

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 80

Научно-теоретический журнал

Издается с октября 2005 года

Выходит 4 раза в год

ISSN 3034-4190

Санкт-Петербург
РГГМУ
2025

УДК 001(051.2)«540.1»
ББК 72я5

Гидрометеорология и экология. № 80. Научно-теоретический журнал. Санкт-Петербург : РГГМУ, 2025. 174 с.

Представлены статьи по наиболее актуальным современным проблемам изучения природной среды: изменениям климата в региональном и глобальном масштабах; мониторингу, моделированию и прогнозированию физических процессов в атмосфере, водах суши и морской среде; влиянию антропогенной деятельности на разнообразные процессы в биосфере, атмосфере и гидросфере Земли. Материал сгруппирован по специальностям. В разделе «Хроника» освещены события жизни университета.

Журнал предназначен для ученых, широкой категории исследователей природной среды, а также аспирантов и студентов, обучающихся по соответствующим специальностям.

Редакционный совет:

Михеев В. Л., канд. юрид. наук, доцент, ректор РГГМУ — *председатель совета*
Леонтьев Д. В., канд. юрид. наук, проректор по развитию и научной работе РГГМУ — *зам. председателя совета*
Агафонов Г. И., д-р техн. наук, академик РАН, председатель совета директоров холдинговой компании «Пигмент»; **Анри де Люмле**, PhD, проф., член-корр. Французской академии наук (Франция); **Камбаров М. А.**, канд. юрид. наук, вице-президент Национального исследовательского центра «Курчатовский институт»; **Квинт В. Л.**, д-р экон. наук, проф., главный научный сотр. Центрального экономико-математического института РАН; **Кулешов Ю. В.**, д-р техн. наук, проф., зам. начальника Военно-космической академии им. А. Ф. Можайского по учебной и научной работе; **Орыщенко А. С.**, д-р техн. наук, проф., член-корр. РАН, зав. кафедрой СПбПУ; **Поздняков Ш. Р.**, д-р геогр. наук; **Сальников В. Г.**, д-р геогр. наук, проф., декан ф-та географии и природопользования Казахского национального университета им. Аль-Фараби; **Сильников М. В.**, д-р техн. наук, проф., член-корр. РАН, директор Института военно-технического обучения и безопасности СПбПУ; **Федоров М. П.**, д-р техн. наук, проф., академик РАН, СПбПУ; **Холматжанов Б. М.**, д-р геогр. наук, проф. (Узбекистан).

Редакционная коллегия:

Малинин В. Н., д-р геогр. наук, проф. — *главный редактор*
Кондратьев С. А., д-р физ.-мат. наук — *зам. главного редактора*
Гайдукова Е. В., канд. техн. наук, доцент — *отв. секретарь*
Алексеев Г. В., д-р геогр. наук, проф.; **Белоненко Т. В.**, д-р геогр. наук, проф.; **Биденко С. И.**, д-р техн. наук, проф.; **Блиновская Я. Ю.**, д-р техн. наук, проф.; **Вильфанд Р. М.**, д-р техн. наук, проф.; **Вуглинский В. С.**, д-р геогр. наук, проф.; **Гриценко В. А.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Дмитриев В. В.**, д-р геогр. наук, проф.; **Ермаков Д. М.**, д-р физ.-мат. наук; **Зиновьев А. Т.**, д-р техн. наук; **Иванов В. В.**, д-р физ.-мат. наук; **Костяной А. Г.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Кудрявцев В. Н.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Курашов Е. А.**, д-р биол. наук, проф.; **Любанов В. А.**, д-р техн. наук, проф.; **Мохов И. И.**, д-р физ.-мат. наук, академик РАН; **Мушкет И. И.**, д-р юрид. наук, проф.; **Прощутинский А. Ю.**, д-р физ.-мат. наук (США); **Репина И. А.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Румянцев В. А.**, д-р геогр. наук, проф., академик РАН; **Рябенко В. А.**, д-р физ.-мат. наук; **Смышляев С. П.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Тимофеев Ю. М.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Филатов Н. Н.**, д-р геогр. наук, проф., член-корр. РАН; **Чернышков П. П.**, д-р геогр. наук, проф.; **Шапрон Б.**, PhD, ведущий ученый Института морских исследований IFREMER (Франция); **Щукин Г. Г.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Якушев Д. И.**, д-р техн. наук, проф. СПбУ МВД РФ.

Журнал является продолжением журнала «Ученые записки РГГМУ», который был основан в 2005 г. В 2010 г. он вошел в Перечень ВАК, а в январе 2020 г. переименован в журнал «Гидрометеорология и экология».

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.

Свидетельство ПИ № ФС77-79574 от 27.11.2020 г.

Специализация: метеорология, гидрология, океанология, геоэкология, лимнология, геоинформатика, геофизика, общественные и гуманитарные науки.

Точка зрения редакции может не совпадать с мнением авторов статей.

Подписной индекс 78576 в «Каталоге российской прессы "Почта России"».

ISSN 3034-4190

Журнал входит в Перечень ВАК по направлению науки о Земле и окружающей среде, имеет категорию K2, индексируется в системе CrossRef и включен в базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ), размещенную на платформе Национальной электронной библиотеки (<http://elibrary.ru>). Полнотекстовые версии опубликованных статей в виде pdf-файлов размещаются в Интернете для свободного доступа на сайте журнала <http://www.rshu.ru/university/notes/archive/> сразу же после его выхода.

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

Адрес редакции: Россия, 192007, Санкт-Петербург, Вороневская ул., д. 79. Тел.: (812) 633-01-88 (доб. 421), e-mail: rio@rshu.ru.

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2025

© Авторы публикаций, 2025

The Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation

THE FEDERAL STATE BUDGET EDUCATIONAL
INSTITUTION OF HIGHER EDUCATION
“RUSSIAN STATE HYDROMETEOROLOGICAL UNIVERSITY”

HYDROMETEOROLOGY AND ECOLOGY

№ 80

A theoretical research journal

*Published since October, 2005
4 issues a year*

ISSN 3034-4190

St. Petersburg
RSHU
2025

UDC 001(051.2)«540.1»
LBC 72я5

Hydrometeorology and Ecology. No. 80. St. Petersburg : RSHU Publishers, 2025. 174 p.

The Journal contains articles on the most relevant contemporary problems of studying the environment: climate change in regional and global scales; monitoring, modeling and forecasting of physical processes in the atmosphere, inland and ocean waters; influence of anthropogenic activity on various processes in the biosphere, atmosphere and hydrosphere of the Earth. The material is grouped by specialty. The "Chronicle" section covers the events of the University life.

The Journal is intended for scientists, a broad category of environmental researchers, as well as post-graduate and graduate students of these specialties.

The Editorial Board:

Mikheev V. L., PhD in Juridical Sciences, Associate Professor, Rector of RSHU — *Chairman*

Leont'ev D. V., PhD in Juridical Sciences, Vice-Rector for Development and Research of RSHU — *Vice-Chairman*

Agafonov G. I., Grand PhD in Engineering, Academician of the Russian Academy of Sciences, Board Chairman of "Pigment" holding company; **Fedorov M. P.**, Grand PhD in Engineering, Academician of the Russian Academy of Sciences, President of Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University; **Henry de Lumley**, PhD, Professor, Corresponding Member of the Academy of Sciences, France; **Kambolov M. A.**, PhD in Juridical Sciences, Vice-president of the National Research Center «Kurchatov Institute»; **Kuleshov Iu. V.**, Grand PhD in Engineering, Professor, Vice-president of Mozhaisky Military Space Academy for academic affairs and research; **Kholmatzhanov B. M.**, Grand PhD in Geography, Professor, Uzbekistan; **Kvint V. L.**, Grand PhD in Economics, Professor, leading researcher of the RAS Central Economic and Mathematical Institute; **Otryshchenko A. S.**, Grand PhD in Engineering, Professor, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Head of Department at Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University; **Pozdnyakov Sh. R.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Salnikov V. G.**, Grand PhD in Geography, Professor, Dean of Geography and Natural Management Faculty of Al-Farabi Kazakh National University; **Silnikov M. V.**, Grand PhD in Engineering, Professor, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Director of Military-Technical Education and Security Institute of Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University.

Editors:

Malinin V. N., Grand PhD in Geography, Professor — *Editor in Chief*

Kondratyev S. A., Grand PhD in Physics and Mathematics — *Deputy Editor in Chief*

Gaidukova E. V., PhD in Engineering — *Executive editor*

Alekseev G. V., Grand PhD in Geography, Professor; **Belonenko T. V.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Bidenko S. I.**, Grand PhD in Engineering sciences, Professor; **Chernyshkov P. P.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Dmitriev V. V.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Ermakov D. M.**, Grand PhD in Physics and Mathematics; **Filatov N. N.**, Grand PhD in Geography, Professor, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences; **Gritsenko V. A.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Ivanov V. V.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Kostyanov A. G.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Kudriavtsev V. N.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Kurashov E. A.**, Grand PhD in Biology, Professor; **Lobanov V. A.**, Grand PhD in Engineering, Professor; **Mokhov I. I.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Academician of the Russian Academy of Sciences; **Mushket I. I.**, Grand PhD in Juridical Sciences, Professor; **Proshutinskiy A. Iu.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, USA; **Repina I. A.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Rumyantsev V. A.**, Grand PhD in Geography, Professor, Academician of the Russian Academy of Sciences; **Ryabchenko V. A.**, Grand PhD in Physics and Mathematics; **Smyshlyaev S. P.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Timofeev Iu. M.**, Grand PhD in Physics and Mathematics; **Shapron B.**, PhD, leading scientist of French Research Institute for Exploitation of the Sea IFREMER (France); **Shchukin G. G.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Vilfand R. M.**, Grand PhD in Engineering, Professor; **Vuglinsky V. S.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Zinoviev A. T.**, Grand PhD in Engineering Sciences; **Yakushev D. I.**, Grand PhD in Engineering, Professor; SPU MI.

The Journal is continuation of the Journal "Proceedings of RSHU", founded in 2005. In 2010 it was included in the List of the Higher Attestation Commission, and in January 2020 it was renamed into the Journal "Gidrometeorologiya i ekologiya".

The Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media.

Certificate ПИ № ФС77-79574 of November 11, 2020.

Area of expertise: meteorology, hydrology, oceanology, geocology, limnology, geoinformatics, geophysics, social sciences and humanities.

Editorial Board's point of view may not be concurrent with opinion of the authors.

Subscription index 78576 in «Catalogue of the Russian press "Post of Russia"».

ISSN 3034-4190

The Journal included in the List of the Higher Attestation Commission in the direction of science of the Earth, has category K2 and the environment is indexed in the CrossRef and RSCI systems and is included in the "Russian Science Citation Index" (RSCI) database, placed on the National Electronic Library platform (<http://elibrary.ru>). Full-text versions of published articles as pdf-files are posted on the Internet for free access on the Journal's website <http://www.rshu.ru/university/notes/archive/> immediately after its publication, afterwards being available on the National electronic library website (<http://elibrary.ru>).

Any use of this Journal in whole or in part, must include the customary bibliographic citation.

Editorial Office address: 192007, Voronezhskaya str., 79, St. Petersburg, Russia. Phone: (812) 633-01-88 (421), e-mail: rio@rshu.ru.

© Russian State Hydrometeorological University (RSHU), 2025
© Authors of publications, 2025

Содержание

Метеорология

- И. И. Леонов, Н. Н. Соколичина, А. И. Гибадуллина, А. В. Кислов.* Оценка опасности образования гололедно-изморозевых отложений на территории федеральных округов России 407
- И. М. Махмудов, С. У. угли Бегматов, Ф. Б. Сафаров, В. Н. Абанников, О. Л. Бабушкин, З. С. Усманова, Б. М. Холматжанов.* Термодинамические характеристики атмосферной засухи и циркуляционные условия ее формирования на юге Узбекистана 430
- Л. А. Тимохов, В. В. Иванов.* Статистическая структура и модели долговременных колебаний форм циркуляции атмосферы Вангенгейма с учетом гидрометеорологических и астрогеофизических факторов 452
- Д. В. Тимошенко, Г. В. Куповых, Т. В. Кудринская.* Исследования распределения электрического поля в геометрически неоднородном электродном слое в высокогорных условиях 474

Океанология. Обзор

- И. Л. Башмачников.* Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 2. Теоретические оценки 484

Океанология

- В. Н. Калинин, М. Д. Кудель.* К оценке межгодовой изменчивости испарения с акватории Каспия по спутниковым данным 510

Экология. Обзор

- А. И. Лучников.* Современные тенденции применения БПЛА в исследовании природных сред. Анализ зарубежных публикаций 530

Экология

- Д. А. Тихонова, В. В. Дмитриев.* Моделирование влияния микропластика на обменные процессы и естественное отмирание зоопланктона в водоеме 547

Хроника

- Я. В. Бубнова, А. О. Волгушева.* Александр Иванович Воейков — основатель русской климатологии 562
- В. Г. Бурлов.* Четвёртая международная конференция по изменению климата и возобновляемой энергии океана (CCORE 2025) 568

Contents

Meteorology

- I. I. Leonov, N. N. Sokolikhina, A. I. Gibadullina, A. V. Kislov.* Assessment of the hazard of ice accretion formation in the federal districts of Russia 407
- I. M. Makhmudov, S. U. Begmatov, F. B. Safarov, V. N. Abannikov, O. L. Babushkin, Z. S. Usmanova, B. M. Kholmatjanov.* Thermodynamic characteristics of atmospheric drought and circulation conditions of its formation in the south of Uzbekistan. 430
- L. A. Timokhov, V. V. Ivanov.* Statistical structure and models of long-term oscillations of Wangenheim atmospheric circulation patterns taking into account hydrometeorological and astrogeophysical factors 452
- D. V. Timoshenko, G. V. Kupovykh, T. V. Kudrinskaya.* Researches of electric field distribution in a geometrically inhomogeneous electrode layer in high altitude conditions 474

Oceanology. Review

- I. L. Bashmachnikov.* The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies. Part 2: Theory 484

Oceanology

- V. N. Malinin, M. D. Kudel.* To estimate the interannual variability of evaporation from the Caspian Sea using satellite data 510

Ecology. Review

- A. I. Luchnikov.* Current trends in the use of UAVs in the study of natural environments. Analysis of foreign publications 530

Ecology

- D. A. Tikhonova, V. V. Dmitriev.* Modeling the Impact of Microplastics on Metabolic Rates and Mortality of Zooplankton. 547

- Chronicle** 562

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 407—429.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):407—429.

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.574.42

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-407-429

Оценка опасности образования гололедно-изморозевых отложений на территории федеральных округов России

***Игорь Иванович Леонов, Наталья Николаевна Соколихина,
Анастасия Игоревна Гибадуллина, Александр Викторович Кислов***

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия,
leonov@geogr.msu.ru

Аннотация. В работе представлены результаты анализа условий формирования и пространственно-временных особенностей гололедно-изморозевых отложений на территории федеральных округов России по данным визуальных наблюдений за период с 1979 г. по 2022 г. Выполнено оценивание диапазонов метеорологических условий, наблюдаемых в момент образования гололедно-изморозевых отложений различных видов. Получены количественные оценки среднего годового и максимального числа дней с гололедно-изморозевыми отложениями и значения линейных трендов их повторяемости. Приводятся оценки явлений погоды, потенциально приводящих к образованию сильных гололедно-изморозевых отложений.

Ключевые слова: изменения климата, опасные явления погоды, гололедно-изморозевые отложения, обледенение, гололед, изморозь, мокрый снег.

Благодарности. Работа выполнена в Московском государственном университете имени М. В. Ломоносова при поддержке Российского научного фонда (проект № 24-27-00047 «Гололедно-изморозевые отложения на территории России в условиях современных изменений климата»).

Для цитирования: Леонов И. И., Соколихина Н. Н., Гибадуллина А. И., Кислов А. В. Оценка опасности образования гололедно-изморозевых отложений на территории федеральных округов России // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 407—429. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-407-429.

Original article

Assessment of the hazard of ice accretion formation in the federal districts of Russia

*Igor I. Leonov, Natalia N. Sokolikhina,
Anastasia I. Gibadullina, Alexander V. Kislov*

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation, leonov@geogr.msu.ru

Summary. This research presents the results of an analysis of the formation conditions and spatio-temporal characteristics of ice accretion across the federal districts of Russia over the period from 1979 to 2022. Visual observation data of atmospheric phenomena and main 3-hour observation data were used. The unified dataset was created. For 521 meteorological stations, meteorological conditions of its formation were entered for each case of atmospheric icing. Quantitative estimates of the ranges of air temperature, wind speed and relative air humidity at the time of formation of ice accretion of various types are obtained, and thermal conditions for the formation of fogs with rime deposits are considered.

Quantitative estimates of the average annual and maximum number of days with ice accretion of each type, as well as the values of linear trends for their average annual numbers are obtained. It is shown that in the period from 1979 to 2022, the number of days with soft rime decreased almost everywhere in Russia, and the number of days with wet snow increased. The number of days with glaze ice increased in the North-western and Volga Federal Districts. This is probably due to the northward shift of the area of maximum glaze ice observations.

Separate quantitative estimates are given for weather phenomena that potentially cause the formation of hazardous ice accretion: freezing precipitation, fogs with rime deposits and wet snow. The most frequently observed type of phenomena is freezing precipitation, the amount of which has been decreasing in Russia since 1979, except for the Volga Federal District. The number of days with potentially hazardous fogs with rime deposits has decreased, and the number of days with potentially dangerous wet snowfall has increased. The approach used can be used in the future to assess the hazard factor of other hydrometeorological phenomena in other areas under study.

Keywords: climate changes, hazardous weather events, ice accretion, icing, glaze ice, rime, wet snow.

Acknowledgments. The research was carried out at Lomonosov Moscow State University with the support of Russian Science Foundation (grant No. 24-27-00047 «Ice accretion on the territory of Russia under the conditions of modern climate change»).

For citation: Leonov I. I., Sokolikhina N. N., Gibadullina A. I., Kislov A. V. Assessment of the hazard of ice accretion formation in the federal districts of Russia. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(407—429). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-407-429. (In Russ.).

Введение

В настоящее время особенно важными остаются исследования, связанные с изучением природы опасных гидрометеорологических явлений. В XXI веке сохраняется тенденция к увеличению количества опасных гидрометеорологических явлений, наблюдаемых на территории России [1, 2].

В типовой перечень опасных явлений погоды входят также сильные гололедно-изморозевые отложения [3]. Наибольшую опасность для хозяйственной деятельности человека представляют отложения гололеда, зернистой изморози и мокрого снега [4, 5].

