

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

597

*Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. М. Катцова,
д-ра физ.-мат. наук В. П. Мелешко*

Санкт-Петербург
2020

Адрес: 194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
Телефон: (812) 297-43-90
ФАКС: (812) 297-86-61
e-mail: director@main.mgo.rssi.ru
web site: <http://www.voeikovmgo.ru>

Редакционная коллегия

Д-р физ.-мат. наук В. М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Е. Л. Генихович,
чл. корр. РАН, д-р физ.-мат. наук С. К. Гулев, д-р физ.-мат. наук, профессор И. Л. Кароль,
канд. физ.-мат. наук А. А. Киселев, д-р геогр. наук, профессор Н. В. Кобышева,
д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко, д-р геогр. наук А. В. Мещерская,
канд. физ.-мат. наук Т. В. Павлова, канд. физ.-мат. наук Е. В. Розанов,
д-р техн. наук А. А. Синькевич, канд. физ.-мат. наук А. П. Соколов,
канд. физ.-мат. наук П. В. Спорышев, канд. физ.-мат. наук Е. Е. Федорович,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

В сборнике представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований по актуальным проблемам изменения климата и прогноза погоды, атмосферной диффузии и мониторинга состояния атмосферы, климатологии, дистанционного зондирования атмосферы.

Сборник рассчитан на широкий круг научных работников и инженеров, интересующихся результатами современных исследований в области метеорологии и их практическим использованием.

Рекомендуется аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

В соответствии с решением Президиума высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки РФ журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата и доктора наук.

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. S. K. Gulev, Dr. I. L. Karol,
Dr. A. A. Kiselev, Dr. N. V. Kobysheva, Dr. V. P. Meleshko, Dr. A. V. Mescherskaya,
Dr. T. V. Pavlova, Dr. E. V. Rozanov, Dr. A. A. Sinkevich, Dr. A. P. Sokolov, Dr. P. V. Sporyshev,
Dr. E. E. Fedorovich, Dr. E. L. Makhotkina (Editorial board secretary)

The publication deals with the results of theoretical and experimental studies on the present-day problems of changes in climate and weather forecast, atmospheric diffusion and atmospheric air condition monitoring, climatology, remote sounding of the atmosphere.

The publication is meant for a wide circle of specialists interested in the results of meteorological science development and their practical application.

It is recommended for post-graduates and students in their third or fourth year of respective speciality.

© Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Главная геофизическая обсерватория
им. А. И. Воейкова»,
2020

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. Н. Морозов.</i> Теоретические исследования по глобальной электрической цепи в атмосфере (обзор).	6
<i>А. С. Дрофа.</i> Об эффективности воздействия льдообразующими реагентами на конвективные облака.	34
<i>Б. М. Хучинаев, Х.-М. Х. Байсиев, С. О. Геккиева, А. Х. Будаев.</i> Экспериментальные исследования льдообразующей эффективности пиротехнического состава АД1 с добавками цинка.	51
<i>Г. Б. Пигольцина.</i> Микроклиматическая характеристика района горы Холатчахль (перевал Дятлова) за 1—2 февраля 1959 года.	61
<i>Н. М. Аржанова, Н. Н. Коршунова.</i> Мониторинг характеристик гололедно-изморозевых отложений на территории России в холодный сезон 2017/18 гг.	90
<i>С. С. Байшоланов, Е. Н. Муканов.</i> Оценка влияния изменения климата на оросительную норму сельскохозяйственных культур в Алматинской области Республики Казахстан.	104
<i>И. Л. Калюжный, С. А. Лавров.</i> Температура торфяной залежи болот Кольского полуострова.	118
<i>А. Д. Зив, О. В. Двинянина, Е. А. Соловьева.</i> Взвешенные вещества и диоксид азота в атмосфере Санкт-Петербурга: субъективные оценки, измерения, расчеты.	135

В. В. Мелентьев, А. В. Мелентьев, И. В. Мателёнок, А. С. Смирнова, В. И. Черноок. Опыт многоуровневого мультиспектрального экомониторинга мест хранения промышленных отходов, оказавшихся внутри городской застройки (на примере золоотвала ТЭЦ-2 на Дальневосточном проспекте). 162

И. Л. Калюжный., Ю. Ф. Решетников. Экспериментальные работы по определению испарения с водной поверхности на водно-испарительных установках ВНИГЛ за период с 1950 по 2019 г. 172

CONTENTS

<i>Morozov V. N.</i> Theoretical research on the global electrical circuit in the atmosphere (review).	6
<i>Drofa A. S.</i> About the effectiveness of modifying a convective cloud with ice-forming agents.	34
<i>Khuchnaev B. M., Baisiev H-M. Kh., Gekkieva S. O., Budaev A. Kh.</i> Experimental research of the ice-forming efficiency of the AD1 pyrotechnic composition with zinc additions.	51
<i>Pigoltsina G. B.</i> Microclimatic characteristics of the Kholatchakhl mountain region (Dyatlov pass) for February 1—2, 1959.	61
<i>Arzhanova N. M., Korshunova N. N.</i> Monitoring of gaze and rime coating characteristics over the Russian territory in the cold season of 2017/18.	90
<i>Baisholanov S. S., Mukanov E. N.</i> Assessment of the impact of climate change on the irrigation norm of agricultural crops in the Almaty region of the Republic of Kazakhstan.	104
<i>Kalyuzhny I. L., Lavrov S. A.</i> Temperature of the peat deposit for marshland of the Kola Peninsula.	118
<i>Ziv A. D., Dvinyanina O. V., Solov'eva E. A.</i> Total suspended particles and nitrogen dioxide in St. Petersburg airhead: subjective assessments, measurements, calculations.	135
<i>Melentyev V. V., Melentyev A. V., Matelionok I. V., Smirnova A. S., Chernook V. I.</i> Experience of multispectral multilevel ecomonitoring of the industrial waste storage sites caught up inside the urban development (ash dump located at the Dal'nevostochny avenue as an example).	162
<i>Kalyuzhny I. L., Reshetniko Yu.</i> Experimental work to determine evaporation from the water surface at VNIGL water-evaporation plants for the period from 1950 to 2019.	172

УДК 551.576.1 + 551.501.8

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ЦЕПИ В АТМОСФЕРЕ (ОБЗОР)

В. Н. Морозов

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: vn.morozov@inbox.ru

Поступила в редакцию 12.05.2020
Поступила после доработки 22.06.2020

Введение

Глобальная электрическая цепь (ГЭЦ) — это система электрических токов, пронизывающих земную атмосферу от подстилающей поверхности до ионосферы и магнитосферы. Одной из первых моделей ГЭЦ была модель Вильсона (Wilson, 1925), подробно рассмотренная в приложении настоящей статьи. Более сложная физико-математическая модель глобальной электрической цепи была представлена в работах (Hays, Roble, 1979; Roble, Hays, 1979). В первой работе этих авторов рассматривалась стационарная электрическая модель, в которой основными генераторами электрического поля были облака в дождевой стадии развития, представленные в виде дипольных токовых генераторов, поддерживающих электрическое поле атмосферы. Было получено аналитическое решение уравнения для потенциала электрического поля в виде разложения по сферическим гармоникам. Граничные условия вблизи земной поверхности определялись структурой пограничного слоя атмосферы, а в верхних слоях на уровне магнитосферы — условиями сопряженности на силовых линиях магнитного поля.

Во второй работе рассматривалась стационарная задача о проникновении ионосферных электрических полей в нижние слои атмосферы. Решение также представлялось в виде сферических гармоник.

В настоящей статье сначала рассматриваются работы по теоретическому моделированию глобальной электрической цепи, выполненные в Главной геофизической обсерватории (ГГО), затем дается обзор работ, выполненных в других научных организациях Российской Федерации и за рубежом.

Настоящий обзор написан в связи с выполнением работ по теме 6.1 «Развитие и модернизация технологий мониторинга геофизической обстановки над территорией Российской Федерации и Арктики» Плана НИТР Росгидромета на 2020—2022 гг.

1. Теоретические исследования глобальной электрической цепи в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова

За последние 40 лет, начиная примерно с 1979 года, в ГГО в области теории глобальной электрической цепи были рассмотрены и решены следующие задачи:

— построена аналитическая стационарная модель влияния конвективного токового генератора на параметры глобальной электрической цепи. Результаты расчетов по этой модели опубликованы в работах (Морозов, Селезнева, 1988; Morozov, 2006);

— разработана нестационарная модель ГЭЦ, в которой учитываются релаксационные процессы, и рассматривается влияние молний различных типов, а также гармонических процессов на ГЭЦ (Морозов, 2002, 2005, 2013, 2014, 2018б);

— построена аналитическая физико-математическая модель, описывающая проникновение электрических полей, возникающих в верхних слоях атмосферы, в нижние (Морозов, Трошичев, 2008; Морозов, 2014, 2018а).

1.1. Влияние конвективного токового генератора на ГЭЦ

Начало исследований в этой области датируется 1980-ми годами, когда появилась первая модель ГЭЦ (Hays, Roble, 1979; Roble, Hays, 1979). Импульсом для развития этой модели послужил тот факт, что оценки потенциала ионосферы, выполненные на ее основе, дали величину 250—300 кВ при больших величинах электрических зарядов (порядка 100 Кл) с учетом дипольного представления грозового генератора, использованного в ней. В. Н. Морозов и А. Н. Селезнёва (1988) расширили эту модель, включив в нее конвективный токовый генератор, действующий в пограничном слое атмосферы, при этом дипольная структура грозового генератора была сохранена. В результате проведенных расчетов было получено выражение для потенциала ионосферы, величина которого является глобальной характеристикой электрического поля атмосферы:

$$\varphi_{\infty} = \frac{1}{4\pi R^2 \alpha} \sum_{i=1}^N I_i \left(\frac{1}{\lambda_{i-}} - \frac{1}{\lambda_{i+}} \right) \frac{K_i \lambda_i}{K_i + \alpha} / \left\langle \frac{K\lambda}{K + \alpha} \right\rangle$$

$$I_i = 4\pi \lambda_{i+} q_{i+} = -4\pi \lambda_{i-} q_{i-}$$

$$\left\langle \frac{K\lambda}{K + \alpha} \right\rangle = \frac{1}{4\pi} \iint \frac{K\lambda}{K + \alpha} dS, \quad (1)$$

$$K = \left| \int_{z_0}^H E'(z) dz \right|^{-1}, \quad E(z) = \frac{j}{\lambda} E'(z),$$

где R — радиус Земли, α — показатель экспоненты в аналитическом представлении электрической проводимости $\lambda(r) = \lambda_0 e^{\alpha(r-R)}$.

При $K, K_i \rightarrow \infty$ получим решение, следующее из работы (Морозов, 2005). Величина K определяется переносом электрического заряда в конвективно-неустойчивом пограничном слое. Результаты численных экспериментов показали, что $K = 4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$ при $H = 1000 \text{ м}$

(Willet, 1983). Все другие стратификации дают более высокую величину K , чем для конвективно-неустойчивого пограничного слоя. В случае однородного пограничного слоя в сферической модели Земли $K=1$, и вклад конвективного генератора равен нулю.

В таблице 1 приведены отношения $\frac{\varphi_{\infty}}{\varphi_{\infty}^0}$ и величины $\langle \frac{K\lambda}{K+\alpha} \rangle$ при различных значениях S/S_0 (отношение площади, над которой пограничный слой конвективно-неустойчив, к площади суши).

Таблица 1

**Изменение относительного потенциала ионосферы ($\frac{\varphi_{\infty}}{\varphi_{\infty}^0}$)
при различных значениях S/S_0**

(S/S_0)	0,9	0,5	0,1
$\langle \frac{K\lambda}{K+\alpha} \rangle$	0,70	0,84	0,97
$\frac{\varphi_{\infty}}{\varphi_{\infty}^0}$	1,42	1,20	1,03

Как следует из таблицы, конвективный токовый генератор в пограничном слое атмосферы может давать вклад 20 % (максимальная величина 42 %). Отметим также, что этот генератор работает только при наличии электрического поля атмосферы, которое вследствие электродного эффекта создает электрический заряд, впоследствии переносимый конвективными движениями воздуха в пограничном слое. Впервые идея о влиянии конвективных движений в атмосфере на ее электрическое поле была высказана в работе И. М. Имянитова и В. П. Колоколова (1974).

1.2. Нестационарная модель электрического поля атмосферы

Нестационарная модель рассматривалась на основе уравнения для потенциала электрического поля $\varphi(r, \theta, \phi)$, записанного в сферической системе координат (r, θ, ϕ) (Морозов, 2005; Морозов, Куповых, 2017):

$$\left(\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} + \lambda(r)\right) \left[\frac{\partial^2 \varphi}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \varphi}{\partial r} + \Delta_{\theta, \phi} \varphi \right] + \alpha \lambda \frac{\partial \varphi}{\partial r} = - \sum_{s=1}^N \text{div}_{j_s}^{\vec{}} \quad (2)$$

$$\Delta_{\theta, \phi} \varphi = \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \phi^2}.$$

Токовый источник в правой части уравнения (2) записывается в следующем виде:

$$- \sum_{s=1}^N \text{div}_{j_s}^{\vec{}} = - \sum_{s=1}^N \left[\left[\frac{I_{cs}(t)}{r^2} + \frac{I_{cc}^s}{r^2} \right] [\delta(r - r_{s0}) - \delta(r - r_{s1}) + \right. \quad (3)$$

$$\left. + \frac{I_{cg}^s}{r^2} [\delta(r - R) - \delta(r - r_{si})] \right] \delta(\cos \theta - \cos \theta_s) \delta(\phi - \phi_s),$$

где φ — потенциал электрического поля атмосферы;

$\lambda(r) = \lambda_0 e^{\alpha(r-R)}$ — электрическая проводимость атмосферы;

$I_{cs}(t)$ — ток электризации, формирующий электрическую структуру грозового облака;

$I_{cc}^s(t)$ — электрический ток, обусловленный разрядом «облако—облако» в s-м грозовом генераторе;

I_{cg}^s — электрический ток, создаваемый разрядом «облако—земля» в s-м грозовом генераторе;

$\delta(u)$ — дельта-функция Дирака;

r_{s0}, r_{s1} — радиальные координаты положительно и отрицательно заряженных центров в s-м грозовом генераторе ($r_{s0} > r_{s1}$);

θ_s, ϕ_s — угловые координаты заряженных центров в s-м грозовом генераторе;

$i = 1$ соответствует разряду нижнего отрицательного заряда на землю, $i = 0$ — положительного верхнего заряда на землю;

N — число гроз, действующих в данный момент времени по всему земному шару;

R — радиус Земли, $\alpha^{-1} = 0,2—0,3$ км⁻¹.

Решение уравнения (2) находилось на основе следующих начальных и граничных условий:

$$\begin{aligned} \varphi(r = R, t) = 0, \varphi(|r| \rightarrow \infty) = \varphi_\infty(t), \\ \Delta\varphi(r, t = 0) = 0, I_{cs}(t) = I_{cso}\theta(t). \end{aligned} \quad (4)$$

Было получено аналитическое решение уравнения (2) с использованием метода разложения по сферическим гармоникам и временного преобразования Лапласа. Анализ релаксационной задачи показал наличие трех стадий в установлении стационарного состояния при включении грозовых генераторов в некоторый момент времени.

Первая стадия. Кулоновское приближение, когда электрическая проводимость не влияет на электрическое состояние атмосферы. Характерное время для этой стадии определяется из неравенства $4\pi\lambda_0 e^{\alpha(r-R)t} \ll 2/\alpha R$.

Вторая стадия. Здесь появляется масштаб $h(t) = \alpha^{-1} \ln \frac{\tau_0}{t}$, где $\tau_0 = (4\pi\lambda_0)$, и электрические токи проводимости текут при $z > h(t)$, а токами проводимости при $z < h(t)$ можно пренебречь.

Третья стадия имеет место при $t > (4\pi\lambda_0)^{-1}$, когда система эволюционирует к стационарной.

Потенциал ионосферы рассчитывается на основе баланса токов проводимости и токов смещения:

$$\oint_S \left(\lambda E + \frac{1}{4\pi} \frac{\partial E}{\partial t} \right) dS = 0. \quad (5)$$

Для нестационарных условий уравнения потенциала ионосферы приведены в работах (Морозов, 2005; Морозов, Куповых, 2017), в которых рассмотрено влияние разрядов молний различных типов на ГЭЦ. Результаты проведенных расчетов, представленные в работе (Морозов, 2013), показывают:

— вариации потенциала ионосферы благодаря внутриоблачным разрядам и положительным разрядам «облако—земля» являются отрицательными;

— отрицательные разряды «облако—земля» создают положительные вариации потенциала ионосферы, величина этих вариаций меньше 10 % от квазистационарного значения величины потенциала ионосферы;

— вклад разрядов этого типа в вариации напряженности электрического поля меньше 2 % от квазистационарного значения напряженности электрического поля вблизи земной поверхности.

Аналогичное рассмотрение было проведено при исследовании влияния гармонических колебаний потенциала ионосферы или тока грозового генератора (Морозов, 2014, 2018б). В работе (Морозов, 2007) на основе одномерного уравнения для электрического потенциала рассмотрена релаксационная задача установления стационарного состояния для атмосферы с экспоненциальной электрической проводимостью. Получено аналитическое решение этой задачи, на основе которого анализируются и интерпретируются экспериментальные данные по одновременному измерению полной плотности максвелловского электрического тока, полученные на территории Эстонии и США.

Задача о взаимодействии облачных зарядовых структур с окружающей проводящей атмосферой с неоднородной электри-

ческой проводимостью рассматривалась в работе (Морозов, 2019). В стационарном и нестационарном приближениях рассчитываются электрические поля, создаваемые облачными зарядовыми структурами за пределами облака с учетом скачков электрической проводимости на границе «облако — свободная атмосфера». Для частных случаев пространственного распределения облачных электрических зарядов получены приближенные выражения для напряженности электрического поля вне облака. Аналогичное рассмотрение с помощью численных методов проведено в работе (Tzur, Roble, 1985).

В работе (Морозов, Трошичев, 2008) рассчитывается распределение электрического потенциала, создаваемого магнитосферными продольными электрическими токами, текущими вдоль аврорального овала и в области дневного каспа в полярной ионосфере на верхней границе атмосферы. Полученные распределения электрического потенциала используются для расчета напряженности электрического поля вблизи земной поверхности. Результаты модельных расчетов согласуются с данными измерений напряженности электрического поля на антарктической станции «Восток» (Frank-Kamenetsky et al., 2001). Показано, что крупномасштабные магнитосферные продольные токи, связанные с вариациями межпланетного магнитного поля, могут влиять на вариации напряженности электрического поля в полярных областях через изменения электрического потенциала в полярной ионосфере, обусловленной этими токами. Возможно, что аналогичная модель имеет место и для арктических областей земного шара.

2. Теоретические исследования глобальной электрической цепи, проводимые в других научных учреждениях Российской Федерации и за рубежом

В Российской Федерации исследования по этой проблеме проводятся, в основном, в Институте прикладной физики РАН (Нижний Новгород) и Вычислительном центре Сибирского отделения РАН (Красноярск).

В работе (Калинин и др., 2014) сформулированы основные математические уравнения, описывающие глобальную электрическую цепь. Рассмотрены стационарная и нестационарная модели ГЭЦ. Показана корректность постановки задачи, получены аналитические соотношения для потенциала ионосферы, и рассмотрена численная реализация сформулированных моделей. Для нестационарной сферической модели имеет место следующая система уравнений:

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta \varphi + 4\pi \operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} \varphi) = 4\pi \operatorname{div} \vec{J}^{ext}(\vec{r}, t), \quad (6)$$

$$\oiint_{\Sigma_1} \left(\frac{\partial}{\partial t} \operatorname{grad} \varphi + 4\pi \lambda \operatorname{grad} \varphi \right) d\vec{S} = 4\pi \iint_{\Sigma_1} \vec{J}^{ext} d\vec{S}, \quad (7)$$

$$\varphi|_{\Sigma_1} = 0, \varphi|_{\Sigma_2} = \varphi_\infty, \varphi|_{t=0} = \varphi^0. \quad (8)$$

В стационарном случае вместо системы уравнений(6)—(8) имеем уравнения:

$$\operatorname{div}(\lambda \operatorname{grad} \varphi) = \operatorname{div} \vec{J}^{ext}(\vec{r}), \quad (9)$$

$$\oiint_{\Sigma_1} (\lambda \operatorname{grad} \varphi) d\vec{S} = \iint_{\Sigma_1} \vec{J}^{ext} d\vec{S}, \quad (10)$$

$$\varphi|_{\Sigma_1} = 0, \varphi|_{\Sigma_2} = \varphi_\infty, \quad (11)$$

где λ — электрическая проводимость атмосферы;

φ — потенциал электрического поля;

Σ_1, Σ_2 — проводящие поверхности, одна из которых совпадает со сферической земной поверхностью, а другая — с нижней границей ионосферы;

\vec{J}^{ext} — плотность стороннего тока, определяемого грозowymi облаками.

Надо отметить, что рассмотренные системы уравнений использовались в работе (Морозов, Селезнева, 1988), посвященной стационарной модели глобальной электрической цепи, и в работе (Морозов, 2005), в которой рассматривалась нестационарная модель ГЭЦ. Соотношения (6) и (9) в этих работах использовались в неявном виде для определения потенциала ионосферы, то есть находилось решение стационарной или нестационарной задачи, которое затем подставлялось в интегральные соотношения (6) или (9), и определялся потенциал ионосферы. В работе Калинина с соавторами (2014) предложен более простой метод определения потенциала ионосферы.

Рассмотрим вначале стационарный случай. Представим электрическую проводимость атмосферы в следующем виде:

$$\lambda(r, \theta, \phi) = \lambda(r)\Delta(\theta, \phi) = \lambda(R)\exp\left(\frac{r-R}{H}\right)\Delta(\theta, \phi). \quad (12)$$

Используя соотношение (9), получим следующее выражение для потенциала ионосферы:

$$\varphi_{\infty} = \frac{\int_R^{\infty} \frac{1}{\lambda(r)} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} J_r^{ext}(r, \theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi dr}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \Delta(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi}. \quad (13)$$

При $\Delta(\theta, \phi) = 1$ вместо (11) получим:

$$\varphi_{\infty} = \int_R^{\infty} \frac{1}{4\pi\lambda(r)} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} J_r^{ext}(r, \theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi dr. \quad (14)$$

Из этой формулы в дипольном приближении следует выражение для потенциала ионосферы, полученное в работе (Морозов, 2005).

Для рассмотрения нестационарного случая авторы указанной выше работы исходят из уравнения (5), записанного для поверхности Σ_h при $r = h$. При $E = -grad\phi$ получим уравнение:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + 4\pi\lambda(r,t)E(r,t) = -4\pi J(r,t), \quad (15)$$

$$E(r,t) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} E_r(r,\theta,\phi,t) \sin\theta d\theta d\phi,$$

$$\hat{J}(r,t) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} J_r^{ext}(r,\theta,\phi,t) \sin\theta d\theta d\phi. \quad (16)$$

Решая уравнение (14) и используя уравнение для потенциала ионосферы

$$\varphi_{\infty}(t) = - \int_R^{\infty} E(r,t) dr,$$

получим следующее выражение для потенциала ионосферы:

$$\begin{aligned} \varphi_{\infty}(t) = & - \frac{1}{4\pi} \int_R^{\infty} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} E_r^g(\vec{r}) \exp\left(-4\pi \int_0^t \lambda(r,\tau) d\tau\right) \sin\theta d\theta d\phi dr + \\ & + \int_0^t \int_R^{\infty} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} J_r^{ext}(\vec{r},\tau) \exp\left(-4\pi \int_{\tau}^t \lambda(r,u) du\right) \sin\theta d\theta d\phi dr d\tau. \end{aligned} \quad (17)$$

В случае, когда электрическая проводимость и плотность стороннего тока не зависят от времени, получим вместо (17) выражение:

$$\begin{aligned} \varphi_\infty(t) = & -\frac{1}{4\pi} \int_R \int_0^\infty \int_0^{2\pi} E_r^9(\vec{r}) e^{-4\pi\lambda(r)t} \sin \theta d\theta d\phi dr + \\ & + \int_0^t \int_R \int_0^\infty \int_0^{2\pi} J_r^{ext}(\vec{r}) (1 - e^{-4\pi\lambda(r)t}) \sin \theta d\theta d\phi dr. \end{aligned} \quad (18)$$

Аналогичные результаты были получены в работах (Морозов, 2005, 2007).

Численное решение задачи можно рассматривать на основе интегральных тождеств:

$$\frac{\partial}{\partial t} \iint_{\Omega_1} (\text{grad} \varphi \text{grad} \chi + 4\pi\lambda \text{grad} \varphi \text{grad} \chi) d\vec{S} = 4\pi \iint_{\Omega_1} J^{ext} \text{grad} \chi d\vec{S}, \quad (19)$$

где $\chi(\vec{r})$ — произвольная функция, удовлетворяющая условиям в области Ω_1 :

$$\chi|_{\Sigma_1} = 0, \quad \chi|_{\Sigma_2} = \text{const}. \quad (20)$$

Для стационарного случая вместо (17) имеем тождество:

$$\iint_{\Omega} \lambda \text{grad} \varphi \text{grad} \chi d\vec{S} = \iint_{\Omega} J^{ext} \text{grad} \chi d\vec{S}, \quad (21)$$

где функция $\chi(\vec{r})$ также удовлетворяет условиям (18).

Для численной реализации стационарной задачи использовался программный комплекс, основанный на использовании метода Бубнова—Галеркина. Рассматривалась стационарная осесимметричная задача о влиянии понижения проводимости внутри отдельно взятого облака на создаваемое распределение потенциала в атмосфере. Предполагалось, что сторонние токи отличны от нуля в области Ω_* , ограниченной поверхностями:

$$\begin{aligned}
r &= r_* = r_{min} + 5 \text{ км}, & r &= r^* = r_{min} + 10 \text{ км} \\
r_{max} &= r_{min} + 70 \text{ км}, \\
r_{min} &= R = 6370 \text{ км}, \\
\Theta &= \Theta_0 = \pi/2000
\end{aligned}$$

(что соответствует облаку с поперечным размером около 20 км).

Сторонний ток задавался в следующем виде:

$$J_r^{ext}(r, \theta, \phi) = \{ J_0, (r, \theta, \phi) \in \Omega_*, 0, (r, \theta, \phi) \in \Omega / \Omega_* \}, J_{\theta, \phi}^{ext} = 0, \quad (22)$$

а электрическая проводимость определялась выражением:

$$\lambda(r, \theta, \phi) = \lambda_0 \exp\left(\frac{r-R}{H}\right) \{ K, (r, \theta, \phi) \in \Omega_*, 1, (r, \theta, \phi) \}. \quad (23)$$

Для численных расчетов выбирались следующие значения параметров: $J_0 = 10^{-9} \text{ А} \cdot \text{м}^{-2}$, $\lambda_0^{-1} = 3 \cdot 10^{13} \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $H = 6 \text{ км}$. Коэффициент K учитывает понижение электрической проводимости внутри облака. При $K = 1$ потенциал ионосферы равен 27 В, а при $K = 0,1$ он равен 72 В, то есть существенно выше. Это является важным для баланса токов и напряжений в цепи.

В работе Мареевой и др. (2012) на основе рассмотренного выше метода решена задача о влиянии конвективного генератора, действующего в пограничном слое атмосферы, на потенциал ионосферы в глобальной электрической цепи. Результаты этой работы совпадают с результатами, полученными в работе (Morozov, 2006).

В работе (Slyunyaev et al., 2019b) рассмотрена задача о влиянии континентов и океанов на суточную вариацию глобальной электрической цепи. Для расчета этого влияния используется WRF-модель, с помощью которой рассчитывается потенциал ионосферы, создаваемый грозами и ливневыми облаками в каждом сеточном столбце. Модель предсказывает, что вклад суши приводит к появлению максимума потенциала ионосферы в 14—18 ч местного времени,

в то время как вклады в потенциал от океанов создают максимум около 2—6 ч местного времени, при этом в различных океанических областях относительная суточная вариация потенциала практически одинакова. Над океаническими областями с многочисленными островами наблюдаются два максимума потенциала ионосферы — в 14—18 и 2—6 ч.

Параметризация потенциала ионосферы основана на использовании результатов работ (Калинин и др., 2014; Mareev, Volodin, 2014). Без учета топографии земной поверхности получим выражение для потенциала ионосферы:

$$\varphi_{\infty} = \iint \frac{j_z^s(z, \phi, \psi)}{S_E \lambda(z)} dz dS, \quad (24)$$

где j_z^s — вертикальная компонента плотности тока, определяющей разделение заряда в грозовом источнике; S_E — полная площадь земной поверхности; ψ, ϕ — долгота и широта в радианах.

В работе (Ильин и др., 2019) рассмотрена задача о моделировании сезонной динамики суточной вариации потенциала ионосферы за 2016—2017 гг. с помощью численной модели прогноза погоды WRF-ARW. Средняя годовая вариация хорошо согласуется с классической кривой Карнеги. Ее годовой ход меняется от года к году, но в северном полушарии в зимний сезон отмечается пониженное значение потенциала ионосферы, а в летний — повышенное. Для определения изменения потенциала ионосферы во времени используется формула (24), учитывающая конвективные облака (Мареева и др., 2012), и рассчитывается влияние конвективного генератора на потенциал ионосферы (Willet, 1983).

В работе (Slyunyaev et al., 2014) рассматривается задача о влиянии крупномасштабных неоднородностей в атмосфере на глобальную электрическую цепь. Развивается метод расчета влияния таких неоднородностей на потенциал ионосферы. Уменьшение электрической проводимости может происходить как в чистой

атмосфере, свободной от грозных облаков, так и в самих грозных облаках. Показано, что в последнем случае происходит увеличение потенциала ионосферы. Эти результаты согласуются с расчетами по инженерной модели, предложенной в работе (Odzimek et al., 2010). Влияние уменьшения электрической проводимости на потенциал ионосферы в областях атмосферы, свободных от грозных облаков, рассматривалось в работе (Морозов и др., 2018). В этой работе также показано увеличение потенциала ионосферы, не превышающее 10 %.

В работе (Slyunyaev et al., 2015) в рамках стационарной модели рассчитывается влияние увеличения радиоактивности и солнечной активности на потенциал ионосферы. Максимальное влияние на потенциал ионосферы солнечной активности, которая меняет интенсивность космических лучей через эффект Форбуша, составляет 5 %.

Математическое исследование уравнений глобальной электрической цепи приведено в работе (Kalinin, Slyunyaev, 2017). Обычно в моделях ГЭЦ для грозных генераторов используется токовое представление (Морозов, 2005; Калинин и др., 2014), однако в последней работе нижегородских исследователей (Slyunyaev et al., 2019a) рассмотрен вариант, когда грозные генераторы действуют как источники электрического напряжения. Возможно, такой случай заслуживает внимания, если проводимость атмосферы очень мала.

Моделирование глобальной электрической цепи рассматривалось также американскими исследователями, которые проанализировали баланс электрического заряда и динамику потенциала ионосферы в нестационарной модели ГЭЦ (Jansky, Pasko, 2014). Для расчетов была использована система уравнений, которая ранее применялась при моделировании ГЭЦ в работе (Browning et al., 1987) и численно решалась разностным методом:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\lambda \vec{E}) = S_{cur} \tag{25}$$

$$\Delta \varphi = -4\pi \rho, E = -\nabla \varphi.$$

Уравнение (25) эквивалентно уравнению (2), приведенному в работе (Калинин и др., 2014). Рассмотрев задачу о релаксации электрического поля грозового диполя, который испытывает разряд «облако—земля», авторы показали, что влияние совокупности диполей на потенциал ионосферы составляет 9 кВ. Эта величина была получена в предположении, что дипольный момент равнялся 35 Кл·км, а частота молний — 10 с^{-1} . Близкие к этим значениям результаты с использованием разностных (Browning et al., 1987) и аналитических методов были получены в работе (Морозов, 2013).

В работе (Jansky et al., 2017) рассмотрена квазистационарная модель ГЭЦ, описывающая суточные вариации электрического поля при изменении его источников в зависимости от топографии земной поверхности. Для проведения численных экспериментов использовался математический метод, предложенный в работах (Bayona et al., 2015 a, b). Проведенные расчеты показывают важную роль облаков в суточных вариациях электрического поля, в то время как радиоактивный радон и аэрозольная составляющая играют незначительную роль.

В работах (Baumgaertner et al., 2014; Zhou, Tinsley, 2010) оценивается роль облаков в изменении свойств ГЭЦ. Предполагается, что облака не обладают электрическими полями, а являются пассивными сопротивлениями, уменьшающими электрическую проводимость в месте нахождения облака. Глобальное сопротивление атмосферы может увеличиваться от 20 до 40 % от глобального сопротивления атмосферы в отсутствии облаков. В работе (Odzimek et al., 2010) предложена инженерная электротехническая модель глобальной электрической цепи, в которой для расчета сопротивления используется экспоненциальное представление для электрической проводимости, а для токовых генераторов — модели облаков, учитывающие их электризацию (Имянитов, Шифрин, 1962; Имянитов и др., 1971), а также современная спутниковая информация (Mach et al., 2011). Данная модель дает суточные вариации потенциала ионосферы и глобального тока в атмосфере с трехчасовым разрешением, в том числе глобальные распределения и суточные вариации плотности тока «атмосфера—земля» и напряженности

электрического поля. Модель подтверждает максимальную электрическую активность в 21 ч UTC. В течение всего года в суточном ходе потенциала ионосферы и глобального тока максимум наблюдается в 9 и 21 ч, а минимум в 3—6 ч UTC. Около 80 % тока генерируется грозowymi конвективными облаками и 20 % — дождевыми.

В. В. Денисенко с соавторами (Denisenko et al., 2018) построена математическая модель ионосферных электрических полей, обеспечивающих замыкание электрических токов, текущих из атмосферы в ионосферу, которые генерируются грозами, а также токов хорошей погоды. Отличия полученных результатов от работы (Roble, Hays, 1979) обусловлены более корректным представлением глобального ионосферного проводника. Описание токов хорошей погоды в данной модели выполнено с учетом рельефа местности и различий в значениях электрической проводимости над сушей и морской поверхностью. Основными параметрами ГЭЦ являются следующие: разность потенциалов между землей и ионосферой равна $\varphi_{\infty} = 250$ кВ, напряженность электрического поля хорошей погоды вблизи земной поверхности $E_0 = 130$ В/м с соответствующей плотностью тока $j_0 = 2$ рА/м², общий ток из грозовой области в ионосферу равен $I_0 = 1,4$ кА. Основным результатом этого исследования состоит в том, что грозовая глобальная активность генерирует маленькие электрические поля в ионосфере. В средних широтах в основной части дневной ионосферы $|\vec{E}| \leq 10 \mu\text{В} / \text{м}$ и $|\vec{E}| \leq 1 \mu\text{В} / \text{м}$.

Разность потенциалов между ионосферными областями выше грозовой области и области хорошей погоды всегда меньше 200 В. Для рассмотренного в работе случая в 19 ч UTC максимальная разность потенциалов внутри E-слоя в ионосфере составила 42 В (то есть менее 250 кВ), что позволило авторам рассматривать ионосферу как идеальный проводник при расчете атмосферных электрических полей и токов. Ранее в работе (Денисенко, Помозов, 2010) была решена задача о распространении электрического поля от ионосферы до поверхности земли в спокойных геомагнитных условиях.

В работе (Kartalev et al., 2004) исследовано влияние электрических токов от гроз, идущих вверх в ионосферу в экваториальной зоне. С помощью модели анизотропной электрической проводимости показано, что грозы могут изменять электрические поля в восточном направлении в экваториальной ионосфере на величину порядка 0,1 мВ/м ионосферы, а в работе (Kartalev et al., 2006) делается попытка объяснить возможное доминирующее влияние южноамериканских гроз на кривую Карнеги. Показывается, что максимальный вклад южноамериканских гроз обусловлен тем, что токи, текущие от них в ионосферу, располагаются в широтной полосе $\pm 11^\circ$ от магнитного экватора, в то время как многочисленные африканские грозы — в полосе, соответствующей геомагнитным широтам от 12 до 20°.

В работе (Mallios, Pasko, 2012) рассмотрена задача о переносе электрического заряда в ионосферу и к земле во время гроз. Задача решается в квазистационарном электростатическом приближении, рассчитываются заряды, переносимые в ионосферу и после молнии. Показана также существенная зависимость от профиля электрической проводимости атмосферы. В исследовании используются результаты работы (Mareev et al., 2008), где обсуждается роль переходных токов, возникающих в послеразрядной стадии грозового облака. Показано, что совместное действие внутриоблачных разрядов и разрядов «облако—земля» может давать ток 50—400 А. С другой стороны, в работах (Морозов, 2013; Rycroft, Odzimek, 2010) показано, что вклад разрядов «облако—земля» в потенциал ионосферы меньше 10 %.

В работе (Baumgaertner et al., 2013) рассматривается задача моделирования атмосферной электрической проводимости на основе полной глобальной климатической модели — The Community Earth System Model (CESM1), которая дает возможность численно моделировать климат Земли в прошлом, настоящем и будущем. При моделировании электрической проводимости учитывается распределение аэрозольных частиц по размерам. Для моделирования электрической проводимости используется многомерная аэрозольная микрофизическая модель The Community Aerosol and Radiation Model for Atmosphere (CARMA, version 3.0), способная воспроизводить полный аэрозольный жизненный цикл, который включает нуклеацию,

конденсационный рост, коагуляцию и осадки. Модель учитывает распределение по размерам тропосферных и стратосферных аэрозольных частиц. Тропосферный аэрозоль включает углеродистый аэрозоль (органический углерод и черный углерод), пыль, переносимую ветром, морскую соль, стратосферный аэрозоль (источники, включающие карбонильный сульфид и естественный и антропогенный сернистый газ), метеоритную пыль, а также аэрозоль, обусловленный вулканической активностью.

Основное уравнение для концентрации легких ионов записывается в виде:

$$\frac{dn}{dt} = q - cn^2 - n \sum_i \sum_r \beta(r_i) S(i, r), \quad (26)$$

где $S(i, r)$ — числовая концентрация аэрозоля типа i ; r — радиус частицы.

Коэффициент β ($\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) является функцией радиуса частицы. Из работы (Tinsley, Zhou, 2006) следует, что для $r > 0,01$ $\mu\text{м}$

$$\beta = 4,36 \cdot 10^5 r - 9,2 \cdot 10^8. \quad (27)$$

а при $r \leq 0,01$ $\mu\text{м}$ имеем $\beta = 10^{1,243(\lg r)^3,978}$.

Расчет скоростей потери ионов для различных типов аэрозольных частиц показал, что потери от сульфатной и метеоритной пыли, а также от тропосферного аэрозоля, за исключением сульфатов, малы. Однако они увеличиваются на порядок во время азиатского муссона, когда концентрация аэрозоля над юго-восточной Азией увеличивается. Вулканический аэрозоль может увеличивать скорость потерь в тропосфере и стратосфере (особенно в нижней).

Облачные частицы поглощают ионы через диффузию и проводимость (Puppacher, Klett, 1997). Влияние слабоэлектризованных облаков может описываться с использованием концентрации ледяных и жидких капель и их радиуса. Для условий внутри облака уравнение (26) приобретает вид:

$$\frac{dn}{dt} = q - cn^2 - n \sum_i \sum_r \beta(r_i) S(i, r) - 4\pi Dn \sum N_r A_r, \quad (28)$$

где N_r , A_r — концентрация и радиус облачных капель и ледяных частиц, $D = bkT/e$ — коэффициент диффузии.

Для облаков слоистых форм получены значения эффективного радиуса ледяных и жидких капель и их концентрации. В работе (Zhou, Tinsley, 2010) для расчета спектра капель по размерам использовалась гамма-функция (Pruppacher, Klett, 1997) и рассчитывались потери ионов, обусловленные их присоединением к облачным частицам. Полученные высотные профили электрической проводимости играют важную роль в построении глобальной электрической цепи. Полную модель ГЭЦ можно получить учетом распределения грозových источников и генераторов, действующих в ионосфере и магнитосфере.

В работе (Морозов, 2015а) представлены оценки влияния глобального распределения аэрозольных частиц субмикронного диапазона на потенциал ионосферы. Показано, что при 90 %-м покрытии слоем аэрозольных частиц с концентрацией $5 \cdot 10^{10} \text{ м}^{-3}$ имеет место 10 %-е увеличение потенциала ионосферы. Аналогичные результаты были получены в работах (Makino, Ogawa, 1985; Sarkota, Varshneya, 1990) на основе использования балансовой токовой модели ГЭЦ, развитой в работе (Makino, Ogawa, 1984). Более подробный анализ этих работ проведен в монографии (Морозов, 2011), в справочнике (Атмосфера, 1991) и статье (Морозов, 2015б).

Выводы

Рассмотренные в настоящем обзоре работы по математическому моделированию глобальной атмосферно-электрической цепи свидетельствуют о значительных успехах, достигнутых в этой области как российскими, так и зарубежными исследователями, особенно учеными, работающими в США.

Для дальнейшего развития моделей ГЭЦ необходимо проведение работ по совершенствованию математических моделей грозовых облаков, которые включаются в ГЭЦ, поскольку они являются основными электрическими генераторами электрического поля атмосферы. Модели ГЭЦ должны также включать генераторы ионосферного и магнитосферного происхождения с учетом анизотропии электрической проводимости, обусловленной магнитным полем Земли.

Важной задачей в изучении ГЭЦ остается исследование влияния ионизации атмосферы на процесс образования аэрозольных частиц. Воздействие аэрозоля (как антропогенного, так и природного происхождения) в определенных условиях может приводить к уменьшению параметров электрической проводимости в атмосфере и, следовательно, к изменению свойств ГЭЦ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атмосфера. Справочник (1991) / Под ред. С. И. Авдюшина, Ю. С. Седунова. — Л.: Гидрометеиздат. 508 с.

Денисенко В. В., Помозов Е. В. (2010). Расчет глобальных электрических полей в земной атмосфере // Вычислительные технологии. Т. 15. № 5. С. 34—50.

Ильин Н. В., Шаталина М. В., Слюняев Н. Н. (2019). Моделирование сезонной динамики суточной вариации глобальной электрической цепи // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 55. № 5. С. 76—84.

Имянитов И. М., Колоколов В. П. (1974). Исследование электрического поля атмосферы // Труды ГГО. Вып. 334. С. 232—250.

Имянитов И. М., Шифрин К. С. (1962). Современное состояние исследований атмосферного электричества // Успехи физических наук. Т. LXXVI. Вып. 4. С. 593—642.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. (1971). Электричество облаков. — Л.: Гидрометеиздат. 93 с.

Калинин А. В., Слюняев Н. Н., Мареев Е. А., Жидков А. А. (2014). Стационарные и нестационарные модели глобальной электрической цепи: корректность, аналитические соотношения, численная реализация // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 50. № 3. С. 355—364.

Мареева О. В., Мареев Е. А., Калинин А. В., Жидков А. А. (2012). О роли конвективного генератора в глобальной электрической цепи // Солнечно-земная физика. Вып. 21. С. 115—118.

Морозов В. Н. (2002). Расчет электрических полей грозовых облаков для инициирования электрических разрядов «облако — верхние слои атмосферы» // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 1. С. 121—129.

Морозов В. Н. (2005). Модель нестационарного электрического поля в нижней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 2. С. 268—278.

Морозов В. Н. (2007). К расчету временных изменений электрического поля атмосферы // Труды ГГО. Вып. 556. С. 235—254.

Морозов В. Н. (2011). Математическое моделирование атмосферно-электрических процессов с учетом влияния аэрозольных частиц и радиоактивных веществ. — СПб: Изд-во РГГМУ. 253 с.

Морозов В. Н. (2013). Влияние молниевых разрядов грозовых облаков на глобальную электрическую цепь // Труды ГГО. Вып. 569. С. 249—257.

Морозов В. Н. (2014). Проникновение ионосферных нестационарных электрических полей в нижние слои атмосферы // Труды ГГО. Вып. 571. С. 162—171.

Морозов В. Н. (2015а). Влияние глобального распределения аэрозольных частиц на электрический потенциал ионосферы // Труды ГГО. Вып. 577. С. 106—112.

Морозов В. Н. (2015б). Экспериментальные и теоретические исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электрическую проводимость воздуха и напряженность электрического поля атмосферы (обзор) // Труды ГГО. Вып. 577. С. 47—64.

Морозов В. Н. (2018а). Проникновение нестационарных ионосферных электрических полей в нижние слои атмосферы в модели глобальной электрической цепи // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 58. № 1. С. 119—124.

Морозов В. Н. (2018б). Вариации электрического поля атмосферы, обусловленные гармоническими вариациями токов грозовых генераторов в модели глобальной электрической цепи в атмосфере // Труды ГГО. Вып. 591. С. 92—104.

Морозов В. Н. (2019). Взаимодействие облачных зарядовых структур с окружающей проводящей атмосферой с неоднородной электрической проводимостью // Труды ГГО. Вып. 592. С. 23—79.

Морозов В. Н., Куповых Г. В. (2017). Математическое моделирование глобальной атмосферно-электрической цепи и электричества приземного слоя. — СПб: Астерион. 307 с.

