year // Tellus. 2003. V. B55. P. 258–269.
- Perez-Quezada J.F., Saliendra N.Z., Akshalov K. et al. Land use influences carbon fluxes in northern Kazakhstan // Rangeland Ecology and Management. 2010. V. 63. P. 82–93.
- Frank A.B., Dugas W.A. Carbon dioxide fluxes over a northern semiarid, mixed-grass prairie // Agriculture Forestry Meteorology. 2001. V. 108. P. 317–326.
- Gilmanov T.G., Morgan J.F., Hanan N.P. et al. Productivity and CO₂ exchange of Great Plains Ecoregions. I. Shortgrass steppe: flux tower estimates // Rangeland Ecology and Management. 2017. V. 70. P. 700–717.
- 77. Gilmanov T.G., Svejcar T.J., Johnson D.A. et al. Long-term dynamics of production, respiration, and net CO₂ exchange in two sagebrush-steppe ecosystems // Rangeland Ecology and Management. 2006. V. 59. P. 585–599.
- Belelli-Marchesini L. Analysis of the carbon cycle of steppe and old field ecosystems of Central Asia. Ph.D. thesis. Viterbo, Italy: University of Tuscia, 2007. 212 p.
- Frank A.B. Carbon dioxide fluxes over a grazed prairie and seeded pasture in the northern Great Plains // Environmental Pollution. 2002. V. 116. P. 397–403.
- Virkkala A.-M., Aalto J., Rogers B.M. et al. Statistical upscaling of ecosystem CO₂ fluxes across the terrestrial tundra and boreal domain: regional patterns and uncertainties // Global Change Biology. 2021. V. 27. P. 4040–4059.

- Marushchak M.E., Kiepe I., Biasi C. et al. Carbon dioxide balance of subarctic tundra from plot to regional scales // Biogeosciences. 2013. V. 10(1). P. 437–452.
- Русанов А.М. Естественное восстановление агроландшафтов степной и лесостепной зон Оренбургской области // Степной бюллетень. 2012. № 36. С. 8–12.
- Титлянова А.А., Шибарева С.В. Изменение чистой первичной продукции и восстановление запасов углерода в почвах залежей // Почвоведение. 2022. № 4. С. 500-510.
- 84. Карелин Д.В., Люри Д.И., Горячкин С.В. и др. Изменение почвенной эмиссии диоксида углерода в ходе постагрогенной сукцессии в черноземной лесостепи // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1354–1366.
- 85. Замолодчиков Д.Г., Грабовский В.И., Коровин Г.Н. и др. Бюджет углерода управляемых лесов Российской Федерации в 1990–2050 гг.: ретроспективная оценка и прогноз // Метеорология и гидрология. 2013. № 10. С. 73–94.
- 86. Филипчук А.Н., Малышева Н.В., Золина Т.А., Югов А.Н. Бореальные леса России: возможности для смягчения изменения климата // Лесохозяйственная информация: электронный сетевой журнал. 2020. № 1. С. 92–114. http://lhi.vniilm.ru.
- Ciais P., Canadell J.G., Luyssaert S. et al. Can we reconcile atmospheric estimates of Northern terrestrial carbon sink with land-based accounting? // Curr. Opin. Environ. Sustain. 2010. V. 2. P. 225–230.
- Kurganova I.N., Kudeayrov V.N., Lopes de Gerenyu V.O. Updated estimate of carbon balance on Russian territory // Tellus. 2010. V. B62. P. 497–505.
- Dolman H., Shvidenko A.Z., Schepaschenko D.G. et al. An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory based, eddy covariance and inversion methods // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 5323–5340.
- Li S.G., Asanuma J., Eugster W. et al. Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia // Global Change Biology. 2005. V. 11. P. 1941–1955.
- Nagy Z., Pinter K., Czobel Sz. et al. The carbon budget of semi-arid grassland in a wet and a dry year in Hungary // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2007. V. 121. P. 21–29.
- 92. *Gilmanov T.G., Wylie B.K., Tieszen L.L. et al.* CO₂ uptake and ecophysiological parameters of the grain crops of midcontinent North America: estimates from flux tower measurements // Agriculture, Ecosystems and Environment. 2013. V. 164. P. 162–175.
- 93. Gilmanov T.G., Verma S.B., Sims P.L. et al. Gross primary production and light response parameters of four Southern Plains ecosystems estimated using long-term CO₂-flux tower measurements // Global Biogeochemical Cycles. 2003. V. 17(2). 1071.
- 94. Suyker A.E., Verma S.B. Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie // Global Change Biology. 2001. V. 7. P. 279–289.

Estimation of Carbon Balance in Steppe Ecosystems of Russia

L. L. Golubyatnikov^{1, *}, I. N. Kurganova², and V. O. Lopes de Gerenyu²

¹ Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per. 3, Moscow, 119017 Russia ² Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Institutskaya st. 2, Pushchino, 142290 Russia *e-mail: golub@ifaran.ru

Steppe ecosystems, occupying about 8% of the terrestrial area, are an essential element of the global carbon cycle in the atmosphere–vegetation–soil system. Based on the geoinformation-analytical method, the database of empirically measured values of the net primary production and the climate-driven regression model that makes it possible to estimate the intensity of carbon dioxide flux from soils into the atmosphere, the carbon $(C-CO_2)$ balance of natural steppe ecosystems in Russia was estimated. Natural steppes in Russia serve as a significant sink of carbon dioxide from the atmosphere. The intensity of this carbon flux can be estimated as 231 ± 202 gC/m² per year. The annual accumulation of carbon dioxide in the natural steppe ecosystems of Russia is evaluated as 111 ± 97 MtC. According to the obtained estimates, the steppe ecosystems under study provide from 8 to 19% of the atmospheric carbon sink to the terrestrial ecosystems of Russia.

Keywords: atmospheric carbon update, carbon dioxide emission, C-CO₂ balance, steppe ecosystems

УДК 551.510.41;551.510.534

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕРЕНИЙ СОДЕРЖАНИЯ NO₂ В СТРАТОСФЕРЕ И ТРОПОСФЕРЕ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОВОГО ПРИБОРА ОМІ С РЕЗУЛЬТАТАМИ НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

© 2023 г. А. Н. Груздев^{а,} *, А. С. Елохов^а

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

*e-mail: a.n.gruzdev@mail.ru Поступила в редакцию 30.05.2022 г. После доработки 08.10.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Выполнено сопоставление результатов измерений содержания NO₂ в вертикальных столбах стратосферы и тропосферы с помощью прибора OMI (Ozone Monitoring Instrument) с борта спутника EOS-Aura в 2004–2020 гг., с результатами наземных измерений на станциях Сети по обнаружению изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change – NDACC), в первую очередь, – с результатами измерений на Звенигородской научной станции Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ЗНС). Сопоставление спутниковых данных с данными ЗНС выполнено по обоим продуктам спутниковых измерений – содержанию NO₂ в стратосферном и тропосферном столбах. При сопоставлении данных ОМІ с данными наземных измерений на других станциях сопоставлялись спутниковые значения содержания NO₂ в стратосферном столбе со значениями общего содержания (OC) NO₂, полученными в наземных измерениях. Соответствие между результатами спутниковых и наземных измерений характеризуется величиной разности межлу ними, коэффициентами линейной корреляции и коэффициентами регрессии. Разность имеет заметный сезонный ход. Корреляция и коэффициенты регрессии существенно зависят от сезона. Выявлены характерные закономерности изменения коэффициентов корреляции с широтой и особенности корреляции между спутниковыми и наземными данными в полярных и средних широтах южного полушария в весенний период. Для некоторых станций выявлена зависимость количественных характеристик соответствия между результатами спутниковых и наземных измерений от облачности. В безоблачных условиях на ЗНС отмечено ослабление корреляции между спутниковыми и наземными значениями стратосферного содержания NO₂ и усиление корреляции между значениями тропосферного содержания NO₂. Выявлена зависимость характеристик соответствия между данными спутниковых и наземных измерений от уровня загрязнения нижней тропосферы окислами азота. Корреляция между значениями тропосферного содержаниями NO₂ в окрестности ЗНС при сильном загрязнении возрастает, а корреляция между значениями стратосферного содержания NO_2 уменьшается. По результатам сопоставления спутниковых и наземных данных получены оценки верхних пороговых значений содержания NO₂ в тропосфере на разных станциях. Наименьшие значения получены для полярных станций, а наибольшее – для ЗНС, сильнее всех подверженной антропогенному загрязнению ввиду ее близости к московскому мегаполису.

Ключевые слова: NO₂, спектрометрические измерения, OMI, NDACC, сопоставление **DOI:** 10.31857/S0002351523010054, **EDN:** EHNORD

1. ВВЕДЕНИЕ

Окислы азота NO и NO₂ играют ключевую роль в фотохимическом балансе атмосферного озона. Их источником в стратосфере служит фотолиз закиси азота N₂O [1], а основным источником в нижней тропосфере служит сжигание ископаемого топлива — выбросы автомобилей и тепловых станций [2]. Окислы азота — существенный фактор антропогенного загрязнения пограничного слоя атмосферы в крупных городах и промышленных районах, оказывающий вредное воздействие на здоровье людей [3].

 NO_2 имеет хорошо дифференцированные полосы поглощения в видимой области спектра, и это позволяет проводить дистанционные измерения содержания NO_2 с поверхности земли и со спутников. Ряд наземных станций, выполняющих измерения содержания NO_2 в атмосфере, включены в состав Сети для обнаружения изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change – NDACC). Используемые на ней приборы и методики определения содержания NO_2 прошли поверку в международных сравнениях.

С 2004 г. выполняются измерения содержания NO₂ с помощью прибора OMI (Ozone Monitoring Instrument), установленного на спутнике EOS-Aura. В первые годы после начала спутниковых измерений была выполнена валидация данных ОМІ по данным наземных измерений [4-11]. Методика восстановления содержания NO₂ по результатам измерений на приборе OMI с течением времени совершенствовалась [12, 13], и количественные оценки соответствия между данными OMI и результатами наземных измерений уточнялись [11, 14, 15]. Временной ряд содержания NO_2 , полученный по измерениям на приборе OMI, в настоящее время превышает 1.5 десятка лет, и это дает возможность использовать эти данные в разных задачах, включая анализ долговременной изменчивости.

Цель настоящей работы состоит в сопоставлении результатов многолетних измерений содержания NO₂ в стратосфере и тропосфере с помощью прибора OMI с результатами наземных спектрометрических измерений на Звенигородской научной станции Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ЗНС) и других станциях сети NDACC, полученных при пролетах спутника над станциями. Результаты сопоставления должны помочь определить условия, при которых данные OMI можно использовать для анализа долговременных трендов и межгодовой изменчивости NO₂ в различных регионах.

2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАННЫХ, МЕТОДИК И ОШИБОК ИЗМЕРЕНИЙ

Опишем основные особенности данных измерений содержания NO_2 , и методик их получения, которые необходимо учитывать при сопоставлении, и ошибок. Сведения о них можно найти в [5, 12, 13] (OMI) и [10, 11, 16–18] (наземные измерения).

Спектрометр ОМІ измеряет рассеянную атмосферой Земли солнечную радиацию в ультрафиолетовой и видимой областях спектра. Пространственное (горизонтальное) разрешение составляет $13 \times 24 \text{ км}^2$ в надире. Для определения содержания NO₂ используется видимая часть спектрального диапазона. По результатам измерений восстанавливается содержание NO₂. Стандартными продуктами измерений в настоящее время являются содержание NO₂ в столбе тропосферы, содержание NO₂ в столбе стратосферы и ОС NO₂ в атмосфере.

Результаты измерений содержания NO₂ с помощью прибора OMI в окрестностях наземных станций приведены в виде отдельных файлов по интернет-адресу https://avdc.gsfc.nasa.gov/pub/data/ satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/OMNO2/. Файлы также содержат сопутствующую информацию о координатах области измерений и ее расстоянии от наземной станции, зенитном угле Солнца, доле облаков, давлении воздуха на уровне облаков, отражательной способности местности. Для сопоставления мы использовали данные из 10-тилометровых окрестностей наземных станций. Звенигородская станция находится на расстоянии около 40 км к западу от Московской кольцевой автодороги, а в 10-17 км южнее и севернее ЗНС проходят крупные автотрассы (Можайское, Минское и Новорижское шоссе). Поэтому радиус окрестности ограничен 10-ю км, чтобы уменьшить влияние этих источников антропогенного загрязнения пограничного слоя атмосферы окислами азота. Такое же ограничение применялось и к данным OMI для окрестностей других станций.

В работе использованы результаты измерений содержания NO₂ на станциях NDACC по рассеянному из зенита солнечному излучению в видимой области спектра. Список станций, их координаты, используемые для измерений приборы с указанием ответственных за измерения организаций, приведены в табл. 1. Измерения выполняются во время утренних и/или вечерних сумерек при восходе и заходе солнца. По измеренным спектрам рассеянной радиации определяется так называемое наклонное содержание NO₂, и по нему рассчитывается ОС NO₂ в вертикальном столбе атмосферы [17]. На всех станциях, кроме станции Звенигород, пересчет производится путем деления наклонного содержания на воздушную массу NO₂, которая зависит от зенитного угла Солнца и формы вертикального профиля NO2. Как правило. сеанс измерений проводится при значениях зенитного угла Солнца в окрестности 90°, и определяемое по наклонному содержанию общее содержание NO₂ соответствует зенитному углу солнца 90°. Используемые значения воздушной массы NO₂ при этом угле обычно находятся в пределах от 17 до 19 (табл. 2). Значения воздушной массы NO₂ задаются априори.

Воздушная масса нижнетропосферной части NO_2 при зенитных сумеречных измерениях составляет порядка единицы, поэтому чувствительность получаемого описанным выше способом OC NO_2 к содержанию NO_2 в пограничном слое атмосферы мала — на порядок меньше, чем чувствительность к содержанию NO_2 в стратосфере. По этой причине OC NO_2 , измеренное зенитным сумеречным методом в фоновых условиях или в

Станция	Широта, град	Долгота, град	Высота над уровнем моря, м	Организация, ответственная за измерения*	Прибор**
Скорсбисунн (Scoresbysund)	70.48 N	21.97 W	68	LATMOS	Спектрометр SAOZ
Соданкюля (Sodankylä)	67.37 N	26.65 E	179	LATMOS	Спектрометр SAOZ
Звенигород	55.7 N	36.8 E	200	ИФА	Сканирующий моно- хроматор МДР-23
Обс. От-Прованс (Obs. Haute Provence)	43.94 N	5.71 E	650	LATMOS	Спектрометр SAOZ
o. Реюньон (Reunion Isl.)	21.1 S	55.4 E	2155	LATMOS	Спектрометр SAOZ
Бауру (Bauru)	22.3 S	49.0 W	640	LATMOS	Спектрометр SAOZ
Лаудер (Lauder)	45.04 S	169.68 E	370	NIWA	Сканирующий монохро- матор
· Kanzanay (Kanzyalan Isl.)	40.2.5	70.2 E	10	LATMOS	
o. Keptenen (Kergueten Ist.)	49.3 3	70.3 E	10	LAIWOS	Chekipomerp SAOZ
o. Маккуори (Macquarie Isl.)	54.5 S	158.95 E	6	NIWA	Сканирующий моно- хроматор
Дюмон-Дюрвиль (Dumont d'Urville)	66.67 S	140.0 E	20	LATMOS	Спектрометр SAOZ

Таблица 1. Станции NDACC с наблюдениями NO₂

* LATMOS – Laboratoire atmospherès, milieu, observations spatiales, France; NIWA – National Institute of Water and Atmospheric Research, Lauder, New Zealand; ИФА – Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Россия. ** SAOZ – Système d'Analyse par Observation Zénithale.

Таблица 2. Среднемесячные (для января и июля) оценки случайных абсолютных и относительных (в скобка	x)
ошибок OC NO ₂ , а также среднемесячные значения воздушной массы NO ₂ при зенитном угле солнца 90° и 1	1X
среднеквадратичные отклонения (в скобках, в процентах)	

Станция	Абсолютная (10 ¹³ см ⁻²) и относительная (%) ошибки, утро, зима/лето	Абсолютная (10 ¹³ см ⁻²) и относительная (%) ошибки, вечер, зима/лето	Возд. масса, утро зима/лето	Возд. масса, вечер зима/лето
Скорсбисунн	3.1/1.8 (2.6/0.3)	2.9/1.8 (2.3/0.3)	17.7 (0.2)/18.7 (0.1)	17.9 (~0)/18.7 (~0)
Соданкюля	6.4/2.5 (9.8/0.4)	5.8/2.3 (8.9/0.4)	17.6 (0.4)/18.7 (0.1)	17.9 (0.1)/18.7 (~0)
Звенигород*	12/18 (11.7/4.2)	14/23 (9.3/3.8)	18.5 (3.2)/18.9 (4.0)	18.9 (2.4)/18.3 (4.7)
	6.2/12 (8.5/2.5)	7.1/12 (5.7/2.0)	18.7 (3.9)/19.1 (3.6)	20.0 (3.5)/18.7 (3.5)
Обс. От-Прованс	2.0/1.7 (1.2/0.5)	1.7/2.3 (0.7/0.5)	17.7 (0.2)/18.4 (0.1)	17.8 (0.3)/18.4 (0.1)
о. Реюньон	2.9/2.8 (1.6/1.3)	2.8/3.2 (0.9/1.0)	17.6 (~0)/18.3 (~0)	17.7 (0.1)/18.1 (~0)
Бауру	2.5/3.0 (1.1/1.1)	2.8/4.0 (0.8/1.0)	17.6 (0.2)/18.4 (0.2)	17.7 (0.3)/18.2 (0.2)
Лаудер	14/15 (8.2/3.8)	15/15 (5.2/2.6)	17 (0)/17 (0)	17 (0)/17 (0)
о. Кергелен	1.4/2.3 (0.9/0.7)	1.6/3.0 (0.7/0.6)	18.0 (0.2)/18.5 (0.1)	17.9 (0.3)/18.5 (0.1)
о. Маккуори	21/21 (11.4/4.5)	20/21 (7.9/3.2)	17 (0)/17 (0)	17 (0)/17 (0)
Дюмон-Дюрвиль	3.7/1.5 (5.1/1.3)	3.5/1.6 (4.0/0.3)	18.3 (0.9)/18.6 (0.1)	18.5 (1.2)/18.6 (0.1)

* Данные для Звенигорода относятся к содержанию NO₂ в вертикальном столбе атмосферы с исключением из него содержания NO₂ в ПСА. Верхний ряд значений получен по всем данным, нижний ряд – по данным с нулевым содержанием NO₂ в приземном слое. районах с незначительным антропогенным загрязнением, считается равным содержанию NO₂ в столбе стратосферы.

