

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

613

Под редакцией

д-ра физ.-мат. наук В. М. Катцова,

д-ра физ.-мат. наук В. П. Мелешко

Санкт-Петербург

2024

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>

Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова – научный рецензируемый журнал, публикующий результаты теоретических и экспериментальных исследований по актуальным проблемам изменения климата и прогноза погоды, атмосферной диффузии и мониторинга состояния атмосферы, климатологии, дистанционного зондирования атмосферы.

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

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 по специальностям: 1.6.18 – науки о Земле и климате.

Полное библиографическое описание всех статей журнала представлено в Научной электронной библиотеке elibrary.ru с целью формирования Российского индекса научного цитирования (РИНЦ).

Электронные версии журнала доступны на сайте Научной электронной библиотеки <http://elibrary.ru> и в разделе «Труды ГГО им. А.И.Воейкова» на сайте ГГО <http://voeikovmgo.ru>. Публикация в журнале бесплатная.

РЕДАКТОРЫ:

Катцов В.М., д-р физ.-мат. наук;

Мелешко В.П., д-р физ.-мат. наук, заслуженный деятель науки РФ.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Е. М. Акентьева, канд. геогр. наук, С. Ю. Гаврилова, канд. геогр. наук,

Е. Л. Генихович, д-р физ.-мат. наук, А. С. Грицун, д-р физ.-мат. наук,

С. К. Гулев чл. корр. РАН, д-р физ.-мат. наук, А. С. Зайцев, канд. физ.-мат. наук,

В. И. Кириллова, канд. геогр. наук, А. А. Киселев, канд. физ.-мат. наук,

Е. Л. Махоткина, канд. геогр. наук, секретарь редколлегии,

В. Н. Морозов, д-р физ.-мат. наук, Т. В. Павлова, канд. физ.-мат. наук,

Г. Б. Пигольщина, д-р геогр. наук, Е. В. Розанов, канд. физ.-мат. наук,

А. А. Синькевич, д-р техн. наук, И. В. Смирнова, канд. геогр. наук,

А. П. Соколов, канд. физ.-мат. наук, П. В. Спорышев, канд. физ.-мат. наук,

И. А. Тарабукин, канд. физ.-мат. наук, Е. И. Хлебникова, канд. физ.-мат. наук,

С. С. Чичерин, канд. физ.-мат. наук, И. М. Школьник, канд. физ.-мат. наук.

ISSN 0376-1274

© Федеральное государственное бюджетное учреждение «Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова»
2024

Proceedings of the Voeikov Main Geophysical Observatory is a peer-reviewed scientific journal publishing the results of theoretical and experimental research on current issues of climate change and weather forecasting, atmospheric diffusion and atmospheric monitoring, climatology, remote sensing of the atmosphere.

The journal is intended for a wide range of scientists and engineers interested in the results of modern research in the field of meteorology and applied geophysics and their practical application.

The journal is included in the list of leading peer-reviewed scientific journals and publications in which the main scientific results of dissertations for Ph. D. (the scientific degree of candidate and doctor of science) on Earth and climate sciences should be published.

A complete bibliographic description of all articles in the journal is presented in the Scientific Electronic Library elibrary.ru with the aim of forming the Russian Science Citation Index (RSCI).

Electronic versions of publications are available on the website of the Scientific Electronic Library <http://elibrary.ru> and in the section "Proceedings of the Voeikov MGO" on the MGO website <http://voeikovmgo.ru>. Publication in the journal is free.

EDITORS:

Dr. V. M. Kattsov;

Dr. V. P. Meleshko, Honored Scientist of the Russian Federation.

Editorial board

Dr. E. M. Akentyeva, Dr. S. Yu. Gavrilova, Dr. E. L. Genihovich, Dr. A. S. Gritsun, Dr. S. K. Gulev, Dr. A. S. Zaitsev, Dr. V. I. Kirillova, Dr. A. A. Kiselev, Dr. E. L. Makhotkina (Editorial board secretary), Dr. V. N. Morozov, Dr. T. V. Pavlova, Dr. G. B. Pigoltsina, Dr. E. V. Rozanov, Dr. A. A. Sinkevich, Dr. I. V. Smirnova, Dr. A. P. Sokolov, Dr. P. V. Sporyshev, I. A. Tarabukin, Dr. E.I. Khlebnikova, Dr. S. S. Chicherin, Dr. I. M. Shkolnik.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. В. Козлов, Т. В. Павлова, И. М. Школьник.</i> Усовершенствованная схема тепло- и влагообмена суши с атмосферой для моделей регионального климата ГГО.	6
<i>В. А. Фролькис, И. А. Евсиков.</i> Оценка антропогенного потока тепла в течение отопительного периода в городах Российской Федерации с населением не менее полумиллиона человек.	76
<i>Е. Л. Генихович.</i> К расчету рассеивания в атмосфере выбросов загрязняющих веществ от движущихся источников.	134
<i>Д. В. Тимошенко, Г. В. Куповых.</i> Исследования пространственно-временной электрической структуры турбулентного приземного слоя.	156
<i>М. Ч. Залиханов, Б. М. Хучунаев, С. О. Геккиева, А. Х. Будаев.</i> Исследование влияния электрического поля на льдообразующую эффективность кластеров, образующихся при возгонке алюминия в условиях высокой относительной влажности.	169
<i>Ж. Ю. Анпаева.</i> Анализ результатов противогололедных работ в Краснодарском крае за последние 20 лет.	178
<i>Юбилеи</i>	
Людмила Геннадиевна Соколенко (к 75-летию со дня рождения).....	188

CONTENTS

<i>Kozlov A. V., Pavlova T. V., Shkolnik I. M.</i> Improved scheme of heat and moisture exchange between land and atmosphere for MGO regional climate models.	6
<i>Frolkis V. A., Evsikov I. A.</i> Estimation of anthropogenic heat flux during the heating period in cities of the Russian Federation with a population of at least half a million.	76
<i>Genikhovich E. L.</i> On modeling dispersion of atmospheric pollutants from moving sources.	134
<i>Timoshenko D. V., Kupovykh G. V.</i> The turbulent surface layer spatiotemporal electrical structure research.	156
<i>Zalikhanov M. Ch., Khuchunaev B. M., Gekkieva S. O., Budaev A. Kh.</i> Investigation of the effect of an electric field on the ice-forming efficiency of clusters formed during aluminum sublimation in conditions of high relative humidity.	169
<i>Appaeva Zh. Yu.</i> Analysis of the results of anti-hail works in the Krasnodar Territory over the past 20 years.	178
<i>Anniversaries</i>	
Sokolenko Lyudmila Gennadievna (to the 75th birthday).....	188

УДК 551.581.1

УСОВЕРШЕНСТВОВАННАЯ СХЕМА ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА СУШИ С АТМОСФЕРОЙ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА ГГО

А. В. Козлов, Т. В. Павлова, И. М. Школьник

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

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva st., 7

E-mail: kozlov.alexander.vladimirovich@gmail.com

Поступила в редакцию 2.04.2024

Поступила после доработки 17.06.2024

Введение

Схемы описания тепло- и влагообмена суши с атмосферой используются в рамках глобальных и региональных моделей климата для задания физически обоснованного нижнего граничного условия для атмосферного компонента. Кроме того, такие схемы находят применение при решении гидрологических (Гусев и Насонова, 2010; Tangdamrongsub, 2023) и биосферных (Clark et al., 2011) задач.

При формировании климатического режима регионов России важную роль играют физические процессы, включающие криосферный компонент, поскольку около 2/3 площади России занимают многолетнемерзлые грунты, а большая часть территории страны в холодный сезон (в некоторых арктических регионах и в теплый) покрыта снегом. Отсюда следует, что при моделировании взаимодействия тепло- и влагообмена атмосферы с сушей на территории России особое внимание следует уделять качеству описания эволюции снежного покрова.

Снег обладает высоким альбедо ($\sim 0,5-0,8$), низкой теплопроводностью ($\sim 0,1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) и высокой теплоемкостью ($\sim 2100 \text{ Дж кг}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$). Высокое альбедо снега приводит к тому, что большая часть приходящей на снежный покров солнечной радиации отражается, в результате чего температура снежной поверхности оказывается ниже, чем температура свободной от снега поверхности при аналогичных атмосферных условиях. Низкая теплопроводность и высокая теплоемкость снега позволяют снегу термически изолировать почву и растительность от атмосферы и способствует удержанию тепла в почве, контролируя глубину промерзания. Кроме того, зимой снежный покров значительно модифицирует шероховатость земной поверхности; в весенний период таяние снега насыщает почву влагой и способствует началу вегетационного цикла.

Схемы снега в зависимости от степени детализации процессов в снежном покрове принято разделять на три типа (Decharme et al., 2016). Выделяют (1) упрощенные однослойные, (2) многослойные средней сложности (обычно от 2 до 5 слоев) и (3) детальные многослойные (число слоев может достигать нескольких десятков) схемы.

Упрощенные схемы снега появились на начальном этапе развития моделей климата (Manabe, 1969) и продолжают использоваться сейчас (Randers et al., 2016; Гусев и Насонова, 2019; Melton et al., 2019; Мелешко и др., 2014). Однослойные схемы снега могут значительно различаться в описании характеристик снежного покрова. Так, в модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды версии Cy47r3 (ECMWF, 2021) используется однослойная схема снега, к которой альбедо и плотность снежного покрова определяются из эволюционных уравнений (Dutra et al., 2010), в то время как в современной версии схемы снежного покрова, используемой в глобальных моделях общей циркуляции атмосферы и региональных моделях климата ГГО, альбедо снега рассчитывается диагностически на основе температуры поверхности, а плотность снега полагается постоянной (Мелешко и др., 2014).

С развитием вычислительных технологий появилась возможность при сопоставимых вычислительных затратах учитывать в схемах снега

не один, а сразу несколько слоев, что привело к появлению схем снежного покрова средней сложности, которые включают количество слоев, минимально необходимое для воспроизведения реалистичной динамики макроскопических характеристик снега, таких как альбедо, профиль температуры, профиль плотности, наличие жидкой воды в снеге и др. Развитие схем снежного покрова средней сложности началось со схемы, описанной в работе (Anderson, 1976). Сейчас такие схемы широко используются в климатических и прогнозных моделях (Ekici et al., 2014; Decharme et al., 2016; ECMWF, 2023).

Для изучения физических процессов в снеге, а также для прогнозирования схода снежных лавин разрабатываются более сложные схемы снежного покрова, к которым относится физическая модель снега CROCUS (Vionnet et al., 2012). CROCUS уже более 20 лет разрабатывается в Météo France и используется для предсказания схода лавин в горных регионах Франции. Данная модель позволяет моделировать снежный покров с разрешением в несколько десятков слоев, при этом каждый слой снега характеризуется как макроскопическими характеристиками (толщиной, энтальпией, плотностью и возрастом), так и микроскопическими (дендритностью, сферичностью и размером крупинки снега). Высокие вычислительные затраты, с которыми сопряжено использование таких схем, затрудняют проведение с ними расчетов в интерактивном режиме совместно с атмосферными компонентами. Кроме того, результаты проекта по сравнению схем снега ESM-SnowMIP (Grinner et al., 2018, Menard et al., 2021) показывают, что не всегда использование схем снега бóльшей сложности позволяет воспроизводить динамику характеристик деятельного слоя суши ближе к данным наблюдений по сравнению со схемами меньшей сложности. Таким образом, сложные схемы не являются оптимальными при решении задач прогнозирования и климатического моделирования.

В ГГО начиная с 1975 г. схемы тепло- и влагообмена суши с атмосферой создавались для глобальных моделей общей циркуляции атмосферы (Мелешко и др., 1979; Соколов и Шейнин, 1983; Шнееров и др., 1997; 1999; 2001; Мелешко и др., 2014), которые затем использовались в региональных моделях климата (Школьник и др.,

2000; Школьник и др., 2007; Школьник и Ефимов, 2015; Shkolnik et al., 2018). В современной версии региональной модели климата ГГО используется однослойная схема описания снежного покрова а также принят ряд упрощений в описании процессов, протекающих в деятельном слое суши. В частности, термический режим снега и верхнего слоя почвы описывается в рамках одного подхода, где снег и почва представлены «смешанной» средой.

Исследования в рамках проектов PILPS 2(d) (Pitman and Henderson-Sellers 1998; Slater et al. 2001), SnowMIP (Etchevers et al. 2002, 2004), SnowMIP2 (Rutter et al. 2009; Essery et al. 2009) и ESM-SnowMIP (Krinner et al., 2018, Menard et al., 2021) показали, что уточнение описания процессов в деятельном слое суши даже без перехода от однослойной схемы снега к многослойной позволяет значительно повысить качество воспроизведения динамики характеристик деятельного слоя суши.

В предложенной схеме тепло- и влагообмена суши с атмосферой (далее MGOLSM, Main Geophysical Observatory Land Surface Model) термический режим снежного покрова описывается однослойной моделью независимо от верхнего слоя почвы. Температура поверхности суши рассчитывается для нескольких (до 6) типов — это резервуар перехваченных осадков, сухая низкая растительность, открытый снег (снег, покрывающий оголенную почву и низкую растительность), сухая высокая растительность, снег под высокой растительностью и оголенная почва. Для каждого типа компоненты энергетического баланса рассчитываются независимо. Перечислим основные особенности схемы MGOLSM:

- (1) снежный покров может удерживать жидкую воду;
- (2) альbedo снега может изменяться со временем в зависимости от его свойств;
- (3) уравнение энергетического баланса на поверхности суши решается отдельно для каждого типа поверхности, представленного в модельной ячейке, что позволяет учитывать пространственную неоднородность внутри ячейки;

(4) при вычислении турбулентных потоков влаги учитываются механизмы, ограничивающие испарение с оголенной почвы и с растительности;

(5) расчетный поверхностный сток зависит от особенностей орографии внутри ячейки и от свойств почвы;

(6) почва полагается горизонтально однородной внутри ячейки, а по вертикали разбивается на несколько слоев с заданными толщинами и характеристиками;

(7) при моделировании температурного режима почвы учитываются фазовые переходы воды, а при моделировании водного режима почвы — гидравлическая проводимость почвы и транспирация влаги.

1. Описание новой схемы тепло- и влагообмена суши с атмосферой

1.1 Входные характеристики модели MGOLSM

Входной информацией в MGOLSM служат следующие характеристики, рассчитанные с помощью атмосферной модели, либо, полученные по данным реанализа или наблюдений (в случае использования в неинтерактивном режиме):

- 1) удельная влажность воздуха Q_{air} (кг/кг),
- 2) температура воздуха у поверхности суши T_{air} (К),
- 3) абсолютная скорость ветра $|U|$ (м/с),
- 4) поток нисходящей длинноволновой радиации R_{LW}^{\downarrow} (Вт/м²),
- 5) поток нисходящей коротковолновой радиации R_{SW}^{\downarrow} (Вт/м²),
- 6) давление воздуха у поверхности P_{surf} (Па),
- 7) интенсивность крупномасштабных осадков P_{LSP} (кг/м²/с),
- 8) интенсивность конвективных осадков P_{CP} (кг/м²/с),
- 9) интенсивность снегопада $P_{snowfall}$ (кг/м²/с), опционально (если $P_{snowfall}$ не является частью входных данных, то она рассчитывается на основе общей интенсивности осадков и температуры воздуха).

Аэродинамическое сопротивление обратно пропорционально $|U|$, поэтому $|U|$ ограничивается «снизу» величиной 0,1 м/с.

Интенсивность суммарных осадков P_{tot} (кг/м²/с) рассчитывается как сумма интенсивностей крупномасштабных P_{LSP} и конвективных P_{CP} осадков. Доля ячейки F_{prec} , над которой выпадают осадки, рассчитывается по формуле (Niu et al., 2005):

$$F_{prec} = \frac{P_{LSP} + P_{CP}}{P_{LSP} + \frac{P_{CP}}{F_{CP}}}, \quad (1)$$

где $F_{CP} = 0,1$ — доля ячейки, над которой выпадают конвективные осадки.

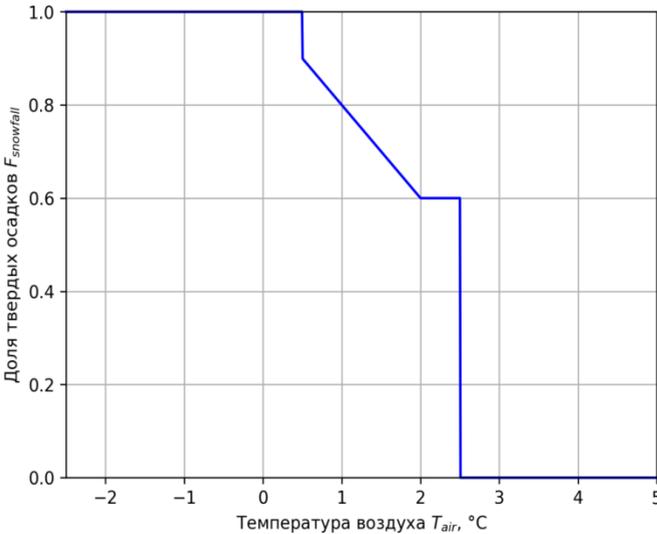


Рис. 1. Зависимость доли твердых осадков $F_{snowfall}$ от температуры воздуха T_{air} согласно схеме Джордана (Jordan, 1991)

Входные поля крупномасштабных и конвективных осадков заданы без разделения на твердую и жидкую фазы воды. Однако для дальнейших расчетов их следует разделить. В зависимости

от входных данных, разделение на жидкую и твердую фазы выполняется разными методами. Если интенсивность снегопада $P_{snowfall}$ входит в набор входных данных, то доля твердых осадков $F_{snowfall}$ определяется как:

$$F_{snowfall} = P_{snowfall} / P_{tot}. \tag{2}$$



Рис. 2. Структура новой схемы тепло- и влагообмена суши с атмосферой

Если интенсивность снегопада $P_{snowfall}$ во входной информации отсутствует, то доля твердых осадков $F_{snowfall}$ определяется согласно схеме Джордана (Jordan, 1991):

$$F_{snowfall}(T_{air}) = \begin{cases} 0.0, & T_{air} > T_0 + 2.5; \\ 0.6, & T_0 + 2.0 < T_{air} \leq T_0 + 2.5; \\ 1.0 + (54.632 - 0.2 T_{air}), & T_0 + 0.5 < T_{air} \leq T_0 + 2.0; \\ 1.0, & T_{air} \leq T_0 + 0.5; \end{cases} \tag{3}$$

где $T_0 = 273,16$ К — температура тройной точки воды.

Данную зависимость иллюстрирует рисунок 1. Интенсивность жидких осадков P_{liq} (кг/м²/с) определяется по формуле $P_{liq} = (1 - F_{snowfall}) \cdot P_{tot}$.

1.2 Типы поверхности суши

В MGOLSM, по аналогии со схемой TESSEL (Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land; Van den Hurk et al., 2000; Viterbo and Beljaars, 1995; Viterbo et al., 1999), которая включена в состав интегрированной системы прогнозирования Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды версии Су47r3 (ECMWF, 2021), поверхность суши разделяется на шесть различных типов (рис. 2), для каждого из которых независимо рассчитываются компоненты энергетического баланса. Рассмотрим каждый из типов поверхности подробнее.

1.2.1 Растительность и оголенная почва

В каждой ячейке задаются доли высокой и низкой растительности, для чего привлекаются либо данные с экспериментальных площадок, либо набор данных Global Land Cover Characterization (GLCC), созданный на основе спутниковых наблюдений за один год (апрель 1992 – март 1993) Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR; Loveland et al., 2000). Данные GLCC покрывают поверхность суши с разрешением 1 км, в каждой ячейке указывается преобладающий тип растительности. Классификация растительности, которая используется в MGOLSM (табл. 1), основана на классификации Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (Dickinson et al., 1993; ECMWF, 2021). На основе данных GLCC для модельной ячейки рассчитываются 4 характеристики:

- 1) доминирующий тип низкой растительности T_L ;
- 2) доминирующий тип высокой растительности T_H ;
- 3) доля ячейки, занятая низкой растительностью, A_L ;
- 4) доля ячейки, занятая высокой растительностью, A_H .

По этим характеристикам рассчитываются эффективная доля ячейки c_H с высокой растительностью, эффективная доля ячейки c_L

с низкой растительностью и эффективная доля ячейки c_B с оголенной почвой (Boussetta et al., 2013):

$$c_H = A_H \cdot c_{veg}(T_H), \quad c_L = A_L \cdot c_{veg}(T_L),$$

$$c_B = 1 - c_H - c_L, \tag{4}$$

где c_{veg} — множитель, характеризующий степень (плотность) покрытия рассматриваемого участка подстилающей поверхности растительностью данного вида (табл. 2).

Таблица 1

Типы растительности

Индекс типа растительности	Тип растительности	Высота растительности: Н — высокая, L — низкая
1	Сельскохозяйственные культуры	L
2	Низкорослая трава	L
3	Вечнозеленые хвойные деревья	H
4	Листопадные хвойные деревья	H
5	Листопадные широколиственные деревья	H
6	Вечнозеленые широколиственные деревья	H
7	Высокорослая трава	L
8	Пустыня	—
9	Тундра	L
10	Орошаемые культуры	L
11	Полупустыня	L

Продолжение таблицы 1

Индекс типа растительности	Тип растительности	Высота растительности: Н — высокая, L — низкая
12	Ледяные шапки и ледники	—
13	Болото	L
14	Внутриконтинентальные воды	—
15	Океан	—
16	Вечнозеленые кустарники	L
17	Листопадные кустарники	L
18	Смешанный лес / редколесье	H
19	Разреженный лес	H
20	Сочетание суши и воды	L

Таблица 2

Табличные значения множителя плотности покрытия растительности c_{veg} , листового индекса LAI_{table} , коэффициента проникновения приходящей коротковолновой радиации в слой (снег или почву), лежащий под «поверхностным слоем», $f_{Rs,table}$ и минимального сопротивления устьиц $r_{s,min,table}$ (ECMWF, 2021)

Индекс типа растительности	c_{veg}	LAI_{table} (M^2/M^2)	$f_{Rs,table}$	$r_{s,min,table}$ (с/м)
1	0,90	3,0	0,05	100
2	0,85	2,0	0,05	100
3	0,90	5,0	0,03	250
4	0,90	5,0	0,03	250
5	0,90	5,0	0,03	175
6	0,99	6,0	0,035	240

Продолжение таблицы 2

Индекс типа растительности	c_{veg}	LAI_{table} (M^2/M^2)	$f_{Rs,table}$	$r_{s,min,table}$ (с/м)
7	0,70	2,0	0,05	10
8	0,00	0,5	0,00	250
9	0,50	1,0	0,05	80
10	0,90	3,0	0,05	180
11	0,10	0,5	0,05	150
12	—	0,0	0,00	0
13	0,60	4,0	0,05	240
14	—	0,0	0,00	0
15	—	0,0	0,00	0
16	0,50	3,0	0,05	225
17	0,50	1,5	0,05	225
18	0,90	5,0	0,03	250
19	0,90	2,5	0,03	175
20	0,60	4,0	0,00	150

1.2.2 Резервуар перехваченных осадков

Под резервуаром перехваченных осадков в модельной ячейке понимают тонкую пленку жидкой воды, которая может лежать поверх прочих типов поверхности, если их температура выше температуры тройной точки воды T_0 . Вода считается находящейся в жидкой фазе при температуре выше температуры тройной точки воды T_0 и в твердой — при температуре ниже T_0 (ECMWF, 2021). Ключевой характеристикой резервуара перехваченных осадков является его влагозапас W_i ($кг/м^2$), который ограничен «сверху» величиной W_{im} ($кг/м^2$) и рассчитывается по формуле (Boussetta et al., 2013):

$$W_{im} = w_{imax} \cdot \rho_{water} \cdot (c_B + c_H \cdot LAI_H + c_L \cdot LAI_L), \quad (5)$$

где $w_{imax} = 0,0002$ м — максимальное количество воды, которое может удержаться на поверхности листа, либо на поверхности оголенной почвы, $\rho_{water} = 1000$ кг/м³ — плотность воды, LAI_H , LAI_L — листовой индекс для высокой и низкой растительности (м²/м²; см. пункт 1.5). Резервуар перехваченных осадков занимает долю ячейки:

$$c_i = \min(1, W_i / W_{im}). \quad (6)$$

1.2.3 Снежный покров

Снежный покров описывается следующими переменными:

- 1) масса снежного покрова на единицу площади S (кг/м²),
- 2) плотность снега ρ_{sn} (кг/м³),
- 3) температура снега T_{sn} (К),
- 4) альбедо поверхности снега α_{sn} .

Масса снежного покрова S рассчитывается для всей ячейки; характеристики с обозначением «sn» — только для доли ячейки, покрытой снегом.

Доля ячейки c_{sn} , занятая снегом, определяется по формуле из работ (Swenson and Lawrence, 2012 и Niu and Yang, 2007):

$$c_{sn} = \tanh \left(\frac{S / \rho_{sn}}{2.5 \cdot z_{0,sn} \cdot (\rho_{sn} / \rho_{sn,new})^{1.6}} \right), \quad (7)$$

где $z_{0,sn} = 0,01$ м — некоторая критическая глубина снега, $\rho_{sn,new} = 100$ кг/м³ — плотность свежавыпавшего снега.

1.2.4 Доли типов поверхности

После определения эффективных долей растительности c_H и c_L , доли снежного покрова c_{sn} и доли резервуара перехваченных осадков c_i рассчитываются доли всех шести типов поверхности суши; их названия и формулы для расчетов долей приведены в табл. 3. В MGOLSM учитываются лишь доли ячейки больше минимального значения c_{min} , характерное значение которого составляет 10^{-5} .

Таблица 3

**Доли типов поверхности суши в новой схеме тепло-
и влагообмена суши с атмосферой**

Индекс	Название типа поверхности суши	Доля ячейки
1	Резервуар перехваченных осадков	$c_i \cdot (1 - c_{sn})$
2	Сухая и свободная от снега низкая растительность	$c_L \cdot (1 - c_{sn}) \cdot (1 - c_i)$
3	Открытый снежный покров	$c_{sn} \cdot (1 - c_H)$
4	Сухая и свободная от снега высокая растительность	$c_H \cdot (1 - c_{sn}) \cdot (1 - c_i)$
5	Снежный покров под высокой растительностью	$c_{sn} \cdot c_H$
6	Оголенная почва	$(1 - c_L - c_H) \cdot (1 - c_{sn}) \cdot (1 - c_i)$

1.3 Альbedo поверхности

Альbedo поверхности складывается из следующих составляющих:

- 1) альbedo поверхности, свободной от снега, $\alpha_{w/o sn}$;
 - 2) альbedo открытого снега (снега, лежащего поверх оголенной почвы и низкой растительности) $\alpha_{exp sn}$;
 - 3) альbedo снега, лежащего под высокой растительностью, $\alpha_{sh sn}$.
- Интегральное альbedo поверхности находится по формуле:

$$\alpha = (1 - c_{sn}) \cdot \alpha_{w/o sn} + c_{sn} \cdot [c_H \cdot \alpha_{sh sn} + (1 - c_H) \cdot \alpha_{exp sn}]. \quad (8)$$

1.3.1 Альbedo свободной от снега поверхности

В каждой ячейке суши задается климатический головой ход альbedo свободной от снега поверхности $\alpha_{w/o sn}$ — 12 среднемесячных значений, которые определяются либо по данным наблюдений на экспериментальных площадках, либо из данных спутниковых наблюдений, например, из набора данных Global Daily Surface Blue-sky Albedo Climatology and Land Cover Climatology Dataset from 20-year MODIS Products (Jia et al., 2022). Значения альbedo свободной от снега поверхности $\alpha_{w/o sn}$ на конкретном шаге по времени восстанавливаются с помощью линейной интерполяции.

1.3.2 Альbedo открытого снежного покрова

В основе параметризации альbedo открытого снега лежат разработки (Douveille et al., 1995; Dutra et al., 2010). При наличии открытого снега его альbedo рассчитывается по формуле:

$$\alpha_{exp sn}^{t+\Delta t} = \alpha_{exp sn}^t + \Delta\alpha \cdot \min\left(1, \Delta t \frac{P_{snowfall}}{10}\right), \quad (9)$$
$$\Delta\alpha = \alpha_{exp sn max}^t - \alpha_{exp sn}^t$$

где Δt — шаг по времени (с).

Таким образом, альbedo открытого снега достигает максимального значения при массе снега 10 кг/м^2 .

Если снег не выпадает, то возможны два случая: когда существует жидкая вода в снеге и когда ее нет. Первый случай реализуется при таянии снега, когда появляется поток талой воды M_{sn} ($\text{кг/м}^2/\text{с}$), или при превышении температурой снега T_{sn} порога $T_0 - d/2$, где d имеет такое значение, что при $T_{sn} > T_0 - d/2$ возможно наличие жидкой воды в снеге (характерное значение $d = 4 \text{ К}$). В таком случае альbedo открытого снега рассчитывается по формуле:

$$\alpha_{exp sn}^{t+\Delta t} = \alpha_{exp sn min} + (\alpha_{exp sn}^t - \alpha_{exp sn min}) \exp(-\tau_f \cdot \Delta t/\tau_1), \quad (10)$$

где коэффициенты $\tau_f = 0,24$ — значение определено в работе (Verseghy, 1991) на основе данных натуральных наблюдений — и $\tau_1 = 86400$ с обеспечивают убывание альbedo в e раз примерно за 4 дня. Во втором случае, когда в снеге нет жидкой воды, альbedo открытого снега рассчитывается по формуле:

$$\alpha_{exp sn}^{t+\Delta t} = \alpha_{exp sn}^t - \tau_a \cdot \Delta t / \tau_1, \quad (11)$$

где коэффициент $\tau_a = 0,008$ — значение определено в работе (Baker et al., 1990) на основе данных натуральных наблюдений — обеспечивает линейное уменьшение альbedo на 0,1 в течение 12,5 суток.

В соответствии с данными наблюдений (Robinson and Kukla, 1984) альbedo открытого снежного покрова $\alpha_{exp sn}$ ограничено «сверху» и «снизу» величинами $\alpha_{exp sn max} = 0,85$ и $\alpha_{exp sn min} = 0,5$.

1.3.3 Альbedo снега под высокой растительностью

Альbedo снега, лежащего под высокой растительностью, $\alpha_{sh sn}$, определяется на основе подхода (Dutra et al., 2010), согласно которому $\alpha_{sh sn}$ полагается константой, зависящей от типа высокой растительности (табл. 4).

Таблица 4

**Альbedo снега под высокой растительностью
(Moody et al., 2007)**

Индекс типа растительности	Название типа растительности	Альbedo снега под высокой растительностью
3	Вечнозеленые хвойные деревья	0,27
4	Листопадные хвойные деревья	0,33
5	Листопадные широколиственные деревья	0,31
6	Вечнозеленые широколиственные деревья	0,38
18	Смешанные лес / редколесье	0,29
19	Разреженный лес	0,29

Значения таких констант определены в работе (Moody et al., 2007), где получены статистические данные об альбедо северного полушария за 5 лет (2000–2004) для покрытых снегом ячеек на основе данных спутниковых наблюдений Terra MODIS.

1.4 Коэффициент излучения поверхности

Коэффициент излучения поверхности ε рассчитывается отдельно для каждого типа поверхности суши (ECMWF, 2021). Для резервуара перехваченных осадков коэффициент излучения поверхности ε_1 принимается постоянным и равным 0,96. Для сухой и свободной от снега низкой растительности, сухой и свободной от снега высокой растительности и снега под высокой растительностью коэффициент излучения поверхности линейно зависит от влажности верхнего слоя почвы θ_1 ($\text{м}^3/\text{м}^3$):

$$\varepsilon_k = 0,93 + \frac{\theta_1 - \theta_{pwp,1}}{\theta_{cap,1} - \theta_{pwp,1}} (0,96 - 0,93), \quad k = 2,4,5, \quad (12)$$

где $\theta_{cap,1}$ — полевая влагоемкость почвы ($\text{м}^3/\text{м}^3$), $\theta_{pwp,1}$ — влажность завядания растительности ($\text{м}^3/\text{м}^3$), заданные для верхнего слоя почвы. Индекс k обозначает номер типа поверхности. Для оголенной почвы коэффициент излучения поверхности рассчитывается также только в том случае, если альбедо бесснежной поверхности меньше 0,3, в противном случае $\varepsilon_6 = 0,93$. Для открытого снега коэффициент излучения поверхности принимается постоянным ($\varepsilon_3 = 0,98$).

1.5 Листовой индекс

Листовой индекс разбивается на две компоненты, соответствующие высокой и низкой растительности: LAI_H и LAI_L ($\text{м}^2/\text{м}^2$), которые рассчитываются согласно параметризации (Boussetta et al., 2013). Первым этапом расчета компонент листового индекса является расчет

среднего по ячейке табличного значения листового индекса LAI_{tab} (m^2/m^2) по формуле:

$$LAI_{tab} = c_H \cdot LAI_{table}(T_H) + c_L \cdot LAI_{table}(T_L), \quad (13)$$

где LAI_{table} — табличное значение листового индекса (табл. 2).

Значение листового индекса LAI_{obs} (m^2/m^2) рассчитывается для конкретного дня с помощью линейной интерполяции среднемесячных климатических значений, полученных по данным наблюдений. Среднемесячные значения листового индекса либо задаются в описании экспериментальной площадки (в случае локального моделирования), либо источником значений служит набор данных Global Monthly Mean Leaf Area Index Climatology, 1981–2015 (Mao and Yan, 2019), который содержит на сетке с разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ среднемесячные климатические значения листового индекса, рассчитанные на основе данных проекта AVHRR Global Inventory Modeling and Mapping Studies LAI3g version 2 (Mao et al., 2013; Zhu et al., 2013) за период с августа 1981 по август 2015.

Значения листового индекса для низкой и высокой растительности определяются по формулам:

$$\begin{aligned} LAI_L &= LAI_{table}(T_L) + c_L \cdot \Delta LAI, \\ LAI_H &= LAI_{table}(T_H) + c_H \cdot \Delta LAI, \end{aligned} \quad (14)$$

где $\Delta LAI = LAI_{obs} - LAI_{tab}$.

1.6 Уравнение энергетического баланса на поверхности

Во многих современных моделях поверхности и деятельного слоя суши рассматривается так называемый «поверхностный слой» (ECMWF, 2021; Gehrke et al., 2021; He et al., 2023). Под ним понимают тонкий слой, расположенный на границе атмосферы и деятельного слоя суши. Этот слой для широкого набора типов поверхности суши обладает теплоемкостью близкой нулю, что позволяет исключить член с производной по времени из уравнения энергетического баланса.

Теплоемкость «поверхностного слоя» может значительно отличаться от нуля лишь для высокой растительности, например, лесов (Lindroth et al., 2010; Swenson et al., 2019). В дальнейшем будем пренебрегать этим для сохранения единообразия подхода. Температура поверхности полагается равной температуре «поверхностного слоя».

Уравнение энергетического баланса на поверхности суши (в «поверхностном слое») решается для каждого типа поверхности отдельно. Общий вид уравнения можно записать следующим образом:

$$R_{SW,k}^N + R_{LW,k}^N + H_k + (LE)_k = \Lambda_{sk,k} \cdot (T_{sk,k} - T_{under,k}), \quad (15)$$

где k — индекс типа поверхности (см. табл. 3), $R_{SW,k}^N$ — баланс коротковолновой радиации для типа k (Вт/м²), $R_{LW,k}^N$ — баланс длинноволновой радиации для типа k (Вт/м²), H_k — турбулентный поток явного тепла для типа k (Вт/м²), $(LE)_k$ — турбулентный поток скрытого тепла для типа k (Вт/м²), $\Lambda_{sk,k}$ — теплопроводность «поверхностного слоя» для типа k (Вт/м²/К), $T_{sk,k}$ — температура «поверхностного слоя» для типа k (К) и $T_{under,k}$ — температура (К) слоя (снега или почвы), лежащего под «поверхностным слоем», для типа k , которая определяется следующим образом:

$$T_{under,k} = \begin{cases} T_{soil,1}, & k = 1,2,4,6; \\ T_{sn}, & k = 3,5; \end{cases} \quad (16)$$

где $T_{soil,1}$ — температура верхнего слоя почвы. Все потоки положительны при направлении вниз.

1.6.1 Баланс коротковолновой радиации

Баланс коротковолновой радиации для типа k $R_{SW,k}^N$ рассчитывается по формуле:

$$R_{SW,k}^N = (1 - f_{Rs,k}) \cdot (1 - \alpha_k) \cdot R_{SW}^{\downarrow}, \quad (17)$$

где $f_{RS,k}$ — коэффициент проникновения проходящей коротковолновой радиации в слой (снег или почву), лежащий под «поверхностным слоем» типа k , α_k — альbedo поверхности типа k , R_{SW}^\downarrow — проходящая коротковолновая радиация (Вт/м²).

Коэффициент $f_{RS,k}$ задается на основе табличных значений $f_{RS,table}$ (табл. 2), которые зависят от типа растительности, при этом следует отметить, что открытый снег отвечает типу растительности 12 (лед на суше), оголенная почва отвечает типу растительности 8 (пустыня), а снег под высокой растительностью характеризуется соответствующим типом высокой растительности; коэффициент проникновения проходящей коротковолновой радиации для резервуара перехваченных осадков рассчитывается как средний коэффициент проникновения проходящей коротковолновой радиации для свободных от снега типов (ECMWF, 2021). В результате получают следующие соотношения:

$$\begin{aligned}
 f_{RS,1} &= c_L \cdot f_{RS,table}(T_L) + c_H \cdot f_{RS,table}(T_H) + c_B \cdot f_{RS,table}(8); \\
 f_{RS,2} &= f_{RS,table}(T_L); \\
 f_{RS,3} &= f_{RS,table}(12); \\
 f_{RS,4} &= f_{RS,table}(T_H); \\
 f_{RS,5} &= f_{RS,table}(T_H); \\
 f_{RS,6} &= f_{RS,table}(8).
 \end{aligned}
 \tag{18}$$

1.6.2 Баланс длинноволновой радиации

Баланс длинноволновой радиации для типа поверхности k рассчитывается по формуле

$$R_{LW,k}^N = \varepsilon_k \cdot (R_{LW}^\downarrow - \sigma T_{sk,k}^4),
 \tag{19}$$

где R_{LW}^{\downarrow} — приходящая длинноволновая радиация ($\text{Вт}/\text{м}^2$),
 $\sigma = 5,6705085 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/\text{м}^2/\text{К}^4$ — постоянная Стефана–Больцмана.

1.6.3 Турбулентный поток явного тепла

Турбулентный поток явного тепла для типа поверхности суши $k H_k$ рассчитывается согласно формуле:

$$H_k = \rho_{air} c_p |U| C_{H,k} (T_{air} + g z_T / c_p - T_{sk,k}), \quad (20)$$

где ρ_{air} — плотность воздуха ($\text{кг}/\text{м}^3$), $c_p = 1004,7090 \text{ Дж}/\text{кг}/\text{К}$ — удельная теплоемкость сухого воздуха, $C_{H,k}$ — коэффициент турбулентного обмена (см. пункт 1.6.6), T_{air} — температура приземного воздуха (К), $g = 9,80665 \text{ м}/\text{с}^2$ — ускорение свободного падения и z_T — высота (м), на которой температура воздуха была измерена, получена по реанализу или рассчитана с помощью климатической модели.

Плотность воздуха ρ_{air} рассчитывается на основе давления воздуха P_{surf} (Па) у поверхности, температуры приземного воздуха T_{air} и удельной влажности воздуха Q_{air} ($\text{кг}/\text{кг}$) по формуле:

$$\rho_{air} = \frac{P_{surf}}{R_d T_{air} (1 + \epsilon^* Q_{air})}, \quad \epsilon^* = \frac{R_v}{R_d} - 1, \quad (21)$$

где $R_d = 287,0597 \text{ Дж}/\text{кг}/\text{К}$ — газовая постоянная для сухого воздуха,
 $R_v = 461,5250 \text{ Дж}/\text{кг}/\text{К}$ — газовая постоянная для водяного пара.

1.6.4 Турбулентный поток скрытого тепла

Турбулентный поток скрытого тепла для типа $k (LE)_k$ рассчитывается как произведение удельной теплоты испарения $L_v = 2,5008 \cdot 10^6 \text{ Дж}/\text{кг}$ в случае поверхностей без снежного покрова или удельной теплоты сублимации $L_s = 2,8345 \cdot 10^6 \text{ Дж}/\text{кг}$ в случае типов поверхности со снегом на турбулентный поток влаги E ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{с}$), способы расчета которого зависят от типа поверхности суши

и рассматриваются ниже. На рис. 3 представлены используемые при расчете турбулентного потока влаги E схемы аэродинамических сопротивлений для каждого из типов поверхности суши.



Рис. 3. Используемые при вычислении турбулентного потока влаги схемы аэродинамических сопротивлений для каждого из типов поверхности суши

1.6.4.1 Резервуар перехваченных осадков

Для резервуара перехваченных осадков (тип 1) турбулентный поток закрытого тепла рассчитывается согласно формулам:

$$(LE)_1 = L_v E_1,$$

$$E_1 = \max \left(-W_i \cdot \frac{\rho_{water}}{\Delta t \cdot c_i}, \frac{\rho_{air}}{r_{a,1}} \cdot (Q_{air} - q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,1})) \right), \quad (22)$$

$$r_{a,2} = \max \left(1, \frac{1}{|U| C_{H,1}} \right),$$

где турбулентный поток влаги E_1 ограничивается «снизу» значением, при котором испаряется вся влага, запасенная в резервуаре перехваченных осадков. Плотность воды $\rho_{water} = 1000 \text{ кг/м}^3$, $r_{a,1}$ — аэродинамическое сопротивление поверхности (с/м), а $q_{sat}(P, T)$ — насыщающая абсолютная влажность воздуха (кг/кг), которая рассчитывается согласно формуле:

$$q_{sat}(P, T) = \frac{\epsilon \frac{e_{sat}(T)}{P}}{1 - \epsilon^* \cdot \epsilon \frac{e_{sat}(T)}{P}}, \quad \epsilon = \frac{R_d}{R_v}, \quad \epsilon^* = \frac{R_v}{R_d} - 1, \quad (23)$$

где $e_{sat}(T)$ — давление насыщенного пара (Па) при температуре T

$$e_{sat}(T) = e_0 \cdot \exp\left(17,502 \cdot \frac{T - T_0}{T - 32.19}\right), \quad e_0 = 611,21 \text{ Па}. \quad (24)$$

1.6.4.2 Сухая и свободная от снега низкая растительность

Для сухой и свободной от снега низкой растительности (тип 2) турбулентный поток скрытого тепла рассчитывается по формулам:

$$(LE)_2 = L_v E_2,$$

$$E_2 = \rho_{air} / (r_{a,2} + r_{c,L}) \cdot (Q_{air} - q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,2})), \quad (25)$$

$$r_{a,2} = \max\left(1, \frac{1}{|U|C_{H,2}}\right),$$

где к аэродинамическому сопротивлению $r_{a,2}$ (с/м) добавляется дополнительное аэродинамическое сопротивление для низкой растительности $r_{c,L}$ (с/м), которое определяется по формуле (Jarvis, 1976; Boussetta et al., 2013):

$$r_{c,L} = \frac{r_{s,min,table}(T_L)}{LAI_L} \cdot f_1(R_{SW}^\downarrow) \cdot f_2(\overline{\theta}_L) \cdot f_3(T_L, D_a), \quad (26)$$

где $r_{s,min,table}$ — минимальное аэродинамическое сопротивление устьиц (с/м), зависящее от типа растительности (табл. 2); $\overline{\theta}_L$ — среднее количество незамерзшей воды в почве для низкой растительности ($\text{м}^3/\text{м}^3$), D_a — дефицит атмосферной влаги (Па), а f -функции определяются ниже.

Среднее количество незамерзшей воды для низкой растительности $\overline{\theta}_L$ рассчитывается с учетом доли корней низкой растительности в каждом из слоев почвы согласно формуле:

$$\overline{\theta}_L = \sum_{n=1}^{N_{soil}} R_n(T_L) \cdot \max(\theta_{liq,n}, \theta_{pwp,n}), \quad (27)$$

где N_{soil} — число слоев в почве, R_n — доля корней в слое почвы n , зависит от типа растительности, $\theta_{liq,n}$ — количество жидкой влаги в почве в слое n ($\text{м}^3/\text{м}^3$), $\theta_{pwp,n}$ — влажность завядания растений в слое n ($\text{м}^3/\text{м}^3$).

Доля корней $R_n(T_{veg})$ для типа растительности T_{veg} рассчитывается по формуле (ECMWF, 2021):

$$R_n(T_{veg}) = \frac{1}{2}(R_a + R_b),$$

$$R_a = \exp\left(-a_r(T_{veg}) \cdot z_{n-\frac{1}{2}}\right) - \exp\left(-a_r(T_{veg}) \cdot z_{n+\frac{1}{2}}\right), \quad (28)$$

$$R_b = \exp\left(-b_r(T_{veg}) \cdot z_{n-\frac{1}{2}}\right) - \exp\left(-b_r(T_{veg}) \cdot z_{n+\frac{1}{2}}\right),$$

где коэффициенты a_r и b_r , зависящие от типа растительности, заданы в табл. 5, $z_{n-\frac{1}{2}}$ — глубины границ почвенных слоев (м), рассчитываемые по формулам:

$$z_{\frac{1}{2}} = 0 \text{ м},$$

$$z_{n+\frac{1}{2}} = \sum_{k=1}^n D_k, \quad n = \overline{1, N_{soil}}, \quad (29)$$

где D_k — толщина k -ого слоя почвы (м), N_{soil} — количество слоев почвы.