Морозов В. Н., Селезнева А. Н. (1988). К обобщению модели глобальной атмосферно-электрической цепи с учетом влияния пограничного слоя атмосферы // Труды ГГО. Вып. 514. С. 60—74.

Морозов В. Н., Трошичев О. А. (2008). Моделирование вариаций полярного атмосферного электрического поля в полярной атмосфере, связанного с магнитосферными продольными токами // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 6. С. 759—769.

Морозов В. Н., Палей А. А., Писанко Ю. В., Соколенко Л. Г., Зайнетдинов Б. Г. (2018). Экспериментальные и теоретические исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электричество приземного слоя // Труды ГГО. Вып. 590. С. 27—47.

Bayona V., Flyer N., Lucas G. M., Baumgaertner A. J. G. (2015a). A 3-D RBF-FD solver for modeling the atmospheric global electric circuit with topography (GEC-RBFFD v.1.0) // Geosci. Mod. Dev. V. 8. P. 3007—3020.

Bayona V., Flyer N., Lucas G. M., Baumgaertner A. J. G. (2015b). A 3-D RBF-FD elliptic for irregular boundaries: modeling the atmospheric global electrical circuit with topography // Geosci. Mod. Dev. V. 8. P. 3523—3564.

Baumgaertner A. J. G., Thayer J. P., Neely R. R. III, Lucas G. M. (2013). Toward a comprehensive global electric circuit model: Atmospheric conductivity and its variability in CESM1 (WACCM) model simulations // J. Geophys. Res. Atmosphere. V. 118 (16). P. 9221—9232. doi: 10.1002/jgrd.50725.

Baumgaertner A. J. G., Lucas G. M., Thayer J. P., Mallios S. A. (2014). On the role of clouds in the fair weather part of the global electric circuit // Atmos. Chem. Phys. V. 14. P. 8599—8610.

Browning G. I., Tzur I., Roble R. G. (1987). A Global Time-Dependent Model of Thunderstorm Electricity. Part I: Mathematical Properties of the Physical and Numerical Models // J. Atm. Sci. V. 44. № 15. P. 2166—2177.

Denisenko V. V., Rycroft M. J., Harrison R. G. (2018). Mathematical Simulation of the Ionospheric Electric Field as a Part of the Global Electric Circuit // Surveys in Geophysics. V. 40. doi.org/10.1007/s10712-018-94990-6.

Frank-Kamenetsky A. V., Troshichev O. A., Papitashvili V. O., Burns G. B. (2001). Variations of atmospheric electric field in the near pole region related to interplanetary magnetic field // J. Geophys. Res. V. 106. № A1. P. 179—190.

Hays P. B., Roble R. G. (1979). Quasi-static model of global atmospheric electricity. I. The Lower Atmosphere // J. Geophys. Res. V. 84. № A7. P. 3291—3305.

Jansky J., Pasko V. P. (2014). Charge balance and ionospheric potential dynamics in time-dependent global circuit model // J. Geophys. Res. Space Physics. V. 119. P. 10,184—10,203. doi: 10.1002/2014/A020326.

Jansky J., Lucas G. M., Kalb C., Bayona V. et al. (2017). Analysis of Diurnal Variation of the Global Electric Circuit From Different Numerical Models // J. Geophys. Res.: Atmosphere. V. 122. P. 12,906—12,917. https://doi.org/10.1002/2017/JD026515.

Kalinin A. V., Slyunyaev N. N. (2017). Initial-boundary value problems for the equations of the global atmospheric electric circuit // *J. Math. Anal. Appl.* V. 450. P. 112—136.

Kartalev M. D., Rycroft M. J., Papitashvili V. O. (2004). A quantitative model of the effect of global thunderstorms on the global distribution of ionospheric electrostatic potential // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 66. P. 1233—1240.

Kartalev M. D., Rycroft M. J., Fuellekrug M., Papitashvili V. O. (2006). A possible explanation for the dominant effect of South American thunderstorms on the Carnegie curve // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. P. 457—468.

Mach D. M., Blakeslee R. J., Bateman M. G. (2011). Global electric circuit implications of combined aircraft storm electric current measurements and satellite-based diurnal lightning statistics // *J. Geophys. Res.* V. 116. doi: 10.1029/2010JD014462.

Makino M., Ogawa T. (1984). Responses of atmospheric electric field and air-earth current to variation of conductivity profiles // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 46. № 5. P. 431—435.

Makino M., Ogawa T. (1985). Quantitative estimation of global circuit // *J. Geophys. Res.* V. 90. № D4. P. 5961—5966.

Mallios S. A., Pasko V. P. (2012). Charge transfer to the ionosphere and to the ground during thunderstorms // *J. Geophys. Res.* V. 117. A08303. doi:10.1029/2011JA017061.2012.

Mareev E. A., Volodin E. M. (2014). Variation of the global electric circuit and ionospheric potential in general circulation model // *Geophys. Res. Lett.* V. 41. P. 9009—9016. doi: 10.1002/2014GL062352.

Mareev E. A., Yashunin S. A., Davydenko S. S., Marshal T. C., Stolzenburg I. M., Maggio C. R. (2008). On the role of transient currents in the global electric circuit // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. L15810. doi: 10.1029/2008GL034554.

Morozov V. N. (2006). The influence of convective current generator on global current // *Nonlin. Processes Geophys.* V. 13. № 2. P. 243—246.

Odzimek A., Lester M., Kubitski M. (2010). EGATEC: A new high-resolution engineering model of the global atmospheric electric circuit — Current in the lower atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 115. № D18. P. 207—229. doi: 10.1029/2009JD013341.

Pruppacher H. R., Klett J. D. (1997). *Microphysics of Clouds and Precipitation.* — Klumer Acad., Dordrecht, The Netherlands. 600 p.

Roble R. G., Hays P. B. (1979). Quasi-static model of global atmospheric electricity. II. Electrical coupling between the upper and lower atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 84. № A12. P. 7247—7256.

Rycroft M. J., Odzimek A. (2010). Effect of lightnings and sprites on ionospheric potential and threshold effects on sprites initiation, obtained using an analog model of the global atmospheric electric circuit // *J. Geophys. Res.* V. 115. № A0037. doi: 10/1029JA014758.

Sarkota B. K., Varshneya P. (1990). On the global atmospheric electrical circuit // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 52. № 1. P. 1—20.

Slyunyaev N. N., Mareev E. A., Kalinin A. V., Zhidkov A. A. (2014). Influence of Large-Scale Conductivity Inhomogeneities in the Atmosphere on the Global Electric Circuit // *J. Atmos. Sci.* V. 71. P. 4382—4396.

Slyunyaev N. N., Mareev E. A., Zhidkov A. A. (2015). On the variation of the ionospheric potential due to large-scale radioactivity enhancement and solar activity // *J. Geophys. Res.: Space Physics.* V. 120. doi: 10.1002/2015JA021039.

Slyunyaev N. N., Kalinin A. V., Mareev E. A. (2019a). Thunderstorm generators operating as voltage sources in global electric circuit models // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 183. P. 99—109.

Slyunyaev N. N., Ilin N. V., Mareev E. A. (2019b). Modeling Contributions of Continents and Oceans to Diurnal Variation of the Global Electric Circuit // *Geophys. Res. Lett.* V. 46. P. 5516—5525.

Tinsley B. A., Zhou L. (2006). Initial results of a global circuit model with variable stratospheric and tropospheric aerosols // *J. Geophys. Res.* V. 111. D16205. doi: 10.1029/2005JD006988.

Tzur I., Roble R. D. (1985). The Interaction of a Dipolar Thunderstorm With Its Global Electrical Environment // *J. Geophys. Res.* V. 90. № D4. P. 5989—5999.

Willett J. C. (1983). The fair-weather electric charge transfer by convection in unstable planetary layer // *J. Geophys. Res.* V. 88. № D13. P. 8455—8469.

Zhou L., Tinsley B. A. (2010). Global circuit model with clouds // *J. Atmos. Sci.* V. 67 (4). P. 1143—1156. doi: 10.1175/2009JAS3208.1.

Классическая модель глобальной электрической цепи Вильсона

Одной из первых моделей глобальной электрической цепи является модель шарового конденсатора, впервые предложенная К. Вильсоном. В этой модели электрическое поле в нижних слоях атмосферы существует благодаря тому, что на земле и в высоких слоях атмосферы, обладающих высокой проводимостью и играющих роль обкладок конденсатора, сосредоточены соответственно отрицательный Q_- и положительный Q_+ электрические заряды, создающие некоторую разность потенциалов $\Delta\varphi$, в результате чего в атмосфере наблюдается электрическое поле \vec{E} .

Благодаря электропроводности слоев, находящихся между земной поверхностью и верхними слоями атмосферы, которые, как оказалось впоследствии, можно считать находящимися на уровне ионосферы, в атмосфере течет электрический ток I_p , стремящийся разрядить конденсатор. Поэтому для того, чтобы поддерживать заряды на обкладках такого конденсатора, необходимы источники тока, заряжающие их и компенсирующие токи разрядки. В модели Вильсона предполагается, что ток зарядки I_3 возникает во всех областях атмосферы, которые заняты грозовыми облаками и в которых электрическое поле имеет направление, обратное наблюдаемому в областях хорошей погоды. В стационарном случае при толщине атмосферы $\Delta H \ll R_v$ области хорошей погоды из уравнения (2) получим соотношение:

$$j_0 = \lambda E_r, \quad (\text{A.1})$$

где E_r — радиальная составляющая напряженности электрического поля, j_0 — плотность электрического тока, которая в слое считается постоянной.

Используя соотношение (A.1), получим выражение для электрического потенциала атмосферы:

$$\varphi = -\int_R^r E_r dr = -j_0 R_e, R_e = \int_R^r \frac{dr}{\lambda(r)}, \quad (\text{A.2})$$

где R_e — сопротивление единичного столба атмосферы.

Полагая $r = \infty$, для плотности электрического тока напряженности электрического поля и потенциала электрического поля получим выражения:

$$j_0 = -\frac{\varphi_\infty}{R_{e\infty}}, \quad E_r = -\frac{\varphi_\infty}{\lambda R_{e\infty}}, \quad \varphi = \varphi_\infty \frac{R_e}{R_{e\infty}}. \quad (\text{A.3})$$

Общее сопротивление атмосферы и полный глобальный ток в атмосфере представляются соотношениями:

$$\tilde{R} = \int_R^\infty \frac{dr}{4\pi r^2 \lambda(r)}, \quad I = 4\pi R^2 \lambda(R) E_r^0. \quad (\text{A.4})$$

Для атмосферы с экспоненциальной электропроводностью $\lambda(r) = \lambda_0 e^{\alpha(r-R)}$ имеем соотношения:

$$R_e = \frac{1}{\lambda_0 \alpha} [1 - e^{-\alpha(r-R)}], \quad \tilde{R} = \frac{1}{4\pi R^2 \lambda_0 \alpha}, \quad E_r = \frac{j_0}{\lambda_0} e^{-\alpha(r-R)}, \quad (\text{A.5})$$

$$\varphi(r) = -\frac{j_0}{\lambda_0 \alpha} [1 - e^{-\alpha(r-R)}]. \quad (\text{A.6})$$

Потенциал ионосферы φ_∞ , входящий в выражение (A.3), можно связать с числом грозowych облаков, которые как токовые генераторы

в данный момент времени действуют по всему земному шару. Эта связь имеет вид:

$$\varphi_{\infty} = \tilde{R} \sum_i \frac{R_{li}}{R_{ci}} I_i = \tilde{R} I, \quad (\text{A.7})$$

где R_{li} — внутреннее сопротивление грозового генератора, R_{ci} — сопротивление атмосферы под грозовым генератором и над ним, включая внутреннее сопротивление, I — суммарный ток, текущий от грозовых облаков в ионосферу.

Согласно современным представлениям, $I = I_3 = 1000 \text{ А}$, $\tilde{R} = 230 \text{ Ом}$ (Морозов, 2011; Морозов, Куповых, 2017). Среднее измеренное значение потенциала ионосферы составляет 278 кВ, плотность тока проводимости $j_0 = 2 \cdot 10^{-12} \text{ А/м}^2$ (Атмосфера, 1991).

Существенной особенностью модели Вильсона является отсутствие в ней электрических генераторов, действующих в верхних слоях атмосферы, но как следует из обзора, представленного выше, эти генераторы включены в современные модели глобальной электрической цепи. Кроме того, в ряде зарубежных моделей учтена орография земной поверхности.

ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩИМИ РЕАГЕНТАМИ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА

А. С. Дрофа

Научно-производственное объединение «Тайфун»
249038 Обнинск, ул. Победы, 4
E-mail: adrofa@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 25.05.2020
Поступила после доработки 16.06.2020

Для искусственного увеличения осадков из конвективных облаков используются методы воздействия на них льдообразующими реагентами. Эти методы начали применяться во многих странах мира после успешных экспериментов, проведенных Ленгмюром и Шефером в 1946—1947 гг. в США (Langmuir, 1950; Schaefer, 1946). В этих экспериментах в переохлажденную часть облака вводились вещества, структура кристаллов которых изоморфна структуре решетки кристаллов льда. В качестве реагента стало широко использоваться йодистое серебро AgJ. Частицы AgJ выполняют роль ядер кристаллизации, которые в процессе развития процессов коагуляции и аккреции превращаются в зародыши осадков, дополнительно формирующиеся в облаке при его естественном развитии. За рубежом AgJ используется в основном для искусственного увеличения осадков из зимних орографических облаков в горных районах (Critical issues..., 2003).

Результаты проводившихся в Советском Союзе и в России экспериментальных работ по искусственному вызыванию осадков из конвективных облаков, где применялись льдообразующие реагенты, представлены в ряде работ (Прихотько, 1968; Корниенко, 1982; Довгалоук и др., 1998; Колосков и др., 2012). Численное моделирование воздействия льдообразующими реагентами

с использованием трехмерных численных моделей конвективного облака проводилось в работах (Владимиров, Пастушков, 2016; Бычков, Шаповалов, 2017; Белова, Дрофа, 2018). В этих работах показана возможность получения дополнительных осадков из конвективных облаков с использованием льдообразующих реагентов, однако не исследованы условия, при которых может быть получен значимый эффект воздействия.

В настоящей работе на основе численного моделирования проведены исследования эффективности воздействия льдообразующими реагентами на конвективные облака при различных режимах ввода реагента в облако. На примере облаков, характерных для двух различных регионов России, выяснены условия получения максимально возможного количества дополнительных осадков при сравнительно небольших расходах реагента.

Исследование воздействия льдообразующими реагентами на конвективное облако проводилось с использованием трехмерной численной модели, в которой используется параметрическое описание микрофизических процессов (Веремей и др., 2016). Облачные частицы в модели подразделяются на фракции — облачные капли, ледяные частицы, дождевые капли и град.

В настоящей работе исследовались конвективные облака континентального происхождения для условий формирования внутримассовой облачности в летний период года в Северо-Западном и Северо-Кавказском регионах России. При моделировании облаков использовались вертикальные профили температуры и влажности, типичные для условий неустойчивой стратификации атмосферы в этих регионах (рис. 1). Для Северо-Западного региона данные были заимствованы из работ (Синькевич, 2001; Довгялюк и др., 2016). Для Северо-Кавказского региона использовались данные станции аэрологического зондирования г. Минеральные Воды. Величины доступной конвективной потенциальной энергии атмосферы *CAPE* (Doswell, Schultz, 2006), рассчитанные по температурным профилям рис. 1, оказались весьма значительными: 620 и 1066 Дж/кг соответственно. Представленные характеристики стратификации атмосферы свидетельствуют об атмосферных условиях,

благоприятных для развития глубокой конвекции, и предполагают возможность образования сильных осадков.

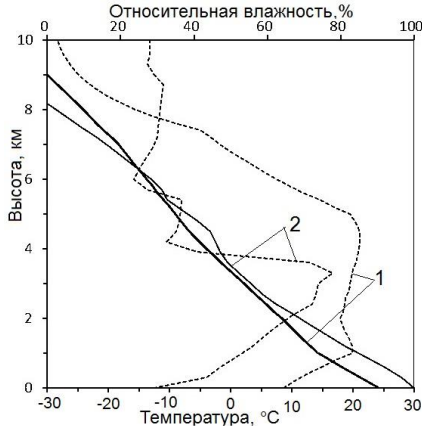


Рис. 1. Вертикальные профили температуры (сплошные кривые, шкала внизу) и влажности воздуха (штриховые кривые, шкала вверху) при моделировании облаков Северо-Запада (1) и Северного Кавказа (2).

Для инициализации конвекции в модели в начальный момент времени задается ограниченная область перегрева воздуха вблизи подстилающей поверхности. Его величина вычисляется по методике (McNider, Kopp, 1990) и определяется тепловым потоком с подстилающей поверхности. Форма перегрева на поверхности имеет вид функции Гаусса. Для моделирования облаков Северо-Западного региона диаметр окружности, где тепловой поток с подстилающей поверхности убывает в e раз, выбран равным 1,5 км, а для Северо-Кавказского региона — 3,2 км. Моделирование облаков различной мощности осуществлялось выбором величины теплового потока с подстилающей поверхности. При моделировании облаков Северного Кавказа величины среднего теплового потока с подстилающей поверхности составляли 35 и 200 Вт/м², а Северо-Запада — 250 и 750 Вт/м². Столь значительное отличие данных величин объясняется, очевидно, существенным различием доступной

конвективной потенциальной энергии атмосферы в различных регионах — чем меньше величина *CAPE*, тем больше должно быть первоначальное тепловое возмущение для инициализации конвекции в атмосфере.

В результате использования представленных данных моделировались облака мощностью от 5,1 до 6,4 км. Вертикальные профили водности облачных капель в этих облаках приводятся на рис. 2. Профили получены в центре моделируемых облаков в момент их максимального развития. Из этих облаков при их естественном развитии выпадают осадки в виде дождя и града.

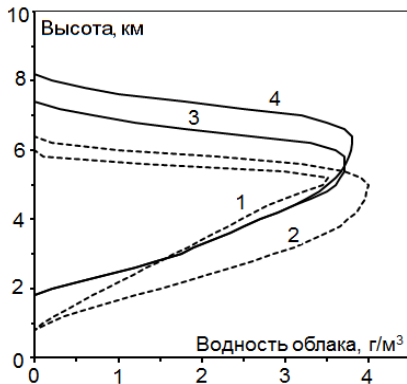


Рис. 2. Вертикальные профили водности облачных капель в моделируемых облаках Северного Кавказа (сплошные кривые) и Северо-Запада (штриховые).

Моделирование облаков осуществлялось в расчетной области — $0 < x < 30$, $0 < y < 30$ и $0 < z < 12$ км с пространственным шагом 300 м. При расчетах для всех облаков использовался постоянный шаг по времени, равный 0,3 с.

Воздействие льдообразующими реагентами на конвективное облако для получения дополнительных осадков заключается во введении льдообразующих ядер кристаллизации в переохлажденную часть облака, где облачные капли превращаются

в ледяные частицы и становятся дополнительными зародышами частиц осадков. Дальнейшая эволюция этих частиц, наряду с эволюцией других облачных фракций, определяется микрофизическими процессами в облаке. Увеличение осадков при воздействии происходит за счет увеличения числа зародышей осадков, которые в облаке при его естественном развитии содержатся в малом количестве.

В настоящей работе исследуется способ воздействия на конвективное облако льдообразующими частицами AgJ , являющимися продуктом горения пиротехнического состава АД-1, содержащего 8 % активного вещества AgJ (Колосков и др., 2012; Петрунин и др., 2011). Данный состав широко используется в противоградовых работах в России. Выход льдообразующих частиц для данного состава при температурах ниже $-12\text{ }^\circ\text{C}$ составляет $2 \cdot 10^{13}$ частиц на 1 г состава. При повышении температуры до $-6\text{ }^\circ\text{C}$ выход активных частиц понижается на порядок. Верхним температурным порогом «срабатывания» состава принимается температура $-3\text{ }^\circ\text{C}$. Температурная зависимость выхода активных частиц состава АД-1 учитывается в модельных расчетах.

При моделировании воздействие льдообразующих частиц приводит к тому, что в переохлажденной части облака, куда вводятся ядра кристаллизации, определенная часть облачных капель преобразуется в ледяные частицы. Количество таких капель зависит от концентрации вводимых ядер кристаллизации, которая определяется массой вводимого реагента и температурной зависимостью выхода активных частиц. Концентрация облачных капель в облаке полагается равной 1000 см^{-3} — характерная величина для конвективных облаков континентального типа. Предполагается, что количество медленно вводимых в облачную среду частиц AgJ не должно превышать концентрацию облачных капель. По результатам численного моделирования оптимальное время введения льдообразующих частиц в заданную область пространства обычно составляет 2—3 минуты.

На рис. 3 показаны вертикальные сечения удельного содержания облачных капель в моделируемых облаках Северо-Западного

и Северо-Кавказского регионов в момент максимального развития, и отмечены области, куда вводится реагент.

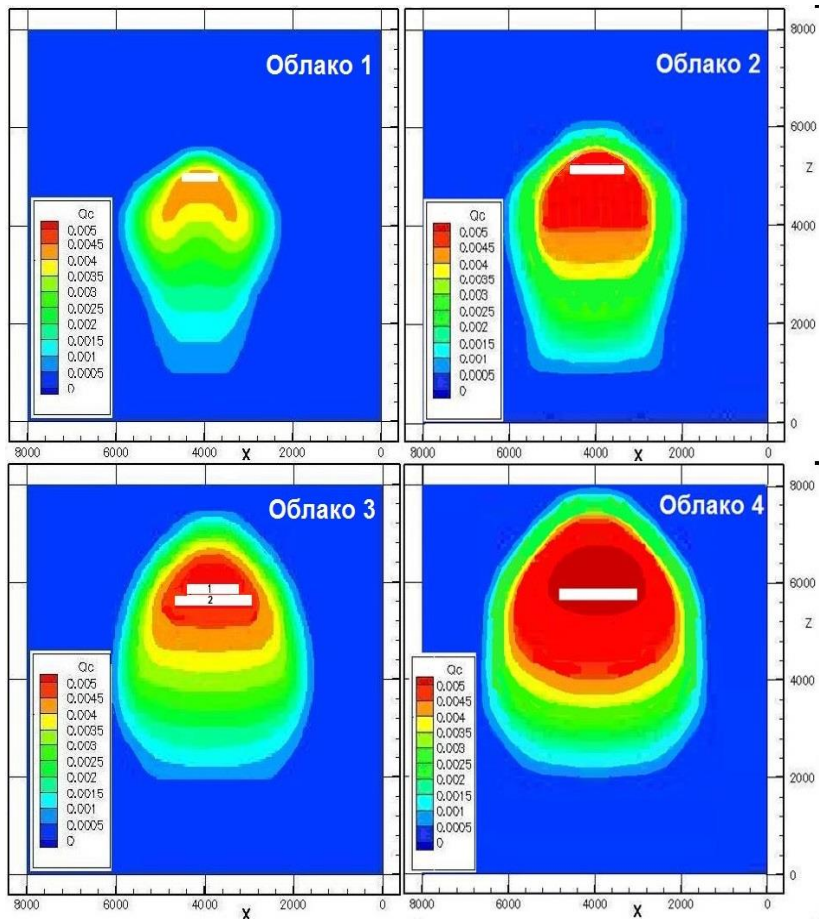


Рис. 3. Вертикальное сечение удельного содержания облачных капель в момент воздействия льдообразующим реагентом на облака Северо-Запада (вверху) и Северо-Кавказского региона (внизу).

При численном моделировании воздействия ввод реагента производится в переохлажденную часть облака, то есть в область, близкую к его вершине. Толщина слоя, куда вводится реагент, равна пространственному шагу сетки расчетной области. Горизонтальные размеры области воздействия в центре моделируемого облака варьировались в пределах от 800 до 1800 м. Время ввода реагента в облако определяется моментом его максимального развития (максимальной мощности).

Исследование эффекта воздействия льдообразующим реагентом на конвективные облака проводилось путем сравнения характеристик осадков, выпадающих из облака при воздействии AgI и без воздействия (фоновое облако): интенсивности и общего количества осадков под облаком, а также полной массы воды, выпавшей из всего облака.

В таблице 1 приводятся условия, реализованные при моделировании воздействия льдообразующим реагентом массой 50 кг для облаков Северо-Западного региона. В таблице приводятся величины температуры и влажности облачных капель в слое, куда вводится реагент, а также величина выхода активных частиц AgI для пиротехнического состава АД-1 при данной температуре.

Высота уровня засева облаков льдообразующими частицами определяется температурой воздуха, при которой выход активных частиц для используемого реагента достаточен для получения значимого эффекта воздействия. Как видно из рисунка 3, переохлажденная часть облаков Северо-Западного региона вблизи их вершины, где температура воздуха меньше -10°C , имеет ограниченные горизонтальные размеры, которые и определяют возможные горизонтальные размеры зоны воздействия. Так в облаке 1 максимальная влажность облачных капель находится на уровне 5,1 км. Горизонтальные размеры этой области не превышают 900 м. Температура воздуха на этом уровне равна $-10,5^\circ\text{C}$. Выход частиц AgI при данной температуре составляет $1,8 \cdot 10^{13} \text{ г}^{-1}$. На уровень ниже, на высоте 4,8 км, температура воздуха на $2,5^\circ\text{C}$ выше, и выход льдообразующих частиц более чем в два раза меньше. Вследствие этого, как показали результаты расчетов, ввод частиц на уровне

4,8 км, где горизонтальные размеры зоны воздействия могут быть увеличены, не приводит к увеличению эффекта воздействия.

Таблица 1

Характеристики облаков Северо-Западного региона без воздействия (Ф) и при воздействии льдообразующим реагентом (Л)

Параметры	Ф	Л	Ф	Л
	Облако 1, мощность 5 км		Облако 2, мощность 5,4 км	
Верхняя граница облака, км	5,7	5,7	6,0	6,0
Максимальная водность облачных капель, г/м ³	3,5	3,2	4,0	3,8
Максимальная ледность града, г/м ³	1,1	1,9	2,5	3,3
Расход реагента, кг	—	50	—	50
Площадь засева реагента, км ²	—	0,8×0,8	—	1,2×1,2
Высота ввода реагента, км	—	5,1	—	5,1
Водность*) облачных капель, г/м ³	—	3,2	—	3,2
Температура*), °С	—	-10,5	—	-11
Выход частиц*) AgI, г ⁻¹	—	1,8·10 ¹³	—	1,9·10 ¹³
Максимальная интенсивность осадков, мм/ч	49,0	84,7	190,0	207,0
Максимальная интенсивность града, мм/ч	2,0	5,1	27,4	35,0
Осадки**), мм	5,0	8,0	23,0	27,0
Масса выпавших осадков, тыс. т	18,8	19,5	106,6	107,7
Масса выпавшего града, тыс. т	0,1	0,3	3,2	3,8

Примечание:

*) — на высоте ввода реагента;

**) — суммарные осадки в центральной части облака.

Эффект воздействия льдообразующим реагентом проявляется в том, что часть облачных капель преобразуется в осадки в виде градин. При этом в области воздействия водность облачных капель может уменьшиться в 2—3 раза. После воздействия водность облачных капель во всем облаке также становится меньше, чем в фоновом облаке. Для получения максимального эффекта воздействия ввод реагента в облако необходимо проводить до начала формирования осадков в облаке, в момент времени максимального развития облака, когда водность облачных капель наибольшая. При более раннем вводе водность облачных капель еще не достигает величин, при которых получается достаточное количество зародышей осадков (замерзших облачных капель). При более позднем времени ввода формирующиеся в облаке естественным путем осадки понижают количество облачных капель, что также уменьшает число дополнительных зародышей осадков.

Воздействие льдообразующим реагентом приводит к более раннему выпадению осадков и к увеличению их интенсивности и суммарного количества (Белова, Дрофа, 2018). Как видно из таблицы 1, воздействие 50 кг льдообразующего реагента на облако 1 приводит к увеличению интенсивности осадков под облаком от 49 до 84,7 мм/ч. Количество осадков под облаком увеличивается с 5 до 8 мм. При этом полная масса выпавших из этого облака осадков в результате воздействия увеличилась на 0,7 тыс. т. Отметим, что общая масса выпавших осадков увеличилась только на 4 %, в то время как интенсивность и количество осадков под облаком при воздействии возросли почти в два раза. Воздействие на более мощное облако 2 приводит к увеличению общей массы осадков на 1,1 тыс. т, то есть на 1 %, в то время как интенсивность и количество осадков под облаком увеличились более чем на 10 %.

Следует отметить также, что воздействие льдообразующим реагентом приводит и к увеличению интенсивности и массы твердых осадков (града). Однако относительный вклад выпадения града в суммарное количество осадков в исследуемых облаках составляет незначительную величину.

На рисунке 4 показаны профили распределения суммарных осадков на земле, выпадающих из облаков при их естественном развитии и при засеивании этих облаков различным количеством реагента. Как видно из рисунка 4, при воздействии льдообразующим реагентом основная масса осадков локализуется в центре распределения. При этом дополнительные осадки (за счет воздействия) формируются под зоной введения реагента, в центральной части облака. Площадь выпадения осадков при воздействии оказывается меньше, чем при естественном развитии облака ($7,1 \text{ км}^2$ — для фонового облака, $5,9 \text{ км}^2$ — при воздействии льдообразующим реагентом). Распределение осадков при введении в облако 25 кг реагента показано кривой 2. В этом случае из центральной части облака также выпадает большее количество осадков, чем в фоновом облаке, но общее количество осадков из всего облака оказывается практически таким же, как и в фоновом облаке. Таким образом, эффект воздействия льдообразующим реагентом проявляется в основном под зоной его введения.

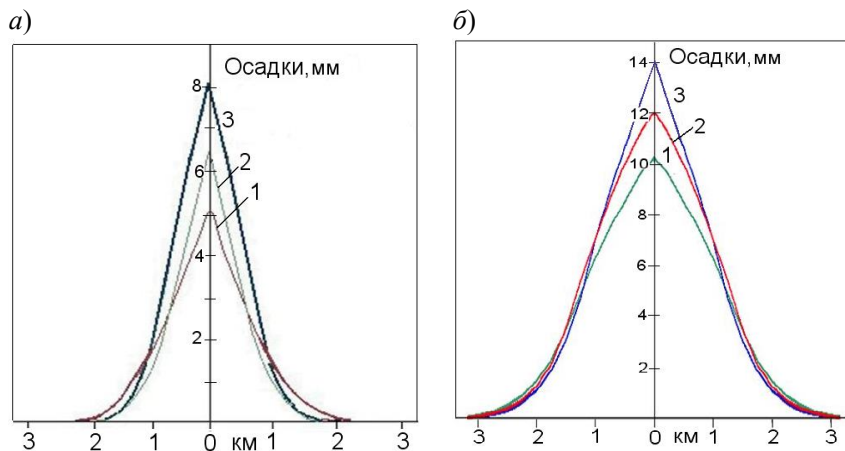


Рис. 4. Профили распределения на земле осадков, выпадающих из облака 1 (а) и облака 3 (б):

1 — без воздействия; 2 и 3 — при воздействии 25 и 50 кг реагента, соответственно.

Проведенный в работе (Белова, Дрофа, 2018) анализ процессов осадкообразования в конвективных облаках при воздействии льдообразующим реагентом показал, что увеличение осадков достигается вследствие более эффективного преобразования облачных капель в осадки (жидкие и твердые). Дополнительное количество осадков формируется также за счет более интенсивной сублимации водяного пара на образующиеся вследствие воздействия ледяные частицы. Однако влияние этого процесса оказывается менее существенным.

По результатам численных расчетов установлено, что для достижения положительного эффекта воздействия (увеличение осадков) льдообразующий реагент необходимо вводить в переохлажденную часть облака, где температура не превышает $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$, и выход активных частиц из АД-1 составляет не менее 10^{13} г^{-1} . Результаты расчетов показывают также, что дополнительные осадки могут быть получены из облаков мощностью 4 и более километров, в которых водность переохлажденных облачных капель составляет не менее 3 г/м^3 (Белова, Дрофа, 2018). В облаках меньшей мощности введение даже весьма большого количества льдообразующего реагента не приводит к появлению значительных дополнительных осадков.

Из приведенных результатов расчетов следует, что для получения значительных дополнительных осадков из облаков Северо-Западного региона требуется довольно значительный расход льдообразующего реагента — не менее 25 кг. При меньших расходах состава АД-1 увеличение общей массы выпавшей из облака дополнительной воды практически не наблюдается.

Параметры облаков, полученные в результате моделирования воздействия на них льдообразующим реагентом в Северо-Кавказском регионе, приведены в таблице 2. Данные о водности облачных капель, температуре воздуха и выходе частиц приведены для уровня ввода реагента, а об осадках — в центральной части облака. Варианты воздействия (Л1, Л2, Л3), различаются количеством вводимого в облако реагента и площадью области засева.

Таблица 2

Характеристики облаков Северо-Кавказского региона при естественном развитии (Ф) и при воздействии льдообразующим реагентом (Л1, Л2, Л3)

Параметры	Ф	Л1	Л2	Ф	Л1	Л2	Л3
	<i>Облако 3, мощность 5,4 км</i>			<i>Облако 4, мощность 6,2 км</i>			
Расход реагента, кг	–	50	25	–	50	25	12,5
Верхняя граница облака, км	7,5	7,5	7,5	8,1	8,1	8,1	8,1
Максимальная водность облачных капель, г/м ³	3,7	3,6	3,7	3,8	3,7	3,7	3,8
Максимальная ледность града, г/м ³	4,0	4,3	4,2	6,8	7,0	6,8	6,9
Площадь засева реагента, км ²	–	1,2×1,2	1,8×1,8	–	1,2×1,2	1,8×1,8	1,8×1,8
Высота ввода реагента, км	–	5,7	5,4	–	6,0	5,7	5,7
Водность облачных капель, г/м ³	–	3,6	3,7	–	3,4	3,6	3,6
Температура, °С	–	–13,4	–10,6	–	–14,1	–12,4	–12,4
Выход частиц AgJ, г ⁻¹	–	2·10 ¹³	1,8·10 ¹³	–	2·10 ¹³	2·10 ¹³	2·10 ¹³
Максимальная интенсивность осадков, мм/ч	139	151	144	256	266	265	263
Максимальная интенсивность града, мм/ч	32	36,5	33	90	95	94	92
Осадки, мм	10,3	14,1	10,5	30,0	31,9	31,6	31,3
Масса выпавших осадков, тыс. т	51,6	59	56	266	281	279	276
Масса выпавшего града, тыс. т	3,1	3,8	3,3	21,4	24,0	23,6	23,1

Как следует из сравнения с таблицей 1, при приблизительно одинаковой мощности облаков высота их верхней границы в Северо-Кавказском регионе (от 6,3 до 8 км) значительно больше, чем в Северо-Западном (от 5 до 6 км).

Вследствие этого условия Северо-Кавказского региона оказываются более благоприятными для достижения положительного эффекта воздействия на облака льдообразующим реагентом. Появляется возможность ввода реагента на высотах, где температура достигает -13°C , при которой эффективность выхода льдообразующих частиц из состава АД-1 максимальна. Вертикальные сечения удельного содержания облачных капель в облаках Северо-Кавказского региона на момент воздействия льдообразующим реагентом и области, куда вводился реагент в проведенных вариантах расчетов, показаны на рисунке 3.

При естественном развитии облака 3 мощностью 5,4 км из него выпадают осадки в виде дождя (8,6 мм) и града (1,7 мм). Общая масса выпавших осадков составляет 51,6 тыс. т. В этом облаке максимальная водность облачных капель находится на уровне 5,7 км. Температура воздуха на этом уровне равна $-13,4^{\circ}\text{C}$. Выход льдообразующих частиц при данной температуре здесь максимальный. Профили распределения суммарных осадков на земле, выпадающих из данного облака при его естественном развитии и при воздействии льдообразующим реагентом, показаны на рисунке 4. Здесь так же, как и в случае с облаком Северо-Запада, основная масса дополнительных осадков локализуется в центральной части облака под зоной введения реагента. При засеве 50-ю кг льдообразующего реагента площади с горизонтальными размерами 1200×1200 м на данной высоте под облаком выпадает 14,1 мм осадков. Таким образом, в результате воздействия под облаком получается около 3,8 мм дополнительных осадков. Масса выпавшей из облака дополнительной воды составляет 7,4 тыс. т. При расходе 25 кг реагента под облаком получается 1,7 мм дополнительных осадков, а масса выпавших дополнительных осадков составляет 3,4 тыс. т.

Как показали результаты численного моделирования, большее количество дополнительных осадков при меньших расходах реагента

может быть получено при введении льдообразующих частиц на более низком уровне (5,4 км), где выход льдообразующих частиц состава АД-1 несколько ниже, чем в предыдущем варианте расчетов, но засев реагента производится на большей площади. Так, при расходе 50 кг льдообразующего реагента на площади с горизонтальными размерами 1800 × 1800 м (т. е. в 2 раза больше, чем в предыдущем случае) масса выпавшей из облака дополнительной воды составляет 9,4 тыс. т. При расходе 25 кг реагента масса выпавших дополнительных осадков составляет 4,4 тыс. т. Таким образом, из результатов численного моделирования следует, что эффективность метода воздействия льдообразующими реагентами тем больше, чем больше площадь засева. При этом, естественно, на всей площади засева должны выполняться приведенные выше необходимые условия достижения положительного эффекта воздействия.

Как следует из приведенных в таблице 2 расчетных данных, из облака 4 мощностью 6,2 км может быть получено значительное количество дополнительных осадков при сравнительно небольших расходах реагента. При естественном развитии из этого облака выпадает 266 тыс. т осадков. При засеве реагентом массой 50 кг на высоте 6,0 км площади с горизонтальными размерами 1200 × 1200 м получается 15 тыс. т дополнительных осадков. Если сократить количество используемого реагента в два раза, то при его рассеянии по площади 1800 × 1800 м на высоте 5,7 км количество дополнительных осадков изменится незначительно (13 тыс. т). В последнем случае, при еще меньшем расходе реагента (12,5 кг), также может быть получено значительное количество дополнительных осадков — 10 тыс. т.

Из данных таблицы 2 следует, что воздействие льдообразующим реагентом приводит также к увеличению интенсивности и массы выпадающего града. В данном случае относительный вклад града в суммарное количество осадков из облаков при их естественном развитии составляет от 6 до 8 %. При воздействии льдообразующим реагентом вклад града в суммарные осадки возрастает незначительно (не более чем на 0,5 %).

Из сравнения результатов расчетов в таблицах 1 и 2 следует, что в Северо-Кавказском регионе из облаков может быть получено значительно большее количество дополнительных осадков, чем на Северо-Западе. Это связано с тем, что на Северном Кавказе горизонтальные размеры переохлажденной части облака с температурой меньше $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ могут достигать 2—3 км. При засеве такой площади льдообразующим реагентом возможно получение значительных осадков при относительно небольших расходах реагента.

Таким образом, результаты численного моделирования показывают, что положительный эффект воздействия льдообразующим реагентом может быть получен при наличии в облаках переохлажденной области с температурой не выше $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$, а водность облачных капель составляет величину не меньше 3 г/м^3 . Эти условия являются необходимыми для получения дополнительных осадков под зоной засева облака реагентом, однако недостаточными для получения дополнительного количества воды из всего облака. Для получения значительного количества дополнительных осадков при относительно небольших расходах реагента необходимо засеять возможно большую площадь в переохлажденной зоне облака, где реализуются указанные выше необходимые условия достижения положительного эффекта воздействия. Так, например, из облаков Северо-Кавказского региона при расходе 12 кг пиротехнического состава АД-1 возможно получение около 10 тыс. т дополнительной воды. При этом горизонтальные размеры площади засева облака на высоте 5,7 км должны составлять не менее 2 км. В Северо-Западном регионе вследствие того, что переохлажденная зона в конвективных облаках на высотах более 5 км имеет ограниченные размеры, для получения дополнительной воды из таких облаков требуется весьма значительный расход реагента.

Рассмотренное численное моделирование выполнено для оценки воздействия на облако льдообразующими частицами AgI, генерируемыми пиротехническим составом. Однако полученные выводы полностью применимы и к использованию других льдообразующих реагентов (жидкий азот, сухая углекислота и др.),

поскольку эффект от их применения также проявляется под зоной засева облака, а конечный результат определяется ее горизонтальными размерами.

Полученные в настоящей работе результаты могут быть использованы при разработке оптимальной технологии проведения работ по искусственному увеличению осадков из конвективных облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белова Л. К., Дрофа А. С. (2018). Исследование эффективности воздействия гигроскопическими и льдообразующими реагентами на конвективное облако // Труды ГГО. Вып. 589. С. 74—97.

Бычков А. А., Шаповалов В. А. (2017). Исследование на основе численного моделирования эффективности воздействия на конвективные облака льдообразующими реагентами с целью искусственного увеличения осадков // Ученые записки РГГМУ. № 49. С. 65—72.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Затевахин М. А. и др. (2016). Описание базовой численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака // Труды ГГО. Вып. 582. С. 45—91.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С. (2016). Комплексный метод активных воздействий на конвективные облака с целью регулирования осадков. Трехмерное численное моделирование // Труды ГГО. Вып. 582. С. 116—127.

Довгалюк Ю. А., Оренбургская Е. В., Пирнач А. М. и др. (1998). Анализ результатов работ по воздействию на облака с целью предотвращения осадков в г. Ленинграде // Метеорология и гидрология. № 2. С. 44—53.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А. и др. (2016). Пример результатов расчетов эволюции осадкообразующего конвективного облака с помощью полной трехмерной модели // Труды ГГО. Вып. 582. С. 92—115.

Колосков Б. П., Корнеев В. П., Шукин Г. Г. (2012). Методы и средства модификации облаков, осадков и туманов. — СПб: РГГМУ. 342 с.

Корниенко Е. Е. (1982). Результаты эксперимента по воздействию на кучево-дождевые облака с целью искусственного регулирования осадков // Труды УкрНИИ. Вып. 187. С. 3—25.

Петрунин А. М., Корнеев В. П., Ким Н. С. и др. (2011). Стенд для проверки эффективности льдообразующих составов / В кн.: Доклады всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. — Нальчик: ВГИ. С. 286—292.

Прихотько Г. Ф. (1968). Искусственные осадки из конвективных облаков. — Л.: Гидрометеоиздат. 174 с.

Синькевич А. А. (2001). Конвективные облака Северо-Запада России. — СПб: Гидрометеоиздат. 106 с.

Doswell C. A., Shultz D. M. (2006). On the use of indices and parameters in forecasting storms // *Electronic J. Severe Storms Meteorol.* V. 1. № 3. P. 1—22.

Critical issues in weather modification research (2003). — Washington. The national academic press. 131 p.

Langmuir L. (1950). Control of precipitation from cumulus cloud by various seeding techniques // *Science.* V. 112. P. 35—48.

McNider R. T., Kopp F. E. (1990). Specification of the scale and magnitude of thermals used to initiate convection in cloud models // *J. Appl. Meteor.* V. 29. P. 99—104.

Schaefer V. (1946). The production of ice crystals in a supercooled water droplets // *Science.* V. 104. P. 457—468.

УДК 551.576

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЛЬДООБРАЗУЮЩЕЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ
ПИРОТЕХНИЧЕСКОГО СОСТАВА АД-1
С ДОБАВКАМИ ЦИНКА**

*Б. М. Хучунаев, Х.-М. Х. Байсиев,
С. О. Геккьева, А. Х. Будаев*

Высокогорный геофизический институт
360000 Нальчик, пр. Ленина, 2

E-mail: buzgigit@mail.ru,
baysievhh@gmail.com,
sgekkieva@list.ru,
budayalim@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.03.2020
Поступила после доработки 23.04.2020

Введение

Работы по активным воздействиям на облака осуществляются во многих странах мира. В настоящее время такие работы проводятся с целью защиты сельскохозяйственных угодий от градобитий, смягчения воздействий засухи, пополнения водохранилищ систем орошения, увеличения ресурсов пресной воды, рассеяния облаков и туманов, обеспечения безопасности полетов.

Средства и методы активного воздействия на облачные процессы к настоящему времени разработаны, но работы по их совершенствованию продолжают оставаться актуальными.

Одними из наиболее широко используемых реагентов для активных воздействий на облака являются пиротехнические составы на основе йодистого серебра AgI . Кристаллическая структура AgI аналогична структуре естественного льда, поэтому йодистое серебро

используют в основе аэрозолей в качестве льдообразующего реагента. Результаты исследований, изложенные в работах В. Я. Никандрова, (1959) и Н. О. Плауде (1966), показали, что на частицах аэрозоля AgI происходит образование кристаллов льда вследствие сублимации насыщенного водяного пара.

В настоящее время для повышения эффективности пиросоставов используют несколько способов. Одним из них является использование добавок, которые приводят к образованию частиц с кристаллической решеткой, близкой к кристаллической решетке льда (Колосков и др., 2012). В лаборатории микрофизики облаков Высокогорного геофизического института проводились экспериментальные и теоретические исследования путей повышения льдообразующей эффективности кристаллизующих реагентов для противорадиационных работ. Основной целью исследований являлось определение влияния химических компонентов, вводимых в пиротехнические составы, на выход льдообразующих частиц (с одного грамма реагента).