На станции Звенигород (ЗНС) используется свой метод определения содержания NO₂ в вертикальном столбе по значениям измеренного наклонного содержания [10, 17]. Измерения наклонного содержания выполняются в широком диапазоне зенитных углов Солнца 84°-96°, и, путем решения обратной задачи, с привлечением фотохимического моделирования суточного хода NO₂, восстанавливается вертикальное распределение NO₂. Значения содержания NO₂ приводятся к моментам времени, соответствующим зенитному углу Солнц 84°. По вертикальному распределению NO₂ рассчитываются содержания NO2 в столбах тропосфере и стратосферы и OC NO₂. Воздушная масса NO₂ рассчитывается на основе восстановленного вертикального профиля NO₂. Разделение тропосферной и стратосферной частей NO2 особенно важно в условиях антропогенного загрязнения, которому станция подвержена ввиду близости московского мегаполиса [19]. В задаче валидации результатов спутниковых измерений это разделение позволяет выполнить валидацию тропосферных и стратосферных значений содержания NO₂.

Концентрация NO₂ в свободной тропосфере намного меньше стратосферной концентрации NO₂, и основной вклад в интегральное содержание NO₂ в столбе тропосферы в условия загрязнения дает пограничный слой атмосферы [17, 19]. Весовые функции, характеризующие высотные распределения вкладов стратосферного и погранслойного содержаний NO₂ в измеряемое наклонное содержание NO₂ при зенитных сумеречных измерениях (так называемые усредняющие ядра), практически не перекрываются [20]. Поэтому определяемые нами значения содержания NO₂ в стратосферном и тропосферном столбах можно считать независимыми.

Использованные в работе данные измерений на станциях NDACC находятся в открытом доступе по интернет-адресу https://www-air.larc.nasa.gov/ missions/ndacc/data.html#. Содержащиеся там звенигородские данные представлены в виде значений OC NO₂ в вертикальном столбе атмосферы, из которого исключено содержание в приземном слое атмосферы (ПСА), и содержание NO₂ в ПСА. Однако в настоящей работе мы используем значения содержания NO₂ в столбе тропосферы (0–10 км), включающее приземное содержание NO₂, и содержание NO₂ в столбе стратосферы (10–50 км). Эти значения рассчитаны с использованием сечений поглощения NO₂ при температуре 220 K [21].

ОС NO₂ на станциях, оснащенных французскими приборами SAOZ (см. табл. 1), также определяется с использованием сечений поглощения из [21] при температуре 220 К, а для расчета ОС NO₂ на станциях, оснащенных новозеландскими приборами, используются сечения поглощения из [22] при температуре -46°С (около 227 К). Температурная зависимость сечений поглошения ни на одной из станций, включая ЗНС, не учитывается. В обработке первичных данных ОМІ использованы сечения поглощения из [21] при 220 К. но при определении содержания NO₂ вводится эмпирическая поправка на температуру [12]. Значения температуры 220 К и 227 К примерно соответствуют температуре стратосферы в окрестности высотного максимума NO₂ (~30 км на ЗНС [17, 19, 23]).

Ошибка ОС NO₂ по измерениям на приборе OMI определяется ошибкой измерения наклонного содержания NO₂, неопределенностями тропосферной и стратосферной воздушных масс NO₂ и алгоритмом, используемым для разделения вкладов тропосферной и стратосферной частей NO_2 [12]. Ошибка наклонного содержания NO_2 определяется при аппроксимации (fitting) измеренного спектра солнечной радиации методом дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии (Differential Optical Absorption Spectroscopy – DOAS), используемым при интерпретации спутниковых и наземных измерений [12, 17, 24]. Согласно [12], глобально осредненная ошибка содержания NO2 в столбе тропосферы составляет порядка 10¹⁵ молекул/см² в безоблачных условиях, а при сплошной облачности она возрастает примерно втрое. Относительная ошибка определения тропосферного содержания NO_2 в загрязненных регионах может достигать при облачных условиях 100%. Ошибка определения содержания NO₂ в столбе стратосферы составляет около 0.2 × 10¹⁵ молекул/см².

Ошибка ОС NO_2 по измерениям на наземных станциях определяется ошибкой измерения наклонного содержания NO_2 , неопределенностью воздушной массы NO_2 и температурной зависимостью сечений поглощения NO_2 . На ошибки определения ОС NO_2 на ЗНС влияют дополнительные факторы, которые будут рассмотрены ниже. В таблице 2 приведены сведения о среднемесячных за январь и июль абсолютных и относительных ошибках общего содержания NO_2 и значениях воздушной массы NO_2 при зенитном угле солнца 90°.

Абсолютные ошибки для станций, оснащенных приборами SAOZ, кроме станции Соданкюля, невелики и намного, вплоть до порядка величины, меньше суммарной ошибки содержания NO₂ в столбе стратосферы на приборе OMI (см. выше). Абсолютные ошибки для станций, оснащенных сканирующими монохроматорами (3HC, Лаудер и Маккуори) и станции Соданкюля сопоставимы по порядку величины с ошибкой измерений стратосферного содержания NO₂ на приборе OMI. Абсолютные ошибки для высокоширотных станций летом меньше, чем зимой.

Среднемесячные относительные ошибки ОС NO_2 на станциях, оснащенных приборами SAOZ, кроме станции Соданкюля, заключены в пределах от долей процента до нескольких процентов. При этом ошибки вечерних измерений меньше ошибок утренних измерений, а летние ошибки на внетропических станциях меньше зимних ошибок (эти особенности справедливы и для других станций). Ошибки для станций, оснащенных сканирующими приборами, и станции Соданкюля существенно больше. В зимний период они могут составлять порядка 10%.

Годовые изменения воздушной массы NO₂ на большинстве станций заключены в пределах нескольких процентов, и они отражены в годовом ходе OC NO₂. Однако внутримесячные и межгодовые вариации воздушной массы NO₂ на всех станциях, кроме ЗНС, малы (отсутствуют или, в большинстве случаев, составляют малые доли процента – см. приведенные в скобках среднеквадратичные отклонения). Поэтому приведенные в табл. 2 среднемесячные ошибки на этих станциях фактически обусловлены ошибками наклонного содержания NO₂. Согласно [12], неопределенность воздушной массы стратосферного содержания NO2 в измерениях на приборе OMI принята равной 2%. Эти измерения выполняются в дневное время, когда зенитный угол солнца заметно меньше 90°. Естественно допустить, что неопределенность воздушной массы возрастает при зенитном угле солнца 90°.

Воздушная масса NO_2 при измерениях на ЗНС определяется по результатам восстановления вертикального профиля NO_2 . Межгодовые и внутримесячные вариации воздушной массы NO_2 на ЗНС достаточно велики, их среднеквадратичное отклонение составляет 3-5% (табл. 2). Если предположить, что подобная изменчивость свойственна и другим регионам, то ошибки данных наземных измерений ОС NO_2 (кроме измерений на ЗНС) должна возрасти, при этом средние относительные ошибки должны увеличиться на несколько процентов.

Оценим погрешность определения содержания NO₂, связанную с пренебрежением температурной зависимостью сечений поглощения NO₂. Значения содержания NO₂, полученные с использованием приведенных в [21] сечений поглощения при значениях температуры 220 и 294 К, отличаются между собой примерно на 18% (для спектрального диапазона 435-450 нм, используемого в наблюдениях на ЗНС) при большем значении для более высокой температуры. Расчеты температуры воздуха для ЗНС по данным реанализа ERA5 (https://www.ecmwf.int/en/forecasts/ dataset/ecmwf-reanalysis-v5) дают многолетнее среднемесячное значение температуры в окрестности стратосферного максимума NO2 около 220 К в январе и 235 К в июле, а в ПСА – 267 К в январе и 292 К в июле. Следовательно, из-за пренебрежения температурной зависимостью сечений поглощения NO2 стратосферное содержание NO2 по измерениям на ЗНС в среднем занижено в июле примерно на 4%. Аналогично, содержание NO₂ в ПСА занижено в среднем на 11% в январе и 18% в июле.

С другой стороны, так как при восстановлении содержания NO_2 по значениям наклонного содержания не учитывается многократное рассеяние [17], то значения содержания NO_2 в нижней тропосфере завышены по сравнению с теми, которые могли бы быть получены при учете многократного рассеяния. Это обусловлено тем, что, увеличение поглощения NO_2 в результате многократного рассеяния приводит к увеличению воздушной массы NO_2 в слое нижней тропосферы по сравнению со значением массы в приближении однократного рассеяния.

Случайная ошибка содержания NO₂ в нижней тропосфере сильно варьирует в зависимости от уровня и стабильности загрязнения ПСА. Относительная ошибка содержания NO₂ в ПСА на ЗНС варьирует от 5 до 100%. Например, она мала в стабильных условиях с большим содержанием NO₂ и велика при малых значениях содержания NO₂ в ПСА. Среднемноголетние абсолютные ошибки содержания NO₂ в ПСА на ЗНС равны 0.24×10^{15} и 0.29×10^{15} молекул/см² утром и вечером, соответственно, что составляет порядка 20% от среднемноголетних значений содержания NO₂.

Дополнительная неопределенность оценок содержания NO₂ связана с вариациями атмосферных параметров, влияющих на стратификацию атмосферы и поглощение солнечной радиации в используемом для измерений спектральном диапазоне. Это, в первую очередь, вариации температуры и содержания озона. В методике наблюдений, используемой на ЗНС, их влияние на точность восстановления содержания NO₂ осуществляется через влияние на фотохимические процессы, описываемые фотохимической моделью, и радиационные процессы в модели переноса излучения.

Для оценки чувствительности определяемого по измерениям содержания NO₂ к изменениям

Вариант изменения <i>Т</i> и О ₃	Стратосфера, январь/июль, %	Тропосфера без ПСА, январь/июль, %	ПСА, январь/июль, %
1. Т в стратосфере	3.3/1.4	-8.7/-1.0	-60/-69
	3.7/1.5	-12/-1.3	-60/-70
2. Т в тропосфере	0.07/0.02	-4.3/-0.43	2.6/-0.61
	-0.08/0.01	2.2/-0.50	2.7/-0.40
3. Т в стратосфере и тропосфере	3.3/1.4	-7.7/-0.43	-60/-68
	3.6/1.5	-9.8/-1.1	-57/-69
4. О ₃ в стратосфере	0.47/0.2	-1.1/1.8	-18/-17
5. О ₃ в тропосфере	0.04/0.01	-4.3/-0.5	2.9/-0.02
6. О ₃ в стратосфере и тропосфере	0.45/0.16	-1.1/2.1	-18/-15
7. <i>Т</i> и О ₃ в стратосфере	3.9/1.7	-12/-0.71	-67/-91
	4.1/1.8	-20/0.07	-65/-96

Таблица 3. Чувствительность содержания NO_2 к вариациям температуры *T* и/или содержания O_3 на величину среднеквадратичного отклонения в задаче восстановления вертикального профиля NO_2^*

* Верхние строчки — при учете вариаций *T* и O₃ только в фотохимической модели, нижние строчки — при их учете в фотохимической модели и в модели переноса излучения. Наличие одной строчки означает, что результаты двух вариантов совпадают.

этих параметров выполнено специальное исследование. В нем использованы рассчитанные по данным реанализа ERA5 (https://www.ecmwf.int/ en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5) cootBetствующие географическому положению ЗНС многолетние среднемесячные профили температуры и концентрации озона и их среднеквадратичные отклонения. По многолетним среднемесячным профилям NO2 за весь период измерений на ЗНС (с 1990 г.) решена прямая задача, и в результате получены значения наклонного содержания NO₂ в диапазоне зенитных углов солнца 84–96°, имитирующие результаты измерений. В прямой задаче использованы среднемесячные профили температуры (и соответствующие им профили плотности воздуха). Затем по полученным значениям наклонного содержания NO₂ решались обратные задачи с использованием возмущенных профилей температуры и/или озона. Возмущения задавались в различных сочетаниях в соответствии со среднеквадратичными отклонениями. Полученные значения содержания NO₂ сопоставлялись со значениями, соответствующими профилям NO₂, восстановленным с использованием невозмущенных профилей температуры и озона. Разность содержаний NO₂, восстановленных при возмущенных и невозмущенных условиях, характеризует чувствительность NO₂ к вариациям температуры и озона и служит оценкой неопределенности результатов измерений, связанной с изменчивостью этих параметров обратной задачи.

Результаты приведены в табл. 3. В ней представлены рассчитанные изменения содержания NO₂ в столбах стратосферы, тропосферы выше ПСА и в ПСА, обусловленные возмущением исходных профилей температуры (T) и озона (O_3) на величину их среднеквадратичных отклонений. Показаны результаты для января и июля. Рассмотрены семь вариантов возмущения профилей: по отдельности в стратосфере (варианты 1 и 4), тропосфере (2 и 5), одновременно, но с разным знаком, в стратосфере и тропосфере (3 и 6), а также одновременные возмущения профилей Т и О₃ одного знака в стратосфере (7). Для каждого варианта рассмотрены два случая. Один. представленный в табл. 3 верхними рядами значений, когда при решении обратной задачи возмущения учитывались только в фотохимической модели. Во втором случае возмущения профилей T и O_3 учитывались в полной мере, то есть в модели переноса излучения и в фотохимической модели (нижние ряды значений). При совпадении результатов для этих случаев приведена одна строчка оценок чувствительности. Положительный знак значений в таблице указывает на то, что изменение содержания NO2 имеет тот же знак, что и возмущение параметров T или O_3 , а отрицательный знак – на противоположность знаков изменения содержания NO₂ и возмущения параметра.

Сопоставление значений в верхних и нижних строчках табл. 3 показывает, что основная часть неопределенности содержания NO₂, обусловленная неопределенностью задания атмосферных параметров, связана с изменением содержания NO₂ во время сеанса измерений вследствие фотохимических процессов. При этом чувствитель-



Рис. 1. Суточный ход содержания NO₂ в столбе стратосферы по расчетам с помощью фотохимической модели для условий середины января (синие кривые) и середины июля (красные кривые) на широтах станций Звенигород (а) и Соданкюля (б). Точки на кривых соответствуют зенитным углам Солнца 84°, крестики – зенитным углам Солнца 90°. Штриховые и пунктирные прямые – линейные интерполяции между парами значений содержания NO₂ при зенитных углах Солнца 84° и 90°, соответственно. Параметры δ_{84} и δ_{90} – корректирующие добавки к линейно интерполированным значениям содержания NO₂.

ность NO₂ в тропосфере выше ПСА к вариациям T и O₃ значительно больше, чем чувствительность стратосферной NO₂, а чувствительность NO₂ в ПСА к вариациям стратосферной температуры и с стратосферного озона многократно превосходит соответствующие значения чувствительности для стратосферы и тропосферы. Чувствительность NO₂ во всех слоях к вариациям стратосферной температуры больше, чем к вариациям тропосферной температуры (ср. вариациям тропосферной NO₂ к вариациям тропосферной температуры (ср. варианты 1 и 3 с вариантом 2). Чувствительность стратосферной NO₂ к вариациям T и O₃ зимой существенно больше, чем летом. В большинстве случаев это справедливо и в отношении тропосферной NO₂.

Неопределенность стратосферной температуры вызывает неопределенность до 4% зимой и около 1.5% летом в стратосферном содержании NO₂, до 10% зимой и около 1% летом в тропосферном содержании NO₂ и до 70% в содержании NO₂ в ПСА. Вариации тропосферной температуры приводят к неопределенности в 2-3% в зимнем содержании NO₂ в тропосфере и ПСА. Эффект вариаций O₃ значительно слабее эффекта вариаций температуры. Однако их одновременное воздействие приводит к увеличению неопределенности содержания NO₂ до 20% зимой в тропосфере и до 100% летом в ПСА (вариант 7 в табл. 3).

3. ПРИНЦИПЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ ДАННЫХ

Результаты наземных и спутниковых измерений были подвергнуты статистической проверке с целью отбраковки из них больших выбросов. Отбраковка проводилась по данным измерений стратосферного (OMI и 3HC) или общего содержания NO₂ (другие станции). Если какое-то значение выхолило за пределы четырехкратного среднеквадратичного отклонения относительно многолетнего среднемесячного значения содержания NO₂, то оно исключалось из данных, предназначенных для сопоставления. Одновременно с ним исключалось соответствующее ему значение содержания NO₂ в тропосфере (в случае с OMI и 3HC). Эта процедура была повторена итерационно до исчезновения выбросов.

Данные наблюдений, предназначенные для сопоставления, должны по возможности максимально соответствовать друг другу по месту и времени наблюдений. Высокое пространственное разрешение прибора ОМІ и приблизительно полярная солнечно синхронизованная орбита спутника позволили получить довольно большие выборки измерений содержания NO₂ в окрестностях станций наземных наблюдений.