Таблица 5

Значения теплопроводности «поверхностного слоя» $\Lambda_{sk,table}$, коэффициентов параметризации доли корней a_r и b_r , параметра g_D и длины шероховатости для момента импульса z_{0m} (ECMWF, 2021)

Индекс типа растительности	a_r	b_r	g_D (1/гПа)	$\Lambda_{sk,table}$ (Вт/м ² /К)	z_{0m} (м)
1	5,558	2,614	0,00	10	0,25
2	10,739	2,608	0,00	10	0,1
3	6,706	2,175	0,03	10	2,0
4	7,006	1,953	0,03	10	2,0
5	5,990	1,955	0,03	10	2,0
6	7,344	1,303	0,03	10	2,0
7	8,235	1,627	0,00	10	0,47
8	4,372	0,978	0,00	15	0,013
9	8,992	8,992	0,00	10	0,034
10	5,558	2,614	0,00	10	0,5
11	4,372	0,978	0,00	10	0,17
12	0,000	0,000	0,00	58	0,0013
13	7,344	1,303	0,00	10	0,5
14	0,000	0,000	0,00	10 ³⁰	—
15	0,000	0,000	0,00	10 ³⁰	—
16	6,326	1,567	0,00	10	0,1
17	6,326	1,567	0,00	10	0,25
18	4,453	1,631	0,03	10	2,0
19	4,453	1,631	0,03	10	1,1
20	0,000	0,000	0,00	10 ³⁰	—

Дефицит атмосферной влаги D_a рассчитывается по формуле:

$$D_a = e_{sat}(T_{air}) \left(1 - \frac{Q_{air}}{q_{sat}(P_{surf}, T_{air})} \right). \quad (30)$$

Функция $f_1(R_{SW}^\downarrow)$ представляет собой гиперболическую функцию приходящей коротковолновой радиации R_{SW}^\downarrow и рассчитывается по формуле:

$$f_1(R_{SW}^\downarrow) = \frac{1}{\max\left(1, \frac{(b \cdot R_{SW}^\downarrow + c)}{a(b \cdot R_{SW}^\downarrow + 1)}\right)}, \quad (31)$$

где $a = 0,81$, $b = 0,004$ м²/Вт и $c = 0,05$ — коэффициенты параметризации, получены на основе данных натуральных наблюдений в работе (Jarvis, 1976). Функция $f_2(\bar{\theta})$ определяется следующим образом:

$$f_2(\bar{\theta}) = \begin{cases} 10^6, \bar{\theta} < \theta_{pwp,1}; \\ 1, \bar{\theta} > \theta_{cap,1}; \\ (\theta_{cap,1} - \theta_{pwp,1}) / (\bar{\theta} - \theta_{pwp,1}), \text{ иначе;} \end{cases} \quad (32)$$

где $\theta_{cap,1}$ — полевая влагоемкость почвы на верхнем слое (м³/м³). Функция $f_3(T_L, D_a)$ задается следующим образом:

$$f_3(T_L, D_a) = \min\left(100, \exp\left(\frac{g_D(T_L)}{100} \cdot D_a\right)\right), \quad (33)$$

где g_D — параметр (1/гПа), зависящий от типа растительности, задается в табл. 5 (ECMWF, 2021; van der Hurk et al., 2000).

1.6.4.3 Открытый снег

Снег, покрывающий низкую растительность и оголенную почву, называется открытым снегом и соответствует типу поверхности 3.

Для данного типа поверхности турбулентный поток скрытого тепла рассчитывается по формулам

$$(LE)_3 = L_s E_3,$$

$$E_3 = \max \left(\frac{-S}{\Delta t \cdot (1 - c_H)}, \frac{\rho_{air}}{r_{a,3}} \cdot (Q_{air} - q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,3})) \right), \quad (34)$$

$$r_{a,3} = \max \left(1, \frac{1}{|U|C_{H,3}} \right).$$

Здесь $r_{a,3}$ — аэродинамическое сопротивление поверхности (с/м). Турбулентный поток влаги E_3 ограничивается «снизу» значением, при котором сублимируется весь снег, который лежит на оголенной почве и низкой растительности.

1.6.4.4 Сухая и свободная от снега высокая растительность

Для сухой и свободной от снега высокой растительности (тип 4) турбулентный поток скрытого тепла рассчитывается по формулам:

$$(LE)_4 = L_v E_4,$$

$$E_4 = \frac{\rho_{air}}{r_{a,4} + r_{c,H}} \cdot (Q_{air} - q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,4})), \quad (35)$$

$$r_{a,4} = \max \left(1, \frac{1}{|U|C_{H,4}} \right),$$

где к аэродинамическому сопротивлению $r_{a,4}$ (с/м) добавляется дополнительное аэродинамическое сопротивление для высокой растительности $r_{c,H}$ (с/м), которое определяется по формуле (Jarvis, 1976):

$$r_{c,H} = \frac{r_{s,min,table}(T_H)}{LAI_H} \cdot f_1(R_{SW}^{\downarrow}) \cdot f_2(\overline{\theta}_H) \cdot f_3(T_H, D_a), \quad (36)$$

где $\overline{\theta}_H$ — взвешенное среднее незамерзшей воды в почве для высокой растительности ($\text{м}^3/\text{м}^3$), а f -функции представляют собой те же

функции, что и при расчете дополнительного аэродинамического сопротивления низкой растительности $r_{c,L}$.

Среднее количество незамерзшей воды для высокой растительности $\overline{\theta}_H$ рассчитывается с учетом доли корней высокой растительности в каждом из слоев почвы по формуле:

$$\overline{\theta}_H = \sum_{n=1}^{N_{soil}} R_n(T_H) \cdot \max(\theta_{liq,n}, \theta_{pwp,n}). \quad (37)$$

1.6.4.5 Снег под высокой растительностью

Для снега под высокой растительностью (тип 5) турбулентный поток скрытого тепла разбивается на две компоненты (для снежного покрова и высокой растительности):

$$(LE)_5 = L_s E_{5,sn} + L_v E_{5,veg}, \quad (38)$$

где $E_{5,sn}$ — турбулентный поток влаги для снежного покрова под высокой растительностью и $E_{5,veg}$ — турбулентный поток влаги для высокой растительности. При этом турбулентный поток влаги с типа 5 рассчитывается как сумма этих двух потоков:

$$E_5 = E_{5,sn} + E_{5,veg}. \quad (39)$$

Турбулентный поток влаги для снежного покрова под высокой растительностью рассчитывается согласно формулам:

$$E_{5,sn} = \frac{\rho_{air}}{r_{a,5} + r_{a,sn} + r_{a,sn} \cdot \frac{r_{a,5}}{r_{c,H}}} \cdot (Q_{air} - q_{sat}(P_{surf}, T_{sn})),$$

$$E_{5,sn} \geq \frac{-S}{\Delta t \cdot c_H}, \quad (40)$$

$$r_{a,5} = \max\left(1, \frac{1}{|U|C_{H,5}}\right),$$

где турбулентный поток влаги $E_{5,sn}$ ограничивается «снизу» значением, при котором сублимируется весь снег, который лежит под высокой растительностью; $r_{a,5}$ — аэродинамическое сопротивление поверхности (с/м); $r_{a,sn}$ — дополнительное аэродинамическое сопротивление снежного покрова (равное 67 с/м в случае неустойчивой стратификации и 220 с/м в случае устойчивой стратификации); $r_{c,H}$ — дополнительное аэродинамическое сопротивление для высокой растительности, которое рассчитывается так же, как и для сухой и свободной от снега высокой растительности. Значение $E_{5,sn}$ не зависит явно от температуры $T_{sk,5}$.

Турбулентный поток влаги для высокой растительности рассчитывается по формуле:

$$E_{5,veg} = \frac{\rho_{air}}{r_{a,5} + r_{c,H} + r_{c,H} \cdot \frac{r_{a,5}}{r_{a,sn}}} \cdot (Q_{air} - q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,5})). \quad (41)$$

Величина $E_{5,veg}$ зависит явно от температуры $T_{sk,5}$ (в отличие от $E_{5,sn}$). Аналогичный подход к расчету турбулентного потока скрытого тепла для снега под высокой растительностью принят в работе (ECMWF, 2021).

1.6.4.6 Сухая и свободная от снега оголенная почва

Для сухой и свободной от снега оголенной почвы (тип 6) турбулентный поток скрытого тепла рассчитывается по формулам:

$$(LE)_6 = L_v E_6,$$

$$E_6 = \max \left(E_{6,min}, \frac{\rho_{air}}{r_{a,6} + r_{soil}} \cdot (Q_{air} - q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,6})) \right), \quad (42)$$

$$r_{a,6} = \max \left(1, \frac{1}{|U|C_{H,6}} \right),$$

где турбулентный поток влаги E_6 ограничивается снизу значением $E_{6,min}$, при котором испарится вся влага с верхнего слоя почвы; $r_{a,6}$ —

аэродинамическое сопротивление поверхности (с/м), а r_{soil} — дополнительное аэродинамическое сопротивление оголенной почвы (с/м), которое рассчитывается по формуле, предложенной в (ECMWF, 2021):

$$r_{soil} = r_{soil,min} \cdot f_{2b}(\theta_{liq,1}),$$

где минимальное аэродинамическое сопротивление оголенной почвы $r_{soil,min} = 50$ с/м, а функция $f_{2b}(\theta_{liq,1})$ рассчитывается следующим образом:

$$f_{2b}(\theta_{liq,1}) = \begin{cases} 10^6, & \theta_{liq,1} \leq \theta_{min,1}; \\ 1, & \theta_{liq,1} \geq \theta_{cap}; \\ (\theta_{cap} - \theta_{min,1}) / (\theta_{liq,1} - \theta_{min,1}), & \text{иначе.} \end{cases} \quad (43)$$

Минимальная величина турбулентного потока влаги с оголенной почвы $E_{6,min}$ определяется по формуле

$$E_{6,min} = \rho_{water} \cdot (\theta_{min,1} - \theta_1) \cdot \frac{D_1}{\Delta t c_6}, \quad (44)$$

где D_1 — толщина верхнего слоя почвы (м).

1.6.5 Теплопроводность «поверхностного слоя»

Теплопроводность «поверхностного слоя» Λ_{sk} определяется по-разному для каждого типа поверхности суши. Метод определения данной характеристики аналогичен методу определения коэффициента проникновения приходящей коротковолновой радиации f_{RS} за тем исключением, что для типов поверхности со снегом добавляется регуляризация, которая требуется для вычислительной устойчивости схемы описания снежного покрова (ECMWF, 2021):

$$\Lambda_{sk,1} = c_L \cdot \Lambda_{sk,table}(T_L) + c_H \cdot \Lambda_{sk,table}(T_H) + c_B \cdot \Lambda_{sk,table}(8); \quad (45)$$

$$\Lambda_{sk,2} = \Lambda_{sk,table}(T_L);$$

$$\Lambda_{sk,3} = \frac{\Lambda_{sk,table}(12)}{1 + B_{sn} \cdot \Lambda_{sk,table}(12) \cdot \Delta t};$$

$$\Lambda_{sk,4} = \Lambda_{sk,table}(T_H);$$

$$\Lambda_{sk,5} = \Lambda_{sk,table}(T_H)/(1 + B_{sn} \cdot \Lambda_{sk,table}(T_H) \cdot \Delta t);$$

$$\Lambda_{sk,6} = \Lambda_{sk,table}(8);$$

где $\Lambda_{sk,table}$ — зависящие от типа растительности и заданные в табл. 5 значения теплопроводности «поверхностного слоя» (Вт/м²/К), а $B_{sn} = 1/(D_{sn} \cdot (\rho C)_{sn})$ (м²·К/Дж).

1.6.6 Алгоритм расчета температуры поверхности

Температура поверхности $T_{sk,k}$ для типа k определяется путем решения уравнения энергетического баланса на поверхности независимо от прочих типов поверхности. Уравнение решается методом Ньютона. Расчет турбулентных потоков на поверхности происходит согласно теории подобия Монина—Обухова, а коэффициенты турбулентного обмена вычисляются в форме, предложенной в работе (Beljaars, 1995). Алгоритм отыскания температуры поверхности суши опирается на алгоритм отыскания температуры поверхности, используемый в модели деятельного слоя суши Noah-MP версии 5.0 (He et al., 2023).

Сначала происходит инициализация параметров для типа k . Задается высота смещения нулевой плоскости d_k (м) по формуле:

$$d_k = \begin{cases} D_{sn}, k = 3; \\ D_{sn}, k = 5 \text{ и } D_{sn} > \frac{2}{3} h_{canopy}(T_H); \\ \frac{2}{3} h_{canopy}, \quad \text{иначе.} \end{cases} \quad (46)$$

Ниже будем оперировать с тремя безразмерными высотами ζ_1 , ζ_{M2} и ζ_{H2} (см. формулу 55), для которых введем счетчики смены знака N_{ζ_1} , $N_{\zeta_{M2}}$ и $N_{\zeta_{H2}}$, которые в начальный момент задаются равными нулю.

Делается первое предположение относительно динамической скорости ветра U_* (м/с). Для этого рассчитываются: поверхностный поток виртуальной температуры Q_{0v} (К·м/с) по формуле (ECMWF, 2021):

$$Q_{0v} = \frac{\frac{H_k}{c_p} + 0,61 \cdot T_{air} \cdot E_k}{\rho_{air}}, \quad (47)$$

масштаб скорости свободной конвекции w_* (м/с) по формуле:

$$w_* = |z_i \cdot g / T_{air} \cdot Q_{0v}|^{\frac{1}{3}}, \quad (48)$$

где $z_i = 1000$ м — характерный масштаб пограничного слоя атмосферы, и скорректированная скорость ветра $U_{adjusted}$ (м/с) согласно формуле:

$$U_{adjusted} = \sqrt{|U|^2 + w_*^2}. \quad (49)$$

Принимается следующее начальное предположение динамической скорости ветра:

$$U_* = U_{adjusted}. \quad (50)$$

Для i от 1 до i_{max} ($i_{max} = 5$ — наибольший номер итерации, позволяет избегать чрезмерно долгих расчетов) выполняются следующие этапы:

- Расчет длины Мони́на—Обухова L_k (м):
Рассчитывается F-функция (м²/с³):

$$F_{MO,tmp} = \max\left(10^{-6}, -0,4 \cdot \frac{g}{T_{air}} \cdot Q_{0v}\right). \quad (51)$$

Далее определяется длина Мони́на—Обухова по формуле:

$$L_k = -\frac{U_*^3}{F_{M0,tmp}} \quad (52)$$

и ограничивается следующим образом (ECMWF, 2021):

$$L_k \in (-\infty, 0) \cup (z_{ref}/5, +\infty), \quad (53)$$

где $z_{ref} = \sqrt{z_T \cdot z_U}$ (м); z_U, z_T — высоты (м), на которых заданы входные значения скорости ветра $|U|$ и температуры воздуха T_{air} .

• Расчет коэффициента турбулентного обмена для потоков тепла $C_{H,k}$:

Вычисляются логарифмические F-функции:

$$F_{M,ln} = \ln ([z_{ref} - d_k]/z_{0m}), F_{H,ln} = \ln ([z_{ref} - d_k]/z_{0h}), \quad (54)$$

где z_{0m} — длина шероховатости для потока импульса (м), z_{0h} — длина шероховатости для потока тепла (м) и $z_{ref} = \sqrt{z_T \cdot z_U} + d_k$ (м). Длина шероховатости для потока импульса z_{0m} зависит от типа растительности и определяется на основе значений из табл. 5 (ECMWF, 2021) таким же образом, как и коэффициент проникновения приходящей коротковолновой радиации f_{RS} ; длина шероховатости для потока тепла z_{0h} отличается от z_{0m} и рассчитывается с помощью подхода либо из работы (Zilitinkevich, 1995), либо из работы (Zeng and Dickinson, 1998) в зависимости от типа поверхности суши (см. ниже).

Выполняется расчет новых значений безразмерных высот:

$$\begin{aligned} \zeta_{1,new} &= \frac{z_{ref} - d_k}{L_k}, \zeta_{M2,new} = \frac{z_{0m}}{L_k}, \zeta_{H2,new} = \\ &= z_{0h}/L_k. \end{aligned} \quad (55)$$

Если $i > 1$ и $\zeta_x \cdot \zeta_{x,new} < 0$, то счетчик смены знака соответствующей безразмерной высоты N_{ζ_x} увеличивается на 1 (здесь x пробегает значения 1, M2, H2). Новые значения заменяют текущие

$$\zeta_x = \zeta_{x,new}, x = 1, M2, H2. \quad (56)$$

Далее происходит расчет значений Ψ -функций. Если $N_{\zeta_1} \leq 2$, то

$$\Psi_{M1,new} = \Psi_M(\zeta_1), \quad \Psi_{H1,new} = \Psi_H(\zeta_1), \quad (57)$$

где в случае неустойчивой стратификации используются Ψ -функции работы (Paulson, 1970); в случае устойчивой стратификации — Ψ -функции работы (Holtslag and Bruin, 1988). На первой итерации ($i = 1$)

$$\Psi_{M1} = \Psi_{M1,new}, \quad \Psi_{H1} = \Psi_{H1,new}; \quad (58)$$

иначе происходит усреднение с предыдущими значениями

$$\Psi_{M1} = (\Psi_{M1,new} + \Psi_{M1})/2, \quad \Psi_{H1} = (\Psi_{H1,new} + \Psi_{H1})/2. \quad (59)$$

Если $N_{\zeta_1} > 2$, то $\Psi_{M1} = 0$, $\Psi_{H1} = 0$. В случае $N_{\zeta_{M2}} \leq 2$

$$\Psi_{M2,new} = \Psi_M(\zeta_{M2}); \quad (60)$$

если итерация первая ($i = 1$), то

$$\Psi_{M2} = \Psi_{M2,new}, \quad (61)$$

иначе происходит усреднение с предыдущим значением

$$\Psi_{M2} = (\Psi_{M2,new} + \Psi_{M2})/2. \quad (62)$$

Если $N_{\zeta_{M2}} > 2$, то $\Psi_{M2} = 0$. Если $N_{\zeta_{H2}} \leq 2$, то

$$\Psi_{H2,new} = \Psi_H(\zeta_{H2}); \quad (63)$$

если итерация первая ($i = 1$), то

$$\Psi_{H2} = \Psi_{H2,new}, \quad (64)$$

иначе происходит усреднение с предыдущим значением

$$\Psi_{H2} = (\Psi_{H2,new} + \Psi_{H2})/2. \quad (65)$$

Если $N_{\zeta H2} > 2$, то $\Psi_{H2} = 0$.

Наконец, вычисляются коэффициенты турбулентного обмена по формулам:

$$C_{M,k} = \frac{0,4^2}{\max(10^{-6}, F_{M,ln} - \Psi_{M1} + \Psi_{M2})^2},$$

$$C_{H,k} = 0,4^2 \cdot \max(10^{-6}, F_{M,ln} - \Psi_{M1} + \Psi_{M2})^{-1} \cdot \max(10^{-6}, F_{H,ln} - \Psi_{H1} + \Psi_{H2})^{-1}. \quad (66)$$

После расчета коэффициентов турбулентного обмена рассчитываются аэродинамические сопротивления, турбулентные потоки, баланс коротковолновой радиации и баланс длинноволновой радиации. После расчета всех компонент энергетического баланса рассчитывается приращение температуры ΔT_k , и происходит обновление значения температуры «поверхностного слоя» T_k с использованием метода Ньютона. Для этого рассчитывается невязка уравнения энергетического баланса на поверхности суши:

$$f = R_{SW,k}^N + R_{LW,k}^N + H_k + (LE)_k - \Lambda_{sk,k} \cdot (T_{sk,k} - T_{under,k}), \quad (67)$$

ее первая производная по температуре поверхности:

$$f' = -4\varepsilon_k \sigma T_{sk,k}^3 - \rho_{air} c_p |U| C_{H,k} - L_k \frac{\rho_{air}}{r_{l,k}} \cdot \frac{d q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,k})}{d T_{sk,k}} - \Lambda_{sk,k}, \quad (68)$$

где $L_k = L_v$ для бесснежных типов 1, 2, 4, 6 и $L_k = L_s$ для типов со снегом 3 и 5, а $r_{l,k}$ — аэродинамическое сопротивление для расчета турбулентного потока скрытого тепла ($r_{l,1} = r_{a,1}$, $r_{l,2} = r_{a,2} + r_{c,L}$, $r_{l,3} = r_{a,3}$, $r_{l,4} = r_{a,4} + r_{c,H}$, $r_{l,5} = r_{a,5} + r_{c,H} + r_{c,H} \frac{r_{a,5}}{r_{a,sn}}$, $r_{l,6} = r_{a,6} + r_{soil}$),

и вторая производная невязки уравнения по температуре поверхности суши:

$$f'' = -12\varepsilon_k \sigma T_{sk,k}^2 - L_k \frac{\rho_{air}}{r_{l,k}} \cdot \frac{d^2 q_{sat}(P_{surf}, T_{sk,k})}{dT_{sk,k}^2}. \quad (69)$$

Если выполняется условие сходимости метода Ньютона:

$$\frac{|f \cdot f''|}{(f')^2} < 1, \quad (70)$$

то приращение рассчитывается как $\Delta T_k = -f/f'$. Если же условие сходимости не выполняется, то происходит переход к решению нормированного уравнения (Балакин, 2022):

$$F = \sqrt{1 + 1/(f')^2} \cdot f = 0 \quad (71)$$

и выполняется расчет приращения для нового уравнения методом Ньютона $\Delta T_k = -F/F'$. После расчета приращения обновляется значение температуры поверхности $T_{sk,k} = T_{sk,k} + \Delta T_k$. В случае, если рассматривается открытый снег ($k = 3$) и $T_{sk,k} > T_0$ (что возможно при больших значениях потока тепла из атмосферы в снег), то для того, чтобы ограничить температуру «поверхностного слоя» над открытым снегом $T_{sk,3}$, которая из физических соображений не должна значительно превышать T_0 , $\Lambda_{sk,k}$ полагается равным 100 Вт/м²/К (ECMWF, 2023).

- В завершении каждого этапа обновляется значение динамической скорости ветра U_* согласно формуле:

$$U_* = \sqrt{C_{M,k}} \cdot U_{adjusted}, \quad (72)$$

где скорректированная скорость ветра $U_{adjusted}$ рассчитывается описанным выше методом. Кроме того, выполняется расчет длины шероховатости для потока тепла: если $k \neq 3$ и $k \neq 6$, то используется формула из работы (Zilitinkevich, 1995):

$$z_{0h,k} = z_{0m,k} \cdot \exp \left[-0.4 \cdot 10^{-0.4 \cdot d_k \frac{3}{2}} \cdot \sqrt{z_{0m,k} \cdot \frac{U_*}{1.5 \cdot 10^{-5}}} \right], \quad (73)$$

иначе применяется формула из работы (Zeng and Dickinson, 1998):

$$z_{0h,k} = z_{0m,k} \cdot \exp \left[-0.13 \cdot \left(z_{0m,k} \cdot \frac{U_*}{1.5 \cdot 10^{-5}} \right)^{0.45} \right]. \quad (74)$$

1.7 Резервуар перехваченных осадков

Использованный в MGOLSM алгоритм расчета влагозапаса резервуара перехваченных осадков основан на работах (Rutter et al., 1972) и (Rutter et al., 1975). Эволюция характеристик данного резервуара описывается уравнением:

$$\rho_{water} \cdot \frac{dW_i}{dt} = c_i E_i + D + P_{intercepted}, \quad (75)$$

где E_i — испарение влаги из резервуара перехваченных осадков (кг/м²/с), D — скорость выпадения росы в резервуар (кг/м²/с) и $P_{intercepted}$ — поток перехваченных жидких осадков (кг/м²/с). При этом важно учитывать, что влагозапас резервуара ограничен значением W_{im} , которое рассчитывается перед решением уравнения. Испарение рассчитывается следующим образом:

$$E_i = \min(0, E_1), \quad (76)$$

где E_1 — турбулентный поток влаги для типа поверхности 1. Далее рассчитывается скорость выпадения росы:

$$D = \sum_{k=\{1,2,4,6\}} c_k \cdot \max(0, E_k). \quad (77)$$

После этого находится поток перехваченных жидких осадков:

$$P_{intercepted} = (c_L + c_H) \cdot b_I \cdot P_{liq}, \quad (78)$$

где $b_I = 0,5$ — эффективность перехвата осадков. Те осадки, что не попали в резервуар отправляются в поток сквозных (не перехваченных) осадков $P_{through}$ (кг/м²/с). После этих подготовительных действий рассчитывается предварительное значение влагозапаса резервуара перехваченных осадков W_i^1 (м) по формуле:

$$W_i^1 = W_i + \frac{\Delta t}{\rho_{water}} \cdot (c_i E_i + D + P_{intercepted}). \quad (79)$$

Так как при расчете E_1 ставится ограничение «снизу», чтобы за один шаг по времени с резервуара перехваченных осадков не могло испариться больше влаги, чем в нем содержится, то $W_i^1 \geq 0$. Однако W_i^1 может оказаться больше W_{im} ; следует перевести всю лишнюю влагу, если таковая имеется, из резервуара в поток сквозных осадков $P_{through}$, поэтому итоговая формула для $P_{through}$ имеет вид:

$$P_{through} = P_{liq} - P_{intercepted} + \max(0, W_i^1 - W_{im}) \cdot \frac{\rho_{water}}{\Delta t}. \quad (80)$$

Конечное значение влагозапаса резервуара перехваченных осадков определяется по формуле:

$$W_i = \min(W_i^1, W_{im}). \quad (81)$$

Последним этапом расчета характеристик резервуара является расчет доли ячейки, им занимаемой, c_i .

1.8 Снег

Расчет характеристик снежного покрова разбит на 3 этапа. Одним из них является расчет альbedo поверхности снега (см. п 1.3.2). К двум другим этапам относятся расчет температуры толщи снега совместно с массой снежного покрова и расчет плотности снега. Ниже

приводится их описание. Параметризация снежных процессов была адаптирована из работы (Dutra et al., 2010).

1.8.1 Масса и температура толщи снега

Сначала рассчитываются энергетические потоки ($\text{Вт}/\text{м}^2$), направленные в снег из атмосферы: суммарный поток радиации $R_{SW+LW,sn}^N$, турбулентный поток явного тепла H_{sn} и турбулентный поток скрытого тепла $(LE)_{sn}$. Их расчет проводится следующим образом:

$$R_{SW+LW,sn}^N = (1 - c_H) \cdot (R_{SW,3}^N + R_{LW,3}^N) + c_H \cdot (R_{SW,5}^N + R_{LW,5}^N); \quad (82)$$

$$H_{sn} = (1 - c_H) \cdot H_3 + c_H \cdot H_5;$$

$$(LE)_{sn} = (1 - c_H) \cdot (LE)_3 + c_H \cdot L_s \cdot E_{5,sn}.$$

Затем рассчитывается турбулентный поток влаги в снег ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{с}$):

$$E_{sn} = (1 - c_H) \cdot E_3 + c_H \cdot E_{5,sn}. \quad (83)$$

После этого определяются нужные в ходе алгоритма константы, а именно:

- минимальная масса снега ($\text{кг}/\text{м}^2$):

$$S_{min} = 2,5 \cdot z_{0,sn} \cdot \frac{(\rho_{sn,max})^{2.6}}{(\rho_{sn,new})^{1.6}} \cdot c_{min}, \quad (84)$$

оценка на данную величину получается из условия $c_{sn} \geq c_{min}$ при максимальной плотности снега $\rho_{sn,max}$ ($\text{кг}/\text{м}^3$; см. ниже);

- теплоемкость снега ($\text{Дж}/\text{м}^3/\text{К}$):

$$(\rho C)_{sn} = (\rho C)_{ice} \cdot \frac{\rho_{sn}}{\rho_{ice}}, \quad (85)$$

где теплоемкость льда $(\rho C)_{ice} = 2,05 \cdot 10^6$ Дж/м³/К и плотность льда $\rho_{ice} = 920$ кг/м³;

- теплопроводность снега (Вт/м/К):

$$\lambda_{sn} = \lambda_{ice} \cdot \left(\frac{\rho_{sn}}{\rho_{ice}} \right)^{1,88}, \quad (86)$$

где $\lambda_{ice} = 2,2$ Вт/м/К — теплопроводность льда.

Далее рассматриваются различные возможные случаи. Прежде всего, расчеты не проводятся, если нет ни снежного покрова, ни снегопада, — это определяется выполнением условий малости снегозапаса $S < S_{min}$ и малости интенсивности снегопада $P_{snowfall} < P_{snowfall,min}$, где минимальное значение интенсивности снегопада $P_{snowfall,min} = S_{min}/\Delta t$.

Если снежного покрова нет ($S < S_{min}$), а интенсивность снегопада достаточно большая ($P_{snowfall} \geq P_{snowfall,min}$), то рассматривается сценарий выпадения первого снега. В данном сценарии масса снега $S = \Delta t \cdot P_{snowfall}$, а температура снега T_{sn} определяется формулой:

$$T_{sn} = 0,75 \cdot T_{air} + 0,25 \cdot T_{soil,1}, \quad (87)$$

при этом $T_{sn,min} \leq T_{sn} \leq T_0$; масса жидкой воды в снеге полагается равной нулю $S_{liq} = 0$ (кг/м²), базальный поток тепла G_{sn}^{basal} (Вт/м²) рассчитывается по формулам:

$$G_{sn}^{basal} = (T_{sn} - T_{soil,1})/r_{sn}, \quad (88)$$

$$r_{sn} = 0,5 \cdot \min \left(D_{eff,max}, \frac{S}{\rho_{sn}} \right) / \lambda_{sn} + 0,5 \cdot D_1 / \lambda_{T,0},$$

где r_{sn} — термическое сопротивление между серединой снежного покрова и серединой верхнего слоя почвы (м²·К/Вт), $D_{eff,max} = 1$ м — максимальная эффективная глубина снега, $\lambda_{T,0}$ — теплопроводность почвы около ее верхней границы (Вт/м/К; см. пункт 1.9.1).

Если $S \geq S_{min}$, то реализуется третий сценарий. Сначала в нем сохраняется актуальное значение влажности снега (количество жидкой воды, которое снежный покров содержит в данный момент) S_l^{old} (кг/м²). Влажность снега S_l (кг/м²) представляется в виде произведения влагоемкости снега (максимального количества жидкой воды в снежном покрове) S_l^c (кг/м²) на некоторую температурную функцию $f(T_{sn})$, которая стремится к нулю при низкой температуре снега и к единице при высокой температуре снега:

$$S_l = S_l^c \cdot f(T_{sn}). \quad (89)$$

Влагоемкость снега S_l^c параметризуется следующим образом (Anderson, 1976):

$$S_l^c = S \cdot \left[r_{1,max} + (r_{1,max} - r_{1,min}) \cdot \max \left(0, 1 - \frac{\rho_{sn}}{\rho_{sn,1}} \right) \right], \quad (90)$$

где $r_{1,max} = 0,1$, $r_{1,min} = 0,03$ и $\rho_{sn,1} = 200$ кг/м³. Температурная функция задается соотношением:

$$f(T_{sn}) = \begin{cases} 0, & T_{sn} < T_0 - d/2; \\ 1 + \sin \left(\pi \cdot \frac{T_{sn} - T_0}{d} \right), & T_{sn} \geq T_0 - d/2; \end{cases} \quad (91)$$

где d — параметр (К), характеризующий как долго в снеге может присутствовать жидкая вода (характерное значение 4 К).

Процесс эволюции T_{sn} описывается уравнением:

$$\left((\rho C)_{sn} D_{sn} + L_f S_l^c \frac{df(T_{sn})}{dT_{sn}} \right) \frac{dT_{sn}}{dt} = R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - G_{sn}^{basal} - L_f M_{sn}, \quad (92)$$

где $M_{sn} = \max(0, R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - G_{sn}^{basal})/L_f$ — интенсивность таяния снега (кг/м²/с), $L_f = 3,3 \cdot 10^5$ Дж/кг — удельная теплота плавления льда (в том числе и снега). Вместе с данным

уравнением решается уравнение, описывающее эволюцию массы снежного покрова, которое выглядит следующим образом:

$$\frac{dS}{dt} = P_{snowfall} + c_{sn}E_{sn} - c_{sn}M_{sn}. \quad (93)$$

После сохранения S_l^{old} определяется предварительное значение температуры снега на следующем шаге по времени T_{sn}^1 (К) в предположении, что снег не тает. Оценка T_{sn}^1 выполняется при численном решении уравнения:

$$A_1 \frac{T_{sn}^1 - T_{sn}}{\Delta t} = R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - \frac{T_{sn}^1 - T_{soil,1}}{r_{sn}}, \quad (94)$$

где коэффициент A_1 (Дж/м²/К) рассчитывается по формуле:

$$A_1 = L_f \cdot S_l^c \cdot \frac{df(T_{sn})}{dT_{sn}} + \frac{(\rho C)_{ice}}{\rho_{ice}} \cdot \min\left(\frac{S}{c_{sn}}, \rho_{sn} \cdot D_{eff,max}\right). \quad (95)$$

Если $A_1 < A_{1,min}$, где $A_{1,min} = 10^{-6}$ Дж/м²/К, (при $A_1 \rightarrow 0$) левая часть уравнения полагается нулевой и температуре T_{sn}^1 рассчитывается по формуле:

$$T_{sn}^1 = T_{soil,1} + r_{sn} \cdot (R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn}). \quad (96)$$

Для того, чтобы функция изменения температуры снега оставалась гладкой, вычисленная оценка T_{sn}^1 ограничивается таким образом, чтобы

$$|T_{sn}^1 - T_{sn}| < \Delta T_{sn,max} \cdot \frac{\Delta t}{3600}, \quad (97)$$

где $\Delta T_{sn,max} = 5$ К — максимально допустимое изменение T_{sn} за 1 ч. После этого рассчитывается предварительное значение массы снега на следующем шаге по времени S^1 (кг/м²) по формуле:

$$S^1 = S + \Delta t \cdot (P_{snowfall} + c_{sn}E_{sn}). \quad (98)$$

Если $T_{sn}^1 < T_0$ и $S^1 > 0$, то полагается, что снег не тает, а новые значения температуры снега и его массы равны предварительным значениям $T_{sn} = T_{sn}^1$ и $S = S^1$, при этом базальный поток тепла в почву рассчитывается по формуле (99), а интенсивность таяния снега полагается $M_{sn} = 0$.

$$G_{sn}^{basal} = (T_{sn} - T_{soil,1})/r_{sn}, \quad (99)$$

Если же $T_{sn}^1 \geq T_0$, то реализуется сценарий таяния снега, и шаг по времени Δt разбивается на два интервала. На первом интервале Δt_1 (с) снег нагревается от температуры T_{sn} до температуры T_0 . На втором интервале Δt_2 (с) снег тает. Если $A_1 < A_{1,min}$, то $\Delta t_1 = 0$, иначе Δt_1 находится по формуле:

$$\Delta t_1 = \frac{A_1 \cdot (T_0 - T_{sn})}{R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - (T_0 - T_{soil,1})/r_{sn}}. \quad (100)$$

Величина Δt_2 находится, как оставшаяся часть от Δt , то есть

$$\Delta t_2 = \Delta t - \Delta t_1. \quad (101)$$

Далее возможны два варианта: либо тает лишь часть снега, либо же весь снег стаивает за время Δt . Для того, чтобы определить, какой из вариантов реализуется, рассчитывается вторая оценка массы снега на следующем шаге по времени S^2 (кг/м²) по формуле:

$$S^2 = S^1 - \Delta t_2 c_{sn} \Delta G, \\ \Delta G = \max\left(0, R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - \frac{T_0 - T_{soil,1}}{r_{sn}}\right). \quad (102)$$

Если $S^2 > 0$, то за время Δt весь снег растаять не успеет. Тогда $T_{sn} = T_0$ и $S = S^2$, при этом базальный поток тепла в почву рассчитывается как

$$G_{sn}^{basal} = (T_0 - T_{soil,1})/r_{sn}, \quad (103)$$

а интенсивность таяния снега определяется выражением:

$$M_{sn} = (R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - G_{sn}^{basal})/L_f. \quad (104)$$

В случае, когда $S^2 \leq 0$, рассчитывается время, за которое весь снег тает Δt_2 по формуле:

$$\Delta t_2 = \frac{S^1}{c_{sn} \cdot \max\left(0, R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - \frac{T_0 - T_{soil,1}}{r_{sn}}\right)} \quad (105)$$

и определяется время без снега $\Delta t_3 = \Delta t - \Delta t_1 - \Delta t_2$ (с). Тогда $T_{sn} = T_0$ и $S = 0$, при этом базальный поток тепла в почву рассчитывается как:

$$G_{sn}^{basal} = \frac{\Delta t_1 + \Delta t_2}{\Delta t} \frac{T_0 - T_{soil,1}}{r_{sn}} + \frac{\Delta t_3}{\Delta t} (R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn}), \quad (106)$$

а интенсивность таяния снега определяется выражением:

$$M_{sn} = (R_{SW+LW,sn}^N + H_{sn} + (LE)_{sn} - G_{sn}^{basal})/L_f. \quad (107)$$

Сток жидкой воды из снега ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{с}$) $R_{sn} = c_{sn}M_{sn} + c_{sn}F_{rainfall}$ складывается из интенсивности таяния и интенсивности жидких осадков, выпавших над снежным покровом.

После обновления температуры снега T_{sn} и его массы S рассчитывается связанный с внутренними фазовыми переходами в снеге поток тепла Q_{sn}^{INT} ($\text{Вт}/\text{м}^2$) по формуле:

$$Q_{sn}^{INT} = L_f \cdot \frac{(S_l - S_l^{old})}{\Delta t}. \quad (108)$$

1.8.2 Плотность снега

Алгоритм расчета нового значения плотности снега разбит на несколько этапов. Сначала обрабатывается случай выпадения снега $P_{snowfall} > P_{snowfall,min}$, когда плотность снега рассчитывается с помощью соотношения:

$$\rho_{sn} = \frac{S + \Delta t \cdot P_{snowfall}}{\frac{S}{\rho_{sn}} + \frac{\Delta t \cdot P_{snowfall}}{\rho_{new}}}, \quad (109)$$

где ρ_{new} — плотность свежеснегавшего снега ($\text{кг}/\text{м}^3$), которая рассчитывается по формуле (Brun et al., 1992; Brun et al., 1989):

$$\rho_{new} = a_{sn} + b_{sn} \cdot (T_{air} - T_0) + c_{sn} \cdot \sqrt{|U|}, \quad (110)$$

где $a_{sn} = 109 \text{ кг}/\text{м}^3$, $b_{sn} = 6 \text{ кг}/\text{м}^3/\text{К}$ и $c_{sn} = 26 \text{ кг}/\text{м}^{3.5} \cdot \text{с}^{0.5}$.

Далее эволюция плотности снега определяется уравнением:

$$\frac{1}{\rho_{sn}} \frac{d\rho_{sn}}{dt} = \frac{0.5 \cdot S \cdot g}{\eta_{sn}(T_{sn}, \rho_{sn})} + \xi_{sn}(T_{sn}, \rho_{sn}) + \frac{\max(0, Q_{sn}^{INT})}{L_f \cdot (S - S_l)}, \quad (111)$$

где в правой части первый член отвечает за уплотнение снега из-за давления вышележащих слоев, второй член описывает термический метаморфизм и третий член описывает уплотнение снега из-за процессов таяния; η_{sn} (Па·с) — вязкость снега, а ξ_{sn} (с^{-1}) — эффект от теплового метаморфизма.

Расчет вязкости снега η_{sn} производится по формуле (Anderson, 1976):

$$\eta_{sn} = \eta_0 \cdot \exp(a_\eta \cdot (T_0 - T_{sn}) + b_\eta \cdot \rho_{sn}), \quad (112)$$

где $\eta_0 = 3,7 \cdot 10^7 \text{ Па} \cdot \text{с}$, $a_\eta = 8,1 \cdot 10^{-2} \text{ К}^{-1}$ и $b_\eta = 1,8 \cdot 10^{-2} \text{ м}^3/\text{кг}$.

Расчет вклада термического метаморфизма ξ_{sn} в уплотнение снега производится с помощью соотношения:

$$\xi_{sn} = a_{\xi} \cdot \exp(-b_{\xi} \cdot (T_0 - T_{sn}) - c_{\xi} \cdot \max(0, \rho_{sn} - \rho_{\xi})), \quad (113)$$

где коэффициенты параметризации (Anderson, 1976), полагаются следующими: $a_{\xi} = 2,8 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, $b_{\xi} = 4,2 \cdot 10^{-2} \text{ K}^{-1}$, $c_{\xi} = 460 \text{ м}^3/\text{кг}$ и $\rho_{\xi} = 150 \text{ кг}/\text{м}^3$.

Плотность снега ограничена «сверху» и «снизу» величинами $\rho_{sn,max}$ и $\rho_{sn,min}$ ($\text{кг}/\text{м}^3$), равными, соответственно, 500 и 50 $\text{кг}/\text{м}^3$.

1.9 Почва

Почва в новой схеме тепло- и влагообмена суши с атмосферой разбивается на 4 слоя. Толщины слоев имеют следующие значения:

$$D_1 = 0,1 \text{ м}, \quad D_2 = 0,25 \text{ м}, \quad D_3 = 0,65 \text{ м}, \quad D_4 = 2 \text{ м}.$$

Ключевыми характеристиками при описании почвы являются температура почвы $T_{soil,k}$ (К) и влагозапас почвы θ_k ($\text{м}^3/\text{м}^3$), где $k = \overline{1, N_{soil}}$. Ниже будут рассмотрены уравнения, описывающие эволюцию ключевых характеристик почвы, и численные схемы их решения. При создании модели поверхности суши в качестве основы для описания почвенных характеристик используется описание почвы в схеме HTESSSEL (Balsamo et al., 2009).

1.9.1 Температурный режим почвы

Эволюция температуры почвы T_{soil} описывается уравнением:

$$(\rho C)_{soil} \partial_t T_{soil} = \partial_z G + L_f \rho_{water} \partial_t \theta_{ice}, \quad (114)$$

где $(\rho C)_{soil}$ — объемная теплоемкость почвы ($\text{Дж}/\text{м}^3/\text{К}$), G — поток тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$), θ_{ice} — объемное количество льда ($\text{м}^3/\text{м}^3$), а $z < 0$ — вертикальная координата (м). Первое слагаемое в правой части уравнения описывает диффузию температуры почвы, второе отвечает за поток тепла, получаемый в результате фазовых переходов воды в почве.

Объемная теплоемкость слоя почвы рассчитывается с учетом количества жидкой воды и количества льда согласно формуле:

$$(\rho C)_{soil} = (1 - \theta_{sat}) \cdot (\rho C)_{sm} + \theta_{liq} \rho_{water} C_{water} + \theta_{ice} (\rho C)_{ice}, \quad (115)$$

где $(\rho C)_{sm}$ — объемная теплоемкость почвенной матрицы (в общем случае зависит от состава почвы, по умолчанию составляет $2 \cdot 10^6$ Дж/м³/К и C_{water} — удельная теплоемкость воды, равная 4200 Дж/кг.

Поток тепла G на верхней границе почвы полагается равным потоку тепла из атмосферы в почву H_{soil}^N (Вт/м²), который рассчитывается с помощью соотношения:

$$H_{soil}^N = \sum_{i=\{1,2,4,6\}} c_i G_i + c_{sn} G_{sn}^{basal}, \quad (116)$$

$$G_i = \Lambda_{sk,i} \cdot (T_{sk,i} - T_{soil,1}) + f_{Rs,i} \cdot (1 - \alpha_i) \cdot R_{SW}^{\downarrow},$$

где суммирование выполняется по всем свободным от снега типам покрытия. Поток тепла G на нижней границе почвы полагается равным нулю. Это позволяет удовлетворительно аппроксимировать реальную физическую систему, так как на большой глубине поток тепла имеет амплитуду изменения значительно меньше, чем на поверхности (Vries and Afgan, 1975).

Поток тепла G между уровнями почвы, лежащими выше нижней границы почвы, рассчитывается по формуле $G = \lambda_T \partial_z T_{soil}$, где λ_T — теплопроводность почвы (Вт/м/К), которая, следуя упрощенной версии модели из работы (Peters-Lidard et al., 1998), рассчитывается по формуле:

$$\lambda_T(\theta) = K_e(\theta) \cdot (\lambda_{sat}(\theta) - \lambda_{dry}) + \lambda_{dry}, \quad (117)$$

где K_e — число Керстена, λ_{sat} — теплопроводность насыщенной почвы, Вт/м/К, и $\lambda_{dry} = 0,19$ Вт/м/К — теплопроводность сухой

почвы. Теплопроводность насыщенной почвы определяется из соотношения:

$$\lambda_{sat}(\theta) = (\lambda_{sm})^{1-\theta_{sat}} \cdot (\lambda_w)^\theta, \quad (118)$$

где λ_{sm} — теплопроводность почвенной матрицы (имеет характерное значение 3,44 Вт/м/К) и $\lambda_w = 0,57$ Вт/м/К — теплопроводность жидкой воды. Число Керстена определяется согласно формуле:

$$K_e(\theta) = \log_{10} [\max(0.1, \theta/\theta_{sat})] + 1. \quad (119)$$

Количество льда в почве θ_{ice} рассчитывается диагностически на основе объемного влагозапаса почвы и ее температуры по формуле:

$$\theta_{ice} = f_{fr}(T_{soil}) \cdot \theta_f,$$

где $\theta_f = (1 - c_B) \cdot \theta_{cap}$ — максимальное количество влаги в почве, которое может замерзнуть, а $f_{fr}(T_{soil})$ — доля замерзшей влаги в почве, которая определяется из соотношения:

$$f_{fr}(T_{soil}) = \begin{cases} 0, & T_{soil} > T_{f1}; \\ f(T_{soil}), & T_{f1} \geq T_{soil} \geq T_{f2}; \\ 1, & T_{soil} < T_{f2}; \end{cases} \quad (120)$$

$$f(T_{soil}) = 0,5 \cdot \left(1 - \sin \left[\frac{\pi(T_{soil} - 0,5T_{f1} - 0,5T_{f2})}{T_{f1} - T_{f2}} \right] \right),$$

где $T_{f1} = T_0 + 1$ К и $T_{f2} = T_0 - 3$ К.