Структурные и физические характеристики цинка

В качестве дополнительного компонента, вводимого в пиротехнический состав АД-1, использовался тонкодисперсный порошок цинка с размерами частиц 0,01—0,05 мм. Цинк вводился в исходный пиротехнический состав в отношении к его общей массе 3, 6 и 9 %.

Цинк — хрупкий переходный металл голубовато-белого цвета, который окисляется на воздухе, покрываясь тонким слоем оксида цинка. Имеет низкую температуру плавления: при 100—150 °С цинк пластичен, при 419 °С — начинает плавиться, при температуре кипения 913 °С — начинает превращаться в пар. Кристаллы цинка имеют гексагональную структуру атомов, весьма схожую со структурой льда. В наших экспериментах при высокой температуре сгорания пиротехнического состава противорадиационного изделия формируются нанотрубки оксида цинка.

Аппаратура и методика проведения эксперимента

Для проведения полного цикла эксперимента использовались: большая облачная камера объемом 6,16 м³, устройство для создания облачной среды, электронные весы «Adventure», устройство для возгонки реагента, микроскоп «Motic» для подсчета количества кристаллов. В большой облачной камере температура поддерживалась в интервале от 0 до –17 °С. Состав типовой установки для проведения экспериментов представлен на рис. 1.



Рис. 1. Схема типовой установки.

Выход ядер кристаллизации для каждой пробы рассчитывали по методике, изложенной в работе Б. М. Хучунаева с соавторами (2011). Количество кристаллов в камере определяли исходя из количества кристаллов, осажденных на подложке:

$$n_{кр} = \frac{S_{б.к.}}{S_{кадра}} \times n_{подл}, \quad (1)$$

где $n_{кр}$ — среднее количество кристаллов на единицу площади;
 $S_{б.к.}$ — площадь большой облачной камеры;
 $S_{кадра}$ — площадь кадра на микроскопе;
 $n_{подл.}$ — количество кристаллов на подложке.

Удельный выход A определяли расчетным путем по формуле:

$$A = \frac{n_{кр}}{m_{реаг}}, \quad (2)$$

где $n_{кр}$ — количество кристаллов в большой облачной камере;
 $m_{реаг}$ — масса реагента.

Результаты экспериментальных исследований представлены в таблицах 1—4.

Таблица 1

Средние значения выхода ядер кристаллизации пиротехнического состава АД-1 при различной температуре (масса реагента АД-1 — 0,01 г)

Температура, °С	Удельный выход, г ⁻¹
-13,4	$4,4 \times 10^{12}$
-11,9	$5,7 \times 10^{12}$
-10,6	$1,2 \times 10^{12}$
-10,2	$1,2 \times 10^{12}$
-9,8	$2,3 \times 10^{12}$
-9,7	$6,4 \times 10^{12}$
-9,6	$2,7 \times 10^{12}$
-9,5	$5,0 \times 10^{12}$
-9,4	$1,6 \times 10^{12}$
-9,1	$6,2 \times 10^{12}$
-8,7	$1,3 \times 10^{12}$
-8,2	$3,3 \times 10^{12}$
-7,5	$3,2 \times 10^{12}$
-7,3	$2,1 \times 10^{12}$
-7,2	$5,3 \times 10^{12}$
-7,0	$5,3 \times 10^{12}$
-6,8	$6,5 \times 10^{11}$

Таблица 2

Средние значения выхода ядер кристаллизации пиротехнического состава АД-1 с добавкой цинка 3 % при различной температуре (масса реагента АД-1 — 0,01 г)

Температура, °С	Удельный выход, г ⁻¹
-12,5	$1,7 \times 10^{13}$
-12,3	$1,7 \times 10^{13}$
-11,5	$9,4 \times 10^{12}$
-10,6	$1,5 \times 10^{13}$
-10,5	$1,1 \times 10^{13}$
-9,2	$2,0 \times 10^{13}$
-9,1	$1,7 \times 10^{13}$
-9,1	$7,4 \times 10^{12}$
-9,0	$1,1 \times 10^{13}$
-8,7	$8,6 \times 10^{12}$
-8,5	$1,9 \times 10^{13}$
-7,5	$9,9 \times 10^{12}$
-5,5	$9,0 \times 10^{12}$
-4,4	$1,1 \times 10^{13}$
-2,2	$8,2 \times 10^{12}$

Таблица 3

Средние значения выхода ядер кристаллизации пиротехнического состава АД-1 с добавкой цинка 6 % при различной температуре

Температура, °С	Масса реагента АД-1 + Zn (6 %), г	Удельный выход, г ⁻¹
-13,3	0,01	$1,0 \times 10^{14}$
-12,2	0,01	$1,4 \times 10^{14}$
-11,7	0,01	$9,0 \times 10^{13}$
-10,8	0,01	$7,0 \times 10^{13}$
-10,4	0,01	$1,0 \times 10^{14}$

Продолжение таблицы 3

Температура, °С	Масса реагента АД-1 + Zn (6 %), г	Удельный выход, г ⁻¹
-10,2	0,01	$5,5 \times 10^{13}$
-10,2	0,01	$6,3 \times 10^{13}$
-10,0	0,01	$6,0 \times 10^{13}$
-9,6	0,01	$5,2 \times 10^{13}$
-7,5	0,01	$5,4 \times 10^{13}$
-5,0	0,00052	$1,8 \times 10^{13}$
-4,2	0,00052	$1,2 \times 10^{13}$
-3,8	0,00052	$1,8 \times 10^{13}$
-3,4	0,00052	$1,0 \times 10^{13}$
-2,2	0,00052	$1,3 \times 10^{13}$
-2,0	0,00052	$4,0 \times 10^{12}$
-1,6	0,00052	$4,7 \times 10^{12}$
-1,1	0,00052	$9,0 \times 10^{12}$
-1,0	0,00052	$6,6 \times 10^{12}$

Таблица 4

Средние значения выхода ядер кристаллизации пиротехнического состава АД-1 с добавкой цинка 9 % при различной температуре (масса реагента АД-1 — 0,01 г)

Температура, °С	Удельный выход, г ⁻¹
-12,7	$3,5 \times 10^{13}$
-12,1	$3,2 \times 10^{13}$
-11,3	$1,9 \times 10^{13}$
-10,7	$1,4 \times 10^{13}$
-10,0	$2,1 \times 10^{13}$
-9,5	$1,6 \times 10^{13}$
-7,2	$1,3 \times 10^{13}$

Продолжение таблицы 4

Температура, °C	Удельный выход, г ⁻¹
-7,0	$7,2 \times 10^{12}$
-5,9	$1,3 \times 10^{13}$
-5,2	$5,1 \times 10^{12}$
-4,5	$3,9 \times 10^{12}$
-4,4	$2,7 \times 10^{12}$
-4,3	$6,2 \times 10^{12}$

Из таблиц 1—4 видно, что наиболее высокой активностью обладает опытный реагент АД-1 с добавками цинка в количестве 6 % от общей массы пиротехнического состава.

На рис. 2 представлена зависимость выхода льдообразующих активных частиц (n) от температуры для реагента АД-1 с различным содержанием цинка.

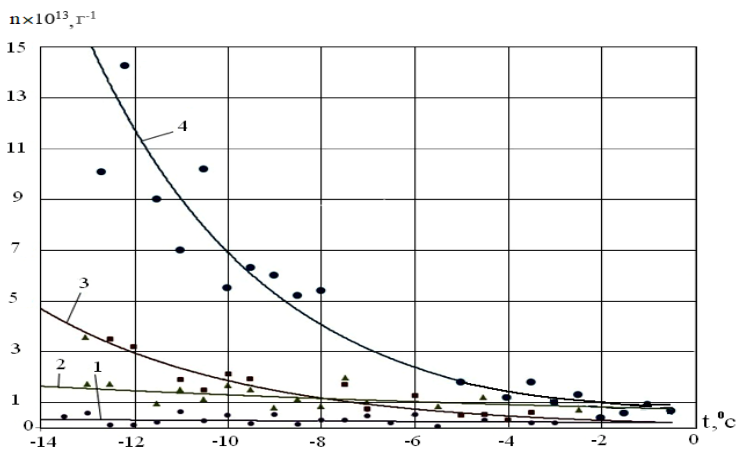


Рис. 2. Выход активных частиц (n) из 1 г пиротехнического состава АД-1 с различным содержанием тонкодисперсного порошка цинка.

- 1 — исходный состав АД-1; 2 — АД-1 + Zn (3 %);
3 — АД-1 + Zn (9 %); 4 — АД-1 + Zn (6 %).

Результаты экспериментов, проведенных с различными массовыми концентрациями цинка в пределах от 0 до 9 % при различных температурах, представлены в таблице 5 и на рисунке 3. Из них видно, что наибольший удельный выход наблюдается при содержании цинка от 4,7 до 6,6 % (на рис. 3 данная область ограничена вертикальными линиями), при этом чем ниже температура, тем больше различие между удельным выходом льдообразующих ядер из составов АД-1 и АД-1 с порошком цинка.

Наличие в составе исходного льдообразующего реагента мелкодисперсного порошка цинка в количестве 6 % от общей массы состава резко повышает выход льдообразующих частиц в диапазоне температур от -1 до $-13,4$ °C (см. рис. 2).

Таблица 5

Зависимость удельного выхода (г^{-1}) активных частиц реагента АД-1 с добавлением различного количества цинка от температуры

C _{Zn} , %	t, °C			
	-11	-9	-7	-5
0	$3,2 \times 10^{12}$	$2,7 \times 10^{12}$	$2,5 \times 10^{12}$	$6,5 \times 10^{11}$
1	$8,8 \times 10^{12}$	$7,0 \times 10^{12}$	$5,6 \times 10^{12}$	$1,2 \times 10^{12}$
2	$1,5 \times 10^{13}$	$1,2 \times 10^{13}$	$8,2 \times 10^{12}$	$4,5 \times 10^{12}$
3	$2,8 \times 10^{13}$	$2,2 \times 10^{13}$	$1,1 \times 10^{13}$	$7,2 \times 10^{12}$
4	$4,6 \times 10^{13}$	$3,6 \times 10^{13}$	$1,6 \times 10^{13}$	$9,5 \times 10^{12}$
4,7	$6,5 \times 10^{13}$	$5,2 \times 10^{13}$	$2,5 \times 10^{13}$	$1,1 \times 10^{13}$
5	$7,0 \times 10^{13}$	$5,9 \times 10^{13}$	$3,0 \times 10^{13}$	$1,3 \times 10^{13}$
5,5	$7,3 \times 10^{13}$	$6,2 \times 10^{13}$	$3,3 \times 10^{13}$	$1,5 \times 10^{13}$
6	$7,5 \times 10^{13}$	$6,3 \times 10^{13}$	$3,4 \times 10^{13}$	$1,6 \times 10^{13}$
6,6	$6,5 \times 10^{13}$	$5,2 \times 10^{13}$	$2,5 \times 10^{13}$	$1,4 \times 10^{13}$
7	$5,2 \times 10^{13}$	$4,3 \times 10^{13}$	$1,9 \times 10^{13}$	$1,0 \times 10^{13}$
8	$3,4 \times 10^{13}$	$3,0 \times 10^{13}$	$1,4 \times 10^{13}$	$7,2 \times 10^{12}$
9	$2,2 \times 10^{13}$	$1,9 \times 10^{13}$	$1,0 \times 10^{13}$	$5,3 \times 10^{12}$

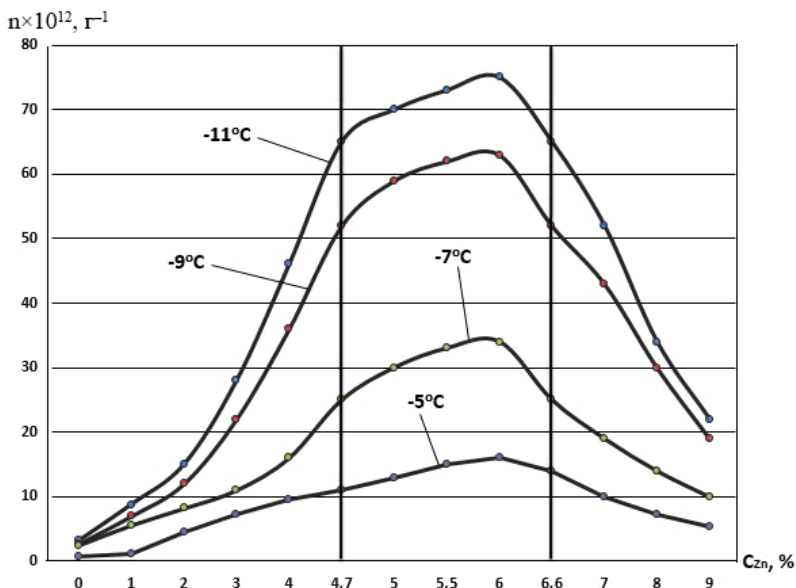


Рис. 3. Зависимость удельного выхода льдообразующих частиц от концентрации цинка в пироставе АД-1 при различных температурах.

Такое повышение выхода активных льдообразующих частиц объясняется тем, что при высокой температуре сгорания пиротехнического состава формируются нанотрубки оксида цинка различных модификаций и размеров, которые активно взаимодействуют с переохлажденной облачной средой. Так, например, при температуре $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (кривая 4 на рисунке 2) удельный выход льдообразующих частиц из состава АД-1 с порошком цинка на порядок больше, чем с АД-1, а в интервале температур от -2 до $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ — больше в два раза. Это позволит меньшим количеством реагента обеспечить в переохлажденной части облачной среды необходимую для успешного воздействия концентрацию льдообразующих ядер.

Заключение

Проведенные экспериментальные исследования льдообразующей эффективности кристаллизующего реагента АД-1 с добавками цинка (от 3 до 9 %) в интервале температур от -1 до $-13,4$ °С показали, что наличие в составе исходного льдообразующего реагента АД-1 мелкодисперсного порошка цинка в соотношении к общей массе состава 6 % резко повышает выход льдообразующих частиц во всем диапазоне принятых температур. Выход льдообразующих частиц при температуре -12 °С возрастает почти на порядок, а в интервале температур от -2 до -4 °С — почти в два раза.

Добавление в исходный пиротехнический состав АД-1 порошка цинка позволяет получить более эффективный состав для оснащения ракет типа «Алазань», предназначенных для активных воздействий на грозоградовые облака с целью искусственного увеличения жидких осадков и борьбы с градом.

Данный состав может быть использован также при создании наземных генераторов для активных воздействий на переохлажденные туманы с целью обеспечения метеорологических условий, благоприятных для функционирования космодромов, аэропортов и дорожно-транспортных коммуникаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Никандров В. Я. (1959). Искусственные воздействия на облака и туманы. — Л.: Гидрометеиздат. 191 с.

Плауде Н. О. (1966). К вопросу о механизме кристаллизации переохлажденного тумана аэрозолем йодистого серебра // Труды ГГО. Вып. 186. С. 10—17.

Колосков Б. П., Корнеев В. П., Шукин Г. Г. (2012). Методы и средства модификации облаков, осадков и туманов. — СПб: РГГМУ. С. 36—38.

Хучунаев Б. М., Степанова С. И., Хучунаев А. Б., Панаэтов В. П. (2011). Исследование льдообразующих свойств кристаллогидратов и нанотрубок оксида цинка / В сб.: Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. — Нальчик. С. 396—402.

УДК 551.584.31

**МИКРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
РАЙОНА ГОРЫ ХОЛАТЧАХЛЬ (ПЕРЕВАЛ ДЯТЛОВА)
ЗА 1—2 ФЕВРАЛЯ 1959 ГОДА**

Г. Б. Пигольцина

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: pigoltsina@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.07.2020

Введение

В 2019 году прокуратура Свердловской области начала проверку материалов по факту гибели 2 февраля 1959 года туристов группы Игоря Дятлова в районе горы Отортен в Свердловской области. С целью всесторонней и объективной проверки начальником Управления по надзору за исполнением федерального законодательства прокуратуры Свердловской области советником юстиции А. В. Курьяковым было принято решение о привлечении к участию в проверке специалистов Федерального государственного бюджетного учреждения «Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова» (далее ГГО) и о назначении специальной микроклиматической экспертизы района горы Холатчахль за январь—февраль 1959 года.

В данной статье приводятся результаты микроклиматического экспертного исследования, выполненного автором, и даются научно обоснованные ответы на поставленные прокуратурой вопросы.

1. Исходная информация

Район горы Холатчахль (перевал Дятлова) находится в центральной части Северного Урала, для которой характерен

типично горный климат. Данный регион очень сложный, труднопроходимый и слабоизученный. Освещенность горных районов в метеорологическом отношении крайне недостаточна: ближайшая станция Полюдов Камень расположена в западных предгорьях Урала на высоте 529 м над ур. м. Единственная на Урале высокогорная метеостанция (Таганай-Гора, высота 1102 м над ур. м.) находится на Южном Урале на широте $55,4^\circ$, т. е. на 600 с лишним километров южнее перевала Дятлова. Другие метеостанции (с небольшой высотой) расположены к западу и востоку от горного массива, то есть в Предуралье и Зауралье, их данные значительно отличаются по всем климатическим параметрам от внутригорных территорий, в том числе от района г. Холатчахль. На конкретных участках горного рельефа детальное пространственное распределение климатических характеристик без проведения специальных микроклиматических наблюдений можно получить только косвенными методами. В ГГО разработаны количественные методы оценки пространственной изменчивости различных климатических показателей для холмистого и горного рельефа при ограниченной метеорологической информации, которые и были использованы для детальной микроклиматической оценки исследуемого района (Пигольцина, Зиновьева, 2009).

В качестве исходной информации при расчетах микроклиматической изменчивости климатических показателей и оценки микроклимата в районе горы Холатчахль за январь—февраль 1959 года были использованы материалы, предоставленные Прокуратурой Свердловской области: приземные карты погоды, карты барической топографии и сборно-климатическая карта за рассматриваемый период, таблицы метеорологических наблюдений по станциям Ивдель, Бурмантово, Вижай, таблицы аэрологических наблюдений по станции Ивдель, картографический и другие аналитические материалы, в том числе заключение эксперта-гляциолога. Также были использованы архивные материалы ГГО по ежедневным данным по близлежащим метеостанциям, расположенным в Предуралье и Зауралье.

2. Краткая характеристика синоптической обстановки с 31 января по 2 февраля 1959 года

В указанный период район г. Холатчахль находился в зоне влияния обширного циклона, центр которого 31 января располагался к северу от исследуемой территории над Приполярным Уралом и далее перемещался с северо-запада на юго-восток. В результате над рассматриваемой территорией один за другим проходили холодные атмосферные фронты.

Прохождение циклона вызвало снегопады и метели. Все три дня шел обложной непрерывный снег разной степени интенсивности — от слабого до ливневого. Снегопад сопровождался низовыми метелями, туманами с осадением изморози. По выполненным расчетам на плато горы Холатчахль (высота около 1000 м) за два дня (31 января — 1 февраля) выпало не менее 10 мм осадков. Снегопады сопровождалась сильным ветром. Скорость ветра на плато в течение трех дней составляла 10—15 м/с, при этом температура колебалась от –10 до –33 °С.

3. Микроклиматическая характеристика района горы Холатчахль

Расчет значений метеорологических показателей и микроклиматическая характеристика района выполнены за период с 13 ч 1 февраля до 19 ч 2 февраля, т. е. за период, включающий время прибытия туристов на склон г. Холатчахль и следующий день.

3.1. Температура воздуха

Термический режим горной местности зависит, главным образом, от абсолютной высоты над уровнем моря и формы рельефа. Благодаря их воздействию температурные характеристики могут существенно изменяться на расстоянии нескольких сотен и даже десятков метров.

Для рассматриваемого района температура воздуха рассчитана для трех точек:

1 — вершинного плато горы Холатчахль, которое расположено выше изогипсы 1080 м (т. е. для высоты 1080—1090 м);

2 — для места установки палатки (высота около 894 м);

3 — района расположения кедр (высота 630—640 м).

Полученные результаты представлены в таблице 1 и на рисунке 1.

Таблица 1

Температура воздуха (°С) в разных точках района г. Холатчахль

Дата	Время, ч	Расположение точек		
		плато	палатка	кедр
1 февраля	13	-15,5	-14,1	-12,4
	15	-16,8	-15,4	-13,5
	17	-17,8	-16,4	-14,5
	19	-19,1	-17,9	-16,2
	21	-20,1	-19,1	-17,7
	23	-23,4	-22,5	-21,3
2 февраля	1	-26,8	-26,0	-25,0
	3	-29,4	-28,7	-27,8
	5	-31,3	-30,6	-29,7
	7	-32,5	-31,7	-30,8
	9	-31,8	-31,0	-30,0
	11	-28,2	-27,3	-26,2
	13	-23,7	-22,7	-21,4
	15	-20,0	-19,0	-17,6
	17	-19,9	-18,8	-17,3
	19	-20,7	-19,5	-18,0

График четко показывает изменение температуры воздуха в течение рассматриваемого периода в разных точках склона. На склоне происходит закономерное понижение температуры

с увеличением высоты места. Самые низкие температуры соответствуют вершинному плато, далее вниз по склону температура увеличивается, хотя различия температуры между вершинным плато и местом расположения кедр невелико, так как разность абсолютных высот между этими точками сравнительно небольшая (менее 500 м). Самые большие различия в температуре между этими уровнями имеют место в дневное время и достигают 3,2 °С. Ночью эти различия не превышают 2° с минимумом в 5 ч утра (1,5 °С).

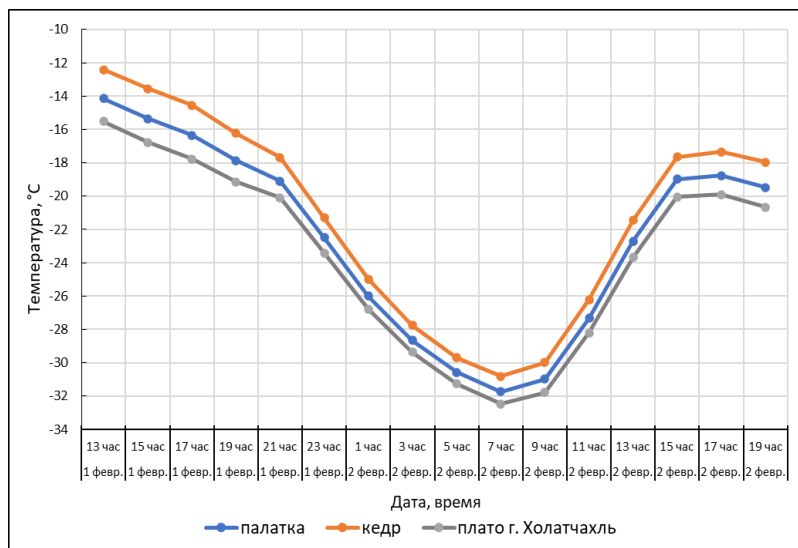


Рис. 1. Суточный ход температуры воздуха (°С) 1 и 2 февраля 1959 г. в трех точках района г. Холатчахль.

Из представленных Прокуратурой Свердловской области документов следует, что группа туристов прибыла к месту установки палатки 1 февраля в 17—18 ч, а разместились в палатке в 19—20 ч. В 18 ч температура на месте установки палатки составляла –17 °С, в 20 ч — –18,5 °С. Именно в это время над данным районом проходил холодный фронт, и поступление холодного воздуха привело к резкому

похолоданию. Температура в месте установки палатки составляла в 23 ч уже $-22,5$, в 3 ч ночи $-28,7$, а к 7 ч утра опустилась до $-31,7$ °С (рис. 1).

3.2. Скорость и направление ветра

Краткая климатическая характеристика. В рассматриваемом регионе в зимнее время года в тропосфере четко выражен западный перенос. Меридионально вытянутые горы довольно существенно влияют на циркуляционные процессы, играя роль барьера на пути господствующего западного переноса воздушных масс. Под влиянием Уральских гор происходит деформация воздушных потоков, и в приземном слое в это время в Предуралье преобладают южные и юго-западные (ЮЗ) ветры (30—50 % случаев), а в Зауралье — ЮЗ и западные (30—50 % случаев). На вершинном открытом плато г. Холатчахль преобладают ветры западного направления, повторяемость которых в зимнее время (декабрь—февраль) составляет 63—64 %. Второе место по повторяемости занимают ЮЗ ветры (21—22 %). На этой высоте (≈ 1000 м) скорости значительны в течение всей зимы, при этом повторяемость скоростей более 10 м/с в январе и феврале составляет в среднем 60—62 %, а повторяемость скоростей более 15 м/с — 56—57 %. Среднее число дней (в сумме за январь и февраль) со скоростью ветра более 15 м/с составляет 32—33, со скоростью более 20 м/с — 25—26, со скоростью более 25 м/с — 11—12 дней. Один раз в год возможна скорость ветра 44 м/с, один раз в 5 лет — 50 м/с. Безветренная погода (число дней со штилем) составляет в среднем всего по 4 дня в январе и феврале. При прохождении фронтов порывы ветра могут достигать 30—35 м/с и более (Научно-прикладной справочник..., 1990; Методические рекомендации..., 1973; Орлова, 1962).

Микроклиматическая характеристика. Сложное сочетание форм рельефа искажает направление и скорость ветра. На перевалах создаются благоприятные условия для усиления ветра, в долинах — преимущественно для его ослабления, но при совпадении направления

долины и воздушного потока ветер может усиливаться. При ветре, направленном перпендикулярно долине, возникает зона пониженных скоростей ветра, так называемая аэродинамическая или ветровая тень. Скорость ветра также уменьшается на подветренных склонах.

1 и 2 февраля 1959 г. по аэрологическим и синоптическим данным над горами (на высоте 1000—1100 м) дул северо-западный (СЗ) ветер. На основании анализа гипсометрической карты можно утверждать, что на северо-северо-восточном отроге и на восточном склоне г. Холатчахль (в том числе на месте установки палатки) и в районе кедра ветер также имел СЗ направление. В этом небольшом районе направление ветра могло измениться непосредственно на седловине перевала Дятлова, но для оценки ветровых характеристик на месте палатки и кедра это не имеет значения.

Таким образом, микроклиматическая изменчивость скорости ветра рассчитывалась при условии, что ветер имел СЗ направление и дул со стороны северо-северо-восточного отрога г. Холатчахль, и палатка, таким образом, находилась на подветренном склоне в зоне ветровой тени. Причем палатка была установлена в непосредственной близости от зоны максимального снегонакопления между отрогом и палаткой (о чем будет сказано ниже), образующего мощный сугроб (снежный навал) выше палатки, который усиливал эффект защищенности палатки от ветра.

Из вышесказанного следует, что **туристы остановились и поставили палатку в таком месте склона, где отмечалась ветровая тень, то есть наблюдалось снижение мощности ветрового потока на 10—15 % относительно окружающей местности.** Следует отметить, что палатка была установлена входом с подветренной стороны.

Скорость ветра для разных участков рельефа рассчитывалась по известной методике: на первом этапе определялось изменение скорости ветра в зависимости от высоты над уровнем моря (так называемые фоновые значения скорости ветра), затем вводились микроклиматические поправки, учитывающие местоположение конкретного участка в рельефе и направление ветра (Методические

рекомендации..., 1973; Орлова, 1962; Микроклимат СССР, 1967; Пигольцина, Зиновьева, 2014).

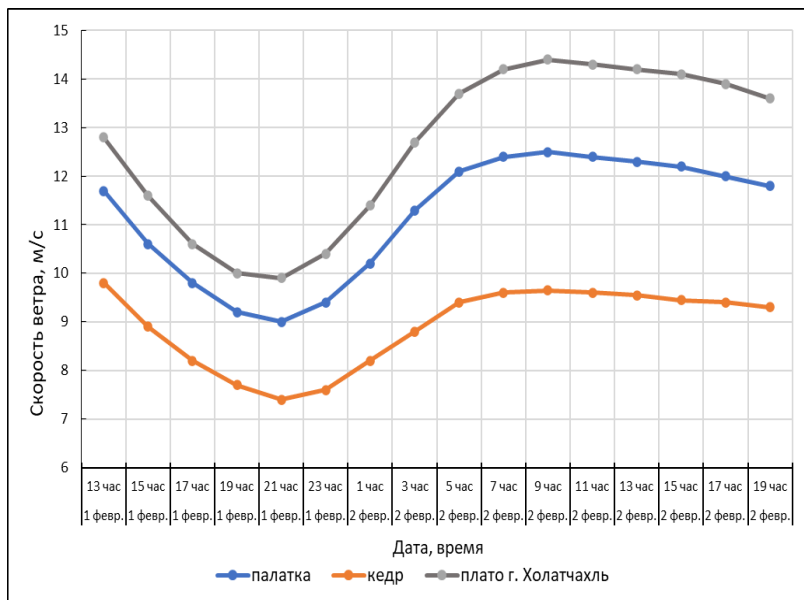


Рис. 2. Суточный ход скорости ветра (м/с) 1 и 2 февраля 1959 г. в трех точках района г. Холатчахль.

При расчете скорости ветра использовались данные наблюдений по срокам, и в эти сроки не наблюдалось порывов ветра. Станции часто не могут зафиксировать порывы ветра, так как это кратковременные явления, которые могут происходить между сроками наблюдений. Однако следует отметить, что при прохождении циклонов над Приполярным Уралом, аналогичных нашему случаю, когда наблюдается резкое усиление ветра и бураны, порывистый ветер — явление не редкое (Орлова, 1962).

Результаты расчета скорости ветра представлены на рисунке 2 и в таблице 2.

Таблица 2

Скорость ветра V (м/с) в рассматриваемых точках района

Дата	Время, ч	Расположение точек			ΔV
		плато	палатка	кедр	$V_{\text{палатка}} - V_{\text{кедр}}$
1 февраля	13	12,8	11,7	9,8	1,9
	15	11,6	10,6	8,9	1,7
	17	10,6	9,8	8,2	1,6
	19	10,0	9,2	7,7	1,5
	21	9,9	9,0	7,4	1,6
	23	10,4	9,4	7,6	1,8
2 февраля	1	11,4	10,2	8,2	2,0
	3	12,7	11,3	8,8	2,5
	5	13,7	12,1	9,4	2,7
	7	14,2	12,4	9,6	2,8
	9	14,4	12,5	9,7	2,9
	11	14,3	12,4	9,6	2,8
	13	14,2	12,3	9,6	2,8
	15	14,1	12,2	9,5	2,8
	17	13,9	12,0	9,4	2,6
19	13,6	11,8	9,3	2,5	

В течение суток наибольшие скорости ветра наблюдаются, естественно, на открытом вершинном плато. Вниз по склону скорости ветра уменьшаются и в районе кедр (в долине ручья) имеют минимальные значения.

На графике (рис. 2) ясно видно, что после прохождения холодного фронта (о чем было сказано выше) с 21 ч 1 февраля скорость ветра резко возрастает. Графики по температуре (рис. 1) и по скорости ветра (рис. 2) хорошо согласуются. Для лучшей визуализации на рис. 3 эти графики для палатки и кедр совмещены. С 21 ч температура начинает

резко понижаться, а скорость ветра возрастать. Самые низкие температуры наблюдались при максимальных скоростях ветра.

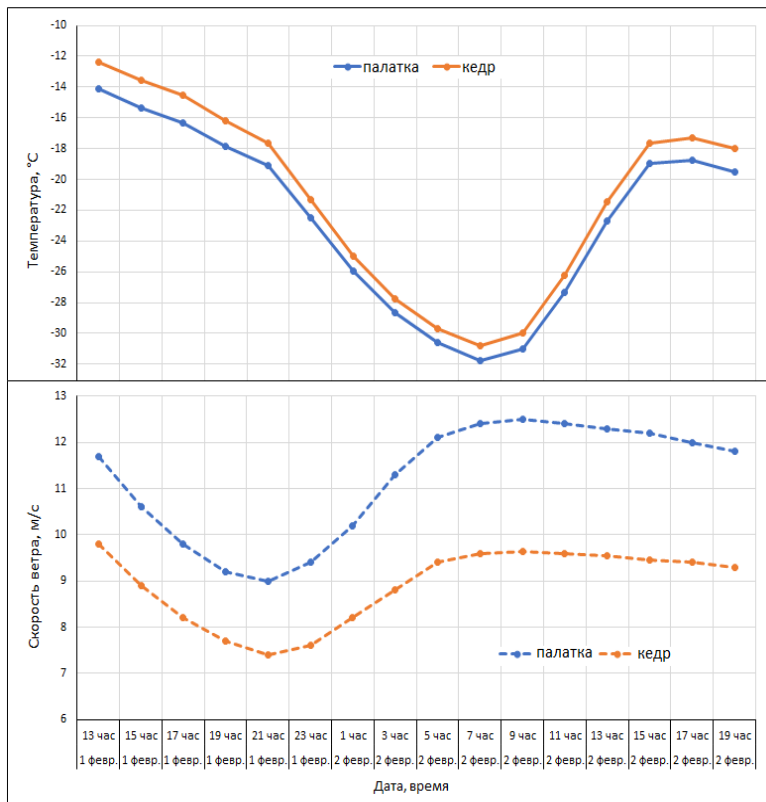


Рис. 3. Суточный ход температуры воздуха и скорости ветра 1 и 2 февраля 1959 г. в местах расположения палатки и кедр.

3.3. Ветро-холодовой индекс

Слишком долгое пребывание на холоде может привести к обморожениям, гипотермии, и в конечном итоге — к смерти.

Сильные ветры при низкой температуре усиливают влияние холода. Воздействие погодных условий на человека оценивается методом комплексной климатологии, при котором анализ погодных условий производится не по отдельно взятым метеорологическим факторам (температура, ветер, влажность), а по их комплексу.

Для оценки суровости зимних погодных условий используется ветро-холодовой индекс. Данный индекс позволяет количественно учесть влияние ветра на тело человека при различных температурах воздуха. Охлаждающая сила ветра, воздействующая на ткани организма, выражается как эквивалент температуры, и ветро-холодовой индекс измеряется в условном температурном эквиваленте, то есть в градусах Цельсия (°C).

Для рассматриваемого района ветро-холодовой индекс рассчитан по полученным выше значениям температуры (табл. 1) и скорости ветра (табл. 2) для мест расположения палатки и кедра. Расчеты выполнялись по формуле, приведенной в ГОСТ Р ИСО 15743-2012.

На рис. 4 представлен график изменения ветро-холодового индекса 1 и 2 февраля 1959 г. на площадках «палатка» и «кедр». Распределение ветро-холодового индекса соответствует комплексному воздействию температуры и ветра, т. е. самые низкие значения индекса характерны для временных интервалов, когда наблюдались большие скорости ветра и низкие температуры. Соответственно, самые суровые условия были на месте расположения палатки. Даже в 19 ч 1 февраля (на момент размещения туристов в палатке) погодные условия были аналогичны условиям 30-градусного мороза (индекс составлял $-30,3$ °C). Минимальное значение индекса ($-50,5$ °C) отмечалось здесь в 7 ч утра 2 февраля. Чуть менее суровые условия были в точке расположения кедра: здесь индекс составлял в 19 ч $-27,2$ °C, а в 7 ч утра — $-47,6$ °C.

В табл. 3 приведены значения ветро-холодового индекса для рассматриваемых площадок и соответствующая им характеристика жесткости погоды. Как следует из таблицы, на месте палатки уже с 17 ч 1 февраля погодные условия обуславливали средний риск переохлаждения и обморожения, а с 21 ч такие условия наблюдались и в районе кедра.

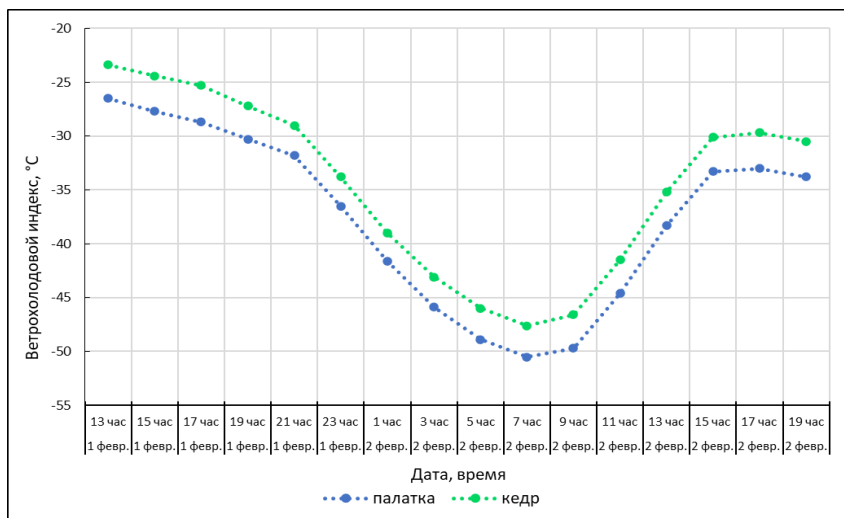


Рис. 4. Изменение ветро-холодового индекса 1 и 2 февраля 1959 г. в местах расположения палатки и кедра.

С двух часов ночи в районе кедра погодные условия соответствовали высокому риску переохлаждения и обморожения.

На уровне палатки с 5 до 9 ч утра 2 февраля имел место очень высокий риск переохлаждения и обморожения (табл. 3).

Ниже приведена характеристика жесткости погоды по ветро-холодовому индексу и предупреждающие меры от воздействия холода (необходимые средства индивидуальной защиты) для выделенных в таблице 3 градаций ветро-холодового индекса.

- **Ветро-холодовой индекс от -10 до -28 .** Дискомфорт, риск гипотермии в случае продолжительного нахождения на воздухе без соответствующей защиты. Рекомендуется одеваться в несколько слоев теплой одежды, внешний слой не должен пропускать ветра. Рекомендуется носить шапку, варежки или перчатки, шарф и закрытую непромокаемую обувь. Надо оставаться сухим и на морозе двигаться.

- **Ветро-холодовой индекс от –28 до –40.** Открытая кожа может замерзнуть в течение 10—30 минут. Существует риск обморожения: требуется проверять лицо, открытые участки кожи и конечности на окоченение и побеление. Риск гипотермии в случае продолжительного нахождения на воздухе без соответствующей одежды или укрытия от холода и ветра. Рекомендуется одеваться в несколько слоев теплой одежды, внешний слой не должен пропускать ветра. Рекомендуется не оставлять открытых участков кожи. Рекомендуется носить шапку, варежки или перчатки, шарф, маску и закрытую непромокаемую обувь. Надо оставаться сухим и на морозе двигаться.

- **Ветро-холодовой индекс от –40 до –47.** Открытая кожа может замерзнуть в течение 5—10 минут. Высокий риск обморожения: требуется проверять лицо, открытые участки кожи и конечности на окоченение и побеление. Риск гипотермии в случае продолжительного нахождения на воздухе без соответствующей одежды или укрытия от холода и ветра. Рекомендуется одеваться в несколько слоев теплой одежды, внешний слой не должен пропускать ветра. Рекомендуется не оставлять открытых участков кожи. Рекомендуется носить шапку, варежки или перчатки, шарф, маску и закрытую непромокаемую обувь. Надо оставаться сухим и на морозе двигаться.

- **Ветро-холодовой индекс от –48 до –55.** Открытая кожа может замерзнуть в течение 2—5 мин. Очень высокий риск обморожения: требуется проверять лицо, открытые участки кожи и конечности на окоченение и побеление. Серьезный риск гипотермии в случае продолжительного нахождения на воздухе без соответствующей одежды или укрытия от холода и ветра. Требуется осторожность при пребывании на улице. Рекомендуется одеваться в несколько слоев теплой одежды, внешний слой не должен пропускать ветра. Рекомендуется не оставлять открытых участков кожи. Рекомендуется носить шапку, варежки или перчатки, шарф, маску и закрытую непромокаемую обувь. Отменить или сократить выходы на улицу. Надо оставаться сухим и двигаться.

Значения ветро-холодового индекса (°С) 1 и 2 февраля 1959 года
в различные часы суток в местах расположения палатки и кедр

Местоположение	Высота над ур.м.	1 февраля							2 февраля									
		13 ч	15 ч	17 ч	19 ч	21 ч	23 ч	1 ч	3 ч	5 ч	7 ч	9 ч	11 ч	13 ч	15 ч	17 ч	19 ч	
палатка	890	-26,5	-27,7	-28,7	-30,3	-31,8	-36,5											
кедр	633	-23,4	-24,4	-25,3	-27,2	-29,0	-33,8											
Местоположение	Высота над ур.м.																	
палатка	890	-41,6	-45,9	-48,9	-50,5	-49,7	-44,6											
кедр	633	-39,0	-43,1	-46,0	-47,6	-46,6	-41,5											

Опасность для здоровья согласно индексу охлаждения

Значения индекса, °С		Степень опасности для здоровья человека
от	до	
-10	-28	Небольшой риск переохлаждения и обморожения
-28	-40	Средний риск переохлаждения и обморожения открытых участков кожи в течение 10—30 мин
-40	-48	Высокий риск переохлаждения и обморожения открытых участков кожи в течение 5—10 мин
-48	-55	Очень высокий риск переохлаждения и обморожения открытых участков кожи в течение 2—5 мин

На основании анализа полученных значений ветро-холодового индекса и перечня соответствующих необходимых средств индивидуальной защиты от воздействия холода можно сделать вывод, что в той одежде, в которой туристы выскочили из палатки и спустились вниз по склону, у них не было шансов выжить и вернуться в палатку даже при отсутствии телесных травм, так как на момент, когда туристы покинули палатку (примерно в 21 ч), ветро-холодовой индекс и на уровне палатки ($-31,8$ °C), и на уровне кедра ($-29,0$ °C) соответствовал среднему риску переохлаждения и обморожения открытых участков кожи в течение 10—30 мин. Ко времени подъема трех туристов по склону (примерно в 3—5 ч утра) ветро-холодовой индекс на уровне кедра составлял уже $-43...-46$ °C, что соответствует высокому риску переохлаждения и обморожения открытых участков кожи в течение 5—10 мин.

3.4. Осадки и снежный покров

Краткая климатическая характеристика. Количество и распределение осадков на Северном Урале определяется главным образом циклонической деятельностью и особенностями рельефа. Меридиональная направленность Уральских гор обуславливает увеличение осадков на западных наветренных склонах и уменьшение их на восточных подветренных («тень» Урала). В результате количество осадков в целом за год в Предуралье на 150—200 мм больше, чем в Зауралье. Эта же закономерность в распределении осадков относится и к снежному покрову. Влияние Уральских гор сказывается в уменьшении высоты снежного покрова у восточных склонов Урала (Зауралье) на 20—30 см по сравнению с его высотой на той же широте у западных склонов (Предуралье). Нарастание снежного покрова идет заметно лишь в начале зимы (ноябрь—декабрь), а в дальнейшем (в январе и феврале) высота снежного покрова почти не меняется, что отчасти объясняется сильным уплотнением снега под влиянием ветра. Причиной уплотнения служат также зимние оттепели, в результате которых появляются ледяные

корки, затем вновь покрывающиеся свежеснеженным снегом. За зиму может образоваться несколько таких корок.

Микроклиматическая характеристика. В горных районах распределение зимних осадков чрезвычайно пестрое. Характер рельефа, а также частые и сильные ветры обуславливают неравномерное залегание снежного покрова. На склонах гор и на плато под влиянием ветра наблюдается перераспределение снега, в связи с чем наветренные склоны оголяются от снега, а на подветренных склонах и на защищенных от ветра местах скапливается его большое количество. Сугробы на подветренных склонах и в долинах могут достигать высоты 2—3 м и более, в то время как на высокогорных плато снега может почти не быть. Ветры силой больше 10 м/с, и особенно больше 15 м/с, могут полностью сносить снег с повышенных мест, а повторяемость таких ветров в рассматриваемом районе, как указано выше, очень значительная.

Следует отметить, что благодаря перераспределению снега под влиянием ветра и особенностей рельефа зимние осадки в горных районах трудно поддаются учету, поэтому для рассматриваемого горного района без проведения микроклиматических наблюдений нельзя гарантировать очень высокую точность при расчете пространственного распределения высоты снежного покрова, особенно при таких высоких скоростях ветра, которые господствуют на Урале.

Для рассматриваемой территории высота снежного покрова в разных точках рассчитывалась с использованием известных закономерностей влияния различных форм рельефа на перераспределение снежного покрова и учетом факторов снеготранспорта (Пигольцина, Зиновьева, 2013, 2015). В качестве исходной информации были использованы данные наблюдений по высоте снежного покрова за 19 ч 1 февраля по указанным выше станциям.