Содержание NO₂ имеет значительный суточный ход. Поэтому результаты наземных наблюдений NO₂ интерполировались по времени к моментам, соответствующим наблюдениям со спутника. Большинство спутниковых данных получено в дневное время суток. На рис. 1 приведены рассчитанные для середины января и середины июля суточные изменения содержания NO2 в столбе стратосферы на широтах станций Звенигород и Соданкюля. Рассчеты выполнены с помощью одномерной фотохимической модели, используемой в методе восстановления вертикального распределения NO₂ на ЗНС [10, 11, 17]. Фотохимически обусловленные изменения стратосферного содержания NO₂ в дневное время суток относительно медленные и достаточно просто могут быть учтены с использованием рассчитанного суточного хода NO₂, который предполагает, в частности, что при прочих равных условиях в течение дня происходит увеличение стратосферного содержания NO₂. Более того, изменение содержания NO_2 в период между утренним и вечерним значениями зенитного угла Солнца 84° квазилинейны во времени,

отклоняясь от линейной зависимости (штриховые прямые на рис. 1а) лишь на небольшую величину, обозначенную δ_{84} . Однако интерполяция утреннего и вечернего значений содержания NO₂, соответствующих зенитному углу Солнца 90°, к дневным условиям требует гораздо большей поправки δ_{90} (рис. 1а, 1б).

Способ приведения данных наземных измерений ко времени измерений со спутника состоял в следующем. Если на день измерений со спутника имелись данные и утренних, и вечерних измерений, то выполнялась их интерполяция ко времени спутниковых измерений. Значения содержания NO₂, полученные по утренним и вечерним наземным измерениям линейно интерполировались ко времени спутниковых измерений. Затем по результатам расчетов с помощью фотохимической модели для данного календарного дня и соответствующей широты проводилась линейная интерполяция на это же время суток модельных значений стратосферного содержаний NO₂ для утра и вечера при зенитных углах Солнца 84° (в случае ЗНС) или 90° (в случае других станций). Разность между точным расчетным значением и интерполированным значением для этого момента времени $(\delta_{84}$ или $\delta_{90})$ затем добавлялась к значению содержания NO₂ (содержанию в стратосферном столбе в случае ЗНС и ОС в случае других станций), полученному интерполяцией экспериментальных результатов. Полученное значение содержания NO₂ рассматривалось как результат наземных измерений, соответствующий по времени значению, полученному с помощью прибора ОМІ. Если значению содержания NO_2 , измеренному со спутника, соответствовало только утреннее или только вечернее значение содержания NO₂, полученное в наземных измерениях, то приведение результатов наземных измерений ко времени спутниковых измерений выполнялось (экстраполировалось) на основании лишь кривых рассчитанного суточного хода NO₂. Значение тропосферного содержания NO₂ (только для ЗНС) приписывалось моменту измерений со спутника неизменным, без учета фотохимических изменений.

Из-за разной геометрии наблюдений горизонтальное разрешение наземных и спутниковых данных различается. Разрешение данных ОМІ находится в пределах нескольких десятков километров (13 км \times 24 км в надире). При наземных зенитных сумеречных наблюдениях горизонтальное разрешение тропосферных данных определяется в основном полем зрения прибора. Поскольку основной вклад в тропосферное содержание NO₂ во время эпизодов загрязнения вносит ПСА, то горизонтальное разрешение этих данных не хуже нескольких сотен метров, то есть данные относятся к малой окрестности станции.

В алгоритме определения стратосферного содержания NO₂ по данным OMI над областями с тропосферным загрязнением используются процедуры привязки оценок стратосферного содержания NO₂ к координатной сетке $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, сглаживания с прямоугольным окном $5^{\circ} \times 3^{\circ}$ (примерно $300 \times 300 \text{ км}^2$ в средних широтах) и интерполирования к координатам центра пикселя (области, определяемой полем зрения прибора) [12]. Сглаживание приводит к удалению из поля стратосферного содержания NO₂ неоднородностей с масштабами, меньшими масштаба осреднения.

Оценку горизонтального разрешения сумеречных измерений стратосферного содержания NO2 получим, умножая ширину стратосферного слоя NO₂ на воздушную массу NO₂. При ширине слоя около 20 км [17] и воздушной массе порядка 20 (табл. 2) получим разрешение ~400 км при зенитном угле солнца 90°. Аналогичная оценка при зенитном угле солнца 96° возрастает примерно вдвое. Таким образом, горизонтальное разрешение значений содержания NO₂ в стратосферном столбе на ЗНС не хуже 800 км, а разрешение значений OC NO₂ на других станциях – порядка 400 км. Получаемые значения содержания NO₂ в стратосферном столбе соответствуют не области, расположенной непосредственно над станцией, но области, центр которой отстоит от станции примерно на 400 км в случае ЗНС и 200 км в случае других станций. Отметим, что горизонтальное разрешение (масштаб осреднение) данных наземных измерений при зенитном угле солнца 90° сопоставимо по порядку величины с масштабом сглаживания стратосферных данных OMI.

Полученные оценки горизонтального разрешения стратосферных данных наземных измерений намного меньше масштаба зональных неоднородностей в стратосфере, обусловленных в период с конца осени по начало весны крупномасштабными возмущениями с зональными волновыми числами 1 и 2. Масштаб неоднородности стратосферных полей в летний период меньше, но при этом меньше и степень (амплитуда) неоднородностей.

Направления, в которых ориентированы наземные сумеречные наблюдения зимой и летом отклоняются от зональных направлений к югу и северу, соответственно. Согласно [25], изменения OC NO₂ с широтой в окрестности ЗНС летом относительно невелики, но зимой в поясе примерно от 45° N до 65° N отмечается устойчивое убывание OC NO₂ с широтой. С учетом приведенных выше оценок горизонтального разрешения для стратосферного содержания NO_2 и приведенного в [25] широтного хода ОС NO_2 получим, что получаемые из измерений на ЗНС значения стратосферного содержания NO_2 , возможно, в среднем завышают содержание NO_2 над станцией примерно на 10% зимой и занижают его примерно на 5% летом.

В работе использованы данные спутниковых измерений в 10-км окрестностях станций. Величина окрестности влияет на результаты сопоставления. Соответствие между спутниковыми и наземными данными улучшается при уменьшении окрестности до размеров, сопоставимых с горизонтальным разрешением данных ОМІ. Так, коэффициент корреляции между значениями содержания NO₂ в столбе тропосферы на ЗНС по наземным и спутниковым данным возрастает от 0.46 до 0.66, а величина невязки между данными уменьшается с уменьшением радиуса окрестности от 30 км до 5 км. При этом число пар сопоставляемых значений при радиусе 5 км уменьшается на порядок по сравнению с числом пар при радиусе 30 км, что ухудшает статистическую обеспеченность результатов. При радиусе окрестности 10 км объем сопоставляемых данных втрое больше, чем при радиусе 5 км, но составляет менее трети доступных для сопоставления данных измерений на ЗНС.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Поскольку измерения на ЗНС дают значения содержания NO₂ в тропосфере и стратосфере, аналогичные типовым продуктам измерений с помощью прибора OMI, то основная часть представленных в статье результатов получена при сопоставлении данных OMI с результатами измерений на ЗНС.

4.1. Общие характеристики сопоставления

Значения содержания NO₂ в столбах стратосферы и тропосферы в окрестности ЗНС по результатам спутниковых и наземных измерений приведены на рис. 2а, 2в. Стратосферное содержание NO₂ испытывает значительный годовой ход с минимумом в январе (~10¹⁵ молекул/см²) и максимумом в июле (около 4.5 × 10¹⁵ молекул/см²), уверенно воспроизводимый наземными и спутниковыми данными. Результаты спутниковых и наземных измерений тропосферного содержания NO₂ гораздо хуже соответствуют друг другу (рис. 2в). Причиной этому могут служить пространственная (горизонтальная) неоднородность поля NO₂ в подверженном антропогенному загрязнению слое атмосферы, большая временная изменчивость NO₂ в ПСА и разная степень осреднения

(разное горизонтальное разрешение) спутниковых и наземных данных. Тем не менее, на основании тех и других данных выявляются определенные закономерности временного поведения тропосферного содержания NO₂ в окрестности ЗНС: большое содержание NO₂ чаще наблюдается зимой, чем летом.

Разность (невязка) между значениями содержания NO₂, измеренными со спутника и с земли (данные OMI минус данные 3HC) приведена на рис. 26, 2г для стратосферы и тропосферы, соответственно. Разность стратосферных содержаний варьирует вокруг нуля с амплитудой годовых колебаний около 0.3×10^{15} молекул/см². Содержание NO₂ в стратосферном столбе по данным OMI в январе в целом несколько выше, а в июле – ниже, чем это следует из результатов измерений на 3HC. Среднее за весь период сопоставления расхождение составляет около 0.03×10^{15} молекул/см², или около 1% в относительных единицах.

Отмеченное расхождение не может быть следствием того, что в наземных данных не учтена температурная зависимость сечений поглощения NO₂. Ее учет привел бы к увеличению летних значений содержания NO2, полученных из наземных измерений примерно на 0.2×10^{15} молекул/см² в июле (см. раздел 2) и, следовательно, к увеличению разности. Расхождение на рис. 26 также нельзя связать с сезонными изменениями азимута сумеречных зенитных наблюдений при наличии широтного хода NO₂. Вызванные этим поправки, оцененные в разделе 3, привели бы к усилению расхождения. Возможно, разность уменьшилась бы, если бы при определении стратосферного содержания NO₂ по наземным данным учитывались годовые изменения высоты тропопаузы.

Разность тропосферных значений содержания NO_2 не имеет столь же ярко выраженного сезонного хода (рис. 2г). В целом, содержание NO_2 в тропосферном столбе по данным ОМІ обычно больше, чем по данным наземных измерений на ЗНС. Среднее за период сопоставления превышение составляет 1.2×10^{15} молекул/см², или около 25% в относительных единицах. Учет температурной зависимости сечений поглощения NO_2 мог бы, вероятно, уменьшить среднемноголетнее расхождение, поскольку такой учет мог бы увеличить зимние значения тропосферного содержания NO_2 по наземным данным в среднем на величину ~ 10^{15} молекул/см² зимой и около 0.4×10^{15} молекул/см² летом.

Другая причина того, что тропосферное содержание NO_2 по данным OMI в целом больше, чем по данным измерений на ЗНС, кроется в существенном различии пространственного разреше-



Рис. 2. Содержание NO₂ в столбах стратосферы (а) и тропосферы (в) в окрестности ЗНС по результатам измерений со спутника с помощью прибора OMI (красные точки) и по результатам наземных измерений (синие точки), а также разности (спутниковые значения минус звенигородские значения) между стратосферными (б) и тропосферными (г) содержаниями NO₂. Черные точки на графиках б и г соответствуют облачным условиям с долей облаков 0.99–1, зеленые точки – с долей облаков от 0 до 0.99.

ния тех и других данных при горизонтальной неоднородности поля NO₂ в ПСА в окрестности ЗНС. Согласно разделу 3, увеличение окрестности, из которой выбираются данные OMI, приводит к увеличению их расхождения с данными ЗНС, то есть к включению в сопоставление более высоких значений тропосферного содержания NO₂ по данным OMI. Отсюда следует, что окрестность ЗНС в целом сильнее загрязнена окислами азота, чем территория ЗНС. Поэтому поле зрения

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023



Рис. 3. Среднемесячные значения содержания NO₂ в стратосферном (а) и тропосферном (б) столбах в окрестности ЗНС по результатам измерений с помощью прибора OMI (красные кривые) и по наземным измерениям (синие кривые) по данным с верхним пороговым значением доли облаков 0.99. Черная кривая на графике б – среднемесячные значения содержания NO₂ в тропосфере по данным OMI в отсутствие ограничения на облачность.

прибора ОМІ включает участки, в среднем более загрязненные, чем ЗНС.

Черными точками на рис. 26, 2г показаны значения разности содержания NO_2 по данным прибора OMI с данными наземных измерений в условиях сплошной облачности со значениями доли облаков (cloud fraction) более 0.99. Эти значения существенно ухудшают соответствие спутниковых данных данным наземных измерений на ЗHC, и в дальнейшем они исключены из рассмотрения. Данные OMI, полученные в облачных условиях с такими же показателями доли облаков исключены из рассмотрения и при сопоставлении результатов спутниковых и наземных измерений над другими станциями.

На рис. 3 приведены среднемесячные значения содержания NO_2 в столбах стратосферы и тропосферы, рассчитанные по результатам спутниковых и наземных измерений на ЗНС. Число дней, по которым рассчитывались среднемесячные, не менее трех. Соответствие между спутниковыми и наземными данными для стратосферы довольно хорошее, но амплитуда годового хода NO_2 по данным OMI меньше, чем по данным наземных измерений. Межгодовые вариации, наиболее легко выявляемые визуально по годовым экстремумам годового хода, присутствуют и в тех, и в других данных. Рисунок 3б показывает, что в целом имеется качественное соответствие временного хода среднемесячных значений тропосферного содержания NO_2 по данным OMI и временного хода NO_2 по данным наземных измерений после наложения указанных выше ограничений на облачности (ср. синюю и красную кривые). В годовом ходе можно отметить зимне-весенний максимум и летний минимум. Игнорирование ограничений на облачность приводит к существенному изменению среднемесячных значений тропосферного содержания NO_2 по данным OMI – их резкому возрастанию в отдельные годы зимой (черная кривая на рис. 36).

Разность – лишь один из количественных показателей соответствия между результатами измерений. Оценку линейной связи между ними получим с помощью линейной регрессии. На рис. 4 приведены корреляционные диаграммы стратосферного и тропосферного содержаний NO₂ в окрестности ЗНС по результатам наземных и спутниковых измерений. Синий цвет соответствует суточным значениям, а красный цвет – среднемесячным значениям содержания NO₂. Уравнения регрессий, описывающие зависимость содержания NO₂ по данным ОМІ от содержания NO₂ по данным наземных измерений, и значения коэффициентов корреляции приведены на графиках (нижний



Рис. 4. Корреляционные диаграммы стратосферного (а) и тропосферного (б) содержания NO₂ в окрестности ЗНС по результатам наземных и спутниковых измерений. Синий цвет – суточные значения, красный цвет – среднемесячные значения. Штриховые прямые соответствующего цвета – линейная регрессия данных OMI на данные наземных измерений. Уравнения регрессии приведены на графиках.

индекс d — для суточных, индекс m — для среднемесячных значений).

Коэффициент корреляции между стратосферными значениями высокий и составляет 0.97 при использовании ежедневных данных и 0.99 при использовании среднемесячных данных. Доля дисперсии стратосферного содержания NO₂ по данным OMI, обусловленная их линейной связью с результатами наземных измерений (коэффициент детерминации), составляет в этих случаях 94 и 98% от полной дисперсии, соответственно. Коэффициент наклона прямых регрессии меньше единицы (~0.8), что вызвано, в частности, различием амплитуд годового хода стратосферной NO₂ по данным OMI и наземных измерений. Следует отметить, что, несмотря на близость к нулю средней разности между стратосферными значениями содержания NO₂ (рис. 26; см. также рис. 7а), свободный член уравнения линейной регрессии (рис. 4а) существенно отличается от нуля. Его значение составляет около 2/3 от диапазона годовых колебаний разности.

Коэффициент корреляции между значениями тропосферного содержания NO_2 меньше: 0.55 при использовании суточных данных и 0.71 при использовании среднемесячных данных (рис. 46). Доля дисперсии тропосферного содержания NO_2 по данным OMI, обусловленная их линейной связью с результатами наземных измерений, составляет в этих случаях 30 и 50% от полной дисперсии, соответственно. Коэффициент наклона регрессионных прямых примерно вдвое меньше единицы, а свободный член уравнения регрессии намного выше нуля. Он почти втрое превышает среднюю разность между тропосферными значениями содержания NO₂ (рис. 2г; см. также рис. 76).

Перейдем к сравнению результатов измерений с помощью прибора ОМІ с результатами измерений на других станциях NDACC. Примеры временных рядов содержания NO2 по наземным измерениям на станциях Соданкюля и От-Прованс и по соответствующим им данным OMI приведены на рис. 5. ОС NO₂ по наземным измерениям на станциях сравнивается на рис. 5а и 5в с результатами измерений OC NO₂ со спутника, а на рис. 5б и 5г эти же наземные данные сравниваются с результатами спутниковых измерений содержания NO₂ в столбе стратосферы. Из сопоставления спутниковых и наземных данных очевидно, что тропосферное содержание NO2 составляет значительную долю измеренного прибором OMI OC NO₂ (заметим, что масштаб вертикальных осей на рис. 5а и 5в логарифмический). Эта доля особенно значительна для станции От-Прованс, расположенной в Западной Европе. Соответствие между собой спутниковых и наземных значений содержания NO₂ на рис. 56, г намного лучше, чем на рис. 5а, в. Вклад тропосферной NO₂ в OC NO₂ по данным наземных измерений выявить трудно. Однако на рис. 5г можно отметить больший разброс данных наземных измерений на станции От-Прованс по сравнению с разбросом спутниковых данных, что служит указанием на то, что загрязнение нижней тропосферы в окрестности этой



Рис. 5. а-б: Общее содержание NO₂ (а) и содержание NO₂ в стратосферном столбе (б) по данным OMI (красные точки) в сравнении с общим содержанием NO₂ по данным наземных измерений (синие точки) на станции Соданкюля. в-г: аналогично а-б, но для станции Обсерватория От-Прованс.

станции влияет на результаты наземных измерений OC NO₂.

