



# ENVIRO MIS'2024

INTERNATIONAL  
CONFERENCE

on Environmental  
Observations, Modeling  
and Information Systems

July 01–06, 2024,  
Tomsk, Russia

МЕЖДУНАРОДНАЯ  
КОНФЕРЕНЦИЯ

по измерениям, моделированию  
и информационным системам  
для изучения окружающей среды

01–06 июля 2024 года,  
Томск, Россия

SELECTED PAPERS

## **ENVIROMIS 2024** organizers

Institute of Monitoring of Climatic  
and Ecological Systems SB RAS

G.I. Marchuk Institute of Numerical  
Mathematics RA

Moscow Center of Fundamental  
and Applied Mathematics

MSU Research Computing Center

Scientific Council of the Russian Academy  
of Sciences on the Problems of the Earth

Future Earth and NEFI programs

## Организаторы **ENVIROMIS 2024**

Институт мониторинга климатических и экологи-  
ческих систем СО РАН

Институт вычислительной математики  
им. Г.И. Марчука РАН

Научно-исследовательский вычислительный  
центр МГУ

Московский центр фундаментальной  
и прикладной математики

При содействии Научного совета РАН  
по проблемам климата Земли,  
координирующего соответствующие  
фундаментальные и поисковые научные  
исследования РАН,  
Сибирского отделения РАН,  
Российского национального комитета  
Международной программы «Будущее Земли»  
и программы NEFI.

© ИМКЭС СО РАН 2024

ISBN 978-5-89702-497-1

# СЕКЦИЯ

## Мониторинг климатических изменений в Северной Евразии

## Об изменении характеристик азиатского антициклона в современный период

Кижнер Л.И.

Национальный исследовательский Томский  
государственный университет, Томск, Россия  
E-mail: kdm@mail.tsu.ru

### ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Атмосферное давление – одна из важнейших характеристик состояния атмосферы. Давление воздуха отражает положение барических образований на большой территории, определяет скорость, направление ветра, адвекцию воздуха и тем самым возможное изменение температуры воздуха; давление воздуха определяет в конечном счете погоду на разных территориях, а его изменение во времени – изменение погодных условий.

В связи с тем, что азиатский (сибирский) антициклон в течение продолжительного времени (сентябрь – апрель) определяет погодные и климатические аномалии, а также влияет на уровень загрязнения приземного слоя атмосферы над огромной территорией Сибири, Урала и восточной Европы, актуальным является исследование современных тенденций изменения интенсивности антициклона и его возможного влияния на климат и экологию больших регионов.

Работа посвящена оценке некоторых характеристик азиатского антициклона за последние 60 лет наблюдений – с 1961 по 2020 гг. В связи с наиболее сильным влиянием его на атмосферные процессы зимой исследование выполнено для января, при этом для получения сведений о пространственном распределении атмосферного давления и сравнения результатов измерений на разных станциях использовалось приведенное давление к уровню моря.

Азиатский антициклон является сезонным центром действия атмосферы, образование которого связано с интенсивным охлаждением внутренних районов материков в зимний сезон.

Антициклон является одним из важных звеньев общей циркуляции атмосферы, которая определяется распределением атмосферного давления над Земным шаром. Азиатский антициклон определяет зимний режим атмосферного давления, при котором большая часть территории России, и особенно азиатская, находится под его влиянием. Его формированию, помимо резкого выхолаживания подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха (особенно после установления отрицательного радиационного баланса и появления снежного покрова), способствуют также динамические факторы и орографические условия [1, 2].

Антициклоны, включая азиатский, охватывают значительные площади, медленно разрушаются, передвигаются с малой скоростью, иногда долго задерживаются на одном месте. Антициклоны развиваются обычно в однородной воздушной массе, поэтому фронты в них отсутствуют. Суточный ход температуры в антициклоне выражен резко, особенно летом, так как из-за отсутствия облаков поверхность земли днем сильно нагревается, а ночью остывает, излучая тепло [3].

Своей максимальной интенсивности азиатский антициклон достигает в январе, центр его находится на юге Сибири в Тувинской котловине, где среднемесячное давление превышает 1045 гПа. Он обуславливает высокое давление (1020-1025 гПа) и на юго-востоке европейской части России. Холодный и сухой воздух поступает сюда из Западной Сибири и Казахстана.

Область высокого давления начинает формироваться осенью, начиная с сентября, в связи с уменьшением притока тепла. В октябре над районами Горного Алтая, Западных Саян давление превышает 1025 гПа. С ноября по март антициклон усиливается с 1030 до 1041 гПа, достигая наибольшей активности в январе. К февралю давление незначительно падает, от февраля к марту происходит уменьшение давления еще на 12 гПа. По меридиану от сезона к сезону центр данного ЦДА смещается слабо. В ноябре – январе центр зимнего азиатского антициклона занимает устойчивое положение на 50° с.ш., в феврале продвигается на 2° к югу, но в марте опять поднимается до 50-ой параллели. Наиболее сильные отклонения вдоль круга широты имеют место в феврале, когда сибирский максимум продвигается к западу на 8° [4].

Весной отмечается перестройка поля давления. По мере прогревания материка азиатский антициклон ослабевает и постепенно исчезает. Летом, в связи с нагреванием материка, давление воздуха резко понижается, и над территорией России образуется обширная область термической депрессии. В Тувинской котловине летом вследствие интенсивного прогревания давление снижается до 1005 гПа.

Максимальная годовая амплитуда давления воздуха на уровне моря отмечается в центре антициклона, Тувинской котловине, и составляет 45 гПа. В районе господства азиатского антициклона отмечается континентальный тип годового хода давления воздуха с минимумом летом (июль) и максимумом зимой (январь).

По климатической карте давления воздуха на уровне моря в январе центр этого барического образования располагается на широте 50° с.ш. и 90-95° в.д. [2].

## ВЛИЯНИЕ АНТИЦИКЛОНА НА ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ, МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ. ИЗМЕНЕНИЕ МОЩНОСТИ АНТИЦИКЛОНА ВО ВРЕМЕНИ

Состояние, расположение, динамика азиатского антициклона как зимнего континентального центра действия атмосферы напрямую определяет погоду зимой на огромных территориях. Он приносит очень морозную малооблачную и, следовательно, малоснежную погоду. Метеорологические условия в зоне влияния антициклона на исследуемой территории характеризуются преобладающим влиянием штилей (54 %) и слабого ветра, значительной изменчивостью атмосферного давления и сравнительно низким влагосодержанием атмосферы, что способствует длительному сохранению повышенных уровней загрязнения атмосферного воздуха [1].

Чаще всего он определяет погодные, климатические и экологические условия большей части территории России, и особенно азиатской части, включая Прибайкалье и Забайкалье, в холодный период года. Иногда антициклон участвует в формировании погоды и Западной Европы, что тоже провоцирует аномалии и экстремальные температуры. В районах, где его влияние уменьшается, отмечается мягкая и снежная зима. Как примеры, можно привести сообщения [5]: «Зимой 2011-2012 годов антициклон распался на два фрагмента, названные Купер и Дитер. При этом Дитер перевалил через Урал и сместился на Центральную Европу, вызвав аномальные морозы. В ноябре 2016 года антициклон двинулся на юго-запад, вызвав аномальные морозы на Юге Западной Сибири, в Казахстане, Центральной Азии, и закончил свой путь над Саудовской Аравией, вызвав там аномальное похолодание и снег. После этого в Сибири в течение декабря 2016 и января 2017 года была аномально теплая погода с сильными снегопадами (местами количество выпавшего снега превысило норму в 2-3 раза) и метелями».

Зимний Азиатский антициклон, являясь сезонным барическим образованием, тем не менее, органически связан со всеми подобными циркуляционными системами Северного полушария. Антициклон оказывает влияние на интенсивность центров действия атмосферы Северной Атлантики и северной части Тихого океана [6, 4].

Один из очагов антициклона [1] находится над Западной Сибирью [7] и определяет погодные условия этого региона.

Современные тенденции азиатского антициклона были оценены разными исследователями. В [8] показано, что в долговременных вариациях интенсивности антициклона с 70-х гг. по начало 2000-х обнаружено повышение атмосферного давления в сентябре и некоторое понижение в зимний период. В [1], по данным реанализа NCEP/NCAR за 1948–2017 гг. по значениям геопотенциала в центре антициклона на уровне изобарической поверхности 1000 гПа показано, что наблюдается его ослабление в зим-



ние месяцы на фоне преобладающей адвекции тепла при усилении вклада потоков южной составляющей в нижней и средней тропосфере. Наблюдаемые тенденции тесно согласуются с ослаблением Канадского антициклона, т.е. носят крупномасштабный характер на фоне наблюдаемого потепления в высоких и умеренных широтах Северного полушария.

В работе С.В. Морозовой [4] на основе анализа синоптических бюллетеней северного полушария за период с 1950 до 2010 гг. было получено, что в период «волны потепления» (1974-2010 гг.) центр антициклона сместился на 6° к западу, а давление в его центре увеличилось на 7 гПа (с 1039 до 1046 гПа) по сравнению с предыдущим периодом – «периодом стабилизации климата» (1950-1973 гг.). В работе отмечено также ослабление его влияния в 1980-1990-е гг. на северо-восток России. Указывается также, что усиление антициклона связано с уменьшением занимаемой им площади.

В [7] отмечена тенденция ослабления азиатского антициклона к концу XX столетия, что проявилось в уменьшении давления в центре антициклонов, образовавшихся над Тувой, Алтаем и Монголией, на 10 гПа.

Однако, при изменении характеристик поля давления от года к году, зимний азиатский антициклон показал устойчивое положение на протяжении длительного периода (1949-2018 гг.) – его центр находится на широте 50-51 ° с. ш. и 90 ° в.д. [6].

Таким образом, научные результаты, полученные разными авторами, показывают, что азиатский антициклон претерпевает определенные климатические изменения (в большинстве случаев – на уровне тенденций), а по характеру его изменения они достаточно противоречивы. В целом можно обобщить, что имеется тенденция ослабления антициклона в конце XX века по его влиянию на Западную Сибирь и северо-восточные регионы Сибири.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, ОБРАБОТКА И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

В работе использованы результаты ежемесячных значений давления на уровне моря за январь месяц на станциях Сибири, имеющихся в архиве ВНИИГМИ – МЦД ([meteo.ru](http://meteo.ru)) с 1961 по 2020 гг. (доступ к данным – <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/index0.xhtml>). Было выбрано 15 станций, расположенных на территории РФ вблизи центра азиатского антициклона и на различных расстояниях от него, до 2 тысяч км. Список станций дан в таблице 1.

**Таблица 1.** Станции, данные которых использовались при оценке климатических изменений поля давления в районе азиатского антициклона.

№	Название	Градусы, минуты с.ш.	Градусы, минуты в.д.	Высота над ур. моря, м
1.	Абакан	53°46′	91°19′	254
2.	Агата	66°53′	93°28′	277
3.	Байкит	61°40′	96°22′	247
4.	Барнаул	53°26′	83°31′	183
5.	Богучаны	58°23′	97°27′	131
6.	Камень-на-Оби	53°49′	81°16′	127
7.	Кузедеево	53°20′	87°11′	293
8.	Кыра	49°34′	111°58′	907
9.	Кяхта	50°22′	106°27′	791
10.	Минусинск	53°43′	91°42′	254
11.	Северо-Енисейский	60°23′	93°02′	513
12.	Сосновка	51°09′	94°31′	947
13.	Тунка	51°44′	102°32′	720
14.	Улан-Удэ	51°50′	107°36′	514
15.	Цакир	50°26′	103°36′	984

Таким образом, станции располагались на территории от юго-восточной части Западной Сибири до южной части восточной Сибири с размахом 16° по широте и 31° по долготе.

Для оценки климатических изменений поля давления в антициклоне весь период был разделен на два 30-летних периода – 1961-1990 и 1991-2020 гг.

В работе использован метод автокорреляционного анализа применительно к полю давления на уровне моря в районе антициклона. Метод, его преимущества, недостатки, а также некоторые результаты его применения для оценки горизонтальной структуры метеополей описаны в монографии [9]. Для поля давления на уровне моря, являющегося квазиоднородным и не зависящим от подстилающей поверхности, метод может быть использован.

Метод предполагает расчет корреляционной и структурной функций. Исходя из их определения, эти функции взаимосвязаны [9, 10].

Корреляционная функция  $\mu_p(i, k)$  – для каждой пары точек (станций) в пространстве  $i, k$  дает коэффициент корреляции величины давления  $P$ :

$$\mu_p(i, k) = \frac{m_p(i, k)}{S_p(i) \cdot S_p(k)}, \quad (1)$$

где  $m_p(i, k) = (P_i - P_{ic}) \cdot (P_k - P_{kc})$  – ковариационная функция давления (индекс “с” обозначает осреднение по каждому временному периоду). Определяется для каждой пары станций;  $S_p(i), S_p(k)$  – среднее квадратическое отклонение давления на уровне моря в точках  $i, k$  для каждого тридцатилетия.

Структурная функция  $b_p(i, k)$  – для двух заданных точек (станций) определяет средний квадрат разности значений  $P$ :

$$b_p(i, k) = \overline{[P(i) - P(k)]^2}. \quad (2)$$

В формуле (2) осреднение проводится по интервалам расстояний.

Согласно определению, при малых расстояниях корреляционная функция стремится к 1, а структурная – к 0. С увеличением расстояния между станциями взаимосвязь между значениями давления уменьшается, а квадрат разности давлений в точках увеличивается. Поэтому  $\mu_p(i, k)$  является монотонно убывающей функцией с расстоянием, а  $b_p(i, k)$  – наоборот, возрастающей. По характеру функций можно оценить изменчивость поля давления на уровне моря. Чем быстрее убывает корреляционная функция и возрастает структурная функция, тем изменчивость поля по территории больше. Можно оценить расстояние, на котором  $\mu_p(i, k)$  уменьшится в 2 раза – это радиус корреляции. Можно оценить расстояние, на котором функция принимает значения, близкие к 1. На этих расстояниях существует хорошая связь между изменением поля давления на разных станциях.

Для структурной функции можно оценить различие в поле давления для станций, находящихся на разных расстояниях.

Вычисления корреляционной функции выполнялись следующим образом.

По координатам станций (широта, долгота) рассчитывалось расстояние между каждой парой станций. Минимальное расстояние для выбранных станций составило 26 км (Абакан – Минусинск), максимальное – 2340 км (Агата – Кыра). За каждый из периодов (30 лет) рассчитывался коэффициент корреляции для каждой пары станций. Затем были выбраны группы пар станций, расстояния между которыми находились в интервалах (км):  $\geq 100 < 200$ ;  $\geq 200 < 300$ ;  $\geq 300 < 400$ ;  $\geq 400 < 500$ ;  $\geq 500 < 600$ ;  $\geq 600 < 700$ ;  $\geq 700 < 800$ ;  $\geq 800 < 900$ ;  $\geq 900 < 1000$ ;  $\geq 1000 < 1200$ ;  $\geq 1200 < 1400$ ;  $\geq 1400 < 1600$ ;  $\geq 1600 < 1800$ ;  $\geq 1800$ .

Для каждого интервала расстояний рассчитывались значения среднего коэффициента корреляции и среднее расстояние. Таким образом, получалась функция, дающая зависимость средних значений коэффициента корреляции, отнесенных к среднему расстоянию в каждой градации. Она отражает изменение коэффициента корреляции для давления воздуха на уровне моря с расстоянием в интервале от десятков км до примерно двух тысяч км.

Расчет структурной функции выполнялся аналогично. Рассчитанные значения квадратов разностей давления группировались по указанным выше интервалам расстояний. Для каждого интервала рассчитывались среднеинтервальное значение  $b_p(i, k)$  и среднее расстояние.

Каждый из 14 интервалов расстояний включал (для выбранных станций) от 3 до 18 значений коэффициентов корреляции или структурных коэффициентов, в большинстве случаев – от 5 до 10 значений.

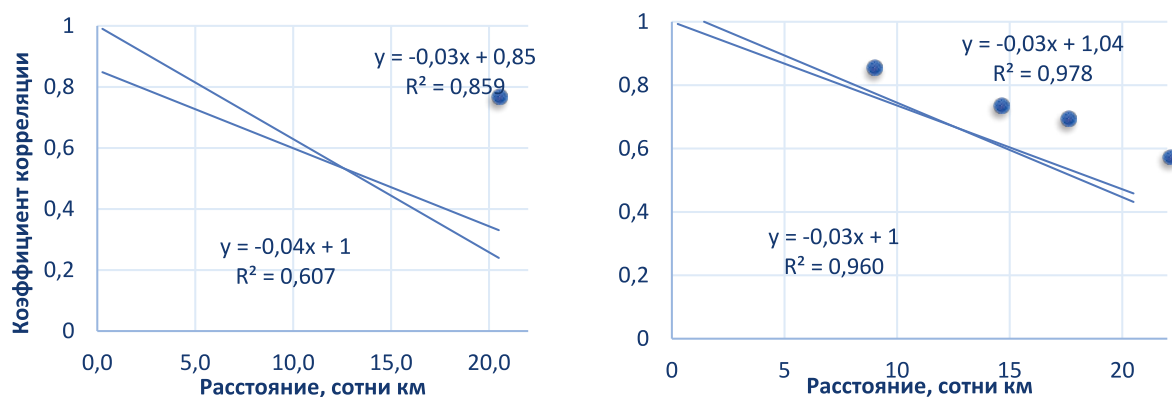
В случае отсутствия данных по давлению за отдельные годы (а пропуски наблюдались в первый временной период) пропущенное значение считалось равным значению на ближайшей станции. На двух станциях – Северо-Енисейский и Агата, где были пропущены данные за 10 лет, расчеты проведены за 20-летний период.

Вычисления выполнялись с использованием программы EXCEL.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты расчетов *корреляционных функций* для двух тридцатилетних периодов даны на рисунке 1. Наиболее подходящей функцией для описания изменений является линейная. Отметим, что на рисунках проведены 2 линии: сплошная – результат автоматического подбора линейной зависимости по рассчитанным данным, и пунктирная – автоматический выбор зависимости при условии, что на нулевом расстоянии значение коэффициента корреляции равно 1. На графиках даны также параметры линий и коэффициент детерминации. Все уравнения регрессии оказались статистически значимыми.

Расчеты показали, что последнее 30-летие характеризуется более плавным расположением точек корреляционной кривой относительно линии аппроксимации, что подтверждается большим значением коэффициента детерминации. Первое 30-летие характеризуется «провалом» точек на расстояниях до 600 км, что может быть связано со смещением центра антициклона в течение периода.

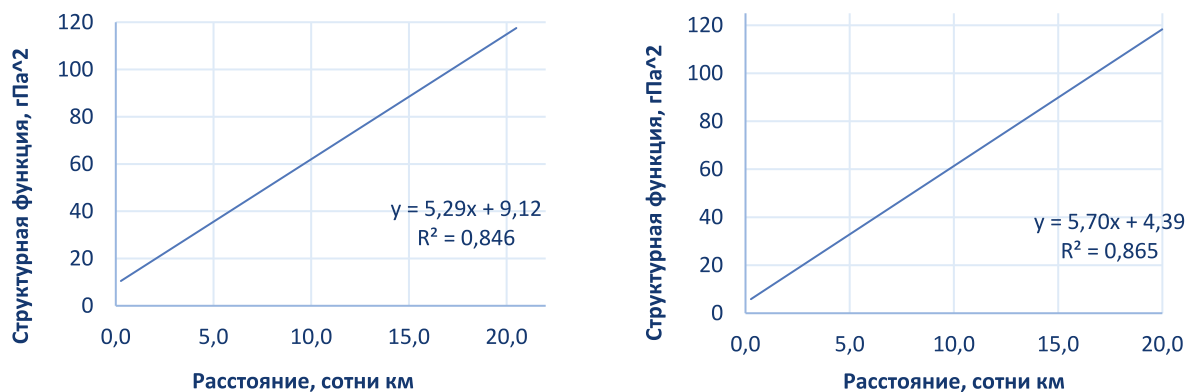


**Рис. 1.** Корреляционная функция давления воздуха на уровне моря за январь 1961-1990 гг. (слева) и за 1991-2020 гг. (справа).

Если говорить о горизонтальной структуре барического поля, то в период 1961-1990 гг. давление на уровне моря было более изменчиво на расстояниях до 1000 км по сравнению с современным периодом. Существенная взаимосвязь между давлением воздуха ( $\mu_p \geq 0,8$ ) в первое 30-летие отмечалась до расстояний 200-500 км, а в период 1991-2020 гг. – до 800 км. Радиус корреляции (он может быть принят в качестве горизонтального размера образования) в первый период наблюдений составил примерно около 1400 км, во второй – 1800 км.

Таким образом, корреляционная функция показывает, что в последний период наблюдений, в отличие от предыдущего, азиатский антициклон является в целом более крупным по площади и более оформленным барическим образованием, взаимосвязь между давлением воздуха в нем прослеживается на большем расстоянии.

*Структурные функции* за рассматриваемые периоды представлены на рисунке 2. Изменение структурной функции с расстоянием статистически значимо может быть также описано линейной зависимостью. Чем больше коэффициент при переменной  $x$ , тем больше горизонтальная изменчивость. Таким образом, можно говорить о тенденции увеличения изменчивости поля давления на уровне моря за последние 30 лет.



**Рис. 2.** Структурная функция давления воздуха на уровне моря за 1961-1990 гг. (слева) и за 1991-2020 гг.

В таблице 2 даны значения средней разности давления на разных расстояниях в районе азиатского антициклона.

**Таблица 2.** Средняя разность давления воздуха на уровне моря (гПа) на разных расстояниях в районе азиатского антициклона.

Период, гг.	Расстояние, км			
	500	1000	1500	2000
1961-1990	5,9	7,7	9,2	10,5
1991-2020	5,9	7,9	9,5	10,9

Увеличение разности давления прослеживается на расстояниях больше 1000 км.

Таким образом, можно предположить, что интенсивность и площадь азиатского антициклона имеет тенденцию к возрастанию в последние 30 лет наблюдений.

Для уточнения выводов было рассмотрено многолетнее изменение давления воздуха на двух станциях, наиболее близко располагающихся к центру антициклона, – Кызыл и Абакан. По значениям среднемесячного давления воздуха в январе были построены кривые многолетнего изменения этой величины.

Для центра расположения антициклона (станция Кызыл) по характеру изменения давления можно выделить 3 периода: 1985 по 2003 гг. – период минимальной активности антициклона, давление более низкое, его межгодовая изменчивость также ниже; более ранний период характеризуется повышенными значениями давления. Начавшийся XXI век отличается тенденцией увеличения давления и наибольшими межгодовыми его изменениями. Получено, что чаще всего максимум давления отмечается в январе, однако иногда он может наблюдаться в декабре и реже – в феврале. В 2011 г. среднеянварское давление на уровне моря достигло максимального значения за весь период – 1059 гПа. Высокое давление наблюдалось в течение всего месяца. 2014 г. характеризовался ослаблением антициклона. Давление начало расти только в конце января. В этом году среднемесячное давление в феврале было выше, чем в январе, на 3 гПа. В 2020 г. также отмечалось ослабление антициклона с середины января. В целом кривая многолетнего изменения давления воздуха приближенно аппроксимируется параболой с наименьшим давлением в 1994 г.

Аналогичная картина наблюдается и на станции Абакан, при этом многолетние изменения выражены в несколько большей степени. В последний период также отмечается тенденция повышения давления на фоне больших изменений его от года к году. На обеих станциях амплитуда изменений давления за период составила 19 гПа.

## ВЫВОДЫ

В работе на основе расчета и анализа корреляционной и структурной функций давления воздуха на уровне моря, а также на основе данных по среднемесячному давлению за январь на российских станциях, наиболее близко расположенных к центру азиатского антициклона, получены новые данные о его характеристиках.

На фоне наблюдающихся межгодовых изменений его интенсивности нет оснований утверждать об его ослаблении в последние годы. Напротив, в последнее 30-летие отмечается тенденция (речь может идти только о тенденциях) увеличения его интенсивности (изменения давления по горизонтали) и размеров, которые ассоциируются со связностью значений давления в разных точках.

Отмеченные в литературе сведения об ослаблении антициклона к концу XX века согласуются с нашими данными о тенденции понижения давления в период – 80-е гг. – начало XXI века.

Современные климатические изменения характеризуется увеличением контрастов в поле разных метеовеличин, включая атмосферное давление в сибирском антициклоне, что также получило подтверждение.

Важно также учесть выводы специалистов о миграции антициклона и его гребней в пространстве, а по нашим данным – и во времени (в течение зимы), что приводит к существенным отклонениям погоды от многолетнего режима. С этим могут быть связаны большие межгодовые изменения давления, отмеченные на станциях после 2000 г.

Тем не менее, несмотря на все вышесказанное, следует отметить устойчивость этого мощного барического образования.

По характеру кривых корреляционных и структурных функций можно сделать вывод о том, что качество наблюдений за атмосферным давлением и его приведение к уровню моря улучшилось в последние 30 лет по сравнению с предыдущим периодом.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Воложжина С.Ж., Латышева И.В. Динамика азиатского антициклона и его влияние на климат и экологию Байкальского региона // Вестник Забайкальского государственного университета. Серия Науки о Земле и смежные экологические науки. 2019. Т. 25. № 3. С. 4–11. DOI: 10.21209/2227-9245-2019-25-3-4-11. 2019. Т. 25. № 3. С. 4-11.
2. Климат России. С.-П.б., 2001. 656 с.
3. Антициклон. Метеословарь. <https://web.archive.org/web/20070928093942/http://propogodu.ru/alphabet/357/>
4. Морозова С.В. Характеристика зимнего азиатского антициклона на фоне настоящих климатических изменений / Известия АО РГО. 2014. Вып. 35. С. 55-57.
5. Почему зима 2020 года оказалась аномально теплой. <https://ucrazy.ru/interesting/1580996684-rocheti-zima-2020-goda-okazalas-anomalno-teploj.html> (Дата обращения: 19.01.2024).
6. Морозова С.В., Алимтиева М.А., Короткова Н.В., Абанников В.Н. Взаимодействие объектов циркуляции и их климатическая динамика на примере центров действия атмосферы северного полушария / Вестник Удмуртского университета. Серия «Биология. Науки о Земле». 2022. Т. 32. Вып. 2. С. 166-172.
7. Горбатенко В.П., Ипполитов И.В., Поднебесных Н.В. Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976-2004 гг. Метеорология и гидрология. 2007. Т.43. С. 28-36.
8. Латышева И. В. Исследование характеристик Азиатского максимума и его влияния на загрязнение атмосферы в регионе оз. Байкал / И. В. Латышева, В. Л. Макухин, В. Л. Потемкин // Оптика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 18. – № 5 – 6. – С. 466 – 470.



9. Гандин Л.С., Каган Р.Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: ГМИ, 1975. 359 с.
10. Корреляционная и структурная функция. Электронный ресурс. URL: <https://ppt-online.org/116839> (дата обращения 10.01.2024).

## Изменчивость приземного электрического поля в условиях «хорошей погоды» в горных и степных ландшафтах на юге Сибири

<sup>1,2</sup>Пустовалов К.Н., <sup>1</sup>Нагорский П.М., <sup>1</sup>Оглезнева М.В., <sup>1</sup>Сат А.А., <sup>1,2</sup>Смирнов С.В.

<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: [const.pv@yandex.ru](mailto:const.pv@yandex.ru), [npm\\_sta@mail.ru](mailto:npm_sta@mail.ru), [oglezneva.m@yandex.ru](mailto:oglezneva.m@yandex.ru), [artysh.sat@gmail.com](mailto:artysh.sat@gmail.com), [smirnov@imces.ru](mailto:smirnov@imces.ru)

Измерения основных атмосферно-электрических величин в приземном слое дают информацию как о состоянии и изменчивости атмосферного электрического поля *in situ*, так и о функционировании всей глобальной электрической цепи (ГЭЦ) [1–3]. Средняя суточная вариация электрического поля (унитарная вариация), которая соответствует универсальному времени и не зависит от места измерения, представляет собой глобальный вклад электрической активности в районах нарушенной погоды (грозы, осадки и др.) [4]. При этом вклад региональных и локальных факторов может существенно влиять на изменчивость атмосферно-электрических величин [5–13]. Поскольку электрическое состояние атмосферы может сильно варьироваться из-за различных факторов, для изучения функционирования ГЭЦ необходим мониторинг и анализ изменчивости атмосферно-электрических величин в различных регионах Земли [14].

Изменчивость атмосферно-электрических величин в Азиатской части России на сегодняшний день остаётся слабо изученной. На огромной территории Сибири и Дальнего Востока регулярные наблюдения за параметрами атмосферного электричества проводятся всего в 5 пунктах сети Росгидромет и нескольких пунктах наблюдений НИИ РАН. При этом, пункты наблюдений расположены, главным образом, на равнинных территориях и побережьях морей. Кроме того, большинство из них находятся вблизи населённых пунктов, влияние которых неизбежно сказывается на измеряемых величинах. Наименее изученными остаются горные районы континентальных частей Сибири и Дальнего Востока, имеющие сложный рельеф и геологическое строение, а также включающие различные природные зоны и типы ландшафтов. Организация пунктов регулярных наблюдений на этих территориях сопряжена с рядом трудностей из-за их труднодоступности и малонаселённости. В связи с этим, основным способом их изучения остаются экспедиционные наблюдения.

Целью данной работы является оценка средних значений и типичной изменчивости атмосферного электрического поля в условиях «хорошей погоды» на типичных ландшафтах Южной Сибири по данным экспедиционных измерений, а также их сравнительный анализ.

Исследование основано на данных измерений градиента потенциала электрического поля ( $\nabla\varphi = d\varphi/dz = -Ez$ , где  $\varphi$  и  $Ez$  – потенциал и вертикальная компонента напряжённости электрического поля) в пунктах измерений в Южной Сибири. Экспедиционные работы проводились в июле–августе 2020, 2022 и 2023 гг. в 10 пунктах наблюдений (далее ПН), расположенных на разных высотах и в различных формах рельефа и ландшафтах на территории Хакасии, Тувы, Бурятии, Республики Алтай и Алтайского края (рис. 1).

Экспедиционные работы в ПН проводились, главным образом, при антициклональных синоптических условиях, с которыми была связана ясная или малооблачная погода и отсутствие гроз, осадков, туманов, пыльных бурь, задымлений и т.п. (далее – условия «хорошей погоды»). Длительность измерений градиента потенциала электрического поля в каждом пункте определялась погодными условиями и составила от 2 до 9 суток.

Для проведения экспедиционных работ в каждом из пунктов выбирались открытые однородные участки, репрезентативные для значительной территории и мало подверженные антропогенному влиянию. Для регистрации градиента потенциала электрического поля использовался портативный флюксметр EFS-2/50, установленный на заземлённом штативе-треноге на высоте 2 м.

Получены количественные оценки изменчивости градиента потенциала электрического поля в электрически невозмущённых атмосферных условиях (условиях «хорошей погоды») в ПН на территории Южной Сибири по данным экспедиционных измерений в летние месяцы 2020–2023 гг. (рис. 2).

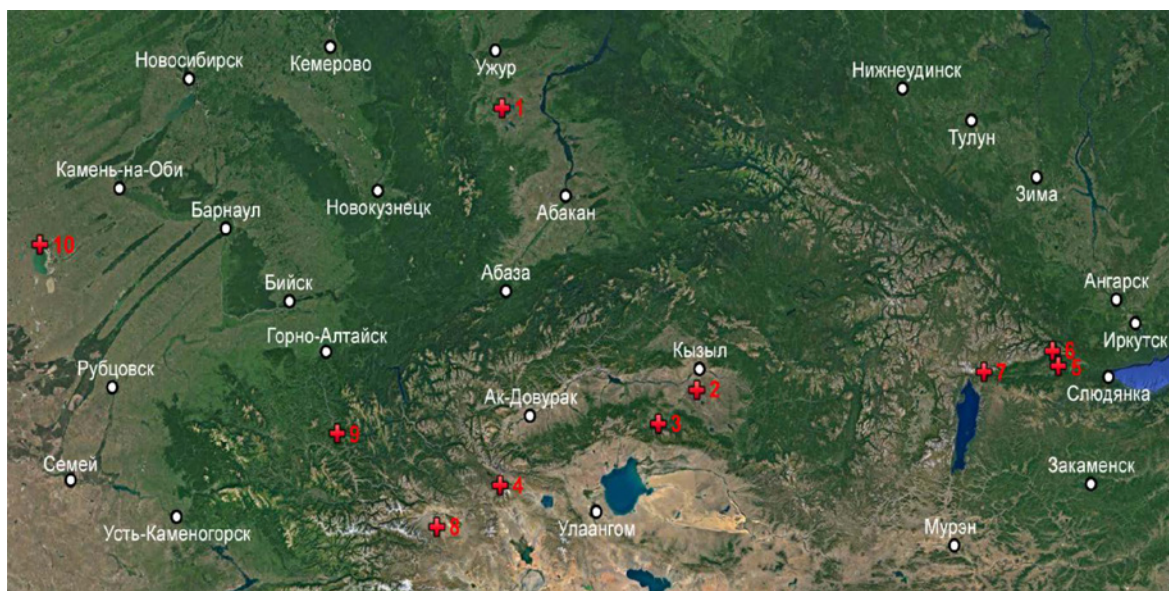


Рис. 1. Расположение экспедиционных ПН 1–10.

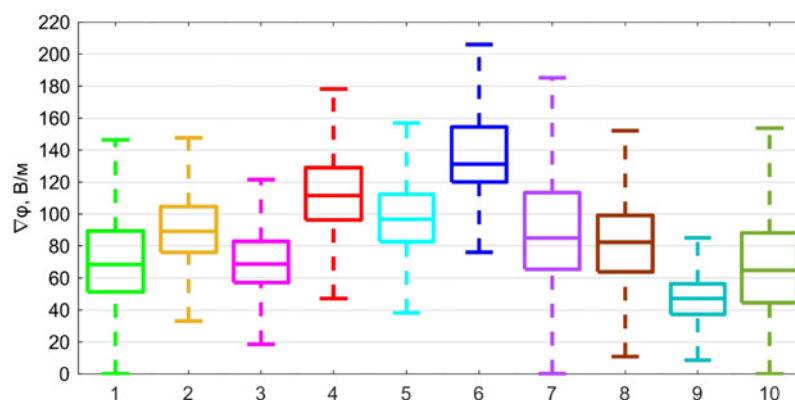
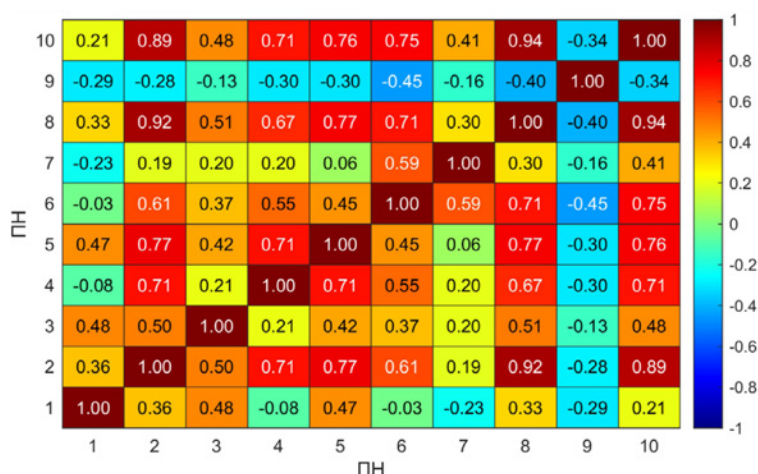


Рис. 2. Диаграммы размаха (box-plot) для изменчивости градиента потенциала в условиях «хорошей погоды» в ПН 1–10.

Сравнительный анализ средних значений и характеристик изменчивости градиента потенциала в ПН на юге Сибири показал, что при увеличении абсолютной высоты ПН средние значения градиента потенциала, в целом, увеличиваются. Однако значительное влияние на их значения и изменчивость оказывают также орографические и ландшафтные особенности территории. Например, в ПН-9, расположенном в узкой горной долине, значения градиента потенциала (средние и разброс) в  $\sim 1,5$ – $2,5$  раза ниже чем в других ПН, хотя он не является самым низким по абсолютной высоте.

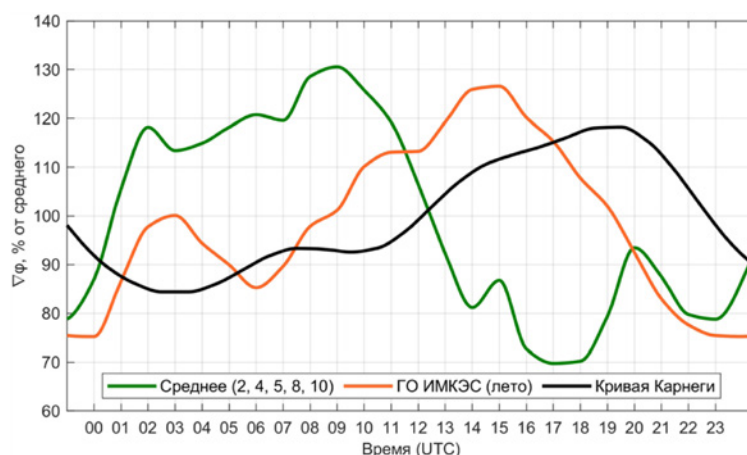
Суточные вариации градиента потенциала в горных и степных ландшафтах на Юге Сибири в летние месяцы, в общем, имеют вид двойной волны. Минимальные значения градиента потенциала отмечаются ночью, а максимальные – в послеполуденные и вечерние часы. В околополуденные часы, когда происходит наиболее интенсивный прогрев приземного слоя, отмечаются вторичные максимум и минимум электрического поля, обусловленные действием конвективного генератора [6]. Кроме того, дополнительные экстремумы в динамике электрического поля отмечаются перед рассветом и во время рассвета. Суточная изменчивость градиента потенциала в ПН, преимущественно, определяется изменением солнечной радиации и температуры воздуха, с которыми связаны изменения интенсивности конвективных потоков и турбулентного обмена, обуславливающих перераспределение радионуклидов и аэрозольных частиц. В ПН, расположенных в отрицательных формах рельефа, у подножия горного хребта или вблизи крупных водных объектов, отмечается более сложный суточный ход электрического поля, обусловленный дополнительным влиянием местной циркуляции (бризовой, горно-долинной и др.) и локальных атмосферных явлений.

Анализ суточной изменчивости невозмущённого электрического поля в ПН на юге Сибири позволил выделить два вида суточного хода градиента потенциала. ПН-2, 4, 5, 6, 8 и 10, расположенные на равнине, в обширных котловинах или на плато, были отнесены к первой группе, а остальные – ко второй. Для ПН, относящихся к первой группе, характерна умеренная и сильная положительная корреляция суточных вариаций градиента потенциала, несмотря на значительное расстояние между ними (рис. 3).



**Рис. 3.** Корреляционная матрица суточных вариаций градиента потенциала в условиях «хорошей погоды» в ПН 1–10.

Получен средний нормированный суточный ход градиента потенциала, рассчитанный по данным в ПН, относящихся к первой группе и расположенных на равнине, в обширных котловинах и на плато, который, приближённо, можно считать типичным суточным ходом электрического поля летом на юге Сибири. Сравнение нормированных средних суточных вариаций градиента потенциала в экспедиционных ПН и в ГО ИМКЭС (г. Томск) [11] показало, что их формы имеют схожий вид (рис. 4). Однако, в городском пункте вторичные максимум и минимум выражены сильнее, и время начала основного (вечернего) максимума электрического поля наступает значительно позднее чем в ПН в естественных ландшафтах. Объяснением этого является более высокое содержания аэрозоля в городском пункте, а также более медленное остывание воздуха и ослабление конвективных потоков и турбулентного перемешивания в нём в вечернее время [13] по сравнению с экспедиционными ПН.



**Рис. 4.** Сглаженные нормированные суточные вариации градиента потенциала электрического поля в условиях «хорошей погоды» в экспедиционных ПН-2, 4, 5, 8 и 10 (в среднем), в ГО ИМКЭС (г. Томск) [8] и в целом по планете – унитарная вариация (кривая Карнеги) [3].

При сравнении суточного хода электрического поля в условиях «хорошей погоды» в экспедиционных ПН с унитарной вариацией (кривой Карнеги), в общем, отмечается их противофазный ход (рис. 4). Однако, в ранние утренние часы в большинстве пунктов был зарегистрирован вторичный максимум, который согласуется по времени с максимумом кривой Карнеги и, предположительно, может быть связан с проявлением унитарной вариации в регионе исследования.

Таким образом, проведён анализ изменчивости электрического поля в приземном слое в электрически невозмущённых атмосферных условиях (условия «хорошей погоды») на юге Сибири по данным экспедиционных измерений. Полученные оценки показали увеличение значений градиента потенциала при повышении абсолютной высоты местности, а также влияние на них форм рельефа и локальных условий окружающей среды. Проведён сравнительный анализ изменчивости градиента потенциала электрического поля в степных и горных ландшафтах в целом за весь период, а также его суточных вариаций. Выделены два вида суточного хода градиента потенциала на территории исследования. Отмечена умеренная и высокая корреляция суточной изменчивости градиента потенциала в ПН, имеющих сходные физико-географические условия, но расположенных в разных частях Южной Сибири.



Исследование было поддержано Министерством науки и высшего образования Российской Федерации в рамках госзадания ИМКЭС СО РАН, номер государственного проекта FWRG-2021-0001, регистрационный номер проекта 121031300154-1.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Chalmers J.A. *Atmospheric electricity*. – Oxford: Pergamon Press, 1967. – 515 p.
2. Красногорская Н.В. *Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения*. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 323 с.
3. Israël H. *Atmospheric Electricity. Vol. 2: Fields, Charges, Currents*. – Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1973. – 365 p.
4. Harrison R.G. *The Carnegie Curve // Surveys in Geophysics*. – 2013. – V. 34. – P. 209–232.
5. Bennett A.J., Harrison R.G. *Variability in surface atmospheric electric field measurements // Journal of Physics: Conference Series*. – 2008. – V. 142. – P. 012046.
6. Anisimov S.V., Galichenko S.V., Shikhova N.M., Afnozenov K.V. *Electricity of the convective atmospheric boundary layer: field observations and numerical simulation // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2014. – V. 50. – P. 390–398.
7. Yaniv R., Yair Y., Price C., Katz Sh. *Local and global impacts on the fair-weather electric field in Israel // Atmospheric Research*. – 2016. – V. 172–173. – P. 119–125.
8. Adzhiev A.K., Kupovykh G.V. *Measurements of the Atmospheric Electric Field under High-Mountain Conditions in the Vicinity of Mt. Elbrus // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2015. – V. 51. – P. 633–638.
9. Ahmad N., Gurmani S.F., Basit A., Shah M.A., Iqbal T. *Impact of local and global factors and meteorological parameters in temporal variation of atmospheric potential gradient // Advances in Space Research*. – 2021. – V. 67. – P. 2491–2503.
10. Tacza J., Raulin J.-P., Morales C. et al. *Analysis of long-term potential gradient variations measured in the Argentinian Andes // Atmospheric Research*. – 2021. – V. 248. – P. 105200.
11. Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M., Oglezneva M.V., Smirnov S.V. *The Electric Field of the Undisturbed Atmosphere in the South of Western Siberia: A Case Study on Tomsk // Atmosphere*. – 2022. – V. 13. – P. 614.
12. Smirnov S. *Atmospheric Electricity Measurements in the Pacific Northwest, Russia // Applied Sciences*. – 2023. – V. 13. – P. 2571.
13. Куповых Г.В., Тимошенко Д.В., Клово А.Г., Кудринская Т.В. *Влияние электродного эффекта на суточные вариации электрического поля атмосферы в приземном слое // Оптика атмосферы и океана*. – 2023. – Т. 36. – № 10 (417). – С. 834–838.
14. Nicoll K.A., Harrison R.G., Bor J. et al. *A global atmospheric electricity monitoring network for climate and geophysical research // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2019. – V.184. – P. 18–29.

## Об отклике атмосферной циркуляции в Евро-Атлантическом регионе на климатические аномалии в тропическом регионе в 2023 г.

<sup>1</sup>Вязилова Н.А., <sup>2</sup>Вязилов А.Е.

<sup>1</sup> ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных», Обнинск, Россия

<sup>2</sup> ФГБУ «НПО-Тайфун», Обнинск, Россия

E-mail: nav@meteo.ru, vyazilov@typhoon.obninsk.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Наиболее значимой модой изменчивости климатической системы океан-атмосфера в тропическом регионе является Эль Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК). Исследования, показывают значительное влияние ЭНЮК на погоду и климат в различных районах Земного шара. Однако ранние исследования, в том числе авторы работы [1], не отмечали значимого эффекта Эль Ниньо на погоду и климат в европейском регионе. Только в более поздних исследованиях была предложена численная модель, результаты расчетов по которой показали, что во время развития события Эль Ниньо в экваториальном регионе Тихого океана в Европейском регионе формируются аномалии погоды, по типу совпадающие с аномалиями в период

развития отрицательной фазы северо-атлантического колебания (NAO). Это совпадение некоторые исследователи, например авторы работ [2, 3] объясняют тем фактом, что в период Эль Ниньо ослабляется интенсивность стратосферного полярного вихря относительно нормы, в результате чего создаются благоприятные условия для установления отрицательной фазы NAO. Таким образом, в указанных работах предложен механизм взаимодействия между тропической частью Тихого океана и Северной Атлантикой в зимний сезон в период развития Эль Ниньо через стратосферную циркуляцию, при этом, влияние Эль Ниньо на стратосферную циркуляцию обусловлено интенсивной генерацией планетарных волн в тропиках и последующим вертикальным распространением в верхние слои атмосферы.

В последующих исследованиях, например, в работе [4] было выдвинуто предположение, что «стратосферный мост» не является единственным механизмом, связывающим аномалии ТПО в экваториальной части Тихого океана с северо-атлантическим колебанием. В этой же работе представлен «тропосферный» механизм, который связывает аномалии ТПО в экваториальной части Тихого океана и атмосферную циркуляцию над Европой и Северной Атлантикой, и показано, что эта взаимосвязь более значима в случае с Эль Ниньо Модоки [5, 6], которое характеризуется преимущественным развитием аномалий ТПО в центральной экваториальной части Тихого океана, и менее значима в случае канонического Эль Ниньо. Более того, два разных типа Эль Ниньо могут приводить к развитию климатических аномалий противоположного знака в зимний сезон над центральным регионом Европы, - слабого нагревания в период развития канонического Эль Ниньо и значительного охлаждения, в период развития Эль Ниньо в центральной части океана, связанного с развитием отрицательной фазы северо-атлантического колебания. Предложенный «тропосферный» механизм включает наличие субтропического струйного течения, которое активизируется только при развитии Эль Ниньо в центральной части океана, когда аномально конвективное нагревание имеет место на окраине теплого ядра в Тихом океане.

Численные эксперименты с атмосферной моделью AGCM [7], показали, что волны, приходящие из тропиков Тихого океана, района развития ЭНЮК, и формирующие благоприятные условия для развития отрицательной фазы NAO, оказывают доминирующее влияние на Евро-атлантический сектор в конце зимнего сезона. В начале же зимнего сезона, как предполагается в работе [7], атмосферные дальние связи оказывают доминирующее влияние на отклик в Евро-Атлантическом секторе через модификацию субтропического южно-азиатского струйного течения, обусловленную формированием температурного диполя в Индийском океане. Данный вывод подтверждают гипотезу о том, что Индийский океан модулирует субтропический южно-азиатский струйный поток и вызывает распространение волн Россби в евроатлантический регион в начале зимы, что обуславливает в этот период формирование условий для развития положительной фазы Северо-атлантического колебания (NAO).

Гипотеза о том, что не только тропический регион Тихого океана, но и тропический регион Индийского океана оказывает значительное влияние на внетропические широты, в том числе на формирование климатических аномалий в Евро-Атлантическом регионе как сезонного, так и годового временного масштаба, рассматривалась в целом ряде работ, в том числе в работах [8, 9].

Дипольное развитие аномалий (Indian Ocean Dipole) в экваториальном районе океана является важной составляющей климатической системы тропиков Индийского океана, представляет моду климатической изменчивости в системе океан-атмосфера в Индийском океане, положительная фаза которого характеризуется холодными аномалиями ТПО в восточной части экваториального региона Индийского океана и теплыми в западной части океана, сохраняющимися в течение длительного времени с апреля по октябрь. Аномалии ТПО в период положительной фазы ИОД сопровождаются ослаблением осадков в восточной экваториальной части океана и их усилением в западном районе океана, а также значительными аномалиями циркуляции в нижней и верхней тропосфере над центральной экваториальной частью Индийского океана.

Авторы работы [10] предложив индекс для идентификации Индийского Диполя на основе аномалий температуры поверхности в экваториальном регионе океана (DMI), фактически первыми выделили теплые и холодные события Индийского Диполя, наблюдавшимися в период с 1958 по 1998 гг., показали общие особенности этих событий, а также отметили, что положительные события Индийского Диполя могут наблюдаться как в годы развития интенсивного ЭНЮК (1972, 1982 и 1997 гг.), так и в годы со слабым Эль Ниньо (1994г.), а также в годы развития Ла Нинья (1961, 1967 гг.). Это привело авторов исследования к выводу, что события ИОД фактически независимы от ЭНЮК; кроме того, они также указали на слабую корреляцию между временными рядами DMI и индексом ЭНЮК в качестве еще одного доказательства в поддержку их вывода.

Целью настоящей работы является изучение особенностей циклонической циркуляции в Евро-атлантическом регионе в течение 2023 года и взаимосвязи атмосферной циркуляции в исследуемом регионе с аномалиями климатической системы океан-атмосфера в Тихом и Индийском океане.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Анализ циклонической активности в данной работе выполнен на основе повторяемости и интенсивности циклонов, рассчитываемых, соответственно, как количество центров циклонов и сумма ано-

маний давления в центрах циклонов относительно климатических значений в узлах сетки в календарный месяц по данным реанализа NCEP-DOE [11]. Центры циклонов и траектории их смещения рассчитаны на основе метода автоматической идентификации по 6-часовым данным атмосферного давления на уровне моря (MSLP) [12]. Для анализа отбирались циклоны с длиной жизни от 3 сроков наблюдения и более. Характеристики циклонической активности рассчитаны и представлены в виде карт пространственного распределения для летнего и осеннего сезона 2023 г., а также для последующего зимнего сезона 2023-2024 гг.

Для идентификации явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья был использован океанический индекс ЭНЮК (Oceanic Nino Index - ONI), который рассчитывается, как скользящее среднее за три месяца отклонение температуры поверхности океана от нормы в экваториальной части Тихого океана, в районе Ниньо 3-4, с координатами : 120° з.д. -170° з.д., 5° с.ш. – 5° ю.ш.

Эль-Ниньо – явление в экваториальной части Тихого океана (в районе Ниньо 3.4), характеризующееся положительным средним отклонением температуры поверхности океана от нормы на 0,5° С и более в течение пяти последовательных месяцев.

Ла-Нинья - явление в экваториальной части Тихого океана (в районе Ниньо 3.4), характеризующееся отрицательным средним отклонением температуры поверхности океана от многолетнего значения на 0,5° С и более в течение пяти последовательных месяцев.

Для идентификации Индийского Диполя использовался Dipole Mode Index (DMI), который рассчитывается как разность аномалий ТПО в западной (50 - 70 E, 10 S - 10 N) и юго-восточной части экваториального района Индийского океана (90 - 110 E, 10 S - Equator).

Таблицы значений океанического индекса ЭНЮК, а также значения индекса DMI, вычисленных по данным архива данных ТПО ERSST.v5 SST, представлены на сайте Климатического Центра США.

Список параметров для анализа климатических аномалий в тропическом регионе Индийского и Тихого океанов включает:

- среднемесячные аномалии температуры поверхности океана (ТПО), рассчитываемые на основе данных архива (NOAA Extended SST V5);
- среднемесячные аномалии атмосферных осадков, рассчитываемые на основе данных архива Arkin-Xie Precipitation STD (CMAP);
- среднемесячные аномалии зональной составляющей скорости ветра, рассчитанные по данным реанализа NCEP-NCAR.

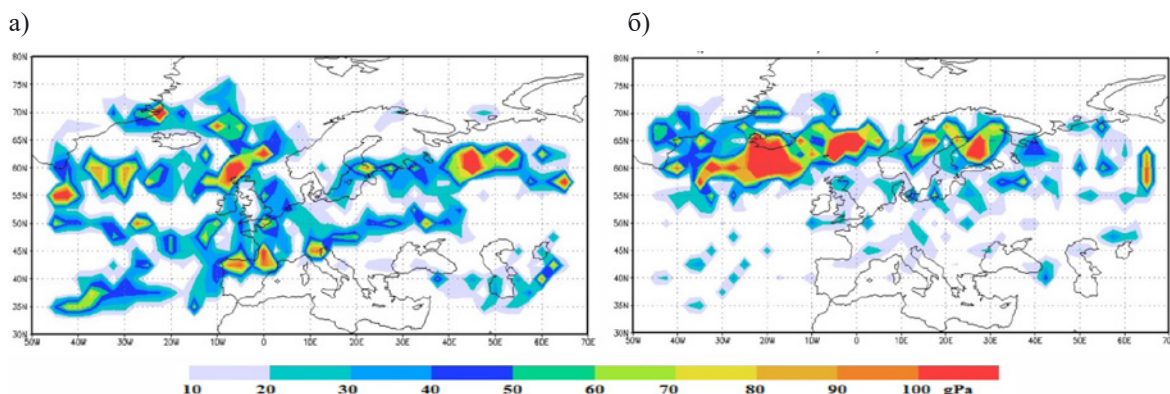
Для перечисленных параметров были построены карты пространственного распределения композиционных средних аномалий для каждого сезона годового цикла с использованием сервиса NOAA Physical Sciences Laboratory.

Дополнительно были построены вертикальные сечения аномалий удельной влажности, потенциальной температуры и зональной составляющей скорости ветра в тропосфере экваториального региона Индийского и Тихого океанов для летнего, осеннего 2023 г. и последующего зимнего сезона 2023-2024 гг.

Все среднемесячные аномалии рассчитаны относительно климатических средних значений за период 1991-2020 гг.

## ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЕВРО-АТЛАНТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ

Анализ пространственного распределения характеристик циклонической активности в ЕАР в осенние месяцы 2023 г. показывает интенсификацию циклонов на восточной акватории океана и на европейском континенте (рис. 1а), что характерно для положительной фазы восточно-атлантического колебания.



**Рис. 1.** Пространственное распределение индекса циклонической активности (гПа) в Евро-атлантическом регионе в осенний сезон 2023 г. (а) и последующий зимний сезон 2023-2024 гг. (б).

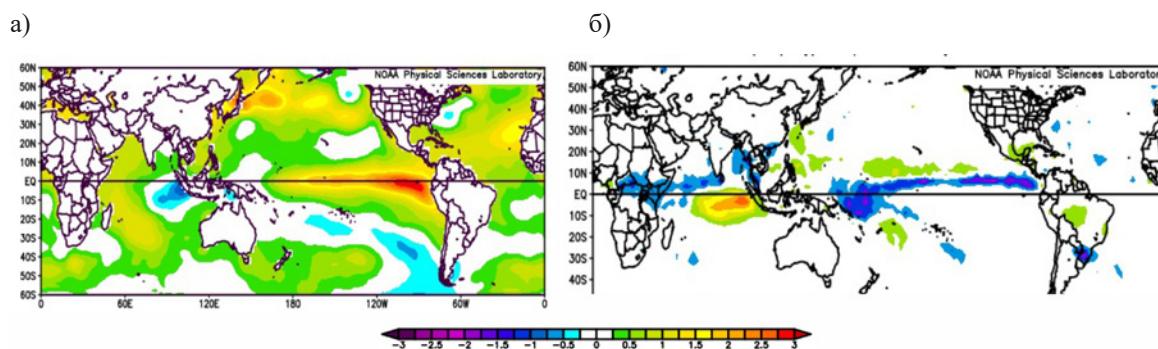
В последующие зимние месяцы картина циклонической активности в ЕАР соответствует положительной фазе САК, - со значительным усилением циклонической активности на акватории Северной



Атлантики, особенно в районе Исландии, а также в северных районах Европы и арктических морях России (рис.16). Согласно индексам NAO и EA, в осенние месяцы 2023 г. наблюдалась отрицательная фаза северо-атлантического колебания (САК) и интенсивная положительная фаза восточно-атлантического колебания (ВАК), в последующие зимние месяцы – интенсивная положительная фаза и САК и ВАК (таблица).

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ СИСТЕМЫ ОКЕАН-АТМОСФЕРА В ТРОПИКАХ ТИХОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Характер пространственного распределения и интенсивности климатических аномалий температуры поверхности в экваториальной части Тихого океана в течение 2023 г. показывает развитие интенсивного Эль Ниньо, которое относится к каноническому типу. Максимальных значений аномалии ТПО достигли в осенние месяцы 2023 и наблюдались восточнее линии смены дат (рис.2а). Аномалии ТПО сопровождалась смещением зоны осадков из района Индонезии в экваториальный район Тихого океана. Основная зона осадков расположена в западной части экваториального района океана в районе линии смены дат (рис.2б).



**Рис.2.** Пространственное распределение композиционных средних значений аномалий: а) температуры поверхности океана (°С) и б) атмосферных осадков (мм/сутки) в осенний сезон (сентябрь-октябрь-ноябрь) 2023 г.

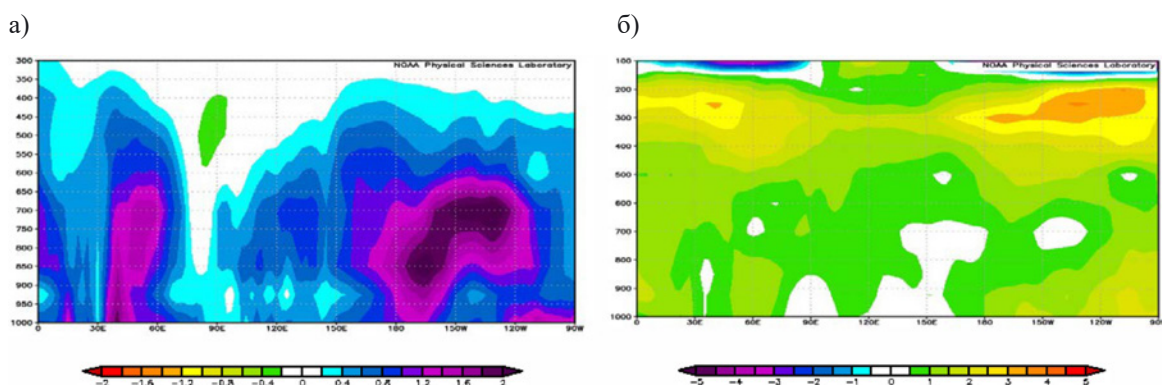
Климатические аномалии в тропическом регионе Индийского океана в летний, и особенно в осенний сезон в 2023г., отличились развитием значительных и продолжительных отрицательных аномалий ТПО в восточной части и положительных аномалий ТПО в западной части экваториального региона океана, а также интенсивными атмосферными осадками в западной части экваториального района океана и на восточном побережье африканского региона.

Таким образом, важнейшей особенностью 2023 г. является не только развитие интенсивной положительной фазы ЭНЮК, Эль Ниньо, в Тихом океане в осенние и последующие зимние месяцы 2024 г., но и интенсивной положительной фазы дипольного явления в регионе Индийского океана в летние и осенние месяцы, что подтверждается климатическими индексами, публикуемыми на сайте Национального метеорологического Центра США (таблица).

**Таблица.** Ежемесячные значения Океанического индекса (ONI), Индекса Индийского диполя (DMI), индексов северо-атлантического колебания (NAO) и восточно-атлантического колебания (EA) в период с июня 2023 г по февраль 2024г. Красным цветом выделена положительная фаза колебаний, синим – отрицательная фаза.

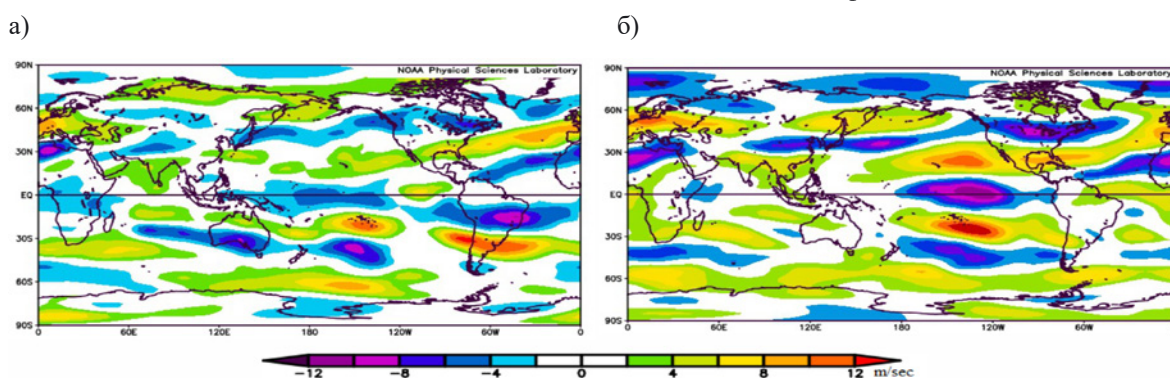
Год и месяц	ONI	DMI	NAO	EA
2023/04	0.20	0.560	-0.63	-0.15
2023/05	0.50	0.443	0.39	-0.14
2023/06	0.77	0.665	-0.58	-1.12
2023/07	1.07	0.498	-2.17	1.78
2023/08	1.32	0.825	-1.16	2.05
2023/09	1.56	0.946	-0.44	2.72
2023/10	1.78	0.804	-2.03	1.20
2023/11	1.92	0.920	-0.32	1.19
2023/12	1.95	0.851	1.94	1.51
2024/01	1.80	0.765	0.21	2.58
2024/02	1.50	0.460	1.09	1.7

Аномалии осадков в тропическом регионе в течение 2023 г. сопровождались значительным увлажнением средних слоев (рис.3а) и притоком тепла в верхних слоях тропосферы на западе Индийского океана и в центре Тихого океана (рис.3б), что возможно, способствовало значительному усилению зонального переноса в верхней тропосфере в субтропическом и экваториальном районе Тихого океана в (рис.4).



**Рис. 3.** Вертикальное распределение аномалий, осредненных в полосе широт ( $10^{\circ}$  ю.ш. –  $10^{\circ}$  с.ш.) в осенний сезон (сентябрь-октябрь-ноябрь) 2023 г.: а) удельной влажности (г/кг) и б) потенциальной температуры атмосферы ( $^{\circ}$ K).

Сценарий развития климатических аномалий в тропическом регионе Индийского и Тихого океанов в течение 2023 г. фактически соответствует сценарию развития климатических аномалий в указанном регионе, наблюдавшемуся в 1997г. [13]. В сценарии развития климатических аномалий в тропическом регионе Индийского и Тихого океанов в течение и 1997, и 2023 г. важное значение имеет не только развитие интенсивного Эль Ниньо канонического типа, но и положительной фазы Индийского диполя.



**Рис.4.** Среднемесячные аномалии зонального переноса (м/сек) в верхней тропосфере (250гПа) в осенний сезон 2023 г. (а) и последующий зимний сезон 2023-2024 гг. (б).

## О ВЛИЯНИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ТРОПИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ НА АТМОСФЕРНУЮ ЦИРКУЛЯЦИЮ В ЕВРО-АТЛАНТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ

Особенности развития аномалий, наблюдавшиеся в тропическом регионе в течение 2023 г., возможно обусловили характер климатических аномалий и во внетропических широтах, в том числе в Евро-Атлантическом регионе. Интенсивные климатические аномалии в системе океан-атмосфера в экваториальном районе Индийского океана обусловили формирование источника аномального тепла в верхней тропосфере в экваториальном районе Индийского океана в летний и осенний сезон и последующую модификацию субтропического южно-азиатского струйного течения. Развитие интенсивного Эль Ниньо, сопровождавшегося интенсивным нагреванием верхних слоев тропосферы в экваториальном районе Тихого океана, также способствовало активизации азиатского субтропического струйного течения. При этом положительные аномалии зонального переноса на уровне струйного течения распространились на акваторию Северной Атлантики вплоть до Европейского континента. Активизация струйного течения над акваторией Северной Атлантики в свою очередь играет важную роль в интенсификации циклонической активности в указанном районе. Примеры анализа отдельных глубоких циклонов и штормов показывают [14], что развитие экстремально глубоких внетропических циклонов в восточной Атлантике происходит над акваторией океана в условиях преобладающего динамического формирования с верхних слоев тропосферы, интенсивность которого в значительной степени обусловлено положением и интенсивностью струйного течения в верхних слоях тропосферы [15, 16, 17].

Таким образом, можно предположить, что отклик атмосферной циркуляции в Евро-Атлантическом регионе, проявившийся в виде значительной интенсификации циклонической активности в восточном районе акватории Северной Атлантики и в умеренных широтах европейского континента в летний и осенний сезон 2023 г., а также значительное ее усиление в более высоких широтах в последующий зимний сезон, действительно взаимосвязан с развитием аномалий в экваториальном регионе Индийского и Тихого океанов, а именно, с развитием Эль Ниньо и положительной фазы Индийского диполя.

Анализ взаимосвязи между ЭНЮК и Индийским диполем на основе значений Океанического индекса ЭНЮК и индекса Индийского диполя за период с 1959 по 2023 гг. показал, что наибольшая корреляция была получена между медианными значениями Океанического индекса ЭНЮК (ONI), рассчитанного за период с июня по декабрь и индексом Индийского диполя DMI за осенний сезон (сентябрь-октябрь-ноябрь),  $-0.55$ , при уровне значимости  $0,001$ . Характер взаимосвязи между индексами дает возможность предположить, что характер и интенсивность ЭНЮК в летние и осенние месяцы могут оказывать влияние на интенсивность Индийского диполя в осенние месяцы. В данном сценарии Индийский диполь может играть роль важного звена в механизме передачи отклика ЭНЮК в Евро-Атлантический регион. Данный вывод согласуется с выводами, полученными в работе [18] на основе данных реанализа (twentieth-century) и численной модели CMIP5.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Важнейшей особенностью 2023 г. является развитие интенсивного Эль Ниньо, положительной фазы ЭНЮК в Тихом океане, в осенние и последующие зимние месяцы 2024 г., а также интенсивной положительной фазы дипольного явления в экваториальном регионе Индийского океана в летние и осенние месяцы.

2. Характер взаимосвязи между ЭНЮК и Индийским диполем дает возможность предположить, что Индийский диполь является важным звеном в механизме передачи отклика ЭНЮК в Евро-Атлантический регион.

3. Важную роль в механизме отклика ЭНЮК в Евро-Атлантический регион может играть усиление зонального переноса в субтропическом регионе в верхней тропосфере на уровне струйного течения.

4. Влияние Эль Ниньо и Индийского диполя на атмосферную циркуляцию в Евро-Атлантическом регионе может проявляться в виде развития положительной фазы северо-атлантического колебания не только в первый, но и последующие зимние месяцы,

а также развития интенсивной положительной фазы восточно-атлантического колебания. В 2023 г. положительная фаза восточно-атлантического колебания сформировалась уже в летние месяцы и сохранялась вплоть до конца зимнего сезона.

И положительная фаза северо-атлантического колебания, и положительная фаза восточно-атлантического колебания проявились в интенсификации циклонической активности как на акватории Северной Атлантики, так и в Европейском регионе, в том числе на европейской территории России.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Halpert, M. S., and C. F. Ropelewski. *Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation*. *J. Climate*, 1995, Vol. 5, 577–593, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005,0577:STPAWT.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005,0577:STPAWT.2.0.CO;2).
2. Broennimann, S. *Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate*. *Rev. Geophys.*, 2007, Vol. 45, RG3003, <https://doi.org/10.1029/2006RG000199>.
3. Ineson, S., and A. A. Scaife. *The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño*. *Nat. Geosci.*, 2009, 2, 32–36, <https://doi.org/10.1038/ngeo381>.
4. Yu, B., and H. Lin. *Tropical atmospheric forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation*. *J. Climate*, 2016, 29, 1755–1772, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0583.1>.
5. Graf, H.-F., and D. Zanchettin. *Central Pacific El Niño, the “subtropical bridge,” and Eurasian climate*. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 2012, VOL. 117, D01102, doi:10.1029/2011JD016493,
6. Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H. & Yamagata, T. *El Niño Modoki and its possible teleconnection*. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112, C11007. 6. Weng, H., K. Ashok, S. K. Behera, S. A. Rao, and T. Yamagata. *Impacts of recent El Niño Modoki dry/wet conditions in the Pacific Rim during Boreal summer*. *Clim. Dyn.*, 2007, 29(2–3), 113–129, doi:10.1007/s00382-007-0234-0. 7. Abid M.A., Kucharski F., Molteni F., Kang I., Tompkins A.M., Almazroui M. *Separating the Indian and Pacific Ocean Impacts on the Euro-Atlantic Response to ENSO and Its Transition from Early to Late Winter*. *Journal of Climate*. 2021, 34 (4): 1531–1548.
7. Molteni, F., T. N. Stockdale, and F. Vitart. *Understanding and modelling extra-tropical teleconnections with the Indo-Pacific region during the northern winter*. *Climate Dyn.*, 2015, 45, 3119–3140, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2528-y>.

8. Lee, R. W., S. J. Woolnough, A. J. Charlton-Perez, and F. Vitart. ENSO modulation of MJO teleconnections to the North Atlantic and Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 2019, 46, 13 535–13 545, <https://doi.org/10.1029/2019GL084683>.
9. Saji N. H., B.N. Goswami, P. N. Vinayachandran & T. Yamagata. A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401, 360-363.
10. Kalnay, E., et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull.Am. Meteorol. Soc.*, 1996, 77,437–471.
11. Вязилова Н.А. Об экстремальной циклонической активности в Северной Атлантике. *Метеорология и гидрология*, 2012, N 11, с.5-17.
12. Вязилова Н.А., Гущина Д.Ю. Об особенностях развития аномалий в тропиках Индийского и Тихого океанов в отдельные годы с Эль Ниньо.- *Метеорология и гидрология*, 2006, N 8, стр. 19-32.
13. Deveson A. C. L., K. A. Browning, T. D. Hewson. A classification of FASTEX cyclones using a height-attributable quasi-geostrophic vertical-motion diagnostic // *Quart. J.Roy. Meteor. Soc.*, 2002, Vol.128, Is. 579, pp.93-117.
14. Dacre H. F. and S. L. Gray. The Spatial Distribution and Evolution Characteristics of North Atlantic Cyclones // *Mon. Wea. Rew.*, 2009, Vol.137., pp.99-115.
15. Fink A. H., T. Brucher, V. Ermert, A. Kruger, and J. G. Pinto. The European storm Kyrill in January 2007: synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to climate change // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2009, 9, 405–423.
16. Wernli H, Dirren S, Liniger MA, Zillig M. Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm 'Lothar' (24–26 December 1999) // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2002, Vol. 128, pp. 405–429.
17. Josci M. K., M. A. Abid, and F. Kucharski. The Role of an Indian Ocean Heating Dipole in the ENSO Teleconnection to the North Atlantic European Region in Early Winter during the Twentieth Century in Reanalysis and CMIP5 Simulations – *J. Climate*, 2021, Vol.34,p. 1047 -1060.



# СЕКЦИЯ

## Климатическое и метеорологическое моделирование

## Выявление пространственно- временной эволюции арктического морского льда в XXI веке по данным ансамбля моделей CMIP6

<sup>1,2</sup>Романенко В.А., <sup>1,3</sup>Семенов В.А.

<sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,  
Москва, Россия

<sup>2</sup> МГУ имени М.В. Ломоносова, Научно-  
исследовательский вычислительный центр, Москва,  
Россия

<sup>3</sup> Институт географии РАН, Москва, Россия  
E-mail: [vromanenko@ifaran.ru](mailto:vromanenko@ifaran.ru)

### АННОТАЦИЯ

Исследованы изменения площади морских льдов в Арктике по данным ансамблей моделей CMIP6 и DCPР, а также по данным реанализа ERA5 для периода 1980 – 2030 гг.

Средние по ансамблю CMIP6 изменения, демонстрирующие оценку внешнего воздействия на климат, показывают близкий к линейному отрицательный тренд для периода 1980 – 2030 гг. и не воспроизводят наблюдаемого ускорения таяния льда в начале 20 века. Модели DCPР показывают значительно лучшее соответствие данным наблюдений, в т.ч. воспроизводя ускорения таяния льда в марте в начале 20 века. Также анализируется ситуация с минимальной в период наблюдений площадью льда в сентябре 2012 г. в сравнении с аналогичными минимумами в моделях за тот же период. Показано, что минимуму площади льда в сентябре соответствовала циклоническая аномалия атмосферной циркуляции в предшествующем августе, которая за счет влияния различных факторов сказывалась на усиленном таянии льда.

Введение. В последние десятилетия рост приповерхностной температуры в Арктике превышает темпы глобального потепления более чем в 3 раза. Это явление получило название Арктического усиления (см. напр., Латонин и др., 2020). В самой Арктике наиболее сильный рост температуры отмечается в начале XXI века в Баренцевом море (Lind et al., 2018). Предполагается, что потепление и увеличение притока теплых атлантических вод могут привести к переходу к новому режиму стратификации вод в море, который способствует еще более сильному нагреву и устойчивому безледному режиму (Lind S. et al., 2018). Значительное тепло поступает в акватории Северного Ледовитого океана (СЛО) из Атлантики. Согласно эмпирическим оценкам для современного периода, атлантическими водами через западную границу Баренцева моря, приносится

около 70ТВт тепла. При этом вынос океанического тепла через северную и восточную части моря в пределах неопределенности близок к нулю. Практически все поступающее в море океаническое тепло реализуется в виде турбулентных и радиационных потоков тепла. В зимнее время турбулентные потоки составляют более 30% общих потерь тепла из океана в атмосферу.

Такой интенсивный нагрев атмосферы в холодное время года над западной половиной СЛО, где наблюдается наиболее быстрый рост температуры верхнего слоя океана вследствие увеличения поступления теплой атлантической воды и ускоренного таяния ледового покрова, величина которого связана с площадью морских льдов, температурой воды и скоростью ветра, оказывает существенное влияние на региональные и крупномасштабные процессы в атмосфере, участвуя в ряде важных обратных связей, в т.ч. приводя к ускоренным изменениям климата в Арктике (Bengtsson et al., 2004; Alexeev et al., 2017, Schlichtholtz).

Существует множество климатических моделей, с помощью которых изучается динамика ледяного покрова и ее изменчивость в прошлом и будущем. Наиболее известные из них входят в проект СМIP. Результаты их моделирования рассматриваются в различных работах. Например, (Semenov et al., 2010), анализируя результаты моделей СМIP3, предложил объяснение ускорения роста приповерхностной температуры Северного полушария за 1980 – 2000 гг., заключающееся в естественной климатической изменчивости Северной Атлантики, которая может приводить к потеплению, составляющему половину от величины наблюдаемого тренда. Стоит отметить, что более новые версии МОЦА лучше воспроизводят концентрацию морского льда (КМЛ) и отмечают темпы сокращения площади льда, лучшим образом согласующиеся с данными наблюдений. Например, в работе (Semenov et al., 2021) проводится сравнение КМЛ и площади льда за различные периоды с использованием ансамблей моделей СМIP3 и СМIP5. Авторы делают выводы, что среднеансамблевые значения характеристик льда у СМIP5 показывают более близкие к данным HadISST величины, при этом при рассмотрении временных рядов обнаруживается меньшая межмодельная изменчивость по сравнению с СМIP3. Также ансамбль моделей СМIP5 более чувствителен к росту концентрации парниковых газов в атмосфере при рассмотрении различных сценариев RCP.

Помимо проекта СМIP6 существует проект декадных климатических прогнозов (DCPP). DCPP содержит dcppA-hindcast блок, который состоит из ретроспективных десятилетних прогнозов, которые могут быть использованы для оценки исторических десятилетних прогнозов, и из dcppB-forecast блока, который представляет собой экспериментальные десятилетние прогнозы в квазиреальном режиме времени, формирующие основу для потенциального составления операционных прогнозов. DcppA-hindcast данные имеют временные рамки с 1980 по 2020-е гг., dcppB-forecast данные по 2030 г. DcppA-hindcast включает в себя прогнозы на декаду, стартуя с 1961 г. до настоящего времени. От СМIP DCPP отличается большим числом членов ансамбля и устранением различных неточностей в начальных данных и улучшением качества прогнозирования. DCPP, как и СМIP, включает эксперименты с форсингом от извержений различных конкретных вулканов. DCPP инициализируется, используя данные наблюдений (Boer et al., 2016). Минимальное значение площади арктического морского льда наблюдалось в сентябре 2012 г. и с тех пор не было превзойдено. В настоящее время нет точного объяснения этому явлению, однако некоторые исследователи пытались его изучить. В работе (Семенов, 2015; Francis et al., 2020) отмечается важная роль естественной изменчивости атмосферы, усиление западного переноса, циклонической активности и турбулентных потоков тепла. Однако до сих пор до конца не ясно, какие процессы происходят в моделях в сентябре в годы с минимальной площадью льда.

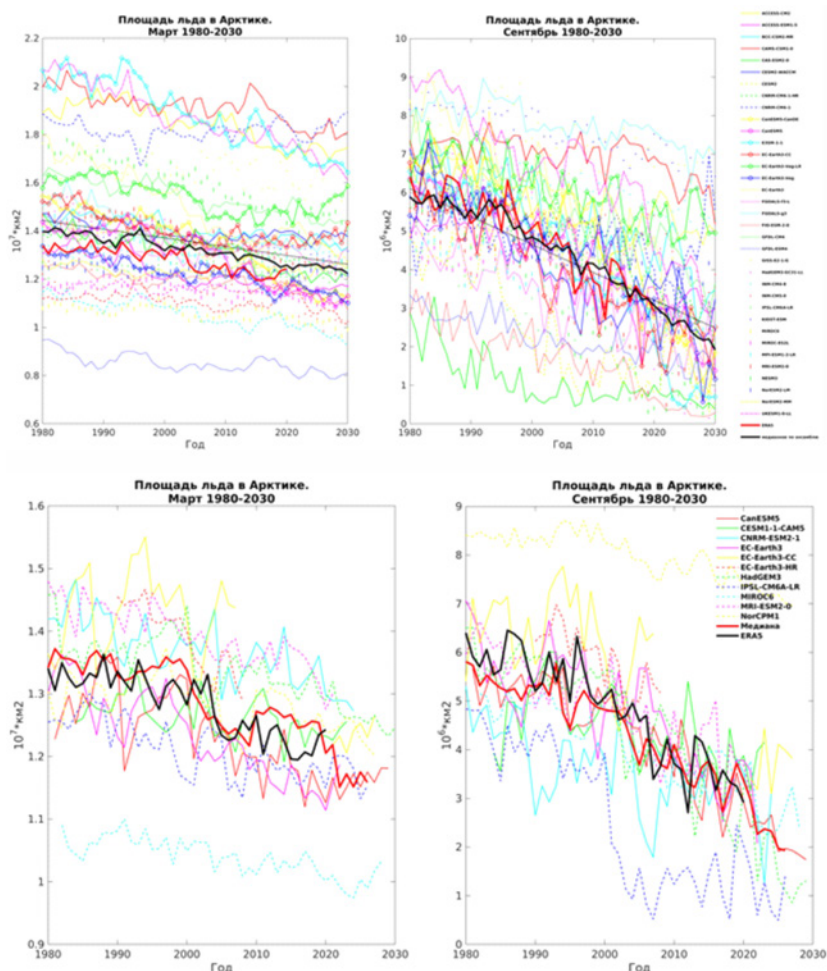
В настоящем исследовании изучены характеристики арктического морского льда по данным климатических моделей проекта СМIP6 и по данным декадных климатических прогнозов (DCPP). Рассмотрена КМЛ за различные десятилетия и ее тренд. Изучена аномалия различных метеорологических переменных в сентябре для лет с минимальной площадью льда моделей СМIP6 по отношению к среднему за сентябрь 1980 – 2020 гг.

Данные и методы. В работе использованы среднемесячные данные для марта, августа и сентября по концентрации льда из архива CEDA (<https://data.ceda.ac.uk/badc/cmip6/data/>) проектов СМIP6 (35 моделей) и DCPP (10 моделей) для всей территории Арктики за период 1980 – 2030 гг., а также данные реанализа ERA5 за период 1980 – 2020 гг. за те же месяцы (<https://www.copernicus.eu/en>). В данных декадных прогнозов моделей EC-Earth3-CC и EC-Earth3-HR имеются пропуски некоторых лет, поэтому их временные ряды непрерывны. СМIP6 данные состоят из блока historical (до 2014 г.) и сценария ssp585 (2015 – 2030 гг.). Для дальнейших вычислений данные всех климатических моделей переинтерполированы в единую гауссову сетку 360x180 и путем умножения на площади ячеек сетки концентрация морского льда преобразована в площадь.

В качестве характеристик арктического морского льда в работе представлены временные ряды ее площади как по данным СМIP6, так и по данным DCPP, за март и сентябрь, месяцы с наибольшей и наименьшей площадью льда, соответственно. Также были построены карты распределения средней по ансамблю моделей СМIP6 осредненной за 1980 – 2020 гг. площади льда за март и сентябрь, карты средних по ансамблю трендов площади льда за 1980 – 2020 гг. за те же месяцы и карты межмодельного раз-

броса трендов площади льда за 1980 – 2020 гг. за рассматриваемые месяцы, полученные путем расчета стандартного отклонения по ансамблю моделей средней за исследуемый промежуток времени площади льда.

Результаты. На рис. 1 представлены временные ряды площади льда в Арктике по данным SMIP6 и DCPР. Как мы можем видеть, большинство моделей воспроизводит линейное сокращение площади ледового покрова к 2030 г., причем в сентябре оно сильнее, чем в марте. Отмечается ярко выраженный межмодельный разброс, порядка  $1.3 \cdot 10^7 \text{ км}^2$  в марте и более  $6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  в сентябре, что говорит о существенной неопределенности в воспроизведении климатическими моделями характеристик льда.



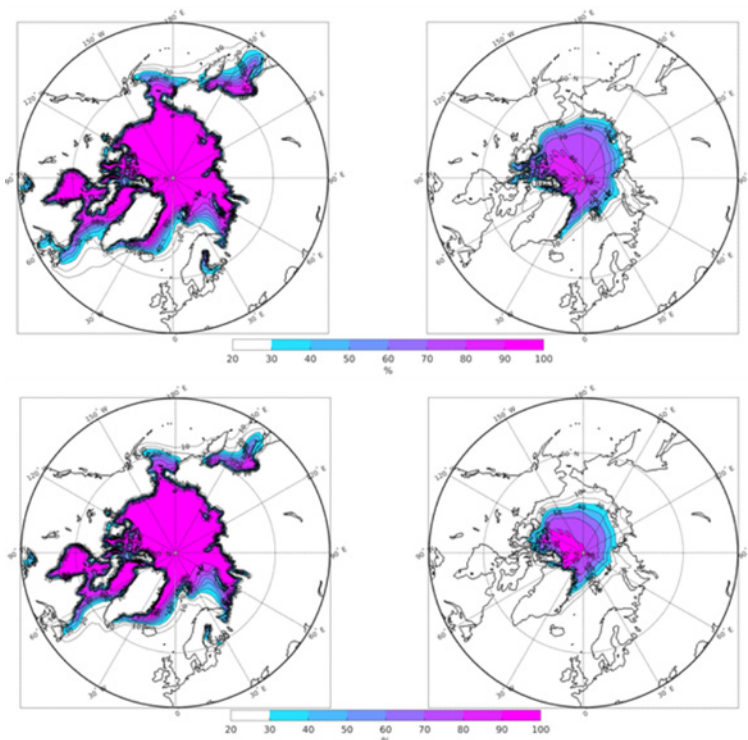
**Рис. 1.** Временные ряды площади морского льда в Арктике (млн. км<sup>2</sup>) за 1980 – 2030 гг. по данным SMIP6 (сверху) и DCPР (снизу) за март (слева) и сентябрь (справа). На верхнем рисунке толстой красной кривой показан временной ряд по данным реанализа ERA5, толстой черной кривой – временной ряд медианного значения по ансамблю. На нижнем рисунке толстой красной кривой показан временной ряд медианного значения по ансамблю, толстой черной кривой – временной ряд по данным реанализа ERA5.

В марте среднее по моделям значение площади льда чуть больше медианного, что говорит о положительной асимметрии воспроизведения площади льда моделями SMIP6, что выражено в завышении ими значений концентрации льда. В сентябре медианное значение среднеансамблевой площади льда близко к средней, то есть модели в равной степени как завышают, так и занижают значения КМЛ. Стоит отметить, что, согласно (рис. 1) площадь льда по данным реанализа ERA5 близка к среднеансамблевой, однако, в марте она чуть ниже средней и медианной, что подтверждает положительную асимметрию воспроизведения моделями площади льда, а в сентябре максимально близка к ним.

Наибольшая КМЛ (рис. 2) наблюдается в восточно-сибирском и североамериканском секторах, где отсутствует отепляющее влияние теплых течений, а, например, в районах Гренландии и Канадского арктического архипелага протекают ветви холодного Трансарктического течения, там ледовый покров наблюдается даже в сентябре. В Норвежском, Баренцевом и Карском морях в результате действия теплого течения Гольфстрим и его различных ветвей, КМЛ минимальна, либо вовсе отсутствует как в сентябре, так и в марте. К востоку от Баренцева моря КМЛ зимой резко увеличивается, так как архипелаг Новая Земля является естественной преградой на пути следования в Карское море теплого Мурман-



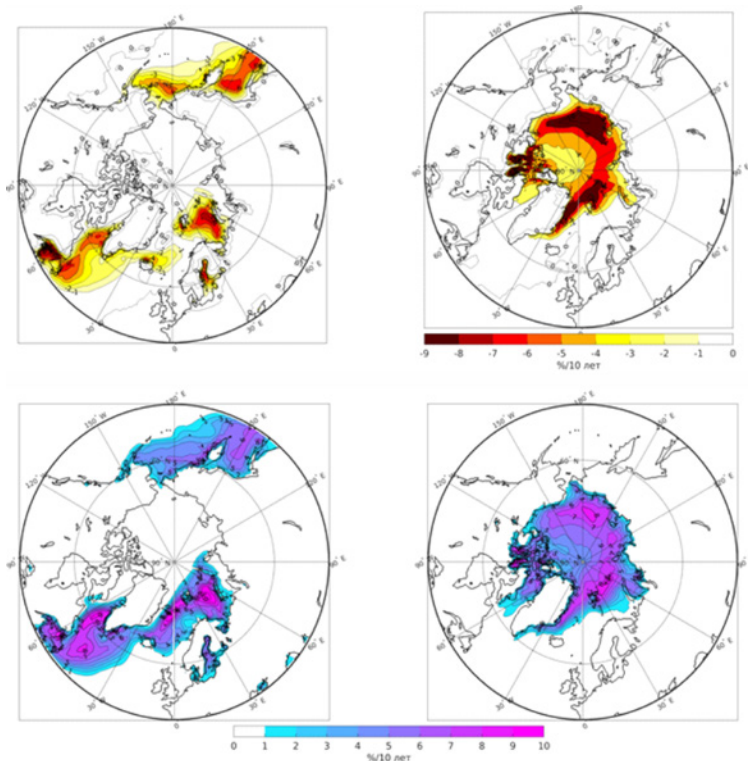
ского течения. Модели показывают заметное снижение КМЛ в течение последних десятилетий (рис. 2). Наиболее заметно это сокращение в сентябре, когда значительная часть окраинных морей освободится от льда во втором десятилетии XXI в. по отношению к периоду 1981 – 1990 гг.



**Рис. 2.** Среднеансамблевая концентрация льда за март (слева) и сентябрь (справа). 1981 – 1990 гг. (сверху); 2011 – 2020 гг. (снизу).

В начале 21 века произойдет резкое сокращение площади ледового покрова в Арктике. На (рис. 3 сверху) представлены среднеансамблевые тренды концентрации льда за 1980-2020 гг. В марте наблюдается повсеместное снижение площади ледового покрова и концентрации льда равными темпами на всей акватории Арктики. В сентябре темп снижения площади льда выше, чем в марте. Зона наиболее ускоренного таяния наблюдается в восточно-сибирской и северо-американской акваториях Арктики, где и так максимальное сосредоточение льда.

**Рис. 3.** Сверху среднеансамблевый тренд концентрации льда за 1980–2020 гг. в марте (слева) и сентябре (справа). Снизу межмодельный разброс трендов концентрации льда за 1980–2020 гг. в марте (слева) и сентябре (справа).

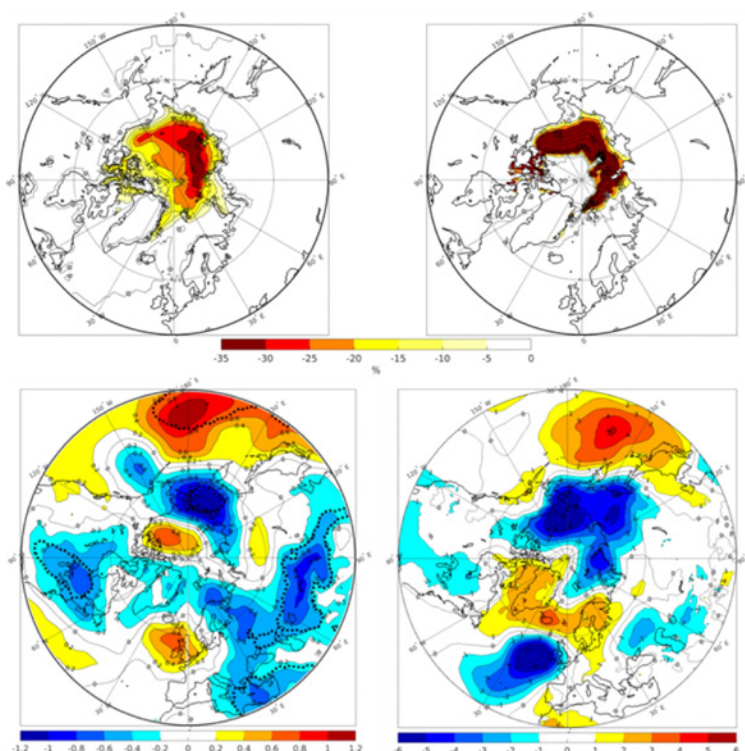


Наибольшие межмодельные различия в воспроизведении концентрации ледяного покрова (рис. 3 снизу) в марте наблюдаются в Баренцевом и на севере Норвежского морей. Именно здесь существует большая неопределенность в моделировании концентрации льда между моделями. В сентябре максимальный межмодельный разброс приурочен к районам существования сплошного льда, где так же можно увидеть большие различия в воспроизведении площади ледяного покрова и его концентрации между различными моделями.

В сентябре 2012 г. наблюдался абсолютный минимум площади морского льда в Арктике за период спутниковых наблюдений с 1979 г., а также, возможно, с начала 20 века (Francis et al., 2020; Walsh et al., 2017). В этот год площадь составила 3.5 млн км<sup>2</sup>. С тех пор это значение оставалось рекордно малым. Исследования причин такой аномалии указывают на роль изменчивости атмосферной циркуляции.

Многие работы посвящены влиянию мощных циклонов на площадь ледяного покрова. Так, в (J. Lukovich et al., 2021) и в (Yamagami et al., 2017) авторы отмечают связь между минимальной протяженностью ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в сентябре 2012 г., в год рекордно низкой ледовитости и длительным существованием глубокого арктического циклона в предшествующий месяц – август 2012 г. Похожая связь наблюдалась и в 2016 г. В первой половине августа наблюдалось мощное

циклоническое образование с траекторией над Восточно-Сибирским, Чукотским морями и над центральной Арктикой с Канадским Арктическим архипелагом. Глубина циклона в центре достигала 970 гПа. Экстремальные шторма в циклоне за счет динамического в прикромочной зоне и термодинамического в остальной зоне ледяного покрова факторов снижали его толщину и протяженность (J. Lukovich et al., 2021). В данной работе были рассчитаны аномалии различных метеорологических величин в августе в годы с минимумом КМЛ в сентябре по отношению к среднему за август 1980 – 2020 в среднем по ансамблю моделей СМIP6 и для реанализа ERA5. На рис. 4 можно видеть, что и для климатических моделей, и для реанализа, наибольшие аномалии КМЛ характерны для Сибирской Арктики, где большую часть времени существовал циклон в августе 2012 г. Этим же акваториям соответствуют области аномально низкого атмосферного давления, которые обуславливают наличие циклона, и для модельной выборки, согласно одновыборочному критерию Стьюдента, имеют значимость 0.05.



**Рис. 4.** Композитная аномалия КМЛ (%) в августе для лет с максимальной отрицательной аномалией площади льда в сентябре в моделях СМIP6 за период 1980 – 2020 гг. (сверху слева). Композитная аномалия КМЛ (%) в сентябре 2012 г. к среднему за сентябрь 1980 – 2020 гг. по данным ERA5 (сверху справа). Композитная аномалия давления (гПа) в августе для лет с максимальной отрицательной аномалией площади льда в сентябре в моделях СМIP6 за период 1980 – 2020 гг. (снизу слева). Композитная аномалия давления (гПа) в августе для 2012 года (максимальная отрицательная аномалия ПМЛ) по отношению к среднему за сентябрь 1980 – 2020 гг. для реанализа ERA5 (снизу справа). Пунктиром выделены области с 0.05 значимостью областей экстремальных аномалий давления.

Выявлены положительные аномалии радиационного баланса в августе для лет с минимальной площадью льда в сентябре по отношению к среднему за сентябрь за рассматриваемый период, причем аномалия по моделям в несколько раз выше таковой по ERA5. И в реанализе, и в среднем по ансамблю СМIP6 положительные аномалии радиационного баланса характерны для области, где как раз доминировал мощный циклон, предшествующий малоледному сентябрю – в сибирской и североамериканской Арктики. При этом при разложении баланса на коротковолновый и длинноволновый можно увидеть, что оба эти компонента имеют положительную аномалию в указанной области, а коротковолновый баланс имеет отрицательную аномалию в центральной части Северного Ледовитого океана. Наличие того или иного знака аномалии может быть связано с влиянием плотного облачного покрова, характерного для циклонов.

Ярко выраженная аномалия потоков явного и скрытого тепла в августе для лет с минимальной площадью льда в сентябре по отношению к среднему за сентябрь за период 1980 – 2020 гг., в рассматриваемой области ни по модельным данным, ни по данным ERA5, не выявлена, что согласуется с (Simmonds et al., 2012), где отмечен несущественный вклад потоков тепла в развитие циклона в августе 2012 г. При этом периоду наибольшего его усиления соответствовала небольшая потеря потоков тепла из атмосферы.

**Заключение.** Большинство моделей, как СМIP6, так и DCPP проектов воспроизводит линейное сокращение площади ледяного покрова к 2030 г., причем в сентябре оно происходит быстрее, чем в марте. Существует значительный межмодельный разброс в воспроизведении площади льда, порядка  $1.3 \cdot 10^7 \text{ км}^2$  в марте и более  $6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  в сентябре. Значительное число моделей завышают значения площади льда в марте. В Норвежском, Баренцевом и Карском морях, в результате действия теплого течения Гольфстрим и его различных ветвей, площадь льда минимальна, либо вовсе отсутствует как в сентябре, так и в марте. В сентябре наблюдается значительное сокращение площади ледяного покрова, его максимум, как и максимум межмодельного разброса в воспроизведении трендов снижения ледяного покрова приурочен к восточно-сибирской и северо-американской акваториям Арктики. Годам с наименьшей

площадью ледяного покрова в сентябре соответствует действие мощного циклонического образования в предшествующий август, которое за счет динамического (мощные ветры) и термодинамического (выделение тепла) факторов сказывалось на усиленном таянии льда в вышеперечисленных акваториях.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФ №23-47-00104.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости температуры атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана. // Известия Российской Академии наук. Физика атмосферы и океана. Т. 54, №1, 2018, с.: 73 – 82.
2. Латонин М.М., Башмачников И.Л., Бобылев Л.П.. Явление арктического усиления и его движущие механизмы. // Фундаментальная и прикладная геофизика, 2020, том 13, № 3, с: 3 – 19.
3. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – арктические льды – океан. // Фундаментальная и прикладная климатология (1), 2015, с.: 232 – 248.
4. Семенов В.А. Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи. // ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, 2021, том 57, № 1, с. 21–33.
5. Alekseev G., Kuzmina S.. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming. // International Journal of Climatology, 2019, 39(8), p: 3582 – 3592.
6. Bengtsson, L., Vladimir A. Semenov, Ola M. Johannessen. The Early Twentieth Century Warming in the Arctic. A Possible Mechanism. // Journal of Climate, 2004, p: 4045 - 4057.
7. Boer G. et al. The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. // Geoscientific Model Development, 2016, p.: 3751–3777.
8. Francis J. et al. Why has no new record-minimum Arctic sea-ice extent occurred since September 2012 // Environmental Research Letters 15 (11), 2020, p: 1 - 9.
9. Lind S., Ingvaldsen R., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. // Nature Climate Change, 8, 2018, p: 634 - 639.
10. Lukovich J. et al. Summer Extreme Cyclone Impacts on Arctic Sea Ice. // Journal of Climate (34), 2020, p: 4817 – 4834.
11. Semenov V. et al. The Impact of North Atlantic–Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature. // Journal of Climate (23), 2010, p.: 5668 – 5677.
12. Semenov V. et al. Arctic Sea Ice in the First Half of the 20th Century: Temperature-Based-Spatiotemporal Reconstruction. // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.
13. Schlichtholz P. Subsurface ocean gyre of coupled climate variability in the Barents Sea hotspot of global warming. // Scientific Reports. 2019, p: 1- 16.
14. Simmonds I. et al. The great Arctic cyclone of August 2012. // Geophysical Research Letters 39(23), 2012, p.: 1 – 6.
15. Yamagami A. et al. Extreme Arctic cyclone in August 2016. // Atmospheric Science Letters, 18(7), 2017, p: 307 – 314.
16. Walsh J. et al. Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice. // Environmental Research Letters 12(8), 2017, p: 1 - 14.
17. <https://data.ceda.ac.uk/badc/cmip6/data/>



# Особенности воспроизведения длинноволнового радиационного баланса на поверхности Земли в модели ICON в условиях адвекции теплого воздуха в зимний период

<sup>1,2</sup>Пискунова Д.А., <sup>1,2</sup>Чубарова Н.Е., <sup>2</sup>Шатунова М.В., <sup>2</sup>Шувалова Ю.О.

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup>ФГБУ «Гидрометцентр России», Москва, Россия

E-mail: [piskunovada@my.msu.ru](mailto:piskunovada@my.msu.ru)

Точность воспроизведения радиационного баланса вносит заметный вклад в качество прогноза погоды. В работе анализируется точность воспроизведения длинноволнового баланса (NLR) в модели ICON для случая адвекции теплого воздуха в облачных условиях при прохождении теплого атмосферного фронта в зимний период, когда по данным наземных измерений комплекса RAD-MSU(BSRN) наблюдались положительные значения NLR. По результатам численного эксперимента с шагом сетки 1,1 км для случая 9–10 января 2022 года положительные значения NLR не были воспроизведены для территории Москвы, однако, воспроизводились чуть севернее. В среднем за период рассчитанные значения баланса оказались занижены на 6 Вт/м<sup>2</sup>, а в период с положительным длинноволновым балансом – на 17,9 Вт/м<sup>2</sup>. Было проанализировано качество воспроизведения факторов, влияющих на величину NLR: характеристик облачности, температурного профиля и влагосодержания атмосферы. В результате сравнения с данными Метеорологической обсерватории МГУ и Центральной Аэрологической Обсерватории, а также анализа оценки синоптической ситуации показано, что погрешности прогноза NLR были связаны с занижением удельной водности жидкокапельной облачности. В работе обсуждаются возможные причины данного занижения.

## АКТУАЛЬНОСТЬ

Качество прогноза погоды в значительной степени определяется тем, насколько точно воспроизводится радиационный баланс в модели. В данной работе мы анализируем условия, когда по данным наземных измерений комплекса RAD-MSU(BSRN), установленного в Метеорологической Обсерватории МГУ (МО МГУ), наблюдались положительные значения длинноволнового баланса (NLR). Эти ситуации были зафиксированы в случае адвекции теплого воздуха в облачных условиях при прохождении теплого атмосферного фронта в зимний период. Такие случаи довольно редки, однако они представляют большой интерес для изучения погоды и климата в высоких широтах [Tjernström, 2015]. Этот эффект наиболее актуален в том случае, когда он наблюдается на суточном масштабе, что может привести к значительным изменениям энергетического баланса подстилающей поверхности. Для некоторых случаев с положительным суточным NLR с целью оценки воспроизведения длинноволнового баланса у поверхности Земли проводились эксперименты с негидростатической моделью ICON (ICOsahedral Nonhydrostatic) [Zängl et al., 2015]. В настоящее время модель внедрена в оперативное использование в Немецкой службе погоды, в ближайшие годы планируется ее ввод в оперативное использование в Гидрометцентре России.

## ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Расчеты выполнялись в два этапа. На первом этапе моделирования расчеты выполнялись с помощью версии ICON-LAM с шагом сетки 4 км. В качестве начальных и боковых граничных условий были взяты результаты расчета по глобальной версии модели ICON с шагом 13 км. Результаты расчетов на сетке с шагом 4 км были использованы в качестве боковых граничных условий для последующего моделирования на сетках с меньшим шагом.

На втором этапе расчеты ICON-LAM выполнялись на сетке с шагом 2,2 км с вложенным доменом с шагом сетки 1,1 км с включением двусторонней связи [Mauger et al., 2022]. Таким образом, итоговые результаты расчетов имеют разрешение 1,1 км.

По высоте расчеты проводились для 91 уровня: 1 уровень соответствовал высоте 22 км, 91 уровень соответствовал поверхности земли.

Временной шаг процессов «быстрой физики» составлял 10 секунд. Для случая 9–10 января 2022 года временем старта было 00 ВСВ 9 января, период расчета составлял 45 часов (до 21 ч ВСВ 10 января).

Расчеты плотности радиационных потоков выполнялись по схеме esRAD [Hogan, Bozzo, 2018] с использованием схемы McICA для облачных условий каждые 30 минут. Отдельная сетка для радиации не использовалась.



Были определены следующие настройки радиационного блока:

- климатология оптических характеристик аэрозоля Tegen [Tegen et al., 1997];
- альbedo поверхности по спутниковым данным MODIS;
- экспоненциально-случайная схема облачного перекрытия;
- оптические свойства облачных капель – схема SOCRATES [Edwards, Slingo, 1996];
- оптические свойства ледяных кристаллов – схема Fu [Fu et al., 1998];
- учет рассеяния облачными частицами в длинноволновом диапазоне.

Концентрация ядер конденсации по умолчанию в микрофизическом блоке модели была задана как  $250 \text{ см}^{-3}$ , однако, в одном из экспериментов она была специально увеличена до  $1700 \text{ см}^{-3}$  для повышения интенсивности каплеобразования и роста водосодержания облаков. Для расчета микрофизических параметров облачности на первом этапе с шагом 4 км использовалась одномоментная микрофизическая схема, а для расчетов на сетках с шагами 1,1 и 2,2 км – двухмоментная схема [Seifert, Beheng, 2006].

Для верификации результатов использовались данные комплекса RAD-MSU(BSRN) (радиация), метеорологические данные МО МГУ (температура воздуха, нижняя граница облачности (НГО), балл облачности), данные профилемера МТП-5 в ЦАО г. Долгопрудный (профиль температуры до 1 км), данные аэрологического зондирования в ЦАО г. Долгопрудный (влажесодержание).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты эксперимента: оценки NLR и его компонент

Рассмотрим результаты эксперимента для 9–10 января 2022 года. 10 января 2022 года суточная сумма длинноволнового баланса превышала ноль и составляла  $0,03 \text{ Вт/м}^2$ , а в отдельные часы средние значения длинноволнового баланса достигали почти  $+20 \text{ Вт/м}^2$ . Среднечасовые значения длинноволнового баланса были положительными с 18 ВСВ 9 января по 7 ВСВ 10 января. В ночные часы 9–10 января погоду в Москве определял теплый фронт циклона, который проявлялся в сплошной нижней облачности (Ns), интенсивных осадках в виде снега, а также в правом повороте ветра.

Ошибка в воспроизведении NLR по результатам эксперимента была небольшой, однако, она увеличивалась в часы с положительным NLR (табл. 1). Положительные значения NLR воспроизведены не были. Определяется, что ошибка в вычислении NLR, главным образом, связана с определением нисходящей длинноволновой радиации (DLI), тогда как восходящая длинноволновая радиация (ULI) была воспроизведена с достаточно высокой точностью.

**Табл. 1** Точность воспроизведения длинноволнового баланса (NLR), нисходящей длинноволновой радиации (DLI) и восходящей длинноволновой радиации (ULI) для эксперимента 9–10 января 2022 г.

	Весь эксперимент		Часы с положительным NLR	
	Средняя ошибка, Вт/м <sup>2</sup>	RMSE, Вт/м <sup>2</sup>	Средняя ошибка, Вт/м <sup>2</sup>	RMSE, Вт/м <sup>2</sup>
DLI	-6,1	11,6	-17,4	18,4
ULI	0,7	3,2	3,0	3,9
NLR	-6,8	12,7	-20,5	21,4

Рассмотрим погрешности воспроизведения метеорологических факторов, влияющих на NLR.

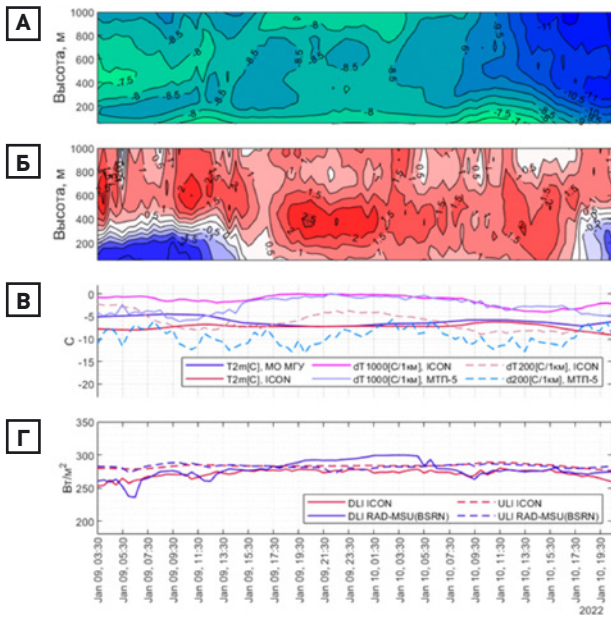
*Температура воздуха.*

При сравнении модельных данных с измерениями по МТП-5 в ЦАО (рис. 1) было зафиксировано довольно сильное (до  $2,5\text{--}3^\circ\text{C}$ ) занижение температуры моделью ICON до высоты порядка 250 м до 15:30 ВСВ. Далее температура в основном завышалась. Максимальное завышение температуры было отмечено на высоте около 600 м в 04:00 ВСВ 9 января ( $+2,66^\circ\text{C}$ ), а также на высоте около 400 м в 20:30 ВСВ 9 января. В часы с положительным длинноволновым балансом по крайней мере в нижнем километре в основном наблюдалось завышение температуры. Небольшое занижение температуры также отмечалось в конце срока прогноза (с 17:30 ВСВ 10 января) до высоты около 500 м.

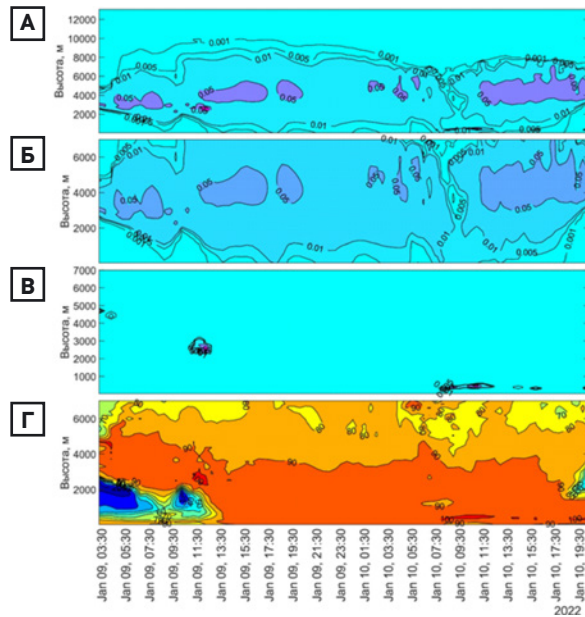
*Облачность и относительная влажность.*

При сравнении с данными ЦАО было показано, что в 00 ВСВ 10 января, когда DLI по данным измерений превышала ULI, влажесодержание в нижних слоях тропосферы (первые 3 км) было немного завышено.

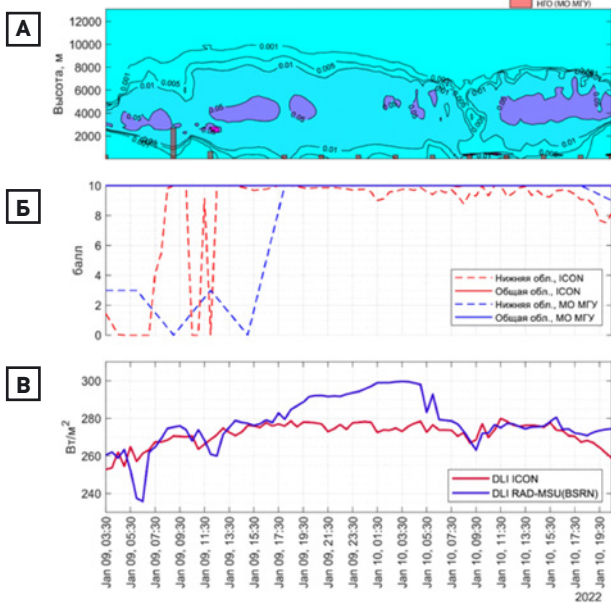
Согласно профилю общей удельной водности облаков (рис. 2 А), под которым подразумевается сумма водности- и лёдности, определяется облачность среднего яруса на высотах порядка 4 км, и, в дневное время 10 января, геометрически маломощная, но очень оптически плотная облачность нижнего яруса. Последняя совпадает по высоте и времени с высокими значениями относительной влажности (рис. 2 Г). Выделяется также резкий максимум водности, совпадающий с высокими значениями относительной влажности в дневные часы 9 января.



**Рис. 1.** Расчетный профиль температуры до 1 км, °С (А), разница между расчетной и измеренной температурой (модель – измерения), °С (Б), расчетная и измеренная температура на 2 м, расчетный и измеренный градиент температуры в первых 1000 и 200 м (В), ход DLI и ULI в модели и по измерениям (Г).



**Рис. 2.** Профили общей удельной влажности [г/кг] (А), удельной ледности [г/кг] (Б), удельной влажности жидкокапельной фазы [г/кг] (В), относительной влажности [%] (Г).



**Рис. 3.** Смоделированные и измеренные: (А) Профиль общей удельной влажности [г/кг] и нижней границы облачности (НГО), (Б) балл нижней и общей облачности, (В) DLI.

были максимальны, фиксируются невысокие значения общей влажности облаков. Балл облачности при этом воспроизводился достаточно точно.

Кроме этого, в пользу занижения общей влажности и неверного воспроизведения жидкокапельной облачности говорит занижение суммарного количества осадков в период с 18 ВСВ 9 января до 6 ВСВ 10 января (4 мм по данным МО МГУ, 3, 5 по расчетам модели).

*Пространственное распределение водосодержания облаков и NLR*

На рис. 4 представлено распределение длинноволнового баланса за некоторые часы прогноза для области расчетного домена. Хотя в точке МО МГУ положительный длинноволновый баланс не воспроизвелся, однако он отмечался к северу от Москвы в 15 ВСВ 9 января и в 0 ВСВ 10 января (небольшая область) (до +5 Вт/м<sup>2</sup>).

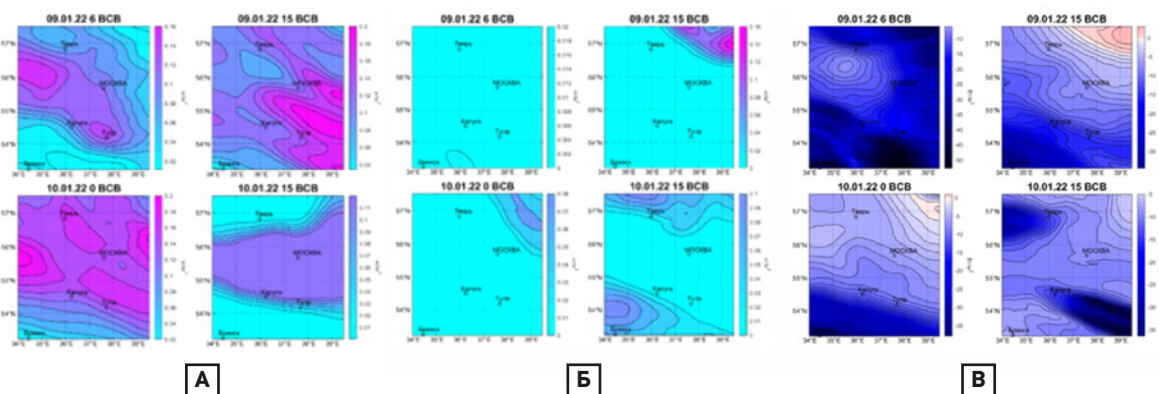
Рассмотрим отдельно твердую (рис. 2 Б) и жидкую (рис. 2 В) составляющие общей удельной влажности. Видно, что ледность дает основной вклад в общую удельную влажность облаков и практически повторяет ее ход за исключением резких максимумов, связанных с областями с влажностью выше 100%.

Известно, что относительная влажность определяется влагосодержанием и температурой воздуха. Примерно с 14 ВСВ 9 января практически во всем первом километре относительная влажность воздуха составляет от 90 до 100%, однако, слой, где она превышает 100%, невелик. В эти часы в первом километре температура завышалась, поэтому даже при правильном воспроизведении влагосодержания значения относительной влажности могли занижаться.

На рис. 3 приведен профиль общей удельной влажности облачности по расчетам модели, балл облачности по расчетам модели и наблюдениям, а также ход DLI.

Видно, что в период с положительным длинноволновым балансом, когда расхождения между модельными и измеренными значениями DLI

Видно, что в значительной степени картина распределения длинноволнового баланса следует за распределением водо- и ледосодержания облаков. Положительный длинноволновый баланс отмечается именно в том районе, где содержание жидких гидрометеоров принимает особенно высокие значения.



**Рис. 4.** Пространственное распределение модельных значений (сглаженные данные – скользящее среднее для 70 точек): (А) интегрального ледосодержания по ЦФО [кг/м<sup>2</sup>]; (Б) интегрального водосодержания (жидкокапельная облачность) [кг/м<sup>2</sup>]; (В) длинноволновый баланс (NLR) [Вт/м<sup>2</sup>].

Так как было выявлено, что неточности в воспроизведении длинноволнового баланса связаны с некорректным воспроизведением характеристик облачности, была предложена гипотеза о том, что расчеты с более высоким числом ядер конденсации (например, 1700 см<sup>-3</sup>) приведут к активизации процессов конденсации в модели и помогут уменьшить ошибку DLR. Однако, при расчете с большим числом ядер конденсации значимых улучшений прогноза выявлено не было, при этом корреляция между моделью и наблюдениями даже несколько снизилась с 0,7 до 0,6. Таким образом, увеличение заданных ядер конденсации с целью воспроизведения активных процессов конденсации не привело в данном случае к повышению точности прогноза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в случае 9–10 января для района МО МГУ длинноволновый баланс воспроизводился моделью ICON достаточно хорошо за исключением часов с положительным длинноволновым балансом. Занижение нисходящей компоненты длинноволнового баланса произошло из-за занижения общей водности облаков (облачность теплого фронта, массив As-Ns). Искусственное увеличение количества ядер конденсации не дало улучшения сходимости измеренных и модельных значений DLR. Вместе с тем, положительный NLR был воспроизведен к северу от Москвы в области с высокими значениями жидкокапельной облачности.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Piskunova, D.A., Chubarova, N. E., Poliukhov, A.A., Zhdanova, E. Yu. Radiative Regime According to the New RAD-MSU(BSRN) Complex in Moscow: The Roles of Aerosol, Surface Albedo, and Sunshine Duration // *Atmosphere*. – 2024. – Т.15. – №2.
2. Tjernström, M., Shupe, M.D., Brooks, I.M., Persson P.O.G., Prytherch, J., Salisbury, D.J., Sedlar, J., Achtert, P., Brooks, B.J., Johnston, P.E., Sotiropoulou, G., Wolfe, D. Warm-air advection, air mass transformation and fog causes rapid ice melt // *Geophys. Res. Lett.* – 2015. – Т. 42. – С. 1–9.
3. Zängl, G., Reinert, D. Ripodas P., Baldauf M. The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core // *Q. J. of the R. Met. Soc.* – 2015 – Т. 141 – С. 563-579.
4. Maurer, V et al., Domain Nesting in ICON and its Application to AMIP Experiments with Regional Refinement // *J.A.M.E.S.* – 2022.
5. Hogan, R., Bozzo, A. A flexible and efficient radiation scheme for the ECMWF model: A flexible radiation scheme for the ECMWF model // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. – 2018. – Т. 10. – С. 1990–2008.
6. Tegen, I., Hollrig P., Chin M., Fung I., Jacob D., Penner J. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results // *J. Geophys. Res.* – 1997 – Т. 102.
7. Fu Q., Yang P., Sun W.B. An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models // *J. Clim.* – 1998 – Т. 11 – С. 2058–2082.
8. Edwards J.M., Slingo A. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 1996 – Т.122 – С. 689–719.



# СЕКЦИЯ

Структура  
и динамика  
геофизических  
пограничных слоёв

## Численное исследование термогидродинамических и биохимических процессов во внутренних водоемах

<sup>1,2</sup>Ахтамьянов Р.А., <sup>1,3</sup>Гладских Д.С.,  
<sup>1,4</sup>Мортиков Е.В., <sup>1,5</sup>Ломов В.А.

<sup>1</sup> Научно-исследовательский вычислительный центр  
МГУ, Москва, Россия

<sup>2</sup> Гидрометцентр РФ, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород,  
Россия

<sup>4</sup> Институт вычислительной математики РАН, Москва,  
Россия

<sup>5</sup> Институт физики атмосферы РАН, Москва, Россия

E-mail: [ramil.rgk@gmail.com](mailto:ramil.rgk@gmail.com)

Озера и водохранилища играют важную роль в климатической системе на различных масштабах. Их влияние необходимо учитывать в современном климатическом моделировании.

Наличие обратных связей – роль внутренних водоемов в изменении климата и реакция водных объектов на такие изменения – отмечены в ряде работ (Jacobs and Grondin, 1988; Tranvik et al., 2009; Адаменко, 1985; Астраханцев и др., 2003). Суточные колебания температуры поверхности воды обладают меньшей амплитудой по сравнению с сушей (Skowron and Piasecki, 2016), процессы выхолаживания и прогрева происходят медленнее, что приводит к возникновению бризовых циркуляций, определяющих погоду на прилегающих территориях. С точки зрения взаимодействия с атмосферой водоемы суши являются особым типом подстилающей поверхности, и в мезомасштабных моделях атмосферы критически важно корректное воспроизведение термогидродинамики озер и водохранилищ.

Процессы, протекающие во внутренних водоемах, требуют учета и при разработке глобальных моделей (Ljungemyr et al., 1996; Tsuang et al., 2001). Помимо термогидродинамических характеристик, таких, как потоки тепла и влаги, в глобальных моделях необходима параметризация потоков биохимических веществ в атмосферу, среди которых особую роль играют растворенные газы, в частности, парниковые: метан и углекислый газ. Эти газы вносят вклад в увеличение парникового эффекта Земли и во многом определяют глобальный углеродный цикл (Zeli and Qianlai, 2015; Коротеев и др., 2009). В работе (Raymond et al., 2013) скорость выбросов оценена как ~2.1 петаграмм углерода в год. Что касается метана, то, несмотря на его невысокую концентрацию в атмосфере, вклад метана в создание парникового

эффекта (потенциал глобального потепления) составляет примерно 30% от величины, принятой для углекислого газа (Forster et al., 2007; Коротеев и др., 2009).

Таким образом, влияние озер на климат и климата на озера охватывает различные пространственные и временные масштабы: как сезонные и региональные, так и глобальные. Именно поэтому необходимо численное исследование термогидродинамики и биохимии водоемов суши как важнейшего компонента Земной системы.

В рамках данной работы была создана и протестирована конфигурация трехмерной модели термогидродинамики и биогеохимии внутреннего водоема на основе единого гидродинамического кода НИВЦ МГУ, объединяющего подходы DNS, LES и RANS для описания турбулентных течений с высоким пространственным и временным разрешением.

Уравнения термогидродинамики замкнутого водоема построены на основе осредненной по Рейнольдсу системы уравнений термогидродинамики в приближении Буссинеска и гидростатики (Гладских и др., 2021):

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -A(u) + D_H(u, \lambda_m) + D_z(u, K_m + \nu) - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^\eta \rho dz' + f v, \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -A(v) + D_H(v, \lambda_m) + D_z(v, K_m + \nu) - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^\eta \rho dz' - f u, \\ \nabla \cdot \mathbf{u} &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= -A(T) + D_H(T, \lambda_h) + D_z(T, K_h + \chi'), \\ \rho &= \rho(T), \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + (\mathbf{u}_h \cdot \nabla_h) \eta &= w \end{aligned}$$

Здесь  $\mathbf{u} = (u, v, w)$  – вектор скорости,  $u_h$  – горизонтальные компоненты,  $K_m$  ( $\lambda_m$ ) и  $K_h$  ( $\lambda_h$ ) – коэффициенты вертикальной (горизонтальной) турбулентной вязкости и диффузии соответственно;  $\nu$ ,  $\chi'$  – коэффициенты молекулярной вязкости и диффузии,  $\eta$  – отклонение свободной поверхности от равновесного состояния,  $z$  – вертикальная координата, проходящая от дна водоема. Также в приведенной системе  $A(q)$  – оператор адвекции:

$$A(q) = \frac{\partial u q}{\partial x} + \frac{\partial v q}{\partial y} + \frac{\partial w q}{\partial z},$$

а  $D_H(q, \lambda)$  и  $D_z(q, K)$  – операторы горизонтальной и вертикальной диффузии с коэффициентами  $\lambda$  и  $K$  соответственно:

$$\begin{aligned} D_H(q, \lambda) &= \frac{\partial}{\partial x} \lambda \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \lambda \frac{\partial q}{\partial y}, \\ D_z(q, K) &= \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial q}{\partial z}. \end{aligned}$$

Описание биогеохимических процессов включает уравнения для расчета концентраций и потоков биохимических веществ, таких как метан ( $\text{CH}_4$ ), кислород ( $\text{O}_2$ ), углекислый газ ( $\text{CO}_2$ , являющийся диагностической переменной, входящей в прогностическую переменную DIC – растворенный неорганический углерод), а также живые и отмершие частицы фито- и зоопланктона.

В трехмерном представлении общий вид уравнения имеет вид:

$$\frac{\partial C_{(i)}}{\partial t} + \left[ \frac{\partial u_i C_{(i)}}{\partial x_i} + \frac{\partial w C_{(i)}}{\partial z} + w_s \frac{\partial C_{(i)}}{\partial z} \right] = \left[ \frac{\partial}{\partial x_i} (\lambda + \chi) \frac{\partial C_{(i)}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial z} (K_h + \chi) \frac{\partial C_{(i)}}{\partial z} \right] + R_{(i)}$$

где  $C_{(i)}$  – концентрации веществ,  $w_s$  – скорость оседания отмерших частиц, а член  $R_{(i)}$  описывает сколько молекул того или иного вещества было добавлено к раствору или извлечено из него в результате реакций (аэробное окисление метана в водной толще; фотосинтез; дыхание; биохимическое потребление кислорода (БПК) в водной толще (BOD – biochemical oxygen demand) – окисление органических соединений в теле водоема; биохимическое потребление кислорода в донных отложениях (SOD – sedimentary oxygen demand) – сток кислорода на окисление органических соединений в донных отложениях; отмирание фито- и зоопланктона).

Что касается потоков, то границе вода-атмосфера для растворенных газов задается граничное условие:

$$\left. \frac{K_h}{h} \frac{\partial C_{(i)}}{\partial \xi} \right|_{z=0} = F_{atm},$$

где  $K_h$  – коэффициент диффузии для пассивной примеси,  $h$  – глубина водоема,  $F_{atm}$  – диффузионный поток в атмосферу, определяемый соотношением:  $F_{atm} = k_{ge} (C_{(i=z=0)} - C_{ac})$ . Здесь  $C_{ac}$  – равновесная с концентрацией в атмосфере концентрация растворенного газа в воде, рассчитываемая по закону Генри,  $k_{ge}$  – коэффициент газообмена с размерностью скорости:

$$k_{ge} = k_{600} \sqrt{\frac{600}{Sc(T)'}}$$

Где  $Sc(T)$  – число Шмидта, значение которого зависит от рассматриваемого газа и температуры. Опорная величина  $k_{600}$  представляет собой, в сущности, тот же коэффициент газообмена для углекислого газа при температуре среды 20 градусов Цельсия: число Шмидта в этом случае равно 600. Для расчета  $k_{600}$  в предлагаемом программном коде используется модель обновления поверхности (MacIntyre et al., 2010), которая явно учитывает весь набор процессов, влияющих на турбулентность около границы раздела воздух-вода. Модель основана на гипотезе, что скорость газообмена между водой и атмосферой определяется скоростью поступления порций растворенного газа к поверхности воды из толщи перемешанного слоя за счет турбулентных вихрей:

$$k_{600} = \frac{C_{1,SR} \sqrt{\varepsilon|_{z=0} \cdot \nu}}{\sqrt{600}}$$

Константа  $C_{1,SR} = 0.5$ , а скорость  $\varepsilon$  диссипации турбулентной кинетической энергии рассчитывается согласно модели турбулентности, где использовалось  $k$ - $\varepsilon$  замыкание.

Объединение блоков динамики и биогеохимии позволяет модели воспроизводить двусторонние связи, такие как влияние биопродуктивности за счет фотосинтеза на коэффициент экстинкции проникающей радиации.

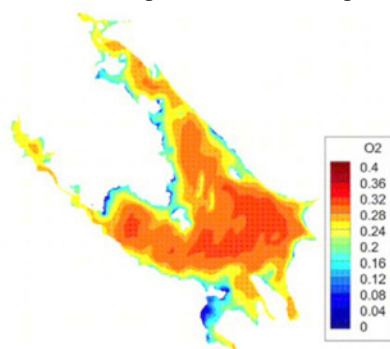
Следует отметить, что трехмерное моделирование является единственным способом получить полное распределение термических и биохимических характеристик. Эта модель также может использоваться для калибровки и уточнения моделей с меньшей пространственной детализацией. В целом, результаты трехмерного моделирования могут служить основой для сравнения с результатами одномерного моделирования и позволяют сделать выводы о применимости одномерного подхода для описания характеристик озер и водохранилищ.

Для исследования распределения климатически значимых биохимических веществ, таких как растворенные газы, была использована конфигурация трехмерной модели, соответствующая Рыбинскому водохранилищу за период с апреля по октябрь 2012 года.

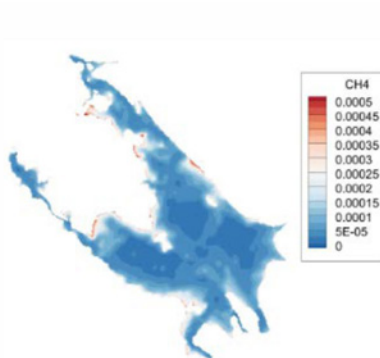
Атмосферные данные для форсинга модели были взяты из глобального метеорологического анализа ERA5 Land, что позволяет учитывать изменения условий на верхней границе модели. Газообмен на поверхности водоема определяется взаимодействием с атмосферой, а донные потоки — генерацией метана и потреблением кислорода донными отложениями. Шаг расчета модели составляет 12 секунд, а пространственное разрешение — 256x256x30 ячеек (Ox, Oy, Oz).

Метан производится донными отложениями, и из-за высокой чувствительности к концентрации кислорода его содержание увеличивается от поверхности к придонным горизонтам. Следовательно, более высокая концентрация наблюдается в мелководных областях. Кислород, наоборот, интенсивно потребляется донными отложениями, и его концентрация наиболее высока в глубоких областях. Углекислый газ, как и метан, чувствителен к концентрации кислорода, и его максимальные концентрации наблюдаются возле берегов. Модельные результаты показывают, что распределение метана и углекислого газа обратно распределению кислорода.

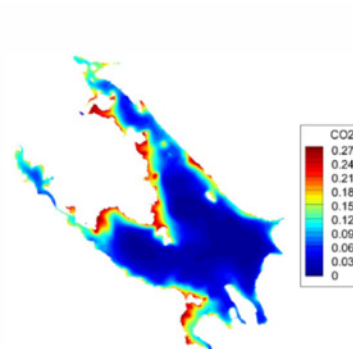
Пример распределения растворенных газов на поверхности водохранилища (в моль/м<sup>3</sup>) в конце весеннего периода показан на рис. 1, 2, 3.



**Рис. 1.** Мгновенное распределение кислорода в моль/м<sup>3</sup> на поверхности Рыбинского водохранилища.



**Рис. 2.** Мгновенное распределение метана в моль/м<sup>3</sup> на поверхности Рыбинского водохранилища.



**Рис. 3.** Мгновенное распределение углекислого газа в моль/м<sup>3</sup> на поверхности Рыбинского водохранилища.

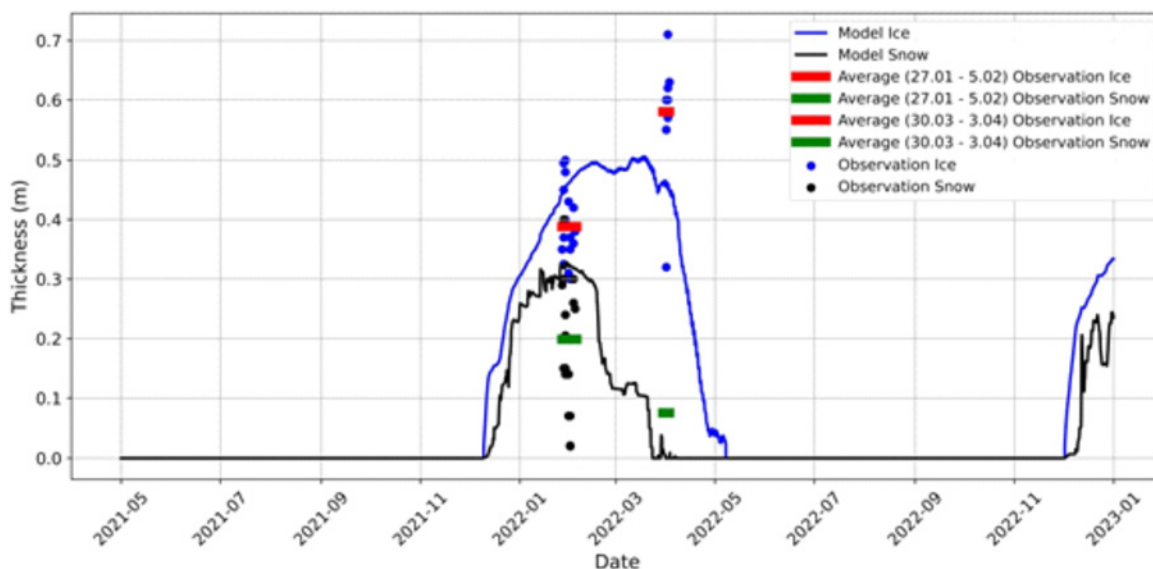
Трехмерная модель внутреннего водоема была дополнена блоком расчета льда. Ледяной покров влияет на термогидродинамику озера, ограничивая перенос импульса, так что вертикальное перемешивание поддерживается только за счет свободной конвекции (Farmer, 1975). В период ледостава нет вы-

хода метана в атмосферу (метан аккумулируется в растворенном виде и в виде пузырьков в подледном горизонте), и происходит постепенное истощение запасов кислорода (снег на льду препятствует проникновению солнечной радиации и фотосинтез не происходит) (Chapra, 2008). По этой причине важна корректная оценка времени замерзания и вскрытия льда.

Для учета ледового режима была реализована модель, описанная в (Rogers et al., 1995), с модификациями (Oveisy et al., 2012; Hipsey et al., 2019). Для каждой ячейки на поверхности водоема решается стационарное уравнение переноса тепла между атмосферой и толщей воды (Semther, 1976), включающее три слоя: голубой лед (кристаллический), белый лед (снежный) и снег. Лед образуется при достижении температуры замерзания на поверхности воды. Дисбаланс тепловых потоков приводит к изменению толщины голубого льда. Снег накапливается на поверхности голубого льда; если вес снега превышает плавучесть льда, то из снега образуется белый лед.

Модель учитывает инициализацию льда и расчет толщины льда и снега на каждом временном шаге, включая формирование снежного льда. Для нахождения температуры поверхности реализована итерационная процедура расчета баланса потоков с учетом проникающей коротковолновой радиации с различными коэффициентами экстинкции для видимой и ближней инфракрасной частей спектра (Kirk, 1983; Boer, 1980). При уменьшении толщины льда ниже порогового значения модель фиксирует мгновенный сход льда.

Для тестирования блока термодинамики льда и снежного покрова были проведены численные эксперименты с упрощенной конфигурацией, водоема прямоугольного сечения с плоским дном, характерные для рассматриваемого водохранилища, с реалистичным атмосферным форсингом.



**Рис. 4.** Результаты расчетов толщины льда и снега на Рыбинском водохранилище в 2021-2023 гг., сопоставленные с данными измерений.

В рамках проекта было проведено исследование ледяного покрова Рыбинского водохранилища, используя данные инструментальных наблюдений и спутниковые снимки. Спутниковые данные, полученные с открытого интернет-ресурса NASA Worldview, позволили точно определить даты становления и схода ледяного покрова.

Согласно спутниковым снимкам, 22 апреля большая часть водохранилища была покрыта льдом, с видимыми незначительными заберегами и открытыми участками рядом с ГЭС и в месте впадения Мологи и Волги. К 30 апреля оставались только следы дрейфующего льда в южной части акватории, а к 5 мая водохранилище полностью освободилось от ледяного покрова.

Проведенные модельные расчеты показали хорошее согласие с результатами спутниковых данных, что подтверждает корректность модели в описании ледового режима.

Проведенное исследование подтвердило важную роль озер и водохранилищ в климатической системе. Влияние внутренних водоемов на климат и обратные связи между ними требуют обязательного учета в современных климатических моделях. Модель успешно адаптирована для воспроизведения термогидродинамических и биохимических процессов и моментов становления и разрушения ледяного покрова, что важно для прогноза климатических изменений.

*Работа выполнена при поддержке ФНТП «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризации в моделях системы Земли» в рамках программы «Совершенствование глобальной модели».*



## ЛИТЕРАТУРА:

1. Адаменко В.Н. Климат и озера (к оценке настоящего, прошлого и будущего).— Ленинград: Гидрометеиздат, 1985.— С. 264.
2. Астраханцев Г.П., Менишуткин В.В., Петрова Н.А., Руховец Л.А. Математическое моделирование крупных стратифицированных озёр // Санкт-Петербург: Наука, 2003. С. 320.
3. Гладских Д.С., Степаненко В.М., Мортиков Е.М. О влиянии горизонтальных размеров внутренних водоемов на толщину верхнего перемешанного слоя. // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 2. С. 155-163.
4. Коротеев М.П., Ульбаев Т.С., Артамонова И.М. Роль метана в парниковом эффекте // Природообустройство. 2009. № 1. С. 44-49.
5. BOER, K. W. 1980. The terrestrial solar spectrum, p. 65–87. In W. C. Dickinson and P. N. Chermisinoff [eds.], *Solar energy technology handbook, part A*. Dekker.
6. Businger J. A. et al. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1971. – Т. 28. – №. 2. – С. 181-189.
7. Chapra S. C. *Surface water-quality modeling*. – Waveland press, 2008.
8. Dyer A. J. A review of flux-profile relationships // *Boundary-Layer Meteorology*. – 1974. – Т. 7. – С. 363-372.
9. Farmer D. M., (1975), Potential temperatures in deep freshwater lakes, *Limnology and Oceanography*, 4, doi: 10.4319/lo.1975.20.4.0634.
10. Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, et. al. (2007) Changes in atmospheric constituents and in Radiative Forcing. In: *Asses. Report of the IPCC, Cambridge University Press, Cambridge*, 129 – 217.
11. Hipsey M. R. et al. A General Lake Model (GLM 3.0) for linking with high-frequency sensor data from the Global Lake Ecological Observatory Network (GLEON) // *Geoscientific Model Development*. – 2019. – Т. 12. – №. 1. – С. 473-523.
12. Jacobs J.D. and Grondin L.D. The influence of an Arctic large-lakes system on mesoclimate in south-central Baffin Island, NWT, Canada // *Arctic and Alpine Research* № 20(2). – 1988. – P. 212-219.
13. KIRK, J. T. O. 1983. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge Press.
14. Ljungemyr P., Gustafsson N., Omstedt A. Parameterization of lake thermodynamics in a high-resolution weather forecasting model // *Tellus A*. 1996. V. 48. P. 608-621.
15. MacIntyre S. et al. Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – Т. 37. – №. 24.
16. Oveisy A., Boegman L., Imberger J. Three-dimensional simulation of lake and ice dynamics during winter // *Limnology and Oceanography*. – 2012. – Т. 57. – №. 1. – С. 43-57.
17. Raymond, P., Hartmann, J., Lauerwald, R. et al. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature* 503, 355–359 (2013).
18. Rogers C. K. *Impact of an artificial circulation device on the heat budget of an ice-covered mid-latitude lake*: doc. – University of British Columbia, 1993.
19. Semtner Jr A. J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate // *Journal of Physical Oceanography*. – 1976. – Т. 6. – №. 3. – С. 379-389.
20. Skowron Rajmund, Piasecki Adam. Dynamics of the daily course of water temperature in Polish lakes // *Journal of Water and Land Development*.—2016.— Vol. 31.— P. 149–156.
21. Tan Zeli, Zhuang Qianlai, Walter Anthony Katey. Modeling methane emissions from arctic lakes: Model development and site-level study // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. — 2015. — Vol. 7. — URL: <http://doi.wiley.com/10.1002/2014MS000344>.
22. Tranvik L. J., Downing J. A., Cotner J. B., Loiselle S. A., Striegl R. G., Ballatore T. J., Dillon P., Knoll L. B., Kutser T et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // *Limnology and Oceanography* - 2009 – vol. 54. – pp. 2298-2314.

# Чувствительность расчета турбулентных потоков в приземном слое к параметризациям термической и динамической шероховатости

<sup>1,3,4</sup> Суязова В.И., <sup>1,2,4</sup> Мортиков Е.В., <sup>1,3,4</sup> Дебольский А.В.

<sup>1</sup> Научно-исследовательский вычислительный центр Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup> Московский центр фундаментальной и прикладной математики, Москва, Россия

E-mail: Er-riad@mail.ru, evgeny.mortikov@gmail.com, debol@gmail.com

## ВВЕДЕНИЕ

Приземный слой атмосферы, располагающийся вблизи поверхности Земли, является важным звеном климатической системы. Блок приземного слоя в моделях земной системы обеспечивает взаимосвязь между разными компонентами: определяет обмен потоками между океаном и атмосферой и обмен между деятельным слоем земной поверхности и пограничным слоем атмосферы. Турбулентные потоки импульса ( $\tau$ ), явного ( $H_s$ ) и скрытого тепла ( $E$ ) в моделях не воспроизводятся явно, а рассчитываются с использованием дополнительных параметризаций. Турбулентные потоки в приземном/приводном слое атмосферы определяются с помощью аэродинамического метода:

$$H_s = c_p \rho C_u C_T (|U| - |U_0|)(T - T_0) \quad (1)$$

$$E = \rho C_u C_q (|U| - |U_0|)(q - q_0) \quad (2)$$

$$\tau = \rho C_u^2 (|U| - |U_0|)^2 \quad (3)$$

где  $\rho$  – плотность воздуха,  $c_p$  – удельная теплоемкость при постоянном давлении,  $U$ ,  $T$  и  $q$  – модуль скорости ветра, температура и удельная влажность воздуха, соответственно, на заданном уровне  $z$ ;  $U_0$ ,  $T_0$  и  $q_0$  – значения тех же величин на поверхности, а  $C_u$ ,  $C_T$  и  $C_q$  – интегральные коэффициенты переноса импульса, тепла и влаги, соответственно. Интегральные коэффициенты переноса  $C_i$ ,  $i=m, T, q$ , в соответствии с теорией подобия Монина-Обухова можно представить в виде ( $k$  – константа Кармана):

$$C_i = \frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_{oi}}\right) - \psi_i(\zeta)}, \quad \zeta = \frac{z}{L} \quad (4)$$

где  $C_i$  определяются выбором функций устойчивости ( $\psi_i$ ) и параметром шероховатости подстилающей поверхности ( $z_{oi}$ ). Функции устойчивости зависят от безразмерного параметра устойчивости  $z/L$ , где  $L$  это длина Обухова. Тип поверхности задаётся двумя характеристиками – динамическим и термическим параметром шероховатости. В теории подобия Монина-Обухова взаимодействие нижнего слоя атмосферы с поверхностью представлено длиной шероховатости – динамической ( $z_{0u}$ ) и термической ( $z_{0t}$ ).

Термическая шероховатость зависит от молекулярной вязкости и теплопроводности среды. В работах [Molder M., et al., 1999; Rigden A., et al., 2017, Varentsov et al., 2023] представлены результаты, показывающие сильную зависимость потоков тепла от выбора метода определения термической шероховатости.

Поверхности, покрытые снегом, характеризуются широким диапазоном масштаба уровня шероховатости, который может быть обусловлен процессами осаждения снежных кристаллов, неоднородными процессами таяния, наличием более крупномасштабных элементов шероховатости. Согласно [Bintanja and Van den Broeke 1995; Andreas и др. 1995] для однородной снежной поверхности измеренные значения  $z_0$  находятся в диапазоне в два порядка величины. Снежная сальтация (ветровой перенос снега в тонком приповерхностном слое) может привести к изменению шероховатости, аналогично соотношению Чарнока для волнистых водных поверхностей [Charnock 1955]. Оуэн [Owen 1964] предположил, что начиная с некой критической скорости, сальтирующие снежные частицы увеличивают аэродинамическую шероховатость поверхности.

Значения высоты динамической и термической шероховатости  $z_{0u}$  и  $z_{0t}$  являются важными параметром в описании приземного слоя, определяют эффективность переноса тепла и импульса, влияют турбулентную структуру потока поверхностного слоя. В этой связи очень важно оценить чувствительность блока расчета турбулентных потоков к описанию этих параметров.

## ОПИСАНИЕ БЛОКА ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ

В НИВЦ МГУ создан новый блок приземного слоя (mmSLM), который реализован согласно модульной архитектуре. Модульная архитектура обеспечивает возможность использования вариативности, тестирования как всего блока приземного слоя, так и его компонентов. В новом блоке приземного слоя реализована вариативность выбора схем расчета потоков с разными функциями устойчивости в виде независимых модулей. В данной работе были использованы две модели функций устойчивости: KL82 и BD71.

Схема расчета функций устойчивости KL82 [A.L. Kazakov, V.N. Lykosov, 1982] использует универсальные функции Бусинджера-Дайера [Businger, 1971]. Итерационный алгоритм реализован относительно величины интегрального числа Ричардсона  $Ri_b$ :

$$Ri_b = \frac{gz(T-T_0)+0.61(q_0-q)\bar{T}}{\bar{T}U^2} \quad (5)$$

где  $\bar{T}$  – средняя температура в слое постоянных потоков,  $g$  – ускорение свободного падения. Используется итерационный алгоритм относительно величины интегрального числа Ричардсона. По значениям  $Ri_b$  выделены 4 типа устойчивости, со сшиванием профилей при переходе к свободной конвекции. Схема BD71 также основана на универсальных функциях Бусинджера-Дайера [Businger, 1971]. Но, в отличие от KL82, используется общий итерационный алгоритм относительно  $z/L$  для всего диапазона устойчивости. В данном случае не учитывается переход к режиму свободной конвекции.

Входные данные для работы модуля могут быть получены как из модели земной системы, так и из независимых источников. В настоящей работе в качестве входных данных были использованы натурные наблюдения четырех измерительных компаний (табл. 1)

**Таблица 1.** Описание и основные параметры данных наблюдений, использованных в работе.

Название	Поверхность	Ссылка	Даты	Шаг
MOSAiC	Лед/снег	[M.D. Shupe, 2022]	10.2019-03.2020	10 минут
SHEBA	Лед/снег	[A.A. Grachev, 2005]	10.1997-10.1998	60 минут
Cases-99	суша	[J. Sun, 2003]	01.1999-10.1999	5 минут
Цимлянск	суша	[Д.Г. Чечин, 2021]	08.2021	30 мин

Чувствительность расчета турбулентных потоков к параметризациям термической шероховатости. Для определения термической шероховатости принято [A.L. Kazakov, V.N. Lykosov, 1982] использовать следующую зависимость:

$$\ln \frac{z_{0t}}{z_{0u}} = B(Re) \quad (6)$$

где  $Re$  – число Рейнольдса,  $Re = u^* z_{0u} / \nu$ ,  $u^*$  – скорость трения,  $\nu$  – кинематическая вязкость воздуха.

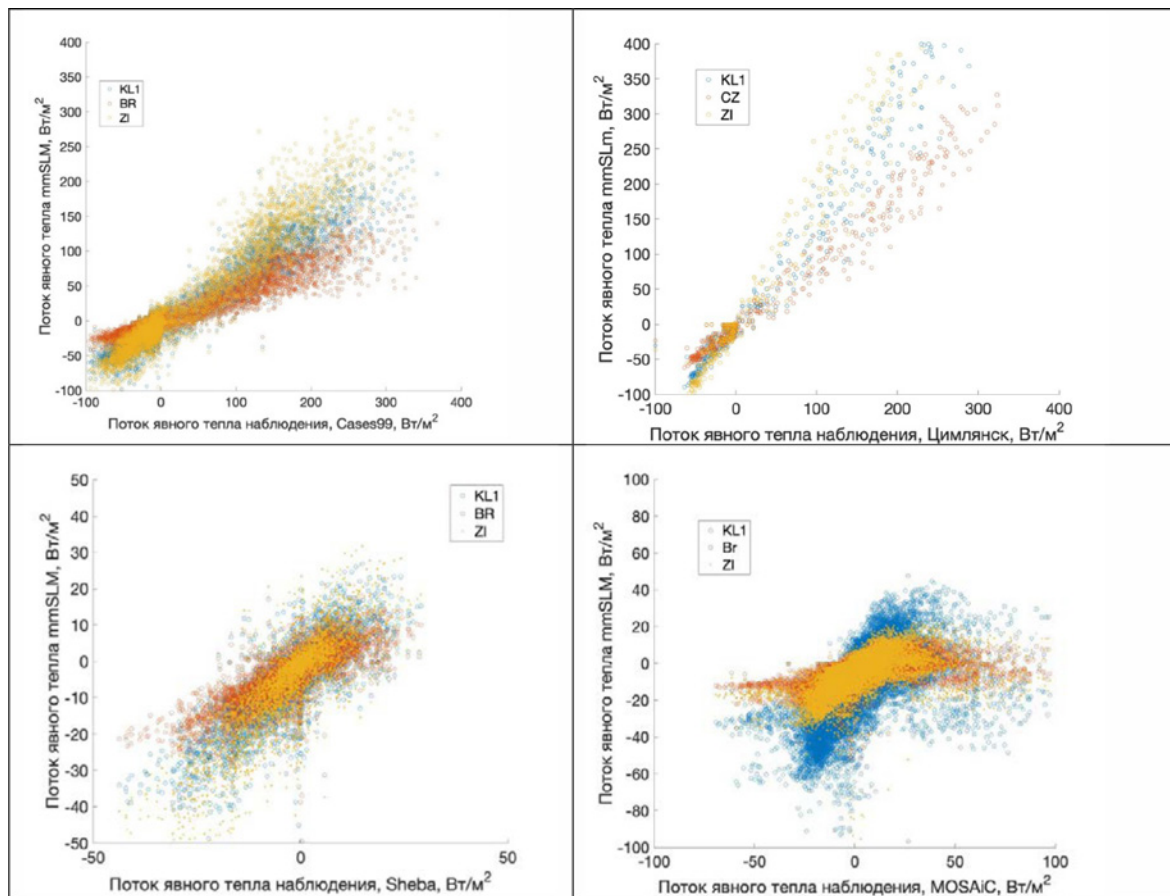
В блоке приземного слоя реализована возможность выбора параметризации термической шероховатости. Используются несколько параметризаций термической шероховатости [A.L. Kazakov, V.N. Lykosov, 1982, Owen and Thompson 1969, Chen and Zhang 2007, Zilitinkevich 1995, Brutsaert, 1975]. Описание параметризаций приведено в табл. 2.

Формула	Ссылка	Сокращение
$B = \kappa Re^{0.45}$	Owen and Thomson (1963)	OT
$B = \kappa 10.0 \frac{-0.4z_{0m}}{0.07} Re^{0.45}$	Chen and Zhang (2009)	CZ
$B = 2.46 Re^{0.45} - 2.0$	Brutsaert (1975)	BR
$B = 0.1 \kappa Re^{0.5}$	Zilitinkevich (1995)	ZI
$B = 0.64 Pr^{0.8} Re^{B_2}$	Казаков,	
$B_2 = 0.45, B_{max} = 2.0$	Лыкосов (1982)	KL1

**Таблица 2.** Используемые в работе параметризации  $B(Re)$ .

Для оценки чувствительности расчета потока явного тепла к выбору способа определения параметра  $z_{0t}$  было проведено несколько серий численных экспериментов с использованием данных наблюдений четырех измерительных компаний: CASES99, MOSAIC, SHEBA и в ходе измерений в Цимлянске. При расчете с использованием данных наблюдений MOSAIC и SHEBA использована модель функции устойчивости «BD71», для других пунктов «KL82», так как согласно [Swinbank, 1968] воспроизведение такого перехода к свободной конвекции, использованное в модели KL82, позволяет улучшить согласо-

ванность с данными наблюдений. Основные характеристики данных измерений указаны в таблице 1. Временные параметры численных экспериментов соответствуют данным наблюдений (шаг, временной интервал). Для всех экспериментов построены диаграммы рассеяния потока явного тепла, показывающие близость рассчитанных значений с помощью блока приземного слоя (mmSLM) и данных наблюдений (рис. 1) а также рассчитана средняя ошибка (табл. 3).



**Рис. 1.** Диаграммы рассеяния потока явного тепла рассчитанного блоком приземного слоя (mmSLM) с использованием разных параметризаций термической шероховатости (табл. 1) и данных наблюдений измерительных компаний: а – CASES99, б - Цимлянск, в - SHEBA, г - MOSAiC.

Представленные результаты показывают широкий разброс значений. В табл. 3 приведена абсолютная ошибка значений потока явного тепла (наименьшие ошибки выделены жирным шрифтом, наибольшее курсивом). Отчетливо видно, что не удастся выделить параметризацию, которая бы показывала наибольшую или наименьшую согласованность с данными измерений для всех четырех пунктов наблюдений. Для точек наблюдений над снежной (ледовой) поверхностью лучшим оказался эксперимент с использованием параметризации BR. Для наблюдений в Канзасе (CASES99) и Цимлянске не смотря на схожесть в типе подстилающей поверхности (степь) наилучшую согласованность с данными измерений показывают эксперименты CZ и ZI.

**Таблица 3.** Абсолютная ошибка потока явного тепла ( $Вт/м^2$ ) в экспериментах с использованием разных параметризаций термической шероховатости.