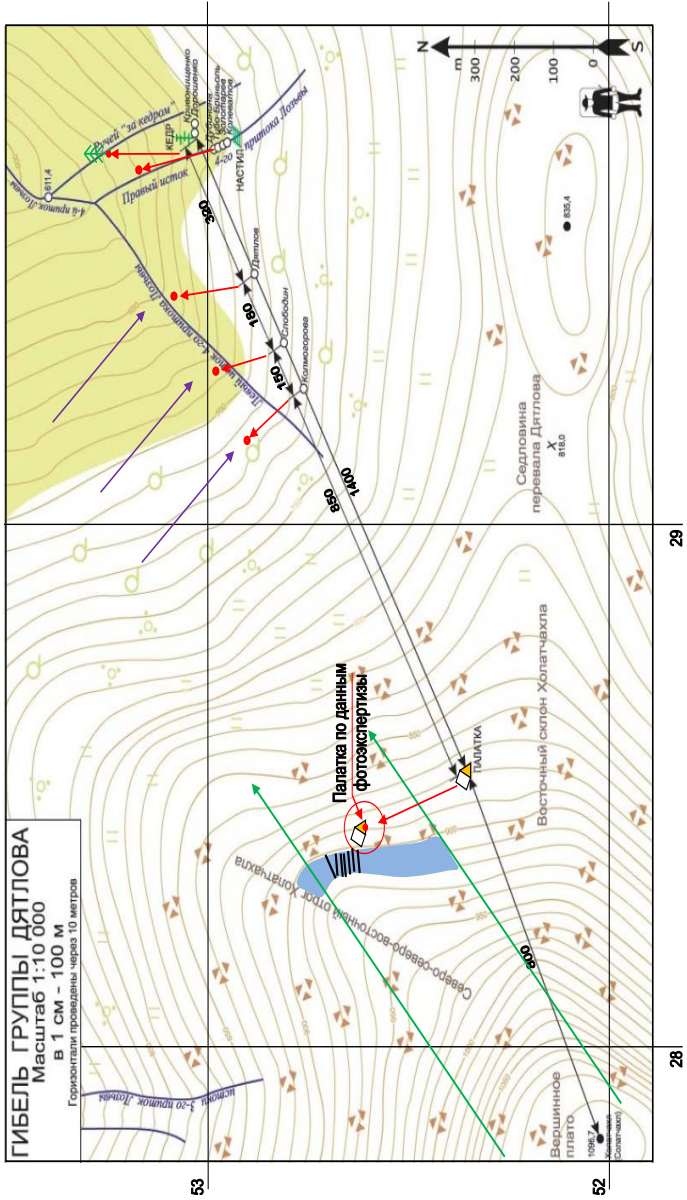


Рис. 5. Карта-схема склона горы Холгачахла.

Район максимального снегонакопления выделен голубым цветом.

Участок с максимальной крутизной склона обозначен штриховкой.

Линии зеленого цвета показывают ЮЗ направление ветра, линии сиреневого цвета — СЗ направление.

При ветре ЮЗ направления, дующем с вершинного плато горы Холатчакль, на ее подветренном северо-восточном склоне зона максимального снегонакопления будет располагаться ниже по склону, при этом разность абсолютных высот плато и зоны максимальной высоты снега, согласно известным закономерностям, должна составлять 180—200 м. Таким образом, зона максимального снегонакопления находится между изогипсами 920 и 900 м над уровнем моря. На рис. 5 приведена карта-схема, на которой эта зона закрашена голубым цветом.

По средним многолетним данным, как было указано выше, повторяемость юго-западных ветров в зимние месяцы составляет 21—22 %. За январь 1959 года повторяемость ЮЗ ветров составила 19 %, т. е. близко к средним значениям.

При западном направлении ветра к этой массе снега будет добавляться часть снега, сдуваемого с северо-северо-восточного (ССВ) отрога г. Холатчакль, вследствие чего в северной части выделенного района, наиболее близко расположенной к вершине отрога (т. е. к северу от палатки), будет формироваться более широкая зона с большой высотой снежного покрова. Изогипса 900 м проходит выше уровня палатки примерно на 50 м. Расстояние от палатки до вершины отрога составляет около 150 м. На рис. 6 представлен график изменения высоты снежного покрова на расстоянии от палатки до вершины отрога. Начальная точка — палатка (расстояние равно 0), конечная точка — вершина отрога (расстояние 150 м). Соответствующие количественные значения высоты снежного покрова приведены в табл. 4.

Таким образом, зона максимального снегонакопления расположена над палаткой, на расстоянии примерно 50 м от нее. Кроме того, участок этой зоны, примыкающий непосредственно к палатке с северо-западной стороны, т. е. со стороны противоположной входу, имеет крутизну 25—26°. Это самый крутой участок на этом склоне. На картосхеме он заштрихован (рис. 5). Участок с северной стороны палатки имеет крутизну 21—22°. Крутизна склонов определялась по гипсометрической карте масштаба 1:10 000 с помощью графика заложений.

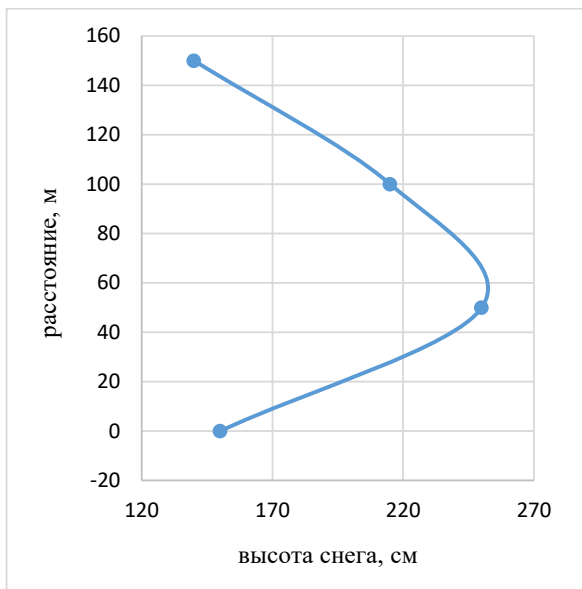


Рис. 6. Изменение высоты снежного покрова на расстояниях от палатки до вершины ССВ отрога г. Холатчахль.

Таблица 4

Изменение высоты снежного покрова на расстояниях от палатки до вершины ССВ отрога г. Холатчахль

Расстояние от палатки, м	Высота снега, см
0	150
50	250
100	215
150	140

При такой крутизне склонов, наличии большой снежной массы и слоя свежевывающего метелевого снега (за два дня в горах выпало более 10 мм осадков) этот участок можно считать лавиноопасным. К тому же был сильный ветер, который при прохождении фронта обычно сопровождается порывами большой силы (30—35 м/с и более) (Орлова, 1962; Методические рекомендации..., 1973; Научно-прикладной справочник..., 1990). Причем ветер был СЗ направления, т. е. дул сверху вниз по склону, хотя и под углом. Из вышесказанного следует, что именно в этом месте в непосредственной близости от палатки со стороны, противоположной входу, могла сойти лавина (одна из разновидностей лавин). Этот вывод полностью согласуется с результатами оценки лавиноопасности данного района, полученными экспертом-гляциологом В. В. Поповниным и предоставленными мне для ознакомления Прокуратурой Свердловской области.

В целом район перевала Дятлова является лавиноопасным. В «Справочнике по опасным природным явлениям в республиках, краях и областях РФ» (1997) он входит в зону со средней степенью лавинной опасности (зона 2). На рис. 7 из указанного справочника приведена карта лавинной опасности Свердловской области с таблицей значений лавинных характеристик. В данном справочнике при оценке степени опасности лавин использованы два параметра: число лавинных очагов на 1 км дна долины и повторяемость схода лавин — число лавин, сошедших за год из одного лавинного очага. Комбинация различных градаций этих параметров лавин позволяет выделить три степени лавинной опасности: 1 — слабая, 2 — средняя, 3 — сильная.

Высокий снежный покров в лагуне (в районе кедра) образуется как за счет выпадения атмосферных осадков, так и за счет снегопереноса со всех возвышенностей, окаймляющих долину подковообразной дугой (с трех сторон). В рассматриваемом районе объем переносимого за зиму снега составляет 600—1000 м³/пог.м (Михель, Руднева, 1967). При таком переносе снега локальные понижения рельефа полностью заматаются снегом.

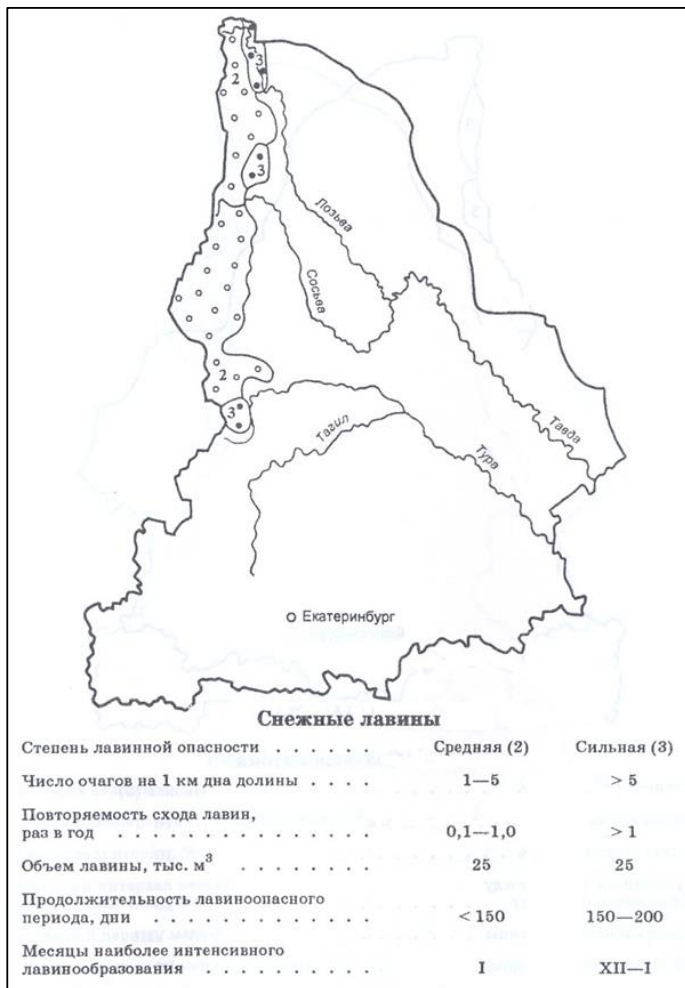


Рис. 7. Районирование территории Свердловской области по степени лавинной опасности (Справочник..., 1997).

4. Расчет дальности видимости в ночь с 1 на 2 февраля

Астрономические характеристики. 1 февраля 1959 года на широте перевала Дятлова закат Солнца был в 17 ч 03 мин по местному времени. Затем наступают сумерки. Сумерки — это интервал времени, в течение которого Солнце находится под горизонтом, а естественная освещенность на Земле обеспечивается отражением солнечного света от верхних слоев атмосферы и остаточным люминесцентным свечением самой атмосферы, вызываемым ионизирующими излучениями Солнца. В зависимости от угла нахождения Солнца под горизонтом сумерки разделяются на гражданские, навигационные и астрономические.

Гражданские сумерки соответствуют глубине погружения Солнца от 0 до 6 или 7°. В это время сумеречное освещение настолько интенсивно, что условия видимости как далеких, так и близких предметов практически не отличаются от дневных. Во время этих сумерек можно свободно обходиться без искусственного освещения. При погружении Солнца на 6° гражданские сумерки 1 февраля продолжались в исследуемом районе 51 минуту, т. е. до 17 ч 54 мин.

Следует отметить, что в месте установки палатки горы закрывают закат Солнца, но небосвод (высокие слои атмосферы) освещен, и снег, отражая этот свет, увеличивает уровень естественной освещенности. Отражательная способность (альбедо) чистого снега очень высока и составляет 90 %. Таким образом, потеря освещения, связанная с закрытостью горизонта, с избытком компенсировалась за счет влияния снежного покрова. **Отсюда следует, что последние фотографии туристов вполне могли быть сделаны около 17 ч без искусственного освещения.**

Навигационные сумерки соответствуют глубине погружения Солнца под горизонт от 6 до 12°. В течение этих сумерек происходит быстрое ухудшение видимости, заставляющее включать освещение. Навигационные сумерки в нашем случае продолжались 1 ч 45 мин и закончились в 18 ч 45 мин.

Астрономические сумерки соответствуют глубине погружения Солнца от 12 до 18°. В это время у земли становится совсем темно,

но небо в сегменте зари еще сохраняет несколько повышенную яркость. Астрономические сумерки продолжались 2 ч 37 мин и закончились в 19 ч 40 мин.

Далее, когда Солнце находится под горизонтом глубже 18° , солнечные лучи уже не попадают даже в самые верхние слои атмосферы, освещенность с дальнейшим погружением Солнца не меняется, и наступает ночь. В лунные ночи освещенность лунным светом зависит от многих астрономических факторов, в том числе от фазы Луны, которая вызывает изменение площади и средней яркости светлой части лунного диска. В ночь с 1 на 2 февраля 1959 года Луна вошла только в 4 ч 14 мин утра, так что **ночь была безлунной**, и это упрощает расчет видимости. На дату 02.02.1959 г. Луна находилась в фазе «Убывающая Луна», полнота диска составляла 32 % (убывающий полумесяц).

Дальность видимости, основные понятия. На сети метеорологических станций **метеорологическая дальность видимости (МДВ)** определяется с помощью приборов, основанных на применении различных источников света. При отсутствии приборов МДВ определяется визуально по специальной методике. В светлое время суток это наибольшее расстояние, с которого можно различить (обнаружить) на фоне неба вблизи горизонта (или на фоне воздушной дымки) черный объект достаточно больших угловых размеров (больше 15 угловых минут). В ночное время это расстояние, на котором при существующей прозрачности воздуха такой объект можно было бы обнаружить, если бы вместо ночи был день. МДВ наблюдается инструментально, или визуально по заранее подобранным объектам. Понятие дальности видимости реальных объектов целиком основано на определении порога контрастной чувствительности зрения.

Теория дальности видимости реальных объектов разработана достаточно полно. *Видимость* (но не дальность видимости) любого объекта определяется степенью различия в яркости (контрастности) между этим объектом и фоном. Контраст при хорошей видимости имеет значение около 100 %. *Дальность видимости* объекта зависит от порога контрастной чувствительности зрения (ϵ). За порог

контрастной чувствительности зрения принимается минимальное, едва воспринимаемое глазом различие в яркостях между объектом и фоном. На основании теоретических и экспериментальных исследований, выполненных в ГГО, было установлено, что для светлого времени суток значение порога контрастной чувствительности, лежащее посередине между различаемыми и не различаемыми контрастами, имеет значение 2 %. Этот средний двухпроцентный порог принят в обширной литературе по видимости в качестве «классического» значения ϵ .

С момента, когда Солнце начинает погружаться под горизонт, и уровень освещенности падает, видимость объектов ландшафта постепенно ухудшается. Глубокой ночью в безлунную пасмурную погоду дальность видимости объектов исчисляется буквально несколькими шагами. Низкая дальность видимости объектов ночью объясняется изменением свойств зрения. Это изменение заключается в том, что с уменьшением уровня освещенности происходит возрастание порога контрастной чувствительности глаза (ϵ). Величина ϵ вместо двухпроцентного значения днем может ночью иметь значения в пределах от 25 до 100 %. Таким образом, вследствие возрастания порога контрастной чувствительности глаза видимость объектов ночью утрачивается на гораздо более близких расстояниях, чем днем. Но кроме возрастания значения ϵ , ночью резко падает также и острота зрения. Таковы особенности восприятия реальных объектов ночью.

В лунные ночи при разных фазах луны сравнительно низкие значения дальности видимости также объясняются не уменьшением контраста между объектом и фоном, а только возрастанием порога контрастной чувствительности глаза и падением остроты зрения. В лунные ночи видно дальше, чем в безлунные, потому что благодаря более высокому уровню освещенности контрастная чувствительность глаза несколько возрастает, а также повышается острота зрения. Но даже при полной луне величина порога ϵ никогда не может достигнуть значения 2 %, соответствующего дневному наблюдению. В среднем дальность видимости объектов в лунные ночи занимает промежуточное значение между дневными и ночными значениями.

Дальность видимости **реальных объектов** зависит не только от значения их собственной яркости (контрастности с фоном), но также и от их угловых размеров, фиксируемых из точки наблюдения. Если удалиться от объекта любых размеров на такое расстояние, что его угловые размеры станут меньше порога остроты зрения, т. е. объект будет виден под углом менее 1 кв. минуты, то он вовсе не будет виден, даже если его контраст с фоном будет равен 100 %. Кроме того, дальность видимости объектов зависит от конкретных условий наблюдения и, в первую очередь, от метеорологических факторов.

Расчет дальности видимости в ночь с 1 на 2 февраля. Дальность видимости малого по размеру реального объекта (в том числе палатки) определяется расстоянием, на котором его наблюдаемые угловые размеры станут равны порогу остроты зрения. Критическое расстояние для восприятия объектов малых размеров составляет 1 км при угловых размерах объекта в 225 кв. минут, что соответствует размеру объекта 4×4 м (сторона квадрата равна $15'$).

Таким образом, при размере палатки $1,5 \times 4,3$ м ее угловые размеры будут составлять 90,7 кв. минут. Соответственно дальность видимости будет равна 403 м. С такого расстояния можно различить палатку в дневное время при хорошей видимости.

Известно, что при изменении освещенности контраст не меняется. Но хотя объект и днем, и ночью будет иметь 100-процентный контраст, его реальная видимость ночью будет очень плохая, так как при низкой освещенности меняются свойства зрения (о чем было сказано выше). Так, если днем при значении порога контрастной чувствительности глаза ϵ , равном 2 %, коэффициент видимости объекта будет равен $100 : 2 = 50$, то ночью при величине порога в 25 % (т. е. при минимальном влиянии ночи) коэффициент видимости объекта будет равен уже $100 : 25 = 4$. Таким образом, один и тот же объект ночью будет виден хуже, чем днем, в 12,5 раза ($50 : 4 = 12,5$). Это значит, что определенное выше значение дальности видимости для светлого времени суток, равное 403 м, ночью будет составлять всего 32 м ($403 : 12,5 = 32$).

Снегопад и метель уменьшают дальность видимости. Даже слабый снегопад (0,1—0,5 мм/ч) уменьшает дальность видимости на 50—80 %. В принципе влияние снегопада можно отождествить с влиянием метели. Во время нахождения туристов как в палатке, так и в районе кедра, шел снег. Если даже допустить, что снегопад прерывался, то под влиянием сильного ветра, который наблюдался все это время, свежавывапавший снег подвергался интенсивному переносу, т. е. была метель. Таким образом, под влиянием снегопада (метели) рассчитанная выше дальность видимости (32 м) может колебаться в пределах от 6 до 16 м. Отсюда следует, что даже при минимальном влиянии всех рассмотренных факторов на дальность видимости ночью 1—2 февраля (в том числе и в 21 ч, когда предположительно туристы экстренно начали спускаться по склону) **палатку можно было различить с расстояния не более 16 м**. В этом случае можно со 100-процентной уверенностью утверждать, что туристы, удалившись от палатки на 30—50 м, не могли ее видеть.

5. Комментарии к выбору маршрута подъема трех туристов к палатке

Долина левого истока четвертого притока Лозьвы, по дну которой начали подниматься трое туристов, направлена с ЮЗ на СВ. Ветер 1-го и 2-го февраля был северо-западного направления, т. е. дул перпендикулярно долине (рис. 5, сиреневые линии). Следовательно, дно долины имело при таком направлении ветра «ветровую» (орографическую) тень, по крайней мере в нижней части долины, откуда начинали подниматься туристы. Нижняя часть долины, судя по гипсометрической карте, имеет более выраженную расчлененность, и здесь на дне долины скорость ветра была на 2—3 м меньше, чем возле кедра. Это различие вызвано тем, что кедр расположен на относительно ровной местности, не имеющей орографической тени.

Уменьшение скорости ветра — это большое преимущество при подъеме по склону, скорее всего именно этот фактор повлиял на выбор маршрута. По мере продвижения вверх по долине глубина

долины уменьшалась, и маршрут туристов немного отклонился к северу. Скорость ветра соответственно возрастала, и на высоте, где нашли Колмогорову и Слободина, скорость ветра уже практически не отличалась от скорости на открытом месте.

В долине был достаточно глубокий снег со свежевывпавшим верхним слоем, по которому было трудно идти, вдобавок дул сильный ветер. При таких условиях замерзшие, обмороженные и уставшие люди, вероятнее всего, не шли, а ползли по снегу. В результате после Колмогоровой, поднимавшейся первой, должна была остаться «колея», по которой и следовали остальные двое туристов. Этим можно объяснить движение всех трех туристов по одной линии (рис. 5).

Выводы

Детальная микроклиматическая оценка территории показала, что при наблюдавшемся 1 и 2 февраля 1959 года северо-западном направлении ветра зона ветровой тени была только на подветренной стороне северо-северо-восточного отрога г. Холатчахль, где находилась палатка. Причем палатка была установлена в непосредственной близости от зоны максимального снегонакопления ниже мощного снежного навала, который усиливал эффект ее защищенности от ветра. Таким образом, туристы остановились и поставили палатку в ветровой тени, при относительном снижении мощности ветрового потока в этом месте склона на 10—15 % относительно окружающей местности.

На основании анализа полученных значений ветро-холодового индекса и перечня соответствующих необходимых средств индивидуальной защиты от воздействия холода можно сделать вывод, что в той одежде, в которой туристы выскочили из палатки и спустились вниз по склону, у них не было шансов выжить и вернуться в палатку даже при отсутствии телесных травм. На момент, когда туристы покинули палатку (примерно в 21 ч), ветро-холодовой индекс и на уровне палатки ($-31,8$ °C), и на уровне кедра

($-29,0$ °C) соответствовал среднему риску переохлаждения и обморожения открытых участков кожи в течение 10—30 мин. Ко времени подъема трех туристов по склону (примерно в 3—5 ч утра) ветрохолодовой индекс на уровне кедра составлял уже $-43...-46$ °C, что соответствует высокому риску переохлаждения и обморожения открытых участков кожи в течение 5—10 минут. Эти погодные условия при нахождении на воздухе без соответствующей одежды могут достаточно быстро привести к гипотермии и, в конечном итоге, к гибели.

Количественная оценка пространственного распределения высоты снежного покрова и анализ крупномасштабной гипсометрической карты позволили определить на склоне г. Холатчахль район с максимальным снегонакоплением (высота снега около 250 см) и большой крутизной склона ($25-26^\circ$), представляющий зону потенциальной лавинной опасности, расположенную в непосредственной близости от палатки. Анализ погодных условий показал, что вечером 1 февраля (в 20—21 ч) над данным районом проходил холодный фронт, который вызвал резкий перепад температуры воздуха в сторону похолодания и усиление ветра, сопровождавшиеся снегопадом и метелью, то есть метеорологические условия способствовали возникновению снеголавинной деятельности. Таким образом, имелись все предпосылки для схода лавины (одного из типов лавин), и можно заключить, что сход лавины мог произойти с большой долей вероятности, тем более что этот район характеризуется средней степенью лавинной опасности.

Расчет реальной дальности видимости в ночное время с учетом астрономических и метеорологических факторов показал, что даже при минимальном влиянии этих факторов на дальность видимости ночью 1—2 февраля (в том числе и в 21 ч, когда предположительно туристы экстренно начали спускаться по склону) палатку можно было различить с расстояния не более 16 м. В этом случае можно со 100-процентной уверенностью утверждать, что туристы, удалившись от палатки на 30—50 м, не могли ее видеть.

Высокий снежный покров в районе кедра образовался как за счет выпадения атмосферных осадков, так и за счет снегопереноса со всех возвышенностей, окаймляющих долину подковообразной дугой. В рассматриваемом районе объем переносимого за зиму снега составляет 600—1000 м³/пог.м. При таком переносе локальные понижения рельефа полностью заметаются снегом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Методические рекомендации Свердловского бюро погоды (1973). Вып. 5.
- Микроклимат СССР (1967) / Под ред. И. А. Гольцберг. — Л.: Гидрометеиздат. 284 с.
- Михель В. М., Руднева А. В.* (1967). Районирование территории СССР по переносу снега // Труды ГГО. Вып. 210. С. 79—91.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР (1990). Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1—6. Вып. 9. — Л.: Гидрометеиздат.
- Орлова В. В.* (1962). Климат СССР. Западная Сибирь. Вып. 4. — Л.: Гидрометеиздат. 360 с.
- Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А.* (2009). Методы оценки микроклиматической изменчивости специализированных климатических характеристик в условиях горного рельефа и недостаточной метеорологической информации на примере территории проведения зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» // В сб.: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию профессора Олега Алексеевича Дроздова. Санкт-Петербург. 20—22 октября 2009 г. — С. 124—126.
- Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А.* (2013). Пространственное распределение высоты снежного покрова в горном кластере территории проведения Зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» // Труды ГГО. Вып. 569. С. 137—147.
- Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А.* (2014). Закономерности изменения скорости ветра с высотой на подветренном склоне горного хребта (на примере северного склона хребта Аибга) // Труды ГГО. Вып. 575. С. 119—130.
- Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А.* (2015). Оценка микроклиматических условий горного кластера района Красной Поляны для обеспечения спортивных объектов детальной погодно-климатической информацией // Метеорология и гидрология. № 8. С. 88—97.
- Справочник по опасным природным явлениям в республиках, краях и областях Российской Федерации (1997). — СПб: Гидрометеиздат. 588 с

УДК 551.509.54 (470 + 571)

**МОНИТОРИНГ ХАРАКТЕРИСТИК
ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ
В ХОЛОДНЫЙ СЕЗОН 2017—2018 ГОДОВ**

Н. М. Аржанова, Н. Н. Коршунова

Всероссийский научно-исследовательский институт
гидрометеорологической информации — Мировой центр данных
249039 Обнинск, ул. Королева, 6
E-mail: arzhanova.n@inbox.ru

Поступила в редакцию 01.06.2020
Поступила после доработки 23.06.2020

Введение

Во ВНИИГМИ-МЦД уже многие годы проводятся исследования отдельных компонентов климатической системы, на основе которых разработаны методики мониторинга снежного покрова, приземного ветра, продолжительности солнечного сияния.

Гололедно-изморозевые отложения (ГИО) относятся к неблагоприятным и опасным явлениям погоды, которые оказывают влияние на многие отрасли экономики: энергетику, сельское и лесное хозяйство, железнодорожный и автомобильный транспорт. Влиянию ГИО на хозяйственную деятельность человека, отдельные отрасли экономики посвящены различные исследования (Климат России, 2001; Яковлев и др., 2008; Changnoon, 2003; Cortinas et al., 2004). Всестороннее изучение ГИО в течение долгого времени затруднялось отсутствием качественных эмпирических данных.

Целью данной работы является определение методических основ для включения ГИО в систему мониторинга климата России на примере оценки аномальности отдельных видов гололедно-изморозевых отложений (максимального числа дней, максимального веса и максимальной продолжительности) на территории России для конкретного сезона.

Использованные данные и методы их обработки

Наблюдения за ГИО на метеорологических станциях проводятся с помощью гололедного станка (Наставление..., 1969). До 2018 г. не существовало данных о средних многолетних характеристиках ГИО (нормах). По рекомендациям Всемирной метеорологической организации (ВМО) нормы рассчитываются за 30-летний период с последующим пересчетом через каждые 10 лет.

Создание во ВНИИГМИ-МЦД специализированного массива «Характеристики гололедно-изморозевых явлений на территории России» (Аржанова и др., 2018) во многом решило эту проблему.

Средние многолетние характеристики ГИО рассчитаны за период 1984—2013 гг., так как инструментальные наблюдения доступны на технических носителях с 1984 года. Необходимым условием при расчете норм для станции было наличие данных не менее чем за 24 года из 30 лет (Руководящие указания..., 2017).

Пространственное распределение средних многолетних характеристик гололедно-изморозевых отложений, а также тенденции их изменений на территории России рассмотрены в работах (Аржанова, Коршунова, 2019; Vulygina et al., 2015).

В данной работе для оценки аномальности ГИО использованы данные 998 станций государственной наблюдательной сети Росгидромета, поступающие во ВНИИГМИ-МЦД по каналам связи. Рассмотрены максимальное число дней, максимальная продолжительность и максимальный вес каждого вида гололедно-изморозевых отложений, наблюдавшиеся с октября 2017 по май 2018 г. Указанный период назван условно холодным, поскольку в отдельных регионах России в мае и октябре температура воздуха часто переходит через 0 °С, что создает условия, при которых ГИО могут достигать опасных значений.

Характеристики ГИО были определены для каждого месяца рассматриваемого периода, результаты представлены в виде карт. Карты получены с помощью ГИС в регулярной азимутальной стереографической проекции, в которой используется стандартный

метод обратных взвешенных расстояний с коэффициентами, обратно пропорциональными квадрату расстояния.

Распределение климатических характеристик гололедно-изморозевых отложений по территории России

В рассматриваемый период 2017—2018 гг. на большей части территории страны выявлены незначительные аномалии всех характеристик ГИО, однако следует отметить некоторые их региональные особенности. На рисунках 1—4 представлены месяцы, когда характеристики ГИО достигали максимальных значений.

Наибольшее число дней с гололедом отмечается в зимние месяцы и в начале весны. На Европейской территории России (ЕТР) зимой циклоны часто приносят теплый влажный воздух с Атлантики, и при температурах, близких к 0 °С, создаются благоприятные условия для образования гололеда. В декабре максимальное число дней (от 4 до 8) отмечается на востоке Южного федерального округа (ЮФО), в северных и центральных районах ЕТР, а также наблюдается небольшой очаг на юге Западной Сибири. В январе наибольшее число дней с гололедом (6—8) отмечалось в республиках Северного Кавказа; в феврале — в западных районах Приволжского ФО (более 8). В марте (рис. 1а) наибольшее число дней с гололедом фиксировалось на юге Северо-Западного, северо-востоке Южного и юге Уральского федеральных округов (6—8 и более). На Азиатской территории России зимой в зоне влияния Сибирского антициклона преобладают арктические воздушные массы, которые характеризуются очень низкой температурой и малой влажностью, поэтому условий для образования гололедных отложений практически нет.

Анализ распределения аномалий максимального числа дней показывает, что положительные аномалии числа дней с гололедными отложениями преобладают в конце осени, зимой и в начале весны. В марте (рис. 1б) рост числа дней с гололедными отложениями

отмечается на юге Центрального, Приволжского и Уральского ФО, на большей части Южного ФО, на севере и юго-западе Северо-Западного ФО. Отрицательные аномалии наблюдаются на северо-востоке ЕТР и севере Уральского ФО.

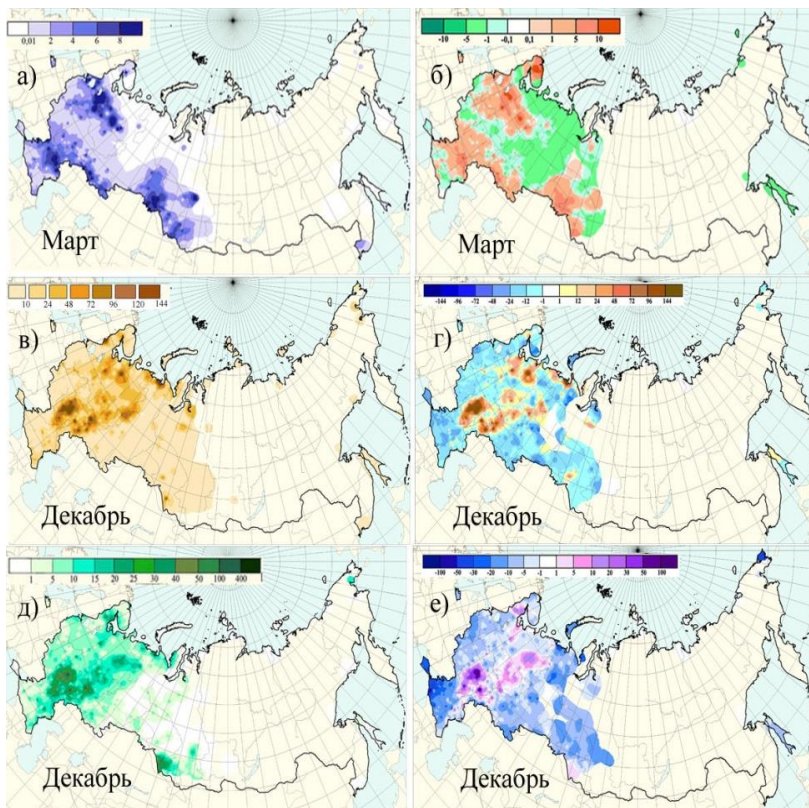


Рис. 1. Гололедные отложения:

- а) максимальное число дней в марте (дни); б) аномалии максимального числа дней в марте (дни); в) наибольшая продолжительность в декабре (часы); г) аномалии наибольшей продолжительности в декабре (часы); д) максимальный вес в декабре (г/см); е) аномалии максимального веса в декабре (г/см).

Наибольшая продолжительность отложения гололеда (до 144 ч) отмечена в декабре на отдельных метеостанциях на юге Центрального, юго-западе Приволжского и в центральных районах Северо-Западного ФО (рис. 1в). В течение продолжительного времени гололед сохранялся на юго-западе Республики Коми в ноябре (от 48 до 96 ч) и декабре (от 72 до 120 ч). Максимальные положительные аномалии продолжительности гололеда отмечались в ноябре и декабре: в ноябре — на юго-западе Республики Коми, в декабре — на юго-востоке Центрального и западе Приволжского ФО (рис. 1г). Это связано с преобладанием в этих районах циклонического характера погоды с частыми осадками на фоне колебаний температуры воздуха 0 °С. Максимальные аномалии составляют 96—144 ч, но на отдельных метеостанциях эти значения превышены.

Наибольшие значения максимального веса гололедного отложения, достигающие 400 г/см зафиксированы в декабре на юге Центрального ФО, западе Приволжского ФО (рис. 1д). В январе—марте вес гололеда значительно уменьшается и не превышает 30—50 г/см. В январе—феврале максимальный вес гололеда отмечается в Южном ФО, а в марте еще и на юге Западной Сибири.

В течение всего холодного периода 2017—2018 гг. максимальный вес гололедных отложений был ниже среднего. Положительные аномалии в начале периода отмечались на отдельных станциях Западной Сибири. В декабре зона положительных аномалий значительно увеличилась, охватив Республику Коми, Прикамье, Поволжье и Центрально-Черноземную область (рис. 1е). Максимальные положительные аномалии веса гололеда отмечались также в марте на севере ЮФО (20—30 г/см), отрицательные — в апреле на севере Южного и в мае на востоке Северо-Западного ФО (от 30 до 50 г/см).

Наиболее часто на территории России наблюдается кристаллическая изморозь. Это явление, в отличие от гололеда, характерно для дальневосточного побережья и южных районов Сибири, так как она образуется при более низких температурах воздуха. Максимальное число дней с кристаллической изморозью

на большей части страны отмечается в феврале и составляет от 6 до 8, и лишь на отдельных метеостанциях превышает 8 дней (рис. 2а).

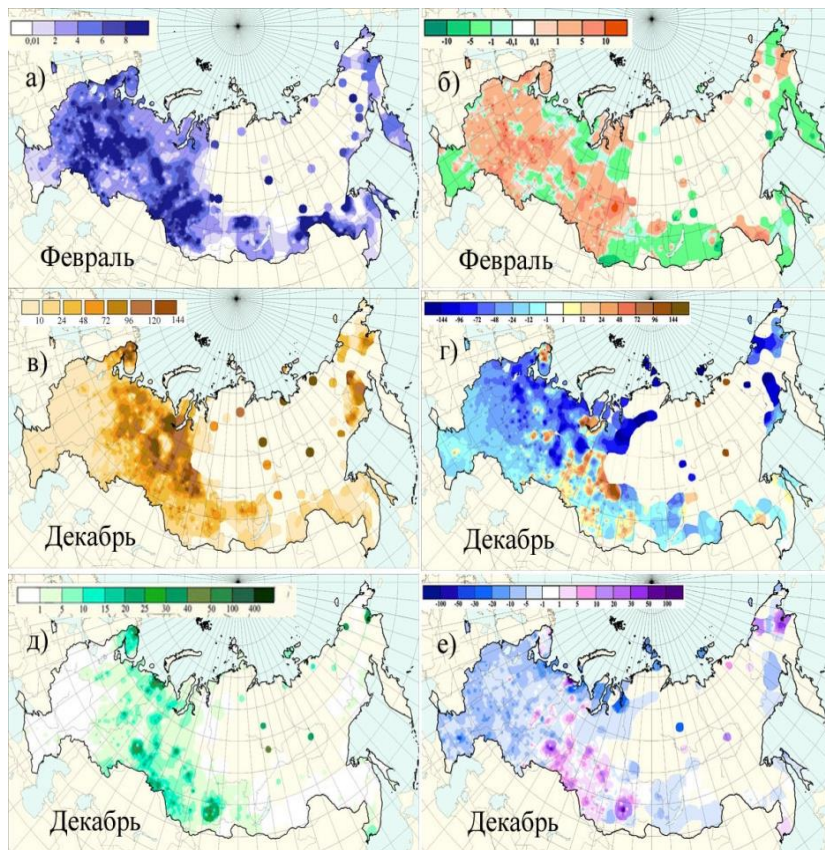


Рис. 2. Кристаллическая изморозь:

- а) максимальное число дней в феврале (дни); б) аномалии максимального числа дней в феврале (дни); в) наибольшая продолжительность в декабре (часы); г) аномалии наибольшей продолжительности в декабре (часы); д) максимальный вес в декабре (г/см); е) аномалии максимального веса в декабре (г/см).

В рассматриваемый период на большей части страны кристаллическая изморозь наблюдалась реже, чем в среднем многолетнем. Наибольшие положительные аномалии максимального числа дней с кристаллической изморозью отмечаются с ноября по март. В феврале преобладают положительные аномалии максимального числа дней с кристаллической изморозью на ЕТР и юге Уральского ФО. Максимальные отрицательные аномалии числа дней с кристаллической изморозью наблюдались в феврале—марте на Чукотке и Камчатке (рис. 2б), что обусловлено аномально теплой погодой в эти месяцы. Так, в феврале аномалии среднемесячной температуры воздуха в Чукотском АО составляли +10—15 °С.

Анализ пространственного распределения продолжительности кристаллической изморози показал, что наибольшая продолжительность (72—96 ч) отмечалась в зимние месяцы в северных и восточных районах ЕТР и Уральского ФО (рис. 2в). На отдельных метеостанциях кристаллическая изморозь сохранялась в течение 120—144 ч. На азиатской территории наиболее продолжительные периоды с кристаллической изморозью наблюдались в ноябре—январе в прибрежных районах Магаданской области, в марте — в Чукотском АО.

В целом по территории России продолжительность кристаллической изморози была ниже нормы: отрицательные аномалии максимальной продолжительности кристаллической изморози были наиболее выражены в декабре (рис. 2г) на севере ЕТР и Западной Сибири (72—144 ч). Небольшие по площади очаги максимальных положительных аномалий продолжительности кристаллической изморози наблюдались в ноябре в Свердловской области, в декабре — в юго-западных районах Западной Сибири (рис. 2г), в январе — в Свердловской области и Пермском крае (от 48 до 96 ч).

Максимальные значения веса кристаллической изморози наблюдались в декабре и январе на арктическом побережье ЕТР и вдоль Уральских гор (от 10 до 20 г/см), в декабре — на юге Западной Сибири (рис. 2д). В январе—феврале максимальные

значения веса отмечались на отдельных метеостанциях Чукотки и достигали 20—40 г/см.

В течение всего рассматриваемого периода преобладали отрицательные аномалии максимального веса кристаллической изморози. Максимальные отрицательные аномалии наблюдались на арктическом побережье Европейской территории России с октября по март (10—30 г/см) и на отдельных метеостанциях Южного ФО в ноябре, январе и феврале (10—30 г/см). Наибольшие области с положительными аномалиями веса отмечались в декабре на юге Западной Сибири и Урала (рис. 2е), в январе — в Свердловской области и Пермском крае (10—50 г/см).

Наибольшее число дней с зернистой изморозью (2—8) отмечалось в конце осени и зимой на ЕТР, а также в ноябре, декабре и марте на юге Западной Сибири (рис. 3а).

В декабре на ЕТР преобладали положительные аномалии числа дней с зернистой изморозью (от 1 до 5), что связано с аномально теплой и влажной погодой на ЕТР в этом месяце (рис. 3б). Устойчивое положение Сибирского антициклона способствовало выносу по его западной периферии теплого средиземноморского воздуха, насыщенного влагой. Преобладание циклонического характера погоды с высокой влажностью, сильным ветром и слабыми морозами обусловило более частое, чем обычно, образование зернистой изморози. В конце рассматриваемого периода преобладают отрицательные аномалии числа дней с этим явлением. В апреле—мае зернистая изморозь может наблюдаться только на севере ЕТР, но в 2018 году эти месяцы были очень теплыми и достаточно сухими.

Длительное время зернистая изморозь сохранялась в ноябре в северных и западных районах Уральского ФО, а также частично в ЦФО (48—96 ч), в декабре — на востоке Приволжского и в южных районах Уральского ФО (24—72 ч), в январе (рис. 3в) — в Вологодской области, на северо-востоке Центрального ФО и западе Приволжского ФО (48—96 ч). В остальные месяцы рассматриваемого периода продолжительность зернистой изморози не превышала 10 ч.

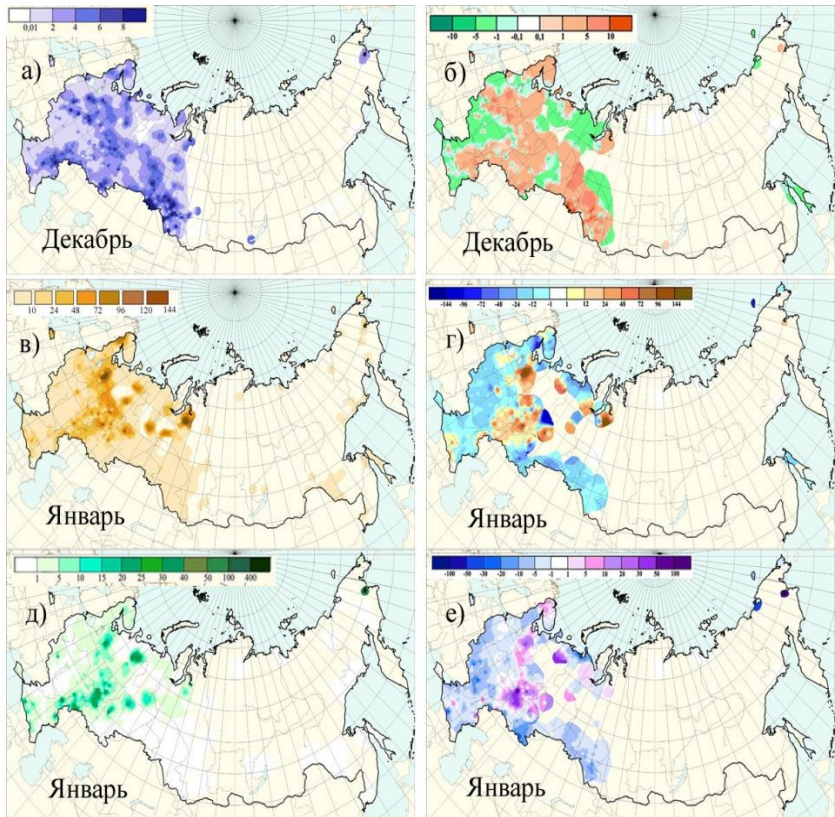


Рис. 3. Зернистая изморозь:

а) максимальное число дней в декабре (дни); б) аномалии максимального числа дней в декабре (дни); в) наибольшая продолжительность в январе (часы); г) аномалии наибольшей продолжительности в январе (часы); д) максимальный вес в январе (г/см); е) аномалии максимального веса в декабре (г/см).

Для всех рассматриваемых месяцев характерно преобладание отрицательных аномалий максимальной продолжительности зернистой изморози. Однако на этом фоне отмечались ярко выраженные положительные аномалии продолжительности зернистой изморози в январе (рис. 3г) на западе Приволжского ФО (12—48 ч) и на юго-западе Архангельской области (48—96 ч).

Наибольшие значения максимального веса зернистой изморози (5—15 г/см) отмечались в ноябре в Южном и на западе Уральского ФО, в декабре — на юге Приволжского и Уральского, северо-востоке Южного ФО, но в январе на отдельных метеостанциях вес достигает 20—25 г/см в Приволжском и Северо-Западном ФО (рис. 3д). При этом в течение всего рассматриваемого периода на большей части страны вес зернистой изморози оказался меньше климатической нормы. Положительные аномалии веса зернистой изморози наблюдались в ноябре в южных районах ЕТР (10—20 г/см), в январе — на северо-западе Приволжского ФО и западе Архангельской области и составили от 10 до 30 г/см (рис. 3е).

Наибольшее число дней с отложением мокрого снега отмечалось в ноябре и декабре, поскольку налипание мокрого снега может наблюдаться даже при положительных или близких к 0 °С температурах воздуха. В связи с этим, зона, где наблюдалось отложение мокрого снега, достигла в ноябре максимальных размеров (рис. 4а).

В ноябре на севере и в центральных районах ЕТР, а также на юге Западной Сибири, в декабре — на западной половине ЕТР число дней с отложением мокрого снега составляло 4—8, на отдельных метеостанциях — 10. В январе максимальное число дней с налипанием мокрого снега (4—6) фиксировалось на севере Архангельской области, на юге ЦФО и в республиках Северного Кавказа, в феврале — на западе Приволжского и в отдельных районах Центрального ФО (4—10). В марте отложение мокрого снега чаще отмечалось в Ленинградской, Новгородской, на юге Архангельской областей, а также на северо-востоке Южного ФО и юге Западной Сибири (4—6 дней).