Формирование гололедно-изморозевых отложений может приводить к катастрофическим последствиям. Отложения льда наносят ощутимый ущерб наиболее важным отраслям экономики — энергетике, железнодорожному и автомобильному транспорту, сельскому и лесному хозяйству, — а в некоторых случаях даже вызывают гибель людей [6—9]. Анализ последствий образования гололедно-изморозевых отложений указывает на высокую степень подверженности и уязвимости объектов хозяйственной деятельности, жизни и здоровья людей к данному типу климатического воздействия.

С точки зрения оценки физических климатических рисков, связанных с гололедно-изморозевыми отложениями, актуальной задачей является изучение опасности характеристик этих явлений, выражающейся в изменении повторяемости явлений обледенения на территории России [10]. Ранее были опубликованы работы, посвященные региональным исследованиям повторяемости гололедно-изморозевых отложений на территории Обской губы, Баренцева моря, а также Арктической зоны Российской Федерации [11—13].

В предлагаемой работе представлены новые результаты исследования особенностей метеорологических условий образования гололедно-изморозевых отложений различных видов по данным созданного объединенного массива основных срочных наблюдений и визуальных наблюдений за атмосферными явлениями на всей территории России за период с 1979 г. по 2022 г. с акцентом на анализ условий для территории федеральных округов России. Это исследование расширяет и уточняет результаты работы [14].

Цель статьи состоит в оценивании климатических характеристик с использованием ранее разработанной методики потенциально опасных явлений обледенения на территории федеральных округов России и определении линейных трендов числа дней с явлениями обледенения различного вида и интенсивности.

Исходные данные и методика исследования

В качестве исходных материалов использовались данные наблюдений с наземных метеорологических станций на территории России. Информация была получена из электронных архивов ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» [15].

Для создания объединенного цифрового массива данных, содержащего информацию о зафиксированных случаях атмосферного обледенения, были задействованы данные двух архивов: наблюдения за атмосферными явлениями [16] и данные основных срочных наблюдений [17]. В настоящее время в этих архивах содержатся данные с 521 метеорологической станции. Временной период, охватываемый наблюдениями, составляет промежуток времени с 1966 г. по 2022 г., однако в работе рассматривался период с 1979 г., так как для более ранних лет в архивах было обнаружено большое количество ошибочных записей.

В первом архиве содержится описание отдельных случаев всех наблюдаемых на метеорологических станциях явлений погоды. Одна запись базы данных относится к одному случаю наблюдения явления и содержит в себе данные о времени начала, времени окончания явления, его интенсивности и уникальном шифре. В данной работе были рассмотрены явления гололеда, зернистой изморози и

кристаллической изморози, которым соответствует собственный шифр явления (шифр 12 — гололед, 13 — кристаллическая изморозь, 14 — зернистая изморозь). Для оценки повторяемости мокрого снега использовались два вида явлений — мокрый снег и ливневой мокрый снег (шифры 72 и 73).

Во втором архиве содержатся данные восьмисрочных наблюдений за основными метеорологическими параметрами в стандартные синоптические сроки с интервалом в 3 часа. В каждый из сроков наблюдатель записывает значения температуры воздуха, относительной влажности воздуха, скорости ветра и другие метеорологические параметры, а также наблюдаемые в срок и между сроками явления погоды в соответствии с кодом КН01. Информация о прошедшей погоде (погоде в период между сроками наблюдений) располагается в седьмой группе кода КН-01, где каждое явление обозначается кодовыми цифрами от 00 до 99.

Описанные выше архивы получены путем визуальных наблюдений, которые отличаются от инструментальных измерений тем, что не используются гололедные станки, позволяющие определять толщину, диаметр гололедно-изморозевых отложений, а также рассчитать их массу.

В ходе создания объединенного цифрового массива данных к каждой строке из архива наблюдений за атмосферными явлениями добавлялась информация срочных наблюдений. Таким образом, для каждой из 521 метеорологической станции был получен массив, в котором для каждого случая явления обледенения были внесены метеорологические условия его формирования.

По данным созданного массива были сформированы выборки температуры воздуха, скорости ветра и относительной влажности воздуха в момент образования гололеда, двух видов изморози и мокрого снега для всех наблюдений за период с 1979 г. по 2022 г. Отдельно были рассмотрены термические условия образования туманов с отложениями изморози по данным основных срочных наблюдений. Рассчитывались количественные оценки полученных выборок для каждого из метеорологических параметров — среднее, медиана, стандартное отклонение и значения 5, 25, 75 и 95-го процентилей.

Далее были рассмотрены пространственно-временные особенности явлений атмосферного обледенения на территории федеральных округов России. По данным визуальных наблюдений были построены карты-схемы среднего годового числа дней с гололедом, зернистой и кристаллической изморозью, а также с мокрым снегом. При оценке среднего годового числа дней для каждой метеорологической станции были отобраны только те годы, в которые для периода с октября по апрель в основных срочных наблюдениях отсутствовало не более 5 % сроков. Неполные годы были исключены из выборки.

Полученные данные были представлены в виде диаграмм, описывающих распределение числа дней с явлениями обледенения разного вида на территории каждого из федеральных округов России.

Для каждой метеорологической станции методом наименьших квадратов были рассчитаны значения линейных трендов. Их достоверность проверялась с использованием критериев Манна-Кендалла и Стьюдента [18, 19]. Достоверными считались только тренды, значимые на уровне 5 % по обоим критериям и

полученные по рядам наблюдений продолжительностью не менее 30 лет. Выбор данных методик мотивирован тем, что они ранее были использованы в работах других авторов, посвященных исследованию климатологии гололедно-изморозевых отложений [23, 24].

Основное внимание в статье уделялось опасным явлениям погоды. В связи с этим из общего количества атмосферных явлений, вызывающих обледенение, были отобраны только явления, потенциально вызывающие сильные гололедно-изморозевые отложения. Так как данные основных срочных и визуальных наблюдений не имеют информации о толщине и диаметре отложения, для исследования повторяемости атмосферных явлений, потенциально приводящих к опасным гололедно-изморозевым отложениям, в качестве оценки опасности явлений использовалась информация о метеорологических условиях в момент обледенения. На основании результатов ранее выполненных расчетов, проведенных путем обработки инструментальных наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями, были получены температурно-ветровые диапазоны, благоприятные для формирования опасных отложений каждого вида [20].

Наиболее опасным видом гололедно-изморозевых отложений является гололед. Он образуется в результате выпадения замерзающих осадков. Потенциально опасными считались все случаи выпадения замерзающего дождя и замерзающей мороси (кодовые цифры КН-01 24, 56, 57, 66 и 67).

В коде КН-01 отсутствует разделение изморози на зернистую и кристаллическую, поэтому для анализа использовались сроки, соответствующие туману с отложением изморози (кодовые цифры КН-01 48 и 49). С целью отсеивания не представляющей опасности кристаллической изморози были отобраны только те случаи изморози, которые наблюдались в диапазоне температуры воздуха от $-10,3$ до $-0,7$ °C и скорости ветра 2 м/с и более. Такая фильтрация данных позволяет убрать из выборки большую часть отложений в виде кристаллической изморози, которая образуется в безветренную морозную погоду.

Для выявления потенциально опасных случаев мокрого снега отбирались сроки, в которые наблюдались умеренные непрерывные, сильные и ливневые осадки твердой и смешанной фазы (кодовые цифры КН-01 73, 74, 75, 85 и 86), выпадающие при температуре воздуха от 0 до $0,6$ °C и скорости ветра не более 1 м/с. Такой диапазон ранее был обоснован авторами работы как наиболее благоприятный для образования опасных отложений мокрого снега.

Результаты исследований и их обсуждение

По данным созданного цифрового массива данных получены некоторые новые сведения о метеорологических условиях формирования атмосферного обледенения различных видов. Были проанализированы условия образования всех зафиксированных на 521 метеорологической станции случаев гололеда, зернистой и кристаллической изморози, а также мокрого снега за период с 1979 г. по 2022 г. За этот период наблюдений на всех метеорологических станциях было отмечено 368560 случаев гололеда, 2068660 случаев кристаллической

изморози, 241841 случай зернистой изморози и 1688000 случаев выпадения мокрого снега.

В работе рассмотрены значения температуры воздуха, скорости ветра и относительной влажности воздуха во время наблюдения явлений обледенения разного вида. Ранее была выполнена схожая работа, в ходе которой по данным 183 метеорологических станций за период с 1985 г. по 2018 г. исследовались температурно-ветровые условия образования гололедно-изморозевых отложений различных видов по данным инструментальных наблюдений [20]. Анализ данных визуальных наблюдений, проведенный в настоящей статье, дополняет ранее полученные данные, так как рассматриваются выборки явлений, превышающие предыдущие в несколько десятков раз. Также в данной статье в дополнение к температурно-ветровым условиям рассмотрены значения относительной влажности воздуха в момент наблюдения гололедно-изморозевых отложений.

Рассмотрим термические условия образования атмосферного обледенения различных видов (табл. 1).

Таблица 1

Параметры выборок температуры воздуха, скорости ветра и относительной влажности воздуха в момент наблюдения гололеда, кристаллической (К) изморози, зернистой (З) изморози и мокрого снега

Parameters of air temperature, wind speed and relative air humidity at the time of observation of glaze ice, soft rime, hard rime, and wet snow

Атмосферное явление	Кол-во случаев	Среднее	Медиана	Стандартное отклонение	Значение процентиля			
					5 %	25 %	75 %	95 %
Температура воздуха, °С								
Гололед	368560	−4,4	−2,5	5,9	−16,7	−5,7	−0,8	0,5
Изморозь (К)	2068660	−22,3	−21,1	10,5	−41,4	−29,4	−14,5	−6,5
Изморозь (З)	241841	−7,7	−6,2	6,8	−21,5	−9,6	−3,6	−0,6
Мокрый снег	1688000	0,5	0,5	1,6	−2,0	−0,1	1,2	3,0
Скорость ветра, м/с								
Гололед	368560	3,6	3	2,7	0	2	5	9
Изморозь (К)	2068660	1,8	1	1,9	0	0	3	5
Изморозь (З)	241841	2,7	2	2,4	0	1	4	7
Мокрый снег	1688000	4,1	3	3,1	0	2	5	10
Относительная влажность воздуха, %								
Гололед	368560	91,4	93	7,6	77	88	97	100
Изморозь (К)	2068660	82,6	83	8,4	69	77	89	96
Изморозь (З)	241841	91,8	94	7,7	77	89	97	100
Мокрый снег	1688000	88,7	92	11,4	64	85	96	100

В табл. 1 представлены данные о величине выборки, среднем значении, медиане, стандартном отклонении выборки, а также значениях 5, 25, 75 и 95-го процентиля. Полученные значения процентилей использовались для оценки диапазонов температуры воздуха: 25-й и 75-й процентиля использовались для оценки

наиболее характерных условий образования атмосферного обледенения, 5-й и 95-й процентиля — для оценки наиболее вероятных границ этих условий.

На рис. 1 представлены дифференциальные функции распределения температуры воздуха, скорости ветра и относительной влажности воздуха в момент наблюдения гололеда, мокрого снега, кристаллической и зернистой изморози. Отдельно представлены дифференциальные функции распределения температуры воздуха в момент наблюдения просвечивающего тумана с отложением изморози (кодированная цифра 48) и сплошного тумана с отложением изморози (кодированная цифра 49) (рис. 1 з).

По данным объединенного массива гололед и мокрый снег образуются в ветреную погоду, наиболее часто при скорости ветра от 2 до 5 м/с. Относительно высокая скорость ветра в момент выпадения мокрого снега и образования гололеда связана с тем, что данные явления наблюдаются преимущественно во время прохождения атмосферных фронтов, сопровождающихся усилением ветра. Оценки скорости ветра при выпадении мокрого снега по данным визуальных наблюдений несколько выше, чем по данным инструментальных наблюдений. Это связано с тем, что инструментальные наблюдения включают в себя только отложения мокрого снега на проводах гололедного станка, в то время как во время визуальных наблюдений отмечают любой мокрый снег, даже тот, который не налипает на провода, ветви деревьев и другие предметы. Кристаллическая изморозь наблюдается во время штиля или во время слабого ветра. Зернистая изморозь чаще наблюдается при скорости ветра от 1 до 4 м/с. Наличие ветра во время зернистой изморози является необходимым условием, так как ветер нужен для переноса капель переохлажденного тумана и последующего столкновения этих капель с предметами, на которых происходит обледенение.

Интересным результатом исследования является оценка диапазона относительной влажности воздуха во время образования гололеда, изморози и мокрого снега. Зернистая изморозь и гололед образуются при наиболее высоких значениях относительной влажности воздуха — от 77 до 100 % соответственно. Мокрый снег может выпадать при более низкой относительной влажности, начиная с 64 %. Для формирования подавляющего числа случаев кристаллической изморози было достаточно 69 % относительной влажности, также практически все случаи данного вида изморози образовывались при относительной влажности ниже 94 %.

Оценки температуры воздуха в момент образования обледенения представлены на двух рисунках (рис. 1 в и рис. 1 г). На рис. 1 в представлены функции распределения температуры воздуха в момент обледенения по данным объединенного массива. Для всех явлений полученные диапазоны температуры шире тех, что ранее были получены по данным инструментальных наблюдений. Это связано с тем, что визуальное определение атмосферных явлений является более сложным, чем инструментальное, и, как следствие, диапазон возможных метеорологических условий в момент наблюдений отличается большей вариативностью. Наибольшие различия температурных диапазонов наблюдаются в выборках гололеда, который по данным визуальных наблюдений образуется в диапазоне

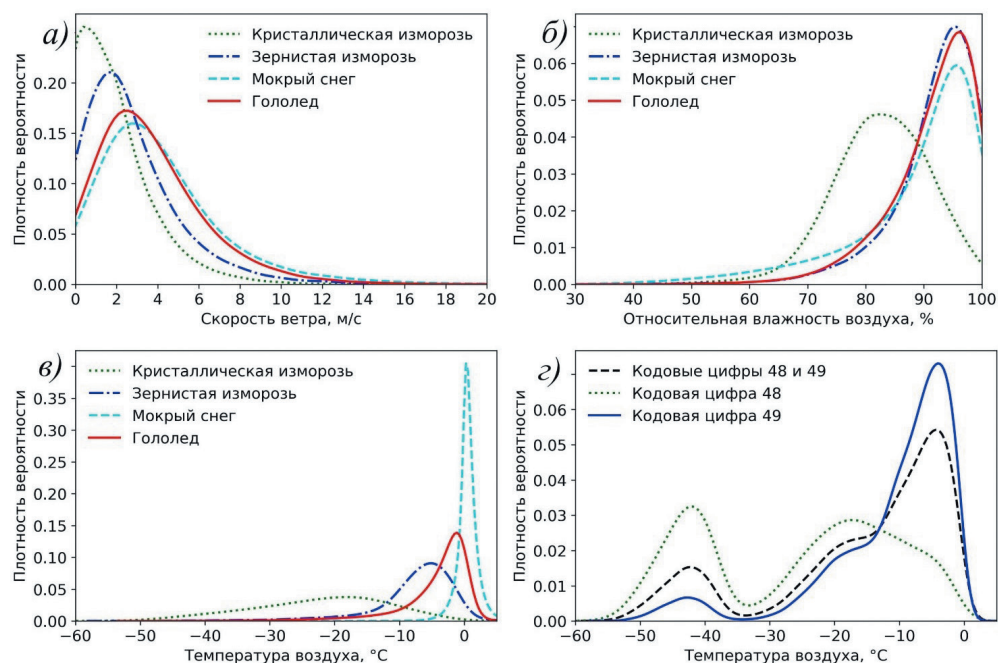


Рис. 1. Дифференциальные функции распределения: а — скорости ветра, б — относительной влажности воздуха, в — температуры воздуха в момент наблюдения атмосферных явлений, з — температуры воздуха в момент наблюдения тумана с отложением изморози в соответствии с кодом КН-01.

Fig. 1. Differential distribution functions of: а — wind speed, б — relative humidity, and в — air temperature at the time of atmospheric phenomenon observations, and з — air temperature during observations of fog with rime deposition in accordance with code SYNOP.

от $-16,7$ до $0,5$ °C, а по полученным ранее оценкам от $-6,9$ до 0 °C. Отдельно были рассмотрены термические условия в момент наблюдения туманов с отложением изморози, регистрируемые наблюдателем в седьмой группе кода КН-01 в разделе текущей погоды (рис. 1 з). Показано, что просвечивающие туманы с отложением изморози чаще наблюдаются при более низкой температуре воздуха, чем те туманы, во время которых видно небо. Таким образом, большая часть отложений зернистой изморози образуется во время сплошных, а большая часть кристаллической изморози — во время просвечивающих туманов. Отдельно стоит рассмотреть третью моду от -35 до -55 °C. При столь низкой температуре воздуха образуется ледяной туман без отложения изморози какого-либо вида. Такая погода нередко наблюдается в зимнее время года на территории Уральского, Сибирского и Дальневосточного ФО России.

По данным визуальных наблюдений за атмосферными явлениями построены карты-схемы среднего годового числа дней с гололедом, кристаллической

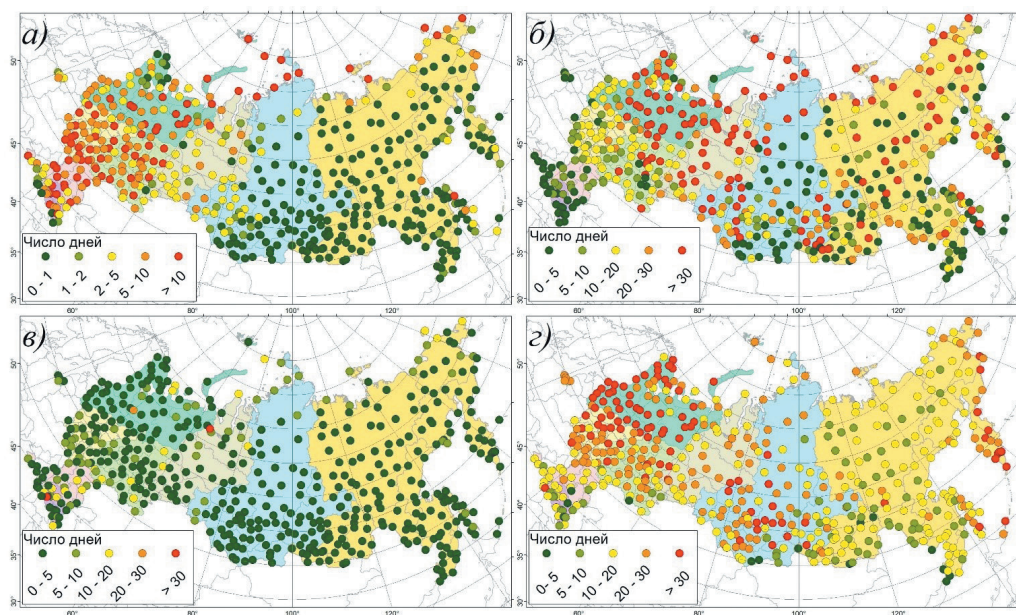


Рис. 2. Среднее годовое число дней с: *а* — гололедом, *б* — кристаллической изморозью, *в* — зернистой изморозью, *г* — мокрым снегом на территории федеральных округов России за период с 1979 г. по 2022 г.