	<b>OT</b>	<b>CZ</b>	<b>BR</b>	<b>ZI</b>	<b>KL1</b>
MOSAiC	8.0	8.0	7.7	8.4	13.0
SHEBA	4.3	4.3	4.0	4.8	4.2
Цимлянск	25.7	13.6	38.0	70.2	41.8
CASES99	26.1	25.8	36.0	19.3	25.0

Чувствительность расчета турбулентных потоков к параметризации динамической шероховатости для снежной поверхности

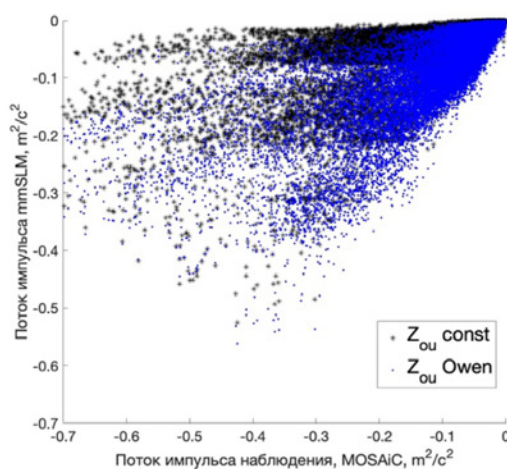
Для расчета высоты уровня шероховатости снежной поверхности при сальтации использована зависимость [Chamberlain 1983; Owen 1964]:



$$z_{0u} = C \frac{u_*^2}{2g}, \text{ где } (7)$$

где  $u^*$  - скорость трения,  $g$  – ускорение свободного падения. В работах [Liston and Sturm 1998, Owen 1964, Tabler 1980] предложены различные значения для безразмерного коэффициента  $C$ , все значения лежат в пределах  $0.011 \leq C \leq 0.032$ . Полевые измерения [Bintanja and Van den Broeke, 1995] характеристик пограничного слоя над снежным покровом действительно показывают увеличение  $z_{0u}$  с ростом  $u^*$ . В работах [Oura et al., 1967, Kobayashi 1972] показано, что именно сальтирующие частицы увеличивают  $z_{0u}$ , а не только присутствие снежных частиц в воздухе в результате выпадения осадков.

Приведем сравнение двух экспериментов, рассчитанных с использованием данных измерительной компании MOSAiC. В первом эксперименте использовано постоянное значение высоты уровня динамической шероховатости, во втором рассчитанное с использованием зависимости от динамической скорости [Owen 1964]. Постоянное значение высоты уровня шероховатости рассчитанное при нейтральной стратификации ( $|z/L| < 0.01$ ) составило 0.0105 м. По приведенному графику (рис. 2) отчетливо видно что использование зависимости значений высоты уровня шероховатости от динамической скорости позволяет приблизить рассчитанные значения к данным наблюдений. Ошибка потока импульса уменьшилась с 0.056 до 0.039  $\text{м}^2/\text{с}^2$ .



**Рис. 2.** Диаграмма рассеяния потока импульса рассчитанного блоком приземного слоя (mmSLM) с использованием постоянного значения уровня шероховатости ( $z_{0u}$  const) и зависящего от  $u^*$  ( $z_{0u}$  Owen) и данных наблюдений MOSAiC.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены результаты работы блока приземного слоя, разрабатываемого в НИВЦ МГУ. Блок расчёта турбулентных потоков обладает удобной модульной архитектурой, что позволяет модифицировать и тестировать отдельные компоненты описания параметров приземного слоя. Рассмотрена чувствительность расчёта потоков явного тепла и импульса к методам описания динамической и термической шероховатости. Для проведения расчетов и оценки результатов использованы данные наблюдений измерительных компаний MOSAiC, SHEBA, CASES99 а также наблюдения в Цимлянске. Таким образом, рассматривается энергообмен между атмосферой и различными типами подстилающей поверхности. Показано, что расчёт потока тепла чувствителен к выбору параметризации уровня термической шероховатости. В работе не удалось выделить параметризацию, которая бы показывала наибольшую или наименьшую согласованность с данными измерений для всех четырех пунктов наблюдений. Однако, использование зависимости значений высоты уровня динамической шероховатости для снежной поверхности позволило улучшить расчёт потока импульса.

*Работа поддержана проектом темы ФНТП № 124042700008-6 «Исследование процессов в геофизических пограничных слоях и создание новых подходов для их параметризации в моделях Земной системы» в рамках мероприятия «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений».*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. E.L. Andreas and K.J. Claffey. Air-ice drag coefficients in the western weddell sea: 1. values deduced from profile measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C3):4821–4831, 1995.
2. R. Bintanja and M.R. Van Den Broeke. The surface energy balance of antarctic snow and blue ice. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 34(4):902–926, 1995.
3. W. A. Brutsaert. *Evaporation Into the Atmosphere-Theory, History, and 6 Applications*. D. Reidel Publishing, 1982.

4. J.A. Businger, J.C. Wyngaard, Y. Izumi, and E.F. Bradley. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28(2):181–189, 1971.
5. H. Charnock. Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350):639–640, 1955
6. F. Chen, Y. Zhang. On the coupling strength between the land surface and the atmosphere: From viewpoint of surface exchange coefficients. *Geophys. Res. Lett.* 36, 2009.
7. A.A. Grachev, C.W. Fairall, P.O.G. Persson, E.L. Andreas, and P.S. Guest. Stable boundary-layer scaling regimes: The sheba data. *Boundary-Layer Meteorology*, 116:201–235, 2005.
8. A.L. Kazakov and V.N. Lykossov. On parameterization of interaction between the atmosphere and underlying surface in numerical modeling of atmospheric processes. *Proc. West-Siberian Inst., Gidrometeoizdat, Moscow*, 55:3–20, 1982.
9. D. Kobayashi. Studies of snow transport in low-level drifting snow //Contributions from the Institute of Low Temperature Science. – 1972. – T. 24. – С. 1-58.
10. G. E. Liston, M. Sturm. A snow-transport model for complex terrain //Journal of Glaciology. – 1998. – T. 44. – №. 148. – С. 498-516.
11. M. Mölder et al. Flux-profile relationships over a boreal forest—roughness sublayer corrections // Agricultural and Forest Meteorology. – 1999. – T. 98. – С. 645-658.
12. H. OURA. Studies on Blowing Snow I //Physics of Snow and Ice: proceedings. – 1967. – T. 1. – №. 2. – С. 1085-1097.
13. P.R. Owen. Saltation of uniform grains in air. *Journal of Fluid Mechanics*, 20(2):225–242, 1964.
14. Owen, P. R., Thomson, W. R., 1963. Heat transfer across rough surfaces. *J. Fluid Mech.* 20 15, 321-334.
15. A. J. Rigden, D. Li. Attribution of surface temperature anomalies induced by land use and land cover changes //Geophysical Research Letters. – 2017. – T. 44. – №. 13. – С. 6814-6822.
16. R. D. Tabler. Self-similarity of wind profiles in blowing snow allows outdoor modeling //Journal of glaciology. – 1980. – T. 26. – №. 94. – С. 421-434.
17. M.D. Shupe, M. Rex, B. Blomquist, P.O.G. Persson, J. Schmale, T. Uttal, D. Althausen, H. Angot, S. Archer, L. Bariteau, et al. Overview of the mosaic expedition: Atmosphere. *Elem Sci Anth*, 10(1):00060, 2022.
18. J. Sun, S.P. Burns, A.C. Delany, S.P. Oncley, T.W. Horst, and D.H. Lenschow. Heat balance in the nocturnal boundary layer during cases-99. *J. Appl. Meteor.*, 42(11):1649–1666, 2003.
19. W.C. Swinbank. A comparison between predictions of dimensional analysis for the constant-flux layer and observations in unstable conditions. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 94(402):460–467, 1968.
20. A.I. Varentsov, S.S. Zilitinkevich, V.M. Stepanenko, S.A. Tyuryakov, and P.K. Alekseychik. Thermal roughness of the fen surface. *Boundary-Layer Meteorology*, 187(1):213–227, 2023
21. S.S. Zilitinkevich, I. Mammarella, A.A. Baklanov, and S.M. Joffre. The effect of stratification on the aerodynamic roughness length and displacement height. *Boundary-layer meteorology*, 129:179–190, 2008.
22. Д.Г. Чечин, А.Ю. Артамонов, Н.Е. Бодунков, Д.Н. Живоглотов, Д.В. Зайцева, М.Ю. Калягин, Д.Д. Кузнецов, А.А. Кунашук, М.А. Шевченко, and А. А. Шестакова. Опыт исследования турбулентной структуры атмосферного пограничного слоя с помощью беспилотного летательного аппарата. *Известия РАН. ФАО*, 57(5):602–610, 2021.

# Тестирование модели COSMO с новой параметризацией городской поверхности ТЕВ на примере Московской агломерации

<sup>1,2,3</sup> Тарасова М.А., <sup>3,2,4</sup> Варенцов М.И., <sup>3,4</sup> Дебольский А.В., <sup>3,1,2</sup> Степаненко В.М.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup> Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва, Россия

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, Москва, Россия

<sup>4</sup> Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: mkolennikova@mail.ru

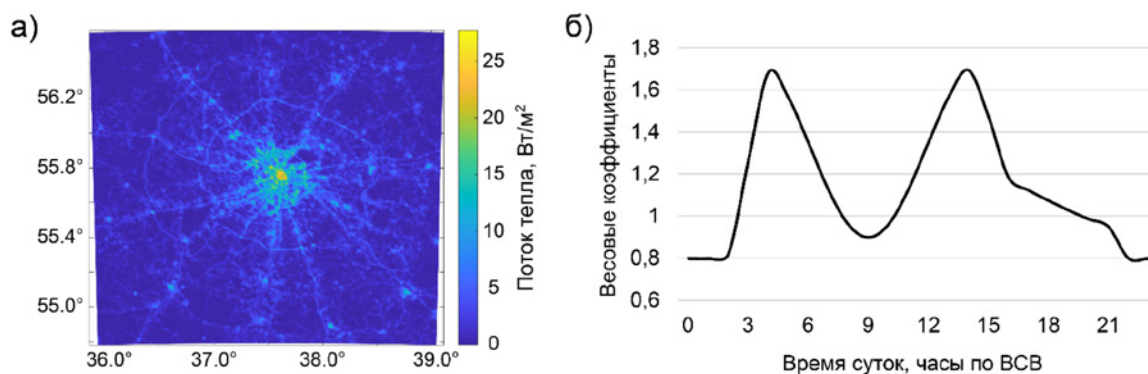
Данная работа посвящена проблеме описания городской поверхности в региональной негидростатической модели атмосферы COSMO, которая используется для прогноза погоды в Гидрометцентре России, а также для региональных климатических исследований. В оперативной версии модели COSMO 6.0 включена только одна параметризация городской поверхности TERRA\_URB [1, 2], относящаяся к типу наиболее простых балк-параметризаций городской поверхности [3]. Городская параметризация ТЕВ (Town Energy Balance) [4], относящаяся к однослойным моделям городского полога, учитывает более широкий спектр физических процессов и моделирует их непосредственно внутри городского подслоя. В частности, в ней явно моделируется тепловой баланс поверхностей «городских каньонов», возможно моделирование теплового баланса зданий в рамках субмодели ВЕМ (Building Energy Model) [5], учет городской растительности [6] и зеленых крыш [7]. Целью данного исследования является реализация более сложной параметризации ТЕВ в модели атмосферы COSMO и ее тестирование на примере Московской агломерации.

Выполнена работа по внедрению более сложной городской параметризации – однослойной модели городского полога ТЕВ в модель атмосферы COSMO версии 6.0. Реализован интерфейс между параметризацией и моделью атмосферы, добавлены новые модули, в том числе с инициализацией новых переменных, необходимых для модели ТЕВ. Прописана новая переменная `itype_urb`, которая определяет включение или выключение городской параметризации в модели COSMO, а также тип используемой параметризации (`itype_urb = 0` – без городской параметризации, `itype_urb = 1` – городская параметризация TERRA\_URB, `itype_urb = 2` – городская параметризация ТЕВ). Настроен режим распараллеливания.

Вызов городской параметризации ТЕВ происходит в блоке модели деятельного слоя суши только для тех ячеек, где доля городской поверхности в площади ячейки отлична от нуля. На вход в качестве форсинга городской параметризации необходимы значения температуры, влажности, скорости ветра и давления на первом модельном уровне, интенсивность твердых и жидких осадков, потоки нисходящей коротковолновой (прямой и рассеянной) и длинноволновой радиации. На выход модель ТЕВ предоставляет большое число переменных, но основные из них – это эффективное городское альbedo для коротковолновой и длинноволновой радиации, эффективная температура и удельная влажность поверхности, а также коэффициент тепло- и влагообмена, используемые моделью COSMO для расчета потоков тепла и влаги с поверхности. Влияние на поток импульса осуществляется через параметр шероховатости, которые линейно зависят от средней высоты зданий в конкретной ячейке.

Помимо этого, проведена работа по обеспечению параметризации ТЕВ источниками антропогенного потока тепла. Во-первых, подключена модель теплового баланса здания ВЕМ, которая рассчитывает потоки тепла и влаги при процессах отопления, вентиляции и кондиционирования. Модель также учитывает потоки, связанные с наличием в помещении людей и различных электрических приборов, поступление воздуха в здание через неплотности окон и дверей, а также проветривание помещений естественным путем за счет включения в модель здания поверхности окон. Во-вторых, получено распределение антропогенного потока тепла, связанного с выбросами от автотранспорта. Среднегодовое значение на 2021 г. для Москвы было оценено по самостоятельно разработанной авторами методике. Для расчета были использованы данные Росстата по выбросам загрязняющих веществ от передвижных источников, составившие для Москвы на 2021 год 324,4 тыс. тонн. Наибольшая доля выбросов загрязняющих веществ приходится на оксид углерода (CO) – ~80%. Принимая, что при сжигании 1 литра бензинового топлива в среднем образуется 0,01 кг CO, а также выделяется 33,5 МДж тепла, было рассчитано среднегодовое количество тепла от автотранспорта с учетом КПД двигателя автомобиля 20%. Таким образом, среднегодовое значение потока тепла от автотранспорта составило 5,4 Вт/м<sup>2</sup> общей площади Москвы (2500 км<sup>2</sup>). Полученное значение распределено пропорционально плотности дорог для домена COSMO-Ru1MSK (область, используемая для оперативных прогнозов погоды в Гидрометцентре России по Московскому региону). Среднегодовой поток тепла от автотранспорта в пределах домена составляет до 30 Вт/м<sup>2</sup> (Рис. 1а). Новое поле `AHF_H_TRAFFIC` прописано в списке входных пара-

метров исследовательской версии модели COSMO. Также добавлена зависимость его величины от суточного хода [8]: в утренние и вечерние часы значение умножается на весовой коэффициент больше единицы, в ночное время – на коэффициент меньше единицы (Рис. 1б).



**Рис. 1.** Распределение антропогенного потока тепла от автотранспорта для региона Москвы и Московской области (а), суточный ход антропогенного потока тепла от автотранспорта, применяемый в качестве весовых коэффициентов к среднегодовому значению (б).

Для тестирования новой параметризации ТЕВ совместно с мезомасштабной моделью COSMO был проведен численный эксперимент с шагом 1 км для августа 2022 года по домену, соответствующему конфигурации COSMO-Ru1MSK. В качестве граничных условий, а также начальных условий состояния атмосферы использовались данные реанализа ERA5. Для начальных условий температуры и влажности почвы – данные оперативного анализа по модели ICON службы погоды Германии с шагом сетки 13 км. Внешние данные о параметрах городской среды представляют собой синтез картографических данных OpenStreetMap, карт локальных климатических зон и новых глобальных баз данных о типах земельного покрова WorldCover и Copernicus Global Land Cover [9].

Август 2022 года был выбран, с одной стороны, как период с исключительно высоким значением городского острова тепла (ГОТ) г. Москвы. Так, средняя температура за август между станцией Балчуг и метеостанциями, расположенными в фоновых условиях, составила 3,4°C, что на 1°C выше среднего значения за период 2000-2020 гг. [10]. С другой стороны, для августа 2022 года удалось собрать большой набор данных наблюдения для верификации результатов моделирования. В итоговый массив данных вошли наблюдения за температурой воздуха на метеостанциях и АМС основной сети, АМС, установленные в рамках развертывания опытной сети для предупреждения опасных явлений погоды, а также данные с автоматических станций контроля загрязнения атмосферы (АСКЗА) региональной сети «Мосэкомониторинг», суммарно 139 пунктов наблюдений (см. подробнее в работе [11]).

Для сравнения данных наблюдений и результатов моделирования для отдельных пунктов были построены диаграммы рассеяния (Рис. 2). Для среднесуточной температуры за август 2022 г. в конфигурации COSMO с новой параметризацией ТЕВ коэффициент детерминации равен 0,86, что несколько ниже, чем в конфигурации COSMO с базовой параметризацией TERRA\_URB. Можно отметить, что для городских станций наблюдается преимущественно занижение средней температуры, а для фоновых – наоборот, завышение. Однако при рассмотрении только ночных сроков в экспериментах с обеими параметризациями коэффициент детерминации одинаков и составляет 0,91 (Рис. 2 в, г).

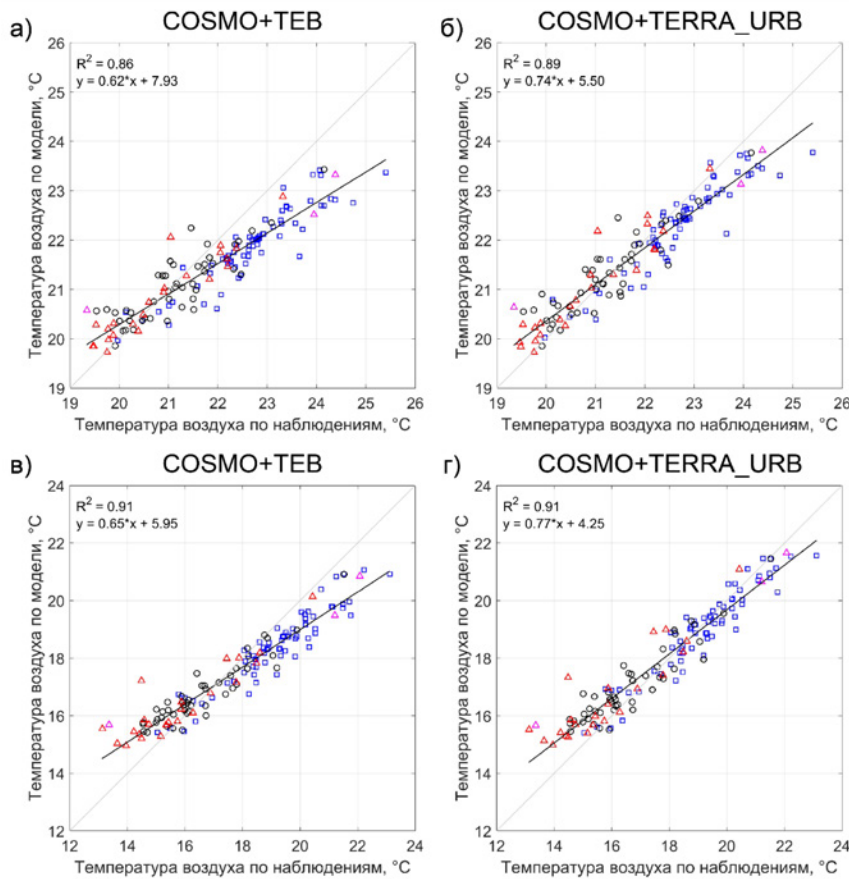
При оценке воспроизведения городского острова тепла рассматривались выборки станций, характеризующих фоновые и городские условия отдельно по станциям основной сети и по выборке станций Мосэкомониторинга. Интенсивность ГОТ рассчитывалась как разность между станциями, расположенными в центре Москвы, и фоновыми станциями:

$$ГОТ = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N T_{urb\ n} - \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M T_{rural\ m}$$

Где  $T_{urb}$  – температура воздуха на городской станции,  $T_{rural}$  – температура воздуха на фоновой станции,  $N$  – число городских станций,  $M$  – число фоновых станций.

В выборке станций основной сети наблюдений метеостанция Балчуг, расположенная в центре Москвы, характеризует температурный режим центра города и обычно используется для получения максимального острова тепла (например, [10]). Для фоновых условий использовались данные метеостанций: Клин, Дмитров, Александров, Павловский Посад, Коломна, Серпухов, Наро-Фоминск, Малоярославец, Ново-Иерусалим. Данный набор станций выбран аналогично работе [11]. Выборки станций АСКЗА соответствуют выделенным в статье [11] термически однородным зонам 1 (центр) – 6 станций, характеризующих температуру воздуха городской среды (Нижняя Масловка, Спиридоновка, Сухаревская, Чая-





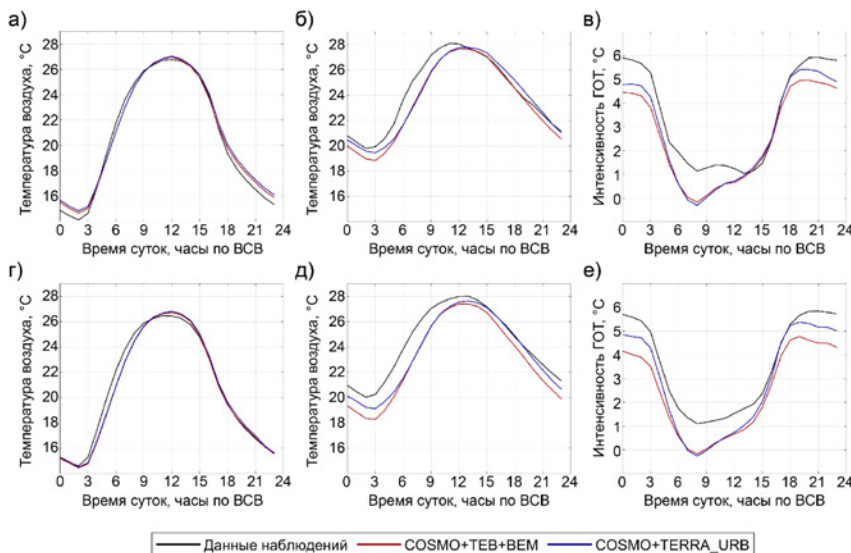
**Рис. 2.** Сравнение данных наблюдений и результатов моделирования с использованием параметризаций городской застройки ТЕВ (а, в) и TERRA-URB (б, г) для отдельных пунктов наблюдений для среднесуточной (а, б) и средней ночной 0-3 ч МСК (в, г) температуры за август 2022 г.

нова, Шаболовка, Технополис) и 5 (фон) – 6 станций, расположенных в сельской местности (Звенигород, Зеленоград б, Рогово, Семеново, Кузнецово, Павловский Посад).

Суточный ход для фоновых станций моделью COSMO с обеими городскими параметризациями воспроизводится практически идеально вне зависимости от типа рассматриваемой выборки (Рис. 2 а, в). Однако для городских станций отмечается сдвиг суточного хода: температура воздуха в модели запаздывает относительно температуры воздуха по наблюдениям (Рис. 2 б, д). Особенно сильно это отмечается в утренние и дневные часы и в меньшей степени выражено вечером.

Интенсивность городского острова тепла усиливается ночью и достигает значения 6°C по данным наблюдений. Модель COSMO с городской параметризацией TERRA\_URB занижает максимальную интенсивность ГОТ в среднем на 1°C и немного сильнее с новой параметризацией ТЕВ. При этом в течение дня интенсивность ГОТ в экспериментах с обеими параметризациями городской поверхности практически не различается.

Таким образом, в рамках выполненного исследования однослойная модель городского полога ТЕВ реализована в мезомасштабной модели атмосферы COSMO версии 6.0 и адаптирована к условиям Мос-



**Рис. 3.** Средний за август 2022 г. суточный ход фоновой температуры (а, б), температуры в центре Москвы (б, д) и интенсивности ГОТ (разность центр – фон) (в, е) по данным наблюдений и моделирования для выборки станций наблюдений на метеостанциях основной сети (а-в) и по данным наблюдений АС-КЗА (г-е).

ковской агломерации за счет обеспечения дополнительными внешними полями. По данным наблюдений на городских и загородных метеостанциях Росгидромета и автоматических станциях контроля загрязнения атмосферы сети «Мосэкомониторинг» оценено качество воспроизведения эффекта городского острова тепла Москвы с использованием двух городских параметризаций. Показано, что без дополнительных настроек версия модели COSMO+TEB дает схожие результаты, что и версия COSMO+TERRA\_URB. Тем не менее, остается нерешенной проблема более медленного нагрева в утренние и дневные часы по данным модели по сравнению с данными наблюдений. Данный вопрос, а также дальнейшее улучшение качества новой версии модели COSMO+TEB представляется возможным за счет более детальной настройки схемы TEB. Одно из планируемых направлений – это подключение блока городской растительности, который имеется в новой параметризации TEB.

Авторы благодарят руководство ГПБУ «Мосэкомониторинг» (<https://mosecom.mos.ru/>) за предоставление данных о температуре воздуха на автоматических станциях контроля загрязнения атмосферы, а также Кузнецову И.Н. за полезную консультацию.

*Работа выполнена при поддержке проекта федеральной научно-технической программы №124042700008-6 «Исследование процессов в геофизических пограничных слоях и создание новых подходов для их параметризации в моделях Земной системы» в рамках программы «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений», а также в рамках Научно-исследовательской работы Росгидромета АААА-А20-120021490079-3. Работа Варенцова М.И. по подготовке входных параметров для городских параметризаций выполнена в рамках проекта РНФ № 24-1700-155..*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Wouters H., Demuzere M., Blahak U., Fortuniak K., Maiheu B., Camps J., Tielemans D., van Lipzig N.P. The efficient urban canopy dependency parametrization (SURY) v1.0 for atmospheric modeling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian summer // *Geoscientific Model Development*. 2016. V. 9. № 9. P. 3027–3054.
2. Garbero V., Milelli M., Bucchignani E., Mercogliano P., Varentsov M., Rozinkina I., Rivin G., Blinov D., Wouters H., Schulz J.-P., Schättler U., Bassani F., Demuzere M., Repola F. Evaluating the urban canopy scheme TERRA\_URB in the COSMO model for selected European cities // *Atmosphere*. 2021. V. 12 № 2.
3. Тарасова М.А., Варенцов М.И., Степаненко В.М. Параметризации взаимодействия атмосферы с городской поверхностью: обзор и перспективы развития // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2023. Т. 59, № 2. С. 127–148.
4. Masson V. A Physically-Based Scheme For The Urban Energy Budget In Atmospheric Models // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2000. V. 94. P. 357–397.
5. Bueno B., Pigeon G., Norford L.K., Zibouche K., Marchadier C. Development and evaluation of a building energy model integrated in the TEB scheme // *Geoscientific Model Development*. 2012. V. 5. № 2. P. 433–448.
6. Lemonsu A., Masson V., Shashua-Bar L., Erell E., Pearlmutter D. Inclusion of vegetation in the Town Energy Balance model for modelling urban green areas // *Geosci. Model Dev*. 2012. V. 5. P. 1377–1393.
7. de Munck C. S., Lemonsu A., Bouzouidja R., Masson V., Claverie R. The GREENROOF module (v7.3) for modelling green roof hydrological and energetic performances within TEB // *Geosci. Model Dev*. 2013. V. 6. P. 1941–1960.
8. Flanner M.G. Integrating anthropogenic heat flux with global climate models // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. L02801.
9. Varentsov M., Vasenev V., Dvornikov Y., Samsonov T., Klimanova O. Does size matter? Modelling the cooling effect of green infrastructures in a megacity during a heat wave // *Science of The Total Environment*. 2023. V. 902. 165966.
10. Локощенко М. А., Енукова Е. А., Алексеева Л. И. О современных изменениях острова тепла Москвы // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2023. Т. 511, № 2. С. 243–253.
11. Кузнецова И.Н., Семутникова Е.Г., Лезина Е.А., Захарова П.В., Ткачева Ю.В., Варенцов М.И., Тарасова М.А., Ривин Г.С., Хрыкина Е.А. Характеристики острова тепла Москвы и оценки качества его воспроизведения моделью COSMO-Ru1-MSK по данным наблюдений на сети «Мосэкомониторинг» // *Метеорология и гидрология*. 2024. В печати.

# СЕКЦИЯ

Состав  
атмосферы,  
перенос  
загрязнений  
и изменения  
климата

## Метан в западной части евразийской Арктики в позднеосенний период 2023 года: наблюдения АМК-93 и численное моделирование

<sup>1</sup>Штабкин Ю.А., <sup>1</sup>Моисеенко К.Б.,  
<sup>1</sup>Беликов И.Б., <sup>1</sup>Белоусов В.А.,  
<sup>1</sup>Васильева А.В., <sup>2</sup>Кравчишина М.Д.

<sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,  
Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
Москва, Россия

E-mail: yuryshtabkin@gmail.com

### АННОТАЦИЯ

В работе представлены результаты непрерывных измерений приводной концентрации метана, углекислого газа и изотопа  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  в акваториях Карского и Баренцева морей в ходе 93-й экспедиции научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Мстислав Келдыш» (АМК-93), 08 ноября – 07 декабря 2023 года. Для отдельных эпизодов повышенного содержания метана построены обратные траектории и выполнено сопоставление полученных данных с расчетами региональной химико-динамической модели WRF-Chem.

### ВВЕДЕНИЕ

Метан ( $\text{CH}_4$ ) является вторым по значимости парниковым газом в атмосфере после углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ). Начиная с 2005 года, согласно измерениям, наблюдается заметное увеличение концентрации метана в приповерхностных слоях атмосферы [1; 2]. Особенно ярко это явление проявляется в северных районах Евразии и в Арктике. К сожалению, для этих регионов данные о приземном содержании метана крайне ограничены, что затрудняет проведение количественных оценок воздействия эмиссий от наиболее важных региональных антропогенных и биогенных источников. Данная проблема частично решается путем регулярных экспедиционных кампаний, проводимых совместно с Институтом Океанологии РАН [3].

Задачей данного исследования было проведение непрерывных измерений состава атмосферы, анализ приводной концентрации метана над полигонами с сипами, определение возможных источников метана, а также уточнение фонового уровня концентрации метана для данного региона и сезона. В работе приводятся результаты наблюдений приводной концентрации метана,  $\text{CO}_2$

и значений изотопа метана  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  полученные в ходе рейса АМК-93 08.11.2023 – 06.12.2023. В позд-неосенний период года в Арктике наблюдаются максимальные концентрации  $\text{CH}_4$ , поэтому эти данные представляют особый интерес для анализа. Актуальность этих наблюдений связана с необходимостью улучшения существующих оценок региональных значений концентрации  $\text{CH}_4$  в Арктике, а также для анализа регионального переноса воздушных масс и его влияния на динамику концентрации метана в арктическом воздухе в контексте уточнения потенциально возможных локальных и региональных источников метана на фоне происходящих климатических изменений.

## ИСПОЛЬЗУЕМОЕ ОБОРУДОВАНИЕ

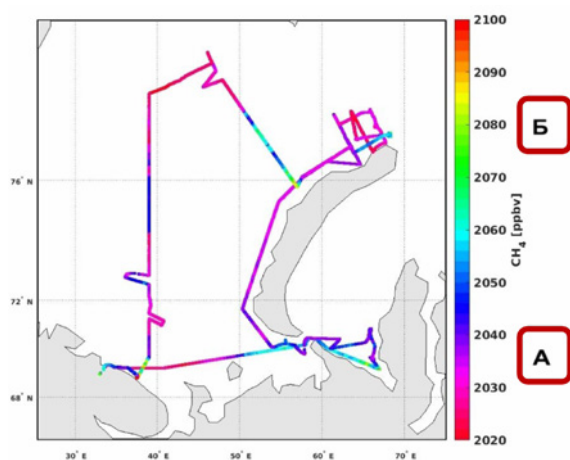
Для измерений содержания в приводном воздухе  $\text{CH}_4$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  был применен автоматизированный измерительный комплекс на основе прибора G2132-i производства компании Picarro Inc. (США). Данный прибор позволяет измерять концентрацию метана в диапазоне от 1800 до 12000 ppb с погрешностью менее 5 ppb, а значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  – с погрешностью менее 1 ‰. Технические характеристики G2132-i представлены в табл. 1. Измерения приводного содержания  $\text{CO}_2$  использовались для определения периодов затока воздуха в воздухозаборник газоанализаторов от дымовой трубы судна, что необходимо для повышения качества конечных рядов. Воздухозаборник G2132-i был закреплен на палубе рулевого мостика на высоте 18.5 м над урезом воды. От воздухозаборника по 10-метровому трубопроводу анализируемый воздух поступал к G2132-i, расположенному в помещении лоцманской на палубе рулевого мостика. Для определения метеопараметров использовалась метеостанция Airmar 150WX, установленная на пеленгаторной палубе.

**Таблица 1.** Параметры прибора для измерения концентраций метана, углекислого газа, водяного пара и содержания изотопа  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ .

Компонент	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$	$\text{CH}_4$	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{O}$
Прибор	Picarro G2132-i (CRDS)			
Диапазон измерений	-	1.8-12 ppm	200-2000 ppm	0-2.4%
Погрешность	0.8‰	5 ppb	1 ppm	100 ppm
Время отклика	60 сек			

## РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Измерительный комплекс работал непрерывно с момента установки вечером 08 ноября 2023 года. На рис. 1 нанесены значения концентрации метана вдоль маршрута судна. Максимумы концентрации метана на рис. 2 соответствуют станциям в южной части Байдаракской губы, району сипов [4] к северу от Новой Земли и финальному этапу рейса вблизи берега Кольского полуострова, средняя минутная концентрация метана в этих местах составила 2118 ppb, 2103 ppb и 2127 ppb. Отдельно проанализированы зоны А и Б, соответствующие участкам маршрута в юго-западной части Баренцева моря, Печорском и Карском морях, а также северо-восточной части Баренцева моря.



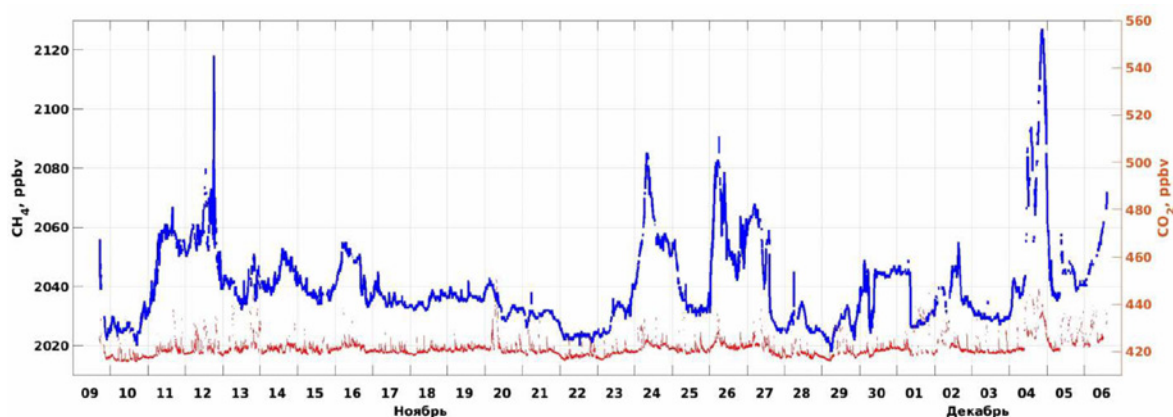
**Рис. 1.** Концентрация метана в приводном слое воздуха в 93-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» вдоль маршрута судна.

На рис. 2 представлены отфильтрованные от затока загрязненного воздуха из выхлопной трубы судна значения концентрации метана вдоль всего маршрута. Фильтрация осуществлялась как по резкому повышению содержания  $\text{CO}_2$ , так и по направлению ветра со стороны трубы. Очень высокие значения приводного содержания метана зафиксированы в порту Мурманск (>2300 ppb) были исключены из анализа ввиду значительного влияния сильных локальных источников метана в портах. Также, при анализе не учитывались

всплески приводного содержания метана, вызванные затоком загрязненного воздуха от сжигания отходов на корме судна.

Статистические характеристики рядов наблюдений представлены в таблице 2. В основном, повышенные значения концентрации метана (выше 2070 ppb) отмечались при южном или юго-западном ветре вблизи Байдаракской губы Карского моря, возле северной оконечности Новой Земли, и при проходе на юг в Баренцевом море вдоль 39° в.д. (рис. 1). В то же время при северном ветре были зафиксированы минимальные значения концентрации метана (менее 2035 ppb).





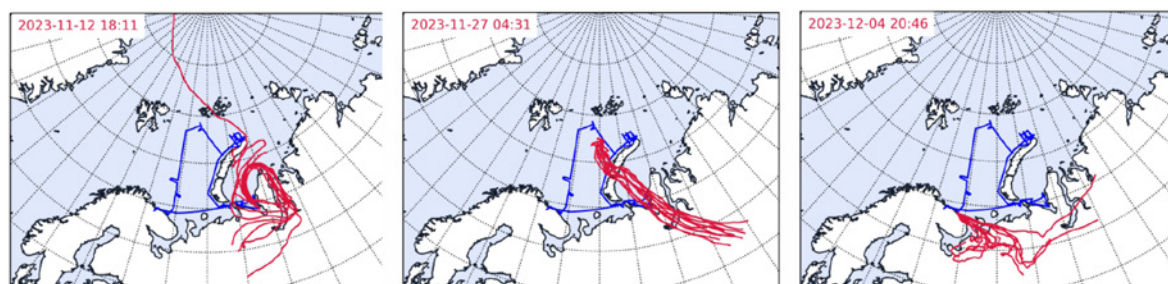
**Рис. 2.** Отфильтрованные значения концентрации метана в приводном слое воздуха в 93-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

**Таблица 2.** Статистические характеристики содержания  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  (‰),  $\text{CH}_4$  (ppb) и  $\text{CO}_2$  (ppm) в приводном воздухе.

	А			Б			Все остальное		
	$\text{CH}_4$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$	$\text{CO}_2$	$\text{CH}_4$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$	$\text{CO}_2$	$\text{CH}_4$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$	$\text{CO}_2$
Min	2032	-52.288	417.22	2020	-55.304	416.03	2018	-55.686	415.64
Mean	2046	-49.226	421.56	2036	-50.427	420.76	2040	-51.530	416.03
Max	2118	-45.377	459.35	2103	-44.628	497.83	2127	-45.377	479.08

## ОБРАТНЫЕ ТРАЕКТОРИИ

Для отдельных эпизодов повышенных концентраций рейса были построены обратные траектории. Обратные траектории воздушных масс рассчитывались с помощью расчетного комплекса, связывающего положение воздушной частицы в каждый момент времени с полем скорости ветра посредством численного решения уравнения движения методом Рунге-Кутты 2-го порядка точности по времени, с интерполяцией значений скорости ветра по ближайшим узлам расчётной сетки [5]. Скорости ветра взяты из метеополей реанализа ERA5 с разрешением 0.25 градусов по широте и долготе и шагом 3 часа по времени. Траектории рассчитывались на трое суток с шагом по времени 15 минут. Горизонтальное турбулентное рассеяние примеси аппроксимировалось ансамблем из 100 траекторий, инициируемых в точке измерений и рассчитываемых в упорядоченном поле скорости ветра (согласно метеополям ERA5) с нормально распределённой случайной добавкой, зависящей от параметров дисперсии и лагранжева временного масштаба флуктуаций горизонтальных компонент скорости ветра [6]. На рисунке 3 показана каждая 10-я траектория из ансамбля. Каждое время инициации траекторий является центральным в выбранном интервале наблюдаемых высоких концентраций метана продолжительностью от 15 до 70 мин.



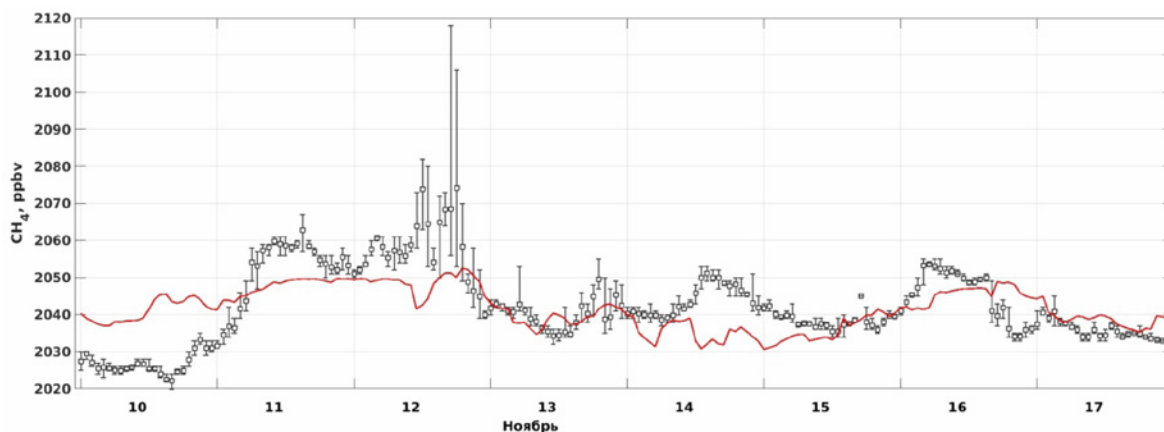
**Рис. 3.** Обратные траектории воздушных масс.

Как следует из представленных на рис. 3 обратных траекторий, повышенное приводное содержание метана 27.11.2023 и 04.12.2023, вероятно, вызвано заносом загрязненного воздуха со стороны континента, в то время как для эпизода 12.11.2023 это нельзя сказать однозначно, так как траектории носят разнонаправленный характер.

## СРАВНЕНИЕ НАБЛЮДЕНИЙ И РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

С целью уточнения полученных результатов для наблюдений приводного содержания метана в районе южной оконечности Новой Земли и Байдарацкой губы Карского моря было проведено сравнение с результатами численного моделирования. Для расчетов использовалась региональная химико-ди-

намическая модель WRF-Chem с химическим блоком в режиме трассеров  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$  и  $\text{CO}_2$  (WRF-GHG, [7]). Полученные результаты сравнения представлены на рисунке 4.



**Рис. 4.** Сравнение расчетов WRF-Chem с наблюдениями приводной концентрации метана для района Байдарацкой губы.

Как следует из результатов сравнения, модель удовлетворительно воспроизводит часовые наблюдения ( $\text{COR}=0.5054$ ), но не отображает пик концентрации метана 12.11.2023. Полученные результаты могут говорить о наличии локальных источников эмиссий, например, о просачивании природного газа в шельфовой зоне. Полученные значения изотопа метана  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  в данном районе заметно отличаются от остальных акваторий Карского и Баренцева морей, что также может говорить о наличии местных выбросов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работ получены непрерывные минутные ряды наблюдений  $\text{CH}_4$ , изотопа  $^{13}\text{C}$  в метане и  $\text{CO}_2$  для позднесеннего периода 2023 года. Были выявлены локализованные районы с повышенной концентрацией метана (до 2118 ppb) в приводном слое, которая, возможно, обусловлена эмиссией газа с шельфовой зоны Карского моря в районе Байдарацкой губы. Также повышенные значения концентрации метана (до 2127 ppb) отмечались при ветре с материковых участков.

При северном ветре в районе исследования отмечалось минимальное содержание метана (менее 2035 ppb) в приводном воздухе, что позволяет принять эти величины как фоновые для данного района в этот сезон.

Для получения корректных значений концентрации метана, его изотопа и содержания  $\text{CO}_2$  в воздухе после возвращения измерительного комплекса в ИФА им. А.М. Обухова РАН была поведена калибровка прибора G2132-i, в ходе которой получен переводной коэффициент.

Дополнительно были проанализированы обратные траектории для отдельных эпизодов повышенного содержания метана, выявлены эпизоды заноса загрязненного воздуха с материка.

Кроме того, для отдельного этапа рейса было проведено сопоставление результатов наблюдений и модельных расчетов с целью выявления возможных местных эмиссий в районе Байдарацкой губы.

Полученные данные позволили оценить фоновый уровень газовых составляющих на пути маршрута научно-исследовательского судна, выявить периоды нахождения судна в относительно загрязненной воздушной массе, а также помогли выявить потенциальные локальные источники эмиссий.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект №20-17-00200.*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. *IPCC Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, Cambridge, 2021).*
2. *Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Федорова Е.И. Влияние дальнего переноса воздушных масс на сезонные вариации приземного метана в Арктике // Материалы Международной конференции школы молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS22. Россия, Томск, 12 – 17 сентября 2022. С. 178-180.*
3. *Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Белоусов А.В., Копейкин В.М., Скороход А.И., Штабкин Ю.А., Малафеев Г.В., Флинт М.В. Наблюдения концентрации метана, озона, черного углерода, оксидов азота, углерода и содержания  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  над морями российской Арктики с борта научно исследовательского судна летом и осенью 2018 года // Океанология. 2020. Т. 60. № 5. С. 685-695.*

4. Yurganov L., Muller-Karger F., and Leifer I. Methane increase over the Barents and Kara seas after the autumn pycnocline breakdown: satellite observations // *Advances in Polar Science*. 2019. Vol. 30. № 4. PP. 382–390.
5. Вивчар А.В., Моисеенко К.Б., Шумский Р.А., Скороход А.И. Идентификация антропогенных источников эмиссий окислов азота по расчетам Лагранжевых траекторий и данным наблюдений на высотной мачте в Сибири весной–летом 2007 г. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т.45. № 3. С. 325–336.
6. Yamada T., Bunker S. Development of a Nested Grid, Second Moment Turbulence Closure Model and Application to the 1982 ASCOT Brush Creek Data Simulation // *J. Appl. Met. Climatol*. 1988. V.27. P.562–578.
7. Beck, V., Koch, T., Kretschmer, R., Marshall, J., Ahmadov, R., Gerbig, C., Pillai, D., and Heimann, M.: *The WRF Greenhouse Gas Model (WRF-GHG)*. Technical Report No. 25, Max Planck Institute for Biogeochemistry, Jena, Germany, 2011.

## Химико-транспортная модель для $\text{NO}_x$ и ее использование для обработки спутниковой съемки шлейфов $\text{NO}_2$

<sup>1,2</sup>Пашенцева Е.В., <sup>1</sup>Мухартова Ю.В., <sup>2</sup>Постыляков О.В.

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: [pashenceva002@gmail.com](mailto:pashenceva002@gmail.com), [muhartova@yandex.ru](mailto:muhartova@yandex.ru), [oleg.postylyakov@gmail.com](mailto:oleg.postylyakov@gmail.com)

### ВВЕДЕНИЕ

Важность исследования аэрозольного состава атмосферы определяется его воздействием на здоровье человека и на климат [1]. Настоящая работа посвящена разработке варианта химико-транспортной модели переноса  $\text{NO}_x$  в атмосфере и анализу возможности постановки на ее основе обратной задачи по определению мощности и положения наземных источников  $\text{NO}_x$  по спутниковым снимкам шлейфов  $\text{NO}_2$ .

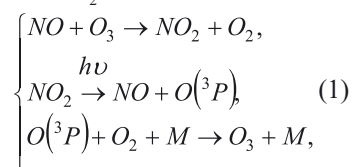
При проведении оценок загрязняющих веществ используются различные химико-транспортные модели, которые в целом адекватно описывают процессы переноса и химической трансформации газовых и аэрозольных примесей в атмосфере. В России в оперативном режиме используется модель COSMO-ART [2], состоящая из негидростатической мезомасштабной модели COSMO [3] и блока атмосферной химии ART. В ряде химико-транспортных моделей в химический блок стремятся включить максимальное число веществ и реакций для них. С одной стороны, это повышает репрезентативность моделей, но с другой, затрудняет их применение на подробной расчетной сетке. Поэтому важным является достижение компромисса между подробностью воспроизведения химических трансформаций и вычислительными затратами в моделях с высоким пространственным разрешением. Для минимизации вычислительных затрат необходим выбор оптимальной системы кинетических уравнений для включения в систему уравнений диффузии-реакции-адвекции. Одной из целей данной работы был выбор ключевых реакций для  $\text{NO}_x$  путем решения задачи Коши для системы кинетических уравнений и сравнения результатов с моделью атмосферной химии RACM [4]. Механизм RACM был создан для моделирования основных газофазных реакций в тропосфере, включая реакции органических и неорганических веществ, а также алгоритм вычисления скоростей фотохимической диссоциации в зависимости от географического положения, даты, времени суток и условий облачности. Из достаточно большого количества реакций атмосферной химии, представленных в модели RACM на основе [5], были выбраны основные неорганические реакции для  $\text{NO}_x$ , к которым также было добавлено несколько реакций из справочника газофазных реакций [6].

Основной целью данной работы было моделирование шлейфов  $\text{NO}_x$  в выбросах промышленных предприятий и сравнение результатов со спутниковой съемкой. Специфический спектр поглощения  $\text{NO}_2$  в области 430–490 нм используется для определения поля его распределения по измерениям рассеянного солнечного излучения со спутников. В работе рассматривались шлейфы  $\text{NO}_2$  в провинции Хэбэй (Китай), для которых был получен спутниковый снимок с помощью аппаратуры ГСА на спутнике Ресурс-П с горизонтальным разрешением 2.4 км [7].

## ВЫБОР ОСНОВНЫХ РЕАКЦИЙ ДЛЯ NO<sub>x</sub>

Неорганическая химия тропосферы относительно хорошо известна. В течение дня химия управляется фотолизом озона и двуокиси азота [4-5]. При фотолизе озона образуются возбужденные атомы кислорода O(<sup>1</sup>D), и часть из них реагирует с H<sub>2</sub>O с образованием гидроксильного радикала OH, который в свою очередь реагирует с неорганическими и органическими частицами, окисляя их. Превращение NO в NO<sub>2</sub> и последующий фотолиз NO<sub>2</sub> производят больше озона. Озон и NO<sub>2</sub> реагируют с образованием нитратного радикала (NO<sub>3</sub>), который является очень важным реактивным соединением в ночное время [4-5].

При попадании в атмосферу (например, с выхлопами автотранспорта или выбросами предприятий), NO<sub>x</sub> вступают в так называемый “быстрый” цикл, в результате которого за время порядка 10 мин значительная часть NO преобразуется в NO<sub>2</sub>:



где первая реакция описывает окисление NO при взаимодействии с тропосферным озоном, вторая реакция – это фотохимическая диссоциация NO<sub>2</sub> под действием солнечной радиации, O(<sup>3</sup>P) – основное состояние атомарного кислорода (в отличие от O(<sup>1</sup>D) – возбужденного состояния), вещество M в третьей реакции – атмосферный воздух.

Каждая из реакций системы (1) может быть описана кинетическим уравнением – обыкновенным дифференциальным уравнением первого порядка относительно концентрации соответствующего вещества. В частности, для концентрации NO, которую будем обозначать как [NO], кинетическое уравнение имеет вид:

$$\frac{d[NO]}{dt} = -\underbrace{k_{NO+O_3}[O_3]}_{\varphi_{NO}}[NO] + \underbrace{j_{NO_2}}_{\psi_{NO}}[NO_2], \quad (2)$$

где  $k_{NO+O_3}$  – кинетическая константа первой реакции,  $j_{NO_2}$  – скорость фотохимического распада NO<sub>2</sub>. Система (1) достаточно быстро приходит к квазиравновесному состоянию ( $\frac{d[NO]}{dt} \approx 0$ ), при котором выполняется приближенное равенство:

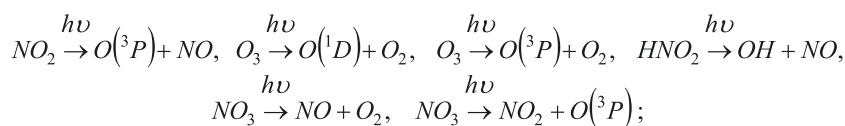
$$\frac{[NO][O_3]}{[NO_2]} = \frac{j_{NO_2}}{k_{NO+O_3}}. \quad (3)$$

Это квазиравновесное состояние (3) постепенно смещается за счет более медленных реакций, протекающих в атмосфере. Кинетические уравнения для всех вовлеченных в реакции веществ имеют схожую с (2) структуру:

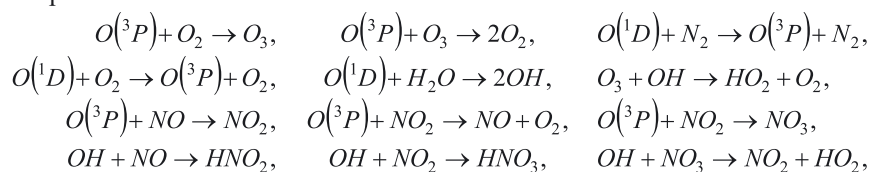
$$\frac{dC_i}{dt} = -\Phi_i(C_1, \dots, C_I)C_i + \Psi_i(C_1, \dots, C_I).$$

Для выбора минимального количества реакций, адекватно описывающих динамику NO<sub>x</sub>, результаты расчетов по модели RACM сравнивались с результатами вычисления концентраций из задачи Коши для соответствующей системы кинетических уравнений. Численное решение задачи Коши осуществлялось с помощью разностной схемы второго порядка точности, исключающей появление отрицательных значений [8]. Скорости фотохимических реакций как функции времени рассчитывались с помощью соответствующего блока модели RACM, принимающего в качестве входных данных географические координаты, дату, интервал времени и верхнюю и нижнюю границы облачности.

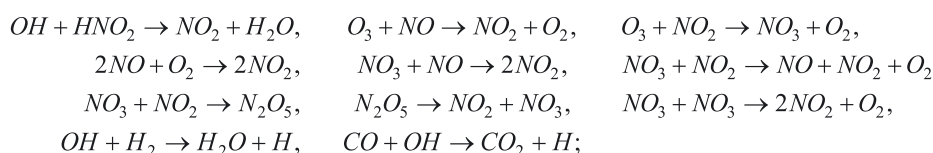
Проведенный анализ показал, что для описания динамики NO<sub>x</sub> ключевыми оказываются реакции для следующих веществ (их концентрации рассматриваются как функции времени и для них составляется система кинетических уравнений): NO, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, O(<sup>3</sup>P), O(<sup>1</sup>D), NO<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, OH, HNO<sub>2</sub>. Система реакций для них включает фотохимические реакции:



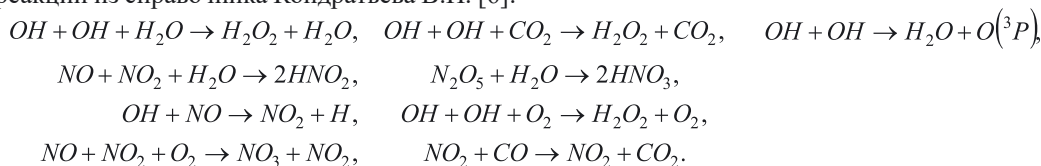
реакции неорганического блока RACM:







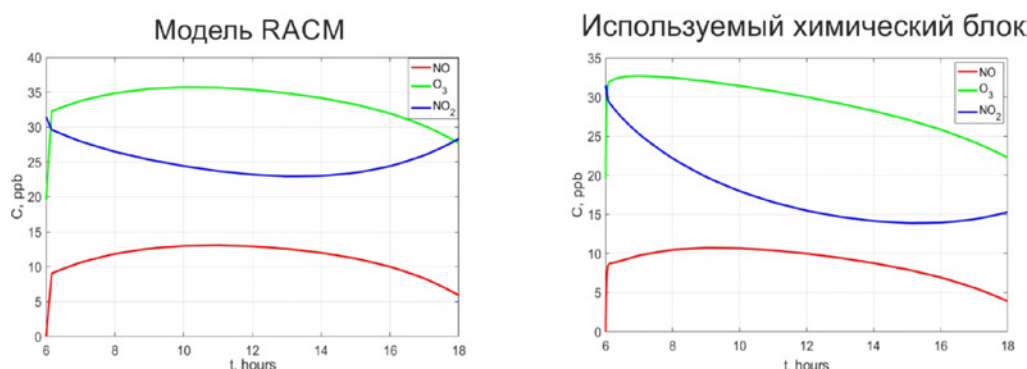
реакции из справочника Кондратьева В.Н. [6]:



В системе реакций участвуют также вещества  $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ , и  $H_2$ , концентрации которых задаются постоянными. Также известной считается концентрация водяного пара, рассчитываемая на основе данных о влажности воздуха. Константы реакций вычисляются по формулам из [4-5] с учетом температуры и давления. Результаты сравнения расчетов по модели RACM и упрощенной химической модели приведены на рис. 1.

**Рис. 1.** Динамика концентраций  $NO$ ,  $NO_2$  и  $O_3$ , полученная из модели RACM и упрощенной системы при одинаковых начальных условиях.

Упрощенная система реакций достаточно хорошо воспроизводит результаты, полученные по модели RACM. Наиболее сильно упрощенная система недооценивает концентрацию  $NO_2$  (максимальное различие порядка 9 ppb), однако общая картина динамики  $NO$ ,  $NO_2$  и  $O_3$  не нарушается. Поведение  $NO$  и  $O_3$  в упрощенной модели достаточно близко к соответствующему поведению в полной модели RACM. В дальнейшем исследовании выбранная система кинетических уравнений включалась в систему уравнений диффузии-реакции-адвекции при моделировании шлейфов.

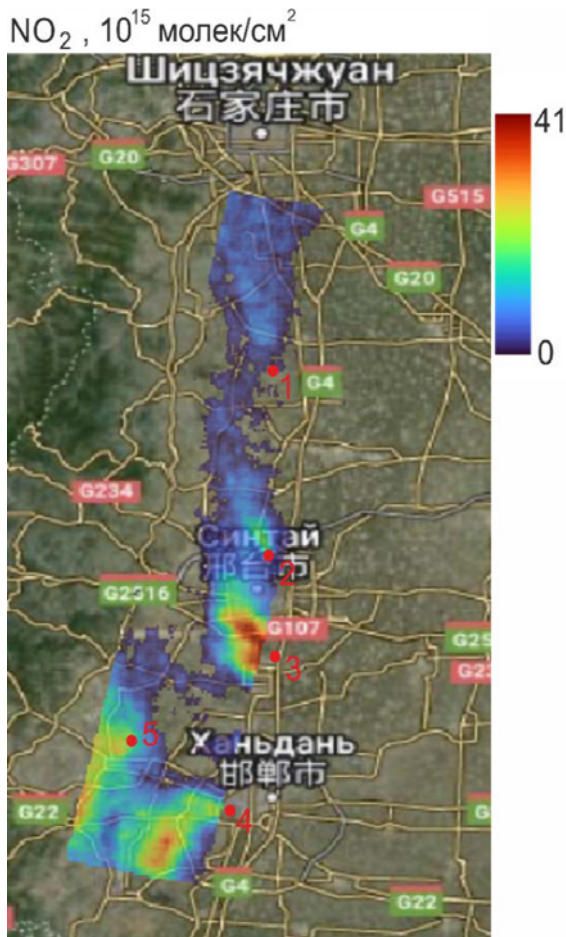


## МОДЕЛИРОВАНИЕ ШЛЕЙФОВ $NO_2$ , ФОРМИРУЮЩИХСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВЫБРОСОВ ПРЕДПРИЯТИЙ

В работе [7] был проведен эксперимент по восстановлению высокодетализированного пространственного распределения диоксида азота ( $NO_2$ ) в тропосфере, используя измерения прибора ГСА на борту спутника «Ресурс-П». Авторы разработали алгоритм, который позволяет получать тропосферное 2D-распределение  $NO_2$  (интегральное содержание в столбе) с горизонтальным пространственным разрешением до 2.4 км, впервые в мире достигнув такого уровня детализации, с сеткой шагом 120 м. Благодаря высокому пространственному разрешению спутникового снимка  $NO_2$  впервые удалось идентифицировать локальные источники загрязнения  $NO_2$  и их шлейфы. Алгоритм был применен к гиперспектральному изображению GSA/Ресурс-П, полученному над китайской провинцией Хэбэй. Провинция Хэбэй расположена на Северо-Китайской равнине и является одним из наиболее загрязненных регионов мира по  $NO_2$ . В нескольких городах Хэбэй зафиксировано самое плохое качество воздуха в Китае. Основная причина загрязнения, включая  $NO_2$ , связана с крупными промышленными секторами, такими как сталелитейная и угольная промышленность. В настоящей работе использовался снимок, произведенный 29 сентября 2016 года в 4:30 UTC (рис.2). Город Синтай находится примерно в центре изображения, представленного на рассматриваемом спутниковом снимке. Часовой пояс отличается от UTC на 8 часов.

Для моделирования процесса переноса  $NO_x$  в атмосфере использована модель, основанная на решении начально-краевой задачи для системы уравнений диффузии-реакции-адвекции:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial C_i}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) C_i &= \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 K_r \frac{\partial C_i}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \cos \lambda} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left( K_{\perp} \cos \lambda \frac{\partial C_i}{\partial \lambda} \right) + \frac{1}{r^2 \cos^2 \lambda} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( K_{\perp} \frac{\partial C_i}{\partial \varphi} \right) + \\
 &+ \Psi_i(C_1, \dots, C_I) - C_i \Phi_i(C_1, \dots, C_I) + f_i, \quad i = 1, \dots, I
 \end{aligned}$$



**Рис. 2.** Спутниковый снимок шлейфов NO<sub>2</sub>, выполненный 29.09.2016 в 4:30 UTC в провинции Хэбэй (КНР). На рисунке представлено интегральное содержание NO<sub>2</sub> в столбе, красными точками обозначены предполагаемые источники загрязнения.

в области  $r \in (a, a+h_{ABL})$ ,  $\lambda \in (\lambda_{min}, \lambda_{max})$ ,  $\varphi \in (\varphi_{min}, \varphi_{max})$ , где  $I$  – количество веществ,  $C_j$  – концентрация  $i$ -го вещества,  $\bar{V}$  – скорость ветра,  $r$  – координата по вертикали к поверхности (радиальная координата в сферической системе координат),  $a$  – радиус Земли,  $h_{ABL}$  – высота атмосферного пограничного слоя,  $\lambda$  и  $\varphi$  – широта и долгота соответственно (в радианах),  $K_r$  – вертикальная компонента коэффициента турбулентности,  $K_{\perp}$  – горизонтальная компонента коэффициента турбулентности (использовано предположение  $K_{\perp} = 0,25K_r$ ),  $\Psi_i$  – источники за счет химических реакций,  $C_i\Phi_i$  – стоки за счет химических реакций,  $f_i$  – эмиссии. В рассматриваемой задаче предполагалось, что присутствуют эмиссии только NO от труб предприятий, а NO<sub>2</sub> образуется за счет химических трансформаций. Уравнения системы записаны в сферических координатах исключительно для удобства и лучшего согласования со спутниковыми данными, чтобы избежать необходимости интерполяции экспериментальных данных на узлы новой локальной декартовой системы координат.

На всех границах расчетной области, представляющей собой прямоугольный параллелепипед, использовались однородные условия Неймана. В начальный момент времени концентрации NO и NO<sub>2</sub> предполагались равными нулю, а распределение концентрации O<sub>3</sub> было получено на основе реанализа ERA5. Компоненты скорости ветра, температура, давление и влажность воздуха были получены путем интерполяции данных реанализа ERA5 на расчетную сетку для рассматриваемого промежутка времени.

Для оценки коэффициента турбулентности  $K_r$  в данном случае использовался первый порядок замыкания и параметризация, предложенная в работе [9]:

$$K_r(\lambda, \varphi, r, t) = \frac{K_{max}(\lambda, \varphi, t)}{z_{max}(\lambda, \varphi, t)} \cdot (r - a) \cdot \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{r - a}{z_{max}(\lambda, \varphi, t)}\right)^2 + \frac{1}{2}\right),$$

где  $K_{max}$  – максимальное значение  $K_r$  для фиксированных значений  $\lambda$ ,  $\varphi$  и  $t$ , а  $z_{max}$  – высота над поверхностью, соответствующая максимальному значению  $K_{max}$ . В модели предполагалось, что выполняются приближенные равенства [10]:

$$K_{max}(\lambda, \varphi, t) \approx 0.06u_*^2(\lambda, \varphi, t)h_{ABL}(\lambda, \varphi, t),$$

$$z_{max} \approx \frac{1}{3}h_{ABL}.$$

Для учета пространственного распределения  $K_r$  и зависимости от времени динамическая скорость  $u_*$  и высота пограничного слоя  $h_{ABL}$  рассматривались как функции координат и времени и были получены путем интерполяции данных реанализа.

Источник в модели задавался распределенным в пространстве с максимумом в точке, соответствующей трубе предприятия:

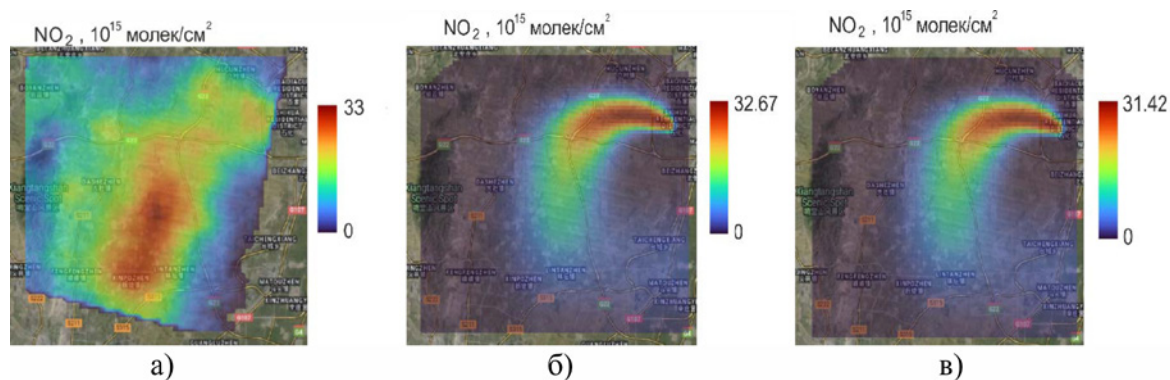
$$f_{NO} = I_s \frac{2}{\sigma_z \sqrt{\pi}} \exp\left(-\frac{(z - z_s)^2}{\sigma_z^2}\right) \frac{2}{\pi \sqrt{\pi} \sigma_{xy}^2} \exp\left(-\frac{(x - x_s)^2 + (y - y_s)^2}{\sigma_{xy}^2}\right),$$

где  $\sigma_{xy}$  и  $\sigma_z$  – горизонтальная и вертикальная «дисперсии» источника, соответственно (в настоящей работе взяты равными 200м и 25м, соответственно),  $(x, y)$  – горизонтальные координаты в локальной декартовой системе координат,  $z$  – высота над поверхностью,  $(x_s, y_s, z_s)$  – координаты точки источника. Интеграл по пространству от функции  $f_{NO}$  равен  $I_s$  – количеству NO, выбрасываемому источником в единицу времени.

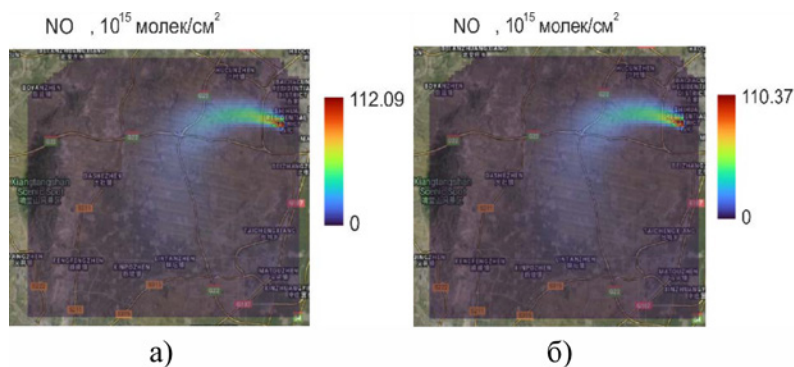
Для анализа возможности модели воспроизводить шлейфы сложной формы был выбран шлейф, формируемый источником №4. Результаты моделирования представлены на рис.3 и 4. Для сравнения

были проведены вычисления с использованием только быстрого цикла и всей выбранной системы реакций. Модельный шлейф формировался за 4.5 часа от начала работы источника. Мощность источника выбиралась так, чтобы диапазон значений концентрации в полученном шлейфе примерно совпадал с диапазоном в шлейфе на снимке. Положение источника на данный момент тоже подбиралось приближенно, так чтобы положение модельного шлейфа максимально совпадало с положением шлейфа на снимке.

При использовании быстрого цикла мощность источника была равна 199.08 кг/час, а при использовании более полной системы реакций - 208.77 кг/час. Таким образом, учет только реакций быстрого цикла может приводить к недооценке мощности источника.



**Рис. 3.** Шлейф  $\text{NO}_2$  от источника №4: а) значения со спутникового снимка, б) модельные значения при использовании только быстрого цикла, в) модельные значения при использовании всей выбранной для  $\text{NO}_x$  системы реакций.



**Рис. 4.** Модельные шлейфы  $\text{NO}$  от источника №4: а) с учетом только быстрого цикла, б) с учетом выбранной системы реакций.

На рис. 4 представлены модельные шлейфы  $\text{NO}$  для рассматриваемого источника. Как можно видеть, максимум концентрации  $\text{NO}$  в шлейфе приходится на непосредственную окрестность источника, в отличие от шлейфа  $\text{NO}_2$ , где максимум расположен на некотором удалении от источника  $\text{NO}$ . Это объясняется постепенным формированием  $\text{NO}_2$  за счет химических трансформаций по мере распространения  $\text{NO}$ , и этот эффект наблюдается на спутниковых снимках. Однако воспроизвести положение максимума концентрации  $\text{NO}_2$  в шлейфе в модели пока не удается.

Разработанную модель предполагается в дальнейшем использовать для постановки и решения обратной задачи по восстановлению положения и мощности источников загрязнения  $\text{NO}_x$ . Проведенный анализ показал, что в шлейфе, сформированном за время порядка 3-4 часов, интегральная по высоте концентрация  $\text{NO}_2$  зависит от интенсивности источника практически линейно в диапазоне адекватных значений мощности. Вопросом дальнейшего исследования будет выбор минимизируемого функционала, так как пока основная сложность заключается в том, что модель плохо воспроизводит положение максимума концентрации  $\text{NO}_2$ .

*Работа выполнена при поддержке проекта федеральной научно-технической программы «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризация в моделях Земной системы» в рамках программы «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений», госзадания регистрационный номер темы: 1021042900488-7-1.5.10.*



## ЛИТЕРАТУРА:

1. Manisalidis, I., Stavropoulou, E., Stavropoulos, A., and Bezirtzoglou, E.: *Environmental and Health Impacts of Air Pollution: A Review*, *Front. Public Health*, 8, 14, 2020
2. Vil'fand, R. M., Kirsanov, A. A., Revokatova, A. P., Rivin, G. S., and Surkova, G. V.: *Forecasting the transport and transformation of atmospheric pollutants with the COSMO-ART model*, *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 42, 292–298, 2017
3. Baldauf, M., Seifert, A., Förstner, J., Majewski, D., Raschendorfer, M., and Reinhardt, T.: *Operational Convective-Scale Numerical Weather Prediction with the COSMO Model: Description and Sensitivities*, *Mon. Weather Rev.*, 139, 3887–3905, 2011.
4. Stockwell W.R. et al., *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. № D22. P. 25847-25879
5. DeMore, W. B., Sander, S. P., Golden, D. M., *Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Stratospheric Modeling*. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology Pasadena, California, 1994
6. Кондратьев В.Н. Константы скорости газофазовых реакций. Издательство «Наука», Москва – 1970.
7. Postylykov O.V., Borovski A.N., Makarenkov A.A. *First experiment on retrieval of tropospheric NO<sub>2</sub> over polluted areas with 2.4-km spatial resolution basing on satellite spectral measurements*. *Proc. SPIE*, 10466, 104662Y-8(2017). Doi: 10.1117/12.2285794
8. Belov, A.A., Kalitkin, N.N., Kuzmina, L.V. *Modeling of chemical kinetics in gases*. *Math. Model. Comput. Simul.* 2017, 9, 24-39.
9. Jeričević A., Kraljević A., Grisogono B. et al. *Parameterization of vertical diffusion and the atmospheric boundary layer height determination in the EMEP model// Atmos. Chem. Phys.* 10, 341-364, 2010
10. Garratt J.R. *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge, 1992

## Численное моделирование процессов переноса и трансформации примесей, аэрозольного воздействия на радиационные и температурные характеристики атмосферы с использованием модели COSMO-ART

<sup>1,2</sup>Кирсанов А.А., <sup>1,3</sup>Чубарова Н.Е., <sup>1,2,3</sup>Варенцов М.И., <sup>1,3</sup>Ривин Г.С., <sup>3</sup>Ольчев А.В.

<sup>1</sup> Гидрометцентр России, Москва, Россия

<sup>2</sup> Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

E-mail: heu3becteh@mail.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Загрязнение атмосферного воздуха является одной из наиболее актуальных проблем современности. Оно оказывает негативное воздействие на здоровье людей, окружающую среду и климат планеты. В связи с этим, прогнозирование загрязнения атмосферы становится все более важным инструментом для принятия решений в области охраны окружающей среды и управления рисками. Атмосферный аэрозоль играет важную роль в формировании погоды и климата. Он влияет на радиационный баланс Земли, отражая и поглощая солнечное излучение, а также выступает в качестве ядер конденсации при образовании облаков.

С различными конфигурациями системы COSMO-Ru-ART (COnsortium for Small-scale MOdeling – Aerosols and Reactive Trace gases) проводятся численные эксперименты по воспроизведению процессов переноса и трансформации примесей (Vogel et al., 2009; Вильфанд и др., 2017) как антропогенного происхождения, так и природного (в том числе дымового аэрозоля при лесных пожарах).

### РЕГУЛЯРНЫЕ ПРОГНОЗЫ COSMO-RU-ART

С декабря 2012 года системой COSMO-Ru7-ART осуществлялся ежедневный прогноз концентраций загрязняющих веществ в атмосфере для территории ЦФО (Центрального федерального округа) с горизонтальным шагом сетки 7 км, велось его сопровождение и поддержание, рассмотрение результатов прогноза и оценка его качества (Вильфанд и др., 2017), с 2019 года для Москвы ведутся расчеты с

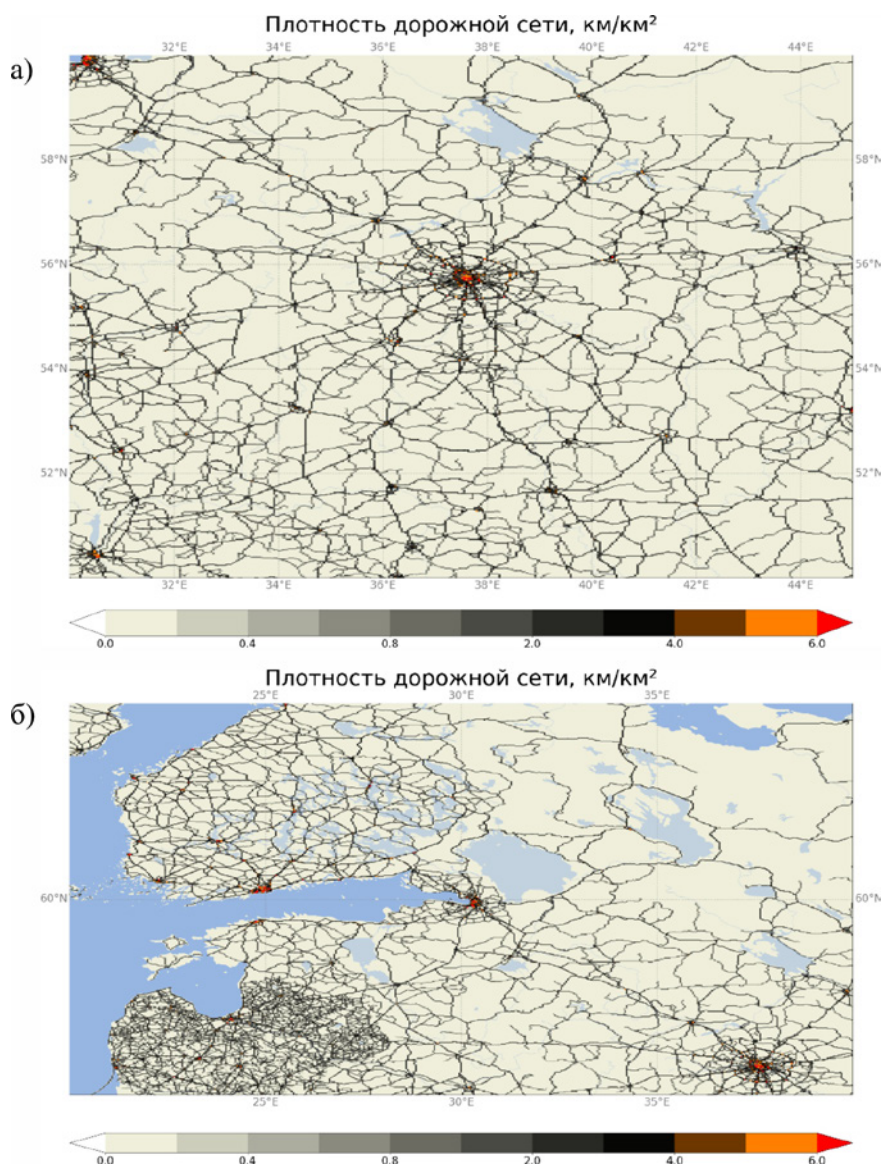


шагом сетки 2 км (Кузнецова И.Н. и др., 2019; Кузнецова И.Н. и др., 2022). Продолжающееся использование системы COSMO-Ru-ART свидетельствует об адекватном воспроизведении концентраций загрязняющих веществ в прогнозах.

В отдельные периоды осуществляются также прогнозы с учетом выбросов загрязняющих веществ в атмосферу от очагов лесных пожаров для различных территорий с горизонтальным шагом сетки 6,6 км. Такие ежедневные прогнозы производились для территории Сибири в 2019 году, проводятся для территории ЦФО. Дымовой аэрозоль при интенсивных лесных пожарах имеет значительные концентрации, нередко превышающие предельные допустимые концентрации (ПДК), что может нанести вред здоровью человека и хозяйственной деятельности. Атмосферный аэрозоль оказывает влияние не только на качество воздуха, но и на метеорологические процессы.

## ВЛИЯНИЕ ГОРОДСКОГО АЭРОЗОЛЯ НА РАДИАЦИОННЫЕ ПОТОКИ В АТМОСФЕРЕ И НА ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

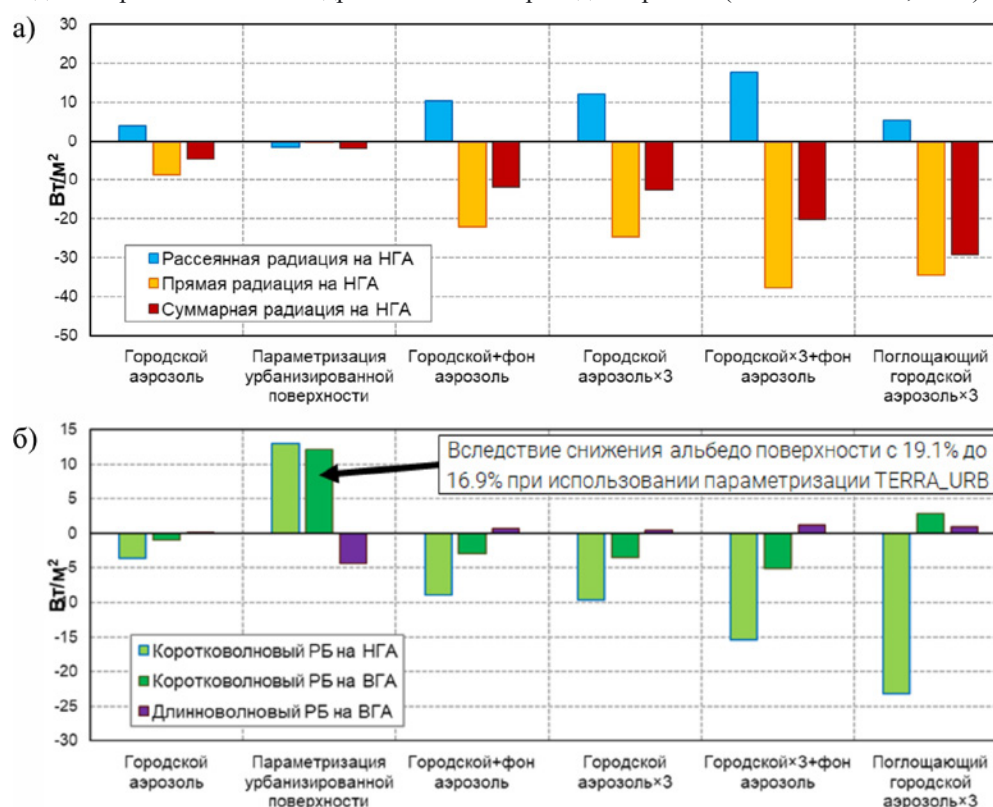
Рассмотрено влияние городского аэрозоля на радиационные потоки в атмосфере и на температурные характеристики в Московском регионе (Chubarova et al., 2022; Chubarova et al., 2024), для этого использована конфигурация системы COSMO-Ru-ART с шагом сетки 2 км. Антропогенные эмиссии оценены с использованием картографической информации OpenStreetMap и инвентаризаций CAMS, ECLIPSE, EMEP. Производилось перераспределение данных по пространству с учетом плотности дорог и распределения промышленных зон, а также коррекция данных с учетом доклада о состоянии окружающей среды в городе Москве. Пример сеточных данных о плотности дорог, полученных с использованием данных OpenStreetMap, показан на Рис.1а. Схожая задача выполнялась для Ленинградской области (Рис.1б).



**Рис. 1.** Плотность дорожной сети по данным OpenStreetMap.

Помимо эффекта городского аэрозоля, влияние мегаполиса на атмосферные процессы учитывалось с использованием параметризации городской подстилающей поверхности TERRA\_URB. Было проведено сравнение с измерениями сети автоматических станций контроля загрязнения атмосферы ГПБУ «Мосэкомониторинг» и AERONET (Aerosol Robotic Network) в Метеорологической Обсерватории МГУ (МО МГУ).

На Рис.2 показано влияние на приходящую солнечную радиацию и радиационный баланс аэрозоля с обычной и повышенной интенсивностью антропогенных эмиссий, поглощающего аэрозоля, параметризации урбанизированной поверхности TERRA\_URB (Garbero et al., 2021). На Рис.2а можно видеть, что под влиянием атмосферного аэрозоля снижается приходящая прямая коротковолновая радиация, повышается приходящая рассеянная радиация. При повышении доли поглощающего аэрозоля наблюдается меньшая приходящая рассеянная радиация. Рисунок 2б показывает снижение коротковолнового радиационного баланса на НГА (нижней границе атмосферы). При повышении доли поглощающего аэрозоля коротковолновый РБ (радиационный баланс) на ВГА (верхней границе атмосферы) повышается. При использовании параметризации TERRA\_URB повышается коротковолновый РБ вследствие снижения альбедо поверхности. Более подробный анализ приведен в работе (Chubarova et al., 2024).



**Рис. 2.** Влияние на приходящую солнечную радиацию и радиационный баланс по результатам экспериментов. Ясное небо, Метеорологическая Обсерватория МГУ, 28.4.2019-7.5.2019.

По результатам экспериментов аэрозольный эффект приводит к снижению температуры воздуха на уровне 2 м как при слабо поглощающем аэрозоле, так и при повышенной доле черного углерода (Chubarova et al., 2024). Показано, что город значительно влияет на приземные концентрации аэрозоля, но его влияние на Аэрозольную Оптическую Толщину не определяющее (Chubarova et al., 2022).

Значительно большие концентрации аэрозоля (а значит и их влияние на радиационные потоки в атмосфере и на температурные характеристики) наблюдается при интенсивных лесных пожарах. Для прогноза переноса и трансформации дымового аэрозоля важно задать адекватную локализацию и интенсивность выброса загрязняющих веществ в атмосферу от лесных пожаров. Для этого оптимально использовать спутниковые данные, в особенности данные прибора MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer – сканирующий спектрорадиометр среднего разрешения), полученные со спутников Aqua и Terra, ежедневно поступающие в открытый доступ.

## ОЦЕНКА ВЫБРОСОВ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В АТМОСФЕРУ ОТ ОЧАГОВ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ

Для получения сведений об интенсивности и локализации горения биомассы по спутниковым данным используются измерения прибора MODIS спутников Terra и Aqua. В работе (Wooster et al., 2005) была показана линейная связь величины FRP (Fire Radiative Power – измеренная мощность излучения)

и интенсивности горения биомассы. Спутниковые данные регулярно поступают в открытый доступ с задержкой менее суток. В работах (Wooster et al., 2005; Kaiser et al., 2012) приводятся значения коэффициентов для перевода измеренной мощности излучения FRP в скорость сгорания биомассы. В работе (Wiedinmyer et al., 2011) собраны коэффициенты из предшествующих работ, позволяющие оценить массу выбрасываемых в атмосферу загрязняющих веществ на единицу сгорающей биомассы. Таким образом скорость сгорания биомассы пересчитывается в интенсивность выбросов продуктов горения в атмосферу.

В упрощенном виде, для каждого узла с определенным типом земной поверхности  $j$  эмиссии  $E_i$  (кг/час) соединения  $i$  рассчитываются по следующей формуле:

$$E_i = \phi_{ij} \cdot \alpha \cdot FRP,$$

где  $\phi_{ij}$  – эмиссионный коэффициент (Wiedinmyer et al, 2011) соединения  $i$ , соответствующий типу земной поверхности  $j$  (кг/кг),  $\alpha$  – эмпирический коэффициент (Wooster et al, 2005; Kaiser et al, 2012) пересчета энергии излучения в сгораемую биомассу (кг·МВт<sup>-1</sup>·час<sup>-1</sup>), FRP – Fire Radiative Power (измеренная мощность излучения) по данным MODIS (МВт).

## ВЛИЯНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Дымовой аэрозоль сильно сокращает приходящую на земную поверхность коротковолновую солнечную радиацию, в том числе поглощая ее в приподнятых слоях атмосферы и изменяя вертикальный профиль температуры. Влияние лесных пожаров на региональные погодные условия рассмотрено на примере лета 2019 года в Сибири (Kirsanov et al., 2020).

Численные эксперименты выявили значительное влияние лесных пожаров на погодные условия, даже на удалении от непосредственных очагов возгорания. В то время как повреждение растительности приводило к повышению приземной температуры, уменьшение приходящей коротковолновой радиации дымовым аэрозолем снижало приземную температуру и повышало температуру приподнятых слоев, приводя к более устойчивой стратификации атмосферы.

Учет подобных эффектов может повысить успешность численного прогноза погоды, как показано в (Вильфанд и др., 2017) для примера пожаров 2010 года на территории ЦФО.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Система COSMO-Ru-ART используется в Гидрометцентре России для регулярных прогнозов переноса и трансформации примесей в атмосфере как антропогенного происхождения, так и природного (в том числе дымового аэрозоля при лесных пожарах).

Проведенные эксперименты позволяют оценить аэрозольное воздействие на радиационные и температурные характеристики атмосферы. Особенно сильно это воздействие при экстремальных концентрациях аэрозоля, например, вследствие интенсивных лесных пожаров.

Более подробный учет аэрозольного воздействия может позволить повысить успешность численного прогноза погоды.

*Исследование проведено в рамках Научно-исследовательской работы Росгидромета АААА-А20-120021490079-3. Анализ влияния города на атмосферные процессы проведен при поддержке Российского Научного фонда, проект №23-77-30008.*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Вильфанд Р.М., Кирсанов А.А., Ревокатова А.П., Ривин Г.С., Суркова Г.В. Прогноз перемещения и трансформации загрязняющих веществ в атмосфере с помощью модели COSMO-ART // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 5. – С. 31-40. <https://doi.org/10.3103/S106837391705003X>
2. Кузнецова И.Н., Шалыгина И.Ю., Нахаев М.И., Ткачева Ю.В., Ривин Г.С., Кирсанов А.А., Борисов Д.В., Лезина Е.А. Система прогнозирования качества воздуха на основе химических транспортных моделей // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – № 4 (374). – С. 203-218
3. Кузнецова И.Н., Нахаев М.И., Кирсанов А.А., Борисов Д.В., Ткачева Ю.В., Ривин Г.С., Лезина Е.А. Тестирование и перспективы технологии прогнозирования загрязнения воздуха с применением химических транспортных моделей CHIMERE и COSMO-Ru2ART // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. — 2022. — № 4 (386). — С. 147-170. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-4-147-170>
4. Garbero, V., Milelli, M., Bucchignani, E., Mercogliano, P., Varentsov, M., Rozinkina, I., Rivin, G., Blinov, D., Wouters, H., Schulz, J., Schättler, U., Bassani, F., Demuzere, M., Repola, F. (2021). Evaluating the Urban Canopy Scheme TERRA\_URB in the COSMO Model for Selected European Cities.



- Atmosphere*, 12 (2), 237. <https://doi.org/10.3390/atmos12020237>
5. Chubarova N.E., Vogel H., Androsova E.E., Kirsanov A.A., Popovicheva O.B., Vogel B., Rivin G.S.: Columnar and surface urban aerosol in the Moscow megacity according to measurements and simulations with the COSMO-ART model, *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 10443–10466, <https://doi.org/10.5194/acp-22-10443-2022>, 2022.
  6. Chubarova N.E., Androsova E.E., Kirsanov A.A., Varentsov M.I., Rivin G.S.: Urban aerosol, its radiative and temperature response in comparison with urban canopy effects in megacity based on COSMO-ART modeling, *Urban Climate*, Volume 53, 2024, 101762, ISSN 2212-0955, <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2023.101762>
  7. Kaiser, J.W.; Heil, A.; Andreae, M.O.; Benedetti, A.; Chubarova, N.; Jones, L.; Morcrette, J.-J.; Razinger, M.; Schultz, M.G.; Suttie, M.; van der Werf, G.R. Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. *Biogeosciences* 2012, 9, 527-554. <https://doi.org/10.5194/bg-9-527-2012>
  8. Kirsanov A.A., Rozinkina I.A., Rivin G.S., Zakharchenko D.I., Olchev A.V.: Effect of Natural Forest Fires on Regional Weather Conditions in Siberia. *Atmosphere* 2020, 11, 1133. <https://doi.org/10.3390/atmos11101133>
  9. Vogel, B., Vogel, H., Bäumer, D., Bangert, M., Lundgren, K., Rinke, R., Stanelle, T. (2009), The comprehensive model system COSMO-ART - Radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8661-8680, <https://doi.org/10.5194/acp-9-8661-2009>
  10. Wiedinmyer, C.; Akagi, S.K.; Yokelson, R.J.; Emmons, L.K.; Al-Saadi, J.A.; Orlando, J.J.; Soja, A.J. The Fire INventory from NCAR (FINN): a high resolution global model to estimate the emissions from open burning. *Geosci. Model Dev.* 2011, 4, 625-641. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-625-2011>
  11. Wooster, M. J.; Roberts, G.; Perry, G.L.W.; Kaufman Y.J. Retrieval of biomass combustion rates and totals from fire radiative power observations: FRP derivation and calibration relationships between biomass consumption and fire radiative energy release. *J. Geophys. Res.* 2005, 110, 24 p. <https://doi.org/10.1029/2005JD006018>

## Моделирование переноса окислов азота с учетом химических трансформаций с помощью RANS и LES моделей

<sup>1,2</sup>Мухартова Ю.В., <sup>1,3</sup>Пашенцева Е.В., <sup>1,2</sup>Мортиков Е.В., <sup>3</sup>Постыляков О.В.

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: muhartova@yandex.ru, pashenceva002@gmail.com, evgeny.mortikov@gmail.com, oleg.postylyakov@gmail.com

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в связи с ростом антропогенной нагрузки на атмосферу, ее влиянием на качество воздуха в городах, а также ее связью с климатическими изменениями, задачи моделирования процессов распространения атмосферных примесей являются весьма актуальными. Настоящая работа посвящена различным подходам к моделированию процессов переноса окислов азота ( $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$ ) в приземном слое атмосферы с учетом химических трансформаций. Одной из целей работы является объединение атмосферной LES модели [1-4] с блоком химических реакций для  $\text{NO}_x$ , но также в работе использована и более простая химико-транспортная модель с динамическим блоком RANS. Для верификации химического блока модели в одномерном случае проводилось сравнение результатов моделирования профилей концентрации  $\text{NO}$  и  $\text{NO}_2$  с данными измерений концентраций этих веществ на четырех высотных уровнях на Останкинской телебашне (10 м, 130 м, 248 м и 348 м над поверхностью Земли), осуществлявшихся «Мосэкомониторингом» в 2007 - 2014 гг [5-7]. В качестве второй прикладной задачи рассмотрена возможность моделирования шлейфов  $\text{NO}_2$  в атмосфере, формирующихся за счет выбросов предприятиями  $\text{NO}$ , образующегося в результате процессов высокотемпературного горения. Специфический спектр поглощения  $\text{NO}_2$  в области 430-490 нм используется для определения поля его распределения (интегрального по высоте) по измерениям рассеянного солнечного излучения со спутников. С помощью разработанных моделей были проведены расчеты шлейфов  $\text{NO}_2$  и их сравнение со спутниковой съемкой, осуществленной с помощью аппаратуры ГСА на спутнике Ресурс-П с горизон-



тальным разрешением 2.4 км. Для этого был использован снимок, выполненный 29.09.2016 в 4:30 UTC в провинции Хэбэй (Китай) [8-9].

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЫСОТНЫХ ПРОФИЛЕЙ NO И NO<sub>2</sub> | С ПОМОЩЬЮ ОДНОМЕРНОЙ МОДЕЛИ

В качестве простейшей модели вертикального турбулентного переноса NO<sub>x</sub> была использована начально-краевая задача для концентраций реагирующих между собой веществ:

$$\begin{cases} \frac{\partial C_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(z,t) \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) - C_i \Phi_i(C_1, \dots, C_9) + \Psi_i(C_1, \dots, C_9), & z > z_0, t > 0, \\ C_i|_{t=0} = C_i^0(z), \quad \frac{\partial C_i}{\partial z} \Big|_{z=blh} = 0, \\ C_1|_{z=z_0} = C_{NO}^{bound}(t), \quad C_2|_{z=z_0} = C_{NO_2}^{bound}(t), \quad \frac{\partial C_i}{\partial z} \Big|_{z=z_0} = 0, \quad i = 3, \dots, 9, \end{cases} \quad (1)$$

где  $C_1 = [NO]$ ,  $C_2 = [NO_2]$ ,  $C_3 = [O_3]$ ,  $C_4 = [O(^3P)]$ ,  $C_5 = [O(^1D)]$ ,  $C_6 = [NO_3]$ ,  $C_7 = [N_2O_5]$ ,  $C_8 = [OH]$ ,  $C_9 = [HNO_2]$ ,  $K(z,t)$  – коэффициент турбулентной диффузии, слагаемое  $C_i \Phi_i(C_1, \dots, C_9)$  описывает химические стоки реагирующих веществ, а слагаемое  $\Psi_i(C_1, \dots, C_9)$  – химические источники. Система реакций, учитываемых в задаче (1), построена на основе модели RACM [10]. Начальные и граничные условия получены с помощью интерполяции на расчетную сетку данных измерений.

Модель (1) применима в случае слабого горизонтального переноса для оценки вертикального распределения атмосферных газовых примесей с поверхности, если считать поверхность достаточно однородной, а источники загрязнения равномерно распределенными на ней. В достаточно грубом приближении такая модель может быть использована в пределах всего города, моделируемого как в среднем горизонтально-однородная подстилающая поверхность. В качестве источника загрязнения в таком случае выступает автотранспорт, предполагающийся равномерно распределенным в городских пределах.

В нашей работе модель (1) использовалась для оценки репрезентативности химического блока модели. При этом в качестве динамической части использовалась RANS модель. Результаты моделирования сравнивались с данными измерений «Мосэкомониторинга» концентраций NO и NO<sub>2</sub> на четырех высотных уровнях (10 м, 130 м, 248 м и 348 м над поверхностью Земли) на Останкинской телебашне, проводившихся в 2007-2014 гг. Данные представляют собой временные ряды с шагом 20 мин, содержащие пропуски. Поскольку основной целью было рассмотрение распространения загрязнений от наземных источников (автотранспорта), для моделирования выбирались летние месяцы (в данной работе приведены результаты для июня 2007 г.), чтобы уменьшить влияние выбросов ТЭЦ. Рассмотрение проводилось в утренние часы в условиях слабого ветра и не сильно прогретой подстилающей поверхности.

В проведенных численных экспериментах для оценки коэффициента  $K(z,t)$  была использована реализованная в НИВЦ МГУ стандартная модель  $k - \epsilon$  [4,11]. Входными данными для нее служили: начальное высотное распределение компонент скорости ветра  $u$ ,  $v$ , потенциальной температуры  $\theta$  и удельной влажности  $q$ , зависимость поверхностной температуры  $\theta_{surf}$  и поверхностного давления  $p_{surf}$  от времени, скорость вертикального движения  $w$ , компоненты геострофического ветра:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f a} \frac{\partial p}{\partial \varphi}, \quad v_g = \frac{1}{\rho f a \cos \lambda} \frac{\partial p}{\partial \lambda},$$

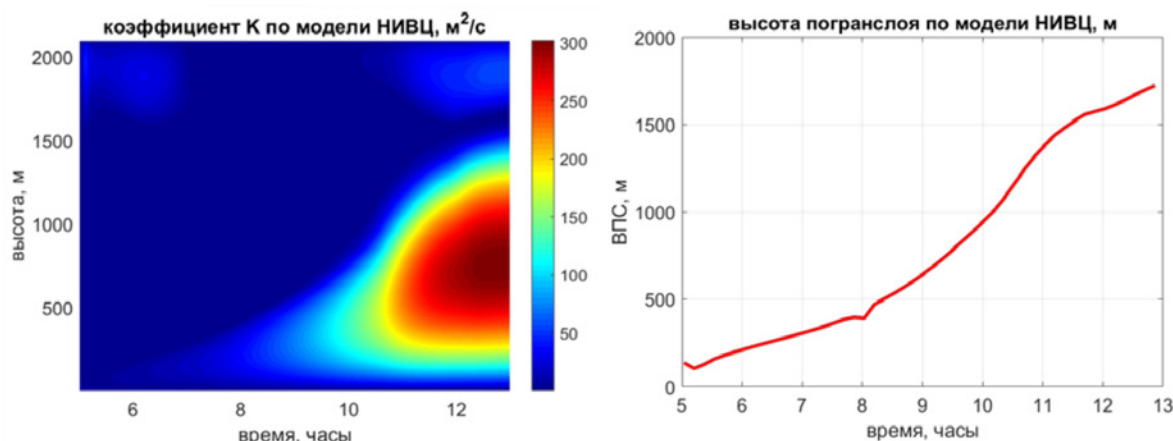
где  $\rho$  – плотность воздуха,  $p$  – давление,  $f = 2\Omega_0 \sin \varphi$  – параметр Кориолиса,  $\Omega_0$  – угловая скорость вращения Земли,  $\varphi$  – широта,  $\lambda$  – долгота,  $a$  – радиус Земли. Форсинг для компонент скорости ветра, температуры и влажности, соответственно, оценивался в виде тенденций:

$$-(\vec{v}, \nabla)u, \quad -(\vec{v}, \nabla)v, \quad -(\vec{v}, \nabla)\theta, \quad -(\vec{v}, \nabla)q,$$

где все производные вычислялись в сферических координатах. Для расчетов использовались данные реанализа ERA5 на уровнях давления 600-1000 гПа в области 55.25-56.25 С.Ш., 37-38 В.Д. с шагом 0.25о. После вычисления необходимых производных данные интерполировались на расчетную сетку модели.

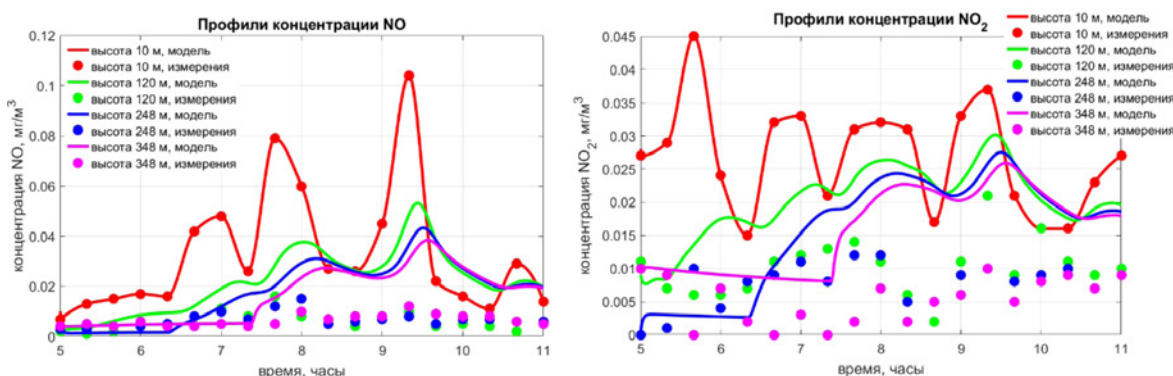
На рис. 1 представлены результаты расчета коэффициента турбулентности и высоты атмосферного пограничного слоя для 9.06.2007.

На рис. 2 показаны результаты расчетов концентрации NO и NO<sub>2</sub> на четырех уровнях и их сравнение с данными измерений. В таблице 1 приведены коэффициенты корреляции для измерений и модельных данных в те же моменты времени. В данном случае коэффициенты корреляции для концентраций NO выше, чем для NO<sub>2</sub>, хотя в некоторые дни ситуация была противоположной. Общая закономерность полученных результатов – более хорошее согласование модельных и экспериментальных значений наблюдается в более ранние часы, пока турбулентный обмен еще не сильно развит. При развитой турбулентности, по-видимому, коэффициент  $K$ , рассчитанный по RANS модели, оказывается несколько завышенным, что приводит к более сильному перемешиванию в модели, и как результат, завышению кон-



**Рис. 1.** Коэффициент турбулентности и высота пограничного слоя для 9.06.2007.

центраций  $\text{NO}_x$  по сравнению с измерениями. Возможно, причина завышения концентраций также связана с недоучетом в модели горизонтального выветривания. Поскольку в утренние часы наблюдается неплохое согласование модельных результатов с измерениями, можно сделать вывод об адекватности используемой химической модели.



**Рис. 2.** Модельные и экспериментальные значения концентраций  $\text{NO}$  и  $\text{NO}_2$  на четырех высотах для 9.06.2007 при использовании RANS модели.

**Таблица 1.** Корреляция экспериментальных и модельных данных, полученных с помощью RANS модели для 9.06.2007.

Высота, м	Коэффициент корреляции для $\text{NO}$	р-коэффициент для $\text{NO}$	Коэффициент корреляции для $\text{NO}_2$	р-коэффициент для $\text{NO}_2$
120	0.49	0.03	0.37	0.12
248	0.41	0.009	0.5	0.03
348	0.84	$6.05 \cdot 10^{-6}$	0.36	0.03

### RANS И LES МОДЕЛИРОВАНИЕ $\text{NO}_x$ В ШЛЕЙФАХ ВЫБРОСОВ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ

Вторая задача, рассмотренная в работе, посвящена трехмерному моделированию процесса формирования и распространения шлейфа  $\text{NO}_2$  в выбросах промышленного предприятия. Модель основана на системе уравнений диффузии-реакции-адвекции:

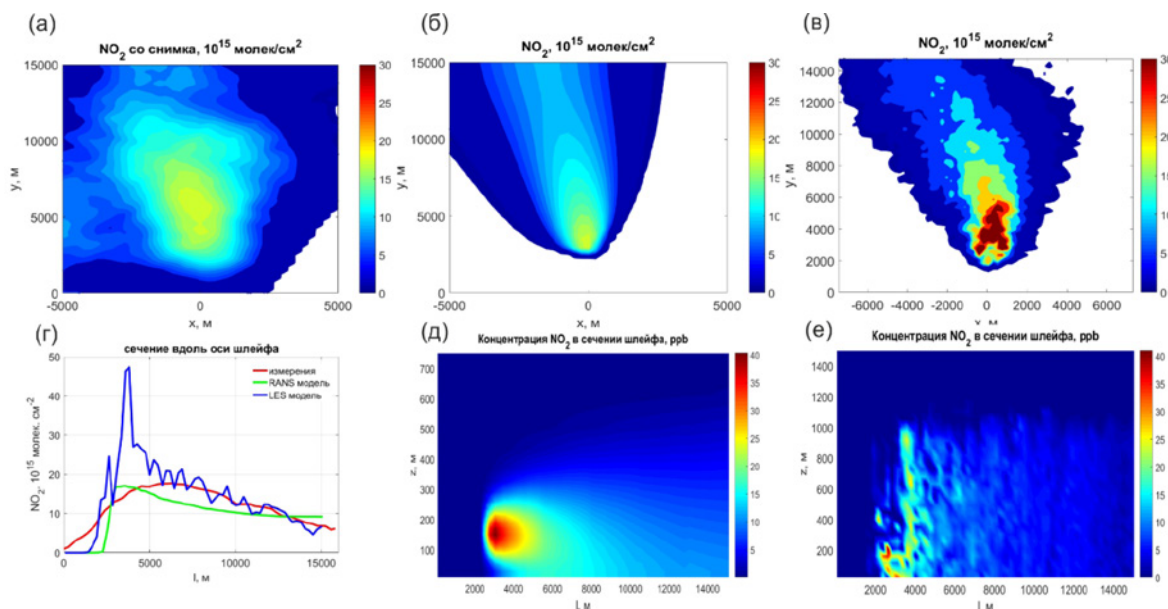
$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + (\vec{v}, \nabla) C_i = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) + \text{div}_{\perp} (K_{\perp} \nabla_{\perp} C_i) - C_i \Phi_i(C_1, \dots, C_I) + \Psi_i(C_1, \dots, C_I) + f_i, \quad i = 1, \dots, I,$$

где  $C_j$  – концентрация  $i$ -го вещества в системе,  $\vec{V} = \{u, v, w\}$  – скорость ветра,  $K_z$  и  $K_{\perp}$  – вертикальная и горизонтальная составляющие коэффициента турбулентной диффузии, слагаемые  $C_j \Phi_j$  и  $\Psi$ , как и в одномерном случае, описывают химические стоки и источники веществ,  $f_i$  описывает эмиссии веществ. В рассматриваемой задаче моделирования шлейфов  $\text{NO}_2$  предполагалось, что источником загрязнения является труба предприятия высотой 150 м, и что происходит выброс только  $\text{NO}$ .

Компоненты скорости ветра и коэффициент турбулентности оценивались двумя способами. В простейшем случае поле  $\vec{V} = \{u, v, w\}$  было получено путем кубической интерполяции данных реанализа ERA5 на расчетную сетку модели. Коэффициент  $K_z$  оценивался в узлах сетки реанализа с помощью од-

номерной RANS модели, как и в первом численном эксперименте для Москвы, а затем проводилась интерполяция на расчетную сетку. Горизонтальная компонента коэффициента турбулентности оценивалась как  $K_L = 2,5K_z$ . Во втором случае использовалась LES модель.

Для сравнения результатов моделирования и проверки адекватности модели был выбран простой шлейф на спутниковом снимке, полученном в [8-9], полностью попадающий в область снимка и не меняющий направления по мере удаления от источника. Результаты моделирования и их сравнение с экспериментальными данными представлены на рис.3. Модельные шлейфы получены для источника мощностью 82.78 кг NO/час.



**Рис. 3.** Сравнение модельных шлейфов  $NO_2$  со шлейфом со спутникового снимка, выполненного 29.09.2016 в 4:30 UTC в провинции Хэбэй (КНР): а) двумерное распределение интегрального содержания  $NO_2$  в шлейфе на снимке; б) двумерное распределение интегрального содержания  $NO_2$  в шлейфе, полученном с помощью RANS модели; в) двумерное распределение интегрального содержания  $NO_2$  в шлейфе, полученном с помощью LES модели; г) сечение вдоль оси шлейфа интегрального содержания  $NO_2$ ; д) распределение концентрации  $NO_2$  в модельном RANS-шлейфе в вертикальной плоскости вдоль оси шлейфа; е) распределение концентрации  $NO_2$  в модельном LES-шлейфе в вертикальной плоскости вдоль оси шлейфа.

Как можно видеть, шлейфы, полученные с помощью RANS и LES модели, достаточно адекватно воспроизводят шлейф на снимке, но оказываются несколько уже экспериментально наблюдаемого. Этот эффект может объясняться двумя причинами: недооценкой коэффициента турбулентности и уширением шлейфа на снимке в результате пространственного осреднения, выполнявшегося авторами [8-9] при обработке «сырых» данных со спутника. Также можно отметить, что локальные максимумы концентрации в окрестности источника в шлейфе, полученном с помощью LES модели, существенно превышают значения в экспериментальном шлейфе и шлейфе, полученном с помощью RANS модели. Но это может объясняться тем, что здесь приведен «мгновенный» снимок LES-шлейфа, и усреднение по времени в окрестности момента, когда был произведен спутниковый снимок, может сгладить этот эффект. В сечении вдоль оси шлейфа (рис.3, г) результаты LES моделирования хорошо согласуются с экспериментальными данными. Из сечений модельных шлейфов вертикальной плоскостью вдоль оси шлейфа (рис.3, д, е) можно видеть, что в случае LES модели вещество распространяется до высот, в два раза больших, чем при использовании RANS модели, и происходит гораздо более сильное перемешивание.

Для количественной оценки ширины шлейфа была проведена аппроксимация его сечений перпендикулярно среднему направлению ветра, распределением

$$f(x) = \frac{NO_2^{int}}{\sqrt{\pi}\sigma} \exp\left(-\left(\frac{x-x_0}{\sigma}\right)^2\right),$$

где  $NO_2^{int}$  – интеграл по  $x$  от двумерного распределения содержания  $NO_2$  в столбе, взятый вдоль сечения при фиксированном  $y$ ,  $\sigma$  – дисперсия шлейфа при соответствующем  $y$ ,  $x_0$  – положение «центра» распределения в соответствующем сечении. Графики зависимости  $\sigma(y)$  и  $x_0(y)$  приведены на рис. 4.

Обе модели адекватно воспроизводят положение оси шлейфа, LES модель несколько лучше воспроизводит ширину шлейфа.

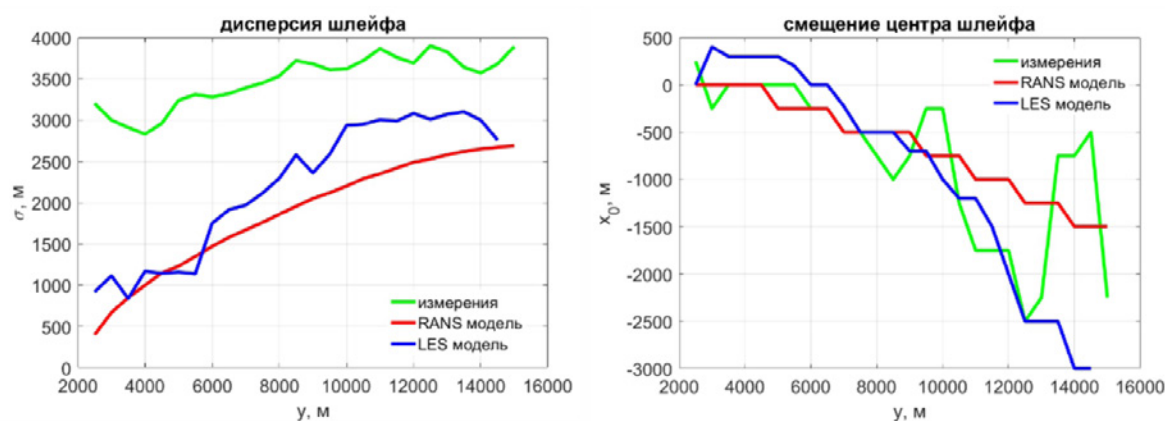


Рис. 4. Графики зависимости  $\sigma(y)$  и  $x_0(y)$  для экспериментального и модельных шлейфов.

Из проведенного исследования можно сделать вывод, что более простые RANS модели могут быть положены в основу обратных задач оценки мощности источников  $\text{NO}_x$  и их положения за счет своего быстродействия и в целом неплохого согласования с экспериментом. Если целью моделирования является прогноз распространения загрязнения от источников, то более эффективным может быть использование LES-моделирования, объединенного с кинетическими уравнениями, описывающими химические трансформации.

Работа выполнена при поддержке проекта федеральной научно-технической программы «Исследование процессов в пограничных слоях атмосферы, океана и вод суши и их параметризация в моделях Земной системы» в рамках программы «Усовершенствование глобальной модели Земной системы мирового уровня для исследовательских целей и сценарного прогнозирования климатических изменений» (моделирование), госзадания регистрационный номер темы: 1021042900488-7-1.5.10 (обработка измерений).

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Kadantsev E., Mortikov E., & Zilitinkevich S. The resistance law for stably stratified atmospheric planetary boundary layers. 2021. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(737), pp. 2233-2243. <https://doi.org/10.1002/qj.4019>
2. Tkachenko E. V., Debolskiy A. V., & Mortikov E. V. Intercomparison of Subgrid Scale Models in Large-Eddy Simulation of Sunset Atmospheric Boundary Layer Turbulence: Computational Aspects. 2021. *Lobachevskii Journal of Mathematics*, 42(7), pp. 1580-1595. <http://dx.doi.org/10.1134/S1995080221070234>
3. Tkachenko E. V., Debolskiy A. V., Mortikov E. V., & Glazunov A. V. Large-Eddy Simulation and Parameterization of Decaying Turbulence in the Evening Transition of the Atmospheric Boundary Layer. 2022. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 58(3), pp. 219-236. <http://dx.doi.org/10.1134/S0001433822030112>
4. Debolskiy A. V., Mortikov E. V., Glazunov A. V., & Lupkes C. Evaluation of surface layer stability functions and their extension to first order turbulent closures for weakly and strongly stratified stable boundary layer. 2023. *Boundary-Layer Meteorology*, 1-21. <https://doi.org/10.1007/s10546-023-00784-3>
5. Elansky N. Air quality and CO emissions in the Moscow megacity. 2014. *Urban Climate*. 8. pp. 42-56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.uclim.2014.01.007>
6. *Bulletin on Air Pollution in Moscow, 2008*. Moscow. Mosecomonitoring, 51p.
7. *Mosecomonitoring, 2011. Air pollution reference data*. Moscow. <http://www.mosecom.ru>
8. Postylykov O.V., Borovski A.N., Makarenkov A.A. First experiment on retrieval of tropospheric  $\text{NO}_2$  over polluted areas with 2.4-km spatial resolution basing on satellite spectral measurements. *Proc. SPIE*, 10466, 104662Y-8(2017). Doi: 10.1117/12.2285794
9. Zakharova S., Davydova M., Borovski A., Shukurov K., Mukhartova Yu., Makarenkov A., Postylyakov O., Experiments on high-detailed mapping of tropospheric  $\text{NO}_2$  using GSA/Resurs-P observations: results, validation with models and measurements, estimation of emission power. *Proc. SPIE 11859, Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XXVI*, 1185905 (13 September 2021). Doi: 10.1117/12.2600316
10. Stockwell W.R. et al., *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. № D22. P. 25847-25879



11. Svensson G., Holtslag A. A. M., Kumar V., Mauritsen T., Steeneveld G. J., Angevine W. M., ... & Zampieri M. Evaluation of the diurnal cycle in the atmospheric boundary layer over land as represented by a variety of single-column models: The second GABLS experiment. 2011. *Boundary-Layer Meteorology*, 140(2), pp. 177-206. <https://doi.org/10.1007/s10546-011-9611-7>

## Долговременные тенденции и вариации общего содержания CO в атмосфере Московского мегаполиса

<sup>1</sup>Кириллова Н.С., <sup>1</sup>Ракитин В.С., <sup>1</sup>Джола А.В., <sup>1,2</sup>Шилкин А.В., <sup>1</sup>Федорова Е.И., <sup>1</sup>Еланский Н.Ф.

<sup>1</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> НПО "Тайфун", Обнинск, Россия

E-mail: n.kirillova65@gmail.com, vadim@ifaran.ru

В данной работе представлены результаты комплексного анализа долговременных спектроскопических данных об общем содержании CO (OC CO) на станциях Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН), в Москве и Московской области. Были исследованы долговременные вариации OC CO и метеорологических параметров в пограничном слое атмосферы (ПСА). Обнаружено снижение среднегодовых значений OC CO в 2000–2023 г. для Москвы ( $-2.23 \pm 0.36\%$ /год) и Звенигородской научной станции (ЗНС) ( $-1.12 \pm 0.33\%$ /год). Дополнительно обсуждаются характеристики трендов CO на обеих станциях в разные сезоны и периоды.

В разные периоды и сезоны оценки тренды содержания CO существенно отличаются. Примерно после 2008 г. темпы спада OC CO снизились на обоих пунктах. Так, в период 2000–2009 гг. OC CO убывало со скоростью ( $-2.12\%$ /год в Москве и  $-1.59\%$ /год на ЗНС), а в 2009–2023 гг. было получено  $-1.78\%$ /год для Москвы и  $-0.78\%$ /год для Звенигорода, соответственно (приводятся оценки на основе среднегодовых значений). В летние и осенние месяцы на ЗНС в 2009–2023 г. существенных изменений OC CO не было обнаружено, то есть величина тренда оказалась близка к нулю ( $0.04 \pm 0.92\%$ /год).

По данным аэрологического зондирования установлено увеличение скорости ветра в ПСА Москвы в 2003–2020 гг. со скоростью  $0.88 \pm 0.39\%$ /год (по среднегодовым величинам). В то же время в Калужской области статистически значимых изменений скорости ветра не было обнаружено ( $0.06 \pm 0.39\%$ /год). Полученные результаты (оценки трендов OC CO и скорости ветра) указывают не только на сокращение антропогенных эмиссий Москвы, но и на влияние климатического (метеорологического) фактора на качество воздуха в Москве.

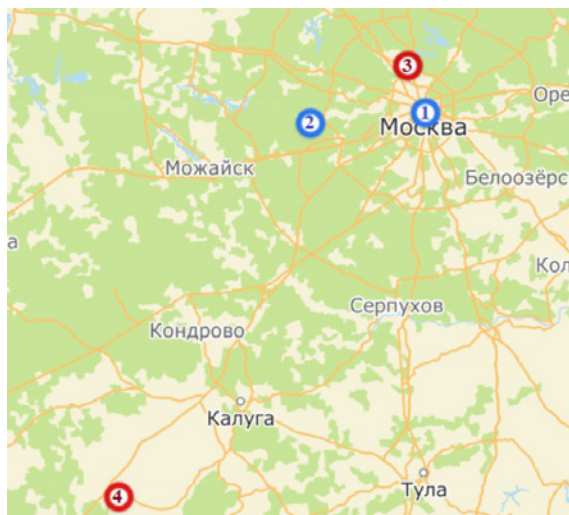
### ВВЕДЕНИЕ

Моноксид углерода (CO) является одной из основных малых газовых примесей. Собственный парниковый потенциал этого газа незначителен. CO способствует удалению гидроксила OH из атмосферы, предотвращая тем самым окисление метана, а также участвует в производстве тропосферного озона (O<sub>3</sub>) и углекислого газа (CO<sub>2</sub>). С учетом непрямых воздействий радиационный форсинг от CO оценивается больше, чем, например, от оксида азота (N<sub>2</sub>O) и галоидоуглеводородов, что подтверждает большую роль окиси углерода в процессах изменений состава атмосферы и климата [1]. В глобальном масштабе содержание CO определяет концентрацию гидроксила (OH) как основного окислителя в атмосферных фотохимических процессах, уменьшение концентрации которого приводит к разрушению в стратосфере важнейшего газа – атмосферного озона [2, 3].

Время жизни в атмосфере окиси углерода составляет от 2-х недель до 3-х месяцев [2], а выбросы его тесно связаны с эмиссиями многих других загрязняющих примесей. Поэтому CO можно считать очень удобным трассером для комплексного исследования процессов дальнего атмосферного переноса загрязнений.

Также, мониторинг атмосферного CO важен при исследованиях атмосферного загрязнения в городах, поскольку:

- приземная концентрация CO является одним из основных параметров оценки качества воздуха;
- содержание CO в атмосфере во многом определяется мощностью антропогенных источников и, соответственно, является индикатором экономической активности;
- антропогенные эмиссии CO, определяемые в основном сжиганием топлива в автомобильных двигателях и на промышленных предприятиях, взаимосвязаны с эмиссиями многих парниковых газов и летучих органических соединений (ЛОС);
- в условиях фотохимического смога реакции разрушения CO приводят к образованию высоких концентраций приземного озона.



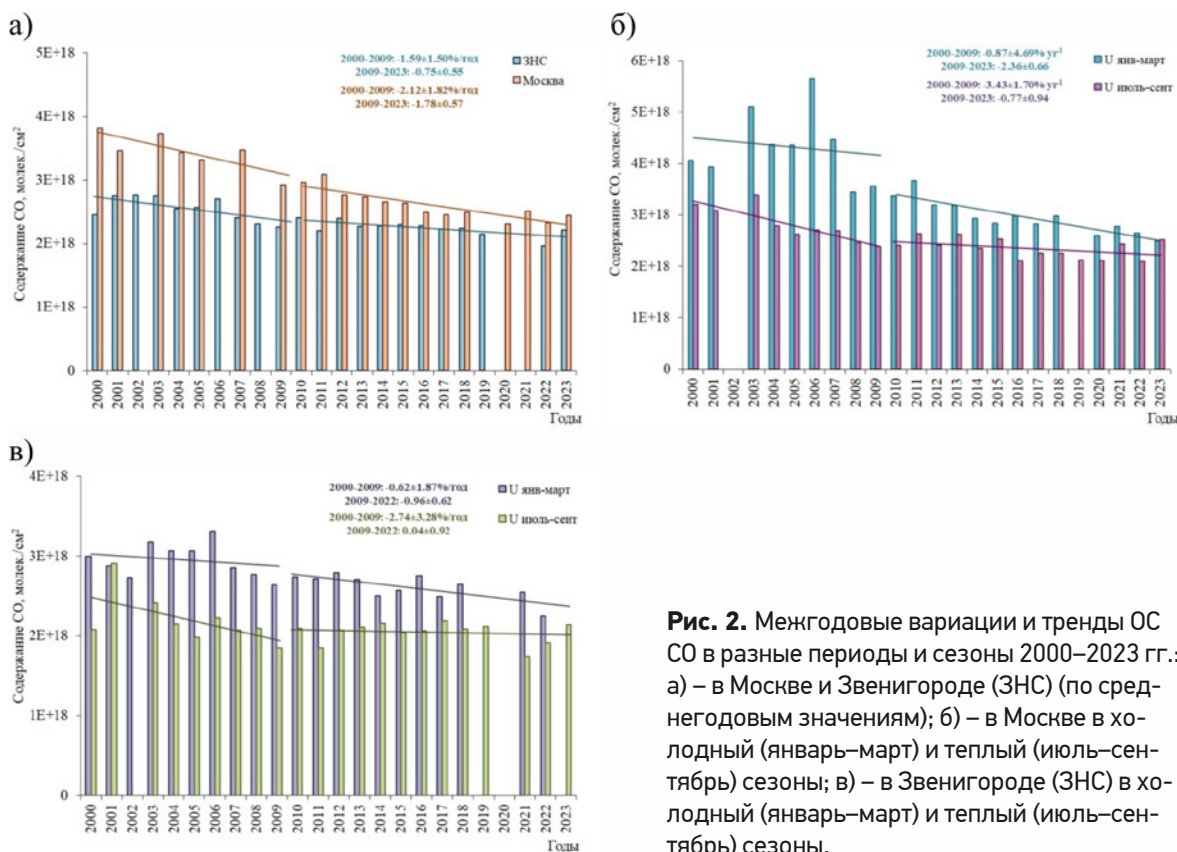
**Рис. 1.** Схема расположения пунктов наблюдений: 1) Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва (ОС  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ; приземная концентрация  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NO}_x$ , аэрозолей и др.); 2) Звенигородская научная станция ИФА РАН, Московская обл. (ОС  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ; приземная концентрация  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NO}_x$ ); 3, 4) Станции аэрологического зондирования: № 27713 (г. Долгопрудный, 3) и № 27707 (г. Сухиничи, Калужская обл., 4).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для анализа вариаций общего содержания (ОС)  $\text{CO}$  в атмосфере Московского мегаполиса и окружающих его районов использовались результаты многолетних спектроскопических измерений в Москве (центр города, пункт ИФА РАН), а также на Звенигородской научной станции (ЗНС, 53 км к западу от центра), см. рис. 1. Измерения в обоих пунктах проводятся с помощью идентичных спектрометров среднего разрешения ( $0.2 \text{ см}^{-1}$ ) с использованием эффекта поглощения молекулами примеси солнечного излучения в области основной полосы поглощения  $\text{CO}$  (около  $4.67 \text{ мкм}$ ) [4]. Измерения проводятся в солнечные дни ( $\sim 70\text{--}80$  измерительных дней в год) и, обычно, синхронно в обоих пунктах, что делает возможным определить вклад Москвы (антропогенную часть содержания) как разницу между измеренными ОС  $\text{CO}$  в Москве (городской пункт) и на ЗНС (фоновый пункт).

Для исследования долговременных тенденций параметров пограничного атмосферного слоя Москвы и окружающих сельских районов были использованы данные аэрологического зондирования (спутник Москвы г. Долгопрудный, станция № 27713) и г. Сухиничи (Калужская область, 235 км к юго-западу от Москвы, станция № 27707).

Межгодовые вариации и долговременные тенденции изменения исследуемых параметров анализировались в разные периоды наблюдения 2000–2023 гг. в разные сезоны. Тренды ОС  $\text{CO}$ , а также тренды скорости ветра вычислялись на основе среднегодовых (или среднесезонных) значений с последующим построением линейной регрессии и вычислением ее параметров и статистических характеристик. Все оценки трендов приведены с указанием 95% доверительного интервала.



**Рис. 2.** Межгодовые вариации и тренды ОС  $\text{CO}$  в разные периоды и сезоны 2000–2023 гг.: а) – в Москве и Звенигороде (ЗНС) (по среднегодовым значениям); б) – в Москве в холодный (январь–март) и теплый (июль–сентябрь) сезоны; в) – в Звенигороде (ЗНС) в холодный (январь–март) и теплый (июль–сентябрь) сезоны.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Сезонные вариации и тренды

Анализ межгодовых вариаций ОС СО в Москве показывает на уменьшение общего содержания СО в Москве в 2000–2023 гг. со скоростью ( $-2.23 \pm 0.36\%/год$ , оценка по среднегодовым значениям), см. рис. 2а и табл. 1. В разные сезоны и временные интервалы скорость уменьшения различна. Минимальная скорость уменьшения характерна для теплого (июль–сентябрь) сезона ( $-1.57 \pm 0.53$  для 2000–2023 гг. и  $-0.77 \pm 0.94\%/год$  для 2009–2023 гг.), см. рис. 2б и табл. 1. На рис. 2б и 2в представлены межгодовые вариации ОС СО в Москве и Звенигороде для холодного (январь–март) и теплого (июль–сентябрь) сезонов. Среднегодовые и летние (июль–сентябрь) тренды для периода 2000–2023 гг. вычислялись без учета 2002 г. (год продолжительных лесных и торфяных пожаров на ЕТР, длившихся с июля по октябрь). Период влияния аналогичных пожаров в 2010 г. был значительно короче (22.07–20.08), поэтому среднегодовое и среднесезонное (для летних месяцев) значения ОС СО были вычислены при исключении небольшого количества данных, относящихся именно к этому периоду.

Характеристики трендов ОС СО в Москве и ЗНС приведены в табл. 1.

**Таблица 1.** Тренды общего содержания СО в Москве и Звенигороде в разные сезоны и периоды. Некоторые значения вычислялись без учета 2002 г. (год продолжительных летне-осенних природных пожаров на ЕТР).

Пункт	Период	Сезон	Тренд $\pm$ доверительный интервал, %/год
Москва	2000–2009	Среднегодовой	$-2.12 \pm 1.82$
		Январь–март	$-0.87 \pm 4.69$
		Июль–сентябрь	$-3.43 \pm 1.70$
	2009–2023	Среднегодовой	$-1.78 \pm 0.57$
		Январь–март	$-2.36 \pm 0.66$
		Июль–сентябрь	$-0.77 \pm 0.94$
Звенигород	2000–2009	Среднегодовой	$-1.59 \pm 1.50$
		Январь–март	$-0.62 \pm 1.87$
		Июль–сентябрь	$-2.74 \pm 3.28$
	2009–2023	Среднегодовой	$-0.75 \pm 0.55$
		Январь–март	$-0.96 \pm 0.72$
		Июль–сентябрь	$0.04 \pm 0.92$

Снижение в последние годы содержания и концентрации СО в атмосфере Москвы и повышение качества воздуха подтверждается недавними результатами [4–7] и свидетельствует, в первую очередь, о сокращении городских выбросов оксида углерода.

Тренды ОС СО в Звенигороде отличаются от московских по величине и направленности (в зависимости от периода и сезона). Так, в зимние и весенние месяцы наблюдаются отрицательные тренды (например,  $-1.07 \pm 0.42$  и  $-0.96 \pm 0.72\%/год$ , для 2000–2023 и 2009–2023 гг. соответственно); в летние и осенние месяцы после 2008 г. фоновое ОС СО перестало снижаться ( $0.04 \pm 0.92\%/год$ , июль–сентябрь 2009–2023 гг.), см. табл. 1.

Основные причины уменьшения загрязненности атмосферы города оксидом углерода – это:

- закрытие, репрофилирование и модернизация промышленных предприятий в городе или перевод их за городскую черту;
- изменение состава автомобильного парка, улучшение качества автомобильных двигателей и автомобильного топлива, а также ограничительные меры правительства Москвы в отношении большегрузного транспорта.

Также возможно влияние «климатического фактора», связанного с улучшением условий удаления примесей из городского воздушного бассейна (например, увеличение скорости ветра, уменьшение продолжительности существования температурных инверсий или повторяемости штилевых условий) [8]. С целью проверки этого предположения были выполнены исследования долговременных изменений скорости ветра в атмосферном пограничном слое Москвы и Калужской области.

По данным аэрологического зондирования в пригороде Москвы (г. Долгопрудный) и в Калужской области (г. Сухиничи) были изучены межгодовые вариации скорости ветра в ПСА с 2003–2020 гг. Получено, что изменения скорости ветра в Москве и Калужской области отличаются в разных слоях и периодах, однако в целом прослеживается положительная динамика скорости ветра, наиболее проявляющаяся в пункте Долгопрудный (см. табл. 2). Установлено, что в слое 100–500 м среднегодовые дневные тренды скорости ветра в Долгопрудном являются положительными ( $0.88 \pm 0.39\%/год$ ), в то время как в

пункте Сухиничи получены близкие к нулю и статистически незначимые оценки  $0.06 \pm 0.39\%$ /год. В ночной период тренд увеличивается в обоих пунктах, но в Долгопрудном его величина существенно выше:  $1.02 \pm 0.40\%$ /год против  $0.62 \pm 0.57\%$ /год для пункта Сухиничи. Параметры трендов скорости ветра в разные сезоны 2003–2020 гг. для обоих пунктов приведены в табл. 2 и 3.

**Таблица 2.** Тренды скорости ветра в слое 100–500 м над поверхностью Земли по среднегодовым данным аэрологического зондирования в г. Долгопрудный (пригород Москвы, станция № 27713), период 2003–2020 гг.

Долгопрудный	Годовой	Холодный сезон	Теплый сезон
День (%/год)	$0.88 \pm 0.39$	$1.32 \pm 0.69$	$0.70 \pm 0.38$
Ночь (%/год)	$1.02 \pm 0.40$	$1.11 \pm 0.57$	$0.99 \pm 0.49$

**Таблица 3.** Тренды скорости ветра в слое 100–500 м над поверхностью Земли по среднегодовым данным аэрологического зондирования в г. Сухиничи (Калужская обл., станция № 27707), период 2003–2020 гг.

Сухиничи	Годовой	Холодный сезон	Теплый сезон
День (%/год)	$0.06 \pm 0.39$	$0.13 \pm 0.48$	$-0.09 \pm 0.59$
Ночь (%/год)	$0.62 \pm 0.57$	$0.48 \pm 0.77$	$0.31 \pm 0.90$

Чтобы определить сезонные оценки трендов, год был поделен на холодный (октябрь–март) и теплый (апрель–сентябрь) сезоны. В зимний период Московской области в слое 100–500 м величина дневного тренда ( $1.32 \pm 0.69\%$ /год) статистически значима и существенно превышает величину в Калужской области ( $0.13 \pm 0.48\%$ /год). Для теплого сезона характерна аналогичная ситуация. В г. Долгопрудном тренд положителен и статистически значим ( $0.70 \pm 0.38\%$ /год); в г. Сухиничи тренд близок к нулю ( $-0.09 \pm 0.59\%$ /год). Ночные значения трендов на обеих станциях в разные сезоны схожи с дневными по направленности, но выше по величине.

Таким образом, одним из возможных объяснений различий в характеристиках изменений метеопараметров ПСА Москвы и окружающих районов может быть увеличение влияния городского «острова тепла» (из-за разрастания мегаполиса и увеличения высотности городской застройки), что выражается в увеличении скорости ветра в ПСА.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Скорость уменьшения ОС СО в Москве в разные сезоны 2000–2023 гг. различна: ( $-2.88 \pm 0.93\%$ /год) для января–марта и ( $-1.57 \pm 0.53\%$ /год) для июля–сентября.

2. Установлено уменьшение среднегодовых величин в ЗНС ОС СО ( $-1.12 \pm 0.33\%$ /год, период 2000–2023 гг.). Примерно после 2008 года спад фоновый ОС СО замедлился. В летние и осенние месяцы 2009–2023 гг. наблюдался околонулевой тренд ОС СО. Возможно, это изменение связано с интенсификацией хозяйственной деятельности и автомобильного движения в загородных районах, а также с разрастанием мегаполиса.

3. Анализ метеорологических условий в ПСА Московской и Калужской области установил увеличение скорости ветра в Московской области и отсутствие значимых изменений в Калужской области. Так, в слое 100–500 м от земной поверхности величина дневного тренда ( $1.32 \pm 0.69\%$ /год) существенно отличается от аналогичной оценки для Калужской области ( $0.13 \pm 0.48\%$ /год).

4. Полученные результаты свидетельствуют не только о сокращении антропогенных эмиссий Москвы, но и о возможном влиянии метеорологического фактора, проявляющегося в увеличении скорости ветра в Москве.

*Авторы благодарны коллективам станций аэрологического зондирования № 27713, № 27707 за возможность использовать измерительные данные, и А.В. Шилкину за первичную их обработку. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 20-17-00200.*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. IPCC Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, Cambridge, 2021).
2. Novelli P.C., Masarie K.A., Lang P.M. Distributions and Recent Changes in Carbon Monoxide in the Lower Troposphere // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103(19). P. 015–033.
3. Jacob D.J. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. New Jersey, Princeton: Princeton University Press, 1999. 267 p. <https://doi.org/10.1515/9781400841547> <http://acmg.seas.harvard.edu/people/faculty/djj/book/>.



4. Голицын Г.С., Гречко Е.И., Ван Г. Ван П., Джзола А.В., Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ракитин В.С., Сафронов А.Н., Фокеева Е.В. Исследование загрязнения Москвы и Пекина окисью углерода и аэрозолем // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. № 1. С. 1–12.
5. Wang P., Elansky N.F., Timofeev Yu.M., Wang G., Golitsyn G.S., Makarova M.V., Rakitin V.S., Stabkin Yu.A., Skorokhod A.I., Grechko E.I., Fokeeva E.V., Safronov A.N. Long-term trends of carbon monoxide total columnar amount in urban areas and background regions: ground- and satellite-based spectroscopic measurements // *Adv. Atmos. Sci.* 2018. V. 35. № 7. P. 785–795.
6. Elansky N.F., Ponomarev N.A., Verevkin Ya.M. Air quality and pollutant emissions in the Moscow megacity in 2005–2014 // *Atmos. Environ.* 2018. V. 175. № 2. P. 54–64.
7. Ракитин В.С., Фокеева Е.В., Гречко Е.И., Джзола А.В., Кузнецов Р.Д. Вариации содержания окиси углерода в атмосфере Московского мегаполиса // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 1. С. 64–72.
8. Ракитин В.С., Еланский Н.Ф., Скороход А.И., Джзола А.В., Ракитина А.В., Шилкин А.В., Кириллова Н.С., Казаков А.В. Долговременные тенденции общего содержания окиси углерода в атмосфере Московского мегаполиса // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 1. С. 126–136.

## Оценка вклада трансграничного переноса в миграцию ртути на территории Алтайского края

Золотов С.Ю., Ляпина Е.Е.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: zolotov@imces.ru, eeldv@mail.ru

**Х**воя является информативным биоиндикатором экологического состояния атмосферного воздуха наряду с эпифитными видами лишайников, листьями тополя. Ртуть в хвое, вследствие кумулятивного эффекта, отражает даже слабые воздействия антропогенеза, показывая суммарное действие всех без исключения важных для природной среды воздействий человеческой деятельности и геохимические особенности территорий, показывает тенденции и степень негативного воздействия на человека. Определение содержания ртути в хвое позволяет дать оценку и прогноз состояние компонентов в отдельности и окружающей среды в целом в будущем. Хвоя отражает состояние атмосферного воздуха за один вегетационный период так и до 5 лет. При деструкции хвойной подстилки, накопленные ее вещества участвуют в формировании химического состава почвенного покрова, поверхностных и подземных вод [1]. Растения способны не только накапливать ртуть до весьма высоких концентраций, но и выделять ее обратно в атмосферу в процессе дыхания [2].

Ртуть – признана одним из самых опасных загрязнителей окружающей среды и строго нормируется в ее компонентах [3, 4, 5, 6]. Элемент относится к группе тиоловых ядов, постоянно трансформируется в меняющихся условиях окружающей среды с образованием высокотоксичных соединений, опасна даже в весьма низких концентрациях [7, 8, 9]. Наибольший вклад в миграцию ртути вносит именно атмосферный перенос [10, 11, 12].

Существенный вклад в загрязнение компонентов окружающей среды вносит трансграничный перенос. Источниками трансграничного переноса поллютантов являются выбросы промышленных центров, в результате работы которых формируются техногенные ореолы с аномальным содержанием загрязняющих веществ. Согласно данным Робертуса Ю.В. [13] южная часть Западно-Сибирского экономического района испытывает влияние трансграничного переноса со стороны промышленных районов Казахстана (г. Павлодар, Экибастуз и Усть-Каменогорск). На территории Павлодарской области действуют предприятия горнодобывающей, нефтеперерабатывающей, черной и цветной металлургии, химической и энергетической промышленности. Одновременно промышленный пояс юга Сибири оказывает влияние на территорию Республики Казахстан. На территории Алтайского края источниками ртути могут выступать предприятия химического цикла, авто- и железнодорожный транспорт, а также многолетнее внесение удобрений, фунгицидов и гербицидов (в том числе гранозана) [14, 15].

Цель работы – оценка фактора трансграничного переноса ртути между Павлодарской областью и Алтайским краем. Актуальность исследования обусловлена потребностью изучения вклада климатических факторов в миграцию ртути и ответа экосистем на природно-техногенные условия.

Для измерения ртутной нагрузки на территории Алтайского края использовался метод биогеоиндикации. Объектом исследования послужили пробы листья тополя и хвоя сосны, отобранные в течение вегетационного периода 2022–2023 гг. Отбор проб хвои проводился на территории рекреационных зон (парки, аллеи) городов Славгород и Яровое (Алтайский край) в течение вегетационного периода с ин-

тервалом отбора проб 1 раз в конце месяца. Всего отобрано 33 проб хвои сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris L.*) и 15 проб тополя душистого (*Populus suaveolens F.*).

Содержание элемента в пробах определяли на анализаторе ртути РА-915+, методом атомной абсорбции с помощью приставки ПИРО-915 в учебно-научной лаборатории на базе Инженерной школы природных ресурсов НИ ТПУ [16]. Разложение биологической матрицы пробы проводилось методом пиролиза при температуре 8500С, предел обнаружения ртути - 5 нг/г, точность определения -5 нг/г, концентрации элемента рассчитаны на 1 г сухого вещества. Достоверность результатов аналитических исследований подтверждалась внутренним контролем.

Для определения районов-источников происхождения воздушных масс, а также путей их переноса наиболее применима на сегодняшний день модель HYSPLIT [18].

Модель HYSPLIT является одной из наиболее широко используемых моделей атмосферного переноса и дисперсии. Ее основной методикой является обратный траекторный анализ для определения происхождения воздушных масс и установления отношений источник - конечная точка. Модель HYSPLIT также используется в различных симуляциях, описывающих атмосферный перенос, дисперсию и осаждение загрязняющих и опасных веществ.

Метод расчета модели представляет собой гибрид между лагранжевым подходом, использующим движущуюся систему отсчета для расчетов адвекции и диффузии, когда траектории или воздушные массы перемещаются из их исходного местоположения, и эйлеровой методологией, в которой используется фиксированная трехмерная сетка как система отсчета для расчета концентраций загрязняющих веществ. В модели переноса частиц фиксированное число частиц адвективно переносится по среднему полю ветра с учетом рассеивания турбулентной компонентой. Конфигурация модели по умолчанию предполагает трехмерное распределение частиц (горизонтальное и вертикальное).

Согласно аккумулятивным за календарный месяц значениям, приведенным в таблице 1, в городе Славгород в течение 2022 года за период с мая по сентябрь зафиксировано последовательное увеличение концентрации ртути в пробах хвои сосны с 22 до 31 нг/г. За аналогичный период для этого города в пробах листьев тополя заметен явный пик для июня, равный 45 нг/г. Для города Яровое наоборот, явно выделяются повышенные значения концентрации ртути (38-55 нг/г) в хвое сосны в период с июля по сентябрь 2022 г. Результаты эксперимента по изучению динамики содержания ртути в течение летне-осеннего периода 2022-2023 гг. показали четкую тенденцию увеличения концентрации элемента к концу вегетационного периода. К концу вегетационного периода 2022 г. (сентябрь) ртуть увеличилась в хвое в 1,4 и 2,6 раза в пробах, отобранных на территории г. Славгород и Яровое, соответственно. В листьях тополя увеличение элемента составило 1,3 и 1,5 раза, соответственно. Увеличение содержания ртути в пробах листьев к концу вегетации объясняется физиологическими особенностями дерева и накопительным эффектом [17]. Среднее значение ртути на исследуемой территории Алтайского края составляет 31 и 22 нг/г в 2022 г. в хвое сосны и листьях тополя, соответственно. В 2023 г. зафиксировано снижение содержания элемента до 13 нг/г (см. табл. 1).

**Таблица 1.** Аккумулятивные значения концентрации ртути по пробам в хвое сосны и листьях тополя в точках отбора городов Славгород и Яровое Алтайского края.

Период	Концентрация ртути, нг/г			
	Хвоя сосны		Листья тополя	
	Славгород	Яровое	Славгород	Яровое
2022 г.				
Май	22	17	15	18
Июнь	25	18	45	23
Июль	28	55	19	16
Август	30	38	17	16
Сентябрь	31	44	20	27
Среднемесячное значение за 2022 г.	27,2	34,4	23,2	20,0
2023 г.				
Май.		11		
Июнь		7		
Июль		8		
Август		17		
Сентябрь		13		
Октябрь		22		
Среднемесячное значение за 2023 г.		13,0		

Проведено исследование по определению наличия корреляционной связи между рядом аккумулятивных значений концентрации ртути в пробах хвои города Яровое и значениями метеорологических параметров за периоды май-сентябрь 2022 г. и май-октябрь 2023 г.

В рамках данного исследования выбраны следующие ряды метеорологических величин: 1) среднемесячное значение температуры воздуха на высоте 2 м; 2) сумма осадков за месяц; 3) скорость и направление ветра на высоте 10 м.

По итогам этого исследования определено, что корреляция между рядами значений концентрации ртути и температуры воздуха, а также с рядом количества осадков полностью отсутствует. Значение коэффициента корреляции между рядами концентрации ртути и температуры воздуха составляет  $-0,04 \pm 0,55$ , а значение коэффициента корреляции между рядами концентрации ртути и месячной суммой осадков равняется  $0,00 \pm 0,55$ .

Для анализа корреляционной зависимости ряда значений концентрации ртути от параметров ветра предварительно было проведено преобразование значений скорости и направления ветра в стандартные сроки наблюдений в статистическое 8-ми румбовое представление. В каждом месяце вычислялось количество сроков по направлению ветра для конкретного румба, а также средняя скорость ветра этого румба. В итоге получилось 17 рядов данных по ветровому режиму (8 – по количеству сроков для румба, 8 – по средней скорости для румба и 1 – средняя скорость за месяц по всем румбам).

Результаты корреляционного анализа между значениями концентрации ртути от рядов данных по ветровому режиму представлены в таблице 2.

**Таблица 2.** Значения коэффициентов корреляции между рядом месячных аккумулятивных значений концентрации ртути по пробам в хвое сосны в точке отбора города Яровое Алтайского края и рядами данных ветрового режима за периоды май-сентябрь 2022 г. и май-октябрь 2023 г.

Румб (вид ветрового режима)	Значение коэффициента корреляции
Северный (количество сроков)	$0,11 \pm 0,54$
Северный (средняя скорость)	$0,19 \pm 0,53$
<b>Северо-восточный (количество сроков)</b>	<b><math>0,55 \pm 0,38</math></b>
Северо-восточный (средняя скорость)	$0,01 \pm 0,55$
Восточный (количество сроков)	$-0,20 \pm 0,52$
Восточный (средняя скорость)	$0,00 \pm 0,55$
Юго-восточный (количество сроков)	$-0,30 \pm 0,50$
<b>Юго-восточный (средняя скорость)</b>	<b><math>-0,45 \pm 0,43</math></b>
Южный (количество сроков)	$-0,09 \pm 0,54$
Южный (средняя скорость)	$0,17 \pm 0,53$
Юго-западный (количество сроков)	$-0,38 \pm 0,47$
<b>Юго-западный (средняя скорость)</b>	<b><math>-0,48 \pm 0,42</math></b>
Западный (количество сроков)	$0,27 \pm 0,51$
Западный (средняя скорость)	$0,04 \pm 0,55$
Северо-западный (количество сроков)	$0,14 \pm 0,54$
Северо-западный (средняя скорость)	$0,05 \pm 0,55$
Среднее значение скорости ветра за месяц (по всем румбам)	$0,12 \pm 0,54$

*Примечание: жирным шрифтом выделены значимые по  $\alpha=0,05$  коэффициенты корреляции*

По результатам корреляционного анализа подтверждается вывод Робертуса Ю.В. о влиянии на южную часть Западно-Сибирского экономического района через трансграничный перенос загрязняющих веществ, включая ртути, со стороны промышленных районов Казахстана. В частности, с юго-западного направления в точках отбора проб (города Славгород и Яровое Алтайского края) оказывают значимое влияние города Павлодар и Экибастуз. С юго-восточного направления имеет место перенос ртути из промышленного района города Усть-Каменогорск.

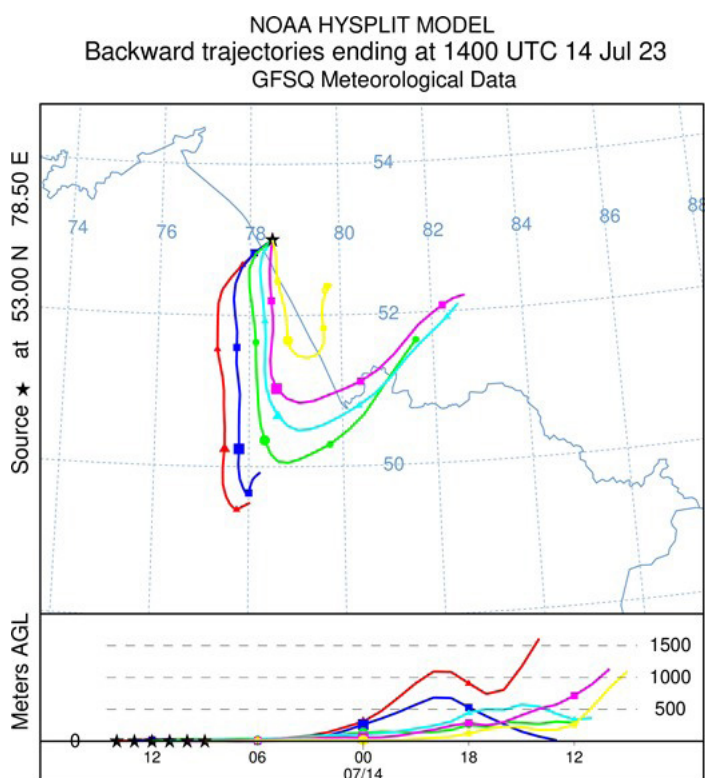
Обращает на себя внимание перенос загрязняющих веществ с северо-восточного направления. Применяя анализ обратных траекторий, можно констатировать, что значимое влияние на территорию сбора проб оказывает как антропогенное загрязнение Новосибирской агломерации, так и промышленный кластер Кузбасса.

В качестве отдельного примера для анализа траекторий переноса рассмотрим случай прохождения пыльной бури в точках отбора проб 14 июля 2023 года с 18:00 до 21:00 местного времени. Проведя анализ обратных траекторий за эти часы, можно определить конкретные траектории движения аэрозольных частиц, оказавшихся на поверхности точек отбора проб.

Направление прихода воздушных масс к точкам отбора проб за рассматриваемый случай определялось с помощью модели HYSPLIT. Анализ обратных траекторий поступления воздушных масс проведен для каждого часа с 16:00 по 21:00 местного времени. В данном анализе использован метеорологический архив GFS с разрешением пространственной сетки 0,25 градуса. При настройке модели HYSPLIT был выбран метод вертикальной скорости ветра.

Анализ обратных траекторий движения показал, что, в целом, воздушные массы поступали в пункты отбора проб преимущественно с юго-западного направления (рис. 1). Однако, ход большинства траекторий за предшествующие 24 часа, относительно конечного времени, менял свое направление поступления: от юго-восточного (траектория на 16:00), южного (траектория на 17:00), юг-юго-западного (18:00 и 19:00) до юго-западного (20:00 и 21:00).

Имеется разнообразие и в значениях высоты, где изначально находились частицы за сутки до поступления в точки отбора. Частицы траекторий на 16:00 и 17:00 за сутки до этого времени находились на высотах 1050-1100 м, траекторий на 18:00 и 19:00 – на высоте 400 м, частицы для траектории на 20:00 были подняты с поверхности, а частицы траектории на 21:00 попали на поверхность земли в точки отбора с высоты 1600 м.



**Рис. 1.** Анализ обратных траекторий для случая прохождения пыльной бури в точках отбора проб на 14 июля 2023 года с 16:00 до 21:00 местного времени.

Исследование было поддержано Министерством науки и высшего образования Российской Федерации в рамках госзадания ИМКЭС СО РАН, номер бюджетного проекта FWRG-2021-0001, регистрационный номер проекта 121031300154-1.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Аношин Г.Н., Маликова И.Н., Ковалев С.И. и др. 1995. Ртуть в окружающей среде юга Западной Сибири. *Химия в интересах устойчивого развития*. 3(1-2): 69–111.
2. Черненко Т.В. Реакция лесной растительности на промышленное загрязнение. 2002. Москва: Наука.
3. Алексеенко В.А. Экологическая геохимия. 2000. Москва: Логос.
4. Виноградов А.П. Проблемы геохимии и космохимии. *Избранные труды*. 1988. Москва: Наука.
5. Недошитова А.В. Обсуждение зарубежного опыта определения токсичных элементов в пищевых продуктах / А.В. Недошитова, М.В. Волкова // X Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием: материалы конференции. Том 2, 2020 г. – Пермь. – С. 175–179.
6. СанПиН 1.2.3685-21. Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания. Минюст РФ: 29.01.2021. – Москва, 2021. – 469 с.
7. Ермаков В.В. 2010. Биогенная миграция и детоксикация ртути В: *Международный симпозиум «Ртуть в биосфере: эколого-геохимические аспекты»*, Москва: ГЕОХИ РАН, с. 5–14.