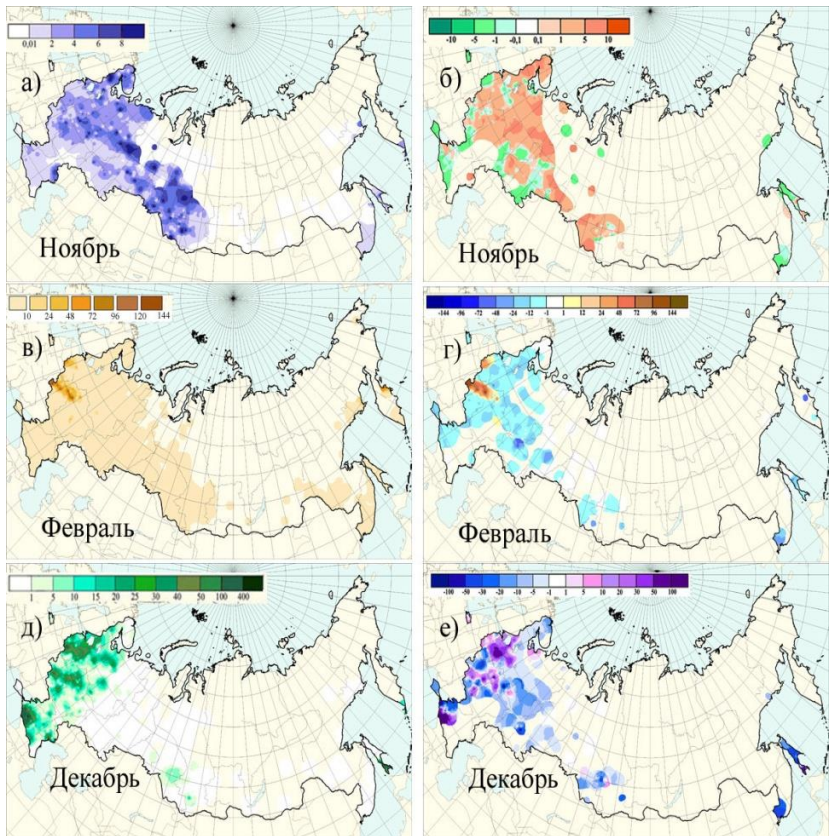


Рис. 4. Отложение мокрого снега:

- а) максимальное число дней в ноябре (дни); б) аномалии максимального числа дней в ноябре (дни); в) наибольшая продолжительность в феврале (часы); г) аномалии наибольшей продолжительности в феврале (часы); д) максимальный вес в декабре (г/см); е) аномалии максимального веса в декабре (г/см).

Анализ пространственного распределения аномалий максимального числа дней с отложением мокрого снега показал, что положительные аномалии числа дней с отложением (1—10)

преобладают в ноябре (рис. 4б) и декабре на ЕТР. В январе число дней с отложением мокрого снега чаще, чем в среднем многолетнем, отмечалось на северо-западе ЕТР. В феврале выделяется значительная положительная аномалия на западе Приволжского ФО (более 10 дней). В марте на ЕТР наблюдаются как положительные, так и отрицательные аномалии. В апреле и мае преобладают отрицательные аномалии числа случаев с отложением мокрого снега, поскольку в 2018 году в связи с теплой погодой отложение мокрого снега наблюдалось очень редко даже в северных районах.

Максимальная продолжительность отложения мокрого снега наблюдалась в декабре на северо-востоке ЕТР (от 24 до 72 ч) и в феврале (рис. 4в) — на юге Псковской, в Брянской и Калужской областях (48—72 ч). В остальные месяцы рассматриваемого холодного сезона (с октября по май) продолжительность отложения мокрого снега не превышала 10 ч. Во все месяцы рассматриваемого периода преобладают отрицательные аномалии максимальной продолжительности отложения мокрого снега. Положительные аномалии отмечались в виде небольших очагов в декабре на северо-западе ЦФО и феврале (рис. 4г) — в Брянской и Калужской областях (72—144 ч). Последний очаг определили сильнейшие снегопады, прошедшие в центральных областях ЕТР 3—5 февраля.

Максимальные значения веса отложения мокрого снега отмечались в ноябре, декабре и феврале. В декабре наибольшие значения веса отложения мокрого снега фиксировались на юго-западе Северо-Западного, в Центральном и на юго-западе Южного ФО и составили 40—100 г/см (рис. 4д), в феврале — в Псковской, Брянской и Калужской областях (100—400 г/см). В марте максимальный вес отложения мокрого снега отмечается в республиках Северного Кавказа, а в апреле — на востоке Приволжского ФО (30—100 г/см). При этом во все месяцы, за исключением декабря, преобладали отрицательные аномалии веса отложения мокрого снега. Максимальные отрицательные аномалии отмечаются в октябре на северо-западе ЕТР, в ноябре — в Краснодарском крае, в январе — на западе Центрального и Южного ФО,

в феврале — на северо-западе Центрального ФО и в Краснодарском крае, в марте и апреле — небольшие очаги в ЦФО, Краснодарском крае, на севере Приволжского ФО (30—100 г/см). Положительные аномалии веса отложения мокрого снега отмечались в ноябре и декабре. В ноябре выделяются небольшие очаги положительных аномалий веса на ЕТР (20—50 г/см), в декабре — на юго-западе Северо-Западного ФО, ряде станций ЦФО, на востоке Краснодарского и западе Ставропольского края (20—100 г/см).

Заключение

Анализ основных характеристик ГИО в период с октября 2017 по май 2018 г. показал, что максимальное число дней с ГИО превышало норму на большей части ЕТР в ноябре—январе, чему способствовали метеорологические и циркуляционные условия. На территории России преобладали отрицательные аномалии максимального веса всех видов ГИО. Максимальная продолжительность ГИО всех видов на большей части страны была меньше средней многолетней (за 30 лет) при наличии в отдельные месяцы очагов положительных аномалий.

Создание массивов норм для основных характеристик ГИО (максимальное число дней с ГИО, максимальный вес и максимальная продолжительность явления) позволило решить основную задачу мониторинга — получить возможность давать оценку аномальности параметров гололедных отложений на территории России.

Полученные результаты могут быть использованы для разработки адаптационных мер и минимизации ущерба от такого неблагоприятного погодного явления как гололедно-изморозевые отложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аржанова Н. М., Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н. (2018). Специализированный массив данных гололедно-изморозевых явлений для мониторинга климата и климатических исследований // Труды ВНИИГМИ-МЦД. Вып. 182. С. 101—110.

Аржанова Н. М., Коришнуова Н. Н. (2019). Характеристики гололедно-изморозевых явлений на территории России в условиях современных изменений климата // Труды ВНИИГМИ-МЦД. Вып. 184. С. 33—44.

Климат России (2001) / Под ред. Н. В. Кобышевой. — СПб: Гидрометеиздат. 655 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Ч. 1. Вып. 3 (1969). — Л.: Гидрометеиздат. 307 с.

Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм (2017). — ВМО. № 1203. Женева.

Яковлев Л. В., Коган Ф. Л., Каверина Р. С. (2008). Повышение надежности ВЛ в условиях гололедообразования и ветровых нагрузок // Энергетик. № 4. С. 14—16.

Bulygina O. N., Arzhanova N. M., Groisman P. Ya. (2015). Icing conditions over Northern Eurasia in changing climate // Environ. Res. Lett. V. 10. № 2. doi: 10.1088/1748-9326/10/2/025003.

Changnoon S. A. (2003). Characteristics of Ice Storms in the United States // J. Appl. Meteor. V. 42. № 5. P. 630—639.

Cortinas J. V., Bernstein B. C., Robbins C. C., Strapp J. W. (2004). An Analysis of Freezing Rain, Freezing Drizzle and Ice Pellets across the United States and Canada: 1976—90 // Weather and Forecasting. V. 19. № 2. P. 377—390.

**ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА
НА ОРОСИТЕЛЬНУЮ НОРМУ
СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР
В АЛМАТИНСКОЙ ОБЛАСТИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

С. С. Байшоланов¹, Е. Н. Муканов²

¹ Международный научный комплекс «Астана»
Z05H0T3, Республика Казахстан,
г. Нур-Султан, пр. Кабанбай батыра, 8
E-mail: saken_baisholan@mail.ru

² Синьцзянский институт экологии и географии
Китайской академии наук
Китай, Урумчи 830011, Пекинская южная дорога, 818
E-mail: yerbolat20.01.1981@gmail.com

Поступила в редакцию 31.03.2020
Поступила после доработки 21.05.2020

Введение

В Алматинской области Республики Казахстан посевные площади сельскохозяйственных культур составляют около 900 тыс. га, и из них около 400 тыс. га являются орошаемыми, поэтому актуальным является исследование оросительной нормы сельскохозяйственных культур в условиях потепления климата.

Данная статья подготовлена по результатам исследований, выполненных по проекту Программы развития ООН (ПРООН) «Разработка Национального сообщения Республики Казахстан к Рамочной Конвенции ООН об изменении климата» и является логическим продолжением ранее опубликованной статьи (Байшоланов, Муканов, 2019).

Цель настоящей работы состоит в оценке агроклиматической нормы сельскохозяйственных культур в Алматинской области для современных и прогнозируемых к 2030 и 2050 годам условий.

Исходные данные и методы исследования

В работе использованы данные метеорологических станций РГП «Казгидромет» Министерства экологии, геологии и природных ресурсов Республики Казахстан (МЭГПР РК) за период 1991—2018 гг. При обработке данных использовались общепринятые статистические и климатологические методы.

Для характеристики будущего климата в РГП «Казгидромет» МЭГПР РК были составлены вероятностные прогнозы средней месячной температуры воздуха и месячных сумм осадков для двух периодов: 2020—2039 и 2040—2059 гг. При этом использовался ансамбль из 21 модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), подготовленный в рамках пятой фазы Международного проекта сравнения (CMIP5). Основу расчетов составила группа сценариев антропогенных выбросов Representative Concentration Pathways (RCP): RCP4.5 — изменение климата по сценарию стабилизации выбросов парниковых газов; RCP8.5 — изменение климата по сценарию с весьма высоким уровнем выбросов парниковых газов (Седьмое Национальное Сообщение..., 2017).

Оросительная норма — количество воды, которое необходимо дать при поливах сельскохозяйственной культуре за весь период вегетации. Величина оросительной нормы зависит от климатических условий, свойств почвы, особенностей растений и технологии их возделывания.

Для расчета оросительной нормы сельскохозяйственных культур использовалась формула (CAWATERinfo; МК-Гидро):

$$M = E_c - 10 \cdot \mu \cdot P_B - (W_n - W_k) - W_r, \quad (1)$$

где M — оросительная норма нетто, $\text{м}^3/\text{га}$; E_c — суммарное водопотребление культуры, $\text{м}^3/\text{га}$; P_v — количество осадков, выпавших за вегетационный период, мм; μ — коэффициент использования осадков (в среднем равен 0,7); W_n — запас почвенной влаги (ЗПВ) в начале вегетационного периода, $\text{м}^3/\text{га}$; W_k — ЗПВ в конце вегетационного периода, $\text{м}^3/\text{га}$; W_r — количество воды, поступающее по почвенным капиллярам от грунтовых вод за вегетационный период, $\text{м}^3/\text{га}$.

Обычно суммарное водопотребление (E_c) определяется по формуле (CAWATERinfo; МК-Гидро):

$$E_c = Y \cdot K_v, \quad (2)$$

где Y — планируемая урожайность, т/га; K_v — коэффициент водопотребления (эвапотранспирационный коэффициент), $\text{м}^3/\text{т}$.

На практике K_v конкретной культуры устанавливается опытным путем на основе фактических данных водопотребления.

Принятые в Казахстане оросительные нормы нетто сельскохозяйственных культур дифференцированы по природным зонам и почвенно-гидрогеологическим областям (Методика..., 2018) без учета скороспелости сортов выращиваемых культур. Установленные в Российской Федерации оросительные нормы нетто сельскохозяйственных культур основаны на расчете испаряемости по модифицированной формуле Н. Н. Иванова с учетом коэффициента природного увлажнения K_y (Укрупненные нормы водопотребности..., 2013).

В условиях изменения климата при оценке оросительной нормы должны использоваться методы, учитывающие метеорологические показатели. Для определения E_c на юге Казахстана были выбраны три метода, предложенные А. М. Алпатьевым, И. А. Шаровым и Д. А. Штойко (Байшоланов, Муканов, 2019).

По методу А. М. Алпатьева E_c рассчитывается по формуле:

$$E_{c11} = 10 K_6 \sum d, \quad (3)$$

по методу И. А. Шарова: $E_{c12} = e\sum t + 4N$. (4)

Д. А. Штойко предлагает оценивать E_c отдельно для периода начала вегетации и ее основного периода:

начало вегетации: $E_{c13} = \sum t \left(0,1t_c - \frac{f}{100} \right)$, (5)

основной период вегетации: $E_{c13} = \sum t \left[0,1t_c + \left(1 - \frac{f}{100} \right) \right]$,

где K_6 — биоклиматический коэффициент водопотребления культуры; $\sum d$ — сумма средних суточных дефицитов влажности воздуха за период вегетации растений, мм; e — коэффициент водопотребления культуры, рассчитанный на 1°C , равен примерно $2 \text{ м}^3/^\circ\text{C}$; N — продолжительность вегетационного периода культуры, сутки; $\sum t$ — сумма суточных температур воздуха за период вегетации культуры, $^\circ\text{C}$; t_c — средняя за вегетационный период суточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$; f — средняя за вегетационный период суточная относительная влажность воздуха, %.

Биоклиматический коэффициент водопотребления (K_6) определяется для каждой культуры и зависит от климатических условий. На практике K_6 рассчитывается как отношение фактического расхода влаги культурой к сумме дефицитов влажности воздуха (при оптимальном увлажнении почвы) в среднем за 4—5 лет.

По данным Г. Г. Белобородовой (1960) в условиях Илейского Алатау для яровой пшеницы K_6 в период «всходы—кущение» составляет 0,40, «выход в трубку» — 0,71, «цветение» — 0,65, «налив зерна» — 0,31, а в среднем за вегетационный период равняется 0,56. Также известно, что с ростом сухости климата K_6 уменьшается (Серякова, 1978).

Сопоставление расчетов суммарного водопотребления культур методами А. М. Алпатьева, И. А. Шарова и Д. А. Штойко в условиях Южного Казахстана позволило дифференцировать значение K_6 в зависимости от показателя увлажненности территории — гидротермического коэффициента Селянинова (ГТК) (табл. 1).

ГТК определяется отношением суммы осадков (R) в миллиметрах за период со среднесуточными температурами воздуха выше 10 °С (в рассматриваемом случае за май—август) к сумме температур (Σt) за это же время, уменьшенной в 10 раз:

$$ГТК = \frac{\sum R_{5-8}}{0,1 \sum t_{>10}}, \quad (6)$$

где $\sum R_{5-8}$ — сумма осадков за май—август; $\sum t_{>10}$ — сумма температур воздуха выше 10 °С за май—август.

ГТК используют при сельскохозяйственной оценке климата для выделения зон различной влагообеспеченности сельскохозяйственных культур. Чем ниже ГТК, тем засушливее местность. Изолиния ГТК, равная 1, близка к северной границе степной зоны.

Таблица 1

Значения K_6 в зависимости от засушливости климата

K_6	ГТК ₅₋₈	Засушливость
0,40	< 0,20	очень сильно засушливо
0,42	0,20–0,39	сильно засушливо
0,44	0,40–0,59	умеренно засушливо
0,46	0,6–0,79	слабо засушливо
0,48	0,80–0,99	не засушливо
$\geq 0,50$	$\geq 1,00$	не засушливо

Суммарное водопотребление (E_c) на равнинных территориях определяется как среднее по трем методам (Алпатьева, Шарова, Штойко), а на предгорных территориях (высота над уровнем моря более 1000 м) — по двум методам (Штойко и Алпатьева).

При отсутствии данных наблюдений за запасом почвенной влаги (ЗПВ) на юге Казахстана можно ориентироваться на количество выпавших осадков:

$$W_n - W_k \approx 10 \cdot (0,38 \cdot P_1 + 0,42 \cdot P_2 + 0,3 \cdot P_v), \quad (7)$$

где W_n и W_k — ЗПВ в начале и конце вегетации, м³/га; P_1 — сумма осадков за период «октябрь—февраль», мм; P_2 — сумма осадков за период «март—дата сева», мм; P_v — сумма осадков за период «посев—начало созревания», мм.

На исследуемых территориях залегание грунтовых вод глубокое (3—25 м), поэтому величина W_f в расчетах не учитывалась.

Результаты исследований

Оросительные нормы в условиях современного климата

Оценки оросительных норм выполнены для 2030 и 2050 гг. Расчет норм проводился поэтапно. Вначале по административным районам Алматинской области были определены сельскохозяйственные культуры, обеспеченные теплом. Для этого потребность культур в тепле, выраженная в биологической сумме температур воздуха (выше 10 °С) для широты 55° с. ш. (Гордеев и др., 2006; Мищенко, 2009), была приведена для средней широты Алматинской области (44° с. ш.).

При продвижении на юг от 55° с. ш., в связи с фотопериодической реакцией, необходимая сумма температур для растений длинного дня увеличивается, для растений короткого дня — уменьшается, а для растений нейтральных к длине дня — не меняется. Были внесены соответствующие растениям поправки на длину дня за каждый градус широты (Гордеев и др., 2006; Мищенко, 2009).

Для облегчения расчетов сельскохозяйственные культуры были объединены в группы по теплопотребности по грациям сумм температур ($\sum t$, °С) с шагом 200 °С (табл. 2).

На основе сравнения климатических и биологических сумм температур были определены культуры и их сорта, обеспеченные теплом на 90 %, по административным районам области.

Таблица 2

Распределение сельскохозяйственных культур по группам с учетом их теплопотребности

Гр.	$\Sigma t, ^\circ\text{C}$	Культура (р – раннеспелый, с – среднеспелый, п – позднеспелый)
A1	1200–1400	Гречиха–р, гречиха–с, горох–р, картофель–р, огурцы–р, огурцы–с
A2	1400–1600	Гречиха–п, горох–с, горох–п, картофель–с, огурцы–п, ячмень–р, ячмень–с, овес–р, пшеница(м)–р, пшеница(т)–р, просо–р, просо–с, фасоль–р, чина–р, чечевица–р, чечевица–с, нут–р, нут–с, люпин–р, бобы–р, лен масличный–р, лен долгунец–р, лен долгунец–с, капуста–р, капуста–с, томаты–р
A3	1600–1800	Картофель–п, ячмень–п, овес–с, овес–п, пшеница(м)–с, пшеница(т)–с, просо–п, фасоль–с, чина–с, нут–п, лен масличный–с, капуста–п, томаты–с, томаты–п
A4	1800–2000	Пшеница(м)–п, пшеница(т)–п, фасоль–п, люпин–с, подсолнечник–р, рапс–р
A5	2000–2200	Люпин–п, подсолнечник–с, рапс–п, соя–нр, сахарная свекла–р
A6	2200–2400	Подсолнечник–п, соя–р, сахарная свекла–с, кукуруза–р, сорго–р
A7	2400–2600	Соя–с, сахарная свекла–п, кукуруза–с, сорго–с
A8	2600–2800	Соя–сп, кукуруза–сп, сорго–п
A9	2800–3000	Соя–п, кукуруза–п

На основе данных 16-ти метеостанций, расположенных в исследуемых районах Алматинской области, определялись необходимые для расчета суммарной водопотребности культур (E_c) входные данные: дата сева; дата начала созревания; продолжительность вегетации; средние значения и суммы температуры, дефицита влажности и относительной влажности воздуха за вегетацию. Также была оценена засушливость вегетационного периода по ГТК и определены соответствующие значения K_6 (табл. 3).

Таблица 3

**Оценка засушливости административных районов
Алматинской области**

Район	ГТК	K_6	Оценка
Алакольский	0,35	0,42	Сильно засушливо
Саркандский	0,69	0,46	Слабо засушливо
Аксуский	0,57	0,44	Умеренно засушливо
Ескельдинский	0,45	0,44	Умеренно засушливо
Коксуский	0,41	0,44	Умеренно засушливо
Караталский	0,38	0,42	Сильно засушливо
Кербулакский	0,59	0,44	Умеренно засушливо
Панфиловский	0,29	0,42	Сильно засушливо
Балхашский	0,23	0,42	Сильно засушливо
Жамбылский, южная часть	0,61	0,46	Слабо засушливо
Илийский	0,46	0,44	Умеренно засушливо
Енбекшиказахский, предгорье	0,80	0,48	Не засушливо
Енбекшиказахский, равнина	0,29	0,42	Сильно засушливо
Уйгурский	0,76	0,46	Слабо засушливо

Рассчитанное для современного климата суммарное водопотребление культур E_c приведено в табл. 4. Например, для культур группы А1 (гречиха–р, гречиха–с, горох–р, картофель–р, огурцы–р, огурцы–с) суммарное водопотребление в различных районах составило 2900—3200 м³/га, а для культур группы А9 (кукуруза–п, соя–п) — 6600—7200 м³/га.

Таблица 4

Суммарное водопотребление сельскохозяйственных культур (E_c , м³/га) для административных районов Алматинской области

Район	А1	А2	А3	А4	А5	А6	А7	А8	А9
Алакольский	3007	3457	3911	4358	4831	5295	5755	6187	6610
Саркандский	3074	3560	3987	4458	4943	5445	5903	6351	–
Аксуский	3123	3614	4073	4549	5029	5551	6007	6494	6944
Ескельдинский	3172	3668	4158	4640	5114	5657	6111	6638	7098
Коксуский	3199	3657	4169	4640	5128	5628	6092	6577	7042
Каратагский	3225	3647	4180	4640	5142	5598	6073	6517	6986
Кербулакский	3050	3525	3995	4467	4931	5363	5799	6317	–
Панфиловский	3079	3537	4008	4528	4985	5435	5894	6382	6896
Балхашский	3225	3747	4209	4729	5238	5740	6239	6706	7197
Жамбылский	2922	3371	3845	4344	4821	5299	5767	6223	6644
Илийский	3016	3496	3977	4485	4973	5476	5954	6419	6900
Енбекшиказахский, предгорье	3060	3570	4079	4585	5049	5534	6052	6508	6965
Енбекшиказахский, равнина	3109	3600	4105	4540	5036	5523	6080	6547	7037
Уйгурский	3123	3616	4065	4535	4977	5447	5932	6389	–

Далее на основе суммарной водопотребности E_c и суммы осадков за различные периоды (P_1, P_2, P_B) были определены оросительные нормы нетто сельскохозяйственных культур M_n (табл. 5).

Таблица 5

Оросительная норма нетто сельскохозяйственных культур (M_n , м³/га)

Район	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9
Алакольский	1765	2133	2513	2900	3320	3733	4144	4536	4934
Саркандский	724	1072	1362	1693	2094	2493	2855	3233	–
Аксуский	981	1371	1709	2072	2479	2925	3310	3727	4103
Ескельдинский	1238	1670	2056	2451	2863	3357	3766	4221	4647
Коксуский	1556	1957	2372	2756	3174	3629	4049	4472	4903
Караталский	1875	2245	2688	3061	3485	3901	4332	4724	5158
Кербулакский	1157	1496	1862	2257	2658	3035	3425	3889	–
Панфиловский	2191	2589	2998	3443	3834	4228	4647	5093	5559
Балхашский	2340	2819	3247	3709	4171	4643	5116	5553	6024
Жамбылский	774	1124	1482	1879	2288	2696	3107	3523	3888
Илийский	1363	1763	2150	2564	2989	3447	3882	4310	4756
Енбекшиказахский, предгорье	0	252	635	1050	1457	1815	2248	2649	3006
Енбекшиказахский, равнина	1852	2298	2752	3136	3570	4009	4534	4959	5417
Уйгурский	898	1216	1539	1923	2260	2638	3062	3446	–

Например, для культур группы A1 (гречиха–р, гречиха–с, горох–р, картофель–р, огурцы–р, огурцы–с) в предгорной части Енбекшиказахского района оросительная норма нетто составляет 0 м³/га (т. е. дополнительное орошение не требуется), в Саркандском и Жамбылском — около 700 м³/га, а в остальных районах колеблется

от 900 до 2300 м³/га. Для культур группы А9 (кукуруза–п, соя–п) оросительная норма нетто составляет в предгорной части Енбекшиказахского района 3000 м³/га, а в остальных районах — 3900—6000 м³/га.

Расчитанные оросительные нормы нетто являются климатической нормой, но в отдельные годы, в зависимости от сложившихся метеоусловий, они могут отклоняться до $\pm 25\%$.

Надо отметить, что полученные результаты применимы для земель с незасоленными, слабозасоленными и автоморфными (глубина грунтовой воды более 3 м) почвами. Для земель с засоленной почвой и с близким залеганием грунтовых вод (1—2 м) с целью предотвращения угрозы поднятия почвенных солей рекомендуется значительно (в 1,5—2 раза) уменьшить оросительную норму.

Оросительные нормы в условиях климата 2030 и 2050 годов

Поскольку модель МОЦАО не позволяет прогнозировать значения дефицита и относительной влажности воздуха, нами были установлены регрессионные уравнения, описывающие их зависимость от температуры воздуха.

На основе многолетних (1991—2018 гг.) месячных данных за апрель—сентябрь была установлена зависимость дефицита влажности воздуха от температуры воздуха, а также зависимость относительной влажности воздуха от дефицита влажности воздуха.

Коэффициенты множественной корреляции уравнений оказались достаточно высокими (0,95 и 0,82). Уравнения были проверены по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t). При числе степеней свободы $k = 94$ и 5%-м уровне значимости (95 % обеспеченности) их критические значения составляют $t_{кр} = 1,99$ и $F_{кр} = 3,10$. В уравнениях коэффициенты Стьюдента (4,5 и 2,9) и Фишера (533,0 и 101,0) превышали критические значения, что доказывает их достоверность. Соответственно, данные уравнения были использованы для определения значений дефицита и относительной влажности воздуха для 2030 и 2050 годов.

На основе ожидаемых в 2030 и 2050 годах значений температуры воздуха, дефицита влажности и относительной влажности воздуха определялись входные данные (дата сева, дата начала созревания, продолжительность вегетации и т. д.), необходимые для расчета суммарной водопотребности культур (E_c). При этом учитывалось более раннее наступление сроков сева: в 2030 году — на 1—2 суток, в 2050 году — на 3—5 суток.

Было установлено, что в среднем по Алматинской области ожидается повышение средней за лето температуры воздуха к 2030 году на 0,9—1,2 °С, к 2050 году на 2,1—3,0 °С, а также увеличение годовой суммы осадков на 5—10 %.

Ожидается, что в среднем по области значение ГТК уменьшится к 2030 году на 3 %, а к 2050 году по сценарию РТК4.5 — на 6 %, по сценарию РТК8.5 — на 11 %.

Расчеты показали, что в среднем по области суммарное водопотребление культур (A1—A9) увеличится к 2030 году по сценарию РТК4.5 на 5—7 %, по РТК8.5 — на 6—8 %, а к 2050 году по сценарию РТК4.5 — на 10—11 %, по РТК8.5 — на 12—15 %.

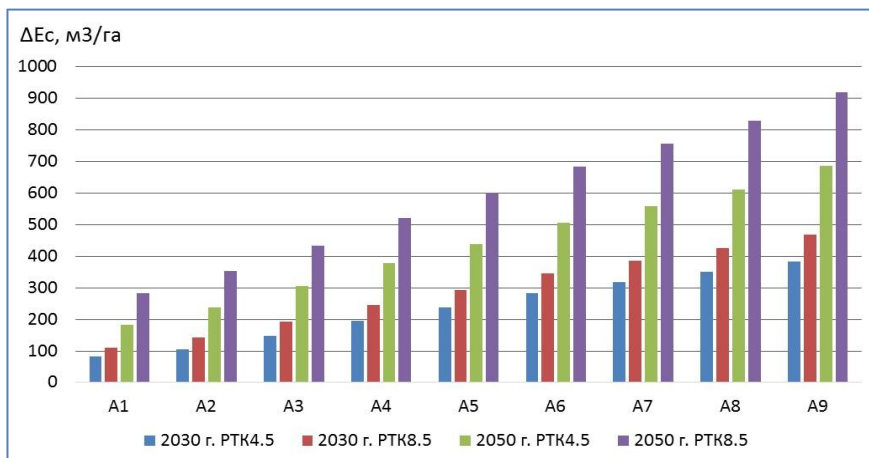


Рис. 1. Средний рост оросительной нормы нетто к 2030 и 2050 годам.

На основе прогнозных на 2030 и 2050 годы данных суммарного водопотребления культур и сумм осадков были определены ожидаемые оросительные нормы нетто. Расчеты показали, что в среднем по области оросительные нормы нетто культур (А1—А9) увеличатся к 2030 году по сценарию РТК4.5 на 85—380 м³/га (6—8 %), по РТК8.5 — на 110—470 м³/га (8—10 %), а к 2050 году — по сценарию РТК4.5 — на 180—685 м³/га (14—15 %), по РТК8.5 — на 280—920 м³/га (20—21 %) (рис. 1).

Выводы

Проведенные исследования показали, что ожидаемое изменение климата приведет к росту суммарного водопотребления сельскохозяйственных культур в Алматинской области к 2030 году на 5—8 %, а к 2050 году — на 10—15 %. При этом оросительная норма нетто сельскохозяйственных культур в зависимости от продолжительности их вегетации увеличится к 2030 году на 6—10 %, к 2050 году — на 14—21 %. Это указывает на зависимость орошаемого земледелия от изменения климата и необходимость внедрения адаптационных мер.

К основным мерам адаптации можно отнести:

— использование водосберегающих технологий орошения (капельное орошение; внутрипочвенное орошение; орошение распыленной водой (дождевание); локально-импульсный полив; полив по бороздам);

— использование водосберегающих технологий обработки почвы и сева (нулевая и минимальная технология обработки почвы; технология гребневого сева; технология точного земледелия);

— учет гидрометеорологических условий (агроклиматических ресурсов, текущего метеорологического режима, гидрологического режима водных объектов орошения).

Работа подготовлена при финансовой поддержке ПРООН в Республике Казахстан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Байшолонов С. С., Муканов Е. Н. (2019). Агроклиматическая оценка оросительной нормы сельскохозяйственных культур на юге Казахстана в условиях изменения климата // Труды ГГО. Вып. 593. С. 53—69.

Белобородова Г. Г. (1960). Об агрометеорологическом обосновании режимов орошения сельскохозяйственных культур // Вестник сельскохозяйственной науки. № 2. С. 52—62.

Гордеев А. В., Клещенко А. Д., Черняков Б. А., Сиротенко О. Д. (2006). Биоклиматический потенциал России: теория и практика. — М.: Товарищество научных изданий КМК. 512 с.

Методика по разработке удельных норм водопотребления и водоотведения. [Электронный ресурс]. URL: <http://adilet.zan.kz/rus/docs/V1600014827/links>.

Мищенко З. А. (2009). Агроклиматология: учебник. — Киев: КНТ. 512 с.

МК-Гидро. Способы орошения. [Электронный ресурс]. URL: <http://mk-hydro.ru/sposoby-orosheniya>.

Седьмое Национальное Сообщение и третий двухгодичный Доклад Республики Казахстан Рамочной конвенции ООН об изменении климата (2017). — Астана. 304 с.

Серякова Л. П. (1978). Агрометеорология. — Л.: ЛГМИ, Изд-во ЛПИ. 155 с.

CAWATERinfo. Оросительные и поливные нормы и их расчет. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.cawater-info.net/bk/4-2-1-1-3-3.htm>.

Укрупненные нормы водопотребности для орошения сельскохозяйственных культур Центрального, Приволжского, Уральского, Сибирского, Южного и Северо-Кавказского федеральных округов (2013). — Москва. 54 с. [Электронный ресурс]. URL: http://www.ubmvh-03.ru/sites/all/files/normi_vodopotrebnosti.pdf.

ТЕМПЕРАТУРА ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ БОЛОТ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

И. Л. Калюжный, С. А. Лавров

Государственный гидрологический институт
199053 Санкт-Петербург, В.О., 2-я линия, 23
E-mail: hfl@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2020
Поступила после доработки 12.04.2020

Введение

Болота и заболоченные территории являются составной частью природного ландшафта Кольского полуострова. Их использование в хозяйственной деятельности требует всестороннего изучения водного и теплового состояния торфяников, их гидрологического и температурного режима. Одной из характеристик состояния болот является температура торфяной залежи. Знание основных закономерностей ее изменения необходимо для решения практических и научных задач.

Температурному режиму олиготрофных болот Европейской территории России посвящены работы В. В. Романова (1961), С. А. Чечкина (1970), О. А. Белоцерковской (1968), И. Л. Калюжного и В. И. Батуева (2015) и других. Однако температурный режим мезоолиготрофных болот Кольского полуострова в них не рассматривается.

Цель настоящей работы — дать объективную оценку температурному режиму болот Кольского полуострова на основе инструментальных наблюдений и модельных расчетов.

Объекты исследований, методы и приборы наблюдений

Основные наблюдения за гидрометеорологическим режимом проводились специализированной болотной станцией Мурманского УГМС «Пулозерская» (координаты 68°21'36" с. ш., 33°18'10" в. д.), объектом исследования которой является болотный массив Пулозеро. Болото принадлежит к типичным мезоолиготрофным болотам Финско-Кольской северной тайги и лапландским аапа. Краткое описание болота приведено в работе (Калужный, 2016). Пункты наблюдений на естественном болотном массиве в пределах болотной метеорологической площадки располагались на грядках грядово-мочажинного комплекса. На минеральных почвах наблюдения проводились на суходольной метеоплощадке.

В пунктах наблюдений температура деятельного слоя измерялась только в теплый период года на глубинах 5, 10, 15 и 20 см по комплекту коленчатых термометров, а также с применением термосопротивлений ММТ-4. В торфяной залежи и почвогрунтах суходола наблюдения производились на глубинах 20, 40, 60, 80, 120, 160, 240 и 320 см при помощи почвенно-вытяжных термометров ПВТ-50 и установки ММ-54. Метрологические характеристики стандартных приборов для измерения температуры приведены в Справочнике (1976) и здесь не рассматриваются. В период с 1960 по 1993 г. наблюдения выполнялись по методикам, регламентированным действующими Наставлениями гидрометеорологическим станциям и постам 1972 и 1990 года издания.

Различия в методах измерения температуры поверхности болота и суходола заключается в том, что на суходольном участке измерения проводятся на оголенном от растительности участке, а на болоте кустарничковая растительность подрезается, чтобы не затенять резервуары термометров, а сами резервуары погружаются в мох на половину диаметра. В солнечную погоду термометр завышает температуру поверхности, поскольку теплофизические свойства мха существенно отличаются от свойств минеральной почвы. Для оценки этого явления были проведены сравнения показаний термометра

и термоэлектрического датчика температуры, который представляет собой систему с 16-ю медно-константановыми термопарами, каждая из которых имеет диаметр 0,6 мм. «Горячие» спаи размещаются в 16 точках поверхности болота на глубине 2—3 мм. «Холодные» спаи погружаются в залежь на глубину 320 см. Дифференциальная система, состоящая из 16 точек измерения, позволяет получать осредненную температуру поверхности.

В утренние часы (первая точка на рис. 1) показания термометра и прибора совпадают полностью. В дневные часы показания напочвенного термометра начинают превышать осредненную по площади температуру, измеренную по термоэлектрическому прибору. Первоначально разность достигает 1 °С, но при наступлении суточного максимума возрастает до 6 °С, а затем вновь уменьшается до 1 °С. В примере, приведенном на рис. 1, средняя суточная разность достигла 2 °С, что для расчетов величин потоков тепла через поверхность болота вполне допустимо. Весной и осенью в пасмурные дни отличия в показаниях приборов незначительны.

Температура поверхности болота

Суточный ход температуры на поверхности болота в основном зависит от солнечной радиации и температуры приземного воздуха. Основные колебания температуры обусловлены изменениями солнечной радиации в течение суток, что хорошо видно на рис. 1. Обычно максимум температуры в поверхностном слое наблюдается в 13—15 часов. Однако величина поверхностной температуры в значительной степени зависит от свойств подстилающей поверхности. Особенно большие контрасты наблюдались при сравнении температуры болота и суходольного участка. На рис. 2 приведены данные о динамике температуры воздуха $T_{\text{в}}$, температуры поверхности болота $T_{\text{б}}$ и температуры поверхности суходольной метеоплощадки $T_{\text{с}}$.

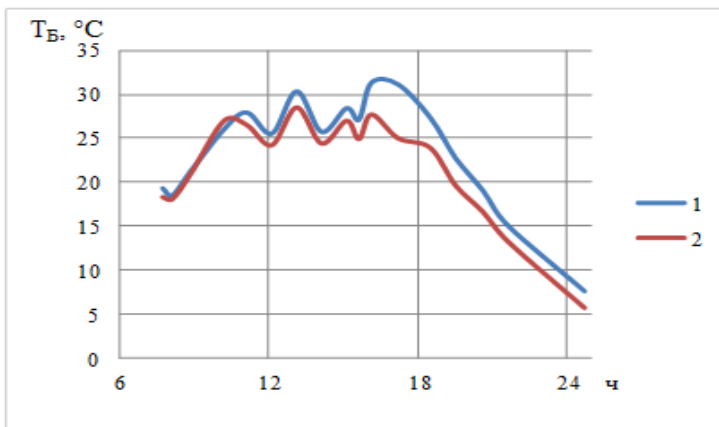


Рис. 1. Результаты измерения температуры поверхности болота напочвенным термометром (1) и термоэлектрическим прибором (2) на гряде сфагново-кустарничково-пушищевго облесенного сосной микроландшафта. Болотный массив Пулозеро, 10 июня 1980 г.

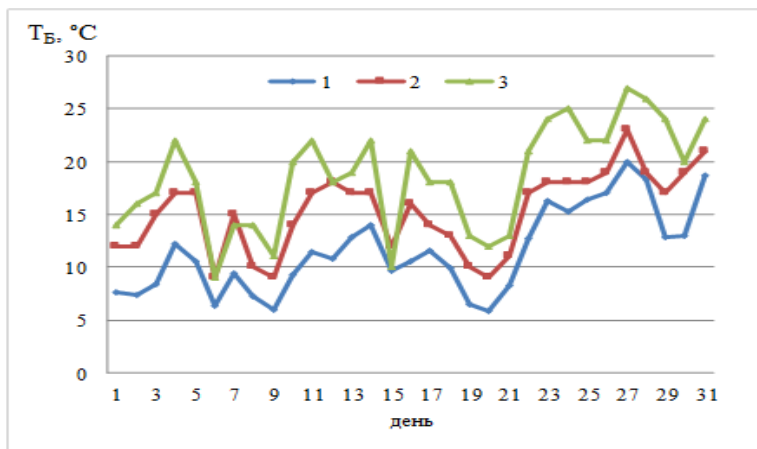


Рис. 2. Средняя суточная температура воздуха на высоте 2 м (1), температура поверхности суходола (2) и температура поверхности гряды грядово-мочажинного комплекса (3) по данным наблюдений за июль 1980 г.

Анализ динамики температуры в теплый период года показывает, что средняя суточная температура приземного слоя воздуха всегда ниже температуры поверхности суходола и болота.

Существует достаточно хорошо выраженная зависимость средней суточной температуры поверхности болота (T_B) от температуры воздуха T_B (рис. 3). За теплый период 1980 года эта зависимость для гряды грядово-мочажинного комплекса Пулозерского болота аппроксимируется выражением (здесь и далее R — коэффициент корреляции):

$$T_B = 1,22 \cdot T_B + 2,7, \quad R = 0,89.$$

Для суходольного участка подобная зависимость имеет вид:

$$T_C = 1,05 \cdot T_B + 1,4, \quad R = 0,93.$$

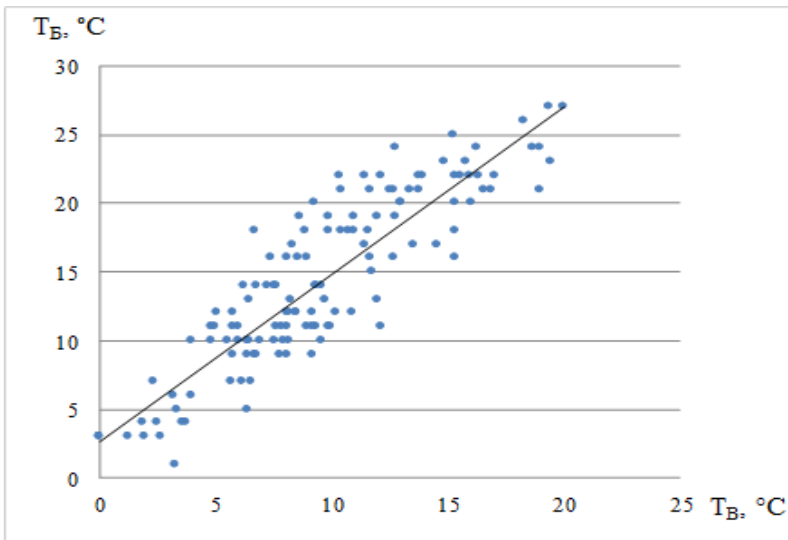


Рис. 3. Зависимость температуры поверхности гряды грядово-мочажинного комплекса от температуры приземного воздуха по данным измерений в теплый период 1980 г.

Анализ приведенных данных показывает, что температура поверхности болота выше температуры поверхности суходола. Так, при температуре воздуха 20 °С на высоте 2 м средняя суточная температура поверхности почвы на суходольном участке достигает 23 °С, а поверхности болота — 27 °С. Это обусловлено тем, что удельная теплоемкость и теплопроводность поверхности торфяной залежи значительно ниже, чем минеральной почвы на суходольном участке, что вызывает ее более сильный нагрев в дневное время. Однако в ночной период выхолаживание поверхности болота значительно больше, чем суходола.

В подавляющем большинстве случаев температура поверхности болота выше температуры воздуха. В летний период (середина июня—август) указанные температуры различаются на 8 и более °С. В ночные часы, особенно в безветренную погоду и при отсутствии облачности, происходит интенсивное охлаждение поверхности, и ее температура опускается до -2...-4 °С.

На глубинах, в пределах деятельного слоя залежи, наступление максимума температуры происходит с определенным запаздыванием. На глубине 5 см максимальная температура отмечается на 2—2,5 ч позже, чем на поверхности, а на глубине 10 и 15 см — соответственно на 4 и 6,5 ч. С глубиной суточные колебания затухают, и ниже 25—30 см практически не просматриваются.

Небольшая теплоемкость и плохая теплопроводность залежи вызывают значительное нагревание поверхностного слоя в летние жаркие дни и сильное выхолаживание в ясные ночи. Поэтому суточная амплитуда температуры на поверхности болота превышает аналогичный показатель на минеральных почвах на 5—7 °С. В пасмурные дни наблюдается обратная картина: на суходоле амплитуда колебаний на 2—3 °С больше, чем на болоте.

Анализ связи многолетних среднемесячных значений температуры поверхности болота $T_{\text{БМ}}$ и температуры воздуха $T_{\text{ВМ}}$ позволил получить следующую зависимость:

$$T_{\text{БМ}} = 1,16 \cdot T_{\text{ВМ}} + 0,9, \quad R = 0,98.$$

Для суходольного участка подобная зависимость имеет вид:

$$T_{CM} = 1,12 \cdot T_{BM} + 0,6, \quad R = 0,99.$$

При наличии снежного покрова зависимость среднемесячной температуры его поверхности (T_{CH}) от среднемесячной температуры воздуха аппроксимируется выражением вида:

$$T_{CH} = 0,91 \cdot T_B - 2,1, \quad R = 0,91.$$

Зависимость справедлива как для болота, так и для суходола. В зимний период температура поверхности снега на 2°C ниже температуры воздуха. Выхолаживание поверхностного слоя снега по отношению воздуха связано с незначительным поступлением к поверхности снега тепла от солнечной радиации в зимний период.

В таблице 1 приведены средние и экстремальные суточные температуры поверхности деятельного слоя в теплый период года.

Таблица 1

Температура поверхности болота (средняя суточная, максимальная, минимальная) в теплый период по данным наблюдений с 1969 по 1993 г.

Месяц	Температура поверхности болота, $^\circ\text{C}$			
	Средняя суточная	максимальная	минимальная	амплитуда
май	6,1	12,5	-1,5	14,0
июнь	13,3	22,7	3,8	18,9
июль	16,8	25,4	8,0	17,4
август	13,5	21,6	5,1	16,5
сентябрь	6,7	12,5	0,8	11,7
октябрь	-0,4	2,8	-3,6	6,4

В середине мая происходит начало оттаивания мерзлого слоя. Среднесуточная температура приближается к 6°C , но практически

всегда наблюдаются ночные заморозки. К середине лета среднесуточная температура почвы достигает 17 °С. В июле наблюдается максимальная температура поверхности (25,4 °С), а также наибольшая суточная амплитуда температуры на поверхности болота (25 °С). Начиная с третьей декады августа, температура поверхности понижается и в сентябре достигает 5—7 °С. В октябре она устойчиво переходит через 0 °С, и происходит промерзание болота, причем одновременно во всех болотных микроландшафтах.