Fig. 2. Average annual number of days with: *a* — glaze ice, *б* — soft rime, *в* — hard rime, *г* — wet snow across the federal districts of Russia for the period from 1979 to 2022.

изморозью, зернистой изморозью и мокрым снегом на территории федеральных округов России (рис. 2).

Гололед наиболее часто наблюдается на Европейской территории России, где в холодный период года возникают синоптические условия, во время которых циклоны приносят теплые и влажные воздушные массы, которые при взаимодействии с выхолаженной поверхностью континента создают благоприятные условия для выпадения замерзающих осадков. Гололед часто наблюдается на метеорологических станциях, расположенных на побережьях северных морей России — Баренцева, Карского, моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского моря. Здесь гололед в среднем наблюдается более 10 дней в году. В данном случае обледенение образуется преимущественно в переходные сезоны, когда поверхность суши стремительно выхолаживается, но с океана на континент все еще поступает относительно теплый и влажный воздух. С продвижением на восток страны процентное соотношение гололеда уменьшается, а на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока гололед является крайне редким явлением и в среднем наблюдается менее 1 дня в году (рис. 2 *а*).

Кристаллическая изморозь часто наблюдается на всей территории России. Это связано с высокой повторяемостью радиационного выхолаживания поверхности,

в результате которого происходит образование туманов с десублимацией водяного пара (рис. 2 б). Зернистая изморозь — более редкое явление. Для формирования зернистой изморози необходимо существование переохлажденного тумана, капли которого под действием воздушного потока сталкиваются с предметами и образуют на них снеговидные рыхлые отложения льда. Наибольшая повторяемость зернистой изморози, как и гололеда, наблюдается на Европейской территории России, где зимой воздух часто имеет достаточное влагосодержание для образования переохлажденных туманов с отложением изморози. Отдельно стоит отметить высокую повторяемость (около 50 дней в году) зернистой изморози на горных метеорологических станциях, таких как Рай-Из (Ямало-Ненецкий АО) и Шаджатмаз (Карачаево-Черкессия). На таких метеостанциях зернистая изморозь часто наблюдается в периоды, когда нижняя граница облачности находится ниже уровня станции (рис. 2 в).

Наибольшая частота выпадения осадков в виде мокрого снега отмечается на севере Европейской равнины, что обусловлено высокой повторяемостью околонулевых температур воздуха, создающих благоприятные условия для формирования осадков смешанного фазового состава [21].

На Дальнем Востоке, в частности на Камчатке и Сахалине, мокрый снег наблюдается с высокой повторяемостью — в среднем свыше 20 дней в году, что обусловлено воздействием мощных циклонов, формирующихся над акваториями Берингова, Охотского и Японского морей (рис. 2 г).

Для каждого федерального округа Российской Федерации были построены диаграммы, отражающие распределение среднего годового количества дней с наблюдением гололеда, кристаллической и зернистой изморози, а также мокрого снега (рис. 3). На диаграммах по оси ординат отложено среднее годовое число дней с каждым из указанных явлений за период наблюдений с 1979 г. по 2022 г., а по оси абсцисс — значение эмпирической обеспеченности (P), рассчитанное по формуле: $P = (m/(n + 1)) \times 100 \%$, где m — порядковый номер элемента в ранжированном ряду, n — общее количество членов ряда.

Для каждого явления построены отдельные графики, что обеспечивает возможность проведения сравнительного анализа повторяемости различных явлений как внутри округа, так и между различными округами. Такой подход позволяет наглядно отразить пространственные особенности повторяемости рассматриваемых явлений в пределах каждого федерального округа. Так, например, анализ диаграммы для Центрального ФО показал, что наибольшую повторяемость на территории округа имеет мокрый снег: на отдельных метеорологических станциях среднее годовое число дней с данным видом осадков достигает 40. Это указывает на высокую климатическую предрасположенность региона к формированию отложений в виде мокрого снега в холодный период года. Предложенные диаграммы позволяют выявлять резкие особенности наблюдаемой повторяемости атмосферных явлений. Так, например, на территории Сибирского и Дальневосточного ФО в целом наблюдается низкая повторяемость гололеда — на большинстве станций менее одного дня в году, однако на графиках отчетливо видно, что на части территории повторяемость гололеда увеличивается до 20 дней в году и более.

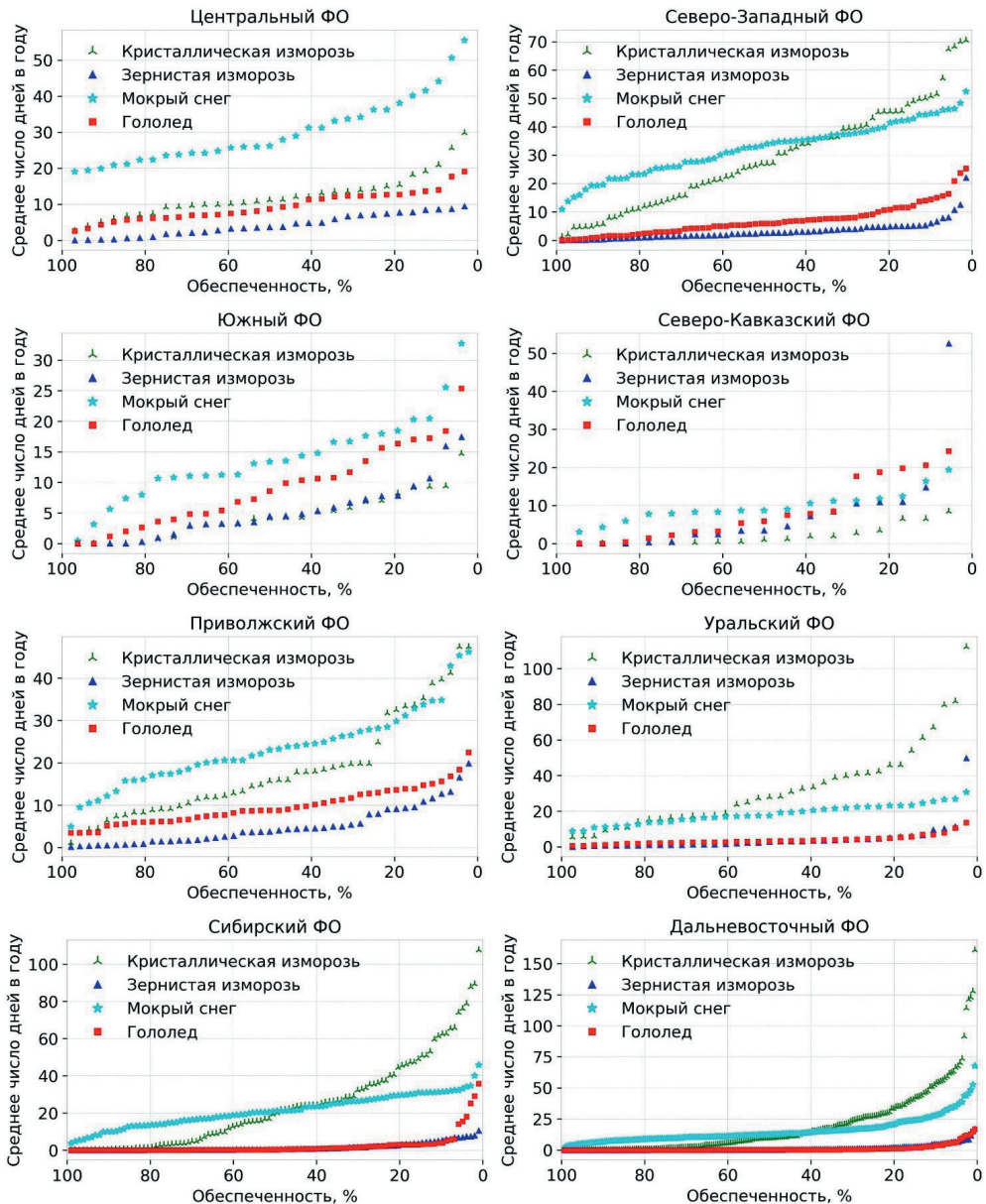


Рис. 3. Эмпирические распределения среднего числа дней с гололедом, кристаллической изморозью, зернистой изморозью и мокрым снегом на метеорологических станциях для каждого федерального округа России за период с 1979 г. по 2022 г.

Fig. 3. Empirical distributions of the average number of days with glaze ice, soft rime, hard rime, and wet snow at meteorological stations across each federal district of Russia for the period 1979—2022.

Аналогичным образом, на примере Уральского и Северо-Кавказского ФО, можно рассмотреть отдельные локальные максимумы повторяемости некоторых явлений, таких как отложения зернистой изморози на горном массиве Рай-Из и хребте Шаджатмаз.

В табл. 2. приведены количественные оценки среднего и максимального числа дней с обледенением каждого вида, а также значения линейных трендов для каждого федерального округа России. Линейный тренд по каждому федеральному округу определялся как среднее арифметическое значений трендов метеорологических станций, расположенных в его границах. Для обеспечения надежности результатов в осреднение включались только те станции, для которых тренды были статистически значимыми на уровне 5 % при одновременном использовании обоих критериев. Данные метеорологических станций с незначимыми трендами при осреднении не учитывались.

Из табл. 2 следует, что на территории России наблюдаются как положительные, так и отрицательные тренды числа дней с гололедом. На территории Северо-Западного и Приволжского ФО отмечаются положительные тренды. Вероятно, это связано со смещением максимальной повторяемости явлений гололеда с юга России в сторону северо-запада, происходящим в условиях современного потепления климата. Увеличение числа дней с гололедом на территории Северо-Западного ФО было отмечено и ранее [12]. На территории остальных округов наблюдается отрицательный тренд числа дней с гололедом. Быстрее всего число дней с гололедом сокращается в Северо-Кавказском ФО, где наблюдается уменьшение в среднем на 2,3 дня за 10 лет. Сокращение до 1,5 дней за 10 лет происходит на территории Южного и Сибирского ФО. На территории Центрального, Уральского и Дальневосточного ФО число дней с гололедом убывает медленнее — от 0,6 до 0,7 дней за 10 лет. В ранее опубликованных работах были оценены тренды среднегодового количества дней с гололедом на территории России. Показаны значимые тенденции к увеличению числа дней с замерзающим дождем на северо-западе и северо-востоке Восточно-Европейской равнины и тенденции к уменьшению числа дней с замерзающим дождем в степной части Восточно-Европейской равнины [22].

На территории России кристаллическая изморозь также, как и гололед, имеет тренды разного знака, однако в среднем на всей территории России число дней с отложениями данного вида уменьшается. Наибольшее количество метеорологических станций с положительными трендами находится на территории Дальневосточного ФО, поэтому здесь наблюдается самое медленное сокращение — около 0,4 дней за 10 лет. Быстрее всего сокращается число дней с кристаллической изморозью в Сибирском ФО, в среднем на 3,2 дня за 10 лет. Число дней с зернистой изморозью наиболее быстро уменьшается на Европейской территории России, а увеличивается — за Уралом.

Повторяемость мокрого снега увеличивается на всей территории России, за исключением Северо-Кавказского ФО. В Приволжском ФО число дней с выпадением мокрого снега увеличивалось в течение последних десятилетий более чем на 3 дня за 10 лет. Полученные значения линейных трендов числа дней

с кристаллической изморозью и мокрым снегом хорошо согласуются с результатами ранее выполненных исследований. По данным инструментальных наблюдений для периода с 1984 г. по 2022 г. был показан значимый положительный тренд числа случаев с отложением мокрого снега [23].

Помимо описанных выше характеристик, стоит рассмотреть величину максимального числа дней с наблюдением гололеда, изморози и мокрого снега. Показано, что в отдельные годы хотя бы на одной метеорологической станции, располагающейся на территории всех федеральных округов России, наблюдалось экстремальное число дней с обледенением. Даже на территории Уральского ФО в отдельные годы гололед наблюдался 29 дней в году. На территории Сибирского и Дальневосточного ФО кристаллическая изморозь может наблюдаться более 170 дней в году, т. е. практически каждый день холодного периода года.

Таблица 2

Данные о среднем годовом числе дней с гололедом, кристаллической изморозью, зернистой изморозью и мокрым снегом на территории Центрального (ЦФО), Северо-Западного (СЗФО), Южного (ЮФО), Северо-Кавказского (СКФО), Приволжского (ПФО), Уральского (УФО), Сибирского (СФО), Дальневосточного (ДФО) федеральных округов

Data on the average annual number of days with glaze ice, soft rime, hard rime, and wet snow in the territories of the Central, Northwestern, Southern, North Caucasian, Volga, Ural, Siberian, and Far Eastern federal districts of Russia

№	ФО	Гололед			Изморозь (К)			Изморозь (З)			Мокрый снег		
		Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)	Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)	Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)	Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)
1	ЦФО	9,4	42	-0,6	12,1	62	-3,9	4,1	31	-1,8	30,1	104	1,4
2	СЗФО	7,0	75	0,9	29,8	116	-6,1	3,2	49	-0,5	32,5	87	2,6
3	ЮФО	9,0	78	-1,5	4,4	45	-2,2	5,1	37	-0,4	13,8	50	0,2
4	СКФО	8,6	71	-2,3	2,0	24	-0,6	7,8	90	-2,7	9,7	38	-0,3
5	ПФО	9,6	60	0,7	18,4	84	-1,4	4,9	64	-0,6	23,7	89	3,5
6	УФО	3,3	29	-0,6	29,7	148	-3,0	2,7	85	0,1	18,7	53	2,2
7	СФО	2,2	144	-1,5	24,2	177	-3,2	1,5	33	0,0	21,6	78	2,9
8	ДФО	0,8	83	-0,7	18,3	197	-0,4	1,1	56	0,3	15,3	113	1,1

Рассмотрим повторяемость атмосферных явлений, которые могут приводить к образованию опасных гололедно-изморозевых отложений на территории России. На рис. 4 представлены карты-схемы с информацией о среднем за год числе дней с замерзающими осадками, туманами с отложением изморози и мокрым снегом. Описанный в разделе методики подход к выделению потенциально опасных явлений из общего числа явлений погоды, наблюдаемых на станции, позволяет отбросить из выборки большую часть явлений, не представляющих опасности. На карте-схеме для каждой метеорологической станции представлена круговая диаграмма, показывающая долю атмосферных явлений каждого вида.

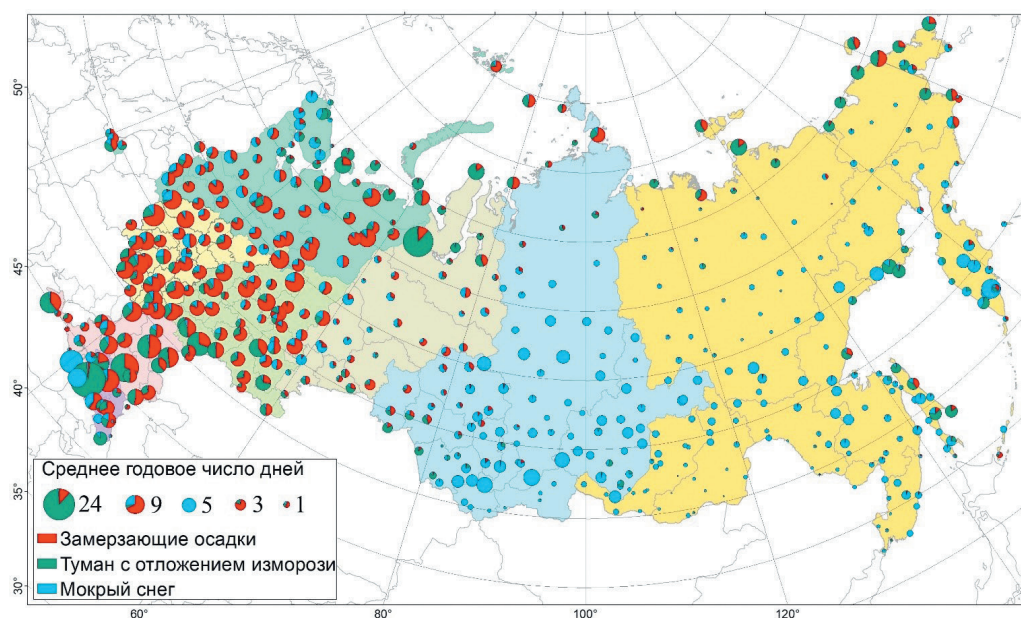


Рис. 4. Доля среднего годового числа дней с потенциально опасными явлениями замерзающих осадков, туманов с отложением изморози и мокрого снега за период с 1979 г. по 2022 г. по данным основных срочных наблюдений.

Размер кружков пропорционален сумме среднего числа дней всех явлений.

Fig. 4. The proportion of the average annual number of days with potentially hazardous freezing precipitation, fog depositing rime and wet snow for the period from 1979 to 2022, based on data from main 3-hour observations.

The size of the circles is proportional to the total average number of days for all phenomena.

Так как потенциально опасными замерзающими осадками нами также считались дождь и морось, то пространственное распределение этих явлений похоже на распределение всех случаев гололеда с рис. 2 а. На Европейской части России высока повторяемость туманов с отложением изморози при скорости ветра 2 м/с и более. На территории Сибири основным потенциально опасным метеорологическим явлением является мокрый снег, преимущественно характерный для переходных сезонов года. Похожая картина наблюдается и на Дальнем Востоке, где частота выпадения мокрого снега снижается по мере продвижения вглубь континента, в связи с чем для внутренних районов федерального округа гололедно-изморозевые отложения можно считать нехарактерными. В то же время для отдельных территорий Дальневосточного ФО, таких как Камчатка, Сахалин и побережье Магаданской области, наблюдаются специфические условия: здесь характерны обильные снегопады, а на ряде метеостанций отмечаются частые туманы с отложением изморози.