Такой подход позволяет переписать уравнение для температуры почвы и ввести эффективную теплоемкость:

$$(\rho C)_{soil,eff} \partial_t T_{soil} = \partial_z (\lambda_T \partial_z T_{soil}), \quad (121)$$

где эффективная теплоемкость почвы (Дж/м³/К) рассчитывается по формуле:

$$(\rho C)_{soil,eff} = (\rho C)_{soil} - L_f \rho_{water} \theta_f f'_{fr}(T_{soil}). \quad (122)$$

Дискретизация получившегося уравнения имеет следующий вид:

$$\begin{aligned}
 [(\rho C)_{soil,eff}]_k \frac{T_k^{n+1} - T_k^n}{\Delta t} &= \frac{[\lambda_T]_{k+\frac{1}{2}}(T_{k+1}^{n+1} - T_k^{n+1})}{D_k \cdot \Delta z_k} - \\
 &\quad - \frac{[\lambda_T]_{k-\frac{1}{2}}(T_k^{n+1} - T_{k-1}^{n+1})}{D_k \cdot \Delta z_{k-1}}, \\
 \Delta z_k &= z_{k+1} - z_k,
 \end{aligned} \tag{123}$$

где $k = \overline{2, N_{soil} - 1}$ — номер слоя почвы, n — номер шага по времени. Глубины с половинчатыми индексами $z_{k+1/2}$ (м) отвечают глубинам границ почвенных слоев и задаются по формуле:

$$z_{1/2} = 0 \text{ м}, \quad z_{k+1/2} = - \sum_{l=1}^k D_l, \quad k = \overline{1, N_{soil}}. \tag{124}$$

Глубины с целочисленными индексами z_k (м) отвечают глубинам центров почвенных слоев и задаются по формуле:

$$z_k = - \sum_{l=1}^{k-1} D_l - D_k/2, \quad k = \overline{1, N_{soil}}. \tag{125}$$

Эффективная теплоемкость почвы слоя k $[(\rho C)_{soil,eff}]_k$ рассчитывается следующим образом:

$$\begin{aligned}
 [(\rho C)_{soil,eff}]_k &= (\rho C)_{soil} + \Delta(\rho C)_{soil}, \\
 \Delta(\rho C)_{soil} &= -L_f \rho_{water} (1 - c_B) \theta_{cap,k} f'_{fr}(T_{soil,k}).
 \end{aligned} \tag{126}$$

Теплопроводность на границах слоев почвы рассчитывается с учетом температуры почвы согласно соотношениям:

$$\begin{aligned}
 [\lambda_T]_{k+\frac{1}{2}} &= \lambda_T(\max(\theta_k, \theta_{k+1})), \quad k = \overline{1, N_{soil} - 1}; \\
 [\lambda_T]_{\frac{1}{2}} &= \lambda_T(\theta_1);
 \end{aligned} \tag{127}$$

$$[\lambda_T]_{N_{soil}+\frac{1}{2}} = \lambda_T(\theta_{N_{soil}});$$

где $f_{fr}^* = \min(f_{fr}(T_{soil,k}), f_{fr}(T_{soil,k+1}))$ — скорректированная доля замерзшей влаги в почве.

Дискретизация уравнения для температуры почвы на верхней и нижней границах почвы имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} [(\rho C)_{soil,eff}]_1 \frac{T_1^{n+1} - T_1^n}{\Delta t} &= \frac{[\lambda_T]_{\frac{3}{2}}(T_2^{n+1} - T_1^{n+1})}{D_1 \cdot \Delta z_1} - \frac{H_{soil}^N}{D_1}; \\ [(\rho C)_{soil,eff}]_k \frac{T_k^{n+1} - T_k^n}{\Delta t} &= \frac{[\lambda_T]_{k-\frac{1}{2}}(T_{k-1}^{n+1} - T_k^{n+1})}{D_k \cdot \Delta z_k}, \end{aligned} \quad (128)$$

$k = N_{soil};$

Полученная после дискретизации система уравнений для температуры почвы является трехдиагональной. Для ее решения используется метод прогонки.

1.9.2 Водный режим почвы

Уравнение водного баланса в почве имеет следующий вид:

$$\partial_t \theta = \partial_z F + S_\theta, \quad (129)$$

где F — поток влаги в почве (м/с), $S < 0$ — объемный сток почвенной влаги, возникающий за счет поглощения влаги корнями растений ($\text{м}^3/\text{м}^3/\text{с}$), а $z < 0$ — вертикальная координата (м). Поток влаги в почве F описывается согласно закону Дарси:

$$F = \lambda_\theta \partial_z \theta + \gamma_\theta, \quad (130)$$

где λ_θ — коэффициент диффузии почвенной влаги, или диффузивность ($\text{м}^2/\text{с}$), а γ_θ — гидравлическая проводимость (м/с). Данные параметры рассчитываются на основе теории ван Генухтена (van Genuchten, 1980) по следующим формулам:

$$\gamma_{\theta}(\theta) = \gamma_{\theta,sat} \cdot \theta^l \cdot (1 - (1 - \theta^{1/(1-1/n)})^{1-1/n})^2, \quad (131)$$

$$\lambda_{\theta}(\theta) = \gamma_{\theta}(\theta) \left| \frac{dh}{d\theta} \right|, \quad (132)$$

где $\gamma_{\theta,sat}$ — гидравлическая проводимость насыщенной почвы (м/с), функциональная зависимость $h(\theta)$ определяется из (van Genuchten, 1980), θ — эффективный безразмерный влагозапас почвы, который рассчитывается по формуле:

$$\theta = \frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{sat} - \theta_{min}}, \quad (133)$$

l (-), n (-) и α (м⁻¹) — коэффициенты параметризации ван Генухтена. Существует несколько различных подходов к их определению на основе данных о составе почвы, обзор таких подходов приводится в работе (Dai et al., 2013). Коэффициенты параметризации ван Генухтена в модельной ячейке определяются либо на основе данных о составе и текстуре почвы на экспериментальной площадке (в случае локальных экспериментов), либо задаются из глобальных наборов свойств почвы, например, из набора (Dai et al., 2019), содержащего коэффициенты параметризации ван Генухтена на сетке с разрешением 30" и на глубинах вплоть до 3,8 м.

Поток влаги F на верхней границе рассчитывается по формуле

$$F_{UBC} = \frac{1}{\rho_{water}} \cdot (I + c_1 E_1 + c_6 E_6 + c_2 \max(0, E_2) + c_4 \max(0, E_4) + c_5 \max(0, E_{5,veg})), \quad (134)$$

где I — инфильтрация воды в почву (кг/м²/с), которая рассчитывается с помощью соотношения:

$$I = \min(I_{max}, P_{through} + R_{sn} - R_{surf}), \quad (135)$$

$$R_{surf} = \max(0, P_{through} + R_{sn} - I_{max}),$$

где R_{surf} — поверхностный сток (кг/м²/с), I_{max} — максимальная инфильтрация (кг/м²/с). В MGOLSM расчет максимальной инфильтрации происходит согласно параметризации, впервые представленной в (Dümenil and Todini, 1992):

$$\begin{aligned}
 b &= \frac{\sigma_{or} - \sigma_{min}}{\sigma_{or} - \sigma_{max}}, w = \sum_{k=1}^r (\theta_k - \theta_{min,k}) \cdot D_k, \\
 w_{sat} &= \sum_{k=1}^r (\theta_{sat} - \theta_{min,k}) \cdot D_k, \\
 i_1 &= \max\left(0.01, 1 - \frac{w}{w_{sat}}\right)^{\frac{1}{1+b}} - \frac{(P_{through} + R_{sn}) \cdot \Delta t}{\rho_{water} \cdot (1 + b) \cdot w_{sat}}, \\
 I_{max} &= \begin{cases} \frac{\rho_{water}}{\Delta t} (w_{sat} - w), & \text{если } i_1 \leq 0; \\ \frac{\rho_{water}}{\Delta t} [(w_{sat} - w) - w_{sat} \cdot \max(0, i_1^{1+b})], & \text{иначе.} \end{cases}
 \end{aligned} \tag{136}$$

Здесь b — безразмерный параметр, характеризующий изменчивость орографии внутри модельной ячейки, который рассчитывается на основе стандартного отклонения орографии внутри ячейки σ_{or} (м), при этом $\sigma_{min} = 100$ м и $\sigma_{max} = 1000$ м (van den Hurk and Viterbo, 2003); w — средний влагозапас r верхних слоев почвы (м) и w_{sat} — средний насыщающий влагозапас r верхних слоев почвы (м), в актуальной версии модели $r = 2$; i_1 — безразмерный промежуточный параметр, на основе которого рассчитывается максимальная инфильтрация.

На нижней границе поток влаги F полагается равным гидравлической проводимости, что соответствует случаю свободного дренажа:

$$F_{LBC} = [\gamma\theta]_{N_{soil} + \frac{1}{2}}. \tag{137}$$

Подземный сток $R_{subsurf}$ (кг/м²/с) определяется свободным дренажом воды с нижнего модельного слоя, а также стоком излишков воды, которые могут появиться в модельной ячейке в ходе решения уравнения водного баланса в почве и в резервуаре перехваченных осадков.

Поглощение почвенной влаги корнями растений S рассчитывается для каждого слоя почвы по следующей формуле:

$$S_{\theta,k} = \frac{E_{tr}}{\rho_{water}} \frac{\overline{R}_k \cdot \theta_k}{\sum_{k=1}^{N_{soil}} \overline{R}_k \cdot \theta_k}, k = \overline{1, N_{soil}}, \quad (138)$$

$$E_{tr} = c_2 \min(0, E_2) + c_4 \min(0, E_4) + c_5 \min(0, E_{5,veg})$$

где $\overline{R}_k = c_H R_k(T_H) + c_L R_k(T_L) + (1 - c_H - c_L) R_k(8)$ — общая доля корней в почве в слое k .

Дискретизация уравнения водного баланса в почве имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\theta_k^{n+1} - \theta_k^n}{\Delta t} &= \frac{[\lambda_\theta]_{k+\frac{1}{2}} (\theta_{k+1}^{n+1} - \theta_k^{n+1})}{D_k \cdot \Delta z_k} + \frac{[\gamma_\theta]_{k+\frac{1}{2}}}{D_k} - \\ &- \frac{[\lambda_\theta]_{k-\frac{1}{2}} (\theta_k^{n+1} - \theta_{k-1}^{n+1})}{D_k \cdot \Delta z_{k-1}} - \frac{[\gamma_\theta]_{k-\frac{1}{2}}}{D_k} + S_{\theta,k}, \\ & \quad k = \overline{2, N_{soil} - 1}; \\ \frac{\theta_1^{n+1} - \theta_1^n}{\Delta t} &= \frac{[\lambda_\theta]_{\frac{3}{2}} (\theta_2^{n+1} - \theta_1^{n+1})}{D_1 \cdot \Delta z_1} + \frac{[\gamma_\theta]_{\frac{3}{2}}}{D_k} - \frac{F_{UBC}}{D_1} + S_{\theta,1}; \\ \frac{\theta_k^{n+1} - \theta_k^n}{\Delta t} &= \frac{[\lambda_\theta]_{k+\frac{1}{2}} (\theta_{k+1}^{n+1} - \theta_k^{n+1})}{D_k \cdot \Delta z_k} + \frac{[\gamma_\theta]_{k+\frac{1}{2}}}{D_k} - \\ &- \frac{[\gamma_\theta]_{k-\frac{1}{2}}}{D_k} + S_{\theta,k}, k = N_{soil}. \end{aligned} \quad (139)$$

Здесь использованы те же обозначения, что и в уравнениях (123) и (128). Диффузивность и гидравлическая проводимость на границах слоев почвы рассчитываются по тем же формулам, что и теплопроводность почвы на границах почвенных слоев. Система уравнений имеет трехдиагональный вид, как и в случае с почвенной температурой. Численное решение данной трехдиагональной системы выполняется методом прогонки.

2. Верификация схемы MGOLSM с помощью локального моделирования динамики характеристик деятельного слоя суши в неинтерактивном режиме

2.1 ESM-SnowMIP

Для верификации схемы MGOLSM были проведены численные эксперименты, аналогичные тем, которые проводились на первом этапе проекта по сравнению схем описания процессов в снеге ESM-SnowMIP (Earth system model-Snow Model Intercomparison Project; Krinner et al., 2018), в котором приняло участие 26 различных схем и моделей. На первом этапе ESM-SnowMIP проводились расчеты динамики характеристик деятельного слоя суши (в том числе снегозапас, температура поверхности, температура почвы и альbedo поверхности) для 10 экспериментальных площадок, расположенных в различных климатических условиях (табл. 6, рис. 4).

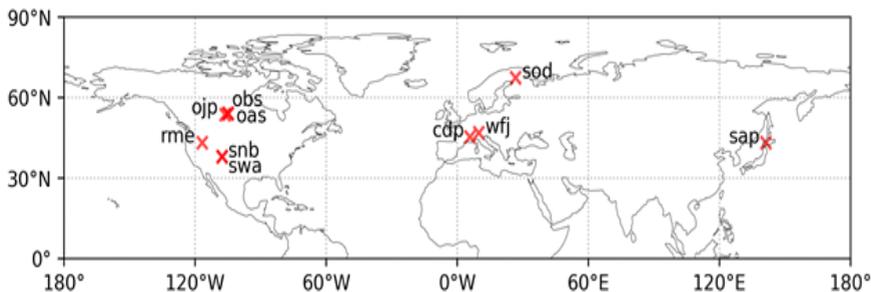


Рис. 4. Расположение экспериментальных площадок ESM-SnowMIP (Krinner et al., 2018)

Данные наблюдений на площадках (Menard et al., 2019) включают как входные данные для моделирования, так и данные для оценки качества расчетов (например, наблюдения за снегозапасом и температурой почвы).

Площадки ESM-SnowMIP расположены в резко контрастных климатических районах от морского в Sapporo до арктического в Sodankylä на высотах над уровнем моря от 17 м в Sapporo до 3714 м в Senator Beck с типами поверхности от оголенной почвы на площадке Weissfluhjoch до осинового леса на площадке Old Aspen. Таким образом, расчеты для пунктов, где расположены площадки ESM-SnowMIP, позволяют объективно оценить способность MGOLSM воспроизводить динамику характеристик деятельного слоя суши. Сопоставление данных результатов с результатами моделей, участвовавших в ESM-SnowMIP, позволяет определить, отвечает ли усовершенствованная схема тепло- и влагообмена суши с атмосферой уровню мировых аналогов.

Таблица 6

Экспериментальные площадки ESM-SnowMIP

Название площадки (аббревиатура)	Широта (° N)	Высота над ур. м. (м)	Тип растительности	Тип почвы	Период измерений
BERMS Old Aspen, Canada (oas)	53,63	600	Осиновый лес высотой 21 метр	Органическая подстилка и торф толщиной 10 см на супесчаном суглинке	1997–2010
BERMS Old Black Spruce, Canada (obs)	53,99	629	Черный еловый лес высотой 12 метров	Торф поверх песка и супеси	1997–2010

Продолжение таблицы 6

Название площадки (аббревиатура)	Широта (° N)	Высота над ур. м. (м)	Тип растительности	Тип почвы	Период измерений
BERMS Old Jack Pine, Canada (ojp)	53,92	579	Лес высотой 14 метров	Песок	1997–2010
Col de Porte, France (cdp)	45,3	1325	Травянистый луг в окружении хвойного леса	Песчаный суглинок	1994–2014
Reynolds Mountain East, USA (rme)	43,19	2060	Поляна в альпийской роще	Илистая глина	1988–2008
Sapporo, Japan (sap)	43,08	15	Низкая трава	Глина	2005–2015
Senator Beck, USA (snb)	37,91	3714	Альпийская тундра	Тонкий слой почвы и обнаженная скальная порода	2005–2015
Sodankylä, Finland (sod)	67,37	179	Поляна в хвойном лесу	Песок	2007–2014
Swamp Angel, USA (swa)	37,91	3371	Поляна в субальпийском лесу	Коллювий	2005–2015
Weissfluhjoch, Switzerland (wfj)	46,83	2536	Открытый грунт	Морена	1996–2016

2.2 Метрики качества

Качество воспроизведения эволюции наблюдаемых величин с помощью схем взаимодействия суши с атмосферой принято оценивать с использованием нормализованной среднеквадратической ошибки расчета $NRMSE$, которая определяется как отношение средней квадратической ошибки расчета $RMSE$ к стандартному отклонению наблюдаемой величины σ_o (Krinner et al., 2018) и рассчитывается по формуле:

$$NRMSE = \frac{RMSE}{\sigma_o} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (s_i - o_i)^2}{\sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2}}, \quad (140)$$

где s — результаты моделирования, o — результаты наблюдений, \bar{o} — среднее значение измеряемой величины и N — объем выборки. Чем ближе значение $NRMSE$ к нулю, тем лучше модельные оценки согласуются с данными наблюдений. При $NRMSE = 1$ модель воспроизводит динамику наблюдаемой величины так, как это делает среднее значение \bar{o} .

Для оценки качества воспроизведения моделями средних значений характеристик деятельного слоя суши будем использовать систематическую ошибку расчета $Bias$, которая определяется стандартным образом:

$$Bias = \bar{s} - \bar{o}, \quad (141)$$

где черта сверху обозначает среднее по выборке значение. Описанные в данном разделе метрики $Bias$ и $NRMSE$ далее будут рассчитываться по среднесуточным величинам и только по тем дням, когда был снег, либо когда температура приземного воздуха была ниже 0°C .

2.3 Анализ результатов моделирования характеристик деятельного слоя суши

Сопоставление динамики измеренных и полученных в результате многолетнего моделирования с использованием MGOLSM снегозапасов на площадках ESM-SnowMIP (рис. 5) показывает, что модельные оценки снегозапаса в целом близки к наблюдаемым. Из погрешностей описания эволюции снегозапаса отметим следующие:

(1) на площадках BERMS Old Aspen и BERMS Old Black Spruce MGOLSM систематически недооценивает величину снегозапаса на, соответственно, 27 % и 14 % от среднего годового максимума (табл. 7); для большинства остальных площадок MGOLSM дает завышенную оценку снегозапаса, — для площадки Sapporo MGOLSM завышает величину снегозапаса на 15%, для Col de Porte — на 11 %, для Senator Beck — на 10 % и т. д. (табл. 7) — что приводит к тому, что фаза годового хода снежного покрова оказывается несколько смещенной в сторону теплого сезона — для площадок Sapporo и Col de Porte сход снега происходит с задержкой в 14 дней, для Reynolds Mountain East — 12 дней (табл. 7).

Погрешность (1) является общей для многих схем снежного покрова (Krinner et al., 2018) и в MGOLSM может быть обусловлена использованием упрощенной параметризации альbedo снега под высокой растительностью, которое задается постоянным (см. пункт 1.3.3). Погрешность (2) можно объяснить пока еще недостаточным разрешением модели (используется однослойная схема для снега).

Вывод о том, что MGOLSM позволяет удовлетворительно воспроизводить динамику снегозапаса, подтверждают и рассчитанные значения *NRMSE* массы снега (правая панель рис. 6). Из рис. 6 видно, что значения *NRMSE* массы снега, полученные для MGOLSM, соответствуют оценкам первой трети моделей с наименьшими значениями *NRMSE*.

Для всех площадок значения *NRMSE* температуры поверхности, вычисленные по результатам MGOLSM, оказываются меньшими единицы (рис. 7). Такая величина ошибок свидетельствует о том, что температурный режим поверхности площадок удовлетворительно

воспроизводится с помощью MGOLSM. Оценки MGOLSM соответствуют оценкам тех схем ESM-SnowMIP, которые находятся примерно в середине модельного списка, ранжированного по возрастанию среднего по площадкам *NRMSE* (левая панель рис. 7).

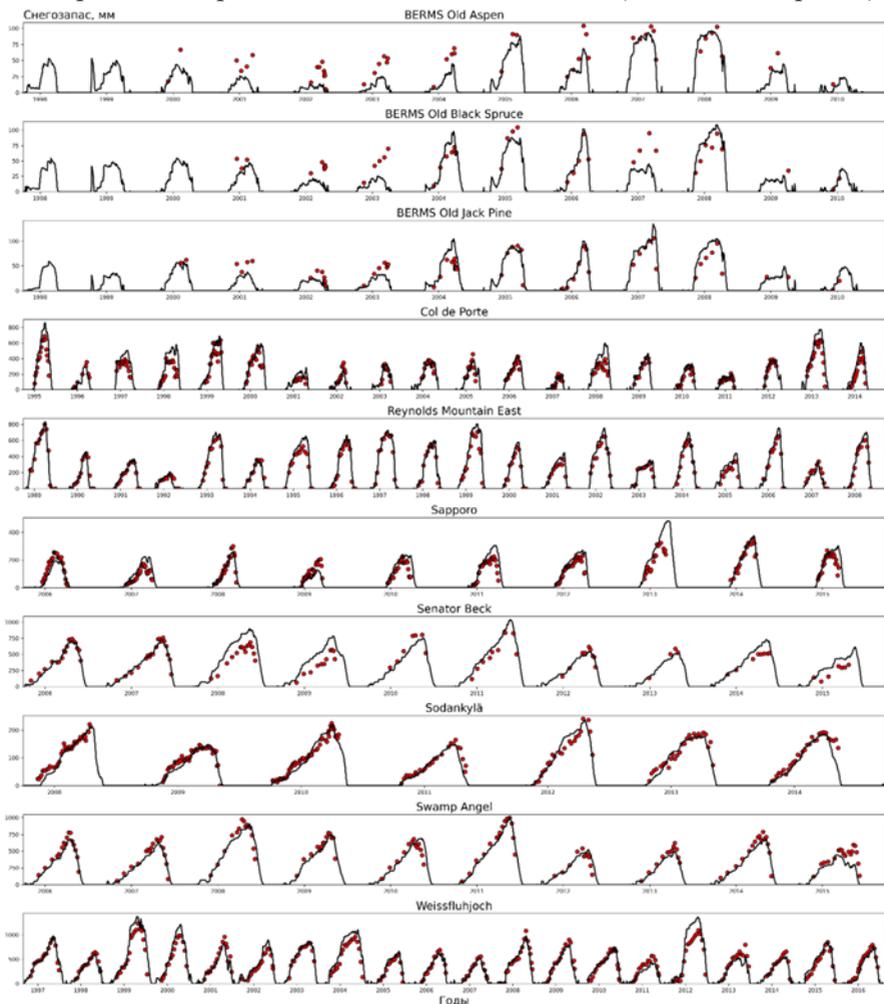


Рис. 5. Временной ход измеренных (красные точки) и рассчитанных с использованием MGOLSM (черные линии) снегозапасов для площадок ESM-SnowMIP (см. табл. 6)

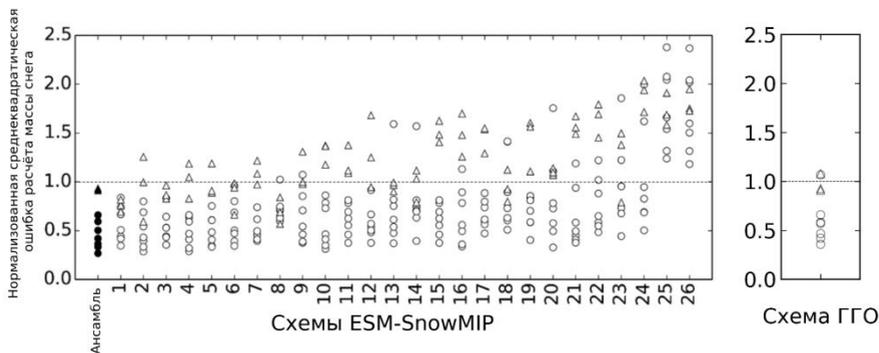


Рис. 6. Левая панель (Krinner et al., 2018): значения NRMSE массы снега, вычисленные по результатам расчетов схем, принимавших участие в проекте ESM-SnowMIP; схемы упорядочены по возрастанию среднего по площадкам NRMSE.

Правая панель: значения NRMSE, вычисленные по результатам моделирования динамики снегозапаса с использованием MGOLSM. Треугольниками обозначены NRMSE для площадок с высокой растительностью, а кругами — NRMSE для всех остальных площадок

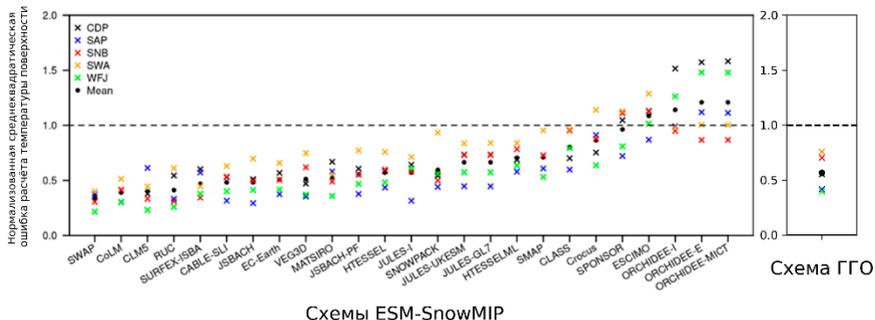


Рис. 7. Левая панель (Menard et al., 2021): значения NRMSE температуры поверхности, вычисленные по результатам расчетов схем, принимавших участие в проекте ESM-SnowMIP; схемы упорядочены по возрастанию среднего по площадкам NRMSE.

Правая панель: значения NRMSE, вычисленные по результатам моделирования хода температуры поверхности с использованием MGOLSM. Крестиками отмечены значения NRMSE для площадок, а черным кружком — среднее по площадкам NRMSE

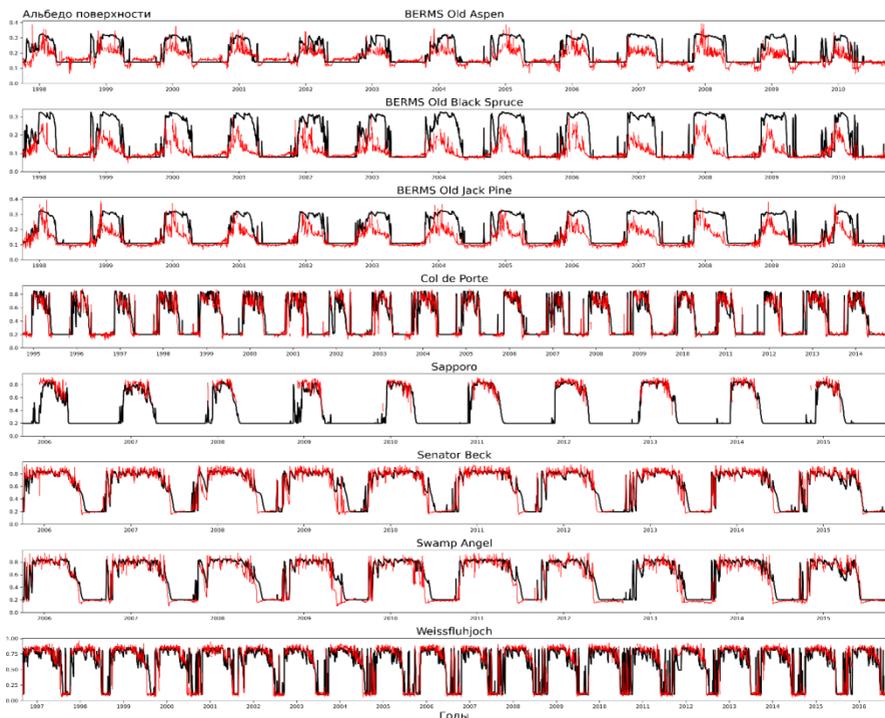


Рис. 8. Временной ход измеренных (красные линии) и рассчитанных с использованием MGOLSM (черные линии) значений альbedo поверхности для площадок ESM-SnowMIP (см. табл. 6)

Сравнение динамики полученных в результате расчетов по MGOLSM значений альbedo поверхности на площадках ESM-SnowMIP (рис. 8) с данными наблюдений показывает, что за исключением площадок BERMS, где преобладает высокая растительность, расчетное альbedo согласуется с фактическим. Из погрешностей моделирования отметим две следующие:

(1) Для экспериментальных площадок BERMS Old Aspen, BERMS Old Black Spruce и BERMS Old Jack Pine, которые характеризуются преобладанием высокой растительности, расчетные значения альbedo оказываются значительно выше наблюдаемых в период залегания снега — на 0,07, 0,13 и 0,08 соответственно (табл. 7);

(2) Для ряда остальных площадок (например, Senator Beck и Swamp Angel) расчетное значение альbedo оказывается завышенным в период таяния снега.

Погрешность (2) связана с запаздыванием схода снега по модели, а погрешность (1) возникает из-за того, что в MGOLSM используется упрощенная параметризация альbedo снега под высокой растительностью, которое принято постоянным (см. пункт 1.3.3).

Для площадок без высокой растительности отклонения расчетных оценок альbedo поверхности от данных наблюдений оказываются близкими к нулю (правая панель рис. 9) — от $-0,04$ для площадок Sapporo и Weissfluhjoch до $0,02$ для площадки Swamp Angel (табл. 7).

Для площадок значения отклонений рассчитанной температуры почвы от наблюдаемой находятся в диапазоне от $-1,28$ К для площадки BERMS Old Black Spruce до $1,31$ К для площадки Col de Porte (правая панель рис. 10; табл. 7). Такие отклонения свидетельствуют о удовлетворительном качестве воспроизведения многолетних средних значений температуры почвы с помощью MGOLSM.

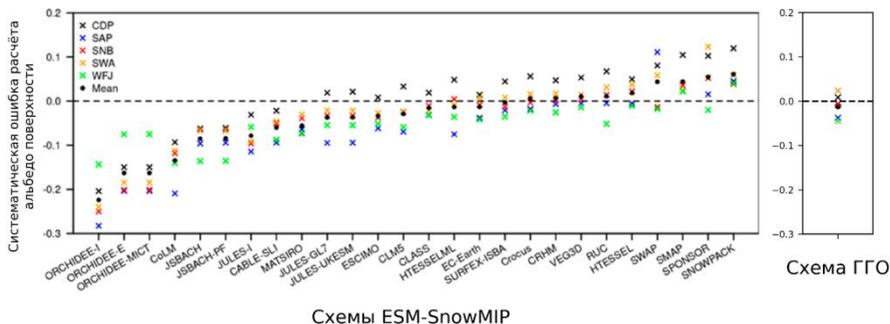


Рис. 9. Левая панель (Menard et al., 2021): значения Bias альbedo поверхности, вычисленные по результатам расчетов схем, принимавших участие в проекте ESM-SnowMIP; схемы упорядочены по возрастанию средней по площадкам ошибки.

Правая панель: значения Bias, вычисленные по результатам моделирования хода альbedo поверхности с использованием MGOLSM. Крестиками отмечены значения Bias, а черным кружком — среднее по площадкам значение

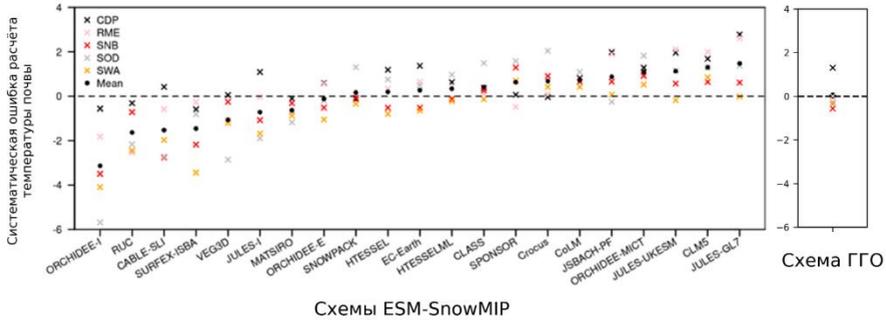


Рис. 10. Левая панель (Menard et al., 2021): значения Bias температуры почвы, вычисленные по результатам расчетов схем, принимавших участие в проекте ESM-SnowMIP; схемы упорядочены по возрастанию средней по площадкам ошибки.

Правая панель: значения Bias, рассчитанные по результатам моделирования хода температуры почвы с использованием MGOLSM. Крестиками отмечены значения Bias, а черным кружком — средняя по площадкам ошибка

Таблица 7

Отклонение расчетной даты схода снежного покрова, снегозапаса, альbedo поверхности и температуры почвы от данных наблюдений

Аббревиатура площадки	Отклонение расчетной даты схода снега (сутки)	<i>Bias</i> снегозапаса по отношению к среднегодовому наблюдаемому максимуму	<i>Bias</i> альbedo поверхности	<i>Bias</i> температуры почвы (K)
oas	—	-0,27	0,07	-0,66
obs	—	-0,14	0,13	-1,28
ojp	—	0,08	0,08	0,16
cdp	14	0,11	0,01	1,31
rme	12	0,08	—	0,01
sap	14	0,15	-0,04	—

Аббревиатура площадки	Отклонение расчетной даты схода снега (сутки)	<i>Bias</i> снегозапаса по отношению к среднегодовому наблюдаемому максимуму	<i>Bias</i> альbedo поверхности	<i>Bias</i> температуры почвы (К)
snb	—	0,10	-0,01	-0,56
sod	-4	0,04	—	-0,24
swa	—	-0,05	0,02	-0,35
wfj	22	0,03	-0,04	—

Заключение

Разработана и численно реализована усовершенствованная схема тепло- и влагообмена суши с атмосферой для включения в многоцелевую систему моделирования и прогнозирования регионального климата на основе региональных моделей климата Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. По сравнению с существующей схемой в ней принято физически более полное описание почвы, снежного покрова и поверхности суши. Так, в отличие от существующей схемы, в которой альbedo поверхности диагностически рассчитывается на основе температуры, плотность снега задается постоянной, а температура толщи снега не рассматривается, предложенная схема включает описание эволюции указанных переменных. Кроме того, в усовершенствованной схеме, в отличие от существующей, допускается наличие жидкой воды в снежном покрове, а поверхность суши разбивается на несколько типов, для каждого из которых компоненты энергетического баланса рассчитываются независимо; теплопроводность и теплоемкость почвы диагностически рассчитываются на основе влажности и температуры почвы (в существующей схеме они задаются постоянными).

Результаты расчетов характеристик деятельного слоя суши для 10 экспериментальных площадок, расположенных в различных природных условиях, указывают на удовлетворительное качество расчета временного хода снегозапаса, температуры поверхности и альбедо, а также многолетних средних значений температуры почвы.

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения "Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ" (Соглашение № 169-15-2023-001 от 01.03.2023 года Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балакин А. А. (2022). Численные методы и математическое моделирование: учебное пособие. Долгопрудный: Интеллект. 288 с.

Гусев Е. М., Насонова О. Н. (2010). Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука. 327 с.

Гусев Е.М., Насонова О.Н. (2019). Расчёты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лёд и Снег. Вып. 59. № 2. С. 167–181.

Мелешко В. П., Матюгин В. А., Спорышев П. В., Павлова Т. В., Говоркова В. А., Школьник И. М., Байдин А. В. (2014). Модель общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-03 T63L25) // Труды ГГО. Вып. 571. С. 5–87.

Мелешко В. П., Шнейеров Б. Е., Дмитриева-Араго Л. Р., Швец М. Е. (1979). Гидродинамическая трехуровневая модель общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. № 6. С. 21–32.

Соколов А. П., Шейнин Д. А. (1983). Адиабатический вариант бароклинной спектральной модели атмосферы // Труды ГГО. Вып. 481. С. 93–102.

Школьник И. М., Ефимов С. В. (2015). Региональная модель нового поколения для территории северной Евразии // Труды ГГО. Вып. 576. С. 201–211.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М. (2007). Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири // Метеорология и гидрология. № 6. С. 5–18.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В. (2000). Региональная гидродинамическая модель атмосферы для исследования климата на территории России // *Метеорология и гидрология*. № 4. С. 32–49.

Шнееров Б. Е., Мелешко В. П., Матюгин В. А., Спорышев П. В., Павлова Т. В., Вавулин С. В., Школьник И. М., Зубов В. А., Гаврилина В. М., Говоркова В. А. (2001). Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия-MGO-2) // *Труды ГГО*. Вып. 550. С. 3–43.

Шнееров Б. Е., Мелешко В. П., Соколов А. П., Шейнин Д. А., Любанская В. А., Спорышев П. В., Матюгин В. А., Катцов В. М., Говоркова В. А., Павлова Т. В. (1997). Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана // *Труды ГГО*. Вып. 544. С. 3–123.

Шнееров Б. Е., Мелешко В. П., Спорышев П. В., Матюгин В. А., Павлова Т. В., Гаврилина В. М., Говоркова В. А. (1999). Глобальная модель общей циркуляции атмосферы ГГО: современное состояние // *Труды ГГО*. Вып. 547. С. 15–36.

Anderson E. A. (1976). A point energy and mass balance model of a snow cover. NOAA Tech. Rep. NWQ 19. 150 pp.

Baker D. G., Ruschy D. L., Wall D. B. (1990). The Albedo Decay of Prairie Snows // *J. Appl. Meteor. Climatol.* V. 29. № 29. P. 179–187.

Balsamo G., Beljaars A., Scipal K., Viterbo P., van den Hurk B., Hirschi M., Betts A. K. (2009). A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System // *J. Hydrometeorol.* V. 10. P. 623–643.

Beljaars A. C. M. (1995). The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* V. 121 P. 255–270.

Boussetta S., Balsamo G., Beljaars A., Kral T., Jarlan L. (2013). Impact of a satellite-derived leaf area index monthly climatology in a global numerical weather prediction model // *International Journal of Remote Sensing*, V. 34. № 9–10. P. 3520–3542.

Brun E., David P., Sudul M., Brunot G. (1992). A Numerical-Model to Simulate Snow-Cover Stratigraphy for Operational Avalanche Forecasting // *J. Glaciol.* V. 38. P. 13–22.

Brun E., Martin E., Simon V., Gendre C., Coleou C. (1989). An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting // *J. Glaciol.* V. 35. P. 333–342.

Clark D. B., Mercado L. M., Sitch S., Jones C. D., Gedney N., Best M. J., Pryor M., Rooney G. G., Essery R. L. H., Blyth E., Boucher O., Harding R. J., Huntingford C., Cox P. M. (2011). The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics // *Geosci. Model Dev.* V. 4. № 3. P. 701–722.

Dai Y., Shangguan W., Duan Q., Liu B., Fu S., Niu, G. (2013). Development of a China Dataset of Soil Hydraulic Parameters Using Pedotransfer Functions for Land Surface Modeling // *Journal of Hydrometeorology*, V. 14. No. 3. P. 869–887.

Dai Y., Xin Q., Wei N., Zhang Y., Shangguan W., Yuan H., Zhang S., Liu S., Lu X. (2019). A Global High-Resolution Data Set of Soil Hydraulic and Thermal Properties for Land Surface Modeling // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. V. 11.

Decharme B., Brun E., Boone A., Delire C., Le Moigne P., Morin S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model // *The Cryosphere*. V.10. P. 853–877.

De Vries D. A. and Afgan N. H. (1975). Heat and Mass Transfer in the Biosphere. Part I: Transfer Processes in the Plant Environment. New York: Wiley. 594 pp.

Dickinson R. E., Henderson-Sellers A., Kennedy P. J. (1993). Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model (No. NCAR/TN-387+STR) // University Corporation for Atmospheric Research.

Douville H., Royer J. F., Mahfouf J. F. (1995). A new snow parameterization for the Météo-France climate model // *Climate Dynamics*. V. 12. P. 21–35.

Dutra E., Balsamo G., Viterbo P., Miranda P. M. A., Beljaars A., Schär C., Elder K. (2010). An Improved Snow Scheme for the ECMWF Land Surface Model: Description and Offline Validation // *J. Hydrometeor.* V. 11. P. 7499–7506.

Dümenil L. and Todini E. (1992). A rainfall-runoff scheme for use in the hamburg climate model. In *Advances in theoretical hydrology, A tribute to James Dooge*. P. O’Kane, European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences 1, Elsevier, Amsterdam.

ECMWF (2021). IFS Documentation CY47R3 - Part IV Physical processes // IFS Documentation CY47R3. № 4.

ECMWF (2023). IFS Documentation CY48R1 - Part IV Physical processes // IFS Documentation CY48R1. № 4.

Ekici, A., Beer, C., Hagemann, S., Boike, J., Langer, M., and Hauck, C. (2014). Simulating high-latitude permafrost regions by the JSBACH terrestrial ecosystem model // *Geosci. Model Dev.* V. 7. P. 631–647.

Essery R., Rutter N., Pomeroy J., Baxter R., Stähli M., Gustafsson D., Barr A., Bartlett P., Elder K. (2009). SNOWMIP2: An Evaluation of Forest Snow Process Simulations // *Bulletin of the American Meteorological Society*. V. 90. № 8. P. 1120–1136.

Etchevers P., Eric M., Ross B., Charles F., Yves L., Eric B., Boone A., Dai Y.-J., Essery R., Fernandez A., Gusev Y., Jordan R., Koren V., Kowalczyk E., Nasonova O., Pyles D., Schlosser A., Shmakin A., Smirnova T., Strasser U., Verseghy D., Yamazaki T., Yang Z.-L. (2004). Validation of the Energy Budget of an Alpine Snowpack Simulated by Several Snow Models (Snow MIP Project) // *Annals of Glaciology*. V. 38. P. 150–58.

Gehrke K. F., Sühling M., Maronga B. (2021). Modeling of land–surface interactions in the PALM model system 6.0: land surface model description, first evaluation, and sensitivity to model parameters // *Geosci. Model Dev.* V. 14. P. 5307–5329.

He C., Valayamkunnath P., Barlage M., Chen F., Gochis D., Cabell R., Schneider T., Rasmussen R., Guo, Zong, Niyogi D., Ek M. (2023). The Community Noah-MP Land Surface Modeling System Technical Description Version 5.0.

Holtzlag A. A. M. and De Bruin H. A. R. (1988). Applied Modeling of the Nighttime Surface Energy Balance over Land // *J. Appl. Meteor. Climatol.* V. 27 P. 689–704.

Jarvis P. G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.* V. 273. № 927. P. 593–610.

Jia A., Wang D., Liang S., Peng J., Yu Y. (2022). Global daily actual and snow-free blue-sky land surface albedo climatology from 20-year MODIS products // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* V. 127. P. e2021JD035987.

Jordan R. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover // *Technical documentation for SNTHERM.* V. 89, Spec. Rep. 91—16.

Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C. B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéry F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharne A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Ménégoz M., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M. S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T. G., Stacke T., Strasser U., Svenson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W., Zhu D. (2018). ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks // *Geosci. Model Dev.* V. 11. P. 5027—5049.

Loveland T. R., Reed B. C., Brown J. F., Ohlen D. O., Zhu Z., Yang L., Merchant J. W. (2000). Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data // *International Journal of Remote Sensing.* V. 21. N. 6–7. P. 1303–1330.

Lindroth A., Mölder M., Lagergren F. (2010). Heat storage in forest biomass improves energy balance closure // *Biogeosciences.* V. 7. P. 301—313.

Manabe S. (1969). Climate and ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface // *Mon. Weather Rev.* V. 97. P. 739–805.

Mao J., Shi X., Thornton P.E., Hoffman F.M., Zhu Z., Myneni R.B. (2013). Global Latitudinal-Asymmetric Vegetation Growth Trends and Their Driving Mechanisms: 1982–2009 // *Remote Sens.* V. 5. P. 1484–1497.

Mao, J. and Yan B. (2019). Global Monthly Mean Leaf Area Index Climatology, 1981–2015. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA.

Melton J. R., Verseghy D. L., Sospedra-Alfonso R., Gruber, S. (2019). Improving permafrost physics in the coupled Canadian Land Surface Scheme (v.3.6.2) and Canadian Terrestrial Ecosystem Model (v.2.1) (CLASS-CTEM) // *Geosci. Model Dev.* V. 12. P. 4443–4467.

Menard C. B., Essery R., Barr A., Bartlett P., Derry J., Dumont M., Fierz C., Kim H., Kontu A., Lejeune Y., Marks D., Niwano M., Raleigh M., Wang L., Wever N. (2019). Meteorological and evaluation datasets for snow modelling at 10 reference sites: description of in situ and bias-corrected reanalysis data // *Earth System Science Data.* V. 11. №2. P. 865–880.

Menard C. B., Essery R., Krinner G., Arduin, G., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Dutra E., Fang X., Fierz C., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kim H., Lafaysse M., Marke T., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V. A., Smirnova T., Strasser U., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H. (2021). Scientific and Human Errors in a Snow Model Intercomparison // *Bulletin of the American Meteorological Society.* V. 102. №1. P. E61–E79.

Miner K. R., Turetsky M. R., Malina E., Bartsch A., Tamminen J., McGuire A. D., Fix A., Sweeney C., Elder C. D., Miller C. E. (2022). Permafrost carbon emissions in a changing Arctic // *Nat Rev Earth Environ.* V. 3. P. 55–67.

Moody E.G., King M.D., Schaaf C.B., Hall D.K., Platnick S. (2007). Northern Hemisphere five-year average (2000–2004) spectral albedos of surfaces in the presence of snow: Statistics computed from Terra MODIS land products // *Remote Sen. Environ.* V. 111. P. 337–345.

Niu G.-Y. and Yang Z.-L. (2007). An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American river basins // *J. Geophys. Res.* V. 112. D21101.

Niu G.-Y., Yang Z.-L., Dickinson R.E., Gulden L.E. (2005). A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models // *J. Geophys. Res.* V. 110. D21.

Paulson C. A. (1970). The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer // *J. Appl. Meteor. Climatol.* V. 9 P. 857–861.

Peters-Lidard C. D., Blackburn E., Liang X., Wood E. F. (1998). The effect of soil conductivity parametrization on surface energy fluxes and temperature // *J. Atmos. Sci.* V. 55. P. 1209–1224.

Pitman A. J. and Henderson-Sellers A. (1998). Recent progress and results from the project for the intercomparison of land surface parameterization schemes // *J. Hydrol.* V. 212–213. P. 128–135.

Randers J., Golike U., Wenstøp F., Wenstøp S. (2016). A user-friendly earth system model of low complexity: the ESCIMO system dynamics model of global warming towards 2100 // *Earth Syst. Dynam.* V. 7. P. 831–850.

Robinson D. A., Kukla G. (1984) Albedo of dissipating snow cover // *J Climate Appl Meteorol.* V. 23. P.1626–1634.

Rutter A. J., Kershaw K. A., Robins P. C., Morton A. J. (1972). A predictive model of rainfall interception in forests. Part I: Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine // *Agric. Meteorol.* V. 9. P. 367—384.

Rutter A. J., Morton A. J., Robins P. C. (1975). A predictive model of rainfall interception in forests. Part II: Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands // *J. Appl. Ecol.* V. 12. P. 367–380.