Суточная амплитуда температуры зависит от степени увлажненности микроландшафта и притока тепла. В мае уровни болотных вод устанавливаются на высоких отметках, при этом приток тепла увеличивается. По данным наблюдений 1980 года, суточная амплитуда в мае составила 7 °С и в июле возрастает до 24 °С. Далее, в конце августа, сентябре и в начале октября, при высокой увлажненности и уменьшении теплопритока амплитуда суточных изменений температуры снижается до 5—6 °С. На пониженных формах микрорельефа, в мочажинах и топях амплитуда суточных температур всегда меньше, чем на грядах, подушках или кочках.

На поверхности снежного покрова в январе и феврале суточная амплитуда относительно небольшая, 10—12 °С, но температура его поверхности опускается до –41 °С и ниже. Абсолютная минимальная температура на поверхности снега –47 °С наблюдалась в феврале 1966 и январе 1967 г., средний минимум января равен –36 °С.

Годовой ход температуры торфяной залежи

Ход температуры на поверхности болота в основном определяет и динамику изменения температуры на разных глубинах торфяной залежи. В таблице 2 приведена средняя многолетняя температура торфяной залежи и почвогрунтов на глубинах грядово-мочажинного комплекса и суходольного участка.

В соответствии годовым ходом температуры холодный период начинается в октябре, средняя многолетняя температура которого равна –1,0 °С, и оканчивается в апреле, когда средняя многолетняя температура апреля на глубине 20 см равна –0,7 °С. На рис. 4

приведен годовой ход средних месячных температур торфяной залежи до глубины 160 см в грядово-мочажинном комплексе.

Таблица 2

Средняя многолетняя температура торфяной залежи и почвогрунтов на глубинах грядово-мочажинного комплекса и суходольного участка

Глубина слоя, см	Месяцы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Сред.
<i>Температура воздуха на высоте 2,0 м, °С</i>													
	-14,6	-12,0	-7,6	-2,6	3,7	17,4	12,8	10,3	5,9	-0,4	-7,1	-11,9	-0,5
<i>Температура торфяной залежи в грядово-мочажинном комплексе, °С</i>													
0	-14,8	-13,5	-9,0	-3,9	5,2	13,4	16,6	13,4	7,0	-1,0	-7,5	-10,0	-0,3
20	-1,1	-1,3	-1,0	-0,7	0,4	4,2	9,5	9,4	5,7	2,1	-0,2	-0,8	2,2
40	0,2	0,0	-0,1	0,1	0,1	0,3	3,2	8,4	6,8	3,4	1,3	0,5	2,0
60	0,8	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3	2,1	6,6	6,7	4,0	1,8	1,0	2,0
80	0,7	0,5	0,4	0,3	0,3	0,5	2,1	5,5	6,1	4,4	2,3	1,2	2,1
120	1,4	1,0	0,8	0,7	0,6	0,8	2,2	4,9	5,6	4,5	2,8	1,8	2,3
160	2,1	1,7	1,6	1,4	1,4	1,4	2,0	3,4	4,4	4,3	3,4	2,6	2,5
<i>Температура почвы и почвогрунта суходольного участка, °С</i>													
0	-16,4	-12,6	-9,9	-4,4	3,4	10,8	14,5	11,5	5,6	-1,4	-8,9	-13,6	-1,8
20	-1,0	-1,1	-0,9	-0,3	2,4	8,9	12,9	11,5	6,9	1,8	-0,5	-0,7	3,3
40	-0,4	-0,6	-0,5	-0,2	1,3	7,7	12,0	11,3	7,2	2,6	0,5	-0,1	3,4
60	0,1	-0,2	-0,3	-0,1	0,9	6,7	11,3	11,0	7,7	3,6	1,2	0,5	3,5
80	0,3	0,0	-0,1	0,0	0,6	5,8	10,5	10,8	7,6	3,6	1,3	0,6	3,4
120	0,8	0,6	0,4	0,3	0,7	4,3	9,0	10,0	7,7	4,3	2,1	1,2	3,5
160	1,5	1,2	0,7	0,6	0,9	3,6	7,7	9,2	7,7	4,8	2,6	1,6	3,5
240	1,9	1,4	1,2	1,0	1,0	2,6	5,9	7,7	7,3	5,5	3,6	2,5	3,5
320	2,6	2,1	1,8	1,6	1,5	2,1	4,2	6,1	6,5	5,6	4,2	3,2	3,4

Примечание: жирным шрифтом выделена максимальная температура.

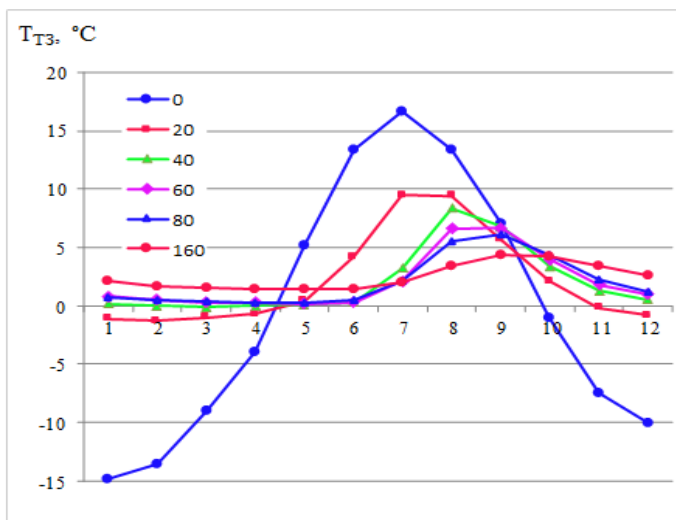


Рис. 4. Годовой ход температуры торфяной залежи (от поверхности болота до 160 см) на гряде грядово-мочажинного комплекса.

По мере продвижения от поверхности болота вглубь торфяной залежи происходит сдвиг фазы наступления максимальной температуры, который возрастает с глубиной. В болотах запаздывание составляет 35—45 суток на каждый метр глубины залежи, на минеральных землях — 20—30 суток (Чечкин, 1970). Максимальная температура на глубине 20 см наблюдается в июле, а на глубине 160 см — в сентябре. В холодный период средние месячные температуры на глубинах выше, чем на поверхности.

На торфяной залежи (см. табл. 2) прогрев верхнего горизонта деятельного слоя залежи начинается в период снеготаяния, то есть в конце апреля, и интенсивно протекает в мае. Температура в мае до глубины 60—80 см, вследствие таяния мерзлой залежи, близка к 0 °С, а на глубине 160 см возрастает до 1,4 °С.

В июне прогрев продолжается, и в июле наступает максимум температуры в слое 0—20 см. В нижних слоях в это же время температура также повышается. Начиная с августа, верхние горизонты

залежи теряют тепло, их температура понижается. Вследствие запаздывания температурного прогрева, идущего из верхних слоев, температура в нижних слоях (от 60 до 160 см) повышается вплоть до сентября. В верхних слоях температура переходит через 0 °С в конце ноября и далее снижается по всей залежи до глубины 120 см. Температура В декабре, январе, феврале и марте выравнивается по глубине.

На торфяной залежи грунт промерзает до глубины 20 см, на суходольном участке в феврале, марте и апреле средняя месячная температура несколько ниже 0 °С на глубинах до 80 см. В слое от 120 до 320 см и на торфяной залежи и на суходольном участке температура положительна в течение всего года.

Средняя годовая температура по глубине залежи от 20 до 160 см равна в среднем 2,2 °С; температура суходольного участка по глубине от 20 до 320 см равна 3,4 °С. Глубина, на которой годовой ход температуры отсутствует, на болоте близок к 330 см, на суходоле — 475 см.

На рубеже 1978—1980 гг. средняя годовая температура воздуха приземного слоя увеличилась на 1,2—1,3 °С, и температура деятельного слоя болот возросла на 0,6—0,8 °С. Подобные изменения наблюдаются и на болотах Кольского полуострова. Изменение температуры на поверхности болота (0,155 °С/год) более чем в 2 раза выше, чем на поверхности суходола (0,068 °С/год).

На рис. 5 приведен ход средних годовых температур торфяной залежи на стандартных глубинах за период с 1980 по 1993 гг.

За рассматриваемый период тренды (скорость изменения) средней годовой температуры на глубинах 40, 80 и 160 см составили соответственно: $TR_{40} = 0,058$, $TR_{80} = 0,057$, $TR_{160} = 0,063$ °С/год. Подобные тренды наблюдаются и для суходольного участка: $TR_{40} = 0,04$, $TR_{80} = 0,035$, $TR_{160} = 0,029$, $TR_{320} = 0,03$ °С/год, однако они практически в два раза меньше, чем на болотном участке. Можно предположить, что особенности формирования температуры поверхности болота, связанные с низкой теплоемкостью и теплопроводностью и приводящие к более высоким величинам

разогрева поверхностного слоя на болотах, формируют более высокие тренды на глубинах торфяной залежи.

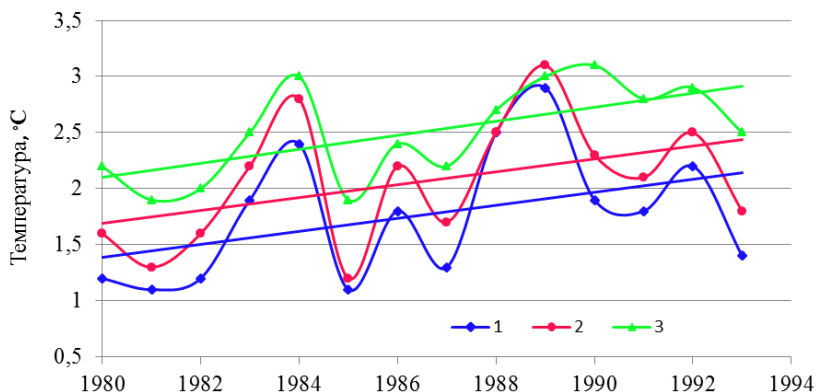


Рис. 5. Средняя годовая температура торфяной залежи в грядово-мочажинном комплексе на глубине 40 (1), 80 (2) и 160 (3) см.

Таблица 3

Тренды температуры (°C/год) почвогрунтов на глубине 320 см на метеостанциях Кольского полуострова

№ п/п	Индекс ВМО	Станция	Координаты		Период осреднения	Тренд, °C/год
			широта	долгота		
1	22100	Верховье р. Лотты	68,53	28,91	1978—2011	0,031
2	22106	Падун	68,60	31,80	1978—2011	0,029
3	22217	Кандалакша	67,17	32,35	1963—2003	0,027
4	22235	Краснощелье	67,35	37,05	1978—2015	0,031
5	22349	Пялица	66,18	39,52	1978—1998	0,022

В таблице 3 для сравнения приведены данные о трендах температуры на глубине 320 см, полученные по данным метеорологических станций Кольского полуострова.

Тренды, наблюдаемые на глубине 320 см на суходольном участке станции Пулозеро, практически совпадают с трендами на других метеостанциях. К сожалению, наблюдения за температурой на болоте на данной глубине проводились лишь в отдельные годы, а короткие ряды наблюдений позволяют только качественно оценить тенденции изменения температуры торфяников Кольского полуострова.

Математическое моделирование температурного режима

Для получения информации о температурном режиме торфяной залежи в период отсутствия наблюдений (1994—2018 гг.) было выполнено физико-математическое моделирование.

Основу модели составляют дифференциальные уравнения переноса тепла и влаги в почве и снежном покрове, которые аппроксимируются конечно-разностными уравнениями и численно решаются методом прогонки (Калюжный, Лавров, 2012). Особое внимание уделяется заданию теплофизических и воднофизических свойств талых и мерзлых почв и снежного покрова. Модель позволяет вести расчет при замерзании и протаивании грунтов. Для этого используются данные о содержании незамерзшей влаги в мерзлых грунтах, которые являются результатом обобщения многолетних экспериментальных исследований, проводимых в ГГИ (Калюжный, Лавров, 2012). Модель дополнена уравнениями турбулентной диффузии тепла и массы с учетом растительного покрова, уравнениями радиационного баланса для расчета потоков тепла и пара на верхней границе подстилающей поверхности. Свойства снега рассчитываются в процессе реализации модели формирования и таяния снежного покрова.

Для моделирования температурного режима почвогрунтов модель адаптирована к различным вариантам задания граничных условий. Из-за отсутствия на болотной станции Пулозеро в период с 1994 по 2018 г. наблюдений за температурой воздуха, осадками, скоростью

ветра, влажностью воздуха и радиационными характеристикам использовались данные о температуре воздуха и осадках из глобального архива метеоданных Уиллмотта и Мацууры с сайта (http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/archive.html). Архив содержит данные средних-месячных значениях температуры воздуха и осадков в узлах сетки $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Всего на территории России располагается около 12 тыс. узлов этой сетки. В данной работе использовались данные для пространственной ячейки с координатами станции Пулозеро. Сопоставление данных реанализа о температуре воздуха, количестве осадков и глубине промерзания грунта с результатами наблюдений на станции в период с 1970 по 1993 г. показало их практически полное совпадение. Коэффициент корреляции для температуры воздуха равен 0,999, для осадков — 0,85, для глубины промерзания — 0,81.

Динамика изменения температуры на глубине 80 см по модельным и измеренным данными, приведенная на рис. 6, свидетельствует, что модель вполне адекватно описывает температурный режим торфяной залежи.

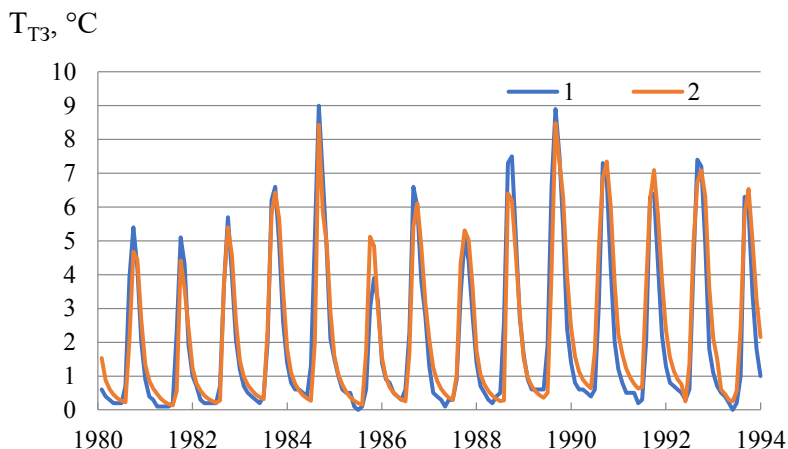


Рис. 6. Средняя месячная температура торфяной залежи на глубине 80 см:
1 — наблюдения, 2 — расчет.

Оценка изменения температуры торфяника на глубине 320 см за период с 1980 по 2018 г., выполненная по результатам моделирования (рис. 7), показала, что скорость изменения средней годовой температуры торфяной залежи болота Пулозеро равен $0,045\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Это значение выше, чем на суходоле, что связано с особенностями формирования температуры поверхности болота.

Важнейшей характеристикой температурного режима болота в зимний период является глубина его промерзания (что соответствует уровню нулевой изотермы). Эта характеристика для болот Кольского полуострова была проанализирована в работе И. Л. Калужного (2017) по экспериментальным данным за непродолжительный период наблюдений.

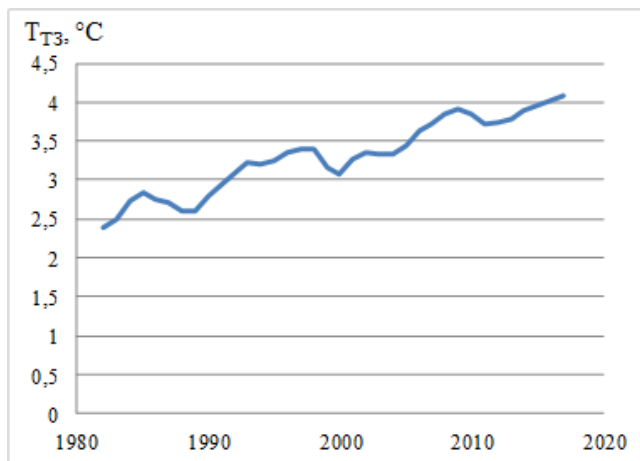


Рис. 7. Средняя годовая температура торфяной залежи на глубине 320 см.

По результатам моделирования для условий болотного участка станции Пулозеро за период с 1980 по 2018 г. получено, что глубина промерзания уменьшилась с 55 до 40 см. В последние четыре десятилетия наблюдается скорость уменьшения глубины промерзания составляла $-0,45\text{ см}/\text{год}$.

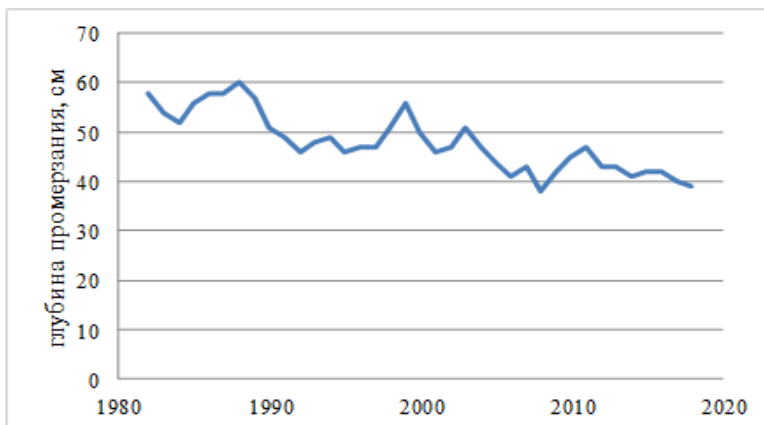


Рис. 8. Динамика глубины промерзания торфяной залежи.

Заключение

Многолетние комплексные наблюдения (1980—1993 гг.) на болотах Кольского полуострова позволили установить основные характеристики температурного режима торфяной залежи. Для оценки температурного режима при отсутствии наблюдений (1994—2018 гг.) использовалась физико-математическая модель. Сопоставление наблюдаемых данных и рассчитанных по этой модели показало их хорошую сходимость. По модельным данным глубинах 40, 80, 160, 320 см установлены тренды среднегодовой температуры залежи. На глубине 320 см тренд составляет $0,045\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$, что существенно больше чем на суходольном участке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белоцерковская О. Д. (1968). Тепловой режим грядово-мочажинного комплекса верхового болота / В сб.: Торф и его переработка. — М.: Недра. С. 23—31.

Калюжный И. Л. (2016). Гидрохимический режим и химический состав вод мезоолиготрофных болотных массивов Кольского полуострова // Вестник Кольского научного центра РАН. № 3. С. 114—125.

Калюжный И. Л. (2017). Формирование глубин промерзания болот Кольского полуострова // Вестник Кольского научного центра РАН. Вып. 1. С. 124—137.

Калюжный И. Л., Батуев В. И. (2015). Формирование температурного режима торфяной залежи при изменении климатических характеристик в северной и северо-западной зоне олиготрофных болот ЕТР // Труды ГГО. Вып. 577. С. 156—168.

Калюжный И. Л., Лавров С. А. (2012). Гидрофизические процессы на водосборе. — СПб: Нестор-История. 616 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам (1972). Гидрометеорологические наблюдения на болотах. Вып. 8. — Л.: Гидрометеоиздат. 296 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам (1990). Гидрометеорологические наблюдения на болотах. Вып. 8. — Л.: Гидрометеоиздат. 360 с.

Романов В. В. (1961). Гидрофизика болот. — Л.: Гидрометеоиздат. 359 с.

Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам (1976). — Л.: Гидрометеоиздат. 432 с.

Чечкин С. А. (1970). Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. — Л.: Гидрометеоиздат. 206 с.

**ВЗВЕШЕННЫЕ ВЕЩЕСТВА И ДИОКСИД АЗОТА
В АТМОСФЕРЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА:
СУБЪЕКТИВНЫЕ ОЦЕНКИ, ИЗМЕРЕНИЯ И РАСЧЕТЫ**

А. Д. Зив^{1,2}, О. В. Двинянина³, Е. А. Соловьева⁴

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

² Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет
«ЛЭТИ» им. В. И. Ульянова (Ленина)
197376 Санкт-Петербург, ул. Профессора Попова, 5
E-mail: sasha-ziv@mail.ru

³ АО «НИИ Атмосфера»
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

⁴ Санкт-Петербургский государственный
архитектурно-строительный университет
190005 Санкт-Петербург, ул. 2-я Красноармейская, 4

Поступила в редакцию 30.06.2020
Поступила после доработки 31.07.2020

Введение

В атмосферный воздух выбрасываются загрязняющие вещества 547-ми наименований. Основной вклад в суммарный выброс вносят оксиды азота, поступающие в атмосферу от автотранспорта, в выбросах промышленности преобладают оксиды углерода и оксиды азота. Значительная доля выбросов от стационарных источников приходится на объекты теплоэнергетики.

Взвешенные вещества и диоксид азота являются одними из основных загрязнителей городской среды. Высокая концентрация пыли, к сожалению, характерна для многих городов Российской Федерации.

В настоящее время большинство публикаций касается загрязнения воздуха взвешенными частицами диаметром не более 10 мкм (PM_{10}) и не более 2.5 мкм ($PM_{2.5}$), поскольку эти фракции признаны наиболее вредными. Однако наличие в атмосфере более крупных частиц также приносит большой вред и дискомфорт. Информация о распределении частиц по фракциям по данным отечественных измерений немногочисленна и, в основном, содержит результаты, полученные по отложениям в снеге (Голохваст и др., 2013; Быков и др., 2011). Аналогичные измерения по отложениям на земных поверхностях, часто непосредственно вблизи автодорог, проводились в Кракове, Пекине, Лондоне (Bogacki et al., 2018a; Shen et al., 2016; Crilley et al., 2017). В работе Shen et al. (2016) представлены результаты, полученные по измерениям на ограниченной территории жилого квартала, очень похожей на территории жилых районов Санкт-Петербурга, в которых расположены станции мониторинга. Данные, содержащие информацию об отложениях на подстилающей поверхности и на крышах, показали, что основную часть осадений составляет пыль крупных фракций. Отметим также, что ощущаемая запыленность в соответствии с Fairweather et al. (1965) порождается частицами с диаметром 40 мкм и выше.

Целый ряд исследований посвящен установлению соотношения между концентрациями общего количества взвешенных частиц в воздухе (TSP — total suspended particles) и PM_{10} . В данной статье рассматриваются именно TSP. Графики в (Network design..., 1987) определяют верхнюю границу среднегодовых значений концентрации взвешенных веществ для проанализированных случаев. Более поздние исследования показали, что отношение концентраций $[PM_{10}]/[TSP]$ может меняться в широких пределах, но для практического использования можно принять значение 0,49 (Dockery, 1994; Cohen et al., 2004). Измерения на территории Белоруссии (Prosviryakova, Shevchuk, 2018) дают несколько более высокое значение — около 0,58. Соотношение $[PM_{10}] = 0,55[TSP]$, приводимое в сборнике «Основы оценки риска...» (2002), судя по косвенным ссылкам, положено в основу оценок риска ущерба здоровью населения в России

от загрязнения PM_{10} при наличии измерений только взвешенны частиц TSP.

В последнее десятилетие интенсивно изучается влияни автотранспорта на загрязнение воздуха частицами, обусловленно эмиссиями, не связанными с работой двигателей (non exhaust emitter (Boulter, 2006; Amato et al., 2014 и большинство остальных ссыло в данном тексте).

С этой точки зрения наибольший интерес представляю исследования, проведенные в скандинавских странах в силу сходств климатических условий, использования шипованных шин в зимне время и обработки дорог антигололедными составами. В работ (Johansson et al., 2007) приводятся результаты, показывающие, чт шипованная резина до 20 раз увеличивает эмиссию частиц обусловленную нарушением дорожного покрытия (road wear).

В настоящей статье сделана попытка оценить возможный вкла такого рода эмиссий на основе данных инвентаризации выбросов Санкт-Петербурга.

Исходные данные

Для изучения запыленности городской среды Санкт-Петербург были рассмотрены результаты наблюдений за период с 201 по 2018 гг. за концентрациями пыли/взвешенных веществ (названи соответствует приведенному в базе данных) и диоксида азот на девяти станциях мониторинга Северо-Западного управлени по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Северс Западное УГМС) (Свидетельство..., 2012). Расположение станци мониторинга Северо-Западного УГМС представлено на рис. 1.

На восьми из них измерения осуществлялись три раза в сутки – 07:00, 13:00 и 19:00 МСК с понедельника по субботу, и тольк на станции № 1 измерения проводились еще и в 01:00. С 2005 год на сети автоматических станций Комитета по природопользовани охране окружающей среды и экологической безопасности Санк Петербурга (далее Комитет) осуществляются также измерени взвешенных частиц PM_{10} и $PM_{2.5}$. Результаты в виде среднегодовы

концентраций публикуются в отчетах Комитета (<http://www.infoeco.ru/index.php?id=982>). К сожалению, не существует ни одной станции, на которой проводились бы параллельные измерения частиц разных фракций. Ниже, если это не оговорено особо, рассматриваются только измерения Северо-Западного УГМС.

В данной статье рассматриваются только средние месячные концентрации NO_2 . Данные по концентрациям NO доступны лишь на двух из девяти станций, которые расположены на некотором отдалении от автомагистралей. Выбросы NO_2 в инвентаризации — это выбросы NO_x , пересчитанные на NO_2 с постоянным коэффициентом.

При моделировании загрязнения воздуха использовались параметры предельно допустимых выбросов (ПДВ) промышленных источников и выбросов автотранспорта, движущегося по городским автодорогам. Эта информация содержится в компьютерном банке данных о параметрах источников выбросов загрязняющих веществ Санкт-Петербурга и ряда районов Ленинградской области, созданном в «НИИ Атмосфера» в 1996 году и зарегистрированном в Государственном реестре баз данных НТЦ «Информрегистр» № 3486 от 19.05.98 г. Банк функционирует в оперативном режиме, данные о параметрах выбросов обновляются и дополняются по мере поступления информации об установленных нормативах ПДВ для предприятий и структуре и интенсивности транспортных потоков на городских автодорогах.

По состоянию на апрель 2019 г. в компьютерном банке данных содержатся сведения о параметрах выбросов более двух тысяч промышленных предприятий Санкт-Петербурга, на территории которых расположено более 70 тысяч стационарных источников выбросов загрязняющих веществ, и параметрах передвижных источников (автотранспорта) на 2512 участках 365-и городских автомагистралей.

Наряду с данными измерений концентраций взвешенных частиц рассматривалась информация о результатах измерений диоксида азота. Последние, во-первых, представляют самостоятельный интерес, во-вторых, сопоставление концентраций частиц и NO_x и/или NO_2 довольно часто приводится в статьях, особенно когда речь идет

о доле концентраций частиц, обусловленной автотранспортом. Концентрации NO_x частично отражают содержание взвешенных частиц, особенно вблизи дорог (Norman et al., 2016). Более того, при моделировании локального загрязнения воздуха PM_{10} , $\text{PM}_{2.5}$ в ряде случаев NO_x использовался как трассер (Denby et al., 2016). Концентрации NO_2 используются при описании пространственно-временных изменений загрязнения воздуха, в частности в работах, где для сети европейских станций анализируются отношения $[\text{PM}_{10}]/[\text{NO}_2]$ (Eeftens et al., 2012).

Субъективные оценки запыленности среды в Санкт-Петербурге

Даже в том случае, когда санитарные нормы (ПДК) по взвешенным веществам не превышаются или превышаются незначительно, горожане могут ощущать запыленность городской среды. Пыль видима и осязаема, она оседает на стенах домов, поверхностях предметов, обуви и одежде и т. п. Жители мегаполиса все чаще жалуются на неудобства, связанные именно с пылью.

В обширном аналитическом исследовании методологических подходов к оценке качества городской среды, проведенном в 2015 г., было выявлено наличие двух основных подходов (Khan et al., 2015). Первый базируется на измерениях некоторого числа физических и химических параметров качества окружающей среды. Количество и виды измеряемых параметров ограничены материально-техническими возможностями и имеющимися эмпирическими разработками относительно вредоносности воздействия на организм и здоровье человека. Именно поэтому данный подход был условно назван объективным. При втором подходе большое внимание уделяется также субъективным оценкам жителей, касающимся самочувствия, ощущений и отношения к различным аспектам и качеству окружающей городской среды.

Наряду с инструментальными методами измерения физических параметров используются методы социологических опросов и субъективные оценки качества окружающей среды. Оказалось, что

первый, объективный, подход преимущественно практикуется в странах третьего мира, а второй — субъективный, используется в странах западной Европы и Северной Америке. Таким образом, субъективная оценка состояния атмосферного воздуха является не менее важным показателем для определения, прогнозирования и, главное, принятия решений относительно стратегий улучшения качества окружающей среды.

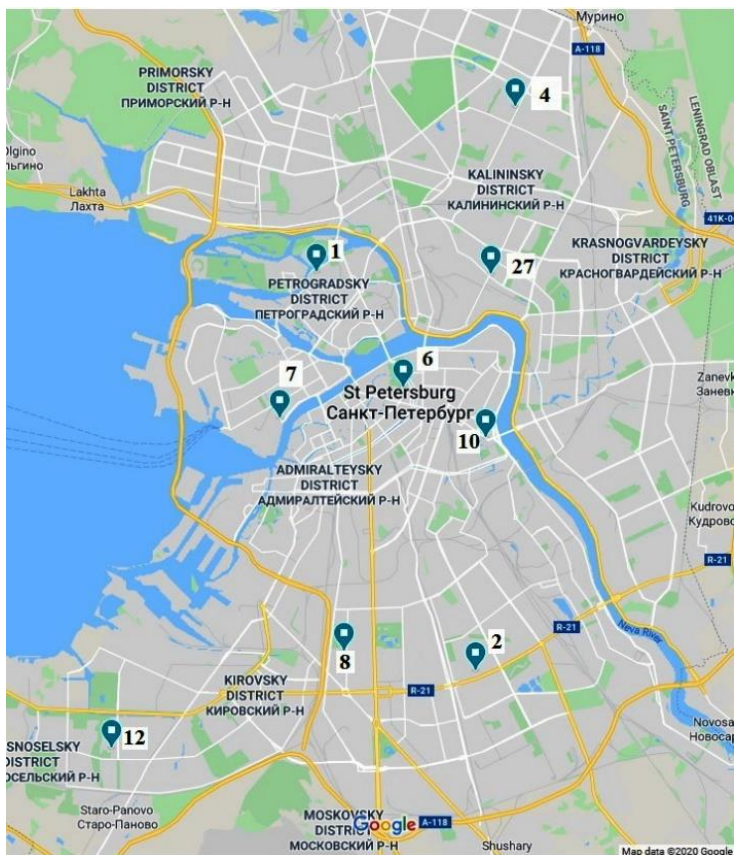


Рис. 1. Расположение станций мониторинга Северо-Западного УГМС.

Чтобы установить, насколько осознается и как сказывается пылевое загрязнение воздуха на ощущении комфорта/дискомфорта в городской среде, был проведен опрос 100 молодых жителей Санкт-Петербурга из числа студентов и аспирантов Санкт-Петербургского государственного архитектурно-строительного университета (СПбГАСУ). Выбор респондентов не является случайным: выпускники данного вуза работают во всех сферах городского строительства и хозяйства, начиная от архитектурного проектирования и заканчивая управлением и эксплуатацией городской инфраструктуры. Анкета включала пять вопросов, два из которых являлись общими, т. е. пыль в них рассматривалась как один из факторов экологического неблагополучия, а три другие касались непосредственно пыли: как часто на нее обращают внимание, в чем заключаются негативные проявления пыли и где с ней встречаются чаще всего. В дальнейшем результаты опроса обсуждались с участниками, поскольку основной его целью было привлечение внимания будущих специалистов к проблеме пылевого загрязнения города и поиску приемов борьбы с пылью.

Нет ничего неожиданного в том, что качество воздуха было поставлено на первое место среди факторов, характеризующих экологическое благополучие в городской среде. Наиболее важными органолептическими (фиксируемыми органами чувств человека) показателями загрязнения воздуха респонденты назвали запахи, пылевое загрязнение, смог, т. е. факторы техногенной природы, а также недостаточную насыщенность воздуха кислородом. По трехбалльной шкале субъективной значимости пыль получила оценку 2,5. Больше всего пыль беспокоит в закрытых помещениях — домах и квартирах, торговых и общественных заведениях, в транспорте, причем воспринимается она не только визуально, но и тактильно (осязание). Субъективный показатель запыленности на улицах города также достаточно высокий. Он выше всего около дорог и в центре города, ниже — в парках.

Наибольшую активность респонденты проявили при ответах на вопрос, касающийся негативных проявлений пыли. По аналогии с концепцией «длинных хвостов» (Long Tail) К. Андерсена (Anderson,

2004) можно предположить, что большое количество и разнообразие ответов свидетельствует, что пыль не просто показатель чистоты воздуха, но важный совокупный параметр качества окружающей среды. Наличие пыли доставляет много неприятностей и крайне негативно воспринимается людьми. Можно выделить три блока упоминаемых неудобств от пыли:

— негативное влияние на физическое самочувствие: аллергия, сухость кожи, раздражение слизистых глаз, верхних дыхательных путей, что сопровождается слезотечением, ринореей, чиханием, кашлем;

— бытовое и эстетическое неблагополучие: грязные окна, пыль на подоконниках и поверхностях мебели, грязные машины, пыль на листьях деревьев, на домашних животных, одежде и обуви, покрытые пылью фасады домов и их общий неэстетический вид, что особенно критично для исторической части города;

— ухудшение отдельных параметров видимости, но эти неудобства называют не слишком часто.

На основании результатов опроса можно утверждать, что горожане весьма остро ощущают пылевое загрязнение воздуха и связывают его с низким качеством окружающей среды. При достаточной тривиальности полученного вывода нельзя забывать, что главной целью проведенного опроса было побуждение к осознанию личной ответственности будущих специалистов за факторы экологического неблагополучия.

Характеристики концентраций пыли и диоксида азота

В таблице 1 приводятся некоторые статистические характеристики для взвешенных веществ и диоксида азота по данным девяти станций Северо-Западного УГМС за 2014—2018 гг. Номера станций соответствуют указанным в базе данных. Термины «пыль», «взвешенные вещества» и «TSP» в данной статье используются как синонимы. Все концентрации выражены в $\text{мкг}/\text{м}^3$.

Кроме обычных величин (среднего, медианы, максимума, среднего квадратического отклонения и коэффициента вариации) в таблице 1

приведены значения 95-го и 98-го перцентилей, вычисленных непосредственно ($[...]_{95\%}$, $[...]_{98\%}$) и пересчитанных по среднему и коэффициенту вариации в предположении о логнормальном распределении концентраций ($[...]_{95\%,LN}$, $[...]_{98\%,LN}$). Как следует из таблицы, для диоксида азота, в отличие от взвешенных веществ, высокие перцентили, вычисленные обоими способами, достаточно хорошо соответствуют друг другу.

Данные последней строки в таблице 1 характеризуют соотношение концентраций диоксида азота и пыли и будут использованы ниже.

Результаты измерений для пыли были с одной значащей цифрой, поэтому расчеты квантилей получены при достаточно грубой интерполяции, и максимальные значения кратны 100.

По уровню средних концентраций пыли станции можно разбить (с некоторыми исключениями) на три группы, соответствующие среднему загрязнению (станции 2, 4, 10, 12, 27), низкому (1, 7, 10) и высокому (6 и 8).

Станции первой группы (2, 4, 10, 12, 27) находятся в спальнях районах. Здесь достаточно близко расположены автомагистрали со средней интенсивностью движения, а также газоны, небольшие парки, многочисленные пешеходные дорожки. По-видимому, можно считать, что средние уровни пыли на этих станциях являются характерными для спальных районов.

Станции с низким загрязнением (1, 7, 10) расположены в центре города в окружении домов и дорог, покрытых асфальтом. Станция 10 находится рядом с садом Александро-Невской Лавры, который отделен от нее высоким забором.

Станция 6 с высоким уровнем загрязнения расположена в самом центре города около Михайловского замка, количество автотранспорта на прилегающих улицах велико. Станция окружена домами, в непосредственной близости от нее — открытое неасфальтированное пространство и стихийная автостоянка. Средние концентрации диоксида азота на этой станции самые высокие, уровень концентрации пыли — второй по величине.

Таблица 1

**Характеристики концентраций пыли и диоксида азота
(статистические параметры и сопутствующие величины)**

Параметр	Номер станции								
	1	2	4	6	7	8	10	12	27
<i>Взвешенные вещества</i>									
[TSP] _{ср.}	90	128	132	158	51	243	67	140	130
[TSP] _{мед.}	24	58	69	92	16	169	18	73	66
[TSP] _{макс.}	500	500	500	500	400	900	400	500	500
$\sigma_{[TSP]}$	91	114	105	120	60	170	79	115	109
$V_{[TSP]}$	1,01	0,89	0,80	0,76	1,18	0,70	1,17	0,82	0,83
[TSP] _{95%}	229	303	288	349	127	495	198	322	293
[TSP] _{95%,LN}	252	337	328	382	153	562	201	353	329
[TSP] _{98%}	307	394	368	423	219	650	278	395	383
[TSP] _{98%,LN}	354	460	437	504	224	727	294	473	443
<i>Диоксид азота</i>									
[NO ₂] _{ср.}	62	49	39	87	57	32	57	46	52
[NO ₂] _{мед.}	58	40	33	80	54	30	50	40	50
[NO ₂] _{макс.}	260	246	210	330	170	120	240	200	246
$\sigma_{[NO_2]}$	44	40	34	59	32	22	45	38	41
$V_{[NO_2]}$	0,71	0,82	0,87	0,68	0,56	0,70	0,80	0,83	0,79
[NO ₂] _{95%}	140	125	100	200	110	70	140	120	130
[NO ₂] _{95%,LN}	144	123	101	198	117	74	141	116	128
[NO ₂] _{98%}	180	165	130	240	130	83	179	150	170
[NO ₂] _{98%,LN}	187	165	138	254	145	96	188	156	170
$\frac{[NO_2]_{ср.}}{[TSP]_{ср.}}$	0,69	0,38	0,30	0,55	1,12	0,13	0,85	0,33	0,40

Станция 8 отличается очень высоким уровнем пыли и самой низкой концентрацией диоксида азота. Особенностью расположения станции является наличие на близком расстоянии парка Авиаторов

с гравийными дорожками и большими открытыми пространствами. С юго-западной и западной стороны от станции расположены Кубинская улица и Западный скоростной диаметр (ЗСД) с интенсивным движением грузового автотранспорта, при этом расположение ЗСД над окружающей местностью способствует дополнительному распространению пыли. Поскольку в Санкт-Петербурге преобладают ветры юго-западного и западного направлений, пыль в больших количествах может накапливаться вблизи указанных автомагистралей, а затем переносится в сторону станции. Дополнительным источником пыли для станции 8 может быть Морской порт, который также расположен к западу нее.

Предположение о возможной «миграции» пыли ветрами преобладающих направлений позволяет объяснить ее относительно низкий уровень на станциях 1, 7 и 10, поскольку они закрыты от переноса естественными преградами.

Фактором снижения запыленности является уборка улиц, особенно зимой и ранней весной, что показано в Vogacki et al. (2018b). Отчасти это объясняет меньшие концентрации взвешенных веществ в центральных районах города, поскольку весенняя уборка в них начинается, как правило, раньше и проводится чаще.

Годовой ход концентраций

Рассмотрение годового хода концентраций загрязняющих веществ на основе средних за пять лет месячных значений показало, что практически на всех станциях максимум концентраций наблюдается в марте, и это согласуется с некоторыми опубликованными результатами (Johansson et al., 2007).

Данные наблюдений за взвешенными веществами и диоксидом азота были разбиты на восемь классов: сезон + наличие или отсутствие осадков, т. е. «зима—сухо», «зима—влажно», «весна—сухо», «весна—влажно». Для каждого класса были определены средние концентрации по всем станциям и для каждого сезона — отношения средних за «сухой» и «влажный» периоды. Начиная с зимы, указанные отношения для взвешенных веществ оказались

равными 1,00, 1,30, 0,99, 1,06, для диоксида азота — 0,99, 1,12, 1,08, 1,05. «Весенняя» запыленность, по-видимому, является следствием оставшихся после зимы существенных пылевых отложений на поверхности и наличия больших площадей открытого грунта до образования травяного покрытия. Также возможным фактором является цветение (пыльца), поскольку многие станции расположены в непосредственной близости или просто в окружении деревьев. Присутствие деревьев может служить и дополнительным источником частиц органического происхождения, что отмечается в работе (Wählin et al., 2006).

Существует достаточно распространенное и вполне оправданное мнение, что основным источником пыли в городе является пыль, поднимаемая с поверхности. Размер частиц при этом достаточно велик, они переносятся на небольшие расстояния, причем увлажнение препятствует их распространению. В работе Watson, Chow (2000) отмечено, что крупные фракции пыли играют роль «укрытия», препятствующего повторному вовлечению частиц летучих фракций в перемешивание. Однако при разрушении этого защитного слоя в результате сильного ветра, движения автомобилей и даже пешеходов мелкие частицы могут снова перейти во взвешенное состояние.

В годовом ходе среднемесячных концентраций, как правило, присутствует небольшой отрицательный тренд, причем имеет место значимая корреляция значений коэффициента линии тренда с отношением средних концентраций диоксида азота и взвешенных веществ (см. табл. 1), о чем свидетельствует график на рис. 2.

Отношение этих средних, по-видимому, может служить косвенным показателем доли частиц, не связанных с автотранспортом, и относительно крупных частиц. Снижение концентраций пыли к осени может быть отчасти объяснено постепенным выветриванием пыли, оставшейся после зимы и накопленной весной в период открытого грунта. На наш взгляд пыль «распространяется» от обочин автодорог и затем вовлекается в перемешивание. Еще один источник пыли — антигололедные материалы, которые используются внутри жилых районов, в частности, песок.

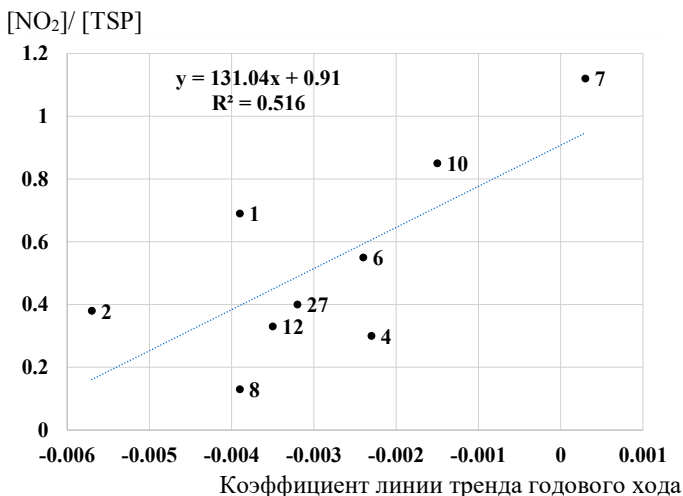


Рис. 2. Зависимость коэффициента линии тренда годового хода среднемесячных концентраций пыли от отношения концентраций NO₂ и пыли. Рядом с точками указаны номера станций.

Результаты расчетов

Для расчетных оценок средних концентраций взвешенных веществ и диоксида азота использовались методика расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе (Методы расчетов..., 2017) и упомянутая выше база данных по выбросам Санкт-Петербурга. В основе методики — модель типа «источник—точка». Вклады в концентрацию отдельных источников рассчитываются независимо, что позволяет, например, выделить вклад автотранспорта и других источников (промышленности). Расчеты были выполнены для районов расположения станций мониторинга в двух вариантах:

— непосредственно в точке расположения поста ($[]_{\text{точ.}}$);

— среднее значение по регулярной сетке с шагом 50 м в области 1×1 км с центром в точке поста ([] обл.).

В связи с тем, что точная локализация постов затруднительна, а используемая модель может быть достаточно чувствительной к сдвигу расчетной точки, особенно если последняя находится вблизи автомагистрали, был предложен второй вариант расчета.

Сравнение результатов расчетов по двум вариантам позволяет выявить чувствительность подходов к положению расчетной точки (см. табл. 2, в которой приводятся результаты расчетов для диоксида азота, и выделен вклад промышленности и автотранспорта).

Влияние осреднения по области вокруг поста в большинстве случаев сказывается в пределах 10 % за исключением станций 1, 2 и 27. Вклад автотранспорта в концентрацию диоксида азота составляет, в основном, около 80 %, за исключением станции 7, для которой он равен 54 %.

Для получения аналогичных результатов по взвешенным веществам были использованы данные о выбросах всех веществ, относящихся к категории «пыль» в промышленных выбросах (более 80 наименований), а также выбросы сажи автотранспортом. Расчетные концентрации взвешенных веществ оказались не более $12,5 \text{ мкг/м}^3$ с долей автотранспорта (сажа) не более одного процента. Вычисленные значения приведены в табл. 4. Таким образом, инвентаризация выбросов практически не объясняет существующий уровень пыли в городе.

Соотношение измеренных и расчетных концентраций NO_2 представлено на рис. 3. Прямые на графике выделяют сектор: $[\text{NO}_2]_{\text{расч.}} = 2 [\text{NO}_2]_{\text{изм.}}$ и $[\text{NO}_2]_{\text{расч.}} = 0,5 [\text{NO}_2]_{\text{изм.}}$.