8. Clackett S.P., Porter T.J., Lehnher I. 400-Year Record of Atmospheric Mercury from Tree-Rings in Northwestern Canada. *Environmental Science & Technology*. 2018. 52(17). 9625–9633. doi.org/10.1021/acs.est.8b01824.
9. Jun Zhou, Obrist D., Dastoor A. et al. Mercury uptake by vegetation and impacts on global mercury cycling. *Nature Reviews Earth&environment*. 2021. 2. 269-284. Doi.org/: 10.1038/s43017-021-00146-y.
10. Сауков А. А. *Геохимия*. 1966. Москва: Наука.
11. Янин Е.П. Ртуть в окружающей среде промышленного города / Е.П. Янин. – Москва, 1992. – С. 3-63.
12. Gworek B., Dmuchowski W., Baczevska Dąbrowska A.H. Mercury in the terrestrial environment: a review. *Environ Sci Eur*. 2020. 32:128 doi.org/10.1186/s12302-020-00401-x.
13. Робертус Ю.В., Удачкин В.Н., Рихванов Л.П. и др. Индикация компонентами природной среды трансграничного переноса загрязняющих веществ на территорию Горного Алтая // *Известия Томского политехнического университета*. 2016. Т. 327. № 9. с. 39–48.
14. Ляпина Е. Е. Эколого-геохимические особенности накопления ртути древесиной хвойных растений на территории Алтайского края // *Лесотехнический журнал*. 2023. Т. 13. № 4 (52). Ч. 2. С. 95–109. DOI: <https://doi.org/10.34220/issn.2222-7962/2023.4/19>.
15. Lyapina E.E. Spatial distribution of mercury load on the territory of the Altai region according to the bioindication research data," *Proc. SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 112084I*. 2019. doi: 10.1117/12.2540735
16. Shuvaeva O.V., Gustaytis M.A., Anoshin G.N. 2008. Mercury speciation in environmental solid samples using thermal release technique with atomic absorption detection. *Analytica Chimica Acta*, 621: 148-154. DOI 10.1016/j.aca.2008.05.034
17. Yusupov D.V., Lyapina E.E., Tursunaliyeva E.M., et al. Poplar tree (*Populus Balsamifera L.*) as indicator of mercury emission from a point source. *Chemosphere*. 2022. 287. 132157. doi.org: 10.1016/j.chemosphere.2021.132157.
18. HYSPLIT – Air Resources Laboratory [Электронный ресурс]. URL: <https://www.arl.noaa.gov/hysplit/> (дата обращения 1.07.2024).

## Определение содержания СО из измеренных атмосферных солнечных спектров с использованием различных баз данных параметров линий поглощения

<sup>1</sup>Ченцов А.В., <sup>1</sup>Чеснокова Т.Ю., <sup>2</sup>Грибанов К.Г., <sup>2</sup>Задворных И.В., <sup>2,3</sup>Захаров В.И.

<sup>1</sup> Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт естественных наук и математики УрФУ, Екатеринбург, Россия

<sup>3</sup> Институт математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН, Екатеринбург, Россия

E-mail: cav@iao.ru, ches@iao.ru, kgribanov@remotesensing.ru, ilyazadvornyh@gmail.com, v.zakharov@remotesensing.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Монооксид углерода СО является газом-маркером сжигания биомассы и антропогенного загрязнения. Для измерений содержания СО используются атмосферные спектры в тепловом и ближнем ИК диапазонах. Например, на спутниковых радиометрах МОРИТТ регистрируются две полосы поглощения СО 2,3 и 4,6 мкм. Прибор TROPOMI, расположенный на европейском спутнике Sentinel, измеряет в полосе 2,3 мкм. Наземные измерения на спектрометрах с высоким спектральным разрешением в этих же полосах поглощения дополняют спутниковые измерения и используются для валидации спутниковых данных.

В нашей предыдущих исследованиях [1] было показано, что имеются значимые различия в результатах определения содержания СО в атмосфере из измерений наземными Фурье-спектрометрами в спектральных интервалах 2,3 и 4,6 мкм за счёт применения параметров линий поглощения СО из различных спектроскопических баз данных.

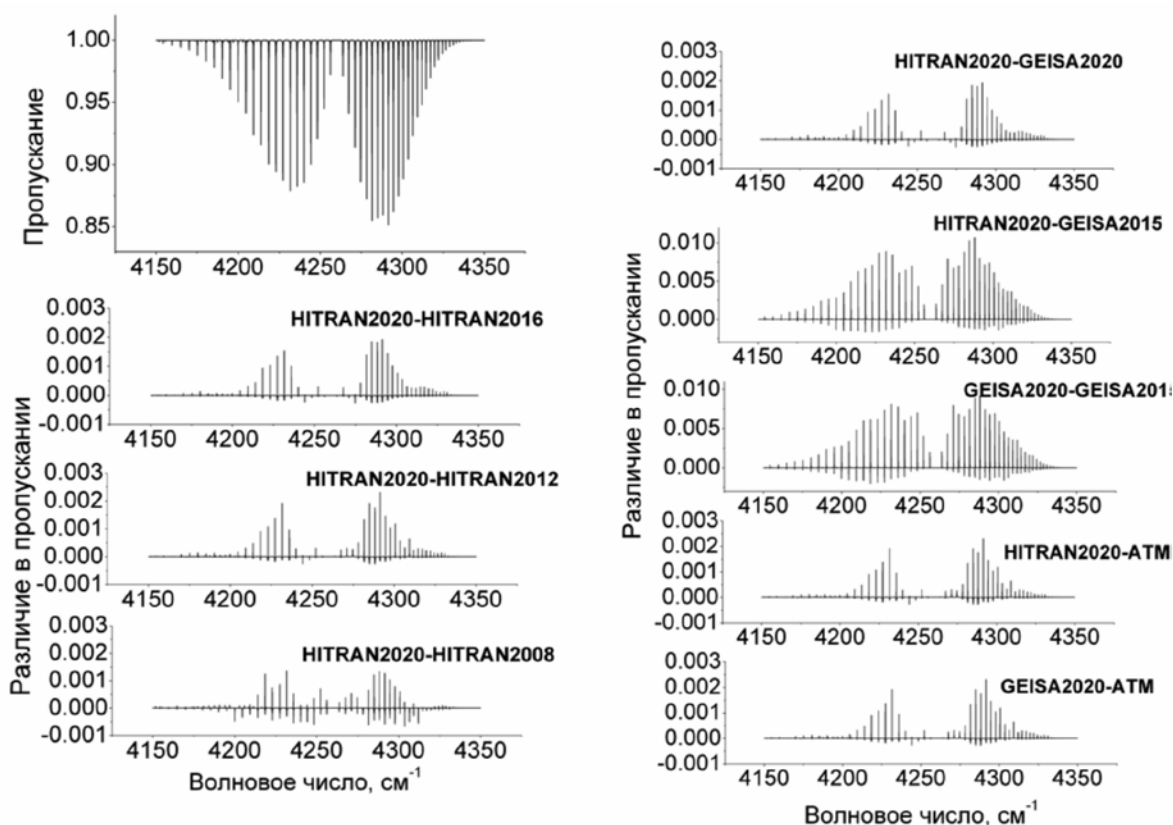
Данная работа является продолжением исследования [1], но в отличие от [1], в ней рассмотрены более новые версии спектроскопических баз данных. Проведено моделирование атмосферного пропускания СО на наклонных трассах через всю атмосферу в полосе поглощения СО 2,3 мкм ближнего ИК диапазона с использованием последних версий спектроскопических баз данных HITRAN2020[2], GEISA2020[3] и ATM[4] и сделано сравнение с атмосферными солнечными спектрами, измеренными

на наземном Фурье-спектрометре. Определено общее содержание (ОС) СО в столбе атмосфере из измеренных солнечных спектров и сделано сравнение результатов, полученных с использованием различных версий БД.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРНОГО ПРОПУСКАНИЯ В ПОЛОСЕ ПОГЛОЩЕНИЯ СО 2,3 МКМ С РАЗЛИЧНЫМИ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИМИ БАЗАМИ ДАННЫХ

Для полосы поглощения монооксида углерода 2,3 мкм, которая используется для определения его содержания в атмосфере дистанционными методами, было проведено моделирование атмосферного пропускания с применением различных спектроскопических баз данных по параметрам линий поглощения СО. Использовались современные версии спектроскопических баз данных (БД): HITRAN2020 [2], GEISA2020 [3]; и их предыдущие версии: HITRAN2008 [5], HITRAN2012 [6], HITRAN2016 [7], GEISA2015 [8]; а также банк линий поглощений ATM2020 [4].

Моделирование производилось методом полинейного счета line-by-line [9] с использованием контура Фойгта со спектральным разрешением  $0,02 \text{ см}^{-1}$ . В качестве метеомодели применялась модель лета средних широт [10]. Атмосфера разбивалась на 47 слоев от 0 до 106 км с постоянными значениями температуры, давления и концентрации газов. Разница в пропускании, вычисленном с линиями поглощения СО из различных спектроскопических баз данных, приведена на рис. 1. Все рассмотренные БД достаточно хорошо согласуются в рассматриваемом спектральном диапазоне, за исключением GEISA2015. Различия в пропускании между результатами, полученными с использованием GEISA2015 и другими базами данных, достигают значения 0,01 (рис. 1), что может приводить к значимым погрешностям при определении атмосферного содержания СО спектроскопическими методами.



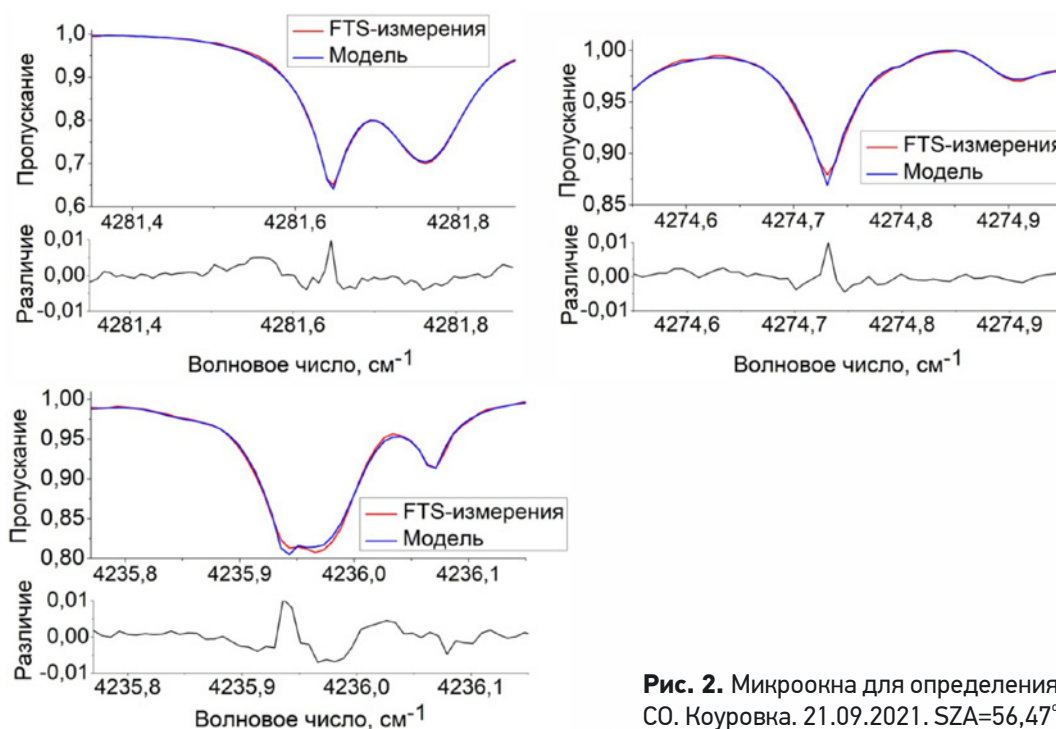
**Рис. 1.** Атмосферное пропускание СО на наклонной трассе через всю атмосферу в полосе поглощения 2,3 мкм и различие в пропускании, вычисленном с использованием различных спектроскопических БД.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ СО В АТМОСФЕРЕ ИЗ ИЗМЕРЕННЫХ СОЛНЕЧНЫХ СПЕКТРОВ

Измерения прямых солнечных спектров проводились в Коуровской астрономической обсерватории, г. Екатеринбург (57.038 N, 59.545 E) [11] на наземном Фурье-спектрометре Bruker IFS 125M со спектральным разрешением  $0,02 \text{ см}^{-1}$  в ближнем ИК диапазоне. Для определения содержания СО были выбраны три спектральных интервала ( $4235,7\text{--}4236,2$ ,  $4274,5\text{--}4275,0$  и  $4281,3\text{--}4281,9 \text{ см}^{-1}$ ) [1], содержащие наиболее сильные линии данного диапазона с наименьшим перекрытием мешающими газами (рис. 2). При моделировании атмосферного радиационного переноса учитывались основные поглощаю-

шие атмосферные газы  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ ,  $CO$ ,  $O_3$ ,  $O_2$  и спектр излучения Солнца. Высотные профили температуры, давления и концентрации атмосферных газов были взяты из данных реанализа NCEP/NCAR [12, 13], которые были дополнены измеренными значениями температуры, давления и влажности у поверхности в момент измерений в районе Коуровки.

Общее содержание (ОС) монооксида углерода и мешающих газов в столбе атмосферы определялось и корректировалось в прямой задаче с использованием пакета программ SFIT [14, 15]. В определении содержания  $CO$  участвовало 1346 спектров с марта по сентябрь 2015 г., которые были отобраны по наилучшему соотношению сигнала к шуму. В расчётах менялись только параметры линий поглощения  $CO$ , параметры линий поглощения других мешающих газов оставались постоянными, и были взяты из HITRAN2020.

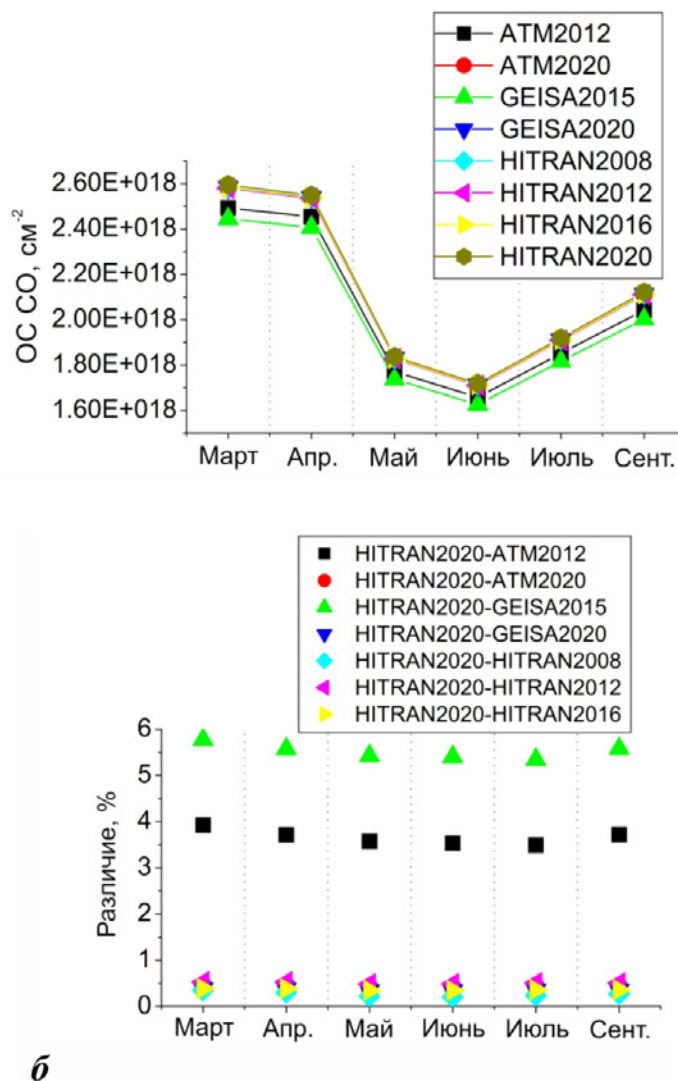


**Рис. 2.** Микроокна для определения ОС  $CO$ . Коуровка. 21.09.2021.  $SZA=56,47^\circ$ .

На рис. 3 приведены результаты определения общего содержания  $CO$  в атмосфере из измеренных солнечных спектров. Из рисунка 3, б видно хорошее согласие результатов ОС  $CO$ , полученных с использованием разных версий БД HITRAN с результатами с БД ATM2020 и GEISA2020. Наибольшее различие в ОС  $CO$  наблюдалось для результатов, полученных с БД GEISA2015 и HITRAN2020, и составило почти 6%. Все БД, кроме ATM2012 и GEISA2015, показывают схожие результаты по среднеквадратичному отклонению рассчитанного спектра от измеренного (RMS) и по критерию однородности  $\chi^2$  (таблица 1). Это объясняется тем, что ATM2012 и GEISA2015 содержат данные из одних и тех же источников, которые перешли ещё из прошлых версий GEISA. В GEISA2020 параметры линий поглощения  $CO$  были обновлены, и результаты становятся схожими с результатами новой версии HITRAN.

**Таблица 1.** Среднеквадратичное отклонение рассчитанного спектра от измеренного RMS и критерий однородности  $\chi^2$ , усредненные по 947 спектрам.

Спектроскопическая база данных	RMS, %	$\chi^2$
ATM2012	0,349	0,90
ATM2020	0,334	0,82
GEISA2015	0,349	0,90
GEISA2020	0,334	0,82
HITRAN2008	0,336	0,84
HITRAN2012	0,334	0,82
HITRAN2016	0,334	0,82
HITRAN2020	0,335	0,83



**Рис. 3. а** - Среднемесячное общее содержание CO в столбе атмосферы, определенное из измеренных спектров солнечного излучения в Коуровке при использовании линий поглощения CO из различных спектроскопических БД; **б** - относительное различие в содержании CO, определенном с HITRAN2020 и другими спектроскопическими БД.

## ВЫВОДЫ

Все рассмотренные БД по параметрам линий поглощения CO достаточно хорошо согласуются в ближнем ИК диапазоне, за исключением БД GEISA2015, где присутствуют достаточно старые данные по CO, такие же, как и в ее предыдущей версии GEISA2011. GEISA2020 содержит уже обновленные данные по CO.

Различие в среднемесячном общем содержании CO в столбе атмосферы за счет использования разных спектроскопических данных может достигать 6%. При этом лучшие результаты при решении обратной задачи показали спектроскопические БД HITRAN2016, 2012, ATM2020 и GEISA2020.

*Исследования Чесноковой Т.Ю., Ченцова А.В. выполнены при финансовой поддержке в рамках государственного задания ИОА СО РАН. Работы Грибанова К.Г., Задворных И.В., Захарова В.И. поддержаны Министерством высшего образования и науки РФ (проект № - FEUZ-2024-0011).*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. T. Yu. Chesnokova, M. V. Makarova, A. V. Chentsov, Y. V. Voronina, N. V. Rokotyay, V. I. Zakharov, Bavo Langerock. Retrieval of carbon monoxide content in the atmosphere from high resolution atmospheric spectra // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2019. V. 32. N4. P. 378–386.



2. Gordon I.E., Rothman L.S., Hargreaves R.J., Hashemi R., Karlovets E.V., Skinner F.M., Conway E.K., Hill C., Kochanov R.V., Tan Y., Wcislo P., Finenko A.A., Nelson K., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Campargue A., Chance K.V., Coustenis A., Drouin B.J., Flaud J.-M., Gamache R.R., Hodges J.T., Jacquemart D., Mlawer E.J., Nikitin A.V., Perevalov V.I., Rotger M., Tennyson J., G.C. Toon, Tran H., Tyuterev V.G., Adkins E.M., Baker A., Barbe A., Cané E., Császár A.G., Dudaryonok A., Egorov O., Fleisher A.J., Fleurbaey H., Foltynowicz A., Furtenbacher T., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Horne-  
man V.-M., Huang X., Karman T., Karns J., Kassi S., Kleiner I., Kofman V., Kwabia-Tchana F., Lavrentieva N.N., Lee T.J., Long D.A., Lukashetskaya A.A., Lyulin O.M., Makhnev V.Yu., Matt W., Massie S.T., Melosso M., Mikhailenko S.N., Mondelain D., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Perrin A., Polyansky O.L., Raddaoui E., Raston P.L., Reed Z.D., Rey M., Richard C., Tóbiás R., Sadiek I., Schwenke D.W., Starikova E., Sung K., Tamassia F., Tashkun S.A., Vander Auwera J., Vasilenko I.A., Vigan-  
gasin A.A., Villanueva G.L., Vispoel B., Wagner G., Yachmenev A., Yurchenko S.N. *The HITRAN2020 molecular spectroscopic database* // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2022. V. 277. P. 107949.
3. Delahaye T., Armante R., Scott N.A., Jacquinet-Husson N., Chédin A., Crépeau L., Crevoisier C., Douet V., Perrin A., Barbe A., Boudon V., Campargue A., Coudert L.H., Ebert V., Flaud J.-M., Gam-  
ache R.R., Jacquemart D., Jolly A., Kwabia Tchana F., Kyuberis A., Li G., Lyulin O.M., Manceron L., Mikhailenko S., Moazzen-Ahmadi N., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A., Perevalov V.I., Rich-  
ard C., Starikova E., Tashkun S.A., Tyuterev V.G., Vander Auwera J., Vispoel B., Yachmenev A., Yurchenko S. *The 2020 edition of the GEISA spectroscopic database* // *J. Mol. Spectrosc.* 2021. V. 380. P. 111510.
4. *Compilations from Geoffrey Toon (JPL)*. <http://mark4sun.jpl.nasa.gov/toon/linelist/linelist.html>
5. Rothman L.S., Gordon I.E., Barbe A., Benner D.C., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Champion J.-P., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Fally S., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Kleiner I., Lacombe N., Lafferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Miller C.E., Moazzen-Ahmadi N., Naumenko O., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Predoi-Cross A., Rinsland C.P., Rotger M., Simecková M., Smith M.A.H., Sung K., Tashkun S.A., Tennyson J., Toth R.A., Vandaele A.C., Auwera J. Vander. *The HI-  
TRAN 2008 molecular spectroscopic database* // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2009. V. 110. P. 9-10. P. 533-572.
6. Rothman L.S., Gordon I.E., Babikov Y., Barbe A., Benner D. Chris, Bernath P.F., Birk M., Bizzocchi L., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Chance K., Cohen E.A., Coudert L.H., Devi V.M., Drouin B.J., Fayt A., Flaud J.-M., Gamache R.R., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Hill C., Hodges J.T., Jac-  
quemart D., Jolly A., Lamouroux J., Le Roy R.J., Li G., Long D.A., Lyulin O.M., Mackie C.J., Massie S.T., Mikhailenko S., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V., Perrin A., Polovtseva E.R., Richard C., Smith M.A.H., Starikova E., Sung K., Tashkun S., Tennyson J., Toon G.C., Tyuterev V.G., Wagner G.. *The HITRAN2012 molecular spectroscopic database* // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2013. V. 130. P.4-50.
7. Gordon I.E., Rothman L.S., Hill C., Kochanov R.V., Tan Y., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Campargue A., Chance K.V., Drouin B.J., Flaud J.-M., Gamache R.R., Hodges J.T., Jacquemart D., Pere-  
valov V.I., Perrin A., Shine K.P., Smith M.-A.H., Tennyson J., Toon G.C., Tran H., Tyuterev V.G., Barbe A., Császár A.G., Devi V.M., Furtenbacher T., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Jolly A., John-  
son T.J., Karman T., Kleiner I., Kyuberis A.A., Loos J., Lyulin O.M., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Moazzen-Ahmadi N., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Polyansky O.L., Rey M., Rotger M., Sharpe S.W., Sung K., Starikova E., Tashkun S.A., Vander Auwera J., Wagner G., Wilzewski J., Wcislo P., Yu S., Zak E.J. *The HITRAN2016 molecular spectroscopic database* // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2017. V. 203. P.3-69.
8. Jacquinet-Husson N., Armante R., Scott N.A., Chédin A., Crépeau L., Boutammine C., Bouhdaoui A., Crevoisier C., Capelle V., Boone C., Poulet-Crovisier N., Barbe A., Chris Benner D., Boudon V., Brown L.R., Buldyreva J., Campargue A., Coudert L.H., Devi V.M., Down M.J., Drouin B.J., Fayt A., Fittschen C., Flaud J.-M., Gamache R.R., Harrison J.J., Hill C., Hodnebrog Ø., Hu S.-M., Jac-  
quemart D., Jolly A., Jiménez E., Lavrentieva N.N., Liu A.-W., Lodi L., Lyulin O.M., Massie S.T., Mikhailenko S., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A., Nielsen C.J., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Polovtseva E., Predoi-Cross A., Rotger M., Ruth A.A., Yu S.S., Sung K., Tashkun S.A., Ten-  
nyson J., Tyuterev V.G., Vander Auwera J., Voronin B.A., Makie A. *The 2015 edition of the GEISA spectroscopic database* // *J. Mol. Spectrosc.* 2016. V. 327. P. 31-72.
9. Mitsel A.A., Ptashnik I.V., Firsov K.M., et al. *Efficient technique for line-by-line calculating the transmittance of the absorbing atmosphere* // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 1995. V. 8. №10. P. 847-850.
10. Anderson G., Clough S., Kneizys F., et al. *AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120 km)*. Air Force Geophysics Laboratory. AFGL-TR-86-0110. Environmental Research Paper. Hanscom AFB: MA 01736. 1986. N 954. 25 p.

11. Gribanov K., Jouzel J., Bastrikov V., et al. Developing a western Siberia reference site for tropospheric water vapour isotopologue observations obtained by different techniques (in situ and remote sensing) // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V.14. P.5943–5957. <https://doi.org/10.5194/acp-14-5943-2014>.
12. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *B. Am. Meteorol. Soc.* 1996. V.77, P.437–471.
13. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/>
14. Palm M. Theoretical background SFIT4 / Sfit4 Error Analysis Workshop. 2013.
15. Rinsland C.P., Jones N.B., Connor B.J., et al. Northern and southern hemisphere ground-based infrared spectroscopic measurements of tropospheric carbon monoxide and ethane // *J. Geophysical Research.* 1998. V.103. P.28197–28218. doi:10.1029/98JD02515

# СЕКЦИЯ

## Отклик наземных экосистем Северной Евразии на климатические изменения



## Влияние летних погодных аномалий на заложение шишек у кедра сибирского

Велисевич С.Н.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: s\_n\_velisevich@mail.ru

### ВВЕДЕНИЕ

Кедр сибирский (*Pinus sibirica* Du Tour) – единственный орехоплодный вид сибирской тайги. От успеха его плодоношения во многом зависит собственное воспроизводство вида и сохранение биоразнообразия в лесных экосистемах. Известно, что плодоношение кедра сибирского характеризуется выраженной неравномерностью: обильные урожаи происходят примерно 3-4 раза за десять лет. В предшествующих исследованиях показано, что важным фактором этой нерегулярности являются весенние заморозки в период цветения (Goroshkevich et al., 2021). Однако не вся изменчивость объясняется этим фактором. Высказано предположение, что величина итогового урожая может быть связана с погодой в период заложения шишек. В связи с этим актуальны исследования факторов, обуславливающих такую периодичность, причем на всех последовательных стадиях формирования урожая – от заложения шишек до их созревания. Однако сведения о влиянии погодных факторов на заложение шишек у кедра сибирского и других видов хвойных крайне ограничены. Имеющие немногочисленные публикации по этому вопросу свидетельствуют о существенном влиянии кратковременных погодных аномалий на процесс заложения репродуктивных структур в течение весьма непродолжительного периода (Focella, 1981; Ashton et al., 1988). Как известно, флоральная индукция у кедра сибирского происходит в короткий промежуток времени – в течение трех недель в конце лета (Некрасова, 1972; Горошкевич, 2014), поэтому мы предположили, что отклонения в погоде именно в этот период может влиять на процесс заложения шишек.

**Объекты и методы исследования.** Материал для исследования собран в Нижне-Сеченовском припоселковом кедровнике (56°30' с.ш. и 84°38' в.д., 100 м над ур. моря), расположенном на юге Западной Сибири в Обь-Томском междуречье. Среднегодовая температура района +1.2°C, среднегодовое количество осадков 560 мм. Для реконструкции динамики заложения шишек использован ретроспективный метод, позволяющий по следам на коре оценить заложение и развитие шишек. У 25 деревьев кедра сибирского (180-200 лет) на протяжении 28 лет (1991-2018) собира-

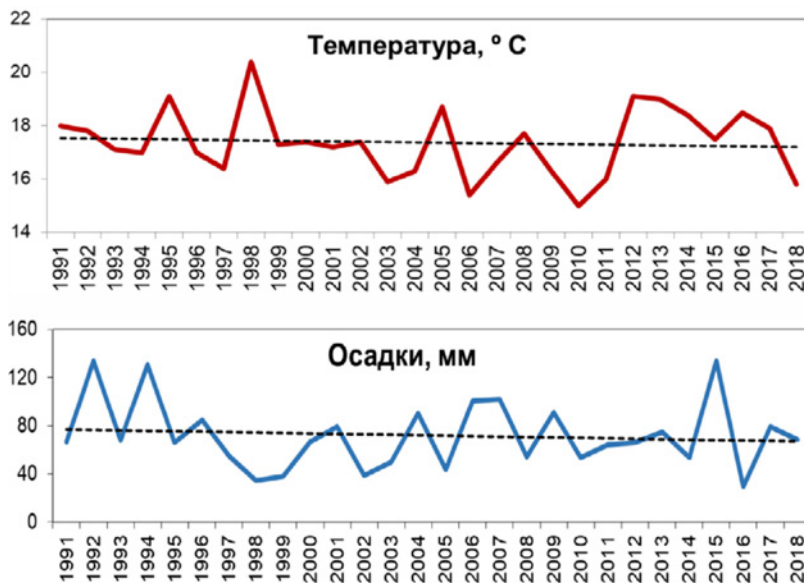
лись ветви из женского яруса кроны, затем у них реконструировалась динамика заложения шишек. Данные о погоде были получены с метеостанции, расположенной в г. Томске (Росгидромет), 22 км южнее места проведения исследования. Анализировались среднесуточные, декадные и месячные температуры и осадки в июле и августе каждого года за период 1991–2018 гг. Для статистической обработки данных использовали однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) и F-критерий Фишера (Statistica 6.0), чтобы определить различия между годами с низким, средним и высоким уровнем заложения шишек. Также использован ранговый корреляционный анализ Спирмена для выявления взаимосвязи между заложением шишек и погодными факторами.

Результаты. Среднее число заложившихся шишек варьировало от 2,26 до 3,53 при среднем значении по годам 3,16 (стандартное отклонение  $\pm 0,32$ ) (Рис. 1). Многолетний тренд признака находится почти на одном уровне. Поскольку обильное заложение шишек происходит через разные промежутки времени – от 1 до 4 лет, признак не демонстрирует правильной частоты событий связанной с нерегулярностью высоких урожаев.



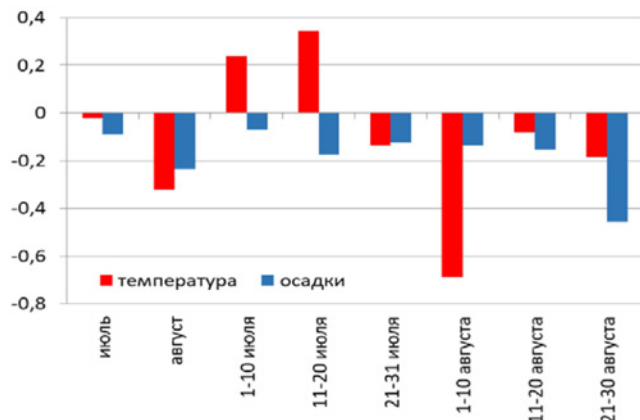
**Рис. 1.** Погодичная динамика заложения шишек на годичном побеге кедра сибирского. Пунктирной линией обозначен многолетний тренд заложения шишек.

Диапазон межгодовой изменчивости средней суточной температуры в период с 20 июля по 30 августа, когда потенциально возможно заложение шишек, составил около шести градусов ( $14,7 - 20,4$  °C) при среднем многолетнем значении  $17,3$  °C (Рис. 2). Сумма осадков за этот же период также существенно варьировалась в разные годы от 29,6 до 133,7 мм при среднем значении 72 мм. Многолетний тренд обоих метеопараметров находится почти на одном уровне.



**Рис. 2.** Динамика температуры и осадков за период 1991–2018 гг. Пунктирной линией обозначены многолетние тренды признаков.

ложение шишек, но с третьей декады этого месяца и в течение всего августа излишнее тепло стало отрицательно влиять на заложение шишек. Единственная значимая отрицательная корреляция установлена для температуры первой декады августа. Это указывает на повышенную чувствительность инициирующихся примордиев шишек к температуре воздуха и именно в этот временной интервал.



**Рис. 3.** Влияние температуры и осадков в разные временные периоды на заложение шишек.



На протяжении анализируемого 28-летнего периода выделяются годы, когда шишек закладывалось больше или меньше среднемноголетнего значения. Например, в 1991, 1996, 1999, 2003, 2006, 2010, 2011, 2014, 2015 их число превышало среднемноголетнее значение на одно стандартное отклонение ( $\pm 0.32$ ) и составило  $\geq 3.48$  шт./побег. В 1992, 1994, 2001, 2005, 2016, 2017 гг. число заложившихся шишек было на одно стандартное отклонение меньше среднемноголетнего значения и составило  $\leq 2.84$  шт./побег. Все остальные годы мы рассматривали как среднеурожайные. Наиболее существенные различия между урожайными и неурожайными годами наблюдались по значению среднесуточной температуры в первой декаде августа ( $F=3.687$ ,  $p=0.04014$ ) (Табл. 1). В годы, когда закладывалось мало шишек, наблюдался рост температуры воздуха в конце июля – начале августа. Напротив, обильному заложению шишек способствовала прохладная погода в начале августа. Следует отметить и небольшую амплитуду этих изменений. В годы с обильным заложением шишек снижение температуры всего в два градуса – с  $+18^\circ\text{C}$  до  $+16^\circ\text{C}$  обеспечивало хорошее заложение шишек. Напротив, мало шишек закладывалось в том случае, если температура в первой декаде августа превышала  $+19^\circ\text{C}$ , как это было, например, в 2005 и 2017 гг., когда температура третьей декады июля и первой декады августа держалась выше  $+20^\circ\text{C}$ . Последующее падение температуры до  $+16^\circ\text{C}$  во второй декаде августа уже не влияло на заложение шишек.

**Таблица 1.** Изменение среднедекадной температуры ( $^\circ\text{C}$ ) в годы с высоким, средним и низким уровнем заложения шишек.

Заложение шишек	20-30 июля	1-10 августа	11-20 августа
высокое	18,0	15,9	15,3
среднее	18,4	17,3	16,9
низкое	18,4	19,5	16,0

## ОБСУЖДЕНИЕ

Продолжительность периода, когда погодные условия могут стимулировать заложение шишек, в первых, видоспецифично, во-вторых, будущие шишки не сразу становятся морфологически различимыми, поэтому в литературе приводится разная длительность периода заложения шишек. Тем не менее, очевидно, что этот период короткий, от трех до четырех недель (Owens, 1969; Owens, Smith, 1964; Owens, Pharis, 1971; Forcella 1981, и эти данные близки к нашему результату (Рис. 3, Табл. 1). Кроме того, показано, что погода, стимулирующая образование шишек, всегда должна быть «противоположной» модальной среде, в которой находится вид (Forcella, 1981; Ashton et al., 1988). Например, у *Dipterocarpus costatus*, произрастающего преимущественно во влажном тропическом климате Юго-Восточной Азии, обильное плодоношение происходит при вторжении сухих и холодных воздушных масс и временном похолодании (Ashton et al., 1988). Снижение ночных температур в течение двух дней с  $+23^\circ\text{C}$  до  $+21^\circ\text{C}$ , причем в определенный период – за два месяца до цветения, вызывает формирование многочисленных цветов. Другой пример – *Pinus edulis*, которая произрастает в теплом и засушливом климате Нью-Мексико (Forcella, 1981; Redmond et al., 2012). Большой урожай приходится на те годы, когда в конце августа – начале сентября во время заложения шишек отмечается понижение температуры примерно на неделю. Аналогичные результаты получены нами для сосны сибирской: кратковременное похолодание в определенный период приводит к их обильному заложению.

Феномен цветочной индукции в ответ на низкую температуру известен с давних пор как результат раннего сельскохозяйственного опыта и подробно исследован на примере травянистых растений (Kozlowski, Pallardy, 1997). Лесные древесные виды в этом отношении исследованы гораздо меньше, поскольку их сложная структура кроны и долгая жизнь значительно усложняют многофакторную регуляцию цветочной индукции. Тем не менее, эксперименты показали, что между ростом и репродукцией существует гормональная конкуренция и для роста и репродукции нужны противоположные условия (Ross, 1988; Webber et al., 2005). Например, М. Greenwood (1978) индуцировал зачатки шишек у 3-летних саженцев *P. taeda* путем экспериментального подавления вегетативного роста воздействием низких температур. В обзоре, анализирующем факторы генеративного морфогенеза у представителей рода *Pinus* (Owens, Blake, 1985), сделан вывод, что высокие температуры в течение вегетационного периода благоприятно влияют на рост и косвенным образом усиливают инициацию шишек, поскольку хороший рост обеспечивает ресурсную основу для плодоношения. Однако для «переключения» программы морфогенеза с вегетативного на генеративный требуется стимуляция холодом. Результаты нашего исследования полностью согласуются с этим мнением. На примере кедра сибирского показано, что прохладная погода во время инициации шишек способствует их обилию.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заложение женских шишек у кедра сибирского обусловлено кратковременными температурными аномалиями в определенный период, когда у этого вида потенциально возможна флоральная индукция.

В многолетней динамике этот период приходится на первую декаду августа. Низкая температура увеличивает, а высокая температура уменьшает число закладываемых шишек. В годы с высоким уровнем заложения шишек, снижение температуры всего на 2 градуса обеспечивало хорошую инициацию шишек. Напротив, ограниченное заложение шишек происходит, когда значения температуры в первой декаде августа примерно на одно стандартное отклонение выше, чем средняя многолетняя температура для этого периода. Последующее снижение температуры в более поздние сроки уже не влияло на инициацию шишек. Установлено, что для обильного заложения шишек у сосны кедровой сибирской среднесуточная температура в период инициации шишек не должна быть выше +17,5° С. Результаты исследования расширяют представления и механизмах климатической регуляции генеративного морфогенеза и важны не только для понимания фундаментальных основ процесса плодоношения, но и для прогнозирования урожаев и управления ими.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант № 23-26-00080.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Ashton P.S., Givnish T.J., Appanah S. Staggered flowering in the Dipterocarpaceae: new insights into floral induction and the evolution of mast fruiting in the aseasonal tropics // *American Naturalist*, 1988. – Vol. 132, № 1. – P. 44–66. DOI:10.1086/284837
2. Forcella F. Ovulate cone production in pinyon: negative exponential relationship with late summer temperature // *Ecology*, 1981. – Vol. 62. – P. 488–491. DOI:10.2307/1936722
3. Goroshkevich S., Velisevich S., Popov A., Khutornoy O., Vasilyeva G. 30-year cone production dynamics in Siberian stone pine (*Pinus sibirica*) in the southern boreal zone: a causal interpretation // *Plant Ecology and Evolution*, 2021. – Vol. 154, № 3. – P. 321–331. DOI:10.5091/plecevo.eu/issue/3728/
4. Greenwood M.S. Flowering induced on young loblolly pine grafts by out-of-phase dormancy // *Science*, 1978. – Vol. 201. – P. 443–444. DOI: 10.1126/science.201.4354.443
5. Kozlowski T.T., Pallardy S.G. *Growth Control in Woody Plants*. – San Diego: Academic Press Inc., 1997. – 641 p.
6. Owens J.N. The relative importance of initiation and early development on cone production in Douglas-fir // *Canadian Journal of Botany*, 1969. – Vol. 41. – P. 1039–1049.
7. Owens J.N., Blake N.D. *Forest tree seed production: a review of literature and recommendations for future research. Information Report P-I-X 53*. – Ontario: National Capital Region, 1985. – 161 p.
8. Owens J.N., Pharis R.P. Initiation and development of western red cedar cones in response to gibberellin induction and under natural conditions // *Canadian Journal of Botany*, 1971. – Vol. 49, № 7. – P. 1165–1175. DOI:10.1139/b71-166
9. Owens J.N., Smith F.H. The initiation and early development of the seed cone of Douglas-fir // *Canadian Journal of Botany*, 1964. – Vol. 42. – P. 1031–1047.
10. Redmond M.D., Forcella F., Barger N.N. Declines in pinyon pine cone production associated with regional warming // *Ecosphere*, 2012. – Vol. 3, № 12. – P.1–14. DOI:10.1890/ES12-00306.1
11. Ross S.D. Effects of temperature, drought and gibberellin A4/7 and timing of treatment, on flowering in potted *Picea engelmannii* and *Picea glauca* grafts // *Canadian Journal of Forest Research*, 1988. – Vol. 22. – P. 736–739. DOI:10.1139/x88-026
12. Webber J., Ott P., Owens J., Binder W. Elevated temperature during reproductive development affects cone traits and progeny performance in *Picea glauca x engelmannii* complex // *Tree Physiology*, 2005. – Vol. 25, № 10. – P. 1219–1227. DOI:10.1093/treephys/25.10.1219
13. Горошкевич С.Н. Структура и развитие элементарного побега кедра сибирского // *Вестник Томского государственного университета. Биология*. – 2014. – № 4 (28). – С. 37–55.
14. Некрасова Т.П. Биологические основы семеношения кедра сибирского. – Новосибирск: Наука, 1972. – 272 с.

# Реконструкция динамики пожаров в средней и южной тайге Западной Сибири в голоцене по данным макроуголькового анализа озерных отложений

<sup>1</sup> Пупышева М.А., <sup>1,2</sup> Бляхарчук Т.А.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: 455207@mail.ru, blyakharchuk@mail.ru

## АННОТАЦИЯ

В работе представлены результаты реконструкции голоценовой истории пожаров в средне- и южнотаежной подзонах Западно-Сибирской равнины на примере двух участков исследования: озеро «S14» (Ханты-Мансийский Автономный Округ) и озеро «Щучье» (Томская область). С помощью радиоуглеродного датирования образцов определен возраст озерных отложений: 11920 кал. л. н. сформировалось озеро «S14», 12800 кал. л. н. – озеро «Щучье». На основе макроуголькового анализа и статистической обработки данных в программном пакете Taras в пространстве R выявлены конкретные локальные пожарные эпизоды, их интенсивность, периодичность, а также построены графики межпожарных интервалов для исследуемых объектов. Определены периоды максимальной пирогенной активности. Полученные палеопожарные результаты были сопоставлены с климатическими периодами голоцена и региональной динамикой ландшафтов. В результате работы выявлены общие для двух участков периоды максимальной пожарной активности: 11500-11250 кал. л. н., 10000-9400 кал. л. н., а также единичные локальные пожарные эпизоды: 11600, 7800-7750, 5800, 5250-5100, 2800, 2600, 2000-1800, 1100 кал. л. н. Определено, что для территорий, прилегающих к исследуемым озерам, характерна высокая интенсивность пожаров в раннем голоцене с постепенным снижением фонового уровня пожаров к настоящему времени. Чаще всего пожары происходили в атлантическом и субатлантическом периодах голоцена, однако эти пожары обладали низкой интенсивностью горения.

## ВВЕДЕНИЕ

За последние несколько десятилетий в России наблюдается тенденция увеличения пожарной активности. [1]. Сложная пирогенная обстановка характерна и для бореальной зоны Западной Сибири [2; 3]. Несмотря на то, что часть пожаров имеет антропогенный характер возгораний, большинство пожаров происходит на фоне глобального изменения климата, сопровождающегося ростом экстремальных погодных явлений. Именно молнии являются одним из основных природных факторов возникновения лесных пожаров в таежной зоне Западной Сибири [3]. Согласно оценкам, на территории России ожидается постепенное увеличение пожароопасных дней и интенсивности пожаров к концу текущего века в связи с изменениями климата [4]. В дальнейшем это может спровоцировать новые очаги пожаров и сопутствующую им перестройку природных экосистем. В связи с этим, возникает необходимость в изучении долговременной динамики пожаров для составления достоверных прогнозов горимости леса и моделирования будущих пожароопасных ситуаций. В этом могут помочь озерно-болотные отложения, представляющие собой надежный «архив» палеоэкологической информации [5; 6]. Выявленные в отложениях макроскопические частицы угольков (размером >125 мкм) свидетельствуют о пирогенных событиях прошлого в локальном масштабе. С помощью современных средств обработки и анализа полученного материала [7; 8], восстанавливается периодичность, интенсивность и время возникновения палеопожаров. В данной работе приводятся результаты реконструкции голоценовой динамики пожаров на примере двух участков исследования, расположенных в средней и южной тайге Западной Сибири.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования выбраны донные отложения озера «S14» (60°51'45.68" с.ш., 68°44'55.43" в.д.) и «Щучье» (57°7'50.86" с.ш.; 84°36'22.71" в.д.) (рис. 1). Озеро «S14» расположено в пределах международной полевой станции «Мухрино», в 23 км к юго-западу от г. Ханты-Мансийска. Согласно классификации ландшафтных зон Западной Сибири [9], территория изучаемого региона относится к среднетаежной подзоне Обско-Иртышской провинции. Ландшафты в районе озера в основном представлены комплексами грядово-мочажинных болот, расположенных на междуречных пространствах, а на более дренированных участках произрастают березово-еловые леса. Участок расположен в пределах умеренно континентального климата с прохладным летом (средняя температура июля +17,4°C) и холодной зимой (средняя температура января -21,5°C) [10; 11].



**Рис. 1.** Расположение участков исследования на карте Западной Сибири.

В пределах Томской области находится второй изучаемый объект – озеро «Щучье». Территориально оно относится к Обско-Иртышской южнотаежной провинции Западной Сибири [9]. В административном плане озеро «Щучье» расположено в Кривошеинском районе, в 3,5 км к востоку от п. Красный Яр и в 70 км к северо-западу от г. Томска. Растительность по берегам озера представлена березово-сосновым и сосново-березовым болотистым лесом. Озеро «Щучье» окружено переходными болотами (сфагново-болотно-травным, древесно-кустарниково-сфагново-болотно-травным и сосново-сфагново-осоковым). Климат территории характеризуется как умеренный континентальный с теплым летом, холодной зимой и равномерным увлажнением [12]. Средняя температура января –  $-19,1^{\circ}\text{C}$ , а июля –  $18,2^{\circ}\text{C}$  (данные метеостанции Бакчар) [13].

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе экспедиционных работ в марте 2020 года были отобраны керны озерных отложений мощностью 231 см (озеро «S14») и 346 см (озеро «Щучье»), разделённые в условиях стационаров на 113 и 130 образцов соответственно.

Для определения возраста отложений проведено радиоуглеродное датирование отобранных образцов. Для первого разреза (озеро «S14») получено 5 радиоуглеродных дат, выполненных в лаборатории г. Познань (Польша) методом УМС (ускорительной масспектроскопии). Для второго разреза (озеро «Щучье») получено 8 радиоуглеродных дат в Центре экологических исследований в Ист-Килбрайде, Шотландия, Великобритания методом УМС. На основе радиоуглеродных дат, откалиброванных в программе Vascon [14] в R [15] в системе счисления «от настоящего времени» (за нулевую точку отсчета принят 1950 г.), построены глубинно-возрастные модели донных отложений озёр «S14» и «Щучье» и рассчитан календарный возраст каждого образца [10].

Для реконструкции локальной истории палеопожаров применялся метод макроуголькового анализа по стандартной методике обработки озерных образцов [5]. Выявленные в отложениях макрокопические частицы угольков (размером  $>125$  мкм) служат индикаторами локальных пожаров прошлого. Отобранные образцы промывались дистиллированной водой и просеивались через сито с диаметром ячеек 125 мкм. После этого в суспензию добавляли 10%-ый раствор пирофосфата натрия ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ) объемом 15 мл и оставляли на сутки, с последующим промыванием дистиллированной водой. Затем в них добавляли 6%-ый раствор перекиси водорода ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) объемом 20 мл и выдерживали еще двое суток. Такая обработка обесцветила всю органику, но оставила черный цвет угольков, который стал хорошо различимым. После этого каждый образец полностью просматривался под бинокулярным микроскопом при увеличении  $\times 45$  с использованием камеры Богорова для подсчета количества макроугольков в каждом из образцов кернов [5].

Статистический анализ полученных макроугольковых данных для озерных отложений проведен с помощью программного пакета Taras [8], адаптированного для среды программирования R [15]. Taras – модифицированная версия программного пакета CharAnalysis [7]. Программа помогает определить время, интенсивность, периодичность локальных пожаров, а также строит график межпожарных интервалов. Для обработки результатов макроуголькового анализа донных отложений озера «S14» использовалась сглаживающая кривая локальной линейной регрессии с робастными весами (rob. lowess) с периодом сглаживания 1000 лет и медианным временным разрешением (103 года). Для озера «Щучье» применялась сглаживающая кривая локальной линейной регрессии с робастными весами (rob. lowess) с периодом сглаживания 1000 лет, но с временным разрешением – 100 лет. Для обоих объектов в качестве порога установили 0.9-й процентиль распределения шумов, превышение значений которого обозначало наличие достоверного пожарного эпизода на исследуемой территории. Полученные данные глубинно-возрастных моделей озерных отложений «S14» и «Щучье» использовались в качестве хронологической основы. Для озера «S14» уже проводились исследования по динамике пожаров с помощью программы



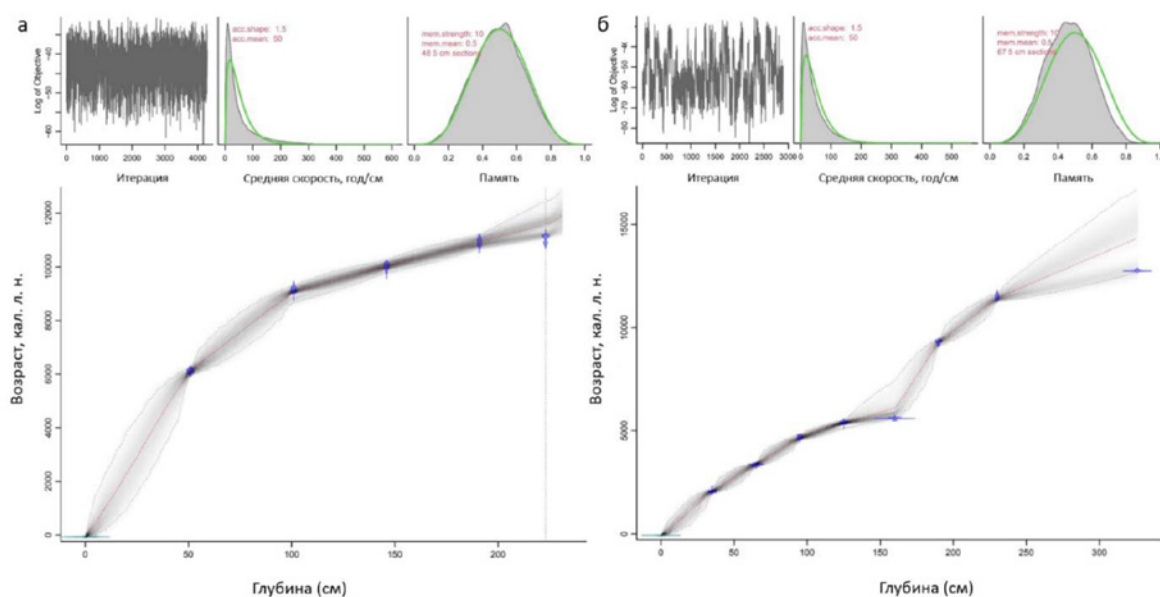
CharAnalysis [7; 10]. Однако, в данной работе приведены новые сведения по реконструкции пирогенной истории с помощью программы Taras [8] в пространстве R [15], а также приведено сравнение данных по динамике пожаров в средней и южной тайге Западной Сибири.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для реконструкции голоценовой динамики палеопожаров в средне- и южнотаежной подзонах Западно-Сибирской равнины использованы полученные нами результаты радиоуглеродного, макроуголькового и статистического анализов донных отложений озёр «S14» и «Щучье», визуализированные в виде графиков и диаграмм на равномерной глубинно-возрастной шкале (рис. 2–4; табл. 1). Согласно данным радиоуглеродного датирования (табл. 1, рис. 2), формирование донных отложений в озере «S14» началось 11920 кал. л. н. [10], а в озере «Щучье» – 12800 кал. л. н.

**Таблица 1.** Радиоуглеродные даты донных отложений озёр «S14» [10] и «Щучье».

Озеро S14			Озеро Щучье		
Лабораторный номер образца	Глубина образца, см	Возраст, $^{14}\text{C}$ лет назад	Лабораторный номер образца	Глубина образца, см	Возраст, $^{14}\text{C}$ лет назад
Poz-134628	50–51	5320±40	SUERC-122375	35	2103±24
Poz-134626	100–101	8190±50	SUERC-122376	65	3141±25
Poz-135825	145–146	8910±50	SUERC-122375	95	4144±24
Poz-135824	190–191	9580±50	SUERC-122375	125	4666±29
Poz-135823	222–223	9690±50	SUERC-122375	160	4871±21
			SUERC-122375	190	8311±25
			SUERC-122375	230	10005±29
			SUERC-122375	326	10806±36



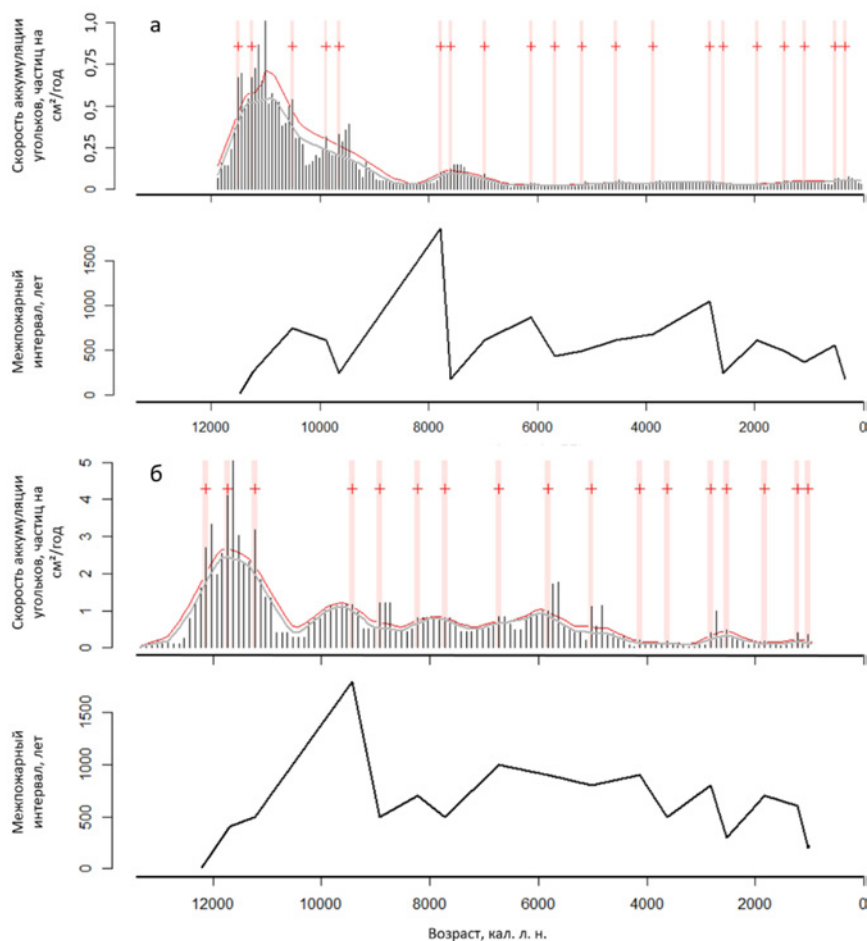
**Рис. 2.** Глубинно-возрастная модель донных отложений озёр «S14» (а) [10] и «Щучье» (б).

Результаты расчета изменения скорости аккумуляции частиц угля с помощью программы Taras [8] представлены на рисунке 3. Они показывают общую тенденцию динамики палеопожаров за весь период формирования озёр «S14» и «Щучье». Программой выделены конкретные локальные пожарные эпизоды, интерполированные, фоновые, пороговые значения скорости аккумуляции макроугольков, а также межпожарные интервалы для исследуемых объектов.

За весь период существования болотного озера «S14» зафиксировано 20 локальных пожарных эпизодов: 11600, 11400, 10600, 9900, 9700, 7800, 7700, 7000, 6100, 5800, 5250, 4500, 3900, 2800, 2600, 2000, 1500, 1100, 500, 250 кал. л. н. Больше всего пожаров отмечено в атлантическом (6 локальных пожарных эпизодов) и в субатлантическом периодах голоцена (5 локальных пожаров) при довольно небольшой скорости аккумуляции частиц угольков (рис. 3) – до 0,15 частиц на  $\text{см}^2/\text{год}$ .

Самые мощные пожары произошли с середины пребореального и до начала бореального периодов голоцена (11500–10400 кал. л. н.). В этот период наблюдалась высокая (для данной территории) скорость аккумуляции частиц макроугольков в отложениях и довольно интенсивные пожары (рис. 3). Наиболее

крупный локальный пожар случился 11100 кал. л. н. (скорость аккумуляции макроугольков достигла 1 частицы на  $\text{см}^2/\text{год}$ ), однако программа Taras не отметила его как достоверный пожарный эпизод.



**Рис. 3.** Интерполированные, фоновые (красная линия), пороговые (серая линия) значения скоростей аккумуляции макроугольковых частиц, локальные пожарные эпизоды (красные плюсы) и межпожарные интервалы по данным донных отложений озер «S14» (а) и «Щучье» (б).

За всю историю существования озера «S14» наблюдалось три периода максимальной пирогенной активности: 11500-10400, 10000-9500, 7800-7400 кал. л. н. Начиная с середины атлантического периода и до настоящего времени отмечено снижение скорости аккумуляции макроугольков. Однако, в это время также случались локальные пожары, но, вероятно, они обладали небольшой интенсивностью горения (рис. 3). Начиная с 500 кал. л. н. наблюдается небольшое повышение фонового уровня пожаров в районе озера «S14» (рис. 3).

Программой Taras [8] выделен самый продолжительный безпожарный период для данной территории: 9700-7800 кал. л. н. (конец бореального – начало атлантического периодов голоцена). В это время не произошло ни одного локального пожара, а скорость аккумуляции макроугольков резко снизилась практически до нулевых значений.

В пределах озера «Щучье» программой Taras [8] зафиксировано 17 локальных пожарных эпизодов (рис. 3): 12100, 11700, 11250, 9500, 8900, 8250, 7750, 6750, 5800, 5100, 4100, 3650, 2800, 2600, 1800, 1250, 1100 кал. л. н. (рис. 3). За последние 1000 кал. л. данные отсутствуют. Чаще всего пожары происходили в атлантическом, суббореальном и субатлантическом периодах голоцена, однако, такие пожары имели небольшую интенсивность. Максимальная скорость аккумуляции угольков в это время достигала 1,8 частиц на  $\text{см}^2/\text{год}$ .

Самые мощные пожары отмечены с конца позднего дриаса и до середины пребореального периода голоцена (12100-11250 кал. л. н.) со скоростью аккумуляции угольков от 2,5 до 5 частиц на  $\text{см}^2/\text{год}$ . Наиболее крупный локальный пожар произошел 11600 кал. л. н. (скорость аккумуляции угольков достигла 5 частиц на  $\text{см}^2/\text{год}$ ), хотя программой Taras [8] данный пожарный эпизод не отмечен как достоверный (рис. 3).

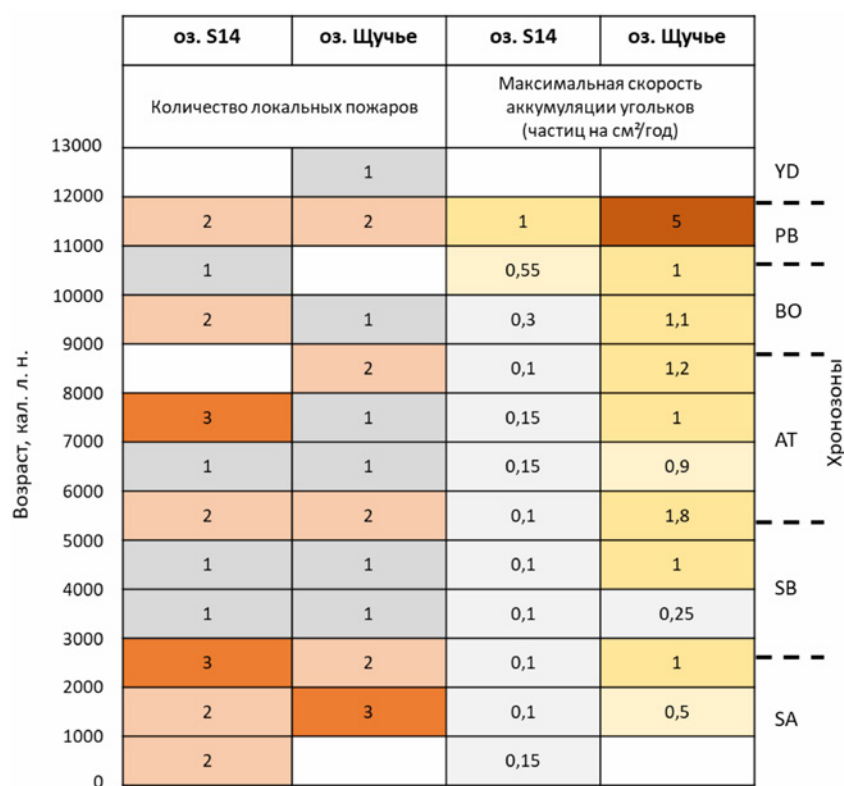
За всю историю формирования озера «Щучье» можно выделить 7 периодов максимальной пирогенной активности: 12200-11250, 10000-9400, 8900-8700, 6100-5600, 5100-4800, 2800-2500, 1300-1100 кал. л. н. (рис. 3). Начиная с конца бореального периода голоцена постепенно снижалась интенсивность

пожаров, достигнув минимальных значений в суббореальном и субатлантическом периодах. Самый длительный безпожарный период произошел с 11250 до 9500 кал. л. н. (конец пребореального – середина бореального периодов голоцена). Скорость аккумуляции частиц макроугольков в это время достигала 0,5 частиц на см<sup>2</sup>/год. Вероятно, накопление частиц угольков могло увеличиваться и за счет вторичного переноса и отложения углистого вещества поверхностно-сточными водами при увеличении количества атмосферных осадков.

Полученные результаты по динамике палеопожаров для озёр «S14» и «Щучье» были сопоставлены друг с другом, с динамикой ландшафтов и с климатическими периодами голоцена (рис. 4), что позволило сделать следующие выводы.

1. В средней и южной тайге Западной Сибири наблюдалась серия интенсивных палеопожаров в период с 11500 до 11250 кал. л. н. При том, что пожары в южной тайге начались раньше (с 12200 кал. л. н.) и носили более мощный и продолжительный характер. Интенсивные пожары северной тайги, наоборот, имели меньшую длительность, мощность и завершились позже, чем пожары южной тайги (до 10400 кал. л. н.) (рис. 3-4). В это время в пределах северной тайги Западной Сибири доминирующую роль в растительном покрове занимали лиственнично-еловые с примесью березы редколесья, а в южной – кустарниковая березовая лесостепь [16]. Высокая интенсивность пожаров 11500-11250 кал. л. н. могла быть связана с иссушением и похолоданием климата в начале пребореала [17], а наличие травяных сообществ в составе растительного покрова могло служить легко воспламеняющимся горючим материалом при возникновении пожаров, что способствовало их распространению в лесах Западной Сибири. Постепенное увлажнение территории во второй половине пребореального периода способствовало снижению пирогенной активности.

2. Единовременная серия пожаров в исследуемом регионе произошла в период с 10000 до 9400 кал. л. н. (бореальный период голоцена). Несмотря на общее увлажнение климата в бореальный период, в это время на территории Западной Сибири наблюдалось кратковременное иссушение [17], что, вероятно, повлияло на интенсификацию лесных пожаров в этот период. В целом, распространение лесного покрова увеличило обилие горючего материала на всей исследуемой территории, что и способствовало интенсификации пожарной активности. В северной тайге в это время преобладали елово-сосново-березовые леса, а в южной – сосново-березовые леса [16]. Масштабное распространение березовых лесов может свидетельствовать об их роли в послепожарных сукцессиях.



**Рис. 4.** Сопоставление данных по количеству и интенсивности палеопожаров в средней (озеро «S14») и южной тайге (озеро «Щучье») Западной Сибири с климатическими периодами голоцена.

3. В пределах средне- и южнотаежной подзон Западной Сибири также отмечены локальные пожарные эпизоды, происходившие в одно и то же время: 11600 (для озера «Щучье» данный пик не отмечен как достоверный), 7800-7750, 5800, 5250-5100, 2800, 2600, 2000-1800, 1100 кал. л. н. Данное совпадение времени пожаров в разных подзонах Западной Сибири показывает более масштабный характер пирогенной активности. Интенсификации пожаров, возможно, могли способствовать сухие климатические условия. В это время наблюдалось снижения годового количества осадков в Западной Сибири [17].

4. Больше всего пожаров в пределах двух участков исследования отмечено в атлантический период голоцена: в средней тайге – 6 палеопожаров, в южной – 6. Однако, они имели незначительную интенсивность горения (рис. 3). Вероятно, влажные условия атлантического периода, реконструируемые для таёжной зоны Западной Сибири, сдерживали распространение пожаров. Кроме того, в субатлантическом периоде голоцена также зафиксировано увеличение количества пожаров: в средней тайге – 5 пожарных эпизодов, в южной – 4. Можно предположить, что на рост числа пожаров мог повлиять и антропогенный фактор в последнее тысячелетие. Однако, для озера «Щучье» отсутствуют данные за последние 1000 кал. л. н. в связи с нехваткой нужного объема образцов. Необходимы дополнительные исследования данного вопроса. А озеро «S14» удалено от основных объектов инфраструктуры и окружено болотными массивами, что опять же способствует минимизации антропогенного влияния.

5. Самый длительный безпожарный период в средней тайге отмечен 9700-7800 кал. л. н. (продолжительностью  $\approx 1900$  кал. л.). Этот период пришелся на время преобладания березовых лесов при значительном участии ели и сосны в составе растительного покрова. Также в это время отмечено общее увлажнение климата территории, что, возможно, могло сдерживать пирогенную активность.

6. Для южной тайги самый длительный безпожарный период произошел 11250-9500 кал. л. н. (продолжительностью  $\approx 1750$  кал. л.). В это время наблюдались довольно сухие и холодные климатические условия с постепенным потеплением и увлажнением климата к середине бореального периода. В растительном покрове преобладали березовые леса.

7. Для участков средней и южной тайги Западной Сибири характерны высокие скорости аккумуляции частиц макроугольков в раннем голоцене с постепенным снижением интенсивности пожаров к настоящему времени. При этом, для южной тайги наблюдается более высокий уровень накопления макроугольков по сравнению со средней тайгой в течение всего голоцена. Это свидетельствует о более мощных пожарах в пределах южной тайги Западной Сибири.

Исследуемая территория бореальной зоны Западной Сибири неоднократно подвергалась воздействию пожаров. Единичность их возникновения в разных регионах Западной Сибири в течение голоцена свидетельствует как о локальном, так и о региональном характере возгораний. Максимальная интенсивность пожаров на двух участках исследования наблюдалась в раннем голоцене, постепенно снижаясь, она достигла минимальных значений к настоящему времени.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе макроуголькового анализа донных отложений озер «S14» и «Щучье» и их радиоуглеродного датирования реконструирована голоценовая история пожаров в средней и южной тайге Западной Сибири. За все время существования озера «S14» (11900 кал. л.) произошло 20 локальных пожарных эпизодов с максимальной интенсивностью пожаров с середины пребореала и до начала бореального периода голоцена (11500-10400 кал. л. н.). Такие интенсивные пожары могли быть связаны с распространением лиственнично-еловых редколесий, служащих горючим материалом для новых очагов пожаров. Сухие и холодные климатические условия также могли повлиять на интенсификацию пожаров. В пределах озера «Щучье» за 12800 кал. л. отмечено 17 локальных пожарных эпизодов с пиком пожарной активности с позднеледниковья и до середины пребореального периода голоцена (12100-11250 кал. л. н.). В это время в пределах южной тайги в растительном покрове преобладала кустарниковая березовая лесостепь. Открытые лесостепные пространства на фоне сухого климата, вероятно, способствовали увеличению пирогенной активности в южной тайге. Отмечены самые длительные безпожарные периоды: в средней тайге – 9700-7800 кал. л. н., а в южной – 11250-9500 кал. л. н.

В средней и южной тайге Западной Сибири одновременно наблюдалась серия пожаров:

11500-11250, 11600, 10000-9400, 7800-7750, 5800, 5250-5100, 2800, 2600, 2000-1800, 1100 кал. л. н.

Приведенные данные указывают как на локальный, так и на региональный характер возгораний. Вероятно, на рост пирогенной активности повлияли сухие климатические условия в данные отрезки времени.

Отмечается зональность в фоновом уровне пожаров с севера на юг (согласно скорости аккумуляции частиц макроугольков): пожары в южной тайге имели более интенсивный характер горения по сравнению со средней тайгой на протяжении всего периода существования изученных объектов.

Для двух участков исследования наблюдается тенденция к уменьшению пожарной активности с раннего голоцена к настоящему времени. Однако, несмотря на снижение интенсивности пожаров, в субатлантическом периоде голоцена отмечено увеличение их частоты, хотя такие пожары имели крайне низкую интенсивность горения. Рост количества пожаров может свидетельствовать как о возможном климатическом влиянии на исследуемую территорию, так и об антропогенном воздействии. Однако, если говорить про среднюю тайгу, то участок исследования удален от основных объектов инфраструктуры, труднодоступен для обнаружения и посещения, что дает основание предполагать, что значительная часть пожаров в голоцене происходила естественным образом и показывает фоновый уровень пожаров для изучаемого объекта. Для озера «Щучье» отсутствуют данные по динамике пожаров за последние 1000 кал. л. н., что не позволяет сделать вывод о непосредственном влиянии антропогенного



фактора на данную территорию к настоящему времени. Необходимы дополнительные исследования данного вопроса.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 23-27-00217.

Авторы благодарны Маартену ван Харденбрук, Лапшиной Елене Дмитриевне, Бляхарчуку Павлу Анатольевичу за помощь в организации и выполнении экспедиционных работ по отбору донных отложений озёр «S14» и «Щучье».

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Bondur V.G., Gordo K.A., Voronova O.S., Zima A.L., Feoktistova N. V. Intense wildfires in Russia over a 22-year period according to satellite data // *Fire*. – 2023. – Т. 6. – №. 3. – P. 99.
2. Лозин Д.В., Лулян Е.А., Балаиов И.В., Барталев С.А. Оценка гибели северных лесов от пожаров в XXI веке на основе анализа данных прибора MODIS об интенсивности горения // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. – 2023. – Т. 20. – №. 2. – С. 292-301.
3. Kharyutkina E., Moraru E., Pustovalov K., Loginov S. Lightning-Ignited Wildfires and Associated Meteorological Conditions in Western Siberia for 2016–2021 // *Atmosphere*. – 2024. – Т. 15. – №. 1. – С. 106.
4. Шерстюков Б.Г., Шерстюков А.Б. Оценки тенденций усиления лесных пожаров в России до конца XXI в. по данным сценарных экспериментов климатических моделей пятого поколения // *Метеорология и гидрология*. – 2014. – №. 5. – С. 17-30.
5. Mooney S. D., Tinner W. *The analysis of charcoal in peat and organic sediments*. – 2010.
6. Marlon J. R. *What the past can say about the present and future of fire* // *Quaternary Research*. – 2020. – Т. 96. – P. 66-87.
7. Higuera P. *CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis*. Bozeman: MT, Montana State University. 2009. 27 p.
8. Finsinger W., Bonnici I. *Tapas: an R package to perform trend and peaks analysis*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.6344463>. – 2022.
9. Исаченко А.Г. Западная Сибирь как объект историко-географического изучения и описания // *Известия Русского географического общества*. 2014. Т. 146. № 1. С. 3–20
10. Пупышева М.А., Бляхарчук Т.А. Реконструкция голоценовой истории палеопожаров в среднетаежной подзоне Западной Сибири по данным макроуголькового анализа озерных отложений // *Геосферные исследования*. – 2024. – № 1. – С. 135-151. – DOI 10.17223/25421379/30/8.
11. Dyukarev E., Zarov E., Alekseychik P., Nijp J., Filippova N., Mammarella I., Filippov I., Bleuten W., Khoroshavin V., Ganasevich G., Meshcheryakova A., Vesala T., Lapshina E. *The Multiscale Monitoring of Peatland Ecosystem Carbon Cycling in the Middle Taiga Zone of Western Siberia: The Mukhrino Bog Case Study* // *Land*. 2021. V. 10. № 8. P. 824.
12. Косова Л. С., Филандышева Л. Б., Бондаренко Е. С. Анализ туристских возможностей и продвижения регионального туристского продукта Томской области // *Вестник Кемеровского государственного университета*. – 2015. – №. 2-7 (62). – С. 101-106.
13. Лапшина Е.Д. *Флора болот юго-востока Западной Сибири*. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. – 296 с.
14. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process // *Bayesian Analysis*. – 2011. – Vol. 6. – P. 457–474.
15. R Core Team R: a language and environment for statistical computing [Электронный ресурс]: R foundation for statistical computing. – 2020. – Vienna. – URL: [www.r-project.org/index.html](http://www.r-project.org/index.html) (дата обращения: 21.03.2024).
16. Бляхарчук Т.А., Пупышева М.А., Бляхарчук П.А. Палеореконструкции изменений растительности, климата и пожаров в Западной Сибири в позднеледниковое и голоценовое время по данным палеоэкологических исследований донных отложений озера Щучье. Закономерности эволюции и биоистратиграфии. *Материалы LXX сессии Палеонтологического общества*. СПб – 2024. – С. 180 – 182.
17. Архипов С.А., Волкова В.С. *Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири*. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН. 1994. 105 с.

# Прогноз биоразнообразия лесных насаждений при изменении климата

<sup>1</sup> Тебенкова Д.Н., <sup>1</sup> Лукина Н.В., <sup>1,2</sup> Чумаченко С.И., <sup>1,3</sup> Шанин В.Н., <sup>3</sup> Фролов П.В.,  
<sup>3</sup> Быховец С.С., <sup>4</sup> Ханина Л.Г., <sup>1,2</sup> Колычева А.А.

<sup>1</sup> Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Мытищинский филиал Московского государственного технического университета имени Н.Э. Баумана, Мытищи, Россия

<sup>3</sup> Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия

<sup>4</sup> Институт математических проблем биологии РАН, Пущино, Россия

E-mail: tebenkova.dn@gmail.com

Биоразнообразие принято считать провайдером экосистемных услуг (ТЕЕВ, 2010, Лукина, 2023). Оно обеспечивает реализацию фундаментальных экосистемных процессов – взаимодействий между биотическими и абиотическими элементами экосистем, лежащих в основе потоков информации, энергии и вещества (Puydarieux, Beyou, 2017), таких как, например, продуцирование биомассы, разложение подстилки, функционирование циклов элементов питания и др. В свою очередь экосистемные процессы формируют экосистемные функции – совокупность физических, биологических, химических и иных экосистемных процессов, которые поддерживают целостность и сохранение экосистем (Ansink et al., 2008). Когда в этой системе появляется человек, получающий выгоды от экосистем, можно говорить об экосистемных услугах (Millennium Ecosystem Assessment, 2005). Таким образом взаимодействие биотических и абиотических компонентов определяет качество, количество и стабильность предоставления экосистемных услуг и основывается на биоразнообразии во всех его проявлениях.

С одной стороны, изменения климата влияют на биоразнообразие, с другой стороны, именно биоразнообразие лежит в основе механизмов адаптации лесов и общества к изменениям климата (Лукина, 2020). В связи с этим возникает потребность в анализе изменения биоразнообразия древесной растительности лесов под действием изменения климата для разработки эффективных мер по адаптации к нему. Относительную чувствительность биоразнообразия лесных экосистем к изменениям можно оценить с использованием методов математического моделирования.

Коллективом авторов настоящей публикации разработан модуль интеграции моделей RUFLOSS (Свидетельство №2020666245, Чумаченко и др., 2020), который объединяет в единую систему Динамическую модель древостоя FORRUS-S (Chumachenko et al., 2003), Модель динамики органического вещества почвы Romul\_Hum (Komarov et al., 2017, Chertov et al., 2017a,b), Статистический генератор почвенного климата SCLISS (Bykhovets, Komarov, 2002) и Модель BioCalc (Ханина и др., 2006; Khanina et al., 2007, 2014). FORRUS-S передает в Romul\_Hum данные о количестве растительного опада, а также данные о составе древесного яруса – в модель SCLISS. Модель SCLISS использует данные о видовом составе и густоте древостоя для конверсии метеорологических данных в показатели почвенного климата, влияющие, в свою очередь, на коэффициенты скоростей разложения растительного опада в модели Romul\_Hum, что позволяет динамически оценивать влияние изменений в структуре древесной растительности на условия под пологом. Помимо данных об аккумуляции углерода в почвенных горизонтах и эмиссии углекислого газа, модель Romul\_Hum позволяет рассчитать запасы углерода и азота в пулах органического вещества почвы, включая доступный для растений минеральный азот, что обеспечивает механизм обратной связи между характеристиками почвы и продуктивностью древостоев, регулируемой через класс трофности местообитания в модели FORRUS-S. Таксационные характеристики древостоев (видовой состав, запас валежа), освещенность на уровне почвы и характеристики трофности местообитания (запасы азота и углерода в почвенных пулах органического вещества, количество азота в доступных для растений формах) служат входными данными для модели BioCalc, которая на их основе оценивает биологическое разнообразие – соотношение видов разных эколого-ценотических группировок (далее – ЭЦГ) в напочвенном покрове и ранг видового разнообразия растительности.

Цель работы – дать прогнозную оценку изменения показателей биоразнообразия в лесах основных климатических зон Российской Федерации при различных сценариях изменения климата с использованием модуля интеграции моделей RUFLOSS.

В качестве объектов исследования выбраны три лесных участка: 1) Данковское участковое лесничество Московской области (далее – лесные участки Московской обл.). Площадь 6,8 тыс. га; породный состав 4Б3С2Ос1Е+Д+ЛП+Олч; средний возраст – 53 года, полнота – 0,8. 2) Отдельные части Староустинского участкового лесничества Воскресенского районного лесничества Нижегородской области (далее – лесные участки Нижегородской обл.). Площадь 8,5 тыс. га; породный состав 6С2Б1Ос1Е+Д+ЛП; средний возраст – 62 года, полнота – 0,67. 3) Отдельные части участковых лесничеств Крошнозерское и Святозерское Пряжинского лесничества Республики Карелия (далее лесные участки Республики Карелия). Площадь 16,8 тыс. га; породный состав 5Б2Е2С1Ос+Олс; средний возраст – 60 лет, полнота – 0,69.

Вычислительный эксперимент проведен на срок 100 лет с применением трех эмиссионных сценариев, приведенными в 5-м Оценочном докладе МГЭИК: RCP4.5 («умеренный»), RCP6.0 («промежуточный») и RCP8.5 («экстремальный»). Контроль – стационарный климат. Лесохозяйственная деятельность в эксперименте исключалась.

Проведена оценка изменения видового (породный состав древостоев) и структурного (онтогенетическая структура, количество валежа) биоразнообразия в зависимости от сценария изменения климата.

Результаты моделирования показали, что изменение среднего запаса древостоя для всех трех объектов независимо от климатического сценария носит одинаковый характер. В первую половину анализируемого периода средний запас на гектар увеличивается, достигая максимальных значений для лесных участков в Московской обл. на 45-й год моделирования, для лесных участков в Нижегородской обл. – на 65-й год, для лесных участков в Карелии – к 70-му году моделирования. Во вторую половину анализируемого периода запас снижается. Это объясняется относительно небольшим возрастом лесных насаждений на начало моделирования – около 60 лет. К 50-му (70-му) шагу моделирования древостой достигает возраста зрелости и даже переходит в перестойное состояние, где прирост сокращается и увеличивается естественный отпад. Климатические изменения способствуют небольшому уменьшению запаса древостоев после пятидесятилетнего шага моделирования для всех объектов. При этом изменения при сценариях RCP 4.5 и RCP 6.0 мало отличаются. Наибольшие сокращения отмечаются для экстремального сценария. Так различия в запасах при контроле и при сценарии RCP 8.5 на конец моделирования составляют 8.0%, 7.9% и 9.5% для лесных участков в Московской обл., Нижегородской обл. и в Карелии соответственно.

При стационарном климате запас валежа со временем растет, но для объектов достигает максимума в разное время. В Московской обл. запас планомерно растет до 65–70-го шага моделирования, в Нижегородской обл. – до 45-го шага, далее значения запасов выходят на относительно стабильный уровень в пределах 26–27 и 16–20 т га<sup>-1</sup>. В Карелии в насаждениях активно накапливают валеж на протяжении всего столетнего периода, достигая значений 28.8 т га<sup>-1</sup>. По сравнению с результатами при стационарном климате, запас валежа, в зависимости от объекта и климатического сценария, был ниже на 20–40% за счет ускорения разложения на фоне снижения объемов поступления мертвой древесины.

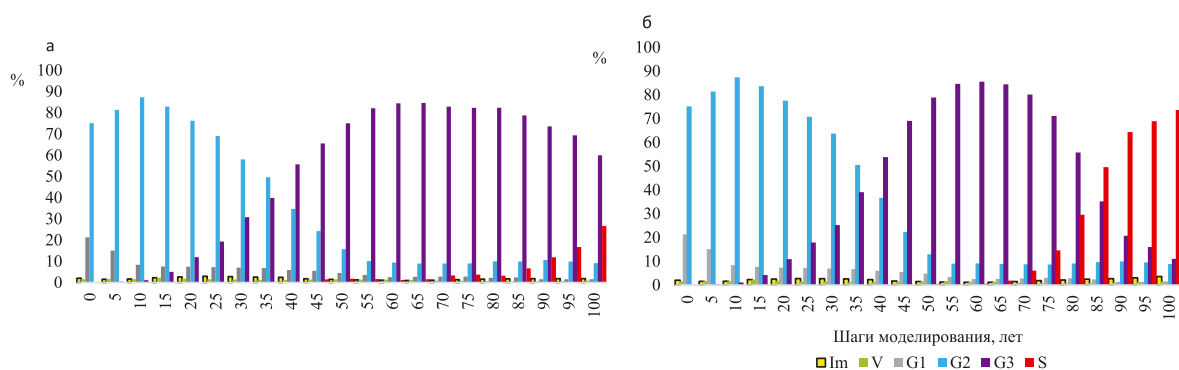
Видовой состав насаждений как при стационарном климате, так и при сценариях изменения климата закономерно меняется в ходе сукцессионных процессов. При этом изменение климата практически не повлияло на видовой состав насаждений. На участках в Московской области в составе насаждений появляется дуб, доли ели и липы увеличиваются в два раза. При длительном отсутствии воздействия формируется сукцессионный ряд сначала смешанных лесов с сосной, березой, елью, осинкой и др. неморально-бореально-нотравных, а затем полидоминантных широколиственных лесов с елью неморально-нотравных. Для лесных участков в Нижегородской обл. при экстремальном сценарии изменения климата доля ели по сравнению с контролем, ниже на 1–1.5%, за счет увеличения доли сосны на те же значения. Здесь при длительном отсутствии нарушений формируются сукцессионные ряды из смешанных сосняков, березняков и осинников с дубом, липой и елью неморально-бореальных, формирующих на заключительных стадиях липово-еловые бореально-неморальные сообщества. Для лесных участков в Карелии со временем в составе насаждений увеличивается доля ели за счет уменьшения доли березы. При длительном отсутствии воздействий формируется сукцессионный ряд из сосняков, березняков и осинников бореально-кустарничковых и бореально-мелкотравных. На заключительной стадии сукцессии преобладают ельники бореально-зеленомошные и бореально-кустарничковые. Изменение климата незначительно повлияло на долю запаса ели. В контроле, по сравнению со сценарием RCP 8.5, на конец моделирования доля ели выше на 5%.

Изменение климата повлияло на время прохождения онтогенетических стадий основных лесобразующих пород европейской части России. Например, для объектов в Московской области для сосны переход из старого генеративного состояния в сенильное в экстремальном сценарии изменения климата происходит быстрее на 15–20 лет, чем в контроле (рис. 1).

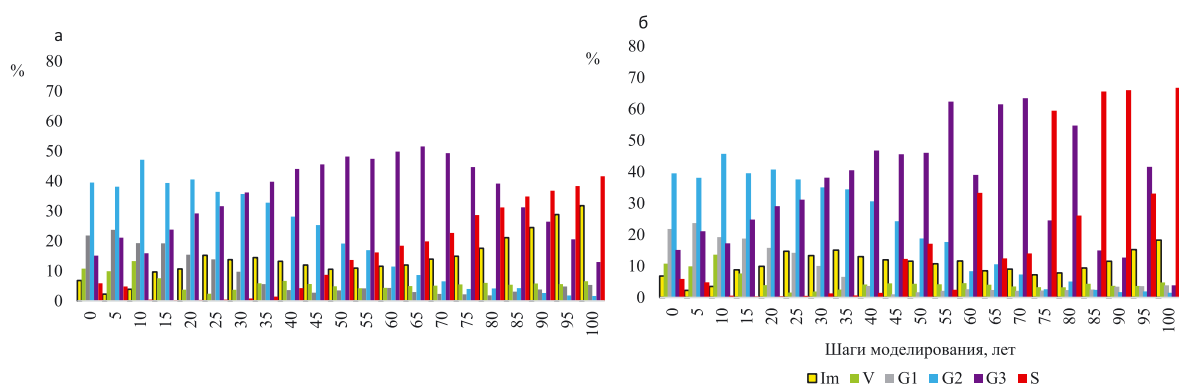
Для объекта в Нижегородской области, начиная с 50-го года от начала моделирования, динамика изменений онтогенетических стадий характеризуется увеличением доли древостоев с преобладанием сенильных особей сосны и старых генеративных особей березы, по сравнению с контролем (рис. 2);

Для объектов в Республике Карелия, в отличие от контроля, при экстремальном сценарии изменения климата в еловых лесах большая площадь занята зрелыми генеративными деревьями; на пятидесятом году от начала периода моделирования наблюдается увеличение площади под иматурными особями, которое связано с уменьшением площади, занятой генеративными деревьями.

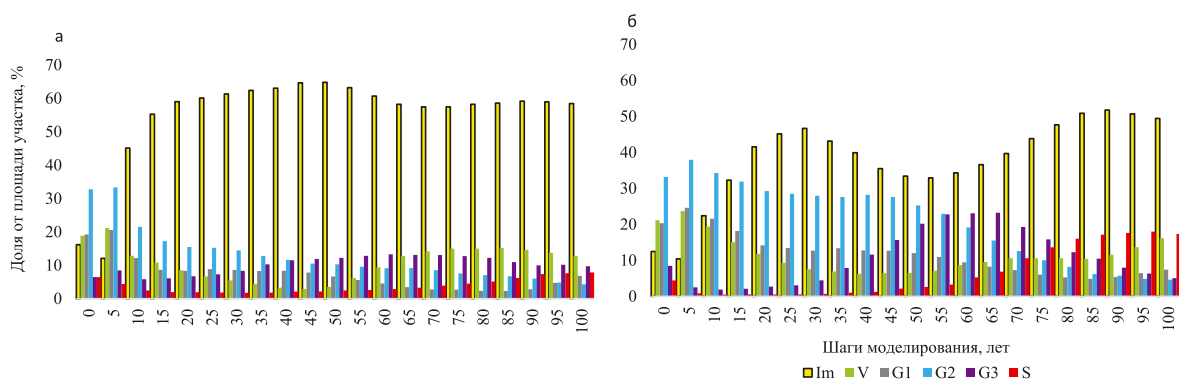
Результаты оценки балла биоразнообразия с использованием программы BioCalc показали, что на 75-м году моделирования балл биоразнообразия резко увеличивается на 0,15–0,20 единиц как в контроле, так и при изменении климата. При изменении климата после 70 лет балл биоразнообразия выше, чем в контроле. На конец моделируемого периода балл биоразнообразия при самом жестком сценарии на 0.07 единицы выше, чем в контроле. Согласно алгоритмам BioCalc, балл биоразнообразия для каждого выдела определяется доминантом древостоя и доминирующей ЭЦГ. Предикторами для ЭЦГ на



**Рис. 1.** Прогноз онтогенетической структуры популяций *Pinus sylvestris* для стационарного климата (а) и сценария RCP 8.5 (б) на территории лесных участков Московской обл. Онтогенетические состояния особей: *im* – имматурное, *v* – виргинильное, *g1* – молодое генеративное, *g2* – зрелое генеративное, *g3* – старое генеративное, *s* – сенильное.



**Рис. 2.** Прогноз онтогенетической структуры популяций *Betula pendula* для стационарного климата (а) и сценария RCP 8.5 (б) на лесных участках Нижегородской обл. Расшифровку легенды см. рис. 1.



**Рис. 3.** Прогноз онтогенетической структуры популяций *Betula pendula* для стационарного климата (а) и сценария RCP 8.5 (б) на лесных участках Нижегородской обл. Расшифровку легенды см. рис. 1.

выделе являются: освещенность под пологом, доминант древостоя, запас валежа разных стадий разложения. Поэтому балл биоразнообразия возрастает за счет частичной смены сосново-мелколиственных древостоев елово-широколиственными.

Таким образом, в работе показано, что климат влияет на все анализируемые показатели биоразнообразия, кроме видового состава. Отчасти это связано с тем, что представленная система моделей имитируют изменение популяции на основе демографии видов, а не нишевые изменения, связанные с оценкой экологических оптимумов произрастания видов и с тем, что в работе не моделировались катастрофические явления, например, пожары, ветровалы, вспышки дендрофагов. К тому же период моделирования в сто лет недостаточен для смены долгоживущих организмов, к которым относятся деревья.

Работа выполнена в рамках молодежной лаборатории ЦЭПЛ РАН «Климаторегулирующие функции и биоразнообразие лесов» (регистрационный номер 122111500023-6).



## ЛИТЕРАТУРА:

1. Лукина, Н.В., Барталев, С.А., Гераськина, А.П., Плотникова, А.С., Горнов, А.В., Ершов, Д.В., Гаврилюк, Е.А., Кузнецова, А.И., Шевченко, Н.Е., Тихонова, Е.В., Данилова, М.А., Тебенькова, Д.Н., Смирнов, В.Э., Ручинская, Е.В. Роль старовозрастных лесов в аккумуляции и хранении углерода. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. 2023;87(4):536–557.
2. Лукина, Н. В., Гераськина, А.П., Горнов, А.В., Шевченко, Н.Е., Куприн, А.В., Чернов Т.И., Чумаченко, С.И., Кузнецова, А.И., Тебенькова, Д.Н., Горнова, М.В. Биоразнообразие и климаторегулирующие функции лесов: актуальные вопросы и перспективы исследований // *Вопросы лесной науки*. 2020. Т. 3. №. 4. С. 1-90.
3. Ханина, Л. Г. Бобровский, М. В., Комаров, А. С., Михайлов, А. В., Быховец, С. С., Лукьянов, А. М. Моделирование динамики разнообразия лесного напочвенного покрова // *Лесоведение*. 2006. №. 1. С. 70-80.
4. Ansink, E., Hein, L., Hasund, K. P. To value functions or services? An analysis of ecosystem valuation approaches // *Environmental Values*. 2008. Vol. 17. № 4. pp. 489-503. Bykhovets, S.S., Komarov, A.S., 2002. A simple statistical model of soil climate with a monthly step. *Euras. Soil Sci.* 35 (4), 392–400.
5. Chertov, O., Komarov, A., Shaw, C., Bykhovets, S., Frolov, P., Shanin, V., Grabarnik, P., Pripulina, I., Zubkova, E., Shashkov, M., 2017a. Romul\_Hum – A model of soil organic matter formation coupling with soil biota activity. II. Parameterisation of the soil food web biota activity. *Ecol. Model.* 345, 125–139.
6. Chertov, O., Shaw, C., Shashkov, M., Komarov, A., Bykhovets, S., Shanin, V., Grabarnik, P., Frolov, P., Kalinina, O., Pripulina, I., Zubkova, E., 2017b. Romul\_Hum model of soil organic matter formation coupled with soil biota activity. III. Parameterisation of earthworm activity. *Ecol. Model.* 345, 140–149.
7. Chumachenko, S.I., Korotkov, V.N., Palenova, M.M., Politov, D.V., 2003. Simulation modeling of long-term stand dynamics at different scenarios of forest management for coniferous-broad-leaved forests. *Ecol. Model.* 170 (2–3), 345–362.
8. Khanina, L. Modeling dynamics of forest ground vegetation diversity under different forest management regimes / L. Khanina, M. Bobrovsky, A. Komarov et al. // *Forest Ecology and Management*. 2007. Vol. 248. P.80–94.
9. Khanina, L.G. Model predictions of effects of different climate change scenarios on species diversity with or without management intervention, repeated thinning, for a site in Central European Russia. In.: *Nitrogen Deposition, Critical Loads and Biodiversity* / L.G. Khanina, M.V. Bobrovsky, A.S. Komarov et al. Springer. 2014. P. 173–182. Komarov, A., Chertov, O., Bykhovets, S., Shaw, C., Nadporozhskaya, M., Frolov, P., Shashkov, M., Shanin, V., Grabarnik, P., Pripulina, I., Zubkova, E., 2017. Romul\_Hum model of soil organic matter formation coupled with soil biota activity. I. Problem formulation, model description, and testing. *Ecol. Model.* 345, 113–124.
10. Millennium Ecosystem Assessment. *Ecosystems and Human Wellbeing: Synthesis*. Washington, DC: Island Press. 2005. (URL: <http://www.millenniumassessment.org/en/Reports.aspx#>) (дата обращения 30.06.2024)
11. Puydarieux, P., Beyou, W. *Evaluation française des écosystèmes et des services écosystémiques – cadre conceptuel*. Ministère de l'Environnement & Fondation pour la Recherche sur la Biodiversité. 2017. URL: <https://www.ecologique-solidaire.gouv.fr/sites/default/files/Thema%20-%20Efese%20-%20Le%20cadre%20conceptuel.pdf> (дата обращения 30.06.2024) *The Economics of Ecosystems and Biodiversity: Mainstreaming the Economics of Nature. A synthesis of the approach, conclusions and recommendations of TEEB*. Malta: Progress Press. 2010. 49 p.

# Термокарст как фактор, определяющий экологический режим формирования первичной растительности на моренном комплексе ледника Большой Актру (Северо-Чуйский центр оледенения, Русский Алтай)

Тимошок Е.Н., Тимошок Е.Е., Райская Ю.Г.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: ten80@mail.ru

В современный период глобального потепления климата сокращение площади и объема ледников отмечено во всех горных системах Западной и Восточной Европы, Азии и Северной и Южной Америки [Barry, 2006], в том числе – и в Горном Алтае (2.Narozhny Y., Zemtsov V., 2013). Отступающие ледники оставляют за собой обширные ледниковые форленды – моренные комплексы, сложенные переработанными ледниками горными породами. Изучение формирования первичной растительности на освободившихся ото льда территориях, к настоящему времени, охватило большую часть горных систем Земли: Альпы [Lüdi, 1945; Zollitsch, 1969; Burga et al., 2010 и др.], горы Скандинавии [Stork, 1963; Elven, 1978; Matthews, Whittaker, 1987 и др.], Северной Америки [Cooper, 1939; Birks, 1980; Jones, del Moral, 2005 и др.], Азии [Тишков, 2007, Вяткина и др., 2007, Тимошок и др., 2003, 2020, 2022 и др.]

Моренный комплекс малой ледниковой эпохи долинного ледника Большой Актру является составной частью обширного комплекса разновозрастных морен горно-ледникового бассейна Актру, расположенного в самой возвышенной части Северо-Чуйского центра оледенения (Русский Алтай). Современный моренный комплекс этого ледника сформировался при его сокращении после окончания малой ледниковой эпохи, датируемой для Алтая серединой XIX в. (Окишев, Адаменко, Нарожный, 2000, Окишев, 2011). С середины XIX в. по 1960-е годы Большой Актру отступил от конечно-моренного вала на 460 м, после чего распался на два отдельных ледника – Правый и Левый Актру (Тронов, 1973). Многолетние исследования М.А. Душкина (1965) показали, что важной особенностью современного моренного комплекса ледника Большой Актру, расположенного на высотах 2370–2450 м над у.м., являются очень большие (до 30 м в высоту) моренные холмы, сформировавшиеся при неравномерном сокращении ледника в период между 1850 и 196 годами, сохранившимися мощными толщами мертвого льда – остатками ледника, утратившими связь с областью питания и прекратившими движение. Ледяные ядра оказывают охлаждающее воздействие на моренный чехол, сложенный, преимущественно грубообломочным моренным материалом. Мощность моренного чехла колеблется от 20–30 см до нескольких метров. Вытаивание мертвого льда из ледниковых ядер приводит к формированию термокарстовых воронок – чашеобразных углублений разного размера на поверхности моренных холмов. Глубина и размеры воронок значительно различаются: их глубина колеблется от 20 до 50 см, а диаметр – от 1 до 5 метров. Размер воронок, вероятно, во многом определяется их возрастом. Так, термокарстовые воронки, расположенные вблизи от конечно-моренного вала середины XIX в., имеют значительно большие размеры, чем таковые на вершинах и склонах моренных холмов, сформировавшихся в более позднее время.

Формирование первичной растительности на моренных холмах ледника Большой Актру проходит в условиях сурового высокогорного климата, при средней многолетней годовой температуре  $-7^{\circ}\text{C}$ , средней многолетней температуре июня-августа  $+7,1^{\circ}\text{C}$  (Ледники Актру., 1987, Севастьянов, 1998), при высоких суточных амплитудах летних температур, достигающих  $15-20^{\circ}\text{C}$ . Даже в самом теплом летнем месяце – июле, ночью температуры могут понижаться до  $-4^{\circ}\text{C}$ , днем повышаться до  $+15^{\circ}\text{C}$ . Вследствие сильного метелевого переноса, обусловленного режимом ветров бассейна, включающего, помимо обычных ветров, постоянные долинныя ветры, дующие днем из долины р. Актру к осевой части хребта, а ночью – горные ветры, направленные с ледников в долину, вершины моренных холмов зимой практически лишены снега, почти полностью сносящегося в понижения между моренными холмами. Несмотря на существенное потепление и увеличение средней многолетней температуры на  $+2,2...2,6^{\circ}\text{C}$ , произошедшее с 1963 года, по данным ближайших метеостанций (Харламова, 2013), климат моренного комплекса ледника Большой Актру остается суровым и сильно замедляет формирование первичной растительности.

Вместе с тем, высоких летних температур на участках со сравнительно небольшой мощностью моренного чехла покрывающего ледяных ядра, расположенных на вершинах и склонах моренных холмов, оказывается достаточно для расплавления верхней части мертвого льда, что приводит к проседанию моренного материала и формированию воронок – термокарстовому процессу. Характерными особенностями формирования термокарстовых воронок в условиях высоко поднятых над долиной р. Актру моренных холмов ледника Большой Актру являются их сравнительно небольшие размеры, отсутствие заболачивания и термокарстовых озерц.

Термокарстовый процесс, в свою очередь, обуславливает формирование мезонижений рельефа с резко отличным от прилегающих участков микроклиматом и экологическим режимом. Внутренняя часть сформировавшихся термокарстовых воронок менее подвержена воздействию зимних и летних ветров; она становится накопителем переносимых ветром частиц мелкозема в летнее время и снега в зимний период. В результате ветровой перенос мелкозема приводит к его накоплению в этих воронках, вследствие чего в них формируется тонкий слой мелкозема, более доступного для колонизации растениями. В малоснежный зимний период, характерный для горно-ледникового бассейна Актру, снег сдувается со всех участков плоских вершин и повышенных участков склонов моренных холмов в термокарстовые воронки, что приводит к формированию в них снежного слоя, достаточного для защиты семян, молодых и, до какой-то степени, взрослых растений от низких температур на протяжении долгой зимы, а также – от поедания животными. Огромное экологическое значение имеет то, что наличие снежного покрова и заглубленность дна воронок защищает заселившиеся растения от абразивного воздействия переметаемых мелких частиц льда и песка, иссушения надземных побегов и почек ветром и их растрескивания. Снежный покров в воронках так же снижает глубину промерзания моренного субстрата, обеспечивая сохранность корневых систем растений, способствуя этим их выживанию, защищает растения от осенних, весенних и раннелетних заморозков, а весеннее таяние накопившегося в воронке снега обеспечивает повышенное увлажнение, необходимое в весенний период растениям. Таяние окружающих воронки участков мертвого льда, ведущее к постоянному увеличению размеров воронок, кроме того, обеспечивает улучшенное увлажнение субстрата внутри воронок на протяжении теплого периода года в период роста, развития и увеличения размеров заселившихся растений.

Таким образом формирование термокарстовых воронок на поверхности моренных холмов ледника Большой Актру приводит к возникновению микроместообитаний, экологический режим которых резко отличается от такового на окружающих их повышенных участках на вершинах и склонах моренных холмов. Напряженность негативно влияющих на растения абиотических (влияние ветров, низких зимних температур, невысокий уровень зимних осадков) и биотических (поедание побегов молодых растений) экологических факторов в термокарстовых воронках значительно снижается, а накопление мелкозема и более высокий уровень увлажнения создает более оптимальные условия для прорастания семян и выживания молодых особей сосудистых растений, а так же листостебельных мхов на всех стадиях онтогенеза от споры до взрослого растения. Вместе с тем имеет место пространственная ограниченность данного режима – после заполнения воронок снегом дальнейшего снегонакопления не происходит, а надземные побеги растений, находящиеся выше края воронок оказываются подвержены негативному воздействию зимних ветров и низких температур, истиранию переносимыми ветром частицами и повреждению почек растений, обуславливающих их развитие в летний период. В результате этого в термокарстовых воронках создаются благоприятные условия только для невысоких стелющихся кустарничков и кустарников в стелющейся форме.

Наиболее детально нами исследованы особенности развития первичной растительности в современных, сравнительно небольших термокарстовых воронках, и на окружающих их повышенных поверхностях, на вершинах и склонах моренных холмов ледника Большой Актру, расположенных в 500-750 м от современного языка ледника Левый Актру. Обследованные воронки сравнительно невелики по размерам. Они имеют глубину меньше 0,5 м и диаметр до 5 м. Формирующиеся в воронках сложные растительные группировки в значительной степени отличаются по видовому составу сосудистых растений и мхов, а также – жизненных форм растений от первичных группировок, формирование которых протекает на открытых повышенных участках вершин моренных холмов.

На вершинах моренных холмов нами обнаружено 68 видов сосудистых растений, наибольшее значение в сложении первичной растительности имеют 39 видов, травы, кустарники и кустарнички. Здесь отмечено 11 видов мхов, 5 из них имеют основное значение и 5 видов напочвенных лишайников. Для повышенных плоских участков вершин холмов, сложенных, преимущественно грубообломочным моренным субстратом, характерно разрастание напочвенных лишайников (преимущественно *Stereocaulon alpinum* и *Vulpicida tilesii*), пятна которых покрывают около 10% поверхности. Многолетние травы формируют здесь отдельные простые, и, крайне редко, сложные группировки в составе которых наиболее обычны многолетние травы *Dracocephalum imberbe*, *Chamaenerion latifolium* и *Castilleja pallida*. Для термокарстовых воронок характерно развитие сложных растительных группировок, с преобладанием кустарничковых (*Salix berberifolia*, *S. vestita*) и кустарниковых ив (*Salix glauca*, *S. saposhnikovii*). При этом кустарниковые ивы, в силу пространственных ограничений воронок, влияния низких зимних температур и постоянных зимних ветров превышает высоты их бортов, выживают только в стелющейся форме; их высота не выше глубины воронки. Под пологом ив, благодаря повышенному увлажнению, разрастаются небольшие куртинки мхов (преимущественно *Distichium capillaceum*, *Ditrichum flexicaule* и *Tortella inclinata*). Такие ивово-моховые растительные группировки разрознены и невелики по размерам. Вне термокарстовых воронок на повышенных участках вершин моренных холмов кустарники и кустарнички отсутствуют, что указывает на значительные отличия экологических режимов. В пределах воронок травы, кустарники и кустарнички цветут и плодоносят, то есть полностью проходят жизненный цикл в этих условиях, что говорит об успешном захвате местообитаний этими растениями.

На склонах моренных холмов ледника Большой Актру в составе первичной растительности отмечено 72 вида сосудистых растений: 43 – травы, 24 – кустарники и кустарнички, 5 – деревья; 18 видов мхов и 5 видов напочвенных лишайников. Наиболее важную роль в сложении растительности играют 46 видов, среди которых – 28 – травы, 11 – кустарники и 7 – кустарнички. Как и на вершинах холмов, более благоприятный для колонизации растениями экологический режим, создается в термокарстовых воронках, хотя различия здесь не столь велики, так как склоны холмов разной ориентации, обеспечивают определенную защиту заселяющихся растений от постоянных ветров. Для первичной растительности склонов моренных холмов, сложенных как грубообломочным, так и мелкообломочным субстратом, характерно наличие простых и сложных группировок многолетних трав, в первую очередь *Chamaenerion latifolium*, *Castilleja pallida* и *Dracocephalum imberbe*. Значительную роль в ее сложении здесь играет стелющийся шпалерный кустарник *Dryas oxyodonta* и два вида напочвенных лишайников *Stereocaulon alpinum* и *Vulpicida tilesii*. Однако сложные растительные группировки, включающие помимо трав кустарнички, кустарники и мхи, встречаются на склонах холмов только в термокарстовых воронках. Наиболее обычными ивами здесь являются кустарники *Salix glauca*, *S. saposhnikovii* и кустарнички *Salix berberifolia*, *S. rectijulis*.

Таким образом в этой части моренного комплекса, вне термокарстовых воронок, на вершинах моренных холмов могут выживать лишь лишайники и простые и сложные группировки многолетних трав, на склонах к ним добавляются пятна дриады. Существование ивово-разнотравно-моховых группировок здесь возможно только в термокарстовых воронках. Вне термокарстовых воронок проективное покрытие растений не превышает 10-15%, реже – 20%, в термокарстовых воронках оно может быть больше, а сама первичная растительность значительно более развита.

Как показали наши 15-летние наблюдения формирование термокарстовых воронок на вершинах и склонах моренных холмов оказывает большое влияние на успешность заселения растений и формирование первичной растительности на моренном комплексе долинного ледника Большой Актру. Экологические режимы в термокарстовых воронках и на повышенных участках моренных холмов значительно различаются. С повышенных участков холмов, как на их вершинах, так и на склонах, снег сдувается почти полностью. В воронках в зимний период накапливается значительный слой снега. Снеговой покров защищает семена и молодые особи заселившихся растений от низких температур в течение длинной зимы, предотвращает промерзание моренного субстрата, обеспечивая сохранность корневых систем, способствуя тем самым выживанию растений. Кроме того, воронки предоставляют естественную защиту от иссушающих зимних ветров, весенних, раннелетних и осенних заморозков и от абразивного воздействия переметаемых мелких частиц льда и песка. На высоких моренных холмах ледника Большой Актру только в термокарстовых воронках проективное покрытие растений превышает 50% и формируются компактные заросли кустарничковых и кустарниковых ив с моховым ярусом под ними, а также – участки, заселенные многолетними травами, в то время как вне термокарстовых воронок проективное покрытие растений не превышает 20% в небольших понижениях рельефа и 5-7% на повышенных участках; заселение кустарников здесь возможно только в воронках, реже – в мезопонижениях между крупными камнями.

Таким образом, на моренном комплексе ледника Большой Актру термокарст является важным благоприятным экологическим фактором, способствующим не только заселению растений, но также, обеспечивающим их выживание в зимний период, что создает возможность устойчивого захвата растениями связанных с термокарстовыми воронками местообитаний. В жестких экологических условиях моренных холмов ледника Большой Актру, расположенных на высоте подгольцового пояса, выше верхней границы лесного пояса Северо-Чуйского хребта, термокарст вносит значительный вклад в развитие первичной растительности. Жесткость условий за пределами термокарстовых воронок, обусловленная охлаждающим действием мертвого льда, морозами, зимними ветрами и связанным с их влиянием режимом нарушений в значительной степени замедляет развитие первичной растительности – первичной сукцессии, направленной здесь на формирование тундровых и лесотундровых растительных сообществ. Пионерная стадия сукцессии, для которой характерно заселение открытых поверхностей форлендов, освободившихся ото льда, неприхотливыми пионерными растениями, прежде всего многолетними травами и листостебельными мхами, а позже – кустарниковыми и кустарничковыми ивами, и первичное накопление питательных веществ в минеральном моренном субстрате за счет разложения опада занимает в условиях моренного комплекса Большого Актру значительно большее время. Так, в верхней части лесного пояса, на моренах ледника Малый Актру, эта стадия занимает около 40 лет (Тимошок, 2020), в то же время здесь, на моренах ледников Левый и Большой Актру продолжительность этой стадии вне термокарстовых воронок и крупных котловин между моренными валами, может составлять более 100-120 лет. Вторая стадия первичной сукцессии, характеризующаяся увеличением сложности первичной растительности, появлением многоярусных сложных микроценозов, увеличением проективного покрытия и биомассы растений, интенсификацией накопления питательных веществ на моренах ледника Большой Актру развивается только в местообитаниях со слабым уровнем ежегодных нарушений, характеризующихся наличием защиты от ветров и повышенным снегонакоплением в зимний период, в условиях сформировавшихся здесь термокарстовых воронок.



В целом процесс развития первичной растительности на значительной части моренного комплекса ледника Большой Актру – моренных холмах с сохранившимся мощным ледяным ядром, в значительной степени обусловлен термокарстовыми процессами, вследствие которых создаются местообитания с благоприятным для формирования первичной растительности экологическими условиями.

*Исследование было поддержано Министерством науки и высшего образования Российской Федерации (госзадание ИМКЭС СО РАН, регистрационный номер проекта 121031300226-5, FWRG-2021-0003).*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Вяткина М. П., Казаков Н. В., Муравьев Я. Д. Динамика растительности и почв в долине ледника Бильченок после дегляциации // *Материалы гляциологических исследований*. 2007. Вып. 102. С. 178–186.
2. Душкин М. А. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен // *Гляциология Алтая*. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1965. Вып. 4. С. 83–101.
3. *Ледники Актру (Алтай)*. Ленинград: Гидрометеиздат, 1987. 120 с
4. Окишев П.А., Адаменко М.Ф., Нарожный Ю.К. Динамика ледников и климата в горах южной Сибири // *Региональный мониторинг атмосферы. Часть 4. Природно-климатические изменения*. Томск, 2000. С. 164-199.
5. Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2011. 320 с.
6. Севастьянов В. В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998.
7. Тимошок Е. Е., Нарожный Ю. К., Диркс М. Н., Березов А. А. Опыт совместных гляциологических и ботанических исследований первичных сукцессий растительности на молодых моренах в Центральном Алтае // *Экология*. 2003. № 2. С. 101–107
8. Тимошок Е.Е., Тимошок Е.Н., Гуреева И.И., Скороходов С.Н. Первичные сукцессии растительности на молодых моренах в Северо-Чуйском центре оледенения (Центральный Алтай) // *Сибирский экологический журнал*. 2020. Т. 27. No1. С. 46–61. DOI: 10.15372/SEJ20200104
9. Тимошок Е.Е., Николаева С.А., Тимошок Е.Н., Савчук Д.А., Филимонова Е.О., Райская Ю.Г., Скороходов С.Н. Экологический мониторинг автотрофного блока наземных экосистем в Северо-Чуйском центре оледенения (Центральный Алтай) // *Сибирский экологический журнал*. 2022. Т. 29. № 3. С. 249-262. DOI: 10.15372/SEJ20220301.
10. Тимошок Е.Н., Тимошок Е.Е., Савчук Д.А., Малахов Н.Г. Динамика снежного покрова в горноледниковом бассейне Актру (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) в начале XXI в. // *Материалы докладов всероссийской конференции с международным участием XV Сибирское совещание и школа молодых ученых по климато-экологическому мониторингу (Томск, 17-20 сентября 2023 г.)* Томск, 2023. С. 188-191.
11. Тишков А. А. Первичные сукцессии растительности на моренах ледника Ронзбук (г. Эверест, Китай) // *Изв. РАН. Серия географическая*. 2007. № 1. С. 28–34.
12. Тронов М.В. Горноледниковый бассейн Актру как показатель характерных свойств ороклиматической базы оледенения Алтая // *Проблемы гляциологии Алтая*, Томск. 1973. Вып. 1. С. 9-20.
13. Харламова, Н. Ф. Оценка и прогноз современных изменений климата Алтайского региона. Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2013. 156 с.
14. Barry R. G. The status of research on glaciers and global glacier recession: a review // *Progress in Physical geography*. 2006. Vol. 30. N 3. P. 285–306
15. Burga C. A., Krüsi B., Egli M., et al. Plant succession and soil development on the foreland of the Morteratsch glacier (Switzerland): Straight forward or chaotic? // *Flora*. 2010. N 205. P. 561–576.
16. Cooper W. S. A fourth expedition to Glacier Bay, Alaska // *Ecology*. 1939. N 20. P. 59–130.
17. Jones C. C., del Moral R. Patterns of primary succession on the foreland of Coleman Glacier, Washington, USA // *Plant Ecology*. 2005. N 180. P. 105–116. DOI: 10.1007/s11258-005-2843-1.
18. Elven R. Association analysis of moraine vegetation at the glacier Hardangerjokulen, Finse, South Norway // *Norway Journal of Botany*, 1978. N 25. P. 171–191.
19. Hedding D.W., Erofeev A.A., Hansen C.D., Khon A.V., and Abbasov Z.R., *Geomorphological processes and landforms of glacier forelands in the upper Aktru River basin (Gornyi Altai), Russia: evidence for rapid recent retreat and paraglacial adjustment*. *Journal of Mountain Science*. 2020. No. 17(4). P. 824-827. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11629-019-5845-5>
20. Ludi W. *Besiedlung und Vegetationsentwicklung auf den jungen Seitenmoränen des Grossen Aletschgletschers // Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel*. Zurich: Geobotanische Forschungsinstitut Rübel, 1945. P. 35–112.
21. Matthews J. A., Whittaker R. J. *Vegetation succession on the Storbreen glacier foreland, Jotunheimen, Norway: a review // Arctic Alpine Research*. 1987. N 19. P. 385–395.

22. Matthews F. *The ecology of recently-deglaciated terrain*. N.Y.: Cambridge University Press, 1992 386 p.
23. Narozhny Y., Zemtsov V. *Current state of the Altai glaciers (Russia) and trends over the period of instrumental observations 1952-2008*. *Ambio*. 2013. Vol. 40. no. 6. P.575-578. DOI: 10.1007/s13280-011-0166-0
24. Stork A. *Plant immigration in front of retreating glaciers with examples from Kebnekajse area, northern Sweden* // *Geografiska Annaler*. 1963. N 45. P. 1–22.
25. Zollitsch B. *Die Vegetationsentwicklung im Pasterzenvorfeld* // *Wissenschaftliche Alpenvereinsheft*. 1969. N 21. P. 267–290.

## Особенности сезонной динамики элементного состава растений на постпирогенном болоте

Гашкова Л.П.

Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа—филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Сибирского федерального научного центра агроботехнологий РАН, Томск, Россия  
E-mail: gashkova-lp@rambler.ru

Природные пожары свойственны естественным ландшафтам и играют большую роль в динамике растительного покрова. Однако за прошедшее десятилетие частота и серьезность природных пожаров возросла, в том числе из-за изменения климата [Hagmann et al., 2021; Krikken et al., 2021]. Торфяные болота относятся к ландшафтам, наиболее подверженным пожарам, особенно в условиях пониженной влажности [Kirkland et al., 2023]. На постпирогенных болотах растения вынуждены адаптироваться к смене температурных, гидрологических, почвенно-геохимических и других условий, что приводит к изменению содержания и соотношения элементов в растительных тканях [Харанжевская и др, 2019]. Основными источниками элементов для растений на верховых болотах являются атмосферные выпадения и минерализация органического вещества. В результате сгорания растительности и верхнего слоя торфа на болоте появляется новый источник доступных для растений элементов. Однако пожар настолько сильно влияет на все компоненты ландшафта, что на постпирогенных участках начинается постоянная смена биогеохимических условий, в итоге приводящая к восстановлению болота.

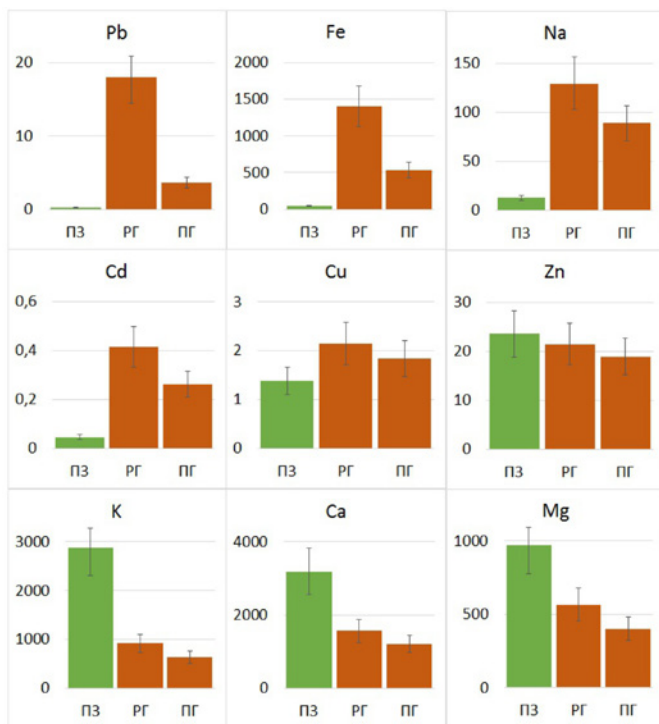
Сезонная динамика содержания элементов в растениях и опаде требует изучения как необходимый компонент комплексного подхода для определения степени трансформации биогеохимических параметров на фоне смены условий на болоте после пожара. Поэтому в начале исследования перед нами стояли следующие задачи: 1) Оценить сезонную динамику содержания элементов в торфе, растениях и растительных остатках; 2) Сравнить полученные данные с естественного, осушенного и постпирогенного участков болота.

Объектами исследования стали участки, расположенные на восточных отрогах Большого Васюганского болота, в междуречье Бакчара и Иксы. Ненарушенный участок (ПЗ), как и остальные объекты до осушения и пожара, представляет собой верховое сосново-кустарничково-сфагновое болото с преобладанием фускум-торфа, и удалено от очага возгорания более, чем на 10 км. На осушенном болоте расположены постпирогенный (ПГ) и соседний с ним участок (РГ), разделённые между собой и двумя осушительными каналами. Растительность на осушенном болоте сходна с ненарушенным и отличается лишь более высоким древесным ярусом и соотношением видов кустарничков и мхов [Синюткина, Гашкова, 2022]. После пожара в августе 2016 года на участке РГ наблюдается постпирогенная сукцессия, описанная ранее [Гашкова, 2020].

Для понимания особенностей биогенной миграции элементов на протяжении вегетационного периода заложен полевой опыт, имитирующий условия деструкции растительных остатков на поверхности торфа [Yue et al., 2018]. В качестве модельных видов были выбраны доминанты каждого яруса растительности: *Sphagnum fuscum* L., *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench и *Pinus sylvestris* L. Растительные остатки, представляющие собой ассимиляционные органы с побегов прошлого года, заложены в октябре 2020 года, и отбирались для анализа каждый месяц, с апреля по сентябрь 2021 года. Кроме того, на тех же объектах ежемесячно отбирались пробы растений с побегов текущего года и верхнего слоя (0–10 см) торфа. Все пробы анализировались методом масс-спектрометрии на содержание элементов Na, Mg, K, Ca, Fe, Cu, Zn, Cd и Pb, определялась зольность отобранных образцов по ГОСТ-11306-83. Статистическая обработка проводилась непараметрическими методами.

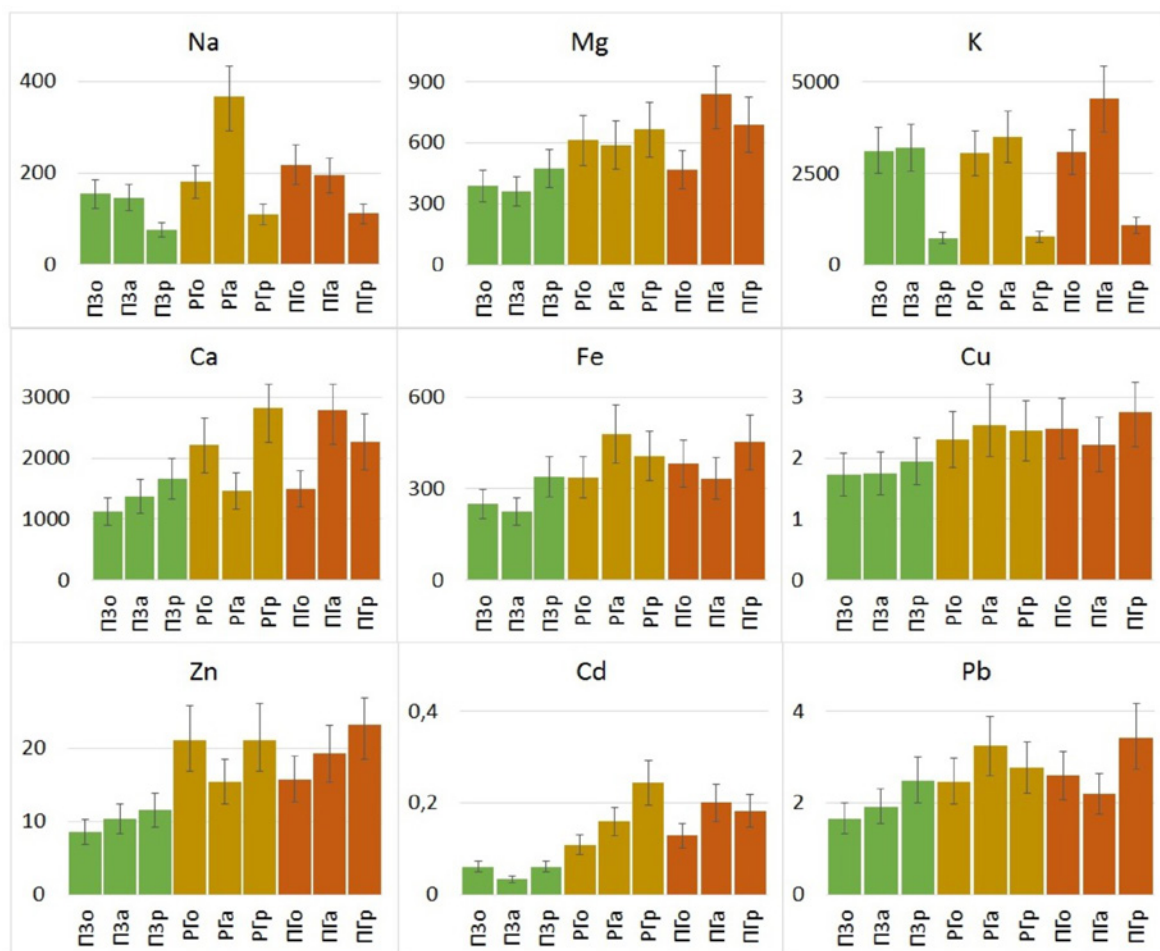
В данной работе приводятся предварительные итоги по результатам анализа октябрьских и апрельских проб растений, а также растительных остатков каждого вида (растительные остатки заложены на поверхность торфа в октябре и проанализированы в апреле следующего года).

По полученным нами данным, в торфе постпирогенного участка, по сравнению с ненарушенным болотом, резко повышено содержание Fe, Cd, Pb, Na и снижена концентрация K, Ca и Mg (рис. 1). Снижение концентрации элементов может быть обусловлено более высоким уровнем болотных вод на болоте после пожара, что приводит к выносу некоторых элементов.



**Рис. 1.** Содержание элементов (мг/кг) в верхнем слое торфа.

Содержание Na и K в тканях *Sphagnum fuscum* от октября к апрелю на ненарушенных участках остается прежним, на нарушенных участках может повышаться, а в то же время в растительных остатках концентрация Na и K резко снижается (до 6 раз). Такая тенденция объясняется вымыванием K из растительных остатков (что подтверждается результатами анализа болотных вод [Харанжевская и др., 2019; Kharanzhevskaya et al., 2023] и активном поглощении его *Sphagnum fuscum*. Концентрация Mg не изменяется на ПЗ и РГ, но увеличивается от октября к апрелю на постпирогенном участке, как в растениях, так и в растительных остатках. Стабильным показателем нарушенных участков оказалось увеличение во всех пробах содержания Cd и Zn, по сравнению с ненарушенным участком (рис. 2).

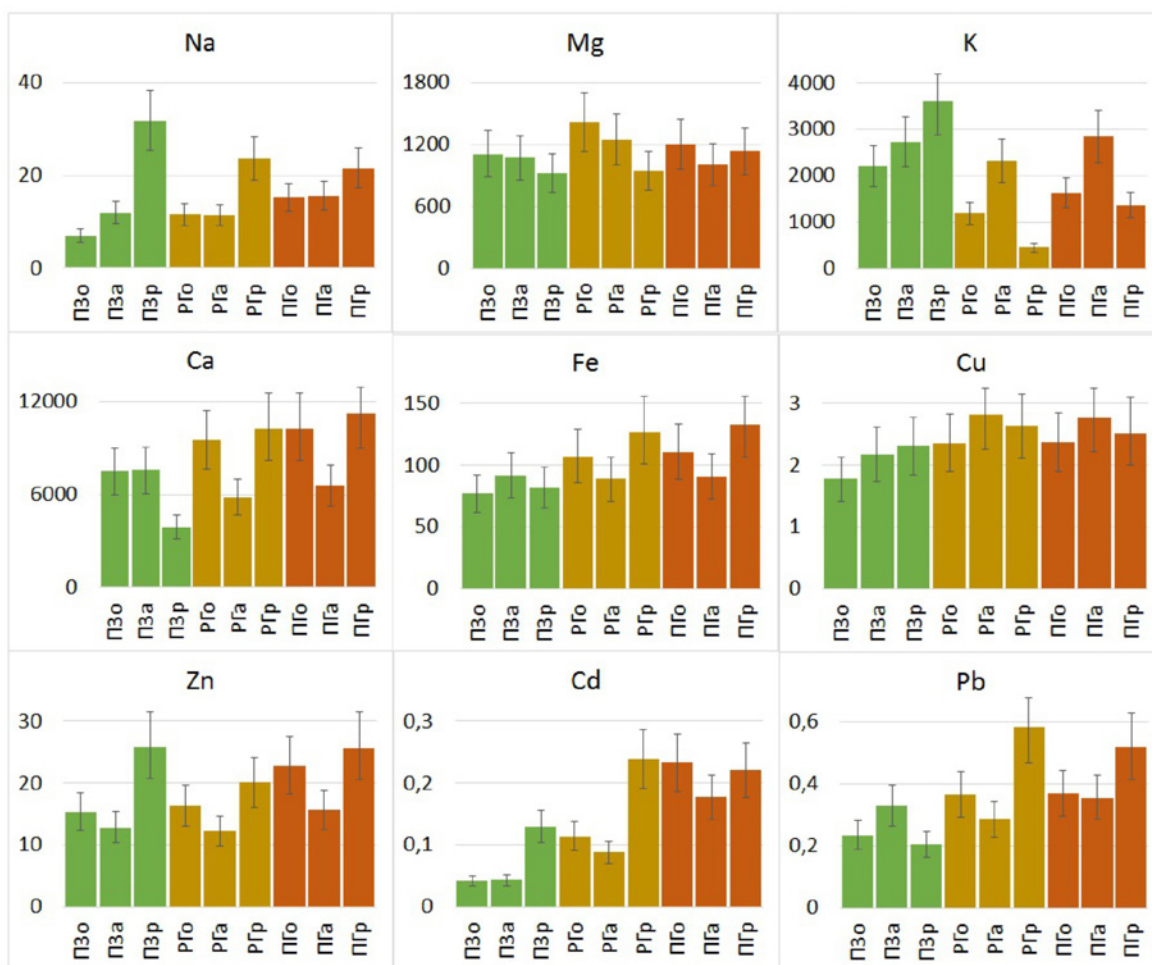


**Рис. 2.** Содержание элементов (мг/кг) в *Sphagnum fuscum* (o – октябрьские пробы растений; а – апрельские пробы растений; p – растительные остатки).





В листьях *Chamaedaphne caliculata* содержание Са за зиму не изменяется на ненарушенном болоте, в то же время на постпирогенном участке резко снижается. В растительных остатках наблюдается обратная картина, и уменьшение содержания Са происходит только на ненарушенном болоте. Содержание К в октябрьских пробах растений и растительных остатках выше на ненарушенном участке. На одинаковом уровне содержание К только в апрельских пробах *Chamaedaphne caliculata*. Содержание Cd, как и в случае с *Sphagnum fuscum*, увеличивается на нарушенных участках (рис.3).



**Рис. 3.** Содержание элементов (мг/кг) в *Chamaedaphne caliculata* (о – октябрьские пробы растений; а – апрельские пробы растений; р – растительные остатки).

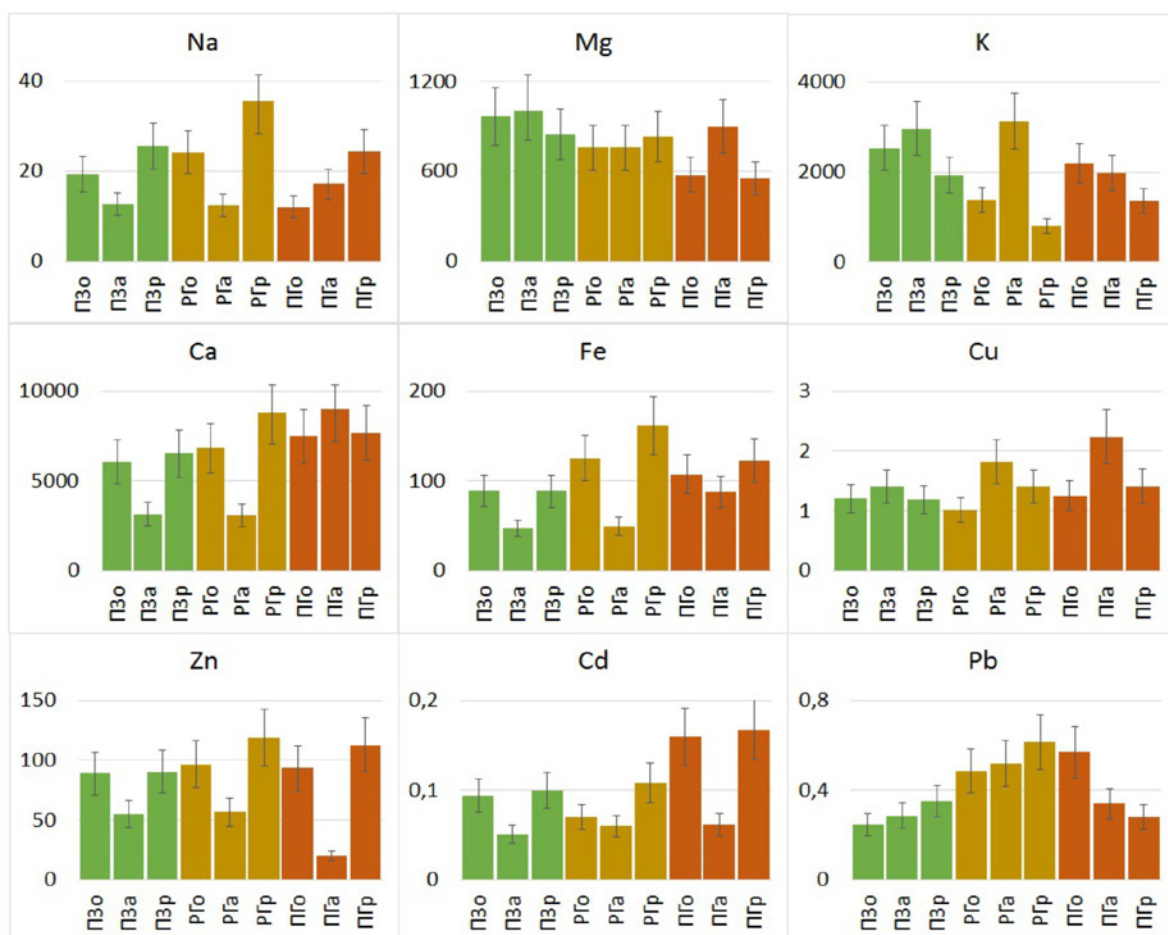
Концентрация Na, Ca и Fe в хвое *Pinus sylvestris* от октября к апрелю снижается на всех участках, кроме постпирогенного, где наоборот, наблюдается увеличение содержания Na и Ca. На всех участках происходит снижение концентрации К в растительных остатках. Содержание Cu в хвое *Pinus sylvestris* в апреле повышается, но на естественном участке повышение незначительное. Содержание Zn и Cd на всех участках снижается в хвое, но не изменяется за зиму в растительных остатках (рис. 4).

Зольность растений *Sphagnum fuscum* увеличивается в апреле, по сравнению с октябрём, наибольшее увеличение происходит для растительных остатков *Sphagnum fuscum*, заложенного на постпирогенном и соседнем с ним участке – зольность увеличивается за зиму более, чем в два раза (табл.). Кроме

**Таблица.** Зольность растений и разложившихся растительных остатков, %: о – октябрьские пробы растений; а – апрельские пробы растений; р – растительные остатки (медиана, в скобках-разброс значений).

Вид/участок	П3о	П3а	П3р	РГo	РГа	РГр	ПГo	ПГа	ПГр
<i>Sphagnum fuscum</i>	0,72 (0,66-0,75)	1,62 (0,58-0,67)	0,83 (0,77-0,89)	0,73 (0,65-0,8)	2,12 (1,89-2,54)	1,63 (1,55-1,68)	0,86 (0,63-1,93)	2,41 (2,1-2,5)	1,93 (1,77-2,2)
<i>Chamaedaphne caliculata</i>	2,24 (1,89-2,41)	2,18 (1,98-2,45)	2,60 (2,46-2,73)	2,34 (2,17-2,48)	2,24 (2,02-2,51)	2,62 (2,41-2,79)	2,73 (2,57-2,96)	2,53 (2,33-2,78)	3,44 (3,24-3,87)
<i>Pinus sylvestris</i>	1,72 (1,62-1,93)	1,57 (1,35-1,64)	1,70 (1,49-1,87)	1,72 (1,58-1,89)	1,76 (1,53-1,91)	1,89 (1,72-2,03)	1,88 (1,58-2,11)	1,87 (1,69-1,99)	2,52 (2,24-2,75)





**Рис. 4.** Содержание элементов (мг/кг) в *Pinus sylvestris* (о – октябрьские пробы растений; а – апрельские пробы растений; р – растительные остатки).

того, значимое увеличение зольности растительных остатков происходит и у остальных видов, но только на постпирогенном участке. Значения зольности у всех видов положительно коррелируют с содержанием элементов Ca ( $r_s=0,64$ ) и Mg ( $r_s=0,7$ ).

Таким образом, в результате исследования установлено, что условия, сложившиеся на болоте после пожара, способствуют изменению соотношения элементов в торфе, растениях и растительных остатках не только непосредственно на постпирогенном, но и на соседнем с ним участке, по сравнению с ненарушенным болотом.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России, тема № FNUU-2024-0002

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Гашкова, Л. П. (2020) Трансформация растительного покрова болот на разных стадиях пирогенной сукцессии, *Enviromis 2020: Избранные труды Международной конференции и школы молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды*, Томск: Томский центр научно-технической информации, 173–176.
2. Синюткина, А. А., Гашкова Л. П. (2022) Оценка состояния и геоинформационное моделирование постпирогенной динамики участка Большого Васюганского болота, *Региональные геосистемы*, 46(3), 366–377, <https://doi.org/10.52575/2712-7443-2022-46-3-366-377>
3. Харанжевская Ю.А., Синюткина А.А., Гашкова Л.П. (2019) Интегральная оценка пирогенной нагрузки по содержанию Си, Рb, Zn и Cd в компонентах Васюганского болота (Западная Сибирь), *Геосферные исследования*, 4, 62–73, <https://doi.org/10.17223/25421379/13/6>.
4. Hagmann R.K., Hessburg P.F., Prichard S.J., Povak N.A., Brown P.M., Fulé P.Z., Keane R.E., Knapp E.E., Lydersen J.M., Metlen K.L., Reilly M.J., Sánchez Meador A.J., Stephens S.L., Stevens J.T., Taylor A.H., Yocom L.L., Battaglia M.A., Churchill D.J., Daniels L.D., Falk D.A., Henson P., Johnston J.D., Krawchuk M.A., Levine C.R., Meigs G.W., Merschel A.G., North M.P., Safford H.D., Swetnam T.W., Waltz A.E.M. (2021) Evidence for widespread changes in the structure, composition, and fire regimes of western North American forests, *Ecological Applications*, 31(8), e02431, <https://doi.org/10.1002/eap.2431>.

5. Kharanzhevskaya Y., Gashkova L., Sinyutkina A., Kvasnikova Z. (2023) Assessment of Present-Day Heavy Metals Pollution and Factors Controlling Surface Water Chemistry of Three Western Siberian Sphagnum-Dominated Raised Bogs, *Water*, 15(10), 1869, <https://doi.org/10.3390/w15101869>.
6. Kirkland M., Atkinson P.W., Pearce-Higgins J.W., Jong M.C., Dowling T.P.F., Grummo D., Critchley M., Ashton-Butt A. (2023) Landscape fires disproportionately affect high conservation value temperate peatlands, meadows, and deciduous forests, but only under low moisture conditions, *Science of The Total Environment*, 884, 163849, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.163849>.
7. Krikken, F. and Lehner, F. and Hausteine, K. and Drobyshev, I. and van Oldenborgh, G. J. (2021) Attribution of the role of climate change in the forest fires in Sweden 2018, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(7), 2169–2179, <https://doi.org/10.5194/nhess-21-2169-2021>.
8. Yue, K., Yang, W., Tan, B., Peng, Y., Huang, C., Xu, Z., Wu, F. (2018). Immobilization of heavy metals during aquatic and terrestrial litter decomposition in an alpine forest. *Chemosphere*. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.10.169>

## Прогнозирование динамики урожайности лесных ягодников при изменении климата

<sup>1,2</sup> Колычева А.А., <sup>1,2</sup> Чумаченко С.И., <sup>1</sup> Тебенькова Д.Н.

<sup>1</sup> Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Мытищинский филиал Московского государственного технического университета имени Н.Э. Баумана, Мытищи, Россия

E-mail: [anna\\_dulina@bk.ru](mailto:anna_dulina@bk.ru)

В настоящий момент заготовка древесины в системе лесопользования стоит на первом месте, в то же время общая стратегия по сохранению и устойчивому использованию лесных ресурсов должна базироваться на соблюдении принципа мультифункциональности и непрерывного, не истощительного использования не только древесины но и других экосистемных услуг. Один и тот же участок леса может быть использован обществом как источник древесины, недревесных лесных ресурсов и предоставлять различные общественные блага, которые не имеют цены (например, биоразнообразие или эстетические свойства) (Немова, 2017). Ведущее место на рынке недревесных товаров и услуг принадлежит некультивируемым растительным биологическим ресурсам леса, прежде всего, пищевого назначения. В Российской Федерации произрастают множество видов таких растений, они имеют большое социальное и экономическое значение и широко используются в пищевой и медицинской промышленности, а также для собственных нужд населения. При высоких потенциалах в заготовку идет только часть имеющихся ресурсов. По расчетным данным ВНИИЛМ, биологические запасы основных видов пищевых лесных ресурсов страны превышают 13,6 млн т: среднегодовалый биологический запас основных видов ягод – 8,3 млн т. Однако, несмотря на огромное эколого-экономическое и социальное значение пищевых ресурсов леса, уровень их освоения остается крайне низким. По экспертным оценкам, в стране используется не более 2,5 % биологического запаса лесных ягод, (Мартынюк и др., 2023). При этом существуют проблемы оценки урожайности ягодников, так как при таксации учет ягодников не проводится на должном уровне и единой системы учета запасов не существует. Методы прогнозирования и расчета величины пользования древесных ресурсов разработаны (Петров, 2012; Шевелев, Невзоров, 2017), а аналогичные вопросы по учету пищевых ресурсов остаются открытыми (Поздняков, 1973). Оценки продуктивности лесных ягод имеют широкую вариабельность. Альтернативным методом прогноза урожайности лесных ягодников является может являться математическое моделирование. Используя имитационное моделирование, можно рассчитать общий потенциал объекта (лесного участка), площади ягодных массивов –участков леса, на территории которых произрастают ягодные растения в объеме достаточном для организации их заготовки (Панин, 2022), пригодные для промышленной заготовки.

Подходы к оценке урожайности лесных ягодников делятся на долгосрочный прогноз (прогнозирование средней величины урожайности) и краткосрочный прогноз для определенного растительного сообщества на ближайший сезон (прогнозирование возможного урожая по наличию цветочных почек и по объему и массе незрелых ягод с учетом температуры и влажности на вегетационный период). Долгосрочный прогноз удобен в применении, так как его использование не требует каких-либо дополнительных полевых наблюдений. Нормативы, построенные по этому принципу, позволяют прогнозировать среднюю величину урожая, используя только данные лесоустройства. Краткосрочный прогноз предполагает высокую точность, однако высокозатратен и трудоемок, а также не подходит для долгосрочного планирования, чаще используется как дополнение на определенном участке при проведенном

долгосрочном прогнозе (Шевелев, 2011; Болтвина, 2016). Год от года урожайность одного участка может меняться в зависимости от температуры, осадков, весенних заморозков (Астрологова, 1999). Весеннее потепление определяет интенсивность распускания цветочных почек. Заморозки и сухая погода в период цветения ведут к гибели части бутонов. Температура и достаточное количество осадков особенно важны летом в период образования плодов. Осенью и зимой эти факторы определяют закладывание почек и их сохранность до весны (Ярославцев, 2007). Лесные ягодники плохо опыляются в дождливую погоду, когда лет насекомых слабый. Учет всех этих факторов особенно важен для краткосрочного прогноза урожайности ягодников, для рекомендаций в предстоящий сезон. Долгосрочные же прогнозы возможной продуктивности ягодников основываются на данных многолетних наблюдений, таких как «Таксационный справочник по лесным ресурсам России (за исключением древесины)» (Курлович, Кошицын, 2018), где представлены показатели средней многолетней урожайности, включающие и неурожайные годы. Для черники и брусники из 10 лет обычно 3 года отличаются высоким, 4 года средним и 3 года слабым урожаем (Тимошок, 2019), естественно, данная формула варьирует в зависимости от показателей перечисленных выше. Долговременные изменения температуры или осадков не менее важны для лесных ягод, чем такие экстремальные явления, как засухи, сильные морозы, переувлажнение почвы. Именно климатические изменения влияют на показатели среднесуточной урожайности, рассматриваемые в модельном подходе.

Лесное хозяйство является климатически зависимой отраслью экономики, в этой связи очевидно, что глобальные изменения климата с неизбежностью воздействуют на данную отрасль. Эти воздействия многообразны и включают модификацию пожарных режимов, изменения продуктивности и характера прохождения сукцессий, расширение ареалов и вспышки массового размножения насекомых-дендрофагов (Мониторинг..., 2004), прочие катастрофические воздействия, такие как усыхания при экстремальных засухах или ветровалах. Из множества возможных типов воздействий в настоящей работе рассмотрено влияние климатических изменений на продуктивность и характер прохождения сукцессий. Детальное изложение подхода приведено в работе Грабовского В.И. и Замолодчикова Д.Г. (2019), здесь ограничимся лишь кратким описанием подхода.

Для прогноза урожайности ягодников была использована модель FORRUS-S (Chumachenko et al., 2003; Чумаченко и др., 2008) и встроенного блока «Пищевые ресурсы» (Прогноз урожайности, 2023) спрогнозирована урожайность черники, брусники, малины на 100-летний период. Модельный эксперимент выполнен на объектах различных лесных зон: Московская область хвойно-широколиственные леса, площадь объекта – 6 837 га, состав насаждений 4Б3С2Ос1Е+Д+ЛП+Олч, средний возраст 62 года, полнота – 0,8, ТЛУ от А2 до С4; Нижегородская область южная тайга, состав насаждения – 6С2Б1Ос1Е+Д+ЛП, средний возраст 62 года, полнота – 0,67, преобладающие ТЛУ – В2 и В3; республика Карелия средняя тайга, площадь объекта – 16 755 га, состав насаждений 5Б2Е2С1Ос+Олс, средний возраст – 60 лет, полнота – 0,7, преобладающие ТЛУ – В3 и С4.

Для анализа влияния климатических изменений было выбрано несколько сценариев. Сценарий «Естественное развитие» выбран как эталонный. Он позволяет проследить, как изменяется биологическое состояние древостоя, а также ягодников при отсутствии хозяйственных мероприятий и изменения климата. Вместе с естественным развитием древостоя, модель может просчитывать сценарии с различными типами развития древостоев, а также с учетом различных хозяйственных мероприятий (рубки, посадка лесных культур, уборка захламленности). Для выявления антропогенного воздействия рассматривается сценарий «Рубки», который для каждого объекта изменяется в зависимости от назначения земель – защитные или эксплуатационные. На участках защитных земель проводятся только выборочные рубки, а на эксплуатационных – сплошные рубки и дальнейшие посадки культур в соответствии с текущей ситуацией на объекте.

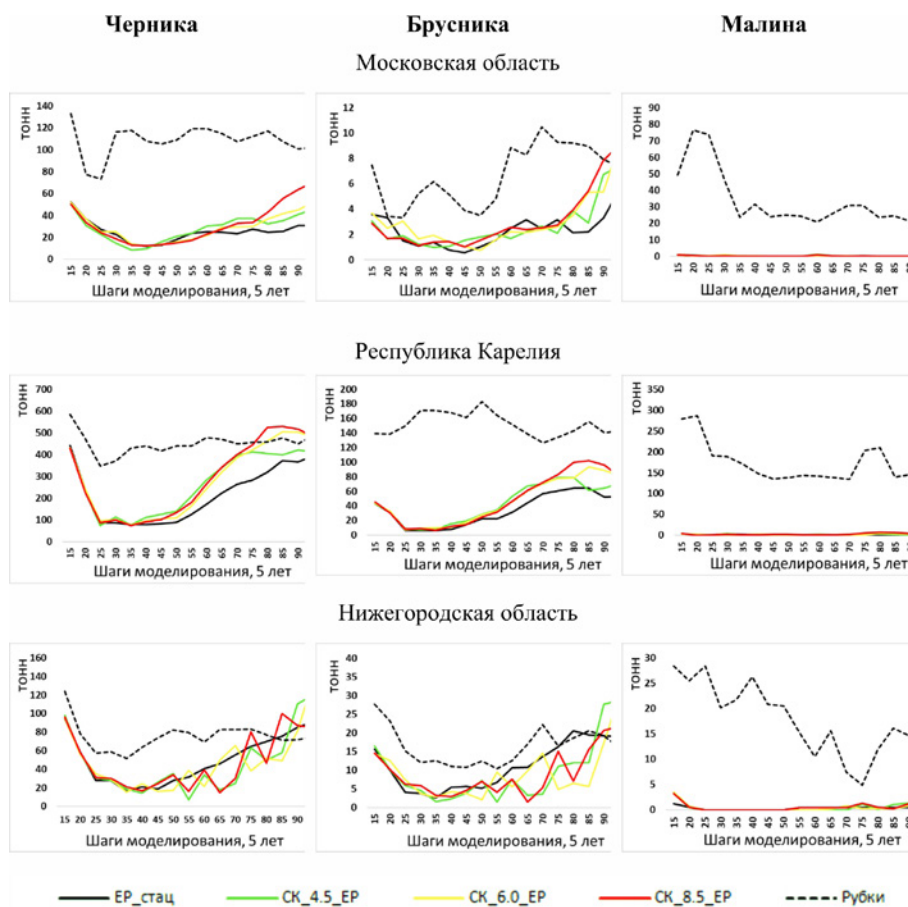
В работе используются три сценария: RCP 4.5 («умеренный»), далее СК\_4.5; RCP 6.0 («промежуточный»), далее СК\_6.0 и RCP 8.5 («экстремальный»), далее СК\_8.5 (Vuuren, 2011). Тенденции для рассматриваемых регионов оказываются схожими: ожидаемое повышение средней годовой температуры за 100 лет составляет 4,2–4,5 °С при сценарии СК\_4.5, 4,6–4,8 °С при сценарии СК\_6.0 и 6,8–7,1 °С при сценарии СК\_8.5. Повышение температуры более значительно в зимние месяцы. Годовые суммы осадков в сценариях за 100 лет повышаются на 75–100 мм (11–15%) в Карелии и на 40–75 мм (6–11%) в остальных рассматриваемых регионах, причем при сценарии СК\_6.0 несколько меньше, чем в других. Повышение достигается в основном за счет осадков холодного времени года, тогда как в летние месяцы получены незначительные изменения или даже снижение на 10–20% (Отчет..., 2019).

Было установлено, что рассматриваемые сценарии изменения климата повышают продуктивность насаждений (Шанин и др., 2010; Shanin et al., 2011; Schaphoff et al., 2016; Отчет..., 2019). С использованием модели была спрогнозирована долгосрочная динамика урожая черники, брусники и малины на всех объектах моделирования, графики представлены на рисунке 1. При сценарии естественного развития насаждения (СП\_ЕР) преобладающим ягодником на всех объектах является черника, стабильные, невысокие урожаи дает брусника, а урожаи малины невысоки, менее 0,4 тонны. Для того, чтобы сопоставить влияние климата с лесохозяйственной деятельностью были взяты сценарии сходные с текущим



ведением хозяйства, для объекта Московской области – это сценарий выборочных рубок, для объектов республики Карелия и Нижегородской области сценарии с комплексом сплошных и выборочных рубок, далее все эти сценарии названы «Рубки».

В сценариях с рубками, выявлено повышение урожая лесных ягод, при этом наиболее значительные повышения наблюдаются на объекте Московской области, наименьшие на объектах Нижегородской области и республики Карелия. Различия в отклике ягодников на рубки связаны, во-первых, с изначально различными структурами полога, объект Московской области имеет более высокую полноту, а также густой подлесок лещины, а в таежных объектах более разреженный полог с небольшим количеством подлеска; во-вторых, объект Московской области состоит полностью из защитных лесов, где возможно проведение только выборочных рубок, а на объекте Нижегородской области и республики Карелия присутствуют защитные и эксплуатационные земли, на которых проводятся выборочные и сплошные рубки соответственно. Выборочные рубки создают благоприятные условия для продуктивности черники и брусники за счет снижения полноты древостоя, а сплошные рубки способствуют производству малины, создавая открытые места, благоприятные для плодоношения малины. Также были рассмотрены сценарии естественного развития с изменением климата, на рисунке климатические сценарии обозначены цветными линиями.