Rutter N., Essery R., Pomeroy J., Altimir N., Andreadis K., Baker I., Barr A., Bartlett P., Boone A., Deng H., Douville H., Dutra E., Elder K., Ellis C., Feng X., Gelfan A., Goodbody A., Gusev Y., Gustafsson D., Hellström R., Hirabayashi Y., Hirota T., Jonas T., Koren V., Kuragina A., Lettenmaier D., Li W.-P., Luce C., Martin E., Nasonova O., Pumpanen J., Pyles R. D., Samuelsson P., Sandells M., Schädler G., Shmakin A., Smirnova T., Stähli M., Stöckli R., Strasser U., Su H., Suzuki K., Takata K., Tanaka K., Thompson E., Vesala T., Viterbo P., Wiltshire A., Xia K., Xue Y., Yamazaki T. (2009). Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2) // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* V. 114. № D6.

Shkolnik I., Pavlova T., Efimov, S. Zhuravlev S, (2018). Future changes in peak river flows across northern Eurasia as inferred from an ensemble of regional climate projections under the IPCC RCP8.5 scenario // *Climate Dynamics.* V. 50, P. 215–230.

Slater A. G., Schlosser C. A., Desborough C. E., Pitman A. J., Henderson-Sellers A., Robock A., Vinnikov K. Y., Entin J., Mitchell K., Chen F., Boone A., Etchevers P., Habets F., Noilhan J., Braden H., Cox P. M., de Rosnay P., Dickinson R. E., Yang Z., Dai Y., Zeng Q., Duan Q., Koren V., Schaake S., Gedney N., Gusev Y. M., Nasonova O. N., Kim J., Kowalczyk E. A., Shmakin A. B., Smirnova T. G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y. (2001). The Representation of Snow in Land Surface Schemes: Results from PILPS 2(d) // *Journal of Hydrometeorology.* V. 2. № 1. P. 7–25.

Swenson S. C. and Lawrence D. M. (2012). A new fractional snow-covered area parameterization for the Community Land Model and its effect on the surface energy balance // *J. Geophys. Res.* V. 117. D21107.

Swenson S. C., Burns S. P., Lawrence D. M. (2019). The impact of biomass heat storage on the canopy energy balance and atmospheric stability in the community land model // *J. Adv. Model. Earth Sy.,* V. 11, P. 83–98.

Tangdamrongsub N. (2023). Comparative Analysis of Global Terrestrial Water Storage Simulations: Assessing CABLE, Noah-MP, PCR-GLOBWB, and GLDAS Performances during the GRACE and GRACE-FO Era // *Water.* V. 15. P. № 13. 2456.

Van den Hurk B. J. J. M. and Viterbo P. (2003). The Torne-Kalix PILPS 2(e) experiment as a test bed for modifications to the ECMWF land surface scheme // *Global and Planetary Change*. V. 38. P. 165–173.

Van den Hurk B. J. J. M., Viterbo P., Beljaars A. C. M., Betts A. K. (2000). Offline validation of the ERA40 surface scheme // *ECMWF Tech. Memo. No. 295*.

van Genuchten M. (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils // *Soil Science Society of America Journal*. V. 44. P. 892–898.

Verseghy D.L. (1991). Class—A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model // *Int. J. Climatol*. V. 11. № 2. P. 111–133.

Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Le Moigne P., Martin E., Willemet J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 // *Geosci. Model Dev*. V. 5. P. 773–791.

Viterbo P. and Beljaars A. C. M. (1995). An improved land surface parametrization scheme in the ECMWF model and its validation // *ECMWF Tech. Report No. 75*.

Viterbo P., Beljaars A. C. M., Mahouf J.-F., Teixeira J. (1999). The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* V. 125, P. 2401–2426.

Zeng X. and Dickinson R. E. (1998). Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes // *J. Climate*. V. 11. P. 537–550.

Zhu Z., Bi J., Pan Y., Ganguly S., Anav A., Xu L., Samanta A., Piao S., Nemani R.R., Myeni R.B. (2013). Global Data Sets of Vegetation Leaf Area Index (LAI)3g and Fraction of Photosynthetically Active Radiation (FPAR)3g Derived from Global Inventory Modeling and Mapping Studies (GIMMS) Normalized Difference Vegetation Index (NDVI3g) for the Period 1981 to 2011 // *Remote Sens*. V. 5. P. 927–948.

Zilitinkevich S. (1995). Non-local turbulent transport pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows // *Trans. Ecol. Environ*. V. 6. P. 53–60.

**ОЦЕНКА АНТРОПОГЕННОГО ПОТОКА ТЕПЛА
В ТЕЧЕНИЕ ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА
В ГОРОДАХ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
С НАСЕЛЕНИЕМ НЕ МЕНЕЕ
ПОЛУМИЛЛИОНА ЧЕЛОВЕК**

В. А. Фролькис^{1,2}, И. А. Евсиков^{3,1}

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

Voeikov Main Geophysical Observatory
St. Petersburg, Karbysheva st., 7

² Санкт-Петербургский государственный экономический университет,
191023 Санкт-Петербург, наб. канала Грибоедова, 30–32, литер А

St. Petersburg State Economic University
St. Petersburg, Griboedov canal emb., 30–32, liter A

³ Санкт-Петербургский государственный
архитектурно-строительный университет
190005 Санкт-Петербург, ул. 2-я Красноармейская, 4

Saint Petersburg State University of Architecture and Civil Engineering
St. Petersburg, Vtoraya Krasnoarmeiskaya str., 4

E-mail: vfrolkis@gmail.com

Поступила в редакцию 18.03.2024

Поступила после доработки 6.10.2024

Введение

Во второй половине XX – начале XXI в. города наглядно иллюстрируют процесс тотальной урбанизации. За последнее столетие в среднем по планете доля городского населения выросла до 55 %, достигнув наибольших значений в Северной Америке (82 %), Латинской и Центральной Америке (81 %), Европе (74 %). По оценке

экспертов ООН, к 2050 г. в городах будет проживать около 70 % населения, которое будет потреблять до 60 % мирового производства энергии. Сейчас на земном шаре насчитывается около 500 городов с численностью более 1 миллиона человек. По статистике ООН к мегаполисам относятся города с населением от 5 до 10 и более миллионов жителей, но в Российской Федерации к мегаполисам относят города с населением не менее 1 миллиона человек (Человек в мегаполисе..., 2018).

В России, по состоянию на 2020 г., 75,1 % населения проживает в городах, в 16-ти из которых — более 1 миллиона, в 21 городе — от 0,5 до 1 миллиона, в 41 городе — от 250 до 500 тысяч человек (Росстат, 2020).

Урбанизация порождает риски, связанные с высокой численностью населения и плотностью застройки, что приводит к росту загрязнения окружающей среды и выбросов парниковых газов, появлению «городского острова тепла», обеднению биоразнообразия городской экосистемы. Эксперты связывают такие негативные процессы с быстрым ростом городов, к которым относятся не только мегаполисы, но и города с населением до 1 миллиона человек (Человек в мегаполисе..., 2018).

Особенность городской атмосферы заключается в наличии переходного слоя между подстилающей поверхностью и верхней границей зданий — городского покрывающего слоя, в котором происходит тепловое загрязнение атмосферы, влияющее на структуру и свойства атмосферного пограничного слоя. Повышение температуры в крупных, плотно застроенных районах города может создавать более интенсивную конвекцию и, следовательно, влиять на погоду и приводить к нежелательным погодным явлениям. В летний период тепловое загрязнение атмосферы обусловлено нагревом непроницаемых материалов с большой тепловой инерцией с последующей их теплоотдачей (Li et al., 2024). В течение отопительного периода возникает антропогенный поток тепла (АПТ), состоящий из потоков тепла от зданий, транспорта и метаболизма живых организмов (Allen et al., 2011), причем на урбанизированных территориях основной вклад в АПТ дает энергопотребление зданий.

Таким образом, оценка АПТ имеет большое значение при анализе многих важных практических ситуаций, например, связанных с прогнозом погоды, управлением городской энергетикой, окружающей средой и адаптацией к изменению климата.

Энергия, затраченная в течение отопительного периода на поддержание комфортной температуры внутри зданий, поступает в окружающее пространство в виде АПТ. Эмпирические оценки и численные эксперименты показали, что такой АПТ может увеличивать температуру воздуха в городском покрывающем слое и вносить существенный вклад в интенсивность городского острова тепла, который создает разность температур между городскими и прилегающими окрестными территориями. Зимой рассчитанный по мезомасштабным атмосферным моделям вклад АПТ в интенсивность городского острова тепла в некоторых случаях может достигать 50–80 % (Varentsov et al., 2018): к примеру, февральский остров тепла в г. Тулуза (Франция) превышает 5 °С (Hidalgo et al., 2008), а в центре Москвы может достигать 7 °С (метеостанция Балчуг, 8–10 января 2017 г.) (Varentsov et al., 2020).

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

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

Взаимодействие городской атмосферы и энергопотребления имеет суточный ход. Согласно численным экспериментам максимум реакции температуры воздуха городского покрывающего слоя на АПТ

достигается ночью, однако эффект ночного увеличения реакции на АПТ может продолжаться и в дневное время. Это может быть обусловлено сохранением аномалий за счет АПТ и подавлением вертикального перемешивания при переходе к устойчивой стратификации после захода Солнца и, в частности, уменьшением толщины атмосферного перемешанного слоя. С другой стороны, АПТ может приводить к увеличению толщины слоя перемешивания и даже к полному исчезновению ночной приземной инверсии.

Как правило, оценка АПТ основывается на трех способах измерений: на прямых измерениях тепловых потоков; на инвентаризации, которая заключается в суммировании потребляемой энергии; на дистанционных спутниковых измерениях потоков теплового излучения с выделением антропогенных потоков по локальным метеорологическим данным (Гинзбург и др., 2016). Помимо измерений также используется непосредственное численное моделирование АПТ. Например, в работе (Jin et al., 2021) зимой и летом моделируется АПТ с помощью региональной климатической модели COSMO-CLM с разрешением 1 км, в которую энергетический баланс зданий включен благодаря параметризации Double Canyon Effect Parametrization (DCEP).

Появление геоинформационных технологий и информационного моделирования зданий привело к появлению метода оценки АПТ «снизу вверх», когда АПТ вычисляется от каждого здания, а полный городской поток тепла получается суммированием по всем зданиям.

В работе (Chen et al., 2022) описан метод определения АПТ для г. Бостона (США), в котором применяются модели Building Effect Parameterization (BEP) и Building Energy Model (BEM). В этой работе рассматриваются некоторые здания, для которых имеются данные об изменении их энергетического баланса во времени, что позволяет вычислить для них АПТ. Предполагается, что однотипные здания генерируют со временем такой же поток тепла.

В настоящей работе предлагается альтернативный способ оценивания АПТ, использующий схему вычислений «снизу вверх» (Фролькис и др., 2021, 2024; Гинзбург и др., 2021; Фролькис, Евсиков, 2022; Евсиков, Фролькис, 2023). На основе открытой

веб-картографической платформы «OpenStreetMap» (или OSM) (URL: <https://www.openstreetmap.org>) и сервиса Яндекс.Карты (URL: <https://n.maps.yandex.ru/>) собирается информация о контурах зданий, этажности, а иногда о материалах стен и крыш, которая используется для построения двух- и трехмерной (точнее 2,5-мерной) геометрических моделей городской застройки. С помощью инструментов визуального программирования Grasshopper (URL: <https://www.grasshopper3d.com/>) в построенных моделях ограждающим конструкциям зданий, используя строительные нормы, присваиваются теплофизические свойства, а затем по температурам внутреннего и наружного воздуха оценивается АПТ и строится карта его распределения.

Построены модели застройки 37 крупных городов Российской Федерации, каждый из которых имеет население не менее полумиллиона человек. Модель содержит объемно-пространственные контуры всех городских зданий (на момент ее создания). Реализованы модели строений в рамках городской административной территории и ее урбанизированной части. Последняя выделяется отдельно, так как анализ показал, что площадь зданий в пределах городской административной границы занимает менее 9 %, а внутри урбанизированной территории составляет порядка 30 %.

На базе модели городской застройки реализованы два алгоритма. Первый позволяет оценить потери тепла от наружных ограждающих конструкций зданий (Фролькис и др., 2021, 2024; Гинзбург и др., 2021; Фролькис, Евсиков, 2022). Расчеты производятся по базовому значению требуемого сопротивления теплопередаче ограждающей конструкции (имеет разное значение в зависимости от средней температуры и продолжительности отопительного периода, типа ограждающей конструкции в соответствии с таблицей 3 СП 50.13330.2012). В основе второго алгоритма лежит расчетное значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания (Фролькис, Евсиков, 2022; Фролькис и др., 2024) (имеет разное значение в зависимости от типа здания и числа этажей в соответствии с таблицей 14 СП 50.13330.2012).

Модель городской застройки

Построены модели геометрической застройки крупных городов Российской Федерации на основе данных веб-картографического ресурса OSM (URL: <https://www.openstreetmap.org>). Проект OSM содержит информацию о городской топографии, геометрии, материалах и типах зданий, дорогах, зеленых насаждениях и т. п. На основании этой информации можно описывать контуры зданий и, в некоторых случаях, высоту и тип здания. Для городов Российской Федерации информация из OSM о высоте доступна только в 40–70 % случаев. Восполнить недостающие данные можно с помощью сайта Яндекс.Карты (URL: <https://n.maps.yandex.ru/>).

Для создания модели застройки города на языке Python написан скрипт, позволяющий получать из OSM подробную информацию о зданиях и административных границах, а также хранить ее в векторном формате географических файлов (shape-file). Далее, используя визуальную среду программирования Grasshopper, географические координаты из shape-файла преобразуются в прямоугольные координаты программы Rhinoceros (URL: <https://www.rhino3d.com/>), на основе которых строится модель застройки территории. Также из shape-файла извлекается информация о типе зданий (building, building:part), высоте и этажности (height, building:levels), материале стен и крыш (building:material, roof:material) и т. п.

В процессе построения модели возникают наложения зданий (коллизии), которые могут появиться из-за наличия двух типов контуров зданий в OSM: здание целиком и его части (building и building:part соответственно). Для устранения этой проблемы написан специальный скрипт на языке Python, в котором используется R-дерево, позволяющее быстро находить близлежащие контуры зданий из общего набора (Евсиков, Фролькис, 2023).

У некоторых зданий в OSM отсутствует информация о высоте или числе этажей, о типе зданий. Для таких случаев создан скрипт, позволяющий восполнить недостающую информацию из базы данных Яндекс.Карт. Для этого из OSM считываются географические

координаты центра здания, формируется URL страницы сайта Яндекс.Карты для рассматриваемого здания и открывается информационная карточка, содержащая его высоту и тип. После пополнения информации с сайта Яндекс.Карты в среднем для 83 % зданий известны их высота и тип, а оставшимся зданиям (а это, как правило, одноэтажные строения небольшой площади) присваивается минимальная высота, равная 3 м.

Модель городской застройки рассчитывается на сетке с шагом 30×30 м. Если модель какого-либо здания пересекается с несколькими ячейками сетки, то контур здания разделяется на отдельные части внутри каждой ячейки. Аналогично, если несколько зданий пересекаются с одной ячейкой сетки, то вычисляется, какую часть этой ячейки занимает каждое здание.

В таблице 1 для рассматриваемых городов на основе построенной модели указаны число зданий и их распределение по высоте. Высота или этажность была определена не для всех зданий, отсутствие информации составляет от 4 % в Краснодаре до 40 % в Саратове. В среднем по выборке у 17 % зданий высота неизвестна.

Среди строений с известной высотой в 7 городах доля одноэтажных зданий составляет до 30, в 22-х городах — от 31 до 50, в 8 городах — более 50 %. В 20 городах имеется до 20 % двухэтажных зданий, в 16 городах таких зданий от 21 до 40 %, только в Краснодаре их доля составляет 69 %. Доля трехэтажных домов не превышает 10–14 %, а доля более высоких домов, за исключением 6 крупнейших мегаполисов, не превышает 10 %.

Основные параметры городской застройки в рамках административных границ приведены в таблице 2. Видно, что доля площади крыш относительно площади административной территории находится в интервале от 2,6 до 8,8 %, это показывает, что площадь городской застройки не превышает 9 % от площади административной территории города. Средняя высота зданий находится в интервале от 4,7 до 11 м. Медианное значение высоты колеблется от 3 до 6 м: оно равно 6 м для Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Воронежа, Тюмени, Ярославля, Томска, Набережных Челнов, Рязани и Балашихи, 5 м — для Нижнего Новгорода, Самары и Тольятти, 4 м — для

Краснодара, Барнаула и Владивостока, 3 м — для остальных городов. Столь малые значения средней и медианной высоты застройки объясняются большим числом одно- и двухэтажных зданий, расположенных на периферии, а иногда и в центре административной территории города. В таблице 2 также приведен эффективный показатель компактности зданий, определяемый отношением площади поверхностей наружных ограждающих конструкций к заключенному в них объему здания. Большее значение показателя компактности соответствует более высокому уровню теплопотерь: например, увеличение этого показателя с 0,15 до 0,65 м⁻¹ приводит к росту АПТ с 1 м² в 2–2,3 раза в зависимости от климатических условий (Фролов, 2009).

В пределах административных границ некоторые здания во время отопительного периода не излучают тепло. Определить их можно по типу и по площади, проверить тип — по значению тега «building», «building:part» и с 2023 г. по дополнительному тегу «man_made» (OpenStreetMap. URL: <https://www.openstreetmap.org/>; Яндекс.Карты. URL: <https://n.maps.yandex.ru/>). К таким зданиям относятся гаражи, стоянки, водонапорные башни, цистерны, элеваторы и т. п., а также постройки площадью меньше 20 м², которые являются либо вспомогательными и не отапливаются, либо дают незначительный вклад в общий поток тепла, поэтому удаляются из модели.

Так как не менее 91 % административной территории города не генерируют АПТ, то целесообразно для его оценки рассматривать урбанизированную территорию, под которой понимается городская застройка со зданиями высотой более 6 м, а ее площадь определяется суммарной площадью ячеек сетки, содержащих хотя бы часть одного такого здания. Например, здания, находящиеся на Садовом кольце в Москве, относятся к урбанизированной территории, а дорожное полотно Садового кольца (за исключением участков, примыкающих к домам) в нее не попадает. Не относятся к урбанизированной территории сады, парки, площади, дворы и т. п. Ячейки расчетной сетки, не содержащие элементы зданий, не относятся к урбанизированной территории, даже если они находятся среди многоэтажной застройки.

Данные по геометрии застройки урбанизированной территории приведены в таблице 3. Площадь застройки (крыш) занимает порядка 30 % урбанизированной территории для всех рассматриваемых городов. Средняя высотность зданий составляет от 12,6 до 23,4 м. Медианная высота находится в диапазоне от 9 до 15 м: для Воронежа, Махачкалы, Ульяновска, Набережных Челнов — 9, для Самары и Тольятти — 10, для Тюмени, Барнаула, Владивостока, Севастополя, Оренбурга — 12, а для остальных городов — 15 м.

Эффективный показатель компактности строений на урбанизированной территории меньше, чем его эффективное значение в рамках административных границ города, он достигает порядка 70–87 % по сравнению с административной территорией. Это свидетельствует о большей энергоэффективности зданий на урбанизированной территории, в этом случае эмиссия тепловой энергии с 1 м³ будет меньше.

Таблица 4 содержит долю объема зданий, площадей стен и крыш на урбанизированной территории относительно тех же показателей на административной территории. Площади стен находятся в интервале от 55,3 до 86,9 %, площадь крыш — от 34,0 до 71,6 %, объемы зданий — от 65,2 до 89,3 %. Площадь стен урбанизированной территории Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Тюмени, Набережных Челнов, Рязани и Балашихи составляет порядка 78–87 % площади стен административной территории. Для остальных городов (за исключением Волгограда) эта величина колеблется от 60 до 77 %. Площадь крыш урбанизированной территории Москвы, Санкт-Петербурга, Тюмени, Рязани превышает 60 % площади крыш в рамках административных границ. Для Ростова-на-Дону, Волгограда, Саратова и Тольятти площадь крыш менее 40 %. Объемы зданий на урбанизированной территории для Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Нижнего Новгорода, Уфы, Тюмени, Ижевска, Владивостока, Ярославля, Томска, Набережных Челнов, Новокузнецка, Рязани и Балашихи не менее 80 % объема зданий на административной территории этих городов. За исключением Волгограда, объемы зданий остальных городов находятся в интервале 70–79 %.

Площадь урбанизированной территории составляет от 3,7 до 15,4 % административной площади рассматриваемых городов. Для Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Нижнего Новгорода, Красноярска, Махачкалы, Ярославля, Томска, Набережных Челнов, Ставрополя, Рязани и Балашихи площади урбанизированной территории составляют от 10 до 15,4 %, для Екатеринбурга, Уфы, Перми и Волгограда — не превышают 5 %.

Рассматриваемый подход позволяет оценить площади всех ограждающих конструкций, т. е. площадь стен, крыш и подполья всех зданий, что необходимо для вычисления АПТ по первому алгоритму, а также объемы всех зданий, являющиеся основой для определения АПТ по второму алгоритму (обсуждаются далее).

В таблицах 1–9 города Российской Федерации упорядочены по численности населения

Таблица 1

**Число зданий и их распределение по высоте
в городах Российской Федерации**

Город	Всего контуров зданий, шт.	Доля зданий разной высоты, %										
		Высота неизвестна	Высота здания, м									
			0–3	3–6	6–9	9–12	12–15	15–30	30–45	45–60	>60	
Москва	244 187	17	32	22	8	3	6	6	4	3	1	
Санкт-Петербург	146 921	20	30	18	9	5	6	7	2	1	1	
Новосибирск	72 458	14	49	20	4	2	4	4	1	1	0	
Екатеринбург	36 593	10	26	30	10	3	8	7	2	2	1	
Казань	83 124	26	40	22	4	1	3	3	0	1	0	
Нижний Новгород	52 702	13	41	24	8	2	5	5	1	1	0	
Челябинск	66 664	14	60	12	4	2	4	4	0	1	0	
Красноярск	46 265	16	51	16	4	2	5	4	1	1	0	
Самара	59 602	15	23	38	12	2	5	3	1	1	0	
Уфа	45 439	19	47	20	4	1	4	4	1	1	0	
Ростов-на-Дону	118 331	16	68	9	2	1	2	2	0	0	0	

Продолжение таблицы 1

Город	Всего контуров зданий, шт	Доля зданий разной высоты, %									
		Высота неизвестна	Высота зданий								
			0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	15-30	30-45	45-60	>60
Омск	79 257	22	52	15	4	1	3	2	0	0	0
Краснодар	62 901	4	15	69	4	1	2	2	1	1	0
Воронеж	77 721	14	35	30	14	1	2	2	0	1	0
Пермь	59 988	23	41	22	4	2	4	3	0	1	0
Волгоград	88 822	26	45	22	2	1	2	2	0	0	0
Саратов	96 722	40	41	13	2	1	2	2	0	0	0
Тюмень	39 739	16	34	26	10	2	4	5	1	1	0
Тольятти	23 153	14	31	32	12	2	3	4	1	1	0
Барнаул	41 003	21	38	27	7	1	3	2	0	0	0
Ижевск	36 579	18	51	16	6	1	4	3	0	1	0
Махачкала	45 265	21	44	18	10	2	3	2	1	0	0
Хабаровск	46 076	34	35	20	4	1	4	2	0	0	0
Ульяновск	61 151	35	40	16	5	1	2	2	0	0	0
Иркутск	40 061	23	44	17	4	2	6	4	1	1	0
Владивосток	42 661	37	30	17	6	2	4	3	1	0	0
Ярославль	27 059	16	35	25	8	3	6	5	1	0	0
Кемерово	37 096	21	56	12	4	1	3	2	1	0	0
Томск	20 652	12	35	28	10	3	6	6	1	1	0
Набережные Челны	15 495	14	26	34	14	1	4	5	1	1	0
Севастополь	33 007	24	45	16	7	2	5	2	0	0	0
Ставрополь	50 352	36	48	7	4	1	3	1	0	0	0
Оренбург	44 284	20	53	16	5	1	3	2	0	0	0
Новокузнецк	24 570	29	43	11	7	1	5	4	0	0	0
Рязань	23 610	31	28	19	9	2	6	4	1	0	0
Балашиха	17 778	12	42	26	8	2	3	3	1	2	1
Пенза	44 175	7	66	17	3	1	2	2	0	0	0

Таблица 2

Геометрические характеристики застройки для административной территории рассматриваемых городских агломераций

Город	Средняя высота зданий, м	Площадь стен, 10 ⁶ м ²	Площадь крыш, 10 ⁶ м ²	Объем зданий, 10 ⁶ м ³	Показатель компактности, 1/м	Площадь территории, 10 ⁶ м ²	Доля крыш в общей площади, %
Москва	11,0	325,8	141,4	2166,0	0,281	2558,1	5,53
Санкт-Петербург	10,2	183,3	95,1	1284,0	0,291	1451,4	6,55
Новосибирск	6,9	55,8	33,9	375,0	0,329	502,5	6,74
Екатеринбург	10,8	51,4	30,0	370,0	0,301	1147,1	2,61
Казань	6,4	48,0	29,9	298,0	0,362	584,5	5,11
Нижний Новгород	7,3	41,7	28,2	295,0	0,333	319,0	8,85
Челябинск	6,0	42,8	30,3	300,0	0,345	500,5	6,06
Красноярск	7,2	38,9	24,2	260,5	0,336	378,0	6,41
Самара	7,5	45,1	27,1	294,4	0,337	541,4	5,01
Уфа	6,9	33,9	19,6	223,4	0,328	653,8	3,00
Ростов-на-Дону	4,7	41,3	24,7	220,8	0,411	342,8	7,21
Омск	5,4	40,7	29,5	257,2	0,387	563,9	5,23
Краснодар	6,4	42,8	23,4	256,7	0,349	366,4	6,38
Воронеж	6,6	47,1	26,4	272,6	0,366	595,8	4,43
Пермь	6,6	38,6	24,4	249,6	0,350	799,6	3,05
Волгоград	5,3	37,6	26,9	221,0	0,413	862,3	3,11
Саратов	5,2	35,2	21,0	191,0	0,405	389,7	5,40
Тюмень	8,2	33,3	17,1	214,0	0,316	485,6	3,53
Тольятти	7,4	21,5	17,0	159,0	0,349	280,2	6,05
Барнаул	6,2	24,5	16,2	158,0	0,360	325,1	4,98
Ижевск	6,2	23,2	14,8	154,0	0,343	318,3	4,65
Махачкала	5,8	17,6	10,2	88,0	0,432	138,2	7,38
Хабаровск	6,2	23,2	15,8	141,0	0,388	387,7	4,06

Продолжение таблицы 2

Город	Средняя высота зданий, м	Площадь стен, 10^6 м^2	Площадь крыш, 10^6 м^2	Объем зданий, 10^6 м^3	Показатель компактности, 1/м	Площадь территории, 10^6 м^2	Доля крыш в общей площади, %
Ульяновск	5,5	26,2	18,2	170,0	0,368	326,1	5,57
Иркутск	6,8	23,0	14,9	142,0	0,372	264,7	5,62
Владивосток	7,1	22,7	12,7	130,0	0,370	326,1	3,90
Ярославль	7,7	21,9	14,0	145,0	0,345	214,9	6,52
Кемерово	5,3	18,7	12,9	115,0	0,387	318,9	4,04
Томск	7,6	18,1	10,9	115,7	0,345	167,9	6,50
Набережные Челны	8,2	17,4	13,2	138,0	0,317	171,0	7,71
Севастополь	5,7	14,1	8,4	70,0	0,443	154,8	5,45
Ставрополь	5,1	18,8	11,2	101,0	0,408	130,3	8,59
Оренбург	5,4	22,8	15,1	138,0	0,384	257,6	5,85
Новокузнецк	6,5	15,8	11,8	109,0	0,361	427,3	2,76
Рязань	8,1	19,7	12,5	135,0	0,331	222,2	5,63
Балашиха	8,2	17,8	8,3	110,0	0,312	102,3	8,08
Пенза	5,0	20,7	14,7	130,0	0,386	302,2	4,87

Таблица 3

Геометрические характеристики застройки для урбанизированных районов рассматриваемых городских агломераций

Город	Средняя высота зданий, м	Площадь стен, 10^6 м^2	Площадь крыш, 10^6 м^2	Объем зданий, 10^6 м^3	Показатель компактности, 1/м	Площадь территории, 10^6 м^2	Доля крыш в общей площади, %
Москва	23,4	283,0	91,2	1935,0	0,241	307,34	29,68
Санкт-Петербург	19,3	158,4	65,1	1144,0	0,252	200,23	32,50
Новосибирск	19,9	41,1	16,5	298,0	0,248	54,99	29,91
Екатеринбург	21,1	42,2	17,4	309,0	0,249	56,72	30,62
Казань	19,1	31,9	13,2	227,0	0,257	43,36	30,49

Продолжение таблицы 3

Город	Средняя высота зданий, м	Площадь стен, 10 ⁶ м ²	Площадь крыш, 10 ⁶ м ²	Объем зданий, 10 ⁶ м ³	Показатель компактности 1/м	Площадь территории, 10 ⁶ м ²	Доля крыш в общей площади, %
Нижний Новгород	17,2	31,0	15,3	236,0	0,261	48,81	31,33
Челябинск	18,8	30,5	15,3	236,0	0,259	45,85	33,44
Красноярск	21,1	29,8	11,8	206,0	0,260	39,65	29,86
Самара	15,0	32,5	13,8	231,0	0,260	47,58	28,90
Уфа	20,4	24,9	10,1	182,0	0,247	33,56	30,01
Ростов-на- Дону	19,8	24,6	8,4	159,0	0,261	27,85	30,27
Омск	15,9	25,8	12,2	183,0	0,274	41,01	29,75
Краснодар	21,4	28,8	9,6	196,0	0,245	32,20	29,88
Воронеж	13,5	31,4	12,2	208,0	0,269	41,68	29,37
Пермь	18,7	26,7	11,6	194,0	0,257	39,11	29,69
Волгоград	16,9	20,8	9,1	144,0	0,271	32,14	28,44
Саратов	18,1	21,1	8,0	138,0	0,269	27,09	29,64
Тюмень	18,2	26,6	11,1	186,0	0,262	37,68	29,35
Тольятти	15,8	15,4	6,4	106,0	0,266	21,89	29,15
Барнаул	15,7	16,8	8,8	126,0	0,274	27,55	32,01
Ижевск	17,5	17,0	8,8	129,0	0,267	26,79	32,66
Махачкала	12,6	10,9	4,5	65,0	0,307	17,08	26,35
Хабаровск	16,4	14,8	6,7	101,0	0,280	23,99	28,10
Ульяновск	15,0	16,2	9,1	129,0	0,267	27,07	33,58
Иркутск	17,5	15,9	7,2	109,0	0,279	24,65	29,33
Владивосток	16,7	15,9	6,7	104,0	0,282	23,36	28,68

Продолжение таблицы 3

Город	Средняя высота зданий, м	Площадь стен, 10 ⁶ м ²	Площадь крыш, 10 ⁶ м ²	Объем зданий, 10 ⁶ м ³	Показатель компактности 1/м	Площадь территории, 10 ⁶ м ²	Доля крыш в общей площади, %
Ярославль	16,4	16,7	8,4	119,0	0,281	27,99	29,90
Кемерово	16,6	12,1	5,7	85,0	0,276	20,22	28,29
Томск	16,0	13,7	6,3	95,0	0,278	20,64	30,67
Набережные Челны	16,7	13,8	9,5	120,0	0,272	26,34	35,88
Севастополь	13,6	8,9	3,5	51,0	0,311	14,45	24,08
Ставрополь	15,7	11,9	5,2	79,0	0,282	17,03	30,53
Оренбург	16,1	14,7	7,0	105,0	0,274	23,13	30,44
Новокузнецк	15,7	11,5	6,9	90,0	0,282	22,22	31,23
Рязань	16,6	15,5	7,7	116,0	0,267	25,17	30,63
Балашиха	22,0	13,9	4,5	92,0	0,248	15,30	29,08
Пенза	16,8	12,9	6,4	96,0	0,267	20,08	31,92

Таблица 4

Отношение объема зданий, площади стен и крыш урбанизированной территории относительно аналогичных параметров в рамках административных границ, %

Город	Объем зданий	Площадь стен	Площадь крыш	Город	Объем зданий	Площадь стен	Площадь крыш
Москва	89,3	86,9	64,5	Барнаул	79,7	68,6	54,4
Санкт-Петербург	89,1	86,4	68,5	Ижевск	83,8	73,2	59,1
Новосибирск	79,5	73,7	48,6	Махачкала	73,9	62,1	44,1
Екатеринбург	83,5	82,0	58,0	Хабаровск	71,6	63,5	42,8
Казань	76,2	66,4	44,3	Ульяновск	75,9	62,0	50,0
Нижний Новгород	80,0	74,3	54,2	Иркутск	76,8	69,1	48,6
Челябинск	78,7	71,3	50,6	Владивосток	80,0	70,1	52,7

Продолжение таблицы 4

Город	Объем зданий	Площадь стен	Площадь крыш	Город	Объем зданий	Площадь стен	Площадь крыш
Красноярск	79,1	76,5	48,9	Ярославль	82,1	76,2	59,7
Самара	78,5	72,1	50,7	Кемерово	73,9	64,6	44,4
Уфа	81,5	73,4	51,3	Томск	82,1	75,7	58,0
Ростов-на-Дону	72,0	59,6	34,1	Набережные Челны	87,0	79,3	71,6
Омск	71,2	63,3	41,4	Севастополь	72,9	63,1	41,2
Краснодар	76,3	67,3	41,1	Ставрополь	78,2	63,3	46,4
Воронеж	76,3	66,8	46,4	Оренбург	76,1	64,4	46,7
Пермь	77,7	69,1	47,6	Новокузнецк	82,6	73,2	58,9
Волгоград	65,2	55,3	34,0	Рязань	85,9	78,9	61,7
Саратов	72,3	60,0	38,2	Балашиха	83,6	78,4	53,8
Тюмень	86,9	79,8	64,5	Пенза	73,8	62,2	43,5
Тольятти	66,7	71,6	37,6				

На рисунках 1–4 приведены примеры трехмерных моделей застройки Москвы, Санкт-Петербурга, Казани и Ярославля. Так, в смоделированном изображении Москвы видны здания МГУ, Лужники, Москва-Сити и примыкающие к ним районы. В центре Санкт-Петербурга — Невский проспект, Садовая улица, канал Грибоедова и река Мойка, Казанский и Исаакиевский соборы, здания Адмиралтейства с основанием центральной башни, Зимнего дворца и Санкт-Петербургского государственного экономического университета (здание бывшего государственного банка Российской Империи), Дворцовая площадь и площадь Декабристов. В Казани видны постройки в Кремле и окружающие Кремль районы. В Ярославле на переднем плане показаны Ильинская церковь, здание областного правительства, художественный музей и причалы. Эти рисунки, по крайней мере визуально, свидетельствуют о высокой точности моделирования городской застройки и тем самым подтверждают корректность созданных скриптов.



Рис. 1. Трехмерная геометрическая модель района МГУ в Москве

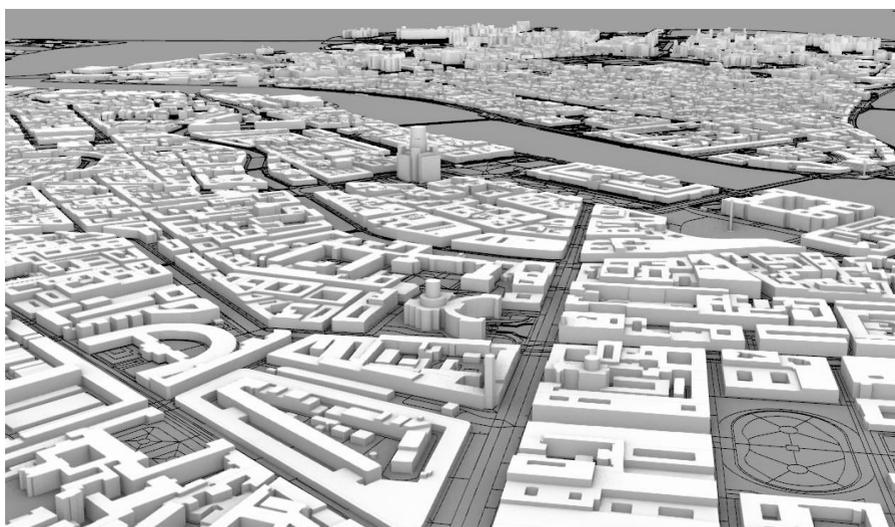


Рис. 2. Трехмерная геометрическая модель центра Санкт-Петербурга

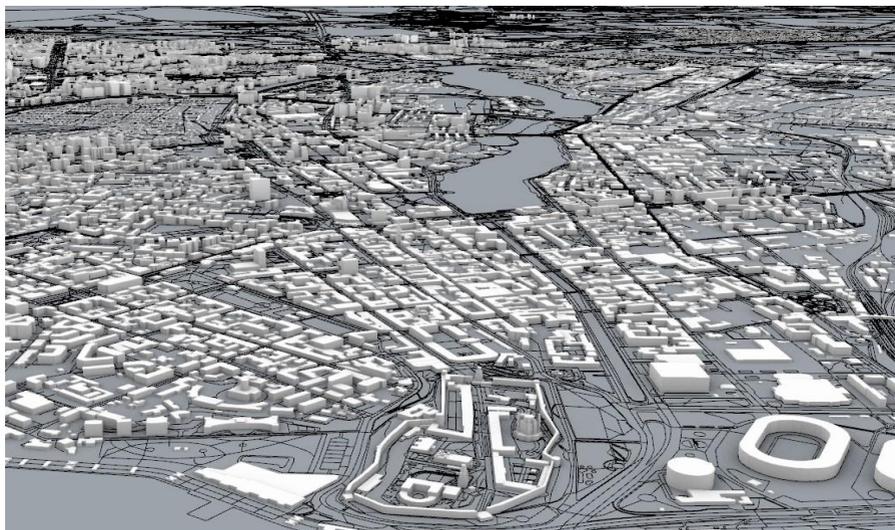


Рис. 3. Трехмерная геометрическая модель Казани



Рис. 4. Трехмерная геометрическая модель центра Ярославля

Учитывая результаты моделирования, пространственную плотность распределения АПТ во время отопительного периода целесообразно оценивать для урбанизированной территории, поскольку городская застройка занимает лишь незначительную часть площади в рамках административных границ, а поэтому основная часть административной территории будет генерировать нулевой поток (или поток с плотностью менее 5 Вт/м^2). Полный АПТ вычисляется как в рамках административных границ, так и по урбанизированной территории.

Несмотря на то, что в плоскости контуры городской застройки описываются геометрической моделью корректно, точность оценивания высоты строений составляет порядка 80 %, что приводит к погрешности в оценке АПТ.

Методика расчета антропогенного потока тепла

На базе модели городской застройки производится расчет АПТ с учетом наружной температуры воздуха на основе Сводов правил (СП 50.13330.2012; СП 131.13330.2020) и ГОСТ Межгосударственный стандарт).

Тепловые потери определяются разностью температур наружного воздуха и поверхности ограждающей конструкции здания. Температура поверхности здания зависит от инсоляции и поступления тепла изнутри здания. В течение отопительного периода в северных широтах высота Солнца достаточно мала, поэтому солнечным нагревом зданий можно пренебречь. К тому же, если учет инсоляции для отдельно стоящего здания является простой задачей, то оценить нагрев массива зданий в масштабе города — достаточно сложная проблема, не решенная до настоящего времени.

Теплозащитная оболочка здания должна отвечать следующим требованиям: приведенное сопротивление теплопередаче отдельных ограждающих конструкций должно быть не меньше нормируемых значений; удельная теплозащитная характеристика здания должна быть не больше нормируемого значения. Рассматриваются два алгоритма расчета АПТ.

Первый алгоритм (Фролькис и др., 2021, 2024; Гинзбург и др., 2021) строится на понятии «**нормативного сопротивления теплопередаче ограждающих конструкций**» R_i^{TP} , который, в частности, зависит от среднего многолетнего значения «**градусо-сутки отопительного периода**» (ГСОП) и задается на этапе проектирования здания (СП 50.13330.2012):

$$\text{ГСОП} = (t_{\text{ВН}} - t_{\text{ОТ}})d_{\text{ОТ}}, \quad (1)$$

где $t_{\text{ВН}}$ — температура воздуха внутри здания ($^{\circ}\text{C}$), $t_{\text{ОТ}}$ — средняя температура воздуха за отопительный период ($^{\circ}\text{C}$) и $d_{\text{ОТ}}$ — продолжительность отопительного периода (сут.). $t_{\text{ОТ}}$ и $d_{\text{ОТ}}$ взяты из таблицы 3.1 СП 131.13330.2020.

АПТ (Вт) от разных частей элементов ограждающих конструкций в j -й ячейке:

$$Q_F^i(j) = K_i(t_{\text{ВН}} - t_{\text{НАР}})S_i(j), \quad (2)$$

$$K_i = 1/R_i^{TP}, \quad (3)$$

где K_i — коэффициент теплопередачи ограждающей конструкции i -й категории, $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot ^{\circ}\text{C})$; $t_{\text{НАР}}$ — температура наружного воздуха, $^{\circ}\text{C}$; $S_i(j)$ — суммарная площадь элементов ограждающей конструкции i -й категории в j -й ячейке, м^2 .

Под ограждающими конструкциями в (2)–(3) понимаются стены ($i = 1$), чердачные перекрытия и перекрытия над неотапливаемыми подпольями ($i = 2$) и светопрозрачные конструкции ($i = 3$), кроме фонарей.

Приведенное сопротивление теплопередаче конструкции принимается равным нормируемому сопротивлению теплопередаче, которое согласно формуле (5.1) Свода правил равно требуемому сопротивлению теплопередаче R_i^{TP} , причем используются

проинтерполированные значения R_i^{TP} из таблицы 3 Свода правил для жилых зданий, гостиниц и общежитий (СП 50.13330.2012).

Используемый коэффициент требуемого сопротивления теплопередаче ограждающих конструкций R_i^{TP} , приведенный в Своде правил, обеспечивает максимально допустимый уровень теплоотдачи, учитывающий наихудшие погодные условия, в т. ч. ветровую нагрузку и высокую влажность, что приводит к максимальному уровню АПТ в рамках рассматриваемого алгоритма.

АПТ от частей ограждающих конструкций, попадающих в j -ю расчетную ячейку и удовлетворяющих значениям нормативного сопротивления теплопередаче ограждающих конструкций R_i^{TP} , равен:

$$Q'_F(j) = \sum_i Q_F^i(j) \quad (4)$$

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

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

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

$$Q_F = \frac{Q'_F}{80\%} 100\% \quad (6)$$

Второй алгоритм (Фролькис и др., 2021, 2024) основан на понятии «нормируемая (базовая) удельная характеристика расхода

тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания» $q_{\text{OT}}^{\text{TP}}$, описанном в пункте 10 СП 50.13330.2012.

Расчетное значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания не должно превышать **нормируемого значения** $q_{\text{OT}}^{\text{TP}}$, Вт/(м³·°C), которое зависит от этажности и типа здания, позволяет оценить верхнюю границу его теплопотерь и приводится в таблице 14 СП 50.13330.2012.

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

$$Q_F^i(j) = q_{\text{OT},i}^{\text{TP}}(t_{\text{ВН}} - t_{\text{НАР}})V_i(j), \quad (7)$$

где $q_{\text{OT},i}^{\text{TP}}$ — нормируемое значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания i -го типа, Вт/(м³·°C); $V_i(j)$ — объем части здания i -го типа в ячейке j , м³.

АПТ от разных частей зданий, попадающих в j -ю расчетную ячейку, определяется по формуле:

$$Q_F''(j) = \sum_i Q_F^i(j) \quad (8)$$

В итоге получаем значение АПТ для рассматриваемой территории:

(9)

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

Так как при транспортировке тепла к зданиям по магистралям, расположенным под землей, теряется порядка 10 % в виде тепловых стоков $\Delta Q_{F,g}$, то АПТ Q_F в рамках обоих алгоритмов должен быть увеличен на величину теплового стока:

$$Q_F = Q_F + \Delta Q_{F,g} = (1 + 0,1)Q_F. \quad (10)$$

Средняя по региону плотность АПТ равна:

$$\bar{Q}_F = \frac{Q_F}{S_{\text{тер}}}, \quad (11)$$

где $S_{\text{тер}}$ — площадь административной или урбанизированной территории (см. табл. 2, 3).

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

В рамках первого алгоритма для каждого типа ограждающих конструкций (стены, чердачные перекрытия и перекрытия над неотапливаемыми подпольями, светопрозрачные конструкции) устанавливаются значения коэффициентов теплопередачи K_i (см. (3)), постоянные для всего города. В отличие от первого, во втором алгоритме каждому зданию присваивается нормируемая удельная характеристика расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию $q_{\text{от}}^{\text{ТР}}$, зависящая от типа и высоты здания. Заметим также, что в рамках первого алгоритма АПТ пропорционален площади ограждающих конструкций здания, а во втором — его объему (см. (2) и (7)).

Рассмотрение двух алгоритмов позволяет получить оценку диапазона значений АПТ с территории города. Класс энергоэффективности здания определяется отклонением реального расхода энергии на отопление и вентиляцию $q_{\text{от}}^{\text{Р}}$ от нормируемой величины $q_{\text{от}}^{\text{ТР}}$, поэтому, зная его, можно уточнить фактический расход энергии. Поскольку в настоящий момент городским зданиям

присваиваются классы энергоэффективности, то во втором алгоритме расчета АПТ, учитывающем индивидуальные особенности типа здания, также можно уточнить энергопотребление, что делает эту методику более перспективной.

Суммарный АПТ (Дж) за отопительный период в обоих алгоритмах может быть вычислен в результате умножения Q_F при $t_{\text{нар}} = t_{\text{от}}$ на длительность отопительного периода $d_{\text{от}}$.

АПТ с территорий, не содержащих здания (пустые ячейки расчетной сетки), принимается равным нулю.