Большинство точек лежат внутри области ограниченной линиями $[\text{NO}_2]_{\text{расч.}} = 2 [\text{NO}_2]_{\text{изм.}}$ и $[\text{NO}_2]_{\text{расч.}} = [\text{NO}_2]_{\text{изм.}}$, что говорит о довольно хорошем соответствии измеренных и расчетных концентраций.

Точки на рис. 3 распределяются на две группы — станции 1, 6, 7, 12 и остальные, станция 4 занимает пограничное положение и может быть отнесена к обеим группам.

Таблица 2

Расчетные концентрации диоксида азота

Параметр	Номер станции								
	1	2	4	6	7	8	10	12	27
<i>транспорт + промышленность</i>									
$[\text{NO}_2]_{\text{обл.}}$	59	83	60	76	68	77	101	39	84
$[\text{NO}_2]_{\text{гоч.}}$	74	87	58	75	65	72	110	37	97
$\frac{[\text{NO}_2]_{\text{обл.}}}{[\text{NO}_2]_{\text{гоч.}}}$	1,26	1,06	0,96	1,00	0,96	0,94	1,09	0,95	1,16
<i>транспорт</i>									
$[\text{NO}_2]_{\text{обл.}}$	45	69	49	57	36	61	83	30	67
$[\text{NO}_2]_{\text{гоч.}}$	58	77	48	58	35	56	91	29	83
$\frac{[\text{NO}_2]_{\text{обл.}}}{[\text{NO}_2]_{\text{гоч.}}}$	1,29	1,11	0,98	1,01	0,97	0,92	1,10	0,97	1,23
<i>промышленность</i>									
$[\text{NO}_2]_{\text{обл.}}$	14	14	11	18	31	16	18	10	17
$[\text{NO}_2]_{\text{гоч.}}$	16	11	10	17	30	17	19	9	15
$\frac{[\text{NO}_2]_{\text{обл.}}}{[\text{NO}_2]_{\text{гоч.}}}$	1,17	0,78	0,90	0,94	0,95	1,03	1,06	0,91	0,85
<i>доля транспорта</i>									
$\frac{[\text{NO}_2]_{\text{обл. транспорт}}}{[\text{NO}_2]_{\text{обл. пром.}}}$	0,77	0,84	0,82	0,76	0,54	0,79	0,82	0,76	0,80
$\frac{[\text{NO}_2]_{\text{гоч. транспорт}}}{[\text{NO}_2]_{\text{гоч. пром.}}}$	0,78	0,88	0,83	0,77	0,54	0,77	0,83	0,77	0,85

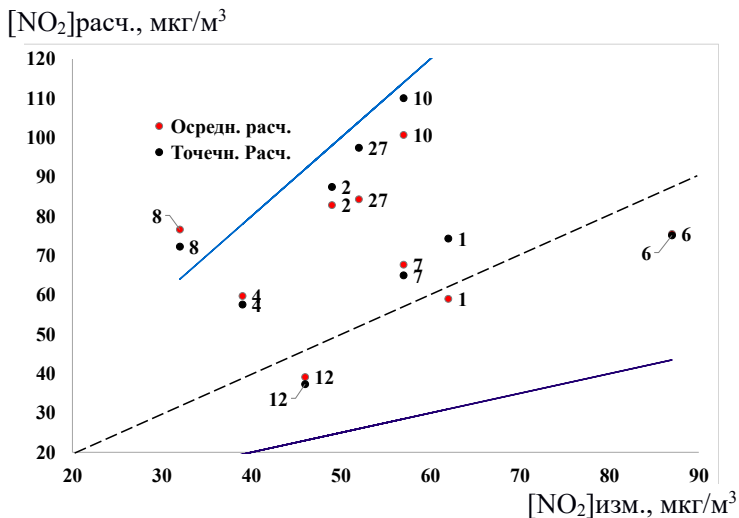


Рис. 3. Расчетные и измеренные концентрации диоксида азота. Рядом с точками указаны номера станций.

Розы концентраций

Достаточно распространенным способом локализации основных источников загрязнения является построение роз концентраций (Kozawa et al., 2012; Grigoratos et al., 2014). Розы концентраций (по восьми румбам) для взвешенных веществ и диоксида азота были построены по данным измерений, а для концентраций NO_2 также и по данным расчетов. Поскольку используемая модель расчета средних концентраций предполагает независимость распределений всех входящих в нее метеорологических параметров, вычисление условных средних для каждого из восьми секторов направлений ветра представляется корректным.

Полученные экспериментальные розы показывают в целом незначительную зависимость концентраций от направления ветра. В качестве количественной характеристики неравномерности роз концентраций использовалась величина отношения разности максимального и минимального из восьми значений по секторам

направлений к среднему значению по станции. Значения этой величины ($\delta_{[...]}$) для разных станций и веществ приведены в таблице 3. В последних трех строчках этой же таблицы приведены коэффициенты корреляции (R) роз концентраций, то есть корреляции восьми значений по секторам. Заметим, что даже формально значимые корреляции — это скорее лишь качественное соответствие.

Из таблицы 3 следует, что для станций, расположенных в центре города (за исключением станции 6) или очень близко к нему (станции 1, 7, 10, 12), имеется хорошее соответствие распределений концентраций взвешенных веществ и диоксида азота по направлениям ветра.

Таблица 3

Характеристики роз концентраций

Параметр	Номер станции								
	1	2	4	6	7	8	10	12	27
$\delta_{[TSP]}$	0,30	0,20	0,20	0,16	0,21	0,28	0,46	0,19	0,30
$\delta_{[NO_2]_{изм.}}$	0,22	0,24	0,23	0,16	0,08	0,17	0,17	0,12	0,21
$\delta_{[NO_2]_{расч.}}$	0,72	0,84	1,18	0,69	1,37	0,35	1,85	1,87	0,97
$R([TSP],[NO_2]_{изм.})$	0,72	-0,48	-0,37	0,40	0,61	0,22	0,72	0,71	-0,37
$R([TSP],[NO_2]_{расч.})$	-0,06	-0,28	0,06	-0,20	0,25	-0,48	0,39	0,59	-0,43
$R([NO_2]_{расч.},[NO_2]_{изм.})$	-0,14	-0,33	0,65	0,00	0,16	-0,40	0,45	0,72	0,66

Чтобы показать существующие различия концентраций по направлениям ветра, были построены розы концентраций, условно названные «дополнительными» (рис. 4). При этом для каждого сектора значение концентрации было получено как разность концентрации сектора и минимального значения концентрации по секторам. Оказалось, что «дополнительные» розы для взвешенных

веществ в большинстве случаев ориентированы на близлежащие автомагистрали.

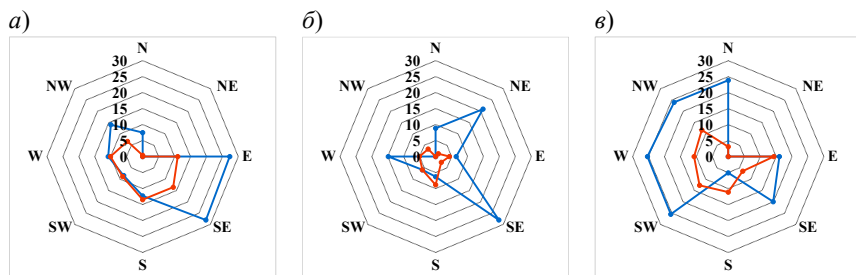


Рис. 4. «Дополнительные» розы концентраций для взвешенных веществ (голубые линии) и диоксида азота (оранжевые линии):
a — станция 1; *б* — станция 4; *в* — станция 6.

Неравномерность роз для пыли составляет в среднем около 25 %. Неравномерность роз концентраций диоксида азота выражена слабее. Для краткости приведем лишь три примера на рис. 4 для станций 1, 4 и 6. Тот факт, что «дополнительные» розы для взвешенных частиц ориентированы на автомагистрали, позволяет предположить влияние последних. При этом вклад автотранспорта может складываться из трех составляющих:

- мелкие частицы (PM_{10}), обусловленные движением автотранспорта, которые распространяются подобно диоксиду азота;
- более крупные частицы, не распространяющиеся на значительные расстояния;
- вторичные частицы, обусловленные отложениями пыли вдоль дорог.

Розы концентраций для расчетных значений диоксида азота существенно более неравномерны, чем для измеренных концентраций, что следует из таблицы 3 и рисунка 5.

Поскольку в рамках существующих в России методологий нормативных расчетов направление ветра играет ключевую роль в определении виновников повышенного загрязнения, такое

существенное различие ставит под сомнение возможность однозначного объяснения на основании расчетов загрязнения воздуха в точке влиянием, например, какой-то автомагистрали.

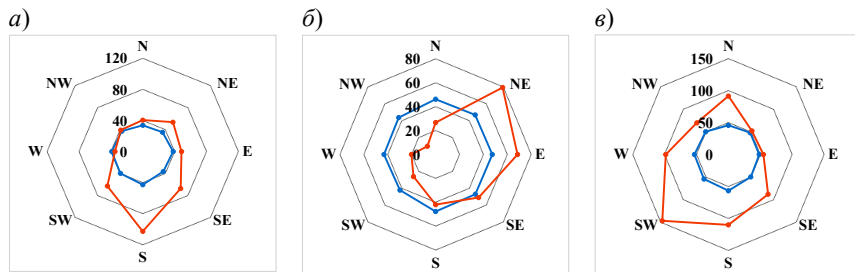


Рис. 5. Розы концентраций NO_2 по измерениям (голубая линия) и расчетам (оранжевая линия):
a — станция 4; *б* — станция 12; *в* — станция 27.

Оценка вклада автотранспорта и других источников

Как уже отмечалось, существенный вклад в концентрацию взвешенных частиц вносит автотранспорт, порождающий их эмиссию помимо выбросов двигателя. Это и тормозная система, и выбивание частиц асфальта (особенно шипованными шинами), и ресуспендирование (взмучивание) наноса, лежащего на дороге и ближайшей обочине. К сожалению, последний процесс вряд ли поддается унификации, соответствующие факторы эмиссии (EF) отличаются на порядки в зависимости от конкретной ситуации. Более того, как отмечается во многих публикациях, использование аналогов часто не дает хороших результатов. По-видимому, первой методикой расчета факторов эмиссии для ресуспендированной пыли была методика, которая после нескольких пересмотров опубликована в EPA (2006). В методике ключевую роль играет величина отложений на дороге (г/м^2), которая нам неизвестна. Факторы эмиссии почти ей пропорциональны, степень 0,9. С использованием ориентировочной

таблицы величин отложений, опубликованной EPA (2006) для США, были получены следующие EF для легковых автомобилей и для частиц приведенных диаметров (г/км): $PM_{2.5}$ — 0,008, PM_{10} — 0,033, PM_{30} — 0,174. В методике предполагается, что $[PM_{30}] = [TSP]$. Заметим, что при вычислении этих факторов эмиссии не рассматривались локальные условия, что не совсем верно. Кроме того, они даны для сухих дорог без учета антигололедной обработки зимой и накопления пыли в зимний период. В работе О. В. Ложкиной (2018) при решении обратной задачи на основе измерений концентраций частиц PM_{10} около дороги (Санкт-Петербург) и использования методики ОНД-86 (Методика расчета..., 1987) были получены несколько меньшие значения EF для легковых автомобилей — 0,022. Однако учитывая использование методики расчета максимальных разовых концентраций, это возможно.

В работе de la Paz et al. (2015) для PM_{10} предлагается использовать для легковых автомобилей и территории Мадрида значение EF, равное 0,065. В статье Ketzler et al. (2007) рассмотрено несколько значений факторов эмиссии в зависимости от типа движения, в частности скорости. При этом эмиссии возрастают с ее уменьшением. Сопоставление расчетных и модельных значений дало хорошие результаты для нескольких станций в Финляндии, Швеции, Дании и Германии. Средние значения суммарных факторов эмиссии PM_{10} изменялись от 0,08 до 0,23. Можно ожидать, что исследования в скандинавских странах наилучшим образом соответствуют условиям Петербурга. В работе Perez-Martinez et al. (2014) приводятся факторы эмиссии, полученные по результатам измерений в тоннеле: 20 ± 8 мг/км для легковых автомобилей и 277 ± 108 мг/км для грузовых. По различным литературным данным для фракции $PM_{2.5}$ выбросы двигателя в среднем в два раза больше остальных выбросов (Wählin et al., 2006), для фракции PM_{10} примерно в три раза меньше, в более крупных фракциях выбросы двигателя составляют малую часть.

Второй вариант вычислений (II способ), который был выполнен, основан на другом способе определения факторов эмиссии, состоящем в использовании расчетных концентраций NO_2 только от

автотранспорта в качестве трассера для концентраций PM_{10} , обусловленных также автотранспортом. Соотношение между концентрациями PM_{10} и TSP (PM_{30}) было изменено на основании расчетов с учетом оседания крупных частиц. Для каждой станции это соотношение имело незначительный разброс и в среднем составило 2,19. Далее были использованы розы концентраций для пыли и расчетных значений $[NO_2]$. Для каждой станции было найдено минимальное из отношений (обозначим его q) значений по секторам розы для взвешенных веществ и NO_2 . Это равносильно «вложению» розы для NO_2 в розу для пыли при совпадении значений хотя бы для одного сектора. Таким образом, была сымитирована оценка максимально возможного вклада автотранспорта. Факторы эмиссии для PM_{10} были получены умножением q на факторы эмиссии NO_2 . Определенные таким образом факторы эмиссии явно учитывают специфику окружающей территории.

Результаты расчетов с вычисленными двумя способами факторами эмиссии (по методике EPA — I способ и по вышеизложенному — II способ) представлены в таблице 4.

Соотношения измеренных и расчетных значений концентраций пыли оказываются ближе для второго варианта расчета и, в целом, вполне приемлемыми, как показывает первый график на рис. 6.

Насколько оправдано такое разнообразие факторов эмиссии для второго варианта расчета остается вопросом, хотя в его пользу можно привести корреляционный график отношений измеренных концентраций NO_2 и пыли и полученных факторов эмиссии, также представленный на рис. 6.

Согласно литературным данным, например, (Ketzel et al., 2007), факторы эмиссии существенно зависят от запыленности окружающей территории, поскольку последняя, в свою очередь, отражается на величине наноса на дороге. Отношение концентраций NO_2 и пыли может служить дополнительным показателем запыленности территории.

В случае 7-й и 10-й станций значения EF хорошо согласуются с данными, приводимыми в работе Ketzel et al. (2007). Более того, если иметь в виду приводимые там же зависимости EF от скорости

движения, то и значение 0,299 для 6-й станции также оказывается разумным. Для остальных станций значения также, в основном, согласуются с литературными данными.

Таблица 4

Расчетные и измеренные значения [TSP] и [NO₂]

Параметр	Номер станции								
	1	2	4	6	7	8	10	12	27
<i>Расчетные значения, инвентаризация Санкт-Петербурга</i>									
Вклад автотранспорта (сажа), [TSP] ₁	1,0	1,8	1,0	1,2	0,8	1,5	1,8	0,7	2,7
Вклад промышленности, [TSP] ₂	5,6	6,1	4,3	6,9	9,2	6,6	10,7	3,4	9,4
EF PM ₁₀ , I способ	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
EF PM ₁₀ , II способ	0,16	0,22	0,29	0,30	0,10	0,39	0,08	0,37	0,19
[PM ₁₀] (I способ)	6,4	7,5	4,9	6,8	5,6	6,1	9,6	3,1	7,5
[PM ₁₀] (II способ)	23	51	47	57	12	79	23	36	43
[PM ₃₀]([TSP] ₃) (I способ)	33,5	39,0	25,6	35,2	29,4	31,5	49,7	16,2	39,1
[PM ₃₀]([TSP] ₃) (II способ)	51	110	96	125	24	156	52	73	100
[TSP] ₁ + [TSP] ₂ + [TSP] ₃ I способ	40	47	31	43	39	40	62	20	51
[TSP] ₁ + [TSP] ₂ + [TSP] ₃ II способ	58	118	101	133	34	164	64	77	112
[TSP] _{изм.}	90	128	132	158	51	243	67	140	130
[NO ₂] _{изм.}	62	49	39	87	57	32	57	46	52

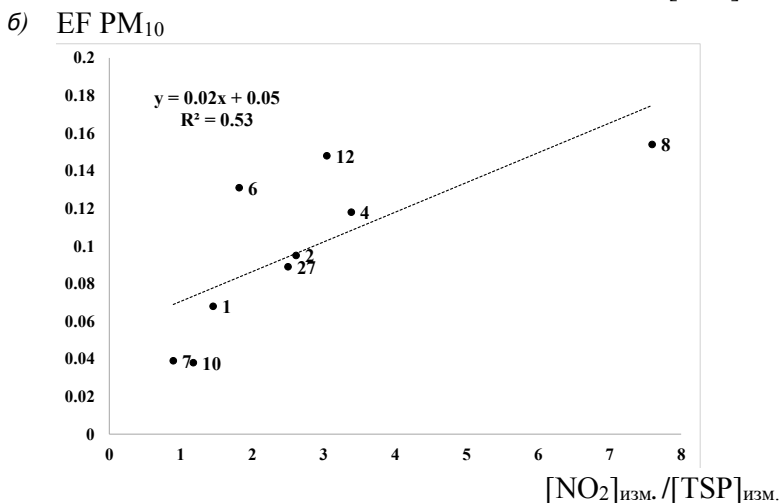
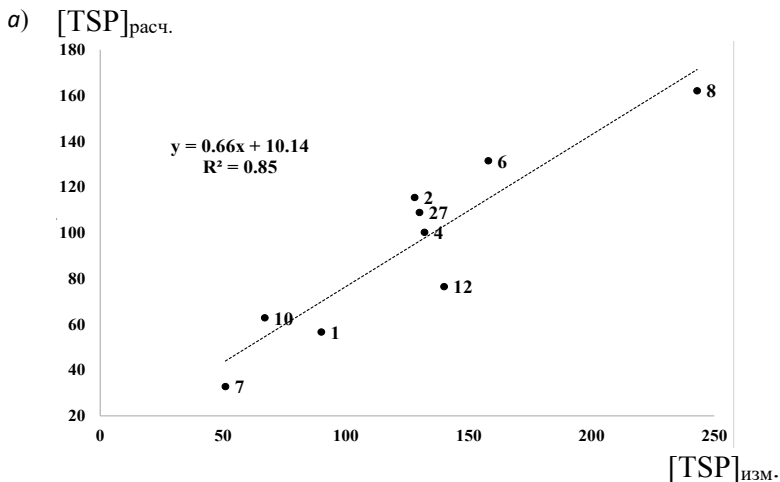


Рис. 6. Расчетные и измеренные концентрации взвешенных веществ (а) и факторы эмиссии PM_{10} в зависимости от отношения измеренных концентраций NO_2 и пыли (б). Рядом с точками указаны номера станций.

Неожиданно большие значения для 8-й и 12-й станций требуют, видимо, отдельного рассмотрения, что, конечно, относится и к приме-

няемому способу определения факторов эмиссии. Полученные величины отношений измеренных концентраций NO_2 и вычисленных PM_{10} хорошо согласуются с литературными данными для многих городов Европы (Eeftens et al., 2012). Также близки к опубликованным (0,5—0,75) значения отношения $[\text{PM}_{10}]/[\text{TSP}]$, о котором говорилось во введении.

Цифры в таблице 5 не согласуются с рассмотренными отношениями, однако хорошо соответствуют значениям среднегодовых концентраций PM_{10} , опубликованным в ежегодных отчетах Комитета по природопользованию, охране окружающей среды и экологической безопасности Санкт-Петербурга (<http://www.infoeco.ru/index.php?id=982>).

Полученные расчетные значения концентраций описывают возможный вклад автотранспорта в загрязнение воздуха взвешенными веществами. При этом рассматривались только дороги, учтенные в инвентаризации. Многочисленные внутривозовые проезды в ней не отражены, хотя, возможно, их учет мог бы уточнить результаты, поскольку именно на этих территориях дорожный нанос может быть очень большим.

Заключение

Проведенные исследования показывают возможность анализа картины загрязнения воздуха Санкт-Петербурга взвешенными частицами даже при неизвестном распределении частиц по размерам. В частности, можно сделать вывод, что в среднем запыленность в спальных районах выше, чем в центре города, что, по-видимому, связано с наличием значительных площадей с открытым грунтом и неасфальтированных пешеходных дорог. Также свою роль может играть транспорт внутри дворовых территорий.

В работе сделана попытка моделирования концентраций взвешенных частиц, обусловленных влиянием автотранспорта и не относящихся к выбросам двигателей автомобилей. Полученные результаты показывают возможность такого моделирования, поскольку до настоящего времени, насколько известно авторам, все

расчеты концентраций взвешенных частиц по данным инвентаризации в Санкт-Петербурге давали существенно заниженные результаты по сравнению с измеренными.

Авторы выражают глубокую признательность отделу ОМИХСА ФБГУ «ГТО» и лично А. И. Полищук и Н. Н. Ивановой за поддержку работы и предоставленные данные измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Быков А. А., Счастливец Е. Л., Пушкин С. Г. (2011). Влияние изменчивости метеорологических параметров и дисперсного состава атмосферных выбросов на модельные оценки осаждения промышленной пыли // В сб.: Труды XI Всероссийской конференции «Проблемы мониторинга окружающей среды (ЕМ-2011)». — Кемерово. С. 129—134.

Голохваст К. С., Никифоров П. А., Кику П. Ф. и др. (2013). Атмосферные взвеси Владивостока: гранулометрический и вещественный анализ // Экология человека. № 1. С. 14—19.

Ложкина О. В. (2018). Методология прогнозирования и мониторинга чрезвычайного воздействия транспорта на городскую среду и население //: Диссертация на соискание ученой степени доктора техн. наук. — СПб: ФГБОУ ВО Санкт-Петербургский университет Государственной противопожарной службы МЧС России. 379 с.

Методика расчета концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий. ОНД-86 (1987) / Под ред. М. Е. Берлянда, Н. К. Гасилиной, Е. Л. Гениховича, Р. И. Оникула, В. А. Глухарева — Л.: Гидрометеиздат. 93 с.

Методы расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе. Утверждены приказом Минприроды России от 06.06.2017 г. № 273, зарегистрированным Минюстом РФ 10.08.2017 г., регистрационный № 47734.

Основы оценки риска для здоровья населения при воздействии химических веществ, загрязняющих окружающую среду (2002) / Под ред. Ю. А. Рахманина, Г. Г. Онищенко. — М.: НИИ ЭЧ и ГОС. 408 с.

Свидетельство о гос. регистрации базы данных «РСБД Загрязнение атмосферы» № 2012620233 от 24.02.2012 г.

Amato F. et al. (2014). Urban air quality: the challenge of traffic non-exhaust emissions // J. Hazard. Mater. V. 275. P. 31—36.

Anderson C. (2004). The Long Tail. <http://www.wired.com/2004/10/tail/>.

Bogacki M. et al. (2018a). Re-entrained road dust PM10 emission from selected streets of Krakow and its impact on air quality // E3S Web of Conferences, 28. P. 1—10. doi: 10.1051/e3sconf/20182801003.

Bogacki M. et al. (2018b). The impact of street cleaning on particulate matter air concentrations: A case study of a street canyon in Krakow (Poland) // E3S Web of Conferences, 45. P. 1-8. doi: 10.1051/e3sconf/20184500009.

Boulter P. G. (2006). A Review of Emission Factors and Models for Road Vehicle Non-Exhaust Particulate Matter // TRL published project report PPR065. P. 80. Available at: <https://trl.co.uk/reports/PPR065>.

Cohen et al. (2004). Urban air pollution. – In: Comparative quantification of health risks: global and regional burden of disease attributable to selected major risk factors. /Ezzati M., Lopez A., Rodgers A., Murray C.J.L., eds. – Geneva, World Health Organization, P. 1353-1433.

Crilley L. R. et al. (2017). Source apportionment of fine and coarse particles at a roadside and urban background site in London during the 2012 summer ClearLo campaign // Environmental Pollution. Elsevier Ltd. 220. P. 766—778. doi: 10.1016/j.envpol.2016.06.002.

de la Paz D. et al. (2015). Implementation of road dust resuspension in air quality simulations of particulate matter in Madrid (Spain) // Frontiers in Environmental Science. V. 3 (November). doi: 10.3389/fenvs.2015.00072.

Denby et al. (2016) Road salt emissions: A comparison of measurements and modelling using the NORTRIP road dust emission model // Atmospheric Environment. 141, P. 508–522. doi: 10.1016/j.atmosenv.2016.07.027.

Dockery (1994) Acute Respiratory Effects of Particulate Air Pollution // Annual Review of Public Health, 15(1), P. 107–132. doi: 10.1146/annurev.publhealth.15.1.107

Eeftens M. et al. (2012). Spatial variation of PM2.5, PM10, PM2.5 absorbance and PMcoarse concentrations between and within 20 European study areas and the relationship with NO2 - Results of the ESCAPE project // Atmospheric Environment/ 62. P. 303—317. doi: 10.1016/j.atmosenv.2012.08.038.

EPA (2006) / <http://www.epa.gov/ttn/chief/ap42/ch13/index.html>

Fairweather et al. (1965) Particle size distribution of settled dust // Journal of the Air Pollution Control Association, 15(8), P. 345–347. doi: 10.1080/00022470.1965.10468389.

Grigoratos T. et al. (2014). Chemical composition and mass closure of ambient coarse particles at traffic and urban-background sites in Thessaloniki, Greece // Environmental Science and Pollution Research. V. 21 (12). P. 7708—7722. doi: 10.1007/s11356-014-2732-z.

Johansson C. et al. (2007). Spatial & temporal variations of PM10 and particle number concentrations in urban air // Environmental Monitoring and Assessment. V. 127 (1–3). P. 477–487. doi: 10.1007/s10661-006-9296-4.

Ketzel M. et al. (2007). Estimation and validation of PM2.5/PM10 exhaust and non-exhaust emission factors for practical street pollution modelling // Atmospheric Environment. V. 41 (40). P. 9370–9385. doi: 10.1016/j.atmosenv.2007.09.005.

Khan M. F., Aftab S., Fakhruddin (2015). Quality of Urban Environment: A Critical Review of Approaches and Methodologies // Current Urban Studies. 03(04). P. 368–384. doi: 10.4236/cus.2015.34029.

Kozawa K. H., Winer A. M., Fruin S. A. (2012). Ultrafine particle size distributions near freeways: Effects of differing wind directions on exposure // Atmospheric Environment. Elsevier Ltd. 63. P. 250–260. doi: 10.1016/j.atmosenv.2012.09.045.

Network design and optimum site exposure criteria for particulate matter (1987) /EPA-450/4-87-009. 1987. P. 126

Norman, M. et al. (2016). Modelling road dust emission abatement measures using the NORTRIP model: Vehicle speed and studded tyre reduction // Atmospheric Environment. 134. P. 96–108. doi: 10.1016/j.atmosenv.2016.03.035.

Perez-Martinez P. J. et al. (2014). Emission factors of air pollutants from vehicles measured inside road tunnels in San Paulo: case study comparison // Int. J. Environ. Sci. Technol. 11.P. 2155–2168. doi: 10.1007/s13762-014-0562-7.

Prosviryakova, Shevchuk (2018). Hygienic assessment of Pm10 and Pm2.5 contents in the atmosphere and population health risk in zones influenced by emissions from stationary sources located at industrial enterprises // Health Risk Analysis, (2), pp. 14–22. doi: 10.21668/HEALTH.RISK/2018.2.02.

Shen et al. (2016). A comparative study of the grain-size distribution of surface dust and stormwater runoff quality on typical urban roads and roofs in Beijing, China // Environmental Science and Pollution Research 23(3). P. 2693–2704. doi: 10.1007/s11356-015-5512-5.

Wählén P., Berkowicz R., Palmgren F. (2006). Characterisation of traffic-generated particulate matter in Copenhagen // *Atm. Environ.* 40(12). P. 2151–2159.

Watson J. G., Chow J. C. (2000). Reconciling Urban Fugitive Dust Emissions Inventory and Ambient Source Contribution Estimates: Summary of Current Knowledge and Needed Research // Energy and Environmental Engineering Center (January 2000). P. 1–240. <http://www.epa.gov/ttn/chief/efdocs/fugitivedust.pdf>.

**ОПЫТ МНОГОУРОВНЕВОГО МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОГО
ЭКОМОНИТОРИНГА МЕСТ ХРАНЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ
ОТХОДОВ, ОКАЗАВШИХСЯ ВНУТРИ ГОРОДСКОЙ
ЗАСТРОЙКИ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТВАЛА ТЭЦ-2
НА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОМ ПРОСПЕКТЕ)**

*В. В. Мелентьев¹, А. В. Мелентьев², И. В. Мателёнок¹,
А. С. Смирнова¹, В. И. Черноок²*

¹ Государственный университет
аэрокосмического приборостроения
190000 Санкт-Петербург, ул. Б. Морская, 67
E-mail: vv.melentyev@mail.ru

² АНО «Экофактор»
Санкт-Петербург, Нейшлотский пер., 14
E-mail: chernook@mail.ru

Поступила в редакцию 03.01.2020
Поступила после доработки 06.02.2020

Введение

Промышленные предприятия и городское хозяйство крупных промышленных центров и урбанизированных территорий Российской Федерации используют электроэнергию, вырабатываемую не только на гигантских межрайонных государственных электростанциях (ГРЭС), но и на внутригородских теплоэлектроцентралях (ТЭЦ) различной мощности, являющихся одновременно и источниками тепловой энергии в централизованных системах теплоснабжения (Мелентьев, 1987). При этом в качестве топлива и на межрайонных ТЭС и городских ТЭЦ традиционно используются каменный и бурый уголь, торф, мазут. Однако зола, образующаяся из минеральных примесей топлива при неполном его сгорании, оказывает негативное воздействие

на окружающую среду и безопасность жизнедеятельности человека (Мелентьев, Нагли, 1968).

Минералогический анализ химического состава золы показывает, что основной составляющей золы является стекло с кристаллической фазой в виде кварца, гематита, магнетита и разнообразных силикатов кальция. Так, по данным Словаря-справочника терминов и национальных стандартов ПНСТ 21-2014 содержание золы в каменных и бурых углях находится в пределах от 1 до 45, в горючих сланцах — от 50 до 80, в топливном торфе — от 2 до 30, в дровах — от 0,5 до 2, в растительном топливе других видов — от 3 до 5, в мазуте — 0,15 % и выше. Верхний предел содержания минеральных примесей определяет экономическую целесообразность и экологическую безопасность использования данного ископаемого в качестве топлива на городских ТЭЦ.

Указанная экологическая проблема характерна и для энергохозяйства Санкт-Петербурга, при этом особую угрозу для окружающей природной среды создает золоотвал Центральной ТЭЦ, объединяющей построенные еще в 1897—1898 гг. три старейшие электростанции России, которые обеспечивают электрической и тепловой энергией промышленные предприятия, жилые и общественные здания Центрального, Московского и Адмиралтейского районов Санкт-Петербурга. В зоне обслуживания Центральной ТЭЦ, располагающейся на Новгородской улице, проживают и трудятся около 420 тыс. человек, а ее отходы в течение длительного времени транспортировались в виде жидкой пульпообразной массы по дюкеру, проложенному в конце 1920-х годов по дну Невы, и складировались на золоотвале, построенном на пустырях правого берега Невы в районе Киновиевской дороги (нынешнего Дальневосточного проспекта). И хотя в середине 1960-х годов Центральная ТЭЦ была переведена на газ, и складирование золы на Киновиевском полигоне было прекращено, однако пылевые золошлаковые выносы, включая радиоактивные фракции даже с закрытого золоотвала представляют опасность не только для жилых

кварталов, приблизившихся к настоящему моменту времени вплотную к золоотвалу, но и для всего Санкт-Петербурга.

В работе рассматривается экологическая проблема контроля свалок промышленных отходов, оказавшихся в связи с развитием городской застройки в пределах урбанизированной агломерации. Цель настоящего исследования — показать принципиальную возможность создания системы комплексного многоуровневого экомониторинга хвостохранилищ¹ и иных мест складирования промышленных отходов, как источников негативного воздействия на окружающую среду и здоровье человека.

Опыт практического использования самолетных и спутниковых измерительных средств для картирования хвостохранилищ

С учетом накопленного опыта мультиспектральных исследований для документального картирования золоотвалов, оказавшихся внутри городской застройки, необходимо использовать измерения *in situ* в сочетании с данными спутниковой СВЧ и РСА съемки, а на нынешнем этапе развития измерительной техники — с привлечением беспилотных летательных аппаратов (Черноок и др., 2019).

Первые эксперименты по СВЧ картированию золоотвала на Дальневосточном проспекте выполнялись с борта летающей лаборатории ГГО Ил-18 в конце 1960-х годов, когда активно велись исследования по разработке метода СВЧ дистанционной диагностики влажности различных типов почв и почвогрунтов (Кондратьев и др., 1973), и когда полеты над городом на малой высоте были разрешены.

¹ Хвостохранилище — комплекс специальных сооружений и оборудования, предназначенный для хранения или захоронения радиоактивных, токсичных и других отвальных отходов обогащения полезных ископаемых (такие отходы именуют хвостами).



Рис. 1. Процесс транспортировки золы на Прибалтийской ГРЭС.

В те годы золоотвал в районе Дальневосточного проспекта еще активно использовался для складирования золы Центральной ТЭЦ, и данные СВЧ съемки позволили зафиксировать наличие контрастов коэффициентов излучения на длине волны $\lambda = 3,2$ см участков открытой воды и, соответственно, увлажненных и сухих частей полигона, которые, как было установлено, и являются источниками выноса золы на окружающую территорию (Кондратьев и др., 1992).

В последующие годы самолетные СВЧ съемки хвостохранилищ проводились в различных районах Советского Союза, в том числе на золоотвале Прибалтийской ГРЭС в Эстонии (рис. 1) и на Экибастузском угольном разрезе в Казахстане (рис. 4, 5), которые подтвердили наличие контрастов радиоярких температур сухих и увлажненных участков вышеназванных хвостохранилищ.

Аналогичный подход был использован и при проведении СВЧ картирования последствий Аральской экологической катастрофы и документального выявления очагов пылесолевых выносов различной площади и степени иссушенности, возникших в процессе усыхания Арала, которые нам удалось документально зафиксировать по данным

самолетной СВЧ съемки на обнажившимся дне моря (Кондратьев и др., 1985).

Типичный вид золоотвала, находящегося в стадии активного заполнения золодержающей пульпой, на котором отчетливо видны участки открытой воды и зольных отходов, находящихся в различной степени усыхания, представлен на рис. 2.



Рис. 2. Хвостохранилище предприятия Bingham Canyon Open Pit Copper Mine в штате Юта, США.

К сожалению, в настоящее время организация полетов летательных аппаратов над Санкт-Петербургом запрещена, поэтому, для оценки площади золоотвала и характеристик состояния различных почвогрунтов в районе Дальневосточного проспекта были использованы данные немецкой трофейной аэрофотосъемки, проводившейся во время блокады Ленинграда (рис. 3).

Как видно из рис. 3, данные аэрофотосъемки, выполненные около 80 лет тому назад, позволяют определить тип подстилающей поверхности и выявить три типа подстилающей поверхности и подсчитать не только суммарную площадь золоотвала (1), но и пахотных земель (2) и окрестных селитебных территорий (3):

сектор 1 — 2,317; сектор 2 — 0,932; сектор 3 — 0,271 кв. км.



Рис. 3. Результаты немецкой аэрофотосъемки Ленинграда, проводившейся в 1942 году по данным: <http://warfly.ru/?lat=59.945749&lon=30.331364&z=12>.

Аэрофотосъемка, безусловно, расширяет возможности экомониторинга крупных промышленных центров и урбанизированных территорий, однако для получения информации о состоянии подповерхностного слоя различных типов почвогрунтов следует использовать данные спутникового РСА зондирования. Анализ данных рис. 4 и 5 показывает, что области темной засветки радиосигнала соответствуют участкам открытой воды, куда поступает пульпообразная золошлаковая смесь, а яркие белые засветки — это пересушенные области, являющиеся источниками пыления. Сравнительный анализ РСА съемки, проводившейся на разных поляризациях, показывает существенное преимущество использования перекрестной H-V поляризации радиосигнала.

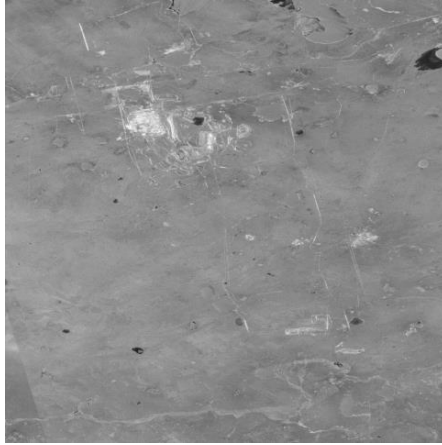


Рис. 4. Результаты PCA съемки Экибастузского угольного разреза.
ИСЗ ALOS2-PALSAR. 14.09.2015 г.,
H-H поляризация,
восходящая орбита, пространственное разрешение Fine Beam 25m.

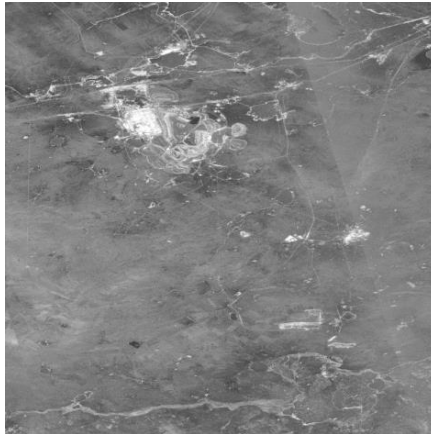


Рис. 5. Результаты PCA съемки Экибастузского угольного разреза.
ИСЗ ALOS2-PALSAR. 14.09.2015 г.,
H-V поляризация,
восходящая орбита, пространственное разрешение Fine Beam 25 m.



Рис. 6. Результаты PCA съемки Санкт-Петербурга и акватории Финского залива. ИСЗ SENTINEL, 12.07.2019 г. (сухой период), V-H поляризация, восходящая орбита.

К сожалению, имеющиеся в Интернете данные РСА съемки Санкт-Петербурга с ИСЗ SENTINEL имеют невысокое пространственное разрешение, позволяют провести только обзорную съемку города и не дают возможности диагностики состояния золоотвала на Дальневосточном проспекте (рис. 6).

В ближайшей перспективе для картирования урбанизированных территорий целесообразно использование современных беспилотных летательных аппаратов, энергозапас и грузоподъемность которых позволяют размещать на их борту РСА, СВЧ и тепловизионные измерительные комплексы.

Первые опытные испытания беспилотных самолетов «Орлан-10» были проведены нами на Белом море 21—24 марта 2018 года и имели целью авиаучет численности гренландского тюленя в период массового скопления животных для ценки. Авиасъемка выполнялась с использованием одновременно трех БПЛА. При этом один самолет использовался в качестве ретранслятора обзорных данных о состоянии подстилающей поверхности с высоты 500—800 м, а два других выполняли мультиспектральную съемку на высоте 200 м. Полоса обзора фотокамеры Sony и тепловизора для высоты полета 200 м составляли 150 м. Разрешение на фотоизображениях в итоге было 3 см, а тепловизора — 30 см, что, приемлемо и для экомониторинга состояния золоотвала.

Основные параметры лётных испытаний: максимальная дальность полета — до 1000 км, средняя скорость — 100 км/ч, максимальное удаление самолетов от пункта управления полетами — 200 км.

Состав авиасъемочного оборудования, которое следует использовать в ближайшее время для картирования золоотвала на Дальневосточном проспекте: фотокамера высокого разрешения Sony Alfa 7MR2 (43 Мп, объектив с фокусом 50 мм); тепловизор Flir Tau2 (фокус 19 мм, разрешение матрицы 640 × 480 пикс, диапазон 7,5—13,5 мкм); обзорная экшн-камера GoPro Hero7 (12 Мп, съемка в фоторежиме с интервалом 5 с, разрешение около 11 см с высоты 200 м).

Заключение

Многоуровневые мультиспектральные исследования золоотвалов и иных мест хранения промышленных отходов, оказавшихся внутри городской застройки, показали принципиальную возможность осуществления их дистанционной диагностики с использованием авиасъемки и данных спутникового РСА зондирования. Для организации системы мониторинга зоотвалов необходимо привлечение низколетающих беспилотных средств, позволяющих существенно повысить пространственное разрешение датчиков, и дальнейшее совершенствование измерительной аппаратуры за счет увеличения ее чувствительности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кондратьев К. Я., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М., Мелентьев В. В. (1973). Определение некоторых физических характеристик поверхностного слоя почвы по радиотепловому излучению / Доклады АН СССР. Том 20. № 2. С. 342—345.

Кондратьев К. Я., Григорьев А. А., Жвалев В. Ф., Мелентьев В. В. (1985). Комплексные исследования пыльных бурь в Приаралье // Метеорология и гидрология. № 4. С. 32—38.

Кондратьев К. Я., Мелентьев В. В., Назаркин В. А. (1992). Космическая дистанционная индикация акваторий и водосборов. — СПб: Гидрометеониздат. 248 с.

Мелентьев В. А., Нагли Е. З. (1968). Гидрозолоудаление и золоотвалы. — М.: Энергия. 236 с.

Мелентьев Л. А. (1987). Еще раз о структуре ТЭЦ в Европейской части СССР // Теплоэнергетика. № 6. С. 58—89.

Словарь-справочник терминов и национальных стандартов ПНСТ 21-2014.

Черноок В. И., Болтнев А. И., Бузников А. А., Васильев А. Н., Михалин В. А., Черноок И. В., Мелентьев В. В. (2019). Мультиспектральная авиасъемка тюленей на льдах с использованием нескольких БПЛА с большой дальностью полетов / Труды межд. конференции «Региональная информатика» — СПб: Изд-во ЛЭТИ. С. 62—78.

УДК 551.491.818

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ
ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
НА ВОДНОИСПАРИТЕЛЬНЫХ УСТАНОВКАХ ВНИГЛ
ЗА ПЕРИОД 1950—2019 ГОДОВ**

И. Л. Калюжный, Ф. Ю. Решетников

Государственный гидрологический институт
199004 Санкт-Петербург, В.О., 2-я линия, 23
E-mail: hfl@mail.ru

Поступила в редакцию 15.06 2020
Поступила после доработки 2.09.2020

Введение

Информация об испарении с водной поверхности необходима для изучения процессов теплообмена в приземном слое между подстилающей поверхностью и атмосферой и рационального использования водных ресурсов в конкретных регионах России. В надежных данных по испарению с водной поверхности заинтересованы многие научные, проектные и коммерческие организации страны. Без них практически невозможно проектировать, а в дальнейшем и эксплуатировать водохранилища, предназначенные для регулирования стока, обеспечения оптимального режима выработки электроэнергии, водозабора на сельскохозяйственное и бытовое водоснабжение.

Весомый вклад в разработку инструментальных и расчетных методов получения данных об испарении, а также в исследование процесса испарения с водной поверхности внесен Валдайской гидрологической лабораторией Государственного гидрологического

института (ВНИГЛ), располагающей уникальными водно-испарительными площадками.

Основные задачи исследования и пути их решений

Основными задачами исследований в области испарения являются установление физических закономерностей этого процесса в зависимости от гидрометеорологических условий и ряда природных и антропогенных факторов. Для получения экспериментальных данных были разработаны приборы, методики измерений и методы расчета испарения. В основу инструментального метода положено создание эталонного бассейна и портативного прибора, предназначенного для проведения наблюдений за испарением с водной поверхности на сети метеорологических станций.

Первый этап работ и его основные результаты

Работы по изучению испарения во ВНИГЛ были начаты в 1950 г. путем постановки специальных наблюдений на Методической водно-испарительной площадке, а в 1952 г. — и на плавучей водно-испарительной установке на Валдайском озере. Для определения режимных характеристик испарения с водной поверхности были установлены испарительные бассейны площадью 100 и 20 м² и глубиной 1,5 м. Для выбора и обоснования конструктивных особенностей водноиспарительных приборов были организованы наблюдения по 16-и испарителям цилиндрической формы с различной площадью испаряющей поверхности, различной глубиной и высотой бортика относительно подстилающей поверхности.

В 1960—1965 гг. на водноиспарительных площадках ВНИГЛ был выполнен значительный комплекс работ по уменьшению потерь воды на испарение посредством применения мономолекулярных пленок и оценок эффективности этого метода в различных гидрометеорологических условиях.

В 1966 и в последующие годы проводились комплексные исследования процесса испарения с загрязненных стоков, накопителей

вод промышленных предприятий и различных искусственно приготовленных растворов.

Выполненные исследования позволили установить, что для испарителей малых размеров на интенсивность испарения влияет горизонтальный относ. водяного пара, адвективный приток тепла к водной массе испарителя из окружающего воздуха, приток тепла из верхних слоев почвы и высота бортика испарителя, вызывающего дополнительный турбулентный поток. С увеличением площади испаряющей поверхности влияние этих факторов уменьшается, а при испаряющей поверхности в 20 м^2 интенсивность испарения стабилизируется. Результаты наблюдений за 14-летний период показали, что значения испарения с бассейнов площадью 20 и 100 м^2 отличаются в пределах 1% , причем испарения по бассейну 100 м^2 превышают испарения с бассейна 20 м^2 . В результате за эталон был принят испарительный бассейн площадью 20 м^2 , глубиной 2 м и высотой бортика 15 см . Показания прибора определяют только гидрометеорологические характеристики конкретной зоны.