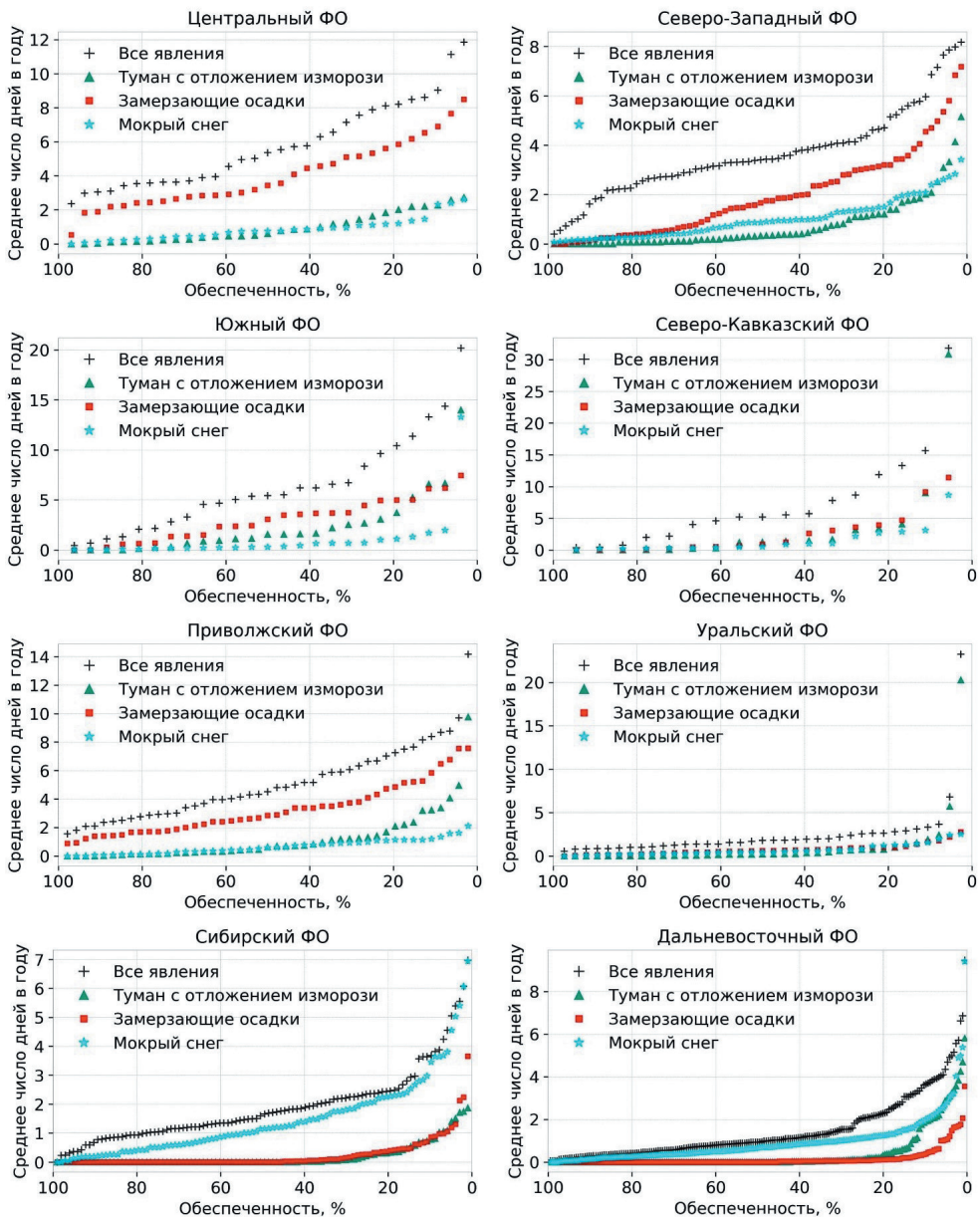


Рис. 5. Эмпирические распределения среднего числа дней с потенциально опасными замерзающими осадками, туманом с отложением изморози и мокрым снегом на метеорологических станциях для каждого федерального округа России за период с 1979 г. по 2022 г.

Fig. 5. Empirical distributions of the average number of days with potentially hazardous freezing precipitation, fog with rime deposition, and wet snow at meteorological stations across each federal district of Russia for the period 1979—2022.

Эти и другие локальные особенности можно отчетливо проследить по данным диаграмм распределения среднего годового числа дней с потенциально опасными явлениями погоды (рис. 5). Аналогично диаграммам общего количества атмосферных явлений можно оценить степень и характер пространственной изменчивости их повторяемости. На территории федеральных округов, расположенных на Европейской части России, отмечается преобладание потенциально опасных замерзающих осадков по сравнению с осадками в виде мокрого снега. Это связано с большим количеством отфильтрованных случаев мокрого снега, выпадающих при скорости ветра больше 1 м/с. Замерзающие осадки абсолютно преобладают на территории Центрального, Северо-Западного, Южного и Приволжского ФО. Туманы с отложением изморози чаще других явлений наблюдаются на территории Уральского и Северо-Кавказского ФО, а отложения мокрого снега — на территории Сибирского и Дальневосточного ФО.

В общем, среднее годовое количество атмосферных явлений, потенциально приводящих к образованию сильных гололедно-изморозевых отложений, уменьшается с запада на восток страны. Наибольшее среднее годовое число таких явлений наблюдается в Северо-Кавказском округе за счет вклада в выборку наблюдений на высокогорной станции Шаджатмаз. Наименьшее число потенциально опасных явлений обледенения отмечается на территории Дальневосточного ФО, несмотря на то, что на побережьях Северного Ледовитого и Тихого океанов наблюдается от 5 до 10 опасных явлений за год.

На рис. 6 представлены карты-схемы со значениями линейных трендов числа дней с потенциально опасными явлениями на территории России, где цветом показаны значения только для статистически значимых трендов, а статистически незначимые тренды отмечены символом «×». На подавляющем числе метеорологических станций наблюдаются статистически незначимые тренды. Это связано с жесткими условиями производимых оценок — использованием двух статистических критериев проверки трендов на значимость и использованием рядов не менее 30 лет. Также на оценки значимости существенное влияние оказывает большая межгодовая изменчивость повторяемости явлений обледенения и ошибки, связанные со сложностью наблюдения рассматриваемых явлений.

На Европейской территории России тренды числа дней с замерзающими осадками имеют различную направленность (рис. 6 а). Положительные тренды отмечаются на большей части станций Приволжского ФО. На территории Центрального, Южного и Северо-Кавказского ФО в среднем происходит уменьшение числа дней с замерзающими осадками. Повторяемость туманов с отложением изморози уменьшается на всей территории России, причем наиболее быстрое сокращение происходит на территории Южного и Северо-Кавказского ФО — от 1,1 до 1,2 дней за 10 лет соответственно (рис. 6 б). Повсеместно наблюдается увеличение числа дней с потенциально опасным интенсивным мокрым снегом — от 0,1 до 1,2 дней за 10 лет (рис. 6 в). В целом, на территории России наблюдается увеличение числа дней с потенциально опасными явлениями обледенения на территории Уральского и Сибирского ФО за счет увеличения повторяемости мокрого

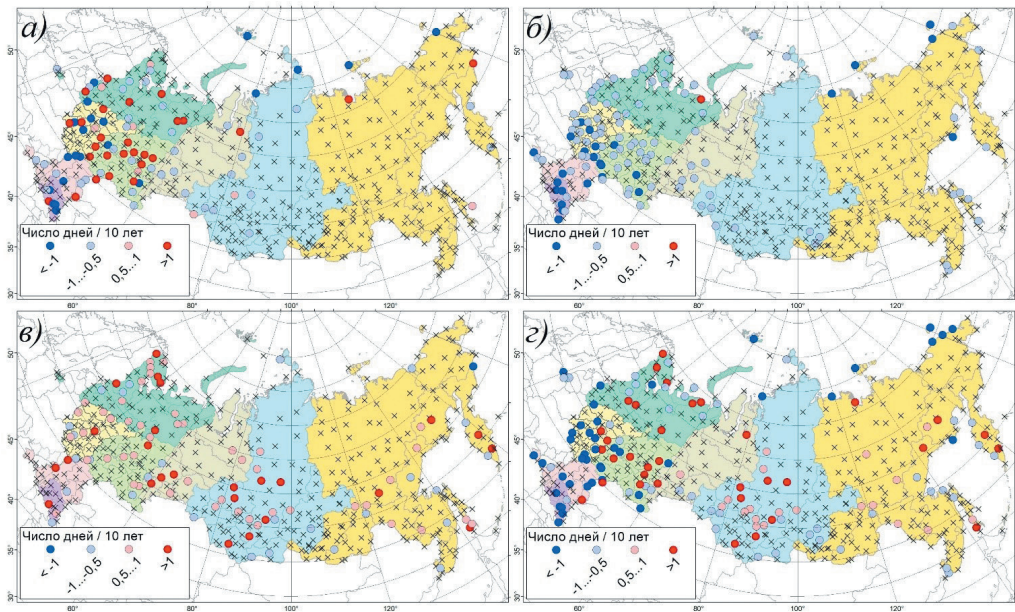


Рис. 6. Значения линейных трендов (число дней / 10 лет) для: *а* — замерзающих осадков, *б* — туманов с отложением изморози, *в* — мокрым снегом и *г* — суммой всех явлений на территории федеральных округов России за период с 1979 г. по 2022 г.

Символом «х» отмечены статистически незначимые тренды.

Fig. 6. Linear trend values (number of days per 10 years) for atmospheric phenomena: *a* — freezing precipitation, *б* — fogs depositing rime, *в* — wet snow, *г* — sum of all phenomena (bottom right) across the federal districts of Russia for the period from 1979 to 2022.

The symbol “x” marks statistically non-significant trends.

снега и уменьшение общего числа таких явлений в остальных федеральных округах (рис. 6 г).

В табл. 3. приведены количественные оценки среднего и максимального числа дней с потенциально опасными явлениями каждого вида, а также средние значения линейных трендов для каждого федерального округа России. Так же, как и в табл. 2, в осреднении участвовали только статистически значимые тренды.

Аналогично данным из табл. 2 рассмотрим условия максимального количества наблюдений потенциально опасных условий погоды. На территории федеральных округов, расположенных в Европейской части России, замерзающие осадки могут наблюдаться более 30 дней в году. Максимум наблюдений тумана с отложением изморози наблюдается на высокогорных станциях — более 40 дней в году. Максимальное количество дней с наблюдением потенциально опасного мокрого снега оказалось ниже по сравнению с максимумами замерзающих осадков и туманов с отложением изморози. Наибольшее число дней с мокрым снегом зафиксировано в Южном и Дальневосточном ФО — 26 и 24 дня соответственно.

Таблица 3

Данные о среднем годовом числе дней с потенциально опасными замерзающими осадками, туманом с отложением изморози и мокрым снегом на территории Центрального (ЦФО), Северо-Западного (СЗФО), Южного (ЮФО), Северо-Кавказского (СКФО), Приволжского (ПФО), Уральского (УФО), Сибирского (СФО), Дальневосточного (ДФО) федеральных округов

Data on the average annual number of days with potentially hazardous freezing precipitation, fog depositing rime and wet snow in the territories of the Central, Northwestern, Southern, North Caucasian, Volga, Ural, Siberian, and Far Eastern federal districts of Russia

№	ФО	Замерзающие осадки			Туман с отложением изморози			Мокрый снег			Все явления		
		Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)	Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)	Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)	Среднее	Максимум	Тренд (дней за 10 лет)
1	ЦФО	4,0	19	-0,4	0,9	14	-0,7	0,8	12	0,2	5,8	27	-1,1
2	СЗФО	2,0	17	0,0	0,7	16	-0,3	1,0	11	0,3	3,7	21	-0,1
3	ЮФО	2,9	19	-0,8	2,4	30	-1,1	1,0	26	1,2	6,3	42	-1,0
4	СКФО	2,5	36	-1,2	3,4	48	-1,2	1,5	19	0,3	7,3	48	-2,1
5	ПФО	3,2	21	0,3	1,1	18	-0,6	0,6	9	0,1	5,0	25	-0,4
6	УФО	0,7	10	-0,3	0,4	43	-0,2	0,7	8	0,5	1,8	43	0,1
7	СФО	0,3	17	-0,5	0,2	8	-0,3	1,5	14	0,4	1,9	20	0,2
8	ДФО	0,1	21	-0,1	0,3	15	-0,6	1,0	24	0,2	1,4	25	-0,1

Наблюдения за гололедно-изморозевыми отложениями являются трудной задачей. Это связано как с большим разнообразием видов и разновидностей отложений, так и с большим разнообразием атмосферных явлений, вызывающих обледенение. В связи с этим возникает сложность оценки опасности атмосферного обледенения. Для нее можно использовать данные из разных источников — инструментальные наблюдения, визуальные наблюдения за атмосферными явлениями и данные о погоде из основных срочных наблюдений.

Наблюдения разных видов имеют свои особенности, достоинства и недостатки. Инструментальные наблюдения включают в себя измерение толщины, диаметра и массы отложений, а также более точное определение его вида. К минусам относится то, что такой вид наблюдений проводится не на всех станциях, а архивы содержат меньший период наблюдений. Визуальные и основные срочные наблюдения производятся на всех станциях, в архивах содержится данные за большой период наблюдений, но эти массивы содержат больше неточностей и не позволяют оценить интенсивность явления напрямую. Примененная в предлагаемой статье методика выявления потенциально опасных явлений погоды позволяет оценить повторяемость образования гололедно-изморозевых отложений для территорий, не освещенных инструментальными наблюдениями.

Отметим, что полученные количественные оценки приведены для территории федеральных округов России. Часть из них расположена в похожем климате

(например, Центральный и Приволжский ФО), но большая часть округов располагается в нескольких климатических областях (например, Сибирский и Дальневосточный ФО), поэтому оценки гололеда имеют не климатическое, а, в первую очередь, экономико-географическое и экологическое значение. Приведенный в работе анализ является примером оценки опасности набора гидрометеорологических явлений, и в дальнейшем аналогичные исследования могут быть проведены для оценок опасности для других территорий, например, для отдельных субъектов Российской Федерации.

Заключение

В ходе работы исследованы метеорологические условия формирования и пространственно-временные особенности гололедно-изморозевых отложений на территории России по данным визуальных и основных срочных наблюдений за период с 1979 г. по 2022 г.

Создан совместный массив данных, в котором для 521 метеорологической станции для каждого случая явления обледенения были внесены метеорологические условия его формирования. Получены количественные оценки диапазонов температуры воздуха, скорости ветра и относительной влажности воздуха в момент образования гололедно-изморозевых отложений различных видов, отдельно рассмотрены термические условия формирования туманов с отложением изморози. Впервые получены значения диапазонов относительной влажности воздуха во время образования гололеда, изморози и мокрого снега. Зернистая изморозь и гололед образуются при относительной влажности воздуха от 77 до 100 % соответственно. Мокрый снег может выпадать при более низкой относительной влажности, начиная с 64 %, для формирования кристаллической изморози достаточно 69 %. Показано, что большая часть отложений зернистой изморози образуется во время сплошных, а большая часть кристаллической изморози — во время просветляющих туманов.

Получены количественные оценки среднего годового и максимального числа дней с гололедно-изморозевыми отложениями каждого вида, а также значения линейных трендов для их повторяемости. Гололед чаще всего наблюдается на европейской части России, в зависимости от федерального округа от 7 до 9,6 случаев в году. С продвижением на восток страны повторяемость гололеда резко уменьшается — до 0,8 дней в году в ДФО. Выявлена высокая повторяемость гололеда на побережьях северных морей России, где он наблюдается в среднем более 10 дней в году, а в отдельные годы на некоторых метеорологических станциях более, чем 100 дней в году. Зернистая изморозь наблюдается на территории России реже других явлений (в разных ФО от 1,1 до 7,8 дней в году), однако на горных метеорологических станциях регистрируется до 90 дней в году с зернистой изморозью. Чаще других явлений наблюдается мокрый снег в ЦФО и СЗФО — более 30 дней в году. Показано, что в период с 1979 г. по 2022 г. на территории России практически повсеместно уменьшалось число дней с кристаллической изморозью (более, чем на 3 дня за 10 лет в ЦФО, УФО и СФО) и увеличивалось число дней с мокрым

снегом (более, чем на 2 дня за 10 лет в СЗФО, ПФО, УФО и СФО). Число дней с гололедом увеличивалось на территории Северо-Западного и Приволжского ФО (на 0,9 и 0,7 дней за 10 лет соответственно) что, вероятно, связано со смещением на север области максимальной повторяемости гололеда.

Отдельные количественные оценки приведены для явлений погоды, потенциально вызывающих образование сильных гололедно-изморозевых отложений — замерзающих осадков, туманов с отложением изморози и мокрого снега. Показано, что наиболее часто наблюдающимся видом обледенения являются замерзающие осадки, среднее число дней с которыми сокращается с продвижением на восток страны от 4 дней в году в ЦФО до 0,1 дня в ДФО. Среднее годовое число дней с замерзающими осадками с 1979 г. сокращалось на территории России везде, кроме ПФО. Наибольшее уменьшение наблюдалось в СКФО — 1,2 дней за 10 лет. На горных метеорологических станциях в отдельные годы наблюдалось более 40 дней в году с потенциально опасными туманами, сопровождавшимися отложением изморози. При этом в среднем по территории России число дней с такими явлениями сокращалось на 0,2–1,2 дня за десятилетие, а число дней с потенциально опасным выпадением мокрого снега увеличивалось (от 0,1 до 1,2 дней за десять лет).

Следует отметить, что к полученным результатам о многолетних изменениях повторяемости потенциально опасных явлений атмосферного обледенения на территории России стоит относиться с некоторой осторожностью. Это связано с тем, что полученные значения линейных трендов отличаются большим разбросом, а исходные данные визуальных наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями имеют множество погрешностей и низкую точность. Кроме того, в пространственные различия изменчивости повторяемости гололедно-изморозевых отложений вносят вклад и естественные факторы — кластеризация экстремумов, их нестационарность и другие особенности, требующие отдельного изучения.