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

Результаты моделирования АПТ для городов Российской Федерации с полумиллионным и более населением

Плотности АПТ ($\text{Вт}/\text{м}^2$) при разности между внутренней и наружной температурами воздуха в 1°C для административной и урбанизированной территорий по первому и второму алгоритмам приведены в таблице 5 (см. (11) и (2), (7) при $t_{\text{вн}} - t_{\text{нар}} = 1^\circ\text{C}$). Умножая данные этой таблицы на фактическую разность температур между внутренним и наружным воздухом, можно оценить фактическую плотность АПТ в $\text{Вт}/\text{м}^2$. Далее, переводя полученную плотность в $\text{Дж}/(\text{сут}\cdot\text{м}^2)$, получим антропогенный поток энергии за сутки. Естественно, что в таблице 5 плотность АПТ с урбанизированной территории больше, чем с административной, от 4 до 16 раз по обоим алгоритмам для различных городов, причем максимум превышения достигается в Екатеринбурге, Уфе, Перми, Волгограде, Тюмени и Новокузнецке. Разброс значений плотности АПТ в рамках административной и урбанизированной территорий составляет от 0,04

до 0,2 и от 0,6 до 1,1 Вт/м² по алгоритму 1; от 0,1 до 0,4 и от 1,3 до 2,3 Вт/м² по алгоритму 2 соответственно. Для урбанизированной территории по первому алгоритму максимальными значениями плотности АПТ (не менее 0,8 Вт/м²), кроме Москвы, Санкт-Петербурга и Балашихи, характеризуются города, расположенные на юге Российской Федерации: Ростов-на-Дону, Краснодар, Саратов, Махачкала, Севастополь и Ставрополь. По второму алгоритму максимальные значения (не менее 1,8 Вт/м²) генерируют Москва, Санкт-Петербург, Новосибирск, Екатеринбург, Казань, Красноярск, Уфа, Ростов-на-Дону, Краснодар и Балашиха (таким образом, в этом списке осталось только два южных города). Минимальные значения (не более 0,6 Вт/м²) в рамках первого алгоритма создают Хабаровск, Иркутск, Кемерово, Томск, Набережные Челны, Новокузнецк. Это в основном города, расположенные не в южных регионах. По второму алгоритму минимальную плотность АПТ (менее 1,5 Вт/м²) создают Махачкала, Хабаровск, Ярославль, Набережные Челны, Севастополь и Новокузнецк. Для административной территории по первому алгоритму максимальными значениями (более 0,15 Вт/м²) характеризуются Ростов-на-Дону, Краснодар, Махачкала, Ставрополь и Балашиха. Заметим, что в перечисленный список не входят обе столицы и крупные города, расположенные в Сибири. По второму алгоритму максимальные значения (более 0,3 Вт/м²) производят Санкт-Петербург, Нижний Новгород, Красноярск и Балашиха, а минимальные (менее 0,15 Вт/м²) — Пермь, Волгоград, Хабаровск, Кемерово и Новокузнецк.

Плотность АПТ (Вт/м²) во время отопительного периода для административной и урбанизированной территорий по первому и второму алгоритмам при средней температуре отопительного сезона $t_{от}$ (СП 50.13330.2012) показаны в таблице 6 (см. (11) и (2), (7) при $t_{нар} = t_{от}$). Для административной территории значения плотности АПТ находятся в диапазонах 1,1–4,1 и 2,1–8,3 Вт/м² по первому и второму алгоритмам; для урбанизированной территории имеем 13,2–19,9 и 19,9–60,8 Вт/м² соответственно. С административной территории по первому алгоритму максимальной плотностью АПТ (не менее 3 Вт/м²) обладают Санкт-Петербург, Новосибирск, Нижний Новгород,

Ростов-на-Дону, Балашиха, а по второму максимальные значения (более 7 Вт/м^2) имеют Новосибирск, Нижний Новгород, Красноярск и Балашиха. Минимальной плотностью АПТ (менее $1,3 \text{ Вт/м}^2$) обладают Екатеринбург, Пермь, Волгоград и Новокузнецк по первому алгоритму, по второму (не более $2,7 \text{ Вт/м}^2$) — Волгоград, Севастополь и Новокузнецк. С урбанизированной территории в рамках первого алгоритма максимальной плотностью (не менее 18 Вт/м^2) характеризуются Москва, Новосибирск, Уфа, Ростов-на-Дону, Краснодар, Саратов и Балашиха, по второму алгоритму (не менее 45 Вт/м^2) — Москва, Новосибирск, Екатеринбург, Челябинск, Красноярск и Уфа. Минимальной плотностью АПТ (не более 15 Вт/м^2) обладают Махачкала, Ярославль, Набережные Челны и Новокузнецк в рамках первого алгоритма, а в случае второго (менее 25 Вт/м^2) — Махачкала и Севастополь.

Плотность антропогенной энергии ($\text{МДж}/(\text{сут}\cdot\text{м}^2)$), выделяемая за сутки во время отопительного сезона с административной и урбанизированной территории при температуре наружного воздуха $t_{\text{НАР}}$, равной средней температуре отопительного периода $t_{\text{от}}$, по первому и второму алгоритмам приводится в таблице 7, которая непосредственно следует из таблицы 6 при ее пересчете к суточным данным, т. е. при переходе от Вт/м^2 к $\text{Дж}/(\text{сут}\cdot\text{м}^2)$. В рамках административных границ плотность антропогенной энергии, излучаемая в течение суток, по первому алгоритму находится в пределах $0,094\text{--}0,352$, по второму — $0,181\text{--}0,713 \text{ МДж}/(\text{сут}\cdot\text{м}^2)$. Для урбанизированной территории по алгоритму 1 имеем $1,139\text{--}1,719$, а по алгоритму 2 — от $1,715$ до $5,254 \text{ МДж}/(\text{сут}\cdot\text{м}^2)$.

Плотность антропогенной энергии ($\text{МДж}/(\text{сут}\cdot\text{м}^2)$), выделяемая за сутки, с административной территории во время отопительного периода при температуре воздуха в помещении $t_{\text{ВН}} = 20 \text{ }^\circ\text{C}$ и температуре наружного воздуха $t_{\text{НАР}} = 0, -10, -20 \text{ }^\circ\text{C}$, по первому и второму алгоритмам дана в таблице 8 (см. (11), (2), (7) при пересчете к суточным данным). Для рассматриваемых температур по первому алгоритму минимальные значения равны $0,070, 0,106, 0,141$, максимальные — $0,334, 0,501, 0,668$; по второму алгоритму минимальные равны $0,159, 0,239, 0,319$, максимальные — $0,642, 0,963$,

1,285 МДж/(сут·м²) соответственно. В рамках первого алгоритма минимальные значения приходятся на Новокузнецк, Екатеринбург, Пермь, Уфу и Волгоград, максимальные — на Ставрополь, Махачкалу и Балашиху; для второго алгоритма минимальные значения соответствуют Новокузнецку, Волгограду, Екатеринбургу и Перми, максимальные — Балашихе, Нижнему Новгороду и Красноярску.

Плотность антропогенной энергии (МДж/(сут·м²)), выделяемая за сутки, с урбанизированной территории во время отопительного периода при температуре воздуха в помещении $t_{\text{ВН}} = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и температуре наружного воздуха $t_{\text{НАР}} = 0, -10, -20\text{ }^{\circ}\text{C}$ по первому и второму алгоритмам дана в таблице 9 (см. (11), (2), (7) при пересчете к суточным данным). Для приведенных температур в случае первого алгоритма минимальные значения равны 9,915, 1,373, 1,831, максимальные — 1,944, 2,916, 3,889; по второму алгоритму минимальные равны 2,272, 3,408, 4,544, максимальные — 3,951, 5,926, 7,901 МДж/(сут·м²) соответственно. По первому алгоритму минимальными уровнями характеризуются Новокузнецк, Кемерово и Иркутск, максимальными — Краснодар, Ростов-на-Дону, Москва, Севастополь, Балашиха и Махачкала; по второму алгоритму минимальные значения приходятся на Севастополь, Махачкалу, Новокузнецк, Набережные Челны и Хабаровск, максимальные — на Красноярск, Москву, Краснодар, Балашиху и Санкт-Петербург.

АПТ (МВт) с административной и урбанизированной территориями при разности между внутренней и наружной температурами воздуха 1 °С по первому и второму алгоритмам указаны в таблице 10 (см. (10) и (2), (7) при $t_{\text{ВН}} - t_{\text{НАР}} = 1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Очевидно, что АПТ с урбанизированной территории меньше, чем с административной: по первому алгоритму он порядка 47–81, по второму — 62–88 % относительно административных границ. Так, для урбанизированной территории Москвы и Санкт-Петербурга АПТ составляет 81, для Екатеринбурга, Ярославля, Томска, Набережных Челнов, Рязани и Балашихи — порядка 70–80, для Волгограда — 47 % относительно административной территории по первому алгоритму. Аналогично, для Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Тюмени, Ижевска, Ярославля, Набережных Челнов, Рязани и Балашихи АПТ составляет

80–88, для Ростова-на-Дону, Омска, Волгограда, Саратова, Тольятти, Хабаровска, Севастополя и Пензы — порядка 62–69 % по второму алгоритму. Москва генерирует АПТ с административной и урбанизированной территорией в объемах 337,7 и 272,4 МВт по первому алгоритму; 752,3 и 657,7 МВт — по второму алгоритму соответственно. Аналогично, для Санкт-Петербурга имеем 205,1 и 165,6 по первому, 444,4 и 390,5 МВт по второму алгоритмам. Для остальных городов разброс АПТ с административной территории находится в интервале 17,7–61,8, с урбанизированной — 11,1–39,6 МВт по первому алгоритму, 27,4–132,2 и 19,0–105,1 МВт — по второму. С административной территории максимальными значениями (более 50 МВт) в рамках первого алгоритма характеризуются Новосибирск, Екатеринбург, Казань, Самара, Краснодар и Воронеж, в рамках второго (более 100 МВт) — Новосибирск, Екатеринбург, Казань, Нижний Новгород, Челябинск, Красноярск и Самара. По первому алгоритму минимальное количество энергии (менее 20 МВт) присуще Кемерово, Томску, Новокузнецку и Балашихе, по второму (менее 40 МВт) — Махачкале, Севастополю, Ставрополю и Новокузнецку.

Антропогенная энергия (ТДж/сут.), выделяемая за сутки, с административной и урбанизированной территорий при средней температуре отопительного периода $t_{от}$ по первому и второму алгоритмам приведена в таблице 11 (см. (10) и (2), (7) при $t_{нар} = t_{от}$ при пересчете к суточным данным). Энергия при $t_{от}$ с урбанизированной территории меньше, чем с административной, но соотношение между энергиями такое же, как при $\Delta t_1 = 1$ °С. Москва характеризуется энергией с административной и урбанизированной территорий, равной 29,2 и 23,5 по первому и 65,0 и 56,8 ТДж/сут. по второму алгоритму соответственно. Аналогично для Санкт-Петербурга имеем 17,7 и 14,3 по первому, 38,4 и 33,7 ТДж/сут. по второму алгоритмам. Для остальных городов с административной и урбанизированной территорий антропогенная энергия находится в диапазонах: 1,5–5,3 и 1,0–3,4 по первому алгоритму, 2,4–11,4 и 1,6–9,1 ТДж/сут. по алгоритму 2. С административной территории: минимальное количество суточной энергии (менее 2 ТДж/сут.) генерируют Иркутск, Кемерово, Томск, Набережные Челны,

Севастополь, Новокузнецк, Рязань и Балашиха в рамках первого алгоритма и менее 3 ТДж/сут. — Махачкала и Севастополь по второму алгоритму; максимальное количество энергии (более 4,5 ТДж/сут.) создают Новосибирск, Екатеринбург, Казань, Ростов-на-Дону, Краснодар и Воронеж по первому алгоритму, более 9 ТДж/сут. — Новосибирск, Екатеринбург, Нижний Новгород, Красноярск, Самара по второму.

Антропогенная энергия (ПДж), выделяемая за отопительный период с административной и урбанизированной территориями при средней температуре отопительного периода t_{OT} рассматривается в таблице 12 (см. (10) и (2), (7) при $t_{НАР} = t_{OT}$ за количество суток отопительного периода). Для Москвы с этих территорий энергия составляет 132,1 и 106,6 по первому алгоритму, 294,4 и 267,3 ПДж — по второму. Для Санкт-Петербурга соответствующие значения равны 79,3 и 64,0; 171,7 и 150,9 ПДж соответственно. Для остальных городов антропогенная энергия за отопительный период находится в интервалах 3,9–29,7 и 2,2–19,3 по алгоритму 1 и 4,7–70,7 и 3,28–54,5 ПДж — по алгоритму 2. С административной территории Махачкала и Севастополь создают минимальное количество антропогенной энергии (менее 6 ПДж) по первому алгоритму и менее 10 ПДж — по второму; максимальный объем энергии (более 22 ПДж) в рамках первого алгоритма генерируют Новосибирск, Екатеринбург, Казань, Челябинск, Омск, по второму (более 50 ПДж) — Новосибирск, Екатеринбург, Челябинск и Красноярск.

Результаты, приведенные в таблицах 11 и 12, показывают, что объем создаваемой антропогенной энергии в значительной степени зависит от численности городского населения.

Таблица 5

**Плотность АПТ (Вт/м²) во время отопительного периода
по первому и второму алгоритмам при разности между
внутренней и наружной температурой воздуха 1 °С**

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Москва	0,132	0,294	0,886	2,14
Санкт-Петербург	0,141	0,306	0,827	1,95
Новосибирск	0,110	0,263	0,657	1,85
Екатеринбург	0,047	0,111	0,698	1,85
Казань	0,091	0,185	0,717	1,80
Нижний Новгород	0,151	0,327	0,661	1,65
Челябинск	0,095	0,208	0,659	1,71
Красноярск	0,103	0,303	0,660	2,29
Самара	0,094	0,196	0,690	1,67
Уфа	0,054	0,123	0,697	1,88
Ростов-на-Дону	0,159	0,237	0,995	1,95
Омск	0,078	0,164	0,586	1,54
Краснодар	0,169	0,258	1,125	2,10
Воронеж	0,092	0,163	0,791	1,69
Пермь	0,050	0,112	0,634	1,69
Волгоград	0,057	0,094	0,721	1,57
Саратов	0,106	0,180	0,800	1,78
Тюмень	0,066	0,153	0,641	1,65
Тольятти	0,096	0,200	0,707	1,69
Барнаул	0,080	0,172	0,596	1,53
Ижевск	0,078	0,170	0,635	1,61
Махачкала	0,188	0,243	0,851	1,37
Хабаровск	0,064	0,131	0,574	1,46
Ульяновск	0,094	0,182	0,648	1,57

Продолжение таблицы 5

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Иркутск	0,087	0,201	0,578	1,60
Владивосток	0,077	0,144	0,688	1,54
Ярославль	0,115	0,243	0,621	1,49
Кемерово	0,061	0,136	0,547	1,50
Томск	0,105	0,248	0,598	1,60
Набережные Челны	0,119	0,269	0,587	1,46
Севастополь	0,147	0,177	0,873	1,31
Ставрополь	0,193	0,284	0,848	1,57
Оренбург	0,101	0,198	0,652	1,56
Новокузнецк	0,041	0,092	0,530	1,39
Рязань	0,103	0,215	0,663	1,57
Балашиха	0,184	0,372	0,875	2,02
Пенза	0,082	0,157	0,679	1,63

Таблица 6

Плотность АПТ ($\text{Вт}/\text{м}^2$) с административной и урбанизированной территории при температуре наружного воздуха $t_{\text{нар}}$, равной средней температуре отопительного периода $t_{\text{от}}$, по первому и второму алгоритмам

Город	$t_{\text{от}}, ^\circ\text{C}$	Административные границы		Урбанизированная территория	
		Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Москва	-2,2	2,93	6,53	19,7	47,5
Санкт-Петербург	-1,2	3,00	6,49	17,5	41,3
Новосибирск	-7,9	3,08	7,34	18,3	51,7
Екатеринбург	-5,5	1,19	2,84	17,8	47,3
Казань	-4,7	2,25	4,58	17,7	44,6
Нижний Новгород	-3,6	3,57	7,71	15,6	39,0

Продолжение таблицы 6

Город	t _{от} , °С	Административные границы		Урбанизированная территория	
		Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Челябинск	-6,6	2,54	5,53	17,5	45,5
Красноярск	-6,6	2,75	8,07	17,5	60,8
Самара	-4,7	2,32	4,85	17,0	41,4
Уфа	-5,9	1,41	3,18	18,1	48,6
Ростов-на-Дону	0	3,18	4,74	19,9	39,1
Омск	-8,1	2,19	4,61	16,5	43,4
Краснодар	2,7	2,92	4,46	19,5	36,3
Воронеж	-2,4	2,06	3,66	17,7	37,9
Пермь	-5,4	1,28	2,85	16,1	42,9
Волгоград	-2,3	1,27	2,09	16,1	35,1
Саратов	-3,2	2,47	4,18	18,6	41,3
Тюмень	-6,8	1,78	4,09	17,2	44,3
Тольятти	-4,7	2,37	4,94	17,5	41,7
Барнаул	-7,5	2,19	4,74	16,4	42,0
Ижевск	-5,6	2,01	4,34	16,2	41,2
Махачкала	2,8	3,23	4,18	14,6	23,6
Хабаровск	-9,5	1,88	3,87	16,9	43,2
Ульяновск	-4,5	2,29	4,45	15,9	38,5
Иркутск	-7,6	2,41	5,55	16,0	44,3
Владивосток	-4,2	1,86	3,48	16,7	37,3
Ярославль	-3,5	2,71	5,72	14,6	35,1
Кемерово	-7,9	1,69	3,79	15,3	41,9
Томск	-7,8	2,93	6,91	16,6	44,5
Набережные Челны	-5,1	2,98	6,74	14,7	36,6
Севастополь	4,9	2,22	2,67	13,2	19,9
Ставрополь	0,6	3,75	5,51	16,4	30,6

Продолжение таблицы 6

Город	$t_{от}, ^\circ\text{C}$	Административные границы		Урбанизированная территория	
		Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Оренбург	-6	2,63	5,14	16,9	40,6
Новокузнецк	-6,6	1,17	2,45	15,3	37,1
Рязань	-3	2,29	4,95	14,7	36,0
Балашиха	-2,2	4,77	8,25	22,7	44,7
Пенза	-3,9	1,96	3,75	16,2	39,0

Таблица 7

Суточная плотность антропогенной энергии (10^6 Дж/(сут·м²)) с административной и урбанизированной территории при температуре наружного воздуха $t_{нар}$, равной средней температуре отопительного периода $t_{от}$ (см. табл. 6), по первому и второму алгоритмам

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Москва	0,253	0,564	1,70	4,10
Санкт-Петербург	0,259	0,561	1,51	3,57
Новосибирск	0,266	0,634	1,58	4,46
Екатеринбург	0,103	0,245	1,54	4,08
Казань	0,194	0,396	1,53	3,85
Нижний Новгород	0,308	0,666	1,35	3,37
Челябинск	0,219	0,478	1,52	3,93
Красноярск	0,237	0,697	1,52	5,25
Самара	0,200	0,419	1,47	3,57
Уфа	0,121	0,275	1,56	4,20
Ростов-на-Дону	0,275	0,410	1,72	3,38
Омск	0,189	0,398	1,42	3,75
Краснодар	0,252	0,386	1,68	3,14

Продолжение таблицы 7

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Воронеж	0,178	0,316	1,53	3,27
Пермь	0,110	0,246	1,39	3,71
Волгоград	0,110	0,181	1,39	3,03
Саратов	0,213	0,361	1,60	3,57
Тюмень	0,153	0,354	1,48	3,83
Тольятти	0,205	0,427	1,51	3,60
Барнаул	0,189	0,410	1,42	3,63
Ижевск	0,173	0,375	1,40	3,56
Махачкала	0,279	0,361	1,26	2,04
Хабаровск	0,162	0,334	1,46	3,73
Ульяновск	0,198	0,384	1,37	3,33
Иркутск	0,208	0,480	1,38	3,83
Владивосток	0,160	0,301	1,44	3,22
Ярославль	0,234	0,494	1,26	3,03
Кемерово	0,146	0,327	1,32	3,62
Томск	0,253	0,597	1,44	3,85
Набережные Челны	0,257	0,583	1,27	3,16
Севастополь	0,192	0,231	1,14	1,72
Ставрополь	0,324	0,476	1,42	2,64
Оренбург	0,227	0,444	1,46	3,51
Новокузнецк	0,094	0,212	1,22	3,20
Рязань	0,205	0,428	1,32	3,11
Балашиха	0,352	0,713	1,68	3,87
Пенза	0,170	0,324	1,40	3,37

Таблица 8

**Суточная плотность антропогенной энергии (10^6 Дж/(сут·м²))
с административной территории во время отопительного периода
при температуре наружного воздуха, равной 0, –10, –20 °С,
по первому и второму алгоритмам**

Город	Алгоритм 1			Алгоритм 2		
	0 °С	–10 °С	–20 °С	0 °С	–10 °С	–20 °С
Москва	0,228	0,342	0,456	0,508	0,762	1,02
Санкт–Петербург	0,244	0,366	0,488	0,529	0,794	1,06
Новосибирск	0,191	0,286	0,381	0,454	0,682	0,909
Екатеринбург	0,081	0,121	0,161	0,193	0,289	0,385
Казань	0,157	0,236	0,314	0,321	0,481	0,641
Нижний Новгород	0,261	0,392	0,523	0,565	0,847	1,13
Челябинск	0,165	0,247	0,330	0,359	0,539	0,718
Красноярск	0,178	0,268	0,357	0,524	0,786	1,05
Самара	0,162	0,243	0,324	0,339	0,509	0,678
Уфа	0,094	0,141	0,188	0,212	0,318	0,424
Ростов–на–Дону	0,275	0,413	0,550	0,410	0,614	0,819
Омск	0,134	0,202	0,269	0,283	0,425	0,567
Краснодар	0,291	0,437	0,583	0,446	0,669	0,892
Воронеж	0,159	0,239	0,319	0,282	0,423	0,564
Пермь	0,087	0,131	0,174	0,194	0,291	0,387
Волгоград	0,099	0,148	0,198	0,162	0,243	0,325
Саратов	0,184	0,275	0,367	0,311	0,467	0,623
Тюмень	0,114	0,172	0,229	0,264	0,396	0,528
Тольятти	0,166	0,249	0,332	0,346	0,519	0,692
Барнаул	0,137	0,206	0,275	0,298	0,447	0,596
Ижевск	0,136	0,203	0,271	0,293	0,440	0,586
Махачкала	0,325	0,487	0,649	0,420	0,630	0,840
Хабаровск	0,110	0,165	0,220	0,227	0,340	0,453

Продолжение таблицы 8

Город	Алгоритм 1			Алгоритм 2		
	0 °С	-10 °С	-20 °С	0 °С	-10 °С	-20 °С
Ульяновск	0,162	0,243	0,323	0,314	0,470	0,627
Иркутск	0,151	0,226	0,301	0,348	0,521	0,695
Владивосток	0,133	0,199	0,265	0,249	0,373	0,497
Ярославль	0,199	0,299	0,398	0,420	0,631	0,841
Кемерово	0,105	0,157	0,210	0,235	0,352	0,470
Томск	0,182	0,273	0,365	0,429	0,644	0,859
Набережные Челны	0,205	0,308	0,410	0,464	0,696	0,928
Севастополь	0,254	0,381	0,509	0,305	0,458	0,611
Ставрополь	0,334	0,501	0,668	0,491	0,736	0,982
Оренбург	0,175	0,262	0,349	0,341	0,512	0,683
Новокузнецк	0,070	0,106	0,141	0,159	0,239	0,319
Рязань	0,178	0,268	0,357	0,372	0,558	0,744
Балашиха	0,317	0,476	0,634	0,642	0,963	1,28
Пенза	0,142	0,213	0,284	0,271	0,407	0,542

Таблица 9

**Суточная плотность антропогенной энергии (10^6 Дж/(сут·м²))
с урбанизированной территории во время отопительного периода
при температуре наружного воздуха, равной 0, -10, -20 °С,
по первому и второму алгоритмам**

Город	Алгоритм 1			Алгоритм 2		
	0 °С	-10 °С	-20 °С	0 °С	-10 °С	-20 °С
Москва	1,53	2,30	3,06	3,70	5,55	7,40
Санкт-Петербург	1,43	2,14	2,86	3,37	5,05	6,74
Новосибирск	1,14	1,70	2,27	3,20	4,80	6,40
Екатеринбург	1,21	1,81	2,41	3,20	4,80	6,40
Казань	1,24	1,86	2,48	3,12	4,68	6,23

Продолжение таблицы 9

Город	Алгоритм 1			Алгоритм 2		
	0 °С	-10 °С	-20 °С	0 °С	-10 °С	-20 °С
Нижний Новгород	1,14	1,71	2,28	2,86	4,28	5,71
Челябинск	1,14	1,71	2,28	2,95	4,43	5,91
Красноярск	1,14	1,71	2,28	3,95	5,93	7,90
Самара	1,19	1,79	2,39	2,89	4,34	5,79
Уфа	1,20	1,81	2,41	3,24	4,86	6,48
Ростов–на–Дону	1,72	2,58	3,44	3,38	5,06	6,75
Омск	1,01	1,52	2,03	2,67	4,00	5,33
Краснодар	1,94	2,92	3,89	3,63	5,44	7,25
Воронеж	1,37	2,05	2,73	2,92	4,38	5,84
Пермь	1,10	1,64	2,19	2,92	4,38	5,84
Волгоград	1,25	1,87	2,49	2,72	4,07	5,43
Саратов	1,38	2,07	2,77	3,08	4,62	6,16
Тюмень	1,11	1,66	2,22	2,85	4,28	5,71
Тольятти	1,22	1,83	2,44	2,91	4,37	5,83
Барнаул	1,03	1,54	2,06	2,64	3,96	5,28
Ижевск	1,10	1,64	2,19	2,78	4,17	5,56
Махачкала	1,47	2,21	2,94	2,37	3,55	4,73
Хабаровск	0,993	1,49	1,99	2,53	3,79	5,06
Ульяновск	1,12	1,68	2,24	2,72	4,08	5,44
Иркутск	0,999	1,50	2,00	2,77	4,16	5,54
Владивосток	1,19	1,78	2,38	2,66	3,99	5,32
Ярославль	1,07	1,61	2,15	2,58	3,87	5,16
Кемерово	0,946	1,42	1,89	2,60	3,89	5,19
Томск	1,03	1,55	2,07	2,77	4,15	5,54
Набережные Челны	1,01	1,52	2,03	2,52	3,78	5,04
Севастополь	1,51	2,26	3,02	2,27	3,41	4,54

Продолжение таблицы 9

Город	Алгоритм 1			Алгоритм 2		
	0 °С	-10 °С	-20 °С	0 °С	-10 °С	-20 °С
Ставрополь	1,47	2,20	2,93	2,72	4,08	5,44
Оренбург	1,13	1,69	2,25	2,70	4,05	5,40
Новокузнецк	0,915	1,37	1,83	2,41	3,61	4,82
Рязань	1,15	1,72	2,29	2,70	4,06	5,41
Балашиха	1,51	2,27	3,02	3,48	5,22	6,97
Пенза	1,17	1,76	2,35	2,82	4,22	5,63

Таблица 10

АПТ (10⁶ Вт) с административной и урбанизированной территории по первому и второму алгоритмам при разности между внутренней и наружной температурами воздуха 1 °С

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Москва	337,7	752,3	272,4	657,7
Санкт-Петербург	205,1	444,4	165,6	390,5
Новосибирск	55,5	132,2	36,2	101,8
Екатеринбург	53,6	127,8	39,6	105,1
Казань	53,2	108,4	31,1	78,2
Нижний Новгород	48,3	104,2	32,2	80,7
Челябинск	47,8	104,1	30,2	78,4
Красноярск	39,0	114,6	26,2	90,7
Самара	50,8	106,3	32,8	79,7
Уфа	35,5	80,3	23,4	62,9
Ростов-на-Дону	54,6	81,3	27,7	54,4
Омск	43,9	92,5	24,0	63,3
Краснодар	61,8	94,6	36,2	67,6
Воронеж	54,9	97,3	33,0	70,5

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Пермь	40,3	89,6	24,8	66,1
Волгоград	49,3	81,0	23,2	50,5
Саратов	41,4	70,2	21,7	48,3
Тюмень	32,2	74,2	24,2	62,3
Тольятти	26,9	56,1	15,5	36,9
Барнаул	25,9	56,1	16,4	42,1
Ижевск	25,0	54,0	17,0	43,1
Махачкала	26,0	33,6	14,5	23,4
Хабаровск	24,7	50,8	13,8	35,1
Ульяновск	30,5	59,2	17,6	42,6
Иркутск	23,1	53,2	14,3	39,5
Владивосток	25,0	46,9	16,1	36,0
Ярославль	24,8	52,3	17,4	41,8
Кемерово	19,4	43,3	11,1	30,4
Томск	17,7	41,7	12,3	33,1
Набережные Челны	20,3	45,9	15,5	38,4
Севастополь	22,8	27,4	12,6	19,0
Ставрополь	25,2	37,0	14,4	26,8
Оренбург	26,0	50,9	15,1	36,1
Новокузнецк	17,4	39,4	11,8	31,0
Рязань	22,9	47,8	16,7	39,4
Балашиха	18,8	38,0	13,4	30,8
Пенза	24,8	47,4	13,6	32,7

Таблица 11

Энергия (10^{12} Дж/сут.), выделяемая за сутки, с административной и урбанизированной территории при температуре наружного воздуха $t_{нар}$, равной средней температуре отопительного сезона $t_{от}$ (см. табл. 6), по первому и второму алгоритмам

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Москва	29,2	65,0	23,5	56,8
Санкт–Петербург	17,7	38,4	14,3	33,7
Новосибирск	4,79	11,4	3,12	8,80
Екатеринбург	4,63	11,0	3,42	9,08
Казань	4,59	9,37	2,69	6,76
Нижний Новгород	4,17	9,00	2,79	6,97
Челябинск	4,13	8,99	2,61	6,77
Красноярск	3,37	9,90	2,26	7,83
Самара	4,39	9,18	2,84	6,88
Уфа	3,07	6,94	2,02	5,44
Ростов–на–Дону	4,72	7,02	2,39	4,70
Омск	3,79	7,99	2,08	5,47
Краснодар	5,34	8,17	3,13	5,84
Воронеж	4,74	8,40	2,85	6,09
Пермь	3,48	7,74	2,14	5,71
Волгоград	4,26	7,00	2,00	4,36
Саратов	3,58	6,07	1,87	4,17
Тюмень	2,78	6,41	2,09	5,38
Тольятти	2,33	4,85	1,34	3,19
Барнаул	2,23	4,84	1,42	3,64
Ижевск	2,16	4,66	1,47	3,73
Махачкала	2,24	2,90	1,26	2,02
Хабаровск	2,13	4,39	1,19	3,03

Продолжение таблицы 11

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Ульяновск	2,64	5,11	1,52	3,68
Иркутск	1,99	4,60	1,23	3,42
Владивосток	2,16	4,05	1,39	3,11
Ярославль	2,14	4,52	1,50	3,61
Кемерово	1,67	3,74	0,96	2,62
Томск	1,53	3,60	1,07	2,86
Набережные Челны	1,75	3,97	1,34	3,32
Севастополь	1,97	2,36	1,09	1,64
Ставрополь	2,17	3,20	1,25	2,32
Оренбург	1,50	4,40	1,30	3,12
Новокузнецк	1,98	3,40	1,02	2,68
Рязань	1,62	4,13	1,44	3,40
Балашиха	1,50	3,29	1,16	2,66
Пенза	2,15	4,10	1,18	2,83

Таблица 12

Энергия (ПДж), выделяемая за отопительный период, с административной и урбанизированной территории при температуре наружного воздуха $t_{нар}$, равной средней температуре отопительного сезона $t_{от}$ (см. табл. 6), по первому и второму алгоритмам

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Москва	132,1	294,4	106,6	257,3
Санкт–Петербург	79,3	171,7	64,0	150,9
Новосибирск	29,7	70,7	19,3	54,5
Екатеринбург	26,0	61,9	19,2	50,9
Казань	23,5	48,0	13,7	34,5

Продолжение таблицы 12

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Нижний Новгород	20,7	44,4	13,7	34,4
Челябинск	23,3	50,7	14,7	38,2
Красноярск	21,0	61,6	14,1	48,8
Самара	21,3	44,4	13,7	33,3
Уфа	16,6	37,6	10,9	29,4
Ростов–на–Дону	15,8	23,4	8,00	15,7
Омск	23,0	48,5	12,6	33,2
Краснодар	13,5	20,6	7,91	14,7
Воронеж	20,2	35,8	12,1	25,9
Пермь	19,9	44,2	12,2	32,6
Волгоград	16,7	27,5	7,86	17,1
Саратов	15,7	26,6	8,21	18,3
Тюмень	16,6	38,3	12,5	32,1
Тольятти	11,3	23,4	6,47	15,4
Барнаул	13,1	28,5	8,34	21,4
Ижевск	12,1	26,1	8,23	20,9
Махачкала	5,6	7,2	3,13	5,0
Хабаровск	12,8	26,4	7,16	18,3
Ульяновск	13,2	25,7	7,62	18,5
Иркутск	12,8	29,6	7,92	22,0
Владивосток	10,4	19,5	6,69	15,0
Ярославль	10,8	22,8	7,59	18,2
Кемерово	10,6	23,8	6,08	16,7
Томск	9,9	23,3	6,91	18,5
Набережные Челны	9,2	20,8	7,01	17,4
Севастополь	3,9	4,7	2,18	3,3

Город	Административные границы		Урбанизированная территория	
	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2
Ставрополь	7,1	10,4	4,07	7,6
Оренбург	11,4	22,3	6,60	15,8
Новокузнецк	8,92	20,2	6,03	15,9
Рязань	9,25	19,3	6,73	15,9
Балашиха	7,35	14,9	5,24	12,1
Пенза	10,3	19,7	5,66	13,6

Существует линейная зависимость между сгенерированной антропогенной энергией (ПДж) за отопительный период при температуре наружного воздуха $t_{\text{НАР}}$, равной $t_{\text{ОТ}}$, и численностью населения в рассматриваемых городах (в миллионах человек). Коэффициент линейной регрессии равен 9,864 ($R^2 = 0,97$) по первому алгоритму и 22,12 ГДж/чел. ($R^2 = 0,97$) — по второму. Если из выборки исключить обе столицы, то коэффициент регрессии удваивается по первому и утраивается по второму алгоритму (при этом коэффициент детерминации уменьшается до уровня 0,6). Отсюда можно сделать вывод, что бóльшая энергоэффективность городской застройки в столицах, скорее всего, достигается за счет эффективного коэффициента компактности зданий (отношение площади внутренних поверхностей ограждающих конструкций к заключенному в них отапливаемому объему), т. е. более высотной застройкой при незначительном числе малоэтажных зданий.

Этот же вывод подтверждается вторичной линейной зависимостью между антропогенной энергией и суммарным объемом зданий города. В этом случае коэффициент линейной регрессии по первому алгоритму равен 58,93 ($R^2 = 0,99$) и 132,1 МДж/м³ ($R^2 = 0,98$) — по второму. При удалении из выборки Москвы и Санкт-Петербурга эти коэффициенты увеличиваются в 1,29 и 1,74 раза, что также объясняется увеличением эффективного коэффициента компактности зданий.

Гистограммы и тепловые карты распределения плотности АПТ

и плотности выделяемой за сутки антропогенной энергии с урбанизированных территорий Москвы и Санкт-Петербурга при наружной температуре воздуха, равной 0, -10 и -20 °С, показаны на рисунках 5 и 6. Из приведенных карт следует, что центры городов характеризуются максимальным тепловым загрязнением. Карты распределения плотности АПТ позволяют выявлять районы с максимальными значениями АПТ и определить для них мероприятия по усовершенствованию энергоснабжения или теплоизоляции соответствующих зданий. Они также полезны при определении граничных условий для уравнения переноса тепла в городской атмосфере.

С территории Москвы в расчете по первому алгоритму (см. рис. 5.1): 7–15 % ячеек сетки, покрывающей эту территорию, генерируют плотность антропогенной энергии в сутки до 0,4 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ до 5 Вт/м²; 25–54 % территории создают плотность энергии в интервале 0,4–1,7 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ 5–20 Вт/м²; 27–47 % порождают 1,7–4,3 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ 20–50 Вт/м²; 4–17 % обеспечивают 4,3–8,6 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ 50–100 Вт/м² и до 4 % территории могут генерировать более 8,6 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ более 100 Вт/м² для рассматриваемых температур. При расчете по второму алгоритму максимум распределения антропогенной энергии на гистограмме смещается вправо (см. рис. 5.3): 11–16 % ячеек создают до 0,4 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ до 5 Вт/м²; 14–23 % генерируют 0,4–1,7 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ 5–20 Вт/м²; 20–30 % приводят к 1,7–4,3 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ 20–50 Вт/м²; 22–24 % порождают от 4,3 до 8,6 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ 50–100 Вт/м² и 9–31 % территории создают более 8,6 МДж/(сут·м²) при плотности АПТ более 100 Вт/м².

При низких температурах наружного воздуха максимальные значения АПТ создает урбанизированная территория. Карты показывают (см. рис. 5.2 и 5.4), что максимальная плотность АПТ наблюдается в пределах Садового кольца, основной поток — внутри МКАД, территории, выделенные белым цветом, включая Новую Москву, не относятся к урбанизированным и не создают АПТ.

На рисунке 6 приведены аналогичные данные для Санкт-Петербурга, показывающие, что распределение плотности АПТ примерно такое же, как в Москве: периферийные районы не вносят свой вклад в АПТ, Центральный, Адмиралтейский районы и Петроградская сторона характеризуются максимальной плотностью АПТ.

Аналогичные гистограммы и тепловые карты распределения плотности АПТ и плотности выделяемой за сутки антропогенной энергии с административной территории при наружной температуре воздуха, равной 0, -10 и -20 °С, построены и для остальных 35 рассматриваемых городов Российской Федерации.

На рисунках 7 и 8 изображены гистограммы антропогенной энергии и плотности антропогенной энергии, выделяемой за весь отопительный период зданиями с административной территории Москвы и Санкт-Петербурга при наружной температуре воздуха, равной средней температуре отопительного периода $t_{от}$, рассчитанные по первому и второму алгоритмам, а также тепловые карты распределения плотности выделяемой антропогенной энергии для административной территории Москвы и Санкт-Петербурга при тех же условиях.

По первому алгоритму в Москве (см. рис. 7.1) 10 % зданий выделяют минимальную антропогенную энергию, равную 0,9 ПДж, плотность энергии, излучаемой этими зданиями, не превышает 0,03 ГДж/м²; 10 % выделяют максимальную энергию, равную 45,8 ПДж, плотность энергии находится в интервале от 0,54 до 5,71 ГДж/м²; 20 % генерируют энергии приблизительно в серединном диапазоне 8,8–9,7 ПДж с плотностью энергии от 0,12 до 0,22 ГДж/м²; все здания создают антропогенную энергию в объеме 132,1 ПДж. По второму алгоритму (см. рис. 7.2) 10 % зданий излучают минимальную энергию, равную 0,2 ПДж, плотность энергии от них не более 0,01 ГДж/м²; 10 % генерируют максимальную энергию, равную 129,5 ПДж, с плотностью энергии от 1,45 до 42,8 ГДж/м²; 20 % создают энергию от 9,2 до 16,5 ПДж с плотностью энергии от 0,14 до 0,36 ГДж/м²; все строения выделяют 294,4 ПДж.

Тепловые карты (см. рис. 7) дают распределение плотности антропогенной энергии с административной территории Москвы

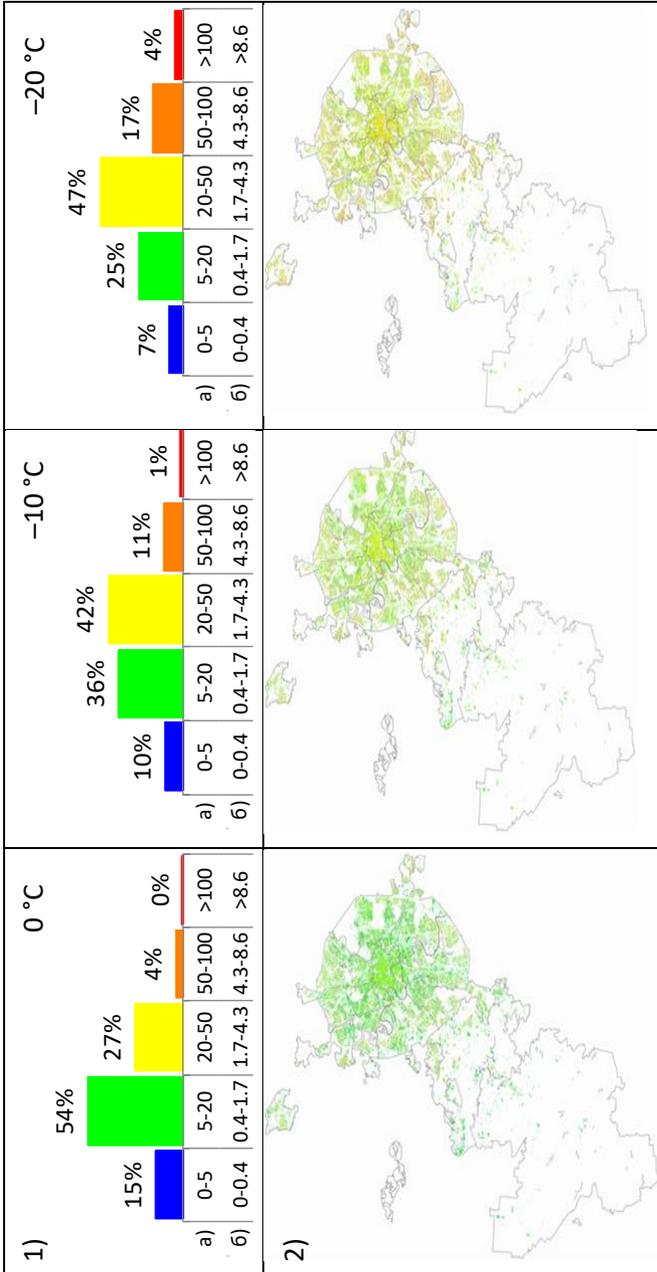
по первому (см. рис. 7.3) и второму (см. рис. 7.4) алгоритмам. Видно, что центр столицы характеризуется максимальным тепловым загрязнением.

На рисунке 8 показаны аналогичные данные для Санкт-Петербурга. Исторический центр города генерирует максимальное количество антропогенного тепла.

Анализ тепловых карт позволяет определить районы с максимальным уровнем АПТ и показать, какие районы нуждаются в проведении мероприятий, позволяющих уменьшить тепловое загрязнение городской окружающей среды.

Среднее значение АПТ по Москве составляет порядка $55,9 \text{ Вт/м}^2$ (Гинзбург и др., 2011). По оценкам, полученным по модели COSMO-CLM (Гинзбург, Докукин, 2021), АПТ в разных районах Москвы находится в интервале $27\text{--}75 \text{ Вт/м}^2$: в окрестности МКАД — примерно 27, на некоторых территориях, примыкающих к Садовому кольцу, — $70\text{--}75$, на остальных территориях — $40\text{--}45 \text{ Вт/м}^2$. Для разных районов Санкт-Петербурга, на побережье Финского залива и на территориях, примыкающих к центру города, АПТ составляет порядка $27\text{--}30$, в центральных районах — $45\text{--}55 \text{ Вт/м}^2$. Эти оценки, основанные на учете суммарного энергопотребления, являются оценками сверху, они согласуются с предлагаемой методикой, если учесть, что полученные нами результаты являются оценками снизу.

Для остальных 35 рассматриваемых городов Российской Федерации также построены гистограммы антропогенной энергии и плотности антропогенной энергии, выделяемой за весь отопительный период зданиями с административной территории при наружной температуре воздуха, равной средней температуре отопительного периода $t_{от}$, рассчитанные по первому и второму алгоритмам, и тепловые карты распределения плотности выделяемой антропогенной энергии для административной территории этих городов при тех же условиях.