Разности между результатами спутниковых измерений содержания NO₂ в стратосферном столбе и результатами наземных измерений OC NO₂ на ряде станций, оснащенных однотипными приборами (SAOZ) приведены на рис. 6. Графики приведены в порядке изменения широты станций

в направлении от Арктики к Антарктике. Все разности имеют годовой ход, качественно похожий на годовой ход разности между стратосферными значениями содержания NO₂ в окрестности ЗНС на рис. 26. Минимумы разностей приходятся на лето, а максимумы — на зимне-весенний период. Вариации разностей на рис. 6 составляют тот же порядок величины, что и на рис. 26. Средняя раз-



Рис. 6. Разности между стратосферным содержанием NO₂ по данным OMI и общим содержанием NO₂ по данным наземных измерений на станциях Скорсбисунн (а), Соданкюля (б) От-Прованс (в), Реюньон (г), Кергелен (д) и Дюмон-Дюрвиль (е).

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023



Рис. 7. а–б: годовые, месячные и сезонные значения коэффициента корреляции (красный цвет) и разности (синий цвет) между значениями содержания NO₂ в столбе стратосферы (а) и тропосферы (б) по данным OMI и данным наземных измерений на 3HC. в–г: годовые, месячные и сезонные значения углового коэффициента (красный цвет) и свободного члена (синий цвет) линейной регрессии стратосферных (в) и тропосферных (г) значений содержания NO₂ по данным OMI на аналогичные значения содержания NO₂ по данным наземных измерений на 3HC. Сплошные кривые и сплошь заполненные символы – без вычитания годового хода из данных, штриховые кривые и незаполненные символы – при вычтенном годовом ходе из данных. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы.

ность для большинства станций заметно отличается от нуля, и ее знак может быть разным на разных станциях.

4.2. Сезонная и широтная зависимости характеристик сопоставления

Высокая корреляция между стратосферными содержаниями NO₂ (рис. 4а) в значительной степени обусловлена сильным годовым ходом NO₂, основные особенности которого воспроизволятся и наземными, и спутниковыми данными (рис. 2а, За, 5б, 5г). Однако корреляция заметно снижается, если ее определять по данным за отдельные сезоны или месяцы. На рис. 7а красным цветом показаны коэффициенты корреляции (КК) между спутниковыми и наземными значениями содержания NO_2 в стратосферном столбе на ЗНС, рассчитанные по всем данным, по данным за все месяцы года и по данным за четыре сезона: зиму, весну, лето и осень. Доверительные интервалы для КК не показаны, чтобы не перегружать график. Они существенно меньше самих значений КК. Если не удалять из данных годовой ход, то КК имеет вполне характерную сезонную зависимость с весенним и осенним максимумами и зимним и летним минимумами (сплошная кривая). Минимальное значение в июне составляет лишь 0.4, а максимальное в марте равно 0.8. Более высокие КК весной и осенью обусловлены более быстрыми в эти периоды сезонными изменениями стратосферного содержания NO_2 (рис. 2a, 3a). Увеличение КК при расчете их по сезонам (правая часть рис. 7a), а не по месяцам, тоже вызвано влиянием годового хода NO_2 .

Отмеченные качественные особенности сезонной зависимости КК между результатами спутниковых и наземных измерений в целом характерны и для других станций, за исключением антарктической станции Дюмон—Дюрвиль и ближайшей к ней среднеширотной станции Маккуори (см. табл. 1). Самые низкие значения КК для этих двух станций отмечены весной (около 0.4 в октябре и 0.2 в сентябре, соответственно).

Штриховая красная кривая на рис. 7а показывает КК между данными после удаления из них годового хода. Он удалялся с помощью множественной линейной регрессии. Регрессионная модель включает константу, три пары синусов и косинусов с периодами год, полгода и 1/3 года и остаточный ряд, который и представляет собой результат удаления из данных годового хода. Корреляция между стратосферными данными ОМІ и ЗНС после удаления годового хода уменьшилась, при этом она максимальна зимой (0.65) и спадает к лету (0.46). Годовое значение КК уменьшилось от 0.97 до 0.53.

Синим цветом на рис. 7а показаны значения разности между данными спутниковых и наземных измерений стратосферного содержания NO_2 над ЗНС, осредненные за весь срок совместных

измерений, по месяцам и по сезонам. Вертикальные отрезки — это 95%-е доверительные интервалы разности. Они пропорциональны ошибке среднего, а не среднеквадратичному отклонению разности, и значительно меньше последнего. Сезонный ход разности на рис. 7а отражает главные особенности ее временных изменений на рис. 26. Среднемноголетнее значение разности близко к нулю (неотличимо от него с учетом доверительного интервала), но ее среднемесячные значения отличны от нуля. Амплитуда годовых колебаний разности составляет около 0.3 × × 10¹⁵ молекул/см².

Коэффициенты линейной регрессии стратосферного содержания NO₂ по данным OMI на стратосферное содержание NO₂ по наземным данным показаны на рис. 7в. Наихудшие (далекие от единицы) значения углового коэффициента (сплошная красная кривая) получены для летних месяцев с минимальным значением, близким к 0.3, в июне. Для этого периода года также характерно значительное увеличение свободного члена регрессии (синяя кривая на рис. 7в). Удаление годового хода из данных ведет к уменьшению углового коэффициента регрессии (штриховая красная кривая). Его сезонные значений уменьшаются от 0.69 зимой до 0.33 летом и осенью, и их ход качественно подобен ходу сезонных КК на рис. 7а. Годовое значение углового коэффициента уменьшилось в результате удаления годового хода из данных от 0.8 до 0.4. Все отмеченное, в совокупности с ухудшением корреляции, указывает на то, что соответствие между стратосферными значениями содержания NO₂ по данным спутника и наземного прибора на ЗНС вряд ли можно считать удовлетворительным. Причем ухудшение соответствия получено для летнего периода, когда стратосферное содержание NO₂ максимально, а уровень антропогенного загрязнения минимален (рис. 3), что, казалось бы, должно способствовать лучшему согласию между данными измерений.

Наилучшая корреляция между содержаниями NO_2 в тропосферном столбе по данным спутниковых и наземных измерений на ЗНС наблюдается весной (0.6–0.7 в апреле–мае), а наиболее слабая (0.2–0.3) – летом (сплошная красная кривая на рис. 7б). Исключение годового хода из тропосферных данных практически не влияет на КК и угловой коэффициент регрессии между тропосферными данными ОМІ и ЗНС. С учетом разного горизонтального разрешения спутниковых и наземных данных и неточного соответствия между областью подспутниковых измерений и положением ЗНС, бо́льшая степень горизонтальной однородности содержания NO_2 в ПСА должна способствовать более высокой корреляции между данными. Это возможно при значительных эпизодах загрязнения, охватывающих достаточно большую площадь. Такие эпизоды с высоким тропосферным содержанием NO_2 свойственны зимневесеннему периоду (рис. 2в, 3б). Летом горизонтальный атмосферный перенос ослаблен, загрязнение ПСА окислами азота в большей степени зависит от местных источников, и горизонтальный масштаб неоднородностей NO_2 в ПСА относительно невелик.

Сезонный ход углового коэффициента регрессии для тропосферных содержаний NO_2 в целом повторяет ход КК (ср. красные кривые на рис. 76 и 7г), его значения весной близки, а в апреле даже превышают самые высокие значения аналогичного коэффициента для стратосферных содержаний NO_2 (ср. сплошные красные кривые на рис. 7г и 7в).

Свободный член линейной регрессии тропосферных содержаний NO_2 , как и свободный член регрессии стратосферных содержаний, положительный (синие кривые на рис. 7г и 7в), а их сезонные зависимости в общих чертах противоположны. После вычитания годового хода из данных все значения свободного члена близки к нулю.

По результатам сопоставления для других станций получены коэффициенты линейной регрессии и корреляции между значениями стратосферного содержания NO₂, измеренными со спутника, и значениями ОС NO₂ по данным наземных измерений. Наибольший интерес представляет корреляция между ними. Коэффициенты корреляция, рассчитанные по данным за полные периоды совместных измерений и за отдельные сезоны, приведены на рис. 8 в зависимости от широты.

Годовые значения КК между спутниковыми и станционными значениями содержания NO₂ в северном полушарии (СП) выше, чем в южном полушарии (ЮП) (сплошные черные кривые с символами-кружками). В северной полярной области они близки к 1. Весенние и осенние КК (зеленые и желтые кривые, соответственно) в СП несколько ниже годовых значений, но остаются высокими. Зимние и летние КК (синие и красные кривые, соответственно) имеют более низкие значения, но зимний КК еще достаточно высок в полярной области. Годовые и все сезонные значения КК в СП в целом уменьшаются с уменьшением широты. Особенно резкое уменьшение свойственно летнему сезону.

Широтная зависимость КК во внетропических широтах ЮП другая. Годовое и осеннее значения КК самые низкие на антарктической станции Дюмон–Дюрвиль. При этом осенние значения на всех станциях несколько больше годовых. Широтная зависимость зимних и летних КК в об-



Рис. 8. Широтная зависимость коэффициента корреляции между результатами измерений общего содержания NO₂ (на 3HC – содержания NO₂ в столбе стратосферы) на сети NDACC и результатами измерений содержания NO₂ в стратосферном столбе с помощью прибора OMI за весь период совместных измерений (черный цвет), зимой (синий цвет), весной (зеленый цвет), летом (красный цвет) и осенью (желтый цвет). Сплошные кривые с кружками – без удаления годового хода из данных, черная штриховая кривая с заполненными квадратами – при удалении годового хода из данных при удалении из них годового хода.

щих чертах противоположна зависимости годовых значений. Зимний и летний КК на антарктической станции очень близки к годовому и осеннему КК и сохраняют довольно большие значения около 0.85, но корреляция в средних широтах в эти сезоны значительно ухудшатся.

Самое низкое значение КК ~0.7 на антарктической станции отмечено весной. Значительное понижение КК в этот сезон по сравнению с осенью характерно и для средних широт ЮП. Широтная зависимость корреляции в весенний период такова, что КК уменьшается в направлении от средних широт к Антарктиде.

Тропические южнополушарные станции Реюньон и Бауру очень близки по широте, но расположены в разных регионах: одна на малонаселенном высоком плато одноименного острова Реюньон в Индийском океане, а другая – в населенной местности в Бразилии (см. координаты станций в табл. 1). Годовые КК для них значительно меньше, чем для других станций. Другая специфическая особенность этих станций - более низкие КК весной и осенью по сравнению с зимой и летом. Наиболее низкие значения КК в эти сезоны, менее 0.6, получены для станции Реюньон. Причина более низкой корреляции весной и осенью на тропических станциях заключается в том, что на эти сезоны приходятся экстремумы годового хода стратосферного содержания

NO₂ – годовой максимум и годовой минимум, соответственно.

Исключение годового хода из данных измерений приводит к уменьшению КК. Широтный ход годовых значений КК показан на рис. 8 штриховой черной кривой с зачерненными символамиквадратами. Его основные особенности – общее уменьшение КК в направлении от Арктики к Антарктиде с резкими перепадами значений КК при переходе от высоких широт к средним широтам в СП и в средних широтах ЮП. Годовая оценка КК для антарктической станции Дюмон-Дюрвиль почти вдвое меньше, чем для Арктики (0.42 против 0.75). Максимальные значения сезонных КК для большинства станций (6 из 10) отмечены зимой (не показаны на рис. 8). При этом зимний КК для антарктической станции близок в КК для арктических станций (~0.8).

Пунктирной кривой с незаполненными символами-квадратами на рис. 8 показаны годовые оценки КК, полученные на основе среднемесячных значений содержания NO₂ после удаления из данных годового хода. Они характеризуют согласованность межгодовых изменений станционных и спутниковых данных. В этом случае корреляция лучше, чем в предыдущем случае, поднимаясь в СП до значений 0.7–0.8, но лишь до 0.5–0.6 во внетропических широтах ЮП.



Рис. 9. Коэффициент корреляции (красный цвет) и средняя разность (синий цвет) между значениями содержания NO₂ в столбе стратосферы (а) и тропосферы (б) по данным OMI и данным наземных измерений на ЗНС в зависимости от верхнего порогового значения доли облачков. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы.

4.3. Зависимость от облачности

Зависимость результатов сопоставления от облачности будем определять с использованием значений параметра, характеризующего долю облаков (cloud fraction) в поле зрения спутникового прибора. При этом необходимо иметь в виду, что степень покрытия неба облаками (cloud cover) над наземной станцией и в области наблюдений со спутника может существенно различаться как по причине различия времени спутниковых и наземных измерений, так и из-за неоднородности поля облачности. В связи с этим отметим, что результаты наземных сумеречных зенитных измерений малочувствительны к облачности, если облачные условия в поле зрения смотрящего в зенит прибора были стационарны в течение сеанса измерений. Дополнительным фактором, ослабляющим влияние облачности на измерения на ЗНС, служит и то, что используемый в них узкий спектральный диапазон позволяет линеаризовать и исключить спектральную зависимость поглощения и рассеяния аэрозолем и облаками.

На рис. 9 приведены годовые КК и разности между данными спутниковых и наземных измерений на ЗНС в зависимости от задаваемого верхнего порогового значения доли облаков в поле зрения спутникового прибора. Прежде всего, отметим резкое ухудшение соответствия между данными ОМІ и наземными данными при пороговых значениях доли облаков, превышающих 0.99. Это с очевидностью демонстрируется также рис. 26, 2г и 3б (см. точки и кривые черного цвета). По этой причине данные спутниковых измерений, полученных при значениях доли облаков более 0.99, как и соответствующие им данные наземных измерений, исключены из анализа, о чем было сказано выше.

Сравнение рис. 9а и 9б указывает на то, что изменения соответствующих кривых для стратосферной и тропосферной частей содержания NO₂ в общих чертах противоположны друг другу. Корреляция между стратосферными содержаниями NO₂ в безоблачных условиях ухудшается, при этом увеличивается разность между данными. Корреляция между тропосферными содержаниями NO₂ в малооблачных условиях, наоборот, возрастает. При этом значения тропосферного содержания NO₂ по измерениям со спутника в отсутствие облаков в среднем значительно меньше значений, полученных в измерениях на ЗНС, и невязка между ними (до -4 × 10¹⁵ молекул/см²) существенно более значительная и противоположного знака по сравнению с тем, что получено при умеренных и высоких пороговых значениях доли облаков. Если при использовании всех данных, вне зависимости от облачности, тропосферное содержание NO₂ по данным OMI в среднем больше, чем по наземным данным, то тропосферное содержание NO₂, полученное в измерениях со спутника в отсутствие облаков, в среднем намного меньше содержания, полученного в наземных измерениях.

Ухудшение соответствия между данными OMI и данными 3HC для стратосферной части NO_2 и усиление корреляции между данными для тропосферной части NO_2 в безоблачных условиях можно связать с загрязнением ПСА в окрестности 3HC окислами азота (рис. 2в и раздел 4.4). Другой фактор влияния на результаты сопоставления в отсутствие облаков — характер и альбедо подстилающей поверхности.

Диапазон изменения доли облаков при спутниковых измерениях в окрестности ЗНС максимально широкий (от 0 до 1). Это позволило выявить описанные выше закономерности. Однако диапазон изменений доли облаков в окрестности других станций, как правило, намного уже. В табл. 4 приведены типичные и наиболее частые (в скобках) значения доли облаков при наблюдениях со спутника. Там же даны значения КК и средней невязки между значениями содержания NO₂



Рис. 10. Коэффициент корреляции (красный цвет) и средняя разность (синий цвет) между значениями содержания NO₂ в столбе стратосферы (а) и тропосферы (б) по данным OMI и данным наземных измерений на 3HC в зависимости от верхнего порогового значения содержания NO₂ в столбе тропосферы. Пороговое значение применялось одновременно к данным OMI и данным 3HC (сплошные кривые), только к данным OMI (штриховые кривые) или только к данным 3HC (пунктирные кривые).

в столбе стратосферы по данным OMI и по наземным данным при малых (0–0.05) и больших (0.98) пороговых значениях доли облаков (OC NO₂ по наземным измерениям на всех станциях, кроме ЗНС, принимается за содержание в столбе стратосферы – см. раздел 2). Жирным шрифтом выделены лучшие, с точки зрения соответствия между спутниковыми и наземными данными, значения из пары приведенных значений.

Усиление корреляции в малооблачных условиях получено на одной станции (Бауру), а уменьшение невязки — на трех станциях. Однако величина невязки не является вполне адекватным критерием соответствия из-за возможности систематических расхождений между результатами наземных и спутниковых измерений (рис. 6). На большинстве станций (на 7 из 10) не выявлено зависимости КК от облачности. Уровень тропосферного содержания NO₂ на них невелик (кроме станции От-Прованс). Кроме того, большая часть сопоставляемых данных на полярных станциях и станции От-Прованс получена при низких и нулевых значениях доли облаков (табл. 4). Для станции Реюньон с ее низким уровнем загрязнения окислами азота получено ухудшение корреляции в безоблачных условиях. Вероятно, это обусловлено горным рельефом острова (станция расположена на высоте более 2000 над уровнем моря относительно недалеко от побережья, см. табл. 1).