Список литературы

1. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В. М. Катцова; Росгидромет. Санкт-Петербург: Научные технологии. 2022. 676 с.
2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2024 год. Москва. Росгидромет. 2025. 104 с.
3. Типовой перечень и критерии опасных метеорологических явлений. [Электронный ресурс]: сайт. URL: <https://meteoinfo.ru/hazards-definitions> (дата обращения: 01.04.2024).
4. Бучинский В. Е. Атлас обледенения проводов. Л.: Гидрометеиздат. 1966. 114 с.
5. Шакина Н. П., Хоменко И. А., Иванова А. Р., Скриптунова Е. Н. Образование и прогнозирование замерзающих осадков: обзор литературы и некоторые новые результаты // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2012. № 348. С. 130—161. EDN: PTTLTB.
6. Changnon S. A., Changnon J. M. Major ice storms in the United States, 1949–2000 // Global Environmental Change Part B: Environmental Hazards. 2002. Vol. 4. No. 4. P. 105—111. DOI: 10.3763/ehaz.2002.0412.
7. Call D. A. Changes in ice storm impacts over time: 1886–2000 // Weather, Climate, and Society. 2010. Vol. 2, No. 1. P. 23—35. DOI: 10.1175/2009WCAS1013.1.

8. Вильфанд Р. М., Голубев А. Д. Метеорологические условия выпадения ледяных дождей 25—26 декабря 2010 г. над центром Европейской части России // Лед и снег. 2011. №4 (115). С. 119—124. EDN: PJLPPF.
9. Голубев А. Д., Кабак А. М., Никольская Н. А. и др. Ледяной дождь в Москве, Московской области и прилегающих областях центра Европейской территории России 25—26 декабря 2010 года. // Труды Гидрометцентра России. 2013. Т. 349. С. 214—230. EDN: RDJAMN.
10. Макаров И. А., Чернокульский А. В. Влияние изменения климата на экономику России: рейтинг регионов по необходимости адаптации // Журнал Новой экономической ассоциации. 2023. №. 4. С. 145—202. DOI: 10.31737/22212264_2023_4_145-202 EDN: LQDYUW.
11. Соколихина Н. Н., Леонов И. И. Преобладающие виды гололедно-изморозевых отложений по наблюдениям на станциях Обской губы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 343—355. DOI: 10.30758/0555-2648-2023-69-3-343-355 EDN: TFOOEK.
12. Суркова Г. В., Лаврентьева А. И., Ткачева Е. С. Региональные особенности повторяемости гололеда на севере европейской территории России на фоне меняющегося климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 1. С. 21—32. DOI: 10.30758/0555-2648-2024-70-1-21-32 EDN: XOVKCQ.
13. Леонов И. И., Соколихина Н. Н., Ильин В. И. Продолжительность периода с гололедно-изморозевыми отложениями в Арктической зоне Российской Федерации в условиях изменяющегося климата // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2025. №. 2. С. 84—98. DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.80.2.7 EDN: XTWJPI.
14. Кислов А. В., Суркова Г. В. Влияние глобального потепления на климатические ресурсы России // Экономика. Налоги. Право. 2021. Т. 14. № 4. С. 6—14. DOI: 10.26794/1999-849X-2021-14-4-6-14 EDN: SMXUOP.
15. ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» [Электронный ресурс]: офиц. сайт. URL: <https://meteo.ru> (дата обращения: 24.04.2024).
16. 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.
17. Булыгина О. Н., Веселов В. М., Александрова Т. М., Коршунова Н. Н. Описание массива данных по атмосферным явлениям на метеорологических станциях России // Свидетельство о государственной регистрации базы данных. 2015. №. 2015620081.
18. Mann H. B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*. 1945. 245—259. DOI: 10.2307/1907187.
19. Kendall M. Rank correlation measures. Charles Griffin. London. 1975. 202. 15.
20. Леонов И. И., Аржанова Н. М. Метеорологические условия образования гололедно изморозевых отложений на территории России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2023. Т. 9, № 1, С. 107—126. DOI: 10.21513/2410-8758-2023-1-107-126 EDN: EANDOT.
21. Суркова Г. В., Лебедева А. А. Современный режим температуры воздуха в диапазоне около 0 °C на европейской части России // Метеорология и гидрология. 2019. № 9. С. 95—99. EDN: QRSYIL.
22. Groisman P., Bulygina O., Yin, X., et al. Recent changes in the frequency of freezing precipitation in North America and Northern Eurasia // *Environmental Research Letters*. 2016. Vol. 11. No. 4. P. 045007. DOI: 10.1088/1748-9326/11/4/045007 EDN: WWDXZJ.
23. Аржанова Н. М., Коршунова Н. Н. Мониторинг гололедно-изморозевых отложений на территории России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 4(390). С. 138—153. DOI: 10.37162/2618-9631-2023-4-138-153 EDN: JVGXPJ.

References

1. *Tretij ocenochnyj doklad ob izmenenijah klimata i ih posledstvijah na territorii Rossijskoj Federacii = The third assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Roshydromet. St. Petersburg. High-tech Technologies. 2022: 676 p. (In Russ.).*
2. *Doklad ob osobennostjah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2024 god = Report on climate change in the territory of the Russian Federation for 2024. Moscow: Roshydromet, 2025: 104 p. (In Russ.).*

3. The standard list and criteria of hazardous meteorological phenomena. site. URL: <https://meteo.ru> (access date: 23.04.2024). (In Russ.).
4. Buchinsky V. E. *Atlas obledeneniya provodov = Atlas of wire icing*. Leningrad: Gidrometizdat, 1966: 114 p. (In Russ.).
5. Shakina N. P., Khomenko I. A., Ivanova A. R., Skriptunova Ye. N. Freezing Precipitation Formation and Prediction: Literature Review and Some New Findings. *Trudy Gidromettsentra Rossii = Proc. of Hydrometcentre of Russia*. 2012; (348): (130—161). EDN: PTTLTB. (In Russ.).
6. Changnon S. A., Changnon J. M. Major ice storms in the United States, 1949—2000. *Global Environmental Change Part B: Environmental Hazards*. 2002; 4(4): 105—111. DOI: 10.3763/ehaz.2002.0412.
7. Call D. A. Changes in ice storm impacts over time: 1886—2000. *Weather, Climate, and Society*. 2010; 2(1): 23—35. DOI: 10.1175/2009WCAS1013.1
8. Vilfand R. M., Golubev A. D. Meteorological conditions for freezing rain on December 25—26, 2010 over the central European part of Russia. *Led i sheg = Ice and Snow*. 2011; (115): (119—124). EDN: PJLJPF (In Russ.).
9. Golubev A. D., Kabak A. M., Nikol'skaya N. A. et al. Freezing rain in Moscow, Moscow region and adjacent areas of the central European territory of Russia on December 25-26, 2010. *Trudy Gidromettsentra Rossii = Proc. of Hydrometcentre of Russia*. 2013; (349): (214—230). EDN: RDJAMN. (In Russ.).
10. Makarov I. A., Chernokulsky A. V. Impacts of climate change on the Russian economy: ranking of regions by adaptation needs. *Zhurnal Novoj jekonomicheskoy asociacii = The Journal of the New Economic Association*. 2023; (4): (145—202). DOI: 10.31737/22212264_2023_4_145-202 EDN: LQDYUW. (In Russ.).
11. Sokolikhina N. N., Leonov I. I. Dominant types of ice accretions according to observations at Ob' Bay stations. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Arctic and Antarctic Research*. 2023. 69(3):. (343—355). DOI: 10.30758/0555-2648-2023-69-3-343-355 EDN: TFOOEK. (In Russ.).
12. Surkova G. V., Lavrenteva A. I., Tkacheva E. S. Regional features of glaze ice events frequency in the north of the European territory of Russia in the current changing climate. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Arctic and Antarctic Research*. 2024; 70(1): (21—32). DOI: 10.30758/0555-2648-2024-70-1-21-32 EDN: XOVKCQ. (In Russ.).
13. Leonov I. I., Sokolikhina N. N., Ilyin V. I. Duration of the period with ice accretion in the Arctic zone of the Russian federation under the changing climate. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografija = Lomonosov Geography Journal*. 2025; (2): (84—98). DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.80.2.7 EDN: XTWJPI. (In Russ.).
14. Kislov A. V., Surkova G. V. The impact of global warming on Russia's climate resources. *Jekonomika. Nalogi. Pravo = Economics, taxes & law*. 2021; 14(4): (6—14). DOI: 10.26794/1999-849X-2021-14-4-6-14 EDN: SMXUOP. (In Russ.).
15. All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information — World Data Center (RIHMI-WDC): official site. URL: <https://meteo.ru> (access date: 23.04.2024).
16. Bulygina O. N., Veselov V. M., Razuvaev V. N., Alexandrova T. M. Description of the Dataset of Observational Data on Major Meteorological Parameters from Russian Weather Stations, Database State Registration Certificate No. 2014620549. 2014. (In Russ.).
17. Bulygina O. N., Veselov V. M., Aleksandrova T. M., Korshunova N. N. Description of the Dataset of Atmospheric Events at the Russian Weather Stations. The State Registration Certificate No. 2015620081. 2015. (In Russ.).
18. Mann H. B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica = Journal of the Econometric Society*. 1945. 245—259. DOI: 10.2307/1907187.
19. Kendall M. *Rank correlation measures*. Charles Griffin. London. 1975. 202. 15.
20. Leonov I. I., Arzhanova N. M. Meteorological conditions for the formation of ice accretions in Russia. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya = Fundamental and Applied Climatology*. 2023; 9(1): (107—126). DOI: 10.21513/2410-8758-2023-1-107-126 EDN: EAHDOT. (In Russ.).
21. Surkova G. V., Lebedeva A. A. The current air temperature regime is in the range of about 0 °C in the European part of Russia. *Meteorologiya i gidrologiya = Russian Meteorology and Hydrology*. 2019; (9): (95—99). EDN: QRSYIL. (In Russ.).

22. Groisman P., Bulygina O., Yin, X., et al. Recent changes in the frequency of freezing precipitation in North America and Northern Eurasia. *Environmental Research Letters*. 2016; 11(4): 045007. DOI: 10.1088/1748-9326/11/4/045007 EDN: WWDXZJ.
23. Arzhanova N. M., Korshunova, N. N. Monitoring of glaze-ice on the territory of Russia. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy = Hydrometeorological Research and Forecasting*. 2023; 4(390): (138—153). DOI: 10.37162/2618-9631-2023-4-138-153 EDN: JVGXPJ. (In Russ.).

Информация об авторах

Леонов Игорь Иванович, канд. геогр. наук, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, младший научный сотрудник, leonov@geogr.msu.ru.

Соколихина Наталья Николаевна, канд. геогр. наук, доцент, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, доцент, natalia.sokolikhina@gmail.com.

Гибадуллина Анастасия Игоревна, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, техник, lavrentevaai@ty.msu.ru.

Кислов Александр Викторович, д-р. геогр. наук, профессор, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии, заведующий кафедрой, avkislov@mail.ru.

Information about authors

Leonov Igor I., Ph.D. in Geography, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Junior Scientific Researcher.

Sokolikhina Natalia N., Ph.D. in Geography, Docent, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Associate Professor.

Gibadullina Anastasia I., Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Technician.

Kislov Alexander V., D.Sc. in Geography, Professor, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Meteorology and Climatology, Head of Department.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 11.06.2025

Принята к печати после доработки 21.08.2025

The article was received on 11.06.2025

The article was accepted after revision on 21.08.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 430—451.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):430—451.

Научная статья

УДК [551.513: 632.112](575)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-430-451

Термодинамические характеристики атмосферной засухи и циркуляционные условия ее формирования на юге Узбекистана

***Исроил Мухиддинович Махмудов¹, Сардор Улугбек угли Бегматов¹,
Фируз Бахраметдинович Сафаров^{2, 3}, Виктор Николаевич Абанников³,
Олег Леонидович Бабушкин¹, Замира Султанкуловна Усманова⁵,
Бахтияр Махаматжанович Холматжанов^{1, 4}***

¹ Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Ташкент, Узбекистан,
b.xolmatjanov@nuu.uz

² Агентство гидрометеорологической службы, Ташкент, Узбекистан

³ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербурга,
Россия

⁴ Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

⁵ Центрально-Азиатский Региональный Гляциологический Центр категории 2 под эгидой
ЮНЕСКО, Алматы, Казахстан

Аннотация. В статье приводится анализ термодинамических условий, способствующих формированию атмосферной засухи (АЗ) в южных районах Узбекистана (Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областях) в теплое полугодие в период с 1991 г. по 2024 г., на основе разработанного узбекскими учеными индекса атмосферной засухи — термогигрометрического коэффициента сухости воздуха (ТГК). Приводятся границы градаций значений коэффициента для слабой, умеренной, сильной и очень сильной атмосферной засухи. Рассмотрены циркуляционные условия, обуславливающие возникновение атмосферной засухи, такие как основные воздушные массы над территорией Узбекистана и типы синоптических процессов Средней Азии, обуславливающие их формирование. Тенденции изменений временных рядов продолжительности АЗ исследованы с помощью статистического непараметрического теста Манн-Кендалла. Проведен сравнительный анализ индекса ТГК и дефицита давления водяного пара.

Ключевые слова: атмосферная засуха, термодинамические характеристики, термогигрометрический коэффициент сухости воздуха, воздушная масса, тип синоптического процесса, тест Манн-Кендалла.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках проекта АЛ-5721122072 «Комплексное использование данных наземных наблюдений и данных геостационарных метеорологических спутников о солнечной радиации для устойчивого развития сельского хозяйства, водных и энергетических ресурсов» при финансовой поддержке Агентства инновационного развития при Министерстве высшего образования, науки и инноваций Республики Узбекистан. Авторы выражают глубокую благодарность рецензентам, рекомендации которых позволили существенно улучшить содержание статьи.

© Махмудов И. М., Бегматов С. У., Сафаров Ф. Б., Абанников В. Н., Бабушкин О. Л., Усманова З. С., Холматжанов Б. М., 2025

Для цитирования: Махмудов И. М., Бегматов С. У., Сафаров Ф. Б., Абанников В. Н., Бабушкин О. Л., Усманова З. С., Холматжанов Б. М. Термодинамические характеристики атмосферной засухи и циркуляционные условия ее формирования на юге Узбекистана // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 430—451. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-430-451.

Original article

Thermodynamic characteristics of atmospheric drought and circulation conditions of its formation in the south of Uzbekistan

*Isroil M. Makhmudov¹, Sardor U. Begmatov¹, Firuz B. Safarov^{2,3},
Viktor N. Abannikov³, Oleg L. Babushkin¹, Zamira S. Usmanova⁵,
Bakhtiyar M. Kholmatjanov^{1,4}*

¹ Hydrometeorological Research Institute, Tashkent, Uzbekistan, b.xolmatjanov@nuu.uz

² Hydrometeorological service Agency, Tashkent, Uzbekistan

³ Russian State Hydrometeorological University, Saint Peterburg, Russia

⁴ National University of Uzbekistan named after Mirzo Ulugbek, Tashkent, Uzbekistan

⁵ Central Asian Regional Glaciological Center as a category 2 under the auspices of UNESCO, Almaty, Kazakhstan

Summary. The article presents an analysis of thermodynamic and circulation conditions in the atmosphere that contribute to the formation of atmospheric drought (AD) in the south of Uzbekistan — Kashkadarya and Surkhandarya regions. The initial data in the work were obtained from 15 meteorological stations in the warm half-year (March–October) in the period 1991–2024, located in various physical and geographical conditions. The analysis is based on the atmospheric drought index developed by Uzbek scientists — the thermohygrometric coefficient of air dryness (THC), which includes meteorological data on maximum air temperature and dew point temperature. THC is measured in ppm (%). The boundaries of atmospheric drought gradations are given: weak — 76–90 %, moderate — 91–105 %, strong — 106–120 %, very strong — more than 120 %.

A comparative analysis of observation data from meteorological stations for basic climatic periods showed an increase in air temperature in the last 30-year period relative to the basic climatic period (1961–1990). The dependence of long-term average air temperature on the altitude of the area is noted. Unlike air temperature, changes of precipitation from period to period are not large. Most of the precipitation falls in the cold half of the year. The summer period, especially August, is distinguished in flat areas by an almost complete absence of precipitation.

An analysis of the formation of droughts of varying intensity depending on the season and air temperature in various physical and geographical regions is carried out. It is noted that in all the seasons under consideration, atmospheric drought is formed under fairly wide ranges of temperature and humidity. An analysis of the relationship between droughts of varying intensity under the main air masses formed both over the territory of Central Asia itself and beyond its borders is carried out. It is shown that regardless of the intensity of droughts, they are most often formed when the tropical Turanian air mass prevails over the territory of Uzbekistan, and in second place — the moderate Turanian air mass.

The trends in the time series of AD duration were studied using the statistical nonparametric Mann-Kendall test. The test values for the total number of days with AD were positive and statistically significant, the growth rates ranged from 0.840 to 2.455 days/year. A statistically significant negative trend of –0.615 days/year was noted at the Mingchukur weather station.

A comparative analysis of the THC index and the water vapor pressure deficit was carried out. The analysis of the obtained results showed that in spring and autumn, the number of drought cases according to

the water vapor pressure deficit is no more than 10.0 % of the number of cases according to the THC index, and in the summer season — 51.2 %.

Keywords: atmospheric drought, thermodynamic characteristics, thermohygrometric coefficient of air dryness, air mass, type of synoptic process, Mann-Kendall test.

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the project AL-5721122072 “Integrated use of data from ground observations and solar radiation data from geostationary meteorological satellites for sustainable development of agriculture, water and energy resources” with the financial support of the Agency for Innovative Development under the Ministry of Higher Education, Science and Innovation of the Republic of Uzbekistan.

For citation: Makhmudov I. M., Begmatov S. U., Safarov F. B., V. N. Abannikov, Babushkin O. L., Usmanova Z. S., Kholmatjanov B. M. Thermodynamic characteristics of atmospheric drought and circulation conditions of its formation in the south of Uzbekistan. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydro-meteorology and Ecology*. 2025;(80):(430—451). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-430-451. (In Russ.).

Введение

К опасным гидрометеорологическим явлениям относятся те, которые продолжают длительные периоды времени и имеют большую площадь распространения (засухи, наводнения, лесные пожары и др.) [1]. Среди них засуха является наиболее масштабным явлением, она может наблюдаться на территории, составляющей большую часть любого континента, и длиться несколько лет.

Согласно данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), продолжающееся изменение климата с высокой степенью достоверности в глобальном масштабе повысило вероятность возникновения разных экстремальных событий, в том числе увеличение волн жары, сопровождающихся засухами. Различаются метеорологическая, почвенная, сельскохозяйственная и экологическая засуха в зависимости от ее возникновения в пределах той или иной геосферы [2].