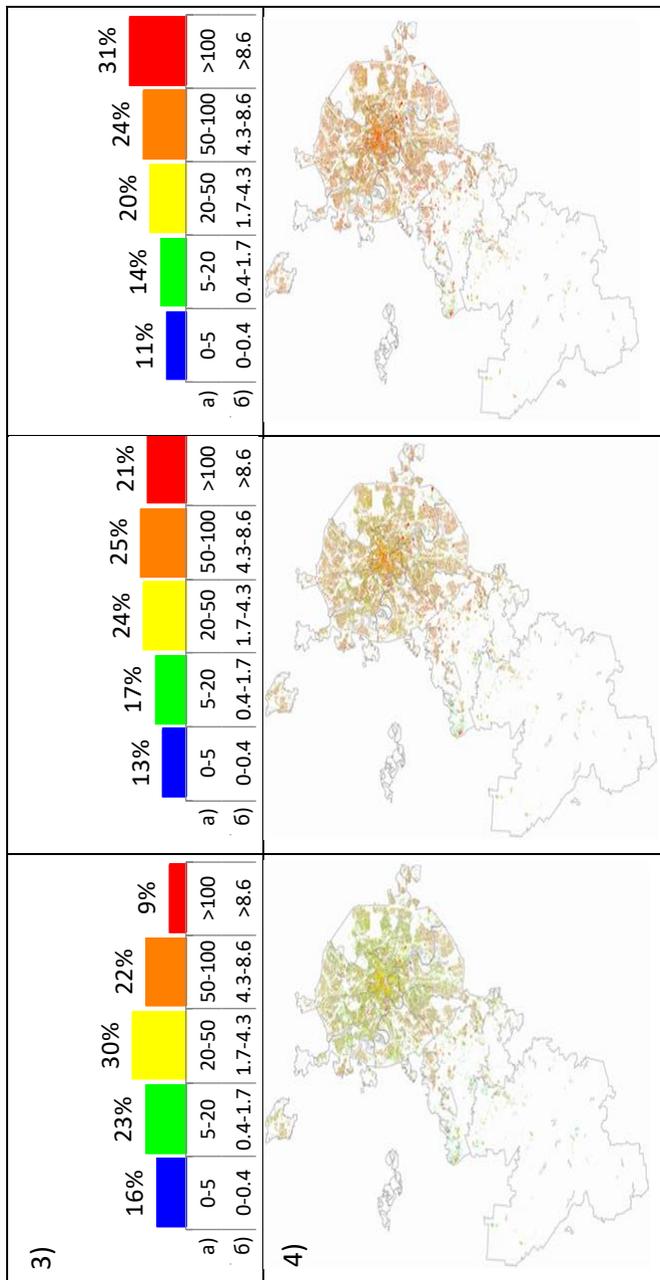
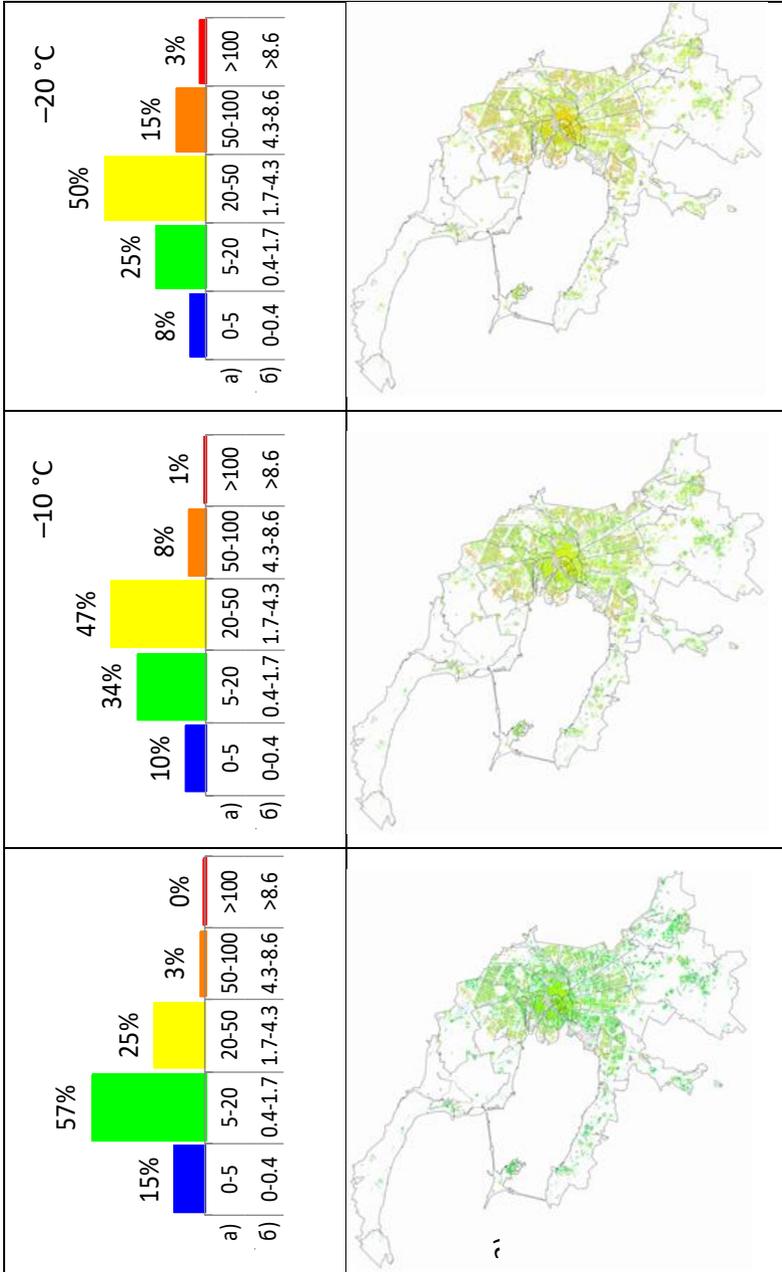


Рис. 5. Гистограммы (1, 3) и карты распределений (2, 4) плотности АПТ ($\text{Вт}/\text{м}^2$) (а) и выделяемой за сутки энергии ($\text{МДж}/\text{м}^2$) (б) при наружной температуре воздуха 0, -10, -20 °С по первому (1, 2) и второму (3, 4) алгоритмам для Москвы (цветовые гаммы на гистограмме и на тепловой карте одинаковы)



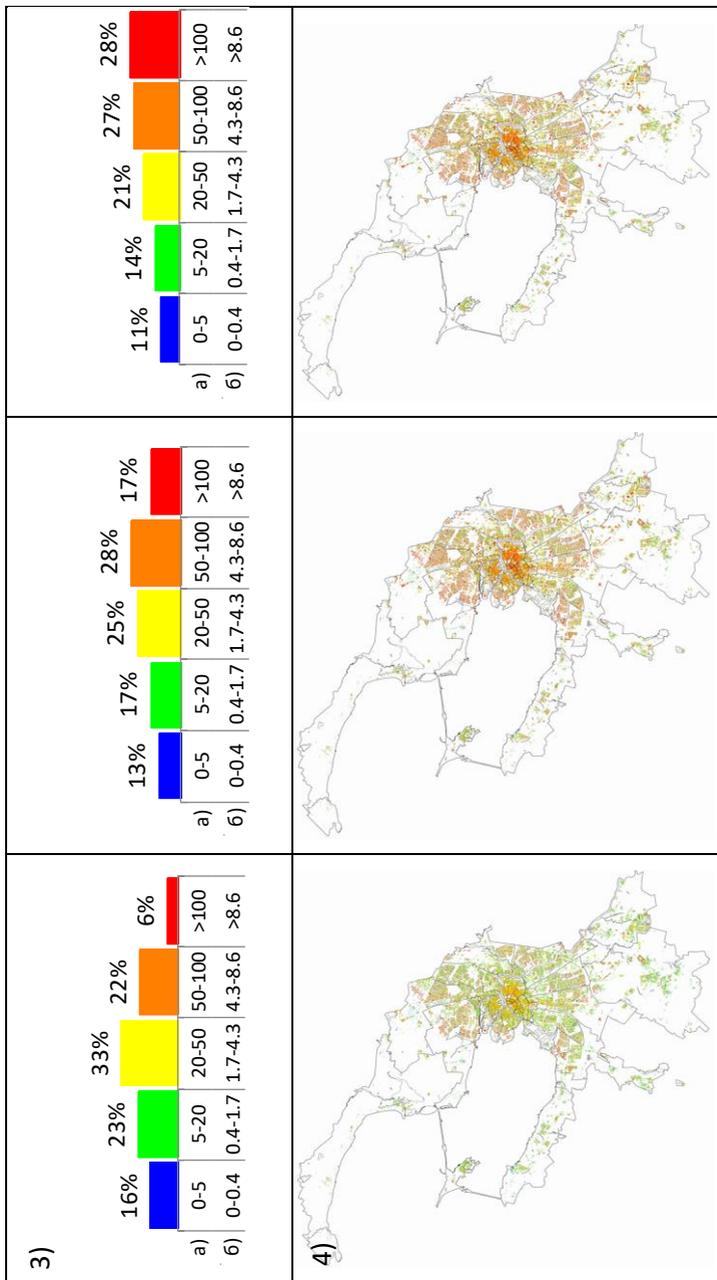


Рис. 6. То же, что на рисунке 5, для Санкт-Петербурга

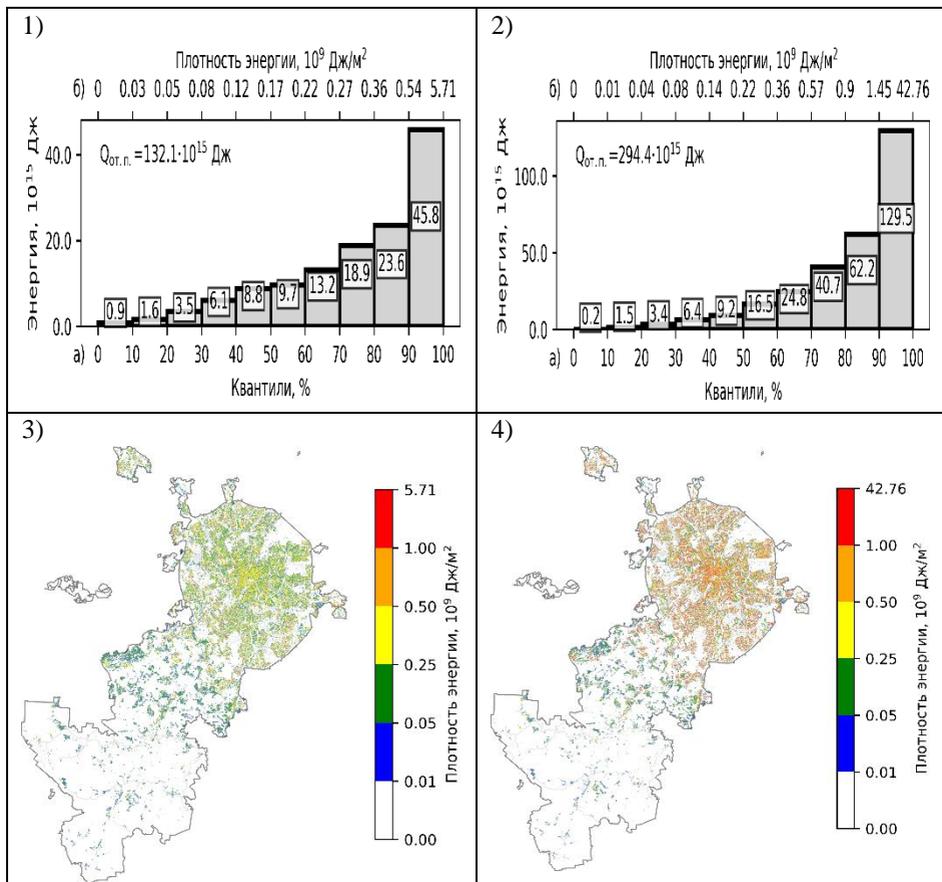


Рис. 7. Гистограммы (1, 2) распределений антропогенной энергии (ПДж) и плотности антропогенной энергии (ГДж/м²) (б), соответствующие уровням квантилей (а), а также карты (3, 4) распределения плотности антропогенной энергии (ГДж/м²), рассчитанные по первому (1, 3) и второму (2, 4) алгоритмам, при наружной температуре воздуха, равной $t_{от}$, за отопительный период для территории Москвы. Числа, приведенные в столбцах на гистограммах 1 и 2, указывают на количество генерируемой антропогенной энергии в ПДж

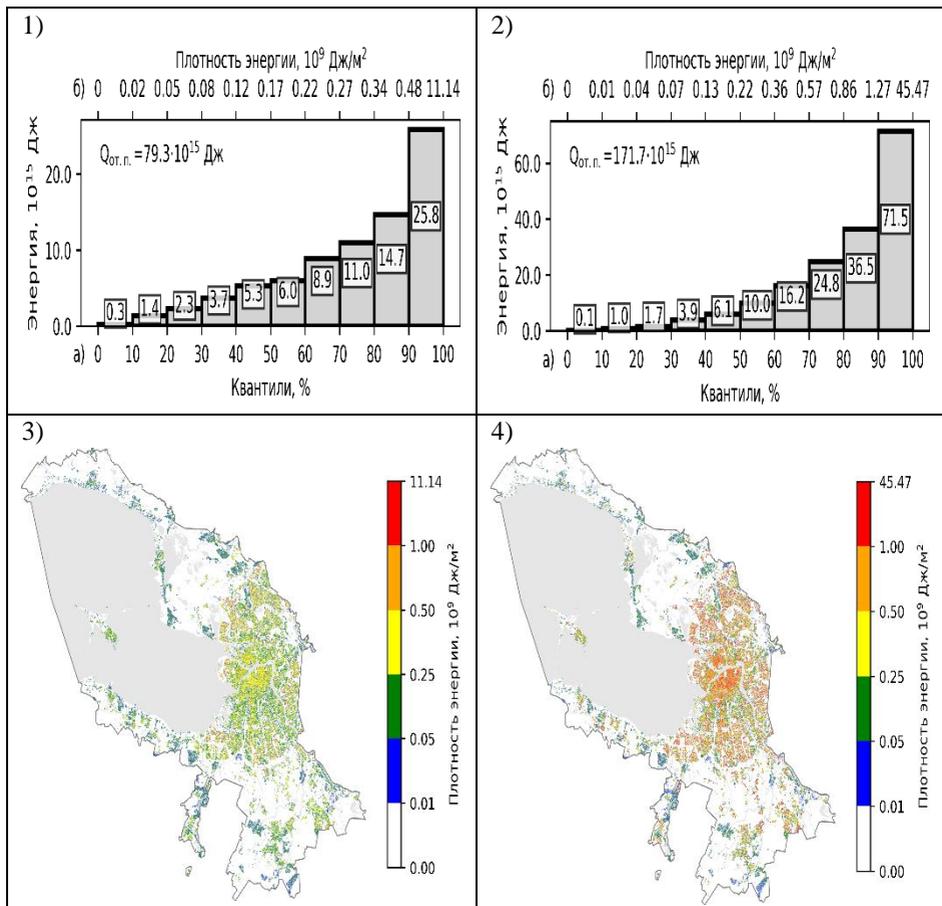


Рис. 8. То же, что на рисунке 7, для Санкт-Петербурга

Первые требования к теплофизическим свойствам конструкций появились в СССР в 1929 г. (Горшков, Ливчак, 2015) и с тех пор неоднократно менялись. Как пример, приведем сравнение АПТ, рассчитанное по строительным нормам 2003 г. (СНиП 23-01-99; СНиП 23-02-2003) и по нормам, действующим сегодня (СП 131.13330.2020; СП 50.13330.2012).

Так, АПТ с административной и урбанизированной территорией при разности между внутренней и наружной температурами воздуха $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ по первому алгоритму (см. табл. 10) по действующему Своду правил меньше, чем по СНиП, для Москвы на 7,5 и 8,2, для Санкт-Петербурга — на 6,6 и 7,2, для Новосибирска — на 4,6 и 5,1, для Екатеринбурга — на 3,9 и 4,8, для Красноярска — на 6,2 и 7,0 % соответственно. При температуре воздуха $t_{\text{нар}} = t_{\text{от}}$ антропогенная энергия, излучаемая за сутки и за отопительный период, с административной территории по действующему Своду правил меньше, чем по СНиП, для Москвы на 11 и 15, для Санкт-Петербурга — на 9,1 и 13, для Новосибирска — на 7,2 и 10, для Екатеринбурга — на 5,8 и 9,9, для Красноярска — на 7,9 и 7,9 % соответственно. Это уменьшение обусловлено более жесткими требованиями к сопротивлению теплопередаче окон, а также уменьшением длительности и средней температуры отопительного периода. Так, расчетное значение ГСОП для Москвы сократилось с 4943 до 4529, для Санкт-Петербурга — с 4796 до 4473, для Новосибирска — с 6601 до 6194, для Екатеринбурга — с 5980 до 5610, для Красноярска — с 6341 до 6224 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут./год}$. Таким образом, изменение за последние 20 лет нормативных требований к уровню нормируемого сопротивления теплопередаче должно приводить к уменьшению генерируемой антропогенной энергии на величину, не превышающую 15 %.

На рисунке 9 приведена карта рассматриваемых городов Российской Федерации, на которой указаны выделяемые с их административной территории объемы антропогенной энергии (ПДж) за отопительный период при $t_{\text{нар}} = t_{\text{от}}$ по первому и второму алгоритмам (см. табл. 12). Этот рисунок показывает основные регионы с «тепловым загрязнением».

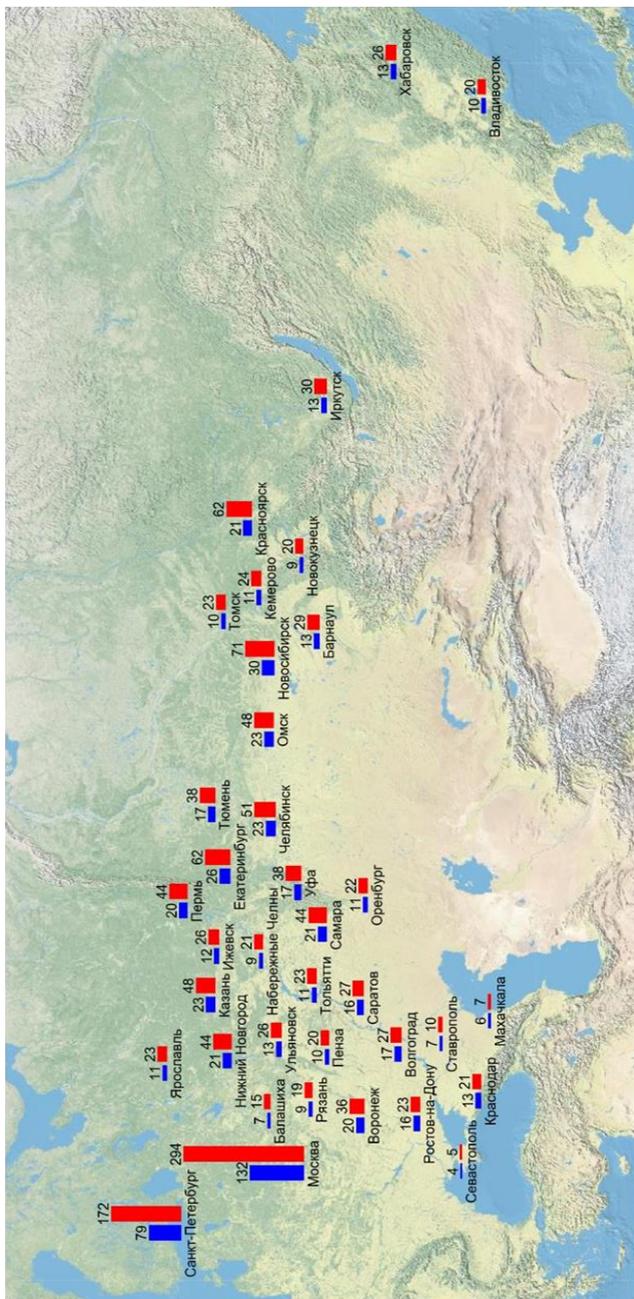


Рис. 9. Распределение антропогенной энергии (ПДж), генерируемой городами Российской Федерации за отопительный период при $t_{\text{НАР}} = t_{0\text{г}}$ по первому (синий цвет) и второму (красный цвет) алгоритмам

Заключение

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

Рассмотренные методы расчета АПТ основаны на предположении, что все здания городов России соответствуют современным строительным нормам по теплоизоляции, что в действительности не всегда так, особенно в случае старой и исторической застройки. В настоящее время всем новым зданиям и зданиям, прошедшим реконструкцию или капитальный ремонт, присваивают класс энергоэффективности, используя который можно повысить точность оценки АПТ во втором алгоритме, так как в его основе лежит нормируемая (базовая) характеристика, отклонение от которой определяет класс энергоэффективности.

Города Российской Федерации, кроме Москвы и Санкт-Петербурга, в течение отопительного периода при $t_{\text{НАР}} = t_{\text{ОТ}}$ генерируют антропогенную энергию при расчете по обоим алгоритмам в пределах от 3,9–4,7 до 29,7–70,7 ПДж. Объединенная Москва производит от 132,1 до 294,4, а Санкт-Петербург — от 79,3 до 171,7 ПДж. Заметим, что численность населения Москвы в 2,32 раза больше, чем Санкт-Петербурга, но при этом Москва создает антропогенное тепло в 1,7 раза больше северной столицы. Такое соотношение можно объяснить тем, что суммарный объем зданий в Москве в 1,7 раза больше, чем в Санкт-Петербурге, а отсюда следует, что количество антропогенной энергии определяется общим объемом зданий города.

Карты плотности АПТ могут использоваться для уточнения составляющих уравнения теплового баланса при моделировании региональной атмосферы или городского пограничного слоя.

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения "Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ" (Соглашение № 169-15-2023-001 от 01.03.2023 года Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гинзбург А. С., Докукин С. А. (2021). Влияние теплового загрязнения атмосферы на климат города (оценки с помощью модели COSMO-CLM) // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 57, № 1. С. 53–66. DOI: 10.31857/S000235152101005.

Гинзбург А. С., Белова И. Н., Расплетина Н. В. (2011). Антропогенные потоки тепла в городских агломерациях // ДАН. Т. 439, № 2. С. 256–259.

Гинзбург А. С., Решетарь О. А., Белова И. Н. (2016). Влияние климатических факторов на энергопотребление в отопительный сезон // Теплоэнергетика. № 9. С. 20–27.

Гинзбург А. С., Евсиков И. А., Фролькис В. А. (2021). Зависимость антропогенного потока тепла от температуры воздуха (на примере Санкт-Петербурга) // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 57, № 5. С. 526–538.

Горшков А. С., Ливчак В. И. (2015). История, эволюция и развитие нормативных требований к ограждающим конструкциям // Строительство уникальных зданий и сооружений. № 3 (30). С. 7–37.

Евсиков И. А., Фролькис В. А. (2023). Информационное моделирование городских пространств для расчета антропогенного потока тепла / BIM-моделирование в задачах строительства и архитектуры. Материалы VI Международной научно-практической конференции «BIMAC 2023». — СПб. С. 32–39.

Межгосударственный стандарт. Здания жилые и общественные. Параметры микроклимата в помещениях (ГОСТ 30494-2011). [Электронный ресурс] URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200095053> (дата обращения: 01.11.2023).

Подкопаева Е. В., Шехватова А. Н., Семенова Э. Е. (2020). Исследование ограждающих конструкций общественных зданий // Инженерные системы и сооружения. № 3–4 (41–42). С. 6–11.

Росстат (2020). Федеральная служба государственной статистики. Итоги ВПН-2020. Т. 1. Численность и размещение населения. Таблица 5. «Численность населения России, федеральных округов, субъектов Российской Федерации, городских округов, муниципальных районов, муниципальных округов, городских и сельских поселений,

городских населенных пунктов, сельских населенных пунктов с населением 3000 человек и более». [Электронный ресурс]

URL: https://rosstat.gov.ru/vpn/2020/Tom1_Chislennost_i_razmeshchenie_naseleniya.
Дата обращения: 16.01.2024.

СП 131.13330.2020. Строительная климатология. [Электронный ресурс] URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200095546> (дата обращения: 30.03.2024).

СП 50.13330.2012. Тепловая защита зданий. [Электронный ресурс] URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200095525> (дата обращения: 01.11.2023).

СНиП 23-01-99. Строительная климатология. [Электронный ресурс] URL: <https://docs.cntd.ru/document/1200004395> (дата обращения: 09.04.2024).

СНиП 23-02-2003. Тепловая защита зданий. [Электронный ресурс] URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200035109> (дата обращения: 09.04.2024).

Фролов К. А. (2009). Теплопотребление коттеджа в зависимости от его объемно-планировочных параметров // Надежность и безопасность энергетики. № 4 (7). С. 44–45.

Фролькис В. А., Гинзбург А. С., Евсиков И. А. (2021). Оценка антропогенного потока тепла, создающего городскую покрывающий слой, на основе «OpenStreetMap» / в сб.: Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД–21). Санкт-Петербург, 29 июня – 02 июля 2021 г. — СПб: Изд-во ВВМ. С. 128–134.

Фролькис В. А., Евсиков И. А., Гинзбург А. С. (2024). Моделирование антропогенного потока тепла в течение отопительного периода в крупных городах России // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 60. № 4. В печати.

Фролькис В. А., Евсиков И. А. (2022). Расчет антропогенного потока тепла за период отопительного сезона в мегаполисе (на примере Санкт-Петербурга) / в сб.: ENVIROMIS 2022. Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды. Томск, 12–17 сентября 2022 г. — Томск: Томский центр научно-технической информации. С. 395–398.

Человек в мегаполисе: Опыт междисциплинарного исследования (2018) / под ред. Б. А. Ревича, О. В. Кузнецовой. — М.: ЛЕНАНД. 640 с.

Allen L., Lindberg F., Grimmond C. S. B. (2011). Global city scale urban anthropogenic heat flux: model and variability // Int. J. Climatol. V. 31. P. 1990–2005.

Chen W., Zhou Y., Xie Y., Chen G., Ding K. J., Li D. (2022). Estimating spatial and temporal patterns of urban building anthropogenic heat using a bottom-up city building heat emission model // Resources Conservation and Recycling. 177:105996.

Hidalgo J., Masson V., Baklanov A., Pigeon G., Gimeno L. (2008). Advances in Urban Climate Modeling // Trends and Directions in Climate Research: Ann. N.Y. Acad. Sci. V. 1146. P. 354–374. DOI: 10.1196/annals.1446.015.

Jin L., Schubert S., Fenner D., Meier F., Schneider C. (2021). Integration of a Building Energy Model in an Urban Climate Model and its Application // *Boundary-Layer Meteorology*. V. 178 (2). P. 249–281. URL: <https://doi.org/10.1007/S10546-020-00569-Y/TABLES/6>.

Li D., Wang L., Liao W., Sun T., Katul G., BouZeid E., Marong B. (2024). Persistent urban heat // *Science Advances*. V. 10, № 15. DOI: 10.1126/sciadv. adj7398.

Varentsov M., Konstantinov P., Baklanov A., Esau I., Miles V., Davy R. (2018). Anthropogenic and natural drivers of a strong winter urban heat island in a typical Arctic city // *Atmos. Chem. Phys.* V. 18 (23). P. 17573–17587.

Varentsov M., Samsonov T., Demuzere M. (2020). Impact of Urban Canopy Parameters on a Megacity’s Modelled Thermal Environment // *Atmosphere*. V. 11 (12). P. 1349. URL: <https://doi.org/10.3390/atmos11121349>.

К РАСЧЕТУ РАССЕЙВАНИЯ В АТМОСФЕРЕ ВЫБРОСОВ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ ОТ ДВИЖУЩИХСЯ ИСТОЧНИКОВ

Е. Л. Генихович

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

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva st., 7

E-mail: ego@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 22.05.2024
Поступила после доработки 29.08.2024

Введение

Действующая нормативная методика расчета рассеивания в атмосфере выбросов загрязняющих веществ (ЗВ) (Методы, 2017) (далее — Методы) широко используется в нашей стране при разработке атмосфероохранных решений в масштабе городов (населенных пунктов), в т. ч. при нормировании (квотировании) выбросов загрязняющих веществ в атмосферу. В части расчета разовых (соответствующих времени осреднения 20–30 мин) концентраций Методы, а также предшествовавшие им нормативные документы, действовавшие в нашей стране с 1960-х гг., основаны на аналитической аппроксимации численного решения стационарного уравнения атмосферной диффузии с последующим переходом к расчету так называемых мажорантных полей концентрации, соответствующих уровню доверительной вероятности 98 % (см. Генихович и др., 1999, а также Порядок, 2011). Научные основы методологии заложены в монографии М. Е. Берлянда (1975)

и развивались в ряде других публикаций специалистов ФГБУ «ГГО». Развитие работ данного направления было связано с систематическим совершенствованием методологии расчетов рассеивания и включением в нормативные методики расчета дополнительных возможностей. Одна из таких возможностей, предусмотренная Методами, относится к расчету концентраций для случая аппроксимации движущегося источника линейным (см. п. 8.5 Методов и, в частности, формулу (62)). По техническим причинам обоснование изложенного способа расчета ранее не было опубликовано, что вероятно и привело к появлению предложений по некорректной интерпретации возможностей его применения.

Разработка эйлеровых моделей распространения атмосферных примесей, описывающих процессы в неподвижной системе координат, связана с решением уравнения или системы уравнений атмосферной диффузии (далее — УАД). При этом исходят из нестационарного УАД, которое позволяет описывать изменение поля концентрации примеси во времени и пространстве. Нестационарное УАД является уравнением в частных производных параболического типа, представляющим собой записанный в дифференциальной форме закон сохранения потока примеси. В общем случае в нем фигурируют искомая концентрация, зависящая от времени t и трех пространственных координат (например, x , y и z), а также первая частная производная от этой концентрации по t и первые и вторые производные от концентрации по пространственным координатам. Фигурирующие в УАД коэффициенты описывают характеристики воздушного потока, переносящего ЗВ, в том числе, составляющие вектора скорости ветра, коэффициенты турбулентной диффузии и др., а также включают источниковый член, которым задаются характеристики источников выброса, в т. ч. изменяющиеся в зависимости от времени t координаты их размещения и мощности выбросов. Чтобы решить нестационарное УАД, к нему добавляется начальное условие, задающее внутри рассматриваемой области пространства для фиксированного момента времени (например, $t = 0$)

начальное распределение концентрации как функции пространственных переменных x , y , z , а также граничные условия, поставленные на краях области. Работы, в которых анализировались решения нестационарного УАД, ведутся, по меньшей мере, в течение последних 100 лет (см., например, статью Roberts (1923), в которой приведены расчетные формулы для нестационарной гауссовой модели). Аналитические решения нестационарных уравнений диффузии атмосферных примесей опубликованы рядом авторов, в т. ч. М. Е. Берляндом (1956), Д. Л. Лайхтманом (1970) и А. С. Мониным (1962) (первоначально доклад Monin (1958) был напечатан на английском языке). Такие решения очень полезны для качественной оценки эффектов нестационарной атмосферной диффузии, однако, за исключением широко известной модели переносимого потоком нестационарного гауссовского клуба примеси, они при разработке атмосфероохранных решений до сих пор практически не используются.

В настоящее время хорошо разработаны и активно применяются при моделировании распространения атмосферных примесей методы численного решения нестационарных УАД. Этот аппарат, в частности, широко используется при разработке химических транспортных моделей (ХТМ), которые применяются при решении задач мезомасштабного, регионального и глобального переноса примесей. При этом УАД интегрируются (в режимах онлайн или офлайн) совместно с системой уравнений численного прогноза погоды, что позволяет определять фигурирующие в УАД коэффициенты (информация по данному вопросу приведена, например, в статье Гениховича и др. (2016)). Как правило, однако, ХТМ не используются непосредственно при разработке атмосфероохранных решений в масштабе города, поскольку не обеспечивают достаточного пространственного разрешения. Появившиеся в последние годы нестационарные модели высокого разрешения (см., например, Maronga et al., 2020) также малопригодны для этих целей, поскольку

для их применения необходимы большие вычислительные ресурсы и высокая квалификация пользователей.

Как показал зарубежный опыт, для разработки атмосфероохранных решений в масштабе городов в мировой практике наиболее широко применяются стационарные (прежде всего, гауссовы) модели атмосферной диффузии, в которые описание зависимостей от времени t не включается. Формально это означает, что в УАД первая частная производная от концентрации по t полагается тождественно равной нулю, все коэффициенты, включая источниковый член, принимаются не зависящими от t и исключается возможность задавать начальные условия. Полученное при этом уравнение может быть при определенных условиях дополнительно упрощено, что облегчает его решение. Это решение, однако, в силу своей «стационарности», т. е. независимости от времени, не может воспроизвести свойства реальных физических процессов, которые связаны с описанием нестационарных зависимостей, в т. ч. связанных с движением источников выброса, «синхронностью» или «асинхронностью» их действия и др. Данное утверждение полностью относится к формулам, фигурирующим в Методах, так как они получены в результате аппроксимации решения стационарного уравнения атмосферной диффузии.

Из того, что стационарные по способу получения формулы Методов не могут непосредственно использоваться как инструмент описания нестационарных (т. е. зависящих от времени t) процессов распространения примесей, в т. ч. связанных с движением источников, «синхронностью» и «асинхронностью» их действия, не следует, что применение Методов не обеспечивает, например, возможности расчета загрязнения воздуха выбросами от движущихся автомобилей. Как в Методах, так и в предшествовавших нормативных документах, для этого применяются соответствующие формулы для расчета концентрации от линейных и/или площадных источников. Фактически при этом, однако, источником загрязнения воздуха является не движущийся автомобиль (т. е. «нестационарный объект»),

а транспортный поток, для которого характеристики выброса ЗВ в атмосферу являются устойчивыми во времени и определяются по данным об интенсивности и структуре транспортных потоков на основе действующих нормативно-методических документов (см., например, ГОСТ (2019)). Дополнительно включенный в Методы раздел по расчету концентрации для случая аппроксимации движущегося источника линейным источником (см. формулу (62) Методов) позволяет расширить возможности учета характеристик потоков различного рода транспортных средств (движущиеся суда, самолеты, автомобили и др.) при расчетах рассеивания в атмосфере выбросов ЗВ. В настоящей статье описан способ, которым указанная формула получена, и ограничения на ее интерпретацию и применение, которые этот способ накладывает.

Математическое моделирование процессов рассеивания загрязняющих веществ в атмосфере в нестационарных ситуациях

В достаточно общем случае нестационарное УАД, которое выписано, например, в монографиях (Seinfeld, Pandis, 2016) или (Moreira, Vilhena, 2009), можно представить в следующем виде:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_i \frac{\partial q}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} k_{ij} \frac{\partial q}{\partial x_j} + R. \quad (1)$$

Здесь концентрация $q(t, x_1, x_2, x_3)$ является функцией времени t и пространственных координат $\{x_i\} = (x_1, x_2, x_3)$; u_i и k_{ij} — компоненты вектора скорости ветра и тензора коэффициентов турбулентной диффузии; R — источниковый член, который в общем случае предполагается зависящим от времени и координат; индексы i и j изменяются от 1 до 3, причем по повторяющимся индексам подразумевается суммирование («правило суммирования Эйнштейна»). В R может быть учтено также влияние ряда других физических процессов, например радиоактивного распада примеси,

однако в рамках настоящей статьи соответствующие эффекты не рассматриваются. В случае распространения ЗВ, выбрасываемого в атмосферу от нестационарного, например движущегося, источника, пространственно-временное распределение концентрации q должно удовлетворять (1).

После того, как для (1) заданы начальные и граничные условия, а также все фигурирующие в этом уравнении коэффициенты и источниковый член, это уравнение формально может использоваться для определения искомого нестационарного поля концентрации q . Обсуждение вопроса о том, почему при этом в локальном/городском масштабе (порядка 10–100 км) не исключено существенное расхождение результатов расчетов с данными натурных экспериментов, выходит за рамки настоящей статьи. Следует только упомянуть, что именно это обстоятельство явилось причиной разработки в ГГО реализованной в Методах методологии расчета мажорантных полей концентрации, что обеспечило вполне удовлетворительный (на уровне 25 %) разброс при сопоставлении расчетов с измерениями.

Для получения, по крайней мере качественного, представления о том, какие физические эффекты должны воспроизводиться в результате решения нестационарного уравнения диффузии (1), далее рассматривается аналитическое решение этого уравнения, которое при ряде упрощающих предположений было опубликовано в статье И. А. Кротовой (1984). Фактически оно соответствует решению несколько более простой задачи, приведенному в упоминавшихся выше работах Монин (1958) и Монин (1962). Интересно отметить, что в этих обеих работах данное решение опубликовано с ошибкой, которая была исправлена в статье Генихович, Румянцев (2023). При этом, однако, в статье Кротовой (1984) соответствующее решение, опубликованное без ссылки на работы А. С. Монина, указанную ошибку не содержит. Это позволяет предположить, что результаты, приведенные в статье Кротовой (1984), были получены независимо.

В рамках работы И. А. Кротовой рассматривалась задача (2 а–е):

$$q(t, x, y, z) = \frac{\exp(-y^2 / 2\sigma_y^2)}{\sqrt{2\pi} \sigma_y} S(t, x, z); \quad (2 \text{ а})$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} - W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial S}{\partial z}; \quad (2 \text{ б})$$

$$S|_{x=0; t>0} = \frac{Q(t)}{U} \delta(z-h); \quad (2 \text{ в})$$

$$K \frac{\partial S}{\partial z} + W S = \beta S|_{z=0}; \quad (2 \text{ г})$$

$$S|_{z \rightarrow \infty} = 0; \quad (2 \text{ д})$$

$$K \frac{\partial S}{\partial z}|_{z \rightarrow \infty} = 0. \quad (2 \text{ е})$$

Здесь q и S — концентрация от точечного и соответствующего линейного источника; U — постоянная по высоте и по времени скорость ветра; K — постоянный по высоте и по времени коэффициент вертикальной турбулентной диффузии K_z ; W — скорость гравитационного оседания примеси (монодисперсной); β — коэффициент захвата примеси на подстилающей поверхности; σ_y^2 — дисперсия факела в поперечном направлении, которая предполагается априори известной функцией переменной x ; t — время от начала работы источника. В статье И. А. Кротовой кроме аналитического, приведены результаты численного решения рассматриваемой задачи о нестационарной диффузии, полученные при несколько более реалистичных моделях для скорости ветра и для коэффициента турбулентной диффузии, которые в настоящей статье рассматриваться не будут.

Выражение для решения S , опубликованное в статье И. А. Кротовой, имеет следующий вид:

$$\begin{aligned}
 S(t, x, z) &= \frac{Q(t - x/U)}{\sqrt{\pi} U} e^{-Wz/2K - W^2x/(4KU)} = \\
 &= \left[\frac{E}{2\sqrt{Kx/U}} - \frac{2\beta - W}{K} e^{-U(z+h)^2/(4Kx)} \int_p^\infty e^{-p^2 - \mu^2} d\mu \right], \quad (3)
 \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned}
 E &= e^{-U(h-z)^2/(4Kx)} + e^{-U(h+z)^2/(4Kx)}; \\
 p &= \frac{h+z}{2\sqrt{Kx/U}} + \frac{2\beta - W}{2\sqrt{KU/x}}. \quad (4)
 \end{aligned}$$

Итоговое выражение для нестационарного поля концентраций $q(t, x, y, z)$ можно получить после подстановки формул (3) и (4) в (2а).

При постановке задачи (2 а–е) использовался ряд достаточно серьезных упрощений, из которых, по-видимому, наиболее ограничительными являются отсутствие конкретики в задании σ_y^2 как функции x и t , что делает невозможным реальное использование формул (2а)–(3) для расчета концентрации q , а также исключение из нестационарного уравнения (2б) члена со второй производной по x , описывающего турбулентную диффузию вдоль потока (в стационарном случае этот член действительно мал по сравнению с адвективным слагаемым, но в нестационарном случае его отсутствие приводит, например, к тому, что математическая модель не включает описание дисперсии отдельных клубов примеси вдоль потока).

Вместе с тем, даже при всех сделанных упрощениях формулы (2а)–(3) корректно предсказывают инерционность («асинхронность») изменений концентрации в расчетной точке по отношению к изменениям мощности выброса в источнике, а также наличие сдвига между указанными изменениями, который зависит от взаимного расположения источника и расчетной точки. Этот результат согласуется с выработанными в рамках теории нестационарной

диффузии представлениями о том, что при изменении режима работы источника выброса образуется движущийся во времени «диффузионный фронт», разделяющий области пространства, которые соответствуют разным режимам работы, причем характеристики этого фронта определяются, кроме режима работы источника, членами уравнения (1), описывающими перенос и турбулентную диффузию примеси. В решении (2а)–(3) данный процесс в рамках стилизации поставленной нестационарной задачи описывается за счет включения в (3) функциональной зависимости $Q(t - x/U)$. В случае более полного учета влияния диффузионных членов, содержащихся в (1), включая турбулентную диффузию вдоль направления переноса, диффузионный фронт достигает расчетной точки несколько раньше момента $t = x/U$ и завершает прохождение через нее чуть позже указанного момента.

Отмеченная «асинхронность» изменения концентрации в расчетной точке по отношению к изменению во времени мощности выбросов, исключает возможность «безусловного» применения решения стационарного уравнения диффузии для описания связи между изменениями во времени как мощности выбросов, так и концентрации в расчетных точках. Вместе с тем, с учетом характера инерционности процесса нестационарной атмосферной диффузии, можно приближенно сформулировать определенные критерии допустимости учета эффектов нестационарности выбросов ЗВ при расчетах их рассеивания в атмосферном воздухе. Действительно, для стационарной модели, которая предназначена для расчета рассеивания в атмосфере ЗВ в радиусе L от источника, при расчетной скорости U в пренебрежении возможными эффектами диффузии вдоль потока задержка во времени переноса от источника до удаленной на расстояние L расчетной точки равна L/U . Следовательно, для того, чтобы обеспечить применимость стационарной расчетной модели, характеристики выброса, как минимум, должны сохраняться стационарными на весь период времени $T_{ст} = L/U$ при использовании допустимых в расчетной модели значений U . Так, например, для стационарной гауссовой модели

диффузии максимальное применимое расчетное расстояние составляет 10 км (по крайней мере, в диапазоне до 10 км заданы эмпирические сигма-кривые Пэскуила—Гиффорда). Поскольку минимальная расчетная скорость в этой модели составляет 1 м/с (т. е. 3,6 км/ч), то при расчетах по такой модели минимальное значение $T_{ст}$ должно составлять примерно 2,8 ч. При расчетах по Методам, однако, радиус L равен 100 км, а минимальная расчетная скорость 0,5 м/с, т. е. 1,8 км/ч. В этом случае минимальное значение $T_{ст}$ составляет примерно 55 ч, т. е. 2,3 сут.

Приведенные оценки характеризуют минимальное значение масштаба нестационарности и/или асинхронности выбросов, при превышении которого эффект соответствующих процессов может приближенно оцениваться с использованием стационарных моделей рассеивания ЗВ в атмосфере. Они относятся, однако, только к расчетной оценке концентраций для случая «индивидуального события». Следует также иметь в виду, что формулы Методов относятся к расчету статистически обеспеченной величины — 98-го верхнего перцентиля функции распределения концентраций. Иначе говоря, формулы Методов предназначены для оценки такого значения концентрации, которое из 50 случаев в среднем за год превышает 1 раз. Для обеспечения, хотя бы в принципе, применимости этих формул указанный период стационарности $T_{ст}$ должен быть увеличен в 50 раз, т. е. составлять 115 суток. Следует подчеркнуть, что соблюдение данного условия не исключает возможность проведения расчетов для отопительного сезона, которые Методами предусмотрены.

Подход, использованный при разработке модели расчета концентрации для случая движущегося источника, включенной в Методы

При разработке включенной в Методы модели расчета концентрации для случая движущегося источника в качестве

исходного было использовано нестационарное УАД, записанное в форме (1). Применительно к случаю, когда эффекты нестационарности вызваны только влиянием источникового члена, а прочие коэффициенты от времени не зависят, решение нестационарного уравнения (1) может быть сведено к решению стационарного. Для этого правую и левую части уравнения (1) нужно проинтегрировать по времени t на интервале $t_A \leq t \leq t_B$. Необходимо подчеркнуть, что указанное выше ограничение на коэффициенты уравнения является принципиально важным: если u_i и/или k_{ij} зависят от времени t , то операторы $u_i \partial/\partial x_i$ и $\partial/\partial x_i (k_{ij} \partial/\partial x_j)$ не коммутируют с оператором вычисления определенного интеграла, что исключает возможность корректного вывода последующих соотношений. Вместе с тем можно напомнить, что при выводе соотношений, фигурирующих в Методах, систематически использовалось именно такое ограничение (см., например, Берлянд, 1975).

Уравнение, получающееся в результате интегрирования нестационарного уравнения диффузии (1) по времени, имеет вид (2):

$$u_i \frac{\partial D}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} k_{ij} \frac{\partial D}{\partial x_j} + \langle R \rangle + q_A(x_i) - q_B(x_i) \quad , \quad (5)$$

где через q_A и q_B обозначены значения концентрации q при $t = t_A$ и $t = t_B$, которые, наряду с D , являются неизвестными функциями координат $\{x_i\}$. При записи (5) использованы обозначения:

$$D = \int_{t_A}^{t_B} q(x_i, t) dt \quad ; \quad \langle R \rangle = \int_{t_A}^{t_B} R(x_i, t) dt \quad , \quad (6)$$

где переменная D имеет смысл дозы ЗВ, накопленной за период времени $t_A \leq t \leq t_B$ (для этого показателя гигиенисты употребляют также термин «экспозиция»).

При произвольно заданных моментах начала и конца движения источника t_A и t_B уравнение (5) не может быть использовано для конструктивного решения рассматриваемой задачи, поскольку представляет собой одно соотношение, связывающее две неизвестные функции — D и q . Но если движущийся в области интегрирования уравнения (1) источник «появился» в этой области после момента времени t_A и «покинул» ее настолько раньше момента t_B , что к этому моменту область интегрирования успела «проветриться», то в (2) можно положить $q_A = q_B = 0$ и рассматривать получившееся соотношение (7) как уравнение для определения полной накопленной дозы D :

$$u_i \frac{\partial D}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} k_{ij} \frac{\partial D}{\partial x_j} + \langle R \rangle . \quad (7)$$

Уравнение (7) активно использовалось в предшествующих работах ГГО. В частности, на основе анализа его решения был подготовлен действующий до настоящего времени нормативно-методический документ РД 52.04.253-90 «Методика оценки масштабов поражения при авариях (разрушениях) на химически опасных объектах и на транспорте» (1990) (применявшийся при этом подход обсуждается в работе Genikhovich, 2005).

При дальнейшем изложении с целью его упрощения в настоящей статье принимается ряд дополнительных предположений. В частности, в уравнении (7) используется такая система координат (x, y, z) , в которой ось x направлена по приземному ветру, в силу малости из рассмотрения в стационарном уравнении исключается слагаемое, описывающее турбулентную диффузию вдоль направления ветра, не учитывается в пограничном слое атмосферы вращение направления ветра с высотой. Без потери общности при дальнейшем изложении будет также предполагаться, что источник выброса имеет фиксированную высоту h и движется по прямой вдоль оси x ,

выбрасывая газообразное ЗВ. Тогда источниковый член в (1) задается формулой:

$$R = Q(x) \delta(x - X(t)) \delta(y) \delta(z - h), \quad (8)$$

где символ $\delta(r)$ использован для обозначения дельта-функции Дирака, аргументом которой является переменная r , а функция $x = X(t)$ описывает изменяющееся во времени положение движущегося источника относительно начала координат. Таким образом, уравнениями $\{x = X(t); y = 0; z = h\}$ задается трасса, по которой движется источник. При этом высота источника h фиксирована, а его мощность выброса Q может зависеть от координаты x , т. е. от положения источника на трассе, или, что эквивалентно, от момента времени t , когда движущийся источник попадает в эту точку, поскольку $Q(x) = Q(X(t))$.

Источниковый член $\langle R \rangle$ в (7) вычисляется после подстановки (5) во вторую из формул (6). При этом используется известное соотношение из теории обобщенных функций, которое позволяет вычислять значения дельта-функции Дирака, зависящей от аргумента, являющегося, в свою очередь, функцией некоторой другой переменной. Полученное при этом выражение для $\langle R \rangle$ представлено в виде:

$$\langle R(x, y, z) \rangle = \frac{Q(x)}{V(x)} \delta(y) \delta(z - h), \quad (9)$$

где $V(x) = |dX/dt|$ — модуль скорости движения источника по трассе. С учетом указанных выше упрощений уравнение (4) можно тогда переписать следующим образом:

$$U \frac{\partial D}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial D}{\partial z} + \frac{Q(x)}{V(x)} \delta(y) \delta(z - H), \quad (10)$$

где x, y, z — декартовы координаты: ось x совпадает с направлением приземного ветра, ось z направлена по вертикали, ось y — перпендикулярно осям x и z , а через U, K_y и K_z обозначены, соответственно, скорость ветра и коэффициенты турбулентной диффузии вдоль осей y и z . В рамках подхода, реализованного при разработке Методов, для скорости ветра U и коэффициента вертикальной диффузии K_z приняты модели, в которых описывается их зависимость только от вертикальной координаты z , а для коэффициента поперечной диффузии K_y используется модель, согласно которой значения K_y пропорциональны произведению $xU(z)$. В этом случае переменные в (10) частично разделяются, так что решение D представимо в виде произведения $D_1(x, z) \cdot D_2(x, y)$, причем $D_2(x, y)$ есть гауссово (нормальное) распределение, зависимость дисперсии которого $\sigma_y^2(x)$ от x определяется функциональным видом K_y .