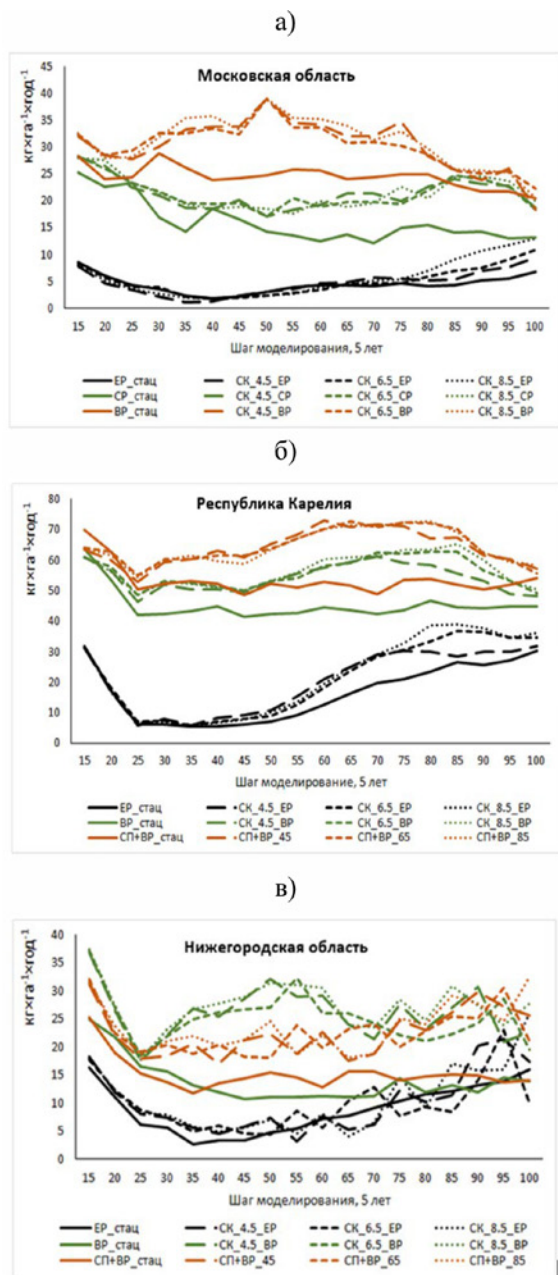
**Рис. 1.** Влияние климата на урожай ягод.

Тренды продуктивности ягод при изменениях климата сходны в пределах объекта для каждого ягодника. Наибольший положительный эффект наблюдается на объекте республики Карелия бореальной зоны, также наибольшее влияние климата на повышение продуктивности древостоя установлено в бореальных лесах (Schaphoff et al., 2016). Урожай черники и брусники увеличивается, так как объект расположен в подзоне средней тайги и изменение климата повышает продуктивность древостоя, а вместе с ним и ягодников, при этом максимально высокие урожаи достигаются при самом «экстремальном» сценарии СК\_8.5. На объектах южной тайги и хвойно-широколиственной зоны более мягкие сценарии изменения климата СК\_4.5 и СК\_6.0 оказывают благоприятное воздействие на продуктивность ягодников, а сценарий СК\_8.5 в некоторых случаях снижает ее. Таким образом, долгосрочный прогноз позволяет определить тенденцию урожая ягод, климатические сценарии влияют на урожай ягод, но при сравнении со сценарием с проведением рубок, они оказывают меньшее воздействие (Колычева, Чумаченко, 2022).

Была рассмотрена общая продуктивность ягодников с комплексным влиянием изменения климата и лесохозяйственных мероприятий (рис.2). Название сценариев комбинированного воздействия с изме-



нением климата и лесохозяйственными мероприятиями включают в себя сокращенное название климатического и лесохозяйственного сценариев, например, СК\_6.0\_ВР, где учитывается влияние выборочных рубок (ВР) и климата по сценарию RCP 6.0, а в сценарии СК\_8.5\_СР учитывается влияние сплошных рубок (СР) и климата по сценарию RCP 4.5.



**Рис. 2.** Продуктивность ягодников при комплексном влиянии изменения климата и лесохозяйственных мероприятий.

Для всех вариантов сценарии с воздействием рубок оказывают большее влияние. Наиболее четко прослеживается разница на объекте Московской области, где урожайность повышается от сценария естественного развития со стационарным климатом до естественного развития с изменением климата 8.5. Далее повышение идет за счет воздействия рубок со стационарным климатом и повышается при сплошных рубках с изменением климата, наибольшую продуктивность ягодников можно получить в сценарии с выборочными рубками со стационарным климатом, а изменения климата еще больше повышают урожайность.

На объекте республики Карелия наблюдаются схожие тренды, но наиболее продуктивным является сценарий комплекса сплошных и выборочных рубок, а наложенное климатическое воздействие увеличивает не только продуктивность насаждения (Отчет..., 2019), но и продуктивность ягодников.

На объекте Нижегородской области наивысшие значения продуктивности также зафиксированы в сценарии с комплексом сплошных и выборочных рубок, а изменение климата оказывает наибольшее влияние на урожайность в сценарии со сплошными рубками.

В результате выполненных имитационных экспериментов спрогнозирована урожайность ягодников на 100 лет. Проработаны несколько сценариев развития лесных участков. Анализ влияния климатических сценариев на продуктивность ягодников показал, что с течением времени климат оказывает влияние на продуктивность ягодников, повышая урожайность преимущественно в таежной зоне. Однако влияние рубок превосходит влияние климата в несколько раз.

Работа выполнена в рамках молодежной лаборатории ЦЭПЛ РАН «Климаторегулирующие функции и биоразнообразие лесов» (регистрационный номер 12211500023-6).

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Астрологова, Л.Е. Влияние экологических факторов среды на плодоношение черники / Л.Е. Астрологова // Известия ВУЗов. Лесной журнал. – 1999. – № 2–3. – С. 36–40.
2. Болтвина, Е.К. Модели оптимизации заготовки дикорастущей продукции с интервальными параметрами / Е.К. Болтвина, Я.М. Иванько // Вестник ИргТУ. – 2016. – №6 (113). – С.73–81.
3. Грабовский, В.И. Зависимость запасов древесины в лесах России от климатических параметров / В.И. Грабовский, Д.Г. Замолодчиков // Лесоведение. – 2019. – № 2. – С. 83–92. – DOI 10.1134/S0024114819020025.
4. Изменение климата. Физическая научная основа, резюме для политиков, техническое резюме и часто задаваемые вопросы / Ред. Т. Ф. Стокер и др. – МГЭИК, 2013.
5. Колычева, А. А. Влияние изменения климата на урожайность лесных ягод / А. А. Колычева, С.И. Чумаченко // Устойчивое лесопользование. – 2022. – № 3(70). – С. 40–42. – DOI 10.47364/2308-541X\_2022\_70\_3\_40.

6. Колычева, А.А. Потенциал заготовки лесных ягод при различных способах ведения лесного хозяйства на основе модельного прогноза / А.А. Колычева, С.И. Чумаченко, Д.Н. Тебенькова // *Лесоведение*. – 2022. – № 5. – С. 549–563. – DOI 10.31857/S0024114822050023.
7. Курлович, Л.Е. Таксационный справочник по лесным ресурсам России (за исключением древесины) / Л.Е. Курлович, В.Н. Косицын. – Пушкино: ВНИИЛМ, 2018. – 282 с.
8. Мартынюк, А.А. Лесные дикоросы – ресурсы, использование и нормативное правовое регламентирование: аналитический обзор / А. А. Мартынюк, Л. Е. Курлович, И. Г. Трушина, Н. И. Трушина // *Лесохозяйственная информация*. – 2023. – № 4. – С. 117-165. – DOI 10.24419/LNI.2304-3083.2023.4.11. – EDN VLWCAU.
9. *Мониторинг состояния лесных и городских экосистем: Монография / Под ред. В.С. Шалаева, Е.Г. Мозолева.* – М.: МГУЛ. – 2004. – 235 с.
10. Немова, В.И. Совершенствование комплексного лесопользования в России на региональном уровне / В. И. Немова // *Тренды и управление* – 2017. – №3. – С. 37–59.
11. *Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Поддержка принятия решений по экосистемным услугам лесов Европы – определение ценности, синергетические эффекты и компромиссы», (промежуточный) Шифр «2018-14-588-0004».* – М: ЦЭПЛ РАН, 2019. – 309 с.
12. Панин, И.А. *Дикорастущие пищевые и лекарственные ресурсы России» учебно-методическое пособие / И.А. Панин.* – Екатеринбург: УГЛТУ, 2022. – 85 с.
13. Петров, В.Н. Подходы к экономической оценке лесных участков / В.Н. Петров // *Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии*. – 2012. – № 198. – С. 249–260
14. Поздняков, Л. К. *Лесное ресурсоведение / Л.К. Поздняков, Отв. ред. акад. А.Б. Жуков; АН СССР. Сибирское отделение. Институт леса и древесины им. В.Н. Сукачева.* – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1973. – 120 с.
15. *Прогноз урожайности черники, брусники, малины в лесах европейской части России: Монография / А.А. Колычева // М.: Издательство «Перо».* –2023. – 132 с.
16. Тимошок, Е.Е. Оценка ягодных ресурсов видов семейства брусничных Томской области, их рациональное использование и охрана / Е.Е. Тимошок, С.Н. Скороходов // *Сибирский лесной журнал*. – 2019. – № 4. – С. 80–88.
17. Чумаченко, С.И. Имитационное моделирование влияния лесохозяйственных воздействий на лесные экосистемы. *Мониторинг биологического разнообразия лесов России: методология и методы. А.С. Исаев (отв. ред.) / С.И. Чумаченко, М.М. Паленова, В.Н. Коротков, С.В. Починков // ЦЭПЛ РАН. М. Наука.* –2008. – С. 314–328.
18. Шанин, В.Н. и др. *Глобальные изменения климата и баланс углерода в лесных экосистемах бореальной зоны: имитационное моделирование как инструмент прогноза / В.Н. Шанин, А.В. Михайлов, С.С. Быховец, А.С. Комаров //Известия Российской академии наук. Серия биологическая.* – 2010. – №. 6. – С. 719–730.
19. Шевелев, С.Л. *К вопросу комплексного использования лесов в Красноярском крае / С.Л. Шевелев и др. // Хвойные бореальные зоны.* – 2011. – №3–4. – С. 309–312.
20. Шевелев, С.Л. *Основные пищевые и лекарственные растительные ресурсы лесов Средней Сибири / С.Л. Шевелев, В.Н. Невзоров.* – Красноярск: Красноярский государственный аграрный университет, 2017. – 174 с. – ISBN 978-5-94617-403-9.
21. Ярославцев, А.В. *Морфологические особенности черники обыкновенной, произрастающей в разных типах лесных фитоценозов южной тайги / А.В. Ярославцев // Современные проблемы природопользования, охотоведения и звероводства.* – 2007. – №1. – С. 498–499.
22. Chumachenko, S.I., Korotkov, V.N., Palenova, M.M., Politov, D.V., 2003. *Simulation modeling of long-term stand dynamics at different scenarios of forest management for coniferous-broad-leaved forests. Ecol. Model.* 170 (2–3), 345–362.
23. Schaphoff, S. *Tamm Review: Observed and projected climate change impacts on Russia's forests and its carbon balance / S. Schaphoff, C.P. Reyer, D. Schepaschenko, D.Gerten, A. Shvidenko // Forest Ecology and Management.* – 2016. – № 361. – P. 432–444.
24. Schaphoff, S. *Tamm Review: Observed and projected climate change impacts on Russia's forests and its carbon balance / S. Schaphoff, C.P. Reyer, D. Schepaschenko, D.Gerten, A. Shvidenko // Forest Ecology and Management.* – 2016. – № 361. – P. 432–444.
25. Shanin, V. N. *Modelling carbon and nitrogen dynamics in forest ecosystems of Central Russia under different climate change scenarios and forest management regimes / V. N. Shanin, A. S. Komarov, A. V. Mikhailov, S. S. Bykhovets // Ecological Modelling.* – 2011. – V. 222. – P. 2262–2275.
26. Vuuren, D. *The representative concentration pathways: an overview / D. Van Vuuren, J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G.C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S.J. Smith, S.K. Rose // Climatic Change.* – 2011. – Vol. 109. – P. 5–31.

# СЕКЦИЯ

Углерод  
в наземных  
экосистемах  
Северной Евразии

## Моделирование динамики органического вещества на техногенных поверхностных образованиях нефтегазодобывающего комплекса

Коркина Е.А., Штогрин А.В.

Нижевартовский государственный университет,  
Нижевартовск, Россия  
E-mail: lenaknv@gmail.com

Моделирование динамики органического вещества на техногенных поверхностных образованиях (ТПО) нефтегазодобывающего комплекса строится на натуральных данных экспериментальных площадок территории Самотлорского месторождения. В модельном эксперименте были созданы конструкции техногенных поверхностных образований, которые представляют собой ячеичные площадки размером 1×1 м и глубиной 10 см. В ячеи насыпались четыре почвенных субстрата разного минерального и органического состава: песок, суглинок, торф, смесь торфа с песком. Данные субстраты представляют собой сконструированную модель ТПО, оставленную на самовосстановление сроком на 10 лет.

Моделирование динамики органического вещества на техногенных поверхностных образованиях (ТПО) нефтегазодобывающего комплекса является важной задачей при решении задач связанных с минимизацией затрат на рекультивационные работы и с оценкой бюджета углерода для оптимизации процессов, улучшения безопасности и охраны окружающей среды, а также прогнозирования последствий его воздействия. Моделирование ТПО представляет под собой, многоаспектный математический процесс, который включает в себя учет факторов, создающих условия почвообразования: гидротермические режимы, механический состав минеральной основы, особенности микробного и ферментного состава; особенности накопления и преобразования гумуса, связь минеральной части почв, которая происходит в репрезентативных модельных площадках. Существенный вклад в развитие математического моделирования органического вещества и других процессов почв вложил А.В. Смагин [2]. В его работах математические модели, основываясь на экспериментальных параметрах потенциальных режимов почвенных систем, являются часто адекватным описанием реальности. Использование новых кинетических нелинейных подходов делают исследование более реалистичными, это



помогает также контролировать сложные био-абиотические связи в квазипочвах [2]. Непосредственно скорость преобразования растительности в гумус была рассчитана при зарастании нарушенных земель (карьерные выемки песка, суглинка) в Ленинградской области в модели О.Г. Чертова [4]. Математическое моделирование сделано на основе анализа количественных аспектов временной динамики минерализации и гумификации органических остатков в почве, учитывая биохимические и биогеоценологические параметры. Данная модель и концептуальная схема стали основой для расчета накопления органического вещества в почве для наших экспериментальных площадок.

При моделировании динамики органического вещества необходимо учитывать первичные процессы, которые происходят сразу, как только в нарушенной почве запускаются биотические процессы, т.е. на поверхности ТПО происходит заселение водорослями, мхами, травянистой и древесной растительностью. Накопленный органический материал преобразуется со временем в гумус или накапливается в виде органического вещества. Трансформация органического вещества может происходить через минерализацию, окисление, гидролиз, биологическую деградацию и др. [5]. Для моделирования динамики органического вещества необходимо учитывать также влияние окружающей среды и факторов, которые могут повлиять на процессы образования и разрушения органического материала. Это температура, влажность, наличие микроорганизмов и др. Для этой цели может быть использовано несколько подходов и методов:

- компьютерное моделирование – создание математических моделей, которые описывают физические и химические процессы, происходящие на техногенных поверхностных образованиях. Моделирование может включать в себя расчеты химических реакций, а также множество других параметров.
- компьютерные программы – использование специализированных программных средств, таких как COMSOL, Fluent, и других, для численного моделирования процессов на поверхности. Эти инструменты позволяют визуализировать и анализировать динамику органического вещества.

Балансовые линейные кинетические модели – создание модели динамики органического вещества почв. Основным показателем состояния служит запас органического вещества на определенной территории. При этом, как правило, не учитывается его распределение в профиле и на исследуемой площади.

В настоящем исследовании нами был поставлен модельный эксперимент, позволяющий оценить восстановление растительности и степень накопления органического вещества для разных природных субстратов, используемых в ходе рекультивационных мероприятий нефтедобывающими предприятиями. Конструирование в модельном эксперименте ТПО позволяет понять, как созданные квазипочвы, не отягощенные нефтяным загрязнением, восстанавливают растительность и накапливают органическое вещество, формируя гумусовый горизонт. Известно, что в ходе проведения рекультиваций и при обустройстве месторождений, образованные ТПО в первые два года, чаще всего, представляют собой открытую, не закрепленную растительностью поверхность. Поэтому, мы расположили наш экспериментальный участок непосредственно на Самотлорском месторождении. Территория относится к нарушенным землям и представляет собой кустовую площадку, отсыпанную намывным песком, сконструированную непосредственно на верховое болото. Мощность отсыпки составляет 3 м. Первым индикатором восстановления почв является растительность: травянистая и моховая. Первоначальный отбор проб на определение физико-химических свойств исследуемых субстратов был произведен на нулевом этапе, параллельно установлению пробных площадок. Повторный отбор проб проводился через 10 лет, когда произошло примитивное самовосстановление гумусового слаборазвитого горизонта. За десятилетний период некоторые ТПО развились до слаборазвитых почв, образуя гумусово-слаборазвитый горизонт W. Таким образом, литострат песчаный развился до псаммозёма, литострат суглинистый до пелозёма, органолитострат до псаммозёма гумусового, реплантозём, за 10 лет не сменил типового названия.

В построении модели динамики органического вещества использовались следующие переменные состояния модели: биомасса наземной части растений, включая приземную часть, мортмасса (корни), процентное содержание органического вещества. В исследовании использовали балансовые линейные кинетические модели: накопления биомассы растения в предположении постоянной скорости прироста (1) и модель трансформации органического вещества в почве, через определение количества углерода C (2).

$$\frac{dw}{dt} = W_0 + bt, \quad (1)$$

где W – биомасса сухого вещества растения, t – время, W<sub>0</sub> – параметр, задающий значение биомассы W когда t=0 (начальная точка отсчета), b – параметр, определяющий абсолютную скорость роста.

Основная переменная состояния в моделях трансформации органического вещества (ОВ) в почве это углерод – C (г/м<sup>2</sup>),

$$C = C\% \times \rho_b \times h, \quad (2)$$

где C (%) – процентное содержание ОВ относительно массы сухой почвы;  
 $\rho_b$  – объемная плотность почвы;  
 h – мощность слоя почвы, см, в котором сосредоточен данный запас.



База построения моделей – закон сохранения масс (2). При заданных переменных состояния предполагается равномерное распределение органического вещества в почве в горизонтальной плоскости при неизменном значении  $h$ .

В результате расчетов по формулам балансовой линейной кинетической модели были получены данные экспериментальных площадок с ТПО по биомассе восстановленной растительности и динамике органического вещества, которые мы занесли в концептуальную схему (рис.1).

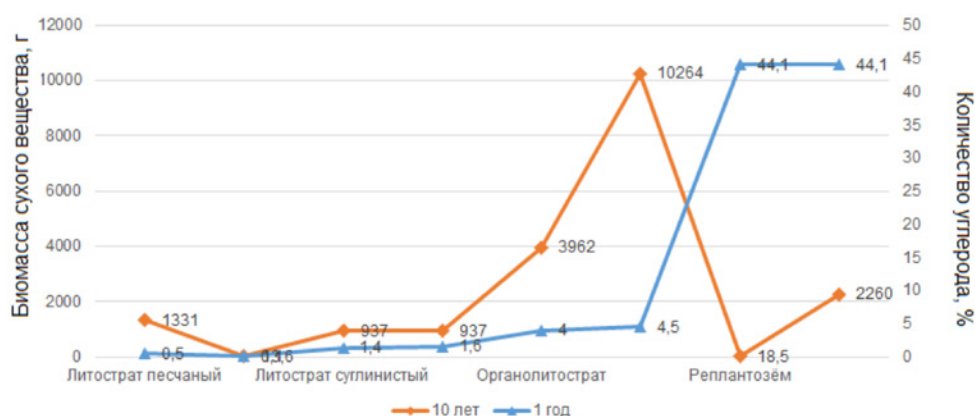
	Литострат песчаный	Литострат суглинистый	Органолитострат	Реплантозём
Наземная часть	0,2 → 520,69	0,4 → 555,11	1,2 → 3221,76	0,9 → 1727,57
Приземная часть	0 → 174,35	0 → 106,1	0 → 39,54	0 → 44,14
Корни	0,3 → 636,56	0 → 275,82	0,3 → 700,84	0,1 → 488,38
Органическое вещество	0 → 12,63	1 → 12,94	3 → 11,53	80 → 8,26

  - 1 год  
  - 10 лет

**Рис. 1.** Концептуальная схема динамики накопления органического вещества в ТПО.

Проведенный расчет модели накопления биомассы растений по формуле (1) для годового и десятилетнего периода представлен на рис. 2.

В целом, накопление биомассы за десятилетний период, как основы для дальнейшей трансформации органического вещества имеет значительную привилегию над значениями восстановившейся растительности за первый год, это естественно, но именно данные качественного накопления биомассы для каждого природного субстрата являются важными показателями необходимыми для дальнейшего моделирования.



**Рис.2.** Трансформация органического вещества в ТПО.

В результате моделирования показано, что количественная оценка трансформации органического вещества в ТПО разного состава обнаруживает нелинейную форму зависимости этих процессов от накопления биомассы и количества углерода. Для реплантозема, высокий процент содержания органического вещества не соотносится с высоким накоплением биомассы.

Экспериментальные модельные площадки, на которых были сконструированы поверхностные образования использующиеся в рекультивационных мероприятиях показали возможность восстанавливать, накапливать органическое вещество.

За 10 лет самовосстановления почвенно-растительного покрова в большинстве случаев, на площадных участках произошло формирование гумусового слабообразованного горизонта W, который свидетельствует о начале восстановления почв.

Гумусовый слабообразованный горизонт хорошо сформировался на пелозёме суглинистом, на псамозёме он сформировался фрагментарно, мощностью около 0,5 см. Торфяные горизонты на органолистрате и реплантозёме поддавались дефляции, что привело к уменьшению органики в целом, на реплантозёме не сформировался гумусовый горизонт, в органолистрате, произошла трансформация органического вещества, что способствовало формированию псамозёма гумусового.

В целом в пробах ТПО после 10 лет самовосстановления содержание углерода увеличилось практически на всех площадках и во всех фракциях. К наиболее устойчивым субстратам относятся пелозём, созданный изначально из суглинистого субстрата, псамозём гумусовый, созданный из смеси песка и торфа, реплантозём, созданный из торфа.

На фоне минеральных площадок выделяется реплантазём, созданный торфяной крошкой. Высокое содержание органического вещества в торфе не является устойчивым показателем, за десятилетний период его количество сильно уменьшилось. В минеральных ТПО наблюдается устойчивое накопление органического вещества, особенно на площадке с литостратом суглинистым.

Количественная оценка трансформации органического вещества в ТПО разного состава обнаруживает в модели нелинейную форму зависимости трансформации органического вещества от накопления биомассы.

В нашем исследовании показано, что с целью изучения восстановления растительности на ТПО необходимо сравнивать свойства ТПО по приближенным между собой показателям. Исследования показывают, что в основном, заселение растительностью открытых грунтов новосозданных ТПО происходит типичной для ландшафта, в котором находится ТПО (*Phalaroides arundinacea*, *Chamaenerion angustifolium*, *Equisetum pratense*, *Poppulus tremula*, *Pinus sylvestris*).

Экспериментальные модельные площадки, на которых были сконструированы поверхностные образования использующиеся в рекультивационных мероприятиях показали количественные данные по накоплению органического вещества на нарушенных землях Самотлорского месторождения.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда и Правительства ХМАО-Югры № 22-17-20011, <https://rscf.ru/project/22-17-20011/>.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Классификация и диагностика почв России // авторы и составители: Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева, М. И. Герасимова. Смоленск: Изд-во Ойкумена, 2004. 342 с.
2. Смагин А.В., Садовникова Н.Б., Смагина М.В., Глаголев М.В. Моделирование динамики органического вещества почв. М.: МГУ, 2001. 120 с.
3. Коркина Е.А. Устойчивость почв правобережья Средней Оби к техногенным нагрузкам нефтегазодобывающего комплекса // Вестник Томского гос. ун-та. Приложение № 15: Материалы III Всероссийской научной конф. «Современные проблемы почвоведения и оценки земель Сибири». Томск, 2005. С. 183—185.
4. Надпорожская М.А., Абакумов Е.В., Чертов О.Г. Моделирование накопления органического вещества в почве при зарастании отвалов карьеров Ленинградской области // Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах. Издательство "Наука", 2007. С. 254—262.
5. Шейн Е. В., Милановский Е. Ю. Органическое вещество и структура почвы: учение В.Р. Вильямса и современность // Известия ТСХА. 2014. №1. С. 42-51.

## Газовый состав и эмиссия CO<sub>2</sub> поверхностных вод Республики Тыва

<sup>1</sup>Бызаакай А.А., <sup>2,1</sup>Покровский О.С., <sup>3</sup>Ховалыг А.О., <sup>1</sup>Кирпотин С.Н.

<sup>1</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup>Лаборатория GET, Тулуза, Франция

<sup>3</sup>Тувинский государственный университет, Кызыл, Россия

E-mail: arisiy@inbox.ru

Различные сценарии изменения климата [1, 2] предсказывают усиление засушливости, приводящее к опустыниванию и увеличению размеров степей, но в Республике Тыва наблюдается обратная трансформация, именуемая «позеленением» степей [3, 4], что говорит об уникальности региона и актуальности исследований на его территориях.

Водные экосистемы играют одну из важнейших ролей в биогеохимическом углеродном цикле, за счет поглощения и выделения значительного количества углерода [5]. Оценка функционирования угле-

рода, переноса, хранения и выбросов, позволит обнаружить факторы окружающей среды, контролирующие данный показатель, что в дальнейшем может помочь в исследованиях климатических изменений. В целом, ожидается, что полученные результаты значительно улучшат наше понимание аспектов функционирования углерода в поверхностных водах Республики Тыва.

Цель исследования – оценка газового состава (растворенного  $O_2$  и  $CO_2$  ( $pCO_2$ ) и потоков  $CO_2$  ( $fCO_2$ ) в водоемах и водотоках Республики Тыва. В ходе исследования выявлена закономерность изменения газового состава и потоков  $CO_2$  в сезонной динамике и оценена взаимосвязь изучаемых показателей с морфометрическими параметрами.

**Объекты и методы исследования.** Объектами исследования являлись 15 больших и малых рек и 5 пресных, соленых и термокарстовых озер, пролегающих вдоль трансекта от северо-западных до юго-восточных частей региона (Таблицы 1, 2). Исследование проводилось в течение четырех гидрологических сезонов.

**Таблица 1.** Общие сведения об исследованных реках.

Название рек	Скорость потока, м/с	Глубина (м)	Длина (км)	Средний расход, м <sup>3</sup> /с	S водосб. бассейна (км <sup>2</sup> )	Высота, м
Енисей	0.25-2.6	2-3	3487	1020	102806	650
Большой Енисей	1.4-2.4	1.5-4	605	594	57766	630
Малый Енисей	1.8-2.3	1-2.4	563	411	36395	636
Тес-Хем	1.1-2.1	1-2.1	757	55.6	18430	1067
Хемчик	-	0.75-2	320	102	3268	850
Алаш	0.43	0.30 -2	172		4741	920
Ак-Суг	0.31	0.25-1	160	14	997.4	1150
Чадан	-	-	98	-	881.5	800
Дурген	0.54	0.66 - 1	93	-	121.7	1200
Чаа-Холь	0.28	0.5-2	90	-	320.3	540
Хууле (Торгалыг)	-	0.4-2	53	-	1090	535
Аныяк-Чыргакы	0.173	0.2-2	52	-	1859	800
Дыттыг-Хем	-	0.2-0.8	34	-	426.9	1250
Биче-Баян-Кол	0.34	0.3-0.8	32	-	15.3	750
Адыр-Хем	0.17	0.5-2	8.25	-	8.25	1850

**Таблица 2.** Общие сведения об исследованных озерах

Название озер	Глубина (м)	S водного зеркала, км <sup>2</sup>	Высота, м	Тип
Торе-Холь	6-8 (макс. 40 м)	68.8	1148	Пресное
Чагыгай	17	28.6	1005	Пресное
Чедер	1.5-2	4.3	706	Соленое
Термокарстовое 1	4	0.3	1850	Термокарстовое
Термокарстовое 2	5	0.1	1850	Термокарстовое

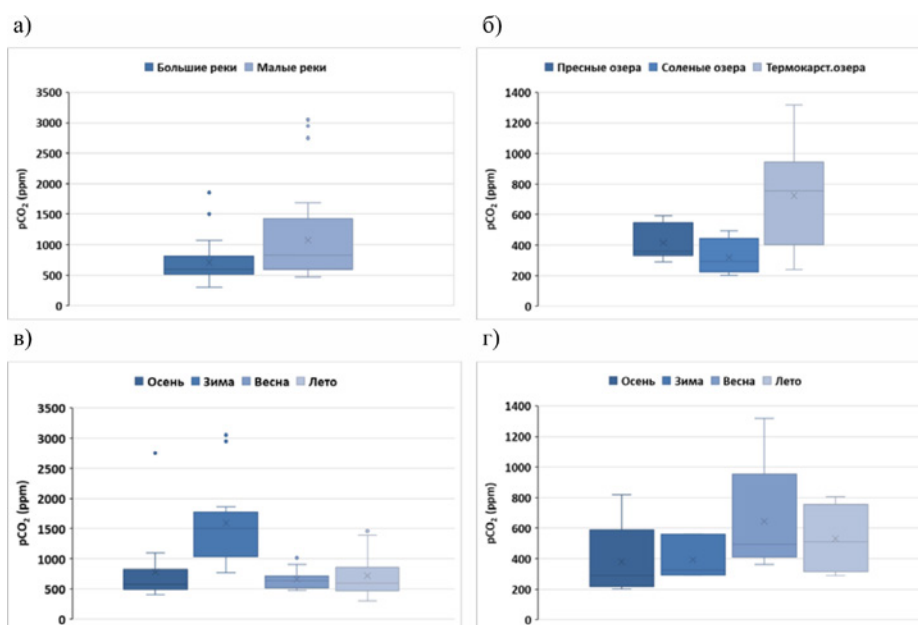
При оценке изучаемых объектов, в полевых условиях были проведены измерения электропроводности, температуры, водородного показателя (Hanna и WTW Multi 3320), концентрации  $O_2$  (YSI ProODO Optical Dissolved Oxygen Meter Specifications W3-05) и  $CO_2$  (GM70 фирмы Vaisala). Выбросы углекислого газа с поверхности воды были измерены свободно перемещающейся плавающей камерой с использованием датчиков SensAir, внутри которой скорости накопления  $CO_2$  считывались с интервалом в 5 секунд в течении 30 минут. Полученные данные потока  $CO_2$  и  $kCO_2$  вычислялись методом линейной регрессии, если  $R^2 > 0,75$ , в соответствии с Kuhn et al., 2018 [6].

**Результаты и обсуждение.** Наиболее высокие концентрации  $pCO_2$  приходились на зимнюю межень (Рисунок 1). Увеличение концентрации  $pCO_2$  зимой происходило за счет ее накопления подо льдом, возможным подземным стоком в пределах главного русла реки, весной, во время половодья идет поступление биологически лабильного наземного растворенного органического углерода (РОУ) [7]. Тогда как в летние и осенние периоды увеличивается интенсивность поглощения  $pCO_2$  в поверхностных водах из-за усиления биологических процессов, планктоном в озерах и макрофитами в реках [8]. Однако, в работах некоторых авторов [9, 10, 11] наблюдается обратная реакция, снижение концентрации  $pCO_2$  в зимний период, что указывает на влияние на воды водных объектов подземных источников, еще подтверждением данного эффекта является влияние электропроводности, водородного показателя и РНУ на потоки  $fCO_2$  в больших реках.

**Таблица 3.** Значения  $pCO_2$  (ppm) и  $fCO_2$  ( $g\ C\ m^{-2}\ d^{-1}$ ) в реках и озерах региона.

	$pCO_2$		$fCO_2$	
	Сред. зн.	Медиана	Сред. зн.	Медиана
Большие реки				
Енисей	689	578	0.16	0.09
Большой Енисей	860	587	0.14	0.11
Малый Енисей	790	571	0.26	0.15
Тес-Хем	672	609	0.19	0.13
Хемчик	705	715	0.16	0.14
Алаш	563	502	0.04	0.03
Малые реки				
Ак-Суг	809	552	1.46	0.10
Чадан	1470	1112	4.08	0.13
Дурген	739.5	493	0.12	0.11
Чаа-Холь	778	729	0.17	0.15
Хууле (Торгалыг)	1133	1003	0.20	0.15
Аныяк-Чыргакы	909	932	0.76	0.33
Дытгыг-Хем	840	660	0.22	0.12
Биче-Баян-Кол	743	743		
Адыр-Хем	2043	2105	1.04	0.32
Озера				
Торе-Холь	332	337	0.06	0.05
Чагытай	504	535	0.07	0.06
Чедер	321	292	0.04	0.06
Термокарстовое озеро 1	754	705	0.06	0.06
Термокарстовое озеро 2	694	806	0.07	0.06

Самое высокое содержание  $pCO_2$  отмечалось в водах малых рек ( $1080 \pm 676$  ppm) (Рисунок 1а), максимум в реке Адыр-Хем ( $2042.8 \pm 951$  ppm), воды которой сформированы под влиянием торфяного болота. Минимальные значения  $pCO_2$  наблюдались в водах соленых ( $321 \pm 124$  ppm) и пресных озер ( $418 \pm 116$  ppm), максимальные – в термокарстовых озерах ( $724 \pm 368$  ppm) (Рисунок 2б). Большие концентрации  $pCO_2$  в термокарстовых озерах, объясняются небольшими глубинами, которые вызывают увеличение минерализации наземного углерода в донных отложениях, также играет фактор наличия многолетней мерзлоты [12].

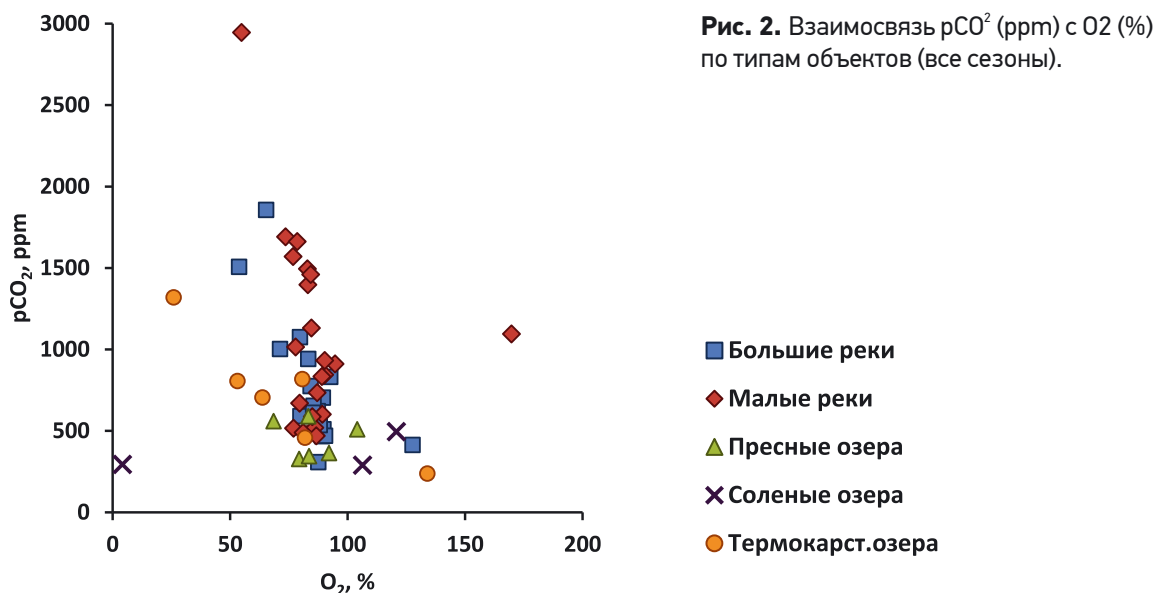
**Рис. 1.** Среднее значение и станд. откл.  $pCO_2$  в изучаемых объектах: а) в реках; б) в озерах; в) в реках в разные сезоны; г) в озерах в разные сезоны.



Самые низкие концентрации  $O_2$  были отмечены зимой и весной, в холодный период, в связи с прекращением процесса фотосинтеза и снижением активности микроорганизмов, летом и осенью наблюдается обратная ситуация.

Значения  $fCO_2$  были низкими ( $0,46 \pm 1,64 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). В отличие от показателей  $O_2$  и  $pCO_2$ , существенной сезонной динамики не обнаружено, как и не было больших различий значений по типам объектов. Самые высокие потоки  $CO_2$  были отмечены для вод малых рек осенью Аныяк - Чыргакы ( $1.89 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), Адыр-Хем ( $3.58 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) и зимой Ак-Суг ( $5.60 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), Чадан ( $12,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ).

Наблюдались существенные корреляционные зависимости  $pCO_2$  с  $O_2$  и  $fCO_2$  в водах больших рек и термокарстовых озер (Рисунок 2, Таблица 4). Обнаружена положительная корреляция  $pCO_2$  с  $fCO_2$  в малых реках.



**Рис. 2.** Взаимосвязь  $pCO_2$  (ppm) с  $O_2$  (%) по типам объектов (все сезоны).

**Таблица 4.** Корреляционная зависимость  $pCO_2$  (ppm) с  $O_2$  (%),  $fCO_2$  ( $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) по типам объектов (все сезоны),  $p < 0.01$ .

Тип объекта	Показатель	$pCO_2$ , ppm	$fCO_2$ , $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
Большие реки	$O_2$	-0.71	-0.58
	$pCO_2$	-	0.67
Малые реки	$O_2$	-0.30	-0.18
	$pCO_2$	-	0.64
Пресные озера	$O_2$	-0.10	-0.09
	$pCO_2$	-	-0.13
Соленые озера	$O_2$	0.58	-0.66
	$pCO_2$	-	0.22
Термокарстовые озера	$O_2$	-0.91	0.25
	$pCO_2$	-	0.11

При оценке взаимодействия различных физико-географических выборок (размер речного водораздела, площадь водного зеркала и внутренними параметрами водной толщи) с показателями растворенного углерода, не было выявлено какой-либо статистически значимой зависимости, что указывает на другие факторы, контролирующие обмен  $CO_2$  в поверхностных водах.

В заключение можно сказать, впервые была проведена оценка газового состава и эмиссии  $CO_2$  в водоемах и водотоках Республики Тыва, что позволило проанализировать сезонную изменчивость и вклад возможных пространственных факторов в динамику углеродного цикла. В целом, по газовому составу водных объектов выявлено: изучаемые водоемы и водотоки достаточно насыщены  $O_2$ , повышенное содержание  $pCO_2$  приходится на малые реки. В сезонной динамике, наиболее высокие значения  $pCO_2$  выявлены в зимний и частично весенний периоды в водах малых рек и термокарстовых озер. В зимний период это связано с накоплением значительного количества растворенного углерода в период ледостава и возможной ролью подземного стока, в весенний период – с поступлением с тальми водами большого количества веществ, богатых органикой. Изменение значений  $fCO_2$  незначительно и демонстрировало довольно низкую сезонную и пространственную изменчивость.

Работа выполнена при частичной поддержке программы ТГУ «Приоритет 2030» и РНФ № 23-14-20015.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. IPCC, 2019: *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sus-tainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems* [Shukla, P.R.; Skea, J.; Calvo Buendia, E. et al.]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 896 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157988>
2. IPCC, 2022: *Summary for Policymakers. In: Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Shukla, P.R.; Skea, J.; Slade, R. et al.]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. doi: 10.1017/9781009157926.001
3. Callaghan T., Shadyko O., Kirpotin S. et al. *Siberian environmental change: Synthesis of recent studies and opportunities for networking*// *Ambio*. 2021. 50. 2104–2127. <https://doi.org/10.1007/s13280-021-01626-7>.
4. Kirpotin S., Callaghan T.V., Peregon A. et al. *Impacts of environmental change on biodiversity and vegetation dynamics in Siberia*. // *Ambio*. 2021. 50. 1926–1952. <https://doi.org/10.1007/s13280-021-01570-6>.
5. Falkowski P., Scholes R.J. et al. *The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system*. // *Science*. 2000. T. 290. №. 5490. C. 291-296.
6. Kuhn M., Lundin E.J., Giesler R. et al. *Emissions from thaw ponds largely offset the carbon sink of northern permafrost 663 wetlands*. // *Sci Rep*. 2018. 8. 9535. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27770-x>
7. Payandi-Rolland D., Shirokova L.S., Nakhle P. et al. *Aerobic release and biodegradation of dissolved organic matter from frozen peat: Effects of temperature and heterotrophic bacteria*. // *Chemical Geology*. 2020. 536. Art No 119448. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119448>.
8. Payandi-Rolland D., Shirokova L.S., Lariux J. et al. *Laboratory growth capacity of an invasive cyanobacterium (*Microcystis aeruginosa*) on organic substrates from surface waters of permafrost peatlands*. // *Environmental Science: Processes and Impacts*. 2023. 25(3). 659-669. <https://doi.org/10.1039/D2EM00456A>.
9. Maurischat P., Lehnert L., Zerres H.D.V. et al. *The glacial–terrestrial–fluvial pathway: A multiparametrical analysis of spatiotemporal dissolved organic matter variation in three catchments of Lake Nam Co, Tibetan Plateau*. // *Science of The Total Environment*. 2022. 838 (4). 156542. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156542>.
10. Wang L. *In-situ measurement on air–water flux of CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> and their carbon stable isotope in lakes of northeast Tibetan Plateau*. // *Advances in Climate Change Research*. 2022. 13(2). 279-289. <https://doi.org/10.1016/j.accr.2022.02.001>.
11. Yu C., Li Y., Jin H. et al. *Organic versus Inorganic Carbon Exports from Glacier and Permafrost Watersheds in Qinghai–Tibet Plateau*. // *Aquat Geochem*. 2021. 27. 283–296. <https://doi.org/10.1007/s10498-021-09399-x>
12. Karlsson J., Serikova S., Vorobyev S.N. et al. *Carbon emission from Western Siberian inland waters*. // *Nat Commun*. 2021. 12. 825. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21054-1>

## Влажность почвы как основной лимитирующий фактор эмиссионного потока CO<sub>2</sub> в среднетаежных лесах Центральной Сибири: модификация экспоненциальной модели роста

<sup>1,2</sup>Махныкина А.В., <sup>2</sup>Тычков И.И., <sup>2,1</sup>Ваганов Е.А., <sup>1</sup>Панов А.В., <sup>1,2</sup>Прокушкин А.С.

<sup>1</sup> Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия

<sup>2</sup> ФГАОУ ВО «Сибирский федеральный университет», Красноярск, Россия

E-mail: [makhnykina.av@ksc.krasn.ru](mailto:makhnykina.av@ksc.krasn.ru)

Бореальные леса являясь стоком атмосферного CO<sub>2</sub> представляют собой важный регион исследования, в значительной мере реагирующий на текущие климатические изменения (Pan et al., 2011). Отмечено, что в почвах бореальных лесов находится в четыре раза больше углерода, чем сосредоточено во всей наземной фитомассе (Mukhortova et al., 2015). Почвенное дыхание или эмиссионный поток CO<sub>2</sub> (R<sub>s</sub>, т. е. сумма автотрофного и гетеротрофного дыхания с поверхности почвы) является

крупнейшим наземным источником углерода в атмосферу. Следовательно, небольшие изменения величины  $R_s$  могут вызывать значительные колебания концентрации  $CO_2$  в атмосфере (Raich and Schlesinger, 1992) и в глобальном масштабе влиять на климат.

Температура почвы обычно является фактором, достоверно описывающим изменения в дыхании почвы, однако из-за сложности и многокомпонентности почвенной среды большинство исследователей полагаются на эмпирические модели вместо процессных моделей (Raich, Schlesinger, 1992; Janssens, Pilegaard, 2003). Предполагается, что среди эмпирических моделей функция  $Q_{10}$  является хорошим индикатором для оценки общего годового дыхания почвы, поскольку она объединяет все процессы, которые могут влиять на сезонное и годовое дыхание почвы (Davidson et al., 1998; Janssens, Pilegaard, 2003; Yuste et al., 2004). Однако использование хорошо известных функций Аррениуса и  $Q_{10}$  для описания экспоненциального отклика  $R_s$  на температуру было подвергнуто критике (Xu, Qi, 2001; Janssens, Pilegaard, 2003; Yuste et al., 2004) из-за их одинаковой температурной чувствительности в широком диапазоне температур почвы (Lloyd, Taylor, 1994).

В ряде исследований принимались попытки установить зависимость скорости почвенного дыхания от влажности и температуры почвы (например, Lloyd, Taylor, 1994; Davidson et al., 1998; Xu, Qi, 2001). Существуют также модели, учитывающие параболическое влияние влажности почв (Mielnick et al., 2001), однако, ввиду их разработки для конкретного региона, их применение для других территорий не представляется возможным.

Ранее отмечалось, что для различных природных экосистем существуют такие условия увлажнения, при которых наблюдается рост эмиссии, однако, как правило, указывается диапазон оптимальных значений влажности почв (Suseela et al., 2012). В некоторых работах была установлена пороговая влажность (Luo, Zhou, 2006) или конкретное значение влажности почв, при котором происходит переключение экосистемы из объекта лимитирования по условиям увлажнения в систему, где эмиссионные потоки  $CO_2$  контролируются только изменениями температуры. Данные значения, как правило, специфичны для конкретного региона и экосистемы и не могут быть экстраполированы на большие территории, поэтому требуют уточнения для новых объектов исследований.

Параметризация взаимодействия между эмиссией  $CO_2$  и климатическими факторами, контролирующими этот процесс, имеет решающее значение для моделирования баланса углерода и понимания реакции биогеоценозов на изменения климата.

Поэтому в нашей работе, мы сосредоточились на модификации модели экспоненциального роста (Lloyd, Taylor, 1994) почвенной эмиссии, путем введения дополнительного фактора – влажность почвы. Основной целью является тестирование нелинейной регрессионной модели сезонной динамики почвенной эмиссии с учетом значения пороговой влажности почв.

Исследования проводились на территории среднетаежной подзоны Центральной Сибири на базе Международной обсерватории ZOTTO (<http://www.zottoproject.org>). Климат района исследования можно охарактеризовать, как холодный (континентальный), без сухого сезона, холодное лето (Dfc – по Кёппен-Гейгеру). В среднем количество осадков за вегетационный сезон (июнь-сентябрь включительно) составляет  $263 \pm 8$  мм с начала инструментальных наблюдений (с 1966 года; источники – <http://www.meteo.ru>, <http://www.rp5.ru>). Температура воздуха в районе исследования за летний период с июня по сентябрь включительно в среднем составляет  $13.3 \pm 0.2$  °C (с 1936 года; источники – <http://www.meteo.ru>, <http://www.rp5.ru>).

Объектами исследования были выбраны сосняки лишайниковые, являющиеся одними из доминантов растительного покрова выбранной территории.

Величина эмиссионного потока  $CO_2$  измерялась с помощью автоматизированной системы на основе инфракрасного газового анализатора LI-8100A (Li-cor Biogeosciences Inc., Lincoln, США). Частота измерений за сезон была не менее 5 раз в месяц. Прямые измерения температуры и влажности почв приводились непосредственно при каждом измерении потоков почвенной эмиссии  $CO_2$ . Замеры температуры проводились на трех глубинах – 5, 10 и 15 см от поверхности почвы с помощью почвенного температурного датчика Soil Temperature Probe Type E (Omega, США). Для измерения объемной влажности SWC (5 см от поверхности) использовался влагомер Theta Probe Model ML2x (Delta T Devices Ltd., Великобритания) (Махныкина и др., 2016).

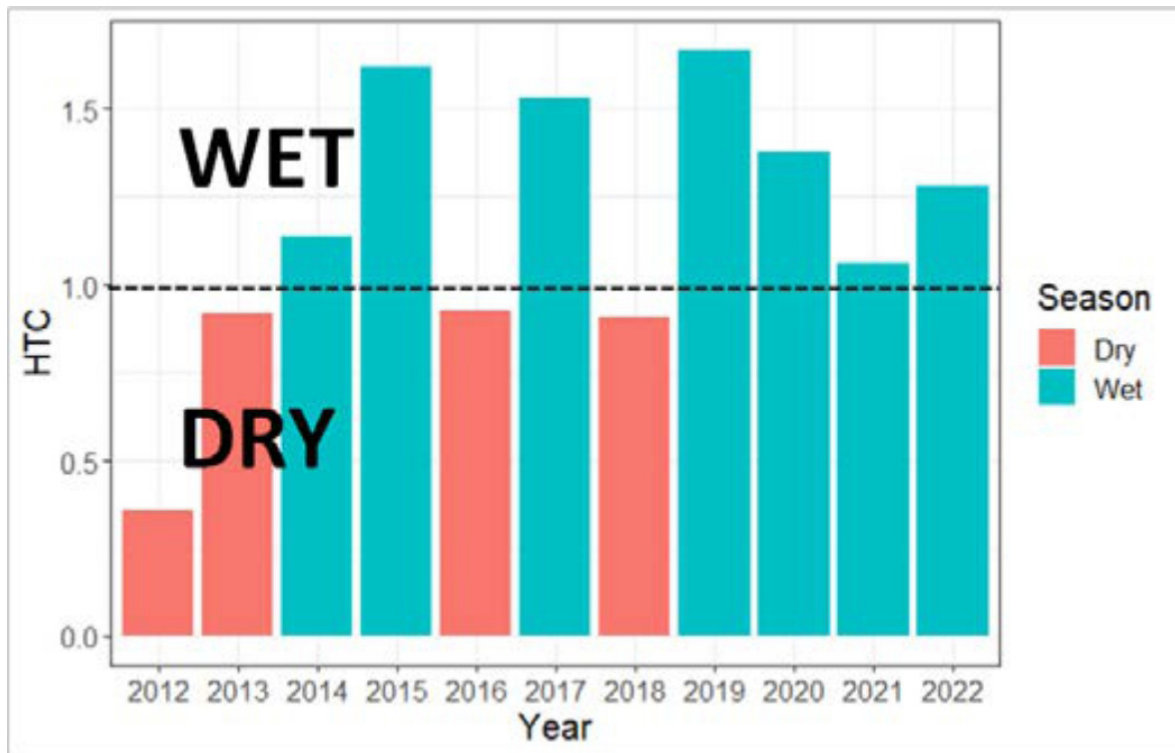
Прямые измерения почвенной эмиссии проводились в течение бесснежного периода (июнь-сентябрь) с 2012 по 2022 гг. Рассмотренные вегетационные сезоны существенно отличались между собой по метеорологическим характеристикам, в частности количество осадков между отдельными сезонами варьировало от 119 мм (2012) до 328 мм (2015), что в свою очередь на 54% ниже и на 23% выше их среднемноголетних значений.

Чтобы получить более детальное представление о характеристиках вегетационного периода, мы выбрали количество осадков в качестве основного лимитирующего фактора для этого региона (Xu, Hisano, 2024). Для категоризации режима осадков мы использовали гидротермический коэффициент (ГТК) Г. Селянинова (Селянинов, 1928), рассчитанный по уравнению (1):

$$\text{ГТК} = \Sigma x / \Sigma t \times 10, (1)$$

где  $\Sigma x$  и  $\Sigma t$  – сумма осадков и температур соответственно в период, когда температура  $> 10^\circ\text{C}$ . Исходя из существующей классификации ГТК, мы формально разделили наши времена года на две группы (рис. 1):

- ГТК  $> 1.0$  – «Влажные сезоны»: 2015, 2017, 2019-2022 гг. Эту группу мы можем назвать «сезоны, не сталкивающиеся с условиями ограничения воды»;
- ГТК  $< 1.0$  – «Засушливые сезоны»: 2012, 2013, 2016, 2018 гг.



**Рис. 1.** Гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова для изученных вегетационных сезонов (2012-2022).

Расчет почвенной эмиссии  $\text{CO}_2$  проводился по двум моделям: 1 – классическая экспоненциальная модель зависимости почвенной эмиссии от температуры Ллойда-Тейлора («T model») и 2 – нелинейная регрессионная модели («T-SWC model») с дополнительным параметром – оптимальная влажность почвы для конкретной экосистемы, разработанная нами. Ранее было установлено (Makhnykina et al., 2023), что для сосняка лишайникового оптимальная или пороговая влажность почвы составляет  $0.32 \text{ м}^3 \text{ м}^{-3}$  (32%).

T model описывается следующим уравнением (2) (Lloyd, Taylor, 1994):

$$R_{\text{soil}} = R_0 \cdot \exp(a \cdot T_{\text{soil}}), (2)$$

где  $R_0$ ,  $a$  – параметры отражающие чувствительность потока к некому начальному значению эмиссии и изменениям температуры почвы соответственно,  $T_{\text{soil}}$  – температура почвы.

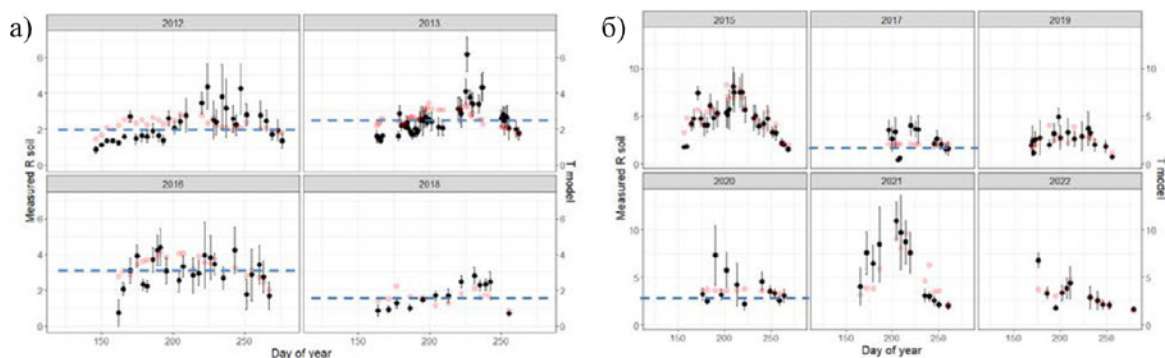
Разработанная нами модель (T-SWC model) основана на модификации экспоненциальной модели с учетом параболического влияния влажности и введение дополнительного фактора – пороговой влажности почв (3), специфичной для разных типов экосистем:

$$R_{\text{soil}} = R_0 \cdot \exp(a \cdot T_{\text{soil}}) \cdot ((\beta_0 + b \cdot \text{SWC})^2), (3)$$

где появились дополнительные переменные,  $\beta_0$  – оптимальная влажность почвы для конкретной экосистемы (в нашем случае сосняк лишайниковый – 0.32),  $b$  – параметр отражающий чувствительность к изменениям влажности почвы, SWC – объемная влажность почвы.

Величина оптимальной влажности почвы была рассчитана экспериментальным путем (Makhnykina et al., 2023), используя данные *in situ* измерений почвенной эмиссии и определенный математический алгоритм, использующий корреляционную зависимость, как основной показатель. Для расчета основных параметров модели использовался метод наименьший квадратов (RMSE, метод Ньютона).





**Рис. 2.** Сезонные эмиссионные потоки  $\text{CO}_2$  для сухих (а) и влажных (б) сезонов: измеренные (черные точки) и смоделированные по Т-модели (красные точки) потоки. Измеренные потоки приведены со стандартными отклонениями.

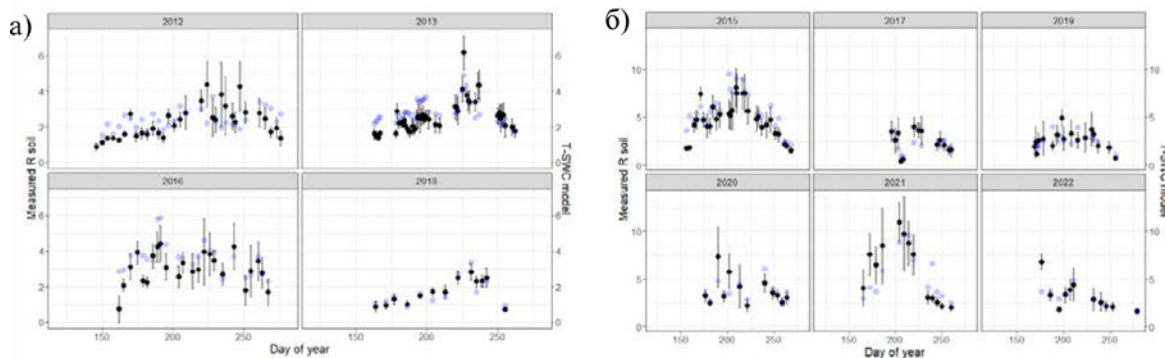
Применение T model, учитывающей только вариации в температуре почвы, зачастую не показывает динамических изменений почвенной эмиссии в течение как сухих, так и влажных сезонов (рис. 2), однако средние величины эмиссии за сезон близки к измеренным. Отметим, что в сезоны 2015 и 2021 гг., с количеством осадков существенно выше среднего, T model демонстрируют вариацию потоков  $\text{CO}_2$  из почвы в течение сезона. Данный факт может свидетельствовать о том, что при отсутствии дефицита осадков достаточно одного фактора – температура почвы, для расчета потоков почвенной эмиссии. При этом важную роль будет играть относительно равномерное распределение осадков в течение сезона. В сухие сезоны, как правило, вариация и рост эмиссионных потоков характерны для второй половины-конца вегетационного сезона, однако T model не переключается на учет этих изменений.

Разработанная T-SWC model (рис. 3) модель адекватно отражает динамические изменения почвенной эмиссии, ошибка с прямыми измерениями максимально составила 35% в периоды с максимальной скоростью почвенной эмиссии. Причем было установлено, что и в сухие и во влажные сезоны разработанная модель отражает сезонные колебания эмиссионного потока  $\text{CO}_2$ . Максимальные различия смоделированных потоков по T-SWC model с данными прямых измерений для всех рассмотренных сезонов составило порядка 20%. Интересно, что в отличные по условиям увлажнения сезоны наибольшая разница между измеренными и смоделированными потоками почвенной эмиссии наблюдались в одинаковые временные промежутки сезона, а именно в начале – середине июня.

Таким образом, обе модели применимы для изучения эмиссионных потоков  $\text{CO}_2$ , однако выбор между ними будет зависеть от цели конкретного исследования. T model больше подходит для общих оценок сезонного или годового потока  $\text{CO}_2$ , без характеристики динамических изменений и пиковых значений. T-SWC model ориентирована на более детальный анализ сезонных потоков  $\text{CO}_2$ . Причем, с помощью T-SWC model можно проследить вариации эмиссионных потоков  $\text{CO}_2$  в сезоны с разными условиями увлажнения.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Pan Y., Birdsey R., Fang J., Houghton R., Kauppi P.E., Kurz W.A., Phillips O.L., Shvidenko A., Lewis S.L., Canadell J.G., Ciais P., Jackson R.B., Pacala S.W., McGuire A.D., Piao S., Rautiainen A., Sitch S., Hayes D. A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science* 2011, 33, 988–993. DOI: 10.1126/science.1201609.



**Рис. 3.** Сезонные эмиссионные потоки  $\text{CO}_2$  для сухих (а) и влажных (б) сезонов: измеренные (черные точки) и смоделированные по T-SWC-модели (синие точки) потоки. Измеренные потоки приведены со стандартными отклонениями.

2. Mukhortova L., Schepaschenko D., Shvidenko A., McCallum I., Kraxner F. Soil contribution to carbon budget of Russian forests. *Agric. For. Meteorol.* 2015, 200, 97–108. DOI: 10.1016/j.agrformet.2014.09.017.
3. Raich J., Schlesinger W.H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B: Chem. Phys. Meteorol.* 1992, 44(2), 81–99. DOI: 10.3402/tellusb.v44i2.15428.
4. Janssens I.A., Pilegaard K. Large seasonal changes in  $Q_{10}$  of soil respiration in a beech forest. *Global Change Biology* 2003, 9, 911–918. DOI: 10.1046/j.1365-2486.2003.00636.x.
5. Davidson E.A., Belk E., Boone R.D. Soil water content and temperature as independent of confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology* 1998, 4, 217–227. DOI: 10.1046/j.1365-2486.1998.00128.x.
6. Yuste J.C., Janssens I.A., Carrara A.R. Annual  $Q_{10}$  of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature sensitivity. *Global Change Biology* 2004, 10, 161–169. DOI: 10.1111/j.1529-8817.2003.00727.x
8. Xu M., Qi Y. Soil surface CO<sub>2</sub> efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California. *Global Change Biology* 2001, 7, 667–677. DOI: 10.1046/j.1354-1013.2001.00435.x .
9. Lloyd J., Taylor J.A. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology* 1994, 8, 315–323. DOI: 10.2307/2389824.
10. Mielnick P.C., Dugas W.A., Johnson H.B., Polley H.W., Sanabria J. Net grassland carbon flux over a subambient to superambient CO<sub>2</sub> gradient. *Global Change Biology* 2001, 7, 747–754. DOI: 10.1046/j.1354-1013.2001.00445.x.
11. Suseela V., Conant R.T., Wallenstein M.D., Dukes J.S. Effects of soil moisture on the temperature sensitivity of heterotrophic respiration vary seasonally in an old-field climate change experiment. *Global Change Biology* 2012, 18, 336–348. DOI: 10.1111/j.1365-486.2011.02516.x.
12. Luo Y.Q., Zhou X.H. *Soil respiration and the environment*. Higher Education Press, Beijing, China, 2006, pp. 328.
13. Махныкина А.В., Прокушкин А.С., Ваганов Е.А., Верховец С.В., Рубцов А.В. Динамика потоков CO<sub>2</sub> с поверхности почвы в сосновых древостоях Средней Сибири. *Журн. Сибирского федерального ун-та. Биология* 2016, № 3, 338–357. DOI: 10.17516/1997-1389-2016-9-3-338-357.
14. Xu W., Hisano M. Spatial variation in boreal forest responses to global environmental change in western Canada. *Agric. For. Meteorol.* 2024, 355, 110140. DOI: 10.1016/j.agrformet.2024.110140.
15. Селянинов Г.Т. О сельскохозяйственной оценке климата // *Труды по сельскохозяйственной метеорологии* 1928, 20, 165–177.
16. Makhnykina A.V., Tychkov I.I., Prokushkin A.S., Pyzhev A.I., Vaganov E.A. Factors of soil CO<sub>2</sub> emission in boreal forests: Evidence from Central Siberia. *iForest* 2023, 16, 86–94. DOI: 10.3832/ifor4097-016.

# Эмиссия CO<sub>2</sub> из почв репрезентативных экосистем лесостепи Западной Сибири

Чумбаев А.С., Прохорова Н.А., Миллер Г.Ф., Шарков И.Н.

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия  
E-mail: chumbaev@issa-siberia.ru

Решить проблему глобального потепления, вызванного парниковым эффектом без оценки бюджета углерода в типовых экосистемах различных природных зон невозможно [1]. Основной расходной статьей в бюджете углерода является поток углекислого газа из почв в атмосферу и по устоявшейся традиции, эмиссия углекислого газа из почвы определяется в преобладающем большинстве случаев лишь в течение вегетационного сезона и считается, что в остальной период года потоки CO<sub>2</sub> пренебрежительно малы. Однако исследования российских и зарубежных ученых показали, что эмиссия углекислого газа в холодный (зимний) период может составлять существенную часть годового бюджета в различных экосистемах.

Наиболее часто динамика почвенного CO<sub>2</sub>-газообмена отражается одновершинной кривой с максимумом в середине лета или смещенным на начало или конец вегетационного периода, а также U-образными кривыми с минимальной скоростью процесса в засушливый период. В условиях неустойчивого увлажнения изменения почвенного «дыхания» носят пульсирующий характер с несколькими чередующимися подъемами и спадами [2].

Изучение эмиссии диоксида углерода из почв репрезентативных экосистем лесостепной зоны Западной Сибири в период 2022-2023 гг. проводились в правобережной части Новосибирской области, в окрестностях Новосибирского Академгородка, на территории Историко-архитектурного музея под открытым небом Института археологии и этнографии СО РАН (54,85117° с.ш., 83,18309° в.д.), в осиново-березовом лесу (10Б, 10) и на некосимом разнотравно-злаковом лугу (залежь возрастом более 40 лет). В мае 2023 года, была сооружена площадка мониторинга эмиссии CO<sub>2</sub> на разнотравно-злаковом лугу, подвергающемся регулярному (2 раза в месяц) кошению без сбора скошенной массы (рис. 1). Все площадки расположены на темно-серой лесной почве (*Luvic Greyzemic Phaeozem (Siltic)*). Измерения производились камерным методом с помощью инфракрасного газоанализатора VentPro в модификации с выносом измерительной ячейки в крышку измерительной камеры (рис. 2А). Для исследования эмиссии CO<sub>2</sub> из почв в холодный период (ноябрь-апрель), на каждой мониторинговой площадке ежегодно, в октябре устанавливалось по 5 камер из ПВХ труб, высотой 50 см, известного объема. Время экспозиции на каждой камере составляло 5-7 мин. При достижении снежным покровом края камеры, дополнительно наращивались трубами высотой 25 см известного объема (рис. 2Б). В теплый период года использовались камеры высотой 5 см (рис. 2В).

Регулярный мониторинг эмиссии CO<sub>2</sub> проводился с частотой измерений в 4 раза за месяц. Во второй декаде марта проводилась итоговая снегомерная съемка на всех площадках. Температура воздуха и почвы (на глубинах 0, 5, 15 и 30 см на каждой площадке) в течение всего периода исследований фиксировалась с помощью автономного регистратора температуры Thermochron DS 1921G.

Для расчета скорости эмиссии CO<sub>2</sub> из почв использовалась базовая формула (без поправки на температуру и давление):

$$F \text{ (мг С / м}^2 \times \text{час)} = \frac{a \times C1 \times V \times M[C] \times C2}{S \times t \times Vm \times C3} \quad (1)$$

где  $a$  [ppm/мин] – разница между двумя точками измерения концентрации CO<sub>2</sub> в камере,  $V$  [мл] – объем камеры,  $C1 = 60$  – коэффициент перевода  $a$  из [ppm/мин] в [ppm/час],  $M[C]$  [мг/ммоль] = 12 – молярная масса углерода,  $C2 = 10000$  – коэффициент перевода площади основания камеры из см<sup>2</sup> в м<sup>2</sup>,  $S$  [см<sup>2</sup>] – площадь основания камеры,  $t$  [час] = 1 [час] – время, для которого рассчитывается поток CO<sub>2</sub>,  $Vm$  [мл/ммоль] = 22.4 – молярный объем идеального газа при стандартных условиях,  $C3 = 1000000$  – коэффициент перевода ppm CO<sub>2</sub> в безразмерные доли.

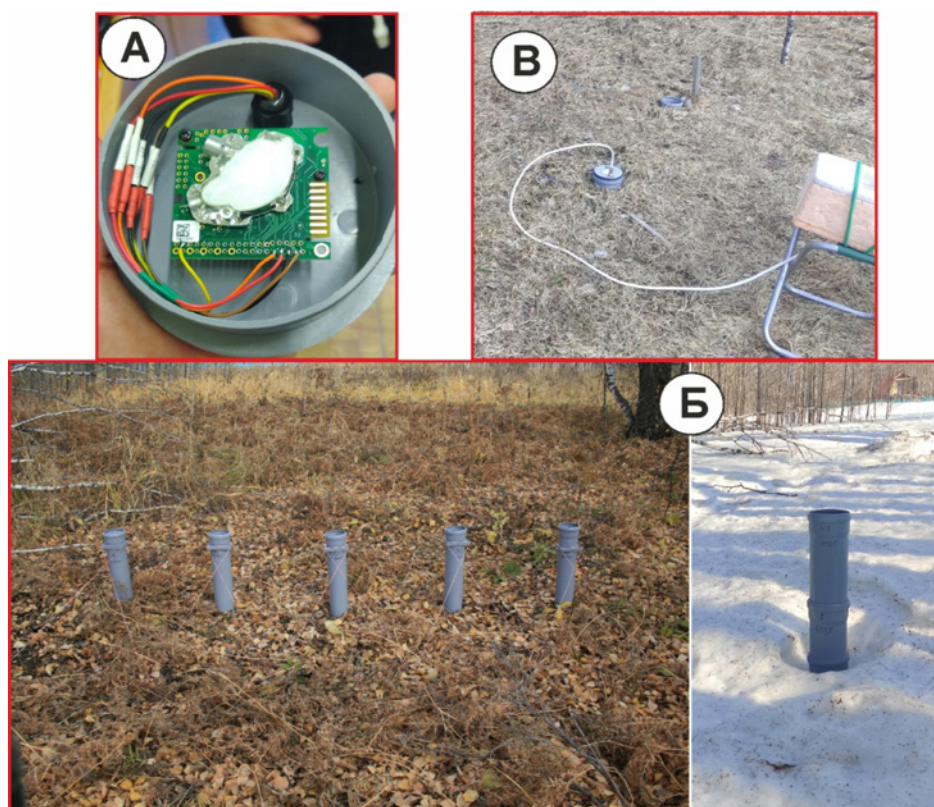
Величину среднемесячной скорости почвенного дыхания (мг С/м<sup>2</sup> ч) рассчитывали как арифметическое среднее из всех измерений, проведенных за каждый месяц. Суммарные месячные потоки CO<sub>2</sub> почв (г С/м<sup>2</sup> мес.) рассчитывали с учетом продолжительности соответствующего месяца. Сезонные (г С/м<sup>2</sup> сезон) потоки CO<sub>2</sub> из почв были получены суммированием соответствующих месячных потоков.

Используемый нами прибор VentPro позволяет судить о линейности увеличения концентрации CO<sub>2</sub> в воздухе изолятора, если по крайней мере два ее прироста при последовательных отсчетах окажутся близки или одинаковыми. Изменения концентрации CO<sub>2</sub> в воздухе камеры на площадках 3х биогеоценозов обнаруживают закономерность: при сравнительно небольших значениях  $\Delta_{1,0}$  (до 100 ppm) величины  $\Delta_{2,1}$  не снижаются, а иногда даже возрастают; напротив, при  $\Delta_{1,0}$  более 100 ppm значения  $\Delta_{2,1}$  демонстрируют значительное падение.





**Рис. 1.** Гипсометрия рельефа (А) и карта-схема (Б) расположения площадок круглогодичного мониторинга эмиссии  $\text{CO}_2$  из почв на юго-востоке Западной Сибири.



**Рис. 2.** Модификация инфракрасного газоанализатора с выносом измерительной ячейки в крышку камеры (А) и пример площадки мониторинга эмиссии  $\text{CO}_2$  из почв с камерами для измерений в холодный (Б) и теплый периоды (В).



Хотя эта закономерность не является абсолютно строгой, тем не менее, она четко прослеживается, особенно при обобщении данных по трем площадкам. Видно, что при значениях прироста концентрации  $\text{CO}_2$  в воздухе камеры в первую минуту экспозиции до 100 ppm величины  $\Delta_{1-0}$  и  $\Delta_{2-1}$  оказываются одинаковыми. Это означает, что при таком приросте  $\text{CO}_2$  расчет скорости эмиссии  $\text{CO}_2$  из почвы правильнее всего проводить по первой минутной экспозиции.

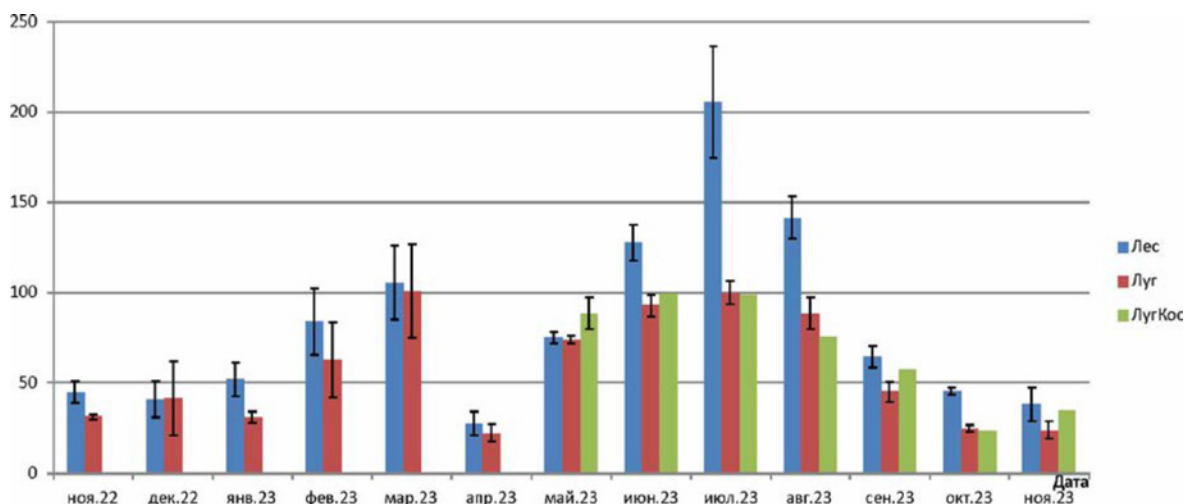
Причины резкого падения  $\Delta_{2-1}$  при повышенных значениях  $\Delta_{1-0}$  обусловлены, вероятно, созданием в первую минутную экспозицию турбулентности воздуха за счет его прокачивания по кругу насосом и работы миниатюрного вентилятора на внутренней стороне крышки в динамической модификации прибора. Именно в первую экспозицию, вероятно, происходит наибольшее «вымывание»  $\text{CO}_2$  из почвенного воздуха, чему способствует повышенный уровень биологической активности почвы (о чем свидетельствуют значения ppm > 100). При последующих минутных экспозициях падение прироста  $\text{CO}_2$  в камере замедляется, и, как свидетельствуют обобщенные, после 3-й экспозиции ( $\Delta_{3-2}$ ) приросты  $\text{CO}_2$  более всего приближаются к линейной зависимости.

На этом основании прирост концентрации  $\text{CO}_2$  в камере за 3-ю минутную экспозицию принят нами за основу при расчете текущей скорости эмиссии  $\text{CO}_2$  из почвы и последующей оценке суммарных как за холодный (ноябрь-апрель), так и за теплый периоды (май – октябрь) потерь углерода на площадках биогеоценозов.

Холодный период (ноябрь-апрель) 2022-2023 гидрологического года характеризовался высокими снегозапасами: в лесу среднее значение составило 170 мм, а открытых участках лугового ценоза 230 мм. Данные снегозапасы превышают среднемноголетние показатели в 1,4 и 1,9 раз соответственно. По среднемноголетним данным, температура самого холодного месяца (январь) минус 17,7 °С. В январе 2023 года средняя температура составила минус 13 °С, а средняя температура воздуха за весь холодный период 2022-2023 гидрологического года была минус 10 °С. В течение холодного периода, в целом для климатических условий юго-востока Западной Сибири, оттепели в зимние месяцы не характерны. Однако с ноября 2022 по март 2023 гг. было зафиксировано 17 дней со среднесуточной температурой выше 0 °С. Это способствовало образованию ледяных прослоек в профиле снежного покрова, которые могли оказывать существенное влияние на величину потока  $\text{CO}_2$  из почвы.

Промерзание почвы (как на луговой, так и лесной площадках) началось в третьей декаде ноября 2022 г, когда среднесуточные температуры воздуха стабильно опустились ниже минус 10 °С. Наименьшие температуры почвы в слое 0-10 см зафиксированы в первой декаде декабря 2022 г. – минус 4 и минус 2,5 °С в лесной и луговой площадках соответственно.

Расчетные данные показали, что наибольший поток  $\text{CO}_2$  из почв обеих мониторинговых площадок отмечался в марте 2023 г. (рис. 3.). Наименьший поток был зафиксирован в апреле 2023 г. – 39 и 33 г С/м<sup>2</sup>/мес., соответственно. Вероятно, причина апрельского снижения эмиссии  $\text{CO}_2$  обусловлена образованием в снежном покрове ледяных прослоек (толщиной до 2 см), которые могли затормаживать диффузию углекислого газа к поверхности снежного покрова.



**Рис. 3.** Годовая эмиссия  $\text{CO}_2$  из почв репрезентативных экосистем лесостепи Западной Сибири в 2022-2023 гидрологического года, г С/м<sup>2</sup>/мес. Вертикальные линии показывают значения стандартной ошибки (SE).

В целом по расчетным данным из почв осиново-березового леса за холодный период (ноябрь-апрель) 2022 – 2023 гидрологического года поток  $\text{CO}_2$  составил 355 г С/м<sup>2</sup>, а из почв луга разнотравно-злакового 290 г С/м<sup>2</sup>.

Наибольшие потери углерода за май – октябрь 2022 г. зарегистрированы из почвы в лесном биогеоценозе – 660 г С /м<sup>2</sup>. На площадках некосимого и косимого луга они были существенно меньше – 425 и 443 г С /м<sup>2</sup> сезон соответственно. Из рисунка 3 видно, что различия в эмиссионных потоках СО<sub>2</sub> между лесным и травяными биогеоценозами сформировались в основном в летний период.

Вклад летних месяцев в формирование суммарной эмиссии СО<sub>2</sub> за теплый период изменялся от 62-66% в травяных экосистемах до 72% в лесном биогеоценозе. Необходимо отметить, что в лесном биогеоценозе вклад мая в эмиссию СО<sub>2</sub> за теплый период был на 35-45% меньше в сравнении травяными экосистемами. Как видно из рисунка 3, причиной этого явилась в основном значительно бóльшая эмиссия СО<sub>2</sub> из почвы в лесном биогеоценозе в летний период, потому что значительных различий в газообразных потерях углерода между экосистемами за май не было.

В целом за годовой цикл (ноябрь 2022 – октябрь 2023) суммарный поток С из почв репрезентативных биогеоценозов Новосибирской области составил: из почвы в лесном биогеоценозе – 1015 г С/м<sup>2</sup>, из почв лугового биогеоценоза – 715 г С/м<sup>2</sup>, а на варианте косимого луга за май-октябрь 2023 г. из почвы было выделено 478 г С/м<sup>2</sup>.

*Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения «Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах» (рег. № 123030300031-6)».*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Лопес де Гереню В.О., Курганова И.Н., Розанова Л.Н., Кудеяров В.Н. Годовые потоки диоксида углерода из некоторых почв южно-таежной зоны России // Почвоведение. 2001. №9. 1045-1059.
2. Наумов А.В. Сезонная динамика и интенсивность выделения СО<sub>2</sub> в почвах Сибири // Почвоведение. 1994. №12. С. 77-83.

# СЕКЦИЯ

Процессы  
на поверхности  
суши: наблюдения,  
модели  
и усвоение данных

## Модельная оценка влияния неоднородности подстилающей поверхности на потоки $\text{CO}_2$ и $\text{CH}_4$ на участках карбоновых полигонов на Северном Кавказе

<sup>1</sup>Гибадуллин Р.Р., <sup>1</sup>Мухартова Ю.В.,  
<sup>1</sup>Ольчев А.В., <sup>3</sup>Кочкина М.В.,  
<sup>2</sup>Керимов И.А., <sup>3</sup>Гулев С.К.

<sup>1</sup>Московский государственный университет  
имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>2</sup>Грозненский государственный нефтяной технический  
университет имени академика М.Д. Миллионщикова,  
Грозный, Россия

<sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
Москва, Россия

E-mail: [ravil00121@mail.ru](mailto:ravil00121@mail.ru)

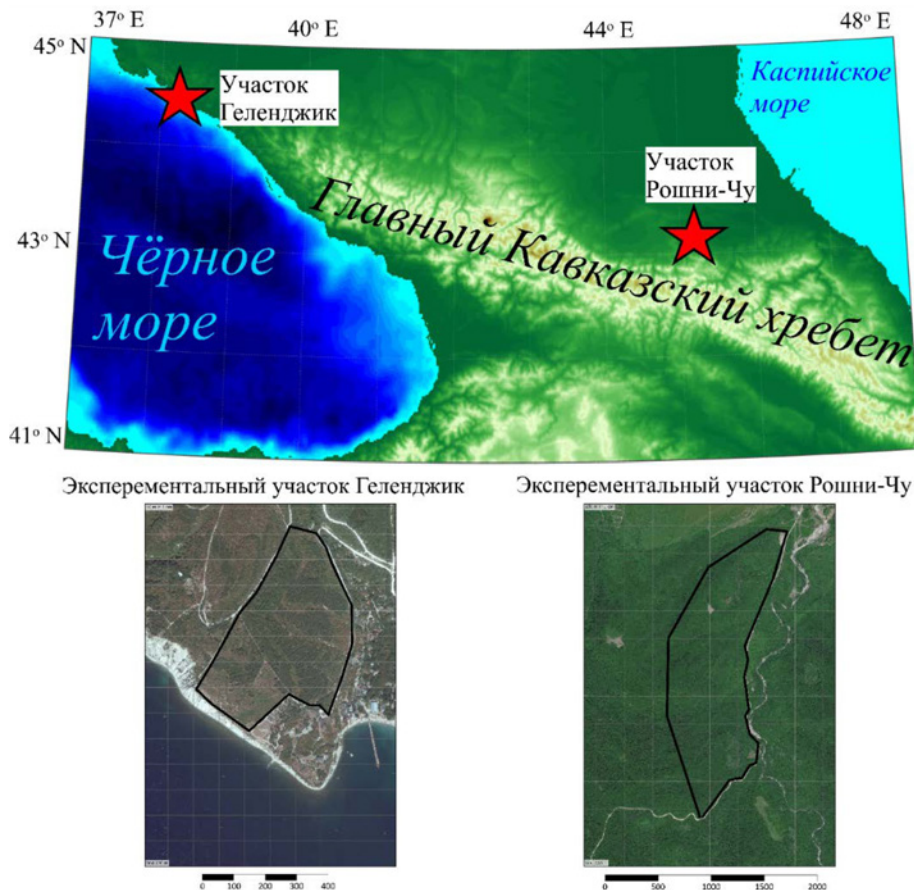
### ВВЕДЕНИЕ

Природные наземные и морские экосистемы играют важную роль в глобальном балансе парниковых газов в атмосфере, выступая в качестве как значимых стоков, так и источников парниковых газов. Наиболее распространенный метод определения экосистемных потоков – метод турбулентных пульсаций, имеет существенные ограничения, которые затрудняют или делают невозможным интерпретацию результатов наблюдений, в частности, на участках земной поверхности со сложным рельефом или неоднородной структурой растительности [3]. Инструментом, позволяющим оценивать потоки парниковых газов над участками с неоднородной подстилающей поверхностью, а также проводить масштабирование результатов пульсационных и камерных измерений с локального до регионального уровня является гидродинамическое моделирование полей потоков в пограничном слое атмосферы. В данной работе приведена модельная оценка влияния неоднородности растительного и почвенного покрова, а также сложного рельефа на пространственное распределение и на интегральные значения потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ .

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве основных объектов модельного исследования были выбраны участки карбоновых полигонов, расположенных в Чеченской Республике и Краснодарском крае (Рис. 1).

Экспериментальный участок в Краснодарском крае расположен в прибрежной зоне Черного моря вблизи г. Геленджик (Рис.1). Он включает



**Рис. 1.** Географическое расположение исследуемых участков (здесь и далее черным контуром выделены границы участков).

морской и береговой участки. Береговой участок расположен на пологом склоне южной экспозиции с перепадом высот до 120 м. Площадь участка – 21 га. Прибрежная древесная растительность представлена преимущественно сосновыми насаждениями с участием дуба. Незалесённые участки покрыты густой кустарниковой и травянистой растительностью [2].

Лесной участок Рошни-Чу расположен в предгорьях Большого Кавказского хребта в Чеченской Республике (Рис. 1). Участок имеет сильно расчленённый рельеф с перепадами высот до 200 м. Площадь участка – 580 га. Растительность представлена широколиственными буково-грабовыми лесами [1].

Для описания полей ветра и потоков парниковых газов в атмосферном пограничном слое использована трехмерная гидродинамическая RANS (Reynolds-Averaged Navier–Stokes) модель [9]. RANS основана на описании стационарных полей ветра и потоков парниковых газов над территорией с неоднородной подстилающей поверхностью.

Для описания полей динамических характеристик воздушного потока проводится поиск стационарного решения трёхмерного уравнения Навье-Стокса с применением осреднения Рейнольдса для несжимаемого газа:

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V}, \nabla) \vec{V} = -\frac{1}{\rho} \nabla P - \overline{(\vec{V}, \vec{V}')} \vec{V}' + \vec{F}_{cor} + \vec{F}_d + \vec{F}_r + \vec{g}; & (1) \\ \operatorname{div} \vec{V} = 0 \end{cases}$$

где,  $\vec{V}$  – трёхмерный вектор осреднённой скорости ветра в  $\text{м с}^{-1}$ ,  $\vec{V}'$  – трёхмерный вектор пульсации скорости ветра в  $\text{м с}^{-1}$ ,  $P$  – давление в Па,  $\rho$  – плотность в  $\text{кг м}^{-3}$ ,  $\vec{F}_{cor}$  – сила Кориолиса в  $\text{м с}^{-2}$ ,  $\vec{F}_d$  – сила сопротивления растительности в  $\text{м с}^{-2}$ ,  $\vec{F}_r$  – сила сопротивления рельефа в  $\text{м с}^{-2}$ ,  $\vec{g}$  – сила тяжести в  $\text{м с}^{-2}$ .

Вычисление полей концентраций и, далее, потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  основано на поиске стационарного решения уравнения типа «реакция-диффузия-адвекция», при известных полях динамических характеристик потока:

$$\begin{cases} \frac{\partial C}{\partial t} + (\vec{V}, \nabla) C = \operatorname{div}(K_C \nabla C) + F_b - F_{ph} \\ -K_C \frac{\partial C}{\partial n} \Big|_{z=h(x,y)} = q_n(x,y) \end{cases}; & (2)$$

где,  $C$  – концентрация  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в  $\text{мкмоль моль}^{-1}$  и  $\text{нмоль моль}^{-1}$ , соответственно,  $K_C$  – коэффициент турбулентного обмена в  $\text{м}^2 \text{с}^{-1}$ ,  $F_b$  – мощность источников  $\text{CO}_2$  в растительности (для  $\text{CH}_4$   $F_b=0$ ) в  $\text{мкмоль}$



$m^2 c^{-1}$ ,  $F_{ph}$  – мощность стоков  $CO_2$  в растительности (для  $CH_4 F_{ph}=0$ ) в  $мкмоль m^2 c^{-1}$ ,  $q_n$  – потоки  $CO_2$  и  $CH_4$  у поверхности почвы в  $мкмоль m^2 c^{-1}$  и  $нмоль моль^{-1}$ , соответственно.

Определение скорости поглощения  $CO_2$  растениями при фотосинтезе основано на следующих соотношениях [4,7]:

$$\begin{cases} F_{ph} = \frac{LAD}{a} (g_s - g_0)(C - \Gamma_*)(1 + \frac{D_s}{D_0}); \\ g_s = g_s^{max} (1 - e^{-\beta_s(S+D)}) \end{cases} \quad (3)$$

где  $LAD$  – плотность листовой поверхности растений в  $m^2 m^{-3}$ ,  $a$  – эмпирический коэффициент,  $g_s$  – устьичная проводимость листьев в  $моль m^2 c^{-1}$ ,  $g_0$  – значение  $g_s$  в световом компенсационном пункте,  $C$  – концентрация  $CO_2$  в прилегающем к листу слое воздуха в  $мкмоль моль^{-1}$ ,  $\Gamma_*$  – углекислотный компенсационный пункт в  $мкмоль моль^{-1}$ ,  $D_s$  – дефицит упругости водяного пара в Па,  $D_0$  – эмпирический коэффициент в Па,  $g_s^{max}$  – максимально возможная устьичная проводимость для данного листа в  $мкмоль m^2 c^{-1}$ ,  $\beta_s$  – начальный угол наклона световой кривой фотосинтеза,  $S$  – приходящая на поверхность листа прямая ФАР (фотосинтетически активная радиация) в  $мкмоль m^2 c^{-1}$ ,  $D$  – приходящая на поверхность листа рассеянная ФАР в  $мкмоль m^2 c^{-1}$ .

Эмиссия  $CO_2$  с поверхности листьев (темновое дыхание) и нефотосинтезирующих частей растений задается как [8]:

$$F_b = q_t(PLAI - LAI) + LAD * R_{ref} * e^{\left(\frac{E_a(T_s - T_{ref})}{R T_s T_{ref}}\right)}; \quad (4)$$

где,  $q_t$  – поток  $CO_2$  с поверхности элементов растительности в  $мкмоль m^2 c^{-1}$ ,  $PLAI$  – площадь поверхности всех частей растительности в единице площади в  $m^2 m^2$ ,  $LAI$  – площадь поверхности фотосинтезирующих частей растительности в  $m^2 m^2$ ,  $R_{ref}$  – дыхание листьев при температуре  $T_{ref}=298K$  в  $моль m^2 c^{-1}$ ,  $T_s$  – температура поверхности листьев в К,  $E_a$  – энергия активации в Дж  $моль^{-1}$ ,  $R$  – универсальная газовая постоянная,  $8.314$  Дж  $K^{-1} моль^{-1}$ .

Для описания ослабления прямой ФАР в растительном покрове в модели сделано предположение о представлении растительности в виде анизотропной мутной пластинчатой среды [10]:

$$\begin{cases} \sin\vartheta \cos\varphi \frac{\partial S}{\partial x} + \sin\vartheta \sin\varphi \frac{\partial S}{\partial y} + \cos\vartheta \frac{\partial S}{\partial z} = -K * PLAD * S; \\ S|_{z=z_{max}} = S_0 \end{cases} \quad (5)$$

где,  $S$  – прямая ФАР в Вт  $m^2$ ,  $S_0$  – атмосферная прямая ФАР Вт  $m^2$ ,  $\varphi$  – азимут Солнца,  $\vartheta$  – зенитный угол Солнца,  $K = \frac{G(\cos\vartheta)}{\cos\vartheta}$  – оптическая плотность потока прямой солнечной радиации, приходящей на единицу листовой поверхности  $G(\cos\vartheta) = \varphi_1 + \varphi_2 \cos\vartheta$  – проекция листовой поверхности в направлении  $\vartheta$  ( $\varphi_1=0.5-0.633 * X_L - 0.33 * X_L^2$ ,  $\varphi_2=0.877(1-2*\varphi_1)$ , где  $X_L = [-1, 0, 1]$  для вертикально, сферически и горизонтально распределенных листьев по углам наклона, соответственно).

Для случая вертикально неоднородной, горизонтально бесконечной растительности использована модель GRTM (Generalized Radiative Transfer Model) в упрощенном варианте с одинаковым отражением и пропусканием верхней и нижней части листьев во всей кроне, и с изотропным рассеянием [6]:

$$\begin{cases} D \downarrow_{i,j,k-1} = D \downarrow_{i,j,k} M_t + M_{in} \times \\ \times (D \downarrow_{i,j,k} \tau + D \uparrow_{i,j,k-1} \rho) + S_{i,j,k} M_{in} \tau; \\ D \uparrow_{i,j,k} = D \uparrow_{i,j,k-1} M_t + M_{in} \times \\ \times (D \downarrow_{i,j,k} \rho + D \uparrow_{i,j,k-1} \tau) + S_{i,j,k} M_{in} \rho; \\ D \downarrow_{i,j,N} = D_0; \\ D \uparrow_{i,j,k} = \rho_{soil} (D \downarrow_{i,j,k} + S_{i,j,k}); \quad z_k = h(x_i, y_j) \end{cases} \quad (6)$$

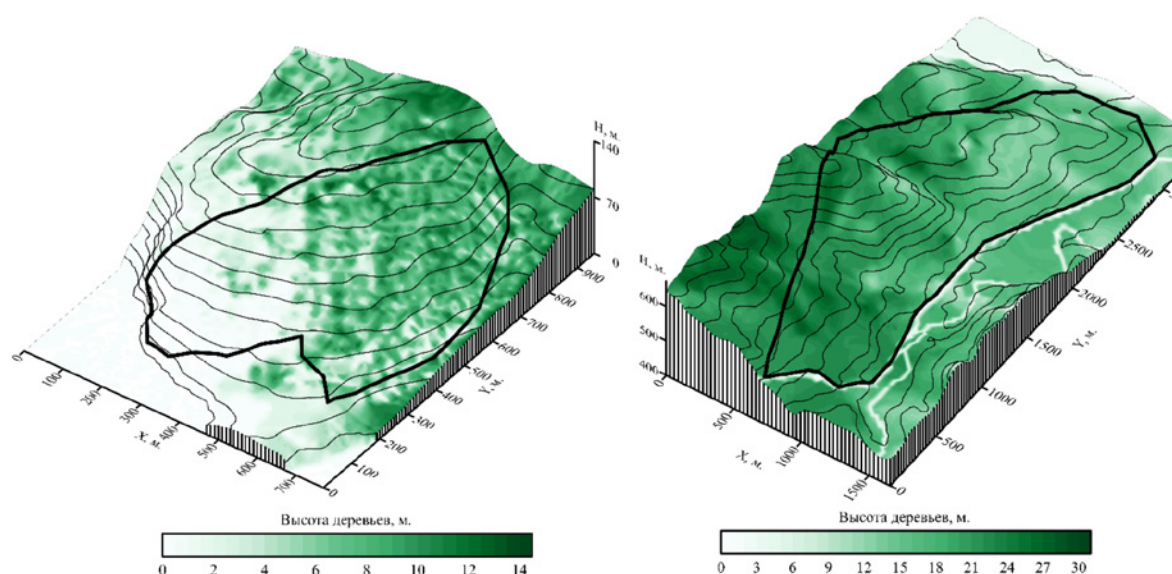
где  $M_{in}$  – доля радиации взаимодействующее с листвой ( $=LAD_{(i,j,k)} (z_k - z_{k-1}) * K$ ),  $M_t$  – доля радиации беспрепятственно проникающее через слой ( $=1 - M_{in}$ ),  $\rho$  – коэффициент отражения листьев в ФАР диапазоне ( $=0.06$ ),  $\tau$  – коэффициент пропускания листьев в ФАР диапазоне ( $=0.06$ ),  $\rho_{soil}$  – коэффициент отражения поверхности почвы ( $=0.15$ ).

В модельных экспериментах было принято, что для исследуемых широт, фотосинтетически активная радиация составляет в среднем 47% от всей приходящей коротковолновой радиации.

Для описания параметров рельефа и структуры растительного покрова использована лидарная и мультиспектральная съемка с БПЛА. Измерительное оборудование для определения характеристик подстилающей поверхности было установлено на беспилотном летательном аппарате Геоскан 401 (Россия). Оно включает в себя мультиспектральную камеру Geoscan Pollux (Россия) и лидар AGM MS 1.2 (Россия).

В ходе данных съемок получено распределение высоты рельефа, высоты растительности (Рис. 2) и вегетационного индекса NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). NDVI пересчитывался в LAI (Leaf Area Index), исходя из корреляционной зависимости с помощью уравнения регрессии [11]:

$$LAI = 0.57 \exp(2.33NDVI); \quad (7)$$



**Рис. 2.** Рельеф и высота деревьев на участке Рошни-Чу (здесь и далее ось X направлена на восток, ось Y - на север).

Распределение плотности поверхности фотосинтезирующих (LAD) и нефотосинтезирующих (SAD) элементов растительности по высоте задавалось на основе следующих соотношений [5]:

$$LAD(z) = \frac{\pi LAI}{2h_c} \left( \sin \frac{\pi(z-z_c)}{h_c} - \frac{1}{2} \sin \frac{2\pi(z-z_c)}{h_c} \right);$$

$$SAD(z) = \begin{cases} \frac{SAI}{h_c + z_c}, & z \leq h_c + z_c; \\ 0, & z > h_c + z_c \end{cases} \quad (8)$$

где,  $LAI$  – площадь поверхности листьев на единицу поверхности в  $\text{м}^2 \text{м}^{-2}$ ,  $SAI$  – площадь поверхности нефотосинтезирующих элементов растительности на единицу поверхности в  $\text{м}^2 \text{м}^{-2}$ ,  $h_c$  – высота кроны в м,  $z_c$  – высота крепления кроны в м.

В связи с отсутствием на исследуемых участках метеорологических наблюдений, способных адекватно характеризовать микроклиматические условия, было проведено моделирование ключевых метеорологических параметров с помощью региональной модели WRF-ARW. Для параметризации процессов в пограничном слое атмосферы использована схема Bougeault–Lacarrere. Также применялась модель деятельного слоя Noah-MP и радиационная схема RRTMG. Моделирование происходило в трёх вложенных доменах с горизонтальным разрешением: 5 километров, 1 километр и 200 метров.

Потоки  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  у поверхности почвы измерялись в ходе интенсивных полевых кампаний в 2022 и 2023 году с помощью портативных почвенных камер и мобильных газоанализаторов G4301 (Picarro, США) и LI-7810 (LI-COR, США). По всей площади участка Рошни-Чу в ходе полевых кампаний было сделано около 400 измерений потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  у поверхности почвы, и была достигнута средняя плотность сети наблюдений около 1 точки измерения на гектар. На участке Геленджик регулярно проводились измерения на 28 площадках при сохранении такой же плотности наблюдений, как и в Рошни-Чу. С помощью газоанализатора G4301 (Picarro, США) на участке Рошни-Чу были также проведены измерения потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  с поверхности стволов различных пород деревьев. Скорость фотосинтеза листьев определялась с помощью портативной фотосинтетической системы LI-6800P (LI-COR, США).

На основе данных камерных измерений потоков, с помощью интерполяции методом кригинга (Surfer), с учетом корреляции с рельефом, были получены поля распределения потока  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  у поверхности почвы. Значения потоков в области вне исследуемых участков заполнялись с использованием простых линейных экстраполяционных алгоритмов. Потоки  $\text{CO}_2$  у поверхности Черного моря рассчитывались по результатам измерений концентрации растворенного  $\text{CO}_2$  в воде и содержания  $\text{CO}_2$  в воздухе.

Данные моделирования в домене с разрешением  $0.2 \text{ км} \times 0.2 \text{ км}$ , интерполировались в конечную сетку модели с горизонтальным разрешением  $30 \text{ м} \times 30 \text{ м}$  ( $57 \times 114$  узлов) – для участка Рошни-Чу, и в сетку с разрешением  $10 \text{ м} \times 10 \text{ м}$  ( $78 \times 97$  узлов) – для участка Геленджик.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

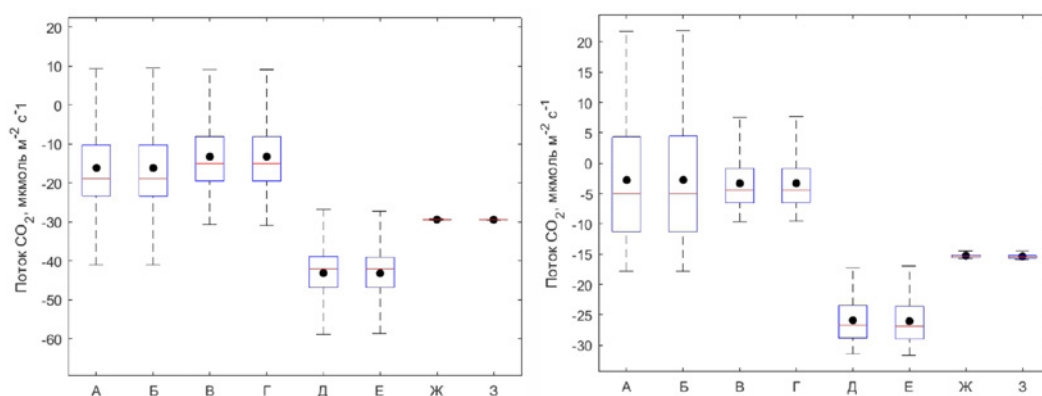
Результаты модельных экспериментов показали сильную пространственную неоднородность вертикальных потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ , как на участке Геленджик, так и на участке Рошни-Чу. На участке Рошни-Чу в летний период в дневное время при солнечной погоде происходит в среднем поглощение как  $\text{CO}_2$ , так и  $\text{CH}_4$  равное  $-17.3 \text{ мкмоль м}^{-2} \text{ с}^{-1}$  и  $-0.4 \text{ нмоль м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . На участке Геленджик происходит меньшее

поглощение, вследствие меньшей густоты растительного покрова и его мозаичной структуры. Средние потоки на участке равны  $-4.5$   $\mu\text{моль м}^{-2} \text{с}^{-1}$   $\text{CO}_2$  и  $-0.1$   $\text{нмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$   $\text{CH}_4$ .

Как видно из описания входных параметров модели, для описания входных параметров требуются достаточно объемные полевые исследования, включающие, как и съемку с БПЛА параметров растительности и рельефа, так и маршрутные камерные съемки потоков с поверхности почвы. Для анализа чувствительности результатов моделирования к входным параметрам и для оценки вклада пространственной изменчивости различных компонент ландшафта в вертикальные потоки  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ , были выполнены следующие эксперименты:

- Контрольный – с учетом неоднородности рельефа, растительности и потоков парниковых газов у поверхности почвы (А);
- Со средним значением потока у поверхности почвы (Б);
- Со средними значениями высоты деревьев и LAI (В);
- Со средними значениями высоты деревьев, LAI и потока с поверхности почвы (Г);
- С плоским рельефом (Д);
- С плоским рельефом и средним значением потока с поверхности почвы (Е);
- С плоским рельефом и средними значениями высоты деревьев и LAI (Ж);
- С плоским рельефом и средними значениями высоты деревьев, LAI и потока с поверхности почвы (З);

По результатам вычислений были получены зависимости для потока на уровне 40 метров над поверхностью для территорий полигона Рошни-Чу и на уровне 25 метров над поверхностью для участка полигона Геленджик (Рис. 3 и 4).



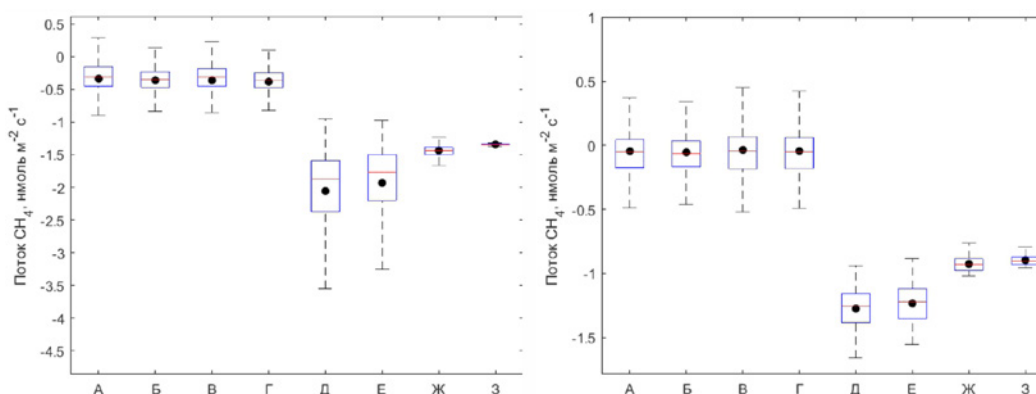
**Рис. 3.** Средние значения и изменчивость потоков  $\text{CO}_2$  на высоте 40 метров над поверхностью на участке Рошни-Чу (слева) и на высоте 25 метров над поверхностью на участке Геленджик (справа). Черная точка соответствует среднему значению потока, красной горизонтальной линией медианное значение, верхние и нижние границы показывают значения 75% и 25% квантилей соответственно, а черные штриховые линии показывают стандартное отклонение.

Как видно по рисунку (Рис. 3), на участке Рошни-Чу неоднородность почвенного потока оказывает достаточно слабое влияние как на средние вертикальные потоки  $\text{CO}_2$ , так и на их изменчивость (стандартное отклонение). Неоднородность распределения растительности в летний период оказывает значимое влияние на пространственную изменчивость потока  $\text{CO}_2$ , тогда как влияние на средние значения эффект также незначительный. Неоднородность рельефа служит ключевым фактором, влияющим как на средние потоки, так и на их пространственную изменчивость. Кроме того, эффект от неоднородностей рельефа более значимый, чем от эффекта неоднородности растительного покрова.

На участке Геленджик эксперименты немного отличались вследствие нахождения в границах расчётной области морского участка. Осреднение почвенного потока происходило только по области суши, по морскому участку потоки с поверхности задавались, как и в контрольном эксперименте. Осреднение характеристик растительного покрова также происходило по участку суши, над морской поверхностью, как и в контрольном эксперименте растительность отсутствовала.

Как видно на Рисунке 3, на участке Геленджик, аналогично потокам  $\text{CO}_2$  на участке Рошни-Чу, изменчивость почвенного потока не вносит практически никакого вклада как в средний поток, так и в пространственную изменчивость вертикального потока  $\text{CO}_2$ . Мозаичная структура растительности, с одной стороны, практически не влияет на средние значения потоков. Однако, с другой стороны, она оказывает достаточно сильное влияние на пространственную изменчивость потоков, сильнее, чем на участке Рошни-Чу. Неоднородность рельефа, аналогично участку Рошни-Чу, вносит достаточно большой вклад в средние значения потоков, однако, вклад на их пространственную изменчивость оказывается сопоставимым со вкладом растительного покрова вследствие как мозаичной растительности, так и более однородного рельефа.

Интерпретируя результаты проведенных экспериментов, можно предположить, что пространственная неоднородность почвенного потока  $\text{CO}_2$  практически не вносит эффекта в средние потоки и в их изменчивость вследствие достаточно сильного стока в древесной растительности, из-за которого происходит как перераспределение потока по пространству, так и перекрытие средних значений почвенной эмиссии поглощением. Неоднородность растительного покрова вносит слабый эффект в средние значения потоков вследствие того, что общая поглощающая  $\text{CO}_2$  биомасса остается постоянной, однако, вклад в пространственную изменчивость потоков значимый, вследствие как перераспределения поглощения ФАР в растительности, так и изменения ветрового режима на верхней границе растительного покрова. Вклад неоднородностей рельефа аналогичен вкладу неоднородности растительности. Однако, влияние рельефа на ФАР менее значимо, и проявляется лишь в эффектах затенения участков растительности при больших зенитных углах Солнца. Влияние на поле ветра более значимо вследствие большей плотности рельефа, относительно растительного покрова.



**Рис. 4.** Средние значения и изменчивость потоков  $\text{CH}_4$  на высоте 40 метров над поверхностью на участке Рошни-Чу (слева) и на высоте 25 метров над поверхностью на участке Геленджик (справа).

Модельные результаты показали, что изменчивость почвенного потока и распределения растительности как на участке Рошни-Чу, так и на участке Геленджик не вносит существенного вклада в средние значения вертикальных потоков  $\text{CH}_4$  (Рис. 4). Однако видно, что для  $\text{CH}_4$  неоднородность почвенного потока является более значимым фактором по сравнению с неоднородностью растительного покрова. Связано это с отсутствием источников и стоков  $\text{CH}_4$  в растительном покрове. Неоднородность рельефа служит ключевым фактором, влияющим на пространственную изменчивость и средние значения потоков  $\text{CH}_4$ . Связано это с сильным влиянием рельефа на поля ветра и турбулентного обмена, которые значительно влияют на перенос  $\text{CH}_4$  с поверхности почвы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью данных дистанционного зондирования, полевых наблюдений и модельных экспериментов были получены поля потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  на участках карбоновых полигонов на Северном Кавказе. Получено, что на участке Рошни-Чу в летнюю погоду происходит сильное поглощение  $\text{CO}_2$  ( $-17.3$   $\text{мкмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$ ) и незначительное поглощение  $\text{CH}_4$  ( $-0.4$   $\text{нмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$ ). Модельные эксперименты также показали, что на данном участке изменчивость почвенного потока влияет лишь на поток  $\text{CH}_4$ , а изменчивость растительного покрова только на поток  $\text{CO}_2$ . На участке Геленджик также получено преобладающее поглощение  $\text{CO}_2$  ( $-4.5$   $\text{мкмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$ ) и  $\text{CH}_4$  ( $-0.1$   $\text{нмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$ ) в летнее время при солнечной погоде. Получены оценки влияния изменчивости компонент ландшафта аналогичные участку Рошни-Чу, однако с более значимым влиянием неоднородности растительного покрова, связанного с его мозаичной структурой. Выявлено, что для обоих участков сложная структура рельефа является ключевым фактором, определяющим распределение потоков  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ .

*Исследования на карбоновом полигоне в Чеченской республике выполнены в рамках реализации темы госзадания ГГНТУ им. акад. М.Д. Миллионщикова FZNU-2024-0002. Исследования на карбоновом полигоне в Краснодарском крае проводились в рамках реализации темы госзадания ИО РАН, FMWE-2023-0001.*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Керимов И. А., Гайрабеков У. Т., Махмудова Л. Ш. Карбоновый полигон Чеченской Республики: I. Ландшафтные особенности и структура // Грозненский естественнонаучный бюллетень. – 2021. – Т. 6. – №. 3. – С. 25.
2. Куклев С. Б. и др. Цифровая модель карбонового полигона в краснодарском крае на базе ЮО ИО РАН (г. Геленджик) // Экология гидросферы. – 2022. – №. 1 (7). – С. 18-28.



3. Aubinet M., Vesala T., Papale D. (ed.). *Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis*. – Springer Science & Business Media, 2012. – С. 438.
4. Ball J. T., Woodrow I. E., Berry J. A. *A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions //Progress in photosynthesis research: volume 4 proceedings of the VIIth international congress on photosynthesis providence, Rhode Island, USA, august 10–15, 1986*. – Dordrecht: Springer Netherlands, 1987. – С. 221-224.
5. Chen S. G. et al. *Effects of plant canopy structure on light interception and photosynthesis //Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. – 1994. – Т. 52. – №. 1. – С. 115-123.
6. Dai Q., Sun S. *A generalized layered radiative transfer model in the vegetation canopy //Advances in Atmospheric Sciences*. – 2006. – Т. 23. – С. 243-257.
7. Leuning R. *A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C3 plants //Plant, Cell & Environment*. – 1995. – Т. 18. – №. 4. – С. 339-355.
8. Lloyd J., Taylor J. A. *On the temperature dependence of soil respiration //Functional ecology*. – 1994. – С. 315-323.
9. Mukhartova I. et al. *Modeling tool for estimating carbon dioxide fluxes over a non-uniform boreal peatland //Atmosphere*. – 2023. – Т. 14. – №. 4. – С. 625.
10. Ross J. *The radiation regime and architecture of plant stands*. – Springer Science & Business Media, 2012. – Т. 3.
11. Saito K. et al. *Estimates of LAI for forest management in Okutama //Proc. 22nd ACRS*. – 2001. – Т. 1. – С. 600-605.

## Исследование изменений речного стока и снегозапасов арктических речных бассейнов в XX-XXI вв. и выявление возможных причин этих изменений

Насонова О.Н., Гусев Е.М., Ковалев Е.Э.

Институт водных проблем РАН, Москва, Россия  
E-mail: [olniknas@yandex.ru](mailto:olniknas@yandex.ru)

Исследование происходящих в исторический период изменений климата и их последствий необходимо для понимания, с какими возможными рисками и угрозами человечество может столкнуться в ближайшем будущем и следует ли принимать какие-либо меры по смягчению этих последствий в тех или иных регионах или же природные системы способны адаптироваться к изменению климата. Это обуславливает необходимость изучения трансформаций природных систем (в том числе, гидрологической системы) и выявления движущих факторов этих трансформаций. В англоязычной литературе для формулировки этих задач в последнее время используются термины: detection и attribution (обнаружение и атрибуция), что, по существу, означает выявление каких-либо изменений и обуславливающих их факторов.

Основные проблемы, связанные с выявлением и атрибуцией изменения гидрологических характеристик заключаются в следующем (Stone et al. 2013; Mallucci et al. 2019; Kundzewicz and Gerten, 2015). Во-первых, ряды многолетних наблюдений, необходимых для решения данных задач, нередко бывают короткими и неполными, могут иметь низкую точность и не охватывают все регионы земного шара. Во-вторых, на гидрологическую систему влияют различные факторы, как климатические, так и неклиматические (антропогенная деятельность, в том числе изменения в землепользовании, ирригация, рост населения, увеличение спроса на воду, загрязнение окружающей среды), которые переплетаются между собой и имеют нелинейное воздействие, поэтому трудно выделить индивидуальный вклад каждого фактора в гидрологические изменения. Использование адекватных физико-математических моделей может в некоторой степени помочь в решении этих проблем.

В связи со сказанным цель настоящей работы – внести свой вклад в решение задач выявления и атрибуции происходивших в исторический период (с 1901 по 2019 гг.) изменений речного стока и режима формирования снегозапасов арктических речных бассейнов с использованием модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой (Land Surface Model – LSM) SWAP (Soil Water – Atmosphere – Plants) (Гусев, Насонова, 2010). Следует отметить, что выбор арктических бассейнов обусловлен тем, что Арктика входит в число систем (наряду с ледниками и коралловыми рифами), вызывающих наибольшую озабоченность в связи с их высокой уязвимостью к изменению климата (Cramer et al. 2014).

Описание модели SWAP и ее многочисленные проверки приведены во многих публикациях; наиболее детально изложены в монографии (Гусев, Насонова, 2010), поэтому не будем на этом останавли-

ваться. Отметим только, что SWAP разработана в Институте водных проблем РАН и представляет собой физико-математическую модель с распределенными параметрами, описывающую процессы тепло- и влагообмена, происходящие в системе грунтовые воды – почва – растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы. Модель позволяет рассчитывать составляющие водного и теплового балансов, а также различные характеристики гидрологического режима наземных экосистем и речных бассейнов, имеющих разные пространственные масштабы и находящихся в различных природных условиях. В настоящей работе SWAP использовалась для моделирования динамики речного стока в замыкающем створе каждого бассейна и снегозапасов (SWE – snow water equivalent) на территории бассейнов.

Данное исследование проводилось для бассейнов трех рек: Северной Двины, Таза и Индигирки, расположенных на территории Европейской части России, Западной и Восточной Сибири соответственно (рис.1). Среди многообразия арктических рек были выбраны именно эти реки, поскольку они расположены в очень контрастных физико-географических условиях. При движении от западного бассейна на восток климат становится все более суровым: от умеренного в бассейне Северной Двины до субарктического и арктического в бассейне Индигирки. В результате среднегодовая температура воздуха, осредненная по каждому бассейну, снижается от  $0.8^{\circ}\text{C}$  для Северной Двины до  $-5.4^{\circ}\text{C}$  для Таза и  $-17.6^{\circ}\text{C}$  для Индигирки. Следует отметить, что один из самых холодных районов Северного полушария с зафиксированным абсолютным минимумом температуры воздуха  $-67.7^{\circ}\text{C}$  расположен в бассейне Индигирки (в с. Оймякон). Осадки также уменьшаются в восточном направлении от  $655$  мм/год в бассейне Северной Двины до  $250$  мм/год в бассейне Индигирки; коэффициент стока увеличивается с  $0.44$  до  $0.65$  соответственно. Для бассейна Северной Двины характерны сезонно-промерзающие почвы, остальные бассейны находятся в зоне многолетней мерзлоты с сезонно-оттаивающими почвами. Многолетняя мерзлота сплошная, за исключением верхнего и среднего течения реки Таз. Глубина деятельного слоя варьирует от  $0.2$  до  $2.5$  м в бассейне Таза и от  $0.1$  до  $2$  м в бассейне Индигирки. Северная Двина расположена в таежной зоне. Около  $84\%$  площади ее бассейна покрыто лесами, преимущественно хвойными. Природные зоны в бассейне Таза меняются в южном направлении от арктической мохово-лишайниковой и кустарниковой тундры до лесотундры и тайги; в среднем  $20\text{--}30\%$  площади бассейна занято лесами и около  $24\%$  болотами. Почти  $80\%$  бассейна Индигирки занимает тайга, остальную часть – арктическая пустыня и тундра. В бассейнах Северной Двины и Таза преобладают разные типы подзолистых почв (дерново-подзолистые, болотно-подзолистые или глеево-подзолистые), в бассейне Индигирки – тундровые и таежно-мерзлотные почвы.



**Рис. 1.** Местоположение бассейнов рек: Северной Двины, Таза и Индигирки.

Для расчетов по модели SWAP бассейны рек были схематизированы в виде совокупности ячеек регулярной сетки с пространственным разрешением  $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ , соединенных речной сетью (см. рис.1, Nasonova et al., 2023).

Для каждой расчетной ячейки необходимо следующее информационное обеспечение: (1) значения метеорологических характеристик (форсингов), включающих в себя приходящие потоки длинноволновой и коротковолновой радиации, температуру и влажность воздуха, осадки, скорость ветра и атмосферное давление; (2) значения параметров подстилающей поверхности.

Данная работа выполнялась в процессе участия авторов в международном проекте Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP3a) в соответствии с предложенным в Regional Water Sector подходом, который состоит в следующем. Для того, чтобы выявить, вызваны ли изменения гидрологических характеристик влиянием климатических факторов, были подготовлены две базы данных, содержащие суточные значения вышеуказанных метеорологических характеристик, соответствующие фактическому (factual) и контрфактическому (counterfactual) климатам (Mengel et al., 2021). Первая база данных, полученная из глобальной базы данных GSWP3-W5E5 (основанной на результатах двух реанализов: 20th Century Reanalysis и ERA5), соответствует исторически наблюдавшемуся климату, который

характеризуется долгосрочными изменениями, что проявляется в наличии многолетних трендов в форсингах. Вторая база данных получена из первой в результате удаления этих трендов из всех форсингов, т.е. она соответствует стационарному (контрфактическому) климату. Базы данных охватывают период с 1901 по 2019 год; это позволяет использовать их для моделирования динамики гидрологических характеристик на протяжении 120 лет и выявления возможных многолетних трендов. Сопоставление трендов, полученных для фактического и контрфактического климатов, дает возможность выяснить, связаны ли изменения (если они обнаружены) гидрологических характеристик с климатическими факторами. Таким образом, преимущества данного подхода заключаются в том, что он позволяет, получив длинные ряды анализируемых переменных при изменяющемся и стационарном климате, отделить климатические факторы от других возможных воздействий.

Априорные значения параметров подстилающей поверхности, включающих в себя параметры растительности и почвы, а также топографические характеристики (высоту и уклон), для каждой ячейки сетки были получены из глобальной базы данных ECOCLIMAP (Champreaux et al. 2005) или рассчитаны с использованием уравнений Cosby et al. (1984). Для уточнения ряда априорных параметров проводилась их калибровка.

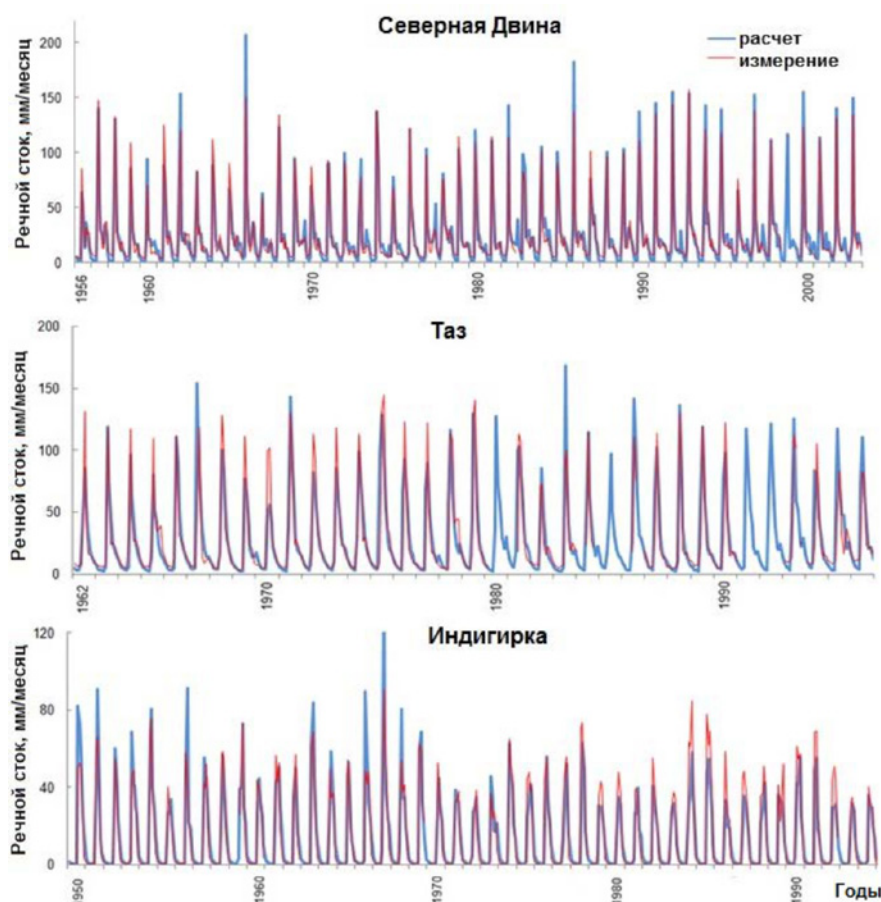
Для калибровки параметров и последующей проверки использовались форсинги, соответствующие фактическому климату, и суточные значения измеренного стока в замыкающих створах рек, предоставленные Глобальным центром данных по стоку (GRDC). Периоды измерений стока различаются для разных рек: 1936–2003 гг., 1962–1996 гг. и 1950–1994 гг. для Северной Двины, Таза и Индигирки соответственно. Калибровка осуществлялась для 10–12 лет, остальные годы использовались для проверки качества моделирования речного стока с полученными оптимальными значениями параметров. Оценка соответствия смоделированных суточных и месячных значений стока данным измерений осуществлялась по таким статистическим критериям, как систематическая ошибка расчета (PBIAS) и коэффициент эффективности Нэша-Сатклифа (NSE). Более детальное описание калибровочных параметров, процедур калибровки и проверки приведено в (Nasonova et al., 2023). Здесь отметим лишь, что калибровка позволила существенно улучшить результаты расчетов как для калибровочного, так и для проверочного периодов, о чем свидетельствуют данные, представленные в табл. 1 и на рис. 2. На рис. 2. показано, как модель воспроизводит динамику месячных значений стока в замыкающих створах трех рек.

Кроме того, исследовалась способность SWAP воспроизводить линейные тренды годового речного стока. Для этого использовались значения измеренного стока за 42 года, 27 и 38 лет для рек Северная Двина, Таз и Индигирка соответственно. Статистическая значимость полученных трендов в измеренных и смоделированных значениях оценивалась с доверительной вероятностью 95% ( $p=0.05$ ). Установлено, что тренды измеренного стока статистически незначимы для всех бассейнов. Тренды смоделированного стока незначимы для Северной Двины и Таза. Для Индигирки получился значимый негативный тренд ( $-1.60$  мм/год<sup>2</sup>). Все эти результаты хорошо согласуются с трендами атмосферных осадков. Так, тренд осадков оказался значимым тоже только для Индигирки ( $-1.44$  мм/год<sup>2</sup>). Таким образом, несоответствие наблюдаемых и смоделированных трендов стока для Индигирки можно объяснить менее реалистичными данными об осадках в ее бассейне из-за более скудных наблюдений (которые используются для усвоения данных в обоих вышеуказанных реанализах) и более сложной орографией по сравнению с бассейнами Северной Двины и Таза. Полученные результаты позволили сделать вывод, что SWAP способна воспроизводить тренды годового стока при наличии качественных форсингов.

**Таблица 1.** Систематическая ошибка (PBIAS) и коэффициент эффективности Нэша-Сатклифа (NSE) для суточных и месячных значений речного стока в замыкающих створах, рассчитанные по модели SWAP с априорными и оптимизированными значениями параметров для калибровочного и проверочного периодов.

Речной бассейн	Замыкающий створ	Калибровочный период							Проверочный период			
		Годы	Априорные параметры			Оптимальные параметры			Годы	Оптимальные параметры		
			PBIAS (%)	NSE		PBIAS (%)	NSE			PBIAS (%)	NSE	
				Сутки	Месяц		Сутки	Месяц			Сутки	Месяц
Северная Двина	Усть-Пинега	1956-1966	-14.4	-0.07	-0.06	-4.9	0.81	0.89	1967-2003	3.5	0.86	0.93
Таз	Сидоровск	1964-1973	-32.0	0.31	0.44	-5.0	0.74	0.78	1962-1963, 1974-1996	8.6	0.60	0.73
Индигирка	Воронцово	1970-1981	-40.8	0.35	0.46	-4.7	0.76	0.86	1950-1969, 1982-1994	1.9	0.74	0.83

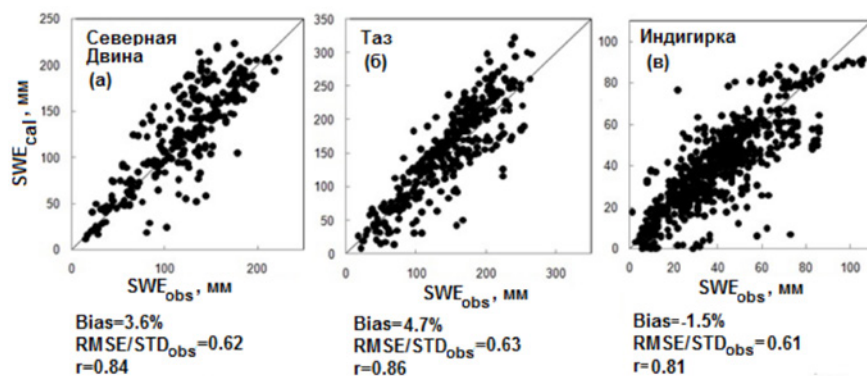




**Рис. 2.** Сопоставление измеренных (красная линия) и рассчитанных (синяя линия) гидрографов месячного стока Северной Двины, Таза и Индигирки.

Помимо этого, осуществлялась проверка способности модели SWAP с полученными оптимальными параметрами воспроизводить осредненные по бассейнам снегозапасы. Для этого использовались результаты измерения снегозапасов в ходе маршрутных снегомерных съемок на метеорологических станциях для периода 1967–2019 гг. Для Северной Двины удалось найти результаты измерений на лесных площадках восьми метеостанций, расположенных на территории бассейна. Поскольку территория бассейна равнинная и достаточно однородная, данные измерений были осреднены по станциям для сравнения с осредненными по бассейну результатами моделирования SWE. Измерения снегозапасов в бассейне Таза отсутствуют, поэтому для оценки средних по бассейну снегозапасов использовались данные наблюдений пяти станций, расположенных вокруг бассейна. Это представляется возможным для приближенной оценки, поскольку территория бассейна Таза и окружающих его станций расположена на Западно-Сибирской равнине, северная и центральная части которой представляют собой низменности с однородным рельефом. В бассейне Индигирки измерения снегозапасов проводились лишь на двух станциях, поэтому не удалось получить осредненные по бассейну значения и проверка осуществлялась не для всего бассейна, а для одной расчетной ячейки, в которую попала станция Усть-Мома, расположенная в центре бассейна и проводившая наблюдения на лесном участке, что соответствует растительному покрову в ячейке. Результаты сопоставления измеренных и смоделированных снегозапасов показаны на рис. 3.

Таким образом, полученные результаты сопоставления измеренных и смоделированных значений речного стока и снегозапасов свидетельствуют о способности модели SWAP адекватно воспроизводить



**Рис. 3.** Сопоставление снегозапасов, рассчитанных по модели SWAP ( $SWE_{cal}$ ), с измеренными ( $SWE_{obs}$ ) в бассейнах рек: (а) Северной Двины (1970–2019 гг.), (б) Таза (1966–2019 гг.) и (в) Индигирки (1968–2019 гг.).



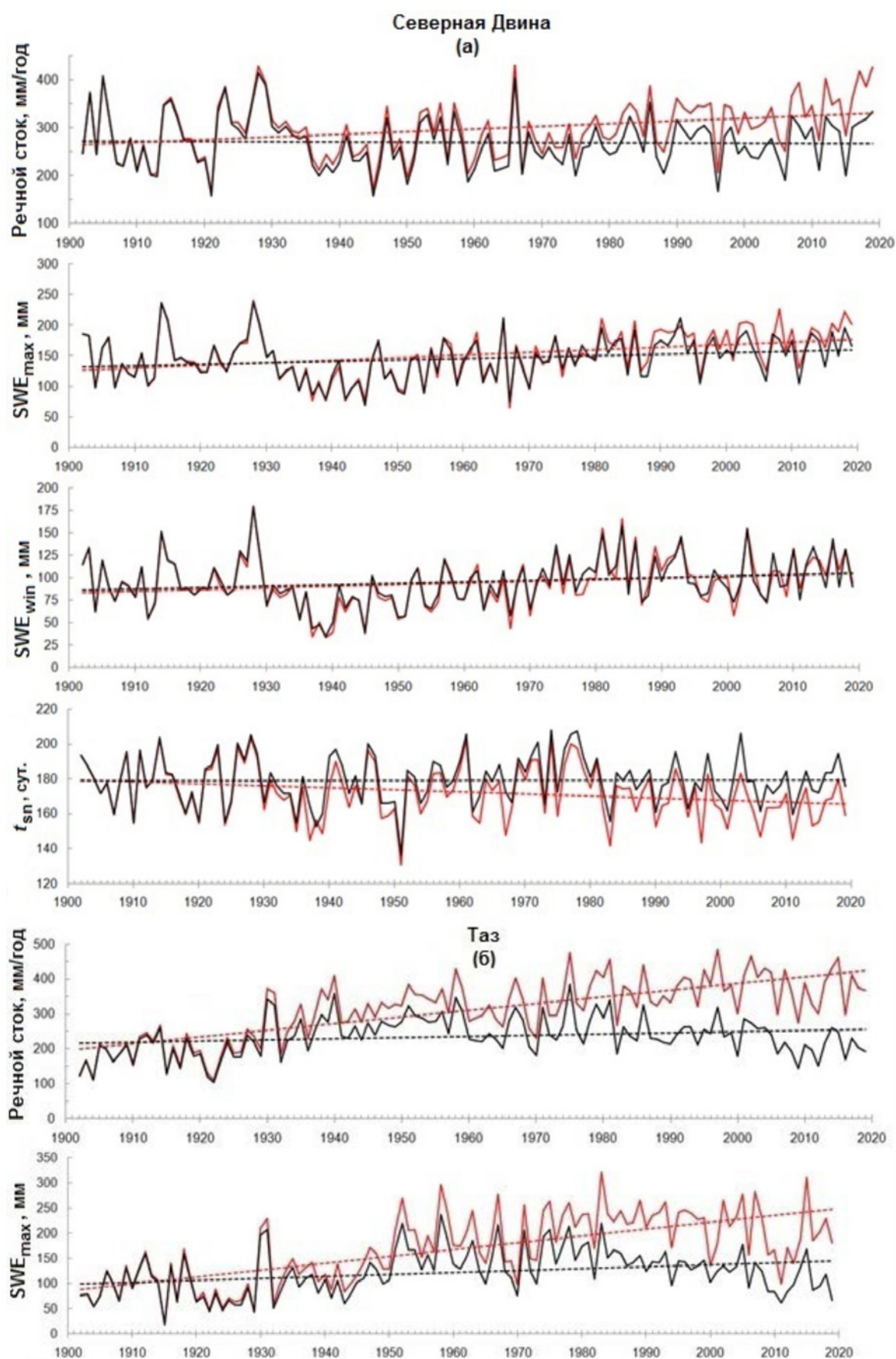
процессы формирования стока и снежного покрова в бассейнах Северной Двины, Таза и Индигирки. Это подтвердило возможность использовать SWAP с откалиброванными значениями параметров для решения поставленной в работе задачи.

Далее для каждого бассейна проводились расчеты суточных значений речного стока и снеготазов по модели SWAP за период с 1901 по 2019 г. с использованием двух вышеуказанных баз данных, соответствующих фактическому и контрфактическому климатам. Смоделированные суточные значения стока в замыкающих створах рек использовались для получения рядов годового стока, а суточные значения SWE – для расчета максимальных за год  $SWE_{max}$  и осредненных за три зимних месяца  $SWE_{win}$  снеготазов, а также дат начала  $t_{start}$  и окончания  $t_{end}$  устойчивого залегания снежного покрова и его продолжительности  $t_{sn}$ . Полученные ряды применялись для расчета трендов указанных характеристик. В табл. 2 приведены значения рассчитанных линейных трендов для вариантов расчета с фактическим и контрфактическим климатом; статистически значимые тренды при 95% уровне достоверности выделены серым. На рис. 4 показана динамика годовых значений речного стока,  $SWE_{max}$ ,  $SWE_{win}$  и  $t_{sn}$  и соответствующие им тренды для бассейнов Северной Двины, Таза и Индигирки. Сопоставление результатов этих двух вариантов расчета позволило выявить изменения исследуемых характеристик, произошедшие за 1901–2019 гг., и ответить на вопрос, вызваны ли эти изменения климатическими факторами.

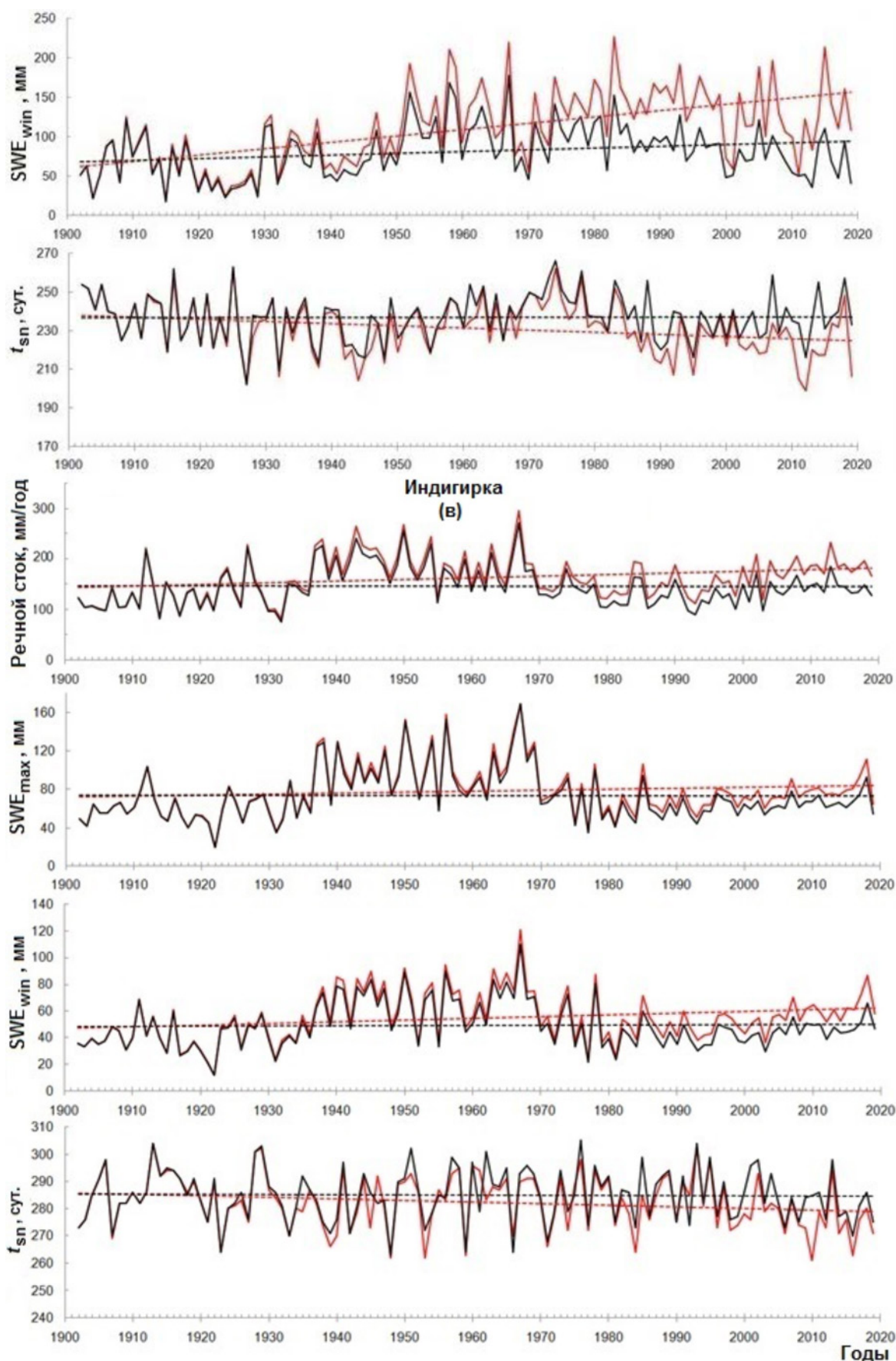
**Таблица 2.** Тренды годовых значений речного стока Северной Двины, Таза и Индигирки и осредненных по бассейнам характеристик снежного покрова, рассчитанных по модели SWAP для фактического и контрфактического климатов, а также тренды средних по бассейнам сезонных и годовых значений форсингов. Заштрихованные ячейки соответствуют статистически значимым трендам с доверительной вероятностью 95%.

Переменная	Фактический климат			Контрфактический климат		
	Северная Двина	Таз	Индигирка	Северная Двина	Таз	Индигирка
Тренды речного стока (мм/год <sup>2</sup> )						
Речной сток	0.554	1.92	0.324	-0.054	0.342	-0.018
Тренды характеристик снежного покрова						
$t_{start}$ (сут/год)	0.055	0.043	-0.021	0.017	0.013	-0.024
$t_{end}$ (сут/год)	-0.061	-0.070	-0.078	0.020	0.019	-0.032
$t_{sn}$ (сут/год)	-0.116	-0.113	-0.057	0.003	0.006	-0.008
$SWE_{win}$ (мм/год)	0.186	0.804	0.130	0.157	0.222	0.016
$SWE_{max}$ (мм/year)	0.420	1.356	0.100	0.228	0.391	-0.007
Тренды атмосферных осадков (мм/год <sup>2</sup> )						
$P_{зима}$	0.114	0.253	0.000	0.018	0.047	0.002
$P_{весна}$	0.021	0.089	0.023	0.004	0.015	0.013
$P_{лето}$	0.058	0.058	0.073	-0.003	-0.005	-0.006
$P_{осень}$	0.029	0.224	0.063	-0.024	0.016	0.013
$P_{год}$	0.665	1.871	0.477	-0.013	0.218	0.063
Тренды температуры воздуха (°C/год)						
$T_{зима}$	0.015	0.018	0.021	-0.002	-0.003	-0.001
$T_{весна}$	0.020	0.027	0.020	0.003	-0.001	-0.003
$T_{лето}$	0.005	0.013	0.012	-0.002	0.000	0.001
$T_{осень}$	0.007	0.006	0.012	-0.004	-0.007	-0.003
$T_{год}$	0.012	0.016	0.016	-0.001	-0.003	-0.002
Тренды приходящей коротковолновой радиации (Вт/м <sup>2</sup> /год)						
$R_{зима}$	-0.004	0.001	0.001	-0.012	-0.005	-0.004
$R_{весна}$	0.047	0.046	0.008	0.003	0.002	0.001
$R_{лето}$	0.009	0.024	-0.197	0.003	0.004	-0.007
$R_{осень}$	-0.015	-0.017	-0.042	-0.007	-0.008	-0.008
$R_{год}$	0.009	0.014	-0.057	-0.003	-0.002	-0.005

Рассмотрим результаты расчетов для речного стока. В случае фактического климата для всех рек получены положительные статистически значимые (здесь и далее речь идет об уровне достоверности 95%) тренды (табл. 2). Это хорошо согласуется с трендами средних по бассейну осадков, которые также статистически значимы и положительны: 0.665 мм/год<sup>2</sup>, 0.447 мм/год<sup>2</sup> и 1.87 мм/год<sup>2</sup> для Северной Двины, Индигирки и Таза соответственно. Это означает, что за 118 лет фактическое количество осадков



**Рис. 4.** Динамика годовых значений речного стока, максимальных за год  $SWE_{max}$  и среднезимних  $SWE_{win}$  снегозапасов, продолжительности устойчивого залежания снежного покрова  $t_{sn}$  (сплошные линии), рассчитанных по модели SWAP для бассейнов Северной Двины, Таза и Индикирки для фактического (красный цвет) и контрфактического (черный цвет) климатов. Соответствующие тренды показаны пунктирными линиями.



увеличилось почти на 78 мм, 53 мм и 221 мм для Северной Двины, Индигирки и Таза соответственно, а приращение речного стока составило соответственно 65 мм, 38 мм и 227 мм. Как видно, для первых двух рек приросты осадков превышают приросты стока на 13-15 мм. Избыточная вода расходовалась на увеличение суммарного испарения, чему способствовало потепление, о котором свидетельствуют положительные тренды годовой температуры воздуха для всех рек: 0.012°C/год, 0.016°C/год и 0.015°C/год



для Северной Двины, Индигирки и Таза соответственно, что соответствует повышению температуры воздуха на 1.4–1.9°C за 118 лет. Следует отметить, что для Таза прирост стока даже несколько превышает увеличение осадков за счет таяния вечной мерзлоты.

В случае контрфактического климата тренды годовых значений как речного стока, так и ключевых влияющих метеорологических характеристик для всех бассейнов не являются статистически значимыми (табл. 2). Таким образом, удаление многолетних трендов из форсингов привело к исчезновению трендов в речном стоке. Это свидетельствует о том, что обнаруженные изменения речного стока трех арктических рек в условиях фактического климата хорошо согласуются с изменением климатических факторов, следовательно, они обусловлены изменением климата.

Рассмотрим тренды осредненных по бассейнам характеристик снежного покрова (рис. 4 и табл. 2). Как видно, статистически значимые тренды в датах начала устойчивого залегания снежного покрова  $t_{start}$  не обнаружены. Для бассейнов Северной Двины и Таза это можно объяснить отсутствием положительных трендов осенней температуры воздуха, а для бассейна Индигирки – реакцией на совместное воздействие повышения температуры воздуха и снижения солнечной радиации в осенний период, что подтверждается статистически значимыми трендами.

Даты окончания устойчивого залегания снежного покрова  $t_{end}$  зависят от количества снега, накопленного к началу снеготаяния, от выпадающих твердых осадков и наличия энергии для таяния снега. Для всех речных бассейнов получены статистически значимые отрицательные тренды  $t_{end}$ , что соответствует сдвигу в сторону более раннего таяния снега (несмотря на увеличение  $SWE_{max}$ ) за счет статистически значимых положительных трендов температуры воздуха и солнечной радиации в весенний период (табл. 2). Более раннее исчезновение снежного покрова приводит к снижению продолжительности его залегания  $t_{sn}$  на всех речных бассейнах (рис. 4, табл. 2).

Наибольшие статистически значимые положительные тренды  $SWE_{max}$  и  $SWE_{win}$  получены для бассейна Таза (табл. 2, рис. 4б), что происходит, несмотря на повышение температуры, за счет положительных трендов осадков в холодный период, которые также являются наибольшими среди бассейнов. Тренды  $SWE_{max}$  и  $SWE_{win}$  в бассейне Северной Двины примерно в 3–4 раза меньше, чем в бассейне Таза, но они также положительны и статистически значимы. Так что и в этом случае увеличение твердых осадков играет доминирующую роль по отношению к потеплению. Что касается бассейна Индигирки, то тренды  $SWE_{max}$  и  $SWE_{win}$  положительные и наименьшие среди бассейнов, но статистически незначимы, что можно объяснить статистически незначимыми трендами зимних и весенних твердых осадков наряду с положительными трендами температуры воздуха.

В случае контрфактического климата тренды всех характеристик снежного покрова статистически незначимы в бассейне Индигирки (табл. 2). Однако сохраняются небольшие статистически значимые положительные тренды  $SWE_{max}$  и  $SWE_{win}$  в бассейнах Северной Двины и Таза, что может быть связано со статистически значимыми отрицательными трендами приходящей солнечной радиации. Следует отметить, что отличие поведения  $SWE$  в бассейне Индигирки от двух других бассейнов (как в случае фактического, так и контрфактического климата) может быть вызвано меньшей достоверностью реанализных осадков в бассейне Индигирки.

#### **На основе проведенного исследования можно сделать следующие выводы.**

Статистически значимые (с достоверностью 95%) положительные тренды годового стока всех рек хорошо согласуются с трендами форсингов, соответствующих фактическому климату. Увеличение речного стока для Северной Двины и Индигирки связано с увеличением выпадающих на территориях бассейнов осадков, а для Таза к этому добавляется еще таяние многолетней мерзлоты в результате потепления климата. Устранение трендов в форсингах привело к исчезновению трендов в стоке всех рек, что подтверждает ключевую роль климатических факторов в наблюдаемых изменениях стока.

Что касается характеристик снежного покрова, то при фактическом климате для всех речных бассейнов выявлены статистически значимые отрицательные тренды осредненных по бассейнам сроков окончания устойчивого залегания снежного покрова и его продолжительности, а также положительные тренды максимальных за год и средnezимних снегозапасов. Эти тренды являются результатом совместного влияния изменения осадков, температуры воздуха и солнечной радиации. При контрфактическом климате все указанные тренды исчезают, за исключением намного уменьшившихся, но все еще остающихся небольших статистически значимых положительных трендов снегозапасов в бассейнах Северной Двины и Таза, что можно объяснить сохраняющимися отрицательными трендами приходящей солнечной радиации.

Таким образом, в целом полученные результаты показали, что все выявленные многолетние изменения (с точки зрения статистически значимых трендов) формирования речного стока и снежного покрова на территориях бассейнов Северной Двины, Таза и Индигирки можно объяснить влиянием изменяющихся климатических факторов. Важно, что это справедливо для всех выбранных арктических бассейнов, несмотря на то, что они расположены в существенно различающихся физико-географических условиях.



Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 «Исследования процессов гидрологического цикла суши и формирования водных ресурсов, геофизических процессов в водных объектах и их бассейнах, формирования экстремальных гидрологических явлений и динамики гидрологических систем с учетом изменяющихся климатических условий и антропогенных факторов»).

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 стр.
2. Champreux J.L., Masson V., Chauvin F. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution // *Meteorol. Appl.* 2005. V. 12. P. 29–32.
3. Cosby B., Hornberger G., Clapp R., Ginn T. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils // *Water Resour. Res.* 1984. V. 20. № 6. P. 682–690.
4. Cramer W., Yohe G.W., Auffhammer M., Huggel C., Molau U., da Silva Dias M.A.F., Solow A., Stone D.A., Tibig L. Detection and attribution of observed impacts // In: Field C.B., Barros V.R., Dokken D.J. et al (eds). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge: Cambridge University Press, 2014. P. 979–1037.
5. Kundzewicz Z.W., Gerten D. Grand challenges related to the assessment of climate change impacts on freshwater resources // *J. Hydrol. Eng.* 2015. V. 20. № 1. P. A4014011-1–A4014011-10.
6. Mallucci S., Majone B., Bellin A. Detection and attribution of hydrological changes in a large Alpine river basin // *J. Hydrol.* 2019. V. 575. P. 1214–1229.
7. Mengel M., Treu S., Lange S., Frieler K. ATTRICI v1.1 – counterfactual climate for impact attribution // *Geosci. Model. Dev.* 2021. V. 14. № 8. P. 5269–5284.
8. Nasonova O.N., Gusev Ye.M., Kovalev E.E. Climate change impact on water balance components in Arctic river basins // *Geography, Environment, Sustainability.* 2022. V. 15. № 4. P. 148–157.
9. Nasonova O., Gusev Y. Kovalev E. Detection and attribution of changes in streamflow and snowpack in Arctic river basins // *Climatic Change.* 2023. V. 176. № 11. P. 148–170.
10. Stone D., Auffhammer M., Carey M., Hansen G., Huggel C., Cramer W., Lobell D., Molau U., Solow A., Tibig L., Yohe G. The challenge to detect and attribute effects of climate change on human and natural systems // *Clim. Change.* 2013. V. 121. № 2. P. 381–395.

## Гармонизация наборов данных о гидротермодинамических характеристиках почв и пространственном распределении болот для Западной Сибири

<sup>1,2</sup>Аббазов А.И., <sup>1,2,3</sup>Богомолов В.Ю., <sup>1</sup>Рязанова А.А., <sup>1,4</sup>Дюкарев Е.А.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>3</sup> Научно-исследовательский вычислительный центр Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>4</sup> Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

E-mail: epicmoucelol@gmail.com

С конца XX века по настоящее время активно развиваются и совершенствуются цифровые, глобальные наборы данных, предоставляющих собой подробное описание свойств земной поверхности (гидротермодинамические параметры, гранулометрический состав верхнего слоя почвы, распределение типов землепользования и т.д.). При этом эти данные необходимы для моделирования гидрометеорологических процессов, протекающих в деятельном слое суши и в приземном слое атмосферы в моделях Земной системы.

С увеличением пространственного разрешения и точности описания физических процессов в численных моделях прогноза и климата, включающих параметризацию процессов суши, возникает необходимость использовать данные высокого пространственного разрешения о поверхности суши опирающихся на существующие методы определения свойств почвы и накопленные большие объемы натуральных

данных. Сами же современные наборы данных о гидротермодинамических свойствах подстилающей поверхности, чаще всего представляют из себя совмещение множество баз данных о почвенных характеристиках и их последующая интерпретация в новые цельные продукты зачастую не согласованных между собой.

Несмотря на то, что развитие наборов данных в целом репрезентативно описывает большую часть деятельного слоя суши, существует значительная проблема в описании болотных экосистем. Учитывая, что в последние годы наблюдается востребованность исследований углеродного цикла, частью которого являются болотные экосистемы, от современных наборов данных требуется особый акцент на описании наземных экосистем участвующих в моделировании потоков природного углерода. Таким образом складывается задача о повышении репрезентативности глобальных наборов данных гидротермодинамических свойствах почвы болотных экосистем.

В настоящей работе основным объектом исследования является глобальный набор почвенных гидротермодинамических параметров [1], рассчитанный при использовании ансамбля педотрансферных функций (PTFs). Данный набор данных, на момент исследования, является наиболее актуальным и используется в многих моделях, в том числе в модели TerM ИВМ РАН. Он унаследует основные параметры из двух наборов, из глобального набора данных почв для моделей земной системы (далее GSPD, исходная почвенная база) созданные Shangguan et al. [2], 2014 и базы данных SoilGrids созданной Hengl et al., 2014, 2017 [3].

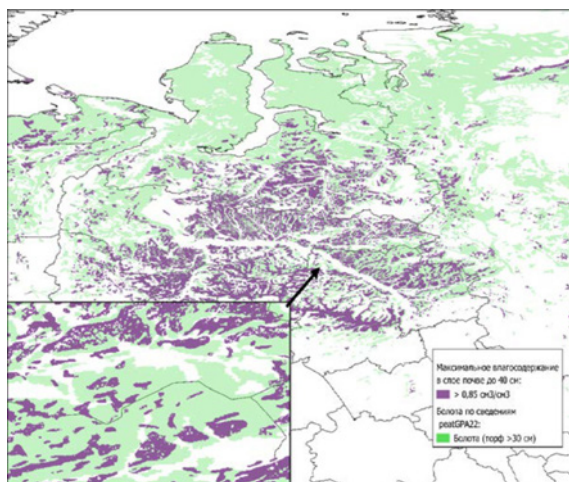
В качестве опорных данных с которыми идет сравнение являются данные о пространственном распределении торфяников, «Global peatland initiative» (далее GPM) [4]. Данная карта формировалась с помощью инвентаризации всех созданных когда-либо картографических продуктов, содержащих в себе пространственное распределение болот, помимо этого данные дополнялись последними исследованиями по картографированию болот с помощью методов ДЗЗ.

Рассматривая выше упомянутые наборы данных в совокупности возможно обнаружить сильное несогласование между ними, так, например, рассматривая четвертый слой пористости, и пространственное распределение болот подразумевающие наличие торфа как минимум на уровне 30 см, для которых свойственна высокая значение порядка  $0,85 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , мы видим не соответствие в пространственном распределении. При этом сами болота в базе GSPD присутствуют, но значительно меньше чем в GPM. Предлагается территориально выделять учтенные почвенной базой GSPD болота, которые были заложены при формировании данного набора данных согласно критерию:

$$W = \theta_s(\varphi, \lambda), \text{ где: } \theta_s(\varphi, \lambda) \geq 0,85,$$

где  $\theta_s$  – пористость в слое 14-29 см,  $W$  – болото.

Выделив из параметра пористости в слое 14-29 см торфяники и сравнив их с картой распределения торфяников GPM (Рис. 1) наблюдается серьезная несогласованность, т.е. в ячейках сетки где наблюдаются болота, описанные GSDS почвы, не описывают в полной мере особенности болотные экосистемы в поле их гидротермодинамических параметров.



**Рис. 1.** Несогласованность GSPD и GPM в распределении болотных экосистем.

Учитывая описанные ранее недостатки основного исходного набора данных, для его корректного использования при моделировании теплопереноса в болотных экосистемах требуется, улучшить репрезентативность отражения болотных почв в наборе данных GSPD в сравнении с GPM. В связи с этим была предложена концепция гармонизации данных, заключающаяся в устранении логических противоречий между наборами данных.

Для практического решения выделим основные задачи гармонизации:

1. Восстановить изначальную однородность изменения параметров почвы по глубине, нарушенную при использовании педотрансферных функций;
2. Исправить и дополнить информацию о болотных почвах в ячейках, где по данным GPM v2.0 определено болото, но характерные параметры почвы болот отражаются некорректно.