4.4. Зависимости от уровня загрязнения нижней тропосферы окислами азота

Зависимости КК и средней разности между спутниковыми и наземными значениями содержания NO₂ в столбе стратосферы на ЗНС от задаваемого верхнего порогового значения содержания NO₂ в столбе тропосферы приведены на рис. 10а. Пороговое ограничение применялось как порознь к данным ОМІ или данным наземных измерений, так и одновременно к тем и другим данным. В соответствии с рис. 10а, корреляция меж-

Станция	Типичные и наиболее частые (в скобках) значения доли облаков	Коэффициент корреляции	Средняя невязка, 10 ¹⁵ см ⁻²
Скорсбисунн	0-0.9 (0)	0.98 (0.98)	-0.43 (-0.47)
Соданкюля	0-0.9 (0)	0.98 (0.99)	-0.2 (-0.44)
Звенигород	0-0.95	0.93 (0.97)	0.3 (-0.03)
Обс. От-Прованс	0-0.2 (0.05)	0.96 (0.95)	-0.02 (-0.09)
о. Реюньон	0.1-0.4 (0.15)	0.74 (0.77)	0.1 (0.15)
Бауру	0-0.3 (0.15)	0.83 (0.79)	-0.13 (-0.24)
Лаудер	0-0.3 (0.2)	0.91 (0.90)	-0.48 (-0.34)
о. Кергелен	0.1-0.7 (0.3-0.5)	0.92 (0.92)	0.18 (0.33)
о. Маккуори	0.2-0.8 (0.5-0.7)	0.88 (0.9)	-0.61 (-0.46)
Дюмон-Дюрвиль	0-0.05 (0)	0.84 (0.84)	0.25 (0.24)

Таблица 4. Значения коэффициента корреляции и средней невязки между спутниковыми и наземными значениями стратосферного содержания NO₂ при малых и максимальных (в скобках) пороговых значениях доли облаков



Рис. 11. Широтная зависимость максимального порогового значения содержания NO₂ в столбе тропосферы в окрестностях станций NDACC по данным OMI.

ду спутниковыми и наземными значениями стратосферного содержаниями NO₂ во всех случаях увеличивается с уменьшением порогового значения тропосферного содержания NO₂, то есть с уменьшением уровня загрязнения нижнего слоя тропосферы окислами азота. При этом увеличение КК в случае применения порогового ограничения только к данным ОМІ (штриховая красная кривая) больше, чем в случае применения ограничения только к данным ЗНС (пунктирная красная кривая). Улучшение корреляции в общем случае (сплошная красная кривая) в основном обусловлено влиянием уровня загрязнения на данные OMI. Вполне вероятно, что относительно более слабая зависимость КК от уровня загрязнения, изображаемая пунктирной кривой, тоже обусловлена влиянием загрязнения на стратосферные данные ОМІ, так как пороговое ограничение тропосферных данных ЗНС частично работает таким же образом и в отношении тропосферных данных ОМІ ввиду корреляции между тропосферными данными ОМІ и ЗНС.

Тропосферное загрязнение влияет и на величину невязки между стратосферными содержаниями NO₂ (кривые синего цвета на рис. 10а). При малом пороговом значении тропосферного содержания NO₂ по данным OMI средняя невязка близка к нулю (штриховая и сплошная синие кривые). Впрочем, она невелика при всех пороговых значениях NO₂: она на два порядка величины меньше содержания NO₂ в стратосфере.

На рис. 10б показаны КК и средняя разность между спутниковыми и наземными значениями тропосферного содержания NO₂ в зависимости от верхнего порогового содержания NO₂ в тропо-

сфере. Ход корреляционных кривых (красного цвета) для трех случаев примерно одинаков. Корреляция практически отсутствует при тропосферном содержании NO_2 менее 10^{16} молекул/см² и возрастает с усилением загрязнения до своего максимального значения, соответствующего годовой оценке КК на рис. 76. Улучшение корреляции происходит, по-видимому, ввиду того, что более сильное загрязнение "накрывает" большую территорию, и значения тропосферного содержания NO_2 в поле зрения ОМІ лучше коррелируют с локальными значениями на ЗНС.

Отсутствие корреляции при малых значениях тропосферного содержания NO_2 может быть следствием того, что горизонтальный масштаб неоднородностей поля NO_2 в тропосфере невелик, то есть содержание NO_2 в окрестности ЗНС в первую очередь определяется местными источниками, а не переносом от крупных и более мощных источников загрязнения (например, со стороны московского мегаполиса или крупных автомобильных магистралей).

Средняя разность между спутниковыми и наземными значениями содержания NO_2 в тропосферном столбе (синяя кривая на рис. 10б) изменяется от нуля при малых пороговых значениях до величины, соответствующей годовой оценке разности на рис. 7б, при высоких пороговых значениях.

Аналогичные расчеты КК и средней разности между результатами спутниковых и наземных измерений в зависимости от верхнего порогового значения содержания NO₂ в тропосфере (по данным OMI) проведены и для других станции NDACC из табл. 1. Пороговое значение, начиная
с которого КК и средняя разность становятся постоянными, считаем максимальным пороговым значением. Его распределение в зависимости от станций, расположенных в порядке их географической широты, приведено на рис. 11. Арктическая и антарктическая станции, Скорсбисунн и Дюмон-Дюрвиль, две островные станции в ЮП, Маккуори и Кергелен, и островная тропическая высокогорная станция Реюньон являются фоновыми с относительно малым тропосферным содержанием NO₂, которое не должно заметно влиять на результаты зенитных сумеречных измерений (см. раздел 2). Тропосферное содержание NO₂ в окрестности других станций может достигать достаточно больших значений, вкладом которых в общее содержание NO₂, определяемое из наземных измерений, нельзя пренебрегать. Наибольшее максимальное пороговое значение получено для ЗНС, расположенной вблизи московского мегаполиса. Ближайшее к нему по величие пороговое значение получено для западноевропейской станции От-Прованс, расположенной в предгорьях Альп.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное сопоставление результатов измерений содержания NO₂ в атмосфере с помощью спутникового прибора ОМІ в 2004—2020 гг. с результатами наземных зенитных сумеречных измерений на станциях NDACC показало, что степень соответствия данных спутниковых и наземных измерений зависит от сезона, места измерений, облачных условий, загрязненности нижней тропосферы окислами азота. Сопоставление данных ОМІ с данными измерений на ЗНС выполнено по двум продуктам спутниковых измерений: содержанию NO2 в столбе стратосферы и содержанию NO₂ в столбе тропосферы. При сопоставлении данных ОМІ с данными наземных измерений на других станциях сопоставлялись спутниковые значения содержания NO₂ в столбе стратосферы со значениями общего содержания NO₂, полученными в наземных измерениях. В качестве количественных характеристик соответствия между данными спутниковых и наземных измерений рассмотрены разность между данными, коэффициент линейной корреляции и коэффициенты линейной регрессии. Между данными измерений на большинстве станций и данными OMI имеются систематические расхождения, и соответствующие значения средней разности отличны от нуля. Средняя разность между значениями содержания NO₂ в столбе стратосферы по данным ЗНС и ОМІ близка к нулю. Содержание NO₂ в тропосферном столбе в окрестности ЗНС по данным OMI в целом превышает тропосферное содержание, полученное в наземных измерениях на ЗНС.

Все характеристики соответствия между спутниковыми и наземными данными сезонно зависимы. Корреляция между данными в сезоны, когда наблюдаются годовые максимумы и минимумы (для стратосферного содержания NO_2 это лето и зима на внетропических станциях северного и южного полушарий и весна и осень на южнополушарных тропических станциях), как правило, хуже, чем в другие сезоны. Важное исключение из этого правила — антарктическая станция Дюмон—Дюрвиль, где корреляция весной заметно хуже, чем в остальные сезоны.

Коэффициенты корреляции между данными OMI и наземными данными в северном полушарии уменьшаются с уменьшением географической широты станции. Особенно заметное уменьшение отмечено в летний сезон, что характерно и для южного полушария. Корреляция для тропических станций в целом существенно ниже, чем для остальных станций.

Корреляция между результатами спутниковых и наземных измерений содержания NO_2 в столбе тропосферы (только по данным 3HC) в целом ниже, чем между значениями стратосферного содержания NO_2 . Она усиливается в условиях значительного загрязнения ПСА окислами азота, а при малом уровнен загрязнения близка к нулевой. Тропосферное загрязнение отражается и на соответствии между данными измерений содержания NO_2 в стратосфере, приводя к уменьшению коэффициента корреляции между ними.

По результатам сопоставления спутниковых и наземных данных получены оценки уровня тропосферного загрязнения окрестностей станций окислами азота. Полярные и островные станции являются по этому показателю фоновыми. Однако содержание NO2 в столбе тропосферы на станциях. расположенных в населенной местности. может быть достаточно большим, чтобы оказывать влияние на значения общего содержания NO₂, получаемые в результате наземных измерений. Наибольший уровень антропогенного загрязнения тропосферы окислами азота свойствен ЗНС. Однако метод определения содержания NO2 на ЗНС на основе восстановления вертикального профиля NO₂ минимизирует влияние загрязнения на значение определяемого по профилю содержания NO₂ в столбе стратосферы.

Для отдельных станций выявлена зависимость результатов сопоставления от облачности. В безоблачных условиях на ЗНС получена более слабая корреляции между спутниковыми и наземными значениями стратосферного содержания NO₂ и более сильная корреляция между значениями тропосферного содержания NO₂ по сравнению с облачными условиями. Однако для большинства станций зависимость результатов сопоставления от облачности не выявлена. Для них характерен небольшой диапазон облачных условий, в которых в основном получены сопоставляемые данные.

Факторами, понижающими корреляцию между значениями стратосферного содержания NO_2 по данным OMI и наземным данными, может служить антропогенное загрязнение нижней тропосферы окислами азота (как на ЗНС, расположенной вблизи московского мегаполиса), а также характер и альбедо подстилающей поверхности (как на станции Реюньон, расположенной на гористом океаническом острове).

Продолжительные измерения содержания NO₂ со спутника с помощью прибора OMI позволяют ставить залачу оценки на их основе тренлов и межгодовых вариаций NO2 в стратосфере и тропосфере. Поверка (валидация) спутниковых данных на основе результатов независимых измерений — важная подготовительная часть этой работы. Выполненное нами сопоставление показало, что соответствие между данными спутниковых и наземных измерений зависит от ряда факторов, которые могут по-разному влиять на результаты измерений со спутника и с поверхности земли. В определенные сезоны и в определенных условиях согласие между данными может существенно ухудшаться. По-видимому, есть регионы, где соответствие между данными в целом оставляет желать лучшего. Использование многолетних данных ОМІ для анализа долговременной изменчивости NO₂ должно опираться на результаты аналогичного анализа наземных данных с учетом результатов сопоставления, в том числе, тех, что изложены в представленной работе.

БЛАГОДАРНОСТИ

Результаты измерений содержания NO₂ с помощью прибора OMI в окрестности наземных станций подготовлены Центром валидации данных Аура (Aura Validation Data Center) Годдардского центра космических полетов HACA (NASA Goddard Space Flight Center). Использованные в работе данные наземных измерений общего содержания NO2 находятся в свободном доступе в базе данных NDACC (NDACC Data Host Facility). Авторы благодарны всем, обеспечивающим проведение наземных измерений, обработку и подготовку данных: A. Pazmino, F. Goutail, J.-P. Pommereau, C. David, J. Jumelet (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observation Spatiales, France; Institut Pierre-Simon Laplace, France), R. Querel, P. Johnston (National Institute of Water and Atmospheric Research, New Zealand), N. Jepsen (Danish Meteorological Institute), R. Kivi (Finnish Meteorological Institute), T. Portafaix (Université de la Réunion), G. Held (Universidade Estadual Paulista, Brazil), M. Tully (Bureau of Meteorology Australia). В работе использованы данные реанализа ERA5 Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (EAMWF). Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта № 20-05-00274 (измерения на ЗНС, анализ данных наземных измерений) и Российского научного фонда в рамках проекта № 21-17-00210 (анализ спутниковых данных). Авторы благодарны рецензенту и члену редколлегии журнала за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Brasseur G.P., Solomon S. Aeronomy of the middle atmosphere. Dordrecht, the Netherlands: Springer. 2005. 644. P.
- 2. *Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. Hoboken, New Jersey, USA: John Wiley & Sons. 2006. 1225 p.
- Hu Y., Liu C., Chen R., Kan H., Zhou M., Zhao B. Associations between total mortality and personal exposure to outdoor-originated NO₂ in 271 Chinese cities // Atmos. Environ. 2021. V. 246. 118170.
- Boersma K.F., Jakob D.J., Eskes H.J., Pinder R.W., Wang J., van der A R.J. Intercomparison of SCIA-MACHY and OMI tropospheric NO₂ columns: Observing the diurnal evolution of chemistry and emissions from space // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D16S26.

https://doi.org/10.1029/2007JD008816

- Celarier E.A., Brinksma E.J., Gleason J.F., Veefkind J.P., Cede A., Herman J.R., Ionov D., Goutail F., Pommereau J.P., Lambert J.C., van Roozendael M., Pinardi G., Wittrock F., Schonhardt A., Richter A., Ibrahim O.W., Wagner T., Bojkov B. Mount G., Spinei E., Chen C. M., Pongetti T.J., Sander S.P., Bucsela E.J., Wenig M.O., Swart D.P.J., Volten H., Kroon M., Levelt P.F. Validation of Ozone Monitoring Instrument nitrogen dioxide columns // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D15S15. https://doi.org/10.1029/2007JD008908
- Ionov D.V., Timofeyev Y.M., Sinyakov V.P., Semenov V.K., Goutail F., Pommereau J.-P., Bucsela E.J., Celarier E.A., Kroon M. Ground-based validation of EOS-Aura OMI NO₂ vertical column data in the midlatitude mountain ranges of Tien Shan (Kyrgyzstan) and Alps (France) // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. D15S08. https://doi.org/10.1029/2007JD008659
- Irie H., Kanaya Y., Akimoto H., Tanimoto H., Wang Z., Gleason J.F., Bucsela E.J. Validation of OMI tropospheric NO₂ column data using MAX-DOAS measurements deep inside the North China Plain in June 2006: Mount Tai Experiment 2006 // Atmos. Chem. Phys. 2008. V. 8. P. 6577–6586.
- Kramer L.J., Leigh R.J., Remedios J.J., Monks P.S. Comparison of OMI and ground-based in situ and MAX-DOAS measurements of tropospheric nitrogen dioxide in an urban area // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. D16S39.

- Wenig M.O., Cede A.M., Bucsela E.J., Celarier E.A., Boersma K.F., Veefkind J.P., Brinksma E.J., Gleason J.F., and Herman J.R. Validation of OMI tropospheric NO₂ column densities using direct-Sun mode Brewer measurements at NASA Goddard Space Flight Center // J. Geophys. Res., 2008, V. 113. D16S45. https://doi.org/10.1029/2007JD008988
- Груздев А.Н., Елохов А.С. Валидация результатов измерений содержания NO₂ в вертикальном столбе атмосферы с помощью прибора OMI с борта спутника EOS-Aura по данным наземных измерений на Звенигородской научной станции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 4. С. 477–488.
- Gruzdev A.N., Elokhov A.S. Validation of Ozone Monitoring Instrument NO₂ measurements using ground based NO₂ measurements at Zvenigorod, Russia // Internat. J. Remote Sens. 2010. V. 31. № 2. P. 497–511. https://doi.org/10.1080/01431160902893527
- Bucsela E.J., Krotkov N.A., Celarier E.A., Lamsal L.N., Swartz W.H., Bhartia P.K., Boersma F., Veefkind J.P., Gleason J.F., Pickering K.E. A new stratospheric and tropospheric NO₂ retrieval algorithm for nadir-viewing satellite instruments: applications to OMI // J. Meas. Techn. 2013. V. 6. P. 2607–2626.
- Levelt P.F., Joiner J., Tamminen J. et al. The Ozone Monitoring Instrument: overview of 14 years in space // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 5600–5745.
- 14. Груздев А.Н., Елохов А.С. Новые результаты валидации данных измерений содержания NO₂ с помощью прибора ОМІ на основе данных измерений на Звенигородской научной станции // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 1. С. 16–27. https://doi.org/10.7868/S0205961412060024
- Gruzdev A.N., Elokhov A.S. Comparison of the results of ground-based and satellite (OMI) measurements of the NO₂ contents in the stratosphere and troposphere over Zvenigorod: Sensitivity to cloud cover and tropospheric pollution // Proceed. SPIE. 2021. V. 11916. 1191628.

https://doi.org/10.1117/12.2601814

 Johnston P.V., McKenzie R.L. NO₂ observations at 45°S during the decreasing phase of solar cycle 21, from 1980 to 1987 // J. Geophys. Res. V. 94. № D3. P. 3473–3486.

- Елохов А.С., Груздев А.Н. Измерения общего содержания и вертикального распределения NO₂ на Звенигородской научной станции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 6. С. 831–846.
- Vaughan G., Quinn P.T., Green A.C., Bean J., Roscoe H.K., van Roozendael M., Goutail F. SAOZ measurements of NO₂ at Aberystwyth // J. Environ. Monit. 2006. V. 8. P. 353–361. https://doi.org/10.1039/b511482a
- 19. *Gruzdev A.N., Elokhov A.S.* Variability of stratospheric and tropospheric nitrogen dioxide observed by visible spectrophotometer at Zvenigorod, Russia // Internat. J. Remote Sens. 2011. V. 32. № 11. P. 3115–3127. https://doi.org/10.1080/01431161.2010.541524
- Hendrick F., Barret B., Van Roozendael M., Boesch H., Butz A., De Mazière M., Goutail F., Hermans C., Lambert J.-C., Pfeilsticker K., Pommereau J.-P. Retrieval of nitrogen dioxide stratospheric profiles from groundbased zenith-sky UV-visible observations: validation of the technique through correlative comparisons // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. № 8. P. 2091–2106.
- Vandaele A.C., Hermans C., Simon M., Carleer M., Colin R., Fally S., Mérienne M.-F., Jenouvrier A., Coquart B. Measurements of the NO₂ absorption cross section from 42,000 cm⁻¹ to 10000 cm⁻¹ (238–1000 nm) at 220 and 294 K // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 1998. V. 59. № 3–5. P. 171–184.
- Harder J.W., Brault J.W., Johnston P.V., Mount G.H. Temperature dependent NO₂ cross sections at high spectral resolution // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № D3. P. 3861–3879.
- 23. Груздев А.Н. Елохов А.С. Изменения общего содержания и вертикального распределения NO₂ по результатам 30-летних измерений на Звенигородской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 99–112.
- Platt U., Stutz J. Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS), Principle and Applications / Berlin: Springer Verlag/ 2008. 597 p. ISBN 978-3-540-21193-8. https://doi.org/10.1007/978-3-540-75776-4
- 25. *Груздев А.Н.* Широтная зависимость вариаций стратосферного содержания NO₂ // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 3. С. 345–359.