Если через $G(x, y, z; \xi, \eta, \zeta)$ обозначить функцию Грина уравнения (10), то его решение в общем случае может быть представлено в виде:

$$D(x, y, z) = \iiint G(x, y, z; \xi, \eta, \zeta) \langle R(\xi, \eta, \zeta) \rangle d\xi d\eta d\zeta. \quad (11)$$

Применительно к источниковому члену (6) кратность интеграла уменьшается в связи с наличием в (10) произведения дельта-функций.

Если суммарное фактическое время накопления полной дозы T не превосходит время осреднения концентрации τ (которое для разовых концентраций составляет 1200 или 1800 с), то средняя за период τ концентрация C может быть выражена через накопленную дозу по формуле:

$$C = D/\tau. \quad (12)$$

Полученное в результате выражение по своей структуре не отличается, например, от соответствующего выражения для концентрации ЗВ, выбрасываемой от линейного источника, а для аппроксимации функции Грина при выводе формулы (62) Методов используются формулы гл. 5 этих Методов, относящиеся к расчету максимальных разовых концентраций от точечного источника. Необходимо подчеркнуть, что при использовании (12) с точностью до постоянного множителя $1/\tau$ для каждой расчетной точки определяется полная накопленная доза D , при вычислении которой момент времени, которому соответствуют те или иные значения подинтегральной функции, никакой роли не играет. Соответственно, не играет роли и то, на каком участке своей трассы находился рассматриваемый источник.

Если фактическое время накопления дозы T превышает τ , то формула (12) дает для средней за время τ концентрации завышенную оценку, что не противоречит использованному при разработке Методов мажорантному подходу. Необходимо подчеркнуть, что такое утверждение относится только к ситуации, когда рассматривается «индивидуальный» случай рассеивания выбросов от отдельного источника ЗВ, который перемещается по трассе в совершенно конкретный момент времени. Как отмечалось выше, для проведения расчетов в такой ситуации Методы, вообще говоря, не могут использоваться, при их применении рассчитываются мажорантные поля концентрации, т. е. статистически обеспеченной характеристики (процентили, определенной за достаточно длительный период наблюдений функции распределения концентрации, соответствующей уровню доверительной вероятности 98 %). Вместе с тем, для случая «медленного перемещения» индивидуального источника по трассе представляется целесообразным проводить расчет рассеивания выбросов не от индивидуального транспортного средства, а от транспортного потока. Можно надеяться, что аналогичные ГОСТ (2019) документы, регламентирующие

способы определения необходимой при этом входной информации, будут разработаны в ближайшем будущем.

Замечания по содержанию статьи А. Д. Зива (2023), опубликованной в журнале «Труды ГГО»

Непосредственным поводом для подготовки данной статьи явилось представление в журнал «Труды ГГО» работы А. Д. Зива (2023). Первоначальные версии указанной статьи (далее — Статья) редакция журнала направляла мне на рецензию, а в связи с возникшей по ее содержанию полемикой предложила опубликовать мою статью с возможными возражениями.

Как следует из названия, в Статье предлагаются схемы расчета максимальных разовых концентраций при нестационарности и асинхронности выбросов источников и с учетом движущихся источников. При этом никаких моделей расчета, кроме тех, которые изложены в Методах, в Статье не предложено — речь идет исключительно о способах организации вычислительного процесса, которые, по мнению автора Статьи, повысят его эффективность. С этой целью предлагается учитывать такие факторы, как асинхронность выброса источников, а в случае движущихся источников — длительность прохождения этим источником различных участков трассы. Никакого формального обоснования предлагаемого подхода в статье не приводится, а вся научная аргументация в его пользу, по сути, сводится к следующему априорному утверждению: «При этом там, где это возможно, используется простое соображение, состоящее в том, что два источника, работа которых происходит в течение промежутков времени, отстоящих более, чем на 20 мин, могут рассматриваться по отдельности, их вклады могут не суммироваться при расчете МРК. В одном расчете участвует один из источников, в другом расчете — другой, окончательным результатом является максимальная из двух

концентраций» (здесь аббревиатура МРК используется для обозначения максимальной разовой концентрации).

Как уже отмечалось в настоящей статье, в случаях асинхронно работающих источников выбросов или движущегося по трассе источника процессы атмосферной диффузии являются нестационарными, так что для их описания следует воспользоваться приведенным выше уравнением (1). При этом неконструктивной оказывается попытка избавиться от нестационарности путем перехода к стационарному уравнению (5) для дозы D , накопленной за конечный (20-минутный) промежуток времени $[t_A, t_B]$, и по известному значению D определить среднюю концентрацию по формуле (12), поскольку в правой части уравнения (5) фигурирует неизвестная функция $(q_A(x_i) - q_B(x_i))$, которая определяется как задаваемая во всех точках области интегрирования разность значений концентрации в начальный и конечный моменты промежутка $[t_A, t_B]$ (должна быть заранее задана во всех точках области интегрирования уравнения (5)). Если значения этой разности неизвестны, то проинтегрировать уравнение (5) и тем самым получить стационарное решение нестационарного уравнения диффузии, осредненного по конечному промежутку времени, невозможно. При этом сам факт наличия в (5) указанной разности свидетельствует о некорректности утверждения принимать независимыми значения средних концентраций за «две последовательные 20-минутки», которое содержится в приведенной выше цитате из Статьи, поскольку функция $q_B(x_i)$, фигурирующая в уравнении (5) для первой 20-минутки, присутствует в качестве $q_A(x_i)$ в уравнении (5) для второй 20-минутки.

Переход в Статье к имеющей размерность времени переменной t , которая связана со скоростью движения источника $V(x)$ соотношением $t = \int dx/V(x)$ (см. формулы (10), а также (12)–(14) Статьи, в которых используются несколько другие обозначения), не может рассматриваться как основание для того, чтобы говорить о наличии в Статье каких-либо признаков учета реальной физической нестационарности рассматриваемых процессов. На самом деле, из

параметров, от которых зависит рассеивание примесей в атмосфере, можно «сконструировать» целый ряд переменных, имеющих размерность времени (в обозначениях, использованных в настоящей статье при записи уравнений (2 а–е), это могли бы быть, например, $\int dx/U$, $\int zdz/K$ и др.), но недостаточных для описания динамики нестационарного процесса. Необходимо также отметить, что в рамках применения стационарных формул Методов, в которых «текущее физическое время не фигурирует», не предусмотрена возможность расчета фигурирующих в (12)–(14) значений концентрации как функции времени и координат, для которой в Статье использовано обозначение $c(t, x)$ и которая определена в Статье следующим образом: « $c(t, x)$ — концентрация в расчетной точке от источника единичной мощности, находящегося в некоторой точке траектории, соответствующей времени t ». В действительности, установить определенный момент времени, которому соответствует достижение движущимся источником точки траектории x невозможно в принципе, поскольку не задан момент начала движения по этой траектории. Если этот начальный момент всегда «принимается за ноль», то, как и следовало ожидать, по формуле (10) вычисляется всего лишь время от начала движения, за которое движущийся по траектории источник попадает в рассматриваемую точку. Когда же речь идет о решении нестационарных задач, в т. ч. связанных с распространением ЗВ в атмосфере, то должен обеспечиваться учет зависимости решения от единого для всей расчетной области и не зависящего от скорости движения источника «физического времени», которым, в конечном счете, определяется результат переноса ЗВ в расчетные точки.

Кроме того, как видно из приведенного выше аналитического решения нестационарного УАД, которое получено И. А. Кротовой, в нем даже при сделанных в ее работе упрощающих предположениях фигурируют функции времени, описывающие инерционный характер процесса переноса ЗВ от источника до расчетной точки. Такой инерционный характер является типичным свойством всех протекающих в атмосфере нестационарных процессов. Однако для

указанных нестационарных условий выброса в Статье, со ссылкой на Методы, рассматриваются формулы, полученные на основе аналитической аппроксимации решения стационарного УАД. При формальной подстановке в эти формулы изменяющихся во времени значений мощности выброса соответствующие изменения расчетных концентраций «ошибочно носят стационарный характер»: во всех расчетных точках рассматриваемой области, в том числе, на любых удалениях от источника выбросов расчетные концентрации изменяются «без запаздывания», т. е. синхронно с изменением мощностей выбросов.

За исключением чисто вербального, в Статье не приводится какое-либо обоснование правомерности использования стационарных формул Методов для описания рассматриваемых нестационарных эффектов. Можно предположить, что такого рода обоснование просто отсутствует.

Заключение

Представленные выше материалы свидетельствуют о некорректности предложенного в статье А. Д. Зива (2023) подхода к расчету рассеивания выбросов ЗВ от движущихся источников с применением стационарных формул, которые не учитывают важных физических эффектов, являющихся существенными при решении рассматриваемых А. Д. Зивом задач.

По сути, однако, центральной темой настоящей статьи является анализ возможностей применения стационарных моделей атмосферной диффузии, включая Методы (2017), для описания процессов, которые происходят в реальных условиях и, соответственно, содержат в себе как стационарную, так и нестационарную, в т. ч. шумовую, компоненту. Именно необходимостью фильтрации шумовой компоненты обусловлено применение разработанной в ГГО методологии, на которой основаны формулы и алгоритмы Методов (2017) и которая предусматривает

использование стационарных моделей диффузии и мажорантную фильтрацию шумов, реализуемую при расчете верхних процентилей функции распределения концентраций. Применение этой методологии обеспечило существенное, по сравнению с зарубежными моделями, уменьшение погрешностей при сопоставлении результатов расчетов с данными натурных экспериментов. Вместе с тем, использование стационарных моделей связано с появлением определенных ограничений на формулировку решаемых задач и интерпретацию получаемых результатов. Так, например, при их применении пропадает формальная возможность дифференцировать режимы изменения характеристик выбросов ЗВ по времени на синхронные или асинхронные, поскольку в стационарной модели использование понятия времени недопустимо.

На практике процессы (т. е. изменения во времени) в рамках стационарной модели можно имитировать только тогда, когда они являются достаточно медленными по сравнению с подразумеваемым в рамках модели временем стационарирования. Соответственно, при применении стационарных моделей процессы могут интерпретироваться как неодновременные или альтернативные только при их рассмотрении на временных масштабах, которые существенно превышают время стационарирования. Если же это условие не выполнено, то единственный корректный подход к учету влияния нестационарности выбросов или их «альтернативности» может быть основан на адекватном описании физической сути нестационарных процессов, протекающих в атмосфере. В рамках моделирования рассматриваемых процессов на основе решения уравнений математической физики это означает необходимость перехода от стационарных задач к нестационарным. К сожалению, в статье «Эффективные схемы расчета максимальных разовых концентраций при нестационарности и асинхронности выбросов источников и с учетом движущихся источников» данное обстоятельство не было учтено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берлянд М. Е. (1956). Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 435 с.

Берлянд М. Е. (1975). Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 428 с.

Генихович Е. Л., Берлянд М. Е., Оникул Р. И. (1999). Развитие теории атмосферной диффузии как основы для разработки атмосфероохранных мероприятий / в кн.: Современные исследования Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. К 150-летию со дня основания. Юбилейный сборник. Т. 1. — СПб: Гидрометеиздат. С. 84–96.

Генихович Е. Л., Грачева И. Г., Зив А. Д., Румянцев Д. Ю. (2016). Разработка мезомасштабной/региональной химической транспортной модели ГГО (ХТМ_ГГО) // Труды ГГО. Вып. 580. С. 54–81.

Генихович Е. Л., Румянцев Д. Ю. (2023). Корректировка аналитического решения уравнения атмосферной диффузии, предложенного А. С. Мониним // Труды ГГО. Вып. 609. С. 30–47.

ГОСТ (2019). ГОСТ Р 56162-2019 «Выбросы загрязняющих веществ в атмосферу. Метод расчета количества выбросов загрязняющих веществ в атмосферу потоками автотранспортных средств на автомобильных дорогах разной категории». 11 с.

Зив А. Д. (2023). Эффективные схемы расчета максимальных разовых концентраций при нестационарности и асинхронности выбросов источников и с учетом движущихся источников // Труды ГГО. 2023. Вып. 610. С. 77–101.

Кротова И. А. (1984). Диффузия примеси от нестационарного непрерывного источника в пограничном слое атмосферы / в сб.: Физика пограничного слоя атмосферы и ее прикладные аспекты (ЛГМИ). Вып. 85. — Л.: Изд-во ЛПИ. С. 82–94.

Лайтман Д. Л. (1970). Физика пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 340 с.

Методы (2017). Методы расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе. Утверждены приказом Минприроды России № 273 от 06.06.2017 г. 109 с.

Монин А. С. (1962). О граничном условии на поверхности земли для диффундирующей примеси / в кн.: Атмосферная диффузия и загрязнение атмосферы (под ред. А. С. Монина). — М.: Иностранная литература. С. 477–478.

Порядок (2011). Порядок представления информации о неблагоприятных метеорологических условиях, требования к составу и содержанию такой информации,

порядок ее опубликования и предоставления заинтересованным лицам. Утвержден приказом Минприроды России № 899 от 17.11.2011 г. 4 с.

РД 52.04.253-90 (1990). Методика оценки масштабов поражения при авариях (разрушениях) на химически опасных объектах и на транспорте» — 23 с.

Genikhovich E. (2005). Dispersion Modelling for Environmental Security: Principles and Their Application in the Russian Regulatory Guideline on Accidental Releases / In: Advances in Air Pollution Modeling for Environmental Security / I. Faragó, K. Georgiev, Á. Havasi (eds.) // NATO Science Series. V. 54. URL: https://doi.org/10.1007/1-4020-3351-6_18.

Maronga B., Banzhaf S., Burmeister C., Esch T., Forkel R., Fröhlich D., Fuka V., Gehrke K. V., Geletič J., Giersch S., Gronemeier T., Groß G., Heldens W., Hellsten A., Hoffmann F., Inagaki A., Kadasch E., Kanani-Sühring F., Ketelsen K., Khan B. A., Knigge C., Knoop H., Krč P., Kurppa M., Maamari H., Matzarakis A., Mauder M., Pallasch M., Pavlik D., Pfafferoth J., Resler J., Rissmann S., Russo E., Salim M., Schrempf M., Schwenkel J., Seckmeyer G., Schubert S., Sühring M., von Tils R., Vollmer L., Ward S., Witha B., Wurps H., Zeidler J., Raasch S. (2020). Overview of the PALM model system 6.0 // Geosci. Model Dev. V. 13. P. 1335–1372. URL: <https://doi.org/10.5194/gmd-13-1335-2020>.

Monin A. S. (1958). On the boundary condition on the Earth surface for diffusing pollution / In Proc. Symp.: Atmospheric Diffusion and Air Pollution. Oxford, August 24–29 1958.

Moreira D., Vilhena M. (eds.) (2009). Air Pollution and Turbulence: Modeling and Applications. — CRS Press. 354 p. ISBN: 9781439811443.

Roberts O. F. T. (1923). The theoretical scattering of smoke in a turbulent atmosphere // Proceedings of the Royal Society A. V. 104. P. 640–654. DOI: 10.1098/rspa.1923.0132.

Seinfeld J. H., Pandis S. N. (2016). Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. — Wiley. 1152 p. ISBN: 978111894740.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ТУРБУЛЕНТНОГО ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ

Д. В. Тимошенко, Г. В. Куповых

Южный федеральный университет
344006 г. Ростов-на-Дону, ул., Большая Садовая, 105/42

South Federal University
344006 Rostov-on-Don, st. Bolshaya Sadovaya, 105/42

E-mail: kupovykh@sfnedu.ru

Поступила в редакцию 15.07.2024
Поступила после доработки 25.10.2024

Введение

Формирование структуры электрического поля в приземном слое атмосферы обусловлено рядом факторов, среди которых можно выделить действие глобального грозового генератора, а также действие локальных токовых генераторов, отражающих процессы турбулентного и конвективного переносов (Mauchly, 1926; Harrison, 2013; Морозов, Куповых, 2017; Шаталина и др., 2019; Морозов, 2022; Нагорский и др., 2022).

В работах (Аджиев и др., 2021; Куповых и др., 2023) построена математическая модель турбулентного электродного эффекта (Куповых и др., 1998; Куповых, 2009) в приземном слое атмосферы при допущении стационарного характера коэффициента турбулентной диффузии в пределах тонкого слоя. Получено выражение для суточной вариации напряженности электрического поля и исследовано влияние глобальной унитарной вариации потенциала ионосферы на структуру электрического поля приземного слоя атмосферы. (Аджиев и др., 2021; Куповых и др., 2023). С этой целью

суточное изменение плотности полного электрического тока в приземном слое задавалось временной гармоникой, повторяющей ход унитарной вариации. Пространственно-временная зависимость напряженности электрического поля определяет его суточный ход при соответствующих значениях физических и метеорологических параметров. Установлено, что минимум и максимум напряженности электрического поля смещаются по времени по сравнению с унитарной вариацией потенциала ионосферы, и это смещение зависит от степени турбулентного перемешивания в приземном слое.

Целью работы является моделирование пространственно-временных распределений напряженности электрического поля, плотностей тока проводимости и турбулентного тока в электродном слое с учетом изменений профилей коэффициента турбулентной диффузии и электрической проводимости воздуха в течение суток.

Описание математической модели

Электродинамическая модель в приближении турбулентного электродного эффекта с позиции математического моделирования представляет собой начально-краевую задачу для уравнения параболического типа с неоднородной правой частью (Аджиев и др., 2021; Куповых и др., 2023). Решается уравнение полного тока, связывающее между собой токовые генераторы, действующие в приземном слое атмосферы с глобальным грозовым генератором. Совместное действие указанных генераторов определяет структуру электрического поля приземного слоя, а их нестационарный характер приводит к формированию временных (суточных) вариаций.

Учитывая горизонтальную однородность электродного слоя, уравнение полного тока можно записать в виде (Куповых и др., 2023):

$$\varepsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t} - \varepsilon_0 D_r \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} + \lambda E = j_0 (1 - 0,2 \sin(\omega t)). \quad (1)$$

Начальные и граничные условия для уравнения (1) задаются в виде (Аджиев и др., 2021):

$$E|_{t=0} = E_0 e^{-\frac{z}{L}}, E|_{z=0} = E_0, \left. \frac{\partial E}{\partial z} \right|_{z=L} = 0, \quad (2)$$

где D_T — коэффициент турбулентной диффузии; λ — электрическая проводимость приземного слоя атмосферы; j_0 — плотность полного тока; z_0 — параметр шероховатости земной поверхности; L — высота электродного слоя.

В данной работе амплитудное значение плотности полного тока j_0 принято равным $3 \cdot 10^{-12}$ А/м².

Начально-краевая задача (1)–(2) допускает аналитическое решение, которое получено в работе (Аджиев и др., 2021) методом Фурье, и имеет вид:

$$E(t, z) = E_0 + \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{32}{(2n-1)L} \left(\frac{j_0 (\sin(\omega t)(D_T \mu_n + \lambda / \varepsilon_0) - \omega \cos(\omega t) + \omega e^{-(D_T \mu_n + \lambda / \varepsilon_0)z})}{(D_T \mu_n + \lambda / \varepsilon_0)^2 + \omega^2} \right) \right) \right] \sin \frac{\pi(2n-1)}{2L} z, \quad (3)$$

$$\mu_n = \left(\frac{\pi(2n-1)}{2L} \right)^2,$$

где $\omega = \frac{2\pi}{T}$, $T = 24$ ч.

Соотношение (3) описывает суточный ход напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы в приближении турбулентного электродного эффекта с утренним минимумом в 9 ч и вечерним максимумом в 21 ч по ВСВ.

Данная зависимость носит общий характер и включает в себя все параметры электродного слоя, входящие в уравнение полного тока (1).

Поскольку при решении задачи (1)–(2) напряженность электрического поля определяется на фиксированной высоте, коэффициенты турбулентной диффузии D_T и проводимости λ на заданной высоте принимаются постоянными. Постоянство значений D_T и λ на заданных высотах и независимость их от времени в пределах всего электродного слоя позволяет рассматривать их в качестве постоянных коэффициентов уравнения.

Данное допущение корректно с физической точки зрения и существенно влияет на математический аспект решения задачи (1) – (2), поскольку ведет к выполнению условий Штурма—Лиувилля для координатного дифференциального оператора уравнения (1) и, соответственно, к существованию полной системы ортонормированных линейно независимых собственных функций указанного оператора (Тихонов, Самарский, 1999).

Наличие выражения для суточной вариации напряженности электрического поля на любой высоте в пределах электродного слоя позволяет построить его высотные профили. Для этого необходимо учесть изменение с высотой основных параметров, входящих в уравнение (1), а именно — коэффициента турбулентной диффузии D_T и электрической проводимости воздуха λ . Для коэффициента турбулентной диффузии и проводимости можно рассмотреть следующие зависимости от высоты (Зилитинкевич, 1970; Лайхтман, 1970; Орленко, 1979):

$$D_T = D_1 z, \quad (4)$$

$$\lambda = \lambda_0 e^{\frac{z}{L}}, \quad (5)$$

где L — характерный масштаб электродного слоя; λ_0 — электрическая проводимость вблизи земной поверхности, принимаемая равной $3 \cdot 10^{-14}$ Ом/м; D_1 — множитель коэффициента турбулентной диффузии.

Величина D_1 определяет масштаб электродного слоя при помощи соотношения:

$$L = D_1 \tau. \quad (6)$$

Здесь τ — характерное время электрической релаксации, определяемое соотношением (Куповых и др., 1998):

$$\tau = \sqrt{1/q\alpha}, \quad (7)$$

где q — интенсивность ионообразования, равная $10^6 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$; α — коэффициент рекомбинации аэроионов, равный $10^{-12} \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

При указанных значениях $\tau = 250 \text{ с}$.

Применяя зависимости (4)–(5), моделирование профилей электрического поля проводится в следующем порядке: для каждого значения D_1 определяется соответствующее значение масштаба L . Далее с шагом по времени 3 ч с помощью выражения (3) вычисляется напряженность поля с шагом 1 м по высоте, а затем производится аппроксимация полученного профиля.

Расчеты плотностей тока проводимости (j_{np}) и турбулентного тока (j_T) выполняются по уравнению полного тока (1). Значения $j_{np} = \lambda E$

и $j_T = \varepsilon_0 D_T \frac{\partial^2 E}{\partial z^2}$ рассчитываются с использованием формулы (3)

для напряженности электрического поля при соответствующих значениях параметров электродного слоя.

Электрическая структура турбулентного приземного слоя

На рисунке 1 приведен суточный ход электрического поля, турбулентного тока и тока проводимости, который согласуется с глобальной унитарной вариацией потенциала ионосферы (Аджиев и др., 2021).

Из графиков следует, что в течение суток плотность тока проводимости превышает плотность турбулентного тока более чем в 2 раза. При этом разница между значениями турбулентного тока и тока проводимости остается практически постоянной, что в итоге обеспечивает плавность суточного хода плотности полного тока.

Из уравнения полного тока (1) и расчетных значений токов проводимости и турбулентного следует, что плотность полного электрического тока меньше плотности тока проводимости вследствие наличия турбулентного переноса в приземном слое, входящего в (1) с обратным знаком.

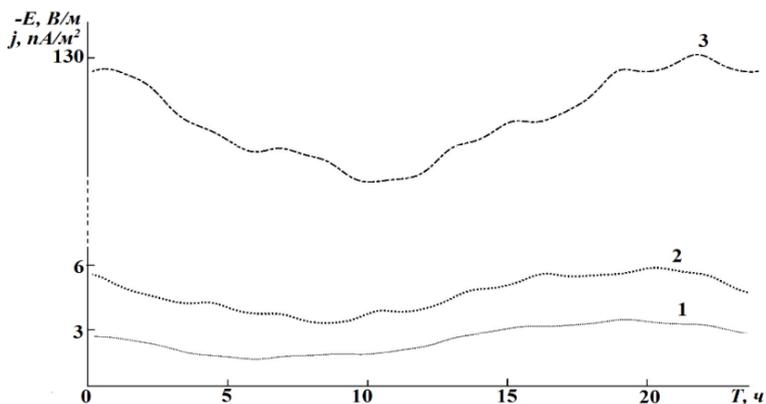


Рис. 1. Суточный ход плотности турбулентного тока (1), плотности тока проводимости (2) и напряженности электрического поля (3) при $E_0 = -100 \text{ В/м}$, $D_1 = 0,01 \text{ м/с}$

Значения электродного эффекта (E_0/E_∞) и плотностей токов проводимости (j_{np}) и турбулентного (j_T) на высоте 1 м для случаев турбулентной диффузии различной интенсивности приведены в таблицах 1–3.

Таблица 1

Параметры электродного слоя для случая $D_1 = 0,01 \text{ м/с}$

$E_0 = -100 \text{ В/м}, L = 2,5 \text{ м}$			
$t, \text{ ч}$	E_0 / E_∞	$j_{np}, \text{ пА/м}^2$	$j_T, \text{ пА/м}^2$
0	1,47	3,59	1,34
3	1,53	2,83	1,12
6	1,58	2,12	1,03
9	1,66	1,97	0,97
12	1,42	2,43	1,15
15	1,36	3,65	1,95
18	1,33	4,21	2,12
21	1,14	6,03	2,49

Таблица 2

Параметры электродного слоя для случая $D_1 = 0,04$ м/с

$E_0 = -100$ В/м, $L = 10$ м			
t , ч	E_0 / E_∞	j_{np} , пА/м ²	j_T , пА/м ²
0	1,59	3,77	1,73
3	1,67	2,95	1,49
6	1,70	2,34	1,25
9	1,85	2,15	1,12
12	1,55	2,63	1,34
15	1,53	3,98	2,09
18	1,49	5,51	2,47
21	1,27	6,49	2,75

Таблица 3

Параметры электродного слоя для случая $D_1 = 0,1$ м/с

$E_0 = -100$ В/м, $L = 25$ м			
t , ч	E_0 / E_∞	j_{np} , пА/м ²	j_T , пА/м ²
0	1,77	3,96	2,32
3	1,75	3,21	1,97
6	1,72	2,79	1,65
9	1,93	2,39	1,49
12	1,69	2,87	1,36
15	1,63	4,46	2,69
18	1,55	5,71	2,61
21	1,34	6,83	3,51

Из приведенных данных видно, что рост интенсивности турбулентного перемешивания ведет к увеличению характерного масштаба электродного слоя и усилению электродного эффекта (E_0 / E_∞), который в течение суток возрастает в среднем на 9–11 и 10–15 % для случаев $D_1 = 0,04$ м/с и $D_1 = 0,1$ м/с соответственно.

Увеличение степени турбулентного перемешивания D_1 от 0,01 до 0,1 м/с увеличивает различия в плотностях тока проводимости и турбулентного тока.

Анализ профилей напряженности электрического поля различной интенсивности (100–500 В/м), приведенных на рисунках 2–4, показывает, что они отражают его суточную вариацию и подтверждают ранее установленный эффект смещения утреннего минимума и вечернего максимума с ростом коэффициента турбулентной диффузии по времени «влево» (Аджиев и др., 2021; Куповых и др., 2023).

Рисунки 5 и 6 иллюстрируют зависимость профилей электрического поля от интенсивности турбулентного обмена. В часы утреннего минимума в 9 ч (рис. 4) значения напряженности электрического поля на верхней границе электродного слоя несколько уменьшаются с увеличением турбулентного перемешивания (от 60 В/м для $D_1 = 0,1$ м/с до 67 В/м для $D_1 = 0,01$ м/с). Аналогичная картина наблюдается в часы вечернего максимума: для $D_1 = 0,1$ м/с — 77 В/м в 19 ч, для $D_1 = 0,01$ м/с — 85 В/м в 21 ч (рис. 5).

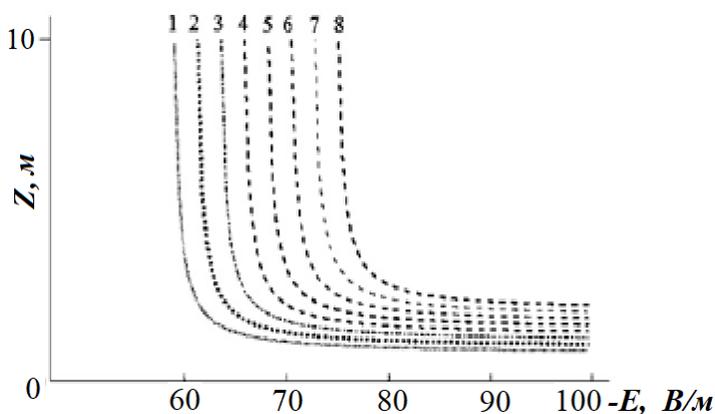


Рис. 2. Профили напряженности электрического поля в электродном слое при $D_1 = 0,01$ м/с, $E_0 = -100$ В/м (кривые: 1 – 9 ч, 2 – 6 ч, 3 – 3 ч, 4 – 24 ч, 5 – 12 ч, 6 – 15 ч, 7 – 18 ч, 8 – 21 ч)

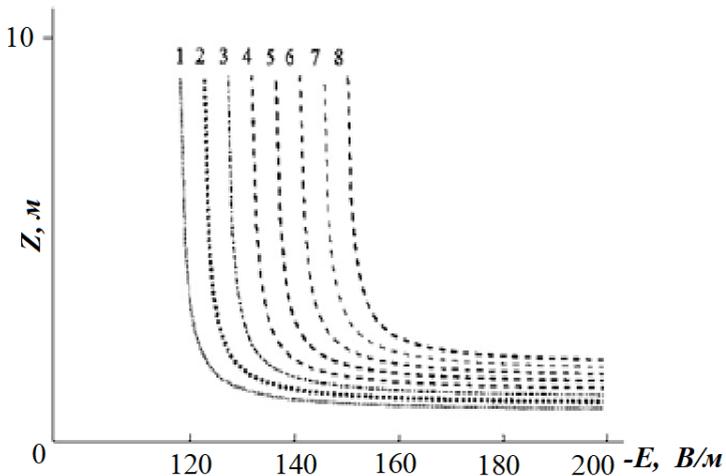


Рис. 3. Профили напряженности электрического поля в электродном слое при $D_1 = 0,01$ м/с, $E_0 = -200$ В/м (кривые: 1 – 9 ч, 2 – 6 ч, 3 – 3 ч, 4 – 24 ч, 5 – 12 ч, 6 – 15 ч, 7 – 18 ч, 8 – 21 ч)

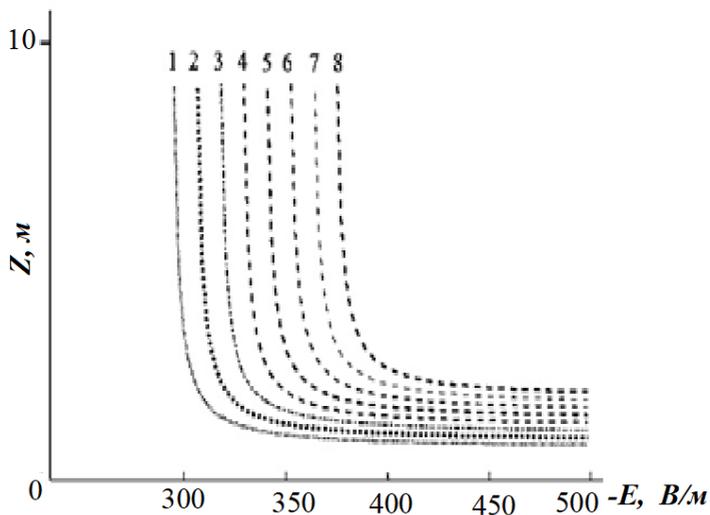


Рис. 4. Профили напряженности электрического поля в электродном слое при $D_1 = 0,01$ м/с, $E_0 = -500$ В/м (кривые: 1 – 9 ч, 2 – 6 ч, 3 – 3 ч, 4 – 24 ч, 5 – 12 ч, 6 – 15 ч, 7 – 18 ч, 8 – 21 ч)

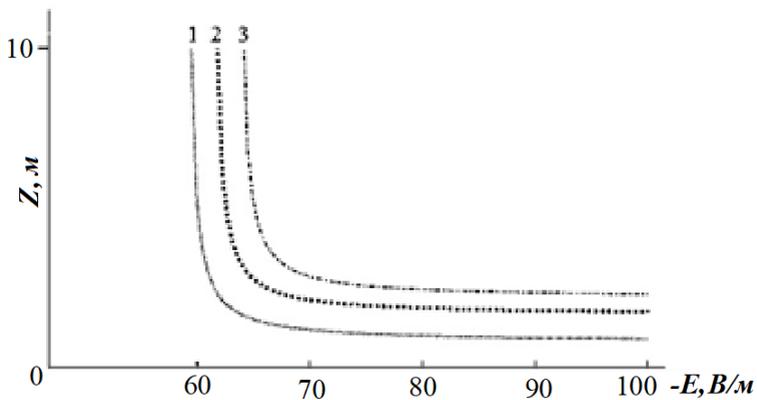


Рис. 5. Профили напряженности электрического поля в зависимости от степени турбулентного перемешивания (утренний минимум 9 ч, кривые: 1 — $D_1 = 0,01$; 2 — $D_1 = 0,04$; 3 — $D_1 = 0,1$ м/с

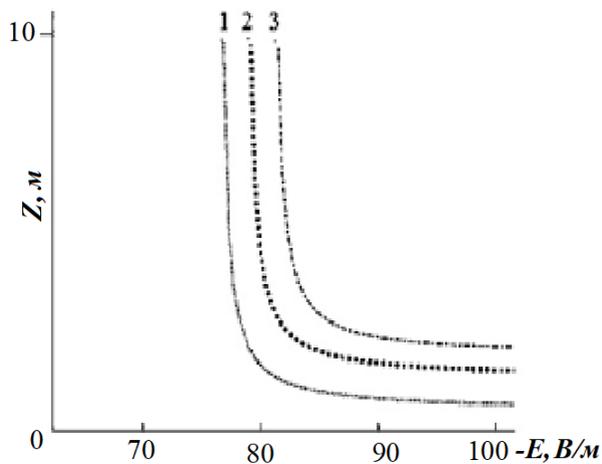


Рис. 6. Профили напряженности электрического поля в зависимости от степени турбулентного перемешивания (вечерний максимум 21 ч, кривые: 1 — $D_1 = 0,1$; 2 — $D_1 = 0,04$; 3 — $D_1 = 0,01$ м/с)

Профили плотности тока проводимости и плотности турбулентного тока, построенные с шагом по времени 3 ч, а по высоте — 1 м, получены при подстановке времени и координат в выражение для напряженности электрического поля (3) с последующим определением токов из уравнения (1) (рис. 7 и 8).

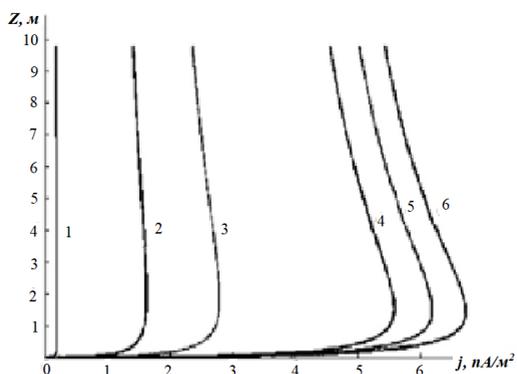


Рис. 7. Профили плотности тока проводимости для случая $D_1 = 0,01$ м/с (кривые: 1 – 9 ч, 2 – 6 ч, 3 – 3 ч, 4 – 15 ч, 5 – 18 ч, 6 – 21 ч)

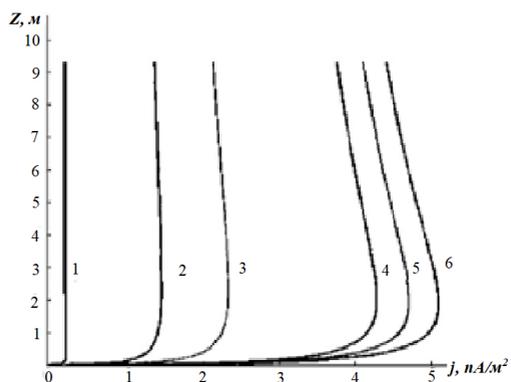


Рис. 8. Профили плотности турбулентного тока для случая $D_1 = 0,01$ м/с (кривые: 1 – 9 ч, 2 – 6 ч, 3 – 3 ч, 4 – 15 ч, 5 – 18 ч, 6 – 21 ч)

Профили в течение суток близки по форме, но изменяются по величине и отражают наличие утреннего минимума и вечернего

максимума в суточном ходе тока проводимости и турбулентного тока. Ток проводимости превышает турбулентный: максимальное значение плотности тока проводимости достигает 7 пА/м^2 , а турбулентного — $5,5 \text{ пА/м}^2$; минимальные значения плотностей токов составляют примерно $0,5 \text{ пА/м}^2$.

Заключение

В результате проведенных исследований установлено, что пространственно-временная структура приземного слоя атмосферы формируется как под действием глобального фактора — унитарной вариации потенциала ионосферы, так и в результате локального влияния — интенсивности турбулентного перемешивания. Параметры электродного слоя и, как следствие, профили напряженности электрического поля, плотности тока проводимости и плотности турбулентного тока заметно меняются в течение суток. Результаты проведенных расчетов могут быть использованы при анализе данных наземных атмосферно-электрических наблюдений, в частности при выделении глобальных возмущений электрического поля на фоне локальных изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аджиев А. Х., Клово А. Г., Кудринская Т. В., Куповых Г. В., Тимошенко Д. В. (2021). Суточные вариации электрического поля в приземном слое атмосферы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 57. № 4. С. 452–461.

Зилитинкевич С. С. (1970). Динамика пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 290 с.

Куповых Г. В. (2009). Электродинамические процессы в приземном слое атмосферы. — Таганрог: Изд-во ТТИ ЮФУ. 114 с.

Куповых Г. В., Морозов В. Н., Шварц Я. М. (1998). Теория электродного эффекта в атмосфере. — Таганрог: Изд-во ТРТУ. 123 с.

Куповых Г. В., Тимошенко Д. В., Клово А. Г., Кудринская Т. В. (2023). Влияние электродного эффекта на суточные вариации электрического поля атмосферы в приземном слое // Оптика атмосферы и океана. Т. 36. № 10. С. 834–838.

Лайхтман Д. Л. (1970). Физика пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 342 с.

Морозов В. Н. (2022). Влияние генераторов электрического поля, действующих в верхних слоях атмосферы, на электричество приземного слоя // Труды ГГО. № 605. С. 58–91.

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

Нагорский П. М., Пустовалов К. Н., Смирнов С. В. (2022). Суточные и сезонные вариации невозмущенного электрического поля и их связь с изменчивостью геофизических величин на юге Западной Сибири // Труды ВКА им. А. Ф. Можайского. № 685. С. 213–222.

Орленко Л. Р. (1979). Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 270 с.

Тихонов А. Н., Самарский А. А. (1999). Уравнения математической физики. — М.: Наука. 736 с.

Штаталина М. В., Мареев Е. А., Клименко В. В. и др. (2019). Экспериментальное исследование суточных и сезонных вариаций атмосферного электрического поля // Известия вузов. Радиофизика. Т. 62. № 3. С. 205–210.

Harrison R. G. (2013). The Carnegie curve // *Surveys in Geophysics*. V. 34 (2). P. 209–232.

Mauchly S. J. (1926). Studies in atmosphere electricity based on observations made on the Carnegie (1915–1921) / *Researches of the Department of Terrestrial Magnetism / Washington: Carnegie Institution*. № 175. P. 385–424.

УДК 551.509.617

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
НА ЛЬДООБРАЗУЮЩУЮ ЭФФЕКТИВНОСТЬ КЛАСТЕРОВ,
ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ ВОЗГОНКЕ АЛЮМИНИЯ
В УСЛОВИЯХ ВЫСОКОЙ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ**

*М. Ч. Залиханов, Б. М. Хучунаев,
С. О. Геккиева, А. Х. Будаев*

Высокогорный геофизический институт
360001 Нальчик, пр. Ленина, 2

High-Mountain Geophysical Institute
360001 Nalchik, Lenin Ave., 2

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

Поступила в редакцию 5.08.2024
Поступила после доработки 22.10.2024

Введение

С середины XX в. начали интенсивно развиваться научно обоснованные методы воздействия на облачные процессы, в соответствии с которыми при защите больших площадей от градобития, искусственном увеличении осадков, рассеянии туманов и т. д. производится засев облаков льдообразующими реагентами с помощью специальных противорадовых ракет, артиллерийских снарядов, авиационных и наземных генераторов кристаллизующих частиц (Абшаев и др., 2014).

Для засева облаков в противорадовых снарядах, ракетах и пиропатронах используются преимущественно пиротехнические составы, содержащие от 2 до 20 % йодистого серебра. При этом КПД использования AgI в применяемых составах достигает лишь 5–9 % (Абшаев и др., 2014). Как известно, выход кристаллизующих частиц

и порог кристаллизующего действия генерируемого аэрозоля определяет эффективность противорадиационных изделий, поэтому совершенствование существующих и создание новых пиротехнических составов всегда актуально.

В работе (Залиханов и др., 2023) были представлены результаты лабораторных исследований и отмечена принципиальная возможность и целесообразность использования наночастиц оксида алюминия в качестве добавки к основному пиротехническому составу АД-1. Интерес к наночастицам оксида алюминия обусловлен еще и тем, что переход к нанометровому диапазону частиц в ряде случаев сопровождается резким ростом адсорбционной и каталитической активности металла, что позволяет создавать материалы с качественно новыми свойствами (Ланин и др., 2017).

Известно, что образование осадков в облаке неразрывно связано с электрическими процессами. При исследовании влияния электрического поля на льдообразующую эффективность реагента следует обратить внимание на то, с какой скоростью частицы реагента превращаются в облачные частицы или частицы осадков. Еще в (Rau, 1951) было определено, что сильные электрические поля могут быть причиной образования больших переохлажденных капель вследствие диэлектрической поляризации воды. В (Pruppacher, 1963) установлено, что при замораживании пробы в стеклянной или пластмассовой трубке электрическое поле влияет на образование льда в месте соприкосновения воды с поверхностью твердого тела.

При фазовых переходах происходит сильнейшая электризация реагентов и образующихся частиц. Через несколько секунд после внесения частиц реагента во влажный воздух их поверхность приобретает сложную структуру, что обусловлено диффузионными потоками и «перескоком» ледяных частиц из одного положения в другое в результате действия электрических сил (Качурин, 1990).

Мекки в лабораторных опытах обнаружил, что водяные капли под влиянием электрических полей вытягиваются, а когда напряженность поля превышает значение $F_c = \frac{3875}{\sqrt{R}}$ В/см (где R — радиус капли, см), они становятся неустойчивыми, на краях капель

образуются нити и происходит разряд с острия. Таким образом, вокруг капель радиусом 1 мм локальная ионизация начинается в поле напряженностью 10 000 В/см. Близкие по значению поля могут формироваться у поверхности элементов осадков благодаря их собственному заряду. Ганн измерял заряды отдельных капель дождя на разных уровнях в грозовых облаках по амплитуде импульсов, наведенных при прохождении капель через индукционное кольцо. Он обнаружил, что на высотах от 3300 до 5000 м средний заряд капель составляет $3,3356 \cdot 10^{-11}$. Такой заряд создает на поверхности капли радиусом 1 мм поле напряженностью 8100 В/см (Мейсон, 1961).

Исследования последних десятилетий показали, что наноразмерные частицы оксида алюминия, как и частицы реагента, в зависимости от формы могут в тысячи раз усиливать электрическое поле вблизи своей поверхности, что приводит к значительному повышению температурного порога образования ледяной фазы на частицах реагента. Наличие электрического поля в облаках и заряда на частицах реагента также может повлиять на удельный выход льдообразующих ядер при проведении работ по активным воздействиям на облачные процессы (Степаненко и др., 1988; Синькевич и др., 2004; Гирс, 2008; Аджиев и др., 2020).

В связи с этим исследования, связанные с изучением вопроса влияния электрического поля на льдообразующую эффективность реагента, представляются актуальными.

Аппаратура и методика проведения экспериментов

Для проведения эксперимента использовались: большая облачная камера, малая облачная камера, устройство для возгонки реагента, ультразвуковой генератор, электронные весы, пластины плоского конденсатора, высоковольтный выпрямитель, оптический микроскоп, термостатированные подложки (рис. 1). В большой облачной камере температура поддерживается в интервале от -1 до -12 °С.

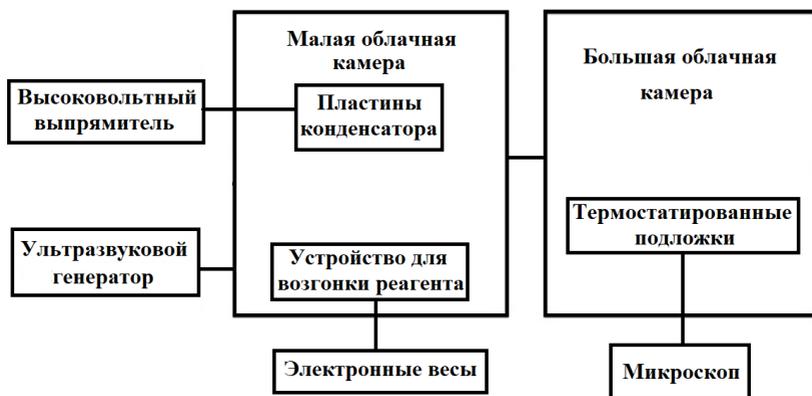


Рис. 1. Схема типовой установки

Малая облачная камера соединена с большой. Это позволяет избежать нагревания смеси пара с реагентом в большой облачной камере, что может сказаться на процессе формирования ледяных кристаллов. Устройство для возгонки реагента устанавливают в малой облачной камере, над ним закрепляют пластины плоского конденсатора, которые подключают к высоковольтному выпрямителю. На дне большой камеры располагают термостатированные подложки, накрытые крышками, а саму камеру охлаждают до требуемой температуры. На электронных весах взвешивают определенное количество порошка алюминия и загружают на графитовую подложку в малой камере. В обеих камерах с помощью ультразвукового генератора создают искусственную облачную среду. После чего на электроды устройства для возгонки реагента подают ток. При температуре графитовой подложки около 2500 °С начинается процесс возгонки, т. е. переход алюминия из твердого состояния в парообразное, минуя стадию плавления и кипения. После возгонки воздух в камере перемешивают вентилятором. Далее с появлением в поле зрения первых ледяных кристаллов поочередно открывают крышки подложек. В результате разложения исследуемого реагента под действием высокой температуры на подложках образуются

наночастицы и кластеры оксида алюминия. Каждую подложку с кристаллами извлекают из камеры и изучают под оптическим микроскопом. Затем определяют удельный выход льдообразующих ядер с кластеров нанотрубок оксида алюминия.