Для создания процедуры, которая согласует пространственное распределение болот и гидрофизические параметры болотных торфогрунтов, вводится понятие узла гармонизации. Узел гармонизации – значения гармонизируемых данных, которые не содержат логических противоречий между друг другом, в случае рассматриваемой задачи. Основным критерий, для удобства назовем «генеральным критерием»



рием», подразумевает под собой критерий, по которому наиболее ярко возможно определить несогласованность при гармонизации наборов данных, и математически описывается как:

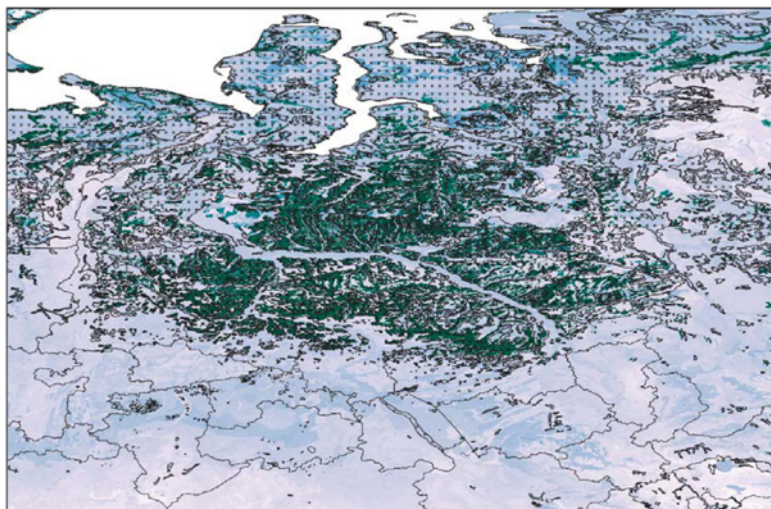
$$N(\varphi, \lambda) = P(\varphi, \lambda), \text{ где } \theta_s \geq 0,7 \text{ и } |W(\varphi, \lambda)| = 1$$

где  $W$  – маска болот,  $P$  – гармонизируемый параметр,  $N$  – узел гармонизации.

Некоторое допущение о полигонизованности болотных экосистем позволяют согласовать пространственное распределение болот и их параметров, описанных в GSPD реализацией Кригинга, следующим образом: выделив узлы гармонизации; переопределим узлы гармонизации, расположенные в дискретной сетке нерегулярно, рассчитав диаграммы Вороного, подставив в местах несогласования значения из массива диаграммы Вороного.

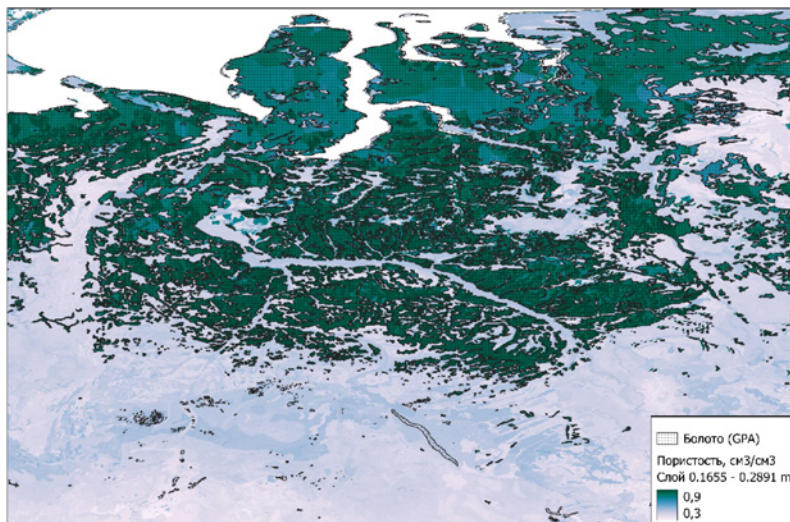
Данный метод также имеет ряд недостатков, наиболее существенный из них, метод крайне зависит от плотности узлов гармонизации, что отражается на севере западной Сибири.

На выходе созданной процедуры, реализующей выше описанные подходы, формируется гармонизированный слой параметра, который в последующем подставляется в глобальный набор данных.



**Рис. 2.** Пористость почвы по данным GSPD до гармонизации.

**Рис. 3.** Пористость почвы по данным GSPD после гармонизации.



Результатом работы являются поля более корректно описывающие гидротермодинамические характеристики болот Западно Сибирской низменности, с расширенной площадью болот согласно Global Peatland Initiative (Рис. 2 и Рис. 3). Несмотря на это гармонизированный набор данных все еще имеет ряд недостатков, которые связаны с реализацией алгоритма. Наиболее важные из них:

1. Этап криетриального согласования показывает удовлетворительные результаты, для достижения более лучших результатов требуется пересмотреть данную часть алгоритма, например, восстанавливать гидротермодинамические характеристики по ряду дополнительных критериев, таких как: геоморфологические особенности, климатические показатели и др., и поиск взаимосвязи распределения характеристик с помощью инструментов регрессионного анализа, для более корректного описания пространственных зависимостей;

2. Набор данных унаследует проблему завышения площади болотных экосистем от карты болотного распределения GPA, для решения этой проблемы и улучшения качества исходных данных, требуются более надежные и не менее актуальные данные о пространственном распределении торфяников.

В ходе исследования удалось создать алгоритмы и пакет программ позволяющие учесть и включить большие площади болотных экосистем в базы данных используемых при моделировании процессов, проходящих в болотных экосистемах при численных экспериментах модели деятельного слоя суши «TerM» ИВМ РАН.

Благодаря гармонизации новые учтенные площади болотных экосистем корректно отражаются в поле их гидрофизических характеристик и более приближены к свойствам органических почв ввиду проделанных процедур гармонизации.

*Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения «Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах» (рег. № 123030300031-6)».*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Dai Y. et al. A global high-resolution data set of soil hydraulic and thermal properties for land surface modeling // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. – 2019. – V. 11. – №. 9. – P. 2996-3023.
2. Shangguan W. et al. A global soil data set for earth system modeling // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. – 2014. – T. 6. – №. 1. – C. 249-263.
3. Hengl T. et al. SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning // *PLoS one*. – 2017. – T. 12. – №. 2. – C. E0169748.
4. *The Global Peatland Map 2.0.* // *United Nations Environment Programme* : [Б. м.], 2021. URL: <https://wedocs.unep.org/20.500.11822/37571> (дата обращения: 08.09.2020).

## Моделирование стока в бассейне реки Томи в условиях меняющегося климата

<sup>1,2</sup>Разаренова А.Д., <sup>1,2</sup>Крыленко И.Н.

<sup>1</sup> Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

E-mail: [svd010100@mail.ru](mailto:svd010100@mail.ru)

Река Тошь – крупнейший правобережный приток р. Оби с водосборной площадью 61000 км<sup>2</sup>. Длина реки лежит преимущественно в Кузнецкой котловине, которая на северо-западе примыкает к Западно-Сибирской низменности. Над бассейном Томи преобладают континентальные воздушные массы. Территориальное распределение метеорологических характеристик определяется особенностями рельефа водосбора.

Питание реки для замыкающего створа в г. Томске смешанное: снеговое питание составляет 40%, дождевое и грунтовое питание имеют примерно равные доли (33% и 27%). Большая часть дождевого и грунтового стока формируется в верхнем течении Томи (в горном и предгорном районах). Средний расход для замыкающего створа реки за период 1977-2007 гг. составил 1020 м<sup>3</sup>/с, максимальный – 11600 м<sup>3</sup>/с. По характеру водного режима водотоки бассейна Томи относятся к типу рек с весенне-летним половодьем и паводками в тёплое время года. Для рек такого типа основной фазой водного режима является половодье, на которое приходится 70-80% годового стока и которое длится 3-4 месяца, в период половодья наблюдаются максимальные расходы и наибольшие уровни.

В бассейне реки Томи располагаются крупные города, такие как Кемерово, Томск, Новокузнецк и другие, которые подвергаются затоплениям. Одним из основных определяющих факторов формирования высоких уровней является расход воды. В представленной работе произведена оценка трансформации режима реки Томи в условиях меняющегося климата с привлечением данных реанализов и глобальных климатических моделей.

Методика расчетов основана на совместном моделировании процессов формирования стока на основе модели ECOMAG (автор Ю.Г. Мотовилов), в качестве входных данных для которой используются как данные метеорологических станций, так и данные реанализов и моделей циркуляции атмосферы проекта CMIP5, в том числе на период климатического прогноза в 21 в. с учетом различных сценариев эмиссии парниковых газов.

Информационно-моделирующий комплекс ECOMAG (ECological Model for Applied Geophysics) включает в себя пространственно распределённую гидрологическую модель и её программное обеспечение, специализированную ГИС, базы данных гидрометеорологического мониторинга, информацию о



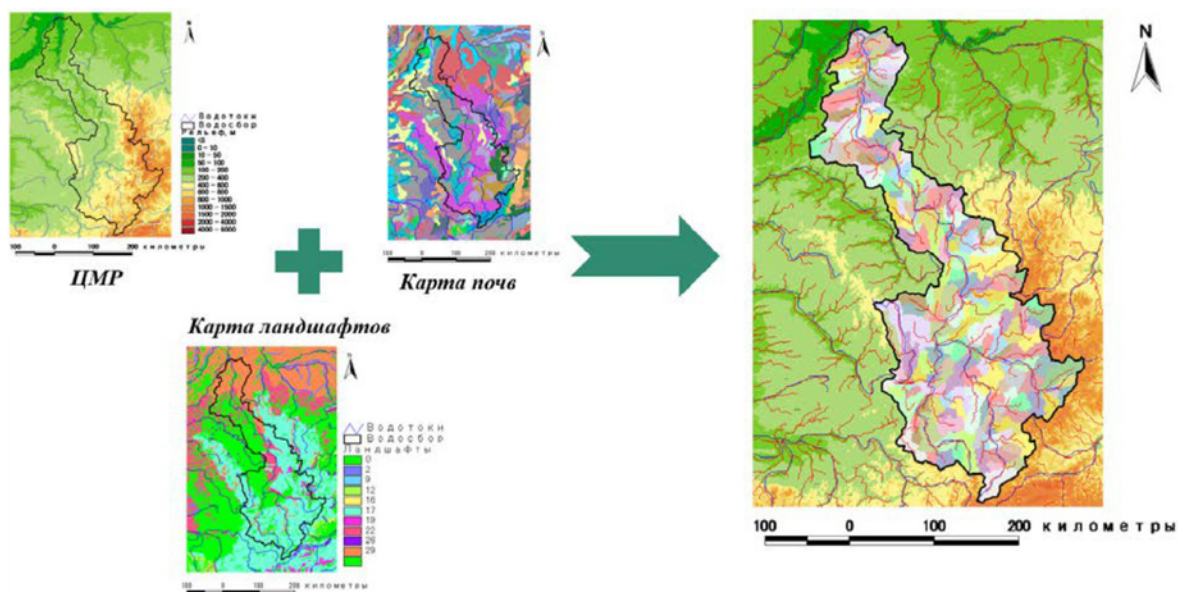
характеристиках подстилающей поверхности и управляющую оболочку. В основе построения модели лежит концепция агрегирования процессов и параметров на репрезентативных элементарных площадках, которые определяются в результате модельной схематизации бассейна и состоят из четырех уровней: поверхностного слоя почвы (горизонт А), подстилающего более глубокого слоя (горизонт В), ёмкости грунтовых вод и ёмкости в зоне формирования поверхностного стока – для которых описываются гидрологические процессы.

При моделировании гидрологических последствий изменения климата были использованы результаты расчетов по ансамблю глобальных моделей климата (GCMs, Global Climate Models) – участников проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) с учетом четырех сценариев антропогенных воздействий, построенных в соответствии с ожидаемым к 2100 году потоком радиации на границе атмосферы RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5 (соответственно 2.6, 4.5, 6.0 и 8.5 Вт/м<sup>2</sup>).

В качестве исходных данных были использованы данные 4 основных моделей проекта ISI-MIP2 (The Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project), в рамках которого проводится сопоставление результатов моделирования будущего стока крупных рек Земного шара на основе различных гидрологических и климатических моделей. В их число вошли климатические модели GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM.

На первом этапе адаптации модели формирования стока ECOMAG для бассейна Томи произведена схематизация водосбора. Используя цифровую модель рельефа с применением расширения ECOMAG Extension в программе ArcView подготовлен общий для бассейна GRID-рельефа поверхности, на основе которого автоматически строится модельная речная сеть.

После выбора замыкающего створа в том же модуле ECOMAG Extension, произведено построение элементарных водосборов – областей аккумуляции стока между узлами речной сети – для каждого сегмента речной сети. В результате схематизации бассейна реки Томи общее количество элементарных водосборов составило 243 (рис. 1). Затем для каждого элементарного водосбора с соответствующими гридами считывалась информация о типах почв и видах использования земель и рассчитывались их доли на элементарном водосборе. Далее необходимые для расчётов параметры почв и ландшафтов усреднялись с учётом весовых коэффициентов занимаемой ими площади.



**Рис. 1.** Элементарные водосборы в результате схематизации бассейна Томи в ИМК ECOMAG.

Модель рассчитывает характеристики снежного покрова и снеготаяния, увлажнения, промерзания и оттаивания почвы, склонового, внутрипочвенного и грунтового стока и движения воды по русловой сети с ежесуточным временным разрешением для каждого элементарного водосбора.

Для проведения расчетов на основе модели ECOMAG по данным климатических моделей использовались суточные данные о температуре воздуха, осадках и дефиците влажности воздуха для периода климатического прогноза с (2012 по 2099 гг.) и базового исторического периода (1971 - 2001 гг.) и параметры модели ECOMAG, полученные для расчетов на основе базы данных реанализов EWEMBI, т.к. именно по этой базе данных проведена коррекция систематических ошибок для климатических моделей. По результатам численных экспериментов оценивалось относительное изменение объемов стока, максимальных расходов воды и трансформация среднесуточных смоделированных гидрографов за период прогноза.

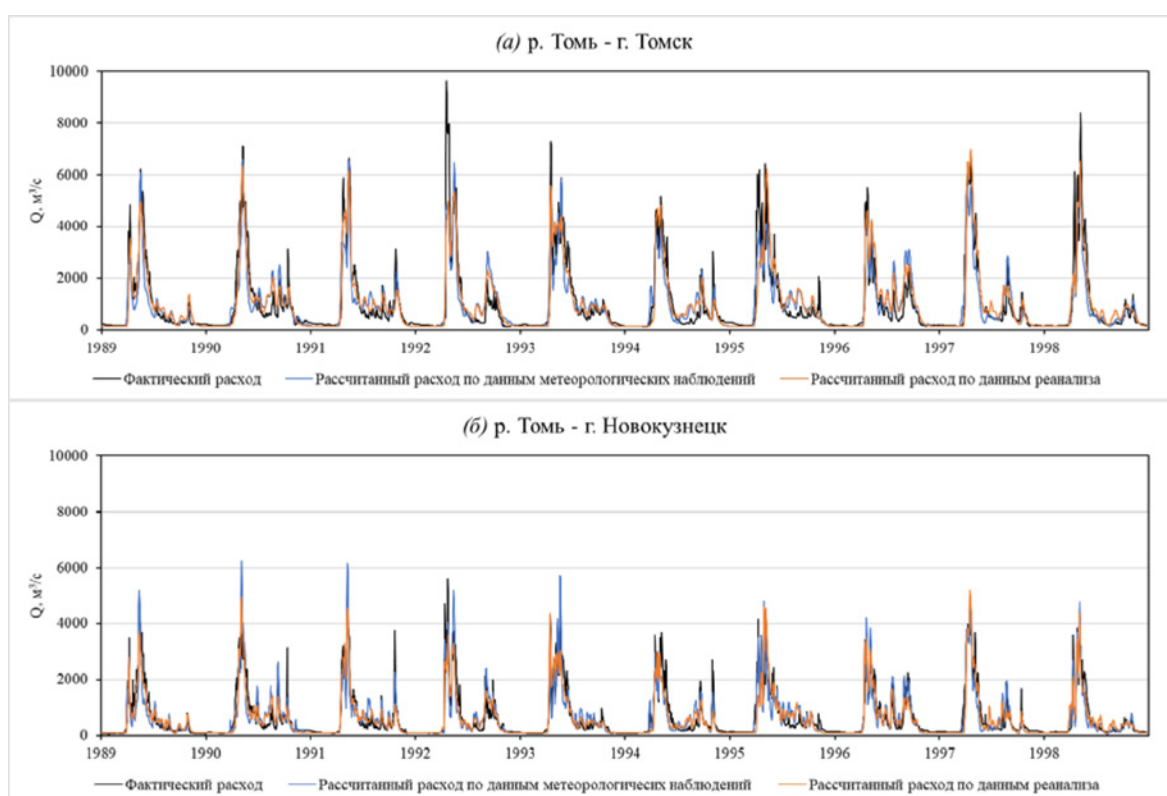
Для моделирования речного стока использовались два типа метеорологических входов: суточные температуры воздуха, осадки и дефицит влажности за период 1988-2014 гг. по метеорологическим

станциям и аналогичные данные по данным реанализа EWEMBI. Данные EWEMBI охватывают весь земной шар с разрешением регулярной сетки в  $0,5^\circ$ . До 1978 г. включительно основой базы данных EWEMBI являются данные реанализа WATCH (WATER and global Change); с 1979 г. - данные реанализа WFDEI (WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim data).

В результате калибровки модели формирования стока для исследуемого бассейна при оценке качества результатов моделирования по данным метеорологических наблюдений критерий NSE для поста р. Томь – г. Томск составил 0,81, BIAS 6%, а для поста р. Томь – г. Новокузнецк – 0,82, BIAS 4%. Средневзвешенный критерий NSEtotal составил 0,84. Такие результаты считаются хорошими.

Калибровка по данным реанализа осуществлялась после калибровки по данным наблюдений на метеорологических станциях. В основном уточнялись множители на такие параметры, как коэффициент испарения, коэффициент таяния, коэффициент на критическую температуру определения фазы атмосферных осадков, коэффициент на критическую температуру таяния снежного покрова и коэффициент на водоудерживающую способность снега.

Смоделированные гидрографы по данным реанализа также показали хороший результат: критерии эффективности для постов в Томске и Новокузнецке составили BIAS -2% и 4% соответственно и NSE 0,85 для обоих постов, NSEtotal – 0,88. По рис. 2 расчётные расходы в обоих случаях хорошо соответствуют фактическим.

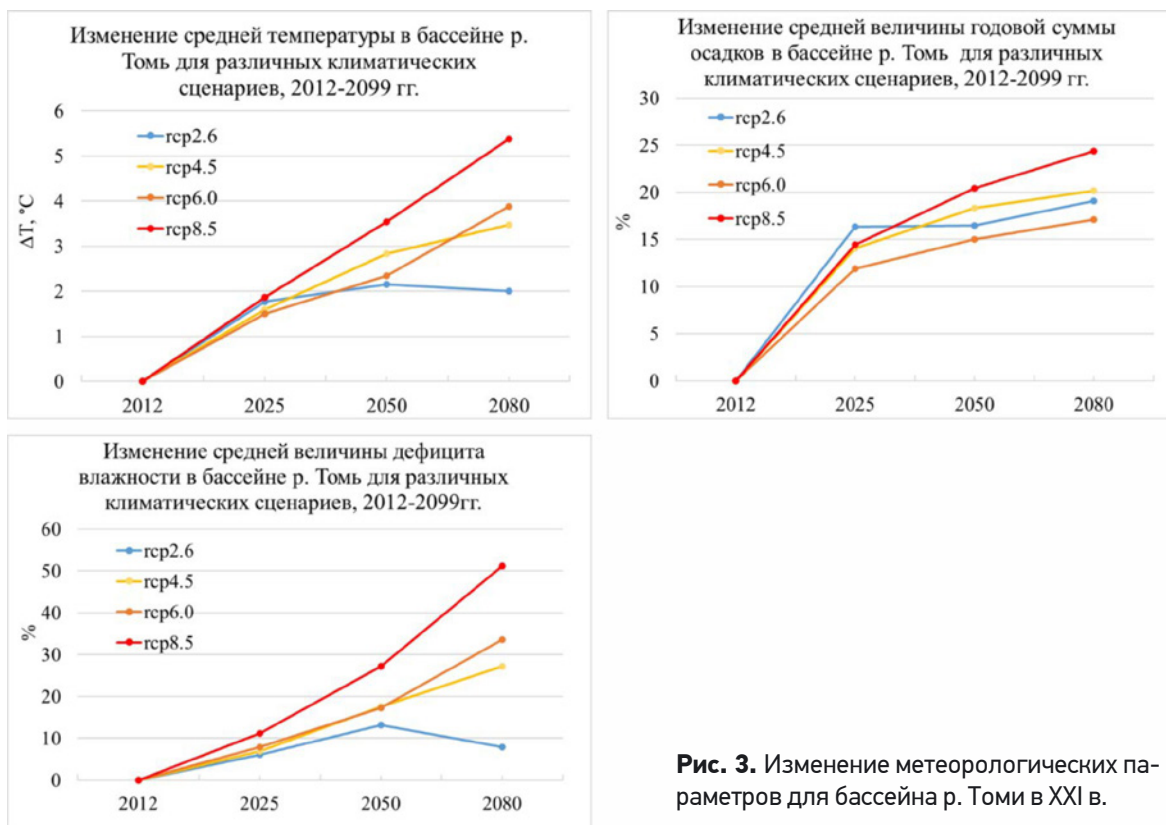


**Рис. 2.** Гидрографы фактического и расчётного стока по данным метеорологических наблюдений и по данным реанализа за период калибровки модели 1989-1998 гг. для постов (а) р. Томь – г. Томск и (б) р. Томь – г. Новокузнецк.

По итогам верификации на другом временном периоде модельных расчётов, полученных при использовании данных метеорологических станций, критерий NSE для поста р. Томь – г. Томск составил 0,81, BIAS -6%, а для поста р. Томь – г. Новокузнецк – 0,82, BIAS 5%. Средневзвешенный критерий NSEtotal составил 0,85.

При моделировании по данным реанализа критерии эффективности для постов в Томске и Новокузнецке за период 2008-2014 гг. составили NSE 0,87 и 0,83, BIAS -11% и 7% соответственно, NSEtotal – 0,90.

В результате анализа климатических факторов за период XXI столетия по данным глобальных климатических моделей было выявлено, что в случае сценария гср2.6 и температура, и осадки существенно растут до 2025 г., а после рост прекращается. В среднем при сценарии гср2.6 температура увеличивается на  $2^\circ\text{C}$ , а осадки на 15%. При реализации сценария гср8.5 рост температуры и осадков наблюдается на протяжении всего периода. Увеличение температуры происходит линейно и к концу века температура увеличивается больше чем на  $5^\circ\text{C}$ . Осадки могут увеличиться до 25%. Рост дефицита влажности при сценарии гср8.5 может достигать 50% (рис. 3).

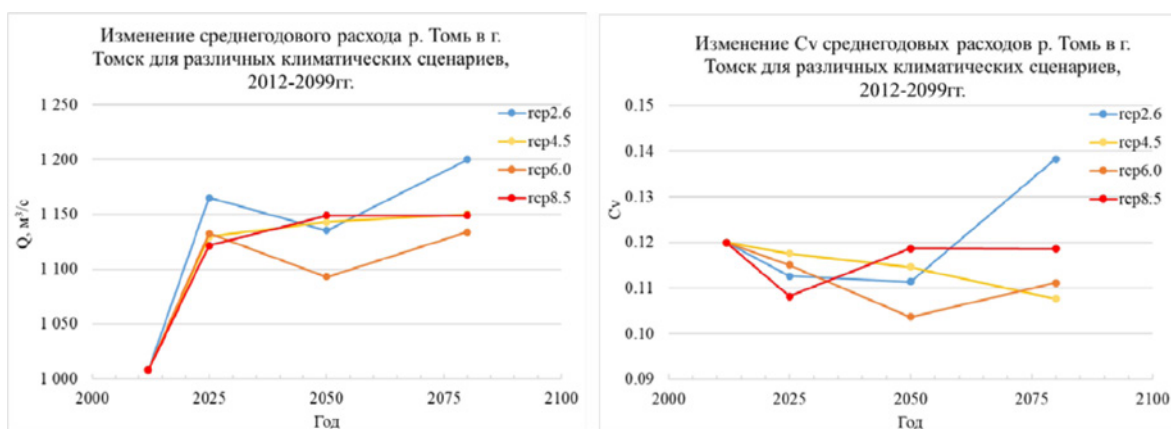


**Рис. 3.** Изменение метеорологических параметров для бассейна р. Томи в XXI в.

В бассейне р. Томи по результатам модельных расчетов при сценарии rcp2.6 и использовании данных GFDL-ESM2M объём стока к концу XXI в. увеличивается более чем на 50% относительно периода с 1980 по 2000 гг., а для HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR и MIROC-ESM-CHEM изменения незначительны. Анализ изменений внутригодового распределения стока при сценарии rcp8.5 показывает, что период половодья уменьшается и сдвигается на более ранние сроки. Максимальные расходы в половодье относительно исторического периода для бассейна Томи увеличиваются при расчетах по данным всех моделей и наблюдаются на 10-20 дней раньше.

Помимо изменений среднегодовых гидрографов рассматривались изменения статистических параметров кривых распределения среднегодовых расходов воды (рис. 4).

По результатам моделирования увеличение среднегодового расхода происходит при всех сценариях, притом наибольшее наблюдается для сценария rcp2.6 (на 20%), а наименьшее – для сценария rcp4.5 (на 13%). Коэффициент вариации изменяется незначительно – в первой половине XXI столетия происходит небольшое снижение, а затем преимущественно повышение. В целом к концу столетия значительного изменения параметра не происходит при всех сценариях, за исключением rcp2.6 – при этом сценарии значение коэффициента вариации увеличивается на 15%.



**Рис. 4.** Изменение статистических параметров смоделированных среднегодовых расходов по посту р. Томь – г. Томск в XXI в.



Сбор и анализ исходных данных для адаптации модели для бассейна р. Томи выполнен в рамках ГЗ кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ раздел I.10 (ЦИТИС 121051400038-1). Оценка характеристик затопления в рамках темы № FMWZ-2022-0001 Государственного задания ИВП РАН. Оценка влияния изменений климата на речной сток в рамках проекта РНФ 23-77-01097.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Антохина Е. Н., Жук В. А. Применение ИМК ECOMAG для моделирования стока воды с различных по площади водосборов. *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*, 4 (2011), 17–32.
2. Бабурин В.Л., Касимов Н.С., Кислов А.В., Горячко М.Д., Гребенец В.И., Данышин А.И. и др. *Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири: монография; под ред. Н. С. Касимова и А. В. Кислова; Моск. гос. ун-т им. М. В. Ломоносова, Геогр. фак. М.: МАКС Пресс, 2011. – 496 с.*
3. Борщ С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Эффективность моделирования и прогнозирования речного стока // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2020. №1 (375). С. 176-189
4. Кучмент Л.С. Методические основы ансамблевых гидрологических прогнозов // *Водное хозяйство России* №3. – 2014. – ИВП РАН, Москва
5. Мотовилов Ю. Г., Гельфан А. Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. *Российская академия наук. Москва, 2018*
6. Разаренова А.Д., Крыленко И.Н. Моделирование водного режима реки Томи / *Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды: ENVIROMIS-2022*. с. 308-310.
7. Разаренова А.Д., Крыленко И.Н. Моделирование гидрографов р. Томи на основе различных метеорологических данных / *Сборник статей XII Международной научнопрактической конференции «Морские исследования и образование: MARESEDU-2023»*
8. *IPCC Fifth Assessment Report*. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ipcc.ch/assessment-report/ar5/> (дата обращения: 07.03.2024)

## Динамика характеристик режима формирования снежного покрова на территории Сибири и Дальнего Востока в исторический период

Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э.

Институт водных проблем РАН, Москва, Россия  
E-mail: sowaso@yandex.ru

Настоящая работа посвящена моделированию динамики снежного покрова за исторический период (1967–2019 гг.) для полевых и лесных участков азиатской территории России (АТР) - Сибири и Дальнего Востока. Первостепенная задача данного исследования - оценка качества моделирования характеристик снежного покрова на основе сопоставления результатов расчета по модели SWAP с данными соответствующих наблюдений на полевых и лесных участках Сибири и Дальнего Востока с целью дальнейшего использования модели для прогнозирования климатической динамики указанных характеристик в XXI в. В качестве дополнительной задачи полагалось исследовать долговременные тенденции изменения характеристик формирования снежного покрова на полевых и лесных участках АТР в течение исторического периода.

Для достижения поставленной цели в качестве основного элемента указанного инструментария использовалась разработанная авторами настоящей статьи LSM Soil Water - Atmosphere - Plants (SWAP) [2]. Модель прошла многостороннюю проверку качества воспроизведения характеристик снежного покрова, в том числе и в процессе участия в различных международных проектах [4], в частности, в «The Earth System Models – Snow Models Intercomparison Project» (ESM-SnowMIP) [12], организованном в рамках Всемирной программы исследований климата (ВПИК) с целью обеспечить прогресс в понимании процессов формирования снежного покрова и систематизировать полученные знания для использования их в глобальных и региональных климатических и гидрологических моделях в контексте происходящих глобальных изменений.



Для обеспечения более детального анализа полученных результатов исследуемая территория была разделена на три части в соответствии с ее физико-географическим районированием: Западную Сибирь (ЗС), Восточную Сибирь (ВС) и Дальний Восток (ДВ), поскольку закономерности формирования характеристик снежного покрова, определяемые физическим механизмом геофизических и гидрологических процессов, в этих регионах существенно различаются.

Западная Сибирь – часть Сибири, расположенная между Уральскими горами на западе и руслом р. Енисея на востоке. Восточная Сибирь – территория Сибири от р. Енисея до водораздельных хребтов, идущих вдоль Тихого океана. Дальний Восток России – ее восточная часть, к которой относят области бассейнов рек, впадающих в моря Тихого океана, а также расположенные в этих морях российские острова.

На большей части территории ЗС климат континентальный (за исключением северных районов, Алтай и Алтайского края), зимой в значительной мере находящийся под влиянием воздушных масс, поступающих с ВС. Хотя с запада ЗС от влияния Атлантики закрывают Уральские горы, но все же в ее северные районы иногда приходят смягчающие климат и приносящие циклоны воздушные массы с ЕТР, а в южные районы – с Каспийского и Черного морей.

Климат большей части ВС резко континентальный, что объясняется центральным положением на материке, удаленностью от Атлантического побережья, наличием горных хребтов на пути воздушных масс с Тихого океана. Зимой Восточная Сибирь находится во власти Сибирского антициклона, представляющего собой массивное скопление холодного сухого воздуха в северо-восточной части Евразии с сентября по апрель. Это обуславливает малое количество осадков и сильное выхолаживание территории в холодный период года. Отметим, что в ВС в районе Верхоянска и Оймякона находится один из наиболее суровых регионов северного полушария.

Большая часть Дальнего Востока характеризуется муссонным климатом. Только севернее полярного круга на территории ДВ климат субарктический. Влияние Тихого океана смягчает суровость климата ДВ по сравнению с ВС.

Первым этапом исследования стала подготовка информационного обеспечения, необходимого для моделирования формирования снежного покрова на полевых и лесных участках Сибири и Дальнего Востока и проверки результатов моделирования по данным измерений его характеристик. Подготовка осуществлялась по той же методике, что и для участков, расположенных на ЕТР [4, 5].

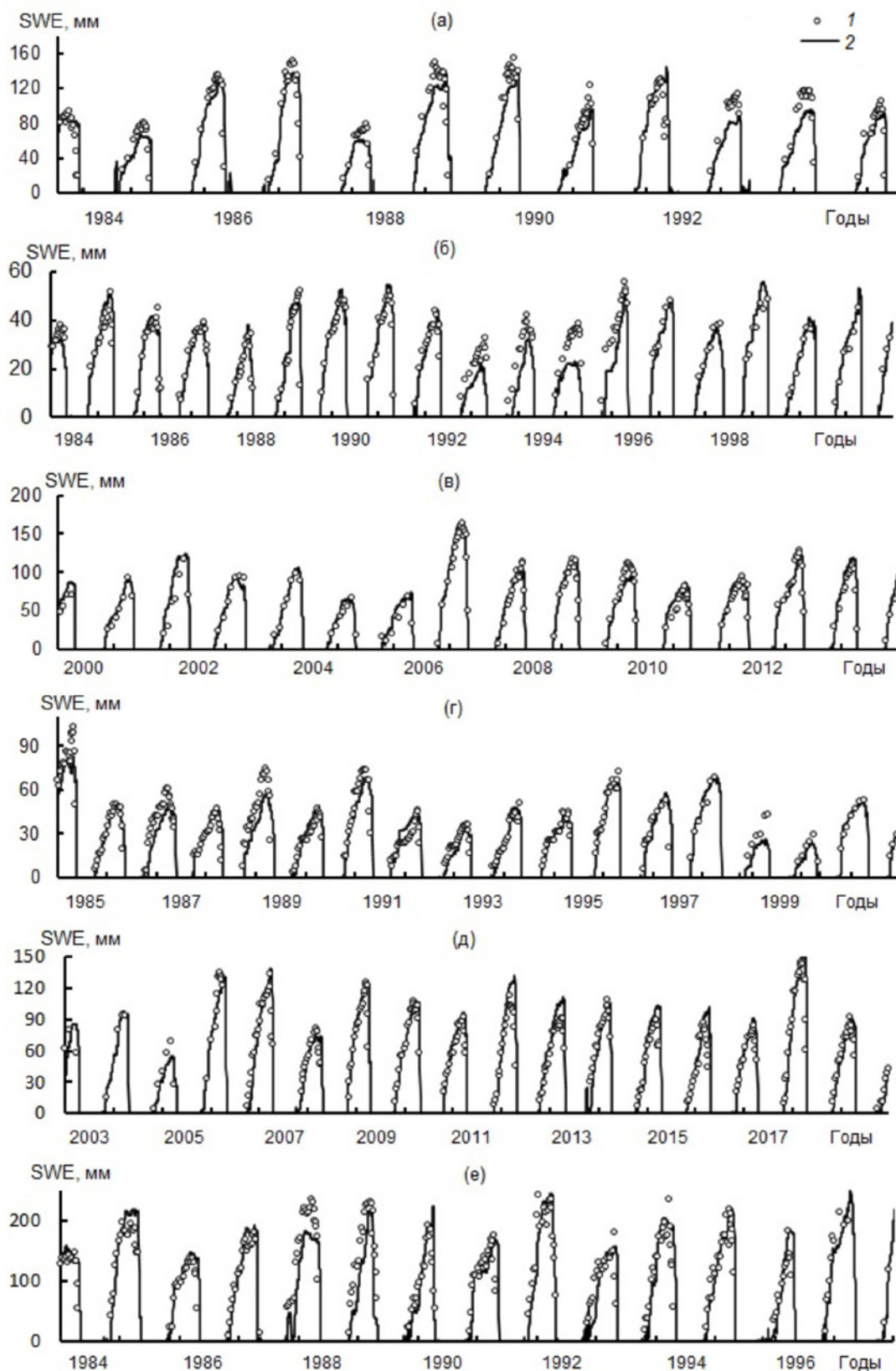
Указанное информационное обеспечение включает в себя следующую метеорологическую информацию: атмосферные осадки, температуру и влажность воздуха, интенсивность приходящих потоков длинноволновой и коротковолновой радиации, скорость ветра и атмосферное давление. Приведенные характеристики (за исключением радиации), представляющие собой трехчасовые данные стандартных метеорологических наблюдений, проводившихся на 191 метеостанции за период с 1966 по 2019 гг., взяты из базы данных ВНИИГМИ-МЦД [1]. Трехчасовые значения приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации для указанных станций рассчитаны с использованием срочных значений стандартных метеорологических наблюдений по методике, изложенной в [3]. Выбор метеорологических станций обусловлен тем, что на них проводились маршрутные снегомерные съемки на полевых и/или лесных участках. В процессе съемок измерялись снеготолщина SWE на открытых участках и/или под пологом леса, высота снежного покрова  $h_{sp}$  и его плотность  $\rho_{sp}$ . Эти данные, необходимые для проверки результатов моделирования, взяты также из базы данных ВНИИГМИ-МЦД для периода 1966–2019 гг. При этом для лесных участков использовались данные наблюдений, проводившихся на 114 метеорологических станциях, для полевых – на 124.

Кроме того, неотъемлемая часть информационного обеспечения модели – параметры почвы и растительного покрова. В связи с отсутствием детального описания маршрутов снегомерных съемок подготовка значений параметров подстилающей поверхности осуществлялась аналогично изложенной в [4] с использованием глобальной экосистемной базы данных ECOCLIMAP, разработанной Национальным Центром представляющие собой Метеорологических Исследований CNRM/GAME (Метео-Франс, Тулуза, Франция) [8].

Подготовленное информационное обеспечение позволило провести модельные расчеты динамики различных характеристик снежного покрова с трехчасовым временным шагом для лесных и полевых участков, расположенных в районах выбранных станций для периода 1966–2019 гг. Рассчитывались следующие характеристики режима формирования снежного покрова: среднегодовые  $SWE_{mean}$ , средnezимние (средние за декабрь, январь и февраль)  $SWE_{win}$  и максимальные за год  $SWE_{max}$  значения снеготолщин, даты начала  $t_{start}$  и окончания  $t_{end}$  устойчивого залегания снежного покрова и его продолжительность  $t_{sn} = t_{end} - t_{start}$ , дата достижения максимальных снеготолщин  $t_{max}$ . Рассчитанные значения усреднялись по годам для интервалов T1 (1967–1992 гг.) и T2 (1993–2019 гг.) для получения климатических значений этих характеристик, что дало возможность провести анализ их изменений в рамках исторического периода.

Полученные результаты модельных расчетов характеристик снежного покрова для лесных и полевых участков АТР были сопоставлены с данными маршрутных снегомерных съемок. На рис. 1 приведе-

ны примеры сопоставления рассчитанной и измеренной динамики снегозапасов SWE за ряд лет для полевых и лесных участков в районах станций, расположенных в ЗС, ВС и ДВ: Тюмень (65.4° в.д., 57.1° с.ш.), Ванавара (102.3° в.д., 60.3° с.ш.), Верхоянск (133.4° в.д., 67.6° с.ш.), Оймякон (143.2° в.д., 63.3° с.ш.), Орлингга (105.8° в.д., 56.1° с.ш.), Соболево (Камчатский край) (155.9° в.д., 54.3° с.ш.). Качество воспроизведения режима снежного покрова на лесных и полевых участках Сибири и Дальнего Востока на основе модели SWAP, оцененное на основе статистических критериев, оказалось хотя и несколько



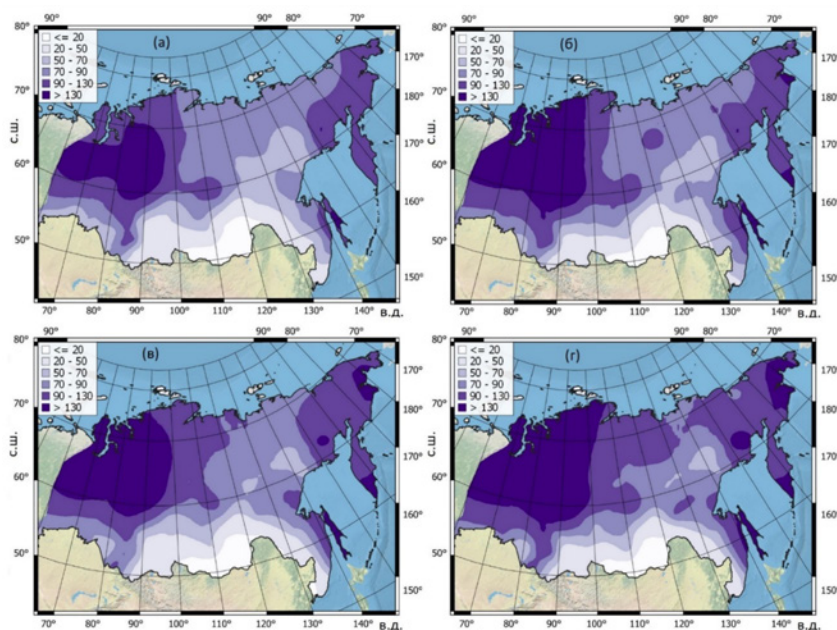
**Рис. 1.** Примеры сопоставления измеренных (1) и рассчитанных на основе модели SWAP (2) снегозапасов в районах лесных (а-в) и полевых (г-е) маршрутных снегосъемок на станциях Тюмень (а), Верхоянск (б), Ванавара (в), Оймякон (г), Орлингга (д) Соболево (е).

хуже, чем на площадках ESM-SnowMIP (по объективным причинам, рассмотренным в [5]), но все же близким к качеству воспроизведения указанной характеристики лучшими мировыми моделями.

Таким образом, можно сделать вывод о довольно адекватном воспроизведении моделью SWAP процессов формирования снежного покрова как для полевых, так и для лесных участков Сибири и Дальнего Востока. Следовательно, рассчитанные с помощью SWAP значения SWE можно использовать для последующего прогнозирования их временной динамики и пространственного распределения по рассматриваемому региону.

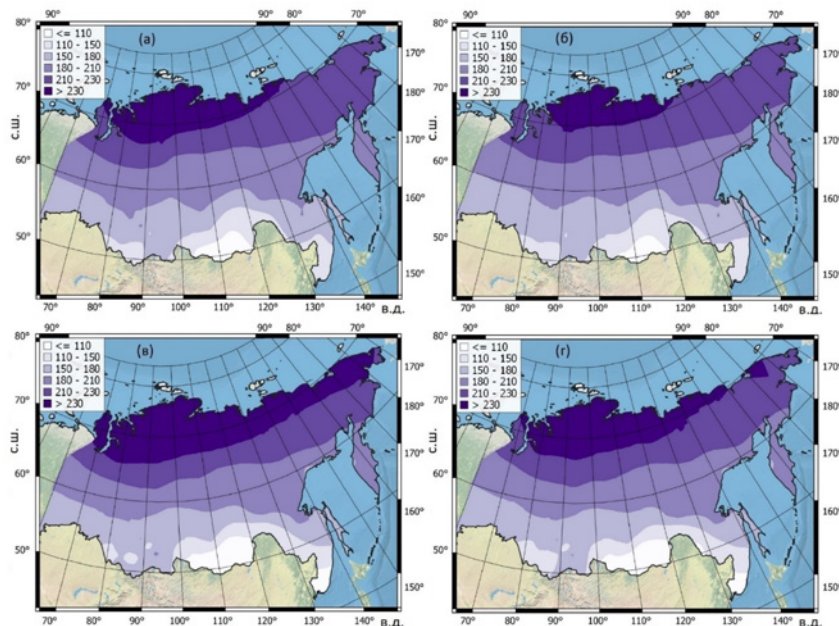
Для исследования долговременных тенденций изменения характеристик формирования снежного покрова на территории Сибири и Дальнего Востока в течение исторического периода использовались вышеуказанные результаты расчетов снегозапасов на различных участках исследуемого региона, на которых осуществлялись снегомерные наблюдения. Кроме того, были дополнительно проведены расчеты для того типа подстилающей поверхности (лес или поле), на котором маршрутные снегосъемки на той или иной метеорологической станции не проводились. В итоге получены смоделированные ряды суточных значений снегозапасов для лесных и полевых участков за 54-летний период. На их основе для каждой станции рассчитаны, так же как в [4, 5], многолетние ряды  $SWE_{mean}$ ,  $SWE_{win}$ ,  $SWE_{max}$ ,  $t_{start}$ ,  $t_{end}$ ,  $t_{max}$  и  $t_{sn}$ . Для последующего анализа полученные значения указанных характеристик были усреднены по климатическим периодам T1 и T2.

Распределения климатических значений рассчитанных максимальных за год снегозапасов  $SWE_{max}$ , продолжительности залегания снежного покрова, осадков и температуры воздуха для двух периодов (T1 и T2) и двух типов подстилающей поверхности (лес и поле) показано на рис. 2-4.



**Рис. 2.** Распределение климатических значений максимальных за год снегозапасов  $SWE_{max}$ , мм, на полевых (а, б) и лесных (в, г) участках АТР для периодов T1 (а, в) и T2 (б, г).

**Рис. 3.** Распределение климатических значений продолжительности залегания снежного покрова (сут) на полевых (а, б) и лесных (в, г) участках АТР для периодов T1 (а, в) и T2 (б, г).

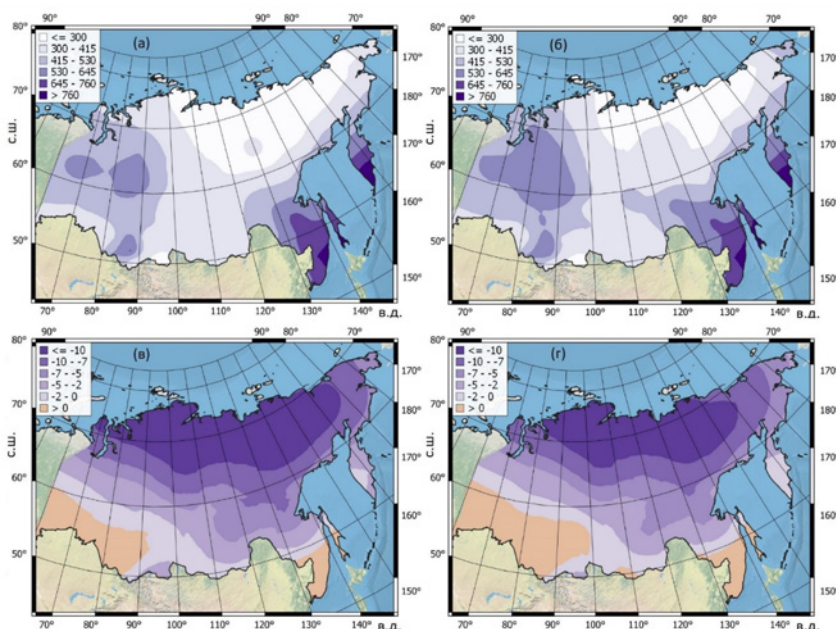




Отметим, что пространственное распределение  $P$  и  $T$  (рис. 4) подтверждает, что разделение азиатской части России на регионы ЗС, ВС и ДВ довольно хорошо отражает разницу в климатических особенностях этих регионов, обуславливающих различия в характеристиках формирования снежного покрова. Представленные результаты позволяют оценить характер изменения крупномасштабных градиентов характеристик снежного покрова по основным регионам АТР и, самое главное, сделать вывод о том, как меняются климатические характеристики снежного покрова в течение исторического периода в среднем для этих регионов с учетом их климатических особенностей.

В [4, 5] отмечено, что увеличение в высоких широтах количества осадков в холодный период года должно приводить к увеличению мощности снегозапасов. Но имеющееся повышение температуры воздуха обуславливает сокращение продолжительности холодного периода и способствует уменьшению накопления снегозапасов. Результирующее же влияние изменения указанных предикторов на изменение режима формирования снежного покрова зависит от того, воздействие какого фактора в соответствующем регионе окажется преобладающим.

Полученные в настоящей работе результаты показывают, что усредненные по станциям каждого из трех азиатских регионов различные климатические характеристики снегозапасов (среднегодовые  $SWE_{mean}$ , среднезимние  $SWE_{win}$  и максимальные  $SWE_{max}$  снегозапасы) для периода Т2 выросли по сравнению с базовым периодом Т1 (в диапазоне 0–17% в зависимости от региона и подстилающей поверхности). При этом в районах ДВ  $SWE_{mean}$  и  $SWE_{win}$  почти не изменились. Особенно большой прирост (7–16%) как для лесных, так и для полевых участков наблюдается для  $SWE_{max}$ . Заметим, что для ЕТР  $SWE_{max}$  выросли за исторический период примерно так же (на 11–15%). Таким образом, в отношении изменения мощности снегозапасов доминирующим фактором для всех регионов оказалось увеличение осадков.



**Рис. 4.** Распределение климатических значений осадков (мм/год) (а, б) и приземной температуры воздуха (°С) (в, г) по АТР для периодов Т1 (а, в) и Т2 (б, г).

Однако в климатической динамике изменения снегозапасов имеются и региональные различия, вызванные климатическими особенностями регионов. Так, усредненная по используемым в исследовании метеорологическим станциям ЕТР [5], ЗС, ДВ и ВС среднегодовая температура воздуха в исторический период (1967–2019) составила соответственно 3.5, –0.9, –1.7 и –5.5°С, а годовые осадки соответственно 569, 517, 619 и 360 мм/год.

Таким образом, ЕТР и ЗС характеризуются относительно более теплым климатом, по сравнению с ДВ и особенно с ВС. И в этих регионах немного по-разному ведет себя динамика продолжительности залегания снежного покрова. Хотя увеличение климатических максимальных снегозапасов в период Т2 по сравнению с Т1 произошло во всех трех азиатских регионах и на ЕТР, продолжительность залегания снежного покрова  $t_{sp}$  на территориях ЗС и ЕТР уменьшилась (на 4–5 сут.), а на территориях ВС и ДВ немного увеличилась (на ~1–2 сут.). Отметим, впрочем, что для ДВ в связи с малой выборкой точек указанное изменение  $t_{sp}$  сопоставимо с оценкой ошибки расчета.

Полученные результаты согласуются с выводами ряда публикаций, посвященных прогнозам изменения динамики режима формирования снегозапасов в северном полушарии в XXI в. [6, 9, 11, 13, 14]. В этих публикациях отмечается, что практически во всех регионах земного шара, где возможно наличие снежного покрова, продолжительность его залегания будет уменьшаться. Для большей части указанной территории прогнозируется также и уменьшение снегозапасов в зимний период. Однако в наиболее высоких широтах результаты расчетов с использованием климатических моделей прогнозируют увели-



чение SWE в зимний период в XXI в. [9, 11, 13], что свидетельствует о доминирующем влиянии увеличения количества осадков. Что же касается продолжительности залегания снежного покрова, то эта характеристика может вести себя по-разному, уменьшаясь в районах с более мягким климатом и оставаясь практически неизменной или даже немного увеличиваясь в более суровых климатических условиях.

Полученные в работе результаты показывают, что прогнозируемые климатическими моделями тенденции изменения характеристик формирования снежного покрова на азиатской, а также и на европейской [4, 5] территориях РФ уже начались.

Для территорий ЗС, ВС и ДВ были оценены также значения коэффициента снегонакопления  $K_d$ . В [5] рассмотрены основные факторы, определяющие  $K_d$ . Результирующий эффект влияния леса на снегонакопление определяется совокупностью этих факторов и может быть разным в разных случаях. Преобладающее влияние на изменение снегонакопления тех или иных факторов определяется природными условиями и морфологическими характеристиками древостоя (при этом, как отмечается в [10], снегонакопление в лесу наиболее чувствительно не к его морфологическим параметрам, а к метеорологическим характеристикам рассматриваемого района). Как оказалось,  $K_d$  во всех трех регионах больше 1.0. При этом для исторического периода для ЗС и ВС, также как и для территории ЕТР [5], наблюдается тенденция к его уменьшению со временем. Эту тенденцию для территории России в целом в определенной мере подтверждают и данные наблюдений [7].

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 "Исследования процессов гидрологического цикла суши и формирования водных ресурсов, геофизических процессов в водных объектах и их бассейнах, формирования экстремальных гидрологических явлений и динамики гидрологических систем с учетом изменяющихся климатических условий и антропогенных факторов").*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных «Маршрутные снегомерные съемки». Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013620279.
2. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
3. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // *Вод. ресурсы*. 2006. Т. 33. № 2. С. 133–145.
4. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации. 1. Полевые участки ЕТР в исторический период // *Вод. ресурсы*. 2023. Т. 50. № 4. С. 423–437.
5. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Моделирование динамики характеристик режима формирования снежного покрова на территории Российской Федерации. 2. Лесные участки ЕТР в исторический период // *Вод. ресурсы*. 2023. Т. 50. № 4. С. 438–450.
6. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Сценарные прогнозы изменения снеготоплив в связи с возможными изменениями климата в различных районах земного шара // *Вод. ресурсы*. 2021. Т. 48. № 1. С. 100–113
7. Сосновский Н.И., Осокин Г.А., Черняков А.В. Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 2. С. 91–100. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100)
8. Champreux J.L., Masson V., Chauvin F. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution // *Meteorol. Appl.* 2005. V. 12. P. 29–32.
9. Eythorsson D., Gardarsson S.M., Nijssen B. Projected changes to Northern Hemisphere snow conditions over the period 1950–2100, given two emission scenarios // *Remote Sensing Applicat.: Society and Environ.* 2023. V. 30. P. 100954.
10. Gelfan A., Pomeroy J.W., Kuchment L.S. Modeling forest cover influences on snow accumulation, sublimation, and melt // *J. Hydrometeorol.* 2004. V. 5. P. 785–803.
11. Hosaka M., Nohara D., Kitoh A. Changes in Snow Cover and Snow Water Equivalent Due to Global Warming Simulated by a 20km-mesh Global Atmospheric Model // *SOLA*. 2005. V. 1. P. 093–096. doi: 10.2151/sola.2005–025.
12. 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., Chéruy F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharme A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu J.A., Lafaysse M., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh

- M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svenson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W. ESM-SnowMIP. Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks // Geosci. Model Dev. 2018. V. 11. P. 5027–5049.*
13. *Räsänen J. Warmer climate: Less or more snow? // Clim. Dyn. 2008. V. 30. P. 307–319. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0289-y>.*
14. *Schmucki E., Marty C., Fierz C., Lehning M. Simulations of 21st century snow response to climate change in Switzerland from a set of RCMs // Int. J. Climatol. 2015. V. 35. № 11. P. 3262–3273. doi: 10.1002/joc.4205.*

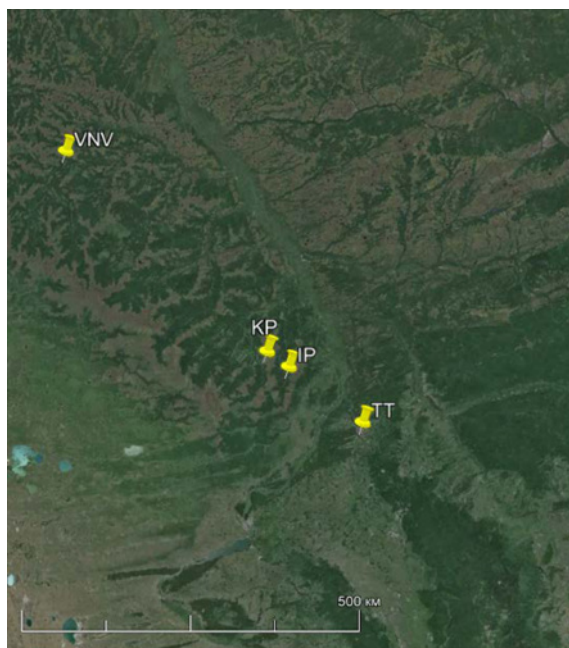
## Географо-гидрологический анализ гидрологических условий в приречных территориях (на примере рек южно- и среднетаежной подзон Западной Сибири)

**Савичев О.Г.**

Томский политехнический университет, Томск, Россия  
E-mail: OSavichev@mail.ru

**Ц**ель исследования – разработка в рамках географо-гидрологического метода методики географического контроля достоверности определения границ рек и их специальных зон в таежной зоне Западной Сибири. Его актуальность определяется, с одной стороны, участвовавшими случаями опасных гидрологических и гидрогеологических процессов (наводнения, подтопление территорий и, наоборот, пересыхание рек и истощение ресурсов подземных вод; размыв русел и так далее), с другой стороны, недостаточной проработанностью терминологии и используемых методик расчетов [Научно-прикладной справочник..., 2021; Савичев, 2021; Guseva, Savichev, 2024].

С учетом этого в Томском политехническом университете (ТПУ) выполнен анализ материалов режимных гидрологических (Росгидромет) и гидрогеологических (ФГБУ «Гидроспецгеология») наблюдений, результатов инженерных изысканий и обследований на примере ряда рек Обского бассейна (основные объекты – р. Томь у г. Томска, р. Васюган у п. Новый Васюган, р. Икса у с. Плотниково, р. Ключ у с. Польшанка, рис. 1; дополнительно использованы данные по рекам Обь у сел Могочино, Мельниково, Парабель, Колга и ряду других водотоков).



**Рис. 1.** Схема размещения участков изучения основных объектов исследования: р. Томь у г. Томска (ТТ), р. Васюган у п. Новый Васюган (VNV), р. Икса у с. Плотниково (IP), р. Ключ у с. Польшанка (KP).

Исходная информация – материалы наблюдений Росгидромета, ФГБУ «Гидроспецгеология», АО «Томскгеомониторинг», Томского политехнического университета (ТПУ) [Льготин, Савичев, Нигороженко, 2006; Савичев, 2010; Savichev, Moiseeva, Guseva, 2022; Состояние геологической..., 2022]. При этом были проведены расчеты положения береговой линии и границ зон затопления и подтопления долин рр. Обь. Томь, Васюган, Икса, Бакчар и ряда других водотоков согласно [Водный кодекс..., 2023; Правила определения местоположения... 2019; Правила определения границ..., 2022; Определение..., 2023; Методические..., 2009] и выполнено сопоставление характерных уровней речных вод с гидрогеологическими, геоморфологическими и геоботаническими условиями в речных долинах, а также сравнение условий подтопления с преобладающими типами русловых процессов [Определение..., 2023; Учет руслового..., 2009; Manual..., 2010; Савичев, Скугарев, 2008]. Более подробная информация о методике исследования приведена в [Савичев, 2024].

Анализ полученных результатов показал, что определение положения береговой линии рек на

изученной территории может проводиться по данным не только о среднесуточных уровнях воды за период открытого русла, но и о среднемесячных уровнях речных вод весенне-летнего половодья и летне-осенней межени (табл. 1, 2; рис. 2, 3).

**Таблица 1.** Расчётные уровни воды исследуемых рек, м в Балтийской системе высот.

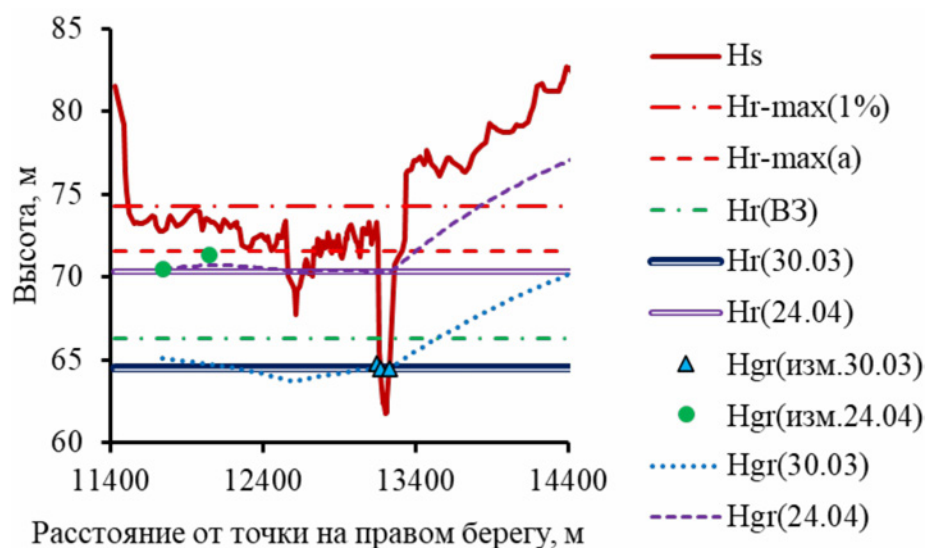
Показатель	р. Томь, г. Томск, 756 км от истока	р. Васюган, у п. Новый Васюган, 503 км от истока	р. Икса, с. Плотниково, 154,1 км от истока	р. Икса, с. Плотниково, 54 км от истока	р. Ключ, у с. Польшанка, 5,8 км от истока
Ha(I-XII)	70,66	65,49	100,60	–	100,90
Ha(Q(I-XII))	70,38	65,74	100,78	118,91	101,33
Ha*	72,87	67,89	101,94	–	101,29
Ha(IV-XI)	71,11	66,15	100,89	–	101,04
Ha(Q(IV-XI))	71,24	66,63	101,14	119,40	101,42
Ha(d)	70,97	66,33	100,96	–	100,94
Hmax(a)	76,59	71,63	103,73	121,84	101,91
Hmax(1%)	79,65	74,29	107,96	123,29	101,16
Hmax(5%)	78,70	73,84	106,54	122,89	100,66
Hmax(10%)	78,25	73,52	105,84	122,61	100,49

**Примечание:**  $Ha(I-XII)$  – среднееголетний уровень воды за календарный год по данным наблюдений;  $Ha(Q(I-XII))$  – среднееголетний уровень воды за календарный год по зависимости от среднегоголетнего расхода воды  $Qa(I-XII)$ ;  $Ha^* = 0,5 \cdot (Hmax + Hmin-op)$ , где  $Hmax$  и  $Hmin-op$  – максимальный годовой и минимальный за период открытого русла;  $Ha(IV-XI)$  – средний уровень воды за весенне-летнее половодье и летне-осеннюю межень по среднемесячным значениям;  $Ha(Q(IV-XI))$  – средний уровень воды по зависимости от соответствующего расхода воды  $Qa(IV-XI)$ ;  $Ha(d)$  – среднееголетний уровень воды, вычисленный по среднесуточным значениям за период открытого русла;  $Hmax(a)$  – среднееголетний максимальный уровень воды;  $Hmax(1\%)$ ,  $Hmax(5\%)$ ,  $Hmax(10\%)$  – максимальные уровни воды обеспеченностью 1, 5, 10 %.

**Таблица 2.** Соотношение фактических и критических (при уровне значимости 5%) значений критериев Стьюдента ( $t_f/t_{5\%}$ ) и Фишера ( $F_f/F_{5\%}$ ).

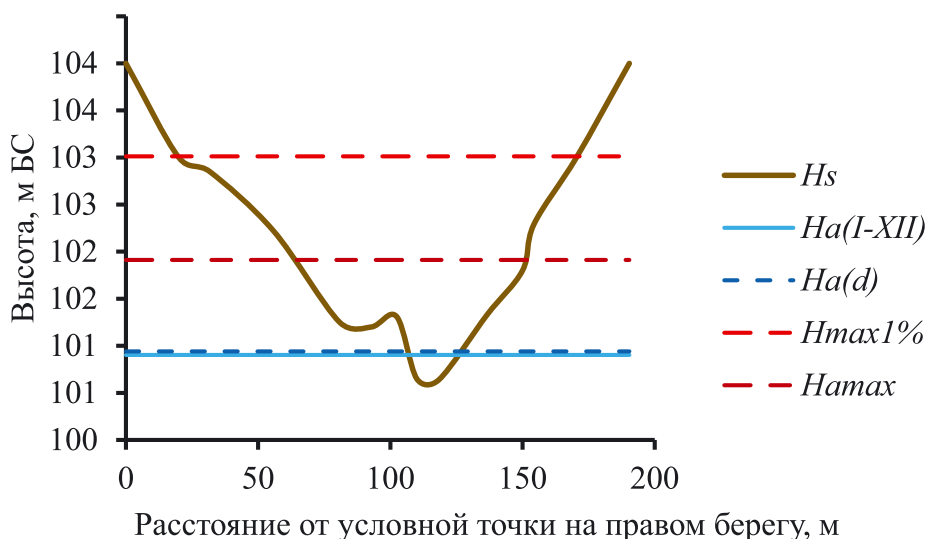
Показатель	Ha (I-XII)		Ha*		Ha (d)		Ha (IV-XI)	
	$t_f/t_{5\%}$	$F_f/F_{5\%}$	$t_f/t_{5\%}$	$F_f/F_{5\%}$	$t_f/t_{5\%}$	$F_f/F_{5\%}$	$t_f/t_{5\%}$	$F_f/F_{5\%}$
р. Томь у г. Томска, 72 км от устья								
Ha(I-XII)	0,00	0,57	<b>9,16</b>	<b>1,55</b>	<b>1,51</b>	0,98	<b>2,35</b>	0,74
Ha*	<b>9,16</b>	<b>1,55</b>	0,00	0,57	<b>7,31</b>	0,90	<b>7,07</b>	1,19
Ha(d)	<b>1,51</b>	0,98	<b>7,31</b>	0,90	0,00	0,57	0,63	0,76
Ha(IV-XI)	<b>2,35</b>	0,74	<b>7,07</b>	<b>1,19</b>	0,63	0,76	0,00	0,57
р. Васюган у п. Новый Васюган, 579 км от устья								
Ha(I-XII)	0,00	0,57	<b>7,75</b>	<b>1,38</b>	<b>2,68</b>	<b>1,38</b>	<b>2,20</b>	<b>1,21</b>
Ha*	<b>7,75</b>	<b>1,38</b>	0,00	0,57	<b>4,26</b>	0,58	<b>4,91</b>	0,66
Ha(d)	<b>2,68</b>	<b>1,38</b>	<b>4,26</b>	0,58	0,00	0,57	0,50	0,65
Ha(IV-XI)	<b>2,20</b>	<b>1,21</b>	<b>4,91</b>	0,66	0,50	0,65	0,00	0,57
р. Икса у с. Плотниково, 261,9 км от устья								
Ha(I-XII)	0,00	0,51	<b>4,96</b>	<b>3,34</b>	<b>1,89</b>	<b>1,10</b>	<b>1,55</b>	1,00
Ha*	<b>4,96</b>	<b>3,34</b>	0,00	0,51	<b>3,43</b>	<b>1,56</b>	<b>3,72</b>	<b>1,71</b>
Ha(d)	<b>1,89</b>	<b>1,10</b>	<b>3,43</b>	<b>1,56</b>	0,00	0,51	0,33	0,56
Ha(IV-XI)	<b>1,55</b>	1,00	<b>3,72</b>	<b>1,71</b>	0,33	0,56	0,00	0,51
р. Ключ у с. Польшанка, 2,3 км от устья								
Ha(I-XII)	0,00	0,41	3,42	0,41	0,26	0,94	<b>1,01</b>	0,70
Ha*	<b>3,42</b>	0,41	0,00	0,41	2,43	0,95	<b>1,93</b>	0,71
Ha(d)	0,26	0,94	<b>2,43</b>	0,95	0,00	0,41	0,61	0,54
Ha(IV-XI)	<b>1,01</b>	0,70	<b>1,93</b>	0,71	0,61	0,54	0,00	0,41

**Примечание:** расчёты выполнены для уровней непосредственно в створах постов Росгидромета; полужирным шрифтом выделены значения, где гипотеза об однородности выборок отклоняется.



**Рис. 2.** Поперечный профиль участка долины р. Васюган у с. Новый Васюган; условные обозначения:  $H_s$  – высотная отметка поверхности суши;  $Hr-max(1\%)$  – максимальный уровень речных вод обеспеченностью 1%;  $Hr-max(a)$  – средний максимальный уровень речных вод;  $Hr(B3)$  – уровень береговой линии согласно [Водный кодекс..., 2023];  $Hr(30.03)$  и  $Hr(24.04)$  – уровень речных вод 30.03.2011 г. и 24.04.2011 г.;  $Hgr(изм.30.03)$  и  $Hgr(изм.24.04)$  – уровень грунтовых вод, измеренный 30.03.2011 г. и 24.04.2011 г.;  $Hgr(30.03)$  и  $Hgr(24.04)$  – расчетные уровни грунтовых вод).

При этом было установлено, что среднегодовое максимальное значение и максимальное значение обеспеченностью 1 % в целом соотносятся с рельефом, уровнями грунтовых вод и растительным покровом речных долин (рис. 2, 3), причем зона затопления при уровне речных вод с указанной обеспеченностью (1 %) может рассматриваться как основная часть поймы по причинам: 1) в рельефе профиля, пересекающего долину, обычно достаточно заметен градиент уклонов; 2) за пределами этой зоны вероятность подтопления за счет подпора речными водами резко снижается; сильное подтопление практически не наблюдается.



**Рис. 3.** Поперечный профиль участка долины р. Ключ в 5,8 км от истока; условные обозначения:  $H_s$  – высотная отметка поверхности суши;  $H_a(I-XII)$  – среднегодовое значение уровня воды за календарный год по данным наблюдений;  $H_a(d)$  – среднегодовое значение уровня воды, вычисленный по среднесуточным значениям за период открытого русла;  $H_{max}(1\%)$  – максимальный уровень воды обеспеченностью 1%;  $H_{amax}$  – среднегодовое значение максимального уровня воды.

Также выявлено, что вероятность подтопления в пределах долины увеличивается в случае пойменной многорукавности и свободного меандрирования и уменьшается при преобладании ограниченного меандрирования. Предложено границу рек определять не по среднему уровню воды за период открытого русла, а по среднему максимальному уровню воды с учетом приуроченности последних к изменениям поперечного профиля долин, заметному увеличению частоты затоплений и изменению характера взаимодействий речных и подземных вод при меньших уровнях.



Таким образом, в рамках географо-гидрологического метода предложена методика географического контроля достоверности определения границ береговой линии, водоохранных зон, зон затопления и подтопления в таежной зоне Западной Сибири [Савичев, 2024], заключающаяся в выполнении следующей последовательности действий: 1) проводится сопоставление расчетных уровней речных вод с рельефом долины; 2) дополнительно анализируется наличие болот и древесной растительности; 3) выделяются участки речной долины с высокой вероятностью сильного, умеренного и слабого подтопления с учетом соотношения высотных отметок рельефа, значений средних максимальных и максимальных уровней воды с обеспеченностью 1%, преобладающего типа руслового процесса. В ходе апробации этой методики показано, что определение положения береговой линии рек на исследуемой территории может проводиться по данным о среднемесячных уровнях речных вод весенне-летнего половодья и летне-осенней межени.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 23-27-00039).

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Научно-прикладной справочник: Многолетние колебания и изменчивость водных ресурсов и основных характеристик стока рек Российской Федерации. – СПб.: ООО "РИАЛ", 2021. – 190 с.
2. Савичев О.Г. Гидроэкологическое обоснование водохозяйственных решений: монография. – Томск: Изд-во ТПУ, 2021. – 166 с. <https://www.lib.tpu.ru/fulltext2/m/2021/m63.pdf>
3. Guseva, N., Savichev, O. Paths to Clean Water Under Rapidly Changing Environment. In: Li, Y., Chaudhuri, H., Corrêa Rotunno Filho, O., Guseva, N., Bux, F. (eds) BRICS Countries: Sustainable Water Resource Management and Pollution Control. Springer, Singapore, 2024. DOI: 10.1007/978-981-99-9581-3\_2.
4. Льготин В.А., Савичев О.Г., Нигороженко В.Я. Состояние поверхностных водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений на территории Томской области в 2000-2005 гг. – Томск: ОАО «Томскгеомониторинг», «АГРАФ-ПРЕСС», 2006. – 88 с.
5. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. – Томск.: Изд-во Томск. политехн. ун-та, 2010. – 248 с.
6. Savichev O., Moiseeva J., Guseva N. Changes in the groundwater levels and regimes in the taiga zone of Western Siberia as a result of global warming // Theoretical and Applied Climatology. 2022. Vol. 147, № 3–4. P. 1121–1131. DOI: 10.1007/s00704-021-03879-4.
7. Состояние геологической среды (недр) территории Сибирского федерального округа в 2021 году: информ. бюл. Вып. 18 / Федер. агентство по недропользованию, Гидроспецгеология, Фил. «Сиб. регион. центр ГМСН» / гл. ред. В. А. Льготин. – Томск: СРЦ ФГБУ «Гидроспецгеология», 2022. – 204 с.
8. Водный кодекс Российской Федерации от 3 июня 2006 г. № 74-ФЗ (с изм. на 4 авг. 2023 г.). – Москва: Кремль, 2023. – 52 с.
9. Правила определения местоположения береговой линии (границы водного объекта), случаев и периодичности ее определения: утв. постановлением Правительства Рос. Федерации от 29 апр. 2016 г. № 377 (с изм. на 30 нояб. 2019 г.). – Москва: Правительство РФ, 2019. – 5 с.
10. Правила определения границ зон затопления, подтопления: утв. постановлением Правительства Рос. Федерации от 18 апр. 2014 г. № 360 (с изм. на 17 авг. 2022 г.). – Москва: Правительство РФ, 2022. – 7 с.
11. Определение основных расчетных гидрологических характеристик: СП 529.1325800.2023: утв. М-вом стр-ва и жилищ.-коммун. хоз-ва Рос. Федерации 11.09.23: введ. в действие с 12.10.23. – Москва: Минстрой РФ, 2023. – 152 с.
12. Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрометрических наблюдений / Гос. гидрол. ин-т. – Санкт-Петербург: Нестор-История, 2009. – 193 с.
13. Учет руслового процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки: СТО ГГИ 08.29-2009. – Санкт-Петербург: Нестор-История, 2009. – 184 с.
14. Manual on stream gauging. Vol. 2. Computation of discharge. WMO-No. 1044. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization, 2010. – 198 p.
15. Савичев О. Г., Скугарев А. А. Оценка опасности затопления приречных территорий рек Оби и Томи в пределах Томской области // Геоинформатика. – 2008. – № 2, С. 61–66.
16. Савичев О.Г. Физико-географический контроль определения границ рек, их водоохранных зон, зон затопления и подтопления в Томской области (Российская Федерация) // Мелиорация и гидротехника. – 2024. – Т.14. – № 1, С. 188–204. DOI: 10.31774/2712-9357-2024-14-1-188-204.

# Новая схема тепло- и влагообмена суши с атмосферой для моделей регионального климата ГГО

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

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, Санкт-Петербург, Россия  
E-mail: kozlov.alexander.vladimirovich@gmail.com

Важным компонентом современных моделей климата являются схемы тепло- и влагообмена суши с атмосферой, которые обеспечивают физически обоснованное нижнее граничное условие на подстилающей поверхности суши для атмосферного компонента. Увеличение пространственно-го разрешения моделей, например, в целях прогнозирования регионального климата, приводит к росту числа взаимодействий в системе «атмосфера-подстилающая поверхность» и необходимости детализированного описания процессов и обратных связей, определяющих интенсивность гидрологического цикла и эволюцию снежного покрова. В существующей схеме тепло- и влагообмена суши с атмосферой Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО) [1] содержится ряд упрощений при описании процессов в снежном покрове и его взаимодействии с другими элементами климатической системы. В частности, рассматривается слой, включающий снег и почву, теплофизические характеристики которого определяются как средневзвешенные относительно толщин отдельных слоев, плотность снега не меняется во времени, альbedo является функцией температуры поверхности.

В рамках важнейшего инновационного проекта государственного значения «Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ» создана новая схема тепло- и влагообмена суши с атмосферой (далее MGOLSM, Main Geophysical Observatory Land Surface Model) для моделей регионального климата ГГО [2,3]. В новой схеме термический режим снежного покрова описывается независимо от верхнего слоя почвы с помощью однослойной модели. Температура поверхности суши рассчитывается для нескольких типов поверхности внутри модельной ячейки – это перехваченная влага, сухая низкая растительность, открытый снег, сухая высокая растительность, снег под высокой растительностью и оголенная почва.

К основным особенностям MGOLSM относятся следующие: (1) снежный покров может удерживать жидкую воду; (2) альbedo поверхности снега меняется со временем с учетом его свойств; (3) уравнение энергетического баланса на поверхности решается независимо для каждого типа поверхности, при этом для расчета турбулентных потоков явного и скрытого тепла используется теория подобия Молина–Обухова; (4) вычисляемый поверхностный сток определяется свойствами почвы и изменчивостью орографии; (5) моделирование температурного режима почвы производится с учетом фазовых переходов воды, а моделирование водного режима почвы — с учетом транспирации влаги в результате действия корней растений.

Схема снежного покрова MGOLSM опирается на разработки [4]. Снег описывается следующими независимыми переменными: массой снега  $S$  (кг/м<sup>2</sup>), температурой толщи снега  $T_{sn}$  (К), плотностью  $\rho_{sn}$  (кг/м<sup>3</sup>) и альbedo  $\alpha_{sn}$ . Количество жидкой воды в снеге задается диагностически на основе массы снега, его плотности и температуры. Масса снега  $S$  и температура толщи снега  $T_{sn}$  находятся совместно из системы уравнений:

$$\begin{aligned} (\rho C)_{sn} D_{sn} \partial_t T_{sn} &= H_{sn}^{net} - G_{sn} - L_f M_{sn} - Q_{sn}^{int}, \\ \partial_t S &= F_{sn} + c_{sn} E_{sn} - c_{sn} M_{sn}, \end{aligned} \quad (1)$$

где  $(\rho C)_{sn}$  – объемная теплоемкость снега,  $D_{sn}$  – толщина снега,  $H_{sn}^{net}$  – суммарный поток тепла из атмосферы в снежный покров,  $G_{sn}$  – базальный поток тепла из снега в почву,  $Q_{sn}^{int}$  – теплота внутренних фазовых переходов в снеге,  $F_{sn}$  – интенсивность снегопада,  $c_{sn}$  – доля модельной ячейки, занятая снегом,  $E_{sn}$  – турбулентный поток влаги из атмосферы в снег и  $M_{sn}$  – интенсивность таяния снега. Плотность снега  $\rho_{sn}$  рассчитывается с учетом давления вышележащих слоев, термического метаморфизма и уплотнения, вызванного таянием снега.

Альbedo снега  $\alpha_{sn}$  складывается из альbedo снега под высокой растительностью  $\alpha_{sh\ sn}$  и альbedo открытого снега  $\alpha_{exp\ sn}$

$$\alpha_{sn} = c_H \alpha_{sh\ sn} + (1 - c_H) \alpha_{exp\ sn}, \quad (2)$$

где  $c_H$  – доля высокой растительности. Альbedo снега под высокой растительностью задается постоянной величиной, которая зависит от типа преобладающей высокой растительности. Альbedo открытого снега меняется в диапазоне 0.50–0.85, линейно возрастает в случае выпадения свежего снега (достаточно 10 кг/м<sup>2</sup> свежего снега для достижения альbedo максимального значения), экспоненциально убывает при таянии (в 4 раза за 4 дня) и в остальное время линейно убывает на 0.1 за 12.5 суток. Суммарное альbedo поверхности определяется как

$$\alpha = (1 - c_{sn}) \alpha_{w/o\ sn} + c_{sn} \alpha_{sn}, \quad (3)$$

где  $\alpha_{w/o\ sn}$  – альbedo свободной от снега поверхности.

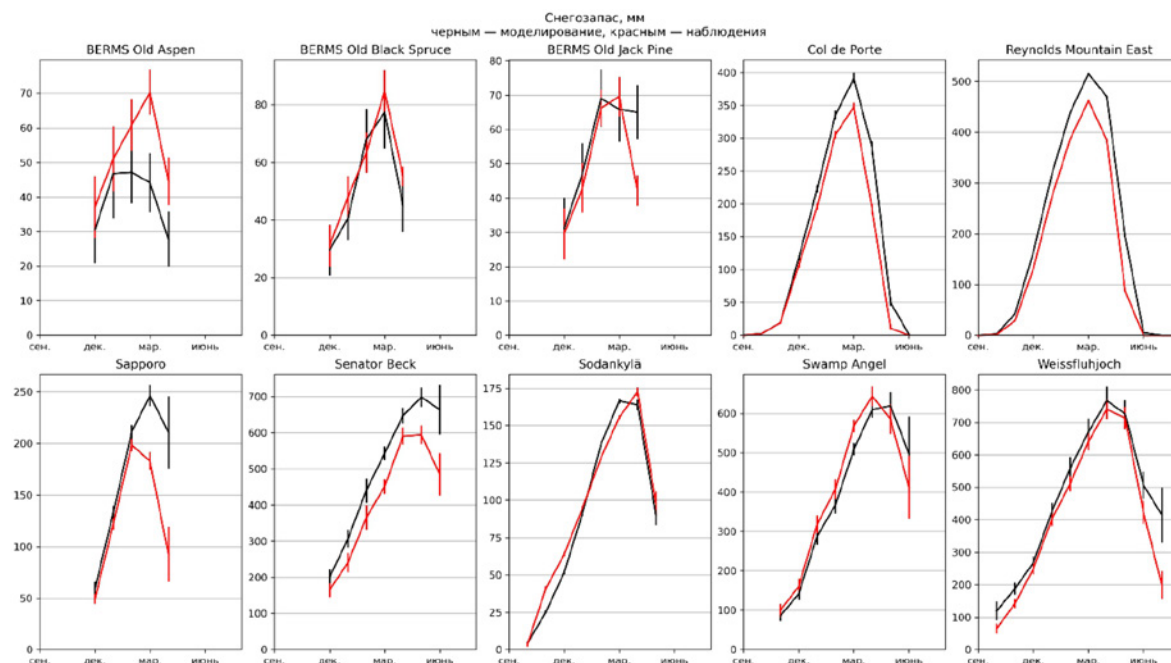
Важной частью схемы снежного покрова является параметризация доли ячейки  $c_{sn}$ , занятой снегом, именно данный параметр во многом контролирует альbedo поверхности. В MGOLSM используется параметризация [5], согласно которой

$$c_{sn} = \tanh\left(\frac{S/\rho_{sn}}{2.5 \cdot z_{0,sn} \cdot (\rho_{sn}/\rho_{sn,new})^{1.6}}\right), \quad (4)$$

где  $z_{0,sn}=0.01$  м – критическая глубина снега,  $\rho_{sn,new}=100$  кг/м<sup>3</sup> – плотность свежевыпавшего снега.

Для верификации новой схемы использовались результаты расчетов характеристик снежного покрова и данные наблюдений, доступные в рамках международного проекта по сравнению схем описания снежного покрова Earth System Model-Snow Model Intercomparison Project (ESM-SnowMIP) [6]. На первом этапе проекта проводилось сравнение качества схем в автономном режиме. Данные наблюдений на 10 станциях, расположенных в различных климатических условиях, включают как внешние воздействия, так и данные для проверки результатов моделирования [7].

Из сравнения среднего многолетнего сезонного хода снегозапаса, рассчитанного по MGOLSM, с данными наблюдений на площадках ESM-SnowMIP (рис. 1) видно, что модельные оценки близки к наблюдаемым. Отметим следующие погрешности воспроизведения эволюции снегозапаса: (1) MGOLSM недооценивает величину снегозапаса на площадках BERMS Old Aspen и BERMS Old Black Spruce (соответственно, на 22% и 8% от среднего годового наблюдаемого максимума); (2) для большинства остальных площадок модель завышает массу снега (например, для Sapporo – на 16%, для Col de Porte – на 14% и для Senator Beck – на 13%), что приводит к фазовому сдвигу сезонного хода снегозапаса в сторону теплого времени года (например, для Sapporo и Col de Porte сход снега воспроизводится с задержкой в 15 дней).



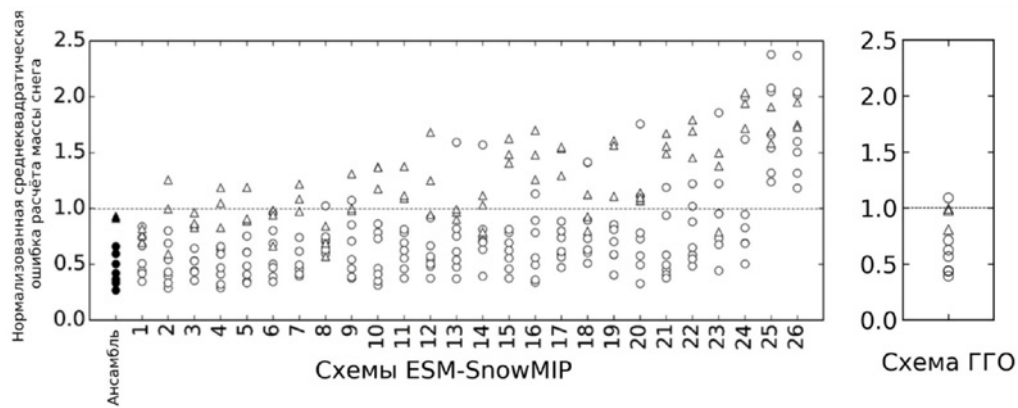
**Рис. 1.** Средний многолетний сезонный ход снегозапаса по данным наблюдений (красные линии) и расчетам по MGOLSM (черные линии) на площадках ESM-SnowMIP, вертикальными линиями обозначены стандартные ошибки среднего.

Погрешность моделирования (1) связана со сложностью моделирования эволюции снежного покрова на территориях, где преобладает высокая растительность, с данной проблемой сталкиваются многие современные схемы снежного покрова [6]. В MGOLSM погрешность (1) может быть вызвана заданием постоянного значения альbedo снега под высокой растительностью согласно [4]. Погрешность моделирования (2) можно связать с недостаточно высоким вертикальным разрешением модели (снег описывается однослойной схемой).

Удовлетворительное качество воспроизведения эволюции снегозапаса подтверждают значения нормализованной среднеквадратической ошибки (NRMSE) расчета массы снега (рис. 2). Под NRMSE согласно [6] понимается среднеквадратическая ошибка RMSE, нормированная на стандартное отклонение измеряемой величины  $\sigma_0$ :

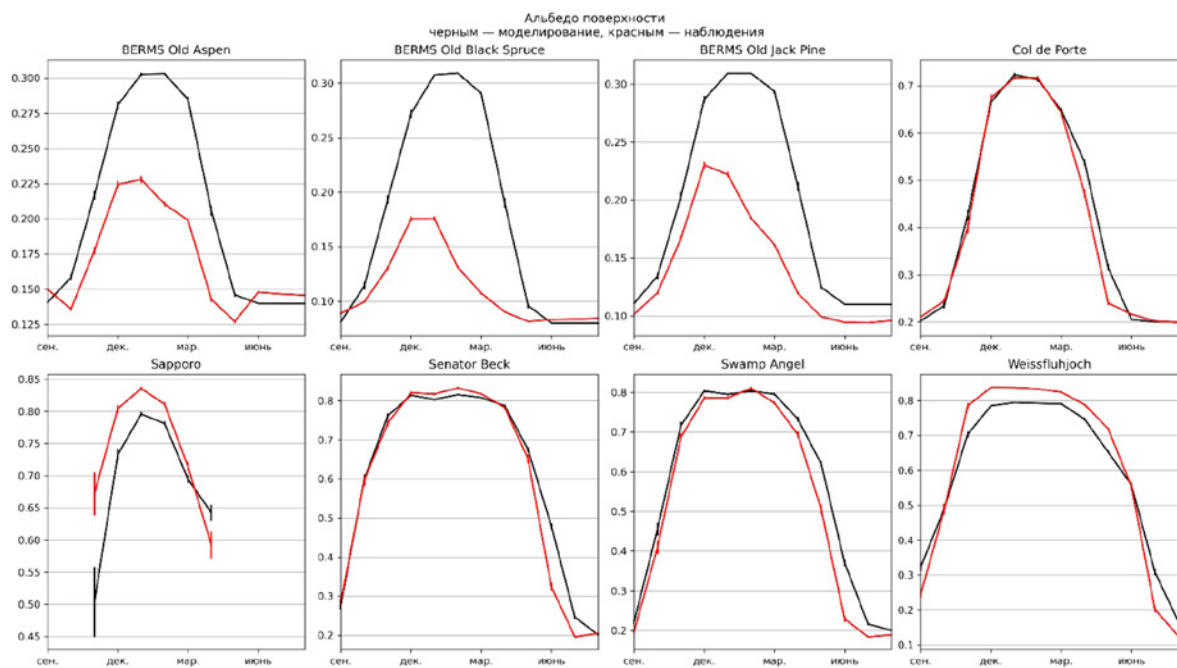
$$NRMSE=RMSE/\sigma_0. \quad (5)$$

Из рис. 2 видно, что оценки MGOLSM соответствуют оценкам тех схем ESM-SnowMIP, которые находятся примерно в первой трети модельного списка, т.е. рассчитывают массу снежного покрова со сравнительно небольшими ошибками.



**Рис. 2.** Левая панель [6]: значения нормализованной среднеквадратической ошибки расчета (NRMSE) массы снега, вычисленные для схем, принимавших участие в проекте ESM-SnowMIP; схемы расположены в порядке возрастания средней по площадкам NRMSE. Правая панель: значения NRMSE, вычисленные на основе результатов моделирования эволюции снегозапаса с помощью MGOLSM. Треугольниками обозначены ошибки для площадок с высокой растительностью, а кругами — ошибки для остальных площадок. Значения NRMSE вычислялись по среднесуточным данным и только за те дни, в которые либо был снег, либо температура приземного воздуха была ниже  $0^{\circ}\text{C}$ .

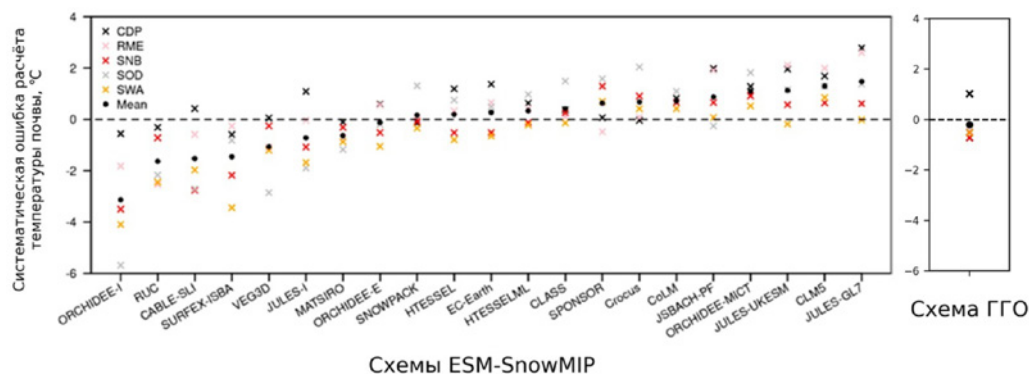
Сопоставление среднего многолетнего сезонного хода результатов расчета альbedo и данных наблюдений на площадках ESM-SnowMIP (рис. 3) показывает, что за исключением площадок BERMS, где доминирует высокая растительность и возможны значительные погрешности в параметризации альbedo, результаты моделирования близки к результатам наблюдений. Выделим следующие погрешности моделирования: (1) MGOLSM систематически завышает значения альbedo поверхности для площадок BERMS (на 0.07 для BERMS Old Aspen, на 0.13 для BERMS Old Black Spruce и на 0.09 для BERMS Old Jack Pine); (2) на всех остальных площадках альbedo завышается в период таяния снега; (3) на площадках Sapporo и Weissfluhjoch систематически занижается альbedo поверхности (на 0.04 и 0.05 соответственно). Причины модельных отклонений (1) и (2) обсуждались выше. Занижение альbedo на площадках Sapporo и Weissfluhjoch может быть обусловлено особенностями параметризации альbedo открытого снега, в которой задается диапазон изменчивости альbedo. В расчетах этот диапазон полагался одинаковым для всех площадок (0.50–0.85). Единый подход к заданию диапазона альbedo может не везде соответствовать данным наблюдений как в силу особенностей расположения экспериментальных площадок (например, Weissfluhjoch располагается в швейцарских Альпах на высоте 2536 м, где снег может быть чище из-за меньших концентраций аэрозолей), так и в силу погрешностей измерений [8].



**Рис. 3.** Средний многолетний сезонный ход данных наблюдений (красные линии) и результатов расчетов по MGOLSM (черные линии) значений альbedo поверхности на площадках ESM-SnowMIP. Вертикальными линиями обозначены стандартные ошибки среднего.



Представленные на рис. 4 значения систематических ошибок расчета температуры почвы, рассчитанные для MGOLSM, находятся в диапазоне от -0.72 К для площадки Senator Beck до 1.02 К для Col de Porte со средним значением -0.44 К, что говорит об удовлетворительном качестве воспроизведения многолетних средних значений температуры почвы по MGOLSM.



**Рис. 4.** Левая панель [8]: значения систематических ошибок расчета температуры почвы, вычисленные для схем, принимавших участие в проекте ESM-SnowMIP; схемы расположены в порядке возрастания систематических ошибок. Правая панель: значения систематических ошибок расчета температуры почвы, вычисленные для MGOLSM. Крестами отмечены значения систематических ошибок для площадок, а черным кругом – среднее по площадкам значение. Ошибки вычислялись по среднесуточным данным и только за те дни, в которые либо был снег, либо температура приземного воздуха была ниже 0°C.

Таким образом, представленные результаты моделирования характеристик деятельного слоя суши для 10 экспериментальных площадок ESM-SnowMIP говорят об удовлетворительном качестве воспроизведения временного хода массы снега, альбедо поверхности и многолетних средних значений температуры почвы. Качество созданной схемы тепло- и влагообмена суши с атмосферой соответствует мировым аналогам.

*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).*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. 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.
2. 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.
3. Школьник И. М., Ефимов С. В. (2015). Региональная модель нового поколения для территории северной Евразии // Труды ГГО. Вып. 576. С. 201–211.
4. 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.
5. 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
6. 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., Chéruy, 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., Ménégos, 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., and Zhu, D.: ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks, *Geosci. Model Dev.*, 11, 5027–5049, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018>, 2018.
7. 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 re-analysis data // *Earth System Science Data*. V. 11. №2. P. 865–880.

8. 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.*

## Численная модель прогнозирования динамики фильтрата твердых коммунальных отходов при наличии грунтовых защитных сооружений

<sup>1</sup>Паршакова Я.Н., <sup>1</sup>Иванцов А.О., <sup>1,2</sup>Катаев Р.И., <sup>1,2</sup>Висков М.В., <sup>1,2</sup>Картавых Н.Н.

<sup>1</sup> Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия

<sup>2</sup> Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

<sup>3</sup> Пермский национальный исследовательский политехнический университет, Пермь, Россия

E-mail: parshakova@icmm.ru

Представлены результаты исследования гидродинамических процессов миграции свалочного фильтрата свалки твердых коммунальных отходов (ТКО) через дамбу, созданную для предотвращения перетекания фильтрата за пределы полигона. Фактором отрицательного воздействия фильтрата, образованного в свалочном теле, на компоненты природной среды является его проникновение в грунтовые и в последующем в поверхностные воды. В рамках настоящей работы проведено решение проблем распространения многокомпонентной жидкости в пористой среде с учетом неоднородностей характеристик пористой среды, обусловленных ее многослойностью. Исследованы режимы диффузии и конвекции фильтрационных вод, проникающих в грунтовую толщу в основании объектов размещения твердых коммунальных отходов. Для изучения особенностей распространения загрязняющих веществ и определения миграционных параметров использованы архивные данные комплекса полевых и лабораторных исследований в районе расположения действующей свалки. Построена численная модель, описывающая гидродинамику миграции веществ в почвогрунтовой толще.

### ВВЕДЕНИЕ

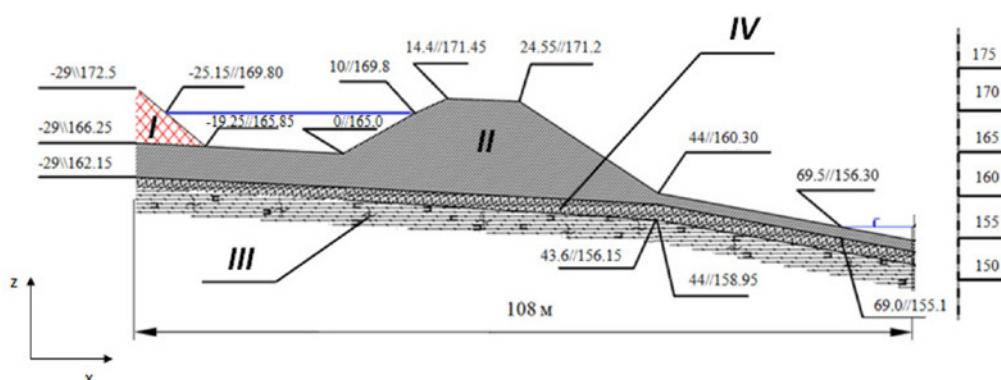
Полигоны твердых коммунальных отходов негативно влияют на экологию, посредством образования свалочного фильтрата, который является высокотоксичным водным раствором, содержащим тяжелые металлы, органические загрязнители и аммиачный азот [1–4]. Он образуется при взаимодействии отходов с просачивающимися в тело полигона атмосферными осадками. Фильтрат, проникая в почву, может попадать в подземные и поверхностные воды, тем самым оказывая негативное влияние на окружающую среду и здоровье человека [5]. Поэтому весьма актуальными являются различные способы сбора и обработки фильтрата перед его сбрасыванием в водоем или канализационную систему.

Выяснение путей миграции свалочного фильтрата представляется очень важным. Создание и применение математических моделей является одним из инструментов решения этой проблемы. Моделирование таких систем, как полигоны ТКО, представляет собой довольно сложную задачу. Трудности обусловлены рядом неопределенностей, связанных с оценкой параметров модели, которая должна адекватно описывать сложные биологические, химические и физические процессы, происходящие на свалках. Для проверки предложенных моделей требуется большое количества полевых данных. В [6] представлен обзор математических моделей, предназначенных для имитации образования и распространения фильтрата на полигонах ТКО. В работе также описываются будущие потребности и потенциальные улучшения существующих моделей.

Имеющиеся численные и математические модели распространения фильтрата, как правило строятся в рамках двумерного подхода, учитывая динамику загрязнения по горизонтальным направлениям. Движение фильтрата в толщу грунтовых пород по трем направлениям проводится в рамках модельных, либо лабораторных ситуаций. В настоящей работе проведено исследование фильтрата через защитные сооружения старой свалки, функционирующей более трех десятков лет. При этом дамбы, являющиеся защитой от проникновения фильтрата, регулярно обновляются, поскольку создаются из естественного поверхностного слоя, суглинка. Так в 2017 году была обновлена исследуемая нами дамба. Используется данные натурных измерений, полученных в 2017 году для прогнозного моделирования фильтрационных свойств, созданной дамбы.

## ХАРАКТЕРИСТИКИ РАССМАТРИВАЕМОГО ПОЛИГОНА ТКО

Исследуемый полигон захоронения бытовых отходов эксплуатируется более сорока лет. На территории полигона ежегодно реализуется программа экологического мониторинга за качеством атмосферного воздуха, почвы, подземных и поверхностных вод, радиационного излучения. Полигон располагается на клоне малой реки, рельеф неровный с общим уклоном в северо-восточном направлении к пойме этой реки, протекающей в 300 м к северо-востоку от площадки. Прилегающая территория представляет собой холмистую поверхность водораздела, поросшей луговой растительностью, кустарником, мелколиственными породами деревьев. Фильтрат с полигона растекается по пологому склону и скапливается в двух понижениях. По периметру полигон обвалован дамбой, местами со следами временных водотоков, высотой до 6 метров, шириной до 12 метров и осушительная траншея глубиной до 2 м. В нижней части склона на высоте 1,5 метра от подошвы дамбы находится промоина, по которой происходит высачивание фильтрата из пруда. В южной части за дамбой наблюдаются переувлажненные участки. Изыскания показали, что появление этих участков связано, как с обильными осадками, так и за счет появления воды с полигона, как по основанию дамбы, так и под основанием дамбы. В связи с этим возник вопрос о распространении фильтрата из пруда-отстойника через дамбу. Рассматривается участок, размеры которого представлены на рисунке 1. Координаты основных точек представлены в системе, где начало координат расположено на въезде в полигон.



**Рис. 1.** Исследуемая часть полигона, вертикальное сечение посередине пруда-отстойника.

Как видно из Рис.1 геологическая площадка полигона ТКО до первого водоупорного горизонта, представляет сложением из трех слоев горных пород. На поверхности расположен слой техногенных отложений, представленный насыпными неоднородными, несцементированными и слежавшимися, уплотненными и рыхлыми грунтами. По составу грунты сложены бытовыми отходами и отходами производственной и хозяйственной деятельности, а именно полиэтилен 20-95%, строительный мусор 15-30%, текстиль 10-20%, макулатура 8-20%, пластик 9-15%, древесина 8-20%, стекло 7-15%, металл (в виде тросов, проволоки, кусков арматуры) – 7-15%, минеральный грунт- 10%, строительный мусор (щебень, галька, бетон, кирпич) – 10-20%, прочее 6-15%. За верхним слоем располагается слой, представляющий собой элювиально-делювиальные пылеватоглинистые отложения четвертичной системы, представленные суглинками мягко-, тугопластичными, с включениями строительного мусора, щебня, песка, в подошве слоя со щебнем и дресвой песчаников, алевролитов в количестве от единичных включений до 25%. Мощность суглинков лежит в пределах 4,3 м. Из суглинка сложена защитная дамба. Следующий слой, ниже суглинка, представлен алевролитами глинистыми, максимальной мощностью (толщиной) 1,5 м. Вниз за слоем алевролита находится слой аргиллита сильновыветрельвого (рухлякового), толщина которого до водоупорного горизонта варьируется в пределах 4 метров. Физические характеристики слоев основания полигона ТКО представлены в таблице 1.

**Таблица 1.** Физические характеристики основания полигона ТКО (слои представлены согласно Рис.1 и расположены сверху вниз).

Материал, схематическое изображение на рис.1	Коэффициент фильтрации Кф, м./сут.	Пористость $\mu$ , безразм.	Проницаемость К, м2	Сопротивление горных пород, $1/м^2$	Скорость движения на входе м/сек	Концентрация, вес %
Насыпной грунт	0.6	0.4	$5.87 \cdot 10^{-6}$	$1.7 \cdot 10^5$	$6.9 \cdot 10^{-6}$	0.0047
Суглинок	0.0065	0.702	$6.38 \cdot 10^{-8}$	$1.57 \cdot 10^7$	$7.52 \cdot 10^{-8}$	0.000342
Алевролит	0.008	0.481	$7.85 \cdot 10^{-8}$	$1.27 \cdot 10^7$	$9.26 \cdot 10^{-8}$	0.000342
Аргиллит	0.024	0.542	$2.35 \cdot 10^{-7}$	$4.26 \cdot 10^6$	$2.78 \cdot 10^{-7}$	0.000342

## МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФИЛЬТРАТА

Трёхмерное численное моделирование распространения фильтрата из пруда-отстойника проводилось при помощи пакета вычислительной гидродинамики ANSYS Fluent с использованием ламинарной модели течения в пористой среде. Задача решалась в рамках нестационарного изотермического подхода. Для решения задачи генерировалась пространственная сетка, состоящая из четырехсторонних элементов.

Уравнения движения в тензорной форме записи имеют вид:

$$\frac{\partial(m\rho)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho v_i) = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{1}{m} \rho v_i \right) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left( \frac{1}{m^2} \rho v_i v_j \right) = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ \frac{\mu}{m} \left( \frac{\partial v_i}{\partial x_j} \right) \right] - \frac{\mu}{K} v_i + \rho g_i, \quad (8)$$

где  $m$ ,  $K$  – пористость и проницаемость пористой среды, соответственно;  $\rho$  – плотность жидкости, – компоненты вектора скорости ( $i=1,2,3$ ),  $\mu$  – кинематическая вязкость жидкости. Плотность считалась зависящей от концентрации сухого остатка в воде по линейному закону  $\rho = \rho_0 + 0.702s$ , кг/м<sup>3</sup>, где  $\rho_0 = 1000.196$  кг/м<sup>3</sup> – плотность чистой воды и  $s$  – измеренная в промилле массовая концентрация растворенных в воде загрязнений. Тяжёлая примесь не создаёт неустойчивой стратификации по плотности при скоплении вблизи дна.

Уравнение переноса примеси имеет вид:

$$\frac{\partial}{\partial t}(m\rho c) + \nabla \cdot (\rho \vec{v}c) = -\nabla \cdot \vec{J}, \quad (9)$$

Здесь  $\vec{J}$  – диффузионный поток примеси, определяемый выражением

$$\vec{J} = -\rho D_m \nabla c, \quad (10)$$

где  $D_m$  – заданный коэффициент молекулярной диффузии.

На твёрдых стенках расчётной области ставились условия прилипания и непроницаемости для вещества. Поверхность жидкости в пруде-отстойнике и в озере за дамбой полагалась свободной от касательных напряжений.

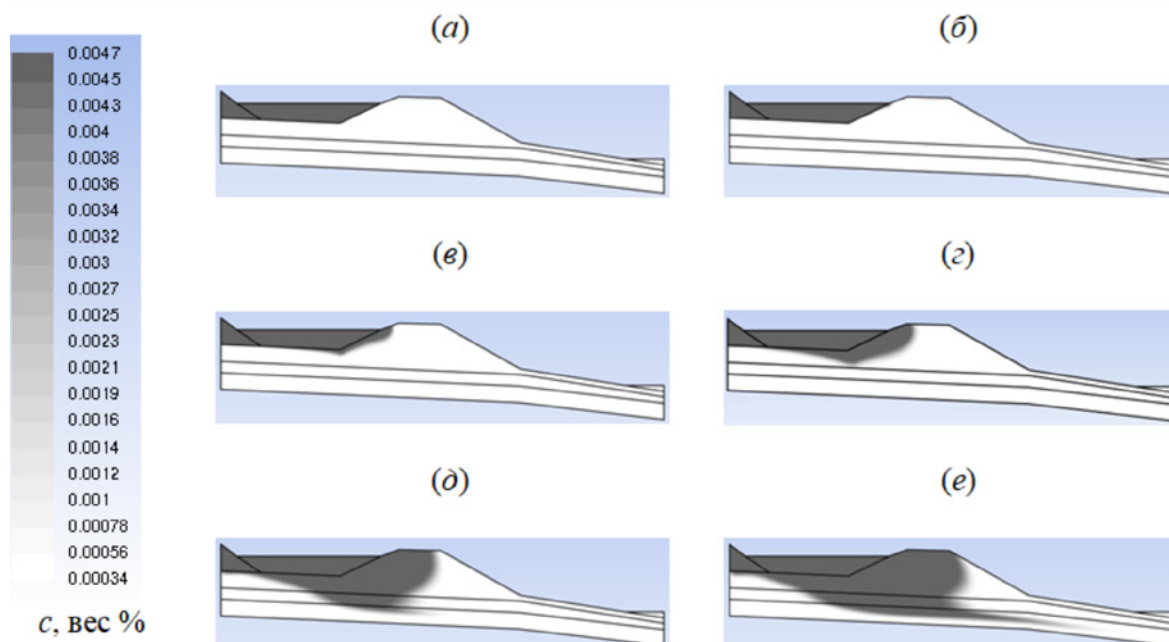
Трёхмерное численное моделирование распространения фильтрата проводилось на основе модели, показанной на Рисунке 1. Полагается, что тело полигона (техногенный слой) является водонасыщенным за счет осадков все расчетное время. Рассматривается поведение фильтрата с концентрацией сухого остатка  $C_0 = 4700$  мг/л. Пруд-отстойник с фильтратом находится в контакте с телом полигона с одной стороны, с других сторон он окружен защитной дамбой. Защитная дамба имеет трапециевидную форму с максимальным размером в основании 5 метров. На расстоянии 13 метров от берега, расположенного вблизи дамбы, локализуется озеро. Указанная конфигурация расчётной области детально описывает реальный рельеф в районе рассматриваемого полигона.

Скорость течения воды в слоях породы определяется характеристиками, взятыми из архивных данных полевых измерений 2017 года. Проницаемость и пористость сред представлены в Таблице 1. Уклон поверхности водоупора в районе полигона считался равным 0.02. Начальная концентрация примеси полагалась однородной по всем слоям и равной фоновой концентрации, начальная скорость считалась равной нулю. Исследуется процесс распространения фильтрата из дна пруда-отстойника, участка дна накопителя с заданной площадью, сложенного из изоляционного материала, суглинка, в ходе длительной эксплуатации полигона. Расчеты проводились для значений физических параметров и концентрации сухого остатка в фильтрате, измеренные в ходе изыскательных работ 2017 года. Расчетная сетка состояла из прямоугольных элементов. Размер сетки составляет 143336 узлов.

Расчеты выполнены в предположении того, что тело полигона (техногенный слой) является водонасыщенным за счет осадков и является источником фильтрата, непрерывно поступающего в озеро перед дамбой со скоростью  $6.83 \cdot 10^{-6}$  м/с. Скорость истечения фильтрата в пруд-отстойник найдена на основе измеренного коэффициента фильтрации тела полигона. Рассматривалось распространение фильтрата, характеризующегося концентрацией сухого остатка (примеси)  $C_0 = 4700$  мг/л. Фоновая концентрация примеси составляет 250 мг/л. Временная динамика распространения фильтрата от пруда-отстойника показана на рисунках 2 и 3. Рисунок 3 демонстрирует распространение фильтрата до озера за дамбой. На рисунке 3 показаны поля концентрации примеси для разных времен после попадания в озеро за дамбой высококонцентрированного фильтрата.

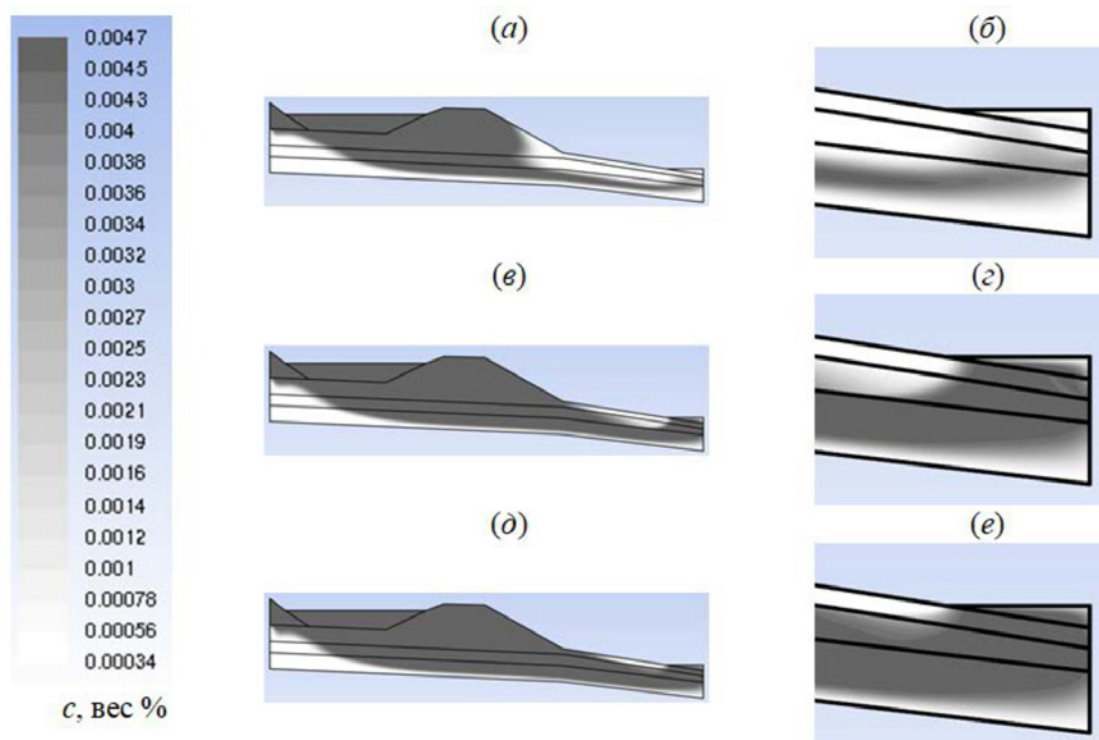
Основное направление распространения фильтрата наблюдается в горизонтальном направлении, при этом слою пористой среды характеризуются проницаемостью и пористостью равнозначной по вертикальному и горизонтальному направлению, т.е. являясь изотропными пористыми средами. Изначально, фильтрат распространяется в толщу дамбы (Рис. 3 а-г), двигаясь по естественному уклону основания полигона. За неделю после начала движения фильтрата заполняется край дамбы, расположенный вблизи озера-накопителя (Рис. 3 в). Через три недели непрерывной фильтрации в полностью увлажненной пори-





**Рис. 3.** Полученные в расчетах поля концентрации примеси в различные моменты времени: (а) через 1 час от начала истечения фильтрата из пруда-отстойника, (б) через 24 часа, (в) через 7 суток (неделя), (г) через 21 день (три недели), (д) через 61 день (два месяца), (е) через 92 дня (три месяца).

стой средой фильтрат попадает в ярус, следующий за слоем экрана – алевролит (Рис. 3 г). После достижения слоя алевролита заполнение фильтратом пространства в вертикальном направлении интенсифицируется. Через два с половиной месяца фильтрат попадает в грунтовые воды, распространяющиеся в слое аргиллита. С грунтовыми водами фильтрат проходит в три раза большее расстояние по горизонтали, нежели до момента попадания фильтрата в слой аргиллита (Рис. 3 е). В течении трех месяцев происходит заполнение тела дамбы практически полностью. При этом в озеро за дамбой фильтрат попадает через дно озера (Рис.4). На Рис. 4 б, г, е показана область вблизи озера за дамбой. Концентрация примеси в озере начинает увеличиваться спустя 4 месяца от момента истечения фильтрата из озера. Просачиваясь в водоносный горизонт с грунтовыми водами, фильтрат начинает мигрировать за пределы полигона. В озере за дамбой концентрация растет, после чего выходит на насыщение (Рис. 5).



**Рис. 4.** Полученные в расчетах поля концентрации примеси в различные моменты времени и увеличенные фрагменты расчетной области вблизи озера за дамбой: (а, б) через 121 день от начала истечения фильтрата из пруда-отстойника, (в, г) через 180 дней, (д, е) через 200 суток (6,5 месяцев).

Расчеты приведены в предположении постоянной максимальной водонасыщенности слоев. Поскольку влажность грунта в природных условиях в верхних горизонтах меняется в зависимости от времени года и погоды и повышается весной или после обильных осадков. Максимальная влажность в течение года в рассматриваемом регионе соответствует примерно одному календарному месяцу. Фильтрат достигнет озера за дамбой через 5-6 лет в предельном случае максимального уровня осадков без видимого просачивания из тела дамбы. Натурные наблюдения в мае и июне 2024 года показали (рис.5), что визуально дамба не сочится, на ней отсутствуют следы проникновения фильтрата сквозь тело дамбы. При этом необходимо также провести забор воды в пруде-отстойнике и озере за дамбой. Фильтрующая способность дамбы должна подвергаться регулярному мониторингу. При насыщении дамбы фильтратом необходима обновление экранирующих сооружений.

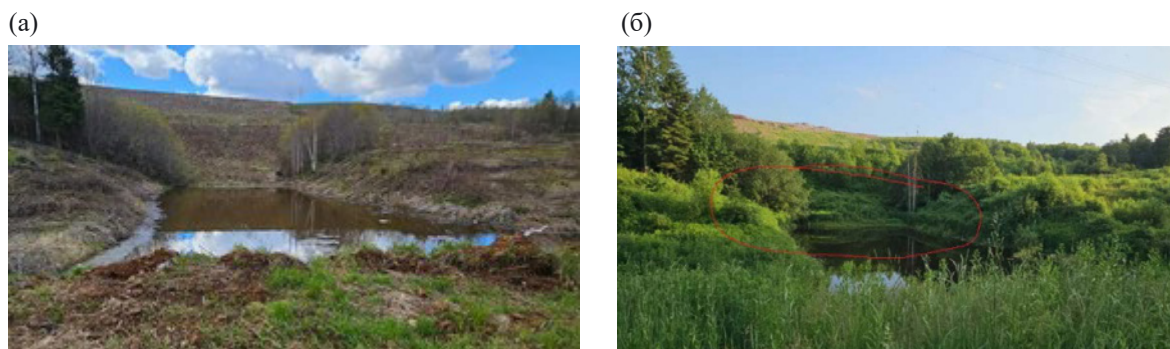


Рис. 5. Озеро за дамбой. Май (а) и июнь (б) 2024 год.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Твердые коммунальные отходы на полигоне подвержены процессам разложения, в результате которых органические и неорганические растворимые соединения при поступлении атмосферных осадков переходят в раствор. Фактором отрицательного воздействия фильтрата, образованного в свалочном теле, на компоненты природной среды является его проникновение в грунтовые и в последующем в поверхностные воды. Утилизация фильтрата включает в себя отведение, системы сбора и очистки фильтрата. На территории исследуемого полигона фильтрат по дренажной системе стекает в пруд-отстойник. Рассмотрен случай полигона, эксплуатируемого более сорока лет. Численно исследован процесс распространения фильтрата от дна пруда-накопителя в верхних слоях прилегающих пород из-за миграции фильтрата твердых коммунальных отходов в ходе длительной эксплуатации полигона ТКО. Получены оценки времени установления стационарного профиля концентрации, времени продвижения примеси до ближайшего водоёма и значения концентрации в точке поступления в водоём без учёта и с учётом слабой адсорбции загрязнений в грунте. С помощью трёхмерного численного моделирования прослежены основные стадии процесса распространения примеси. Рассчитана фильтрующая способность дамбы, защищающей природную среду от проникновения фильтрата ТКО. Показано, что фильтрат достигнет озера за дамбой через 4-5 лет в предельном случае максимального уровня осадков.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-11-00214)  
<https://rscf.ru/project/23-11-00214/>.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Aziz S., Bashir M., Aziz H., Mojiri A., Abu Amr S., Maulood Y. Statistical analysis of municipal solid waste landfill leachate characteristics in different countries. *Zanco J. of Pure and Applied Sciences*. 2018. Vol. 30(6). P.85-96. <https://doi.org/10.21271/ZJPAS.30.6.8>
2. Al-Wabel M.I., Al-Yehya W.S., Al-Farraj A.S., El-Maghraby S.E. Characteristics of landfill leachates and bio-solids of municipal solid waste (MSW) in Riyadh City, Saudi Arabia // *J. of the Saudi Society of Agricultural Sciences*. 2011. Vol. 10(2). P. 65-70. <https://doi.org/10.1016/j.jssas.2011.03.009>
3. Salem Z., Hamouri K., Djemaa R., Allia K. Evaluation of landfill leachate pollution and treatment // *Desalination*. 2008. Vol. 220. P. 108-114. <https://doi.org/10.1016/j.desal.2007.01.026>
4. Chu L.M., Cheung K.C., Wong M.H. Variations in the chemical properties of landfill leachate // *Environmental Management*. 1994. Vol. 18. P. 105-117. <https://doi.org/10.1007/BF02393753>
5. Лонгобарди А., Елизарьев А.Н., Насырова Э.С., Елизарьева Е.Н., Кияшко Л. Ю., Кабанов К. Ю. Распространение свалочного фильтрата в грунтовые воды // *Теоретическая и прикладная экология*. 2020. № 2. С. 36-43. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2020-2-036-043>
6. Лобачева Л.В., Борисова Е.В. Моделирование процессов миграции загрязнений от свалки твердых бытовых отходов // *Компьютерные исследования и моделирование*. 2020. Т. 12. №. 2. С. 369-385. <https://doi.org/10.20537/2076-7633-2020-12-2-369-385>

# СЕКЦИЯ

Экстремальные  
климатические  
явления,  
региональные риски  
и социо-  
экономические  
последствия

## Оценка грозовой активности с учётом данных технологических нарушений на ВЛ

<sup>1,2</sup>Комаров Д.М., <sup>1</sup>Мирошина Е.С.,  
<sup>1</sup>Терентьева Е.А., <sup>1</sup>Крылов А.А.,  
<sup>1</sup>Черешнюк С.В.

<sup>1</sup> АО «Россети Научно-технический центр»,  
Москва, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский университет  
«МЭИ», Москва, Россия

E-mail: Komarov\_DM@ntc-power.ru

### ВВЕДЕНИЕ

За последние 10 лет потребление электроэнергии в России увеличилось более чем на 100 миллиардов кВт·ч. С учётом роста потребления происходило и повышение используемой мощности энергетическими объектами. Сейчас электросетевой комплекс России один из крупнейших в мире. Он включает в себя более 2,6 млн. км линий электропередачи. Единая энергетическая система России (ЕЭС России) разделена на 75 региональных энергосистем, которые, в свою очередь, образуют 7 объединённых энергетических систем: Востока, Сибири, Урала, Средней Волги, Юга, Центра и Северо-Запада.

По данным отчётности ПАО «Россети», количество аварий на объектах электросетевого комплекса в результате грозовой деятельности составляет более 20% от всех годовых аварий, и более 55% от аварий, связанных с климатическими факторами [7, 8].

Гроза – атмосферное явление, при котором возникают многократные электрические разряды между облаками, между облаком и землей (молнии) или между облаком и объектом. Вследствие наличия связи с развитием мощной кучевой облачности, при которой возникает грозовая активность, она сопровождается ливневыми осадками и шквалистыми ветрами [1]. Грозы оказывают широкий диапазон воздействия объекты энергетики. Из-за грозовой активности происходят обрывы проводов фаз и защитных грозотросов, что приводит к продолжительным отключениям ВЛ и вынужденному перераспределению нагрузки и мощностей.

Ранее, в работах других авторов, было проведено сопоставление данных об аварийности на воздушных линиях электропередачи и данными о грозовой активности по данным грозопеленгационных сетей [3, 4]. Результаты данных работ показали хорошее соответствие плотности грозовых разрядов с плотностью аварий на ВЛ в различных регионах России.

Целью работы было проведение пространственного анализа грозовой активности с использо-

ванием данных о местоположении технологических нарушений на воздушных линиях электропередачи, данных метеорологических наблюдений и данных атмосферного реанализа ERA5 (в качестве показателя грозовой активности использовались значения K-index) [6].

## ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для проведения исследования были выбраны два региона, располагающихся в различных климатических областях. Первый регион – Краснодарский край и республика Адыгея, второй – Ленинградская область и г. Санкт-Петербург. Краснодарский край и республика Адыгея расположены в западной части Кавказа. Краснодарский край с юго-запада омывается Черным морем, с северо-запада – Азовским морем. Береговая линия Черного моря сравнительно ровная (особенно на юге), лишь на севере выделяются Геленджикская и Цемская бухты и полуостров Абрау. Более изрезана береговая линия в Керченском проливе. Рельеф Кубани состоит из горной (треть территории) и равнинной частей. Горная часть относится к западной части Большого Кавказа. Ленинградская область расположена в умеренных широтах северного полушария. Территория области вытянута с запада на восток. Большая часть территории – равнина с небольшими абсолютными высотами (до 300 м) с относительными превышениями (до 100 м). Равнинный характер рельефа местами нарушается возвышенностями.

На первом этапе работы была проведена оценка грозовой активности рассматриваемых регионов по данным метеорологических наблюдений и данных атмосферного реанализа ERA5. Для Краснодарского края рассматривалась территория с  $42^\circ$  по  $48^\circ$  с.ш. и с  $36^\circ$  по  $42^\circ$  в.д. Для Ленинградской области с  $58^\circ$  по  $62^\circ$  с.ш. и с  $26^\circ$  по  $36^\circ$  в.д.

Для территории Ленинградской области были отобраны 13 метеорологических станций, а для Краснодарского края 8 метеорологических станций, данные об основных срочных наблюдениях которых доступны на официальном сайте ФГБУ «ВНИИМИ-МЦД» [2]. Для каждой отобранной метеорологической станции было получено среднее годовое количество сроков с грозой (кодированные цифры по КН-01 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99). Данные приведены для периода с 2015 по 2022 г. Такой короткий рассматриваемый период осреднения не является репрезентативным с точки зрения климатологии явления, однако был выбран для сопоставления климатических данных с данными аварийности на ВЛ.

В качестве дополнительных климатических данных использовались данные реанализа ERA5. Это атмосферный реанализ пятого поколения, разработанный Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП). Он охватывает период с января 1940 года по настоящее время. Реанализ основан на версии CY41R2 модели IFS с 4D-Var усвоением данных и 137 вертикальными сигма-уровнями. Отличительной особенностью данного реанализа является высокое пространственное ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) и временное разрешение (1 час) [6].

В качестве меры грозовой активности в данной работе был выбран K-Index. Этот параметр является мерой потенциального развития грозы и рассчитывается исходя из температуры воздуха и температуры точки росы в нижних слоях атмосферы. При расчете используется температура на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа, а также температура точки росы 850 и 700 ГПа. Более высокие значения K-Index указывают на более высокую вероятность развития гроз. Этот параметр связан с вероятностью возникновения грозы:  $<20$  K-Index – без грозы; 20-25 K-Index – отдельные ячейки гроз; 26-30 K-Index – отдельные группы грозовых ячеек; 31-35 K-Index – разрозненные грозовые ячейки;  $>35$  K-Index – многочисленные грозовые ячейки [9]. Для каждого срока ERA5 определялось наличие грозовой активности (K-Index  $>35$ ). Далее было получено среднее годовое количество сроков по данным реанализа ERA5 со значениями K-Index  $>35$ .

На втором этапе работы были рассмотрены данные технологических нарушений на ВЛ. При анализе грозовой активности использовались данные технологических нарушений на линиях электропередачи 35кВ и выше в период с 2015 по 2022 года. Было проанализировано 39270 аварий по всем субъектам Российской Федерации, из которых 17696 (~45%) произошли по причине грозовых перенапряжений.

На территорию Ленинградской области и Краснодарского края приходится всего 1887 аварий, из которых 1175 по причине грозы. В ПАО «Россети Кубань» за рассматриваемый период зафиксировано 1407 аварий, из которых 854 аварии по причине грозовых перенапряжений. Из 854 аварийных отключений 587 были локализованы в местоположении конкретных опор, что позволяет получить точные координаты места технологического нарушения. В ПАО «Россети Ленэнерго» всего 480 аварий, из них 321 по причине грозовых перенапряжений, с известными координатами – 172.

Из Актов расследования технологических нарушений для анализа грозовых отключений была выделена следующая информация:

- Наименование ВЛ (включая класс напряжения);
- Успешность АПВ/РПВ (УАПВ, НАПВ, УРПВ, НРПВ);
- Место повреждения (номер опоры (опор), расстояние от ПС);
- Наличие троса на ВЛ.



Данные факторы влияют на характеристику грозоупорности ВЛ. Грозоупорность ВЛ характеризуется числом ее грозных отключений. В проектной и эксплуатационной практике могут использоваться следующие показатели грозоупорности ВЛ:

- удельное число грозных отключений, рассчитанное на 100 км и 100 грозных часов. Этот показатель обычно используется для сопоставления расчетных или эксплуатационных показателей грозоупорности ВЛ, различающихся по конструктивному исполнению и рабочему напряжению;
- удельное число грозных отключений на 100 км и один год эксплуатации. Этот показатель удобен для сопоставления грозоупорности ВЛ различных конструкций в одной энергосистеме;
- абсолютное число грозных отключений за анализируемый период. Этот показатель необходим при выборе средств грозозащиты или при сопоставлении расчетных и эксплуатационных показателей грозоупорности.

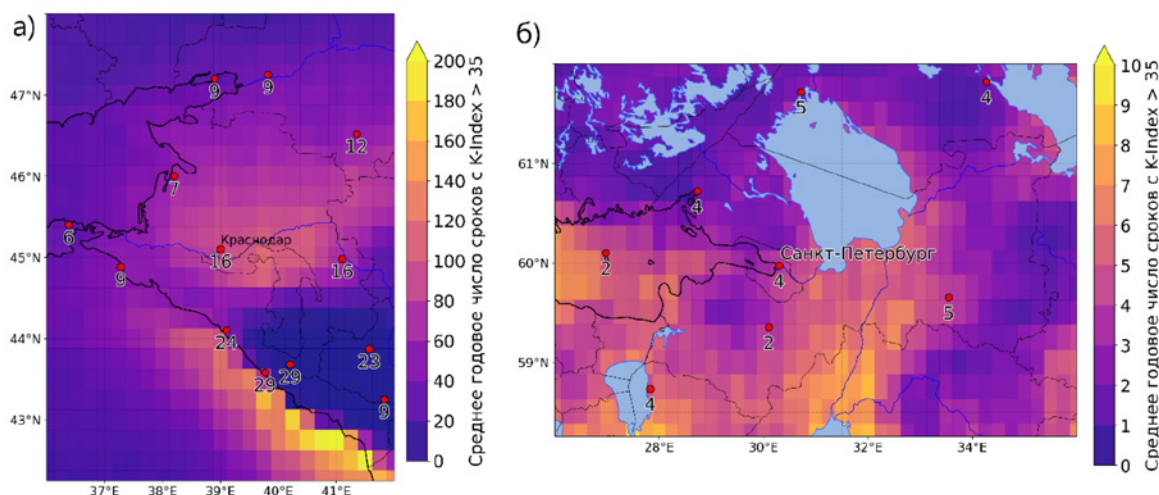
В данной работе для оценки аварийности в следствие грозовой активности был рассчитан параметр плотности, соответствующий количеству аварий на количество опор ВЛ. Для этого, при анализе аварийности, территории Ленинградской области и Краснодарского края были разбиты на сетку с ячейками размером  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ . В каждой полученной ячейке оценивалось количество технологических нарушений и количество опор. Далее было получено осредненное по ячейкам количество отключений на количество опор.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате работы были построены карты пространственного распределения грозовой активности по данным метеорологических наблюдений и данным реанализа ERA5 (рис. 1).

На территории Краснодарского края наибольшая грозовая активность наблюдается в южной части побережья Черного моря. На метеорологических станциях Сочи, Красная Поляна, Зеленчукская и Туапсе в среднем за год наблюдается более 20 сроков с грозой. Наименьшее число (<10) сроков с грозой наблюдается на западе Краснодарского края, юге Ростовской области и на высокогорской станции Клухорский перевал. По данным реанализа ERA5, максимум грозовой активности также приходится на южную часть побережья Черного моря, а также на континентальную равнинную часть Краснодарского края. Наибольшие различия данных наблюдений и реанализа отмечены в горных районах, где реанализ не воспроизводит грозы. Это связано с особенностями расчета K-Index, использующего данные о температуре воздуха и температуре точки росы на различных изобарических поверхностях.

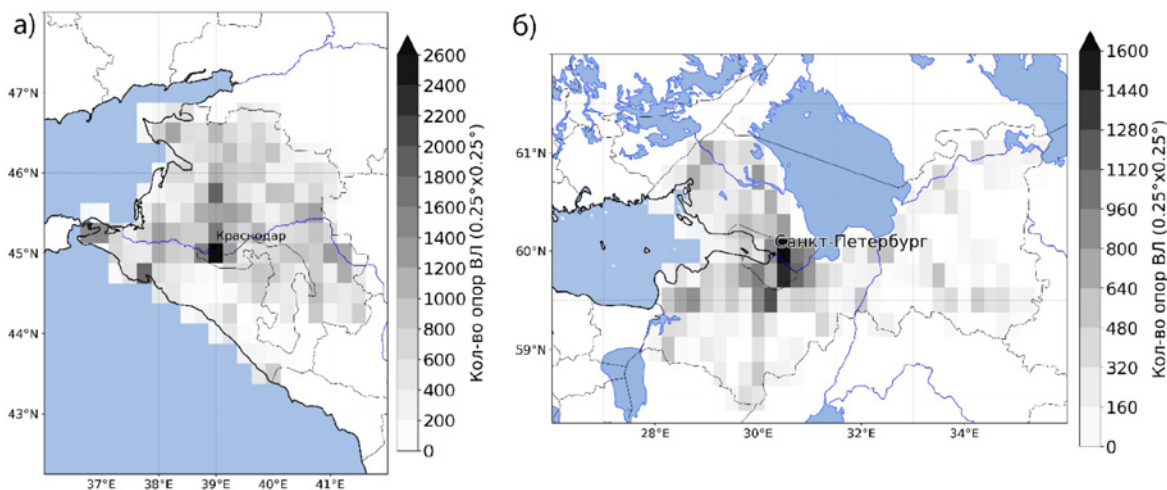
На территории Ленинградской области не прослеживаются пространственные закономерности количества среднего годового числа сроков с грозой. Это связано с достаточно однородной подстилающей поверхностью данной территории и ее небольшой площади. В среднем, по данным метеорологических станций, на территории Ленинградской области грозы наблюдаются в несколько раз реже, чем на территории Краснодарского края. Полученная картина хорошо согласуется с картами ПУЭ, где территория Ленинградской области отнесена к району с продолжительностью гроз от 20 до 40 часов, а Краснодарский край к районам с продолжительностью гроз от 40 до 100 и более часов [5]. Данные реанализа также показывают меньшую повторяемость грозовой активности на территории Ленинградской области.



**Рис. 1.** Среднее годовое количество сроков по данным реанализа ERA5 со значениями K-Index > 35. Красными пунсонами показано расположение метеорологических станций и среднее годовое количество метеорологических сроков с наблюдением грозы (кодовые цифры КН 01 от 91 до 99) на этих станциях.

В результате работы построены карты пространственного распределения количества технологических нарушений, связанных с отключением ВЛ вследствие грозовой активности, и карты пространственного распределения количества опор ВЛ, показывающие плотность электрических сетей в различных районах рассматриваемых территорий (рис.2, 3).

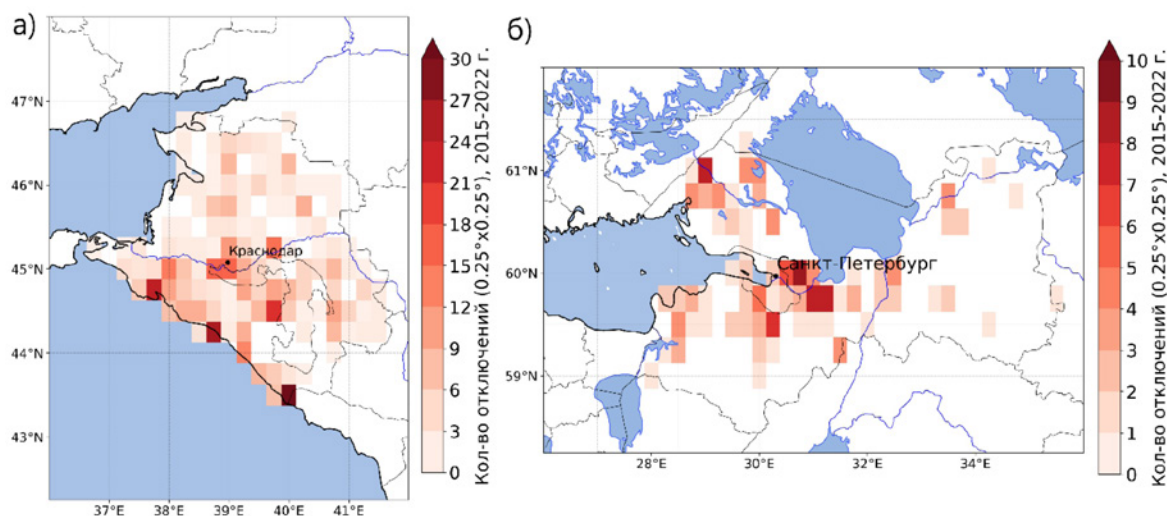
Высокая плотность линий электропередач в Краснодарском крае наблюдается непосредственно вблизи Краснодара, Новороссийска, Тамани, Апшеронска, Армавира, Тимашевска и Брюховецкой. Количество опор ВЛ достигает 2586 на ячейку  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  (вблизи города Краснодар) (рис. 2а). Наибольшая плотность линий электропередачи в Ленинградской области наблюдается в районе Санкт-Петербурга, а также вблизи крупных городов – Кировска, Гатчины, Кингисеппа, Кудрово. В районе Санкт – Петербурга максимальное количество опор в ячейке  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  составило 1648 опор (рис. 2б).



**Рис. 2.** Суммарное количество опор ВЛ для ячеек сетки  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  в Краснодарском крае (а) и Ленинградской области (б).

Было обнаружено, что наибольшее количество грозовых перекрытий было зафиксировано на воздушных линиях, расположенных на побережье Черного моря, что хорошо согласуется с показателями повторяемости грозовой активности по данным метеорологических наблюдений (рис. 3а). Максимальное количество аварийных отключений в Краснодарском крае наблюдается на побережье Черного моря в районе Джубги. Можно выделить 3 пика (ячейки) с числом аварийных отключений от 24 до 33 за 7 лет (рис. 3а).

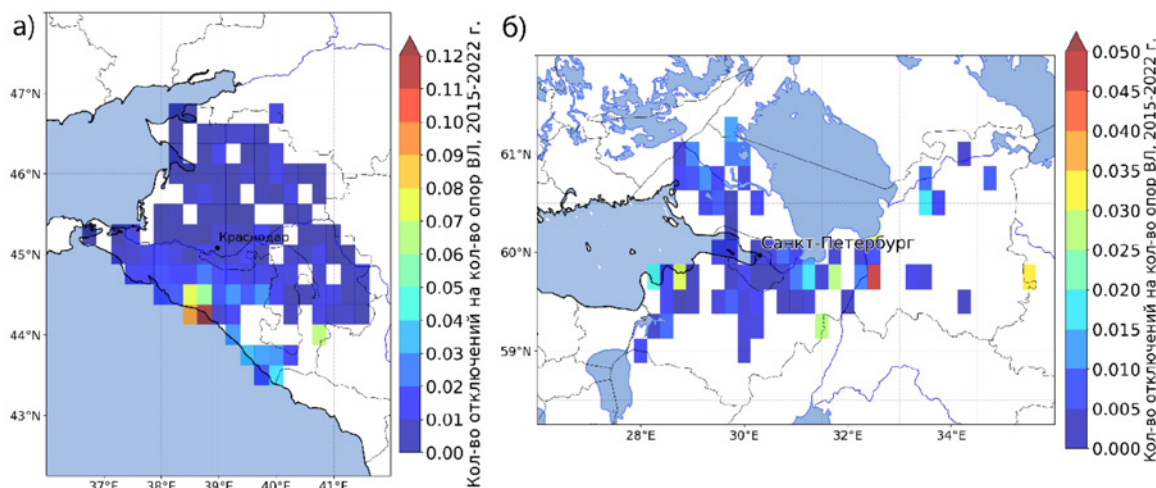
Наибольшее количество аварий по причине грозовых перенапряжений в Ленинградской области наблюдается в районе Санкт-Петербурга и крупных городов. Для данного участка сетки количество грозовых отключений также является максимальным и составляет 9 отключений в период с 2015 по 2022 год (рис. 3б). Из-за небольшой выборки данных аварийности на территории Ленинградской области, карта плотности отключений отключений не подходит для сопоставления с данными модели ERA5.



**Рис. 3.** Суммарное количество отключений ВЛ в следствие грозовой активности для ячеек сетки  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ .

Рассмотрим полученные карты плотности аварийных отключений по причине грозовой активности. Наибольшая плотность отключений на территории Краснодарского края наблюдается в районе Джубги (рис. 4а). В целом можно выделить пространственную закономерность, показывающую увеличение плотности отключений ВЛ при движении к югу Краснодарского края – от 0,01 до 0,1 отключений на опору.

На территории Ленинградской области, из-за небольшого количества рассмотренных случаев аварийных отключений, нельзя выявить какие-либо пространственные закономерности. Можно лишь сделать вывод о том, что на территории Ленинградской области в среднем наблюдается в ~3 раза меньшая плотность аварийных отключений, чем на территории Краснодарского края (0.003 отключений на опору в Ленинградской, против 0.008 отключений в Краснодарском крае).



**Рис. 4.** Количество отключений ВЛ в следствие грозовой активности на количество опор в пределах ячек размером 0,25x0,25° за период с 2015 по 2022 г.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы на примере Ленинградской области и Краснодарского края были получены пространственные данные о грозовой активности по данным метеорологических станций и данных атмосферного реанализа ERA5. На основании полученных данных были выявлены районы с наибольшей возможной повторяемостью гроз.

По данным опыта эксплуатации ВЛ были получены карты плотности электрической сети рассматриваемых регионов, карты плотности аварийных отключений вследствие грозовой активности. Далее были получены карты плотности аварийных отключений из расчета количества отключений на количество опор в ячейке пространственной сетки 0,25°x0,25°.

Для территории Краснодарского края выявлена закономерность, показывающая наибольшую плотность аварийности на побережье Черного моря, особенно в районе Джубги. В данном случае выявлена высокая степень аварийности, связанная с высокой грозовой активностью в данном регионе, что подтверждается анализом метеорологических данных наблюдений и данными реанализа ERA5.

Для территории Ленинградской области явных пространственных закономерностей выявлено не было. Это связано с относительной ландшафтной однородностью территории, а также небольшого количества аварийных отключений за период с 2015 по 2022 год.

Результаты работы показали, что для построения региональных карт климатического районирования с привлечением данных численного моделирования (атмосферных реанализов) и данных опыта эксплуатации возможно рассматривать более продолжительные (не менее 30 лет) периоды анализа опыта эксплуатации.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. *Атмосфера. Справочник / под ред. Ю. С. Седунова, С. И. Авдюшина, Е. П. Борисенкова, О. А. Волковицкого, Н. Н. Петрова, Р. Г. Рейтенбаха, В. И. Смирнова, А. А. Черникова. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.*
2. Булыгина, О. Н., Веселов, В. М., Александрова, Т. М., Коришунова, Н. Н. *Описание массива данных по атмосферным явлениям на метеорологических станциях России // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620081. URL: <http://meteo.ru/data/345-atmosfernye-yavleniya-sroki#описание-массива-данных> (дата обращения: 21.06.2024).*
3. Нечепуренко, О. Е., Горбатенко, В. П., Пустовалов, К. Н., Громова, А. В. *Грозовая активность над Западной Сибирью // Геосферные исследования. – 2022. – № 4. – С. 123-134. – DOI: 10.17223/25421379/25/8.*



4. Пермяков, М. С., Поталова, Е. Ю., Клещева, Т. И. Грозовая активность в Приморском крае // *Метеорология и гидрология*. – 2019. – № 12. – С. 43-52.
5. *Правила Устройства Электроустановок. Раздел 2. Передача электроэнергии. Главы 2.4, 2.5. - 7-е издание*. М.: Изд-во НЦ ЭНАС, 2003.
6. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., et al. *The ERA5 global reanalysis* // *Q J R Meteorol Soc.* 2020. Vol. 146. P. 1999–2049.
7. Аналитический центр ТЭК. *Функционирование электросетевого комплекса [Электронный ресурс]*. URL: [https://actek.group/russian\\_electric\\_power\\_industry/](https://actek.group/russian_electric_power_industry/) (дата обращения: 21.06.2024).
8. *Годовой отчет ПАО «Россети» [Электронный ресурс]*. — 2022. URL: <https://rosseti.ru/shareholders-and-investors/disclosure-of-information/annual-reports/> (дата обращения: 10.06.2024).
9. *Индексы неустойчивости [Электронный ресурс]*. — 2024. URL: <https://confluence.ecmwf.int/display/FUG/Section+9.6.2+Instability+Indices> (дата обращения: 10.06.2024).

## Изменчивость диапазона экстремальных негауссовых аномалий метеорологических величин высокочастотного, синоптического и низкочастотного масштабов в районах Северного полушария

<sup>1</sup>Логинов С.В., <sup>1,2</sup>Харюткина Е.В., <sup>1</sup>Морару Е.И.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: LogSV13@imces.ru, kh\_ev@imces.ru, moraruei@yandex.ru

На фоне глобального изменения температуры воздуха в конце XX – начале XXI вв. происходит увеличение количества аномалий метеорологических величин, а также рост частоты и интенсивности опасных и неблагоприятных природных явлений. Наблюдающееся в последние десятилетия изменение климата влияет на изменение как средних значений метеорологических параметров, так и их положительные и отрицательные аномалии [1, 2].

Один из распространенных методов изучения аномалий климатических величин включает в себя анализ свойств их плотности распределения вероятности (PDF), выявление изменчивости ее характеристик в разных регионах за длительные промежутки времени.

Экстремальные явления часто связаны с изменениями в крупномасштабных процессах циркуляции атмосферы (адвекция, волновой перенос, блокинг и другие), которые оказывают сильное влияние на асимметрию распределения метеорологических переменных, в частности температуры [3–5].

В целом, метеорологические величины не имеют гауссовых PDF, поскольку атмосфера представляет собой сложную нелинейную систему с несколькими присущими ей асимметриями, такими как вращение Земли, неравномерная инсоляция и изменение парциального давления водяного пара в зависимости от температуры [5]. Каждая метеорологическая переменная имеет свою индивидуальную форму ФРВ, которая может меняться в зависимости от среднего состояния климата [6, 7].

Значительный вклад в общую динамику аномалий, вносят атмосферные процессы имеющие различные масштабы временной (высокочастотные процессы с периодом менее 2 дней (*HV*), синоптические процессы с периодом 2-7 дней (*SV*) и низкочастотные процессы с периодом 10-30 дней (*LV*) и пространственной изменчивости. При этом их изменчивость может иметь существенные различия в зависимости от региона. В некоторых исследованиях отмечается, что отклонения от гауссовости обнаруживаются даже в синоптических временных масштабах [4, 7–9].

Таким образом, негауссовские геофизические процессы, которые происходят с различной интенсивностью и имеют различные временные и пространственные масштабы, приводят к формированию аномалий в основных климатических переменных.

Целью исследования является анализ пространственной и сезонной изменчивости границ плотности распределения вероятностей негауссовых аномалий метеорологических величин высокочастотного, синоптического и низкочастотного масштабов в районах Северного полушария за период 1979–2018 гг. Результаты исследования позволяют более корректно оценить частоту экстремальных аномалий в начале XXI века.

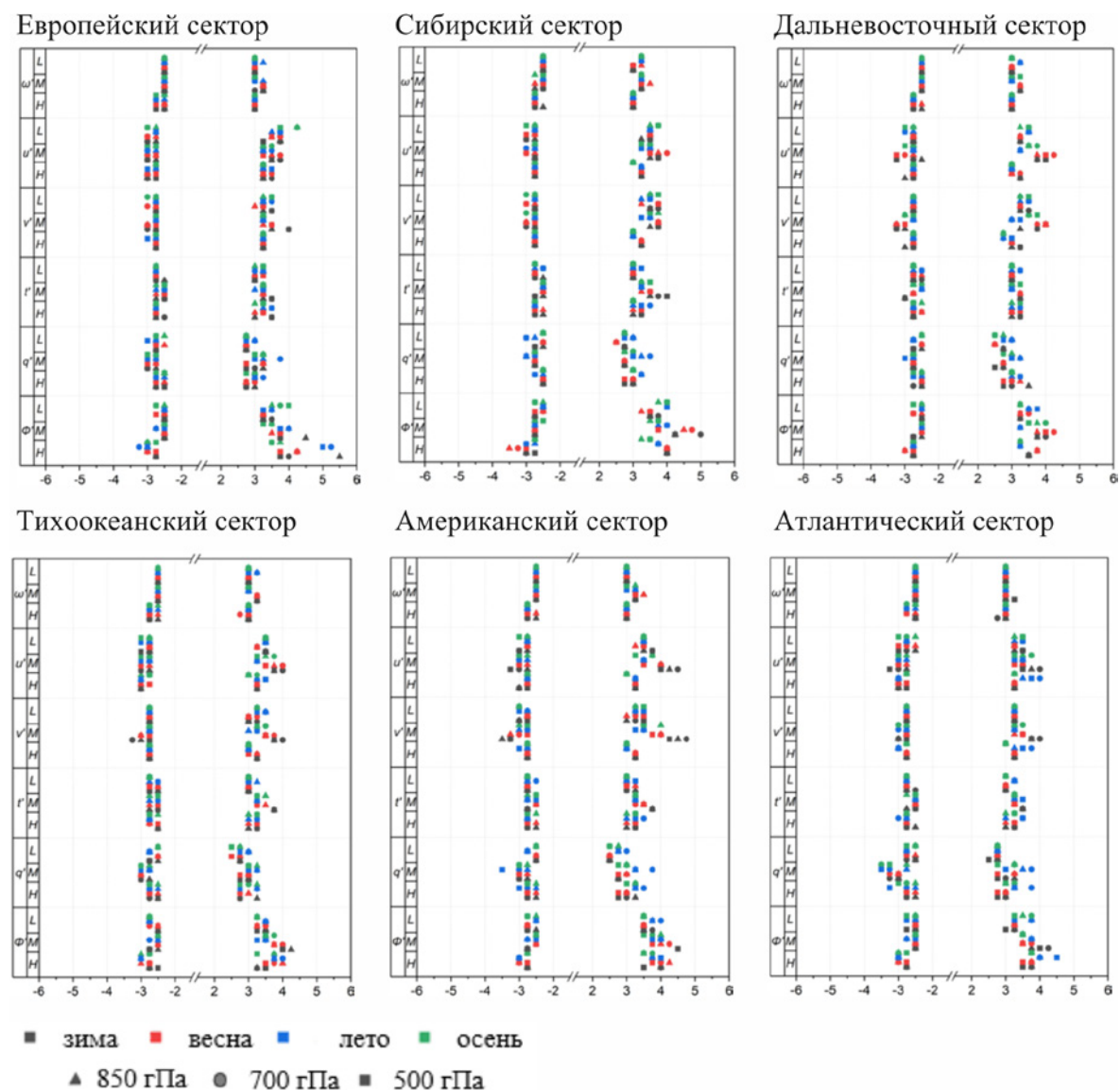
Выделение аномалий проводилось в нижней и средней тропосфере (на уровнях 850, 700 и 500 гПа) за четыре сезона года за период 1979–2018 гг. для следующих метеорологических величин: температура



воздуха ( $t$ ), удельная влажность воздуха ( $q$ ), зональная, меридиональная и вертикальная составляющие скорости ветра ( $u, v, \omega$ , соответственно), и геопотенциал ( $\Phi$ ). Исследование проводилось как для Северного полушария в целом, так и для его отдельных широтных зон: в северных широтах ( $60\text{--}90^\circ\text{с.ш.}$ ), средних широтах ( $30\text{--}60^\circ\text{с.ш.}$ ) и южных широтах ( $0\text{--}30^\circ\text{с.ш.}$ ), а также дополнительно для секторов: Европейский, Сибирский, Дальневосточный, Тихоокеанский, Американский, Атлантический).

В работе приводятся оценки и анализ только тех аномалий, которые находятся в экстремальных областях плотности распределения ( $a \leq a_N \cup a \geq a_P$ ), где  $a_N$  и  $a_P$  – границы (пороговые значения) отрицательных и положительных негауссовых аномалий. Определение  $a_N$  и  $a_P$  проводилось при условии, что вероятность возникновения экстремальных событий превышает более, чем в 2 раза вероятность гауссовых аномалий. Связь межгодовой изменчивости количества экстремальных негауссовых аномалий с глобальной атмосферной циркуляцией оценивалась по коэффициентам линейной корреляции с индексами ( $\alpha=0,05$ ).

Диапазон границ негауссовых аномалий для каждого из рассматриваемых масштабов временной изменчивости приведены на рисунках 1–3.



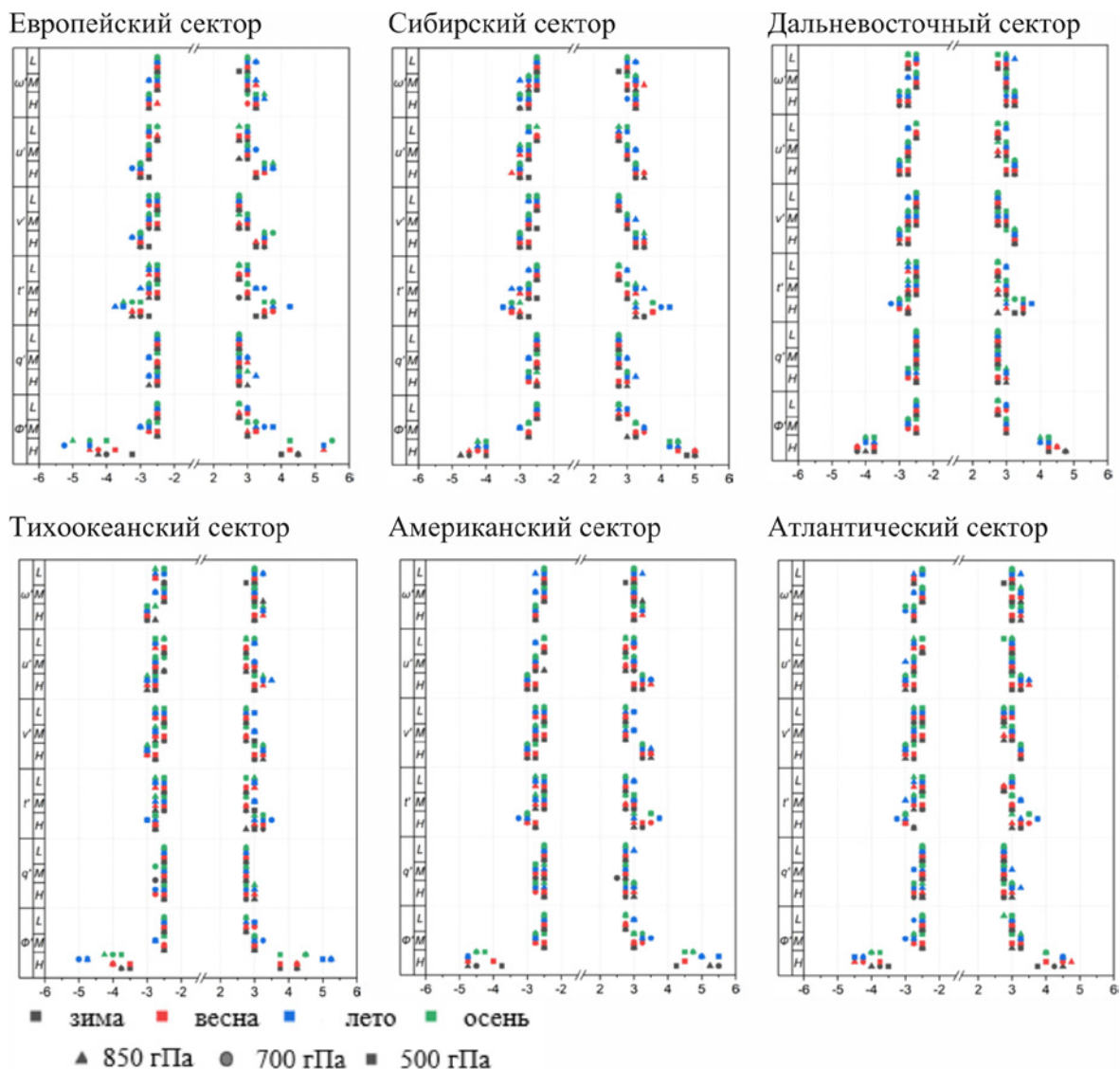
**Рис. 1.** Пространственная изменчивость  $a_P$  и  $a_N$  аномалий климатических параметров синоптического временного масштаба в широтных зонах Северного полушария (L – низкие широты, M – средние широты, H – высокие широты) за 1979–2018 гг.