Comparison of Results of Long-Term Measurements of Stratospheric and Tropospheric Column NO₂ Contents using Satellite Ozone Monitoring Instrument to Results of Ground-Based Measurements

A. N. Gruzdev^{1,} * and A. S. Elokhov¹

¹Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia *e-mail: a.n.gruzdev@mail.ru

Results of measurements of NO_2 contents in vertical columns of the stratosphere and troposphere using the Ozone Monitoring Instrument aboard the EOS–Aura satellite in 2004–2020 are compared to results of ground-based measurements at stations of the Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC), first of all, to results of measurements at the Zvenigorod Scientific Station (ZSS) of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Sciences. The comparison of satellite

data to the ZSS data is done using the both products of satellite measurements-the stratospheric and tropospheric column NO₂ contents. When comparing the data of OMI and ground-based measurements at other stations, satellite values of the NO₂ content in the stratospheric column are compared to values of the total column NO₂ content obtained in ground-based measurements. Correspondence between the results of satellite and ground-based measurements is characterized by the magnitude of the difference between them, linear correlation coefficients and regression coefficients. The difference has a noticeable seasonal variation. Correlation and regression coefficients depend significantly on the season. Characteristic patterns of correlation coefficient changes with latitude as well as features of correlation between satellite and ground-based data in the polar and middle latitudes of the southern hemisphere in spring have been revealed. For some stations, the dependence of the quantitative characteristics of the correspondence between the results of satellite and ground-based measurements on cloudiness has been revealed. Under cloudless conditions at the ZSS, a weakening of the correlation between satellite and ground-based values of the stratospheric NO_2 content and an increase in the correlation between the values of the tropospheric NO₂ content is noted. The dependence of the correspondence characteristics between the data of satellite and ground-based measurements on the level of pollution of the lower troposphere with nitrogen oxides has been revealed. The correlation between the values of the tropospheric NO_2 content in the vicinity of the ZSS under strong pollution increases, while the correlation between the values of the stratospheric NO₂ content decreases. Based on the results of the comparison of satellite and ground-based data, estimates of the upper threshold values of the tropospheric NO₂ content at different stations is obtained. The lowest values have been obtained for polar stations, and the highest value has been obtained for the ZSS which is most susceptible to anthropogenic pollution due to its proximity to the Moscow megapolis.

Keywords: NO₂, spectrometric measurements, OMI, NDACC, comparison

УДК 551.51

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ И ВЛИЯНИЯ СМАЧИВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ КОЛЛЕКТОРНОЙ СЕТКИ НА ПРОЦЕСС СБОРА АТМОСФЕРНОГО ТУМАНА

© 2023 г. А. И. Уколов^{а,} *, Т. Н. Попова^а

^аКерченский государственный морской технологический университет, ул. Орджоникидзе, 82, Керчь, Республика Крым, 298309 Россия *e-mail: Ukolov_aleksei@mail.ru Поступила в редакцию 16.06.2022 г. После доработки 11.08.2022 г. Принята к публикации 12.10.2022 г.

Коллекторы для сбора тумана могут быть эффективным источником пресной воды в районах с постоянной адвекцией воздуха. Ключевой особенностью любого устройства сбора является сетка, используемая для захвата капель тумана. В данной работе мы объединяем эксперимент по сбору тумана, выполненный в естественных полевых условиях для сеток с различной степенью смачивания волокон, с теоретическим анализом аэродинамики воздуха вблизи коллектора, проведенного на основе компьютерного моделирования потока. Полученная общая эффективность сбора коллекторной сетки с коэффициентом затенения s = 0.2 для погодных условий Керченского полуострова составила $\eta_{coll} = 0.045$ для гидрофильной и $\eta_{coll} = 0.022$ для супергидрофобной поверхности. Данное явление подтверждается анализом сил, действующих на каплю, и вычислением коэффициента дренажа для двух типов покрытий. Показано, что капли объемом до 1 мкл не попадут в желоб для сбора, а преодолеют силу сцепления и вернутся обратно в атмосферу. В целом описанная технология проста, экономична и не требует энергопотребления. Основываясь на опыте нескольких стран, эффективность технологии может быть гарантирована, если при ее планировании и реализации будут учтены технические, социальные и управленческие факторы.

Ключевые слова: туман, вода, супергидрофобность, коллекторная сетка, аэродинамика **DOI:** 10.31857/S0002351523010121, **EDN:** EHOSCS

введение

Растущий спрос на питьевую воду человеческой цивилизации и быстро меняющийся климат привели к серьезной нехватке пригодной для использования воды. Многие традиционные ресурсы, такие как грунтовые воды, родники, реки, которые используются в качестве источников пресной воды, критически загрязнены. Помимо разработки различных технологий для уменьшения экологического вреда при добыче и потреблении чистой воды, для решения этой задачи изучается возможность использования нескольких нетрадиционных водных ресурсов. Дефицит чистой воды стал тревожной ситуацией во всем мире, и для решения этой глобальной проблемы альтернативные водные ресурсы носят экологический, экономический и социальный характер.

Туман — один из широко используемых возобновляемых водных ресурсов, способен обеспечивать пресную и незагрязненную воду. Сбор воды из естественного [1–4] и промышленного тумана [5] коллекторами туманной воды реальная и эффективная технология для обеспечения дополнительного водного ресурса.

Искусственные сооружения для сбора воды из тумана и раньше возникали во многих частях мира. Руины таких сооружений, собирающих туман и росу, могли быть расположены в пустынных регионах Средиземноморья и Южной Америки [3]. В пустыне Атакама были замечены груды камней. В дневное время они охлаждались и конденсировали капли воды внутри полости, содержащей теплые влажные воздушные массы. Ночью роса конденсировалась на этих структурах и собиралась в полости. Подобные каменные сваи были обнаружены на Крымском полуострове, вероятно, с той же целью – сбора росы.

В современных условиях развития промышленности и аграрного комплекса туман не может полностью обеспечить потребности в пресной воде. Однако это недорогая и экологичная технология является существенным дополнительным ресурсом, и Крымский полуостров климатически и географически подходящий регион для ее использования. Туман часто возникает там, где теплый влажный воздух проходит над холодным морем. Более холодная вода охлаждает воздух, вызывая конденсацию водяного пара и образование капель тумана, известного как адвективный [6]. Туман также появляется в горных районах, где влажный воздух поднимается вверх из-за влияния ландшафта, испытывая снижение давления с высотой, что приводит к его адиабатическому охлаждению и конденсации. Эти комбинированные эффекты создают форму тумана, известную как орографический туман [7].

Сбор морского адвективного тумана актуален на флоте, в связи с отсутствием на судах доступа к пресной воде. Внедрение подобной технологии снизит нагрузку на опреснительные установки, а, следовательно, и объемы сгораемого топлива, и выбросы в море и атмосферу.

Отдельно стоит рассмотреть возможность сбора парового тумана тепломассообменных аппаратов и тепловых электростанций. В связи с растущей индустриализацией, исследование стратегий промышленной рециркуляции воды привлекают большое внимание. "Пилотные" исследования [5] связанные с улавливанием тумана градирни электростанции с помощью металлической сетки, показали отличные перспективы сокращения потребления подпитки оборотной воды. Сбор тумана является термодинамически возможным, поскольку он основан на принципе перехвата капель твердым препятствием на пути потока. Промышленные туманосборщики могут быть спроектированы с большей эффективностью улавливания, поскольку они обычно имеют более высокую нагрузку тумана, чем в естественных условиях. Практика сокращения потерь пресной воды в атмосферу, экономически целесообразна и не зависит от климатических или топологических факторов для сбора.

Общий способ экспериментов по сбору тумана состоит установки сеточного экрана, удерживаемого опорными конструкциями. Экран действует как препятствие для ветрового потока, переносящего туман. Часть капель, присутствующих в этом ветровом потоке, ударяется о сетчатые волокна и оседает для сбора. Когда насыщенный туманом воздух проходит через сетку, более мелкие капли имеют тенденцию выходить через отверстия сетки, и не захватываться. Таким образом, экран может собирать только часть капель, присутствующих в ветровом потоке. Осажденные капли сливаются, увеличиваясь в размерах, и начинают скатываться по сетчатым волокнам под действием силы тяжести в коллектор. Экраны, классифицируя по размерам [8], стандартный коллектор тумана (СКТ) площадью 1 м² (1 м в длину и 1 м в высоту), и большой коллектор тумана (БКТ) площадью $40-50 \text{ м}^2$. В научных исследованиях используется СКТ. Его задача измерить вероятной сбор воды из тумана в этом месте и определить возможность осуществимости этого процесса. В то время как БКТ устанавливается на участках с достаточным пространством. БКТ в основном предназначен для снабжения небольших сообществ водными ресурсами [2, 9–11].

Улавливание воды зависит от различных факторов, хотя основными, непосредственно влияющими на сбор, являются скорость ветра, влажность, распределение капель по размеру и характеристики сетки. Эффективность сбора воды из тумана до настоящего времени, была сосредоточена в основном на трех основных компонентах [5, 12, 13]: количество жидкости в потоке тумана, текущем через сетку, количество осаждённых капель, вызванное взаимодействием между сеткой и туманным ветром, а также количество дренажа с поверхности сетки в коллектор. Общая эффективность сбора η_{coll} определяется как произведение аэродинамической эффективности η_a, эффективности осаждения η_{cap} и эффективности дренажа η_{dr} :

$$\eta_{coll} = \eta_a \eta_{cap} \eta_{dr}.$$
 (1)

В качестве альтернативы, η_{coll} может также определяться как отношение скорости потока капель тумана, фактически собранных в коллекторе на единицу площади экрана, к максимальному содержанию жидкой воды в невозмущенном входящем потоке потока тумана на единицу площади поперечного сечения. Таким образом, η_{coll} можно представить в виде:

$$\eta_{coll} = \frac{m_w}{tAm_{dr}},\tag{2}$$

где m_w — масса фактически собранной воды за время *t*, m_{dr} — масса дрейфующих капель тумана, A — вычисляется как площадь проекции на плоскость, перпендикулярной направлению потока тумана открытой части сетки.

Для повышения эффективности сбора в условиях окружающей среды предлагаются различные модификации сетки [14]. В лабораторных условиях недавно исследовано влияние смачиваемости на сбор тумана двухслойной полиолефиновой сеткой Рашеля [15]. Авторы обнаружили, что количество воды, собранной супергидрофильной сеткой, примерно в 5 раз превышает количество гидрофильной (необработанной) сеткой, и что гидрофобная сетка собрала в 2.5 раза больше воды, чем гидрофильная. Их результаты показывают, что повышение гидрофильности или гидрофобности поверхности может повысить эффективность сбора тумана. В работе [16] иссле-



Рис. 1. Стандартный коллектор тумана (а), размещение полевой базы (б), схема ориентации сеток (в).

дована возможность повышения эффективности сбора тумана сеткой Рашеля за счет модификации поверхности и локальных геометрических изменений. С помощью экспериментальных и теоретических исследований продемонстрировано, что можно повысить эффективность сбора тумана с помощью покрытий, обеспечивающих микрошероховатость поверхности. Основная идея состоит в том, чтобы увеличить угол контакта θ , в то же время уменьшить эффект закрепления. В результате покрытие NeverWet увеличило эффективность сбора сетки Рашеля примерно на 50%, и являлось самым эффективным из пяти протестированных покрытий. Использование супергидрофобных материалов для повышения эффективности сбора тумана типичных сеток Рашеля было исследовано в [16-18].

Целью данной работы является анализ общей эффективности сбора воды из тумана для погодных условий Керченского полуострова на основе экспериментального и численного метода. В этом исследовании мы объединяем эксперимент по сбору тумана, выполненный в естественных полевых условиях, с теоретическим анализом аэродинамики воздуха вблизи сетки коллектора, проведенного на основе компьютерного моделирования потока. В этой работе мы рассмотрим влияние смачивания поверхности сетки, уделив особое внимание супергидрофобному покрытию NeverWet. Основной задачей исследования является углубление понимания динамики жидкости, связанной со сбором тумана в реальных масштабах, и улучшение конструкции коллектора для практического применения. В частности, мы фокусируемся на основных коэффициентах эффективности сбора коллекторов тумана и влияния на них структурных свойств сетки, гидрофобности и погодных условий. Полученные результаты эффективности сбора обсуждаются с точки зрения физических процессов, происходящих в масштабе волокна сетки коллектора.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Материалы и методы исследования. Эксперимент по сбору воды из тумана выполнен в полевых условиях в течение 30 дней (1-30 ноября). Этому времени года свойственны адвективные туманы, приходящие на Керченский полуостров с Черного моря. В исследовании использовали стандартный коллектор тумана (СКТ). Конструкция его состоит из плоской сетчатой панели, помещенной в жесткую рамку из пластикового шнура диаметром 5 мм (рис. 1а). Материал сетки – стекловолокно, покрытое поливинилхлоридом. Размер ячейки 1.1×1.1 мм, толщина волокна — 0.28 мм. СКТ были установлены вблизи города Керчь, в районе, отмеченном красным кружком на рис. 1б. Координаты 45.3063 с.ш., 36.4193 в.д. Высота над уровнем моря 94 м. С западной и северной стороны от места эксперимента находится равнинный vчасток протяженностью более 1 км. С востока и юга происходит снижение рельефа к уровню моря Керченского пролива (рис. 1б). В этой части города расположены одноэтажные дома, за пределами которых проведен эксперимент.

СКТ имеет площадь 1 м^2 , основание на высоте 1 м над землей, расстояние от плоскости сетки до ближайшего строения не менее 10 м. Сетки устанавливались так, что их стороны были направлены на север или юг (СЮ) (рис. 1в(1)), восток или запад (ВЗ) (рис. 1в(2)), юго-восток (ЮВ) или северо-запад (СЗ) (рис. 1в(3)). Всего установлено шесть сеток по две в каждом направлении. Сетка подлежала воздействию атмосферы, а туман продвигался сквозь нее ветром. Часть капель тумана оседала на сетчатом материале в результате удара. Когда скапливалось все больше тумана, капли объединялись и стекали по сетчатому материалу в желоб, а дальше в резервуар для хранения. Массу собранной воды определяли на цифровых лабораторных весах и округляли до целого значения в граммах. Время наступления и исчезновения тумана определялось визуально.

Кроме массы собранной воды, ежедневно фиксировались скорость и направление ветра, температура, влажность и атмосферное давление. Измерения указанных параметров выполнены цифровым мультиметром ККМООN TL-303. Численные данные метеорологических характеристик сравнивали с показаниями станции гидрометцентра России в городе Керчи, расхождение не превышало 5%. Результаты измерений и информация гидрометцентра регистрировались каждые 3 ч. Окончательные данные, принятые для дальнейшего анализа, получены расчетом среднего арифметического значения. За весь период испытаний направление ветра оставалось постоянным в каждый конкретный день наблюдений, соответственно этот параметр не усреднялся.

Для увеличения сопротивления важно, чтобы осажденная вода стекала с сетчатых волокон. Покрытие может изменить смачивающие свойства поверхности, так что даже небольшая капля может сойти с соответствующего волокна сетки [19, 20]. В данной работе часть сеток были покрыты Never-Wet для изучения влияния смачивания на η_{dr} долю осажденной воды, которая стекает из нити, и впоследствии собирается в желоб, расположенный в нижней части сетки. NeverWet (Rust-Oleum Co., IL, США), коммерческое средство для создания супергидрофобных покрытий (СГП) [16]. Never-Wet включает два аэрозоля, которые называются "базовый слой" и "верхний слой" соответственно. На поверхность образца первым наносился базовый слой, содержащий метилизобутилкетон, бутилацетат и минеральные спирты, путем равномерного распыления в 2-3 прохода с расстояния около 15 см в течение 3-4 с. После чего слой просыхал при нормальных условиях, созданных в лаборатории в течение 30 мин. Затем выполнялось осаждение верхнего покрытия, распылением частицы диоксида кремния [SiO₂] суспендированных в ацетоне. Поверхность сохранялась для дальнейшей сушки в обычных лабораторных условиях в течение не менее 12 часов до проведения исследований.

Изображение поверхностной структуры на сетках с СГП были получены с использованием оптического микроскопа SZM7045T-B1 с помощью видеоокуляра HDMI VGA 18MP HD USB TF, сопряженного с ПК. Размеры поверхностных структур также были измерены с использованием профилометра модели 130 завода "Протон", который позволяет производить измерение шероховатости с высокой точностью (разрешение в направлении z = 4 нм).

Наблюдение и фотосъемка капель для определения угла контакта θ , осуществлялась на специально сконструированной установке, по схеме, описанной в [21, 22].

Метод наклонной плоскости [23] использовался для записи измерений и захвата изображений профилей падения непосредственно перед началом спуска для определения гистерезиса угла контакта.

Численный метод. Эффективность аэродинамического сбора тумана η_a оказывается основным фактором, влияющим насколько эффективно мож-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1 2023

но собирать воду из тумана. Основная причина недостатка экспериментальных данных — это сложность и экономические трудности измерения скорости ветра вокруг коллектора тумана. Теоретический и численный анализ требует больших вычислительных затрат, особенно при рассмотрении потока жидкости в коллекторах вплоть до шкалы длины сетки. Предыдущие исследования изучали аэродинамическое поведение сборщиков тумана, однако они игнорировали эффекты между волокнами сетки, моделируя коллектор как пористую среду.

Предлагаемая модель CFD была разработана на основе метода Навье-Стокса, усредненного по Рейнольдсу (RANS) для трехмерного потока газа с использованием программного пакета ANSYS-CFX.