Расчет удельного выхода льдообразующих ядер производят по формуле:

$$A = 2,96 \cdot 10^{14} \frac{n_{кр}}{S_k},$$

где $n_{кр}$ — количество кристаллов в кадре; S_k — площадь кадра. Коэффициент $2,96 \cdot 10^{14}$ получен как отношение площади основания большой облачной камеры ($2,96 \cdot 10^{12}$ мкм²) к массе сожженного реагента (0,01 г).

Результаты экспериментов

В таблице и на рисунках 2 и 3 приводятся результаты проведенных исследований.

Зависимость удельного выхода льдообразующих частиц оксида алюминия от напряженности электрического поля при разных температурах

$E, \text{В/см}$	Удельный выход, $\cdot 10^{11} \text{г}^{-1}$			
	$-3...-4 \text{ } ^\circ\text{C}$	$-5...-7 \text{ } ^\circ\text{C}$	$-8...-10 \text{ } ^\circ\text{C}$	$-11...-12 \text{ } ^\circ\text{C}$
0	2,35	3,11	3,77	4,60
750	1,90	2,78	3,40	4,53
1500	1,42	2,87	4,78	6,66
2250	1,83	3,21	6,42	11,59
3000	1,45	3,03	6,21	10,36

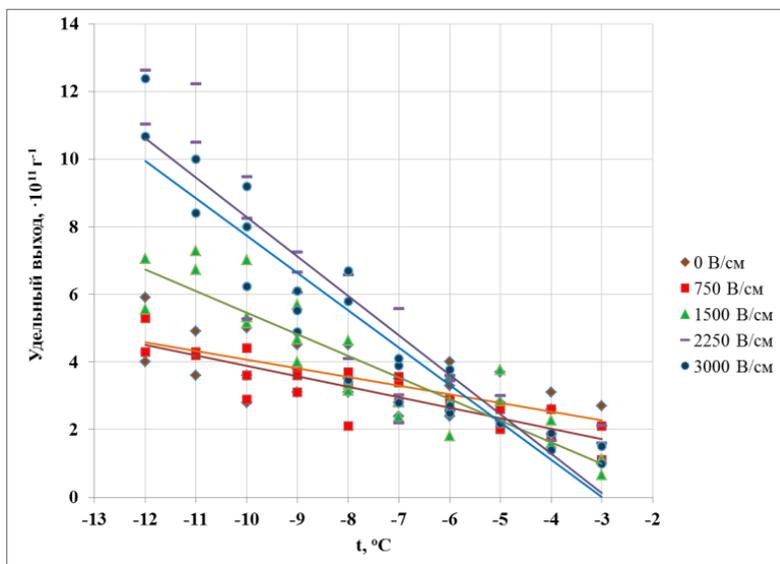


Рис. 2. Зависимость удельного выхода льдообразующих ядер оксида алюминия от температуры при разных значениях напряженности электрического поля

При высокой относительной влажности и температуре более 600 °С меняются условия возгонки алюминия. Металл взаимодействует с водой с выделением водорода, который начинает гореть, повышая температуру. Нитевидные наночастицы, которые объединяются в кластеры, образуются при температуре около 2000 °С. В условиях высокой влажности эти кластеры заполняются водой, которая имеет льдоподобную структуру (Shayeganfar et al., 2018).

Удельный выход льдообразующих ядер из кластеров оксида алюминия зависит от температуры в облачной камере. При напряженности электрического поля от 0 до 3000 В/см в температурном диапазоне от -3 до -7 °С удельный выход льдообразующих ядер меняется незначительно. С ростом напряженности электрического поля удельный выход частиц оксида алюминия возрастает за счет расщепления кластеров

и в температурном диапазоне от -11 до -12 °C достигает максимальных значений до 10^{12} г $^{-1}$.

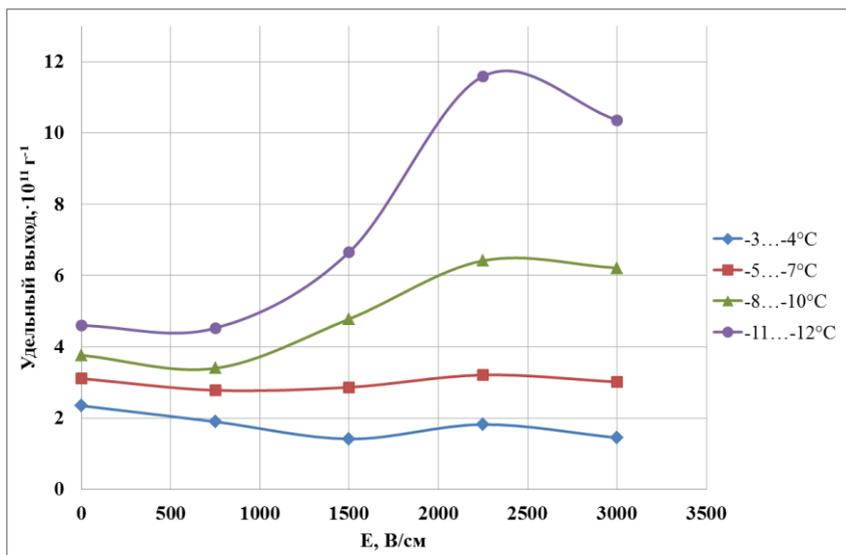


Рис. 3. Зависимость удельного выхода льдообразующих частиц оксида алюминия от напряженности электрического поля при различных температурах

На начальном этапе, когда кластеры оксида алюминия попадают в среду с большой относительной влажностью, начинается процесс адсорбции — притягивания поверхностью наночастиц оксида алюминия паров воды, которые образуют на ней плотную полимолекулярную пленку. Адсорбция протекает очень быстро, и равновесное состояние достигается в течение нескольких секунд. Быстрый рост адсорбционной и каталитической активности определяется размерами, химическим составом и строением наночастиц оксида алюминия, а также особенностями их взаимодействия с основным экспериментальным пиротехническим составом (Nanomaterials..., 1998). Наличие же электрического поля

способствует образованию больших переохлажденных капель вследствие диэлектрической поляризации воды, и вероятность образования кристаллов льда на частицах в виде кластеров из наноструктур оксида алюминия резко возрастает.

Заключение

При интенсивных фазовых переходах в облаке происходит локальное усиление электрического поля на наноструктурах оксида алюминия и на частицах самого реагента, что ведет к резкому повышению образования кристаллов льда на частицах наноструктур.

В результате проведенных экспериментов получена зависимость удельного выхода льдообразующих частиц оксида алюминия от напряженности электрического поля при различных температурах в условиях высокой относительной влажности. Установлено, что максимальный удельный выход льдообразующих частиц оксида алюминия достигает 10^{12} г^{-1} в температурном диапазоне от -11 до -12 °С при напряженности поля 3000 В/см .

Результаты наблюдений за активностью реагентов в лабораторных условиях не полностью отражают процессы, происходящие в облаках, однако они показательны при выявлении преимуществ новых реагентов по сравнению с существующими.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абшаев М. Т., Абшаев А. М., Барекова М. В., Малкарова А. М. (2014). Руководство по организации и проведению противорадовых работ. — Нальчик: Печатный двор. 508 с.

Аджиев А. Х., Керефова З. М., Клово А. Г., Кудринская Т. В., Куновых Г. В., Тимошенко Д. В., Черкесов А. А. (2020). Анализ данных многолетних атмосферно-электрических наблюдений на территории Северо-Кавказского региона // Труды ГГО. Вып. 674. С. 75–79.

Гирс С. П. (2008). Влияние электрических характеристик атмосферы на начальную стадию заряжения конвективных облаков / в сб.: 50 лет отделу физики облаков ГГО. — СПб: Астерион. С. 37–45.

Залиханов М. Ч., Хучунаев Б. М., Геккиева С. О., Будаев А. Х. (2023). Экспериментальные исследования льдообразующих свойств кластеров из нанотрубок оксида алюминия // Труды ГГО. Вып. 609. С. 132–143.

Качурин Л. Г. (1990). Физические основы воздействия на атмосферные процессы: Эксперим. физика атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 462 с.

Ланин С. Н., Банных А. А., Власенко Е. В., Виноградов А. Е., Ланина К. С., Левачев С. М. (2017). Адсорбционные свойства оксида алюминия, модифицированного наночастицами Со и СоО // Физикохимия поверхности и защита материалов. № 3. С. 247–254.

Мейсон Б. Дж. (1961). Физика облаков / пер. с англ. Г. Т. Никандровой, В. С. Протопопова; под ред. В. Г. Морачевского, Е. С. Селезневой. — Л.: Гидрометеиздат. 542 с.

Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2004). Результаты теоретических и экспериментальных исследований влияния коронного разряда на электризацию частиц и фазовые переходы воды в облаках (обзор работ ГГО) / в сб.: Вопросы физики облаков. — СПб: Гидрометеиздат. С. 109–123.

Степаненко В. Д., Воробьев Б. М., Громова Т. Н. и др. (1988). Результаты исследований по физике облаков и искусственному регулированию осадков / в сб.: Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова — к 70-летию Советской власти. — Л.: Гидрометеиздат, С. 64–73.

Nanomaterials: Synthesis, Properties and Applications (1998) / A. S. Edelstein, R. C. Cammarata eds. — London: Institute of Physics Publ. 596 p.

Pruppacher H. R. (1963). The effect of an external electric field on the supercooling of water drops // Journal of Geophysical Research. V. 68 (15). P. 4463–4474.

Rau W. (1951). Eiskeimbildung durch dielektrische Polarisation // Z. Naturforsch. A. V. 6. P. 649–657.

Shayeganfar F., Beheshtian J., Shahsavari R. (2018). First-Principles Study of Water Nanotubes Captured Inside Carbon/Boron Nitride Nanotubes // Langmuir. V. 34 (37). P. 11176–11187.

УДК 551.501.777

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ПРОТИВОГРАДОВЫХ РАБОТ В КРАСНОДАРСКОМ КРАЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 20 ЛЕТ

Ж. Ю. Аннаева

Высокогорный геофизический институт
360030 Нальчик, пр. Ленина, 2

High-Mountain Geophysical Institute
360030 Nalchik, Lenin Ave., 2

E-mail: conkordya@mail.ru

Поступила в редакцию 12.04.2024
Поступила после доработки 7.06.2024

Введение

Глобальное изменение климата, включая увеличение средней годовой температуры, вызывает таяние ледников и повышение уровня Мирового океана, приводит к разбалансировке всех природных систем, появлению аномалий температуры и осадков, увеличению частоты опасных природных явлений, таких как град, ураганы, наводнения и засухи. Аномальные природные явления существенным образом влияют на окружающую среду и различные сферы человеческой деятельности.

Град наносит большой материальный ущерб сельскому хозяйству Краснодарского края. Повышенная градоопасность на равнинных территориях и в предгорных районах особенно опасна в период с апреля по сентябрь. В связи с этим особое значение приобретает возможность своевременной организации и проведения противоградовой защиты Военизированными службами (ВС) Росгидромета.

Целью данной работы является обобщение данных о результатах активных воздействий на градовые процессы в Краснодарской ВС Росгидромета за последние 20 лет.

Материалы и методика исследований

Противоградовая защита на территории Краснодарского края осуществляется силами 6 военизированных отрядов, имеющих 6 командных пунктов и 68 пунктов воздействия (рис. 1).

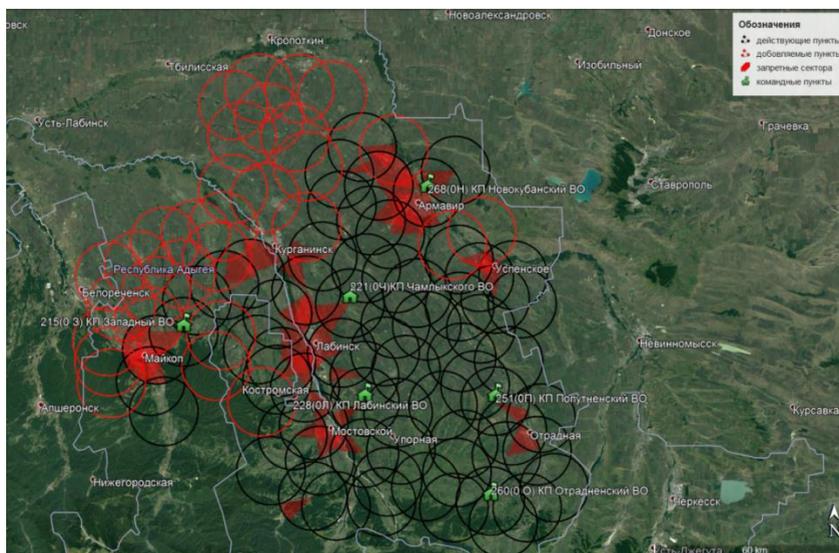


Рис. 1. Размещение пунктов воздействия Краснодарской военизированной службы Росгидромета

Современные отряды Краснодарской ВС для обнаружения градовых и градоопасных облаков используют радиолокационные станции «МРЛ–5», оснащенные автоматизированными системами управления и обработки радиолокационной информации (Шаповалов, 2018), а на пунктах воздействия — противоградовые установки «ТКБ-040» различных модификаций и «Элия–МР». Активные воздействия (АВ) на градовые очаги осуществляются путем внесения реагента в виде йодистого серебра противоградовыми ракетами «Алазань – 6» и «Алазань – 9» (Абшаев и др., 2014).

В результате проведения на территории шести районов Краснодарского края (Лабинского, Мостовского, Отрадненского, Новокубанского, Курганинского и Успенского) и трех районов Республики Адыгеи (Майкопского, Гиагинского и Кошехабльского) противоградовых работ по защите сельхозкультур от градобитий за период с 2000 по 2023 гг. Краснодарской ВС был накоплен обширный материал: телеграммы, акты, справки, уточнения, краткие и годовые отчеты. Вся информация заносилась в электронную базу данных «Материалы по активным воздействиям на градовые процессы» (MSAccess), разработанную научными сотрудниками ФГБУ «Высокогорный геофизический институт» для пополнения информационных ресурсов Госфонда Росгидромета данными по материалам активных воздействий на градовые процессы (Апшаева, 2020). Информация обрабатывалась в конце каждого сезона, при этом рассчитывались параметры, определяющие эффективность работы противоградовой службы (РД 52.37.732-2010.).

Результаты исследования

Краснодарская ВС проводит активные воздействия на облака, которые могут развиваться и перерасти в градовое состояние. К объектам воздействия (ОВ) относятся облака, параметры которых соответствуют критериям воздействия с целью прерывания и предотвращения выпадения града. Выделяют четыре категории ОВ (Абшаев и др., 2014):

- ОВ 1-й категории — вновь развивающаяся потенциально градоопасная конвективная ячейка (КЯ), первое радиоэхо которой зародилось выше уровня изотермы минус 6 °С;
- ОВ 2-й категории — градоопасная КЯ, имеющая тенденцию перерастания в градовую;
- ОВ 3-й категории — градовая КЯ, из которой по радиолокационным данным, выпадает град;
- ОВ 4-й категории — сверхмощная градовая КЯ, приводящая к интенсивному крупномасштабному градобитию.

Данные о количестве засеянных объектов воздействия (по категориям опасности) и количестве израсходованных противорадовых изделий за апрель – сентябрь 2000–2023 гг. приведены в таблице 1.

Таблица 1

**Количество засеянных ОВ и израсходованных ракет
на защищаемой территории Краснодарского края за 2000–2023гг.**

Год	Коэфф. градо-опасности	Общее количество засеянных ОВ	Количество ракет (шт.)	ОВ 1	ОВ 2	ОВ 3	ОВ 4
2000	1,2	309	5095	0	61	178	70
2001	1	364	5535	4	124	157	59
2002	1	308	5061	1	69	175	55
2003	0,7	242	4547	1	48	147	38
2004	1	285	5670	4	45	177	59
2005	1,4	324	5922	0	47	192	85
2006	1	243	4089	6	18	158	61
2007	1	239	6464	7	16	159	57
2008	0,8	233	4503	5	33	157	38
2009	1	256	6377	6	13	194	43
2010	1,3	256	5596	7	12	155	82
2011	1	201	6087	4	7	130	60
2012	1	283	8094	10	8	207	58
2013	0,9	221	7159	2	18	153	48
2014	0,6	177	5698	3	7	138	29
2015	0,8	238	10134	1	13	187	37
2016	0,7	224	8038	9	11	170	34
2017	0,9	204	6279	9	14	148	33
2018	0,7	209	6462	0	15	164	30

Продолжение таблицы 1

Год	Коэфф. градоопасности	Общее количество ОВ	Количество ракет (шт.)	ОВ 1	ОВ 2	ОВ 3	ОВ 4
2019	0,6	188	5739	2	15	148	23
2020	0,6	182	5381	2	7	153	20
2021	1,3	318	8325	5	28	245	40
2022	1	161	4522	2	11	104	44
2023	1	170	5486	3	8	116	43
Суммарное число ОВ за последние 10 лет				36	129	1573	333
Среднее число ОВ за последние 10 лет				4	13	157	33

Градоопасность территории или года — это опасность градобитий на заданной территории или в заданном году, определяемая частотой выпадения града, площадью градобитий, степенью повреждений и нанесенным ущербом.

Коэффициент градоопасности G вычисляют по формулам (Абшаев и др., 2014):

– в год до защиты G_c :

$$G_c = \frac{N_{ci}}{\bar{N}_c}, \quad (1)$$

где N_{ci} и \bar{N}_c — потери сельхозкультур от градобитий до защиты в i -й год и в среднем за весь период наблюдения, соответственно, %;

– в год защиты G_s :

$$G_s = \frac{\sum_{i=1}^4 A_i n_i}{\sum_{i=1}^4 A_i \bar{n}_i} \quad (2)$$

где A_i — весовые коэффициенты для ОВ i -й категории.

Для Северного Кавказа значения A_i рекомендуется принимать равными: $A_1=0,1$; $A_2=0,3$; $A_3=1$; $A_4=5$;

n_i — количество ОВ i -й категории, засеянных в год защиты;

$\bar{n}i$ — среднее многолетнее количество засеянных ОВ i -й категории.

В расчете коэффициента градоопасности сезона 2023 г. данные о количестве засеянных ОВ 1–4 категорий за этот год и данные о среднем числе ОВ по категориям за последние 10 лет взяты из таблицы 1. Подставив соответствующие значения параметров Ai , n_i и $\bar{n}i$ в формулу (2), можно получить коэффициент градоопасности за 2023 г.:

$$Gs = \frac{0,1 \cdot 3 + 0,3 \cdot 8 + 1,0 \cdot 116 + 5,0 \cdot 43}{0,1 \cdot 4 + 0,3 \cdot 13 + 1,0 \cdot 157 + 5,0 \cdot 33} = 1,0226785$$

Сводные данные о количестве дней с градом, площади повреждения сельхозкультур и площади повреждения сельхоз культур в пересчете на 100 % повреждения за рассматриваемый период приведены в таблице 2. Площадь повреждения сельхозкультур и площади повреждения сельхоз культур в пересчете на 100 % повреждения, в 2000–2013 гг. рассчитывались по методике, разработанной ФГБУ «Высокогорный геофизический институт» (РД 52.37.732-2010, 2010).

Площадь градобития в пересчете на 100 % повреждения S_{100} (га) вычисляются по формуле:

$$S_{100} = \sum_{i=1}^l \frac{KiSpi}{100\%}, \quad (3)$$

где l — число сельхозкультур, занимающих не менее 1 % площади защищаемой территории;

Ki — степень повреждения i -й культуры, %;

Spi — площадь повреждения i -й культуры, га.

За последние 20 лет общее количество засеянных ОВ на защищаемой территории Краснодарского края заметно снизилось (рис. 2). При этом площадь повреждения сельхозкультур в пересчете на 100 % от года к году колеблется в широких пределах и несколько снижается (рис. 3). Отчасти это объясняется ростом количества подвергшихся засеву ОВ 3–4 категории (рис. 4), которые приводят к опасным градобитиям на защищаемой территории Краснодарского края.

Таблица 2

**Количество дней с градом и площадь повреждения с/х культур
на защищаемой территории Краснодарского края в период 2000-2023 гг.**

Год	Количество дней			Площадь	
	с градом	с ущербом	без ущерба	повреж- денных с/х культур, га	с/х культур в пересчете на 100%, га
2000	29	7	22	12433	7772
2001	37	4	33	27161	14979
2002	38	7	31	7461	2767
2003	36	7	29	6098	2814
2004	30	13	17	24822	15245
2005	32	8	24	9733	5013
2006	33	3	30	14841	8315
2007	33	10	23	5519	1721
2008	37	7	30	8412	3812
2009	40	13	27	42081	20335
2010	38	10	28	23826	12345
2011	32	7	25	17772	7145
2012	51	12	39	31936	17743
2013	40	15	25	36297	13378
2014	38	15	23	14935	6156
2015	37	11	26	37551	15651
2016	38	9	29	19340	3705
2017	28	7	21	19256	5931,5
2018	42	12	30	24682	6725
2019	28	12	16	23959	7220
2020	33	17	16	50083	14945
2021	48	11	37	12329	3910
2022	30	10	20	8589	2439
2023	35	14	21	19095	6323

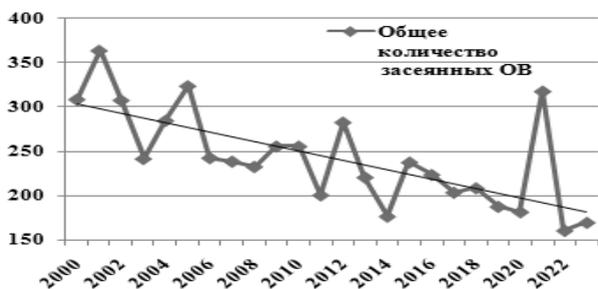


Рис. 2. Общее количество ОВ по результатам противоградовой защиты Краснодарской ВС



Рис. 3. Изменение площади повреждения сельхозкультур в пересчете на 100 % в период 2000–2023 гг.

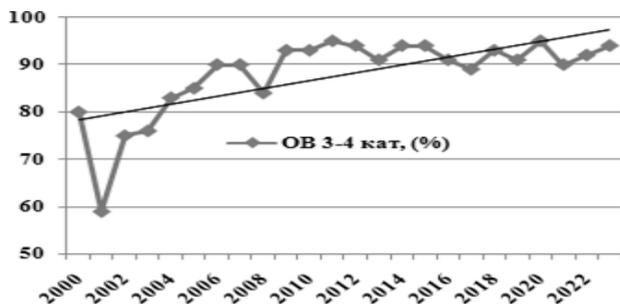


Рис. 4. Доля (%) ОВ 3–4 категории в общем числе ОВ в период 2000–2023 гг.

По сложившейся практике противогородовые службы в целях экономии ракет производят воздействие на ОВ 1–2 категорий только в случае развития мощного многоячейкового градового процесса. Во всех других случаях из-за высокой вероятности саморазрушения ячеек воздействие на них не производится. Поэтому характер изменения процента засеянных ОВ 1–2 категории относительно общего числа засеянных ОВ по результатам противогородовой защиты Краснодарской ВС в сезонах 2000–2023 гг. имеет устойчивую тенденцию к снижению (рис. 5)

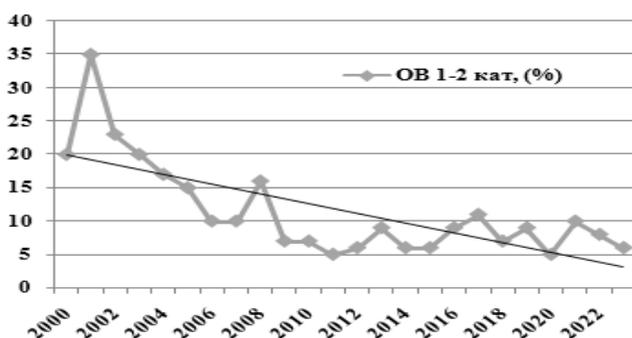


Рис. 5. Доля (%) ОВ 1–2 категории в общем числе ОВ, на которые производились воздействия в период 2000–2023 гг.

Заключение

Развитие предпринимательской деятельности и рост числа частных производителей сельскохозяйственной продукции существенным образом повлияло на увеличение защищаемой территории Краснодарского края. За период с 2000 по 2023 гг. площадь сельскохозяйственных культур в регионе увеличилась на 22 % и составила 716,8 тыс. га, а защищаемая Краснодарской ВС территория возросла на 18 % и достигла 912,2 тыс. га.

В результате обобщения результатов активных воздействий Краснодарской ВС на градовые процессы были получены данные о годовом и максимальном количестве дней с градом (с повреждениями

и без). Максимальное количество градовых дней (51 случай, из них 12 с ущербом) было зафиксировано в сезоне 2012 г. При этом среднее годовое количество дней с градом за период с 2000 по 2023 гг. составляет 36 случаев, из них на защищаемой территории Краснодарской ВС только в 27 % случаев был зафиксирован ущерб.

Повышенная градоопасность с коэффициентом 1,3...1,4 отмечалась в сезонах 2005, 2010 и 2021 гг. В среднем на защиту сельхозкультур в период 2000–2023 гг. Краснодарской ВС ежегодно расходовалось около 6094 противорадовых ракет. Среднегодовая площадь повреждения градом в пересчете на 100 % повреждения в рассматриваемый период составляла около 8,6 тыс. га.

Выявленные особенности в изменении градоопасности на территории Краснодарского края помогут в дальнейшем проводить оценку эффективности воздействия на градовые процессы не только на территории Краснодарского края, но и в других субъектах Российской Федерации, где в настоящее время проводится защита сельскохозяйственных культур от градобитий (Малкарова, 2004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Шаповалов В. А., Шаповалов А. В. (2018) Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2018616759 Российская Федерация от 06.06.2018 / Программа для сбора и передачи на центральный сервер радиолокационной информации с метеорадиолокаторов служб "АПК-11-ВГИ" № 2018613716

Абшаев А. М., Абшаев М. Т., Бареева М. В., Малкарова А. М. (2014). Руководство по организации и проведению противорадовых работ. — Нальчик: Печатный двор. 508 с.

Аппаева Ж. Ю., Березинский И. Н., Геккиева Ж. М. (2020) Свидетельство о государственной регистрации базы данных «Материалы по активным воздействиям на градовые процессы». № 2020620587.

РД 52.37.732-2010. (2010). Методы оценки эффективности активного воздействия на градовые процессы и порядок отчетности о проведении ПГЗ — Нальчик: Изд. «Эльбрус». 48 с.

Малкарова А. М. (2004). Методы и результаты оценки эффективности активных воздействий на градовые процессы // В сб.: Вопросы физики облаков. Облака, осадки и грозное электричество. — СПб: Гидрометеиздат. С. 222–241.

СОКОЛЕНКО ЛЮДМИЛА ГЕННАДЬЕВНА

К 75-летию со дня рождения



19 мая 2024 года исполнилось 75 лет старшему научному сотруднику Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова Соколенко Людмиле Геннадьевне.

Свой трудовой путь в ГГО Людмила Геннадьевна начала в 1966 году сразу после окончания средней школы, совмещая работу с обучением в Ленинградском политехническом институте имени М. И. Калинина (ныне Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого).

В отделе атмосферного электричества под руководством Я. М. Шварца Л. Г. Соколенко занималась изучением электропроводности воздуха в атмосфере. При ее активном участии был создан специализированный прибор «Электропроводность-2»:

проведены подготовительные поисковые исследования, разработана конструкторская документация, подготовлены техническое описание, руководство по эксплуатации и методические указания по поверке, осуществлен запуск прибора в серию. Авторский надзор за его изготовлением также осуществляла Людмила Геннадьевна. Впоследствии «Электропроводность-2» был успешно внедрен на сеть атмосферно-электрических станций страны.

В 1977–1978 годах совместно со специалистами Тартуского государственного университета Людмила Геннадьевна участвовала в измерениях электрических характеристик атмосферы на о. Вильсанди (Эстонская ССР) и метеостанции Шаджатмаз (Северный Кавказ) — месте предполагаемого размещения фоновой станции Новопятигорск.

Л. Г. Соколенко лично готовила аппаратуру для организации наблюдений за электрической проводимостью воздуха на станции «Мирный» в Антарктиде.



С коллегами во время экспедиции на о. Вильсанди.
Слева направо: Л. Г. Соколенко, Я. М. Шварц, Г. И. Ваюшина



Л. Г. Соколенко с супругом и сыновьями во время командировки на Кубу

Позднее Людмила Геннадьевна внесла весомый вклад в разработку, испытания и внедрение аспирационного счетчика ионов АСИ-1, который был зарегистрирован в Госреестре средств измерений в 1986 году.

В рамках советско-кубинского сотрудничества Л. Г. Соколенко была командирована на о. Куба для организации наблюдений за электрическими характеристиками атмосферы (ЭХА). Полученные результаты позволили ей провести исследование характеристик атмосферного электричества в тропической зоне.

В трудные 1990-е – 2000-е годы она осталась верна ГГО, продолжив свою деятельность по научно-методическому руководству изрядно сократившейся сети станций наблюдения за ЭХА. В это же время Л. Г. Соколенко активно включилась в работы по созданию макета первого в России автоматизированного комплекса для измерения ЭХА.

В период выполнения федеральной целевой программы «Геофизика» Людмила Геннадьевна взяла на себя ответственность по руководству пятью государственными контрактами в рамках данной программы, а также стала координатором работ по этой ФЦП, осуществляя взаимодействие НИУ и УГМС с управлениями-кураторами Росгидромета. При ее непосредственном участии был создан атмосферно-электрический измерительный комплекс, которым впоследствии были переоснащены станции атмосферно-электрической сети, а также разработан программно-технический комплекс мониторинга геофизической обстановки на территории Российской Федерации и организован Центр мониторинга геофизической обстановки «Тропосфера».

Вклад Л. Г. Соколенко в дело расширения атмосферно-электрической сети невозможно переоценить. Благодаря ее упорству и целеустремленности число станций наблюдений за ЭХА возросло с четырех до девяти, из которых три расположены в Арктической зоне Российской Арктики. Информация о ЭХА ежегодно представляется в «Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации» и «Обзор фоновое состояние окружающей природной среды на территории стран СНГ», где Людмила Геннадьевна —

бесценный автор разделов об электрических характеристиках приземного слоя атмосферы.

Под руководством Л. Г. Соколенко разработан и внедрен на сеть руководящий документ РД 52.04.168-2017 «Наблюдения за атмосферным электричеством с использованием автоматизированных средств измерений», а также проведена аттестация калибраторов для поверки сетевых средств измерений напряженности электрического поля атмосферы и полярных электрических проводимостей воздуха, которые были утверждены Росстандартом.



Л. Г. Соколенко на VII Всероссийском метеорологическом съезде, Санкт-Петербург, 2014 г.

В настоящее время Людмила Геннадьевна является ответственным исполнителем тем плана НИТР и ОНР Росгидромета и осуществляет руководство научно-методическими работами в части обеспечения функционирования атмосферно-электрической сети Росгидромета и актуализации банка данных «Атмосферное электричество».

За годы работы в ГГО Людмила Геннадьевна прошла путь от старшего техника до заместителя начальника отдела. Она и сейчас продолжает трудиться, внося большой личный вклад в организацию и повышение эффективности работ ГГО по поддержанию государственной системы геофизического мониторинга.

Своим трудолюбием, инициативностью, квалифицированным и ответственным отношением к работе Людмила Геннадьевна подает пример вновь приходящим молодым сотрудникам.



Л.Г.Соколенко с коллегами.
Воейково. Май 2024 г.

Научные достижения Л.Г. Соколенко отражены в десятках статей, опубликованных в журналах и монографиях, а также неоднократно представлялись в докладах на различных конференциях и симпозиумах.

Л. Г. Соколенко имеет более 20 наград, в том числе медаль «Ветеран труда» (1990), Почетную грамоту Росгидромета (1999), Нагрудный знак «Почетный работник Гидрометеослужбы России» (2004), Почетную грамоту Минприроды (2009).

Коллектив Главной геофизической обсерватории от всей души поздравляет Людмилу Геннадьевну с юбилеем! Желает ей здоровья, неиссякаемой энергии, долгих лет жизни и дальнейших успехов в работе.

УДК 551.581.1

Усовершенствованная схема тепло- и влагообмена суши с атмосферой для моделей регионального климата ГГО. Козлов А. В., Павлова Т. В., Школьник И. М. Труды ГГО. 2024. Вып. 613. С. 6–75.

Приводится описание усовершенствованной схемы параметризации процессов в системе «атмосфера-суша-криосфера» — компонента модульной системы моделирования и прогнозирования регионального климата. Верификация схемы проводится с помощью локального моделирования характеристик деятельного слоя суши в автономном режиме на основе протокола международного проекта ESM-SnowMIP. Результаты расчетов динамики снегозапаса, температуры поверхности, температуры почвы и альбедо поверхности с помощью новой схемы удовлетворительно согласуются с результатами тех моделей ESM-SnowMIP, которые описывают указанные характеристики со сравнительно небольшими ошибками.

Ключевые слова: климат, взаимодействие суши и атмосферы, климатическая модель, снег, деятельный слой почвы

Таб. 7. Ил. 9. Библ. 74.

УДК 551.588.7

Оценка антропогенного потока тепла в течение отопительного периода в городах Российской Федерации с населением не менее полумиллиона человек. Фролькис В. А., Евсиков И. А. Труды ГГО. 2024. Вып. 613. С. 76–133.

На основе данных из открытой веб-картографической платформы OpenStreetMap и сайта Яндекс Карты построены геометрических моделей застройки 37 крупнейших городов России. Рассчитаны площади ограждающих конструкций и объемы зданий. Приведены оценки антропогенного потока тепла (АПТ) в течение отопительного периода, которые получены в предположении, что городские здания удовлетворяют строительным нормам, предъявляемым к теплофизическим свойствам ограждающих конструкций. АПТ также зависит от разности между внутренней и внешней температурами воздуха. Рассмотрены два алгоритма вычисления АПТ. Первый алгоритм использует понятие базового значения требуемого сопротивления теплопередаче ограждающей конструкции, второй – расчетное значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания. Оценивается АПТ с территории города в рамках административных границ и с урбанизированной территории, которая определяется многоэтажной застройкой. Антропогенная энергия за отопительный период с территории Москвы находится в интервале 132,1–294,4 ПДж, для Санкт-Петербурга в диапазоне 79,3–171,7 ПДж, для городов с населением не менее миллиона от 13,5–20,6 до 29,7–70,7 ПДж, а для остальных от 3,94–4,73 до 16,6–38,3 ПДж по обоим алгоритмам. Приведены карты пространственного распределения плотности АПТ.

Ключевые слова: антропогенный поток тепла, карты распределения антропогенного потока тепла, характеристики отопительного периода, административная и урбанизированная территория

Таб. 12. Ил. 9. Библ. 25.

УДК 551.510

К расчету рассеивания в атмосфере выбросов загрязняющих веществ от движущихся источников. Генихович Е. Л. Труды ГГО. 2024. Вып. 613. С 134–155.

В статье обсуждается задача о распространении в атмосфере выбросов от нестационарных, в том числе, движущихся точечных источников. Для иллюстрации характера зависимости нестационарного поля концентраций от пространственных координат и времени приведено аналитическое решение нестационарного уравнения атмосферной диффузии, опубликованное И.А. Кротовой в 1984 г. Рассмотрены возможности сведения нестационарной задачи об определении поля концентраций ЗВ к стационарной задаче определения поля накопленной дозы, которой, в свою очередь, соответствует задача о стационарной диффузии ЗВ. Описан способ вывода формулы для расчета рассеивания выбросов от движущегося источника, включенной в действующий нормативно-методический документ «Методы расчетов рассеивания выбросов вредных (загрязняющих) веществ в атмосферном воздухе». С критических позиций рассмотрены положения опубликованной в Трудах ГГО статьи А.Д. Зива «Эффективные схемы расчета максимальных разовых концентраций при нестационарности и асинхронности выбросов источников и с учетом движущихся источников».

Ключевые слова: загрязнение воздуха, моделирование, расчет рассеивания, стационарный источник, нестационарный источник, движущийся источник, уравнение атмосферной диффузии концентрация, доза
Библ. 19.

УДК 551.594

Исследования пространственно-временной электрической структуры турбулентного приземного слоя. Тимошенко Д. В., Куповых Г. В. Труды ГГО. 2024. Вып. 613. С. 156–168.

Приведены результаты моделирования пространственно-временной электрической структуры приземного слоя в приближении турбулентного электродного эффекта. В качестве исследуемых характеристик выступает электрическое поле и плотность тока, а в роли параметров модели выступают проводимость воздуха, коэффициент турбулентного перемешивания, характерный масштаб электродного слоя. Как следствие воздействия глобальной унитарной вариации потенциала ионосферы построены суточные изменения профилей напряжённости электрического поля, турбулентного тока и тока проводимости в приземном слое и исследованы их зависимость от степени турбулентного перемешивания в атмосфере.

Ключевые слова: турбулентный приземный слой, электрическое поле, глобальная унитарная вариация, ток проводимости, турбулентный ток.

Таб. 3. Ил. 7. Библ. 14.

УДК 551.509.617

Исследование влияния электрического поля на льдообразующую эффективность кластеров, образующихся при возгонке алюминия в условиях высокой относительной влажности. Залиханов М. Ч., Хучунаев Б. М., Геккиева С. О, Будаев А. Х. Труды ГГО. 2024. Вып. 613. С. 169–177.

Представлены результаты исследования влияния электрического поля на льдообразующую эффективность кластеров оксида алюминия, образующихся при возгонке алюминия в присутствии водяного пара, при напряженности электрического поля от 0 до 3000 В/см в температурном диапазоне от –3 до –12 °С. Получено, что с ростом напряженности электрического поля удельный выход частиц оксида алюминия возрастает, достигая максимальных значений до 10^{12} г^{-1} при температуре от –8 до –12 °С.

Практическая направленность работы состоит в повышении эффективности пиротехнических составов, используемых в противоголовых изделиях типа «Алазань-6» и «Алазань-9».

Ключевые слова: активные воздействия, пиротехнический состав, реагент, льдообразующие частицы, алюминий, оксид алюминия, кластеры, нанотрубки, электрическое поле.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 13.

УДК 551.501.777

Анализ результатов противоголовых работ в Краснодарском крае за последние 20 лет. Аппаева Ж. Ю. Труды ГГО. 2024. Вып. 613. С. 178–188.

На основе собранных и обработанных данных о выпадении града в Краснодарском крае в период 2000–2023 гг. приведены результаты среднегодового и максимального количества дней в году с градом (с повреждениями и без), среднегодовой площади повреждения градом в пересчете на 100 % повреждения, среднегодового процента засеянных объектов воздействия различных категорий и количества выпущенных противоголовых ракет, а также рассчитан коэффициент градоопасности каждого сезона (апрель–сентябрь) в рассматриваемый период.

Ключевые слова: противоголовая защита, градоопасность, объекты воздействия, площадь повреждения, ущерб от градобития.

Ил. 5. Таб. 2. Библ. 5.

Estimation of anthropogenic heat flux during the heating period in cities of Improved scheme of heat and moisture exchange between land and atmosphere for MGO regional climate models. Kozlov A. V., Pavlova T. V., Shkolnik I. M. Proceedings of the GGO. 2024. V. 613. P. 6–75.

An improved parametrization scheme of the processes in “atmosphere-land-cryosphere” system as a component of the modular system of regional climate modeling and projection is described. Verification is carried out through simulations in a stand-alone mode based on the ESM-SnowMIP protocol. The results of modeling snow mass dynamics, surface air and soil temperature as well as surface albedo are in agreement with that of ESM-SnowMIP models that describe the above characteristics with relatively small errors.

Keywords: climate, land–atmosphere interaction, climate model, snow, soil active layer

Tab. 7. Fig. 10. Ref. 74

Estimation of anthropogenic heat flux during the heating period in cities of the Russian Federation with a population of at least half a million.
Frolkis V. A., Evsikov I. A. Proceedings of the GGO. 2024. V. 613. P.76–133..

Based on data from the open web platform OpenStreetMap and the Yandex Maps website, geometric models of the development of 37 largest cities in Russia were constructed. The areas of enclosing structures and the volumes of buildings are calculated. Estimates of anthropogenic heat flux (AHF) during the heating season are given, which were obtained under the assumption that urban buildings meet building standards for the thermophysical properties of enclosing structures. AHF also depends on the difference between the internal and external air temperatures. Two algorithms for calculating the AHF are considered. The first algorithm uses the concept of the basic value of the re-quired resistance to heat transfer of the enclosing structure; the second is the calculated value of the specific characteristic of the consumption of thermal energy for heating and ventilation of the building. The AHF is assessed from the territory of the city within the administrative boundaries and from the urbanized territory, which is determined by multistorey buildings. Anthropogenic energy during the heating season from the territory of Moscow is in the range of 132.1–294.4 (PJ), for St. Petersburg in the range of 79.3–171.7 (PJ), for cities with a population of at least a million from 13.5–20.6 to 29.7–70.7 (PJ), and for the rest from 3.94–4.7 to 16.6–38.3 (PJ) by both algorithms. Maps of the spatial distribution of AHF density are presented.

Keywords: anthropogenic heat flux, characteristics of the heating period, anthropogenic heat flux distribution maps, administrative and urbanized territory

Tab. 12. Fig. 9. Ref. 25.

On modeling dispersion of atmospheric pollutants from moving sources.

Genikhovich E. L. Proceedings of the MGO. 2024. V. 613. P. 134–155.

In this paper, I discuss the problem of atmospheric diffusion of the emissions from moving and other non-stationary sources. I use the analytical solution of the non-stationary advection-diffusion equation derived in 1984 by I.A. Krotova to illustrate the characteristic features of the non-stationary concentration distribution in space and time. I also discuss an approach based on transformation of the non-stationary problem of defining pollutant distribution into a stationary problem of determining the accumulated dose of pollutants. Finally, I describe the method of derivation of the formula for quantifying the dispersion of the pollutants from a moving source, which is included in the current national guideline “Methods for calculating the dispersion of atmospheric pollutants”, and critically discuss the paper “Effective ways of calculating maximum instant concentrations under the conditions of non-stationary and asynchronous emissions and moving emission sources” published by A.D. Ziv in the same issue of the Proceedings of the MGO.

Keywords: Air pollution, modeling, dispersion calculations, stationary source, non-stationary source, moving source, advection-diffusion equation, concentration, dose

Ref. 19.

The turbulent surface layer spatiotemporal electrical structure research.

Timoshenko D. V., Kupovykh G. V. Proceedings of the GGO. 2024. V. 613. P. 156–168.

The paper presents the surface layer spatiotemporal electrical structure in the turbulent electrode effect approximation modeling results. The characteristics under study are the electric field and current density, and the model parameters are air conductivity, turbulent mixing coefficient, and the characteristic scale of the electrode layer. As a result of the ionospheric potential global unitary variation the influence, daily changes in the profiles of electric field strength, turbulent current and conduction current in the surface layer are constructed and their dependence on the degree of turbulent mixing in the atmosphere is investigated.

Keywords: turbulent surface layer, electric field, global unitary variation, conduction current, turbulent current.

Tab. 3. Fig. 7. Ref. 14.

Investigation of the effect of an electric field on the ice-forming efficiency of clusters formed during aluminum sublimation in conditions of high relative humidity. Zalikhanov M. Ch., Khuchunaev B. M., Gekkiewa S. O., Budaev A. Kh. Proceedings of the GGO. 2024. V. 613. P. 169–177.

This article presents the results of a study of the effect of an electric field on the ice-forming efficiency of aluminum oxide clusters formed during the sublimation of aluminum in the presence of water vapor, at an electric field strength of 0 to 3000 V/cm in the temperature range from -3 to -12 °C. It was found that with an increase in the electric field strength, the specific yield of aluminum oxide particles increases, reaching maximum values of up to 10^{12} g⁻¹ at a temperature of -8 to -12 °C. The practical focus of the work is to increase the efficiency of pyrotechnic compositions used in anti-hail products such as "Alazan-6" and "Alazan-9".

Keywords: active effects, pyrotechnic composition, reagent, ice-forming particles, aluminum, aluminum oxide, clusters, nanotubes, electric field.

Tab.1. Fig.3. Ref. 13.

Analysis of the results of anti-hail works in the Krasnodar Territory over the past 20 years. Appaeva Zh. Yu. Proceedings of MGO. 2024. V. 613. P. 178–188.

Based on the collected and processed data on hail in the Krasnodar Territory in the period 2000-2023, the results of the average annual and maximum number of days per year with hail (with and without damage), the average annual area of hail damage in terms of 100% damage, the average annual percentage of seeded impact sites of various categories and the number of anti-hail missiles fired, as well as the coefficient of hail hazard of each season (April-September) in the period under review is calculated.

Keywords: hail protection, hail hazard, impact objects, damage area, hail damage.

Fig. 5. Tab. 2. Ref. 5.

**Сборник научных трудов
Труды ГГО. Вып. 613**

Подписано в печать 07.11.24. Формат 60x84/16. Бумага офсетная.

Печать офсетная. Печ. л. 12,375. Тираж 300 экз. Заказ №2355.

Изготовлено в ООО «Д'АРТ».

195009, Санкт-Петербург, вн. тер. г. МО Финляндский

ул. Михайлова, д.11, лит.С, пом. 37-Н