В качестве прибора для массовых измерений испарения на сети гидрометеорологических станций был принят испаритель площадью $0,3 \text{ м}^2$, глубиной $0,65 \text{ м}$ и высотой бортика $7,5 \text{ см}$, показания которого устойчиво связаны с показаниями эталонного бассейна площадью 20 м^2 . В дальнейшем он получил наименование испаритель ГГИ-3000. Подробно результаты такого исследования представлены в работах (Урываев, 1953, 1954; Кузнецов, 1954а, 1954б, 1964, 1969; Константинов, 1963; Константинов и др., 1960; Голубев, 1964).

На основании выполненных методических работ сеть водноиспарительных станций на территории СССР была реорганизована, основным эталоном принят бассейн площадью 20 м^2 , а массовым сетевым прибором — испаромер (испаритель) ГГИ-3000.

В 1961—1962 гг. на территории СССР действовало 336 пунктов наблюдений, из которых 46 были оснащены бассейнами, а остальные — испарителями ГГИ-3000, среди которых было 20 плавучих установок. Принципы создания и модернизации сети изложены в работах (Викулина, Натрус, 1964; Кузнецов и др., 1969).

Наблюдения за испарением с водной поверхности первоначально выполнялись в соответствии с требованиями Наставления гидрометеорологическим станциям по производству наблюдений над испарением (Наставление..., 1951). Второе издание Наставления, дополненное разделами анализа и обработки результатов наблюдений, вышло в свет в 1961 г. Опыт работы сети водноиспарительных станций за 20—25 лет был обобщен в третьем, переработанном и дополненном издании Наставления (1985).

Наблюдения за испарением с водной поверхности на Методической площадке ВНИГЛ в 1974—1991 гг.

С 1974 г. на Методической площадке ВНИГЛ исследования проводились с целью получения региональных характеристик испарения с водной поверхности, уточнения редуцированных коэффициентов по натурным наблюдениям, испытания и сравнения новых отечественных и зарубежных приборов.

Для этого на Методической площадке на постоянной основе функционировали следующие бассейны и испарители:

— испарительный бассейн площадью водного зеркала 100 м², диаметром 11,3 м, глубиной 1,45 м и высотой бортика бассейна над уровнем воды в нем 15 см;

— испарительный бассейн площадью 20 м², глубиной 1,40 м и высотой бортика 10 см;

— испарительный бассейн площадью 3 м², глубиной 0,60 м и высотой бортика 7,5 см;

— два испарителя ГГИ-3000 площадью 0,3 м², глубиной 0,65 м и высотой бортика 7,5 см;

— теплоизолированный испаритель Х-3 (изготовленный в США) площадью 0,3 м², глубиной 0,65 м и высотой бортика 7,5 см;

— теплоизолированный испаритель ГГИ-3000ТМ (изготовленный в России) площадью 0,3 м², глубиной 0,65 м и высотой бортика 7,5 см (Калужный и др., 1980).

Наблюдения проводились по методике, изложенной в Наставлении (1961, 1985).

С 1975 по 1982 г. были организованы и проведены наблюдения над испарением с водной поверхности Валдайского озера по приборам, размещенным на плавучей водноиспарительной платформе. На плоту, оборудованном системой волногашения, были установлены бассейны с площадью водного зеркала 1 и 3 м² и испаритель ГГИ-3000. В это же время была разработана и проходила испытания специальная плавающая платформа с испарительным бассейном площадью 20 м², который был установлен в карданном подвесе, что позволило стабилизировать его положение при волнении. Измерения проводились на плоту, данные по радиоканалу передавались на берег.

Критический анализ материалов наблюдений, полученных на Методической площадке, позволил выявить ряд важных закономерностей. Установленным фактом является тесная связь между показаниями всех приборов, по которым проводятся наблюдения. Коэффициенты корреляции декадных и месячных величин составляют не ниже 0,96. В качестве примера на рис. 1 представлены результаты измерений по опорному бассейну 20 м² и испарителю ГГИ-3000 (коэффициент корреляции $R = 0,964$).

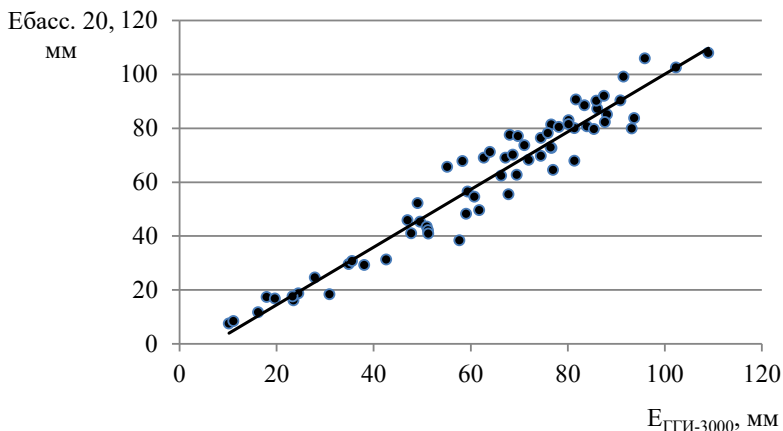


Рис. 1. Связь месячных значений испарения, по измерениям в бассейне 20 м² и испарителе ГГИ-3000. Методическая площадка ВНИГЛ.

Таблица 1

**Уравнения регрессии между испарением
с водной поверхности (E , мм/мес.) по опорному бассейну
и другим испарителям, установленным
на Методической площадке ВНИГЛ
(данные наблюдений за период 1974—1991 гг.)**

Уравнение регрессии	Статистические характеристики		
	R^2	R	n
$E_{\text{бас.20}} = 0,985 E_{\text{бас.100}} + 0,68$	0,991	0,995	81
$E_{\text{бас.100}} = 1,006 E_{\text{бас.20}} - 0,14$			
$E_{\text{бас.20}} = 0,981 E_{\text{бас.3}} + 2,34$	0,969	0,984	69
$E_{\text{бас.20}} = 1,059 E_{\text{ГТИ-3000}} - 5,74$	0,930	0,964	85
$E_{\text{ГТИ-3000}} = 0,878 E_{\text{бас.20}} + 9,39$			
$E_{\text{бас.20}} = 0,735 E_{\text{ТМ}} + 8,02$	0,948	0,974	87
$E_{\text{ТМ}} = 1,290 E_{\text{бас.20}} - 6,64$			

Полученные уравнения (см. табл. 1) позволяют определить испарение по конкретному прибору, используя наблюдаемое значение по опорному бассейну, и таким образом ликвидировать пропуски и иные погрешности в наблюдениях.

Результаты наблюдений над испарением с водной поверхности по данным ВНИГЛ за период 1974—1991 гг. приведены в табл. 2.

Анализ результатов наблюдений свидетельствует об увеличении испарения по мере увеличения испаряющей поверхности. Объясняется это тем, что с возрастанием площади испаряющей поверхности и объема водной массы уменьшается доля тепла, расходуемого на теплообмен бассейна с грунтом, а значит, увеличивается доля тепла, расходуемого на испарение, и испарение возрастает с увеличением площади испаряющей поверхности до 20 м². Далее эта зависимость стабилизируется.

Таблица 2

**Испарение с водной поверхности (E мм/мес.)
по данным наблюдений на Методической площадке ВНИГЛ
за период 1974—1991 гг.**

Испарение	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	Испарение за май— октябрь
<i>Бассейн площадью 100 м²</i>							
$E_{\text{ср.}}$	64,6	79,9	85,7	68,9	40,9	11,2	351,2
E_{max}	90,4	105,7	108,2	85,7	85,7	23,2	
E_{min}	43,3	51,6	67,2	49,8	27,3	0,0	
<i>Бассейн площадью 20 м²</i>							
$E_{\text{ср.}}$	65,8	80,0	84,6	68,4	38,2	11,6	348,6
E_{max}	90,3	105,4	107,9	83,7	48,2	24,6	
E_{min}	41,0	52,1	70,1	49,6	27,9	0,0	
<i>Бассейн площадью 3 м²</i>							
$E_{\text{ср.}}$	65,7	78,7	81,4	66,1	37,2	10,3	339,4
E_{max}	92,2	103,6	115,8	82,9	59,1	22,9	
E_{min}	46,4	52,6	68,1	48,6	25,5	0,0	
<i>Испаритель ГГИ-3000 площадью 0,3 м²</i>							
$E_{\text{ср.}}$	68,9	76,4	80,9	73,6	47,7	13,8	362,3
E_{max}	99,0	99,4	102,3	93,7	93,7	27,9	
E_{min}	47,8	49,1	64,0	59,7	28,8	0,0	
<i>Испаритель теплоизолированный ГГИ-3000 ТМ площадью 0,3 м²</i>							
$E_{\text{ср.}}$	81,9	98,7	101,7	78,6	38,6	10,2	409,6
E_{max}	114,5	129,3	128,2	114,8	48,0	22,6	
E_{min}	55,2	66,8	86,6	60,9	23,5	0,0	

Характерно, что средняя величина испарения по теплоизолированному испарителю на 58,4 мм (на 16,6 %) больше, чем по бассейну площадью 20 м². Тепловая изоляция испарителя ГГИ-3000ТМ, определенная расчетным путем, практически полностью прекращает теплообмен испарителя с почвой (Калужный

и др., 1980). Поглощенная солнечная радиация расходуется в основном на испарение и нагрев водной массы испарителя. В испарителе ГГИ-3000, в котором тепловая изоляция отсутствует, происходит еще и теплообмен с почвой, как и в испарительном бассейне площадью 20 м². Средняя величина испарения по испарителю ГГИ-3000 на 13,7 мм (или на 3,9 %) больше, чем по бассейну площадью 20 м². Отсюда следует, что удельные расходы тепла в бассейне площадью 20 м² и испарителе ГГИ-3000 близки между собой. В ранее проведенных исследованиях (Кузнецов, 1954б) тепловая изоляция не обеспечивала прекращения теплообмена испарителя с почвой.

На рис. 2 показан сезонный ход испарения по приборам, установленным на Методической площадке в 1974—1987 гг., а в табл. 3 приведены суммы испарения за сезон, полученные с 1974 по 1991 г.

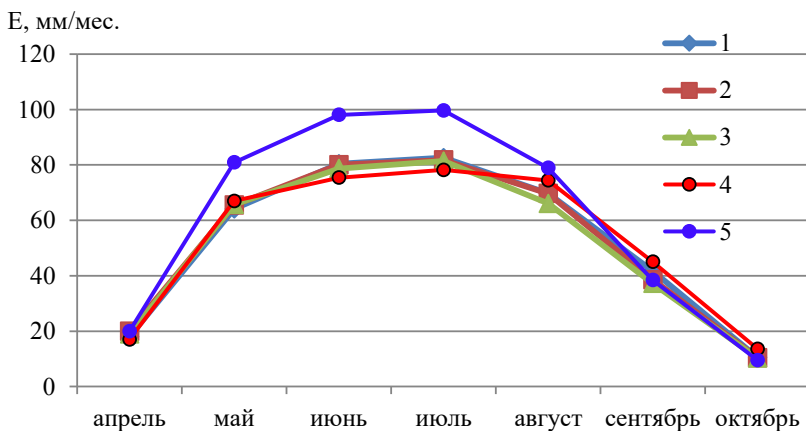


Рис. 2. Сезонный ход испарения с водной поверхности на Методической площадке ВНИГЛ (осреднение за период с 1974 по 1991 г.):
 1 — бассейн 100 м²; 2 — бассейн 20 м²; 3 — бассейн 3 м²;
 4 — испаритель ГГИ-3000; 5 — теплоизолированный испаритель ГГИ-3000ТМ.

Таблица 3

**Испарение (мм) за май—октябрь по данным наблюдений
на Методической площадке ВНИГЛ
за период с 1974 по 1991 г.**

Год	Испарители				
	Бассейн 100 м ²	Бассейн 20 м ²	Бассейн 3 м ²	Испаритель ГИИ-3000	Испаритель ГИИ-3000ТМ
1974	341,9	342,3	323,4	328,2	358,5
1975	475,0	429,3	436,0	450,4	501,9
1976	298,7	299,5	315,4	320,4	337,4
1977	361,8	357,8	331,8	348,4	411,0
1978	304,0	317,6	318,2	314,5	373,3
1979	382,8	385,1	371,0	381,0	453,5
1980	340,0	333,8	328,1	319,1	389,5
1981	387,7	388,9	378,6	387,1	431,7
1982	321,4	325,7	316,1	354,4	391,8
1983	350,6	346,8	341,1	363,1	416,3
1984	324,4	316,9	317,8	341,9	381,3
1985	354,4	353,2	351,6	356,1	441,8
1986	363,6	364,3	343,9	375,7	428,2
1987	280,4	276,0	277,3	309,3	338,3
1988	381,6	383,7	—	406,9	472,7
1990	408,6	407,7	—	451,5	454,0
1991	341,2	335,7	—	415,9	420,2
<i>E</i> _{ср.}	354,0	350,8	339,3	366,1	411,8
<i>E</i> _{max}	475,0	429,3	436,0	451,5	501,9
<i>E</i> _{min}	280,4	276,0	277,3	309,3	337,4

Установлено, что на Валдае различия сезонных величин испарения по бассейнам не выходит за пределы 1—1,5 %. Несколько больше различаются результаты, получаемые по бассейнам и испарителю ГИИ-3000 — около 3,4 %. Из этого следует, что площадь водного зеркала испарителя без тепловой изоляции влияет на среднюю многолетнюю величину сезонного испарения. С учетом этого для условий Валдая среднемесячное испарение определяется по показаниям опорного бассейна 20 м². При продолжительности ряда в 16 лет погрешность определения среднего за сезон значения испарения близка к 6 %.

В табл. 4 приведены средние многолетние месячные значения испарения с водной поверхности, полученные в бассейне 20 м², и их статистические характеристики. Из-за малого количества случаев наблюдений значение испарения в апреле условно принято равным 20 мм.

Таблица 4

**Сезонный ход испарения с водной поверхности
по данным наблюдений на Методической площадке ВНИГЛ
за период с 1974 по 1991 г.**

Месяц							Сумма за сезон
апрель	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	
<i>Испарение по бассейну площадью 20 м², мм</i>							
20*	65,8	79,2	84,6	68,4	38,2	11,6	367,9
<i>Испарение по бассейну площадью 20 м², в % от суммы за сезон</i>							
5,4*	17,9	21,5	23,0	18,6	10,4	3,2	100
<i>Коэффициент вариации величин испарения</i>							
0,6*	0,22	0,18	0,15	0,14	0,19	0,64	0,10

Примечание.

* Данные за неполный месяц.

Наибольшая изменчивость месячных величин испарения наблюдается в мае—июне (0,18—0,22) и в сентябре—ноябре

(0,19—0,64). Наименьшая изменчивость наблюдается в июле—августе. Коэффициент вариации сезонной величины испарения не превышает 0,10.

Наблюдения за испарением с воды на Береговой площадке ВНИГЛ в 1997—2019 гг.

Наблюдения на Береговой площадке были организованы для определения характеристик испарения в зоне влияния водной массы озера (т. е. в условиях наибольшего приближения к открытой водной поверхности) и степени устойчивости переходных коэффициентов, а также для испытания приборов и оборудования.

Береговая площадка, общий вид которой приведен на рис. 3, размещена непосредственно в 20—25 м от уреза Валдайского озера.



Рис. 3. Береговая водноиспарительная площадка ВНИГЛ.

На переднем плане бассейн площадью 20 м², слева направо: американский испаритель, бассейн площадью 3 м², испаритель ГГИ-3000ТМ.

На ней установлены бассейны с площадью испаряющей поверхности 20 и 3 м², испаритель ГГИ-3000, два теплоизолированных испарителя ГГИ-3000ТМ (один — в грунте, другой — на поверхности почвы), испаритель США, установленный на деревянной подставке. Технические характеристики приборов аналогичны установленным на Методической площадке ВНИГЛ. Особенностью Береговой площадки является высокая и относительно постоянная влажность почвы, обусловленная близким уровнем грунтовых вод. Теплообмен водной массы испарителя с почвой становится зависимым только от градиента температур между этими средами.

Декадные и месячные значения испарения по показаниям всех приборов близки между собой (коэффициент корреляции 0,96 и более). На рис. 4 приведена зависимость результатов наблюдений, выполненных в бассейне 20 м², и испарителем ГГИ-3000ТМ ($R = 0,978$), а в табл. 5 представлены уравнения регрессии, устанавливающие связь испарения, полученного по бассейну 20 м² и другим приборам, размещенным на Береговой площадке. Результаты многолетних наблюдений на Береговой площадке приведены в табл. 6.

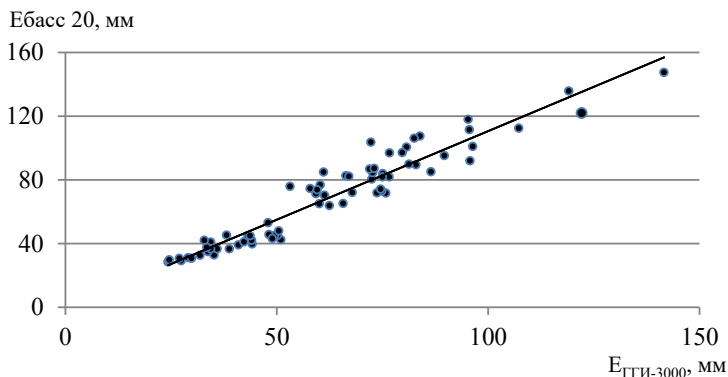


Рис. 4. Связь месячных значений испарения, измеренных в бассейне 20 м² и испарителем ГГИ-3000. Береговая площадка ВНИГЛ.

Таблица 5

**Уравнения регрессии между испарением
с водной поверхности (E , мм/мес.) по опорному бассейну
и приборами, установленными на Береговой площадке ВНИГЛ
(данные наблюдений за период 1997—2019 гг.)**

Уравнение регрессии	Статистические характеристики	
	R^2	R
$E_{\text{бас.20}} = 1,047 E_{\text{бас.3}} - 0,88$	0,978	0,989
$E_{\text{бас.20}} = 1,112 E_{\text{ГТИ-3000}} - 0,68$	0,920	0,959
$E_{\text{бас.20}} = 0,792 E_{\text{ТМ}} + 6,60$	0,956	0,978
$E_{\text{бас.3}} = 1,043 E_{\text{ГТИ-3000}} + 2,00$	0,949	0,974
$E_{\text{бас.3}} = 0,749 E_{\text{ТМ}} + 7,94$	0,954	0,977

Таблица 6

**Испарение с водной поверхности (мм/мес.)
по данным наблюдений на Береговой площадке ВНИГЛ
за период 1997—2019 гг.**

Испарение	Месяц					Сумма за май—сентябрь
	май	июнь	июль	август	сентябрь	
<i>Бассейн площадью 20 м²</i>						
$E_{\text{ср.}}$	30,6	91,4	94,3	77,4	40,7	334,4
E_{max}	41,9	121,7	147,2	100,9	53,0	414,1
E_{min}	20,2	63,8	69,9	64,7	28,4	283,9
<i>Бассейн площадью 3 м²</i>						
$E_{\text{ср.}}$	30,5	88,0	90,2	74,8	42,7	326,3
E_{max}	38,7	119,9	144,5	101,4	56,2	414,5
E_{min}	20,2	63,3	64,9	53,3	29,6	280,2

Продолжение таблицы 6

Испарение	Месяц					Сумма за май—сентябрь
	май	июнь	июль	август	сентябрь	
<i>Испаритель ГГИ-3000 площадью 0,3 м²</i>						
$E_{\text{ср.}}$	28,8	80,3	80,9	69,3	41,7	301,0
E_{max}	35,9	122,2	141,6	96,4	51,0	418,1
E_{min}	21,0	59,3	53,2	54,7	31,9	248,5
<i>Испаритель теплоизолированный ГГИ-3000ТМ площадью 0,3 м²</i>						
$E_{\text{ср.}}$	35,2	107,5	108,8	82,9	40,1	374,4
E_{max}	49,5	147,6	164,6	106,6	49,7	476,7
E_{min}	22,9	84,8	67,1	64,4	30,3	315,5

Поскольку периоды проведения наблюдений на Методической и Береговой площадках не совпадают, то дать оценку отклонения величин испарения по показаниям испарителей ГГИ-3000 и ГГИ-3000ТМ от показаний бассейна площадью 20 м² возможно, только используя уравнения, приведенные в табл. 1 и 5. Результаты расчетов (табл. 7) по этим уравнениям показали, что испаритель ГГИ-3000 по отношению к бассейну площадью 20 м² уменьшает испарения в среднем на 9,2 %, а испаритель ГГИ-3000ТМ, наоборот, увеличивает его на 14,1 %. Увеличение испарения по теплоизолированному испарителю на 16,6 % на Методической площадке близко к результату, полученному на Береговой площадке (14,1 %). Эту разность в 2,5 % можно объяснить тем, что в районе Береговой площадки дефицит влаги в приземном слое воздуха несколько меньший, чем на Методической.

Взаимосвязь между величинами испарения с бассейна 3 м², расположенного на плоту в озере Валдайском, и теплоизолированного испарителя, установленного в грунте, приведенная на рис. 5, определяется выражением вида:

$$E_{\text{бас.3}} = 0,926 \cdot E_{\text{ГГИ-3000ТМ}} + 9,67,$$

где $E_{\text{басс.3}}$ и $E_{\text{ГГИ-3000TM}}$ — месячные величины испарения по бассейну площадью 3 м² и теплоизолированному испарителю соответственно.

Таблица 7

Сравнение значений испарения, полученных по бассейну площадью 20 м² и испарителям ГГИ-3000 и ГГИ-3000TM. Береговая площадка ВНИГЛ

Параметр	Месяц						Среднее
	май	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	
E (мм) бассейн 20 м ²	30	90	100	80	40	15	
ΔE_1 (%) ГГИ-3000	-8	-9,4	-9,5	-9,2	-8,5	-6	-9,2
ΔE_2 (%) ГГИ-3000TM		+17,0	+17,9	+15,9	+5,5		+14,1

Примечание: $\Delta E_1 = (E_{\text{ГГИ-3000}} - E)/E$;
 $\Delta E_2 = (E_{\text{ГГИ-3000TM}} - E)/E$.

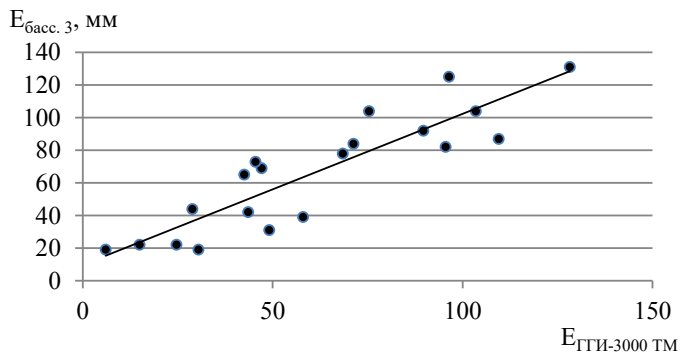


Рис. 5. Связь месячных значений испарения, измеренных в бассейне 3 м² и испарителе ГГИ-3000TM. Береговая площадка ВНИГЛ.

Заключение

Исследования, проведенные на водно-испарительном комплексе Валдайского филиала ФГБУ «ГГИ», внесли весомый вклад в разработку инструментальных и расчетных методов получения данных об испарении, а также в изучение процесса испарения с водной поверхности.

По итогам первого этапа работ были установлены основные технические характеристики сетевых приборов: испарителя ГГИ-3000 и бассейна-эталоны площадью 20 м².

На последующих этапах были получены характеристики испарения по испарителям и бассейнам, установленным на суходоле, береговой зоне озера и на плоту, позволившие установить корреляционные связи, используемые в дальнейшем при восстановлении пропусков и устранении ошибок в наблюдениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викулина З. А., Натрус А. А. (1964). Современное состояние и первоочередные задачи по развитию водноиспарительной сети на территории СССР / Материалы Межведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. — Валдай: Изд-во ГГИ. С. 125—136.

Голубев В. С. (1964). Расчет испарения с водной поверхности с учетом площади водоема / Материалы межведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. — Валдай: Изд-во ГГИ. С. 33—42.

Калюжный И. Л., Голубев В. С., Федорова Т. Г. (1980). Теплоизолированный водный испаритель ГГИ-3000ТМ и результаты его испытаний // Труды ГГИ. Вып. 266. С. 74—85.

Константинов А. Р. (1963). Испарение в природе. — Л.: Гидрометеиздат. 590 с.

Константинов А. Р., Федорова Т. Г., Голубев В. С. (1960). Влияние различных факторов на показания водных испарителей, установленных на суше // Труды ГГИ. Вып. 76. С. 67—111.

Кузнецов В. И. (1954а). О переходных коэффициентах наземных испарителей ГГИ-3000 // Труды ГГИ. Вып. 45 (99). С. 142—156.

Кузнецов В. И. (1954б). Исследование влияния тепловой изоляции на показание водных испарителей // Труды ГГИ. Вып. 45 (99). С. 173—181.

Кузнецов В. И. (1964). Расчеты испарения с поверхности открытых и зарастающих водоемов на основе данных экспериментальных исследований / Материалы межведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. — Валдай: Изд-во ГГИ. С. 7—21.

Кузнецов В. И. (1969). Исследования испарения с водной поверхности // Труды ГГИ. Вып. 176. С. 127—148.

Кузнецов В. И., Голубев В. С., Урываев В. А. (1969). Основные принципы рационализации водноиспарительной сети на территории СССР / Материалы межведомственного совещания по проблеме изучения испарения с водной поверхности. — Валдай: Изд-во ГГИ. С. 245—252.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам (1951). Вып. 7, ч. II. Наблюдения над испарением с водной поверхности на гидрометеорологических станциях. — Л.: Гидрометеоиздат. 59 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам (1961). Вып. 7, ч. II. Наблюдения над испарением с водной поверхности на гидрометеорологических станциях. — Л.: Гидрометеоиздат. 94 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам (1985). Вып. 7, ч. II. Наблюдения над испарением с водной поверхности на гидрометеорологических станциях. — Л.: Гидрометеоиздат. 104 с.

Урываев В. А. (1953). Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. — Л.: Гидрометеоиздат. 232 с.

Урываев П. А. (1954). Влияние на показания водных испарителей их размеров и грунтов, в которых они установлены // Труды ГГИ. Вып. 45 (99). С. 157—172.

Теоретические исследования по глобальной электрической цепи в атмосфере (обзор). Морозов В. Н. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 6—33.

Рассмотрен обзор теоретических работ по глобальной электрической цепи в атмосфере, выполненных, как в Российской Федерации, так и за рубежом. Получены основные результаты, как для стационарных, так нестационарных моделей. Для стационарных моделей рассматривается задача об интерпретации кривой Карнеги, описывающей глобальную, унитарную вариацию напряженности электрического поля анализируется влияние солнечной активности на модуляцию интенсивности галактических космических лучей, анализируется влияние аэрозольной составляющей атмосферы на глобальную электрическую характеристику атмосферы-потенциал ионосферы. Для нестационарных моделей исследуется влияние молниевых разрядов на вариации потенциала ионосферы. Поскольку, как следует из приведенных в статье работ основным генератором электрического поля атмосферы являются грозовые облака, то необходимо развитие математической модели грозового облака, которая подключается к модели глобальной электрической цепи.

Ключевые слова: глобальная электрическая цепь, потенциал ионосферы, электрическая проводимость атмосферы, токи грозовых генераторов, численные модели глобальной электрической цепи.

Табл. 1. Библ. 56.

УДК 551.509

Об эффективности воздействия льдообразующими реагентами на конвективные облака. Дрофа А. С. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 34—50.

С использованием 3-мерной численной модели конвективного облака проведено исследование воздействия на конвективные облака льдообразующими реагентами для искусственного увеличения осадков. На примере облаков, характерных для двух различных регионов России, выяснены условия получения максимально возможного количества дополнительных осадков. Для получения значительного количества дополнительных осадков при относительно небольших расходах реагента необходимо существование в облаках достаточно больших площадей в переохлажденной зоне облака, где, при внесении искусственных ядер кристаллизации, реализуются необходимые условия эффективного преобразования облачных капель в ледяные частицы.

Ключевые слова: конвективные облака, льдообразующие реагенты, эффективность осадкообразования, ядра кристаллизации.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 16.

УДК 551.576

Экспериментальные исследования льдообразующей эффективности пиротехнического состава АД1 с добавками цинка. Хучинаев Б. М., Байсиев Х.-М. Х., Геккиева С. О., Будаев А. Х. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 51—60.

Представлены результаты лабораторных экспериментов по исследованию возможности дальнейшего увеличения эффективности пиротехнических составов используемых в противогородовых изделиях (ПГИ) типа «Алазань-6» и «Алазань-9». В качестве опытного материала был использован пиротехнический состав АД1 с добавлением тонкодисперсного порошка цинка, размерами частиц от 0,01—0,05 мм, который вводили в исходный пиротехнический состав в соотношении к общей ее массе 3, 6 и 9 % соответственно.

Ключевые слова: активные воздействия, пиротехнический состав, реагент, льдообразующие частицы, цинк.

Табл. 5. Ил. 3. Библ. 4.

Табл. 5. Ил. 3. Библ. 4.

УДК 551.584.31

Микроклиматическая характеристика района горы Холатчахль (перевал Дятлова) за 1—2 февраля 1959 года. Пигольцина Г. Б. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 61—89.

Представлены результаты микроклиматического экспертного исследования района горы Холатчахль (перевал Дятлова) в Свердловской области. Расчёт значений метеорологических показателей и микроклиматическая характеристика района выполнены за период с 13 часов 1 февраля до 19 часов 2 февраля 1959 года, т.е. за период, включающий время прибытия туристов группы Дятлова на склон г. Холатчахль и следующий день.

Ключевые слова: перевал Дятлова, микроклиматические показатели, горный рельеф, синоптическая обстановка.

Табл. 4. Ил. 7. Библ. 10.

УДК 551.509.54 (470+571)

Мониторинг характеристик гололедно-изморозевых отложений на территории России в холодный сезон 2017/18 гг. Аржанова Н. М., Коршунова Н. Н. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 90—103.

Анализируется режим гололедно-изморозевых отложений в холодный сезон 2017/18 гг. Рассматриваются характеристики каждого вида гололедно-изморозевых отложений, такие как максимальное число дней, максимальный вес и максимальная продолжительность. Рассчитаны нормы, с помощью которых оценивается аномальность режима гололедно-изморозевых отложений. Использованы данные 998 метеорологических станций России.

Ключевые слова: гололед, кристаллическая изморозь, зернистая изморозь, отложение мокрого снега, аномалии.

Ил. 4. Библ. 9.

УДК: 551. 586; 631.675

Оценка влияния изменения климата на оросительную норму сельскохозяйственных культур в Алматинской области Республики Казахстан. Байшоланов С. С., Муканов Е. Н. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 104—117.

Определены сельскохозяйственные культуры, обеспеченные теплом в Алматинской области. Оценена засушливость вегетационного периода в условиях современного и ожидаемого к 2030 и 2050 годам климатов. Рассчитана суммарная водопотребность сельскохозяйственных культур, в условиях современного и ожидаемого к 2030 и 2050 годам климатов. На основе суммарной водопотребности и осадков определена оросительная норма сельскохозяйственных культур в условиях современного и ожидаемого к 2030 и 2050 годам климатов. Ожидаемое изменение климата приведет к росту оросительной нормы сельскохозяйственных культур, в зависимости от продолжительности их вегетации, к 2030 году на 6–10 %, к 2050 году на 14—21 %.

Ключевые слова: сельское хозяйство, орошаемое земледелие, оросительная норма, сельскохозяйственные культуры, вегетационный период, суммарное водопотребление, климат, изменение климата.

Табл. 5. Рис. 1. Библ. 10.

Температура торфяной залежи болот Кольского полуострова.
Каложный И. Л., Лавров С. А. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 118—134.

Многолетние комплексные наблюдения на болотах Кольского п-ва позволили установить основные характеристики температурного режима торфяной залежи от определяющих факторов. Периодичность изменения температуры приземного слоя воздуха обуславливает изменение температуры поверхности болота и залежи. В теплые месяцы года, июнь, июль и август, среднемесячная минимальная температура, соответственно, равна $-2,4$ °С; $0,74$ °С и $-1,6$ °С. В летний период заморозки на болотах наблюдаются от 10 до 25 дней в месяц. Среднегодовая температура, по глубине залежи от 20 до 160 см, равна в среднем $2,2$ °С; температура суходольного участка на этих глубинах равна $3,4$ °С. Среднегодовые амплитуды температуры залежи меньше, чем на суходоле. Математическое моделирование позволило установить тренд динамики среднегодовой температуры торфяной залежи который равен $0,045$ °С /год, что существенно больше чем на суходольном участке.

Ключевые слова: болото, Кольский полуостров, температура поверхности, глубина залежи, тренды температуры.

Табл. 3. Рис. 8. Библ. 10.

УДК 551.510.42

Взвешенные вещества и диоксид азота в атмосфере Санкт-Петербурга: субъективные оценки, измерения, расчеты. Зив А. Д., Двинянина О. В., Соловьева Е. А. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 135—161.

В статье дается небольшой обзор состояния загрязнения воздуха Санкт-Петербурга указанными веществами за пятилетний период 2014-2018. Поскольку избыточная запыленность города довольно очевидна, и это характерно не только для Петербурга, авторам хотелось проследить пространственно-временное изменение концентраций взвешенных частиц и возможную связь этого загрязнения с загрязнением диоксидом азота. На основе последнего сопоставления, а также результатов моделирования средних значений концентраций, делается попытка количественного описания концентраций взвешенных веществ, обусловленных автотранспортом.

Ключевые слова: взвешенные вещества, диоксид азота, моделирование загрязнения воздуха, средние концентрации.

Табл. 4. Рис. 6. Библ. 32

УДК 551.546

Опыт многоуровневого мультиспектрального экомониторинга мест хранения промышленных отходов, оказавшихся внутри городской застройки (на примере золоотвала ТЭЦ-2 на Дальневосточном проспекте). Мелентьев В. В., Мелентьев А. В., Мателёнок И. В., Смирнова А. С., Черноок В. И. Труды ГГО. 2020. Вып. 597, С. 162—171.

Работа посвящена решению важной экологической проблемы контроля свалок промышленных отходов, оказавшихся в связи с развитием городской застройки в пределах урбанизированной агломерации. Показана принципиальная возможность осуществления дистанционной диагностики опасных зон пыления с использованием аэрофотосъёмки и данных спутникового РСА зондирования. Сделан вывод о необходимости существенной доработки измерительной аппаратуры и привлечения низколетящих беспилотных средств (дронов), позволяющих существенно повысить пространственное разрешение съёмки.

Ключевые слова: экомониторинг, золоотвал, аэрофотосъёмка, РСА спутниковое зондирование, беспилотные летательные аппараты.

Ил. 6. Библ. 7

УДК 551.491.818

Экспериментальные работы по определению испарения с водной поверхности на водно-испарительных установках ВНИГЛ за период с 1950 по 2019 г. Калужный И.Л., Решетников Ф. Ю. Труды ГГО. 2020. Вып. 597. С. 172—188.

Рассматриваются этапы развития водно-испарительного комплекса Валдайского филиала ФГБУ "ГГИ". Итогом первого этапа работ были установлены, на основании полевых исследований, основные технические характеристики сетевых приборов, испарителя ГГИ-3000 и бассейна-эталона площадью 20 м². Рассматриваются основные результаты последующих этапов определения характеристик испарения по испарителям и бассейнам, установленных на суходоле, береговой зоне озера и на плоту. Показано, что взаимокорреляционные отношения между показанием испарителей определяются коэффициентом корреляции не ниже 0,90—0,97. Наиболее близкие значения величин испарения, по отношению к испарению с бассейна являются показания теплоизолированного испарителя ГГИ-3000ТМ.

Ключевые слова: испарение, водная поверхность, испарители, бассейны, Валдай.

Табл. 7. Рис. 5. Библ. 15.

Theoretical research on the global electrical circuit in the atmosphere (review). Morozov V. N. Proceedings of the MGO. 2020. V. 597. P. 6—33.

A review of theoretical works on the global electrical circuit in the atmosphere, carried out both in the Russian Federation and abroad, is considered. The main results are obtained for both stationary and non-stationary models. For stationary models, the problem of interpreting the Carnegie curve describing the global, unitary variation of the electric field strength is analyzed, the influence of solar activity on the modulation of the intensity of galactic cosmic rays is analyzed, the effect of the aerosol component of the atmosphere on the global electrical characteristic of the atmosphere, the ionosphere potential, is analyzed. For non-stationary models, the effect of lightning bolts on variations in the ionosphere potential is investigated. Since, as follows from the papers cited in the article, thunderclouds are the main generator of the electric field of the atmosphere, it is necessary to develop a mathematical model of thundercloud that connects to the global electric circuit model.

Keywords: global electric circuit, ionosphere potential, atmospheric electrical conductivity, lightning currents, numerical models of the global electric circuit.

Tab. 1. Ref. 56.

About the effectiveness of modifying a convective cloud with ice-forming agents. Drofa A. S. Proceeding of MGO. 2020. V. 597. P. 34—50.

The effects of ice-forming agents on the convective cloud for rainfall enhancement were studied with the use of a numerical 3D-model. Using the example of typical for two different regions of Russia clouds, the conditions for obtaining the maximum possible amount of additional precipitation were clarified.

To obtain a significant rainfall enhancement at relatively low reagent costs it is necessary to have a sufficiently large area in the super cooled zone of the cloud. When artificial nuclei of crystallization are introduced into this area, the necessary conditions for effective transformation of cloud droplets into ice particles must be realized.

Keywords: convective clouds, ice-forming agents, complex method, precipitation formation efficiency, nuclei of crystallization.

Experimental research of the ice-forming efficiency of the AD1 pyrotechnic composition with zinc additions. Khuchinaev B. M., Baisiev H.-M. Kh., Gekkieva S. O., Budaev A. Kh. Proceedings of MGO. 2020. V. 597. P. 51—60.

The results of laboratory experiments to investigate the possibility of further increasing the efficiency of pyrotechnic compositions used in anti-hail products of the Alazan-6 and Alazan-9 type are presented. The pyrotechnic composition AD1 with the addition of finely dispersed zinc powder with particle sizes from 0.01-0.05 mm was used as a test material, which was introduced into the original pyrotechnic composition in a ratio to its total mass of 3, 6 and 9%, respectively.

Keywords: active impact on clouds, pyrotechnic composition, reagent, ice-forming particles, zinc.

Tab. 5. Fig. 3. Ref. 4.

Microclimatic characteristics of the Kholatchakhl mountain region (Dyatlov pass) for February 1—2, 1959. Pigoltsina G. B. Proceedings of MGO. 2020. V. 597. P. 61— 89.

The article presents the results of a microclimatic expert study of the Kholatchakhl mountain area (Dyatlov pass) in the Sverdlovsk region. The calculation of the values of meteorological indicators and the microclimatic characteristics of the given area were carried out for the period from 13:00 on February 1 to 19:00 on February 2, 1959, i.e. for the period including the arrival time of tourists of the Dyatlov group to the slope of Holatchakhl and the next day.

Keywords: Dyatlov pass, microclimatic indicators, mountainous relief, synoptic conditions.

Tab. 4. Fig. 7. Ref. 10.

Tab. 4. Fig. 7. Ref. 10.

Monitoring of glaze and rime coating characteristics over the Russian territory in the cold season of 2017/18. Arzhanova N. M., Korshunova N. N. Proceedings of MGO. 2020. V. 597. C.90—103.

Glaze-ice and rime coating characteristics in the cold season of 2017/18 are analyzed. The characteristics considered are the maximum number of days, weight and duration. Normal values are calculated to estimate the abnormality of glaze-ice and rime coating characteristics. Data from 998 Russian meteorological stations of the Roshydromet National Observation Network are used.

Keywords: glaze ice, crystal rime, granular rime, wet snow deposition, anomalies.

Fig. 4. Ref. 9.

Assessment of the impact of climate change on the irrigation norm of agricultural crops in the Almaty region of the Republic of Kazakhstan. Baisholanov S. S., Mukanov E. N. Proceedings of MGO. 2020. V. 597. P. 104—117.

The agricultural crops which heat supplied in the Almaty region are identified. The aridity of the growing season in the conditions of current and expected climates by 2030 and 2050 is estimated. The total water demand of agricultural crops was calculated under the conditions of modern and expected climates by 2030 and 2050. Based on the total water demand and precipitation, the irrigation norm of crops was determined in the conditions of modern and expected climates by 2030 and 2050. The expected climate change will lead to an increase in the irrigation norm of agricultural crops, depending on the duration of their vegetation, by 2030 by 6–10%, and by 2050 by 14–21%.

Keywords: agriculture, irrigated agriculture, irrigation rate, agriculture crops, vegetation season, total water consumption, climate, climate change.

Tab. 5. Fig. 1. Ref. 10.

Temperature of the peat deposit for marshland of the Kola Peninsula. Kalyuzhny I. L., Lavrov S. A. Proceedings of MGO. 2020. V. 597. C. 118—134.

Long-term integrated observations at marshland of the Kola Peninsula has allowed to assessment relationship between main characteristics of the peat deposit temperature regime and basic affecting factors. Periodicity of the surface air temperature changes cause changes in temperature of the marshland surface and peat deposit. During a warm period of the year (June, July, August) minimal monthly temperature of the marshland surface is correspondingly equal to $(-2,4)$ °C, $0,74$ °C and $(-1,6)$ °C. Marshland frosts within summer are observed from 10 to 25 days per month. Mean annual temperature for peat deposit of depth from 20 to 160 cm is equal to $2,2$ °C, while for upland plots of the same depth mean annual temperature amounts $3,4$ °C. Annual temperature fluctuations for peat deposit is less than for upland plots. Mathematical modeling made it possible to determine a trend of mean annual temperature for peat deposit equal to $0,045$ °C/year, that is significantly more than for upland plots.

Keywords: marshland of the Kola Peninsula, temperature of the peat deposit surface and in depth, affecting factors, temperature trends

Tab. 3. Fig. 8. Ref. 10.

Total suspended particles and nitrogen dioxide in St. Petersburg airhead: subjective assessments, measurements, calculations. Ziv A. D., Dvinyanina O. V., Solov'eva E.A. Proceedings of MGO. 2020. V. 597. C. 135—161.

Paper gives brief overview of the of particulate matter and nitrogen dioxide air pollution in Saint Petersburg, Russian Federation, based on data for 2014-2018. As the dustiness of the city environment is rather evident and this feature concerns the number of other cities in Russia authors analyzed the spatial –temporal patterns of PM pollution and its possible connection to NO₂ pollution. Based on this comparison together with modelling of long term average concentrations authors make the attempt of quantitate evaluation of contribution of the auto transport.

Keywords: particulate matter, nitrogen dioxide, air pollution modelling, average concentrations.

Tab. 4. Fig. 6. Ref. 32

Experience of multispectral multilevel ecomonitoring of the industrial waste storage sites caught up inside the urban development (ash dump located at the Dal'nevostochny avenue as an example). Melentyev V. V., Melentyev A. V., Matelionok I. V., Smirnova A. S., Chernook V. I. Proceedings MGO. 2020. V. 597. P. 162—171.

The work is devoted to solving an important environmental problem - the control of industrial waste dumps located within the urban agglomeration in connection with the development of urban areas. The fundamental possibility of remote diagnostics of hazardous dusty zones using aerial photography and satellite SAR data is shown. It is concluded that a significant improvement of the measuring equipment and the involvement of drones to increase the spatial resolution of the survey is necessary.

Key words: ecomonitoring, waste storage sites, ash areas, satellite SAR survey, multispectral drones.

Fig. 6. Ref. 7.

Experimental work to determine evaporation from the water surface at VNIGL water-evaporation plants for the period from 1950 to 2019. Kalyuzhny I. L., Reshetnikov F. Yu. Proceedings of MGO. 2020. V. 597. C.172—188.

The article discusses the stages of development of the water-evaporation complex of the FSBI “SHI” Valdai branch. As a result of the first stage of work, based on field studies, the main technical characteristics of network devices, a GGI-3000 evaporator and a standard pool of 20 m² were defined. The main results of the subsequent stages of determining the evaporation characteristics by evaporators and pools installed on the dry land, the coastal zone of the lake and on the float are considered. It is shown that the inter-correlation relations between data from the evaporators are determined by a correlation coefficient not lower than 0,90—0,97. The closest values of evaporation in relation to evaporation from the pool are the data from of a thermally insulated evaporator GGI-3000TM.

Keywords: evaporation, water surface, evaporators, pools, Valdai.

Tab. 7. Fig. 5. Ref. 16.

Сборник научных трудов
Труды ГГО. Вып. 597

Подписано в печать 25.09.20. Формат 60x84/16. Бумага офсетная.

Печать офсетная. Печ. л. 12,625. Тираж 300 экз. Заказ №8425.

Изготовлено в ООО «Д'АРТ». 195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков, д. 28Ц, оф. 1Н.