Засухи, как и другие экстремальные явления, возникают в сочетании термодинамических и динамических процессов. Обусловленные тепло- и влагообменом в атмосфере термодинамические процессы, влияющие на влажность воздуха, температуру и радиацию и формирующие режим осадков и испарения, способствуют возникновению засухи. Динамические процессы, в свою очередь, важны для объяснения изменчивости засухи в различных временных масштабах [2].

Узбекистан расположен в центре Евразийского материка и удален от источников влаги. В условиях континентального субтропического климата с относительно небольшим количеством осадков, выпадающих преимущественно в холодное полугодие, в период знойного лета длительная засуха представляет собой обычное явление. Искусственное орошение снижает отрицательное влияние засух на произрастание растительности и формирование урожая. Однако в отдельные годы засухи пагубно влияют на сельскохозяйственные поливные культуры и богару, значительно снижая урожайность и приводя к выгоранию пастбищной растительности. Данное обстоятельство определяет актуальность проведенного исследования.

Целью данного исследования является выявление термодинамических и циркуляционных условий, способствующих формированию атмосферной засухи в Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областях, расположенных на юге Узбекистана, в теплое полугодие в период с 1991 г. по 2024 г.

Объект и методы исследования, исходные материалы

Территории Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областей Узбекистана имеют достаточно разнообразные формы рельефа. Согласно физико-географическому районированию Узбекистана его территория располагается в пределах Туранской физико-географической провинции, которая в связи с неоднородностью рельефа делится на равнинную и предгорно-горную подпровинции [3]. Западная часть территории Кашкадарьинской области, включающая Каршинскую степь, относится к равнинной подпровинции Туранской провинции, а ее восточная часть с Китаб-Шахрисабзской котловиной, Гисарскими и Зерафшанскими горами и предгорными склоновыми равнинами — к предгорно-горной подпровинции. Сурхандарьинская область, расположенная в самой южной части Узбекистана, полностью входит в состав предгорно-горной подпровинции (рис. 1).

В Кашкадарьинской области функционируют 9 метеостанций Узгидромета, а в Сурхандарьинской области — 6 (рис. 1, табл. 1). В качестве исходных данных использованы ряды их наблюдений в теплый период года (март-октябрь) за период с 1991 г. по 2024 г. Значения ТКГ определялись по дневным максимальным температурам воздуха и соответствующим им значениям температуры точки росы. Типы воздушных масс (ВМ), приводящие к формированию той или иной градации АЗ, определялись с помощью календарей СП Средней Азии.

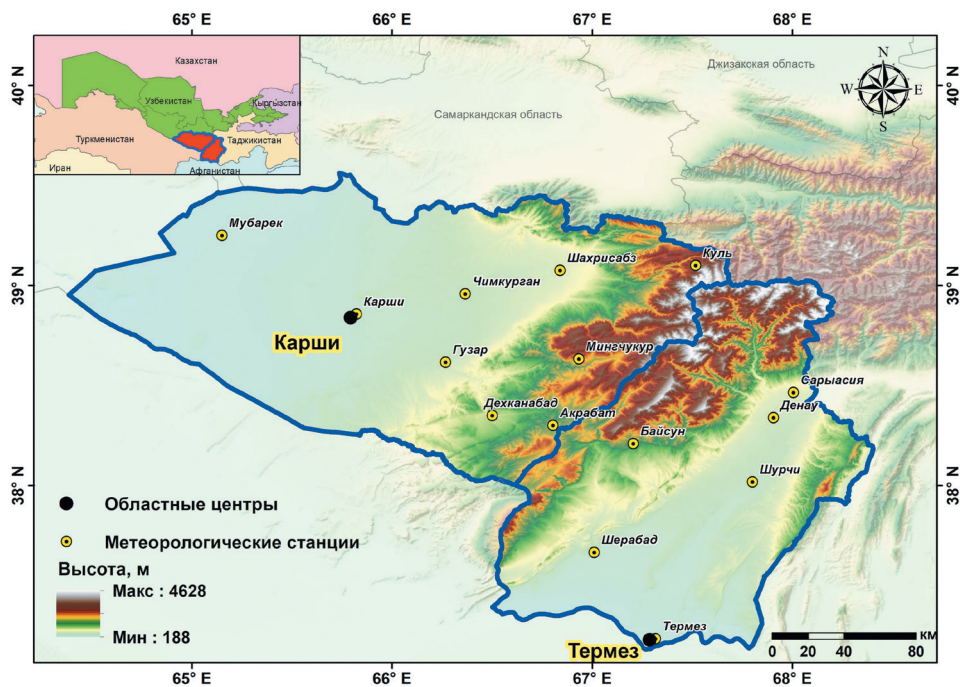


Рис. 1. Карта-схема расположения Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областей.

Fig. 1. Location map-scheme of the Kashkadarya and Surkhandarya regions.

Таблица 1

Метеорологические станции Узгидромета,
расположенные в Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областях
Uzhydromet meteorological stations located in Kashkadarya and Surkhandarya regions

№	Станция	Высота над уровнем моря, м	№	Станция	Высота над уровнем моря, м
Кашкадарьинская область			Сурхандарьинская область		
1	Мубарек	286	1	Шерабад	117
2	Карши	370	2	Термез	313
3	Чимкурбан	466	3	Шурчи	449
4	Гузар	524	4	Денау	553
5	Шахрисабз	627	5	Сарыасия	586
6	Дехканабад	938	6	Байсун	1241
7	Акрабат	1599			
8	Мингчукур	2130			
9	Куль	2161			

Индексы засухи могут варьироваться от изменения отдельных параметров (осадки, влажность почвы, сток, эвапотранспирация) до индексов, объединяющих эти параметры. Оценка условий засухи основана на изменениях физических условий и показателей, имеющих непосредственное отношение к засухам: дефицит осадков; избыток потребности в испарении в атмосфере (atmospheric evaporative demand — AED); дефицит влажности почвы; гидрологический дефицит; атмосферные индексы, объединяющие осадки и AED [2]. В качестве индексов атмосферной засухи (АЗ) обычно применяются переменные и индексы термодинамических процессов, такие как дефицит давления водяного пара, фактическая и потенциальная эвапотранспирация или их сочетание, потребность атмосферы к испарению или индекс суточного дефицита эвапотранспирации [4—7].

Индексы атмосферной засухи отражают меру потенциального стресса растительности, возникающего из-за дефицита между доступной водой и увеличением AED. В засушливых условиях увеличение AED усиливает водную нагрузку на растения. При наступлении АЗ поступление воды в растения через корневые системы затрудняется, расход влаги на транспирацию начинает превосходить её приток из почвы, водонасыщенность тканей падает, нормальные условия фотосинтеза и углеродного питания нарушаются. В результате может наступить гибель растений, увеличивается риск возникновения крупных лесных пожаров [2].

В данном исследовании в качестве индекса атмосферной засухи использован термогигрометрический коэффициент сухости воздуха (ТГК), предложенный узбекскими учеными [8]:

$$K = \frac{T - \tau}{T} = \frac{\Delta}{T},$$

где K — термогигрометрический коэффициент сухости воздуха (‰), $T - \tau = \Delta$ — дефицит точки росы, T — температура воздуха, τ — температура точки росы. Все температурные показатели измеряются в Кельвинах.

Эта величина зависит как от влагосодержания воздуха, так и от его температуры и показывает, насколько удален водяной пар от состояния насыщения при данном его содержании при заданной температуре воздуха. Пределы изменения этой величины в реальных условиях лежат в пределах от 0 до 150 %. В указанных пределах ТГК может изменяться как в холодных полярных, так и в жарких пустынных районах. Выбор критериальных значений коэффициента для слабой, умеренной, сильной и очень сильной АЗ выполнен с учетом угнетающего воздействия температуры воздуха и его влажности на различные сельскохозяйственные культуры (капуста, картофель, бахчевые культуры, хлопчатник и др.) в соответствии с диапазонами изменения внешних условий. Установленные на основе тщательного анализа связи между температурой воздуха, давлением водяного пара и значениями ТГК для различных физико-географических условий Узбекистана (горы, оазис, пустыня) критерии АЗ имеют следующие пределы: слабая АЗ — ТГК в пределах 76—90 %, умеренная АЗ — 91—105 %, сильная АЗ — 106—120 %, очень сильная (экстремальная) АЗ — более 120 % [9].

Для исследования тенденций во временных рядах продолжительности АЗ был использован статистический непараметрический тест Манна-Кендалла [10—12]. Этот метод широко применяется для выявления и анализа монотонных тенденций в сериях гидрометеорологических данных [13—16]. Согласно тесту Манна-Кендалла, нулевая гипотеза H_0 предполагает, что тенденции нет (данные независимы и упорядочены случайным образом), и эта гипотеза проверяется против альтернативной гипотезы H_1 , которая предполагает, что тенденция есть. Монотонный восходящий/нисходящий тренд означает, что переменная последовательно увеличивается/уменьшается во времени, но тренд может быть или не быть линейным. Тест Манна-Кендалла может быть использован вместо параметрического линейного регрессионного анализа, который применяется для проверки того, отличается ли наклон предполагаемой линии линейной регрессии от нуля. Регрессионный анализ требует, чтобы данные из подобранной линии регрессии были нормально распределены; предположение, не требуемое тестом Манна-Кендалла, то есть тест Манна-Кендалла является свободным от распределения (непараметрическим) тестом. Тестовая статистика Z_s используется как мера значимости тренда. Фактически, эта тестовая статистика используется для проверки нулевой гипотезы H_0 [10, 11, 13, 17]. Для количественной оценки величины (наклона) и значимости трендов во временных рядах был применен непараметрический метод Тейла-Сена [18, 19].

Результаты исследования

Режим температуры воздуха и осадков

Изменения в многолетнем режиме температуры воздуха и осадков на территории областей выявлены на основе сравнительного анализа данных наблюдений метеорологических станций за базовые климатические периоды с 1961 г. по 1990 г. и с 1991 г. по 2020 г. (рис. 2, 3).

В качестве примера на рис. 2 приведены многолетние среднемесячные температуры воздуха на метеостанциях Мубарек, Термез и Мингчукур. Анализ данных

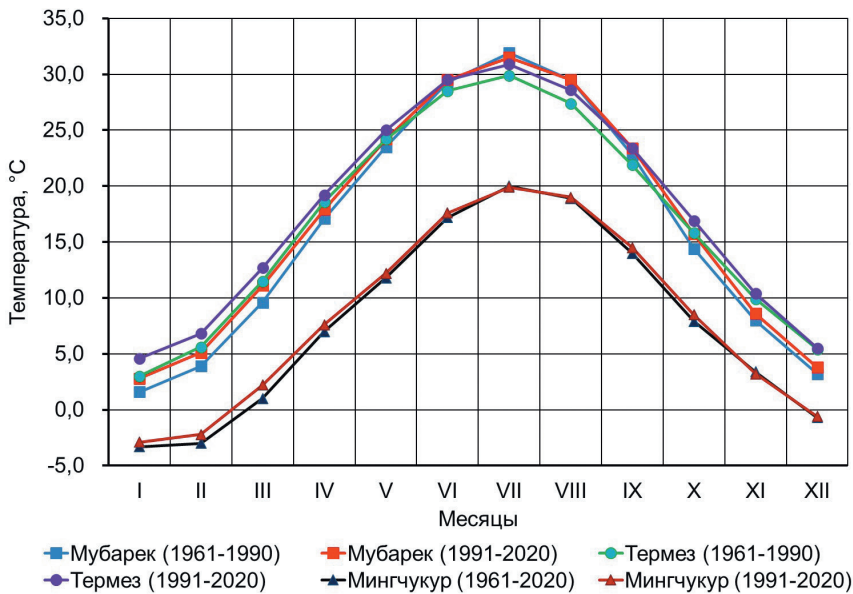


Рис. 2. Многолетние среднemesячные температуры воздуха в Мубареке, Термезе и Мингчукуре в различные климатические периоды, °C.

Fig. 2. Long-term average monthly air temperatures in Mubarek, Termez and Mingchukur in different climatic periods, °C.

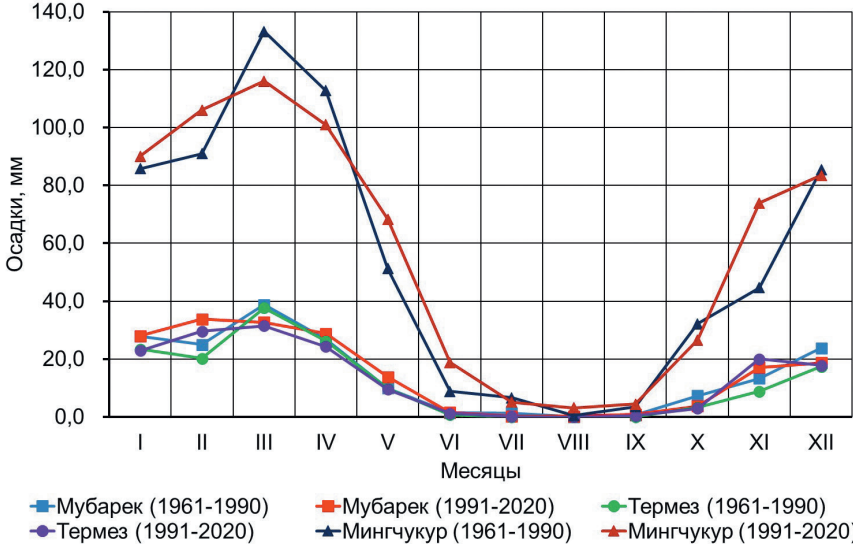


Рис. 3. Многолетние среднemesячные осадки в Мубареке, Термезе и Мингчукуре в различные климатические периоды, мм.

Fig. 3. Long-term average monthly precipitation in Mubarek, Termez and Mingchukur in different climatic periods, mm.

свидетельствует, что от периода к периоду по всей исследуемой территории средняя многолетняя температура воздуха увеличивалась. Прирост температуры воздуха в последний тридцатилетний климатический период (1991—2020 гг.) относительно базового климатического периода (1961—1990 гг.) колеблется в пределах от 0,4 °C в Минчукуре до 0,8 °C в Карши и Шахрисабзе (Кашкадарьинская область) и от 0,7 °C в Шерабаде и Байсуне до 1,0 °C в Термезе (Сурхандарьинская область). Многолетняя средняя температура воздуха в горных районах Кашкадарьинской области составляет 7,0—12,0 °C, а в равнинной и предгорных районах — 12,0—17,0 °C. В горных районах Сурхандарьинской области (Байсун) многолетняя средняя температура воздуха за период с 1991 г. по 2020 г. составила 13,7 °C, а на остальной территории области — 17,0—19,0 °C. Внутригодовое распределение многолетней средней температуры свойственно континентальному типу: самым жарким месяцем является июль, а самым холодным — январь.

Как и в случае с температурой воздуха, количество осадков имеет четко выраженную зависимость от высоты. В отличие от температуры воздуха изменения в количестве осадков от периода к периоду небольшие. В степной зоне Кашкадарьинской области выпадают в среднем 180—250 мм осадков в год, а в горных районах — до 750 мм. В Сурхандарьинской области осадки выпадают меньше — от 180 мм до 480 мм в год (рис. 3). Основная часть осадков выпадает в холодное полугодие. Летний период, особенно август, отличается в равнинных районах практически отсутствием осадков.

Термодинамические характеристики атмосферной засухи

Графики связи между температурой воздуха, температурой точки росы и значениями ТГК для АЗ различной интенсивности, построенные на основе всех возможных случаев ее наступления за исследуемый тридцатичетырехлетний период в зоне орошаемого земледелия Кашкадарьинской (рис. 4 а, б, в) и Сурхандарьинской (рис. 4 г, д, е) областей представлены на рис. 4, а на рис. 5 — в степной (рис. 5 а, б, в) и горной (рис. 5 г, д, е) зонах Кашкадарьинской области. Из рисунков видно, что в Чимкургане и Термезе (оазис) начало АЗ наступает весной при температуре воздуха выше 10 °C (рис. 4 а, г), в Мубареке (степь) — выше 5 °C, а в Минчукуре (горы) — даже при отрицательных значениях, выше –2 °C (рис. 5 а, з).

Летом в оазисах и на степной территории слабая и умеренная АЗ возникает при температуре воздуха выше 25 °C (рис. 4 и 5 б, д), в горной зоне — выше 17 °C (рис. 5 б, д), а при температуре воздуха выше 30 °C (в горах выше 25 °C) начинает формироваться сильная и очень сильная АЗ.

Осенью, с понижением температуры воздуха, частота случаев АЗ уменьшается. Слабая и умеренная АЗ в оазисах и в степи наблюдаются при температуре воздуха 15—17 °C (рис. 4 и 5 в), а в горной территории при 7—8 °C (рис. 5 е).

Результаты детального анализа пределов изменения термодинамических характеристик воздуха, при которых формируется АЗ различной интенсивности, для рассмотренных выше зон, приведены в табл. 2. Во все сезоны, в зависимости от месяца, АЗ формируется при достаточно широких диапазонах температуры и

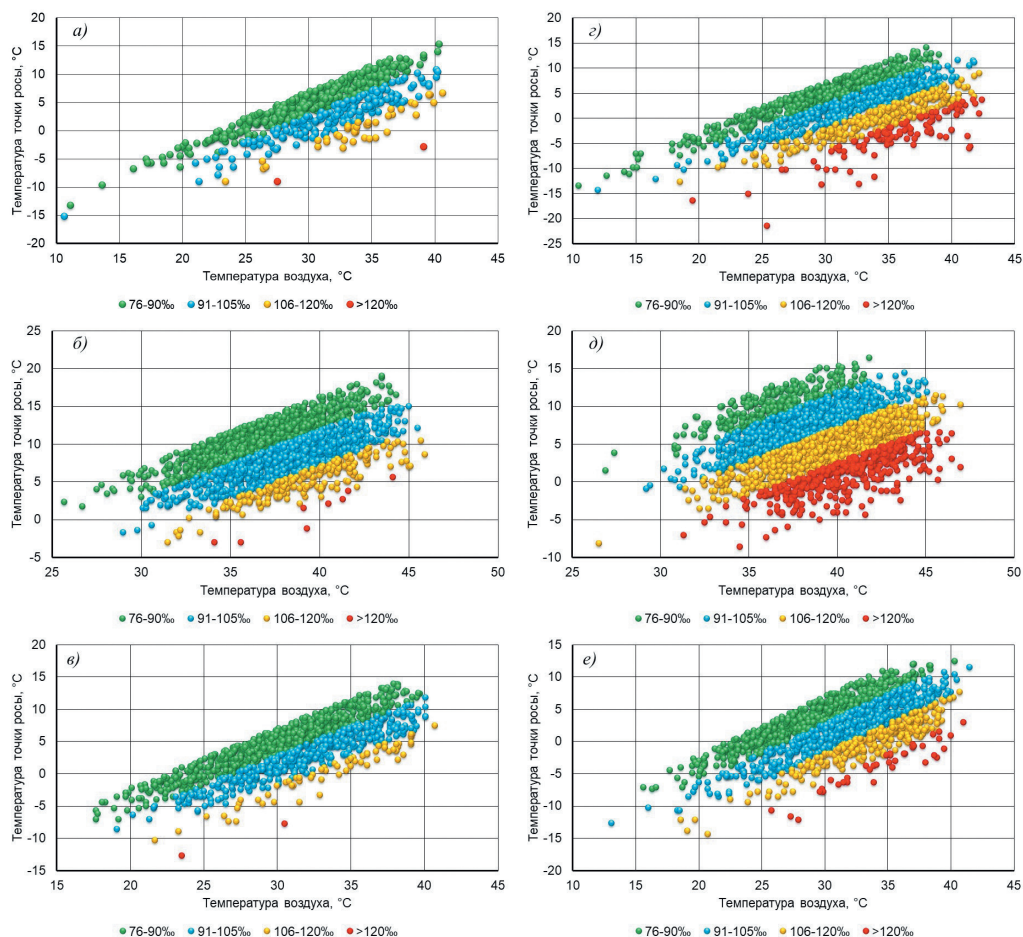


Рис. 4. Связь интенсивности атмосферной засухи с сочетанием температуры воздуха и температуры точки росы в Чимкургане (а, б, в) и Термезе (з, д, е).