Изменчивость пороговых значений  $a_N$  и  $a_P$  зависит от выбранного масштаба временной изменчивости, метеорологического параметра, сезона и широты.

Ранее в [10] было выявлено, что в Северном полушарии отрицательные аномалии для  $SV$  находятся в интервале  $a_N \in [-3, -2,25]$ , а положительные – в интервале  $a_P \in [2,75, 4]$ . Наибольшая изменчивость границ  $a_N$  и  $a_P$  для синоптического временного масштаба наблюдается в области  $a_P$  для  $\Phi, u'$  и  $v'$ . Эти изменения преимущественно проявляются в средних широтах Северного полушария. Согласно рис. 1,

данные интервалы справедливы для всех секторов, кроме Европейского и Сибирского (положительные аномалии превышают указанные пороги для величины геопотенциала), и Американского (положительные аномалии превышают указанные пороги для зональной и меридиональной скорости ветра).

Подобная изменчивость диапазона границ негауссовых аномалий характерна также для аномалий высокочастотной изменчивости (рис. 2), тогда как для низкочастотной наблюдаются более широкие диапазоны аномалий (рис. 3).



**Рис. 2.** Пространственная изменчивость  $a_p$  и  $a_N$  для аномалий климатических параметров высокочастотного временного масштаба в широтных зонах Северного полушария (L – низкие, M – средние, H – высокие) за период 1979–2018 гг.

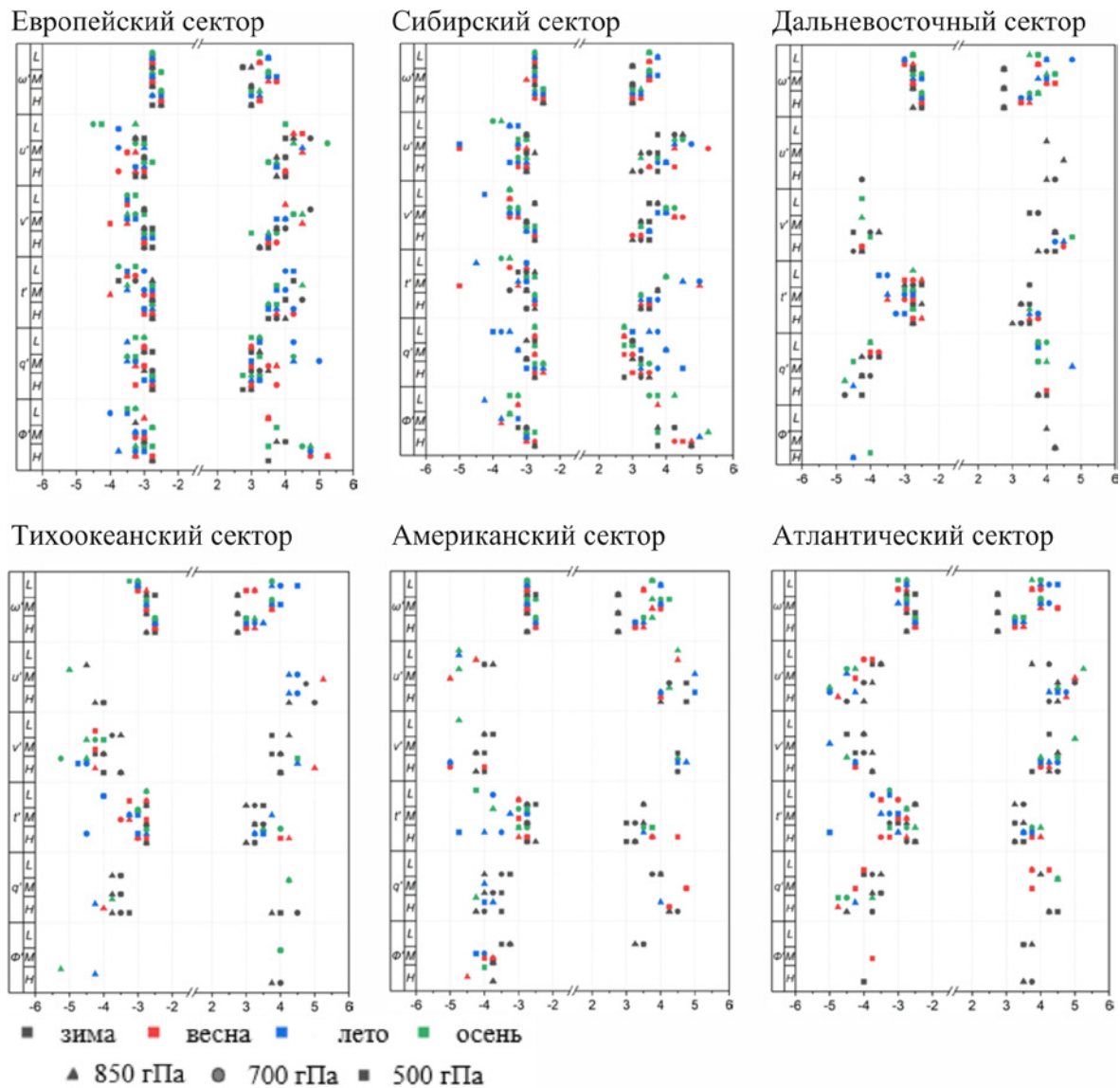
Сезонная изменчивость диапазона границ негауссовых аномалий наиболее ярко выражена для аномалий низкочастотной изменчивости.

Наименьшая вариативность границ аномалий наблюдается у  $SV$  (рис. 1) с минимумом в Дальневосточном секторе для аномалий удельной влажности. Наибольшая вариативность отмечается у  $LV$  (рис. 3), с максимумом в Американском секторе для зональной компоненты скорости ветра.

По асимметрии распределения  $a_N$  и  $a_p$  для всех временных масштабов видно, что диапазон отрицательных негауссовых аномалий больше, чем положительных.

Одной из причин подобной изменчивости границ аномалий  $a_N$  и  $a_p$  может быть влияние крупномасштабной атмосферной циркуляции, которую можно описать ведущими модами изменчивости. Так, например, для геопотенциала асимметрия изменчивости  $a_p$  и  $a_N$  может быть связана с индексом Арктического колебания (АО): высокий значимый коэффициент корреляции между АО и аномалиями  $\Phi$  ( $\sim 0,7$ ) наблюдается в Европейском секторе и в высоких широтах Сибирского и Дальневосточного секторов. Выявленные связи проявляются на всех исследуемых временных масштабах.

Результаты анализа изменчивости аномалий климатических величин от высокочастотного до низкочастотного временных масштабов в дальнейшем позволят получить более достоверные оценки связи



**Рис. 3.** Пространственная изменчивость  $a_p$  и  $a_N$  для аномалий климатических параметров низкочастотного временного масштаба в широтных зонах Северного полушария (L – низкие, M – средние, H – высокие) за период 1979–2018 гг.

аномалий с процессами атмосферной циркуляции (центры действия атмосферы, ячейки меридиональной циркуляции, области бароклинности), а также выявить роль этих процессов в возникновении аномалий как глобального, так и регионального масштаба.

Полученные оценки характеристик распределений необходимо учитывать, в том числе, и в климатическом моделировании при оценке частоты экстремальных аномалий в начале XXI века.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИМКЭС СО РАН (регистрационный номер проекта 121031300154-1).

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. IPCC. 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., et al., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2021; 2391p.
2. Kharyutkina, E.V.; Loginov, S.V.; Moraru, E.I.; Pustovalov, K.N.; Martynova, Y.V. Dynamics of extreme climatic characteristics and trends of dangerous meteorological phenomena over the Territory of Western Siberia. *Atmos. Ocean. Opt.* 2022, 35, 394–401.
3. Loikith, P.C.; Lintner, B.R.; Kim, J.; Lee, H.; Neelin, J.D.; Waliser, D.E. Classifying reanalysis surface temperature probability density functions (PDFs) over North America with cluster analysis. *Geophys. Res. Lett.* 2013, 40, 3710–3714.
4. Tamarin-Brodsky, T.; Hodges, K.; Hoskins, B.J.; Shepherd, T.G. A Dynamical Perspective on atmospheric temperature variability and its response to climate change. *J. Clim.* 2019, 32, 1707–1724.

5. Perron, M.; Sura, P. *Climatology of Non-Gaussian Atmospheric Statistics*. *J. Clim.* 2013, 26, 1063–1083.
6. Easterling, D.R.; Meehl, G.A.; Parmesan, C.; Changnon, S.A.; Karl, T.R.; Mearns, L.O. *Climate extremes: Observations, modeling, and impacts*. *Science* 2000, 289, 2068–2074.
7. Brönnimann, S.; Luterbacher, J.; Ewen, T.; Diaz, H.F.; Stolarski, R.S.; Neu, U. *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years, 1st ed.*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2008; 364p.
8. Petoukhov, V.; Eliseev, A.V.; Klein, R.; Oesterle, H. *On statistics of the free-troposphere synoptic component: An evaluation of skewnesses and mixed third-order moments contribution to the synoptic-scale dynamics and fluxes of heat and humidity*. *Tellus* 2008, 60 Pt A, 11–31.
9. Loginov, S.V.; Eliseev, A.V.; Mokhov, I.I. *Impact of non-Gaussian statistics of atmospheric variables on extreme intramonth anomalies*. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2017, 53, 269–278.
10. Loginov, S.; Moraru, E.; Kharyutkina, E.; Sudakow, I. *Climatology of Synoptic Non-Gaussian Meteorological Anomalies in the Northern Hemisphere during 1979–2018*. *Climate* 2024, 12, 8.

## Использование данных реанализов ERA5 и CARRA для уточнения карт климатического районирования по максимальной скорости ветра

Леонов И.И., Черешнюк С.В.

АО «Россети Научно-технический центр», Москва, Россия  
E-mail: leonov\_ii@ntc-power.ru

### ВВЕДЕНИЕ

При проектировании воздушных линий электропередачи важна точность определения климатических условий. От соответствия выбранных для проектирования и последующей эксплуатации климатических параметров возможным погодным условиям зависят показатели надежности воздушных линий.

Одним из наиболее важных климатических параметров, учитываемых при проектировании и эксплуатации объектов электросетевого комплекса, является скорость ветра. Сильный ветер является одним из наиболее часто встречающихся опасных явлений погоды на территории России, и ежегодно приводит к серьезным экономическим потерям. Особенно значительное влияние сильный ветер оказывает на электроэнергетику [2,3].

Согласно введенному в действие с 1 октября 2003 года ПУЭ седьмого издания определение климатических нагрузок на провода и конструкции ВЛ производится на основании климатических условий, принятых по региональным картам климатического районирования, в том числе по ветровому давлению на основе значений максимальных скоростей ветра с повторяемостью 1 раз в 25 лет [4].

На основании действующих в Российской Федерации стандартов ранее были созданы «Методические указания по расчету климатических нагрузок в соответствии с ПУЭ-7 и построению карт климатического районирования» [5], основанные на обработке и анализе многолетних рядов наблюдений на метеорологических станциях России. Региональное климатическое районирование, полученное на основании данной методики, хорошо согласуется с фактически наблюдаемыми на воздушных линиях климатическими нагрузками. Однако, методика основанная, главным образом, на обработке данных стационарных наблюдений имеет свои недостатки. Размещение станций наземного наблюдения крайне неравномерно на территории России, потому появляется запрос на использование новых источников информации, способных послужить дополнением для районирования обширных территорий, слабо покрытых данными наблюдений. Такими источниками климатической информации могут быть динамически осредненные и интерполированные архивные климатические данные – реанализы.

Целью данной работы была проверка возможности использования данных моделирования для уточнения региональных карт климатического районирования территории России. В текущей работе предлагается использование данных реанализа ERA5 и регионального арктического реанализа CARRA [6, 7].

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве исследуемой территории была выбрана Мурманская область. Этот выбор был обусловлен несколькими причинами. В первую очередь, для территории Мурманской области доступны данные регионального реанализа CARRA. Мурманская область отличается большим разнообразием географических особенностей территории – здесь присутствуют равнины, горы, озера и побережья морей. Боль-



шое разнообразие форм рельефа позволяет анализировать неоднородное поле максимальной скорости ветра и проводить оценки воспроизведения данных наблюдений модельными данными.

Для территории Мурманской области были отобраны 12 метеорологических станций, основные срочные наблюдения данные которых доступны на официальном сайте ФГБУ «ВНИИМИ-МЦД» [1]. Для каждой метеорологической станции были обработаны данные наблюдений за скоростью ветра за период с 1991 по 2023 год. Получены значения максимальной скорости ветра повторяемостью 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96).

Далее были проанализированы данные атмосферных реанализов ERA5 и CARRA. ERA5 – это атмосферный реанализ пятого поколения, разработанный Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП). Он охватывает период с января 1940 года по настоящее время. Реанализ основан на версии CY41R2 модели IFS с 4D-Var усвоением данных и 137 вертикальными сигма-уровнями. Реанализ имеет пространственное разрешение  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  и временное разрешение 1 час [6].

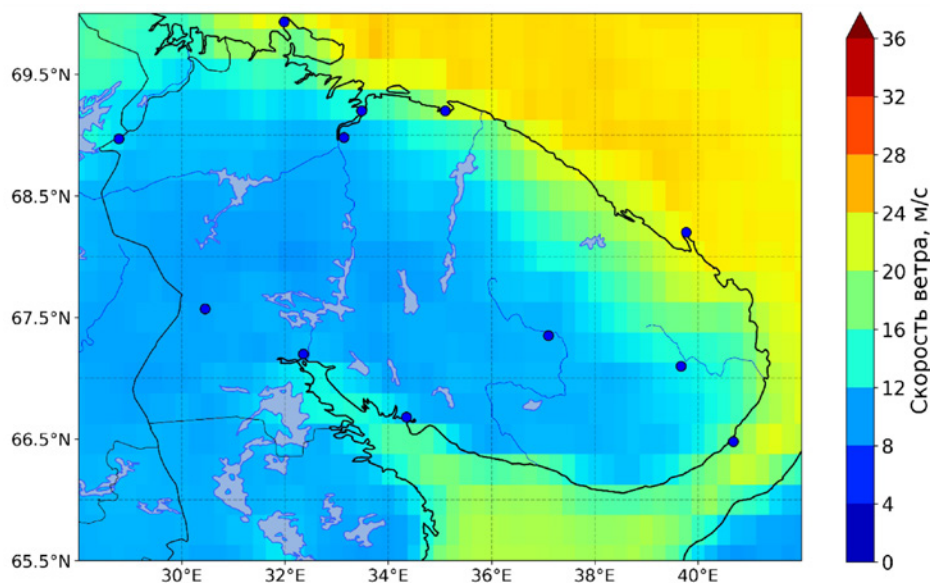
Арктический региональный реанализ (CARRA) представляет собой систему реанализа высокого разрешения ( $2,5 \times 2,5$  км) для двух областей европейской части Арктики. Набор данных CARRA охватывает период с 1990 г по настоящее время с временным разрешением в 3 часа. Реанализ был создан с использованием современной негидростатической региональной модели численного прогноза погоды HARMONIE-AROME Cy40h1.1 с 65 вертикальными уровнями [7].

Для построения карт регионального районирования использовались данные о скорости ветра на 10 метрах. Рассматривался период с 1991 по 2023 год. Для каждого узла сетки были рассчитаны значения максимальной скорости ветра повторяемостью 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96). Для пространственной оценки ветровой нагрузки по данным обоих реанализов были построены карты полей скорости ветра повторяемостью 1 раз в 25 лет.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В ходе работы, по данным реанализа ERA5, была построена региональная климатическая карта по максимальной скорости ветра, возможной 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96) (рис. 1). На данной карте отчетливо проявляются географические особенности распределения приземной скорости ветра. Наибольшие скорости (до 28 м/с) наблюдаются над открытыми акваториями Баренцева моря. Высокие скорости ветра также наблюдаются в акватории Белого моря, однако из-за его закрытости, максимумы здесь достигают 24 м/с. В северной части Кольского полуострова прослеживается влияние открытой морской поверхности, в следствие чего значения скорости ветра располагаются в диапазоне от 12 до 22 м/с. Удаленные от морского побережья территории Мурманской области заняты скоростью ветра менее 12 м/с.

Реанализ ERA5 хорошо воспроизводит осредненное поле скорости ветра, которое полностью согласуется с циркуляцией атмосферы в данном регионе. Однако шаг сетки  $0,25^{\circ}$  не позволяет воспроизводить мезомасштабные особенности территории. Например, на карте не прослеживаются особенности рельефа, даже ярко выраженные, такие как Хибинские горы. Также реанализ ERA5, имеющий разрешение  $0,25^{\circ}$  значительно занижает экстремальные скорости ветра, что существенно сказывается на построении полей ветра различной обеспеченности.



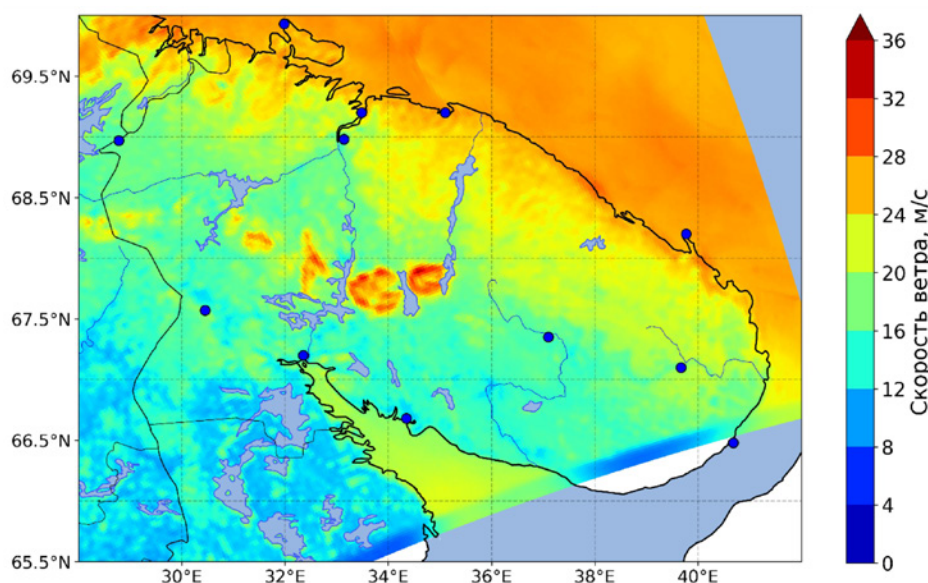
**Рис. 1.** Скорость ветра с повторяемостью 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96) по данным реанализа ERA5 для периода с 1991 по 2023 год. Синими пунсонами отмечено расположение метеорологических станций.

С целью проверки возможности использования данных моделирования для уточнения региональных карт климатического районирования территории России, был проведен анализ данных о скорости ветра, полученных из атмосферного реанализа CARRA. Этот реанализ отличается очень высоким пространственным разрешением. Шаг сетки по пространству 2,5 км позволяет с высокой точностью описывать рельеф местности, особенности береговой линии и подстилающей поверхности.

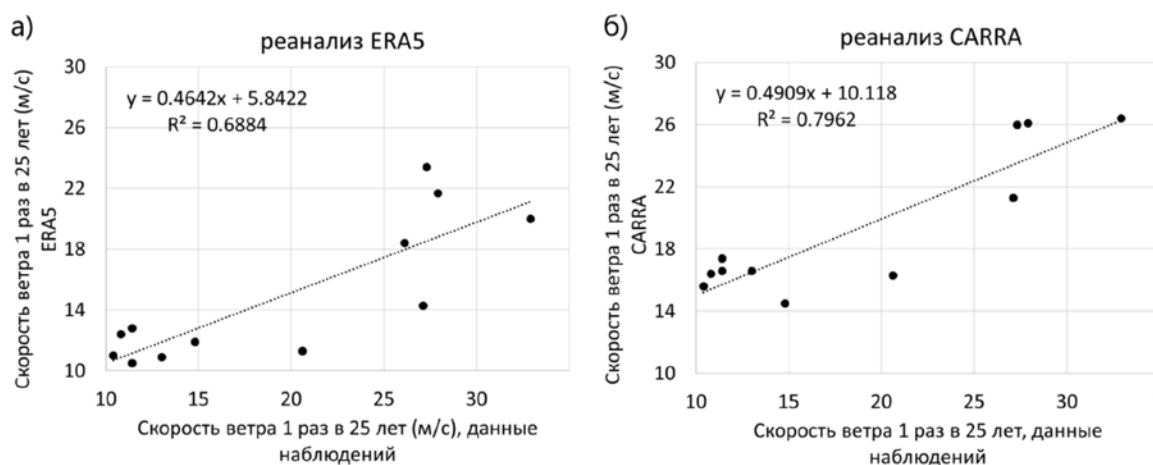
Результаты расчетов показали, что полученная с использованием реанализа CARRA климатическая карта по максимальной скорости ветра, возможной 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96) имеет существенные различия по сравнению с картой, выполненной по данным реанализа ERA5 (рис. 2).

Главная особенность полученной карты состоит в ее высоком пространственном разрешении, которое позволяет выделить районы с высокой скоростью ветра, которые не прослеживались на карте с меньшим пространственным разрешением. Здесь проявились области, в которых максимальная скорость ветра с повторяемостью 1 раз в 25 лет превышает 30 м/с. Это Хибинские горы и Ловозерские тундры. Скорость ветра, близкая к 30 м/с наблюдается в Чунатундре, Мончетундре и в Сальных тундрах к западу от Хибин. Эти важные особенности вовсе не прослеживались на карте, построенной по данным ERA5. Различия между двумя реанализами здесь составляют до 20 м/с.

Прибрежные территории описываются более детально. Это наиболее важно для оценки точности районирования по данным прибрежных метеорологических станций. Высокое разрешение моделирования позволяет описывать особенности ветрового режима крупных заливов.



**Рис. 2.** Скорость ветра с повторяемостью 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96) по данным реанализа CARRA для периода с 1991 по 2023 год. Синими пунсонами отмечено расположение метеорологических станций.



**Рис. 3.** Сравнение скорости ветра с повторяемостью 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96) по данным наблюдений на метеорологических станциях с данными: а) реанализа ERA5 и б) CARRA для периода с 1991 по 2023 год.

В заключение исследования были проведены сравнения скорости ветра с повторяемостью 1 раз в 25 лет (обеспеченностью 0,96) по данным наблюдений на метеорологических станциях с данными реанализа ERA5 и CARRA для периода с 1991 по 2023 год (рис. 3).

Для реанализа ERA5 характерно существенное занижение максимальной скорости ветра по сравнению с данными наблюдений. В среднем на 4,6 м/с. На прибрежных метеорологических станциях – в Полярном и Териберке различия достигают 12 м/с. При этом на континентальной станции Янискоски наблюдается завышение скорости ветра на 1,6 м/с.

Сравнение данных реанализа CARRA показывает лучшую согласованность с данными наблюдений,  $R2 = 0,7962$ . Средняя ошибка составляет 0,5 м/с. Это значит, что реанализ CARRA даже завышает оценки по сравнению с данными наблюдений. На прибрежных метеорологических станциях – в Мурманске, Полярном и Териберке также, как и в первом случае наблюдаются существенные расхождения с данным наблюдений, но уже на 4-6 м/с, а не на 12.

Отдельно стоит отметить, что коэффициенты детерминации отличаются на так сильно (0,6884 и 0,7962). Может показаться, что разница между точность данных реанализов не такая существенная. Однако, сравнение проводилось только по 12 метеорологическим станциям. Ни одна из этих станций не была расположена в горных территориях. Если бы на таких территориях производились метеорологические наблюдения, то сравнение этих наблюдений с данными моделирования, вероятнее всего, существенно повлияло на значения коэффициентов детерминации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы были построены и проанализированы карты максимальной скорости ветра повторяемостью 1 раз в 25 лет по данным глобального реанализа ERA5 и регионального реанализа CARRA.

Реанализ ERA5 имеет слишком грубое пространственное разрешение для использования его данных для построения региональных климатических карт. Поля максимальной скорости ветра, построенные по данным реанализа CARRA, хорошо согласуются с данными стационарных наблюдений и детально воспроизводят мезомасштабные особенности ветрового режима рассматриваемой территории. Однако, несмотря на относительно высокое пространственное разрешение реанализа CARRA, полученные карты нельзя использовать как единственную информацию для регионального районирования.

Полученные по данным региональных реанализов поля максимальной скорости ветра могут быть использованы в качестве дополнительной информации, в первую очередь, для регионов с очень слабым покрытием метеорологической сети наблюдений.

В ходе работы был сделан методический шаг в подходе к построению региональных карт климатического районирования. Полученные выводы о возможности использования данных региональных реанализов для уточнения карт климатического районирования будут учитываться при дальнейших научных исследованиях.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России // Свидетельство о государственной регистрации базы данных. 2014. №. 2014620549.
2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. Москва. Росгидромет. 2023. 104 с.
3. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации // под ред. В. М. Катцова; Росгидромет. Санкт-Петербург: Научно-технологический институт. 2022. 676 с.
4. Правила Устройства Электроустановок. Раздел 2. Передача электроэнергии. Главы 2.4, 2.5. - 7-е издание. М.: Изд-во НЦ ЭНАС, 2003.
5. СТО 56947007- 29.240.055-2010 «Методические указания по расчету климатических нагрузок в соответствии с ПУЭ -7 и построению карт климатического районирования».
6. Hersbach, H, Bell, B, Berrisford, P, et al. The ERA5 global reanalysis. *Q J R Meteorol Soc.* 2020; 146: 1999– 2049.
7. Koltzow M., et al. Value of the Copernicus Arctic Regional Reanalysis (CARRA) in representing near-surface temperature and wind speed in the north-east European Arctic. *Polar Research*, 2022, 41.

# Автоматизированная технология прогноза смерчеопасности у Черноморского побережья России: опыт непрерывной работы с 2017 г. и путь ее развития

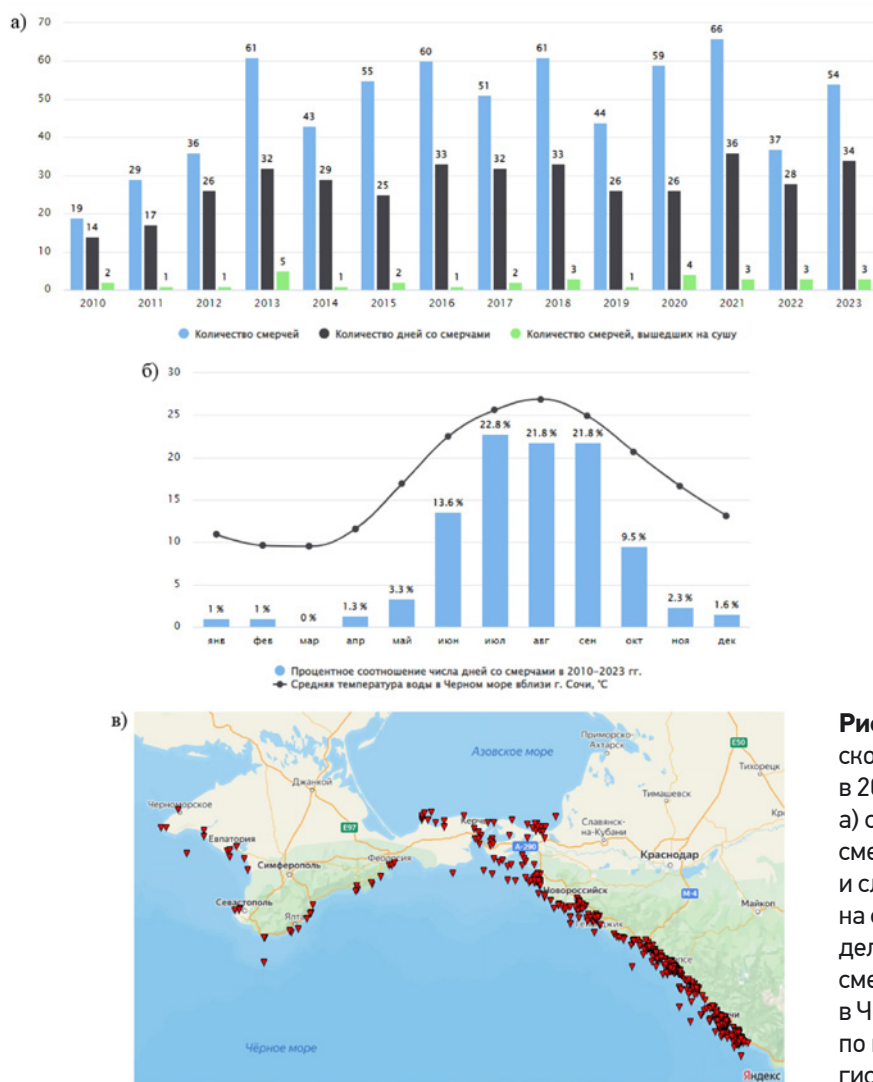
Калмыкова О.В.

ФГБУ «Научно-производственное объединение «Тайфун», Обнинск, Россия  
E-mail: kov@feerc.ru

## СМЕРЧИ НАД ЧЕРНЫМ МОРЕМ

Смерч – интенсивный атмосферный вихрь с почти вертикальной осью вращения, возникающий над сушей или водной поверхностью и связанный с кучевым или кучево-дождевым облаком. По механизму своего формирования смерчи подразделяют на мезоциклонные и немезоциклонные [1]. Первые возникают из суперячеек с мезоциклоническим вращением в центре, воронка смерча в этом случае опускается вниз к поверхности, такие смерчи еще называют торнадо. Для вторых первоначально вихрь формируется у поверхности и впоследствии вытягивается вверх к основанию облака. В нашей стране к району наиболее активного смерчеобразования относят Черноморское побережье России. В подавляющем большинстве случаев черноморские смерчи являются немезоциклонными.

На рис 1а показана статистика накопленной автором с 2010 г. базы данных случаев регистрации смерчей над Черным морем, сформированной по данным донесений к штормовым предупреждениям и сообщений очевидцев. В первые три года рассматриваемого периода рост числа смерчей, очевидно, был обусловлен субъективными причинами – появлением тенденции на публикацию данных о смерчах и об опасных явлениях в целом в сети Интернет. Из представленных диаграмм видно, что ежегодно у Черноморского побережья России возникают в среднем около 50 смерчей, суммарное количество дней



**Рис. 1.** Смерчи у Черноморского побережья России в 2010-2023 гг. а) статистика по количеству смерчей, дней со смерчами и случаев выхода смерчей на сушу по годам, б) распределение частоты регистрации смерчей и температуры воды в Черном море вблизи г. Сочи по месяцам года, в) места регистрации смерчей.



со смерчами составляет около одного месяца. Каждый год фиксируются от одного до пяти случаев выхода смерчей на сушу. Последствия таких выходов могут быть как незначительные (к примеру, поднятые вверх лежаки на пляже), так и достаточно существенные (перевернутые катамараны, сорванные крыши прибрежных построек). Известны случаи, когда смерчи, вышедшие на сушу, привели к катастрофам, в ходе которых погибли люди, к примеру, смерч в районе Новороссийска 8 августа 2002 г. [2]. Частота регистрации смерчей по месяцам года хорошо коррелирует с распределением температуры воды в Черном море (рис 1б). В основной своей массе смерчи регистрируются в теплый конвективный период с мая по октябрь. На долю смерчей, возникающих в холодный период (ноябрь-апрель) приходится не более 8% от их общего количества.

Водяные смерчи распределяются вдоль побережья неравномерно (рис 1в). Основная их масса приходится на побережье Краснодарского края, в Крыму смерчи возникают значительно реже (не более 10 случаев за год). Эта особенность связана с высоким температурным режимом поверхностных вод восточной части Черного моря, который обуславливает активное развитие конвекции, в том числе внутримассовой. Наибольшая плотность смерчей приходится на участок побережья Сочи-Туапсе, где рельеф способствует завихренности воздушных потоков. Высота Кавказских гор постепенно уменьшается в направлении с юга-востока на северо-запад, и севернее Туапсе уже не превышает 700 м (г. Мессажай, 652 м). На участке Тамань-Туапсе извилистая береговая линия Черноморского побережья с мысами и бухтами так же может приводить к возникновению приводных вихрей. Черноморские смерчи могут формироваться как в условиях хорошей погоды (fair weather waterspouts), так и при прохождении через Черное море циклонов с хорошо развитыми системами фронтов из Атлантики и Средиземного моря (thunderstorm waterspouts).

## МЕТОДИКА ПРОГНОЗА СМЕРЧЕОПАСНОСТИ

В 2017 г. автором была разработана методика прогноза смерчеопасности вблизи Черноморского побережья России. Это первое известное в практике Росгидромета решение по построению в автоматическом режиме прогноза смерчеопасности для прибрежной акватории Черного моря. Методика включает в себя три этапа. Первый этап – выделение смерчеопасных областей акватории с различными зонами риска (зеленая зона – риск отсутствует, желтая – повышенный риск, оранжевая – высокий риск, красная – крайне высокий риск) с использованием модельных прогностических данных. Как уже было упомянуто выше, смерчи могут быть немезоциклонные и мезоциклонные. Для прогноза риска возникновения смерчей того или иного типа были разработаны различные подходы. Прогноз смерчеопасных областей по немезоциклонному типу строится на базе апробированной для рассматриваемой акватории номограммы Силагьи (Szilagyi) [3] и специально разработанного для теплого периода года регионального индекса смерчеопасности Waterspout Risk Index (WRI) [4], а по мезоциклонному типу – на базе комплекса известных индексов: STP (Significant Tornado Parameter), SCP (Supercell Composite Parameter), EHI (Energy Helicity Index), VGP (Vorticity Generating Parameter), SRH (Storm Relative Helicity), BRNs (Bulk Richardson Number Shear), S (Shear0-1) [5]. Для выделения зон риска используется соответствующая композиция индексов смерчей того или иного типа, при этом предполагается, что чем больше индексов, входящих в рассматриваемый набор, идентифицировали смерчеопасную ситуацию, тем больше вероятность ее реализации – выше класс опасности очерчиваемой зоны риска.

На втором этапе работы методики производится идентификация конвективных систем с возможными смерчами на базе данных дистанционных наблюдений (спутниковые, радиолокационные) в том числе с учетом ранее построенного прогноза смерчеопасных областей. По спутниковым данным определяются границы конвективных систем. Каждой системе ставится в соответствие уровень риска, исходя из того в какой области по прогнозу она сформировалась и развивается. На основе специально разработанной пороговой схемы для систем с выявленным риском по прогнозу анализируется риск смерчеобразования по радиолокационным данным. Считается, что в системах, для которых соответствующие риски согласуются друг с другом с высокой долей вероятности могут сформироваться смерчи. После ввода ограничений в 2022 г. для российских пользователей на доступ к данным европейских спутников серии Meteosat, была разработана схема идентификации конвективных систем по радиолокационным данным, взамен ранее использованной (на базе спутниковых данных). Она позволяет проследить системы во времени и формировать историю изменения их характеристик [6].

В ходе третьего этапа работы методики анализируется построенный прогноз смерчеопасных областей, и определяются смерчеопасные участки побережья, в том числе указываются периоды времени, в течение которых на рассматриваемых участках возможно формирование смерчей.

В 2019 г. проводились независимые испытания представленной методики в части расчета смерчеопасных областей для немезоциклонных смерчей. По результатам испытаний ЦМКП Росгидромета рекомендовал внедрить разработанный метод прогноза в оперативную практику региональных Гидрометцентров в статусе консультативного.

С 2020 г. начался новый цикл работ по совершенствованию методики прогноза смерчеопасности, в том числе пополнялась база данных случаев регистрации черноморских смерчей. В 2021 г. была раз-

работана новая версия расчета индекса WRI в теплый период года – WRI21, предусматривающая возможность распознавания угроз формирования смерчей, возникающих из крайне мощных по вертикали облаков, как правило, на фронтах, которые с большой вероятностью могут выйти на берег [7]. В 2022 г. были разработаны модели для распознавания смерчеопасных систем с применением подходов к машинному обучению, взамен ранее использовавшейся пороговой схемы, которая, как показали результаты ее многолетнего тестирования, имеет достаточно низкую точность (менее 50%). Было установлено, что новые модели позволяют диагностировать системы с уже образовавшимися смерчами, а также заблаговременно (от 10 мин в пределе до 2 ч) выявлять опасность смерчеобразования [8]. В 2023 г. была разработана версия индекса WRI для холодного периода года – WRIW. Было установлено, что индекс WRIW позволяет формировать более качественный прогноз смерчеопасности по сравнению с прогнозом по номограмме Силагьи, как в плане предупрежденности смерчей, так и в плане более точной локализации зон риска их возникновения. Таким образом, на текущий момент усовершенствованная методика обеспечивает построение всесезонного прогноза смерчеопасности вблизи Черноморского побережья России, распознавание смерчеопасных систем и формирование в автоматическом режиме сводок по смерчеопасным участкам побережья.

## АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ПРОГНОЗА СМЕРЧЕОПАСНОСТИ

Для реализации регулярных расчетов по методике прогноза смерчеопасности была разработана соответствующая технология. Расчеты полей индексов, используемых для выделения смерчеопасных областей, ведутся на базе выходной продукции модели COSMO-Ru2 Гидрометцентра России. Шаг сетки модели 2.2 км, шаг по времени 1 ч, заблаговременность прогноза до 42 ч, расчетная область охватывает территорию Южного Федерального округа. Прогнозы по модели скачиваются с FTP-сервера ГВЦ Росгидромета два раза в сутки (счет по модели от 00 и 12 ч ВСВ).

По результатам комплексации полей индексов для смерчей того или иного типа формируются прогнозы смерчеопасных областей с различными зонами риска. Побережье Краснодарского края и Крыма было поделено на участки (прямоугольные области на рис. 2а и 3а). По каждому участку производится анализ построенного прогноза смерчеопасности. Выделяются периоды времени, за которые в пределах соответствующей участку области прогнозируются риски образования смерчей. Для каждой категории риска (от желтой до красной) свой период. Размеры областей, относящихся к участкам побережья, были выбраны исходя из ранее полученных оценок пространственной погрешности прогноза, которая составляет около 50 км.

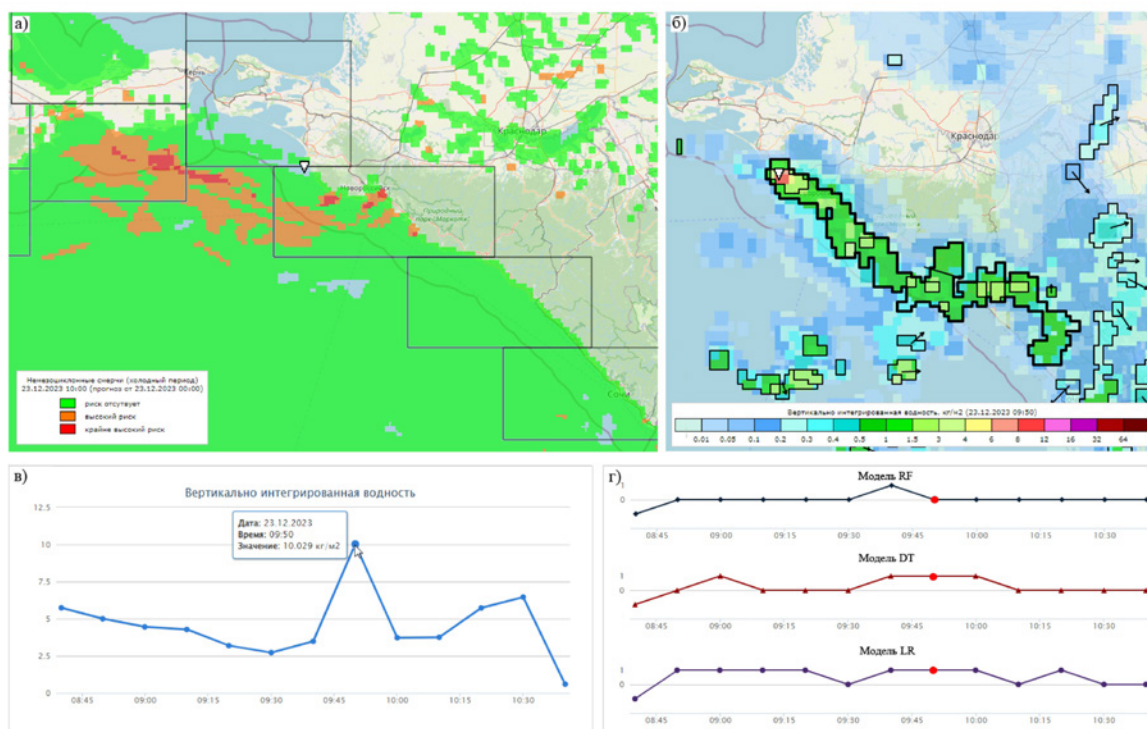
Распознавание смерчеопасных систем производится в режиме реального времени по мере поступления новых наборов радиолокационных данных. Сначала идентифицируются все конвективные системы (определяются их границы), рассчитываются их характеристики, в том числе устанавливается, возникла ли система в зоне риска смерчей или нет, каждой системе ставится в соответствие ее родительская система на предыдущем моменте времени (при ее выявлении). После этого на вход моделей машинного обучения подаются данные о значениях характеристик систем и о скоростях их изменения. Модели относят систему к одному из двух классов: смерчеопасная система (класс W+) и система, для которой возникновение смерчей не ожидается (класс W-). Отнесение системы к классу W+ следует рассматривать как прогнозируемую в пределе на ближайшие два часа опасность образования смерчей. Было разработано три модели классификации: случайный лес (RF), дерево решений (DT) и логистическая регрессия (LR). Доступны результаты работы каждой модели по отдельности, а также их композиции.

Далее предлагается рассмотреть два случая возникновения смерчей у побережья Краснодарского края, на которых будут продемонстрированы результаты работы технологии. Первый смерч сформировался вблизи Анапы 23 декабря 2023 г., по сообщениям очевидцев он возник в 10 ч 00 мин ВСВ, неточность по времени – не более 15 минут. В этот день Черное море пересекал холодный фронт обширного циклона с центром над Латвией. С одной из систем, возникших на данном фронте, был связан рассматриваемый смерч (рис 2б). Зоны риска немезоциклонных смерчей по прогнозу были достаточно компактны (рис. 2а). Зоны крайне высокого риска (показаны красным) определяли результаты по индексу WRIW, а высокого риска (показаны оранжевым) – по номограмме Силагьи. Первый, как видно из рис. 2а, позволил более точно локализовать области угрозы смерчеобразования, ошибка прогноза по пространству в данном случае не превышала 25 км. Система со смерчем имела вытянутую форму, основные запасы водности системы были сосредоточены в районе, где возник смерч (рис. 2б). Во временном промежутке его регистрации отмечался и максимум водности за все время существования системы (рис 2в). Модели классификации в данном случае сработали с различной заблаговременностью: опасность смерчеобразования была распознана по модели RF за 10 мин до смерча, по модели DT – за 50 мин, по модели LR – за 60 мин, по композиции моделей – за 10 мин. За момент регистрации смерча при этом был принят момент достижения максимума водности системы.

Второй смерч, вышедший впоследствии на сушу, сформировался вблизи п. Малый Утриш 15 июня 2024 г. в 08:20 ВСВ, неточность по времени не более 15 мин. В этот день над Крымом располагался центр небольшого циклона, движущегося на северо-восток. Рассматриваемый смерч возник в теплом

секторе циклона. Красные зоны максимального риска смерчей, выделенные по индексу WRI21, в данном случае воспроизводили положение областей с большим горизонтальным сдвигом ветра в приземном слое (рис 3а). Смерч сформировался на расстоянии около 40 км от ближайшей к нему красной зоны. Смерчеобразующая система, как и в предыдущем случае, имела максимум по влажности во временном промежутке регистрации смерча и в районе его наблюдения (рис 3б и 3в). Смерч в рассматриваемой системе возник через 3.5 часа от момента ее первого обнаружения. Некоторые модели выявляли риск смерчеобразования уже спустя 20 мин от ее появления, и с течением времени действие предупреждения об опасности смерчей продлевалось. Но, как было упомянуто выше, период действия этого предупреждения ограничивается ближайшими 2 часами, соответственно результаты работы моделей за более чем 2 часовой период до смерча не учитываются при определении заблаговременности распознавания опасности. С учетом этого по моделям RF и DT эта заблаговременность составила 110 мин, по модели LR – 120 мин, по композиции моделей – 110 мин (рис 3г).

Технология прогноза смерчеопасности функционирует в постоянном режиме с 2017 г. В 2022 г. по техническим причинам некоторое время технология не работала. Все нововведения, связанные с усовершенствованием методики прогноза смерчеопасности после соответствующей проверки и подтверждения целесообразности их использования взамен ранее применявшихся решений ввиду более высоких показателей эффективности работы первых, оперативно встраивались в состав технологии. На рис. 4 приведены значения показателей качества прогноза смерчей немезоциклонного типа на базе разработанного регионального индекса WRI (с 2021 г. WRI21) в теплые периоды 2017–2023 гг. Методика расчета показателей дана в [9, 10]. Из рис. 4 видно, что значения варьируются от года к году. Важно отметить достаточно высокие значения предупрежденности явления (до 92%) и оправдываемости прогноза без явления (до 98%), которые указывают на то, что большинство смерчей успешно прогнозируются, при этом вероятность пропуска смерчей в отсутствии прогноза об их возможном образовании крайне мала. Следует также обратить внимание на значения индекса экстремальной зависимости [11]. Он был разработан специально для оценки качества прогноза редких явлений. Его основное свойство – независимость от частоты их появления. Индекс отражает качество прогноза с точки зрения разграничения условий благоприятных для образования явлений и условий, при которых они не возникают. Чем ближе значение индекса к 1, тем более качественным считается прогноз. Высокие значения доли ложных прогнозов соответствуют уровню мировых показателей – в США эта доля доходит до 75% [12]. Ложные прогнозы обуславливаются недостаточным пониманием процессов образования смерчей и как следствие невозможностью учета всех условий, которые действительно будут способствовать их формированию.

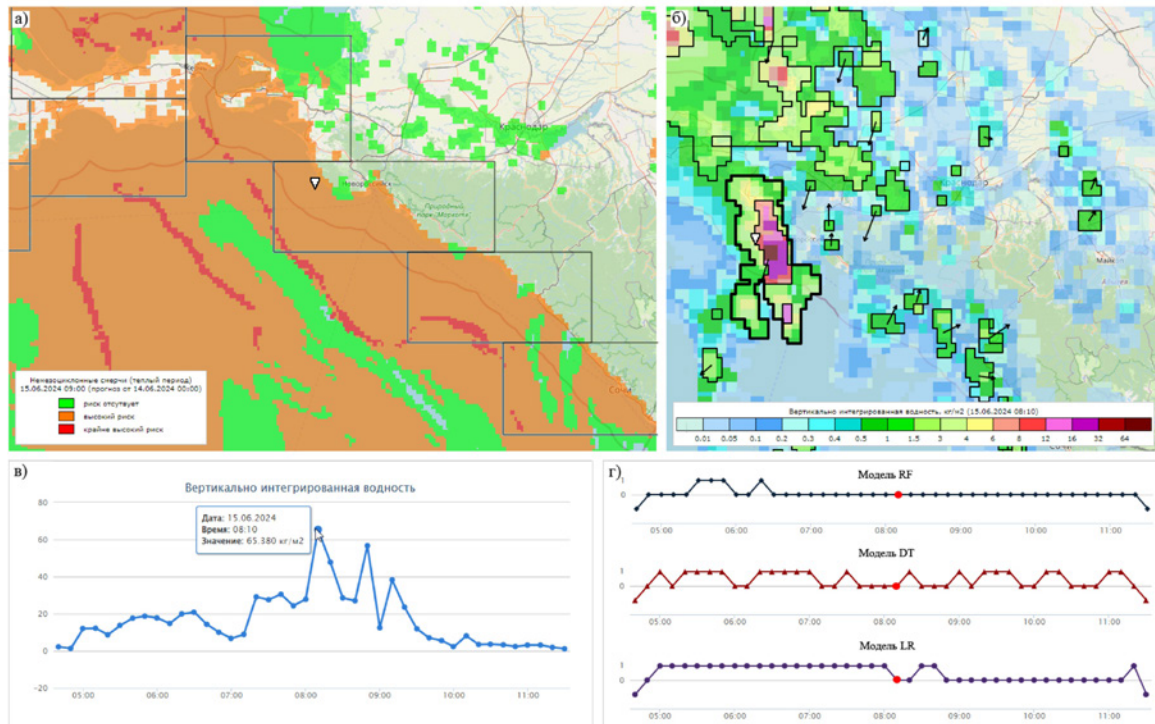


**Рис. 2.** Примеры выходной продукции технологии прогноза смерчеопасности (холодный период, пиктограммой обозначено место регистрации смерча 23 декабря 2023 г. вблизи г. Анапа):

а) зоны риска немезоциклонных смерчей, б) вертикально интегрированная влажность по радиолокационным данным (жирной линией выделены границы смерчеобразующей системы), в) график динамики вертикально интегрированной влажности смерчеобразующей системы, г) результаты работы моделей классификации (1 – класс W+, 0 – класс W–, красным выделен момент регистрации смерча).



С декабря 2023 г. по апрель 2024 г. проводилось тестирование индекса WRIW. Для 9 из 153 дней рассматриваемого периода прогнозировалась опасность формирования смерчей. Из них 2 дня (23 декабря и 26 января) были связаны с реально отмечавшимися смерчами. Полученные результаты указывают на то, что в рамках работы рассматриваемой технологии индекс WRIW может выступать в качестве базового метода прогноза смерчей в холодный период года.



**Рис. 3.** Примеры выходной продукции технологии прогноза смерчеопасности. (теплый период, пиктограммой обозначено место регистрации смерча 15 июня 2024 г. вблизи п. Малый Утриш): а) зоны риска немезоциклонных смерчей, б) вертикально интегрированная водность по радиолокационным данным (жирной линией выделены границы смерчеобразующей системы), в) график динамики вертикально интегрированной водности смерчеобразующей системы, г) результаты работы моделей классификации (1 – класс W+, 0 – класс W–, красным выделен момент регистрации смерча).



**Рис. 4.** Показатели качества прогноза смерчеопасности по годам.



Для оценки эффективности моделей классификации был проведен анализ результатов их работы за период с июля 2023 г. по май 2024 г. (табл. 1-4). Классы, присваиваемые системам по моделям, рассматривались в совокупности с имеющимся прогнозом смерчопасности, т.е. смерчеобразующей считалась только та система, которая была отнесена к классу W+ и которая по своему местоположению находилась в области риска смерчей по прогнозу с учетом его допустимой ошибки по пространству.

**Таблица 1.** Таблица сопряженности для модели RF.

Прогноз	Смерч		
	Есть	Нет	Всего
Класс W+	18	696	714
Класс W-	9	12447	12456
Всего	27	13143	13170

**Таблица 2.** Таблица сопряженности для модели DT.

Прогноз	Смерч		
	Есть	Нет	Всего
Класс W+	21	661	682
Класс W-	6	12482	12488
Всего	27	13143	13170

**Таблица 3.** Таблица сопряженности для модели LR.

Прогноз	Смерч		
	Есть	Нет	Всего
Класс W+	24	3136	3160
Класс W-	3	10007	10010
Всего	27	13143	13170

**Таблица 4.** Таблица сопряженности для композиции моделей.

Прогноз	Смерч		
	Есть	Нет	Всего
Класс W+	12	260	272
Класс W-	15	12883	12898
Всего	27	13143	13170

Анализировалось качество классификации 27 систем со смерчами, достигшими поверхности воды, для которых имелись соответствующие данные. Учитывались все системы, идентифицированные над морем за рассматриваемый период в зоне охвата радиолокационными наблюдениями ДМРЛ-С юга России. На основе полученных таблиц сопряженности были рассчитаны показатели качества работы моделей (табл. 5). Наилучшую предупрежденность показала модель LR, однако с точки зрения вероятности ложной классификации она значительно уступает другим моделям (чаще других неоправданно относит системы к классу W+). В связи с этим предпочтительным является использование модели DT, которая имеет сопоставимое с моделью LR значение индекса экстремальной зависимости. Несогласованность работы моделей привела к тому, что в данном случае их композиция показала неприемлемые результаты, в первую очередь очень низкую предупрежденность. В дальнейшем планируется продолжить тестирование разработанных моделей.

**Таблица 5.** Показатели качества работы моделей классификации (июль 2023 г. – май 2024 г.).

Показатель	Модель RF	Модель DT	Модель LR	Композиция моделей
Предупрежденность с явлением, %	67	78	89	44
Вероятность ложного обнаружения, %	5	5	24	2
Критерий Пирси-Обухова	0.614	0.727	0.650	0.425
Критерий Багрова-Хайдке	0.045	0.056	0.011	0.077
Индекс экстремальной зависимости	0.758	0.845	0.848	0.657

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На базе НПО «Тайфун» в оперативном режиме с 2017 г. функционирует технология прогноза смерчопасности вблизи Черноморского побережья России. Технология доказала свою состоятельность по результатам независимых испытаний в 2019 г. С 2020 г. проводятся работы по усовершенствованию методики прогноза смерчопасности по двум основным направлениям. Первое связано с повышением качества прогноза, в частности предупрежденности смерчей. На текущий момент из 10 смерчей в среднем 8-9 успешно прогнозируются. Пока остается нерешенной проблема высокой доли ложных прогнозов, она, как известно, носит глобальный характер. Второе направление связано с уточнением прогноза за счет распознавания смерчеобразующих систем. С использованием подхода к машинному обучению построены модели классификации. Первые результаты их работы выглядят вполне приемлемыми: из 10 систем со смерчами заблаговременно помечаются как смерчопасные 7-8 систем, при этом заблаговременность в пределе может достигать до 2 ч. Как и в случае с прогнозом, присутствуют ложные срабатывания.

вания. По полученным оценкам вероятность такого исхода может варьироваться от 5 до 24%. По мере накопления новых данных о черноморских смерчах модели могут быть улучшены, пока же продолжается их тестирование.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Markowski, P.M. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes* / P.M. Markowski, Y.P. Richardson. – New Jersey: Willey, 2010. – P. 407.
2. Ткаченко Ю.Ю., Денисов В.И., Перов Е.А. Морские водяные смерчи на Черноморском побережье Краснодарского края, наблюдение, прогнозирование // *Экология, экономика, информатика. Серия: Геоинформационные технологии и космический мониторинг*. 2019. № 4. С. 164–170.
3. Sioutas M., Szilagyi W., Keul A. *Waterspout outbreaks over areas of Europe and North America: Environment and predictability* // *Atmospheric Research*. – 2013. – Vol. 123. – P. 167 – 179.
4. Калмыкова О.В., Шершаков В.М., Новицкий М.А., Шмерлин Б.Я. Автоматизированный прогноз смерчей у Черноморского побережья России: первый опыт и оценка его результативности // *Метеорология и Гидрология*. – 2019. – №11. – С. 84 – 94.
5. Grieser, J. *Convection Parameters*. <http://www.juergen-grieser.de/CovectionParameters/ConvectionParameters.pdf>
6. Калмыкова О.В., Козлов С.В. Идентификация и прослеживание конвективных систем по данным о радиолокационной отражаемости / *Развитие водных транспортных магистралей в условиях глобального изменения климата на территории Российской Федерации (Евразии) («Опасные явления – IV»)*. Ростов-на-Дону. 5-9 сентября 2022 г. Материалы IV Международной научной конференции памяти члена-корреспондента РАН Д.Г. Матишиова. – Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2022. С. 128 – 133.
7. Калмыкова О.В. Прогноз угроз возникновения смерчей вблизи Черноморского побережья России на базе выходной продукции мезомасштабной модели COSMO-Ru2 с использованием регионального индекса смерчопасности / IV Всероссийская конференция «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России». Иркутский государственный университет, географический факультет. Иркутск, 24 – 26 ноября 2021 г.: сборник трудов, С. 284 – 293.
8. Калмыкова О.В. Использование методов машинного обучения для разработки алгоритма распознавания угроз возникновения смерчей у Черноморского побережья России // *Метеорология и Гидрология*. – 2024. – №4. – С. 116 – 125.
9. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. Руководящий документ РД 52.27.284-91: утв. Комитетом гидрометеорологии при Кабинете Министров СССР 25 января 1991 г.
10. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. Руководящий документ РД 52.27.724-2009. – Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009. – 62 с.
11. *Forecast Verification Methods Across Time and Space Scales*. <https://www.cawcr.gov.au/projects/verification/>
12. Lim J.R., Liu B.F. *Cry Wolf Effect? Evaluating the Impact of False Alarms on Public Responses to Tornado Alerts in the Southeastern United States* // *American Meteorological Society*. – 2019. – V. 11. – P. 549 – 563.

# Комплексный анализ мезомасштабных конвективных систем над Западной Сибирью на основе экспериментальных данных и данных численного моделирования

<sup>1,2</sup> Пустовалов К.Н., <sup>1</sup>Нагорский П.М., <sup>1</sup>Золотов С.Ю.

<sup>1</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

<sup>2</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: const.pv@yandex.ru, npm\_sta@mail.ru, zolotov@imces.ru

Одним из последствий изменения климата является изменение повторяемости кучево-дождевой облачности и связанных с ней опасных явлений. Существенное увеличение доли конвективной облачности во второй половине XX – начале XXI вв. наблюдается в регионах Северной Евразии [1–3]. Сохранение данной тенденции ведёт к соответствующему увеличению повторяемости таких опасных явлений как: грозы, град, шквалы, интенсивные ливни и др. Наиболее опасными проявлениями конвективной облачности являются мезомасштабные конвективные системы (МКС), включая их разновидность – мезомасштабные конвективные комплексы (МКК) [4–6]. Чаще всего МКС/МКК образуются в тропических широтах, однако, они также отмечаются в умеренных [4–15]. В том числе, МКС регистрируются на территории Западной Сибири [16–19].

МКС/МКК в тропических широтах имеют площадь непрерывного облачного покрова с температурой верхней границы ниже  $-32^{\circ}\text{C}$  не менее  $105 \text{ км}^2$  [4–6], а в умеренных – их размеры уступают размерам МКС/МКК в тропических широтах [14, 18]. Согласно [11, 12, 14, 15], жизненный цикл МКС в большинстве случаев начинается после полудня, достигая максимального развития вблизи полуночи, и заканчивается вскоре после рассвета. Условиями, необходимыми для зарождения МКС/МКК, являются поступление большого количества влаги в нижние слои атмосферы и наличие синоптической неоднородности для обеспечения конвергенции воздушных потоков. Для южной части Западной Сибири показано, что МКС формируется при средней и слабой степени неустойчивости атмосферы [17]. При этом над Западной Сибирью граница активной конвекции за последнее десятилетие значительно сместилась в северном направлении [20], что может способствовать формированию МКС не только в южной части региона, но и севернее. Также на территории Западной Сибири в последнее десятилетие растут средние и экстремальные значения температуры воздуха, экстремальные количества осадков в летние месяцы, продолжительность грозового сезона и годового числа дней с грозой, а также числа дней с продолжительным градом и с градом большого диаметра [21, 22]. Согласно результатам расчетов по модели INM-CM5.0 до 2100 г., тенденции к увеличению экстремальных событий в этом регионе будут сохраняться [22]. Исходя из вышесказанного в ближайшие десятилетия следует ожидать увеличения повторяемости и интенсификации МКС в Западной Сибири, а также сопутствующих им опасных конвективных явлений.

При этом, согласно исследованию [13], в современные реанализах (ERA, JRA и MERRA) характеристики МКС в настоящее время значительно недооцениваются. В связи с вышесказанным для исследования МКС целесообразно использование данных спутникового зондирования, грозопеленгационных систем, а также применение мезомасштабных моделей.

На сегодняшний день группировка метеорологических спутников обеспечивает полное покрытие поверхности планеты данными спутникового зондирования в различных спектральных каналах, временное разрешение которых достигает 1 часа в случае полярно-орбитальных спутников и 10 минут в случае геостационарных.

С начала XXI века активно развиваются региональные и глобальные грозопеленгационные сети. На сегодняшний день, наиболее развитой глобальной грозопеленгационной сетью является World Wide Lightning Location Network (WWLLN) [23]. WWLLN получает информацию о грозовой активности посредством синхронной многопунктной регистрации электромагнитных сигналов от гроз в ОНЧ-диапазоне (3–30 кГц). Для надёжной локализации разряда молнии необходимо не менее пяти приемных станций на расстояние 3000 км. В настоящее время сеть включает ~70 пунктов, в том числе четыре пункта на территории России (г. Якутск, г. Горно-Алтайск, с. Паратунка и г. Владивосток). Согласно [24], WWLLN обеспечивает возможность локализации молниевых разрядов в глобальном масштабе с высоким пространственным разрешением и позволяет получить оценки пространственно-временной изменчивости грозовой активности для любого региона планеты, в том числе Сибири.

Кроме того, для исследования опасных явлений конвективного происхождения в мире также активно применяются численные модели погоды, в особенности Weather Research and Forecasting (WRF). WRF – это мезомасштабная модель современного поколения, предназначенная как для атмосферных исследований, так и для оперативного прогнозирования. Модель разработана для исследования атмосферных процессов и явлений мелкого (1–10 км) и среднего (порядка сотни километров) пространствен-

ного масштаба, что дает возможность детально воспроизводить события, связанные с возникновением и дальнейшим развитием опасных метеорологических явлений в исследуемой области [25]. Одно из преимуществ этой модели заключается в возможности проведения исследований атмосферных процессов и конвективных явлений на сетке мелкого пространственного масштаба.

На сегодняшний день проведено большое количество исследований опасных метеорологических явлений с помощью модели WRF, охватывающих практически все регионы нашей планеты. На территории России моделирование мезомасштабных конвективных систем с помощью модели WRF ранее выполнялось для восточной части ЕТР и Уральского региона [26–29], центральной части ЕТР [13, 30–33] и Западной Сибири [34, 35].

В работе [32] изложены результаты оценки краткосрочного прогнозирования сильных осадков и сильного ветра на высоте 10 м с помощью трех негидростатических моделей из семейства WRF, а также показано, что все три модели достаточно хорошо воспроизводят мезомасштабные конвективные системы и связанные с ними области сильных осадков и ветра, но имеют общие недостатки: переоценивают количество и площадь сильных осадков и недооценивают скорость сильного ветра. В исследовании [30] показано, что модель WRF, вне зависимости от использованных для запуска модели начальных условий, достаточно успешно воспроизводит формирование и эволюцию линии шквалов, которая прошла над Волго-Вятским районом и Средним Поволжьем. В исследовании [13] производилась оценка успешности прогноза МКС/МКК по моделям WRF-NMM и WRF-ARW и, наоборот, было показано, что в большинстве случаев прогностическое положение МКС/МКК не соответствует фактическому, а для внутримассовых ситуаций МКС/МКК иногда вообще не воспроизводятся.

Таким образом, в ранее проведенных исследованиях отмечены как случаи хорошего воспроизведения моделью WRF конвективной облачности (в том числе МКС), так и значительного несоответствия результатов моделирования (прогноза) реальной ситуации.

Цель данной работы заключалась в комплексном анализе случая развития крупной МКС (на примере 12 июня 2019 г.) над югом Западной Сибири на основе как экспериментальных данных, так и данных численного моделирования.

Исследование основано на данных пассивного (MODIS/Terra и Aqua [36], SEVIRI/Meteosat-8 [37]) и активного (CPR/CloudSat, CALIOP/CALIPSO) спутникового зондирования, синоптических картах, данных грозопеленгационной сети WWLLN [23], а также данных мезомасштабного численного моделирования с помощью модели WRF.

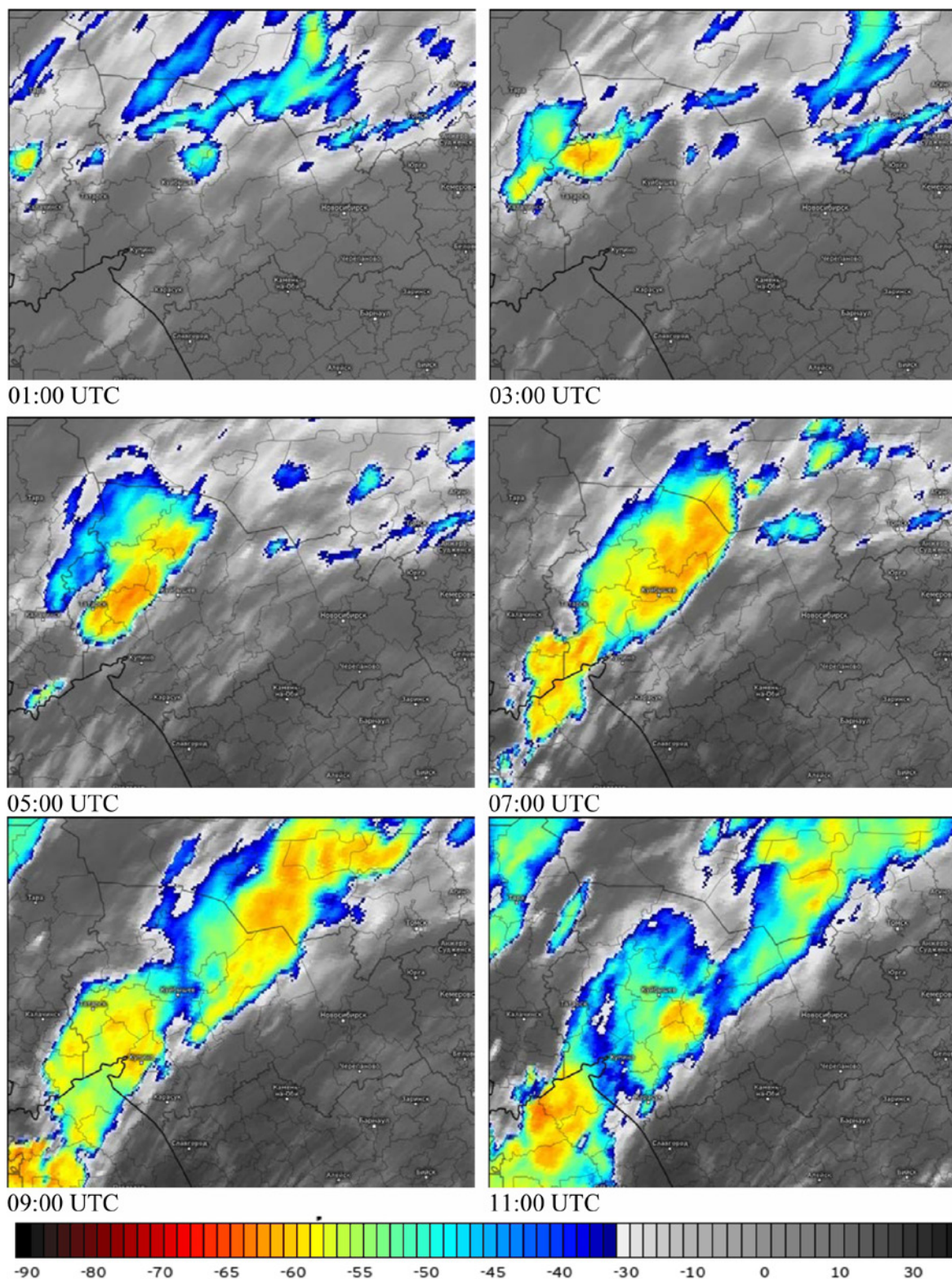
Для моделирования в WRF была выбрана область 51–60° с.ш. и 70–86° в.д. размерами 1060 на 900 км. Шаг интегрирования по обоим пространственным координатам составил 3333 м. Таким образом, использовалась модельная сетка 270 x 320 узлов по горизонтали. По вертикали в модели было задано 44 уровня от 1000 до 50 гПа. Все расчеты проводились за период с 9 по 13 июня 2019 г. с шагом вывода результатов 5 минут. Внутренний временной шаг модели установлен 30 секунд, что обеспечивает устойчивость вычислительной схемы в выбранных схемах параметризаций. Схемы параметризации в модели WRF выбраны такие, которые обеспечивают наилучшее взаимодействие между собой при моделировании опасных конвективных явлений, в частности, радиационное длинноволновое и коротковолновое излучения реализуются схемой Rapid Radiative Transfer Model for General circulation models (RRTMG); схема микрофизических облачных процессов: Jensen Ice-Spheroids Habit Model with Aspect-Ratio Evolution (ISHMAEL); схема планетарного пограничного слоя: Yonsei University; схема приземного слоя: Revised MM5 surface layer. В качестве начальных и граничных условий использовали результаты глобального анализа Global Data Assimilation System (GDAS). Данные этого анализа представлены на сетке 0,25°x 0,25° с шестичасовым шагом.

Перейдем к описанию основных полученных результатов. 12 июня 2019 г. над Западной Сибирью отмечалось прохождение облачной системы фронта окклюзии циклона, развивающегося на полярном фронте (основном), разделяющем тропическую и умеренную воздушные массы. Фронт окклюзии простирался на ~1000 км с юго-запада на северо-восток. В тёплом секторе циклона отмечались высокие температуры воздуха (более 30°C) и интенсивная адвекция тепла, направленная от Аральского моря на юг Западной Сибири. Облачная система фронта окклюзии была представлена, главным образом, облаками верхнего яруса, а также серией мезомасштабных конвективных систем (рис. 1, 2). Крупная МКС развивалась на северной оконечности барической ложбины, связанной с фронтом окклюзии старого циклона на полярном климатологическом фронте, разделяющем умеренную и тропическую воздушные массы. К северо-западу от неё на расстоянии ~ 500 км отмечалось развитие ещё одной МКС фронтального происхождения, которая была связана с холодным фронтом циклона, развивающимся на арктическом климатологическом фронте, которые разделяет арктическую и умеренную воздушные массы. При этом высота ВГО «северной» МКС значительно уступала «южной». В дальнейшем анализе будет подробно рассмотрена только «южная» (наиболее крупная) МКС, развивающаяся над югом Западной Сибири (над Омской, Новосибирской и Томской областями).

Согласно рис. 1, скопление кучево-дождевых облаков, из которых в дальнейшем сформировалась рассматриваемая МКС, образовалось в период 00–01 ч UTC над центральной частью Омской области. К



4 ч UTC оно сместилось на территорию Новосибирской области и приобрело форму, типичную для МКС линейного типа. Далее происходило быстрое увеличение как её горизонтальных размеров, так и её вертикальной мощности. Максимальные характеристики МКС отмечались в период 7–8 ч UTC, который можно считать периодом её максимального развития (стадией зрелости). В этот период центральная часть МКС располагалась вблизи городов Барабинск и Куйбышев Новосибирской области. При этом вершина («наковальня») имела квазилокальную форму с соотношением большой и малой диагоналей  $\sim 2/1$ , первая из которых была направлена параллельно приземной линии фронта окклюзии, а вторая – перпендикулярно ему. Далее происходила медленное разрушение (диссипация) МКС. В 9 ч UTC большая часть МКС переместилась на юг Томской области, её форма стала более сложной и размытой,

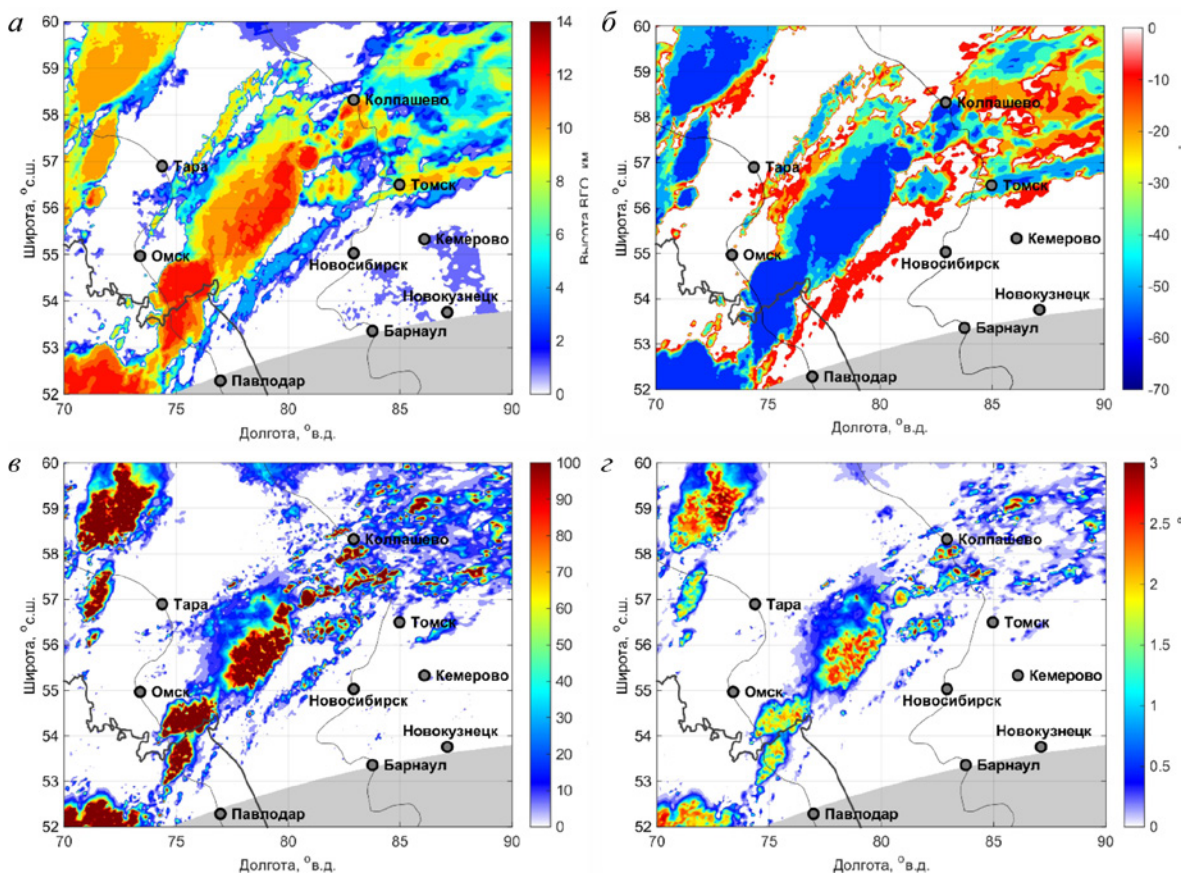


**Рис. 1.** Температура ВГО над югом Западной Сибири по данным спектро радиометра SEVIRI на спутнике Meteosat-8 за 01:00, 03:00, 05:00, 07:00, 09:00 и 11:00 UTC 12.06.2019 г. [37].

а высота верхней границы в целом снизилась. К 12 ч UTC эта МКС сместилась в центральную часть Томской области (г. Колпашево), размылась и трансформировалась в хаотичное скопление облаков преимущественно слоистообразных форм. Параллельно с развитием и смещением рассматриваемой МКС южнее неё начиная с ~5 ч UTC развивалась новая МКС, которая также сформировалась в барической ложбине фронта окклюзии и далее смещалась в том же направлении.

В целом рассматриваемая МКС существовала около 12 ч. В течение своего существования она перемещалась с юго-запада на северо-восток и преодолела расстояние около 700 км (примерно от г. Омска до г. Колпашево).

В период максимального развития протяжённость этой МКС вдоль большой диагонали составляла ~400 км (рис. 1). По данным спектрорадиометра MODIS на спутнике Aqua, пролёт которого над рассматриваемой МКС произошёл в период её максимального развития (7:35 UTC), высота верхней границы облачности составляла более 12 км, температура ВГО – ниже  $-60^{\circ}\text{C}$ , оптическая толщина – 150, а интегральное влагосодержание – более  $2,5 \text{ кг/м}^2$  на значительной части площади (рис. 2). Согласно данным радара CPR (спутник CloudSat) и лидара CALIOP (спутник CALIPSO), пролет которых над МКС также совпал с периодом максимального развития последней, в вертикальной структуре хорошо прослеживались конвективная область (КО) и область слоистообразной облачности (ОСО), имеющие специфические особенности поглощения радио- и оптического излучения. При этом КО и ОСО имели примерно равную протяжённость, что также подтверждает, что МКС находилась в стадии зрелости. Кроме того, по данным CPR/CloudSat и CALIOP/CALIPSO отмечено, что рассматриваемая МКС развивалась перед приземной линией фронта окклюзии, опережая облачную систему последней.



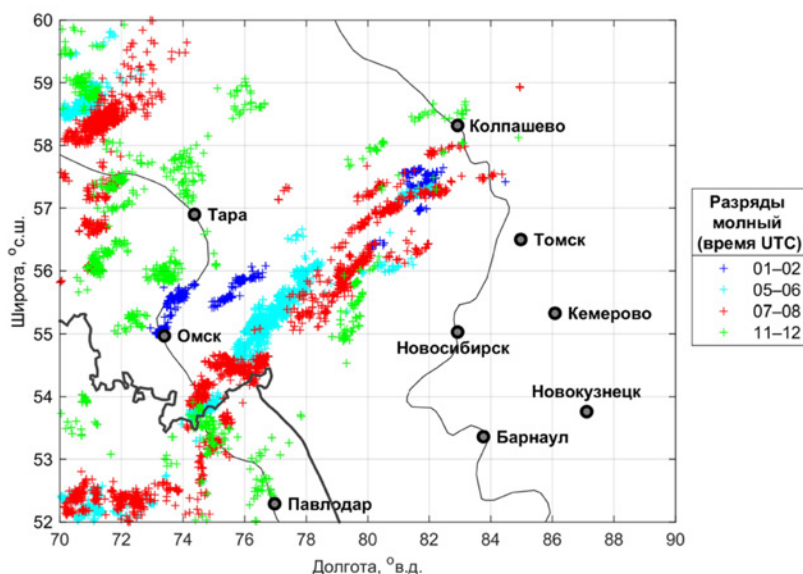
**Рис. 2.** Высота (а) и температура (б) ВГО, оптическая толщина (в) и интегральное влагосодержание (г) облаков в дни развития МКС над югом Западной Сибири по данным спектрорадиометра MODIS на спутнике Aqua за 07:35 UTC 12.06.2019 г. [36].

С рассматриваемой МКС были связаны ливневые осадки, а также интенсивная и продолжительная грозовая активность (рис. 3). По данным грозопеленгационной сети WWLLN в течении всего жизненного цикла МКС генерировала разряды молний (~0–12 ч UTC).

Максимальная грозовая активность отмечалась в период ~7–8 ч UTC, что также подтверждает сделанные выше выводы о достижении в этот период максимального развития МКС. По локализации разрядов молний, в целом, также можно проследить отмеченную выше траекторию перемещения МКС.

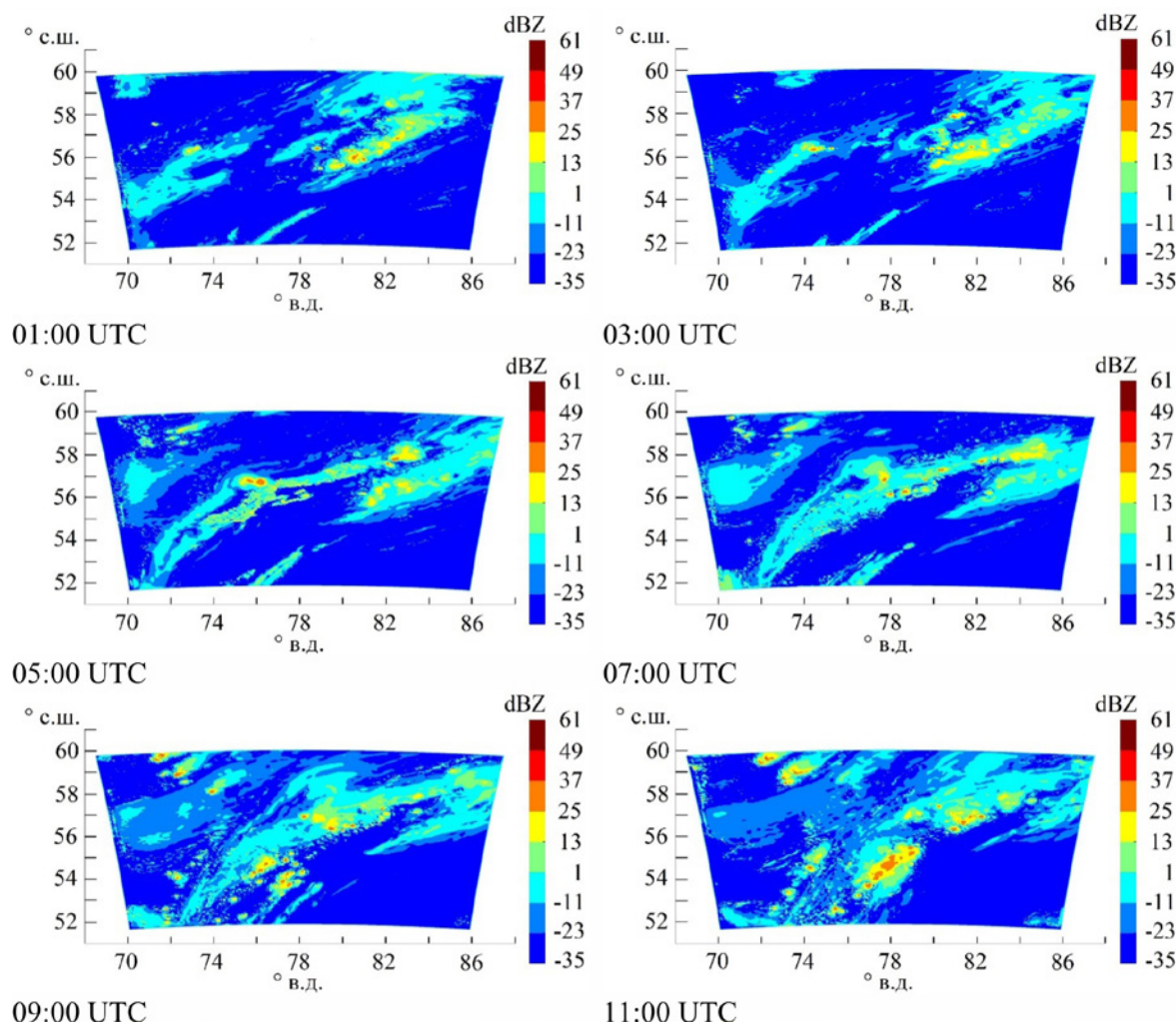
С помощью модели WRF для описанного выше случая МКС были рассчитаны значения различных морфологических, микрофизических и радиолокационных характеристик в узлах расчётной сетки. Далее подробно рассмотрим результаты расчёта радиолокационной отражаемости на длине волны 10 см,





**Рис. 3.** Локализация разрядов молний за отдельные одночасовые интервалы времени 12.06.2019 г. по данным грозопеленгационной сети WWLLN.

данные которой эквивалентны данным II канала метеорологического радиолокатора МРЛ-5 [38]. На рис. 4 представлены результаты расчёта радиолокационной отражаемости для 30-уровня модели WRF, примерно равному стандартному уровню «Z3», который соответствует высоте изотермы  $-15^{\circ}\text{C}$  [39], для моментов времени изображений SEVIRI/Meteosat-8 (рис. 1). Согласно рис. 4, в течении периода существования рассматриваемой МКС на территории исследования максимальные значения радиолокационной отражаемости на 30-уровне модели WRF достигали более 60 dBZ и более, что соответствует по-



**Рис. 4.** Пространственная изменчивость радиолокационной отражаемости на длине волны 10 см, рассчитанная моделью WRF для 30-уровня модели WRF (уровня «Z3»;  $\sim 6,6$  км) за 01:00, 03:00, 05:00, 07:00, 09:00 и 11:00 UTC 12.06.2019 г.

роговым значениям сильного града и грозы [38, 39]. Однако, эти экстремально высокие значения отмечались в отдельных узлах модельной сетки. В целом в зоне развития МКС радиолокационная отражаемость изменялась в диапазоне  $\sim 0\div 40$  dBZ, верхняя часть которого (более 30 dBZ) соответствовала пороговым значениям для различной вероятности грозы [38, 39]. Кроме того, смоделированное WRF местоположение областей повышенной радиолокационной отражаемости не в полной мере соответствует местоположению МКС (рис. 1), а время достижения максимального развития облачности (рис. 4; 11:00 UTC) запаздывает на 4 ч относительно экспериментально зарегистрированного.

Исследование было поддержано Министерством науки и высшего образования Российской Федерации в рамках госзадания ИМКЭС СО РАН, номер госбюджетного проекта FWRG-2021-0001, регистрационный номер проекта 121031300154-1.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Кононова Н.К. Особенности циркуляции атмосферы Северного полушария в конце XX – начале XXI в. и их отражение в климате // *Сложные системы*. 2014. № 2. С. 13–41.
2. Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., and Mokhov I.I. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations // *Environ. Res. Lett.* 2011. V. 6, №. 3. P. 035202.
3. Чернокульский А.В., Елисеев А.В., Козлов Ф.А. и др. Опасные атмосферные явления конвективного характера в России: наблюдаемые изменения по различным данным // *Метеорология и гидрология*. 2022. № 5. С. 27–41.
4. Maddox R.A. Mesoscale convective complexes // *Bull. of the Amer. Meteorol. Soc.* 1980. V. 61. P. 1374–1387.
5. Houze R.A. Jr. Mesoscale convective systems // *Rev. Geophys.* 2004. V. 42. P. RG4003.
6. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. – М.: Географический факультет МГУ, 2007. 126 с.
7. Fritsch J.M., Kane R.J., Chelius C.H. The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm season precipitation in the United States // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 1986. V. 25. P. 1333–1345.
8. Velasco I., Fritsch J.M. Mesoscale convective complexes in the Americas // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 93, No. D8. P. 9561–9613.
9. McAnelly R.L., Cotton W.R. The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States // *Mon. Weather Rev.* 1989. V. 117. P. 784–808.
10. Augustine J.A., Howard K.W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987 // *Mon. Weather Rev.* 1991. V. 119. P. 1575–1589.
11. Laing A.G., Fritsch J.M. The global population of mesoscale convective complexes // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1997. V. 123. P. 389–405.
12. Абдуллаев С.М., Желнин А.А., Ленская О.Ю. Структура мезомасштабных конвективных систем в Центральной России // *Метеорология и гидрология*. 2012. № 1. С. 20–32.
13. Быков А.В., Шихов А.Н. Прогноз мезомасштабных конвективных систем с применением глобальных и мезомасштабных гидродинамических моделей // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса*. 2018. Т. 15, № 2. С. 213–224.
14. Спрыгин А.А. Параметры долгоживущих мощных конвективных структур на Европейской территории России и сопредельных территориях и возможности унификации их прогноза // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2020. № 1(375). С. 21–47.
15. Chernokulsky A., Shikhov A., Yarinich Y., Sprygin A. An Empirical Relationship among Characteristics of Severe Convective Storms, Their Cloud-Top Properties and Environmental Parameters in Northern Eurasia // *Atmosphere*. V. 14 (1). P. 174
16. Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Шарапова А.А. Характеристики конвективных кластеров, восстановленные по данным инструментов зондирования ATOVS // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Т. 2. С. 69–85.
17. Жукова В.А., Кошикова Т.С., Кужевская И.В. Оценка параметров мезомасштабных конвективных комплексов на основе спутниковых и аэрологических данных (Западная Сибирь) // *Геосферные исследования/Geosphere Research*. 2019. № 2. С. 86–97.
18. Koshikova T.S., Pustovalov K.N., Zhukova V.A., Kuzhevskaya I.V., Nagorskiy P.M. The spatio-temporal distribution of mesoscale convective complexes over the south-east of Western Siberia // *Геосферные исследования/Geosphere Research*. 2021. №. 3. P. 115–124.
19. Nagorskiy P.M., Zhukov D.F., Kartavykh M.S., Oglezneva M.V., Pustovalov K.N., Smirnov S.V. Properties and Structure of Mesoscale Convective Systems over Western Siberia According to Remote Observations // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2022. V. 47, № 12. P. 938–945.
20. Горбатенко В.П., Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Чурсин В.В., Константинова Д.А. Оценка изменчивости конвективного потенциала атмосферы в условиях изменяющегося климата Западной Сибири // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 5. С. 108–117.



21. Kuzhevskaja I.V., Volkova M.A., Nechepurenko O.E., Chursin V.V. A study of hailstorms in the South of Western Siberia // *IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng.* 2019. V. 698. P. 1–7.
22. Харюткина Е. В., Логинов С. В., Морару Е. И., Пустовалов К. Н., Мартынова Ю. В. Динамика характеристик экстремальности климата и тенденции опасных метеорологических явлений на территории Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35, № 02. С. 136–142.
23. WLLN – World Wide Lightning Location Network. URL: <http://webflash.ess.washington.edu/> (дата обращения: 22.06.2024 г.).
24. Virts K.S., Wallace J.M., Hutchins M.L., Holzworth R.H. Highlights of a new ground-based, hourly global lightning climatology // *Bulletin of the American Meteorological Society.* 2013. V. 94. P. 1381–1391.
25. Weather research and forecasting model (WRF) [Электронный ресурс]. URL: <https://www.mmm.ucar.edu/models/wrf> (дата обращения: 22.06.2024 г.).
26. Калинин Н.А., Быков А.В., Пицальникова Е.В., Шихов А.Н. Анализ условий возникновения сильных шквалов в Пермском крае по данным наблюдений и результатам численного моделирования // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы.* 2018. Т. 368. № 2. С. 7–26.
27. Калинин Н.А., Шихов А.Н., Быков А.В., Тарасов А.В. Анализ результатов численного прогноза ливневых осадков по модели WRF с применением различных параметризаций конвекции (на примере территории Пермского края) // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы.* 2019. Т. 373. № 3. С. 43–59.
28. Калинин Н.А., Шихов А.Н., Быков А.В., Поморцева А.А., Абдуллин Р.К., Ажигов И.О. Условия формирования и краткосрочный прогноз конвективных опасных явлений погоды в Уральском регионе в теплый период 2020 года // *Оптика атмосферы и океана.* 2021. Т. 34. № 1. С. 46–56.
29. Калинин Н.А., Быков А.В., Шихов А.Н. Объектно-ориентированная оценка краткосрочного прогноза конвективных опасных явлений погоды в Пермском крае по модели WRF // *Оптика атмосферы и океана.* 2022. Т. 35. № 3. С. 232–240.
30. Калинин Н.А., Шихов А.Н., Быков А.В., Ажигов И.О. Условия возникновения и краткосрочный прогноз сильных шквалов и смерчей на Европейской территории России // *Оптика атмосферы и океана.* 2019. Т. 32. № 1. С. 62–69.
31. Смирнова М.М., Рубинштейн К.Г., Юшков В.П. Оценка воспроизведения региональной моделью характеристик пограничного слоя атмосферы // *Метеорология и гидрология.* 2011. № 12. С. 5–16.
32. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д., Павлюков Ю.Б. Краткосрочный прогноз сильных осадков и ветра с помощью разрешающих конвекцию моделей WRF // *Метеорология и гидрология.* 2011. № 1. С. 5–18.
33. Губенко И.М., Рубинштейн К.Г. Анализ результатов расчета грозовой активности с помощью индексов неустойчивости атмосферы по данным численной модели WRF-ARW // *Метеорология и гидрология.* 2015. № 1. С. 27–37.
34. Кижнер Л.И., Нахтигалова Д.П., Барт А.А. Использование прогностической модели WRF для исследования погоды Томской области // *Вестник Томск. гос. ун-та: Науки о Земле.* 2012. Т. 358. Май. С. 219–224.
35. Кижнер Л.И., Барашкова Н.К., Ахметишина А.С., Барт А.А., Старченко А.В. Прогноз осадков в районе аэропорта Богашево с использованием модели WRF // *Оптика атмосферы и океана.* 2013. Т. 26. № 12. С. 1098–1105.
36. Earthdata. LAADS DAAC [Электронный ресурс]. URL: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/archive/allData/61/MODATML2/> (дата обращения: 22.06.2024 г.).
37. Meteologix. Satellite Images [Электронный ресурс]. URL: <https://meteologix.com/ru/satellite/> (дата обращения: 22.06.2024 г.).
38. Горбатенко В.П., Слуцкий В.И., Бычкова Л.Н. Метеорологический радиолокатор МРЛ-5: производство наблюдений. Диагноз и прогноз опасных явлений погоды: учебное пособие. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2007. 116 с.
39. Методические указания по производству метеорологических радиолокационных наблюдений на ДМРЛ-С на сети Россгидромет. – СПб.: ГГО им. А.И. Воейкова, 2013. 137 с.

# Климатические риски освоения российской Арктики

Солдатенко С.А.

ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия  
E-mail: soldatenko@aari.ru

## ВВЕДЕНИЕ

Современное изменение климата планетарного масштаба, выражающееся в глобальном потеплении, характеризуется крайней пространственной неоднородностью. Согласно оценочным докладом Росгидромета об изменениях климата и их последствиях [1, 2], на территории Российской Федерации (РФ) в последние десятилетия потепление происходило быстрее и масштабнее, чем на остальной части земного шара. Так, скорость современного роста средней глобальной температуры у земной поверхности составила около  $0,2^{\circ}\text{C}$  за десятилетие, тогда как на территории РФ темпы роста температуры более значительны – около  $0,51^{\circ}\text{C}$  за 10 лет, а в полярной области достигают значений  $0,9^{\circ}\text{C}$  за 10 лет, где за последние три десятилетия приповерхностная температура воздуха выросла почти на  $2,7^{\circ}\text{C}$ . В связи с этим вопрос об оценке возможных последствий климатических изменений для человека и социально-экономических и природных систем, расположенных в том числе на территории российской Арктики, приобрел исключительную остроту.

Российская Арктика, или Арктическая зона РФ (АЗРФ), – уникальный географический регион с точки зрения природно-климатических условий, наличия разнообразных природных ресурсов, экономического потенциала, обеспечения национальной безопасности страны. АЗРФ охватывает огромную территорию, включающую оконечности Европейской и Азиатской частей РФ, расположенных вдоль побережья морей Северного Ледовитого океана – Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. В состав АЗРФ входят территории (полностью или частично) девяти субъектов РФ. Природно-климатические условия АЗРФ существенно отличаются от условий других регионов РФ. Основными особенностями АЗРФ, обеспечивающими ее уникальность, являются экстремальный температурно-влажностный и ветровой режим, постоянный ледовый покров и дрейфующие льды в арктических морях, многолетняя мерзлота, продолжительный снежный покров, низкая плотность населения, фокальный характер экономической деятельности и хозяйственного освоения территорий, которые зависят от поставок топлива, продовольствия и товаров первой необходимости из других регионов РФ, высокая ресурсоемкость систем жизнеобеспечения населения, удаленность от основных промышленных центров страны. Для российской Арктики характерны низкий радиационный баланс со всеми вытекающими отсюда последствиями, отрицательная среднегодовая температура, близкие к  $0^{\circ}\text{C}$  средние температуры воздуха в летнее время года, присутствие ледников и многолетнемерзлых пород, преобладание тундровой растительности и арктических пустынь. Ледовитость морских акваторий варьируется от 11 млн  $\text{km}^2$  зимой до примерно 8 млн  $\text{km}^2$  летом.

Развитие АЗРФ входит в число стратегических приоритетов нашей страны. В марте 2020 г. Указом Президента РФ № 164 были утверждены Основы государственной политики Российской Федерации в Арктике до 2035 года, а в октябре того же года была выпущена Стратегия развития Арктической зоны России и обеспечения национальной безопасности (Указ Президента РФ № 645). На территории АЗРФ выполняются разнообразные проекты. Их выполнение сопряжено с реальной и предполагаемой опасностью, а значит и с рисками. Спектр идентифицированных рисков достаточно широк, что требует разработки хорошо структурированной и многогранной стратегии управления ими. Риски порождаются неопределенностью условий, в которых проекты выполняются. Неопределенность условий – следствие неполноты и неточности информации, необходимой для успешной реализации проекта, в том числе о событиях, предсказать которые невозможно. Поэтому выполнение проектов может сопровождаться различными потерями. Возможность появления этих потерь характеризует категория риск. Изменение климата инспирировало новый вид рисков – климатические риски. Их основной фактор – изменения в земной климатической системе вследствие естественных и антропогенных причин. При этом климатические изменения на нашей планете, как уже отмечалось, происходят наиболее интенсивно именно в Арктике, являющейся сферой жизненных интересов РФ и ареной столкновения геополитических и экономических интересов многих стран. По-видимому, борьба за Арктику и интенсификация реализации разнообразных проектов российскими компаниями и организациями в Арктическом регионе будут только нарастать. В связи с этим проблема оценки климатических рисков приобретает особую актуальность. Знание рисков позволяет выстроить стратегию управления ими и таким образом минимизировать негативные последствия непредсказуемых явлений и событий на деятельность человека и результаты выполняемых проектов.

Заметим, что однозначной трактовки сущности риска в наличии не имеется, так как риск всегда связан с субъектом и решениями, которые тот принимает, поэтому для определения риска используются

достаточно много формулировок. Однако есть одно общее свойство, которое подразумевается, явно или неявно, практически во всех этих определениях – риск всегда связан с неопределенностью будущих событий и является следствием принимаемых решений субъектом оценки. Ясно, что будущее мы предвидеть не можем, а можем лишь оценить с определенной долей вероятности. Отсюда вытекает вероятностная природа риска.

## ИДЕНТИФИКАЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИСКОВ

Климатические риски являются относительно новым видом рисков, порожденным глобальными климатическими изменениями, которые непосредственно или опосредованно влияют на социально-экономические и природные системы, а также на человека и его разнообразную деятельность. На данный момент существуют четыре основных метода идентификации климатических рисков, основанных, соответственно, на (i) оценке уязвимости систем к изменению климата; (ii) оценке влияния изменения климата на системы; (iii) оценке адаптационных возможностей систем; (iv) интегральном подходе к оценке. В любом случае идентификация климатических рисков невозможна без наличия оценок будущего климата (климатических проекций).

Идентификация климатических рисков исходит из целостного взгляда на проблему, что предполагает рассмотрение в тесной взаимосвязи сценариев эмиссий парниковых газов в обозримой перспективе, изменений, происходящих в климатической системе, и агрегированной стоимости последствий предполагаемого изменения климата. Огромная территория АЗРФ характеризуется вариативностью природно-климатических условий при движении с запада на восток и с юга на север. Поэтому идентификация климатических рисков предполагает создание цифровой карты региона, отражающей климатическое районирование и функциональное зонирование территории АЗРФ. На этой основе может быть сформирована информационная база данных, включающая в себя характеристики природно-географических, метеорологических и гидрологических условий; текущую и ретроспективную климатическую информацию, а также климатические прогнозы как глобальные, так и региональные; экологическую информацию, в том числе экологические индикаторы, характеризующие состояние экосистем; социально-экономические данные (ретроспективные, на настоящий момент времени и прогностические оценки), в том числе перечень основных видов социально-экономической деятельности и реестр систем, функционирование которых может зависеть от погодно-климатических условий. На основе этой информации формируется риск-среда, представляющая собой вербальное (качественное) описание внешней (по отношению к рассматриваемой природной или антропогенной системе) окружающей среды, ограничений, накладываемых окружающей средой на функционирование системы, а также реакции системы на неблагоприятные условия окружающей среды.

## КЛЮЧЕВЫЕ ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

В информации об изменении климата и исследованиях в этой сфере заинтересованы различные физические и юридические лица (широкие слои населения, органы власти различного уровня и др.), обладающие разным уровнем компетенции в области климатической науки. По этой причине научное сообщество взяло на себя обязательство представлять сведения об изменении климата в достаточно простой форме, которая была бы понятна неспециалистам. В то же время простая форма представления климатической информации не должна искажать научные данные, которые эксперты отражают в специальных (технических и научных) отчетах и документах. Предоставление сведений о реальном состоянии климатической системы и происходящих в ней изменениях может быть выполнено посредством некоторых индикаторов – количественных показателей, объективно отражающих уровень и тенденции какого-либо климатического аспекта. При этом индикаторы должны в полной мере характеризовать состояние, изменчивость и изменение климата в конкретном географическом регионе. Такие индикаторы носят название ключевых.

Перечень ключевых индикаторов (КИ) изменения климата определяется экспертами Всемирной метеорологической организации совместно со специалистами партнерских организаций, в том числе участвующих в Глобальной системе наблюдения за климатом (ГСНК) и Всемирной программе исследования климата (ВПИК). На сегодняшний день в более 50 показателей, ориентированных на мониторинг климатических изменений, а также отслеживание климатических рисков и воздействий на живую и неживую природу и человека. Однако для ясного понимания и точного отражения глобального изменения климата количество КИ может быть сравнительно небольшим (порядка 5 – 7). Индикаторы, входящие в этот перечень, должны в совокупности давать общее представление об изменении климата, при этом картина должна выглядеть не слишком упрощенной, но и не слишком усложненной.

При формировании перечня индикаторов климатических изменений необходимо учитывать тот факт, что изменение климата проявляется не только в неживой природе, но также сказывается на эволюции живых организмов и антропогенных систем, и в равной мере на самом человеке. Поскольку современные климатические изменения являются в значительной степени следствием антропогенной дея-

тельности, в число индикаторов целесообразно включать показатели, интегрально описывающие энергопотребление. К индикаторам изменения климата предъявляется очень важное требование – научная обоснованность. Это означает, что конкретный КИ должен быть основан на выводах и утверждениях, вытекающих из имеющихся фактов и данных наблюдений и полностью им соответствовать.

Нами сформирован реестр объективных индикаторов изменения климата в АЗРФ, которые позволяют отслеживать состояние глобальной климатической системы, а также состояние климата российской Арктики. Этот реестр включает в себя шесть групп КИ: в первую группу входят показатели, характеризующие изменения в атмосфере, наблюдаемые глобально, в АЗРФ в целом и в различных ее частях; ко второй группе относятся показатели, позволяющие отслеживать изменения в гидросфере; третья группа индикаторов включает в себя показатели, позволяющие отслеживать изменения, происходящие в криосфере; четвертую группу индикаторов составляют показатели, характеризующие состояние арктических морских экосистем и экосистем суши; к пятой группе принадлежат показатели, характеризующие влияние климатических изменений на человеческое общество и здоровье местного населения; шестую группу составляют показатели, характеризующие влияние человека на окружающую среду, в частности, на газовый состав атмосферы. Отдельную группу формируют когнитивные индикаторы, характеризующие общественное восприятие изменения климата. К их числу относятся определяемые путем экспертных оценок сезонные температуры, время начала лета/зимы, суммы осадков, аномальные условия погоды, состояние многолетней мерзлоты и растительности, влияние изменения климата на здоровье населения, вероятность возникновения чрезвычайных ситуаций, обусловленных изменением климата. Индикаторы изменения климата используются для оценки чувствительности и уязвимости систем (природных и антропогенных) к изменению климата.

## УЯЗВИМОСТЬ И ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ СИСТЕМ К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА

Изменение климата воздействует на живую и неживую природу, человека, его многостороннюю и разнообразную деятельность, в том числе экономическую. Для определения степени влияния изменения климата на различные природные и антропогенные системы используется показатель уязвимости, являющийся важнейшим элементом климатического риска. Согласно Межправительственной группе экспертов по изменению климата (МГЭИК), под уязвимостью системы понимается ее склонность или предрасположенность к неблагоприятному воздействию изменения климата. Уязвимость характеризует возможность нанесения чему-либо или кому-либо повреждений любой природы, вызванных некоторым событием в определенный период времени. Например, нанесение природной или антропогенной системе ущерба вследствие изменения климата. В частности, для арктических систем оценка их уязвимости к потенциальному климатическому событию (к таянию вечной мерзлоты, например) сводится к оценке ущерба, обусловленного этим событием в конкретное время – сейчас или в будущем.

Оценка уязвимости обычно не ставит целью получение количественных значений некоторого универсального показателя – уязвимометра – ввиду его отсутствия, а предполагает описание ситуации или состояния климатической системы посредством некоторого количества факторов (индикаторов). Иными словами, в оценке уязвимости преобладают качественные подходы. Универсальный уязвимометр разработать достаточно трудно, поскольку системы, располагающиеся в различных географических регионах, подвергаются воздействию совершенно разных опасных климатических явлений с характерными для них интенсивностью и повторяемостью. К примеру, инфраструктурные системы, расположенные в прибрежных зонах, подвержены повышению уровня моря, увеличению интенсивности и повторяемости штормовых нагонов, затоплению прибрежных районов и береговой эрозии. В качестве индикатора уязвимости систем, расположенных в прибрежных зонах арктических морей, можно рассматривать геоморфологические характеристики береговой черты, для арктического туризма – процент туристов, подверженных воздействию экстремальных погодных условий, для биоразнообразия – виды с низкой толерантностью к изменению параметров окружающей среды.

Уязвимость включает в себя три компоненты: чувствительность (восприимчивость) системы к изменению климата, подверженность системы к изменению климата, а также способность системы справляться с воздействием изменения климата на нее, т.е. способностью адаптироваться к изменяющимся условиям окружающей среды. Поэтому для оценки уязвимости конкретной системы к изменению климата требуется каким-то образом охарактеризовать перечисленные три компоненты, а в идеале – выразить их количественно. Зависимость уязвимости системы от чувствительности и подверженности к изменению климата и ее адаптационной способности формально можно описать следующей функциональной зависимостью:  $V = f[S(+); E(+); AC(-)]$ , где  $V$ ,  $S$  и  $E$  – соответственно, уязвимость, чувствительность и подверженность системы к изменению климата,  $AC$  – адаптационный потенциал системы,  $f$  – некоторая функция. Знаки "+" и "-" в скобках означают вклад (положительный или отрицательный), вносимый соответствующей переменной в уязвимость. Определения величин  $S$ ,  $E$  и  $AC$  можно найти в словаре терминов МГЭИК. Выражение для уязвимости можно представить в следующем виде:  $V = S \times E - AC$ , где произведение  $S \times E$  характеризует потенциальное влияние изменения климата на систему. Исходя из определения уязвимости, идентифицировать уязвимые к изменению климата систе-



мы можно, увязав между собой потенциальные воздействия на систему  $S \times E$  и ее адаптационный потенциал  $AC$ .

Рассмотрим теперь оценку элементов уязвимости систем к изменению климата. Рассмотрение начнем с чувствительности. Чувствительными к изменению климата являются экосистемы, здоровье человека, его деятельность, сообщества, экономика регионов, технические системы и др., поскольку состояние этих систем и их устойчивость зависят от условий внешней среды, определяемых в значительной степени климатическими условиями. Чувствительность системы к изменению климата отражает степень воздействия на нее тех факторов окружающей среды, которые непосредственно влияют на эффективность функционирования системы и те изменения, которые в ней происходят. Такие факторы окружающей среды носят название стрессоров. Однако на практике довольно удобно исследовать чувствительность систем к вариациям индикаторов изменения климата, которые в конечном итоге определяют перечень стрессоров.

Количественная оценка чувствительности системы к изменению климата может быть получена при условии, если в распоряжении исследователей имеется соответствующая модель системы под которой понимается абстрактное представление реального объекта в какой-либо форме (вербальной, знаковой, математической и др.). Предположим, что состояние некоторой абстрактной системы может быть описано совокупностью (вектором) переменных состояния  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_N)$ , а ее эволюция – системой (дифференциальных) уравнений  $d\mathbf{x}/dt = \mathbf{F}(\mathbf{x}, \boldsymbol{\alpha})$ , где  $\boldsymbol{\alpha}$  – вектор параметров модели системы, в число которых прямо или опосредовано входят климатические переменные или их функции, а  $\mathbf{F}$  – заданная вектор-функция. Тогда влияние климатических изменений на эффективность функционирования может быть оценено с помощью некоторого показателя (или множества показателей) качества, являющегося мерой способности системы решать поставленные задачи и достигать цели ее операционной деятельности. Применительно к социально-экономическим системам, такими показателями могут быть так называемые ключевые показатели эффективности (Key Performance Indicators, KPI) – числовые показатели операционной деятельности хозяйствующих субъектов, служащие инструментом “измерения” степени достижения поставленных целей.

В наиболее общем виде показатель качества функционирования системы может быть записан следующим образом  $J(\mathbf{x}, \boldsymbol{\alpha}) = \int_0^t \varphi(t; \mathbf{x}, \boldsymbol{\alpha})$ . Из этого выражения следует, что показатель  $J(\mathbf{x}, \boldsymbol{\alpha})$  зависит от переменных состояния системы  $\mathbf{x}$  и параметров модели системы  $\boldsymbol{\alpha}$ , часть которых описывает состояние внешней среды (климатической системы)  $\mathbf{p} = (p_1, \dots, p_K) \in \alpha$ . Параметры  $p_1, \dots, p_K$  являются функциями переменных состояния внешней среды  $\mathbf{y} = (y_1, \dots, y_M)$ , т.е.  $p_k = g(\mathbf{y})$  для  $k = (1, K)$ , где  $g(\cdot)$  – заданная функция. Таким образом, для оценки влияния изменения климата на эффективность операционной деятельности системы показатель качества может быть записан в следующем виде  $J(\mathbf{x}, \mathbf{p}) = \int_0^t \varphi(t; \mathbf{x}, \mathbf{p})$ . Необходимо отметить, что задание показателей эффективности – самостоятельная задача, решение которой зависит от многих факторов, таких, например, как тип системы, цели ее функционирования и др. Чувствительность системы к вариациям параметра  $p_k$  оценивается следующим образом:

$$dJ(\mathbf{x}, \mathbf{p})/dp_k = \sum_{i=1}^N (\partial J / \partial x_i) (\partial x_i / \partial p_k) + \partial J / \partial p_k.$$

Основная проблема, которая возникает при определении чувствительности систем к изменению климата состоит в том, что для многих природных и социально-экономических систем отсутствуют подходящие математические модели, которые, с одной стороны, были бы достаточно простыми, а с другой стороны – более-менее адекватными. К этому следует добавить, что для многих социально-экономических систем отсутствует достоверная ретроспективная информация, необходимая для калибровки моделей. На практике анализ чувствительности фокусируется на изучении определенных социальных или демографических групп или территорий. Такой подход позволяет выработать более точное описание воздействия изменения климата на общество и получить более адекватную картину возможных трансформаций в обществе под воздействием изменения климата в будущем. В ходе анализа необходимо учитывать движущие силы, которые оказывают влияние на чувствительность определенной территории. Например, в арктических прибрежных областях население сосредотачивается в нескольких экономических центрах на побережье, что повышает их чувствительность к возникновению наводнений. Если не предпринимать никаких мер, то уязвимость этих территорий возрастает.

Подверженность системы к изменению климата отражает степень воздействия на нее климатических стрессоров – опасных климатических явлений, аномалий температуры и осадков и др. Под воздействием понимается величина и скорость изменений, которые испытывает система или биологический вид в результате прямого (например, изменения температуры, количества осадков) или косвенного (например, изменения среды обитания из-за изменения состава растительности) воздействия изменения климата. Для оценки степени воздействия используются такие характеристики погодно-климатического явления (стресс-фактора), как его величина, повторяемость, пространственный масштаб и продолжительность. На систему могут оказывать воздействие не только климатические стрессоры. Часть других стрессоров также может при этом создавать не только угрозы, но и открывать новые возможности для развития системы в связи с изменением климата. Например, таяние льдов арктических морей от-

крывает новые возможности для многих видов морской деятельности. Поэтому учет не только климатических стрессоров важен для корректной оценки уязвимости и чувствительности систем к изменению климата. Оценка подверженности систем к изменению климата предполагает создание специального математического аппарата – многострессовых оценочных моделей.

Третий компонент уязвимости, адаптационная способность, отражает способность системы (сообщества) справляться с текущими и будущими климатическими воздействиями, подстраиваться под изменения климата, минимизируя потенциальный ущерб, используя появляющиеся новые возможности и новые обстоятельства. Это имеет отношение не к способности систем реагировать на воздействия, а способность общества управлять системами с учетом накопленного опыта. Адаптационный потенциал системы отражает ее внутренние качества, делающие систему более или менее способной к адаптации (например, взаимоотношения между видами в экосистеме, наличие эффективных лидеров и организаторов в человеческом обществе), а также способность управленческих структур осуществлять сбор и анализ информации, обсуждение, планирование и реализацию адаптационных стратегий, которые в конечном итоге снижают уязвимость системы к воздействиям, обусловленным изменением климата. На адаптационный потенциал системы могут влиять возможность доступа к информации и способность ее обрабатывать, инвестиционные ресурсы для реализации адаптационных мер, гибкость системы к реагированию на изменения, порождаемые климатическими вариациями, готовность системы к изменению, способность видов мигрировать или способность экосистемы распространяться в новые зоны. Примерами индикаторов, служащих для характеристики адаптационного потенциала, являются финансовые показатели системы, образовательный уровень сотрудников, наличие или отсутствие данных о функционировании системы в прошлом, наличие системы реагирования на чрезвычайные ситуации. Таким образом, адаптационная способность систем может рассматриваться как способность систем преодолевать проблемы (способность населения, институтов, организаций и систем справляться с неблагоприятными условиями и преодолевать их в краткосрочной и среднесрочной перспективе, используя для этого имеющиеся профессиональные навыки, материальные ценности, убеждения, ресурсы и возможности), а также как способность систем приспосабливаться к неблагоприятным условиям, используя для этого все возможности, реагируя на последствия климатических изменений.

Можно выделить внешний и внутренний аспекты исследования адаптационной способности систем. Внешний аспект исходит из того, что адаптационная способность определяется внесистемными факторами. Такой подход используется для исследования адаптационных способностей государств, регионов и местных сообществ на основе статистических анализов с использованием многофакторных моделей. Внутренний аспект фокусируется на уровне различных организаций и предполагает анализ их реакции на изменение климата и обобщение положительного практического опыта. К числу основных барьеров на пути адаптации к изменениям климата относятся институциональные проблемы, неопределенное разделение ответственности, отсутствие опыта и др.

Три компонента – чувствительность, подверженность и адаптационная способность систем к изменению климата используются для оценки уязвимости систем к изменению климата, являющейся задачей принятия решений в условиях неопределенности.

Процесс оценки уязвимости систем к изменению климата (ОУИК) синтезирует существующую информацию о целевых видах или системах, уровнях достоверности используемых данных и выявленных пробелах. ОУИК объединяет эту информацию с климатическими прогнозами и на этой основе эксперты выявляют конкретные элементы воздействия, чувствительность и адаптационную способность, которые формируют общую уязвимость вида или системы. Стандартного метода или подхода для проведения ОУИК не существует. Поэтому на правительственном, институциональном и организационном уровнях применяются различные методы, которые имеют в своей основе рекомендации и руководства МГЭИК. По этой причине при интерпретации результатов ОУИК необходимо учитывать следующее: (а) оценивался и как оценивался каждый из трех компонентов уязвимости (подверженность, чувствительность и адаптационная способность), (б) были ли включены в оценку неклиматические факторы, (в) как представлена неопределенность, (г) учитывалось ли географическое положение видов и систем при получении оценок, и (д) был ли оценен весь жизненный цикл целевых видов, особенно мигрирующих. Как правило, выбранный подход должен основываться на целях, стоящих перед оценкой, уверенности в достоверности используемых данных и информации, а также имеющихся ресурсах, в том числе финансовых и кадровых. В последние годы при оценке уязвимости природных и антропогенных систем к изменению климата, наряду с технократическими методами и подходами, стали использовать такие приемы оценки, которые учитывают результаты исследований, касающихся устранения источников социальной уязвимости, что предполагает нахождение баланса между технократическими методами и методами, сосредоточенными на социальных, экономических и этических компонентах уязвимости к изменению климата. Это направление в области ОУИК представляется новым. На этой основе строятся новые подходы и методы к оценке климатических рисков и уязвимости природных и антропогенных систем в российской Арктике, для чего используются также статистические характеристики возникновения климатических аномалий.

Для оценки уязвимости систем, расположенных на территории российской Арктики, целесообразно использовать подход «снизу-вверх», ориентированный на получение оценок «локального» масштаба. В этом случае уязвимость оценивается относительно климатической изменчивости, а не относительно долгосрочных климатических трендов. Данный алгоритм гармонично «вписывается» в существующие системы поддержки принятия управленческих решений органами власти.

При отсутствии математических моделей систем для оценки их уязвимости к климатическим изменениям могут применяться методы экспертных оценок, основанные на качественном анализе. Рассмотрим, в качестве примера, влияние на уязвимость арктических систем изменения площади морского льда. Согласно имеющимся прогнозам, наибольшее уменьшение площади морского льда зимой и летом ожидается в западной части АЗРФ и на Чукотке. В этой связи ожидаются следующие изменения в климатической системе: увеличится объем инфильтрации воды в почву и интенсификация поверхностного стока; увеличится объем пресной воды, поступающей в Северный Ледовитый океан, изменится его стратификация, что будет способствовать образованию морского льда и увеличению переноса пресной воды из Арктики в Северную Атлантику; произойдет деградация вечной мерзлоты в прибрежных зонах арктических морей. Эти изменения приведут к следующим воздействиям на природные системы: изменится морская пищевая цепь и интенсивность цветения фитопланктона; произойдет перераспределение рыбных ресурсов; произойдет миграция морских млекопитающих, обитавших на морском льду; изменятся маршруты миграции китов.

Также подвергнутся воздействию некоторые виды хозяйственной деятельности в Арктике. Для морских перевозок возрастет опасность изменяющейся ледовой обстановки, усилится воздействие опасных погодных явлений, тренды которых имеют высокую степень неопределенности, но откроется возможность прохода по северному морскому пути. На рыболовство будут воздействовать количественные изменения объема рыбных ресурсов и их видов, перестройка путей миграции рыб, увеличение неопределенности затрат на лов рыбы. Для добычи полезных ископаемых создадутся благоприятные условия для оффшорных работ, увеличатся операционные расходы и затраты на проектирование, уменьшится продолжительность сезона, благоприятного для добычи полезных ископаемых. На туризм будут воздействовать увеличение продолжительности туристического сезона, облегчение доступа к туристическим местам, увеличение количества круизных маршрутов и их интенсивности.

В качестве примера в табл. 1 представлен процесс оценки уязвимости вида хозяйственной деятельности коренных народов севера «оленеводство» к климатическому стресс-фактору «высота снежного покрова».

**Таблица 1.** Описание процесса оценки уязвимости деятельности «оленеводство» относительно климатического индикатора «высота снежного покрова».

Понятия	Содержание
Климатический индикатор ( $p$ )	Высота снежного покрова
Диапазон изменения индикатора	$CID = p_{\min}; p_{\max}$ , $p_{\min} = 60 = \text{см}$ , $p_{\max} = 130 = \text{см}$
Географический регион, чувствительный к индикатору	Пастбища, используемые для зимнего выпаса
Сезон оценки	Зима
Эффект, создаваемый климатическим индикатором	Недостаток прищи для северных оленей
Функция потенциального влияния климатического индикатора	$PI(p) = (p - 60) / (130 - 60)$ , $p \in CID$
Индикатор адаптивной способности $AC$	Наличие лесов, возраст которых превышает 120 лет
Адаптационная функция $OF$	$OF=1$ , если лес имеется в наличии; $OF=0$ , если лес отсутствует
Уязвимость ( $V$ )	Уязвимость – безразмерная величина $V \in [0; 1]$ , характеризующая остаточное воздействие климатического индикатора при наличии лесов (адаптация выполнима).
Формула для расчета индикатора уязвимости	$V(PI, OF) = PI - OF$ , $V \in [0; 1]$

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ФГБУ «ААНИИ» на протяжении многих лет выполняются работы методического характера, связанные с оценкой уязвимости природных и антропогенных систем и человеческой деятельности к изменению климата Арктики, а также созданием методов управления климатическими рисками, что крайне важно для разработки мер адаптации к климатическим изменениям. Количественная оценка уязвимости систем к изменению климата может быть получена если в распоряжении оценщиков имеются соответ-

ствующие математические модели систем, в число параметров которых входят климатические переменные и их производные. Только в этом случае степень влияния изменения климата может быть оценена количественно. Анализ Национальных планов мероприятий первого и второго этапов адаптации к изменениям климата [3, 4] позволяет сделать вывод о том, что проблема климатического риск-менеджмента находится в первичном состоянии именно по причине отсутствия адекватных математических моделей природных и антропогенных систем, пусть даже агрегированных, учитывающих климатические переменные параметрически. Поэтому вышеупомянутые планы адаптации носят характер преимущественно качественных рассуждений. Отраслевые планы адаптации также страдают этим недостатком. Данное обстоятельство определяет направления дальнейших исследований в области анализа и оценки климатических рисков для арктических природных и антропогенных систем.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 23-47-10003).*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. *Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации /под ред. В. М. Катцова и С.М. Семенова; М.: Росгидромет, 2014. – 1008 с*
2. *Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации /под ред. В. М. Катцова; Росгидромет. – Санкт-Петербург: Научное издание, 2022. – 676 с.*
3. *Правительство Российской Федерации. Распоряжение от 25.12.2019 г. № 3183-р «Об утверждении Национального плана мероприятий первого этапа адаптации к изменениям климата на период до 2022 года». Электронный ресурс. URL: <http://government.ru/docs/38739/> (дата обращения 10 мая 2024).*
4. *Правительство Российской Федерации. Распоряжение от 11.03.2023 г. № 559-р «Об утверждении Национального плана мероприятий второго этапа адаптации к изменениям климата на период до 2025 года». Электронный ресурс. URL: <http://government.ru/docs/47971/> (дата обращения 19 марта 2020).*

## Зимние (снежные) грозы в г. Томске в 2024 г.

<sup>1</sup>Калимуллин А.Е., <sup>1,2</sup>Пустовалов К.Н., <sup>2</sup>Нагорский П.М.

<sup>1</sup> Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: 89234348966@bk.ru, const.pv@yandex.ru, npm\_sta@mail.ru

Исследования грозовой активности и конвективных процессов в Западной Сибири, в том числе в г. Томске, имеют глубокие корни [1]. На сегодняшний день получены оценки пространственно-временной изменчивости грозовой активности и конвективных процессов на данной территории. На юге Западной Сибири грозовая активность отмечается, главным образом, в период с мая по сентябрь [2–9]. Однако, в холодное время года при прохождении кучево-дождевых облаков и сопутствующих явлений также регистрируются высокие значения приземного электрического поля и типичные формы их вариаций, характерные для летних кучево-дождевых (грозовых) облаков [10–12]. Кроме того, согласно [13, 14], во время снегопадов и метелей на территории Сибири могут регистрироваться отдельные электрические разряды и даже раздаваться раскаты грома. Принципиальным отличием зимних (снежных) гроз от обычных является, то что они формируются при наличии снежного покрова и при околонулевых или отрицательных температурах воздуха. Данные явления являются очень редкими и их детальных исследований для территории Западной Сибири ранее не проводилось. В связи с этим, целью данного исследования является комплексный анализ зимних (снежных) гроз на примере г. Томска.

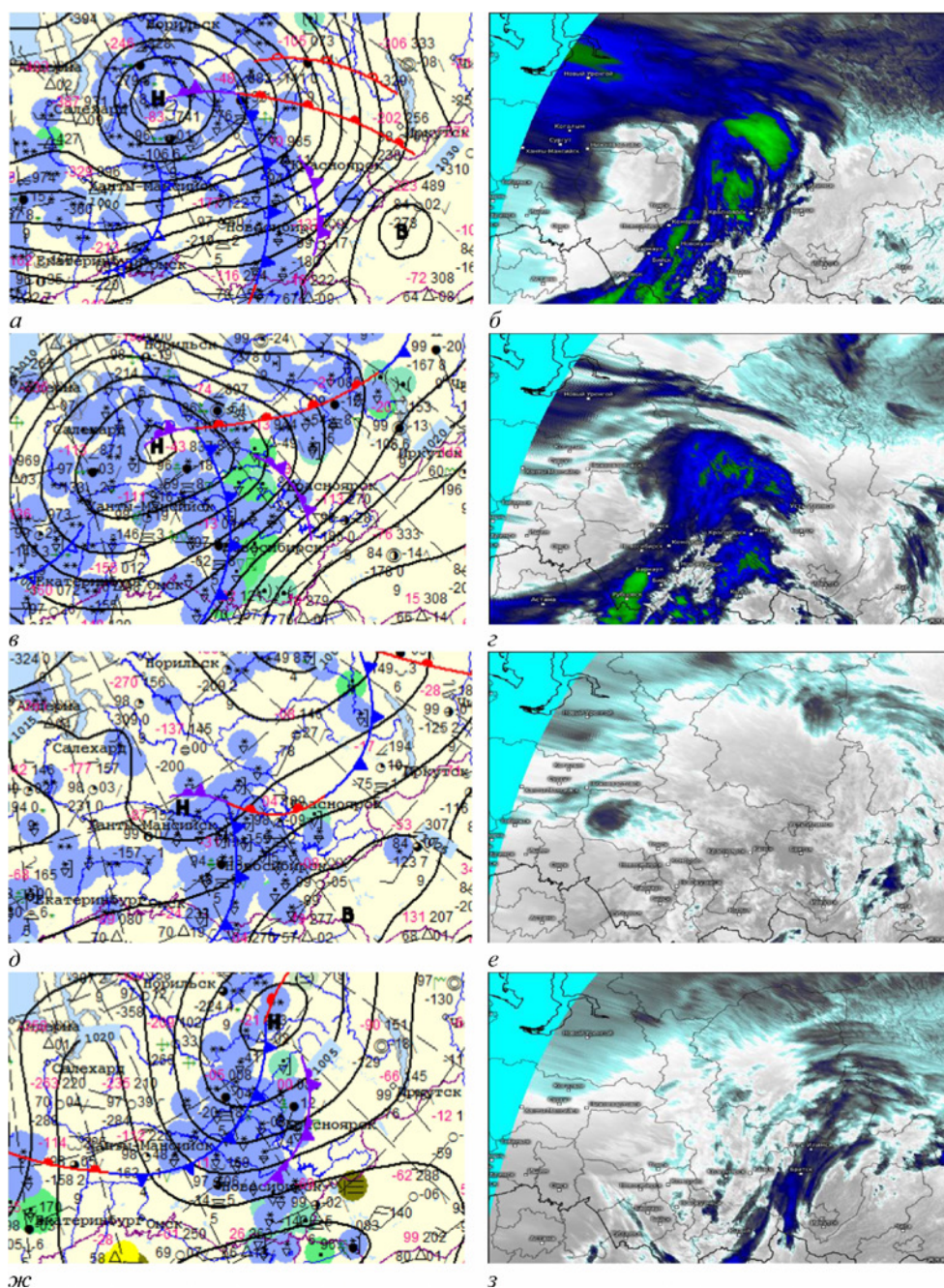
Исследование основано на данных срочных наблюдений на ГМС Томск и АМСГ Томск [15], синоптических карт с фронтальным анализом [16], спутникового зондирования (Terra, Aqua, Suomi NPP, Meteosat-8, Himawari-8) [17, 18], грозопеленгационной сети WWLLN [19], а также данных метеорологических наблюдений и измерений приземного электрического поля в геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН (ГО ИМКЭС; 56,48° с. ш., 85,06° в. д.) [20].

За первый квартал 2024 г. на основе различных источников данных было выявлено 4 случая зимних (снежных) гроз – 14 января, 10 февраля, 11 и 26 марта. Разряды были зафиксированы как по данным стандартных наблюдений на метеостанциях, так и данным грозопеленгации, приземного электрического поля, видеофиксации очевидцами.

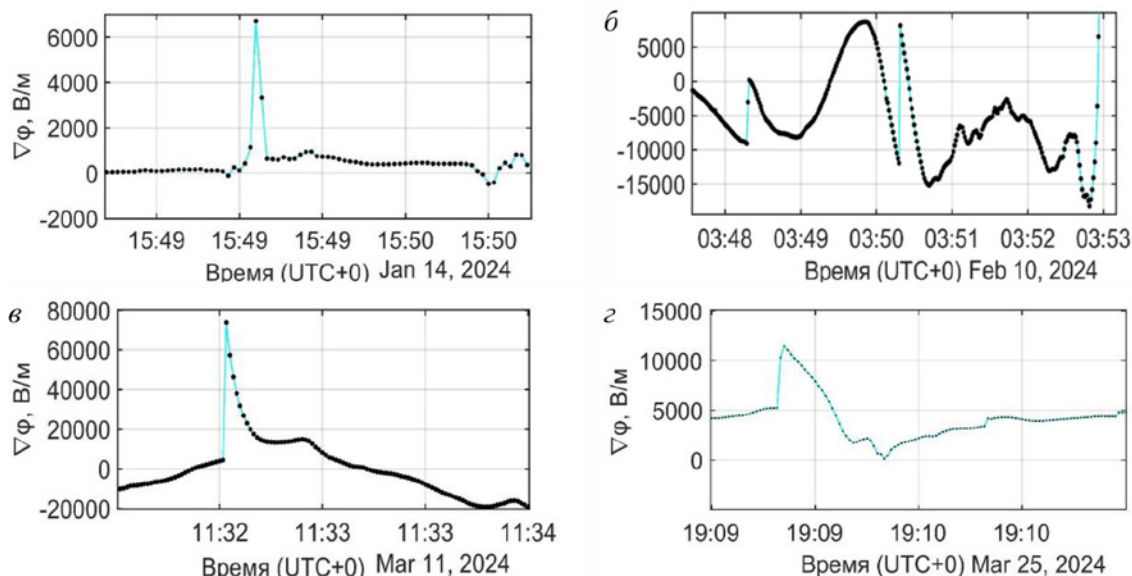


Проведено комплексное исследование выявленных случаев зимних (снежных) гроз. Во всех исследуемых случаях над Томской областью проходил холодный фронт, которому в большинстве случаев также предшествовал фронт окклюзии (рис. 1). Фронтальные облачные системы были преимущественно представлены кучево-дождевыми облаками, которым сопутствовали осадки в виде ливневого снега, шквалистые усиления ветра и метели.

Самый первый в 2024 г. случай зимней (снежной) грозы был отмечен вечером 14 января вблизи аэропорта Томска (Богашёво). Разряд был отмечен очевидцами в с. Богашёво и зарегистрирован посредством видеофиксации. На видеозаписи видна вспышка от разряда и слышны раскаты грома. В данных наблюдений на АМСГ Томск явление «гроза» указано не была, однако, в аэропорту в этот период регистрировались метель с порывами ветра 16 м/с и более. Из-за сложных метеорологических условий самолёт компании «Аэрофлот», летевший из г. Москва в г. Томск, совершил вынужденную посадку в аэропорту г. Новосибирска (Толмачёво). Грозопеленгационная сеть WWLLN не зарегистрировала разрядов над регионом в этот день. При этом в ГО ИМКЭС, расположенной в ~14 км от АМСГ, в 15:49 UTC было зарегистрировано резкое изменение (импульс) градиента потенциала электрического поля, соответствующее известному отклику отрицательного электрического разряда [21–24] (рис. 2). Время его возникновения совпало со временем видеосъёмки разряда в с. Богашёво.



**Рис. 1.** Синоптические карты с фронтальным анализом (а, в, д, ж) и изображение облачности (температура: > -30°C – оттенки серого, -60÷-30°C – синего, < -60°C – зелёного) по данным спутника Himawari-8 (б, г, е, з) над югом Сибири за 14 января (а, б), 10 февраля (в, г), 11 марта (д, е) и 26 марта (ж, з) 2024 г.

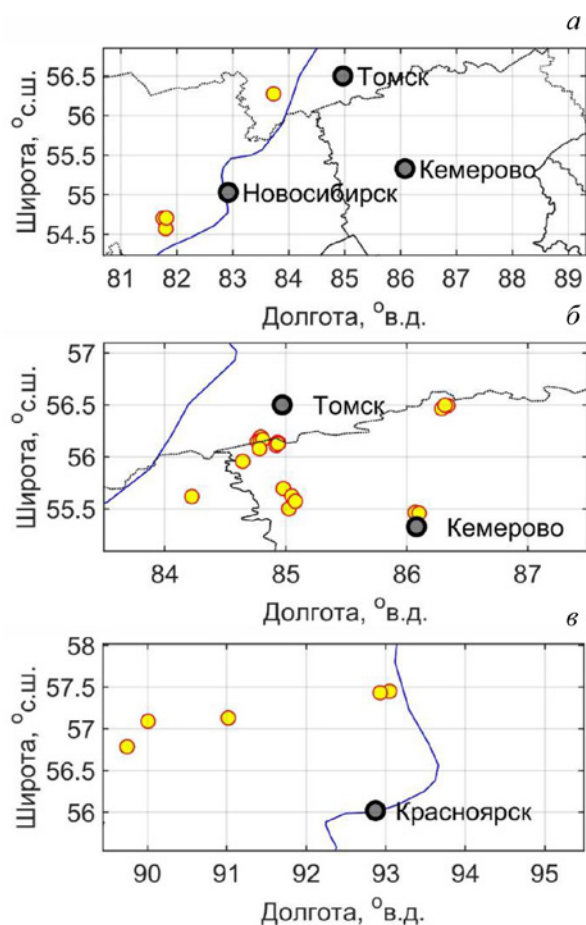


**Рис. 2.** Примеры отклика в приземном электрическом поле разрядов, отмечавшихся во время зимних (снежных) гроз 14 января (а), 10 февраля (б), 11 марта (в) и 26 марта (г) 2024 г.

10 февраля 2024 г. отмечалась наиболее интенсивная и продолжительная зимняя (снежная) гроза. Этот случай являлся единственным среди рассматриваемых, для которого грозопеленгационной сетью WWLLN были зарегистрированы разряды над югом Западной Сибири, в том числе вблизи городов Новосибирск, Томск, Кемерово и Красноярск. Зафиксированные сетью WWLLN разряды были разделены на три группы по времени возникновения (рис. 3). В период с 00:00 до 03:00 UTC были зарегистрированы 3 разряда юга-западнее г. Новосибирска и 1 между г. Новосибирском и г. Томском. С 3:00 до 06:00 разряды регистрировались вблизи границы Томской и Кемеровской областей. Причём в этот период было зарегистрировано наибольшее число разрядов – 20. В самом конце события после 06:00 севернее и северо-западнее г. Красноярска были зафиксированы ещё 5 разрядов. В ГО ИМКЭС в динамике приземного электрического поля также отмечался отклик электрических разрядов в моменты времени, в

которые сетью WWLLN регистрировались разряды вблизи г. Томска. В частности, были зафиксированы 2 отрицательных разряда в 03:48 и 03:50 UTC. В этот период в ГО ИМКЭС отмечались осадки в виде ливневого снега, порывы ветра до 17 м/с, а также метель. В конце метели в ГО ИМКЭС был отмечен отклик ещё двух отрицательных разрядов – в 05:14 и 05:16 UTC, которые сетью WWLLN не были зарегистрированы. При этом на подавляющем большинстве ближайших метеостанций, в том числе на ГМС и АМСГ Томск, наличие грозы не отмечалась. Однако, имеются множественные свидетельства очевидцев о визуально-слуховом наблюдении разрядов. Кроме того, часть разрядов была зарегистрирована посредством видеофиксации.

11 марта наличие грозы было отмечено по данным стандартных наблюдений на ГМС Томск и в ГО ИМКЭС. Грозе также сопутствовали осадки в виде ливневого снега и порывы ветра до 14 м/с. Однако, в данном случае сетью WWLLN, наоборот, не было зарегистрировано ни одного разряда над территорией Западной Сибири. Также, как и в других случаях, местные жители г. Томска



**Рис. 3.** Локализация разрядов, зарегистрированных грозопеленгационной сетью WWLLN за 00:00–03:00 UTC (а), 03:00–06:00 UTC (б) и после 06:00 UTC (в) 10.02.2024 г.



слышали гром, а отдельные разряды были зафиксированы на видео. При этом в 11:32 UTC в динамике приземного электрического поля в ГО ИМКЭС отмечался отклик отрицательного разряда, время которого совпало со временем регистрации грозы наблюдателями-метеорологами ГМС Томск и ГО ИМКЭС. Из всех исследуемых случаев зимних (снежных) гроз этому разряду соответствовал наиболее сильный отклик в электрическом поле – амплитуда импульса составила ~70 кВ/м. Исходя из этого можно сделать вывод о том, что данный разряд произошёл на минимальном расстоянии от ГО ИМКЭС.

Последний рассматриваемый случай грозы произошел ночью с 25 по 26 марта. В этот период в Томской области ещё сохранялся снежный покров, что позволяет также отнести этот случай к зимним (снежным) грозам. Очевидцами в г. Томске посредством визуально-слуховых наблюдений было отмечено около трех разрядов. Имеется также видеофиксация одного из разрядов. Однако, как и 14 января, разряды не были зарегистрированы сетью WWLLN и не наблюдались на ГМС и АМСГ Томск. При этом, как и во всех предыдущих случаях, в динамике приземного электрического поля в ГО ИМКЭС отмечался отклик отрицательных разрядов, наиболее сильный из которых был зарегистрирован в 19:09 UTC. В этот период в ГО ИМКЭС также отмечались шквалистые усиления ветра до 13 м/с и осадки в виде ливневого снега.

Таким образом, проведён комплексный анализ 4 случаев зимних (снежных) гроз в окрестностях г. Томска. Все проанализированные случаи были отмечены очевидцами (в том числе посредством видеофиксации), а также были выявлены на основе отклика в приземном электрическом поле. Из них только в одном случае грозопеленгационной сетью WWLLN были зарегистрированы разряды вблизи г. Томска. На основе визуально-слуховых наблюдений на ГМС гроза также была отмечена только в одном случае из четырёх.

*Исследование было поддержано Министерством науки и высшего образования Российской Федерации в рамках госзадания ИМКЭС СО РАН, номер госбюджетного проекта FWRG-2021-0001, регистрационный номер проекта 121031300154-1.*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Горбатенко В.П., Ершова Т.В. Молния как звено глобальной электрической цепи: монография. – Томск: Издательство ТГПУ, 2011. – 204 с.
2. Konstantinova D.A., Gorbatenko V.P., Polyakov D.V. Spatial distribution of the thunderstorm activity characteristics for the territory of Western Siberia // *Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering*. – 2017. – V. 10466. – P. 1–7.
3. Нечепуренко О.Е., Горбатенко В.П., Константинова Д. А., Севастьянов В.В. Индексы неустойчивости атмосферы и их пороговые значения, оптимальные для прогноза гроз над Сибирью // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. – 2018. – № 2 (368). – С. 44–59.
4. Беликова М.Ю., Каранина С.Ю., Каранин А.В., Глебова А.В. Визуализация и анализ данных сети WWLLN на территории Алтае-Саянского региона средствами Веб-ГИС // *Кибернетика и программирование*. – 2018. – № 2. – С. 1–8. 5.
5. Gorbatenko V.P., Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Chursin V.V., Konstantinova D.A. Assessment of Atmospheric Convective Potential Variability in Western Siberia in Changing Climate // *Russian Meteorology and Hydrology*. – 2020. – V. 45, № 5. – P. 360–367.
6. Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A., Pustovalov K.N. Linking the storm cells position and high values of instability indices – a case study in the southeast of Western Siberia // *Journal of Physics: Conference Series*. – 2020. – V. 012006. – P. 1–7.
7. Пустовалов К.Н., Горбатенко В.П., Нагорский П.М., Нечепуренко О.Е. Пространственно-временная изменчивость конвективной неустойчивости на юге Западной Сибири по данным реанализа ERA5 // *Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки*. – 2021. – Т. 37, № 4. – С. 203–215.
8. Kharyutkina E., Pustovalov K., Moraru E., Nechepurenko O. Analysis of spatio-temporal variability of lightning activity and wildfires in Western Siberia during 2016–2021 // *Atmosphere*. – 2022. – V. 13 (5). – P. 669. 9.
9. Нечепуренко О.Е., Горбатенко В.П., Пустовалов К.Н., Громова А.В. Грозовая активность над Западной Сибирью // *Геосферные исследования*. – 2022. – № 4. – С. 123–134.
10. Пустовалов К.Н., Нагорский П.М. Основные типы вариаций электрического поля при прохождении кучево-дождевых облаков различного генезиса // *Оптика атмосферы и океана*. – 2016. – Т. 29, № 8. – С. 647–653.
11. Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M. Response in the surface atmospheric electric field to the passage of isolated air mass cumulonimbus clouds // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. – 2018. – V. 172. – P. 33–39.
12. Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M. Comparative Analysis of Electric State of Surface Air Layer during Passage of Cumulonimbus Clouds in Warm and Cold Seasons // *Atmospheric and Oceanic Optics*, 2018. – V. 31, №6. – P. 685–689.

13. Дюмин А.К. В царстве снега. – Новосибирск: Наука, 1983. – 159 с.
14. Филиппов А.Х. Грозы восточной Сибири. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 75 с.
15. Расписание погоды (rp5) – URL: <https://rp5.ru/> (дата обращения: 02.07.2024 г.).
16. Гидрометцентр России. Синоптические карты. – URL: <https://meteoinfo.ru/mapsynop> (дата обращения: 02.07.2024 г.).
17. Earthdata. Worldview – URL: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/> (дата обращения: 02.07.2024 г.).
18. Meteologix. – URL: <https://meteologix.com/> (дата обращения: 02.07.2024 г.).
19. World Wide Lightning Location Network (WWLLN). – URL: <http://wwlln.com/> (дата обращения: 02.07.2024 г.).
20. Геофизическая обсерватория ИМКЭС СО РАН (ГО ИМКЭС). – URL: <https://imces.ru/index.php?rm=news&action=view&id=899> (дата обращения: 02.07.2024 г.).
21. Rakov V.A., Uman M.A. *Lightning: Physics and Effects*. – Cambridge University Press, 2003. – 687 с.
22. Bennett A.J., Harrison R.G. *Atmospheric electricity in different weather conditions // Weather* – 2007. – V. 62. – P. 277–283.
23. Михайловский Ю.П., Синькевич А.А., Зайнетдинов Б.Г., Куров А.Б., Занюков В.В. О контроле молниевой активности в ближней зоне с использованием флюксметров // *Материалы VII Всероссийской научной конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды»*. – Санкт-Петербург: ВКА им. А.Ф. Можайского, 2022. – С. 257–261.
24. Михайловский Ю.П., Зайнетдинов Б.Г., Синькевич А.А., Rawar S.D., Торопова М.Л., Куров А.Б., Gopalakrishnan V. Об эффективности контроля электрического состояния облаков дистанционными радиофизическими средствами в ближней зоне // *Оптика атмосферы и океана*. – 2022. – Т. 35, № 3 (398). – С. 205–211.



# СЕКЦИЯ

Инструментальная  
и информационно-  
измерительная  
инфраструктура  
региональных  
исследований  
окружающей среды

## Мониторинг формы и балла слоисто-кучевой и высококучевой облачности по данным непрерывных измерений суммарной радиации

Золотов С.Ю., Зуев С.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия  
E-mail: zolotov@imces.ru, zuev@imces.ru

**В** настоящее время для мониторинга нижней и средней облачности задействуют как спутниковые измерения, так и данные наземных визуальных наблюдений, дополняемые анализом результатов применения радиолокационного способа и методикой получения панорамных изображений всего небосвода с последующей их автоматической обработкой.

Хоть спутниковый мониторинг получил широкое распространение, наземный мониторинг нижней и средней облачности, по ряду причин, имеет больше преимуществ в применении для конкретных точек наблюдения.

Такие измерения и наблюдения имеют свои ограничения их использования, в частности, они не позволяют связать их результаты со значениями суммарной (а также прямой и рассеянной) солнечной радиации. При наличии специфики используемого оборудования, в отличие от спутниковых методов, автоматизация наземного определения формы и балла облачности сталкивается с определенными трудностями.

Основными на данный момент являются визуальный [1] и радиолокационный [2] способы, а также способ получения панорамных изображений всего небосвода с последующей их обработкой различными алгоритмами [3-5].

При визуальном наблюдении результат зависит от субъективного восприятия наблюдателем реальной обстановке на небосводе. Радиолокационный способ является не только самыми точными, но и самыми затратными и в основном используется для обеспечения авиационной безопасности.

Специальная панорамная камера [6, 7] требует регулярного обслуживания оптических поверхностей, а также устройство слежения за Солнцем для перемещения теневого экрана. Дополнительно, для обработки получаемых изображений в реальном времени необходим достаточно мощный компьютер.

В общем, для построения регулярной сети наземного мониторинга требуются такие решения, которые могли бы, пусть даже не в полной

мере и не с максимальной точностью, обеспечить наблюдение за локальным состоянием небосвода при относительной простоте используемого оборудования.

Обычно при определении формы облаков по измеренным значениям суммарной радиации используется какая-либо модель ясного неба для предварительного преобразования нестационарного временного ряда суммарной радиации к стационарному виду. Затем такой ряд исследуется с помощью амплитудного и вариационного анализа на различных временных интервалах с помощью стандартных статистических процедур.

Известно много способов для разработки модели ясного неба [8-11]. Как правило, для этого требуются непосредственно измеряемые на земной поверхности параметры атмосферы – влажность, температура, давление и др., а также некоторые справочные данные – коэффициенты рассеяния газов и аэрозолей, местные средние климатические характеристики и др.

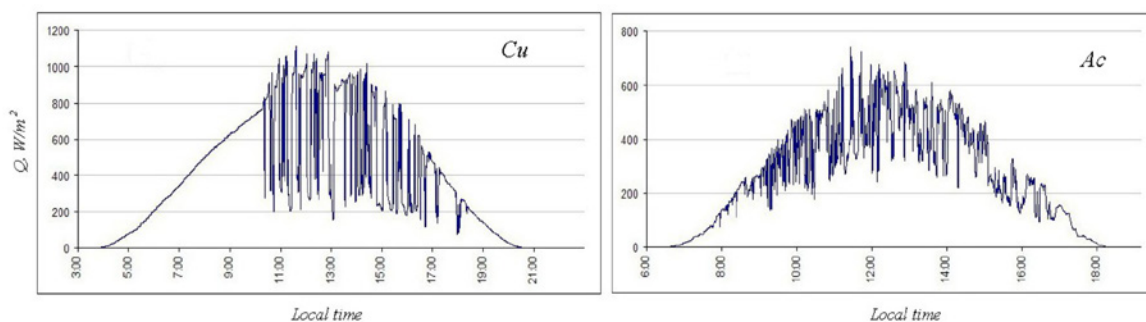
Получение и обработка такой информации обычно связана с определенными сложностями. В предлагаемом методе для детектирования форм облачности применяется ранее предложенный авторами метод, позволяющий отказаться от модели ясного неба.

Определение формы и балла облачности на основе статистического анализа непрерывных рядов суммарной радиации было опробовано на кучевой облачности  $Cu$  [12-14]. Данный анализ позволяет в 80% случаев корректно детектировать  $Cu$  и определять ее средний и высокий балл.

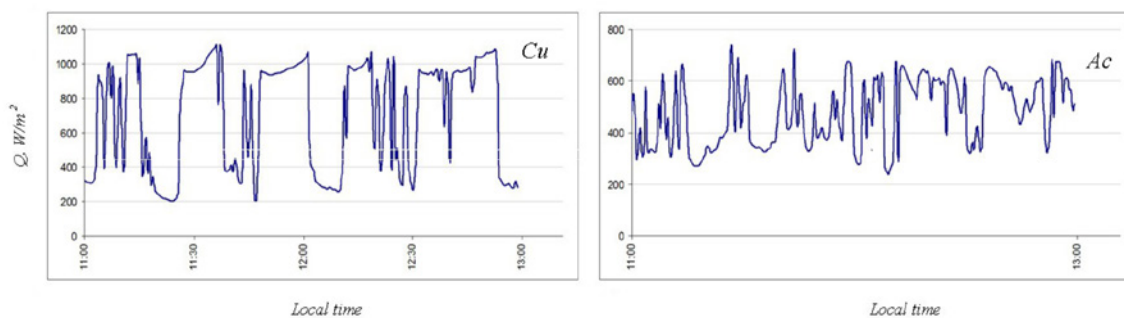
В данной работе предпринята попытка использовать подобный подход применительно к слоисто-кучевой  $S_c$  и высококучевой  $A_c$  облачности, имеющих схожие с  $Cu$  временные и амплитудные актинометрические признаки.

Слоисто-кучевые (кроме непросвечивающих  $S_c op.$ ) и высококучевые облака имеют как плотные сплошные участки, так и менее плотные участки, сквозь которые просвечивается солнечный диск. Данный факт приводит к уменьшению амплитуды между максимальными и минимальными значениями суммарной радиации и к менее резким, чем при кучевой облачности, перепадам между ними. Также следует заметить, что для  $S_c$  и  $A_c$  характерным является меньшее количество участков ясного неба между отдельными облаками (или грядами) или замена их тонкой размытой пеленой, что приводит к уменьшению в суммарной радиации  $Q$  доли прямой  $S'$  и увеличению доли рассеянной радиации  $D$  при нахождении солнечного диска в них.

Для сравнения на рисунке 1 приводится суточный ход суммарной радиации  $Q$  при кучевой и высококучевой облачности, а на рисунке 2 – характерный вид участков суммарной радиации для них.



**Рис. 1.** Суточный ход суммарной радиации  $Q$  при кучевой  $Cu$  (слева) и высококучевой  $A_c$  (справа) облачности.



**Рис. 2.** Характерный вид участков суммарной радиации  $Q$  при кучевой  $Cu$  (слева) и высококучевой  $A_c$  (справа) облачности.

Отражение этих фактов и особенностей является частью предлагаемой методики как по детекции слоисто-кучевых и высококучевых облаков, так и определения значения балла облачности. Эта методика на непрерывном ряде измеренной суммарной радиации (в рамках скользящего 21-минутного окна)

выделяет выполнение специальных условий, зависящих от значений коэффициента вариации и отношения максимального и минимального значения суммарной радиации внутри этого окна.