Основные математические уравнения, решаемые для анализа течения, представляют собой нестационарные уравнения Навье-Стокса в их консервативной форме. Для численного решения определяющие уравнения усредняются по времени. Полученные уравнения (3–5) решаются для каждой расчетной ячейки.

Уравнение неразрывности (закон сохранения массы)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \left(\rho \overline{U} \right) = 0. \tag{3}$$

Уравнение количества движения (закон сохранения импульса)

$$\frac{\partial \rho \overline{U}}{\partial t} + \nabla \left(\rho \overline{U} \times \overline{U} \right) = \nabla \left\{ \tau - \rho \overline{u \times u} \right\} + S_{\rm M}, \qquad (4)$$

где τ — тензор молекулярных напряжений, скорость разделена на среднюю составляющую \overline{U} , и *и* изменяющуюся во времени составляющую, $S_{\rm M}$ — векторное поле внешних сил.

Уравнение энергии (закон сохранения энергии)

$$\frac{\partial \rho h_{tot}}{\partial t} - \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \left(\rho \,\overline{U} \, h_{tot} \right) =$$

$$= \nabla \left(\lambda \nabla \tau \right) + \nabla \left(\overline{U} \tau \right) + \overline{U} S_{\rm M} + S_E,$$
(5)

где полная энтальпия, связанная со статической энтальпией h(T, p) соотношением:

$$h_{tot} = h_{stat} + \frac{1}{2}\overline{U}^2 + k, \quad k = \frac{1}{2}\overline{u^2}$$

Уравнение состояния $\rho = \rho(T, P)$.

В уравнениях (3–5) использованы следующие обозначения: P – давление, ρ – плотность, T – температура, t – время; $S_{\rm E}$ – работа внешних источников энергии, λ – коэффициент теплопроводности, ∇ – оператор Гамильтона.

Мы рассматриваем двухмерную модель стандартного коллектора тумана, который расположен на расстоянии $l_1 = 1$ м от входа и $l_2 = 1$ м от выхода воздушного потока (рис. 2).



Рис. 2. Геометрия и размеры области моделирования; на вставке увеличенный вид сетки.



Рис. 3. Профиль шероховатости поверхности (а), оптическая микроскопия (б), капля в состояния Касси-Бакстера на СГП сетки (в).

Ширина СКТ w = 1 м, а ширина области моделирования W = 2.4 м. Волокна сетки коллектора в сечении представляли окружность радиусом r == 0.14 мм. Таким образом, элементов сетки было 750 шт. Начало формирования задачи в пре-процессоре СFX связано с заданием материала тела основного домена и опорного давления. Моделирование выполнено для двухфазной, однородной среды. Компоненты — это непрерывный поток воздуха и дисперсный поток воды. Диаметр капель 5–60 мкм, плотность тумана 0.1–0.5 г/м³, в зависимости от интенсивности тумана. Опорное давление — 1 атм. Модель турбулентности потока выбрана Shear Stress Transport (SST). SST модель хорошо рассчитывает течения, как вблизи стенок, так и в остальном потоке. Она стабильна и не требует больших вычислительных ресурсов. Параметры входа нормальная скорость — 1—7 м/с в соответствии с экспериментом. Для выхода — статическое давление равное нормальному атмосферному давлению — 1 атм.

Заявленная модель сочетает в себе масштабы, отличающиеся на четыре порядка. От величины элементов сетки коллектора 0.1 мм до размеров области аэродинамического моделирования 1-2 м. Размеры модели подбирались так, чтобы исключить их влияние на результат. Мы изменяли ширину и длину всей области моделирования, но сравнивали только распределение скорости для y = 1 м от центра сетки. То есть 0.5 м сетки коллектора и 0.5 м с боку от нее. Аналогично подбирали l_1 и l_2 . Дальнейшее увеличение этих размеров не вносило изменений в распределение скорости около СКТ.

Кроме того, чтобы гарантировать независимость сетки в расчетах, мы протестировали различные плотности узлов и фиксировали распределение скорости. Сеточная модель, сгенерированная тетраэдрического типа для трех геометрий в среднем, состояла из 0.4 млн элементов и 0.2 млн узлов. Последовательное уменьшение размеров элементов в два раза привело к изменению анализируемого результата скорости не более чем на 4%.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

В табл. 1 представлены результаты эксперимента по сбору тумана в полевых условиях. В табл. 1 не указаны дни, когда туман отсутствовал в течение периода наблюдений или был дождь. Масса воды *m* в граммах определялась в среднем за час сбора *t*. То есть вся вода, стёкшая по сетке в желоб, делилась на время от наступления тумана, до момента пока он не рассеялся m/t. Временной период наличия тумана в атмосфере составлял от 3 до 9 часов в различные дни наблюдений. Кроме того, в табл. 1 указаны физико-климатические параметры, при которых выполнялся эксперимент. Отдельно рассмотрены сетки коллектора с и без СГП, указана их ориентация.

На рис. 3 представлены структурные и капиллярные свойства поверхности СГП. Типичный профиль профилометрии системы NeverWet показан на рис. За. Кластеризация и агломерация частиц, присутствующих в растворе, приводит к образованию шероховатости, среднее арифметическое и стандартное отклонение профиля которой составляют, соответственно, $R_a = 12$ мкм и $R_q = 15$ мкм. Общая высота $R_t = 127$ мкм и высота неровностей профиля $R_z = 122$ мкм характерны для системы NeverWet. Микроскопические полусферические выступы обеспечивали необходимую шероховатость рис. Зб для появления эффек-

День	Темпе- ратура, °С	Скорость ветра,м/с	Направление ветра	Давление, гПа	Влаж- ность воздуха, %	Без СГП (г/ч)			СГП (г/ч)		
						ЮВ или СЗ	С или Ю	В или З	ЮВ или СЗ	С или Ю	В или З
1	11	1.1	Восток	1013.3	97	32	40	30	17	26	26
2	11	0.2	Север	1023.9	96	43	45	50	20	11	14
3	12	1.4	Юго-восток	1025.2	98	83	20	14	67	0	0
4	10	0	Запад	1022.6	95	17	29	41	17	16	18
5	9	2.1	Север	1025.2	92	0	33	52	0	9	10
6	11	2.5	Юг	1019.9	89	34	23	24	21	18	21
7	11	1.8	Северо-запад	1017.2	99	91	22	58	0	22	20
8	4	5.9	Север	1029.2	65	145	250	340	87	100	123
9	1	3.5	Северо-восток	1035.9	67	78	120	176	54	88	97
10	6	3.8	Восток	1026.6	85	32	20	37	36	22	20
11	6	3.7	Северо-восток	1023.9	86	10	19	19	14	13	15
12	2	6.3	Северо-восток	1033.2	72	0	4	9	0	0	0
13	2	3.8	Восток	1026.6	84	77	78	90	32	52	60
14	1	1.9	Северо-восток	1023.9	88	46	53	60	32	22	27
15	4	0.2	Северо-восток	1018.6	91	29	24	30	12	15	17
16	7	3	Юго-запад	1011.9	81	14	14	22	14	16	28
17	5	2.2	Запад	1015.9	91	0	8	17	0	0	0
18	8	3	Юго-запад	1015.9	89	24	21	22	8	0	0
19	8	1.4	Запад	1014.6	96	17	11	13	11	22	15
20	1	4.7	Север	1022.6	62	0	9	11	0	3	8
21	2	1.7	Северо-восток	1027.9	79	27	40	20	16	25	30
22	0	1.2	Восток	1021.2	94	20	10	15	13	10	10

Таблица 1. Результаты и физико-климатические условия сбора тумана ЮВ или СЗ, С или Ю, В или З означает ориентацию сетки, т.е. одна сторона на юго-восток другая северо-запад, на север и юг, восток и запад соответственно

та несмачивания и перехода капли в состояние Касси-Бакстера (рис. 3в). Для капель объемом 5 мкл: краевой угол $\theta = 153^{\circ}$, гистерезис $\approx 2^{\circ}$. Сет-ка без СГП: краевой угол $\theta = 57^{\circ}$, гистерезис $\approx 27^{\circ}$.

На основном этапе обработки результатов мы определили среднее количество воды отдельно для двух типов покрытий, собранное за день испытаний. Для анализа общей тенденции сбора не учитывались погодные условия и ориентация СКТ. На рис. 4 показана средняя масса воды (в граммах), полученная за час *m/t* с трех обычных и трех супергидрофобных коллекторов.

Из диаграммы на рис. 4 следует, что для имеющихся погодных условий и геометрии использованной сетки в каждый день испытаний было собрано больше воды на обычной сетке без СГП. Такая зависимость сохранится, если отсортировать данные по ориентации СКТ в пространстве. Количественно воды из тумана на сетках без СГП было собрано в 1.81 раза больше.

Рассмотрим модель для объяснения результатов сбора тумана на различных покрытиях. Из-за силы тяжести крупные капли, которые конденсируются на сетке, могут спускаться вниз в желоб для сбора. Однако маленькие капли могут застрять на волокнах и, следовательно, не будут собраны. Следовательно, для повышения эффективности сбора важно собрать как можно больше "крошечных" капель. Количественной характеристикой смачиваемости является угол контакта θ и разница между наступающим θ_{adv} и отступающим углами θ_{res} (гистерезис угла контакта). θ определяется как угол между касательной в тройной точке границы раздела и твердой поверхностью. Величина угла θ капли связана с межфазными энергиями, действующими между границами раздела твердое тело-жидкость (f_{SL}), поверхностной энергией твер-



Рис. 4. Средняя масса воды, собранная за час в туманный день эксперимента для двух типов коллекторов.

дое тело-пар (f_{SV}) и энергией жидкость-пар (f_{LV}) соотношением:

$$\cos\theta = \frac{f_{SV} - f_{SL}}{f_{LV}}.$$
 (6)

Из (6) следует, что чем ниже поверхностная энергия, тем больше краевой угол и меньше смачиваемость твердого тела. Если угол контакта $\theta < 90^{\circ}$ – поверхность обладает гидрофильными свойствами, $\theta > 90^{\circ}$ соответствует гидрофобному взаимодействию. Увеличение угла контакта до значений $\theta > 150^{\circ}$ и снижение значения гистерезиса $\theta_{adv} - \theta_{res} < 10^{\circ}$ свидетельствует о переходе в супергидрофобное состояние.

Капля на подложке, которая наклонена на угол β , испытывает гравитационную силу G и пороговую силу сцепления *F*. Две силы, соответственно, имеют следующие выражения:

$$G = \rho g V \sin \alpha, \tag{7}$$

$$F = Df \left(\cos\theta_{res} - \cos\theta_{adv}\right),\tag{8}$$

где ρ — обозначает массовую плотность жидкости, g — гравитационное ускорение, V — объем капли, а D — диаметр основания капли. В результате геометрического анализа, когда V фиксирован, F уменьшается с увеличением θ и уменьшением гистерезиса. Если $G \leq F$ капля движется вниз от подложки. Таким образом, с целью уменьшения F, нужно добиться как можно более высокого θ за счет повышения гидрофобности поверхности.

На гладкой поверхности θ обычно меньше 120°, даже если эта поверхность покрыта сильно

водоотталкивающими материалами [24]. Следовательно, чтобы сделать угол контакта значительно выше 120°, добавляют шероховатость структуры на поверхность. Когда капля жидкости находится на шероховатой поверхности, возможны два состояния смачивания: Венцель или Кэсси– Бакстер [25]. В состоянии Венцеля капля полностью заполняет канавки между структурами шероховатости (например, столбами и каналами), в то время как в состоянии Касси–Бакстер воздух задерживается между этими структурами, и капля остается сверху шероховатость конструкций и захваченный воздух.

Рассчитаем пороговую силу сцепления F по уравнению (8) для двух типов сеток. Примем диаметр основания капли равен диаметру волокна сетки, а величина коэффициента поверхностного натяжения воды f = 72 мH/м. Тогда для сетки с СГП F = 0.3 мкH, а без покрытия 8 мкH. Соответственно из (7) следует, чтобы преодолеть силу сцепления капля должна быть объемом 0.03 и 0.8 мкл. Эти значения объема капли на 6-7 порядком больше капель естественного тумана. Поэтому однозначно необходимо время для их сливания и роста на волокнах сетки. В таком случае мы должны учесть возможный унос капель обратно в атмосферу. Сила, действующая в направлении ветра по модулю, будет равна силе вязкого трения. Для тела сферической формы:

$$F_{\rm TD} = 6\pi\eta r u, \tag{9}$$

где η – динамический коэффициент вязкости тумана. Вязкость тумана может в сотни раз превышать вязкость воздуха. Выполненный сравнитель-



Рис. 5. Капли тумана на сетке с СГП (а) и без покрытия (б, в).

ный анализ [26] вязкости позволил определить $\eta = 85.3 \times 10^{-5}$ Па с для условий, представленных в работе. Тогда в интервале скоростей u = 1-7 м/с и радиусов капель, соответствующих объемам, полученным из (7) $F_{\rm rp} = 1-10$ мкН. Из такого сравнения можно сделать вывод, что капля в состоянии Касси–Бакстера и объемом до 1 мкл будет уноситься ветром, я не попадать в коллектор.

Процесс конденсации капель на СГП может проходить в несколько стадий [27]. На первом этапе капли зарождаются и растут без значительных взаимодействий, и начальный охват поверхности незначительный. Видимые капли образуются между бугорками шероховатости поверхности. Зарождение жидкой фазы активно происходит в местах трещин или меньшей толщины СГП. На втором этапе покрытие поверхности водой достаточно для того, чтобы капли слипались вместе, но центр масс сливающихся капель существенно не изменяется. Когда средний диаметр капель на СГП достигает порогового значения, коалесценция приводит к мобилизации и подвижному слиянию капель. В результате увеличение жидкости способствует удалению капель из впадин шероховатости поверхности и переход в состояние Касси-Бакстера. Однако возможно и продолжение заводнения СГП. Таким образом, результат взаимодействия капель тумана и материала сетки зависит не только от шероховатости поверхности и баланса поверхностных энергий, но и механизма этого взаимодействия.

На сетках с СГП заметен определенный вид образования и роста капель. Они в большинстве находятся на пересечении волокон, где обеспечивается большая площадь контакта с твердой поверхностью (рис. 5а). На СКТ без покрытия вода в основном занимает область ячейки (рис. 5б). Занятая ячейка стеканием воды способствует заводнению находящейся ниже. В результате такого соединения образуется треки ячеек с водой по все длине сетки (рис. 5в). С одной стороны, подобное явление засоряет сетку и нарушает ее аэродинамику. Однако образованный водный трек может ускорить процесс стекания в желоб и уменьшить потерю капель обратно в атмосферу. Видимо по этой причине многие исследователи в этой области определили структуру сетки "арфой" как оптимальную для сбора тумана [12, 28].

Для эффективного сбора на СГП необходимо выполнение нескольких важных условий. Вопервых, капли тумана должны оседать и стадию неподвижной коалесценции проходить между бугорками шероховатости. Во-вторых, при переходе капли в состояние Касси—Бакстера она должна иметь достаточный объем, чтобы перекрывать большую площадь контакта с волокнами сетки для обеспечения силы сцепления при падении в желоб.

Проанализируем результаты в таб. 1 с помощью основных параметров эффективности сбора (1). Рассмотрим модель аэродинамической эффективности сбора, предложенную в [13], которую успешно применили и другие авторы [9, 14]. Согласно этой модели

$$\eta_a = \frac{A_0}{A_1} s,\tag{10}$$

где A_0 — площадь невозмущенной области трубки потока, которая проходит через сетку, а A_1 — площадь сетки, *s* — коэффициент затенения. При постоянной плотности ρ уравнение непрерывности можно написать, как:

$$u_0 A_0 = u_1 A_1, (11)$$

где u_0 — скорость невозмущенного потока, u_1 — вынужденного проходить через сетку.

С учетом (11) получено:

$$\eta_a = \frac{u_1}{u_0} s. \tag{12}$$

На рис. 6 показаны результаты численного моделирования поля скоростей СКТ. Скорость невозмущенного потока равна скорости заданной на входе аэродинамической области и для представленной модели $u_0 = 3$ м/с. Скорость потока воздуха вынужденного проходить через сетку $u_1 = 2.7$ м/с. Коэффициент затенения, для выбранных размеров ячейки и толщины волокна s = 0.2. Тогда рассчитанная по (12) аэродинамическая эффективность сбора $\eta_a = 0.18$.

Вычисления для всех заявленных скоростей ветра показало, что аэродинамическая эффектив-



Рис. 6. Распределение скорости в области стандартного коллектора тумана (а) и векторное поле скоростей в центре (б) и на краю (в) сетки.



Рис. 7. Зависимость относительной аэродинамической эффективности от интенсивности тумана (а), распределение парциальной скорости капель тумана (б).

ность сбора растет и в интервале $u_0 = 1-7$ м/с составляет $\eta_a = 0.179 - 0.184$. Однако зависимость от скорости ветра выявляется в тысячных долях, что соизмеримо с погрешность вычисления скорости и₁. Поэтому в дальнейших расчетах мы считаем η_a постоянной в этом диапазоне скоростей ветра. Тем более эти значения соответствуют средней части сетки, где поток перпендикулярен плоскости коллектора. Векторное поле скоростей в центре и на краю сетки представлены на рис. 66, 6в. Отклонение потока ветра должно учитываться при расчете аэродинамической эффективности сбора. Тогда равенство (11) будет иметь вид: $u_0A_0 = u_1A_1\sin\alpha$ [5]. Угол α откладывается от поверхности СКТ. С учетом этого, η_a в центре (рис. 5б) может отличаться от края (рис. 6в) на 10% для s = 0.2.