а, з — весна, б, д — лето, в, е — осень (сентябрь-октябрь). 76—90 ‰ — слабая АЗ, 91—105 ‰ — умеренная АЗ, 106—120 ‰ — сильная АЗ, > 120 ‰ — очень сильная АЗ.

Fig. 4. Relationship of AD intensity with the combination of air temperature and dew point in Chimkurgan (а, б, в) and Termez (з, д, е).

а, з — spring, б, д — summer, в, е — autumn (September-October). 76—90 ‰ — weak AD, 91—105 ‰ — moderate AD, 106—120 ‰ — strong AD, > 120 ‰ — very strong AD.

влажности. Так, в Чимкургане, расположенном рядом с крупным водным объектом — Чимкурганским водохранилищем, слабая АЗ в марте формируется при следующих диапазонах: максимальной температуры воздуха 11,1—30,5 °C и температуры точки росы −13,2—7,0 °C, а в мае при диапазонах 23,0—40,3 °C и −1,2—15,4 °C соответственно. Многолетняя средняя продолжительность АЗ этой интенсивности составляет 2 дня в марте, 3 дня в апреле и 7 дней в мае. В летний

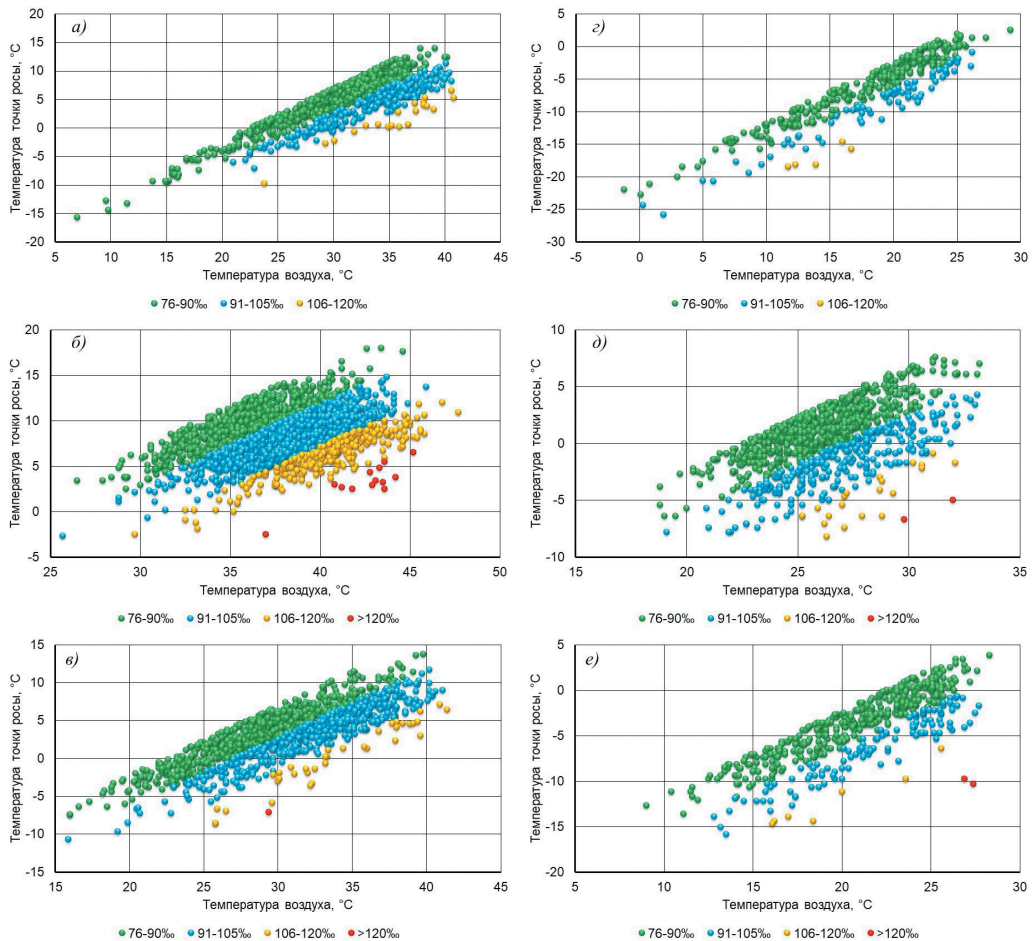


Рис. 5. Связь интенсивности атмосферной засухи с сочетанием температуры воздуха и температуры точки росы в Мубареке (а, б, в) и Мингчукуре (з, д, е).

а, з — весна, б, д — лето, в, е — осень (сентябрь-октябрь). 76—90 ‰ — слабая АЗ, 91—105 ‰ — умеренная АЗ, 106—120 ‰ — сильная АЗ, > 120 ‰ — очень сильная АЗ.

Fig. 5. Relationship of AD intensity with the combination of air temperature and dew point in Mubarek (a, б, в) and Mingchukur (з, д, е).

а, з — spring, б, д — summer, в, е — autumn (September-October). 76—90 ‰ — weak AD, 91—105 ‰ — moderate AD, 106—120 ‰ — strong AD, > 120 ‰ — very strong AD.

сезон нижние и верхние пределы диапазонов термодинамических характеристик увеличиваются. Заметно увеличивается и её продолжительность, составляя 11—13 дней. Осенью, с понижением температуры воздуха, происходит обратный процесс. Пределы диапазонов термодинамических характеристик и продолжительность АЗ уменьшаются. В конце теплого периода — октябре, слабая АЗ возникает при максимальных температурах воздуха 17,7—37,9 °C и температуре

точки росы $-7,1—13,9$ °C, а ее многолетняя средняя продолжительность составляет 9 дней. Умеренная АЗ формируется в условиях более высоких температур воздуха, низких значений температуры точки росы и больших дефицитов давления водяного пара, чем в случае слабой АЗ, а их многолетняя средняя продолжительность оказалась меньше весной и осенью — и больше в летний сезон. Сильная АЗ — явление достаточно редкое, ее многолетняя средняя продолжительность не превышает 3 дней в году даже в летние месяцы. Она формируется при условиях максимальной температуры воздуха $21,7$ °C и температуры точки росы $-10,3$ °C в октябре, температуры воздуха $45,9$ °C и температуры точки росы $10,4$ °C в июне. Очень сильная АЗ в Чимкургане формируется не каждый год. Например, в течение всего периода исследования в марте и мае она наблюдалась только по одному разу.

Таблица 2

Диапазоны изменения максимальной температуры воздуха (ΔT_x), температуры точки росы (τ), дефицита точки росы ($\Delta\tau$) и многолетнего среднего числа дней (N) при различной интенсивности АЗ

Ranges of change in maximum air temperature (ΔT_x), dew point temperature (τ), maximum vapor pressure deficit ($\Delta\tau$), and long-term average numbers of days (N) at different intensities of AD

Месяц	ΔT_x , °C	τ , °C	$\Delta\tau$, °C	N	ΔT_x , °C	τ , °C	$\Delta\tau$, °C	N
Чимкурган								
слабая АЗ (76—90 ‰)					умеренная АЗ (91—105 ‰)			
III	11,1—30,5	-13,2—7,0	22,1—27,1	2	10,6—35,2	-15,1—5,9	25,7—31,5	1
IV	16,1—36,6	-6,7—12,0	22,3—27,4	3	22,6—37,1	-4,7—8,6	27,0—32,0	1
V	23,0—40,3	-1,2—15,4	22,9—27,7	7	25,1—40,2	-4,1—10,9	27,2—32,6	3
VI	27,5—43,5	3,4—16,6	23,2—28,3	11	29,8—44,2	-1,4—12,8	27,6—33,0	10
VII	29,3—44,3	3,0—18,8	23,2—28,3	12	30,8—45,0	2,3—15,0	27,4—33,2	13
VIII	25,7—43,8	1,7—19,0	23,2—28,3	13	29,0—45,5	-1,7—13,9	27,6—33,4	11
IX	22,4—39,7	-3,2—13,8	22,9—28,1	13	23,5—40,1	-4,1—11,8	26,9—32,6	9
X	17,7—37,9	-7,1—13,9	22,3—27,6	9	19,1—37,6	-8,6—8,4	26,6—31,8	4
сильная АЗ (106—120 ‰)					очень сильная АЗ (> 120 ‰)			
III	26,3—34,4	-6,7—-1,2	31,7—35,7	0	27,5	-9,0	36,5	0
IV	23,4—37,3	-9,0—3,8	32,4—36,2	0	—	—	—	—
V	30,7—40,6	-2,8—6,7	32,2—36,5	1	39,1	-2,8	41,9	0
VI	31,5—45,9	-3,0—10,4	32,5—37,8	3	34,1—41,6	-3,0—3,8	37,1—40,5	0
VII	33,3—45,1	-1,7—10,3	32,5—38,0	2	41,3—44,1	2,7—5,6	38,5—38,6	0
VIII	34,2—44,8	0,9—10,0	32,5—36,8	2	35,6—39,1	-3,0—1,5	37,6—38,6	0
IX	28,7—40,7	-4,4—7,4	32,3—36,2	1	—	—	—	—
X	21,7—36,1	-10,3—3,0	31,6—34,6	1	23,5—30,5	-12,7—-7,8	36,2—38,3	0

В зависимости от физико-географических условий и метеорологического режима АЗ различной интенсивности в Термезе, Мубареке и Мингчукуре по месяцам имеет подобное распределение с отличающимися пределами термодинамических характеристик. Следует подчеркнуть, что в Чимкургане и Мубареке преобладают

условия слабой и умеренной, в Термезе — умеренной и сильной, а Мингчукуре — слабой АЗ. Главной отличительной чертой формирования АЗ различной интенсивности является следующее: слабая АЗ в степной зоне и оазисах формируется при интервалах дефицита точки росы 22,0—28,0 °С, умеренная — 27,0—33,0 °С, сильная — 32,0—38,0 °С и очень сильная — 36,0 °С и больше, а в горной зоне 21,0—27,0 °С, умеренная — 25,0—32,0 °С, сильная — 30,0—37,0 °С и очень сильная — 36,5 °С и больше, соответственно (табл. 2).

Циркуляционные условия формирования атмосферной засухи и их продолжительность

Как известно, термодинамические свойства воздуха обусловлены динамическими процессами, в том числе и условиями циркуляции атмосферы. Формы циркуляции атмосферы над Средней Азией и сопредельными районами разнообразны. Исследование изменений этих форм циркуляции имеет прикладное значение в выявлении циркуляционных причин ряда метеорологических явлений. Современная классификация синоптических процессов (СП), охватывающая формы региональной циркуляции атмосферы Средней Азии, состоит из следующих 17 типов: 1 — южнокаспийский циклон, 2 — мургабский циклон, 3 — верхнеамударьинский циклон, 4 — широкий вынос тёплого воздуха, 5 — северо-западное холодное вторжение, 6 — северное холодное вторжение, 7 — волновая деятельность на холодном фронте, 8 — малоподвижный циклон над Средней Азией, 9 — юго-западная периферия антициклона, 9а — юго-восточная периферия антициклона, 9б — южная периферия антициклона, 10 — западное вторжение, 11 — летняя термическая депрессия, 12 — малоградиентное поле повышенного давления, 13 — малоградиентное поле пониженного давления, 14 — западный циклон, 15 — ныряющий циклон [20].

Основными воздушными массами, приходящими в Узбекистан или формирующимися над его территорией в теплое полугодие и приводящими к возникновению АЗ, являются: $T_{\text{и}}$ — иранский воздух, формирующийся над территорией Месопотамии (типы 1, 2, 8), $T_{\text{с}}$ — тропический воздух Средиземноморья и Северной Африки (типы 4, 14), $V_{\text{е}}$ — воздух умеренных широт, формирующийся над восточной частью европейской территории России (поступает при типах 5, 15), $V_{\text{с}}$ — воздух умеренных широт, формирующийся над Западной Сибирью и Восточным Казахстаном в малоподвижном сибирском антициклоне (тип 6), $V_{\text{т}}$ — воздух южной полосы умеренных широт, формирующийся в пределах Средней Азии (над Туранской низменностью) (типы 9, 9а, 9б), $V_{\text{ю}}$ — воздух южной полосы умеренных широт, формирующийся над Балканами и Восточным Средиземноморьем (тип 0) и $T_{\text{т}}$ — тропический воздух, формирующийся над территорией Средней Азии (над Туранской низменностью) (типы 11, 12, 13) [21]. По мере своего продвижения в Среднюю Азию эти воздушные массы трансформируются и, особенно летом, в значительной степени теряют свои характерные свойства.

Анализ показателей продолжительности АЗ различной интенсивности в зависимости от типов воздушных масс, формирование которых обуславливается циркуляционными условиями над среднеазиатским регионом, приведен в табл. 3.

Статистический анализ, выполненный на основе данных метеостанции Карши, показывает, что многолетнее среднее суммарное число дней с АЗ за исследуемый тридцатичетырехлетний период составляет 158,6 (весной — 30,5 дней, летом — 84,4 дней и осенью — 43,7 дней) дней.

Весной и осенью преобладающими являются условия слабой и умеренной АЗ, многолетние средние продолжительности (и повторяемости) которых составляют 15,9 дней (52,0 %), 9,4 дня (30,9 %) и 20,6 дней (47,0 %) и 17,1 дней (39,1 %) соответственно. Летом преобладающими являются слабая, умеренная и сильная АЗ (23,2 дня (27,5 %), 35,6 дней (42,2 %), 20,9 дней (24,7%) соответственно). В сумме за весь теплый период наибольшую продолжительность и повторяемость имеет слабая и умеренная АЗ (59,6 дней (37,6 %) и 62,1 дней (39,2 %) соответственно).

Таблица 3

Статистические характеристики продолжительности (число дней) и повторяемости (%) АЗ в различные сезоны и теплый периоде в целом в Карши

Statistical characteristics of duration (number of days) and frequency (%) of AD in different seasons and warm period in general in Karshi

Тип СП	ВМ	Чис- ло дней	с интенсивностью АЗ				Всего	%	с интенсивностью АЗ				Всего	%															
			I	II	III	IV			I	II	III	IV																	
Весна (III—V)															Лето (VI—VIII)														
1, 2, 8	T _и	N	48	35	9	3	95	9,2	24	24	7	0	55	1,9															
		N _{ср}	1,4	1,0	0,3	0,1	2,8		0,7	0,7	0,2	0,0	1,6																
4, 14	T _с	N	4	3	0	0	7	0,7	1	0	10	8	19	0,7															
		N _{ср}	0,1	0,1	0,0	0,0	0,2		0,0	0,0	0,3	0,2	0,6																
5, 15	У _е	N	9	4	1	2	16	1,5	42	43	14	3	102	3,6															
		N _{ср}	0,3	0,1	0,0	0,1	0,5		1,2	1,3	0,4	0,1	3,0																
6	У _с	N	2	6	0	0	8	0,8	20	25	5	0	50	1,7															
		N _{ср}	0,1	0,2	0,0	0,0	0,2		0,6	0,7	0,1	0,0	1,5																
9, 9а, 9б	У _т	N	150	61	14	4	229	22,1	107	134	54	5	300	10,5															
		N _{ср}	4,4	1,8	0,4	0,1	6,7		3,1	3,9	1,6	0,1	8,8																
10	У _ю	N	73	38	16	3	130	12,5	130	161	66	13	370	12,9															
		N _{ср}	2,1	1,1	0,5	0,1	3,8		3,8	4,7	1,9	0,4	10,9																
11, 12, 13	T _т	N	253	173	108	17	551	53,2	464	824	554	132	1974	68,8															
		N _{ср}	7,4	5,1	3,2	0,5	16,2		13,6	24,2	16,3	3,9	58,1																
Всего		N	539	320	148	29	1036	100,0	788	1211	710	161	2870	100,0															
		N _{ср}	15,9	9,4	4,4	0,9	30,5		23,2	35,6	20,9	4,7	84,4																
%			52,0	30,9	14,3	2,8	100,0		27,5	42,2	24,7	5,6	100,0																
Осень (IX—X)															Теплый период (III—X)														
1, 2, 8	T _и	N	16	9	3	1	29	2,0	88	68	19	4	179	3,3															
		N _{ср}	0,5	0,3	0,1	0,0	0,9		2,6	2,0	0,6	0,1	5,3																
4, 14	T _с	N	7	5	4	1	17	1,1	12	8	14	9	43	0,8															
		N _{ср}	0,2	0,1	0,1	0,0	0,5		0,4	0,2	0,4	0,3	1,3																
5, 15	У _е	N	44	23	5	1	73	4,9	95	70	20	6	191	3,5															
		N _{ср}	1,3	0,7	0,1	0,0	2,1		2,8	2,1	0,6	0,2	5,6																

Окончание табл. 3

Тип СП	ВМ	Чис- ло дней	с интенсивностью АЗ				Все- го	%	с интенсивностью АЗ				Все- го	%
			I	II	III	IV			I	II	III	IV		
6	У _С	N	9	4	0	0	13	0,9	31	35	5	0	71	1,3
		N _{ср}	0,3	0,1	0,0	0,0	0,4		0,9	1,0	0,1	0,0	2,1	
9, 9а, 9б	У _Т	N	253	161	43	4	461	31,0	510	356	111	13	990	18,4
		N _{ср}	7,4	4,7	1,3	0,1	13,6		15,0	10,5	3,3	0,4	29,1	
10	У _Ю	N	82	81	20	6	189	12,7	285	280	102	22	689	12,8
		N _{ср}	2,4	2,4	0,6	0,2	5,6		8,4	8,2	3,0	0,6	20,3	
11, 12, 13	Т _Т	N	288	298	111	8	705	47,4	1005	1295	773	157	3230	59,9
		N _{ср}	8,5	8,8	3,3	0,2	20,7		29,6	38,1	22,7	4,6	95,0	
Всего		N	699	581	186	21	1487	100,0	2026	2112	1044	211	5393	100,0
		N _{ср}	20,6	17,1	5,5	0,6	43,7		59,6	62,1	30,7	6,2	158,6	
%			47,0	39,1	12,5	1,4	100,0		37,6	39,2	19,4	3,9	100,0	

Примечание. В числителе приведены суммы дней за период с 1991 г. по 2024 г. (N), в знаменателе — их многолетние средние значения (N_{ср}), I — слабая АЗ, II — умеренная АЗ, III — сильная АЗ, IV — очень сильная АЗ.