Суть методики заключается в том, чтобы на непрерывном ряде измеренной суммарной радиации  $Q$  с помощью 21-минутного скользящего окна ( $\pm 10$  минут от точки анализа) детектировать такие участки, для которых выполняются следующие условия:

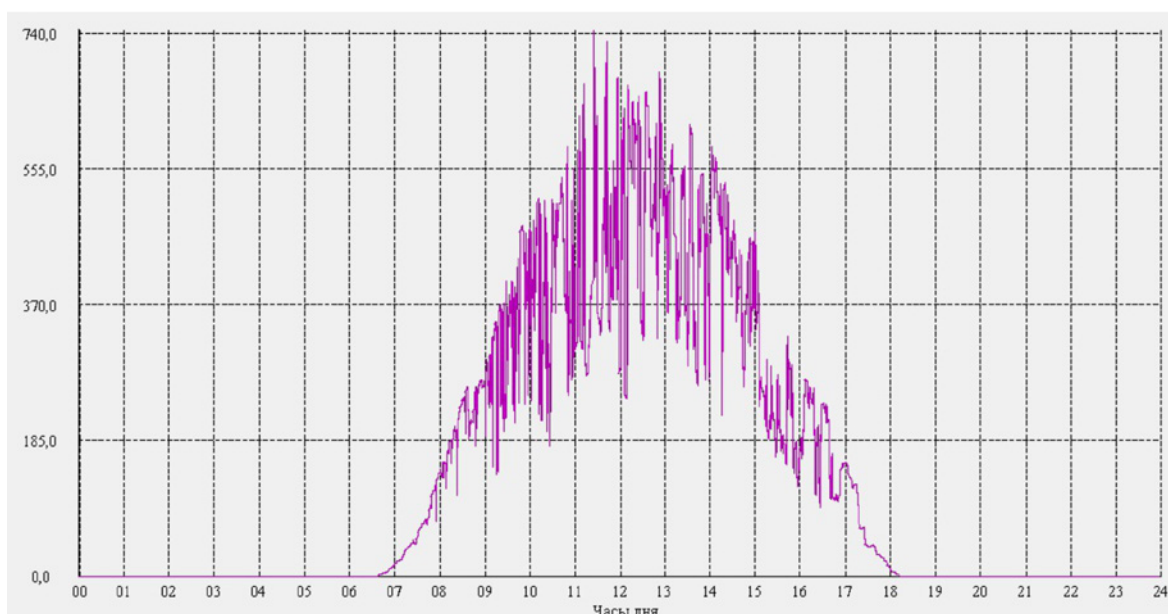
$$\begin{aligned} 0,15 < V_{21} < 0,33; \\ Q_{max}/Q_{min} \geq 1,5; \end{aligned} \quad (1)$$

где  $V_{21}$  – коэффициент вариации на 21-минутном участке,

$Q_{max}$  и  $Q_{min}$  – максимальное и минимальное значение суммарной радиации на 21-минутном участке.

Точки анализа, удовлетворяющие данным условиям, принимаются за точки, когда на небе преимущественно находились  $S_c$  и/или  $A_c$ . Измерения проводятся на метеоплощадке ИМКЭС СО РАН с помощью пиранометра Kipp & Zonen CM-11, исполненного по вторичному стандарту ISO 9060 с погрешностью измерения не более 3%. Значения суммарной радиации получаются путем осреднения 15-мгновенных измерений, проходивших через каждые 2 сек.

Предварительная проверка предлагаемой методики проводилась с использованием данных измерений суммарной радиации пиранометра CM11 и визуальных наблюдений метеообсерватории ИМКЭС СО РАН за 12.03.2024 (рис. 3), 22.09.2023, 10.06.2022 и 02.05.2022, когда на небосводе наблюдалась преимущественно слоисто-кучевая и/или высоко-кучевая облачность, при высоте Солнца  $h > 10-15^\circ$ .



**Рис. 3.** Характерный суточный ход суммарной солнечной радиации ( $Вт/м^2$ ) при наличии высококучевой облачности за 12 марта 2024 г.

Всего было детектировано 1703 точки, удовлетворяющих условиям (1). Полученные результаты контролировались по панорамным изображениям всего небосвода All sky камеры, установленной в непосредственной близости от пиранометра CM11, с использованием бинарной классификации.

Балл облачности определялся как

$$n = \frac{t_D}{21}, \quad (2)$$

где  $t_D$  – суммарное время в минутах, когда  $Q < (Q_{max} + Q_{min})/2$  на анализируемом участке.

По результатам тестирования этой методики (см. табл. 1) по данным измерений за 12 марта 2024 г., когда в течение дня на небе наблюдалась только  $A_c$  среднего и высокого балла, было определено, что при полноте выборки 93% точность детектирования составила 100%, а средняя ошибка определения балла составила не более 1 балла.

**Таблица 1.** Результаты детектирования  $S_c$  и  $A_c$  и определения балла облачности.

Дата	Количество точек анализа	Полнота выборки	Точность выборки	Ср. ошибка определения балла облачности	Примечание
12.03.2024	635	0,93	1,0	1,0	
22.09.2023	363	0,58	1,0	1,7	Присутствовали $C_i$
10.06.2022	286	0,58	0,6	1,4	Присутствовали $C_i$
02.05.2022	419	0,61	0,9	2,7	Присутствовали $C_i$ и $C_s$

Анализ измерений значений суммарной радиации за 22 сентября 2023 года показал, что при полноте выборки 58% точность детектирования составила 100% при средней ошибке определения балла облачности не более 1,7 балла. В погрешность расчетов уже заложен факт присутствия  $C_i$  в этот день.

За день 10 июня 2022 года точность детектирования составила 60% при средней ошибке определения балла облачности не более 1,4 балла и при полноте выборки 58%. Как и в случае 22 сентября 2023 года, был зафиксирован факт присутствия  $C_i$ .

Применение методики на результатах измерений суммарной радиации за 2 мая 2022 года определило, что при полноте выборки 61% точность детектирования  $A_c$  составила 90%, а средняя ошибка определения балла не превышала 2,7 балла при наличии  $C_i$  и  $C_s$ .

Предлагаемый способ позволяет определять средний (4-7) и высокий (8-10) балл большинства видов слоисто-кучевой (кроме непросвечивающих  $S_c$  op.) и высококучевой облачности путем анализа непрерывных рядов суммарной радиации.

*Исследование выполняется при финансовой поддержке РАН в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН (проект № 121031300155-8).*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. *Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Часть 1. Метеорологические наблюдения на станциях. Л.: Гидрометеоиздат. 1985. С. 144-156.*
2. *Капустин А.В., Сторожук Н.Л. Технические средства гидрометеорологической службы. СПб.: Энергомашиностроение, 2005. 283 с.*
3. *Tulpan D., Bouchard C., Ellis K., Minwalla C. Detection of clouds in sky/cloud and aerial images using moment-based texture segmentation // 2017 International Conference on Unmanned Aircraft Systems (ICUAS), Miami, FL, USA. 2017. Pp. 1124-1133. DOI: 10.1109/ICUAS.2017.7991380.*
4. *Патент РФ 2525625. Способ определения балла облачности. Опубликовано: 20.08.2014, Бюл. № 23.*
5. *Krinitzkiy M. Cloud cover estimation using all-sky images: state of the art algorithms, its results and applicability // EMS Annual Meeting Abstracts. 2016. Vol. 13. P. EMS2016-350.*
6. *Automatic Total Sky Imager Model TSI-880: catalog / Yankee Environmental System, Inc., USA. 2002.*
7. *Galileiskii V.P., Morozov A.M. All-sky photometric complex // Atmospheric and oceanic optics. 1993. V. 6. N 09. P. 645-647.*
8. *Duchon C.E., O'Malley M.S. Estimating Cloud Type from Pyranometer Observation // J. Appl. Meteorol. 1999, 38, 132-141. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<0132:ECTFPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<0132:ECTFPO>2.0.CO;2).*
9. *Badescu V., Gueymard C.A., Cheval S., Oprea C., Baciu M., Dumitrescu A., Iacobescu F., Milos I., Rada C. Computing global and diffuse solar hourly irradiation on clear sky. Review and testing of 54 models // Renew Sustain Energy Rev. 2012, 16, 1636-1656. <https://doi:10.1016/j.rser.2011.12.010>.*
10. *Reno M.J., Hansen C.W., Stein J.S.. Global Horizontal Irradiance Clear Sky Models: Implementation and Analysis / SANDIA report SAND2012-2389, 2012, Sandia National Laboratories, Albuquerque, New Mexico. <https://doi.org/10.2172/1039404>.*
11. *Reno M.J., Hansen C.W. Identification of periods of clear sky irradiance in time series of GHI measurements // Renew. Energy. 2016, 90, 520-531. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2015.12.031>.*
12. *Патент РФ 2758343. Способ детектирования кучевой облачности. Опубликовано: 28.10.2021, Бюл. № 31.*
13. *Zuev S.V., Krasnenko N.P. Monitoring cumulus clouds using global horizontal irradiance data / IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. Vol. 611. P. 012003. DOI: 10.1088/1755-1315/611/1/012003.*
14. *Zuev S.V., Zolotov S.Yu. Determination of Cu amount using global horizontal irradiance // Proc. SPIE. 2023. V. 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics. P. 127802X. DOI: 10.1117/12.2690416.*



# Сравнение вариантов функций инициации для моделирования речной сети на основе цифровой модели рельефа с помощью новейшего инструмента-надстройки в среде ARCMAP (на примере Черноморского побережья Кавказа)

<sup>1</sup> Толкачева В.Ф., <sup>1</sup> Гарцман Б.И., <sup>1,2</sup> Энтин А.Л.

<sup>1</sup> Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет, Москва, Россия

E-mail: vasilisa.tolkachevag@yandex.ru

## АННОТАЦИЯ

На примере 13 рек черноморского побережья Кавказа выполнено определение лучших критериальных индексов для автоматизированного построения моделей речной сети на основе цифровой модели рельефа. В разных формах индексов отражены варианты раздельной параметризации климатических и геоморфологических факторов формирования речной сети. Представлены результаты апробации новейшего инструмента-надстройки для геоинформационной среды ArcGIS Desktop «Stream Network Orders», разработанного для моделирования речных сетей.

## ВВЕДЕНИЕ

Все доступные материалы по структуре и морфологии речных сетей, включая топографические карты и космические снимки, являются моделями, которые только приближенно отображают реальную речную сеть. Разработка адекватной модели речной сети в настоящее время имеет высокую актуальность, поскольку совершенствование и развитие технологий, особенно геоинформационных, формирует новую цифровую реальность в науках о Земле. Дальнейшее развитие гидрологических моделей, составляющих основной современный инструментарий исследования процессов приземного влагооборота, в условиях нестационарного климата, сложности пространственного строения подстилающей поверхности и при дефиците данных наблюдений, требует взаимоувязанного расширения теоретической и информационной базы. Использование комплексного подхода, сочетающего в себе гидрологические, ландшафтные характеристики и геоморфологические особенности, при анализе и моделировании речных сетей позволит углубить фундаментальные представления о структурно-функциональных взаимодействиях в речных системах.

Проблематика данного исследования – возможность переноса методики и параметров оцифровки речной сети, откалиброванных на ограниченной территории, на региональный уровень и на другие регионы – была сформулирована в работах [3-7]. Таким образом данная работа является логическим продолжением предыдущих работ.

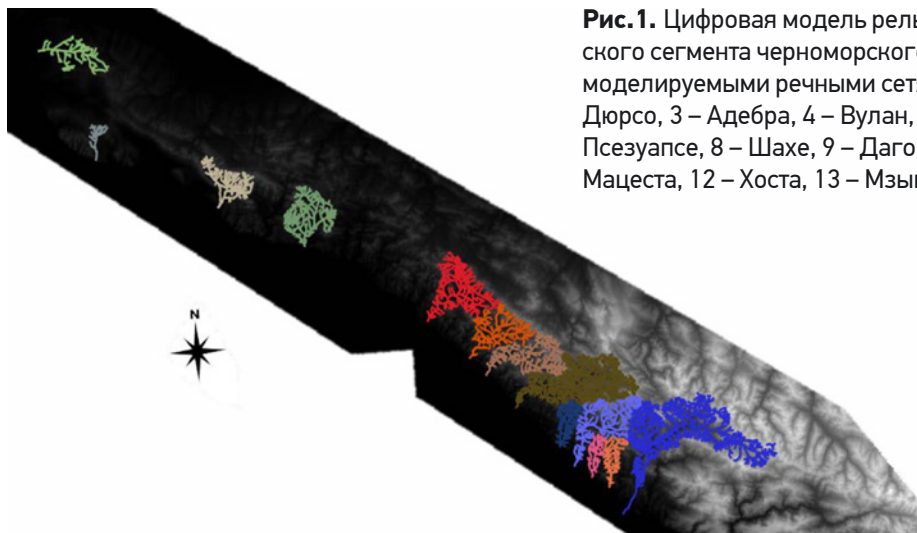
Целью работы является разработка методики оцифровки речной сети по цифровым моделям рельефа (ЦМР), при устойчивых значениях заданных параметров в которой получались бы реалистичные результаты на обширных территориях – в пределах регионов и крупных речных бассейнов [4].

Объектом исследования являются речные бассейны черноморского побережья Кавказа (ЧПК) в пределах Российской Федерации. Горные сооружения Кавказа являются частью альпийского складчатого пояса, поэтому рельеф исследуемых бассейнов, сформированный интенсивными эрозионно-тектоническими процессами, преимущественно характеризуется неравновесностью и неравновесностью бассейнов. На территории ЧПК выделяются четыре высотных пояса: высокогорный (1500–3300 м абс.), среднегорный (500–1500), предгорный (40–500) и прибрежный (10–40 м абс.). Высокогорный пояс простирается полосой от верховьев р. Туапсе до верховьев р. Мзымты, расширяясь местами до 30 км [8].

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследование выполнено на примере 13 бассейнов рек российского сегмента черноморского побережья Кавказа, для которых имеются ряды гидрологических наблюдений (перечисление с северо-запада на юго-восток): Гастогай, Дюрсо, Адерба, Вулан, Таупсе, Аше, Псезуапсе, Шахе, Дагомыс, Сочи, Мацеста, Хоста, Мзымта (рис. 1).

Изучаемая территория относится к субтропическому климатическому поясу. Средние температуры января от +2 °С в Новороссийске до +6 °С в Сочи, в горах с высотой температура падает до отрицательных значений. Абсолютный минимум, зафиксированный для Сочи -15 °С. Зимой на Черноморском по-



**Рис. 1.** Цифровая модель рельефа FABDEM российского сегмента черноморского побережья Кавказа с моделируемыми речными сетями: 1 – Гастогай, 2 – Дюрсо, 3 – Адебра, 4 – Вулан, 5 – Туапсе, 6 – Аше, 7 – Псезуапсе, 8 – Шахе, 9 – Дагомыс, 10 – Сочи, 11 – Мацеста, 12 – Хоста, 13 – Мзымта. Рисунок автора.

бережье выпадает максимум осадков (средиземноморский тип). Летом средние температуры воздуха на Черноморском побережье  $+22$  °С. Речная сеть хорошо развита. Реки региона имеют горный характер, зимой не замерзают и несут много взвешенного материала. Средние побассейновые высоты – от 243 м (р. Гастогай) до 1605 м над уровнем моря (р. Мзымта). Площади водосборных бассейнов – от 52 км<sup>2</sup> (р. Дюрсо) до 839 км<sup>2</sup> (р. Мзымта). Большинство рек имеют V-образную долину в верховьях реки; и ящикообразную долину ниже к устью. Преобладающим элементом режима рек российского сегмента черноморского побережья Кавказа являются дождевые паводки в течение всего года, а также для рек, находящихся в юго-восточной части территории (например, р. Мзымта,) существенна доля снегового и ледникового питания [9, 10].

Для возможности сравнения модельных речных сетей и апробации новейшего инструмента за условно фактическую речную сеть принимается речная сеть, которая обозначена на топографических картах «голубыми линиями». Топографическая основа – карты масштаба 1:100 000, привязанные и оцифрованные в единой системе координат с цифровой моделью рельефа (ЦМР).

Используемая ЦМР – FABDEM (Forest And Buildings removed Copernicus DEM). Данная ЦМР, на сегодняшний день, первая глобальная цифровая модель рельефа, где удалены лесные массивы и здания, и которая является открытой и свободной для скачивания [2]. Обработка цифровых пространственных данных проводилась в ArcMap 10.8.1 по методике, представленной в [4] с изменениями и допущениями, связанными с передискретизацией цифрового рельефа в покрытие с квадратным пикселем размера 22,5×22,5 м и с особенностями объекта исследования.

Из работ [2-6] собраны варианты критериальных индексов (функций инициации), превышение пороговых значений которых интерпретируется как точка начала первичного элемента речной сети. В качестве индексов используются площадь водосбора (A), индекс энергии рельефа (zA), индекс напряжения сдвига ( $zA^{0.5}$ ), объем климатического стока (Q), комплексный энергетический индекс (CEI) и напряжения сдвига с использованием климатического стока ( $zQ^{0.5}$ ), а также величина эрозионного вреза бассейна.

Калибровка для всех индексов производилась методом экспертного выбора оптимальных значений параметров для получения наилучшего значения, при котором модельная сеть максимально совпадает с фактической. Критерием подбора параметров служило количество водотоков – притоков первого порядка по Хортону – в совпадении в сравниваемых речных сетях, а для выбора наилучшего индекса – общая длина водотоков. В работах [5; 7] более подробно приведено обоснование выбора данного метода.

Работа по построению моделей на основании различных функций инициации, а также по установлению минимальной длины водотока велась с помощью авторского инструмента-надстройки для ГИС – «Stream Network Orders» [1]. Применение дополнительного параметра – минимального числа ячеек, из которых должен состоять сегмент первого порядка, обосновано в работе [11].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Проведена первая масштабная работа по построению речных сетей с помощью новейшего инструмента-настройки «Stream Network Orders» по всем функциям инициации. «Stream Network Orders» – инструмент для автоматизированной оцифровки и порядковой классификации речной сети с помощью ЦМР на основе вариантов функций инициации.

Основные преимущества инструмента: значительное сокращение времени на выполнение полного цикла моделирования, особенно по сравнению с ручным моделированием; выполнимость не только визуальной «отрисовки» модельного построения, но и численного обобщения порядковой классификации реки по методу Хортон-Стралера; возможность использования инструмента для технически неподго-

товленных пользователей; возможность опционального вывода промежуточных слоев построения модели и дальнейшее их использование как самостоятельных объектов; применение инструмента практически к любой территории Земли, особенно к горным областям; алгоритмы инструмента очень лояльный к «железу» и способностям компьютера.

Некоторые недостатки инструмента: пока что инструмент лучше всего работает для небольших по площади территорий, отдельных бассейнов, и нередко сбивает при обработке обширных регионов; требуется большая строгость к типам сохранения выходных файлов; есть необходимость обязательного задания геобазы данных ArcMap для сохранения промежуточных слоёв.

С помощью инструмента «Stream Network Orders» для тринадцати рек российского сегмента черноморского побережья Кавказа были построены и откалиброваны семь вариантов критериальных индексов. Получившиеся модели речных сетей были проанализированы и выбраны наилучшие, в смысле максимального соответствия модельных и фактических сетей, индексы (табл. 1). Как видно из таблицы, результаты получились неоднородными. У шести рек – Дюрсо, Аше, Псезуапсе, Шахе, Сочи, Мацеста – наилучший модельный результат дали построение по площади водосбора (А). При варианте построения, где учитывается объем климатического стока (Q), лучшие результаты получились для трех рек – Дагомыс, Хоста и Мзымта. Наилучшее модельное построение по СЕИ показали только две реки – Адерба и Туапсе. И еще два индекса встречаются только один раз – индекс напряжения сдвига рельефа ( $zA^{0.5}$ ) для реки Гастогай и индекс энергии рельефа (zA) для реки Вулан. Так же в таблице 1 представлены основные гидрографические характеристики для каждого водосборного бассейна.

**Таблица 1.** Сопоставление картографического изображения речных сетей с лучшими вариантами их модельного построения по критериальным индексам.

№	Река	Топокарта		Наилучший результат			Нср, м	ср уклон водосбора	ср уклон речной сети	Площадь по ЦМР, км <sup>2</sup>
		Кол-во 1 порядка	Л общая, м	Индекс	Кол-во 1 порядка	Л общая, м				
1	Гастогай	45	143426.78	$zA^{0.5}$	45	142694.03	229.00	18.45	14.48	229.32
2	Дюрсо	14	43404.48	A	14	43251.48	273.18	20.04	15.64	54.23
3	Адерба	62	180011.78	СЕИ	62	176967.79	423.49	60.83	30.04	193.19
4	Вулан	102	269318.98	zA	102	242617.67	369.57	26.12	38.92	266.57
5	Туапсе	120	336737.37	СЕИ	120	294493.92	700.23	27.01	45.58	353.26
6	Аше	68	214991.22	A	68	189742.16	836.28	30.86	54.85	277.86
7	Псезуапсе	131	268482.51	A	131	252983.44	924.66	82.11	48.91	290.29
8	Шахе	351	668780.15	A	351	570911.28	1265.15	157.89	50.39	553.76
9	Дагомыс	66	129172.59	Q	66	113579.48	459.89	31.84	29.65	103.79
10	Сочи	125	282183.79	A	125	258670.32	1112.38	84.95	42.24	294.52
11	Мацеста	27	69438.51	A	27	66308.97	498.75	25.27	32.27	67.32
12	Хоста	41	100756.49	Q	41	88001.93	548.95	31.57	40.01	96.42
13	Мзымта	642	985831.37	Q	642	930172.02	1605.24	37.50	53.70	894.99

L – длина; Н – высота.

Различия в форме «наилучшего» индекса, дающей наиболее адекватную модель речной сети, очевидно связаны с высотой и расчлененностью рельефа бассейнов, а также пространственной неоднородностью других факторов эрозионного расчленения – геологического строения и климатических характеристик. Полученные к настоящему моменту данные позволяют провести лишь предварительный анализ, однако дают основания для формулирования некоторых гипотез.

Для большинства рек наилучшей функцией инициации для моделирования оказался показатель площади (А). Это противоречит данным, полученным ранее в других регионах, где была применена подобная методика моделирования речных сетей [5,6]. Предположительно, это связано с исключительной сложностью и контрастностью ландшафтного строения бассейнов ЧПК, рельеф которых находится в целом на стадии неравновесного развития. При этом отдельные климатические и геоморфологические (а также антропогенный) факторы формирования речной сети проявляются неустойчиво и взаимно компенсируются.

По таблице 1 отчетливо видно, что в северо-западной части ЧПК, до бассейна р. Туапсе включительно, наилучшие варианты индекса включают локальный уклон z. Единственным исключением является самый маленький из всех бассейнов р. Дюрсо, на котором статистические различия вариантов вообще наименее достоверны. Как указано выше, бассейн р. Туапсе является границей пояса высокогорья в пределах ЧПК. Таким образом, можно предположить, что в пределах низко- и среднегорья фактор уклона играет существенную роль в формировании речной сети, в то время как в высокогорье преобладают факторы водности и сопротивления эрозионному расчленению. Если разделить набор бассейнов на группы А (номера 1-5 по таблице 1) и Б (номера 6-13), то средние значения высоты водосборов для

групп составят 219.32 м и 322.37 м, соответственно, а средние значения уклонов речной сети – 29 и 44. Эти различия ярко подчеркивают выявленную закономерность.

Менее очевидной и сложнее интерпретируемой является тенденция к «замещению» в форме наилучшего индекса площади водосбора  $A$  на объем климатического стока  $Q$  при движении с северо-запада на юго-восток. Возможно, это является отражением закономерности увеличения диапазона высот, а значит и роста неоднородности климатических факторов в пределах бассейнов. Дальнейший анализ по проблематике требует наращивания массива фактических данных, расширения и детализации представления факторов эрозионного развития речных бассейнов.

## ВЫВОДЫ

Работа направлена на развитие методов и методологии моделирования речной сети по цифровым моделям рельефа, в том числе с использованием пространственных данных климатической и геоморфологической тематики. Выполнено обобщение методик автоматической оцифровки речной сети на основании набора 7 индексов (функций инициации), и их сравнительное тестирование на примере 13 речных бассейнов черноморского побережья Кавказа, характеризующихся различными высотными и площадными характеристиками рельефа и интенсивностью тектонического воздымания. Авторами было выполнено более 2500 итераций на авторском инструменте-надстройке для геоинформационной среды – «Stream Network Orders». И с помощью инструмента были получены результаты для дальнейших исследований. Таким образом данный инструмент прошел апробацию для моделирования горных речных сетей.

Выявлены закономерности, отчасти дополняющие, а отчасти противоречащие, установленным в предшествующих исследованиях в других регионах. С этим связана необходимость продолжения исследований по направлению с привлечением дополнительных материалов и развитием методического аппарата.

Рассматриваемая методика в совокупности с возможностями ГИС и новым инструментом-надстройкой может значительно улучшить работу по моделированию речной сети на территориях с недостаточной гидрологической изученностью.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. B. I. Gartsman, A. L. Entin and E. A. Shekman. *Special Tools for Structural and Hydrographic Analysis of River Systems in the ArcMap Environment. Water Resources*, 2024, Vol. 51, No. 3, pp. 171–184.
2. Laurence Hawker et al. *A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. 2022 Environ. Res. Lett.* 17
3. Rodrigues-Iturbe I., Rinaldo A. *Fractal River Basin. Chance and self-organization //Cambridge Univ. Press, – 1997. 547 p.*
4. Гарцман Б.И. Анализ геоморфологических условий формирования первичных водотоков на основе цифровых моделей рельефа // *География и природные ресурсы*. 2013. №1. С. 136-147.
5. Гарцман Б.И. Шекман Е.А. Возможности моделирования речной сети на основе ГИС-инструментария и цифровой модели рельефа. *Речные системы Дальнего Востока России: четверть века исследований/ Б.И. Гарцман, В.В. Шамров, Т.С. Гурарева и др. – Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 357-370*
6. Гарцман Б.И., Бугаец А.Н., Тегай Н.Д., Краснопеев С.М. Анализ структуры речных систем и перспективы моделирования гидрологических процессов // *География и природные ресурсы*. – 2008. – № 2. – С. 116-123.
7. Гарцман Б.И., Галанин А.А. Структурно-гидрографический и морфометрический анализ речных систем: теоретические аспекты // *География и природные ресурсы*. 2011. №3. С. 27-37.
8. Клименко В.И., Куканов В.М., Прокофьев С.С. *Подземные воды Черноморского побережья Кавказа и их охрана. М.: Наука, 1979. 100 с.*
9. *Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 9. Закавказье и Дагестан. Вып. 1. Западное Закавказье / под ред. Т. Н. Джапаридзе. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 224 с.*
10. *Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 9. Закавказье и Дагестан. Вып. 1. Западное Закавказье / под ред. Т. Н. Джапаридзе. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. —23 с.*
11. Толкачева В.Ф. Гарцман Б.И. Моделирование речной сети на основе цифровой модели рельефа (на примере черноморского побережья Кавказа). *Пятые Виноградовские чтения. Гидрология в эпоху перемен. Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова [Электронный ресурс]; Санкт-Петербург, 2023 год / под ред. О.М. Макарьевой, П.А. Никитиной;. — СПб.: Изд-во ВВМ, 2023. — С. 604-610.*



# Информационно-измерительная система для мониторинга длинноволновой радиации на территории России

<sup>1</sup>Махоткин А.Н., <sup>1</sup>Махоткина Е.Л., <sup>2</sup>Плахина И.Н.

<sup>1</sup> Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: aktinom@mail.ru, inna@ifarun.ru

В результате проведенной в последние десятилетия модернизации наблюдательной сети Росгидромета в 22 пунктах актинометрических наблюдений, оснащенных автоматизированными актинометрическими комплексами (ААК), на регулярной основе с помощью пиргеометров CGR4 (Kipp&Zonen) проводятся измерения длинноволновых составляющих радиационного баланса: энергетической освещенности, создаваемой собственным излучением поверхности земли ( $E_u$ ) и энергетическая освещенности, создаваемой тепловым излучением атмосферы ( $E_d$ ).

Комплекс ААК по стандартной программе обеспечивает наблюдения за прямой солнечной (S), рассеянной (D), суммарной (Q), отраженной ( $R_k$ ) радиацией, длинноволновым излучением атмосферы ( $E_d$ ), длинноволновым излучением деятельной поверхности ( $E_u$ ). В состав ААК входят:

- актинометрические датчики: актинометр (пиргелиометр) для измерения прямой солнечной радиации, три пиранометра для измерения суммарной, рассеянной, отраженной радиации, два пиргеометра для измерения приходящей и уходящей длинноволновой радиации в диапазоне длине волн от 4,5 до 42 мкм; следящая система (трекер), которая обеспечивает постоянное нацеливание пиргелиометра (актинометра) на Солнце, а также затенение пиранометра, измеряющего рассеянную радиацию и пиргеометра, измеряющего приходящую длинноволновую радиацию;
- контроллер для сбора показаний актинометрических датчиков, первичной обработки и передачи в персональный компьютер;
- персональный компьютер для сбора, обработки и хранения информации;
- специализированное программное обеспечение для обработки результатов измерений и представления в требуемых форматах [1].

**Таблица 1.** Пункты наблюдений, оснащенные ААК.

№	Станция	Ввод в работу	№	Станция	Ввод в работу
1	Иркутск	Апрель 2012	13	Сад-Город	Октябрь 2012
2	Магадан	Март 2013	14	Петропавловск-Камчатский	Сентябрь 2013
3	Омск	Май 2013	15	Каргополь	Апрель 2012
4	Самара	Сентябрь 2012	16	Александровское	Декабрь 2012
5	Диксон1	Август 2012	17	Огурцово	Январь 2014
6	Цимлянск	Декабрь 2012	18	Чита	Сентябрь 2012
7	Верхнее Дуброво	Май 2012	19	Южно-Сахалинск	Июль 2016
8	Подмосковная	Сентябрь 2011	20	Восейково	Январь 2019
9	Якутск	Октябрь 2011	21	Санкт-Петербург	Январь 2019
10	Оймякон	Август 2012	22	Петрозаводск	Январь 2019
11	Верхоянск	Август 2012	23	Валдай	Январь 2023
12	Хабаровск	Ноябрь 2011			

$$B = Q - R_k + E_u - E_d.$$

Получение информации о длинноволновой радиации путем прямых измерений на станциях Росгидромета организовано впервые. Сбор информации о  $E_u$  и  $E_d$  осуществляет Главная геофизическая обсерватория (ГГО). В массивы данных  $E_u$  и  $E_d$  содержат информацию с 2014 г. по настоящее время.

По состоянию на 01.07.2024 г. информация поступала с 19 пунктов.

В результате обработки первичной информации ежемесячно формируются файлы данных минутных и среднечасовых значений длинноволновой радиации. Интервал осреднения определяется по истинному солнечному времени.

Наряду с данными о радиации в файлах содержатся средние часовые или минутные метеорологические характеристики:

- температура воздуха,  $T_v$  °С;
  - относительная влажность воздуха,  $R_h$  %;
  - атмосферное давление,  $P$ , гПа;
  - скорость ветра,  $WS$  м/с;
  - температура подстилающей поверхности,  $T_{пп}$  °С.
- Формируются также электронные таблицы часовых сумм  $E_d$  и  $E_u$ .

**Таблица 2.** Пример файлов с данными  $E_u$  и  $E_d$ :

Минутные данные о  $E_u$  и  $E_d$ . Количество записей за сутки: 1440.

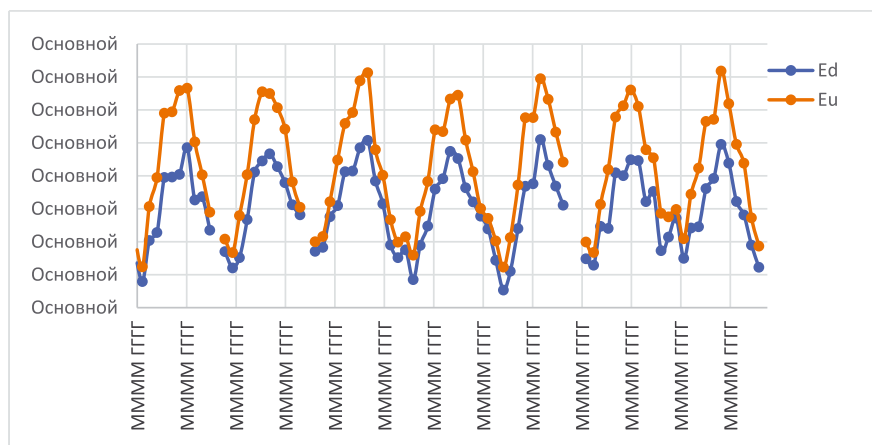
Дата	Время	$E_u$ , Вт/м <sup>2</sup>	$E_d$ , Вт/м <sup>2</sup>	$T_v$ , °С	$R_h$ , %	$P$ , гПа	$WS$ , м/с	$T_{пп}$ °С
15.08	11:59:00	441	365	18,16	73	986	2,4	30,8
2020	12:00:00	440	364	18,1	73	986	2,5	31,1
	12:01:00	441	364	18,2	73	986	2,5	31,3
	12:02:00	438	363	18,2	72	986	2,6	31,5
	12:03:00	439	363	18,2	72	986	2,6	31,6
	12:04:00	439	362	18,2	71	986	2,6	31,7
	12:05:00	445	364	18,2	71	986	2,6	31,8

Средние часовые данные  $E_u$  и  $E_d$ . Количество записей за сутки: 24.

Дата	Время	$E_u$ , Вт/м <sup>2</sup>	$E_d$ , Вт/м <sup>2</sup>	$T_v$ , °С	$R_h$ , %	$P$ , гПа	$WS$ , м/с	$T_{пп}$ °С
15.08	9	400	377	15,0	91	986	0,5	19,7
2020	10	409	374	16,3	81	986	1,0	24,0
	11	429	368	17,1	75	986	2,1	24,5
	12	433	362	18,1	73	986	2,5	31,1
	13	465	354	16,9	84	986	1,9	26,5
	14	429	384	17,5	78	986	1,6	25,2

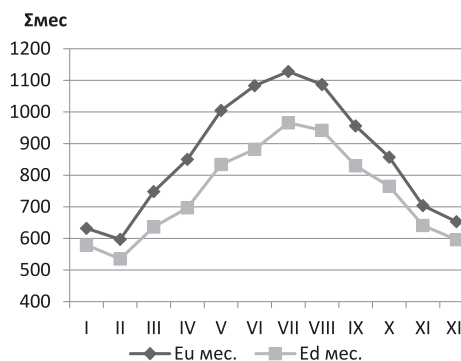
Объем накопленной к настоящему времени информации о  $E_u$  и  $E_d$  еще недостаточен для климатологических обобщений и выявления долговременных тенденций изменения длинноволновой радиации, подобных тем, которые были установлены для полярных станций Нью Алесунд (Шпицберген) и Барроу (Аляска) за период 1993–2014 гг. и для станции Москва МГУ за период 1961–2014 гг. [2–4]. Это наглядно демонстрирует представленный на рис. 1 пример многолетних изменений  $E_u$  и  $E_d$  на станции Самара.

**Рис. 1.** Ход месячных сумм  $E_d$  и  $E_u$  (МДж/м<sup>2</sup>), Самара.



Объектом настоящего исследования стали данные  $E_d$  и  $E_u$ , полученные за период 2014–2020 гг. на расположенных в различных регионах России станциях: Каргополь, Подмосковная, Самара, Верхоянск, Огурцово, Якутск, Садгород. Для каждой станции по имеющимся рядам рассматривались месячные, суточные и часовые суммы  $E_d$  и  $E_u$ : средние за рассматриваемый период, СКО ( $\sigma$ ), коэффициенты вариации ( $v$ ) и пределы наблюдаемых колебаний (экстремальные значения сумм). Анализ месячных сумм  $E_d$  и  $E_u$

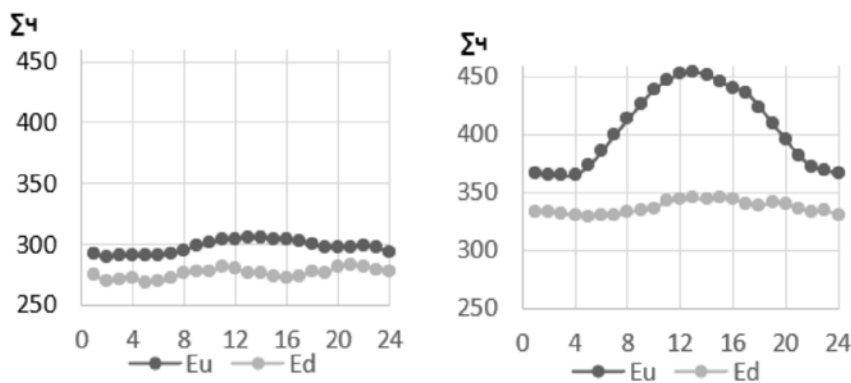
**Рис. 2.** Годовой ход  $E_d$  и  $E_u$ , МДж/м<sup>2</sup> (период осреднения 2014–2020 гг.).



показал, что в их годовом ходе выделяется максимум в летние (преимущественно в июле) и минимум в зимние (январь–февраль) месяцы. Пример обобщенного годового хода месячных сумм  $E_d$  и  $E_u$  для рассмотренных станций приведен на рисунке 2.

Коэффициенты вариации месячных сумм  $E_d$  и  $E_u$  близки между собой и колеблются в одинаковых пределах от 0,23–0,25 в декабре–январе до 0,03–0,04 в июне–июле. По данным за 2014–2020 гг. оказалось, что экстремальные месячные суммы длинноволновой радиации близки к  $\sum_{\text{мес.}} \pm \sigma$ .

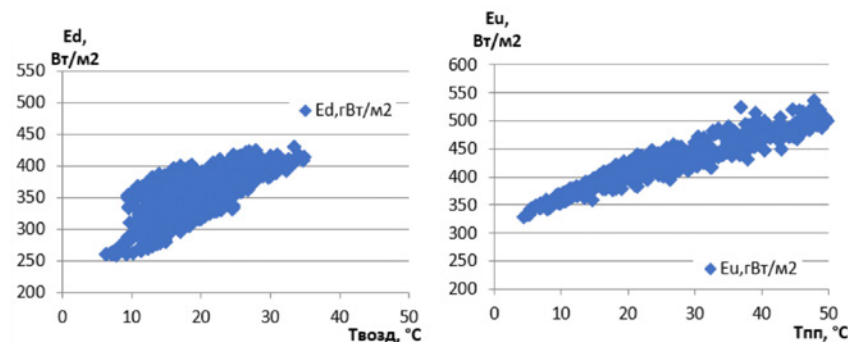
Суточный ход средних часовых значений  $E_d$  и  $E_u$  показан на примере данных, полученных на станции Воейково в марте, июне 2019 г. Как и следовало ожидать, амплитуда суточного хода значительна в летние месяцы, зимой она заметно уменьшается.  $E_u$  имеет выраженный суточный ход с максимумом в 12–14 ч. и «растянутым» минимумом в ночное время (от 22 до 4 ч.). Для  $E_d$  суточный ход выражен слабо, минимальные значения наблюдаются в ночные часы.



**Рис. 3.** Суточный ход средних часовых значений  $E_d$  и  $E_u$ , Вт/м<sup>2</sup>: а — март, б — июнь. Воейково. 2019 г.

Выполненное обобщение результатов регистрации длинноволновых составляющих радиационного баланса позволило оценить ориентировочные пределы изменения месячных, суточных и часовых сумм уходящей и приходящей длинноволновой радиации и определить основные закономерности ее годового и суточного хода. Полученные результаты носят предварительный характер, поскольку основаны на коротких рядах наблюдений и по мере накопления информации оценки будут уточняться.

Наибольшее влияние на длинноволновую радиацию оказывают такие факторы, как температура воздуха и подстилающей поверхности, вертикальные профили температуры и влажности, облачность. Как и следовало ожидать, связь  $E_u$  с температурой подстилающей поверхности оказывается более тесной, чем  $E_d$  с температурой воздуха. Примеры полученных зависимостей приведены на рис. 4.



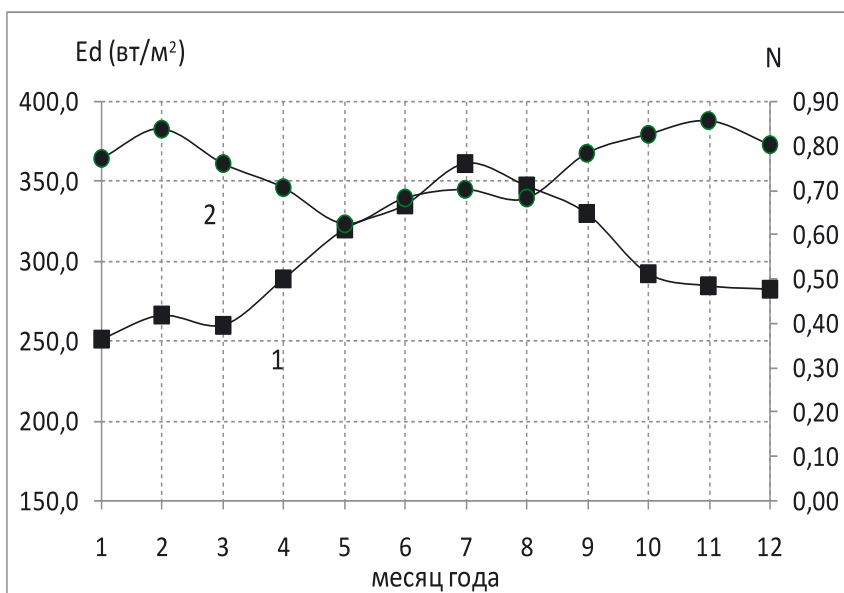
**Рис. 4.** Связь  $E_d$  и  $E_u$  (Вт/м<sup>2</sup>) с температурой воздуха,  $T_{\text{возд.}}$  и температурой подстилающей поверхности,  $T_{\text{пп.}}$  Самара, август 2019 г.

Годовой ход среднемесячных значений  $E_d$  и степени покрытия небосвода облаками  $N$  приведен на рис. 5. Для характеристики облачности в данном случае использовались спутниковые данные реанализа, которые скачивались через специализированный сервер <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> (опция «cloud fraction from cloud mask», TERRA/MODIS).

Для трех расположенных на ЕТР пунктов: Каргополь, Самара и Цимлянск (2014–2019 гг. в целом) получены оценки средних значений эффективного излучения

( $E_u - E_d$ ), температуры воздуха ( $T_{\text{возд.}}$ ) и подстилающей поверхности ( $T_{\text{пп.}}$ ), степени покрытия небосвода облаками  $N$  (спутниковые данные), а также установлены корреляционные связи между ними (таблица 3). Уравнения множественной регрессии, связывающие приходящую и уходящую длинноволновую радиацию с основными метеорологическими характеристиками атмосферы приведены в таблице 4.

Как следует из таблицы 3 эффективное излучение возрастает с севера на юг на 20–25 Вт/м<sup>2</sup> при изменении широты на 15°. Это с очевидностью обуславливается выраженной зависимостью  $E_d$  от температуры воздуха (табл. 4). При этом характер зависимости  $E_d = f(T_{\text{возд.}})$  и степень ее выраженности практически одинаковы для трех рассмотренных опорных точек наблюдения. Коэффициент корреляции  $R^2$  составил 0,9, а его вероятная ошибка, вычисленная по формуле:  $E = 0,674 \{(1 - R^2)/(n)^{0,5}\}$ , где  $n$  – длина эмпирического ряда, составила около 0,01. Средняя ошибка линии регрессии составила около 10 Вт/м<sup>2</sup>.



**Рис. 5.** Годовой ход среднемесячных значений нисходящей длинноволновой радиации  $E_d$  (1) и степени покрытия небосвода облаками (2), Каргополь.

**Таблица 3.** Средние месячные значения эффективного излучения ( $E_u - E_d$ ), Вт/м<sup>2</sup>, и его связь с температурой воздуха ( $T_{возд.}$ ), подстилающей поверхностью ( $T_{пп}$ ) и степенью покрытия неба облаками ( $N$ ).

Параметр	Каргополь (61,5 с.ш.; 39,0 в.д.) 2014–2019	Самара (53,2 с.ш.; 50,25 в.д.) 2014–2019	Цимлянск (47,7 с.ш.; 42,1 в.д.) 2014–2020
$E_u - E_d$	33	45	57
$T_{пп} - T_{возд.}$	0,9	2,3	3,5
$N$	0,75	0,70	0,61
$E_u - E_d = f(N)$ для месячных значений	$y = -202x + 185$ $R^2 = 0,75$	$y = -170,2x + 157,6$ $R^2 = 0,84$	$y = -148x + 133$ $R^2 = 0,83$
$E_u - E_d = f(T_{пп} - T_{возд.})$ для средних месячных значений	$y = 6,31x + 27,0$ $R^2 = 0,68$	$y = 5,94x + 31,4$ $R^2 = 0,79$	$y = 10,0x + 21$ $R^2 = 0,86$

**Таблица 4.** Уравнения множественной регрессии для приходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в зависимости от температуры воздуха и подстилающей поверхности, облачности и относительной влажности.

Станция	Уравнение регрессии	$R^2$	F	$SS_{рег} / SS_{ост}$
Каргополь	$E_d = 4,3 T_{возд.} + 1,1 R + 1,2 N + 187$	0,97	690	88690/ 2574
	$E_u - E_d = 3,5 (T_{пп} - T_{возд.}) - 8,7 N + 95$	0,67	64	14059/ 6685
Самара	$E_d = 4,7 T_{возд.} + 0,86 R + 4,1 N + 186$	0,99	1700	125000/ 1665
	$E_u - E_d = 3,6 (T_{пп} - T_{возд.}) - 7,9 N + 90$	0,89	269	36093/ 4632
Цимлянск	$E_d = 5,0 T_{возд.} + 1,0 R + 3,9 N + 175$	0,96	566	83927/ 3312
	$E_u - E_d = 3,5 (T_{пп} - T_{возд.}) - 9,2 N + 100$	0,93	456	60050/ 4477

**Примечание:**  $E_d$  – приходящая длинноволновая радиация,  $E_u$  – уходящая длинноволновая радиация,  $(E_u - E_d)$  – эффективное излучение,  $T_{возд.}$  – температура воздуха,  $T_{пп}$  – температура подстилающей поверхности,  $R$  – относительная влажность, %,  $N$  – количество общей облачности (по данным МОДИС), степень покрытия небосвода облаками без учета ярусности,  $R^2$  – коэффициент множественной регрессии (или коэффициент детерминации),  $F$  – степень случайности выявленных связей,  $SS_{рег}$  – регрессионная сумма квадратов.

Всё вышесказанное можно отнести и к параметризации потока уходящей длинноволновой радиации  $E_u$ , средние месячные значения которой возрастают с севера на юг на 50 Вт/м<sup>2</sup> при изменении широты в 15°. Наблюдается устойчивая зависимость  $E_u$  от температуры подстилающей поверхности ( $T_{пп}$ ), одинаковая для трех рассмотренных опорных пунктов. Оценки достоверности полученной параметризации более убедительны чем в случае приходящей длинноволновой радиации. Зависимость  $E_d$  от степени покрытия небосвода облаками не столь выражена и точна, поскольку в качестве характеристики облачности использованы не результаты прямых измерений, а данные реанализа с использованием спутниковых



данных, что всегда вносит в расчеты некоторые неопределенности, связанные с пространственно-временной привязкой. Тем не менее, отрицательное влияние облачности на поток ДВР просматривается и количественно оценивается, особенно для «южной» станции Цимлянск.

Представленные оценки зависимостей компонент длинноволнового радиационного баланса от определяющих атмосферных метеорологических параметров предварительны, так как выполнены по рядам продолжительностью всего 6–7 лет. Однако они интересны тем, что показывают неплохое единообразие регрессионных коэффициентов для разных пунктов наблюдений.

Получаемые на сети Росгидромета данные по  $E_d$  и  $E_u$  обеспечивают создание информационной основы для мониторинга длинноволновой радиации на территории России. В дальнейшем результаты систематических наблюдений за длинноволновой радиацией могут быть востребованы для тестирования расчетов и создания модели пространственно-временных изменений длинноволновой радиации над территорией России.

*Авторы выражают глубокую благодарность ведущему научному сотруднику ИФА РАН им. А.М.Обухова Репиной И. А. за помощь в представлении и интерпретации результатов.*

*Работа выполнена при поддержке Программы НИТР Росгидромета (тема 2.1 «Развитие и модернизация технологий приземных метеорологических наблюдений и технологий их метрологического обеспечения» Плана НИТР на 2020–2024 гг., утвержденного приказом № 745 от 31.12.2019 г.).*

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Луцько Л. В., Ерохина А. Е., Бычкова А. П., Махоткина Е. Л., Махоткин А. Н., Бекенева О. Б. (2018). *Актинометрическая сеть Росгидромета: текущее состояние* // Труды ГГО. Вып. 589. С. 125–152.
2. Бекряев Р. В. (2015). *Изменение потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения в высоких широтах* // *Фундаментальная и прикладная климатология*. № 1. С. 27–48.
3. Горбаренко Е. В. (2013). *Многолетние изменения длинноволновой радиации в Москве* // *Метеорология и метеорология*. № 10. С. 29–39.
4. Горбаренко Е. В. (2016). *Климатические изменения радиационных параметров атмосферы по данным наблюдений Метеорологической обсерватории МГУ* // *Метеорология и метеорология*. № 12. С. 5–17.
5. Плахина И.Н., Репина И.А., Махоткин А.Н. (2022). *Анализ динамики составляющих радиационного баланса у подстилающей поверхности по данным актинометрической сети РФ* / *Материалы (презентация и тезисы представлены на сайте ИФА) IV Всероссийской конференции с международным участием «Турбулентность, динамика атмосферы и климата», ИФА РАН, Москва, 22 – 24 ноября 2022 года.*
6. [http://www.ifaran.ru/science/conferences/Obukhov2022/posters/P8\\_Plakhina](http://www.ifaran.ru/science/conferences/Obukhov2022/posters/P8_Plakhina).
7. [http://www.ifaran.ru/science/conferences/Obukhov2022/Theses\\_Obukhov\\_2022.pdf](http://www.ifaran.ru/science/conferences/Obukhov2022/Theses_Obukhov_2022.pdf) стр.172
8. Махоткин А. Н., Махоткина Е. Л., Плахина И.Н. (2023). *Прозрачность атмосферы на территории России: текущие изменения в XXI в.* // Труды ГГО. Вып. 609. С. 102–119.

# Применение статистического пакета «AnalySize» для анализа гранулометрического состава лессово-почвенного комплекса (на примере разреза Чумбур-Коса, Приазовье)

Кудреватых И.Ю., Калинин П.И.

ФИЦ ПНЦБИ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия  
E-mail: averkieva25@rambler.ru

Лёсс представляет собой широко распространенные эоловые отложения, которые занимают около 10% поверхности Земли, и является важным палеоэкологический архивом наземных условий четвертичного периода (Muhs, 2007). Применительно к исследованиям лессов гранулометрический анализ используют для определения механизмов выноса, транспортировки и осаждения обломочного материала (алеврита). Попытки разделения данных по размерам зерна имеют достаточно долгую историю в седиментологии (Weltje, 1997; Flemming, 2007), но несмотря на высокий информационный потенциал, многие не применяют этот метод из-за отсутствия доступного и удобного программного обеспечения. Бесплатный графический пакет AnalySize, разработанный на базе программы MATLAB, позволяет анализировать большие массивы данных гранулометрического состава широким спектром статистических методов с учетом их геологических и геохимических свойств (Paterson, Heslop, 2015).

Гранулометрический состав эоловых отложений чаще всего оценивают по отклонению от заданного идеального распределения, однако нормальное распределение редко применяют в анализе поскольку обычно в размере частиц лессов преобладают крупные фракции, а мелких (илистая фракция) очень мало. В этой связи для того, чтобы уделять одинаковое внимание как небольшим различиям в мелких фракциях, так и более крупным различиям в крупных фракциях применяется геометрическое масштабирование. Для этого анализа большинство седиментологов приняли логарифмическую шкалу содержания Уддена-Вентворта.

Наиболее распространенными параметрами при исследовании гранулометрического состава лессовых отложений являются (Edwards, 2001; Weltje, Prins, 2003; Paterson, Heslop, 2015): 1) средний размер зерна (или сортировка осадка) может помочь в определении источников, из которых он был сделан. Так, например, шельфовые отложения характеризуются хорошей сортировкой, а примеси ила или гравия приводят к умеренной или плохой сортировке; 2) симметрия или преимущественный разброс (skewness) в одну сторону от среднего – основной задачей этого показателя является понимание преобладающей группы фракций (песок, гравий, ил и глина), которая может указывать на дальность переноса материала или близость источника пыли; 3) степень концентрации зерна относительно среднего значения (kurtosis) – геологическое значение этого показателя заключается в его использовании в качестве возможного индикатора смешения разных фракций (Folk, 1966). В программе AnalySize все данные параметры возможно получить как математическими, так и графическими методами.

Однако отмечают, что простые статистические методы ни в полной мере отражают факторы переноса обломочного материала (например, силу ветра, расстояние от зоны источника или засушливость зоны источника) (Weltje, 1997). В этой связи применение более детальных и совершенных моделей разделения гранулометрических компонентов имеет важное значение для изучения эоловых отложений и такой моделью стал метод моделирования конечных членов (end members, EM) (Weltje, Prins, 2003). Метод моделирования конечных членов, при котором алгоритм (параметрическим или непараметрическим методом) раскладывает гранулометрический состав по особенностям распределения в серии образцов с однопиковым набором параметра, позволяет эффективно разделять и идентифицировать смешанные компоненты отложений, указывая на различные механизмы и модели атмосферной передачи, а главное учитывает расстояния передачи. Основываясь на предположении что, размеры зерен осадков из разных источников и тех, которые связаны с разными процессами переноса, имеют определенный состав, этот метод позволяет численно разделяет отложения на субпопуляции, связанные с динамическими процессами. Метод успешно применяется для изучения процессов переноса отложений, их происхождения и изменений палеоклимата (например, Ha et al., 2021; Varga et al., 2019; Zhang et al., 2020) в разных областях распространения лессов. В связи с вышеизложенным, целью настоящего исследования было с помощью статистического пакета «AnalySize» провести анализ гранулометрического состава лессово-почвенного комплекса разреза Чумбур-Коса с применением разных подходов математической статистики для оценки типа распределения размера частиц и характеристики вида транспортировки материала и источников его отложений.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

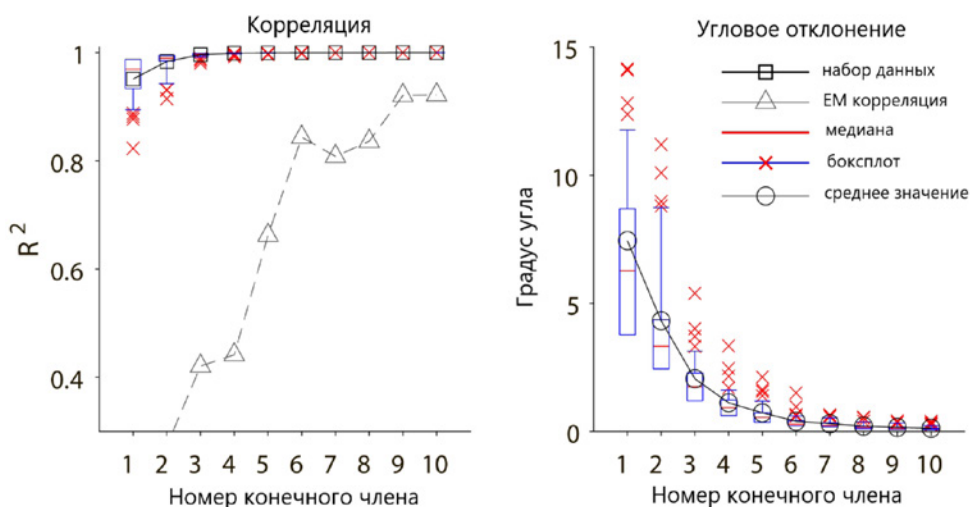
Лёссово-почвенный разрез Чумбур-Коса, мощностью 16 м, расположен в южной части Таганрогского залива вблизи одноименного хутора Чумбур-Коса (46°58' с.ш., 39°01' в.д.). Гранулометрический анализ выполнялся лазерно-дифрактометрическим методом при помощи анализатора размеров частиц Malvern Mastersizer 3000 с блоком Hydro EV в лаборатории Палеоархивов природной среды, Институт Географии РАН, Россия.

Анализ данных о размерах зерен выполнен в программном пакете AnalySize 1.1.2 (Paterson, Neslop, 2015). Для описания распределения зерен по размерам были рассчитаны средний размер и медиана, разброс размеров вокруг среднего размера, симметрия или преимущественный разброс в одну сторону от среднего и степень концентрации зерна относительно среднего значения. Эти параметры были получены математическими или графическими методами (Blott, Pye, 2001), в таблице 1 приведена расшифровка их значений.

**Таблица 1.** Значения статистических параметров (Weltje, Prins, 2003).

Медиана (сортировка)		Преимущественный разброс от среднего размера		Концентрация относительно среднего размера	
Очень хорошая	< 1.27	Очень сильный	< 1.3	Сильно платикуртический	< 1.7
Хорошая	1.27-1.41	Сильный	1.3-0.43	Платикуртический	1.7-2.55
Не очень хорошо	1.41-1.62	Симметричный	+0.43-	Мезокуртический	2.55-3.77
Средняя	1.62-2.0		+0.43	Лептокуртический	3.77-7.4
Плохая	2.0-4.0	Грубый	+0.43-	Сильно лептокуртический	> 7.4
Очень плохая	4.0-16.0		+1.3		
Несортированный материал	> 16	Очень грубый	> +1.3		

На основе моделирования конечных членов была проведена оценка гранулометрического состава и расчет пропорционального вклада каждого конечного элемента в распределение размера зерен. Были рассчитаны два варианта конечного члена для EM: Непараметрический, когда форма конечных элементов определяется из набора данных. В этой процедуре используется алгоритм HALS-NMF (Chen, Guillaume, 2012). Отмечают, что этот вид анализа в седиментологии позволяет оценить разность между несколькими областями исследований. Параметрический – эта форма конечных членов основана на параметрическом распределении (например, логнормальном или Вейбулле). Эта процедура использует алгоритм для поиска наилучших параметров распределения  $t$ . Данный подход в седиментологии используют для оценки различий внутри одной области (например, одного лёссово-почвенного разреза). Выбор числа конечных элементов определялся на основе коэффициента детерминации ( $R^2$ ) и углового отклонения ( $\theta$ ), основываясь на том, что  $R^2 = 0,95$  и  $\theta = 5$  являются пороговыми значениями (Kong et al., 2021) (рис. 1).

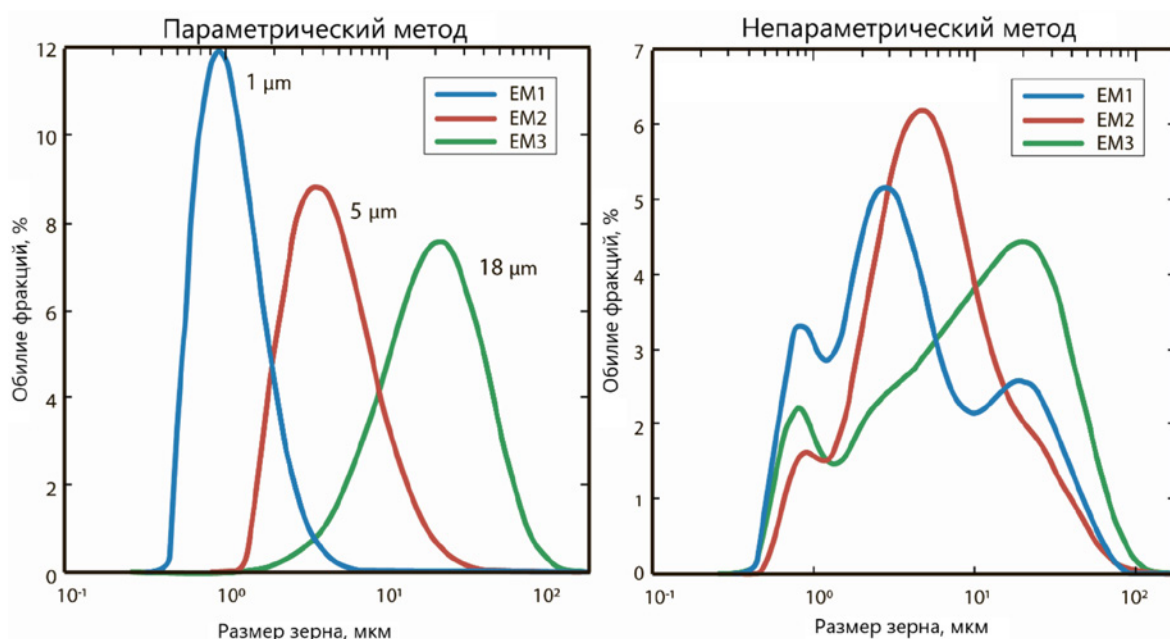


**Рис. 1.** Результаты параметрического анализа EM по размеру гранулометрических фракций для разреза Чумбур Коса. (а) Линейная корреляция конечных членов; (б) Угловое отклонение концевых элементов; (с) Кривые частотного распределения размеров зерен и модальный размер зерен конечных элементов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Гранулометрический состав лёссовых отложений разреза Чумбур-Коса характеризуется преобладанием фракции мелкого песка со значительным количеством глины и практически полным отсутствием крупного песка (табл.2). Все образцы из разреза попадают в область пылеватого суглинка (World Reference ..., 2022). Выявлено, что основное разделение размера зерна идет между лёссовыми горизонтами и педокомплексами. Полученные результаты моделирования конечных элементов параметрическим и непараметрическим методами представлена на рисунке 2.

Все выделенные EM в параметрическом анализе являются унимодальными (рис.2). EM1 характеризуется наиболее высоким пиком и узким диапазоном. EM3 представляет собой относительно низкопиковое состояние, с самым широким диапазоном гранулометрического состава. EM2 занимает промежуточное положение по указанным характеристикам. EM1 характеризуется модальным размером 1 мкм и практически полностью состоит из глины (93 %) и ила (7%); EM2 представляет собой модальный размер в 5 мкм и состоит на 47 % из фракции глины и 53 % ила; EM3 имеет модальный размер 18 мкм и состоит преимущественно из ила (95 %) и небольшого вклада глины (2 %) и песка (3 %). Средний вклад EM1 в общее распределение EM составляет 19 % и колеблется в отложениях разреза от 11 до 26 %. Средний вклад EM2 составляет 43 % при колебаниях от 30 до 61 %. Средний вклад EM3 составляет 38 %. Он характеризуется амплитудой колебания от 23 до 54 %.



**Рис. 2.** Итоги моделирования конечных элементов параметрическим и непараметрическим методами для лёссов разреза Чумбур Коса.

EM1 и EM2 имеют значения симметрии в одну сторону от среднего равные 0,64 и 0,55 соответственно (табл. 2) и характеризуется как «грубый разброс». EM3 имеет значение симметрии -0,3 и характеризуется симметричный тип. Степень концентрации зерна относительно среднего значения для всех EM схоже (3-3,3) и по этому параметру распределение фракций исследованных лёссов попадают в мезокуртуическую область.

**Таблица 2.** Значения параметров (мкм) параметрического распределения EM в исследованных лёссах.

	Средняя	Медиана	Преимущественный разброс	Концентрация относительно среднего размера
EM 1	1	1,6	0,64	3,3
EM 2	5	1,9	0,55	3,1
EM 3	18	2	-0,3	3

Непараметрический анализ показывает, что все EM характеризуются тремя схожими распределениями (рис. 2). В каждом присутствует отчетливый пик ила размером <1 мкм. Вторая группа пиков – это пики 4, 5 и 8 мкм, которые в EM1 и EM2 выражены наиболее отчетливо, а в EM3 очень слабо. Третий пик – 14 мкм наиболее отчетливо выражен в EM1 и EM3 и очень слабо в EM2. Данный тип распределения характерен для формирования мелкозернистого лёсса типа 1.c (по классификации Vandenberghe, 2013).



Модель формирования данного типа отложений заключается в переносе фоновой пыли с высокой взвесью на большие расстояния без влияния пыльных бурь и высокоэнергетичных региональных ветров. Зерна подвергаются гравитационной сортировке по мере удаления от источника пыли и в результате размер зерен медленно уменьшается с расстоянием транспортировки, высотой и уменьшением скорости ветра. Данные анализа гранулометрического распределения в нашем исследовании, в целом, подтверждают эту интерпретацию. EM1 и EM2 имеет очень грубый разброс значений относительно среднего, что указывает на очень спокойный перенос мелкопылеватых и илистых частиц на дальние расстояния. По значению концентрации зерна относительно среднего значения все EM характеризуются близкими значениями и попадают в область средней асимметрии, что может указывать на длительный эоловый перенос при низкоэнергетических режимах осаждения пыли. Несмотря на то, что EM3 характеризуется симметричным распределением, такие параметры также указывают на отсутствие экстремальных условий осадконакопления. В EM3 есть небольшая примесь глины и песка. Отличная от других в EM3 асимметрия распределения и распределение фракций может указывать на изменение динамики эолового переноса, либо разбавлении основного материала из других источников. Но схожие пики во всех трех непараметрических EM при их разной выраженности, указывают на то, что все три EM характеризуют материал из одного источника.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем исследовании представлен пример применения графического пакета AnalySize для статистической обработки гранулометрического состава лессово-почвенного комплекса (на примере разреза Чумбур Коса). На основе простых статистических параметров распределения и моделирования конечных членов был оценен тип распределения гранулометрического состава исследованного лессово-почвенного комплекса и охарактеризован вид транспортировки материала и источники его отложений. Полученные статистические данные согласуются с ранее полученными геохимическими и минералогическими данными и достаточно отражают поведение гранулометрических фракций в процессе преобразований.

*Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 23–27–00145).*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Blott S. J., Pye K. *GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments* // *Earth Surf. Processes Landforms*. 2001. V.26. P.1237–1248, doi:10.1002/esp.261.
2. Chen W., Guillaume M. *HALS-based NMF with flexible constraints for hyperspectral unmixing*, *EURASIP // J. Adv. Signal Processes*. 2012. V.54. doi:10.1186/1687-6180-2012-54.
3. Edwards A. C. *Grain size and sorting in modern beach sands* // *Journal of Coastal Research*. 2001. V. 17. P. 38-52
4. Flemming B.W. *The influence of grain-size analysis methods and sediment mixing on curve shapes and textural parameters: implications for sediment trend analysis* // *Sediment Geol*. 2007. V. 202. P.425–435.
5. Folk R.L. *A review of grain-size parameters* // *Sedimentology*. 1966. V.6. P.73–93.
6. Ha H.J., Chang T.S., Ha H.K. *Using end-member analysis to determine sediment dispersal and depositional processes on the Heuksan mud belt, southwest Korean shelf* // *Geo-Mar Lett*. 2021. V. 41.P. 7. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00672-6>
7. Kong F.B., Xu S.J., Han M., Chen H.T., Miao X.D., Kong X.L., Jia G.J. *Application of grain size end-member analysis in the study of dust accumulation processes: A case study of loess in Shandong Province* // *East China. Sedimentary Geology*. 2021. V.416. P.105868. <https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2021.105868>
8. Muhs D.R. 2007. *Loess deposits, origins and properties*. In: Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1405–1418.
9. Paterson G.A., Heslop D. *New methods for unmixing sediment grain size data* // *Geochem. Geophys. Geosyst*. 2015. V.16. P. 4494–4506.
10. Vandenberghe J. *Grain size of fine-grained windblown sediment: a powerful proxy for process identification* // *Earth Sci. Rev*. 2013.V.121, P. 18-30.
11. Varga G., Újvári G., Kovács J. *Interpretation of sedimentary (sub)populations extracted from grain size distributions of Central European loess-paleosol series* // *Quat. Int*. 2019. V.502. P.60–70.
12. Weltje G.J. *End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem* // *J Math Geol*. 1997. V.29. P.503–549.
13. Weltje G.J., Prins M.A. *Muddled or mixed? Inferring paleoclimate from size distributions of deep-sea clastics* // *Sediment Geol*. 2003. V.162. P.39– 62

14. Weltje G.J. *End-member modeling of compositional data: Numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem* // *Math. Geol.* 1997. V. 29. P. 503-549. doi: 10.1007/BF02775085.
15. *World Reference Base for Soil Resources International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition (2022) IUSS Working Group WRB. International Union of Soil Sciences (IUSS). Vienna, Austria. 236 p.*
16. Zhang X, Wang H., Xu S, Yang Z. *A basic end-member model algorithm for grain-size data of marine sediments* // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 2020. V. 236. P.106656

# СЕКЦИЯ

Информационно-  
вычислительная  
инфраструктура  
региональных  
исследований  
окружающей среды

## Возможности геоинформационной системы «Арктика-М» для решения задач оперативной метеорологии

**Холодов Е.И., Блощинский В.Д.,  
Киселёв А.А.**

Дальневосточный центр  
ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической  
гидрометеорологии «Планета», Хабаровск, Россия  
E-mail: e.kholodov@dvrspod.ru

### АННОТАЦИЯ

В настоящее время интенсивно разрабатываются и совершенствуются технологии обработки и анализа данных, получаемых с различных космических аппаратов. Данные измерений спутниковых приборов позволяют получать широкий спектр тематической продукции для решения множества фундаментальных и прикладных задач. При этом платформ, позволяющих связать в единый технологический цикл формирование готовых продуктов под нужды потребителя и возможность их отображения и анализа стандартными и специальными инструментами, для российской группировки метеорологических спутниковых систем практически нет. В работе рассматриваются возможности геоинформационной системы «Арктика-М», разработанной в Дальневосточном центре НИЦ «Планета» в интересах широкого круга потребителей. Представлены структура системы, основные инструменты комплексирования и анализа спутниковой и другой информации метеорологического назначения. Демонстрированы возможности использования геоинформационной системы «Арктика-М» для анализа текущей синоптической ситуации. Показано, что возможность проведения такого анализа в режиме реального времени вносит неоценимый вклад в решение задач мониторинга и изучения синоптических процессов.

### ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших задач дальнейшего развития отечественных космических систем дистанционного зондирования Земли гидрометеорологического назначения связана с обеспечением оперативной передачи и отображением часто обновляемой информации удалённым пользователям. Для оптимального использования такой информации требуются инструменты, позволяющие путём выполнения минимального количества операций обеспечить оперативную и наглядную визуализацию спутниковых продуктов с воз-

возможностью наложения на них различных синхронных данных из других источников для совместного анализа. Особое значение подобные инструменты приобретают для Арктического региона и северных территорий Земли, где отсутствие достаточного количества метеорологической информации является серьезной проблемой при прогнозировании погоды.

С запуском 16 декабря 2023 г. на высокоэллиптическую орбиту Земли космического аппарата Арктика-М № 2 обеспечен непрерывный режим съемки Арктического региона Земли с периодичностью 15 минут для получения информации метеорологического и гидрологического назначения, как днем, так и ночью. Ранее, получение информации с КА Арктика-М №1 (которая была запущена 28 февраля 2021 г.) впервые в мире позволило проводить оперативный полномасштабный мониторинг приполярных районов севернее 60° с.ш. и морей Северного Ледовитого океана. Этот регион Земли недоступен для наблюдения со спутников на геостационарной орбите, а низкоорбитальные метеорологические спутники не обеспечивают наблюдение высокоширотных районов с требуемой периодичностью. Международное научное сообщество оценило запуск КА Арктика-М №1 как пионерский успех мирового уровня [1].

В связи с повышенным интересом специалистов гидрометеорологических служб, авиационных метеорологов и других заинтересованных лиц к целевой информации, поступающей с КА серии Арктика-М, стояла задача создания информационной платформы, обеспечивающей доступ к данным и результатам их тематической обработки в едином формате и в режиме реального времени. Специалистами Дальневосточного центра НИЦ «Планета» разработана геоинформационная система (ГИС) «Арктика-М» с использованием современных технологий, обеспечивающих доступ к данным посредством картографических сервисов, объединенных в веб-интерфейсе. Серверная часть ГИС состоит из ПО GeoServer, СУБД PostgreSQL и исполняемых скриптов, разработанных авторами. Лицензии на всё стороннее ПО не накладывают ограничений на использование или распространение готовой ГИС в широком доступе.

## СТРУКТУРА СИСТЕМЫ ГИС «АРКТИКА-М»

Геоинформационная система «Арктика-М» состоит из 3-х основных компонент, тесно связанных между собой: системы подготовки данных, базы данных хранения векторной и растровой информации и системы визуализации и распространения информации.

Система подготовки данных представляет собой комплекс, состоящий из автоматизированных модулей, обеспечивающих сбор информации:

- из системы архивации и каталогизации спутниковых данных НИЦ «Планета»;
- из базы данных гидродинамической модели регионального прогноза (ГМРП) Гидрометцентра России;
- из систем численного прогнозирования погоды: глобальной (GFS) и региональной (WRF);
- с сети датчиков грозорегистрационной системы Росгидромета, развёрнутой в Европейской части страны и на Дальнем Востоке.

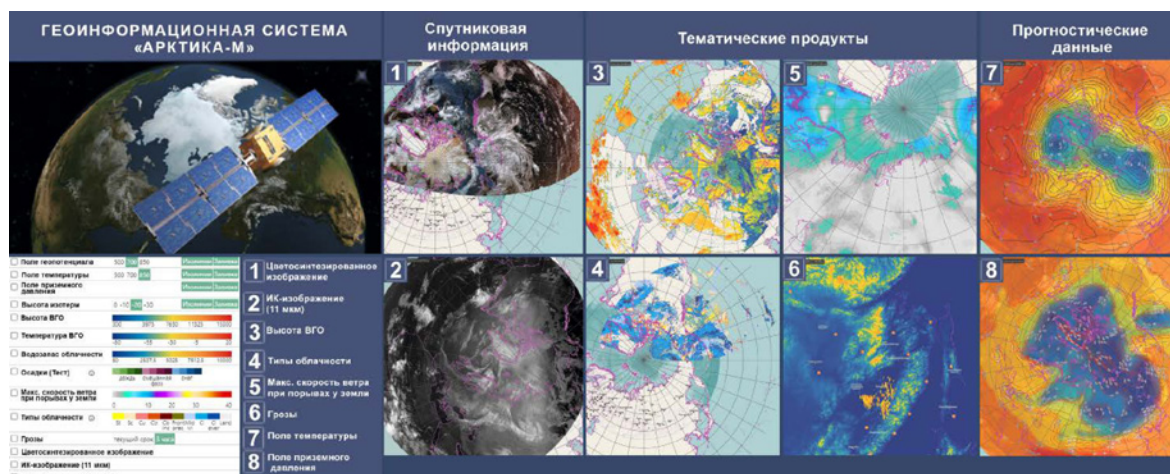
Помимо функции сбора разнородной информации комплекс осуществляет её дополнительную подготовку. Данные ДЗЗ и ЧПП в автоматическом режиме подготавливаются в виде файлов в форматах GeoTiff и HDF5. Для совмещения времени спутниковой съемки и данных прогностических моделей применяется интерполяция по времени с использованием технологии компьютерного зрения, а именно оптического потока [3]. На основе применения свёрточных нейронных сетей, выполняется проверка на соответствие пикселей спутникового изображения классам облачности или подстилающей поверхности и формирование на основе её так называемых масок [2]. Для обработки и обмена данными используются модули, написанные на Python и C#.

В качестве базы данных хранения используется СУБД PostgreSQL с расширением PostGIS (для работы с векторной информацией). Вся векторная информация хранится непосредственно в базе данных, для растровой информации в базе размещается атрибутивная информация, а сами данные содержатся на отдельной выделенной системе хранения.

Система визуализации и распространения информации состоит из веб-интерфейса и сервера предоставления картографических данных. В качестве серверной части используется программное обеспечение с открытым исходным кодом GeoServer [5], на котором реализовано более 14 картографических сервисов различной тематической информации. Веб-интерфейс позволяет объединить картографические сервисы, наполняемые из разнородных источников, обеспечивая возможность визуализации и анализа обстановки как в целом на карте, так и для точки. Реализация с использованием картографического приложения OpenLayers [6] позволяет максимально полно задействовать возможности GeoServer. Пользователю предоставляются удобные средства навигации в картографическом окне, изменения масштабов, выбора требуемых географических регионов. Отображение информации осуществляется в виде накладываемых (совмещенных) информационных слоев, выбираемых пользователем. Слои объединены в тематические группы: спутниковые изображения, прогностическая информация, данные грозорегистрации, атрибутивные данные (рис. 1). Большинство информационных слоев помимо пространственной имеет временную привязку, в связи с чем, в ГИС «Арктика-М» реализованы механизмы



организации запросов к этим слоям с учетом временных критериев. Атрибутивная информация в части отображения городов и объектов гидрологии суши формируется по запросам региональных пользователей в зависимости от решаемых задач.



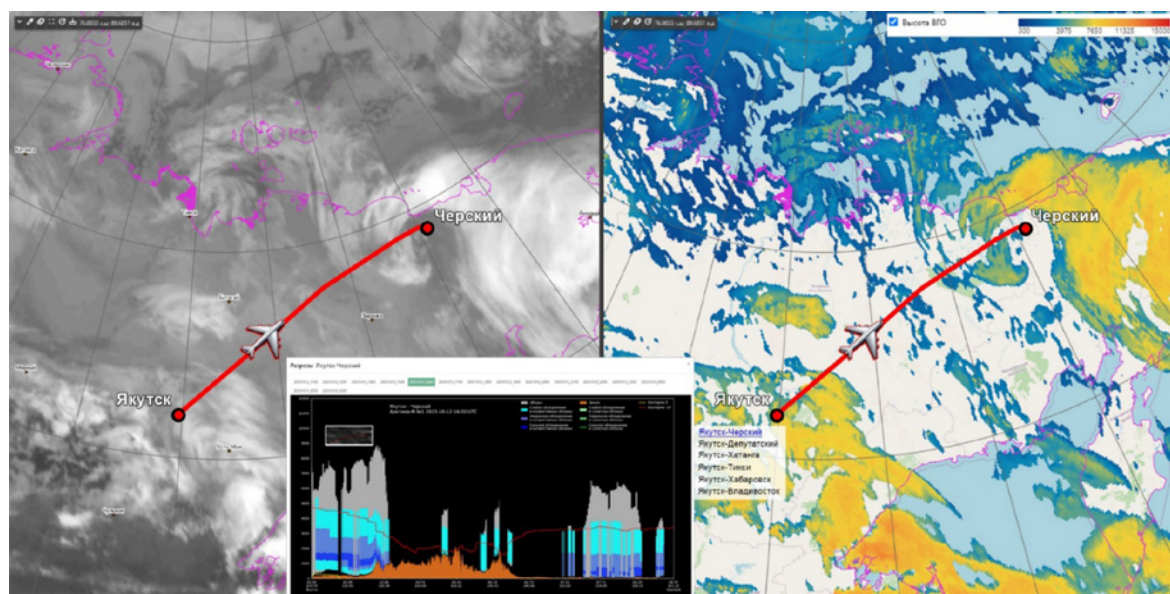
**Рис. 1.** Примеры отображения информационных слоёв в ГИС «Арктика-М».

## ИНФОРМАЦИОННАЯ ПРОДУКЦИЯ И ИНСТРУМЕНТЫ ЕЁ ОТОБРАЖЕНИЯ В ГИС «АРКТИКА-М»

На основе тематической обработки информации сканера МСУ-ГС (многозональное сканирующее устройство гидрометеорологического обеспечения), входящего в состав бортовой целевой аппаратуры КА серии Арктика-М, создается широкий спектр различных видов информационной продукции. В первую очередь это статичные и анимированные изображения облачности и подстилающей поверхности в различных диапазонах спектра, гидрометеорологические параметры и характеристики облачного покрова (высота и температура верхней границы облачности, тип и водозапас облачности и др.), данные о скорости ветра и осадках у земли и др.

Как показала практика совместной работы с региональными потребителями, спутниковая информация становится неотъемлемой частью в работе синоптиков, метеорологов, гидрологов, но ещё большую информативность в данном случае приобретают инструменты, позволяющие проводить комплексный анализ спутниковых данных совместно с другими видами информации.

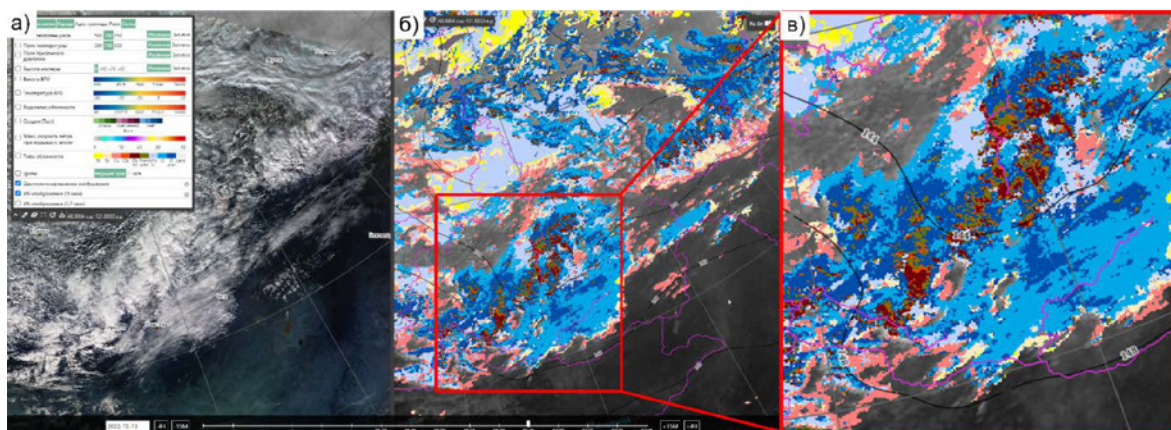
Для оценки обстановки в динамике в ГИС «Арктика-М» реализован сервис отображения информации об облачности в виде последовательности растровых изображений. Шкала выбора даты и времени позволяет просматривать движение облачных образований в режиме анимации. При этом предусмотрена возможность одновременного отображения в динамике и другой продукции, тесно связанной с облачностью, например, данных о грозовой активности, термобарического поля в изолиниях, распределения и фактической интенсивности осадков и порывов ветра у земли.



**Рис. 2.** Пример отображения информационного слоя «Разрезы».

ГИС «Арктика-М» позволяет визуализировать вертикальные разрезы облачности и зоны обледенения по авиационным маршрутам. Обледенение является одним из наиболее неблагоприятных метеорологических явлений, от которого во многом зависит безопасность и регулярность полетов авиации, в связи с чем, очень полезно заранее знать об областях с потенциальной возможностью обледенения. В результате запросов пользователя на экране отображается карта, отображающая текущее вертикальное распределение облачности по маршруту следования воздушного судна и наличие зон обледенения разной интенсивности в ней (рис. 2). Инструментами ГИС предусмотрен выбор аэропорта вылета, маршрута перелёта и срока, за который необходимо построить разрез. Подобный продукт крайне востребован при проведении консультаций экипажей в ходе предполётных брифингов.

Применение в Дальневосточном центре НИЦ «Планета» технологий на основе искусственного интеллекта, в частности, нейронных сетей, позволило получить и визуализировать на платформе ГИС «Арктика-М» продукты, позволяющие осуществить распознавание облачных систем фронтального и внутримассового характера с конвективными явлениями (рисунок 3) [4].



**Рис. 3.** Мониторинг облачных систем фронтального и внутримассового характера с конвективными явлениями в ГИС «Арктика-М»: а) Синтез каналов видимого диапазона за 13.10.2022 06:45 UTC; б) Карта классификации типов облачности с наложенным полем АТ- 700 мб за 13.10.2022 06:45 UTC; в) Укрупнённый фрагмент карты.

Технологии расчета основаны на моделировании взаимосвязи между интенсивностью осадков, спектральными и текстурными характеристиками облачности и ее некоторыми физическими характеристиками, такими как высота верхней границы облачности, ее оптическая толщина, эффективный радиус облачных частиц, фазовое состояние воды в облаке.

Стоит отметить, что веб-интерфейс ГИС «Арктика-М» разрабатывался для полярной стереографической проекции (ESRI:102018), однако он позволяет визуализировать продукты и проводить анализ и для средних широт, вплоть до 45°с.ш. В виду редкой сети наземных и практически полном отсутствии радиолокационных метеорологических наблюдений в Сибири и на Дальнем Востоке решалась задача достижения максимальной информативной ценности спутниковых продуктов для усвоения в оперативном анализе погоды, в частности, явлений конвективного характера. Обновляемые с периодичностью в 15 минут данные позволяют на единой платформе в динамике отследить потенциально опасную кучево-дождевую облачность на всех стадиях жизненного цикла, проанализировать микрофизические параметры конвективных ячеек и характер термобарического поля, сопоставить с данными фактически зарегистрированных молниевых вспышек. В существующих условиях получение качественных спутниковых информационных продуктов с КА серии Арктика-М в полярных широтах и на Дальнем Востоке позволит обеспечить подразделения Росгидромета продукцией, не уступающей по информационной ценности данным метеорологических радиолокаторов, но покрывающей на порядок большие площади.

Практическое использование ресурса ГИС «Арктика-М» показало, что такая платформа оказывает значительную помощь в осуществлении оперативного мониторинга синоптических процессов и являются надёжным средством информационной поддержки прогностических подразделений, в том числе при составлении штормовых оповещений по территориям, слабо освещённым фактическими наблюдениями. На рисунке 4 представлена карта посещаемости ГИС «Арктика-М» пользователями.

По состоянию на июнь 2024 зарегистрировано 103 активных пользователя ГИС «Арктика-М» на территории 36 субъектов РФ. Получено 46 отзывов (комментариев, предложений) от организаций Росгидромета и ряда других заинтересованных структур. Помимо представленных примеров использования ГИС «Арктика-М», следует отметить, что модульная структура системы позволяет наращивать функциональность ГИС и включать в нее не только новые виды продукции, но и инструменты для работы с ними.





**Рис. 4.** Карта посещаемости ГИС «Арктика-М» активными пользователями (количество http-запросов превышает 500 в неделю).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геоинформационная система «Арктика-М» предназначена для оперативного комплексирования и отображения на единой информационной площадке спутниковых продуктов, получаемых по данным первой в мире высокоэллиптической гидрометеорологической космической системы «Арктика-М». ГИС ориентирована на широкий круг пользователей, является универсальной и позволяет подготавливать, обрабатывать, хранить и визуализировать растровую и векторную информацию в различных картографических проекциях. Представленный в системе набор информационных продуктов, их территориальное покрытие, временной диапазон хранения информации и способ ее отображения могут подстраиваться под требования и задачи конкретного пользователя и устанавливаться администратором.

В ходе оперативной эксплуатации система продемонстрировала высокую эффективность работы за счёт высокой достоверности информации, оперативности доведения продукции до конечных пользователей, большого количества отображаемых продуктов. Все это способствует повышению точности прогнозов и штормовых оповещений. Использование ГИС «Арктика-М» позволяет объединить в единую информационную систему данные из различных источников, которые дополняют друг друга и в целом представляют собой эффективное средство мониторинга и прогнозирования. Размещение подобных ресурсов в сети Интернет позволяет оперативно информировать как заинтересованные службы, так и население.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Асмус В.В., Милехин О.Е., Крамарева Л.С., Хайлов М.Н., Шириаков А.Е., Шумаков И.А. Первая в мире высокоэллиптическая гидрометеорологическая космическая система «Арктика-М» / *Метеорология и гидрология*. – 2021. – № 12. – С. 11 – 26.
2. Крамарева Л. С. и др. Использование нейронных сетей в задачах гидрометеорологии / *Вычислительные технологии*. – 2019. – Т. 24. – №. 6. – С. 50-59.
3. Симоненко Е.В., Чудин А.О., Давиденко А.Н. Дифференциальный метод вычисления векторов перемещения облачности / *Метеорология и гидрология*. – 2017. – № 3. – С. 29-40.
4. Bloschchinskiy V. D., Kuchma M. O., Andreev A. I., Sorokin A. A. Snow and cloud detection using a convolutional neural network and low-resolution data from the Electro-L No. 2 Satellite / *Journal of Applied Remote Sensing*. – 2020. – Vol. 14. – No 3. – P. 034506.
5. GeoServer. – URL: <https://geoserver.org/> (18.10.2022).
6. OpenLayers. – URL: <https://openlayers.org/> (18.10.2022).

# Цифровые двойники и цифровые модели в области наук о Земле

**Вязилов Е.Д.**

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных,  
Обнинск, Россия  
E-mail: vjaz@meteo.ru

В статье рассмотрены вопросы создания цифрового двойника в области наук о Земле на основе интегрированных, распределенных и неоднородных данных с использованием Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО, <http://esimo.ru>). Предложено применить графы знаний для развития семантической сети связей экземпляров цифрового двойника. Представлен общий граф знаний, включающий другие графы знаний - “Поиск данных по метаданным”, “Организацию доступа к данным” за счет создаваемых связей экземпляров цифрового двойника, “Поддержка решений” для различных видов деятельности, бизнес-процессов, зависящих от гидрометеорологических условий. В дальнейшем необходимо будет создать большую серию графов знаний для бизнес-процессов предприятий, учитывающих опасные гидрометеорологические явления и экстремальные явления, связанные с изменениями климата.

## ВВЕДЕНИЕ

При оценке изменения климата, моделировании влияния окружающей среды на предприятия, жизнедеятельность населения, в прогностических моделях используются дополнительные сведения в виде данных из различных сфер Земли, включая техносферу и социосферу. Каждый исследователь обычно сам собирает, обрабатывает и использует необходимые данные в соответствии со своей гипотезой [1]. Для упрощения работы исследователей и повышения эффективности труда руководителей предприятий нужно развивать интеграцию социально-экономической (СЭИ), технико-экономической информации (ТЭИ), сведения о влиянии окружающей среды на предприятия, коммунальных и других инфраструктурах предприятий и поселений. После интеграции требуется организовать доставку данных и информации соответствующим приложениям. Примером интеграции распределенных и неоднородных данных и их доставки пользователям по подписке является Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО, <http://esimo.ru>) [2].

Данные и информация по окружающей среде, как правило, неоднородны по используемым системам управления базами данных (СУБД), структурам данных, классификаторам, не имеют унифицированных имен атрибутов. В документации на накопленные данные не всегда определяются связи с другими доменами. Решение этих задач возможно за счет создания новой архитектурной информационной единицы в виде цифрового двойника (ЦД), который объединяет информацию для дальнейшего использования в различных моделях и приложениях [3-5]. Для создания ЦД можно использовать ЕСИМО. При этом требуется расширить состав интегрированных данных, организовать связи между ними за счет применения графов знаний и стандартизовать форматы передачи данных с помощью API-сервисов.

Целью статьи является разработка подходов по использованию данных ЦД в различных моделях, включая модели оценки воздействий окружающей среды и изменений климата, расчета ущербов и стоимости превентивных мероприятий.

## КАК СОЗДАЕТСЯ ЦИФРОВОЙ ДВОЙНИК?

ЦД в области окружающей среды создается на основе данных из различных сфер Земли (атмо-, гидро-, лито-, космо-, социо-, техно-), включающих сведения о предприятиях, поселениях, бизнес-процессах, природных процессах (течения, ветер, волны, осадки, др.).

ЦД могут применяться в моделях, которые используют данные из разных доменов для прогноза гидрологических, морских, сельскохозяйственных явлений, воздействий окружающей среды на предприятия, оценки загрязнения, возможных убытков, расчета показателей оценки воздействий изменений климата, вычисления стоимости превентивных мероприятий, оптимизации решений, моделирования развития промышленных районов. При этом используются следующие типы и виды данных [6]:

- метаданные (МД);
- наблюдаемые данные, анализы, прогнозы различной заблаговременности;
- климатические данные с различной пространственно-временной агрегацией;
- исторические сведения о катастрофах;
- временные ряды параметров;
- локальные пороговые значения показателей опасных и экстремальных явлений (ОЯ);



- информация о выявленных катастрофах на основе пороговых значений;
- результаты статистического анализа в виде баз климатических данных;
- результаты космической деятельности;
- цифровая модель местности (ЦММ), цифровая модель рельефа (ЦМР);
- гидрографическая и батиметрическая информация для навигации;
- паспорта безопасности предприятий;
- паспорта производимой продукции, а также используемых для ее создания материалов, комплектов;
- технические условия на производимую продукцию, в которых указываются условия окружающей среды, в которых можно ее эксплуатировать;
- климатические паспорта для развития адаптации экономики к изменениям климата;
- СЭИ о поселениях;
- ТЭИ о предприятиях;
- показатели элементов промышленных, общественных и других типов зданий и сооружений, подвергаемых воздействию окружающей среды (ветро-, влаго-, пожаро-, волноустойчивость, др.);
- теплофизические и другие свойства материалов, из которых построены здания и сооружения;
- справочные сведения физических постоянных.

Основной задачей создания ЦД является представление данных из разных доменов в виде отдельных экземпляров ЦД, включающих свойства каждого типа и вида данных в отдельной таблице. Принципы создания ЦД даны в работах [1, 6]. Целостность БД сохраняется при добавлении новых экземпляров ЦД, связей. Экземпляры хранятся в одной модели данных. Одинаковые поисковые атрибуты имеются у всех экземпляров. Каждый экземпляр ЦД имеет идентификатор. На каждый экземпляр ЦД создаются МД, что облегчает поиск экземпляров и записей. Хранение множественных значений свойств отдельного экземпляра ЦД производится в рамках одной таблицы. Связи между экземплярами ЦД отражаются в виде графа знаний, за счет этого упрощается поиск необходимых данных. Поиск производится как на основе структурированных данных, так и неструктурированных данных, например, с помощью OpenSearch [7]. ЦД должен удовлетворять принципам FAIR [8] (поисковость, доступность, интероперабельность, повторное использование данных).

К модели данных ЦД предъявляются следующие требования [3]. Модель данных должна хранить независимые, но связанные между собой экземпляры ЦД, обладать расширяемостью по содержанию данных из различных предметных областей, не зависеть от используемых СУБД и операционных систем, хранить историю – жизненный цикл каждого экземпляра ЦД. Модель данных должна позволять представлять данные в точках (в виде временных рядов и в узлах регулярной сетки). В модели данных используется единое именование атрибутов с указанием единиц измерений, форматов хранения параметров с помощью Единого словаря параметров [9]. Используемые для МД и данных классификаторы должны иметь единую схему хранения. Один экземпляр ЦД хранится в одной таблице. За счет этого упрощается организация API-сервисов.

Экземпляры ЦД могут использоваться в моделях оценки воздействий или гидрометеорологических прогнозах. Например, в моделях гидрологических прогнозов используются не только гидрологические и метеорологические данные, но и ЦММ, данные по глубинам ре и озер, метеорологические постоянные (плотность и состав воздуха) и др.

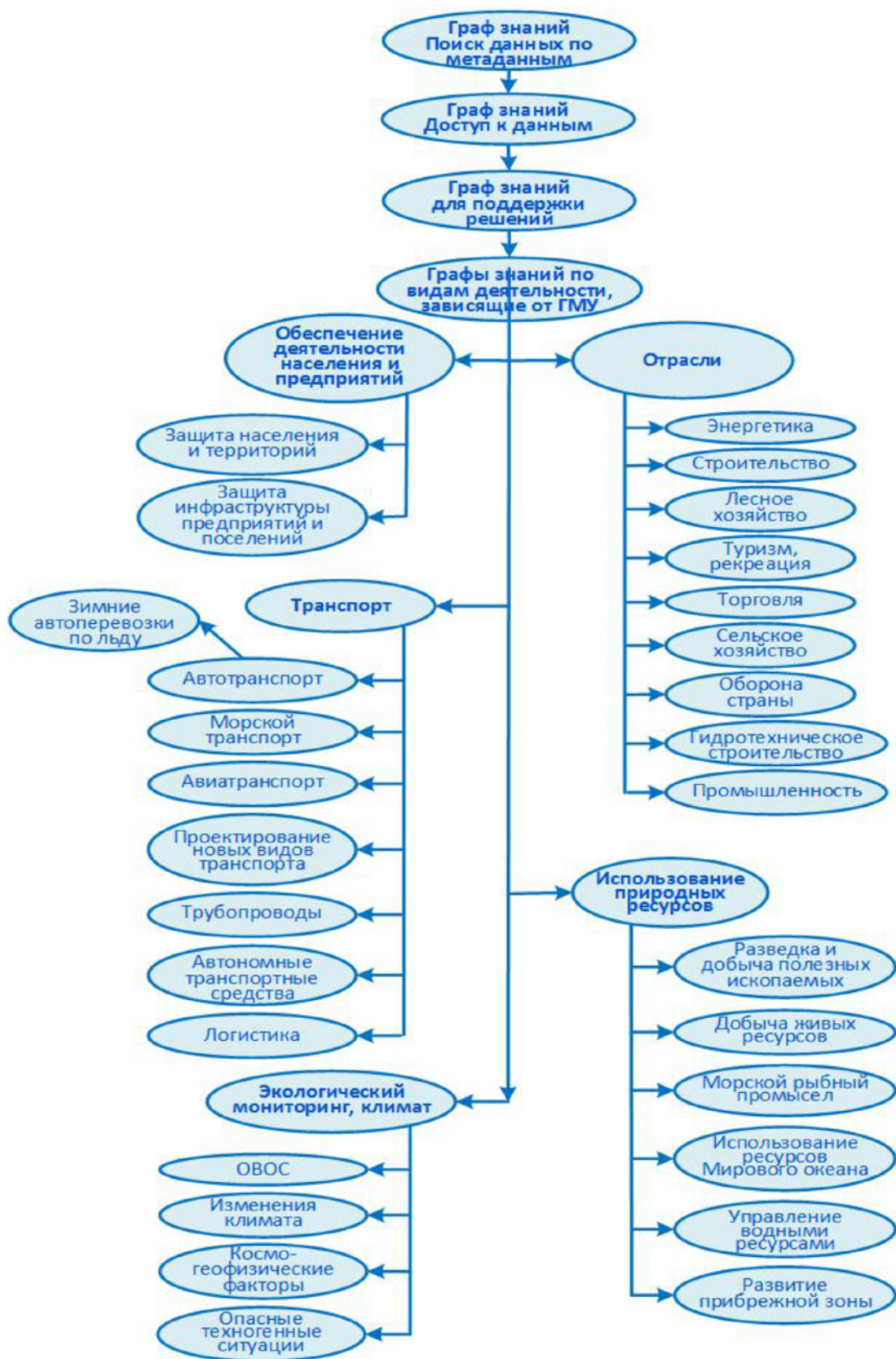
## РЕАЛИЗАЦИЯ СВЯЗЕЙ ЭКЗЕМПЛЯРОВ ЦД С ПОМОЩЬЮ ГРАФОВ ЗНАНИЙ

Для организации связей экземпляров ЦД необходимо разработать графы знаний. Граф знаний – это семантическая сеть, в которой хранится информация об экземплярах ЦД и взаимосвязях между ними. Узлы сети представляют сущности (экземпляры ЦД) предметной области, а ребра – это отношения между ними. Эта структура связывает разнородные данные – МД, массивы, базы данных с помощью применяемых стандартизованных терминов, определений и классификаторов; дает семантическую интерпретацию связей экземпляров ЦД; позволяет запускать сложные запросы для доступа к неизвестным ранее пользователям данным [10, 11]. Ребра отражают взаимосвязи и отношения между экземплярами ЦД в графе знаний. Уже существуют открытые графы знаний для Wikidata, Linked Open Data. В России идет большая работа по созданию графов знаний в различных предметных областях [12, 13].

Сведения о связях экземпляров ЦД хранятся в графовых базах данных в виде триплов RDF, которые разделяют информацию на выражения (субъект-предикат-объект). Такие СУБД как Neo4j [14], MONGODB [15] и другие позволяют хранить и обрабатывать графы знаний. В этих СУБД запрос задается на естественном языке, который преобразуется в структурированный запрос. Для поиска используется язык SPARQL [16].

Граф знаний помогает связать большое количество наборов данных из разных источников в отдельной предметной области в одну коллекцию знаний. Кроме того, в рамках одной предметной области может быть создано несколько графов знаний. Например, общий граф знаний (рис. 1) включает

другие графы знаний: “Поиск данных по МД”; “Доступ к данным” за счет созданных связей в цифровом двойнике; “Поддержка решений” на основе данных, полученных из ЦД. Последнее направление представляет собой большую серию графов знаний для каждого бизнес процесса, зависящего от гидрометеорологических условий (ГМУ). Эти бизнес-процессы можно классифицировать по различным видам деятельности, использованию природных ресурсов, отдельно по обеспечению жизнедеятельности населения и предприятий.



**Рис. 1.** Обобщённый граф знаний для создания ЦД

В зависимости от уровня знаний пользователя поиск необходимых данных начинается с любого графа знаний. На основе графов знаний доставляется необходимая пользователю информация в соответствии с заданными связями между экземплярами ЦД. Сведениями, которые запрашивает пользователь, могут быть свойства окружающей среды и предприятия, на которые воздействует окружающая среда. Результаты выполнения запросов дополняются информацией, которая будет полезна пользователю. Например, пользователь хочет получить штормовые оповещения, а с помощью графа знаний дополнительно выдаются воздействия ОЯ. В ответ на запрос «Какие воздействия возможны при граде?» включаются рекомендации для принятия решений.

Управление бизнес-процессами на предприятиях с учетом гидрометеорологической информации (ГМИ) не формализовано, информация и знания, необходимые для повышения готовности к ОЯ, во многих случаях находится в головах руководителей предприятий. Для организации бизнес-процессов выявляются ОЯ, которые воздействуют на деятельность предприятия. И для каждого вида деятельности оформляется бизнес-процесс, учитывающий ГМУ.

Оценка количества бизнес-процессов, использующих ГМИ по отдельным направлениям представлена в табл. 1. Оценки количества экземпляров и числа записей даны в табл. 2.

**Таблица 1.** Количество бизнес-процессов, использующих ГМИ по направлениям деятельности.

Направление деятельности	Вид деятельности	Количество бизнес-процессов
Отрасли	Энергетика	22
	Строительство	16
	Лесное хозяйство	5
	Туризм, рекреация	16
	Торговля	5
	Сельское хозяйство	10
	Оборона	3
	Гидротехническое строительство	19
	Промышленность	17
Использование природных ресурсов	Разведка и добыча полезных ископаемых	18
	Добыча живых ресурсов	4
	Морской рыбный промысел	43
	Использование ресурсов Мирового океана	8
	Управление водными ресурсами	11
	Развитие прибрежной зоны	11
Обеспечение деятельности населения и предприятий в период ОЯ	Защита населения и территорий	25
	Защита инфраструктуры предприятий и поселений	7
Транспорт	Железная дорога	7
	Автотранспорт	15
	Морской транспорт	59
	Авиатранспорт	15
	Проектирование новых видов транспорта	21
	Трубопроводы	3
	Автономные транспортные средства	2
	Логистика	13
Экологический мониторинг, климат	Оценка воздействия на окружающую среду (ОВОС)	22
	Изменения климата	12
	Космогеофизические факторы	5
	Опасные техногенные ситуации	34
<b>Итого</b>	<b>429</b>	

**Таблица 2.** Оценки количества экземпляров и общего числа записей в графах знаний, создаваемых для оценки воздействий ОЯ и изменений климата на деятельность предприятий.

Название графа знаний	Количество экземпляров ЦД	Количество записей
Общий граф знаний	30	300
Поиск данных по МД	45	10000
Доступ к данным	2000	10000000
Оценка воздействия ГМУ на деятельность предприятий и население	5000	100000
Бизнес-процессы, которые зависят от ГМУ	500	200000

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЦИФРОВЫХ ДВОЙНИКОВ В ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЯХ

Требования к моделям оценки воздействий окружающей среды на деятельность предприятий следующие. Модели должны быть готовы к повторному выполнению в любой момент времени и для них всегда имеются необходимые актуальные данные в виде ЦД. Модели работают в распределенной среде. Доставка данных до моделей происходит с помощью REST-сервисов в форматах обмена данными JSON. В зависимости от прикладной задачи модели прогноза воздействий автоматически запускаются в установленные регламентом сроки, связанные с поступлением новых порций данных или после выявления, или получения информации об ОЯ. Типы моделей в которых могут использоваться ЦД представлены в [17]:

- прогноз гидрологических, морских, агрометеорологических явлений, перенос загрязнения, распространение разливов нефти с использованием метеопрогнозов и других типов данных;
- расчет показателей для оценки воздействий ОПЯ или изменений климата;
- прогноз воздействий окружающей среды на деятельность предприятий;
- расчет возможных убытков;
- вычисление стоимости превентивных мероприятий;
- оптимизация решений;
- моделирование развития новых промышленных районов - пространственное планирование;
- расположение предприятий внутри промышленного района и планирование доставки сырья и материалов между ними;
- аналитика и оптимизация решений;
- управление природными рисками.

Использование интегрированных в ЕСИМО данных в модели «Распространение разлива нефти» [18] выглядит следующим образом. Модель работает на сервере разработчика модели в Государственном океанографическом институте (ГОИН). Данные для модели постоянно готовятся средствами ЕСИМО и доставляются на сервер ГОИН. Пользователь, зная место, время разлива и объем разлитой нефти, запускает модель. Результаты моделирования с помощью геоинформационной системы показываются на карте. Пользователь проводит анализ этих карт на предмет, куда движется разлив и когда он достигнет побережья или рыбопромысловых районов.

Аналогично можно подключить и другие модели. Только теперь задача ставится, чтобы модели оценки воздействий ОЯ использовали необходимые данные из одного источника в виде ЦД. Схема использования ЦД в бизнес-процессах, зависящих от состояния окружающей среды, представлена на рис. 2.



**Рис. 2.** Схема использования ЦД в бизнес-процессах, зависящих от состояния окружающей среды.

Другими примерами бизнес-процессов, которые могут использовать данные ЦД, являются:

- расчет прибыли арктических портов при учете сроков вскрытия припая; размещения грузов в портах Мурманск, Архангельск или Владивосток для завоза в Арктику;
- выбор оптимального варианта эвакуации грузов при наводнении в порту;
- выдача рекомендованных курсов следования судов в зависимости от скорости ветра, высоты волн и льда;



- оптимизации расположения предприятий и транспортных путей для учета их заносимости снегом в зависимости от розы ветров;
- использование окон погоды и других климатических условий при планировании транспортировки крупногабаритных грузов, барж, буровых платформ, плавучих атомных станций и т.п.;
- выбор сезона и корректировка маршрута при перевозке контейнеров на верхней палубе при большой вероятности высоты волн более 5 м;
- расчет приливов для прохода судна в устье реки при наличии мелкого бара.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены новые подходы по использованию данных ЦД для оценки влияния окружающей среды на деятельность предприятия с помощью математических и экономических моделей и использованием интегрированных данных ЕСИМО, представленных в универсальной модели данных. ЦД отражает состояние окружающей среды и деятельность предприятий в четырехмерном пространстве в виде временных рядов и в узлах регулярной сетки.

Для отражения связей объектов МД между собой и с данными предложено использовать графы знаний. Граф знаний связывает экземпляры ЦД проверенными жизнью отношениями. Граф знаний поможет пользователям быстрее найти необходимые исторические, оперативные, прогностические, климатические данные и использовать их в соответствующих моделях.

Получаемый цифровой аналог состояния окружающей среды и экономических показателей предприятий позволяет отслеживать уровень опасности для предприятий и населения, моделировать и прогнозировать возможные воздействия, а также оптимизировать принятие решений. Модели, использующие данные из ЦД, помогут руководителям получать детальные сведения о складывающейся обстановке на предприятии и принимать эффективные решения по проведению превентивных мероприятий.

*Работа выполнена в рамках Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг., проект 5.3 «Разработка методов и средств цифрового гидрометеорологического обеспечения морской деятельности на основе Единой государственной системы информации об остановке в Мировом океане».*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Гордов Е.П. Цифровые двойники систем и процессов как инструмент современной климатологии, *Фундаментальная и прикладная климатология*, т. 9, № 3, с. 269–297. DOI: 10.21513/2410-8758-2023-3-269-297
2. ЕСИМО. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане. 2013. URL: <http://esimo.ru>. Доступ: 04.01.2023.
3. Viazilov E.D., Puzova N.V., Mikheev A.S., Melnikov D.A. Choosing a Data Model for the Environmental Digital Twin. *Supplementary Proceedings of the XXIV International Conference on Data Analytics and Management in Data Intensive Domains (DAMDID/RCDL 2022)*. Pleiades Publishing, Ltd. (hereinafter referred to as the “Publisher”). Special issue of the *Lobachevskii Journal of Mathematics*, 2023, vol. 44, no. 1, pp. 237–248. DOI: 10.1134/S1995080223010444
4. Вязилов Е.Д. Цифровой двойник для окружающей среды. Сборник трудов Международной конференции ‘ENVIROMIS-2022’ и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды (ИМКЭС СО РАН, Томск, 12–17 сентября 2022), р. 323–326.
5. Viazilov E.D. About Creating a Digital Twins in Field of Earth Sciences. *International Journal of Applied Sciences & Development*, ISSN / E-ISSN: / 2945-0454, vol. 1, 2022, Art. #6. DOI:10.37394/232029.2022.1.6. [https://wseas.com/journals/asd/2022/a12asd-006\(2022\).pdf](https://wseas.com/journals/asd/2022/a12asd-006(2022).pdf). Published: December 31, 2022, p. 42–51.
6. Вязилов Е.Д. Цифровая трансформация гидрометеорологического обеспечения потребителей. Том.1. Подходы по реализации, 2021, 355 с.; Том.2. Использование в различных отраслях. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 2022, 356 с.
7. OpenSearch. URL: <https://opensearch.org/>. Дата доступа: 09.04.2024.
8. FAIR Principles. GOFAIR. 2016. URL: <https://www.go-fair.org/fair-principles/>. Access date: 17.06.2024.
9. Вязилов Е.Д. Свидетельство о регистрации базы данных «Единый словарь параметров». № 2007620041. Роспатент. 2007.
10. Tuhin Chattopadhyay, Jagdish Sheth. AI-Powered Knowledge Graphs. *The Holy Grail of Omniscience. Enterprise AI: Machine Learning, Design Paradigms and Operational Impact. Dzone Trend Report*. December 2022, p.43–45.
11. Муромцев Д., Романов А., Волчек Д. Индустриальные графы знаний — индустриальное ядро цифровой экономики. *Control Engineering Россия*. 2019, № 5 (83), с.32–39.

12. Лола Самеева. Knowledge Graph или граф знаний: что это такое и где применяется. Издание «Системный Блок». 28.02.2022. <https://sysblok.ru/glossary/knowledge-graph-ili-graf-znanij-cto-jeto-takoe-i-gde-primenjaetsja/>. Дата доступа: 09.04.2024.
13. Граф знаний в поиске: построение из нескольких источников. Компания VK. URL: <https://habr.com/ru/companies/vk/articles/490060/>. Дата доступа: 09.04.2024.
14. Neo4j Graph Database. URL: <https://neo4j.com/product/neo4j-graph-database/>. Дата доступа: 09.04.2024.
15. MONGODB. URL: <https://www.mongodb.com/>. Дата доступа: 09.04.2024.
16. SPARQL. URL: <https://ru.wikipedia.org/wiki/SPARQL>. Дата доступа: 09.04.2024.
17. Вязилов Е.Д., Мельников Д.А., Минков О.А. Об использовании данных цифровых двойников в моделях, связанных с учетом воздействия окружающей среды на предприятия. Институт проблем управления РАН, «Автоматика и телемеханика», 2024, № 4, с. 60-72.
18. Ивченко А.А., Зацева С.Н., Солбаков В.В., Журавель В.И. Модельный комплекс SPILLMOD-RA для расчета статистических характеристик распространения разливов нефти в море на основе тематического набора данных реанализа метеорологических полей. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. Номер свидетельства: RU 2020665648. 2020. Номер заявки: 2020664664.

# СЕКЦИЯ

## Машинное обучение в задачах наук о Земле

# Определение высоты нижней границы облачности по парам широкоформатных изображений видимой полусферы неба с применением нейронных сетей

<sup>1,2</sup>Борисов М.А., <sup>1,2</sup>Креницкий М.А.

<sup>1</sup> Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

<sup>2</sup> Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

E-mail: [borisov.ma@phystech.edu](mailto:borisov.ma@phystech.edu), [krinitsky@sail.msk.ru](mailto:krinitsky@sail.msk.ru)

В рамках данного исследования разработан новый метод оценки высоты нижней границы облачности (ВНГО) с использованием оптических широкоугольных камер и применением нейронной сети для поиска общих точек на паре фотографий, к которым применяется эффект параллакса. Две камеры установлены на расстоянии от 15 до 30 м и синхронно получают оптические изображения небесного полушария. Для использования явления параллакса корректируется положение и ориентация камер, а затем с использованием графовой нейронной сети SuperGlue идентифицируются ключевые точки облаков и вычисляется угол, под которым они видны в двух камерах. Данный подход позволяет эффективно оценивать ВНГО и было проведено сравнение с данными реанализа ERA-5 для различных типов облаков, демонстрируя перспективы нового алгоритма в аэроклиматологических исследованиях.

## ВВЕДЕНИЕ

Высота нижней границы облачности (ВНГО) представляет собой ключевой метеорологический параметр, который играет важную роль в различных аспектах атмосферных исследований и авиации. ВНГО в значительной степени влияет на толщину планетарного пограничного слоя атмосферы, что, в свою очередь, отражается на динамике и термодинамике атмосферы. В частности, в случаях кучевой облачности, ВНГО сильно коррелирует с толщиной планетарного пограничного слоя [1].

Кроме того, ВНГО является критически важным параметром для построения маршрутов воздушно-летательных аппаратов, а также для обеспечения безопасности взлета и посадки. Визуальные метки облачности позволяют пилотам ориентироваться в условиях ограниченной видимости, определяя минимально безопасные высоты для полетов.

Целью данного исследования является разработка автоматизированного программно-аппаратного комплекса для оценки ВНГО по паре фотоснимков видимой полусферы неба с использованием эффекта параллакса и нейронных сетей. Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

- Составление базы данных оптических широкоугольных снимков видимой полусферы неба.
- Автоматизация разметки центра солнечного диска.
- Расчет матрицы преобразования для совмещения двух снимков по удаленному объекту (солнце/луна).
- Совмещение пары снимков и нахождение ключевых точек на изображении.
- Поиск ключевых точек при помощи SIFT (в качестве опорного метода) и ИНС.
- Расчет пиксельного расстояния между ключевыми точками и применение параллакса для расчета ВНГО.
- Оценка качества и сравнение полученных значений с реанализом ERA-5.

## МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВНГО

На сегодняшний день существует несколько методов оценки высоты нижней границы облачности:

- Лидары: Основной принцип действия в этом устройстве заключается в испускании импульса вверх, сигнал поднимается до облаков, отражается от них и принимается на земле приемником. Из времени между испусканием сигнала и его приемом вычисляется высота нижней границы облачности. Использование лидаров позволяет получить высокоточные данные о высоте облаков, однако этот метод требует дорогостоящего оборудования и сложной настройки [2].
- Воздушно-летательные средства: Самолеты и метеозонды предоставляют данные о высоте облаков на различных уровнях атмосферы, но их использование ограничено погодными условиями и высокой стоимостью [3].
- Визуальные методы: Эксперты-метеорологи визуально оценивают типы облаков и их высоту, что приводит к высокой неопределенности в данных [4].
- Параметризации: Полуэмпирические формулы и модели позволяют оценить ВНГО на основе макропараметров атмосферы, таких как температура и влажность, однако они имеют ограниченную точность [5,6].

Все эти методы малоприменимы в условиях морской экспедиции, особую сложность в этом испытывают лидары, которые неустойчивы к морской качке судна.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для сбора данных использовалась система «SAIL Cloud v.2» (Sea-Air Interactions Laboratory Clouds) [7,8]. Совместно со съемкой неба велись регулярные метеорологические наблюдения за характеристиками облачности согласно руководству Всемирной Метеорологической Организации. Наши специалисты регистрируют такие параметры, как Балл Общей Облачности (БОО), Балл Нижней Облачности (БНО) и другие характеристики облаков

Sail Cloud V.2 позволяет получать оптические изображения видимого небесного купола. На рисунке 1 представлена одна из двух камер типа «рыбий глаз» и точки крепления обеих оптических головок на исследовательском судне. Различия в расположении надстроек судна на изображениях объясняются различиями в точках крепления камер и вариациями самого судна-носителя. Однако точки крепления фиксированы для каждой экспедиции, поэтому при необходимости наложения масок для покрытия надстроек судна создаются две уникальные маски (по одной на каждую камеру).



Оптические головки Sail Cloud V.2 подключены к управляющему компьютеру и оснащены GPS-датчиками и датчиками позиционирования, включая акселерометр. Это позволяет Sail Cloud V.2 делать снимки в моментсы, когда положение судна почти горизонтальное, что помогает снизить воздействие морской качки. Каждая пара изображений всего неба помечена GPS-координатами, датой и временем (UTC), а также дополнительной технической информацией. Эти атрибуты позволяют автоматически вычислять высоту солнца в момент наблюдений в географическом положении корабля.

**Рис. 1.** Камера Sail Cloud V.2, закрепленная на леерах парохода.



Система Sail Cloud V.2 начинает съемку на рассвете, когда высота солнца превышает  $0^\circ$ , и прекращает съемку на закате, когда высота солнца опускается ниже  $0^\circ$ . В обычном режиме Sail Cloud V.2 принимает синхронные изображения с двух камер с разницей во времени, не превышающей 15 миллисекунд. В дальнейшем для анализа используются только пары фотографий, сделанных в одно и то же время.

## ЯВЛЕНИЕ ПАРАЛЛАКСА

На рисунке 2 приведен дизайн эксперимента, где камеры делают снимок видимой полусферы неба в один момент времени, после чего применяется детектор ключевых точек – SIFT, в качестве опорного метода, и нейронная сеть Superglue, которая показала лучший результат по количеству обнаружения точек. Таким образом, в начале к каждой паре фотографий применяется детектор, который находит пары ключевых точек. Затем для каждой пары точек рассчитывается высота по следующей формуле параллакса [9,10]

$$H = \frac{L}{2 \sin \frac{\alpha}{2}} \sim \frac{L}{\alpha} = \frac{1920L}{5\pi},$$

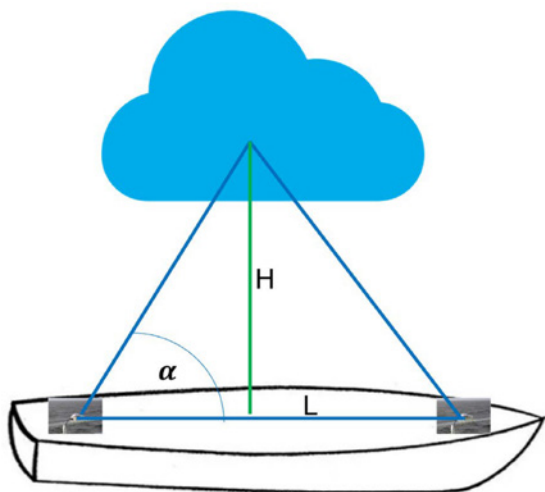
где угол  $\alpha$  рассчитывается из соотношения

$$\frac{\alpha}{\pi} = \frac{S}{1920} \text{ (угол обзора } 180^\circ \text{ в вертикальной плоскости или } \pi \text{ радиан),}$$

$S$  – расстояние в пикселях между ключевыми точками после преобразования,

$L$  – расстояние между камерами, для экспедиции АИ-61  $L \sim 33.7$  метра.

После расчетов мы получаем диапазон высот и используем медианное значение для дальнейшей валидации алгоритма по историческому реанализу ERA-5 и его параметру cloud base height, который определяется как высота, на которой относительная влажность достигает определенного порога, обычно около 100%. В ERA-5 этот параметр рассчитывается с использованием данных о температуре и влажности воздуха на различных уровнях атмосферы.



**Рис. 2.** Дизайн эксперимента, 2 оптических головки системы делают фотоснимок видимой полусферы в одно и то же время, что позволяет оценить высоту облачности при помощи эффекта параллакса.

## ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДЕТЕКТОРЫ КЛЮЧЕВЫХ ТОЧЕК

Метод SIFT (Scale-Invariant Feature Transform) [11], разработанный Дэвидом Лоу, является одним из наиболее распространенных и надежных алгоритмов для детекции и описания ключевых точек на изображениях. Этот метод позволяет выделять характерные точки изображения, которые остаются инвариантными к масштабным изменениям, поворотам и другим аффинным преобразованиям.

Процесс начинается с построения пирамиды Гауссианов, где каждое изображение последовательно размывается с помощью гауссового фильтра. Затем вычисляются разности Гауссианов (DoG) для выделения экстремумов, которые представляют собой потенциальные ключевые точки. Каждая ключевая точка описывается вектором дескриптора, который включает информацию о градиентах в окрестности точки.

Этот метод позволяет надежно идентифицировать и сопоставлять точки на изображениях, даже если они подверглись масштабированию, повороту или другим искажениям. Однако, несмотря на свою эффективность, SIFT может обнаруживать ограниченное количество ключевых точек на изображениях с низкой текстурной детализацией, что может ограничивать его применение в некоторых ситуациях. В данном исследовании количество точек находимых SIFT неустойчиво и лежит в пределах от нескольких точек до нескольких десятков.

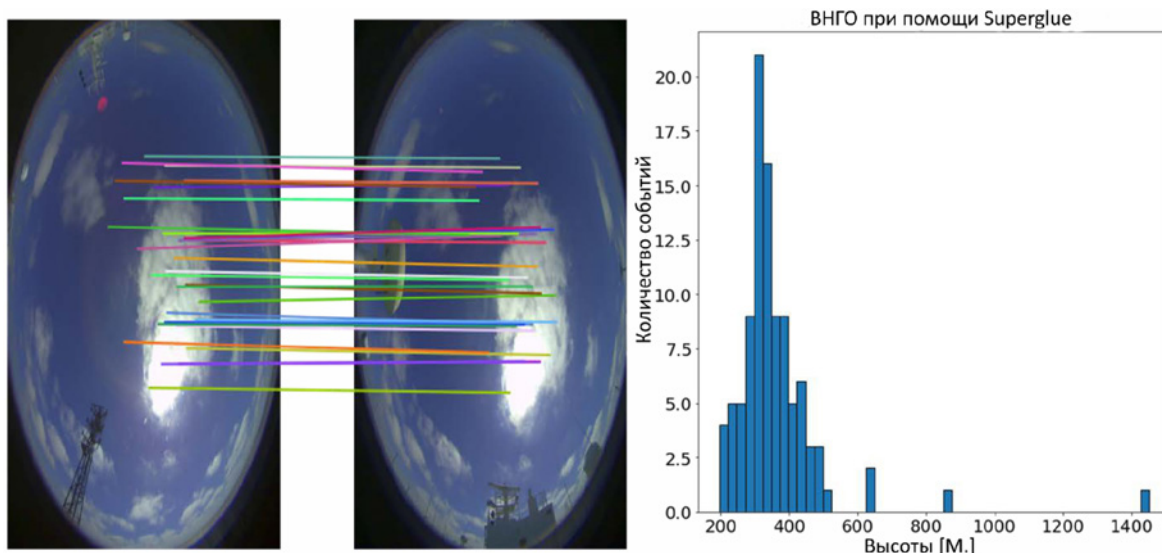
Для преодоления ограничений SIFT и улучшения процесса сопоставления ключевых точек, в данном исследовании используется нейронная сеть Superglue [13], разработанная Полом-Эдуардом Сарлином и его коллегами. Superglue представляет собой графовую нейронную сеть, специально разработанную для задачи сопоставления признаков. В отличие от традиционных методов, Superglue использует локальные дескрипторы, такие как те, которые генерируются SIFT, и улучшает их с помощью многослойного механизма внимания. Этот подход позволяет учитывать как локальные, так и глобальные контексты изображения, что значительно повышает точность сопоставления ключевых точек.

Superglue состоит из двух основных компонентов: нейронной сети графа внимания и слоя оптимального сопоставления. Первый компонент принимает позиции ключевых точек и их дескрипторы,

создавая более мощные представления с помощью чередующихся слоев само- и перекрестного внимания. Второй компонент использует эти представления для создания матрицы оценок, которая затем оптимально сопоставляется с использованием алгоритма Sinkhorn. Этот процесс позволяет надежно сопоставлять ключевые точки даже на сложных и низкотекстурных изображениях, обеспечивая более точные и стабильные результаты по сравнению с традиционными методами. В данном исследовании более 100 пар ключевых точек остается после фильтрации на близость к центру снимка.

Таким образом, комбинация Superglue позволяет существенно улучшить процесс детекции и сопоставления ключевых точек, что является критически важным для задач, требующих высокой точности и надежности, таких как оценка высоты нижней границы облачности.

## РЕЗУЛЬТАТЫ



**Рис. 3.** Найденные пары ключевых точек при помощи Superglue, где отображена каждая пятая точка для визуальной наглядности и гистограмма высот, посчитанная по паре этих снимков. Для этого примера медианное значение высот 330 метров, среднее 367 метров, что довольно близко к характерным высотам кучевой облачности.

На рис. 3 приведен пример сопоставления лучших ключевых точек для пары фотоснимков и гистограмма оценки ВНГО по этой же пары снимков. Получены следующие значения Среднее ВНГО = 367 м., Медианное значение ВНГО = 330 м., Минимальное ВНГО = 224 м., Максимальное 1484 м, что укладывается в диапазон высот кучевой облачности.

Результаты, полученные с использованием метода параллакса, сравниваются с расчетными значениями, полученными с помощью реанализа ERA-5. ERA5 представляет собой пятую генерацию реанализа ECMWF (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды) для глобального климата и погодных условий за последние восемь десятилетий. Данные доступны с 1940 года и заменяют предыдущий реанализ ERA-Interim. Реанализ сочетает модельные данные с глобальными наблюдениями, создавая единый и последовательный набор данных на основе законов физики. Этот процесс, известный как ассимиляция данных, аналогичен методам, используемым в центрах численного прогнозирования погоды, но с более низким разрешением, что позволяет охватить несколько десятилетий.

ERA5 предоставляет почасовые оценки множества атмосферных, океанических и наземных параметров. Набор данных обновляется ежедневно с задержкой около 5 дней. Для упрощения климатических приложений предварительно вычислены средние значения за месяц, хотя они недоступны для среднего и разброса ансамбля. Данные пересчитываются на регулярную сетку широты-долготы с разрешением 0.25 градусов для реанализа и 0.5 градусов для оценки неопределенности (0.5 и 1 градус соответственно для морских зон). В этой работе наиболее активно используются данные, полученные для рейсов АИ-58 и АИ-61.

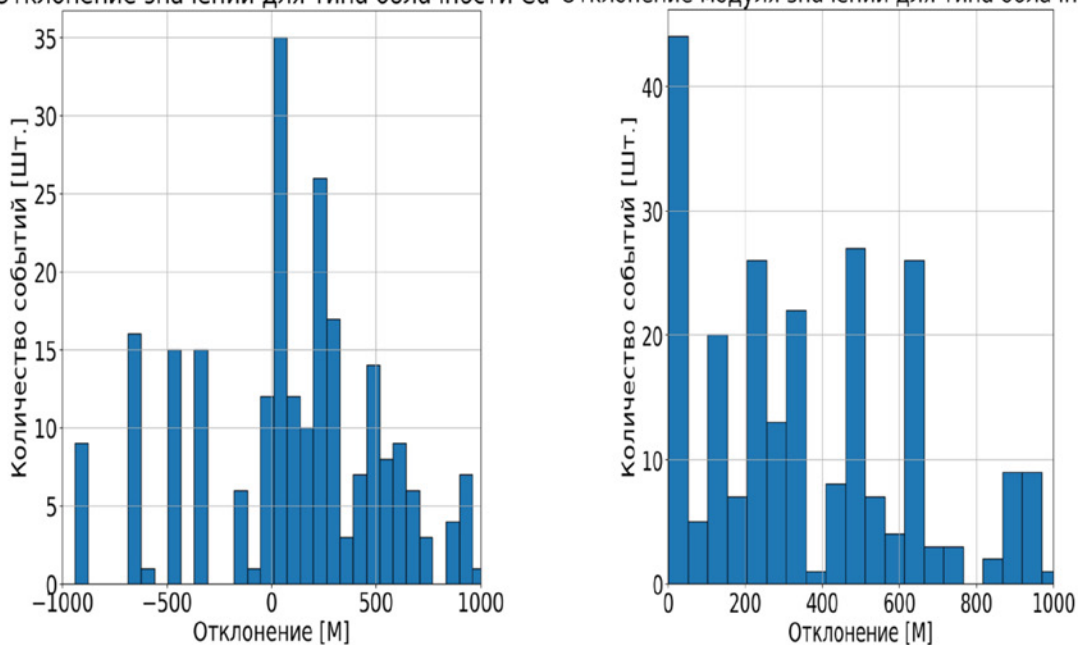
В контексте модели используется параметр «cloud base height» (высота основания облаков). Этот параметр определяет высоту над поверхностью Земли, на которой находится основание самого нижнего слоя облаков в определенный момент времени. Он рассчитывается путем поиска от второго нижнего уровня модели вверх до высоты уровня, где облачность превышает 1 процент, а конденсационное содержание больше 0.001 процента. Туман (облака на самом нижнем уровне модели) не учитывается при определении высоты основания облаков. Например, если облака находятся на высоте 1000 метров, а туман на высоте 100 метров, то высота основания облаков будет равна 1000 метров, так как туман не включается в расчеты.

## ВАЛИДАЦИЯ ERA-5

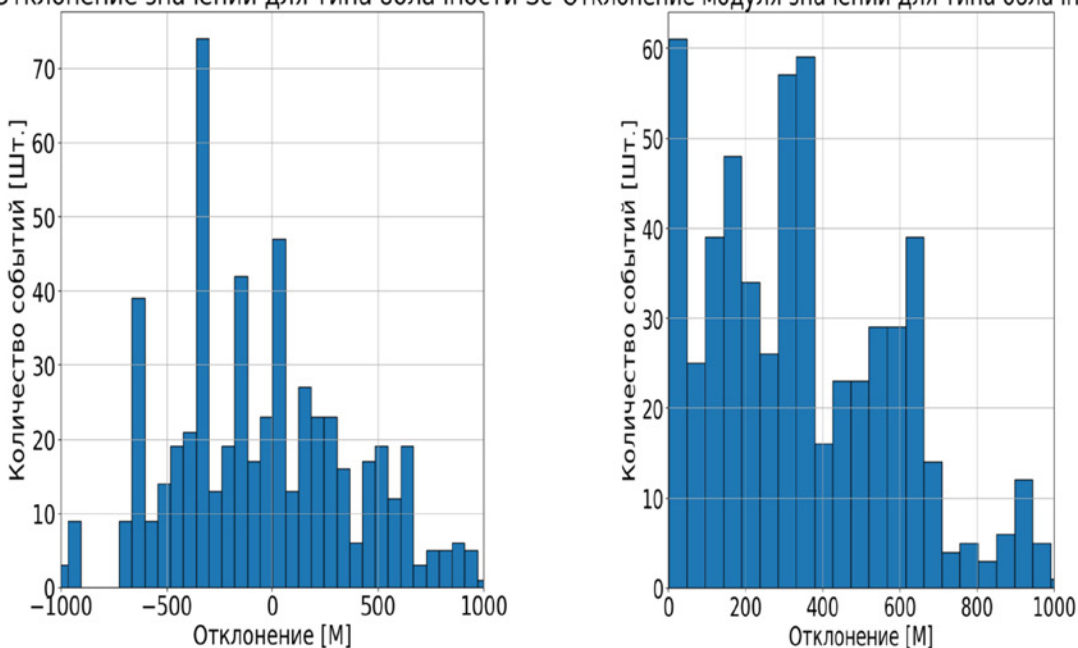
Метеорологические наблюдения проводились ежедневно в соответствии с руководством Всемирной метеорологической организации, начиная с момента, когда солнце поднималось выше 5 градусов над горизонтом, и до момента его захода, также при положении солнца не ниже 5 градусов над горизонтом. Самый продолжительный период наблюдений в течение суток составлял 19 часов из-за условий полярного дня. Эксперты фиксировали такие характеристики облачности, как общая облачность (в баллах), нижняя облачность (в баллах), типы облаков, а также состояние солнечного диска.

Из-за особенностей маршрута экспедиции АИ-58, проходившего в арктическом регионе, наиболее часто наблюдаемыми типами облаков были Stratocumulus и Cumulus. Также значительная часть наблюдений проводилась в условиях тумана, что ограничивало объем полученных данных. Эти данные использовались для сопоставления с значениями, полученными для тех же географических и временных интервалов из реанализа ERA-5. В результате на рисунке 4 представлены гистограммы различий между рассчитанными значениями высоты нижней границы облачности (ВНГО) и данными, извлеченными из ERA-5 для кучевой и слоистокучевых типов облачности.

Отклонение значений для типа облачности Ci Отклонение модуля значений для типа облачности Ci



Отклонение значений для типа облачности Sc Отклонение модуля значений для типа облачности Sc



**Рис. 4.** Гистограммы отклонений рассчитанных значений ВНГО и гистограммы модулей отклонений рассчитанных значений ВНГО по сравнению с cloud base height в историческом реанализе ERA-5.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем исследовании мы демонстрируем возможности метода оценки высоты нижней границы облаков (ВНГО) по парным изображениям всего неба, полученным с помощью пакета SAIL Cloud v.2 над океаном в нескольких исследовательских круизах в Северной Атлантике и в Арктическом океане. В этом методе мы используем эффект параллакса и нейронную сеть SuperGlue, что позволяет сопоставлять ключевые точки на парных изображениях. Мы сравнили эффективность двух алгоритмов для обнаружения и сопоставления ключевых точек: SIFT, который является классическим алгоритмом компьютерного зрения, и SuperGlue. Мы обнаружили, что SuperGlue демонстрирует превосходную производительность, обеспечивая значительно большее количество сопоставленных ключевых точек. В качестве примера предлагаемого подхода мы обработали часть набора данных, в частности изображения, собранные в морских экспедициях AI-58 и AI-61. Мы также сравнили результаты предлагаемого подхода с оценками Cloud Base Height, представленными в реанализе ERA5. Используя набор данных широкоформатных изображений видимой полусферы неба, собранный в экспедиции AI-58, мы обнаружили, что расхождения между предлагаемым методом и оценками ERA5 неоднородны; наибольшее соответствие наблюдается для кучевых и слоисто-кучевых облаков. В дальнейшем исследовании мы планируем улучшить алгоритм обнаружения и сопоставления ключевых точек, а также использовать алгоритмы для коррекции искажений вносимых дисторсией камер. Мы увеличим набор данных широкоформатных изображений видимой полусферы неба в предстоящих исследовательских круизах в различных регионах Мирового океана. Мы также планируем более широко проверить наш метод, используя другие источники данных для определения истинной высоты нижней границы облаков. Альтернативами являются: данные дистанционного зондирования CALIPSO/CloudSat; измерения на основе лидаров. Алгоритм оценки ВНГО может быть далее использован как компонент других алгоритмов для оценки площади покрытия облаками и скорости движения облаков.

*Исследование проведено при поддержке стратегического проекта «Исследовательское лидерство (от бакалавра до нобелевского лауреата)» программы «Приоритет-2030» Московского физико-технического института. Валидация алгоритма при помощи ERA-5 выполнено в рамках работ по Соглашению № 075-03-2024-117 от 17.01.2024.*

### ЛИТЕРАТУРА:

1. Beljaars A. *The parametrization of the planetary boundary layer* May 1992. – 1992.
2. Pal S. R., Steinbrecht W., Carswell A. I. *Automated method for lidar determination of cloud-base height and vertical extent* // *Applied optics*. – 1992. – Т. 31. – №. 10. – С. 1488-1494.
3. Rosenfeld D. et al. *The structure of severe convective storms in Mendoza, Argentina* // *J. Appl. Meteor.* – 2006. – Т. 45. – С. 1261-1281.
4. Borisov M., Krinitskiy M. *Assessing the uncertainty of expert observations of cloud characteristics based on data from a field campaign in the Arctic ocean in August-September 2021* // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. – 2022. – С. EGU22-10605.
5. Showalter A. K. *Evaporative capacity of unsaturated air* // *Water Resources Research*. – 1971. – Т. 7. – №. 3. – С. 688-691.
6. Zuev S. V., Krasnenko N. P. *Experimental optoelectronic model of ceilometer for cloud base height measurement* // *Fifteenth International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics/Atmospheric Physics*. – SPIE, 2009. – Т. 7296. – С. 141-145.
7. Krinitskiy M. A., Sinitsyn A. V. *Adaptive algorithm for cloud cover estimation from all-sky images over the sea* // *Oceanology*. – 2016. – Т. 56. – С. 315-319.
8. Vivotek FE8171V Network Camera Data Sheet, Vivotek Inc., New Taipei City, Taiwan (2015). [http://download.vivotek.com/downloadfile/downloads/usersmanuals/fe8171vmanual\\_en.pdf](http://download.vivotek.com/downloadfile/downloads/usersmanuals/fe8171vmanual_en.pdf).
9. Borisov M. A., Krinitskiy M. A., Tilinina N. D. *Estimating Cloud Base Height From All-Sky Imagery Using Artificial Neural Networks* // *Moscow University Physics Bulletin*. – 2023. – Т. 78. – №. Suppl 1. – С. S85-S95.
10. Chulichkov A. I. et al. *On cloud bottom boundary determination by digital stereo photography from the Earth's surface* // *Atmospheric and Oceanic Optics*. – 2017. – Т. 30. – С. 184-190.
11. Lowe D. G. *Distinctive image features from scale-invariant keypoints* // *International journal of computer vision*. – 2004. – Т. 60. – С. 91-110.
12. Sarlin P. E. et al. *Superglue: Learning feature matching with graph neural networks* // *Proceedings of the IEEE/CVF conference on computer vision and pattern recognition*. – 2020. – С. 4938-4947.



# Использование формальных (эмпирических) моделей на основе методов математического обучения для целей краткосрочного прогноза стока р.Уссури

Сучилина З.А., Гарцман Б.И.

Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

E-mail: mezozya1@mail.ru

Для создания методики краткосрочного прогноза стока выполнена апробация возможностей формальных (эмпирических) моделей, поскольку это позволяет обосновать переход к более сложным физически-обоснованным моделям. В данной работе тестировались возможности методов машинного обучения в среде разработки WEKA для разработки методов краткосрочных прогнозов стока р.Уссури до створа п. Кировский (24400 км<sup>2</sup>) [1].

## МЕТОДЫ И ИНСТРУМЕНТАРИЙ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ

Waikato Environment for Knowledge Analysis (WEKA) возникла из-за потребности в унифицированной рабочей среде, которая позволила бы исследователям легко получить доступ к новейшим методам машинного обучения [2]. С момента создания проекта в 1992 году алгоритмы обучения были доступны на разных языках для использования на разных платформах и с различными форматами данных.

WEKA включает в себя основной набор методов машинного обучения, но в качестве наиболее простой и известной модели изначально использовалась модель линейной регрессии (LM). Затем в работе использовалась модель дерева регрессий – M5P. LM – модель множественной линейной регрессии, оптимизирующая веса входных переменных по методу наименьших квадратов; M5P – модифицированная модель дерева решений, в «листьях» которой хранятся модели множественной линейной регрессии, из-за чего такая модель в целом представляет собой модель кусочно-линейной регрессии [3].

## ПОДГОТОВКА ДАННЫХ ДЛЯ РАЗРАБОТКИ ФОРМАЛЬНЫХ ПРОГНОЗНЫХ МОДЕЛЕЙ

**Модель линейной регрессии.** Для построения модели линейной регрессии использовался набор из 57 предикторов для каждой заблаговременности прогноза – от 1 до 7 суток. Полная матрица исходных данных включала предиктанты – фактические расходы по замыкающему створу р.Уссури – п.Кировский на 1-7 суток «вперед» от каждой даты выдачи прогноза. За даты выдачи прогноза брались все дни тестируемых летне-осенних паводковых периодов (122 даты в течение года, 1979-1986). Кроме того, в матрицу исходных данных включались все возможные предикторы – суточные гидрометеорологические данные за даты выдачи прогноза и за предысторию глубиной на 7 суток.

В число предикторов включались: расходы воды в замыкающем створе  $Q$ , изменения расходов максимальное за предысторию  $\Delta q_{max}$ , суточные суммы осадков по отдельным метеостанциям (Анучино, Чугуевка, Самарка) и средние по бассейну, суммарные средние по бассейну осадки за предысторию 'сумма за 1..7 суток', накопленные от начала каждого сезона суммы суточных температур выше заданных пороговых значений, расчетные значения индекса предшествующего увлажнения за 60 дней  $I_w$ , накопленное от начала сезона расчетное испарение.

Состав предикторов на каждом шаге поиска оптимальной расчетной модели изменялся автоматически в процессе вычислений. В модели линейной регрессии устанавливается количество шагов и производится расчет «с насыщением» - на каждом этапе расчета в модель включался предиктор, дающий наибольший эффект в точность модели. Глубина расчета была выбрана в 19 шагов, по достижению которой основные оценки модели начинают мало изменяться как для тренировочного периода (80% общего), так и для тестового (20% общего).

В качестве основных оценочных критериев качества моделей использован обычный набор характеристик: NSE – коэффициент Нэша-Сэтклифа, RMSE – среднеквадратическое отклонение (абсолютное и относительное), R – коэффициент множественной корреляции, BIAS – систематическая погрешность модели, а также средняя абсолютная погрешность модели [4].

Таким образом, было отобрано 19 предикторов для модели линейной регрессии для каждой заблаговременности. Полученные результаты представлены в таблице 1. Затем набор предикторов из 19 штук для каждой заблаговременности был ранжирован по убыванию значимости. Каждому из предикторов присваивались ранги в убывающем порядке от 19 до 1. Путем суммирования рангов каждого предиктора по всем значениям заблаговременности предикторы располагались по убыванию значимости по совокупности оценок – от предикторов с самыми высокими весами до предикторов с самыми низкими весами.

**Таблица 1.** Оценки модели линейной регрессии.

Предиктанты	Q(t+1)	Q(t+2)	Q(t+3)	Q(t+4)	Q(t+5)	Q(t+6)	Q(t+7)
результаты на тренинге							
NSE	0.99	0.95	0.88	0.80	0.84	0.60	0.49
Корреляция R	0.99	0.97	0.94	0.89	0.83	0.77	0.70
Отн.RMSE	10.8	23.3	34.7	45.0	55.3	63.4	71.1
S/σΔi	0.08	0.16	0.24	0.32	0.39	0.45	0.50
Ср. абс. ошибка	12.3	28.0	42.5	56.4	69.3	79.8	88.6
BIAS	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
результаты на тесте							
NSE	0.99	0.95	0.89	0.81	0.88	0.62	0.53
Корреляция R	1.00	0.98	0.94	0.90	0.85	0.81	0.75
Отн.RMSE	9.2	21.9	32.9	43.5	55.6	61.2	68.5
S/σΔi	0.39	0.50	0.51	0.53	0.63	0.64	0.64
Ср. абс. ошибка	12.8	27.8	40.4	51.0	63.1	70.5	80.2
BIAS	0.00	0.01	0.01	0.03	0.09	0.10	0.11

В итоге было отобрано 12 первых самых значимых предикторов, они и использовались в дальнейших расчетах, дополнительно к ним было добавлено два предиктора - индекс увлажнения  $I_w$  и испарение. После отбора предикторов все дальнейшие расчеты производились в программной среде приложения Weka (<https://www.cs.waikato.ac.nz/~ml/weka/index.html>). В дальнейшем для построения формальных моделей на основе отобранных предикторов использовалась одна из версий алгоритма кусочно-линейной регрессии - M5P. Алгоритм M5P выполняет построение бинарных решающих деревьев. Во время построения дерева решений алгоритм M5P использует энтропийный критерий ветвления. В каждом «листе» дерева решений строится частная многомерная линейная регрессия, что позволяет существенно сократить структуру дерева. Алгоритм M5P является модификацией (для решения задач регрессии) алгоритма M5, построенного Quinlan в 1992 году [3]. Построение моделей по алгоритму M5P в среде Weka выполнялось автоматически, при этом единственным калибруемым параметром является минимальная величина выборки, содержащаяся в «листе».

Во всех случаях расчеты на обучающем (длина ряда 1081 значение) и на тестовом (длина ряда 271 значение) массиве данных для всех моделей проводились для летне-осеннего паводкового периода (с 16 мая по 31 октября) 1979-1986 гг. Модельные расчеты проводились для створа р. Уссури – п. Кировский, обучение моделей выполнялось методом кросс-валидации. Все полученные таким образом варианты формальных моделей обозначались буквой M. При калибровке модели и для их сопоставления использовался описанный выше набор критериев.

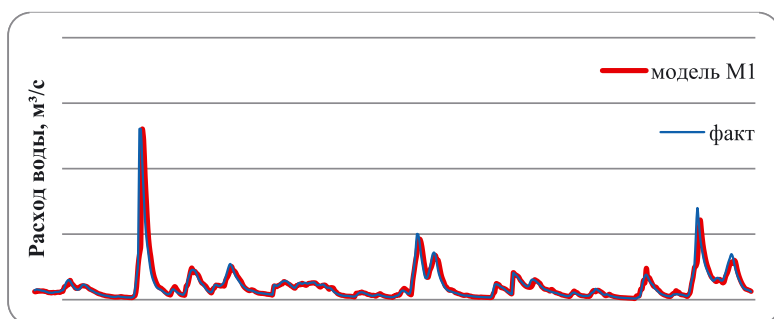
## АЛГОРИТМЫ РАЗРАБОТКИ ФОРМАЛЬНЫХ МЕТОДОВ С РАЦИОНАЛЬНЫМ И СТАТИСТИЧЕСКИМ ОТБОРОМ ПРЕДИКТОРОВ

**Модель M1** включает в себя набор предикторов, которые получены из модели линейной регрессии. На этом основании ее можно обозначить как «статистическую» модель, поскольку отбор 12 значимых предикторов осуществлялся формальным перебором. Затем вручную, уже с использованием алгоритма M5P, на основе статистического перебора исключались менее значимые предикторы и оставались только те комбинации предикторов, при которых были получены наилучшие оценки качества и минимальное число уравнений. Результаты испытаний модели M1 представлены в таблице 2 и на рисунке 1.

**Модель M2** позиционируется как рационально-статистическая модель. В этой модели использовались 7 предикторов из 12 предикторов модели линейной регрессии, выбор которых обоснован рациональными физическими соображениями, плюс к ним добавлялись еще средние осадки по бассейну (которые не отбираются формальным перебором). Полная совокупность рационально обоснованных предикторов для каждой заблаговременности проверялись в порядке ручного перебора и исключались те, которые ухудшали качество оценки. Результаты расчетов представлены в таблице 3 и на рисунке 2.

**Таблица 2.** Результаты расчетов на тренинге и тесте для модели M1.

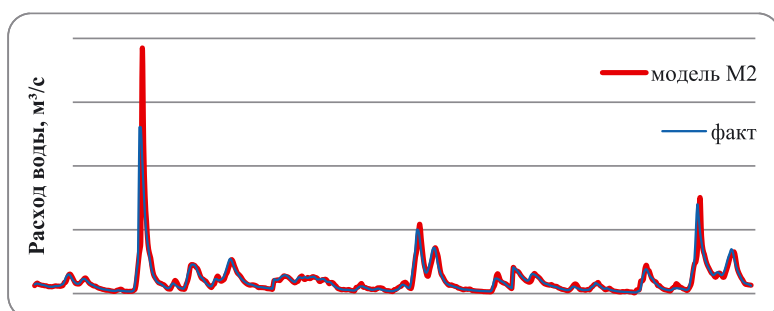
M1	Q(t+1)	Q(t+2)	Q(t+3)	Q(t+4)	Q(t+5)	Q(t+6)	Q(t+7)
результаты на тренинге							
NSE	0.97	0.92	0.91	0.82	0.85	0.62	0.48
Корреляция R	0.99	0.96	0.95	0.90	0.85	0.79	0.69
Отн. RMSE	17.2	27.4	30.1	42.7	53.0	61.8	72.0
S/σΔi	0.12	0.19	0.22	0.30	0.37	0.43	0.50
Ср. абс. ошибка	16.4	27.2	35.0	50.6	64.6	76.2	89.2
BIAS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
результаты на тесте							
NSE	0.97	0.91	0.90	0.84	0.92	0.68	0.59
Корреляция R	0.99	0.96	0.95	0.92	0.90	0.85	0.78
Отн. RMSE	17.7	29.4	31.7	40.6	45.1	56.5	64.4
S/σΔi	0.76	0.63	0.46	0.49	0.51	0.59	0.67
Ср. абс. ошибка	16.2	27.5	35.7	46.8	54.0	66.9	76.8
BIAS	0.02	0.03	0.04	0.04	0.09	0.11	0.10



**Рис. 1.** Гидрографы, фактический и по модели M1 для заблаговременности 2 суток, р. Уссури – п. Кировский, независимый тест на 1989, 1990, 1994 гг.

**Таблица 3.** Результаты расчетов на тренинге и тесте для модели M2.

M2	Q(t+1)	Q(t+2)	Q(t+3)	Q(t+4)	Q(t+5)	Q(t+6)	Q(t+7)
результаты на тренинге							
NSE	0.98	0.92	0.89	0.79	0.84	0.59	0.51
Корреляция R	0.99	0.96	0.94	0.89	0.84	0.77	0.71
Отн. RMSE	13.3	27.6	33.5	45.9	54.2	63.9	70.3
S/σΔi	0.09	0.19	0.24	0.33	0.38	0.45	0.48
Ср. абс. ошибка	12.8	30.5	40.7	53.6	68.0	78.5	86.5
BIAS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
результаты на тесте							
NSE	0.98	0.92	0.89	0.80	0.91	0.70	0.58
Корреляция R	0.99	0.96	0.95	0.90	0.88	0.85	0.77
Отн. RMSE	13.7	29.0	32.9	44.3	48.1	54.6	65.1
S/σΔi	0.59	0.62	0.48	0.53	0.54	0.57	0.68
Ср. абс. ошибка	13.8	30.3	38.6	47.7	57.9	64.3	77.9
BIAS	0.01	0.03	0.05	0.05	0.08	0.08	0.08

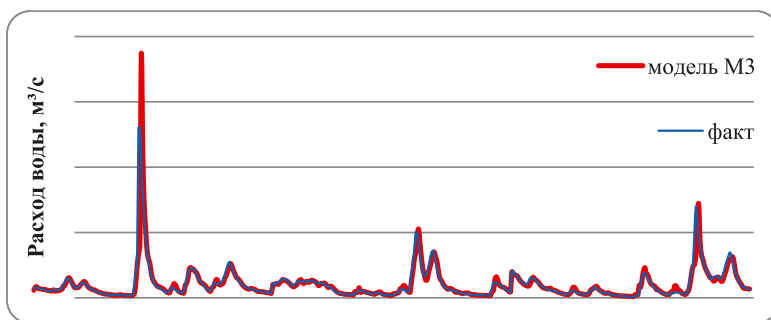


**Рис. 2.** Гидрографы, фактический и по модели M2 для заблаговременности 2 суток, р. Уссури – п. Кировский, независимый тест на 1989, 1990, 1994 гг.

Модель М3 обозначаем как рациональную модель, которая основана на использовании 7 предикторов, отобранных исключительно на основе рациональных физических соображений. Для всех заблаговременностей набор предикторов оставался постоянным, за исключением средних осадков по бассейну, которые назначались соответственно для заблаговременностей от 1 до 7 суток. В этой модели при наборе и проверке предикторов не использовался статистический подход и предикторы не исключались. Результаты расчетов представлены в таблице 4 и на рисунке 3.

**Таблица 4.** Результаты расчетов на тренинге и тесте для модели М3.

М3	Q(t+1)	Q(t+2)	Q(t+3)	Q(t+4)	Q(t+5)	Q(t+6)	Q(t+7)
результаты на тренинге							
NSE	0.98	0.93	0.89	0.79	0.84	0.59	0.49
Корреляция R	0.99	0.97	0.94	0.89	0.84	0.77	0.70
Отн.RMSE	13.3	26.2	33.5	46.3	54.2	64.0	71.6
S/σΔi	0.09	0.18	0.24	0.33	0.38	0.45	0.49
Ср. абс. ошибка	12.8	26.5	40.7	53.9	68.0	78.6	88.4
BIAS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
результаты на тесте							
NSE	0.98	0.93	0.89	0.81	0.91	0.69	0.57
Корреляция R	0.99	0.97	0.95	0.90	0.88	0.84	0.77
Отн.RMSE	13.8	26.7	32.9	43.3	48.1	55.4	65.3
S/σΔi	0.59	0.57	0.48	0.52	0.54	0.58	0.68
Ср. абс. ошибка	13.8	26.3	38.6	47.4	57.9	65.7	77.2
BIAS	0.01	0.02	0.05	0.05	0.08	0.08	0.09



**Рис. 3.** Гидрографы, фактический и по модели М3 для заблаговременности 2 суток, р. Уссури – п. Кировский, независимый тест на 1989, 1990, 1994 гг.