Результаты моделирования, представленные на рис. 6а, получены для смеси двух сред: однородной – воздуха, дисперсной – тумана. В расчете аэродинамических характеристик сетки коллектора учитывается их общее значение скорости – $u_{\rm air+fog}$ [3, 8, 12-14]. Предложенная в данной работе численная модель позволяет разделить смесь на парциальные компоненты. Таким образом, мы отдельно рассмотрели распределение скорости воздуха *u*_{p.air} и частиц тумана *u*_{p.fog}. Кроме того, для достаточного анализа аэродинамики продублировали расчет при отсутствии тумана в воздухе *u*_{air} и оценили влияние интенсивности тумана на указанные значения скорости. Интенсивность тумана моделировалось изменением диаметра капель и плотности. На рис. 7а показана зависимость относительной аэродинамической эффективности $\omega = \frac{|0.18 - \eta_a|}{0.18}$, выраженной в процентах, от интенсивности тумана. Слабым считался туман при диаметре капель 5–10 мкм и плотности 0.1–0.2 г/м³ (рис. 7a (1)), умеренным – 20–40 мкм и 0.3 г/м³ (рис. 7a (2)), сильным – 50–60 мкм и 0.4–0.5 г/м³ (рис. 7a (3)).

При одинаковых начальных условиях η_a , рассчитанное по (12), смеси воздуха и тумана больше, чем при отсутствии тумана (рис. 7а). Данная тенденция наблюдается во всем интервале скоростей потока на входе модели (1-7 м/с) и интенсивности тумана. Туманный воздух будет иметь больший перепад скоростей до и после сетки коллектора, при этом отношение u_{1/u_0} не зависит от диаметра капель и плотности тумана. Главном образом, интенсивность тумана влияет на парциальные компоненты скорости воздуха и тумана (рис. 7а). *и*_{р.fog} снижается при увеличении диаметра и плотности капель. Большие капли инертны и для их разгона и торможения требуется больше времени. Воздух в большей степени обтекает капли тумана и не теряет энергии на изменение их скорости, что вызывает увеличение $u_{p air}$ (рис. 7a).

Разделение составляющих смеси туманного воздуха показало, что $u_{p,fog}$ на 5 порядков меньше $u_{p,air}$ (рис. 76). Распределение парциальной скорости тумана имеет более хаотичный характер чем $u_{air+fog}$ (рис. 6а). Тем не менее отношение скоростей в (12) приводит к идентичности результата $\eta_a \approx 0.18$, независимо от характера скорости, принятой для расчета.

Определение $u_{p,fog}$ позволяет рассчитать теоретическое значение m/t. В зависимости от интенсивности тумана общая масса, прошедшая через СКТ за единицу времени, находится в интервале 22-30 г/ч, что согласуется с результатами в табл. 1 и подтверждает корректность модели.

Эффективность осаждения η_{сар} — это доля тумана, захваченная сеткой с инерционным воздействием, напрямую связана с числом Стокса (*Stk*)

$$Stk = \frac{2\rho_w}{9\rho_a} \operatorname{Re}_R \left(\frac{r_f}{R}\right)^2.$$
 (13)

где ρ_a – плотность воздуха, ρ_w – плотность воды, μ_{air} – вязкость воздуха, а $\text{Re}_R = \rho_a u_0 R/\mu_B$ выражается числом Рейнольдса. Уравнение (13) помогает получить отношение времени отклика частицы к окружающему потоку. Для эффективности осаждения было предложено следующее соотношение:

$$\eta_{cap} = \frac{Stk}{Stk + \frac{\pi}{2}}.$$
(14)

Таблица 2. Показатели эффективности сбора тумана

Пони	Показатель эффективности сбора									
день	η_{cap}	η_{coll}	$η_{coll}$, CΓΠ	η_{dr}	η _{dr} CΓΠ					
1	0.207	0.043	0.029	1	0.780					
2	0.045	0.319	0.104	1	1					
3	0.249	0.039	0.033	0.863	0.741					
4	0.192	0.040	0.024	1	0.685					
5	0.332	0.019	0.004	0.313	0.070					
6	0.372	0.015	0.011	0.224	0.166					
7	0.299	0.044	0.016	0.817	0.301					
8	0.583	0.058	0.024	0.550	0.232					
9	0.453	0.049	0.032	0.606	0.387					
10	0.474	0.011	0.010	0.127	0.111					
11	0.467	0.006	0.005	0.071	0.062					
12	0.599	0.001	0.000	0.009	0.000					
13	0.474	0.030	0.018	0.350	0.206					
14	0.310	0.039	0.020	0.693	0.353					
15	0.045	0.192	0.102	1	1					
16	0.415	0.008	0.009	0.103	0.120					
17	0.343	0.005	0.000	0.087	0.000					
18	0.415	0.011	0.002	0.142	0.025					
19	0.249	0.015	0.016	0.332	0.354					
20	0.527	0.002	0.001	0.017	0.011					
21	0.287	0.024	0.019	0.458	0.374					
22	0.221	0.017	0.013	0.436	0.319					
Ср. знач.	0.344	0.045	0.022	0.725	0.361					

Большое значение *Stk* (*Stk* \ge 1) приводит к лучшему захвату капель сеткой, что в конечном итоге обеспечивает более высокую эффективность сбора тумана. С помощью данных эксперимента (табл. 1) и численного моделирования мы определили η_{cap} для каждого дня измерений. Результаты представлены в табл. 2. Согласно (13) и (14) эффективность осаждения не зависит от смачивающих свойств поверхности. Поэтому η_{сар} одинаков для сеток с СГП и без него. Анализ результатов свидетельствует, что наименьшая ширина нити сетки приводит к более высокой эффективности η_{сар}. Скорость ветра и размер капель обратно пропорциональны ширине, что снижает инерцию капель, и приводит к снижению эффективности, так как мелкие капли начинают двигаться по ленте вместе с воздушным потоком.

Полной характеристикой эффективности сбора воды из тумана является η_{coll} , рассчитанное согласно уравнения (2) и результатов табл. 1, от-

дельно для двух типов покрытия сеток (табл. 2). Среднее значение η_{coll} соответствует нижней границе для однослойных стандартных коллекторов тумана, который испытывались в полевых условиях. Эффективность дренажа η_{dr} – доля объема воды, которая в конечном итоге достигает желоба, характеристика которую зачастую принимают равной единице, особенно в лабораторных исследованиях сбора тумана. Однако такое допущение не реализуется в реальных условиях эксперимента. Если оценить коэффициенты в уравнении (1), то η_a и η_{cap} не зависят от покрытия сетки. Эти параметры можно увеличить за счет оптимизации геометрии сетки для определённых погодных условий. Выразив η_{dr} из уравнения (1) с учетом $\eta_a = 0.18$ и η_{cap} указанного в табл. 2 мы рассчитали эффективность дренажа. В среднем для СГП η_{dr} в 2 раза меньше, чем у сетки без покрытия, что и вызывает итоговую разницу η_{coll} (рис. 4). Механизм сбора тумана основан на быстром стекании капель воды, при этом нижний край сетки находится внутри желоба коллектора. Стекания капель не требует большой ширины желоба. Наличие СГП может не только ускорить процесс стекания, но вызвать отрыв капель. В таком случаи, даже при малых скоростях ветра, будет происходить возврат капель в атмосферу и снижение эффективности сбора. Особенно ухудшение дренажа будет наблюдаться в условиях реального эксперимента, так как естественные порывы ветра и вибрация сетки уменьшит долю собранной воды.

Из результатов в табл. 1 следует также отметить, что перпендикулярность сетки не всегда обеспечивает лучшую эффективность сбора. Сетки, расположенные под 45° к потоку ветра, чаще собирали больше воды. Этот эффект связан с особой аэродинамикой места установки СКТ, так как одинаково проявлялся для СГП и сеток без покрытия. Возможно, это связано с низкими скоростями ветра во время эксперимента. Например, результаты, полученные в Латинской Америки [9] выполнены при скорости 5–10 м/с.

С другой стороны, если сгруппировать данные для каждого направления, то при восточном ветре суммарная масса собранной воды больше, чем в остальные дни. Это подтверждает тот факт, что туманы приходят с моря, которое находится восточнее от места испытаний. В зависимости от интенсивности тумана и скорости ветра оптимальными условиями для сбора воды является умеренный туман при 3.5-4 м/с. При таких погодных условиях выявляется баланс между аэродинамической эффективностью и дренажом. Более точное описание кинетики сбора воды требует учета дополнительных факторов полевых условий. Расстояние между сеткой и землей, шероховатость поверхности, топография местности, близлежащая растительность, кривизна сетки являются

важными факторами, определяющими скорость, давление и распределение турбулентности вблизи коллектора тумана. Выявление подобных закономерностей трудоемкая задача, которую трудно реализовать при помощи измерительных приборов и численных методов.

Также, по результатам измерений можно проследить прямую зависимость массы собранной воды от влажности и атмосферного давления, если выбирать из табл. 1 значения с одинаковой скоростью и направлением ветра. Однако эта зависимость выражена слабо по сравнению кинематическими характеристиками воздуха.

Конструкция сетки в большей степени влияет на повышение общей эффективности коллектора. Большая часть тумана не улавливается или обратно возвращается в атмосферу. Структура сетки должна обеспечить наименьший перепад давления, за счет выбора оптимального значения коэффициента затенения s. что приведет к vвеличению аэродинамической эффективности. Цилиндрическая форма волокна, является оптимальной из-за более плавного воздушного потока и низкого сопротивления. Чем больше доля капель тумана, столкнувшихся с нитями сетки коллектора, тем выше Stk, а следовательно, и эффективность осаждения. Эффективность дренажа важный элемент во всем механизме, потому что капли тумана ударяются о сетку, однако не достигают хранилища.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сбор воды из тумана экономичный и экологичный способ, который способен оптимизировать водоснабжение засушливых районов. В результате выполненного полевого эксперимента, с использованием сетки стандартного коллектора, определена средняя производительность сбора воды для погодных условий характерных Керченскому полуострову. Количественная оценка коэффициентов эффективности сбора, сделанная с помошью численного моделирования, позволила определить эффективность аэродинамики и осаждения капель тумана. Использование покрытий для повышения гидрофильности поверхности сетки показало ухудшение производительности сбора. С увеличением угла контакта смачивания снижается сила сцепления и капля не стекает по волокнам в желоб для сбора, а отрывается и возвращается обратно в атмосферу. Данное явление подтверждается анализом сил действующих на каплю и вычислением коэффициента дренажа для двух типов покрытий.

Конечно, получение воды из тумана не может полностью решить проблему нехватки водных ресурсов. Однако перспектива практического применения результатов исследования хорошо прослеживается особенно для Крымского полуострова. Реализация сбора тумана будет весомым вкладом в наполнение существующих водохранилищ, которые на данный момент являются основным средством водоснабжения населения. Тем более, их заполняемость, в основном, связана с атмосферными осадками, которые, как и туманы, обильно возникают в осенне-зимний период в этом регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Shanyengana E.S., Sanderson R.D., Seely M.K., Schemenauer R.S. Operational Paper Testing greenhouse shade nets in collection of fog for water supply // Journal of Water Supply: Research and Technology-Aqua. 2003. V. 52. № 3. P. 237–241.
- Klemm O., Schemenauer R.S., Lummerich A., et al. Fog as a fresh-water resource: overview and perspectives // AMBIO. 2012. V. 41. P. 221–234.
- Fessehaye M., Abdul-Wahab S.A., Savage M.J., et al. Fog-water collection for community use // Renewable and Sustainable Energy Reviews. 2014. V. 29. P. 52–62.
- Domen J.K., Stringfellow W.T., Camarillo M.K., Gulati S. et al. Fog water as an alternative and sustainable water resource // Clean Technol. Environ. Policy. 2014. V. 16. № 2. P. 235–249.
- Ghosh R., Ray T.K., Ganguly R. Cooling tower fog harvesting in power plants – A pilot study // Energy. 2015. V. 89. P. 1018–1028.
- Comstock K.K., Bretherton C.S., Yuter S.E. Mesoscale variability and drizzle in southeast pacific stratocumulus // Journal of the atmospheric sciences. 2005. V. 62. № 10. P. 3792–3807.
- 7. *Kim C.K., Yum S.S.* A numerical study of sea-fog formation over cold sea surface using a one-dimensional turbulence model coupled with the weather research and forecasting model // Boundary-Layer Meteorology. 2012. V. 143. № 3. P. 481–505.
- 8. *Schemenauer R.S., Cereceda P., Osses P.* Fogquest: Fog water collection manual. 2005. 120 p.
- Holmes R., Rivera J. de D., de la Jara E. Large fog collectors: New strategies for collection efficiency and structural response to wind pressure // Atmospheric Research. 2015. V. 151. P. 236–249.
- Ali N.B.H., Rhode-Barbarigos L., Albi A.A.P., Smith I.F. Design optimization and dynamic analysis of a tensegrity-based footbridge // Engineering Structures. 2010. V. 32. № 11. P. 3650–3659.
- 11. *Quirant J., Kazi-Aoual M., Motro R.* Designing tensegrity systems: the case of a double layer grid // Engineering Structures. 2003. V. 25. № 9. P. 1121–1130.
- 12. Park K.C., Chhatre S.S., Srinivasan S., et al. Optimal design of permeable fiber network structures for fog harvesting // Langmuir. 2013. V.29. № 43. P. 13269–13277.
- Rivera J. de D. Aerodynamic collection efficiency of fog water collectors // Atmospheric Research. 2011. V. 102. № 3. P. 335–342.

- Azeem M., Noman M.T., Wiener J., et al. Structural design of efficient fog collectors: A review // Environmental technology and innovation. 2020. V. 20. P. 101 169.
- Azad M.A.K., Ellerbrok D., Barthlott W., et al. Fog collecting biomimetic surfaces: Influence of microstructure and wettability // Bioinspiration and biomimetics. 2015. V. 10. № 1. P. 016004.
- Rajaram M., Heng X., Oza M., et al. Enhancement of fog-collection efficiency of a Raschel mesh using surface coatings and local geometric changes // Colloids and surfaces A: physicochemical and engineering aspects. 2016. V. 508. P. 218–229.
- Almasian A., Fard G.C., Mirjalili M., et al. Fluorinated-PAN nanofibers: Preparation, optimization, characterization and fog harvesting property // Journal of industrial and engineering chemistry. 2018. V. 62. P. 146–155.
- Seo D., Lee J., Lee C., et al. The effects of surface wettability on the fog and dew moisture harvesting performance on tubular surfaces // Scientific Reports. 2016. V. 6. № 1. P. 1–11.
- Kim G.-T., Gim S.-J., Cho S.-M., et al. Wetting-transparent graphene films for hydrophobic water-harvesting surfaces // Advanced materials. 2014. V. 26. P. 5166–5172.
- 20. Lee A., Moon M.-W., Lim H., et al. Water harvest via dewing // Langmuir. 2012. V. 28. P. 10183–10191.
- Zhao T., Jiang L. Contact angle measurement of natural materials // Colloids and surfaces B: biointerfaces. 2018. V. 161. P. 324–330.
- 22. Уколов А.И., Попова Т.Н. Исследование краевого угла капли морской воды при испарении на супергидрофобной поверхности стали A40S с учетом гравитации // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2018. Т. 15. № 2. С. 102–107.
- ElSherbini A.I., Jacobi A.M. Retention forces and contact angles for critical liquid drops on non-horizontal surfaces // Journal of colloid and interface science. 2006. V. 299. № 2. P. 841–849.
- 24. *Lafuma A., Quere D.* Superhydrophobic states // Nature Materials. 2003. V. 2. P. 457–460.
- 25. *Genzer J., Efimenko K.* Recent developments in superhydrophobic surfaces and their relevance to marine fouling: a review // Biofouling. 2006. V. 22. № 5. P. 339–360.
- Шавлов А.В., Соколов И.В., Джуманджи В.А. Вязкость и электрические свойства водных аэрозолей // Доклады академии наук. 2016. Т. 61. № 9. С. 429–434.
- 27. Попова Т.Н., Уколов А.И. Кинетические и термодинамические свойства конденсации пара на супергидрофобной поверхности теплообменных аппаратов // Вестник керченского государственного морского технологического университета. № 1. 2021. С. 99–111.
- Shi W., Anderson M.J., Tulkoff J.B., et al. Fog harvesting with harps // ACS Applied materials & interfaces. 2018.
 V. 10. № 14. P. 11979–11986.

2023

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 59 № 1

УКОЛОВ, ПОПОВА

Evaluation of the Effectiveness and Impact of Wetting the Surface of the Collector Mesh on the Process of Collecting Atmospheric Fog

A. I. Ukolov^{1, *} and T. N. Popova¹

¹Kerch State Maritime Technological University, Ordzhonikidze str., 82, Kerch, Republic of Crimea, 298309 Russia *e-mail: Ukolov aleksei@mail.ru

Fog collectors can be an efficient source of fresh water in areas with constant air advection. A key feature of any collection device is the mesh used to capture the fog droplets. In this paper, we combine a fog collection experiment performed in natural field conditions for meshes with different degrees of wetting of the fibers with a theoretical analysis of the aerodynamics of air near the collector, carried out on the basis of computer simulation of the flow. The obtained overall collection efficiency of a collector grid with a shading coefficient s = 0.2 for the weather conditions of the Kerch Peninsula was $\eta_{coll} = 0.045$ for a hydrophilic and $\eta_{coll} = 0.022$ for a superhydrophobic surface. This phenomenon is confirmed by the analysis of the forces acting on the drop and the calculation of the drainage coefficient for two types of coatings. It has been shown that droplets with a volume of up to 1 μ L will not fall into the collection trough, but will overcome the cohesion force and return back to the atmosphere. In general, the described technology is simple, economical and does not require energy consumption. Based on the experience of several countries, the effectiveness of a technology can be guaranteed if technical, social and managerial factors are taken into account in its planning and implementation.

Keywords: fog, water, superhydrophobicity, collector mesh, aerodynamics