### ИНДИВИДУАЛЬНОЕ И АНСАМБЛЕВОЕ ТЕСТИРОВАНИЕ ФОРМАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ПРОГНОЗОВ

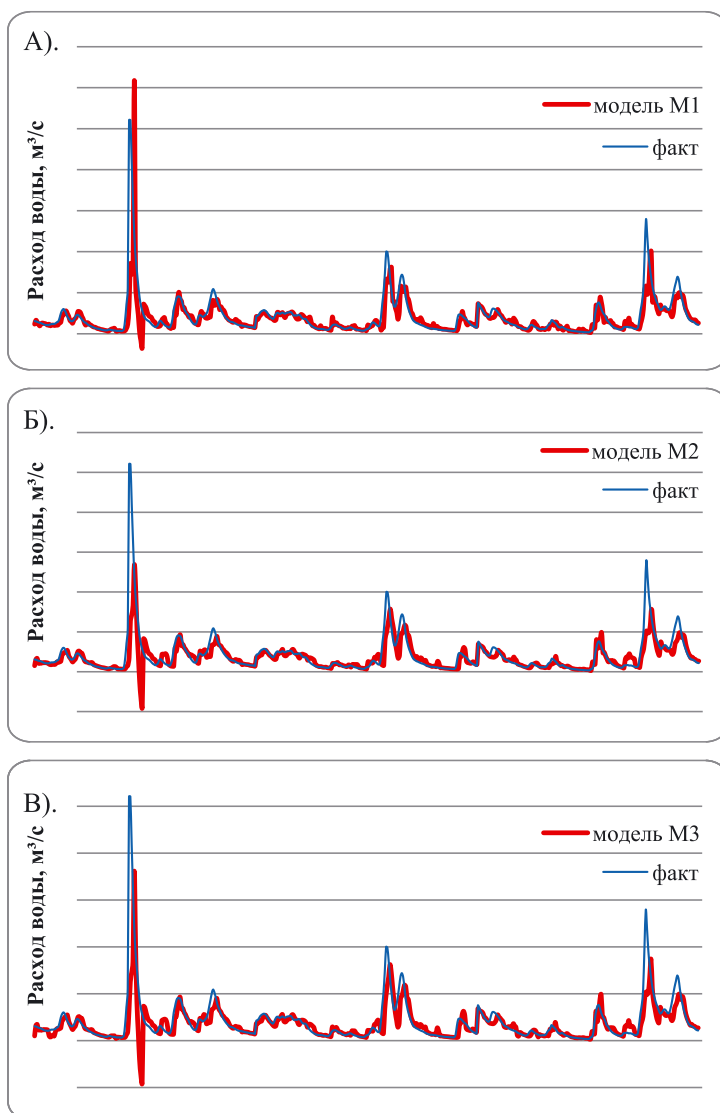
**Проверка моделей на 3 независимых годах (1989, 1990, 1994).** После описанной выше настройки моделей М1, М2, М3 на тренировочном массиве данных, для проверки было использовано три полностью независимых года 1989, 1990 и 1994, из которых были вырезаны летне-осенние паводковые периоды с 16 мая по 31 октября (длина ряда 507 значений). Далее для каждого варианта модели и для каждой заблаговременности формировались файлы с соответствующим набором предикторов (всего 21 файл), которые и использовались для тестирования моделей М1, М2, и М3 в Weka. Результаты расчетов и полученные оценки для всех заблаговременностей представлены в таблице 5.

Отчетливо видно, что, в отличие от оценок моделей на тренировочной выборке, качество моделирования на независимом тесте резко снижается. Удовлетворительным можно считать качество прогнозов лишь до заблаговременности 4 суток, а хорошим – не более, чем на три. Это наглядно демонстрирует предел достижимого прогнозирования на основе формальных моделей без использования метеопрогноза. Вывод вполне соответствует физическим соображениям, поскольку предельная заблаговременность «стандартного прогноза» явно обусловлена временем добегающего на бассейне, равным 4 суток. На рисунке 4 представлены гидрографы фактические и модельные М1, М2, М3 трех независимых лет для заблаговременности 4 суток в створе р. Уссури – п. Кировский.



**Таблица 5.** Оценки для моделей M1, M2, M3, полученные на трех независимых годах.

		Q(t+1)	Q(t+2)	Q(t+3)	Q(t+4)	Q(t+5)	Q(t+6)	Q(t+7)
Статистическая модель M1	NSE	0.85	0.69	0.63	0.43	0.37	0.19	0.04
	Корреляция R	0.92	0.84	0.79	0.67	0.63	0.47	0.33
	Отн. RMSE	26.6	37.8	41.8	51.8	54.1	61.7	67.1
	S/σΔi	0.90	0.79	0.68	0.73	0.69	0.73	0.76
	Ср. абс. ошибка	48.1	80.9	100	136	159	187	212
	BIAS	0.01	-0.01	-0.04	-0.13	-0.17	-0.21	-0.23
Рационально-статистическая модель M2	NSE	0.85	0.64	0.62	0.45	0.31	0.14	0.11
	Корреляция R	0.93	0.82	0.79	0.69	0.58	0.43	0.37
	Отн. RMSE	26.8	41.3	42.1	50.9	57.0	63.5	64.6
	S/σΔi	0.91	0.87	0.69	0.71	0.72	0.75	0.73
	Ср. абс. ошибка	36.7	77.9	105	143	170	198	200
	BIAS	-0.01	-0.02	-0.06	-0.14	-0.19	-0.24	-0.22
Рациональная модель M3	NSE	0.84	0.66	0.62	0.45	0.31	0.19	0.01
	Корреляция R	0.93	0.83	0.79	0.68	0.58	0.47	0.28
	Отн. RMSE	27.0	39.9	42.1	50.8	57.0	61.6	68.1
	S/σΔi	0.91	0.84	0.69	0.71	0.72	0.73	0.77
	Ср. абс. ошибка	36.9	73.2	105	145	170	185	220
	BIAS	-0.01	-0.02	-0.06	-0.16	-0.19	-0.19	-0.27



**Рис. 4.** Гидрографы, фактический и модельные для заблаговременности 4 суток, р. Уссури – п. Кировский, независимый тест на 1989, 1990, 1994 гг.: а) модель M1; б) модель M2; в) модель M3.

**ЛИТЕРАТУРА:**

1. Moreido V., Gartsman B., Solomatine D.P., Suchilina Z. How well can machine learning models perform without hydrologists? Application of rational feature selection to improve hydrological forecasting. *Water*. 2021. Т. 13. № 12. С. 1696.
2. Mark Hall et al., 2008. The WEKA data mining software: An update. *ACM SIGKDD Explorations Newsletter*, 2008. pages 10 – 18
3. Quinlan J. R. (1992). *Learning with continuous classes. Machine Learning*. <https://doi.org/10.1.1.34.885>
4. Гарцман Б.И. Оценка качества моделирования и прогнозирования в гидрологии –рассуждение о методе//Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2023. Т. 5. Вып. 3. С. 228–243. DOI:10.34753/HS.2023.5.3.228.

# Решение задачи классификации наличия тумана и его типа с помощью методов машинного обучения для аэродрома Санкт-Петербург (Пулково)

<sup>1,2</sup>Кулижская П.В.

<sup>1</sup>Северо-Западный филиал ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета», Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия

E-mail: kulizhskaya.polina@yandex.ru

## ВВЕДЕНИЕ

Туман вносит существенные осложнения в работу всех видов транспорта, причем в наибольшей степени на авиационный, нарушая регулярность полетов. Авиация в большей мере зависит от метеорологических условий, чем любой другой вид транспорта. Важные этапы полета, такие как взлет и посадка, требуют полной концентрации командира воздушного судна (КВС). В эти моменты ему необходимо установить визуальный контакт с ориентирами на взлетно-посадочной полосе (ВПП), но это может быть затруднено наличием тумана. Непрерывный мониторинг погоды и своевременное информирование пилотов о погодных условиях позволяют минимизировать риски при выполнении авиационных полетов.

В оперативной практике синоптиков для более точного прогнозирования погоды и тумана на аэродроме используются различные инструментальные и программные средства, позволяющие собрать и обработать большое количество метеорологических данных.

На сегодняшний день технологический прогресс способствует появлению новых методов прогнозирования погоды, в том числе разрабатываемых на основе машинного обучения.

Использование машинного обучения для создания прогностических моделей становится все более востребованным. Это обусловлено, во-первых, тем, что модели, разработанные на базе машинного обучения, существенно сокращают время, необходимое для составления прогноза, а, во-вторых, накопленные архивы исторических данных позволяют эти модели обучить с высокой точностью.

Довольно часто разработка моделей, используемых в практике метеорологического обеспечения, основывается на многослойных нейронных сетях, представляющих собой набор нейронов, организованных в несколько слоев. Методы нейросетевого машинного обучения принято называть глубоким обучением.

В данной работе рассматриваются задачи идентификации наличия тумана на аэродроме Санкт-Петербург (Пулково) (далее – аэродром), а также классификации его типа на основе двух алгоритмов машинного обучения:

- логистической регрессии;
- полносвязной многослойной нейронной сети прямого и обратного распространения.

Ранее нами были выполнены два эксперимента с разными наборами данных и с разной архитектурой нейронных сетей.

В рамках первого эксперимента решалась задача классификации типов тумана. Полученные результаты дали основание заключить, что разработанная модель решает задачу классификации с приемлемой для практического использования точностью [1].

Во втором эксперименте осуществлялось обучение двух нейронных сетей с использованием результатов первого эксперимента [2]. Данная работа служит дальнейшим развитием ранее выполненных нами исследований [1, 2].

Здесь мы представляем результаты третьего эксперимента, в котором использованы обновленные и дополненные исторические данные по району аэродрома, а также откорректированная архитектура нейронных сетей, позволившая повысить точность распознавания при исключении одного важного предиктора – видимости.

На вход обеих нейронных сетей поступают значения таких метеопараметров, как скорость ветра (м/с), его направление (градусы), общее количество облаков (балл), количество облаков нижнего яруса (балл), высота нижней границы общей облачности (м), высота нижней границы облаков нижнего яруса (м), температура воздуха (°C), температура точки росы (°C), давление (гПа), дефицит точки росы (°C), курс ВПП (направление рабочего курса).

## ДАННЫЕ

Для выполнения работы использовались данные наблюдений за туманами и фактической погодой, предоставленные Северо-Западным филиалом ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета» [3]. Данные пред-

ставляют собой массив местных сводок аэродрома Пулково в период с 2010 по 2023 год. Местная сводка содержит следующую информацию: дата, скорость и порывы скорости ветра (м/с), направление ветра (градусы), дальность видимости на трех точках ВПП (м), количество общей облачности (баллы), количество облаков нижнего яруса (баллы), нижняя граница общей облачности (м), высота нижней границы облачности нижнего яруса (м), температура воздуха (°C), температура точки росы (°C), давление (гПа), метеорологическое явление, рабочий курс. Метеорологическим явлением для первой нейронной сети служат все типы туманов (переохлажденный, поземный, частичный и обычный туманы), а для второй нейронной сети - все явления (туманы, дымки, осадки, метель и т.д.), которые наблюдались в период с 2010 по 2022 год. Данные 2023 года являются данными для контрольной оценки работы модели.

## АЛГОРИТМЫ ОБУЧЕНИЯ С УЧИТЕЛЕМ

Алгоритм обучения с учителем представляет собой метод, в котором обучающая выборка содержит входные данные  $x$  с соотнесенными с ними выходными данными  $y$ .

Есть несколько видов алгоритмов обучения [5]:

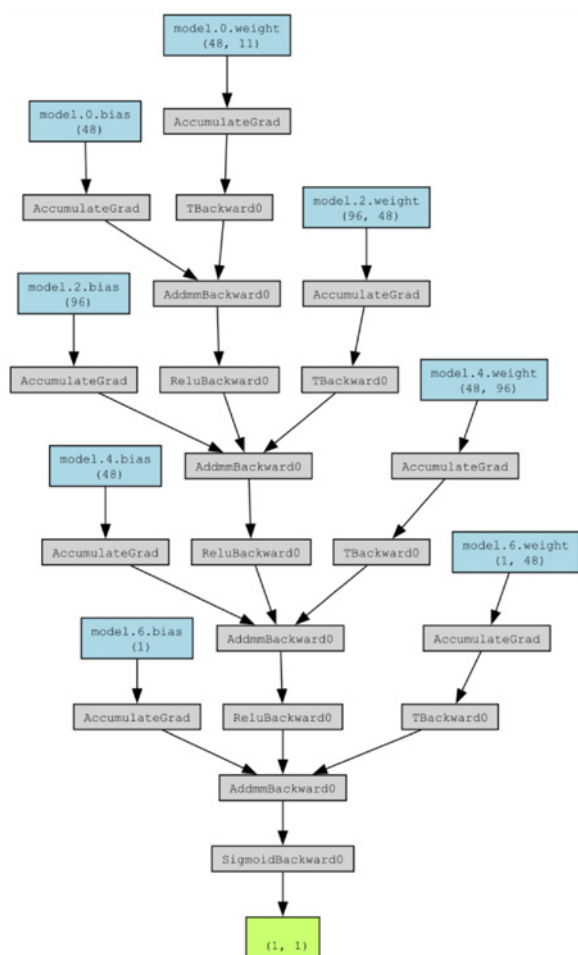
- вероятностное обучение с учителем;

Данный алгоритм основан на оценке распределения вероятности  $p(y|x)$ . Для этого можно использовать метод максимального правдоподобия для определения оптимального вектора параметров  $\Theta$  для параметрического семейства распределений

$p(y|x; \Theta)$ . На примере можно разобрать линейную регрессию: при наличии двух классов, 0 и 1, необходимо просто определить вероятность каждого класса. При этом вероятность класса 1 однозначно определяет вероятность класса 0, так как их сумма должна быть равна 1. Распределение бинарных величин немного отличается от распределения вещественных чисел, так как среднее значение должно находиться между 0 и 1. Эту проблему решает логистическая функция сигмоиды, которая преобразует значения линейной функции в интервал (0, 1) и интерпретирует это значение как вероятность. Этот подход называется логистической регрессией.

В процессе решения задачи классификации методом логистической регрессии поиск оптимальных весов представляет собой самую простую задачу. Для их определения необходимо максимизировать функцию логарифмического правдоподобия. Это можно сделать, минимизируя отрицательное логарифмическое правдоподобие с использованием метода градиентного спуска.

- метод опорных векторов;



Метод опорных векторов (Support Vector Machines, SVM) – это алгоритм машинного обучения, который используется как метод классификации и регрессии.

- решающее дерево и его многочисленные варианты.

## НЕЙРОННАЯ СЕТЬ В ВИДЕ ЛОГИСТИЧЕСКОЙ РЕГРЕССИИ

В отличие от простой логистической регрессии, многослойная нейронная сеть способна обрабатывать более сложные данные и решать задачи многоклассовой классификации. Архитектура многослойной нейронной сети включает в себя несколько слоев нейронов, включая входной слой, скрытые слои и выходной слой.

На входном слое данные подаются непосредственно в нейроны, после чего через веса и функцию активации передаются на скрытые слои. Затем информация обрабатывается в скрытых слоях, где вычисляются новые признаки, имеющие более высокий уровень абстракции. На выходе последнего слоя выполняется финальное преобразование и выдаются результаты классификации. Архитектура многослойной нейронной сети может варьироваться в зависимости от конкретной задачи. Например, можно выбирать различное количество

**Рис. 1.** Архитектура в виде логистической регрессии.

скрытых слоев, нейронов в каждом слое, а также типы функций активации. Данные гиперпараметры подбираются путем оптимизации и обучения нейронной сети на обучающей выборке [5, 6, 7].

Общий принцип работы логистической регрессии описан выше, в пункте про алгоритм вероятностного обучения с учителем. Но рассмотрим более подробно то, как устроена архитектура нейронной сети, построенная для данной задачи (рис.1).

Входной слой нейронной сети принимает входные данные, представленные в виде вектора признаков (данные нормализуются и пересчитываются в тензор). В данной задаче входной слой принимает 11 метеопараметров, а выходной слой имеет два параметра, то есть, используется бинарная классификация.

Каждый слой содержит некоторое количество нейронов, каждый нейрон обрабатывает информацию, которая передается от предыдущего слоя. Количество нейронов в каждом слое может быть разным и настраиваемым параметром. Данная модель имеет 3 скрытых слоя. На начальный слой подается 48 нейронов. Функция активации в нейронных сетях выполняет важную роль в процессе вычислений, которые происходят в каждом нейроне. В данной задаче, для нейронной сети в виде логистической регрессии, выбрана функция активации сигмоида. Сигмоидная функция имеет форму S-образной кривой и принимает в качестве входа сумму взвешенных входных сигналов и смещения нейрона. При использовании сигмоидной функции активации, значения на выходе нейронов ограничены в диапазоне от 0 до 1, что позволяет интерпретировать их как вероятности.

Функция стоимости (или функция потерь) – это функция, которая измеряет разницу между предсказанными значениями нейронной сети и истинными метками [5, 6, 7]. Она используется для оценки того, насколько хорошо модель работает на обучающих данных. Расчет функции стоимости зависит от конкретной задачи: для задачи регрессии может использоваться среднеквадратичная ошибка, а для задачи классификации – кросс-энтропия и бинарная кросс-энтропия [5, 6, 7].

Данные для этой нейронной сети классифицируются методом бинарной кросс-энтропии, учитывается алгоритм адаптивной скорости обучения Adam и ставится значение количества эпох обучения (в данной модели 50).

Бинарная кросс-энтропия определяется как [5, 6, 7]:

$$Loss = L(y,p) = -y \log(p) - (1-y) \log(1-p) \quad (1)$$

Все функции потерь показывают то, на сколько отличается прогнозируемое значение от фактического. Бинарная кросс-энтропия вычисляет такую потерю, когда на выход получается одно значение: положительное или отрицательное.

Скорость обучения является одним из самых сложных для настройки гиперпараметров, поскольку она напрямую влияет на качество модели. Для данной модели был выбран алгоритм с адаптивной скоростью обучения под названием Adam («ADaptive Moments», адаптивные моменты). В Adam интегрирован импульс в виде оценки первого момента (с экспоненциальными весами) градиента. Adam считается устойчивым к выбору гиперпараметров, хотя иногда требуется задать скорость обучения, отличную от значений по умолчанию (обычно это 0.001) [5, 6, 7].

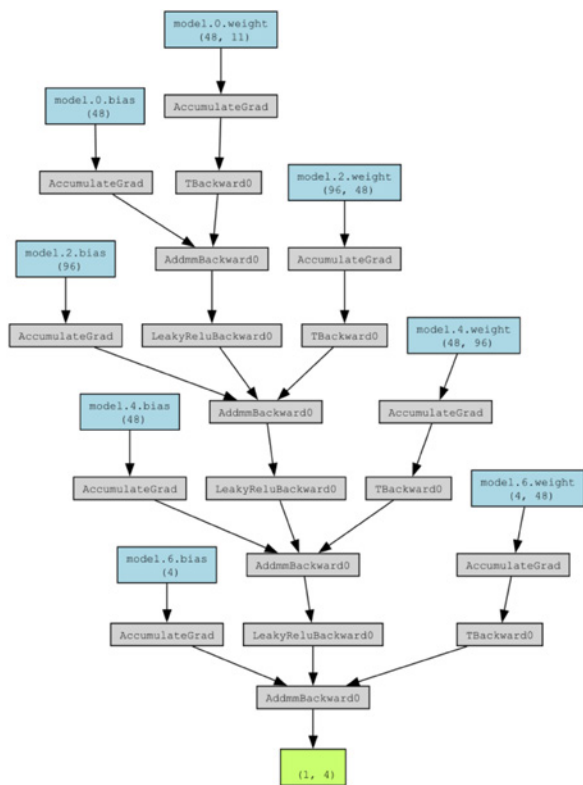
Важным аспектом работы многослойных нейронных сетей является процесс обучения. Для этого используется алгоритм обратного распространения ошибки (backpropagation), который позволяет корректировать веса связей между нейронами сети, минимизируя ошибку предсказания. Метод стохастического градиентного спуска (Stochastic Gradient Descent, SGD) – это оптимизационный метод, который широко используется для обучения моделей машинного обучения, включая нейронные сети. Основная идея SGD заключается в том, что вместо вычисления градиента по всему набору данных (как это делается в обычном градиентном спуске), градиент вычисляется по одному случайному или случайному поднабору данных одновременно [5, 6, 7]. Преимущества метода стохастического градиентного спуска включают более быструю сходимость и возможность обработки больших объемов данных по сравнению с обычным градиентным спуском. Однако SGD требует тщательной настройки гиперпараметров, таких как скорость обучения.

## ПОЛНОСВЯЗНАЯ МНОГОСЛОЙНАЯ НЕЙРОННАЯ СЕТЬ ПРЯМОГО И ОБРАТНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Полносвязная многослойная нейронная сеть прямого и обратного распространения - это тип нейронной сети, состоящий из нескольких слоев нейронов (входной слой, скрытые слои и выходной слой), где каждый нейрон в одном слое соединен с каждым нейроном в следующем слое [5, 6, 7]. На входной слой данной нейронной сети подается 11 метеопараметров, которые используются и в первой нейронной сети, а на выход модели 4 типа тумана. В данной модели на первый слой подается 48 нейронов. Архитектура такой нейронной сети представлена на рисунке 2.

При использовании нейронной сети прямого распространения, которая принимает вход  $x$  и генерирует выход  $y$ , информация проходит по сети в одном направлении – вперед. Вход  $x$  содержит исходные данные, которые поступают в скрытые блоки каждого слоя, и в конце концов получаем выход  $y$ . Этот процесс и называется прямым распространением.





**Рис. 2.** Архитектура полносвязной многослойной нейронной сети прямого и обратного распространения.

Функция активации Leaky ReLU (Rectified Linear Unit) является модификацией стандартной функции ReLU и определяется следующим образом [5, 6, 7]:

$$\text{Leaky ReLU}(x) = \max(ax, x) \quad (2)$$

где  $x$  – входное значение,  $a$  – маленькая константа, которая определяет скорость «утечки» (leakage) отрицательных значений. Обычно  $a$  выбирается в пределах от 0 до 1.

Таким образом, функция Leaky ReLU сохраняет положительные значения без изменений, а для отрицательных значений применяется линейная функция с небольшим наклоном, что позволяет избежать проблемы «мёртвых нейронов», когда ReLU зануляет отрицательные значения и устанавливает их в ноль. Математически такая функция помогает избежать проблему затухания градиента (vanishing gradient problem), что способствует более стабильному обучению глубоких нейронных сетей.

Кросс-энтропия (или логарифмическая функция потерь) измеряет расхождение между двумя вероятностными распределениями [5, 6, 7]. Если значение кросс-энтропии большое, то и разница между двумя распределениями большая и соответственно наоборот.

При кросс-энтропии рассматривается задача классификации входных данных двумя классами: 0 и 1. Для каждого параметра генерируется случайная величина, вероятность которой принимает значение 1 ( $p$ ) и 0 ( $1-p$ ). Используя метод максимального правдоподобия, функция записывается следующим образом [5]:

$$p(y|x, w) = \prod_i p(y_i|x_i, w) = \prod_i a_i^{y_i} (1 - a_i)^{1-y_i} \rightarrow \max \quad (3)$$

$$\sum_i (-y_i \log a_i - (1 - y_i) \log(1 - a_i)) \rightarrow \min \quad (4)$$

где  $a_i = a(x_i | w)$  – ответ алгоритма, который зависит от параметров  $w$ , на  $i$ -м элементе.

Для данного типа нейронной сети также учитывается алгоритм адаптивной скорости обучения Adam и ставится значение количества эпох обучения 50.

Результаты решения задачи классификации

Данные первой нейронной сети поделены на два класса:

- метеорологические сводки, когда туман не наблюдался;
- метеорологические сводки, когда наблюдался туман.

На вход нейронной сети подается одинаковое количество строк метеосводок, в данном случае по каждому классу 20000 метеорологических строк.

Данные второй нейронной сети поделены на четыре класса [8]:

- метеорологические сводки, когда наблюдался туман (FG);
- метеорологические сводки, когда наблюдался переохлажденный туман (FZFG);
- метеорологические сводки, когда наблюдался поземный туман (MIFG);
- метеорологические сводки, когда наблюдался частичный туман (PRFG);

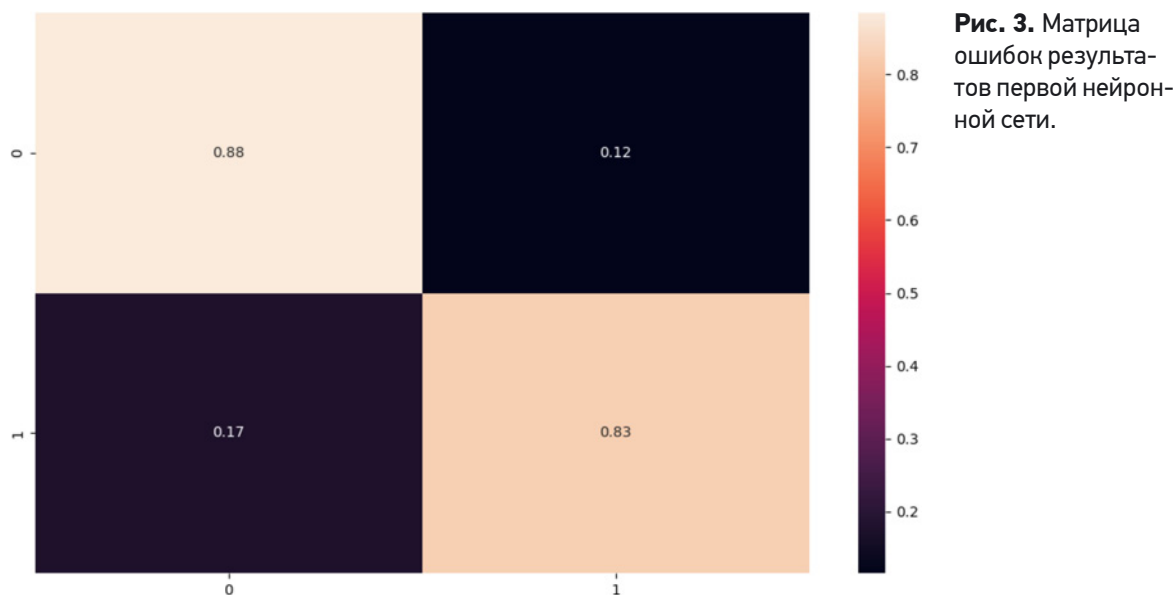
На вход нейронной сети подается одинаковое количество строк метеосводок, в данном случае по каждому классу 5000 метеорологических строк.

Все данные преобразуются в тензор, делятся в пропорции 30% данных на валидацию, а 70% для обучения. Также для контрольной оценки работы модели используются данные, которые модель ранее не видела – все метеосводки за 2023 год.

Многослойные нейронные сети трудно визуализировать из-за наличия скрытых слоев. Поэтому результаты работы показаны в виде матрицы ошибок. Матрица ошибок (confusion matrix) – это таблица, в которой строки представляют истинные классы, а столбцы – предсказанные классы. Значения в ячейках матрицы показывают количество примеров, которые были правильно или неправильно классифицированы.

Исходя из визуализации матрицы ошибок можно провести анализ работы нейронной сети. Например, определить наиболее часто путаемые классы, оценить общую точность модели и ее способность

различать разные классы. После анализа результатов матрицы ошибок можно провести дополнительную настройку нейронной сети, например, изменить архитектуру, подобрать параметры обучения или увеличить объем данных для улучшения ее производительности.



**Рис. 3.** Матрица ошибок результатов первой нейронной сети.

На рис.3 представлена матрица ошибок, построенная по результатам работы первой нейронной сети. Столбцы и строки данной матрицы подписаны, как «0» и «1». В данном случае так называются классы нейронной сети: «0» - это туман классифицируется, а «1» - туман не классифицируется. Ну и теперь можно понять, что наличие тумана распознается нейронной сетью с точностью 88%, а отсутствие тумана или другие явления распознаются с точностью 83%. Ошибочная классификация составляет 12% и 17% соответственно. В таком случае ставится дополнительная задача: повышение точности распознавания. Данная задача решается несколькими путями:

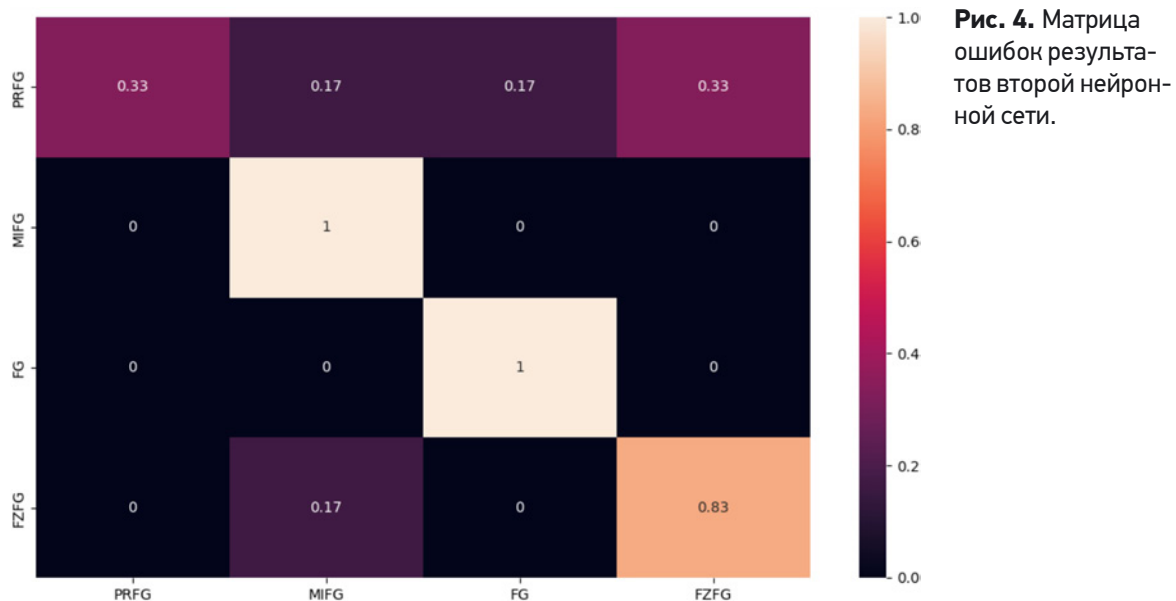
1. Увеличение объема и качества обучающих данных: чем больше разнообразных данных доступно для обучения сети, тем лучше она сможет обобщать и делать точные предсказания. Также важно очищать данные от шума и выбросов.

2. Тонкая настройка гиперпараметров: оптимизация гиперпараметров, таких как скорость обучения, количество скрытых слоев, количество нейронов в слоях и другие, может значительно повысить точность модели.

3. Регуляризация: применение методов регуляризации, таких как L1 и L2 регуляризация, может помочь предотвратить переобучение модели и улучшить ее обобщающую способность.

4. Аугментация данных: создание новых примеров обучающих данных путем их изменения (например, повороты, отражения, изменение размера и т. д.) может улучшить обучение модели.

На рис.4 представлена матрица ошибок, построенная по результатам работы второй нейронной сети, на ней уже подписаны все классифицируемые классы. По матрице понятно, что поземный туман и



**Рис. 4.** Матрица ошибок результатов второй нейронной сети.

обычный туман распознаются нейронной сетью с точностью 100%, переохлажденный туман распознается с точностью 83%. А вот частичный туман распознается плохо, с точностью 33%. При этом с такой же точностью нейронная сеть путает его с переохлажденным туманом.

Эта проблема связана с тем, что частичный туман по всем признакам в метеосводках является обычным или переохлажденным туманом. Единственное отличие в том, что он наблюдается лишь на некоторой части аэродрома. Хорошим предиктором для распознавания такого типа тумана является дальность видимости на разных частях ВПП. Но в данном эксперименте дальность видимости была исключена из списка предикторов, так как в дальнейшем видимость планируется прогнозировать. Также ставится задача повышения точности распознавания переохлажденного тумана.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На сегодняшний день туманы остаются одним из самых опасных погодных явлений для авиации. Для обеспечения безопасных воздушных перевозок важно прогнозировать возникновение тумана, уровень видимости в нем и его продолжительность, что особенно актуально для предотвращения возможных катастроф и происшествий.

С точки зрения метеорологов, разработка подобной модели представляет большой интерес, так как повышение точности прогнозирования туманов поможет улучшить качество предоставляемой метеорологической информации.

До сих пор в российской авиации не применялись методы распознавания и прогнозирования туманов, основанные на нейронных сетях. Если такие методы окажутся эффективными на практике, это станет значительным достижением в области авиационной метеорологии.

На основе предложенного алгоритма были созданы две нейронные сети, способные обучаться на предоставленных данных. Первая нейронная сеть классифицирует три типа тумана с точностью более 79%, в то время как четвертый тип тумана она определяет с точностью 33%. Вторая нейронная сеть успешно классифицирует наличие или отсутствие тумана с точностью 86%. Предыдущие результаты точности распознавания были немного выше, но в данных обучения присутствовал такой метеорологический параметр, как видимость, а такой признак был очень значимым для классификации.

Исследование еще не достигло своей конечной цели, так как остается нерешенной задача классификации частичного тумана. Если исключать из данных предиктор видимости, то такой тип тумана не будет классифицироваться.

Конечная цель данной задачи – оформление результатов в виде готового продукта.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 23-47-10003).*

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Кулижская П.В. Выпускная квалификационная работа (магистерская диссертация) на тему: «Разработка метода прогноза тумана на основе нейросетевых технологий» - РГГМУ, 2023 г.
2. Кулижская П.В. Метод прогнозирования тумана и идентификация его типа на основе нейросетей для аэродрома Санкт-Петербург (Пулково) – Метеорология и Гидрология №4, 2024 г.
3. ФГБУ «Авиаметтелеком Росгидромета» Северо-Западный филиал – <https://szf.aviamettelecom.ru>
4. Кулижская П.В. Разработка метода прогноза наличия тумана и классификация его типа с помощью алгоритмов глубокого обучения для аэродрома Санкт-Петербург (Пулково). Препроцессинг данных – Материалы II Международной научно-практической конференции «Гидрометеорология и физика атмосферы: современные достижения и тенденции развития», 20-22 марта 2024г.
5. Гудфеллоу Я., Бенджио И., Курвилль А. Глубокое обучение / пер. с англ. А. А. Слинкина. – 2-е изд., испр. – М.: ДМК Пресс, 2018. 652 с.: цв. ил.
6. J. Howard, S/ Gugger Deep Learning for Coders with fastai and PyTorch: AI Applications Without a PhD 1st Edition, 2020
7. Сергеев Д.А. Введение в нейросетевое моделирование: учеб. пособие / А.П. Сергеев, Д.А. Тарасов; под общ. ред. А.П. Сергеева. — Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2017. 128 с
8. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) Инструктивный материал по кодам METAR, SPECI, TAF, 2015. 66 стр.

# Использование методов машинного обучения для обработки спутниковых данных в Дальневосточном центре «НИЦ «Планета»

Кучма М.О., Андреев А.И., Филей А.А.

Дальневосточный Центр Федерального Государственного Бюджетного Учреждения "Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета», Хабаровск, Россия  
E-mail: m.kuchma@dvcrpod.ru

## АННОТАЦИЯ

В настоящей работе представлены алгоритмы, разработанные в Дальневосточном центре НИЦ «Планета» с помощью методов машинного обучения. Так, для высокоэллиптического космического аппарата Арктика-М № 1 был разработан алгоритм минимизации помех с использованием сверточной нейронной сети с вейвлет-преобразованиями. С применением сверточных нейронных сетей получены алгоритмы для детектирования облачного, снежного и ледяного покровов для приборов МСУ-МР, МСУ-ГС/ВЭ, МСУ-ГС и АНУ, установленных на КА серий Метеор-М, Арктика-М, Электро-Л и Himawari соответственно. Все эти параметры представляют собой значительное дополнение к аэросиноптическому материалу, особенно для территорий, где отсутствуют наземные наблюдения.

**Ключевые слова:** дистанционное зондирование земли, нейронная сеть, детектирование облачности, детектирование снега, типы облачности, профиль температуры, профиль влажности.

## ВВЕДЕНИЕ

Разработка и оптимизация алгоритмов анализа и интерпретации данных спутниковых наблюдений в гидрометеорологических целях обеспечили значительное увеличение потенциала использования космической информации в процессе ежедневного анализа и прогнозирования погодных условий.

Этому способствует возможность глобального и непрерывного мониторинга поверхности Земли и состояния атмосферы, предоставляемого спутниковыми инструментами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). С учетом увеличения группировок гидрометеорологических космических аппаратов эти данные позволяют более эффективно решать ряд прикладных научных проектов и задач оперативной метеорологии, включая прогнозирование различных атмосферных явлений и мониторинг климатических изменений. Но вместе с этим происходит и увеличение числа ограничений, обусловленных необходимостью обработки большого объема разнородных данных, которые не всегда обладают логически связанными характеристиками.

Физическое моделирование для спектрального анализа спутниковых данных, а также методы машинного обучения и нейронных сетей, требуют больших вычислительных ресурсов, поэтому на первый план выходит проблема оптимизации вычислений.

## АППАРАТНЫЕ СРЕДСТВА

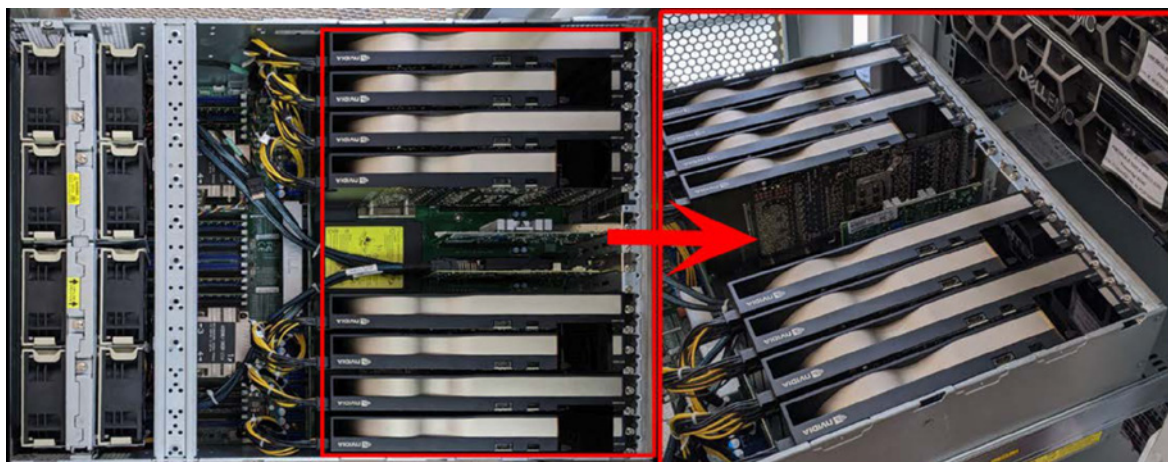
Решение некоторых задач, например, физического моделирования параметров атмосферы, позволяющего учесть различную геометрию спутниковых наблюдений и влияние подстилающей поверхности, требует больших вычислительных ресурсов. Для уменьшения времени на решение таких задач применяются технологии распределенного вычисления. В Дальневосточном центре НИЦ «Планета» в настоящий момент функционируют 19 виртуальных машин на основе нескольких серверов с центральными процессорами Intel Xeon Gold 6130, Intel Xeon Silver 4114, Intel Xeon CPU E5-2660 v4 и Intel Xeon CPU E7-4820 v2, которые в совокупности имеют 539 логических ядер. Для понимания, такой подход позволяет осуществить генерирование справочной таблицы с использованием модели переноса излучения в атмосфере 6S в размере 278419680 элементов за 40 дней. При использовании рабочей станции с центральным процессором Intel Core i7-6700K, имеющего 8 логических ядер, это заняло бы 7 лет.

Для автоматизации обработки больших потоков данных активно развивается тема применения в задаче обработки и интерпретации спутниковых данных методов искусственного интеллекта, таких как машинное обучение и нейронные сети. С целью уменьшения времени обучения нейросетевых алгоритмов установлен и настроен высокопроизводительный сервер, предназначенный для ускорения построения спутниковой информационной продукции. Графические ускорители, установленные в сервере, позволяют выполнять сложные вычисления, производить быструю обработку больших массивов данных и хорошо подходят для обучения нейронных сетей и их дальнейшего использования.



Сервер позволяет одновременно запускать несколько ресурсоёмких задач по обучению нейронных сетей. Высокую производительность вычислений обеспечивают:

- два 10-ядерных центральных процессора Intel Xeon Silver 4210;
- 10-Гигабитные сетевые интерфейсы для быстрой передачи больших объёмов данных во внешнее хранилище;
- подсистема памяти, включающая 256 гигабайт ОЗУ, позволяющая производить операции с большими выборками данных без необходимости использования буфера на локальных дисках, 2 высокоскоростных твердотельных NVME-накопителя, а также 4 диска большого объёма для локального хранения данных;
- 8 высокопроизводительных графических ускорителей Nvidia RTX A5000 с тензорными ядрами 3 поколения, объединённых высокоскоростными интерфейсами NVLINK, благодаря которым обмен данными между видеокартами осуществляется напрямую с минимальными задержками (рис. 1).



**Рис. 1.** Вычислительный сервер и кластер графических ускорителей Nvidia RTX A5000.

Использование графических ускорителей позволяет на порядок повысить скорость обработки в сравнении с обработкой на центральном процессоре и в несколько раз в сравнении с обработкой на рабочей станции с одним графическим ускорителем. Например, для сверточной нейронной сети, содержащей 4 млн. параметров, время полного обучения с использованием графического ускорителя Nvidia RTX 2080 на протяжении 300 итераций составляет приблизительно 20 дней. Использование сервера из 8 графических ускорителей Nvidia RTX A5000 дает возможность сократить время обучения до 3-х дней, т.е. процессы ускоряются, по меньшей мере, в 6 раз.

## МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

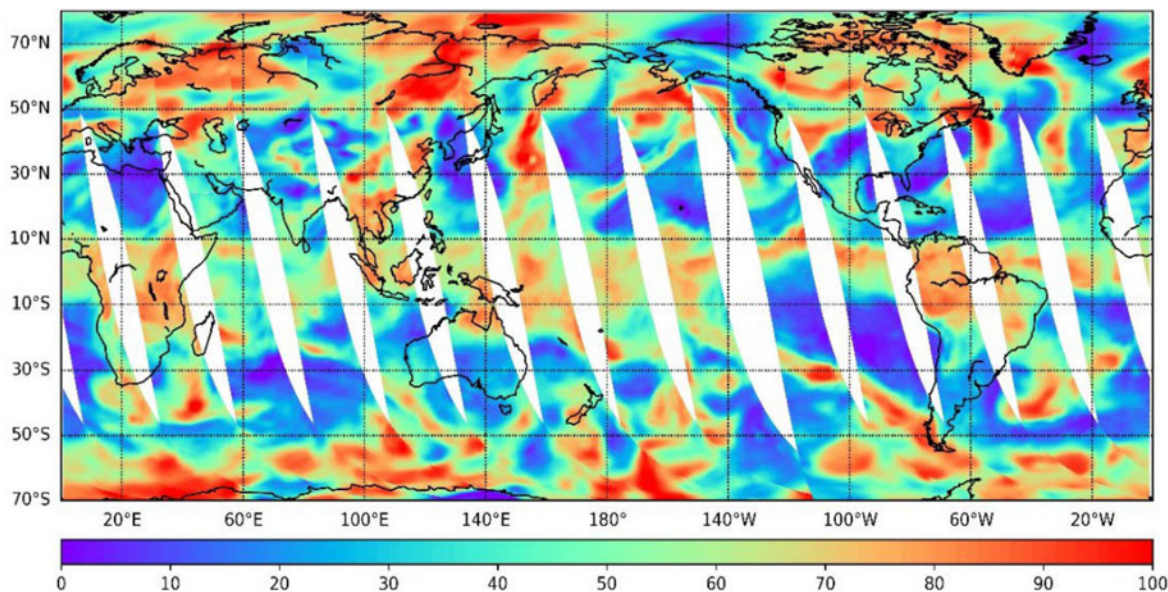
Использование представленных аппаратных средств и вычислительных технологий позволяет производить расчеты и использовать большое количество зависимых и независимых переменных для задач, требующих оперативного получения конечного результата.

Например, для высокоэллиптического космического аппарата (КА) Арктика-М № 1 на основе применения сверточной нейронной сети с вейвлет-преобразованиями был разработан алгоритм минимизации помех в виде полос на данных инфракрасных каналов спутникового прибора [1]. Полученный алгоритм внедрен в оперативную обработку в комплексе обработки информации с КА Арктика-М № 1 в составе наземного комплекса приёма и обработки информации (НКПОР-АМ) Росгидромета. Внедрение алгоритма в оперативную работу позволило без ограничений получать весь перечень информационной продукции, предусмотренной техническим заданием.

Для получения тематической продукции разработаны и внедрены алгоритмы на основе проведения физического моделирования для расчета высоты верхней границы облачности, эффективного радиуса облачных частиц, оптической толщины в спектральном канале 0.6 мкм и фазового состава воды в облаке [2]. Также, на основе сверточных нейронных сетей разработаны алгоритмы для детектирования облачного [3], снежного [4] и ледяного покровов [5]. Они реализованы для приборов МСУ-МР, МСУ-ГС и АНИ, установленных на космических аппаратах (КА) серий Метеор-М, Арктика-М и Электро-Л, Himawari соответственно.

Одной из актуальных разработок является расчет вертикальных профилей температуры и влажности в атмосфере [6] по измерениям прибора МТВЗА-ГЯ, установленного на КА серии Метеор-М. Особенностью разработки является то, что для обучения сети прямого распространения на основе многослойного перцептрона используется обучающая выборка, которая содержит в себе практически все ва-

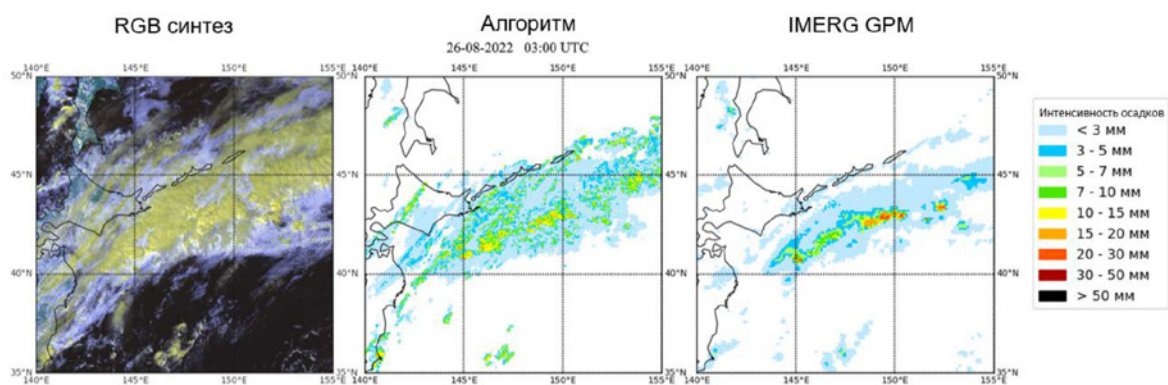
риации атмосферных параметров за несколько лет. Пример получаемой карты относительной влажности показан на рис. 2.



**Рис. 2.** Относительная влажность (%), 700 гПа по данным КА Метеор-М № 2-2.

Анализ сравнения полученных вертикальных профилей температуры и влажности с данными реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды позволил сделать следующие выводы. Для вертикальных профилей температуры в большей части атмосферного слоя от 1000 до 10 гПа величина среднеквадратической ошибки не превышает 3 К. Для вертикальных профилей влажности в атмосферном слое 1000-100 гПа среднеквадратическая погрешность не превышает 20%.

Немаловажными продуктами, рассчитываемыми по данным приборов МСУ-ГС КА серии Арктика-М и Электро-Л, а также прибора АНІ КА серии Himawari, являются типы облачности [7] и оценки интенсивности осадков для территории Азиатско-Тихоокеанского региона с применением методов искусственного интеллекта. Поскольку на Дальнем Востоке практически нет метеорологических радиолокаторов, эти параметры являются важным дополнением к аэросиноптическому материалу при составлении прогнозов погоды. Для оценки интенсивности осадков разработан алгоритм на основе 2 нейросетевых модулей: классификатора полей осадков и регрессора для оценки их мгновенной интенсивности. Пример построения карты осадков и ее сравнение с эталоном, в качестве которого выступают интенсивности осадков по данным спутниковых микроволновых зондировщиков, приведен на рис. 3.



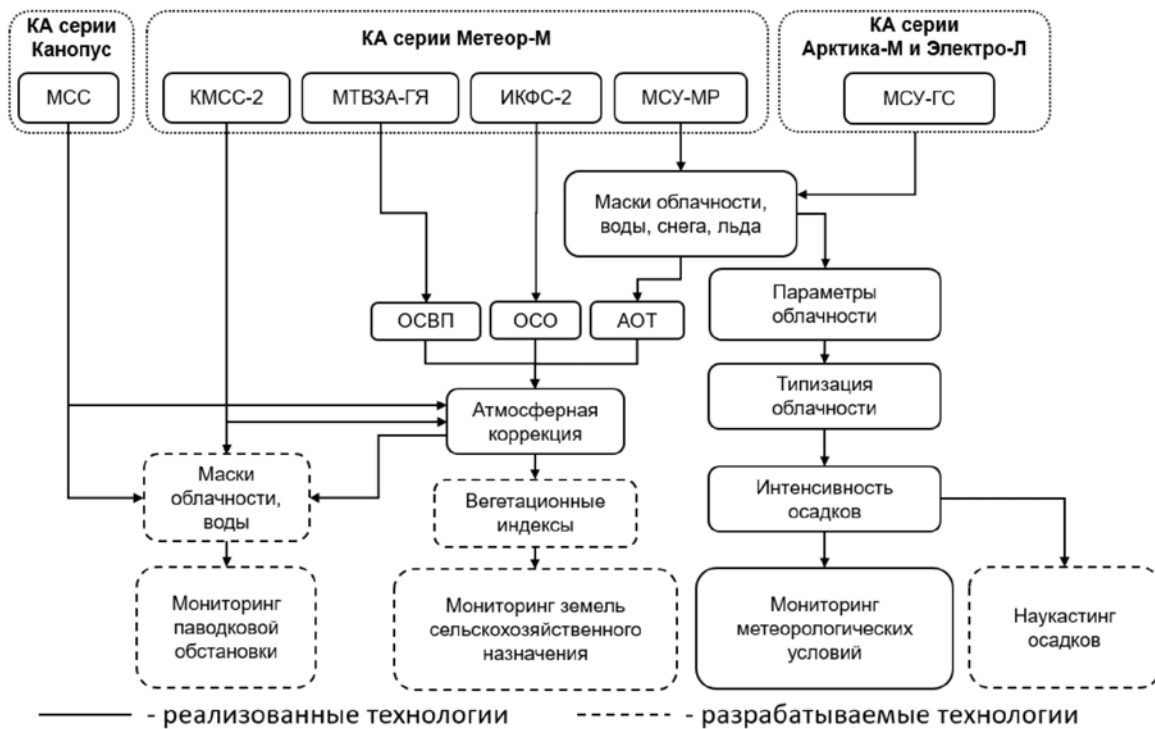
**Рис. 3.** Пример построения карты осадков и ее сравнение с эталоном.

В ходе работ большое внимание уделяется оценке точности получаемых тематических продуктов. Для каждого тематического продукта применяется несколько этапов валидации: расчёт различных метрик на тестовом наборе данных; сравнение с результатами ручного дешифрирования спутниковых изображений или с данными наземных измерений; сравнение с аналогичными тематическими продуктами зарубежных спутниковых приборов. По результатам представленной комплексной оценки точности делается вывод об уровне достоверности и точности работы алгоритмов.

Все разработанные в Дальневосточном центре НИЦ «Планета» технологии обработки и получения продуктов по данным российских космических аппаратов, имеют логическое завершение, позволя-



ющее комплексно использовать эти данные в целях мониторинга метеоусловий, сельхозземель, мониторинга паводковой обстановки, наукастинга осадков и для решения ряда других задач (рис. 4).



**Рис. 4.** Система комплексной обработки данных российских спутников гидрометеорологического назначения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подходы к решению задач гидрометеорологии с использованием физического моделирования и нейросетевых алгоритмов зачастую требуют больших вычислительных ресурсов и учета большого количества различных зависимых и независимых величин. Использование высокопроизводительного сервера с графическими ускорителями и виртуальных машин для распределенного вычисления позволяет сократить время на разработку и тестирование алгоритмов. Получаемые на выходе информационные продукты крайне важны для Дальневосточного региона, поскольку практически полное отсутствие радиолокационных и редкая сеть наземных метеорологических наблюдений не позволяют в полной мере отслеживать обстановку в регионе и проводить полноценный её анализ.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Кучма М. О., Андреев А. И., Крамарева Л. С. Нейросетевой алгоритм минимизации помех в инфракрасных каналах прибора МСУ-ГС космического аппарата Арктика-М №1 // *Материалы 20-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. Москва: ИКИ РАН. 2022. с. 45. DOI: 10.21046/20DZZconf-2022a.
2. Филей А. А. Восстановление оптической толщины и эффективного радиуса частиц облачности по данным дневных измерений спутникового радиометра МСУ-МР // *Оптика атмосферы и океана*. 2019. Т. 32, № 8. с. 650-656. DOI: 10.15372/AOO20190807.
3. Андреев А. И., Шамилова Ю. А. Детектирование облачности по данным КА Himawari-8 с применением сверточной нейронной сети // *Исследование Земли из космоса*. 2021. №2. с. 42-52. DOI: 10.31857/S0205961421010036.
4. Bloschinskiy V. D., Kuchma M. O., Andreev A. I., Sorokin A. A. Snow and cloud detection using a convolutional neural network and low-resolution data from the Electro-L No. 2 Satellite // *J. Appl. Rem. Sens.* 2020. Vol. 14, No. 3. pp. 034506. DOI: 10.1117/1.JRS.14.034506.
5. Кучма М. О., Лотарева З. Н., Слесаренко Л. А. Определение маски ледяного покрова дальневосточных морей по данным прибора МСУ-МР спутника «Метеор-М» № 2 // *Исследование Земли из космоса*. 2021. № 2. с. 31-41. DOI: 10.31857/S0205961421020032.
6. Филей А. А., Андреев А. И., Успенский А. Б. Использование искусственных нейронных сетей для восстановления температурно-влажностного состояния атмосферы по данным спутникового микроволнового радиометра МТВ3А-ГЯ КА Метеор-М № 2-2 // *Исследование Земли из космоса*. 2021. № 6. с. 83-95. DOI: 10.31857/S0205961421060087.

7. Андреев А. И., Давиденко А. Н., Пустатинцев И. Н. Алгоритм классификации типов облачности на основе нейронной сети и метода опорных векторов // *Материалы 17-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. Москва: ИКИ РАН. 2019. с. 14. DOI: 10.21046/17DZZconf-2019a.

## Нейросетевой метод для детектирования разливов в бассейне реки Амур по данным спутников серии Канопус-В

Кучма М.О., Бородицкая А.В., Амельченко Ю.А.

Дальневосточный Центр Федерального Государственного Бюджетного Учреждения "Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета», Хабаровск, Россия  
E-mail: m.kuchma@dvcrcpod.ru

### АННОТАЦИЯ

Мониторинг паводковой обстановки в бассейне реки Амур представляет собой важную задачу для Дальневосточного региона России, поскольку речная сеть региона подвержена частым разливам. В настоящей работе рассматривается нейросетевой метод детектирования разливов по данным многозональной съемочной системы, установленной на космических аппаратах серии Канопус-В. Точность работы алгоритма (precision) составляет 91,2%, однако в некоторых ситуациях наблюдается некорректная работа классификатора. Выявлена необходимость разработки алгоритмов кросс-калибровки и атмосферной коррекции для космических аппаратов серии Канопус-В.

### ВВЕДЕНИЕ

Наводнения представляют собой одно из наиболее часто встречающихся и разрушительных природных бедствий на планете, которые влекут за собой существенные экономические и человеческие потери. Предполагается, что в ближайшие десятилетия частота и масштаб этого природного явления возрастут, что обусловлено не только изменением климата, но также антропогенными факторами. С учетом этого, актуальность разработки эффективных систем для мониторинга состояния рек и определения областей реального затопления становится все более острой. Прогресс в возможностях использования космических аппаратов (КА) гидрометеорологического назначения позволил применять данные дистанционного зондирования Земли в качестве основы для создания таких информационных систем, в том числе и для Дальнего Востока России, на территории которого ежегодно происходит множество чрезвычайных ситуаций, связанных, в частности, с разливом реки Амур. Одной из задач, которую необходимо решить для разработки эффективных систем мониторинга, является алгоритмический подход выявления затопленных территорий при разливах рек. В мире существует множество алгоритмов и методов обнаружения речных разливов с использованием пороговых алгоритмов, нейронных сетей и машинного обучения [1-3]. Однако вопрос автоматизации обработки спутниковых данных для оперативного обнаружения наводнений до конца не решен.

### ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Наиболее подходящей с точки зрения периодичности получения данных и одновременно разрешающей способности, позволяющей проводить качественный анализ зон затопления на спутниковых изображениях, является информация с многозональной съемочной системы (МСС), установленной на КА серии Канопус-В. В центрах НИЦ «Планета» для первичной обработки данных КА серии Канопус-В используется программный комплекс NormSatBIK разработки НИИ «Фотон». Обработка с помощью этой программы состоит из трех основных этапов: открытие исходного файла формата «RSM», трансформирование и совмещение каналов, сохранение информации в файл формата «GeoTIFF». Основным неудобством в работе с программным комплексом NormSatBIK является то, что не обеспечивается возможность работы в автоматическом режиме, поскольку управление предусмотрено только с помощью графического интерфейса. Различные попытки автоматизации с помощью «кликеров» возможны [4], однако они не решают основной проблемы, которая заключается в достаточно длительном процессе обработки. Если спутниковая сцена довольно большая, то ее автоматическая обработка может занимать до 9 часов, что является недопустимым в случае необходимости оперативного получения информации. Одним из решений является ручная обработка, когда специалисты определяют область интереса, выре-



зают часть спутниковой сцены и сохраняют ее. Это позволяет получить файл «GeoTIFF» менее чем за 10 минут.

Программа NormSatBIK автоматически нормализует вырезанное изображение, приводя каждый канал к кодам яркости 0-255. Вместе с файлом формата «GeoTIFF» сохраняется файл формата «XML», содержащий справочную таблицу, где для каждого кода яркости 0-255 представлено значения эффективной спектральной плотности энергетической яркости (СПЭЯ). В мировой практике в качестве единиц измерения значений в каналах спутниковых приборов принято использовать коэффициент спектральной яркости (КСЯ), который является безразмерной величиной и имеет диапазон значений от 0% до 100%. Впоследствии значения КСЯ поддаются однозначной интерпретации и на их основе возможно создание различных индексных изображений, представляющих собой комбинации КСЯ в определенных каналах. Использование справочной таблицы позволяет получить значения СПЭЯ, которые впоследствии можно перевести в КСЯ по формуле:

$$Ref_i = \frac{\pi \cdot d^2 \cdot Rad_i}{F_i \cdot \cos \theta},$$

где  $F$  – поток солнечного излучения, регистрируемый каналом прибора, Вт/м<sup>2</sup>;  $d$  – среднее расстояние от Земли до Солнца, а.е.;  $\theta$  – зенитный угол Солнца;  $Rad$  – СПЭЯ;  $Ref$  – КСЯ;  $i$  – номер канала прибора МСС.

## АЛГОРИТМ

На основе подготовленных данных в настоящее время специалисты-дешифровщики пользуются интерактивными методами, представленными в различных программах, таких как PlanetaMonitoring [5] или ENVI. Алгоритм обработки следующий:

**Шаг 1.** Загрузка спутниковой сцены.

**Шаг 2.** Выбор метода классификации (дерева решений, метод К-средних, кластеризация и другие).

**Шаг 3.** Разметка изображения в ручном режиме для классификатора с целью обозначить несколько точек спутниковой сцены для каждого класса.

**Шаг 4.** Запуск расчета классификации.

**Шаг 5.** Фильтрация ошибочных результатов классификации в ручном режиме.

**Шаг 6.** Сохранение векторного файла с результатами классификации.

**Шаг 7.** Нанесение векторного файла на картографическую основу, добавление необходимых атрибутивных данных (названия городов, русло реки и т.д.) с последующим сохранением готового результата в графическом виде.

Применение такого алгоритма достаточно трудоемкая задача, и время на картографирование одной сцены занимает до 2-х часов. Для автоматизации процедур обработки и ускорения процесса требуются другие подходы.

В Дальневосточном центре НИЦ «Планета» ранее уже был разработан алгоритм по детектированию речных разливов по данным зарубежных КА Sentinel-2 и Landsat-8 [6]. В результате проведенного исследования была получена модернизированная нейронная сеть типа U-Net. Модернизация заключается в добавлении слоев и пакетной нормализации (рис. 1).



**Рис. 1.** Модернизированная сеть U-Net для решения задачи детектирования речных разливов по данным КА Sentinel-2 и Landsat-8.

Результаты, полученные в этом исследовании, показали высокую точность работы алгоритма для зарубежных спутников. Так, при сравнении полученных результатов с КА Sentinel-2 с эталонными данными, в качестве которых использовались векторные карты, составленные специалистами НИЦ «Планета», точность составила 94,51%, а для данных КА Landsat-8 – 92,69%. Стоит отметить, что в работе использовались спутниковые данные, которые прошли атмосферную коррекцию программными пакетами разработчиков, предоставляющих данные КА Sentinel-2 и Landsat-8 в свободном доступе. Для прибора МСС КА серии Канопус-В алгоритмы атмосферной коррекции пока не разработано, поэтому было принято решение реализовать алгоритм детектирования речных разливов на основе исходных данных. Оно основано на том, что при создании алгоритма для КА Sentinel-2 и Landsat-8 тестировались данные без атмосферной коррекции, при этом точность также была довольно высокая – 89,45% и 86,19% соответственно. Была набрана обучающая выборка за 2021-2022 года по территории бассейна реки Амур, содержащая 600 сегментов размером 512 на 512 пикселей, который аналогичен используемым при работе с зарубежными КА. Были проанализированы и эмпирически выбраны входные параметры для нейронной сети: индексы Normalized Difference Water Index (NDWI), Chlorophyll Absorption Ratio Index (CARI), Adjusted Transformed Soil-Adjusted Vegetation Index (ATSAVI), а также отношение каналов № 2 и № 4 (Datt1) [7], и № 1, № 3 и № 4 (Datt6) [7], которые позволяют извлечь из рассматриваемого сегмента еще больше информации, чем обычные спектральные изображения:

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR}$$

$$ATSAVI = 1,22 \cdot \frac{(NIR - 1,22 \cdot Red - 0,03)}{1,22 \cdot NIR + Red - 1,22 \cdot 0,3 + 0,08 \cdot (1 + 1,4884)}$$

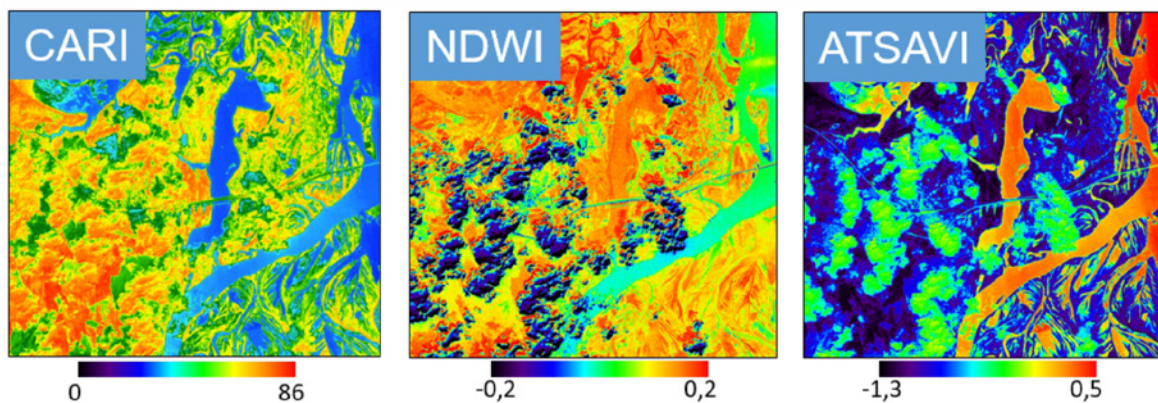
$$CARI = \frac{Red}{Green} \cdot \sqrt{\frac{\left(\frac{Red - Blue}{150} \cdot 670 + Green + (Blue - 550 \cdot \frac{Red - Blue}{150})^2\right)}{\frac{Red - Blue}{150} + 1}}$$

$$Datt1 = \frac{NIR - Red}{NIR - Green}$$

$$Datt6 = \frac{NIR}{Blue \cdot Red}$$

где Blue – канал № 1, Green – канал № 2, Red – канал № 3, NIR – канал № 4 прибора МСС соответственно.

Графическая интерпретация индексов представлена на рис. 2.



**Рис. 2.** Графическая интерпретация индексов CARI, NDWI и ATSAVI.

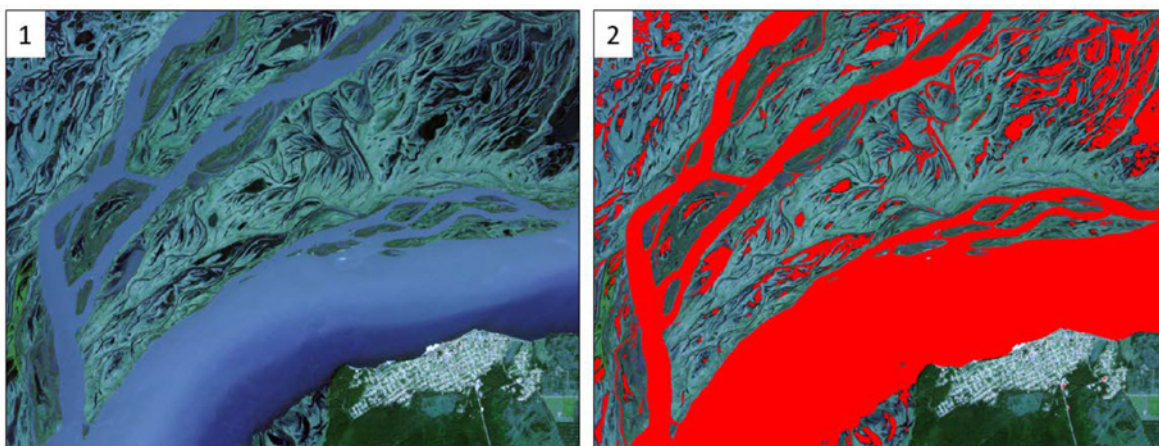
Далее в результате проведенных экспериментов была определена следующая комбинация параметров, обеспечивающих лучшую точность: каналы № 1, № 2, № 3, № 4 прибора МСС, а также индексы ATSAVI, CARI, NDWI, Datt1, Datt6. Обучение заняло 953 эпохи, а точность составила 91,2%.

Оценка точности. Оценка точности проводилась на данных прибора МСС за 2023 год на 100 сегментах. Детальный анализ показал, что для одной части спутниковых сцен алгоритм работает корректно, а для другой – со значительными ошибками. На рис. 3 показан пример работы алгоритма, когда водная поверхность была классифицирована корректно.

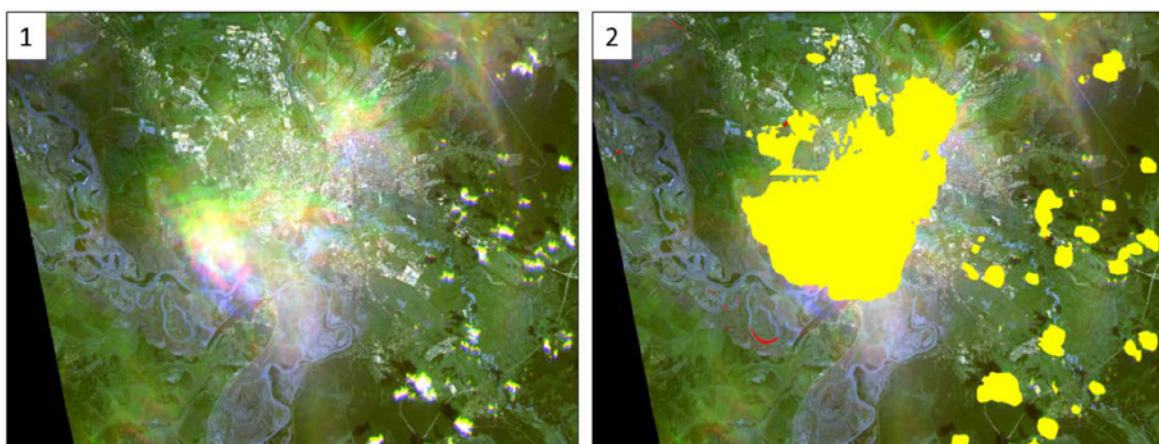
На рис. 4 показан пример некорректной классификации.

Как видно на рис. 4, русло реки практически никак не было детектировано. Подробный анализ данного и аналогичных случаев показал, что имеет место влияние атмосферы на зарегистрированные прибором значения в каналах. Так, на ближайшей спутниковой сцене для этой же территории за 09.09.2023 г. значения КСЯ для земли отличается более чем на 10%, из чего сделан вывод, что для более стабильной и корректной работы алгоритма необходимо проводить процедуру атмосферной коррекции. Поскольку такая процедура учитывает спектральную чувствительность каждого канала прибора, необ-





**Рис. 3.** Корректная классификация водной поверхности: 1 – мультиспектральное изображение КА Канопус-В № 4, 09 сентября 2023 (R – канал № 1 прибора МСС, G – канал № 2 прибора МСС, В – канал № 3 прибора МСС); 2 – наложенная на мультиспектральное изображение маска водной поверхности (красный цвет).



**Рис. 4.** Некорректная классификация водной поверхности: 1 – мультиспектральное изображение КА Канопус-В № 4, 24 августа 2023 (R – канал № 1 прибора МСС, G – канал № 2 прибора МСС, В – канал № 3 прибора МСС); 2 – наложенная на мультиспектральное изображение маска водной поверхности (красный цвет) и маска облачности (желтый цвет).

ходимы, в первую очередь, калиброванные данные прибора. Калибровку МСС можно получить соотношением с данными зарубежного прибора, схожим по характеристикам с прибором МСС – такой процесс называется кросс-калибровкой.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате работы полученный ранее нейросетевой алгоритм детектирования речных разливов на основе модернизированной сети U-Net был адаптирован к данным прибора МСС: эмпирическим путем получен оптимальный набор входных параметров – каналы № 1, № 2, № 3, № 4 прибора МСС, а также индексы ATSAVI, CARI, NDWI, Datt1, Datt6. Результаты обучения нейронной сети показали точность 91,2 %. Однако проведение более детальной оценки точности по данным, не участвующим при обучении нейронной сети, показало некорректную работу алгоритма. Причиной этого стало влияние атмосферы на зарегистрированные прибором значения в каналах. Для устранения этих причин в планах по развитию алгоритма стоит разработка технологии кросс-калибровки каналов прибора МСС и впоследствии процедуры проведения атмосферной коррекции.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Рылов С. А., Новгородцева О. Г., Пестунов И. А. и др. Технология обработки данных с космических аппаратов «Канопус-В», «Ресурс-П» и Метеор-М для мониторинга и картографирования наводковой ситуации // Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли: материалы II международной научной конференции // Сиб. федер. ун-т, Ин-т космич. и информ. технологий; науч. ред. Е. А. Ваганов; отв. ред. М. В. Носков. – 2015. – 367 с.

2. Воронова А. Е., Рублев И. В., Соловьева И. А. и др. Спутниковый мониторинг экстремального наводнения в Иркутской области 2019 года // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. – 2020. – Т. 17, №1. – С. 263–266. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-263-266.
3. Tanim A. H., McRae C. B., Tavakol-Davani H. et al. Flood Detection in Urban Areas Using Satellite Imagery and Machine Learning // *Water*. MDPI AG. – 2022. – Vol. 14, Iss. 7. – P. 1140. DOI: 10.3390/w14071140.
4. Волкова Е. Е., Матвеев А. М., Кобец Д. А. и др. Организация автоматической обработки низкоуровневых данных КА "Канопус-В" в центрах НИЦ "Планета" // *Материалы 20-й Международной конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", Москва, 14–18 ноября 2022 года / Институт космических исследований Российской академии наук*. – Москва: Институт космических исследований Российской академии наук. – 2022. – С. 88.
5. Асмус В. В., Бучнев А. А., Кропотынцева В. А. и др. Комплекс программного обеспечения в задачах космического мониторинга опасных гидрометеорологических явлений // *Проблемы информатики*. – 2018. – Т. 4, № 41. – С. 33–48.
6. Кучма М. О. Применение физических и нейросетевых методов в задаче оперативного детектирования водной поверхности // *Метеорология и гидрология*, 2024. – №4. – С. 67–77. DOI: 10.52002/0130-2906-2024-4-67-77.
7. Russell Main, Moses Azong Cho, Renaud Mathieu, Martha M. O'Kennedy, Abel Ramoelo, Susan Koch. An investigation into robust spectral indices for leaf chlorophyll estimation // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. – 2011. – Vol. 66, Iss. 6. – pp. 751–761.

## Применение методов машинного обучения для оценки уровня загрязнения воздуха в городских агломерациях, находящихся в горных долинах, на примере Гренобля

<sup>1</sup>Суслов А.И., <sup>1,2</sup>Криницкий М.А., <sup>3</sup>Staquet С., <sup>3</sup>Le Bouëdec Е.

<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

<sup>3</sup> Université Grenoble Alpes, France

E-mail: suslov.ai@ocean.ru

### АННОТАЦИЯ

В данном исследовании рассматриваются методы машинного обучения для прогнозирования загрязнения воздуха в горных долинах на примере Гренобля (Франция). Используя данные 2012–2018 годов, собранные на метеостанциях, были обучены модели машинного обучения для прогнозирования среднесуточных концентраций PM<sub>2.5</sub> на три дня вперед.

Основное внимание уделялось дням с концентрациями PM, превышающими пороговые значения, установленные Всемирной Организацией Здравоохранения (ВОЗ). Показано, что локальные метеословия, приводящие к температурной инверсии, статистически взаимосвязаны с уровнем загрязнения воздуха. Обученные нами модели могут быть адаптированы для других городов в низинах при обучении на соответствующих данных.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Загрязнение воздуха — серьезная проблема для большинства городов. Одни из наиболее опасных загрязняющих веществ — твердые частицы (PM) диаметром менее 10 мкм (PM<sub>10</sub>) и 2,5 мкм (PM<sub>2.5</sub>) [Du Y и др., 2016]. Основные источники PM: транспорт, отопление, промышленность и сжигание отходов [Karagulian и др., 2015]. Эти частицы негативно влияют на дыхательную систему и провоцируют сердечно-сосудистые заболевания [Pore и Dockery, 2006; Du Y и др., 2016]. Гренобль — один из наиболее загрязненных городов Франции [1]. Его расположение в долине, окруженной горными массивами, способствует концентрации антропогенных выбросов [Largeron, 2010; Largeron и Staquet, 2016].



Температурная инверсия — ключевой фактор, влияющим на качество воздуха, особенно для городов, расположенных в горных долинах [Isaev и др., 2022; Mlakar и Faganeli Pucer, 2023; Trinh и др., 2019]. Она определяется как атмосферный слой с положительным вертикальным градиентом температуры ( $\delta T/\delta z > 0$ ), указывающим на устойчивость этого слоя. Такие факторы, как отсутствие облачности, низкая скорость ветра и ясные длительные ночи, способствуют возникновению инверсии. Это явление также связано с антициклоническим блокированием [Isaev и др., 2022; Pasic и др., 2023]. Основные метеофакторы, влияющие на распределение РМ, включают осадки, направление и скорость ветра, устойчивость атмосферы, суточный ход температур и атмосферную динамику, обусловленную рельефом [Gupta и Christopher, 2006; 2009a, b; Marsha и Larkin, 2019].

Исследования по прогнозированию загрязнения воздуха с помощью машинного обучения (МО) зачастую акцентируют внимание на роли температурной инверсии. Для её учета анализируют температурные градиенты на различных высотах и их влияние на концентрацию РМ [Isaev и др., 2022; Pasic и др., 2023; Zang и др., 2017]. В городах с топографией, аналогичной Греноблю, в исследованиях используются самые различные техники машинного обучения для анализа температурных профилей и их связи с уровнями РМ10 и РМ2.5 [Mlakar и Faganeli Pucer, 2023; Trinh и др., 2019]. Методы МО помогают лучше понять связь между метеоусловиями и загрязнением воздуха, обеспечивая эффективное регулирование выбросов в городах со сложной топографией.

В данном исследовании с помощью алгоритмов МО прогнозируется уровень РМ2.5 в долине Гренобля на основе метеорологических данных за 2012-2018 гг., включая параметры температурной инверсии и антициклоническое блокирование.

Статья структурирована следующим образом: раздел «Постановка задачи и описание данных» описывает набор данных. В разделе «Задачи машинного обучения и оценка их качества» рассматриваются методы прогнозирования загрязнения воздуха в рамках подхода регрессии и классификации. В разделе «Модели машинного обучения и их валидация» описываются подходы МО и методы их валидации. В дальнейших разделах изложены полученные результаты и приведены основные выводы исследования.

## 2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОПИСАНИЕ ДАННЫХ

В настоящем исследовании задача прогноза уровня среднесуточной концентрации РМ10 и РМ2.5 решается в двух подходах: регрессии и классификации. В подходе регрессии аппроксимируется среднесуточный уровень концентрации РМ. В задаче классификации прогнозируется факт превышения концентрациями уровней, установленных ВОЗ (50 мкг/м<sup>3</sup> для РМ10 и 25 мкг/м<sup>3</sup> для РМ2.5).

### Разведочный анализ данных

Значения концентраций РМ2.5 и РМ10 получены со станции Les Frenes, находящаяся вдали от интенсивных источников загрязнения (производства, транспортных развязок, и т.д.) Уровень загрязнения на данной станции зависит в основном от локальных и крупномасштабных метеорологических условий.

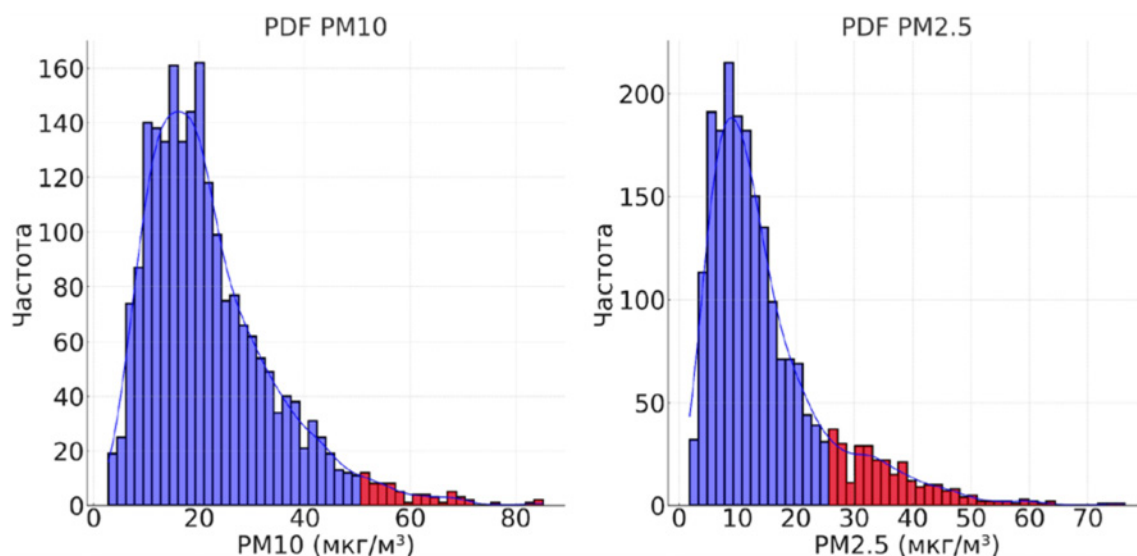
Исследование основано на семилетнем массиве метеоданных (см. табл. 1), с акцентом на температурных инверсиях. Индикатор инверсии ( $\delta T$ ) — разность температур между станциями Chamrousse (1730 м) и Le Versoud (220 м). Также учитывается связь между антициклонами и инверсией:  $P_0 = P - 1013.25$  гПа (1)

$P_0$  — обозначает отклонение измеренного давления от стандартного (1013.25 гПа).  $P_0 > 0$  указывает на антициклонический режим. Другие метеорологические переменные: концентрации РМ10 и РМ2.5, температура Versoud ( $T$ ), осадка (PCPN), восточная ( $U$ ) и северная ( $V$ ) компонентами синоптического ветра на уровне 500 гПа, и высота геопотенциальной поверхности на этом же уровне.

**Таблица 1.** Метеорологические переменные и их единицы измерения.

Переменная	Ед. Измерения
Концентрация РМ10	мкг/м <sup>3</sup>
Концентрация РМ2.5	мкг/м <sup>3</sup>
$T$ — Температура Versoud	°C
$\delta T$ — Разность температур Chamrousse и Versoud	°C
$P_0$ — разность измеренного давления и давления на уровне моря	гПа
PCPN — Осадки	мм
$U, V$ — восточная и северные компоненты ветра на уровне 500 гПа	м/с
$\Phi$ — Высота геопотенциальной поверхности на уровне 500 гПа	м <sup>2</sup> /с <sup>2</sup>

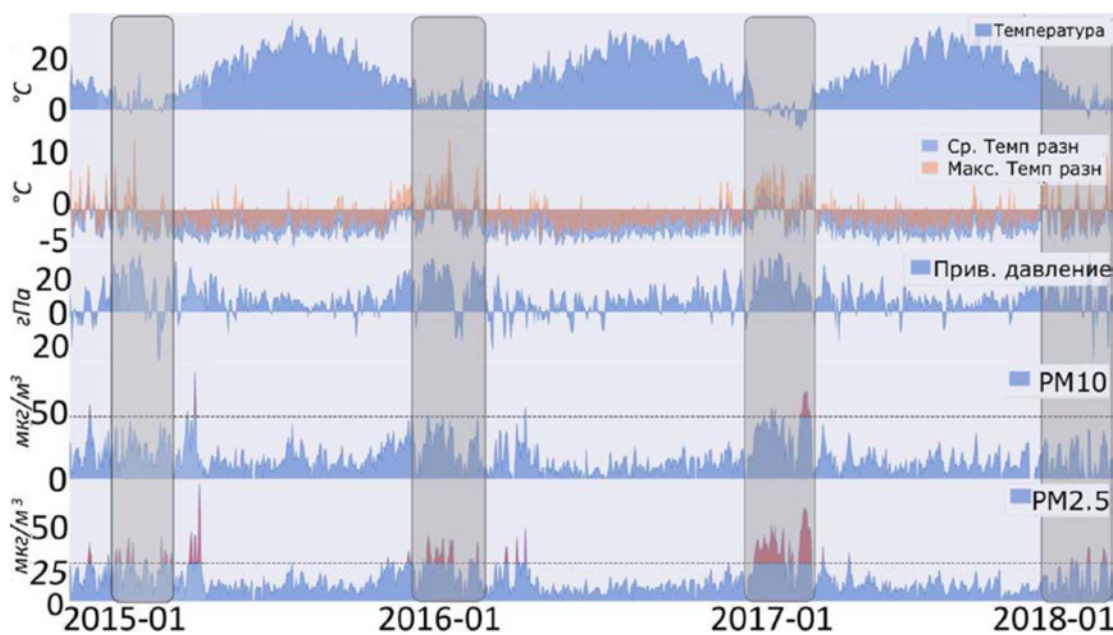
На рис.1 изображены плотности распределения вероятностей (pdf) для РМ10 и РМ2.5.



**Рис. 1.** Плотности распределения вероятностей (pdf) для PM10 и PM2.5. Красным отмечены эпизоды, для которых концентрация PM превышает порог установленный ВОЗ.

Из рис. 1 следует, что дни, характеризующиеся высокой концентрацией PM, находятся в "тяжелых хвостах" распределений целевой переменной, PM10 и PM2.5.

На рис. 2 представлены временные ряды метеорологических переменных, где высокие уровни загрязнения (отмечены красным) часто совпадают с антициклонами (повышенное давление) и температурной инверсией (положительная разность температур), преимущественно в зимний период.



**Рис. 2.** Временные ряды метеорологических переменных. Красным изображены значения для PM10 и PM2.5, превышающие порог загрязнения установленный ВОЗ (обозначен пунктирной линией).

В МО гармоническое кодирование применяется для анализа циклических переменных, таких как дни недели или месяцы, улучшая распознавание повторяющихся паттернов моделями и интерпретацию временных циклов. Для дней недели и месяцев используется следующие формулы:

$$\sin_{\text{день}} = \sin(2\pi * \text{день} / 7), \cos_{\text{день}} = \cos(2\pi * \text{день} / 7) \quad (2)$$

$$\sin_{\text{месяц}} = \sin(2\pi * \text{день} / 12), \cos_{\text{месяц}} = \cos(2\pi * \text{день} / 12) \quad (3)$$

### 3. ЗАДАЧИ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ И ОЦЕНКА КАЧЕСТВА

Задача настоящего исследования формулируется следующим образом: имея данные о посуточной эволюции метеорологических характеристик и концентраций PM10 и PM2.5 в прошлом, следует спро-

гнозировать среднесуточную концентрацию PM2.5 на три дня вперед. Альтернативная формулировка подразумевает прогнозирование факта превышения уровней, установленных ВОЗ, в каждый из этих трех дней.

### 3.1 Регрессия

Задача регрессии в общем случае формулируется как аппроксимация действительной целевой переменной. Целевой переменной является прогнозируемое значение среднесуточной концентрации PM2.5 на каждый из трех дней в будущем от рассматриваемых событий. В случае задачи регрессии характерными мерами оценки качества моделей являются следующие метрики:

$$\text{Средняя абсолютная ошибка: } MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P - M| \quad (4)$$

$$\text{Среднеквадратическая ошибка: } MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P - M)^2 \quad (5)$$

$$RMSE = \sqrt{MSE} \quad (6)$$

где  $P$  – модельная оценка концентрации PM2.5,  $M$  – измеренное референсное значение соответствующей концентрации.

### 3.2 Классификация

Классификация в этом исследовании определяет вероятность загрязнённого эпизода по критериям ВОЗ. Анализ данных с метеостанции Les Frenes выявил, что только 15% дней превышают пороги загрязнения ( $PM_{2.5} > 25 \text{ мкг/м}^3$ ), создавая дисбаланс в выборке и усложняя прогнозирование элементов недопредставленного класса. Традиционные метрики, такие как доля верных ответов (Accuracy), оказываются в таких случаях нерепрезентативными. Предпочтение отдаётся метрикам, основанным на матрице ошибок, в которой «True Positive» (TP) и «True Negative» (TN) указывают на верно классифицированные объекты каждого класса, а «False Positive» (FP) и «False Negative» (FN) на ошибки первого и второго рода соответственно.

$$\text{Precision} = \frac{TP}{TP+FP} \quad (7)$$

$$\text{Recall} = \frac{TP}{TP+FN} \quad (8)$$

Точность (Precision) — доля верно классифицированных положительных результатов значений к фактически положительным значениям. Полнота (Recall) – доля корректно идентифицированных фактически положительных значений. В исследовании применяется метрика F1, являющуюся гармоническим средним между Precision и Recall.

$$F_1 = 2 \cdot \frac{\text{Precision} \cdot \text{Recall}}{\text{Precision} + \text{Recall}} \quad (9)$$

### 3.3 Оценка обобщающей способности алгоритмов

**Кросс-валидация (К-В)** оценивает обобщающую способность модели, предотвращая переобучение, путём разделения данных на  $k$  частей: одна для тестирования, остальные для обучения. Процесс повторяется для каждой части, и результаты усредняются. В анализе временных рядов обучающие данные должны предшествовать тестовым для сохранения хронологической последовательности [15]. В исследовании используется пятикратная К-В, включающая оценку моделей по средним значениям (CP) и стандартным отклонениям (CO) от метрик MAE и RMSE для регрессии и по метрике F1 для классификации. Также для классификации используется агрегированная матрица ошибок.

## 4. МОДЕЛИ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ И ИХ ВАЛИДАЦИЯ

В данном исследовании прогноз уровня загрязнения воздуха осуществлялся методами регрессии и классификации. Далее описываются использованные модели и опорные решения.

**Опорные решения**, в частности модель инерционного прогноза, использовались для оценки качества более сложных моделей. Модель инерционного прогноза (Persistence) принимает постоянные значения PM2.5, известные на момент описываемого события.

Из алгоритмов МО наибольшую эффективность продемонстрировали Catboost, градиентный бустинг от «Яндекс» [Prokhorenkova, L. и др., 2017], и Balanced Random Forest (BRF), модификация случайного леса для несбалансированных данных [16].

### 4.1 Подход регрессии

В постановке регрессии, целевая переменная - концентрация PM имеет асимметричное распределение с эпизодами загрязнения в «тяжелом хвосте» (рис. 2). Для повышения точности прогноза вместо абсолютных значений используются изменения концентраций PM10 и PM2.5 относительно предыдущего дня. Эти приращения также являются переменными входных данных модели:

$$\begin{aligned} \Delta PM_{д-1} &= PM_{д-1} - PM_{д-2} \\ \Delta PM_{д0} &= PM_{д0} - PM_{д-1} \\ \Delta PM_{д+1} &= PM_{д+1} - PM_{д0} \\ \Delta PM_{д+2} &= PM_{д+2} - PM_{д+1} \\ \Delta PM_{д+3} &= PM_{д+3} - PM_{д+2} \end{aligned} \quad (11)$$

$\Delta PM_{d-1}$  и  $\Delta PM_{d0}$  обозначают приращения уровня загрязнения воздуха за предыдущий и текущий дни соответственно.  $\Delta PM_{d+1}$ ,  $\Delta PM_{d+2}$ ,  $\Delta PM_{d+3}$  приращения уровней загрязнения на следующий день (д+1), через два (д+2) и три (д+3) дня.  $PM_{d-1}$ ,  $PM_{d0}$ ,  $PM_{d+1}$ ,  $PM_{d+2}$  и  $PM_{d+3}$  – это концентрации  $PM$  за предыдущий (д-1), текущий (д0), следующий (д+1), через два (д+2) и три (д+3) дня соответственно.

Чтобы учесть эволюцию метеорологических переменных, в обучающую выборку добавлены их приращения, а именно:  $\Delta T_{d-1}$ ,  $\Delta T_{d0}$ ,  $\Delta \delta T_{d-1}$ ,  $\Delta \delta T_{d0}$ ,  $\Delta P_{d-1}$ ,  $\Delta P_{d0}$ ,  $\Delta U_{d-1}$ ,  $\Delta U_{d0}$ ,  $\Delta V_{d-1}$ ,  $\Delta V_{d0}$ ,  $\Delta \Phi_{d-1}$ ,  $\Delta \Phi_{d0}$ . Эти признаки используются как в задачах регрессии, так и классификации.

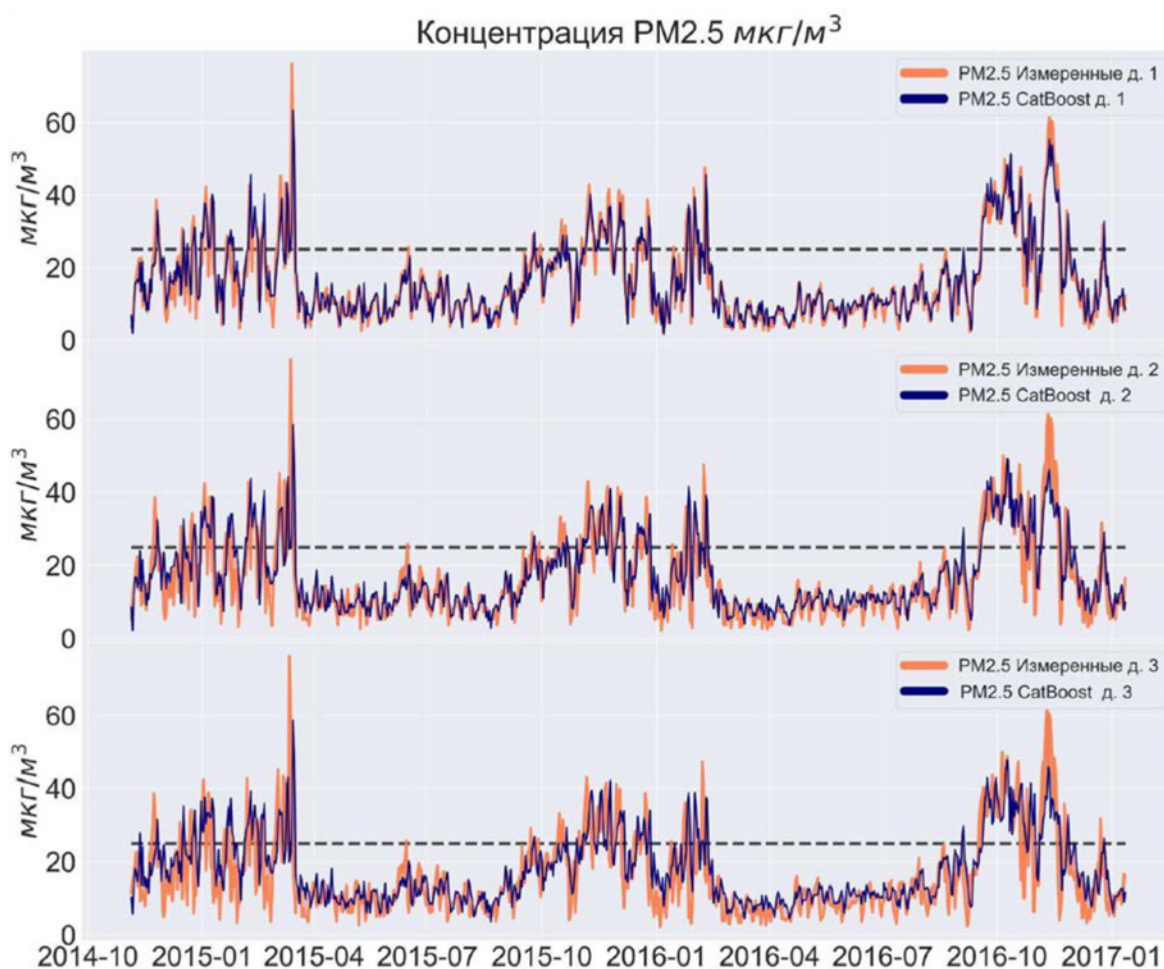
#### 4.2 Классификация. Аугментация данных и взвешенная функция потерь

Для работы с несбалансированными данными применяются методы аугментации и взвешенные функции потерь. Аугментация включает добавление к данным аналогичных примеров с гауссовским шумом, что расширяет обучающую выборку. Аугментация использовалась как для регрессии, так и классификации. Другой способ — использование взвешенной функции потерь. Ошибке на каждом отдельном объекте присваивается мультипликативный вес. По умолчанию элементы, каждого класса имеют одинаковый вес. В данном подходе предпочтение отдается недопредставленному классу ( $PM_{2.5} > 25$   $\mu\text{кг}/\text{м}^3$ ). Статистически обе техники эквивалентны.

### 5. РЕЗУЛЬТАТЫ

#### 5.1 Результаты в подходе регрессии

В исследовании аппроксимировались приращения среднесуточных значений  $PM_{2.5}$ , используя изменения метеорологических переменных и аугментацию гауссовым шумом, модель CatBoost показала наилучшие результаты. На рис. 3 представлены результаты аппроксимации этих приращений для модели CatBoost.



**Рис. 3.** Характерное поведение модели CatBoost в задаче прогнозирования приращений уровня загрязнения  $PM_{2.5}$  на (а) один день вперед; (б) два дня вперед и (в) три дня вперед. Оранжевой линией отображены измеренные значения, синей линией обозначены аппроксимированные значения.



**Таблица 5.** Результаты для аппроксимации среднесуточной концентрации PM2.5 с использованием приращений метеорологических переменных и гауссова шума.

Модель	1 день				2 дня				3 дня			
	MAE		RMSE		MAE		RMSE		MAE		RMSE	
	Ср	CO	Ср	CO	Ср	CO	Ср	CO	Ср	CO	Ср	CO
ΔCatBoost (ΔМетео + GN)	<b>3.12</b>	0.15	<b>4.68</b>	0.42	4.51	0.17	<b>6.61</b>	0.57	<b>5.16</b>	0.16	<b>7.35</b>	0.58
ΔCatBoost (ΔМетео)	3.26	0.17	4.87	0.33	4.72	0.2	6.88	0.45	5.42	0.15	7.7	0.48
CatBoost абс. значения	3.77	0.96	5.53	1.38	4.91	1.15	7.13	1.68	5.5	1.03	7.92	1.52
Persistence	3.9	0.41	5.71	0.62	5.6	0.69	8	0.98	6.35	0.83	9.01	1.16

### 5.1.1 Значимость признаков температурной инверсии

В ходе исследования было оценено влияние признака разности температур ( $\delta T$ ), характеризующей температурную инверсию, на качество прогноза среднесуточной концентрации PM2.5 в задаче регрессии. Модель CatBoost обучили с параметром  $\delta T$ , затем для сравнения обучили модель на тех же данных, но уже без этого признака.

**Таблица 6.** Влияние переменной  $\delta T$  на качество прогноза среднесуточной концентрации PM2.5.

1 день		2 дня		3 дня	
MAE	RMSE	MAE	RMSE	MAE	RMSE
0.82 %	1.01 %	1%	0.83 %	0.97 %	0.78 %

Из табл 6 следует, что улучшение качества модели CatBoost по метрикам MAE и RMSE не превышает 1%. Это не в полной мере согласуется с ранее опубликованными исследованиями. Вероятная причина – высокая корреляция температуры ( $T$ ) и приведенного давления ( $P_0$ ) с разностью температур ( $\delta T$ ).

### 5.2 Результаты в подходе классификации

**Таблица 7.** Результаты метрики F1-score для классификации.

Модель	1 день F1		2 дня F1		3 дня F1	
	Ср	CO	Ср	CO	Ср	CO
CatBoost (ΔМетео GN)	<b>0.75</b>	0.08	<b>0.7</b>	0.12	<b>0.65</b>	0.08
BRF (ΔМетео GN)	<b>0.77</b>	0.05	<b>0.69</b>	0.1	<b>0.64</b>	0.1
CatBoost	0.72	0.05	0.66	0.075	0.6	0.11
Persistence	0.73	0.06	0.61	0.15	0.53	0.18

**Таблица 8.** Матрица ошибок для алгоритма Catboost (ΔМетео GN).

Фактический класс	Спрогнозированный класс					
	1 д. Ложь	1 д. Истина	2 д. Ложь	2 д. Истина	3 д. Ложь	3 д. Истина
Ложь	1342	64	1330	79	1336	74
Истина	48	<b>181</b>	60	<b>166</b>	75	<b>150</b>

**Таблица 9.** Матрица ошибок для алгоритма Balanced random forest (ΔМетео GN).

Фактический класс	Спрогнозированный класс					
	1 д. Ложь	1 д. Истина	2 д. Ложь	2 д. Истина	3 д. Ложь	3 д. Истина
Ложь	<b>1248</b>	158	<b>1181</b>	228	<b>1104</b>	306
Истина	23	<b>206</b>	29	<b>197</b>	19	<b>206</b>

На основе таблиц 8-10 можно заключить, что выбор модели машинного обучения зависит от меры качества. Наибольшее значение метрики F1 получила модель CatBoost. В случае прогнозирования кризисных событий, предпочтительнее использовать модель BRF, однако с увеличением числа правильно выявленных загрязненных эпизодов возрастает вероятность ошибки первого рода. Аугментация данных гауссовым шумом и использование метеорологических переменных повысили точность классификации на 6.06% по метрике F1.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе метеорологических данных предыдущих дней, прогнозировались среднесуточные концентрации PM<sub>2.5</sub> на три дня вперед. Модель CatBoost оказалась наиболее эффективной для аппроксимации пиковых значений загрязнения в подходе регрессии. В подходе классификации наилучший результат показали CatBoost и BRF. Улучшение точности прогноза было достигнуто за счет перехода к аппроксимации приращений концентраций PM<sub>2.5</sub> и учета приращений метеорологических переменных, а также аугментации данных гауссовым шумом. Включение признака разности температур улучшило качество аппроксимации только на 1%, что не полностью подтверждает опубликованные ранее исследования, предположительно из-за корреляции признаков температуры ( $T$ ) и приведенного давления ( $P_0$ ) с разностью температур. Использование взвешенной функции потерь позволило повысить количество верно аппроксимированных загрязненных эпизодов, однако повысила риск ошибок второго рода.

Исследование выполнено в рамках государственного задания FMWE-2022-0002.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Загрязнения воздуха в Гренобле <https://mobilair.univ-grenoble-alpes.fr/mobilair/>
2. Du Y, Xu X, Chu M, Guo Y, Wang J. Air particulate matter and cardiovascular disease: the epidemiological, biomedical and clinical evidence. *J Thorac Dis.* 2016 Jan;8(1): E8-E19. DOI:10.3978/j.issn.2072-1439.2015.11.37.
3. Gupta P, Christopher SA. Particulate matter air quality assessment using integrated surface, satellite, and meteorological products: Multiple regression approach. *J. Geophys. Res.* 2009;114, D14205. <https://doi.org/10.1029/2008JD011496>
4. Isaev E, et al. Impact of Climate Change and Air Pollution Forecasting Using Machine Learning Techniques in Bishkek. *Atmosphere.* 2022. DOI: 10.4209/aaqr.210336.
5. Karagulian F, Belis CA, Dora CFC, Prüss-Ustün AM, Bonjour S, Adair-Rohani H, Amann M. Contributions to cities' ambient particulate matter (PM): A systematic review of local source contributions at global level. *Atmospheric Environment.* 2015;120. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.08.087>.
6. LARGERON Y, STAQUET C. Persistent inversion dynamics and wintertime PM<sub>10</sub> air pollution in Alpine valleys. *Atmospheric Environment.* 2016;135, p. 92–108. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2016.03.045>.
7. Marsha, A., Larkin, N.K. A statistical model for predicting PM<sub>2.5</sub> for the western United States. *J. Air Waste Manage. Assoc.* 69, 1215–1229. <https://doi.org/10.1080/10962247.2019.1640808>.
8. Mlakar P, Faganeli Pucer J. Mixture Regression for Clustering Atmospheric-Sounding Data: A Study of the Relationship between Temperature Inversions and PM<sub>10</sub> Concentrations. *Atmosphere.* 2023;14(3). DOI: 10.3390/atmos14030481.
9. Pasic M, Hadziahmetovic H, Ahmovic I, Mugdim. Principal Component Regression Modeling and Analysis of PM<sub>10</sub> and Meteorological Parameters in Sarajevo with and without Temperature Inversion. *Sustainability.* 2023. DOI: 10.3390/su151411230
10. Pope C, Dockery D. Health effects of fine particulate air pollution: lines that connect. *J. Air Waste Manage. Assoc.* 2006. <https://dx.doi.org/10.1080/10473289.2006.10464485>.
11. Trinh TT, Le TT, Nguyen TDH, Tu BM. Temperature Inversion and Air Pollution Relationship and Its Effects on Human Health in Hanoi City, Vietnam. *Environmental Geochemistry and Health.* 2019. DOI: 10.1007/s10653-018-0190-0.
12. Станция Les Frenes <https://aqicn.org/city/france/rhonealpes/isere/grenoble-les-frenes/>
13. Матрица ошибок <https://medium.com/analytics-vidhya/what-is-a-confusion-matrix-d1c0f8feda5>
14. Кросс-валидация для временных рядов <https://medium.com/@soumyachess1496/cross-validation-in-time-series-566ae4981ce4>
15. Алгоритм Balanced Random Forest
16. <https://imbalanced-learn.org/stable/references/generated/imblearn.ensemble.BalancedRandomForestClassifier.html>

# СЕКЦИЯ

Northern  
Eurasia  
Future  
Initiative

## Биоклиматическое моделирование зонобиомов северной Евразии в программной среде Maxent

Парфенова Е.И., Чебакова Н.М.

Институт леса им. В.Н.Сукачева ФИЦ КНЦ СО РАН,  
Красноярск, Россия  
E-mail: lyeti@ksc.krasn.ru

Площадь Евразии составляет 52.4 млн. км<sup>2</sup> и делится примерно на две равные части – Северную и Южную Евразию (Groisman et al., 2017). Северная Евразия пересекает три климатических пояса: арктический, субарктический и умеренный (бореальный), как принято в российской классификации климатов (Алисов, 1956). Большую часть Северной Евразии занимала территория бывшего СССР (22.4 млн. км<sup>2</sup>), на которой проводились многолетние исследования климата, ландшафтов, почв, лесов. Эти данные были обобщены в тематических картах М 1:2500000 на всю территорию СССР (Исаченко, 1988; Исаев, 1990; Фридлянд, 1988). Объектами нашего интереса являются лесные экосистемы различного иерархического уровня организации: от насаждений до зонобиомов. Россия обладает 20% площади мировых лесов и соответствующими запасами древесных и недревесных ресурсов и экосистемных услуг (<https://openknowledge.fao.org/handle/20.500.14283/i3020e>). В последние десятилетия многие лесные территории России оказались нарушенными естественными (усыхания, пожары, инвазии насекомых и фитопатогенов, протаивание вечной мерзлоты и т.д.) и антропогенными (техногенные загрязнения, рубки) факторами, что наглядно демонстрируется на интерактивной карте динамики ненарушенных лесов (<https://www.globalforestwatch.org/map/country/RUS/>).

Растительность, в частности, лесная, является наиболее динамичным компонентом ландшафта, отвечающим на изменения климата изменением состава, продуктивности и биоразнообразия, что показано в многочисленных публикациях по прогнозу климатогенных изменений растительности (Soja et al., 2007; Bonan, 2008; Tchebakova et al., 2009, 2016, 2022; Замолодчиков и др., 2013; Чебакова и др., 2022; MacCarty et al, 2021). По мере появления моделей и сценариев изменения климата в научном сообществе появилось множество публикаций, прогнозирующих изменения ареалов отдельных видов растений и животных (Huang et al., 2022; Санданов и др., 2020; Исаев и др., 2019; и т.д.). Следует отметить, что этому способствовало как развитие инструментов моде-

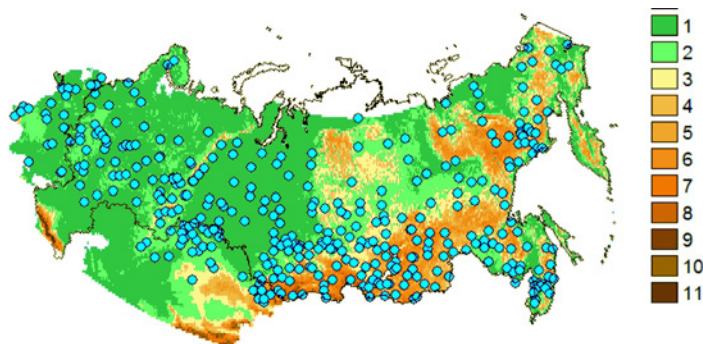
лирования (BIOClim, MaxEnt, Random Forest и т.п.), так и появление легкодоступных глобальных баз климатических слоев для настоящего, прошлого и будущего климатов (WorldClim). Однако, в российской лесотиполого-географической традиции принято оценивать местообитания не только для отдельных видов, но и для сложных комплексных сообществ – зонально-провинциальных и высотно-поясных комплексов растительности, ЗПК и ВПК соответственно (Огуреева, 1999; Исаченко и др., 1988; Курнаев, 1973; Поликарпов и др., 1986). Поэтому центральными объектами нашей работы для Северной Евразии являются ЗПК растительности, или зонобиомы. На ландшафтной карте Исаченко, отражающей разнообразие типов ландшафтов СССР, насчитывается 41 категория (Исаченко и др., 1988), которую мы генерализовали, руководствуясь лесорастительным районированием Курнаева (1973), в 9 зонобиомов. Эти зонобиомы соответствуют биомам Вальтера (Walter, 1985): 1 – тундра; 2 – лесотундра; 3 – темнохвойная тайга; 4 – светлохвойная тайга; 5 – смешанные леса; 6 – широколиственные леса; 7 – лесостепь; 8 – степь; 9 – полупустыня.

**Цель настоящей работы:**

- определить пределы изменений климата для территории Северной Евразии (в пределах бывшего СССР) (42–72° с.ш. и 20–180° в.д.) по данным 20 моделей общей циркуляции атмосферы и океана Пятого Обобщенного доклада СМIP5 (2013), используя два крайних сценария изменения климата: мягкий с энергетическим форсингом 2.6 и жесткий с форсингом 8.5 Wm<sup>-2</sup> к концу текущего века (2080-е) ([www.ipcc-data.org](http://www.ipcc-data.org));
- рассчитать потенциальное распределение зонобиомов Северной Евразии в базовом и будущем климате, используя программную среду Maxent к концу текущего века;
- сравнить результаты моделирования зонобиомов в среде Maxent и по авторской конвертной модели (RuBCLiM).

**МЕТОДЫ И ДАННЫЕ**

**Географическое положение.** Наши расчеты и визуализации были проведены для окна с координатами 42–72° с.ш. и 20–180° в.д. (рис. 1). Большую часть этой территории занимает территория бывшего СССР, для которой в свое время были созданы карты ландшафтов (Исаченко и др., 1988) и распределения основных лесобразующих пород (Исаев, 1990). Лесные ландшафты, занимающие более половины территории СССР, представлены такими же родами хвойных лесобразующих пород в европейской и азиатской частях, состав лиственных пород существенно отличается (Карта Леса СССР, 1990).



**Рис. 1.** Гипсометрия области исследования, м: 1. <200; 2. 200-400; 3. 400-600; 4. 600-800; 5. 800-1000; 6. 1000-1500; 7. 1500-2000; 8. 2000-2500; 9. 2500-3000; 10. 3000-4000; 11. >4000. Точками обозначены метеостанции, представляющие зонобиомы.

**Климат.** Климатические слои базового климата были созданы с помощью модулей splina и lapgrd программы ANUSPLIN путем сплайновой интерполяции (Hutchinson, 2013) данных метеостанций. В первых Обобщенных докладах МГЭИК ([www.ipcc-data.org](http://www.ipcc-data.org)), за базовый период был принят период 1961-1990 гг. Для интерполяции основных метеозадающих элементов – июльской и январской температуры и годовых осадков были использованы данные 1860 метеостанций бывшего СССР.

Далее, по данным Справочников по климату находили регрессионные зависимости для расчета климатических индексов, драйверов нашей биоклиматической модели RuBCLiM: суммы градусо-дней за период с температурами выше 5°C, GDD5, growing degree-days > 5°C), и сумм отрицательных температур, DD0 (degree-days < 0°C). GDD5 отличается от ΣT5, сумм температур, накопленных за период с температурами выше 5°C, приведенных в Справочниках, на произведение: (5°C \* L), где L продолжительность периода с t > 5°C. Показатели ΣT5, L и DD0 из Справочников, рассчитанные по единой методике, использовались для нахождения регрессионных зависимостей между GDD5 и средними температурами января и июля (R2 = 0.92), также DD0 и средней температурой января (R2 = 0.87). По этим регрессиям также рассчитывались прогнозные GDD5 и DD0 для различных сценариев для 2080-х гг.

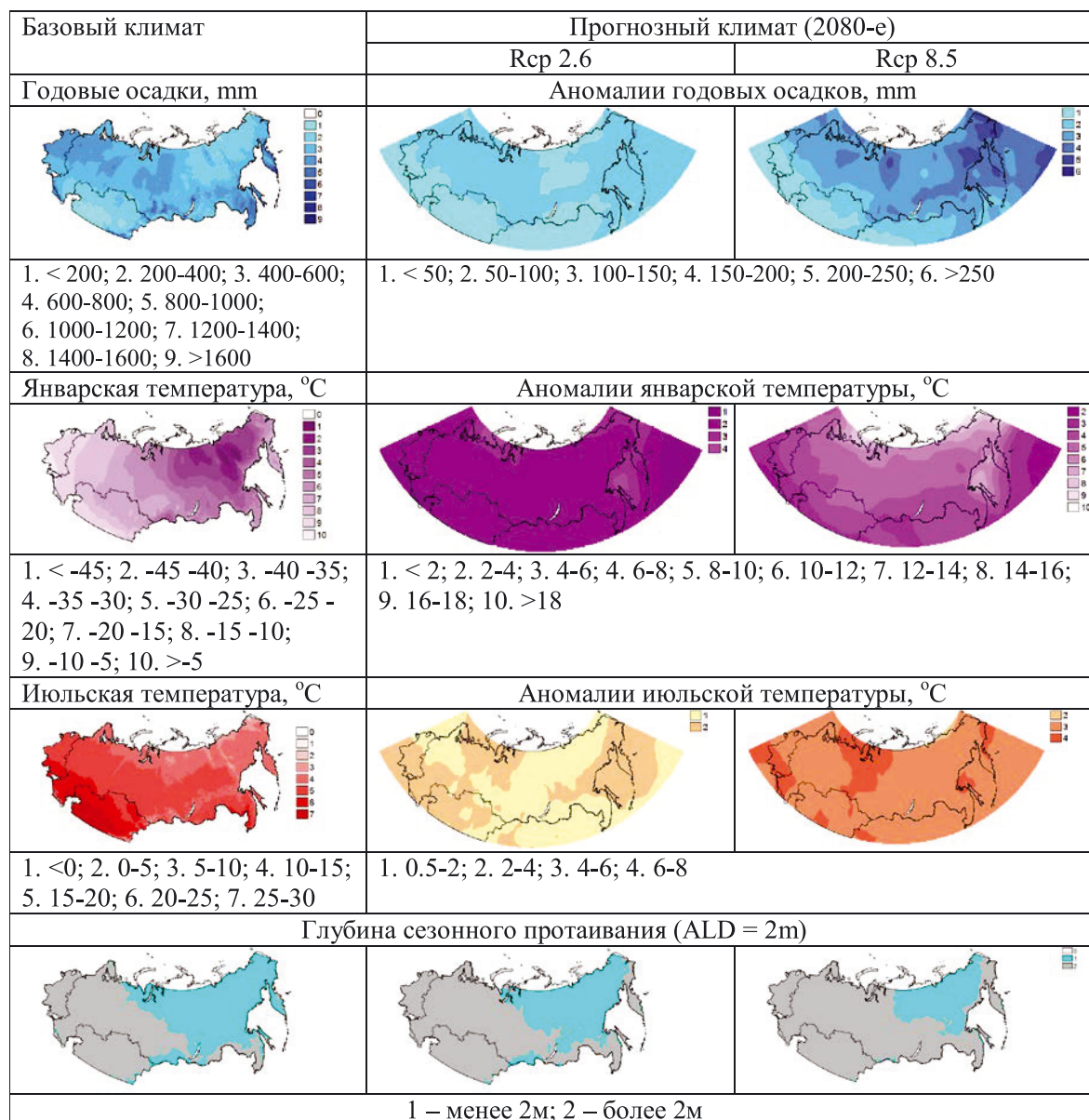
**Слой будущего климата.** Прогнозные сценарии будущего климата для 2080-х годов текущего века были получены из двадцати моделей общей циркуляции атмосферы СМIP5 и двух сценариев изменения климата – мягкого RCP 2.6 и жесткого RCP 8.5, отображающих умеренный и максимальный уровни глобального потепления приземного слоя воздуха ([www.ipcc-data.org](http://www.ipcc-data.org)). Подробное описание расчетов и



построений слоев прогнозного климата можно найти в публикации (Parfenova et al., 2019). Визуализация климатических слоев проводилась в растровом пакете TerrSet v. 18.21 (рис. 2).

Слой метеоэлементов базового климата и их аномалии к 2080-м представлены на рис. 2.

Карты этих трех метеоэлементов для базового климата и климата 2080-х гг. затем пересчитывались в карты климатических индексов, которые мы используем в нашей биоклиматической модели: GDD5 и DD0. Карта AMI (Annual Moisture Index), характеризующего режим увлажнения, рассчитывалась путем деления карты суммы градусо-дней за вегетационный период GDD5 на карту годового количества осадков.



**Рис. 2.** Климатические слои базового (1961-1990) и аномалии метеоэлементов будущего климата (2080-е) по двум сценариям: мягкому (центр) и жесткому (правый столбец).

**Вечная мерзлота.** Большое влияние на облик зонобиомов и распределение лесобразующих пород оказывает вечная мерзлота в виде глубины сезонного протаивания (Анисимов и др., 2011). Подробное описание расчета глубины протаивания в базовом и будущем климате можно найти в (Tchebakova et al., 2009; Parfenova et al., 2019). Распределение глубины протаивания менее 2 м, критической для существования хвойных пород (за исключением лиственницы даурской), показано на рис. 2.

**Растительность Северной Евразии.** Для биоклиматического моделирования растительности нами использованы единицы высокого (зонального) ранга – зональные комплексы растительности – классы ЗПК. Диагностические фитоценотические признаки и детальная классификация ЗПК Северной Евразии дана в (Курнаев, 1973; Огуреева, 1999). В нашей биоклиматической модели выделяются девять классов ЗПК: 1) горная тундра, 2) лесотундра (*Abies sibirica*, *Pinus sibirica*, с *Picea obovata*), и (*Larix sibirica*), 3) темнохвойная (*A. sibirica*, *P. sibirica*, с *P. obovata*), и 4) светлохвойная тайга (*L. sibirica*, *P.*

*sylvestris*, *L. dahurica*); 5) смешанные леса (*A. sibirica*, *P. sibirica*, *Tilia cordata*, *Quercus spp.*, *Populus tremula*), 6) широколиственные леса (*Fagus sylvatica*, *Carpinus betulus*, *Q. robur*, *T. cordata*, *Acer platanoides*, *Fraxinus excelsior*, *P. sylvestris*, *Ulmus glabra*, *Q. mongolica*, *T. amurensis*, *B. davurica*); 7) подтайга и лесостепь (*L. sibirica*, *P. sylvestris*, и *B. Pendula*, *Q. spp.*, *T. cordata*); 8) степь, сухая степь; 9) полупустыня/пустыня.

Ранее нами для моделирования распределений ЗПК в текущем и будущем климате была использована конвертная биоклиматическая модель SiBCliM для Сибири (Tchebakova et al., 2009) и RuBCliM (Shuman et al., 2015) для России.

В моделях конвертного типа границы между зонобиомами детерминируются тремя ортогональными климатическими индексами: GDD5, характеризующим потребности растений в тепле; DD0, характеризующим холодостойкость растений; и годовым индексом увлажнения (Annual Moisture Index, AMI), представляющим отношение градусо-дней выше 5°C к годовому количеству осадков и характеризующим потребность растений во влаге/устойчивость к водному стрессу. Климатические границы между ЗПК в RuBCliM были определены методом ординаций. Для 360 метеостанций (рис. 1), регистрирующих температуры, была составлена база данных, содержащая их географические координаты, климатические показатели и расчетные биоклиматические индексы. Этим же метеостанциям экспертным путем приписывалась принадлежность к определенному ЗПК (Огуреева и др., 1999). Затем для каждого ЗПК определялись его граничные (минимальные и максимальные) значения в климатическом пространстве указанных климатических индексов GDD5, DD0 и AMI и их 5 и 95 процентиля, как рекомендуется для конвертных моделей типа BIOCLIM (Booth et al., 2014) во избежание случайных выбросов. Затем в осях факторов по граничным значениям строились прямоугольные «конверты» климатических ниш ЗПК (Олонова, Гудкова, 2017).

Сопряжением слоев климатических индексов с граничными значениями зонобиомов получили современное распределение зонобиомов для Северной Евразии. Сравнение модельной карты ЗПК с генерализованной Ландшафтной картой СССР (Исаченко и др., 1988) с помощью каппа-статистики показало их хорошее соответствие. Аналогичным методом сопряжением RuBCliM со слоями климатических индексов 2080-х гг. было смоделировано возможное распределение ЗПК при потеплении климата к концу века. Детальное описание этой работы можно найти в (Tchebakova, Parfenova, 2024).

**Использование программной среды Maxent.** Подробное описание работы программы Maxent можно найти в многочисленных публикациях (Booth et al., 2014; Phillips, 2021; Олонова, Гудкова, 1917; Исаев и др., 2019; и др.). В качестве климатических факторов мы использовали те же климатические слои трех основных ортогональных показателей тепло-и влагообеспеченности, и суровости климата: GDD5, AMI и DD0. В качестве точек присутствия зонобиомов послужили координаты 360 метеостанций, отнесенных экспертным путем к определенному зонобиому, как и в случае расчета по конвертной модели.

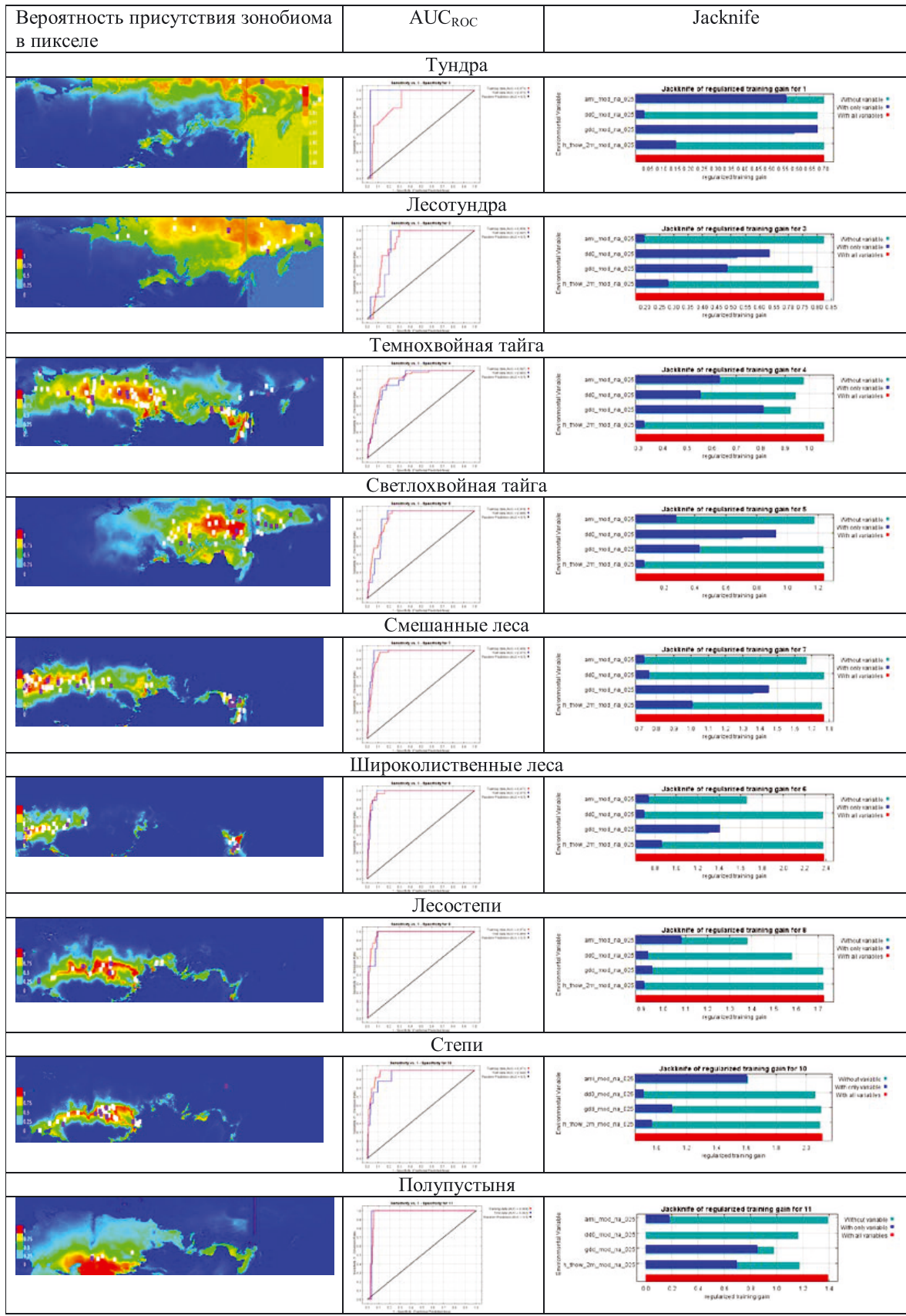
## РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты наших вычислений можно подразделить на два блока: оценка изменений климата на территории Северной Евразии к 2080 году по 20 моделям МОЦАО; и прогноз возможных изменений в распределении ЗПК при модельных прогнозах изменений климата.

В соответствии с сценариями rcp 2.6 и rcp 8.5 по ансамблю из 20 МОЦАО к концу текущего века прогнозируется летнее потепление на 3–4°C по умеренному и на 4–5°C по жестким сценариям; соответственно зимнее потепление составит от 2–4°C и до 6–10°C. Аномалии годовых осадков по всей территории Северной Евразии также будут положительными и составят: от 50 до 200 мм (рис. 2).

Результаты использования программной среды Maxent для моделирования распределения по территории Северной Евразии крупных субконтинентальных природных комплексов – зон биомов показаны на рис. 3. Прежде всего, следует обратить внимание на величину  $AUC_{ROC}$  (центральный столбец). Величина площади под кривой ( $AUC_{ROC}$ ) характеризует качество модели; чем больше эта величина, тем выше прогнозная способность модели. В соответствии с показателями качества полученных моделей для ЗПК, характеризуемых показателем  $AUC_{ROC}$ , для тундры (0.873), лесотундры (0.856) и темнохвойной тайги (0.897) они оцениваются как хорошие, для оставшихся зонобиомов как отличные (0.918–0.977).

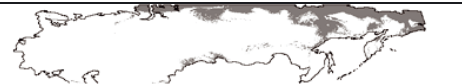
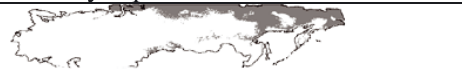
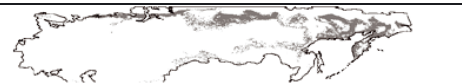

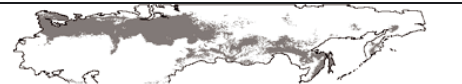

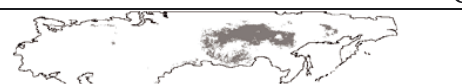



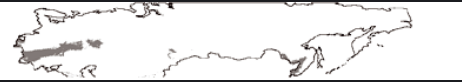







Для выделения областей присутствия зонобиома и визуализации их потенциальных ареалов в пакете TerrSet нами был применен порог 10%. Далее для сравнения распределений зонобиомов Северной Евразии в современном и будущем климате, полученных с помощью двух методов: конвертной модели и программы Maxent (рис. 4а, 4б, 4в), мы использовали каппа-статистику (Monserud and Leemans, 1992). Каппа-статистика – показатель, характеризующий степень сходства двух имиджей: плохое – менее 0.40; удовлетворительное – 0.40–0.54; хорошее – 0.55–0.70; очень хорошее – 0.70–0.85; отличное – более 0.85.



**Рис. 3.** Распределение зонобиомов Северной Евразии, полученное методом MaxEnt (левый столбец: красный цвет - максимальная вероятность реализации зонобиома, зеленый - средняя, голубой - минимальная; синие точки - тренинга, белые точки - тестовые). Площадь под кривой во втором столбце (AUC<sub>ROC</sub>) характеризует степень качества полученной зависимости. В правом столбце приведены данные по значимости конкретного фактора для распределения данного зонобиома.





Конвертная модель	Модель Maxent	каппа
Тундра		
		0.81
Лесотундра		
		0.28
Темнохвойная тайга		
		0.48
Светлохвойная тайга		
		0.59
Смешанные леса		
		0.70
Широколиственные леса		
		0.61
Лесостепная зона		
		0.46
Степи		
		0.83
Полупустыня		
		0.87

**Рис. 4а.** Сравнение распределения зообиомов, полученных с помощью конвертной модели и программы Maxent для условий базового климата.

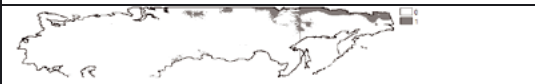
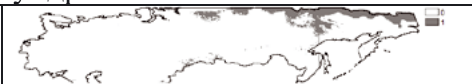
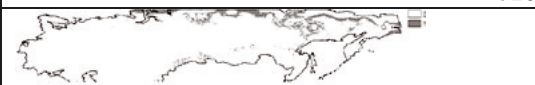

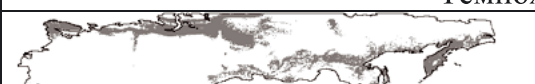

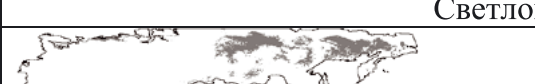











В условиях базового климата сходство распределения зообиомов по территории оказалось в пределах от удовлетворительного до хорошего, очень хорошего и отличного, кроме зообиома лесотундры (каппа = 0.28). Для прогнозного климата 2080-х сходство распределения зообиомов по территории оказалось более низким (рис. 4б, 4в).

## ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящее время происходит всплеск моделирования экологической ниши вида, распределения видов, однако можно найти не так много работ, посвященных моделированию сложных сообществ, какими являются зообиомы. В работах (Анисимов и др., 2011; Торжков и др., 2019) авторы используют аналогичный алгоритм для моделирования перераспределения зообиомов России в меняющемся климате.

Мы сравнили с помощью каппа-статистики распределение зообиомов, полученное с помощью конвертной модели и программы Maxent. Сравнение каждой пары ЗПК для условий базового климата показало в целом хорошее соответствие (каппа более 0.55), а для тундры, светлохвойной тайги, смешанных и широколиственных лесов, степи и полупустыни – хорошее и отличное. Но для темнохвойной тайги и лесостепи результаты оказались удовлетворительными. Самый низкий показатель сходства у лесотундры, что может объясняться экотонной природой этого зообиома. При прогнозном моделировании наметилась тенденция большего расхождения в локализации потенциальных ареалов зообиомов, рассчитанных двумя этими методами, особенно для жесткого сценария rcp85. Здесь следует коснуться вопроса о различиях между двумя этими методами. В то время, как конвертная модель позволяет эксперту наглядно видеть и поверять своим опытом распределение и границы ниши зообиомов по климатическим факторам, программная среда Maxent представляет собой своего рода «черный ящик». Не исключено, что биоклиматические модели зообиомов, полученные в среде Maxent, не могут корректно экстраполироваться на крайние условия сценария rcp85.



Конвертная модель	Модель Maxent	карта
Тундра		
		0.804
Лесотундра		
		0.289
Темнохвойная тайга		
		0.413
Светлохвойная тайга		
		0.391
Смешанные леса		
		0.677
Широколиственные леса		
		0.690
Лесостепи		
		0.378
Степи		
		0.652
Полупустыня		
		0.772

**Рис. 46.** Сравнение распределения зонобиомов, полученных с помощью конвертной модели и программы Maxent для условий климата 2080-х, сценарий rcp26.





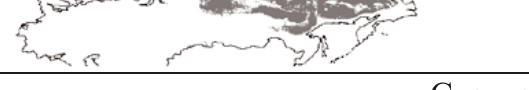

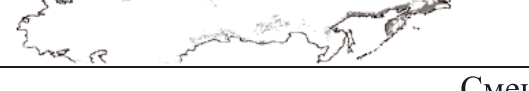

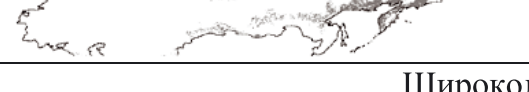






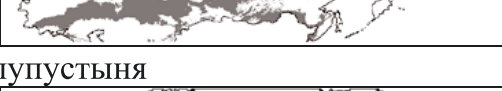
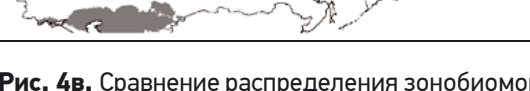

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Естественным результатом потепления климата в регионе к концу текущего века, фиксируемое обоими методами, будет сокращение (до полного исчезновения по сценарию rcp85) зоны тундры; замещение лесотундры таежными лесами. Также расширится пояс смешанных и широколиственных лесов за счет темнохвойных таежных. Светлохвойные таежные леса трансформируются в лесостепные. Наибольшие расхождения в результатах перераспределения зонобиомов Северной Евразии, рассчитанных по конвертной модели и в программной среде Maxent, обнаруживаются для жесткого сценария rcp85.

Работа выполнена за счет базового проекта FWES-2024-0023.

## ЛИТЕРАТУРА:

1. Алисов Б.П. 1956. Климат СССР. МГУ. Москва. 125 с.
2. Анисимов О.А., Жильцова Е.Л., Ренева С.А. 2011. Оценка критических уровней воздействия изменения климата на природные экосистемы суши на территории России // Метеорология и гидрология. №11, с. 31-41; DOI: 10.3103/S1068373911110033
3. Замолотчиков Д., Краев Г. Влияние изменений климата на леса России: зафиксированные воздействия и прогнозные оценки // Устойчивое лесопользование. – 2016. - № 4 (48). – с. 23-31; <https://istina.msu.ru/publications/article/42321072/> (доступ 12.05.2024).
4. Исаев А.П., Борисов Б.З., Никифорова Е.Н. Биоклиматическое моделирование ареала сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) в Якутии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики, 2019, Т. 24, № 3, с. 121-133; DOI 10.31242/2618-9712-2019-24-3-11;
5. Исаев А.С. (ред.) 1990. Леса СССР. М 1:2500000. МГУК СССР. Москва.

Конвертная модель	Модель Maxent	Карра
Тундра		
		0.859
Лесотундра		
		0.295
Темнохвойная тайга		
		0.450
Светлохвойная тайга		
		0.211
Смешанные леса		
		0.460
Широколиственные леса		
		0.532
Лесостепи		
		0.282
Степи		
		0.673
Полупустыня		
		0.337

**Рис. 4в.** Сравнение распределения зонобиомов, полученных с помощью конвертной модели и программы Maxent для условий климата 2080-х, сценарий гср85.

6. Исаченко А.Г., Шляпников А.А., Робозерцева О.Д., Филипецкая А.З. 1988. Ландшафтная карта СССР. М 1:4000000. МГК СССР. Москва.
7. Курнаев С. Ф. Лесорастительное районирование СССР / АН СССР Лаб. лесоведения. М.: Наука, 1973. 203 с.
8. Огурева Г.Н., Сафронова И.Н., Юрковская Т.К., Микляева И.М. Зоны и типы поясности растительности России и сопредельных территорий. Пояснительная записка и легенда к одноименной карте масштаба 1: 8000000. М.: Издательство МГУ. 1999. 64 с.
9. Олонова М.В., Гудкова П.Д. Биоклиматическое моделирование: задания для практической работы и методические указания к их выполнению. Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2017. 50 с.
10. Парфенова Е.И., Чебакова Н.М. Потенциальное распределение лесов в горах Южной Сибири и Северной Монголии в связи с прогнозируемыми изменениями климата к середине века // Изв РАН сер. геогр. 2023, том 87, № 7, с. 1–13, DOI: 10.31857/S2587556623070129
11. Поликарпов Н.П., Чебакова Н.М., Назимова Д.И. Климат и горные леса Южной Сибири. 1986. Новосибирск. Наука. 225 с.
12. Санданов Д.В., Дугарова А.С., Селютин И.Ю. Моделирование распространения видов секции *Xerobia* Vunge рода *Oxytropis* DC. на территории Центральной Азии при климатических изменениях в прошлом и будущем // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2020. № 52. С. 85–104; doi: 10.17223/19988591/52/5;

13. Торжков И.О., Кушнир Е.А., Константинов А.В., Королева Т.С., Ефимов С.В., Школьник И.М. Оценка влияния ожидаемых изменений климата на лесное хозяйство // *Метеорология и гидрология*. – 2019. - №3, - с. 40-49.
14. Чебакова НМ, Бажина ЕВ, Парфенова ЕИ, Сенашова ВА. 2022. В поисках фактора «икс»: обзор публикаций по проблеме усыхания темнохвойных лесов Северной Евразии. *Метеорология и гидрология*. №5, с. 123-140. Doi: 10.52002/0130-2906-2022-5-123-140
15. Фридлянд В.М. 1988. Почвенная карта РСФСР. М 1:2500000. МГУК СССР. Москва.
16. Bonan, G.B., 2008. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science* 320: 1444-1449.
17. Booth T.H., Nix H.A., Busby J.R. and Hutchinson M.F., 2014. BIOCLIM: the first species distribution modelling package, its early applications and relevance to most current MAXENT studies. *Diversity and Distributions* 20, pp.1–9; doi: 10.1111/ddi.12144
18. Groisman P.Y. et al., 2017. Northern Eurasia Future Initiative (NEFI): facing the challenges and pathways of global change in the twenty-first century. *Progress in Earth and Planetary Sciences* 4 (41). DOI 10.1186/s40645-017-0154-5
19. Haxeltine A., Prentice I.C., 1996. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochemical Cycles* 10(4), pp. 693-709. <https://doi.org/10.1029/96GB02344>
20. Holdridge L.R., 1947. Determination of world plant formations from simple climatic data. *Science* 105, pp 367–368;
21. Huang, B., Mao, J., Zhao, Y., Sun, Y., Cao, Y., Xiong, Z. Similar Pattern of Potential Distribution of *Pinus yunnanensis* Franch and *Tomicus yunnanensis* Kirkendall under Climate Change in China. *Forests*, 2022, 13, 1379. <https://doi.org/10.3390/f13091379>
22. Hutchinson, M.F., 2011. ANUSPLIN version 4.3. Centre for Resource and Environmental Studies, Australian National University. Available at: <http://fennerschool.anu.edu.au/research/products/anusplin> (accessed 05.03.2024).
23. IPCC 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation; A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D.J., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.K., Allen, S.K., et al., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2012; p. 582 McCarty J. L., Aalto J., Paunu V.V., Arnold S. R., Eckhardt S., Klimont Z., Fain J. J., Evangeliou N., Venäläinen A., Tchebakova N. M., Parfenova E. I., Kupiainen K., Soja A. J., Monserud, R.A., R. Leemans, 1992. Comparing global vegetation maps with the Kappa statistic. *Ecological Modelling* 62: 275-293
24. Parfenova E., Tchebakova N., Soja A., 2019. Assessing landscape potential for human sustainability and 'attractiveness' across Asian Russia in a warmer 21st century. *Environmental Research Letters* v. 14, iss. 6 #065004 <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/ab10a8>
25. Phillips S.J. 2021. A Brief Tutorial on Maxent. [http://biodiversityinformatics.amnh.org/open\\_source/maxent/](http://biodiversityinformatics.amnh.org/open_source/maxent/)
26. Shuman J.K., Tchebakova N.M., Parfenova E.I., Soja A.J, Shugart H.H., Ershov D., Holcomb K. 2014. Forest forecasting with vegetation models across Russia. *Canadian Journal of Forest Research* 45, 2. pp. 175-184; <https://doi.org/10.1139/cjfr-2014-0138>
27. Soja, A.J., Tchebakova N.M., French N.H., Flannigan M.D., Shugart H.H., Stocks B.J., Sukhinin A.I., Parfenova E.I., Chapin III F.S., 2007. Climate-induced boreal forest change: Predictions versus current observations. *Global and Planetary Change* 56 274-296. doi:10.1016/j.gloplacha. 2006.07.028
28. Tchebakova, N.M., E. Parfenova, A.J. Soja., 2009. The effects of climate, permafrost and fire on vegetation change in Siberia in a changing climate. *Environmental Research Letters* 4 (045013) 9pp URL <http://iopscience.iop.org/1748-9326/4/4/045013/>
29. Tchebakova N.M., Parfenova E.I., Korets M.A., Conard S.G. 2016. Potential change in forest types and stand heights in central Siberia in a warming climate/*Environmental Research Letters* 11 (2016) 03501 2016. doi:10.1088/1748-9326/11/3/035016/
30. Tchebakova N.M., Parfenova E.I., Bazhina E.V., Soja A.J., Groisman P.Y, 2022. Droughts Are Not the Likely Primary Cause for *Abies sibirica* and *Pinus sibirica* Forest Dieback in the South Siberian-Mountains. *Forests* 13, 1378. <https://doi.org/10.3390/f13091378>
31. Tchebakova N.M., Parfenova E.I. 2024. Potential changes in vegetation across Northern Eurasia in warmed climates predicted from CMIP5 climate models by the end of the century. Chapter 90 in 'Global Biome Conservation and Global Warming: Impacts on Ecology and Biodiversity'. Publisher Elsevier (in press)
32. Walter H., 1985. *Vegetation of the Earth and Ecological Systems of the Geo-biosphere*. 1985. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-96859-4>

## СОДЕРЖАНИЕ

## МОНИТОРИНГ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

<b>Об изменении характеристик азиатского антициклона в современный период</b> Кижнер Л.И. ....	3
<b>Изменчивость приземного электрического поля в условиях «хорошей погоды» в горных и степных ландшафтах на юге Сибири</b> Пустовалов К.Н., Нагорский П.М., Оглезнева М.В., Сат А.А., <sup>1,2</sup> Смирнов С.В. ....	9
<b>Об отклике атмосферной циркуляции в Евро-Атлантическом регионе на климатические аномалии в тропическом регионе в 2023 г.</b> Вязилова Н.А., Вязилов А.Е. ....	12

## КЛИМАТИЧЕСКОЕ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

<b>Выявление пространственно-временной эволюции арктического морского льда в XXI веке по данным ансамбля моделей CMIP6</b> Романенко В.А., Семенов В.А. ....	19
<b>Особенности воспроизведения длинноволнового радиационного баланса на поверхности Земли в модели ICON в условиях адвекции теплого воздуха в зимний период</b> Пискунова Д.А., Чубарова Н.Е., Шатунова М.В., Шувалова Ю.О. ....	25

## СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЁВ

<b>Численное исследование термогидродинамических и биохимических процессов во внутренних водоемах</b> Ахтамьянов Р.А., Гладских Д.С., Мортиков Е.В., Ломов В.А. ....	29
<b>Чувствительность расчета турбулентных потоков в приземном слое к параметризациям термической и динамической шероховатости</b> Суязова В.И., Мортиков Е.В., Дебольский А.В. ....	34
<b>Тестирование модели COSMO с новой параметризацией городской поверхности ТЕВ на примере Московской агломерации</b> Тарасова М.А., Варенцов М.И., Дебольский А.В., Степаненко В.М. ....	39

## СОСТАВ АТМОСФЕРЫ, ПЕРЕНОС ЗАГРЯЗНЕНИЙ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

<b>Метан в западной части евразийской Арктики в позднесенний период 2023 года: наблюдения АМК-93 и численное моделирование</b> Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Беликов И.Б., Белоусов В.А., Васильева А.В., Кравчишина М.Д. ....	43
<b>Химико-транспортная модель для NO<sub>x</sub> и ее использование для обработки спутниковой съемки шлейфов NO<sub>2</sub></b> Пашенцева Е.В., Мухартова Ю.В., Постыляков О.В. ....	47
<b>Численное моделирование процессов переноса и трансформации примесей, аэрозольного воздействия на радиационные и температурные характеристики атмосферы с использованием модели COSMO-ART</b> Кирсанов А.А., Чубарова Н.Е., Варенцов М.И., Ривин Г.С., Ольчев А.В. ....	52
<b>Моделирование переноса окислов азота с учетом химических трансформаций с помощью RANS и LES моделей</b> Мухартова Ю.В., Пашенцева Е.В., Мортиков Е.В., Постыляков О.В. ....	56
<b>Долговременные тенденции и вариации общего содержания СО в атмосфере Московского мегаполиса</b> Кириллова Н.С., Ракитин В.С., Джола А.В., Шилкин А.В., Федорова Е.И., Еланский Н.Ф. ....	61
<b>Оценка вклада трансграничного переноса в миграцию ртути на территории Алтайского края</b> Золотов С.Ю., Ляпина Е.Е. ....	65
<b>Определение содержания СО из измеренных атмосферных солнечных спектров с использованием различных баз данных параметров линий поглощения</b> Ченцов А.В., Чеснокова Т.Ю., Грибанов К.Г., Задворных И.В., Захаров В.И. ....	69

## ОТКЛИК НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

<b>Влияние летних погодных аномалий на заложение шишек у кедра сибирского</b> Велисевич С.Н. ....	75
--	----



<b>Реконструкция динамики пожаров в средней и южной тайге Западной Сибири в голоцене по данным макрокольцового анализа озерных отложений</b> Пулышева М.А., Бляхарчук Т.А. ....	79
<b>Прогноз биоразнообразия лесных насаждений при изменении климата</b> Тебенкова Д.Н., Лукина Н.В., Чумаченко С.И., Шанин В.Н., Фролов П.В., Быховец С.С., Ханина Л.Г., Колычева А.А. ....	86
<b>Термокарст как фактор, определяющий экологический режим формирования первичной растительности на моренном комплексе ледника Большой Актру (Северо-Чуйский центр оледенения, Русский Алтай)</b> Тимошок Е.Н., Тимошок Е.Е., Райская Ю.Г. ....	90
<b>Особенности сезонной динамики элементного состава растений на постпирогенном болоте</b> Гашкова Л.П. ....	94
<b>Прогнозирование динамики урожайности лесных ягодников при изменении климата</b> Колычева А.А., Чумаченко С.И., Тебенкова Д.Н. ....	98

#### УГЛЕРОД В НАЗЕМНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

<b>Моделирование динамики органического вещества на техногенных поверхностных образованиях нефтегазодобывающего комплекса</b> Коркина Е.А., Штогрин А.В. ....	103
<b>Газовый состав и эмиссия CO<sub>2</sub> поверхностных вод Республики Тыва</b> Бызакай А.А., Покровский О.С., Ховалыг А.О., Кирпотин С.Н. ....	106
<b>Влажность почвы как основной лимитирующий фактор эмиссионного потока CO<sub>2</sub> в среднетаежных лесах Центральной Сибири: модификация экспоненциальной модели роста</b> Махныкина А.В., Тычков И.И., Ваганов Е.А., Панов А.В., Прокушкин А.С. ....	110
<b>Эмиссия CO<sub>2</sub> из почв репрезентативных экосистем лесостепи Западной Сибири</b> Чумбаев А.С., Прохорова Н.А., Миллер Г.Ф., Шарков И.Н. ....	114

#### ПРОЦЕССЫ НА ПОВЕРХНОСТИ СУШИ: НАБЛЮДЕНИЯ, МОДЕЛИ И УСВОЕНИЕ ДАННЫХ

<b>Модельная оценка влияния неоднородности подстилающей поверхности на потоки CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> на участках карбоновых полигонов на Северном Кавказе</b> Гибадуллин Р.Р., Мухартова Ю.В., Ольчев А.В., Кочкина М.В., Керимов И.А., Гулев С.К. ....	119
<b>Исследование изменений речного стока и снегозапасов арктических речных бассейнов в XX-XXI вв. и выявление возможных причин этих изменений</b> Насонова О.Н., Гусев Е.М., Ковалев Е.Э. ....	125
<b>Гармонизация наборов данных о гидротермодинамических характеристиках почв и пространственном распределении болот для Западной Сибири</b> Аббазов А.И., Богомолов В.Ю., Рязанова А.А., <sup>1</sup> Дюкарев Е.А. ....	133
<b>Моделирование стока в бассейне реки Томи в условиях меняющегося климата</b> Разаренова А.Д., Крыленко И.Н. ....	136
<b>Динамика характеристик режима формирования снежного покрова на территории Сибири и Дальнего Востока в исторический период</b> Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э. ....	140
<b>Географо-гидрологический анализ гидрологических условий в приречных территориях (на примере рек южно- и среднетаежной подзон Западной Сибири)</b> Савичев О.Г. ....	146
<b>Новая схема тепло- и влагообмена суши с атмосферой для моделей регионального климата ГГО</b> Козлов А.В., Павлова Т.В., Школьник И.М. ....	150
<b>Численная модель прогнозирования динамики фильтрата твердых коммунальных отходов при наличии грунтовых защитных сооружений</b> Паршакова Я.Н., Иванцов А.О., Катаев Р.И., Висков М.В., Картавых Н.Н. ....	154

#### ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ РИСКИ И СОЦИО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

<b>Оценка грозовой активности с учётом данных технологических нарушений на ВЛ</b> Комаров Д.М., Мирошина Е.С., Терентьева Е.А., Крылов А.А., Черешнюк С.В. ....	159
<b>Изменчивость диапазона экстремальных негауссовых аномалий метеорологических величин высокочастотного, синоптического и низкочастотного масштабов в районах Северного полушария</b> Логинов С.В., Харюткина Е.В., Морару Е.И. ....	164

<b>Использование данных реанализов ERA5 и CARRA для уточнения карт климатического районирования по максимальной скорости ветра</b> Леонов И.И., Черешнюк С.В. ....	168
<b>Автоматизированная технология прогноза смерчопасности у Черноморского побережья России: опыт непрерывной работы с 2017 г. и путь ее развития</b> Калмыкова О.В. ....	172
<b>Комплексный анализ мезомасштабных конвективных систем над Западной Сибирью на основе экспериментальных данных и данных численного моделирования</b> Пустовалов К.Н., Нагорский П.М., Золотов С.Ю. ....	179
<b>Климатические риски освоения российской Арктики</b> Солдатенко С.А. ....	186
<b>Зимние (снежные) грозы в г. Томске в 2024 г.</b> Калимуллин А.Е., Пустовалов К.Н., Нагорский П.М. ....	192

#### ИНСТРУМЕНТАЛЬНАЯ И ИНФОРМАЦИОННО-ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ ИНФРАСТРУКТУРА РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

<b>Мониторинг формы и балла слоисто-кучевой и высококучевой облачности по данным непрерывных измерений суммарной радиации</b> Золотов С.Ю., Зуев С.В. ....	197
<b>Сравнение вариантов функций инициации для моделирования речной сети на основе цифровой модели рельефа с помощью новейшего инструмента-надстройки в среде ARCMAP (на примере Черноморского побережья Кавказа)</b> Толкачева В.Ф., Гарцман Б.И., Энтин А.Л. ....	201
<b>Информационно-измерительная система для мониторинга длинноволновой радиации на территории России</b> Махоткин А.Н., Махоткина Е.Л., Плахина И.Н. ....	205
<b>Применение статистического пакета «AnalySize» для анализа гранулометрического состава лесово-почвенного комплекса (на примере разреза Чумбур-Коса, Приазовье)</b> Кудреватых И.Ю., Калинин П.И. ....	210

#### ИНФОРМАЦИОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ ИНФРАСТРУКТУРА РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

<b>Возможности геоинформационной системы «Арктика-М» для решения задач оперативной метеорологии</b> Холодов Е.И., Блощинский В.Д., Киселёв А.А. ....	215
<b>Цифровые двойники и цифровые модели в области наук о Земле</b> Вязилов Е.Д. ....	220

#### МАШИННОЕ ОБУЧЕНИЕ В ЗАДАЧАХ НАУК О ЗЕМЛЕ

<b>Определение высоты нижней границы облачности по парам широкоформатных изображений видимой полусферы неба с применением нейронных сетей</b> Борисов М.А., Криницкий М.А. ....	227
<b>Использование формальных (эмпирических) моделей на основе методов математического обучения для целей краткосрочного прогноза стока р.Усури</b> Сучилина З.А., Гарцман Б.И. ....	233
<b>Решение задачи классификации наличия тумана и его типа с помощью методов машинного обучения для аэродрома Санкт-Петербург (Пулково)</b> Кулижская П.В. ....	238
<b>Использование методов машинного обучения для обработки спутниковых данных в Дальневосточном центре «НИЦ «Планета»</b> Кучма М.О., Андреев А.И., Филей А.А. ....	244
<b>Нейросетевой метод для детектирования разливов в бассейне реки Амур по данным спутников серии Канопус-В</b> Кучма М.О., Боролицкая А.В., Амельченко Ю.А. ....	248
<b>Применение методов машинного обучения для оценки уровня загрязнения воздуха в городских агломерациях, находящихся в горных долинах, на примере Гренобля</b> Суслов А.И., Криницкий М.А., Staquet C., Le Bouèdec E. ....	252
<b>Биоклиматическое моделирование зообиомов северной Евразии в программной среде Maxent</b> Парфенова Е.И., Чебакова Н.М. ....	259