Условия с АЗ вне зависимости от ее интенсивности весной формируются при типах синоптических процессов, при которых над исследуемой территорией преобладают тропические туранские (53,2 %), умеренные туранские (22,1 %), умеренные южные (12,5 %) и тропические иранские (9,2 %) воздушные массы. Летом основным типом воздушных масс, формирующим АЗ, является тропический туранский воздух, повторяемость которого составляет 68,8 %. Осенью преобладающими воздушными массами, формирующими АЗ, являются тропический туранский (47,4 %), умеренный туранский (31,0 %) и умеренный южный (12,7 %). В сумме за весь теплый период решающими для формирования АЗ являются тропические туранские (59,9 %), умеренные туранские (18,4 %) и умеренные южные (12,8 %) воздушные массы.

Вышеуказанные осредненные характеристики продолжительности АЗ имеют большую практическую значимость при оценке явления. Однако они не дают возможность проследить динамику изменений продолжительности во времени. С этой целью построены графики межгодовых изменений продолжительности АЗ в исследуемой территории (рис. 6). В качестве примера приводятся межгодовые изменения для метеостанций Мубарек (степь), Карши, Термез (оазис), Мингчукур и Байсун (горы).

Сводные результаты теста Манна-Кендалла и оценка наклона Сена для анализа продолжительности АЗ различной интенсивности представлены в табл. 4. Положительное значение Zs указывает на тенденцию роста, отрицательное значение Zs — на тенденцию убывания. Статистически значимая тенденция на уровнях значимости 0,1, 0,05 и 0,01 существует, когда |Zs| > 1,64, |Zs| > 1,96 и |Zs| > 2,58, соответственно [13]. Статистика Zs теста Манна-Кендалла по данным межгодовой изменчивости продолжительности АЗ различной интенсивности за исследуемый период показала возрастающую тенденцию продолжительности умеренной

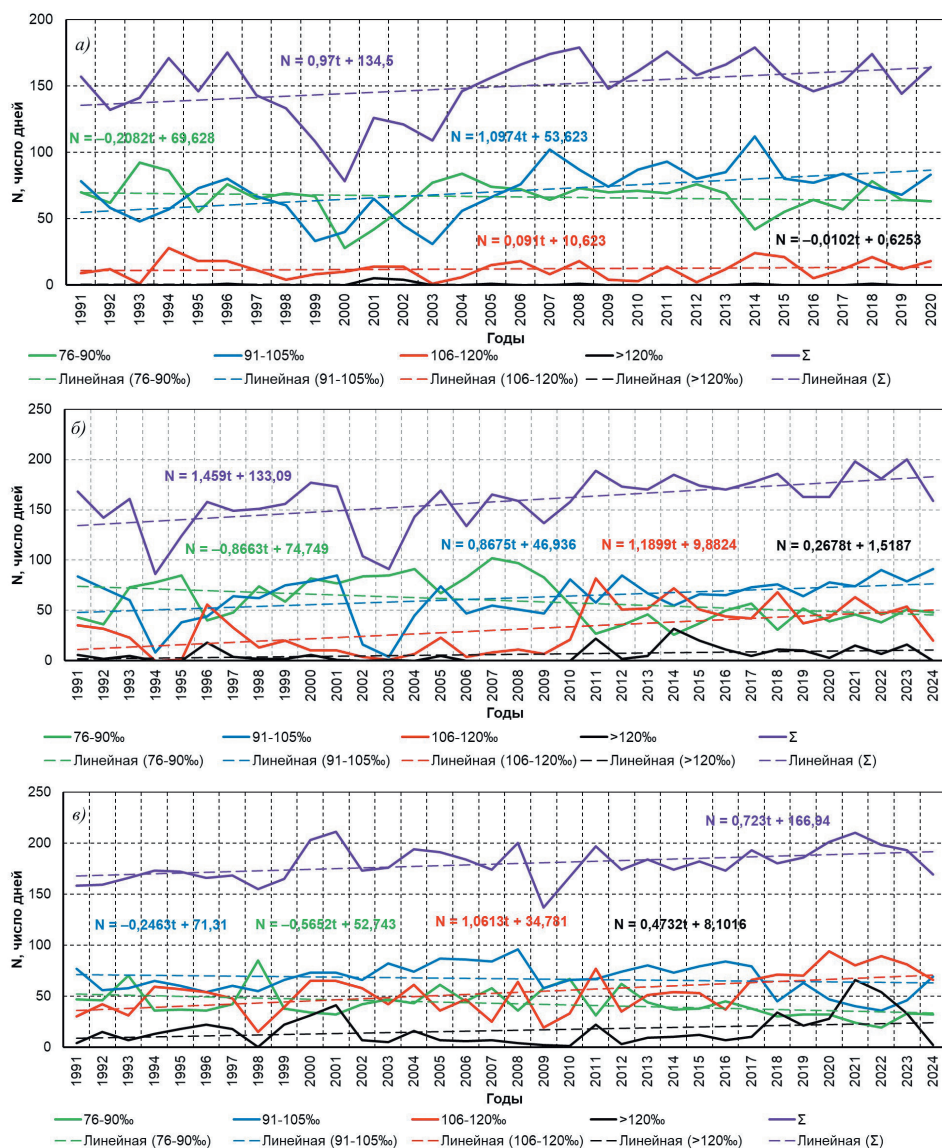


Рис. 6 (начало). Межгодовая изменчивость продолжительности АЗ в Мубареке (а), Карши (б), Термезе (в) в числе дней.

76—90 % — слабая АЗ, 91—105 % — умеренная АЗ,
106—120 % — сильная АЗ, > 120 % — очень сильная АЗ.

Fig. 6 (beginning). Interannual change in the duration of the AD in Mubarek (a), Karshi (б), Termez (в) number of days.

76—90 % — weak AD, 91—105 % — moderate AD,
106—120 % — strong AD, > 120 % — very strong AD.

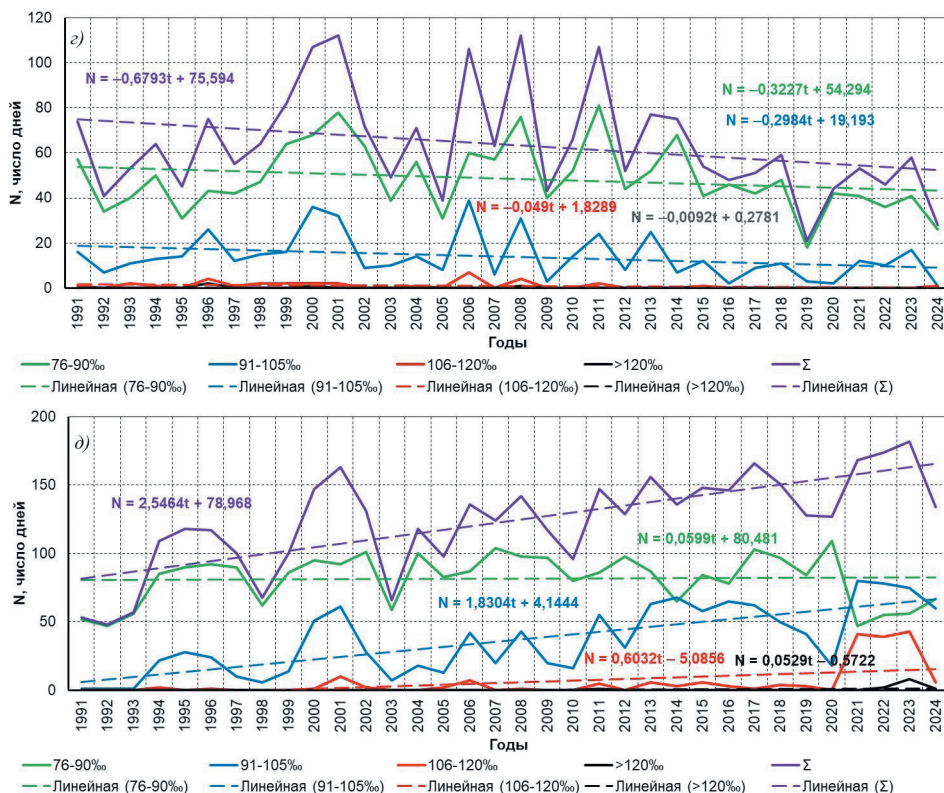


Рис. 6 (окончание). Межгодовая изменчивость продолжительности АЗ в Мингчукуре (z) и Байсуне (d) в числе дней.

76—90 ‰ — слабая АЗ, 91—105 ‰ — умеренная АЗ,
106—120 ‰ — сильная АЗ, > 120 ‰ — очень сильная АЗ.

Fig. 6 (ending). Interannual change in the duration of the AD in Mingchukur (z) and Baysun (d) number of days.

76—90 ‰ — weak AD, 91—105 ‰ — moderate AD,
106—120 ‰ — strong AD, > 120 ‰ — very strong AD.

и сильной АЗ на большинстве рассматриваемых метеостанций, кроме Мингчукур, на которой величины теста составили $-2,05$ и $-2,41$, темпы уменьшения незначительные, $-0,261$ и $0,000$ дня/год соответственно. Результаты теста по данным межгодовой изменчивости продолжительности слабой АЗ показывают отрицательный тренд практически на всех станциях, значительный значимый тренд наблюдается на МС Термез ($Z_s = -2,54$). Значения теста суммарного числа дней с АЗ положительны и статистически значимы и составили от $1,84$ (МС Мубарек) до $4,41$ (МС Байсун), темпы роста составили от $0,840$ до $2,455$ дня/год соответственно. На метеостанции Мингчукур отмечен статистически значимый отрицательный тренд — $-0,615$ дня/год ($Z_s = -1,65$).

Таблица 4

Значения Z теста Манна-Кендалла
для продолжительности (число дней) АЗ различной интенсивности (1991—2024 гг.)
Mann-Kendall Z test values
for duration (number of days) of AD of different intensities (1991—2024)

	Байсун		Мингчукур		Термез		Мубарек		Карши	
	Zs	наклон Сена	Zs	наклон Сена	Zs	наклон Сена	Zs	наклон Сена	Zs	наклон Сена
Слабая АЗ	0,22	0,097	-1,26	-0,310	-2,54*	-0,455	-1,07	-0,273	-1,60	-0,806
Умеренная АЗ	4,45***	1,885	-2,05*	-0,261	-0,04	0,000	2,59**	0,957	2,67**	1,000
Сильная АЗ	3,40***	0,148	-2,41*	0,000	3,14**	1,080	0,74	0,111	2,54*	1,033
Очень сильная АЗ	—	—	—	—	1,14	0,250	0,07	0,000	1,48	0,120
Суммарное число дней с АЗ	4,41***	2,455	-1,65+	-0,615	2,92**	0,850	1,84+	0,840	3,47***	1,250

Примечание. Проверенные уровни значимости: *** для $p < 0,001$, ** для $p < 0,01$, * для $p < 0,05$, + для $p \geq 0,1$.

Выявленные тенденции подтверждают общую тенденцию потепления и увеличения повторяемости и интенсивности экстремальных явлений, в том числе засушливых периодов и засух, как в Центральной Азии, так и в большинстве регионов мира [2, 22]. Наблюдаемые тенденции согласуются с результатами региональных исследований [13, 15, 16]. Например, в [15] показано, что в пространственном отношении 70% территории Центральной Азии демонстрируют тенденцию к увеличению повторяемости засух, а в [16] выявлено, что после 2000-х годов частота и суровость засух возросли в субрегионах Центральной Азии.

Сравнительный анализ ТГК и дефицита давления (по Л. Н. Бабушкину)

В ходе исследования был проведен сравнительный анализ примененного нами индекса ТГК и дефицита давления водяного пара. ТГК обладает высокой чувствительностью к любым временным и пространственным изменениям сухости воздуха, легко вычисляется, является одной из важнейших количественных характеристик состояния воздушных масс и представляет собой объективную характеристику погоды и климата данной территории. Его использование позволяет решать ряд практических задач, как диагностика и прогноз сухости воздуха, оценка вероятности возникновения лесных пожаров, расчет биометеорологических и агрометеорологических показателей. Кроме того, его можно использовать для целей мониторинга климатических изменений любого пространственного масштаба и при исследовании процесса опустынивания в качестве одного из ключевых параметров [8]. Согласно Л. Н. Бабушкину, для засушливого климата Средней Азии АЗ классифицируется по дефициту давления водяного пара по его максимальному значению и выделено всего 4 типа по ее интенсивности: слабая (дефицит

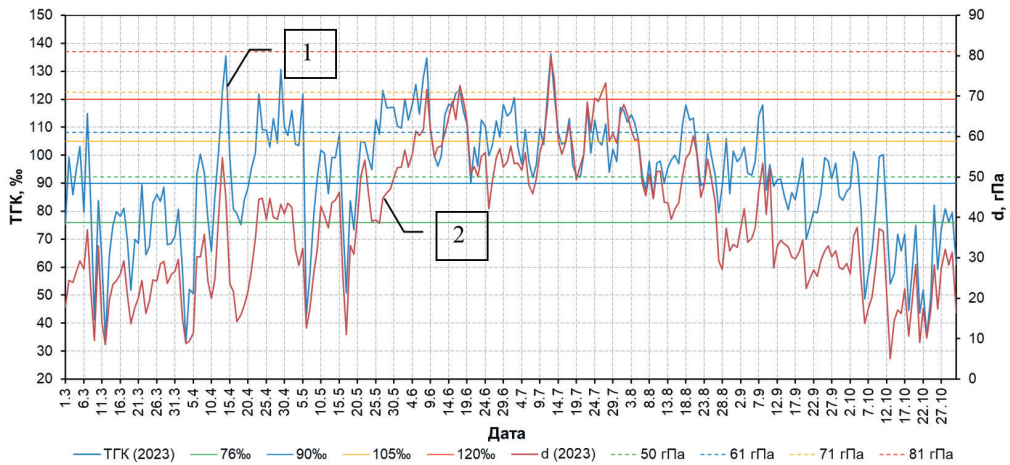


Рис. 7. Сезонная изменчивость ТГК (1) и дефицита давления водяного пара (2) на метеостанции Карши в период с 1 марта по 31 октября 2023 г.

Fig. 7. Seasonal variability of THC (1) and vapor pressure deficit (2) at the Karshi meteorological station in the period from March 1 to October 31, 2023.

влажности водяного пара в пределах 50—60 гПа), средняя (61—70 гПа), сильная (71—80 гПа), очень сильная (более 80 гПа) [4].

Рассмотрим в качестве примера временной ход ТГК и дефицита давления водяного пара в течение теплого периода 2023 г. на метеостанции Карши (рис. 7). Из графиков видно, что оба индекса имеют идентичную тенденцию изменения. Однако случаи наступления АЗ той или иной интенсивности для них совершенно отличаются. Весной и осенью при наступлении слабой (76—90 %) и умеренной (91—105 %) АЗ по индексу ТГК дефицит давления водяного пара изменяется в пределах 30—40 гПа, а в условиях сильной (106—120 %) и очень сильной (> 120 %) АЗ весной (конец апреля) дефицит давления водяного пара составляет всего 40—45 гПа, что соответствует отсутствию условий засухи. В летний сезон условиям умеренной АЗ по индексу ТГК соответствуют условия слабой АЗ по дефициту давления водяного пара (50—60 гПа). В тоже время при сильной и очень сильной АЗ по индексу ТГК дефицит давления водяного пара, главным образом, изменяется в пределах 60—70 гПа (умеренная АЗ).

Результаты статистической обработки сравнительного анализа возникновения условий АЗ по индексу ТГК и дефициту давления водяного пара в различные сезоны в период с 1991 г. по 2024 г. приведены в табл. 5. Весной и осенью, как свидетельствуют данные таблицы, при наступлении условий АЗ любой интенсивности в соответствии с индексом ТГК (1036 и 1487 случаев, соответственно), по критериям дефицита давления водяного пара условия засухи отмечались только в 100 и 73 случаях, что составляет соответственно 9,7 % и 4,9 % от случаев по первому индексу. В летний сезон совпадений условий АЗ по этим индексам засухи

больше — за исследуемый тридцатичетырехлетний период отмечалось 2870 случаев по индексу ТГК и 1470 случаев по дефициту давления водяного пара, что составляет 51,2 %.

Таблица 5

Диапазоны изменения максимального дефицита давления водяного пара (Δd_x), его среднего значения (d_{cp}) и числа случаев АЗ по индексу ТГК ($N_{ТГК}$) и $d(N_d)$ в различные сезоны за период с 1991 г. по 2024 г. в Карши в не зависимости от интенсивности

Ranges of change in the maximum vapor pressure deficit (Δd_x), its average value (d_{cp}) and the number of AD cases according to the THC index ($N_{ТГК}$) and $d(N_d)$ in different seasons for the period 1991—2024 in Karshi, regardless of intensity

	Весна (III—V)			Лето (VI—VIII)			Осень (X—XI)		
	Δd_x , гПа	d_{cp} , гПа	$N_{ТГК}$	Δd_x , гПа	d_{cp} , гПа	$N_{ТГК}$	Δd_x , гПа	d_{cp} , гПа	$N_{ТГК}$
			N_d			N_d			N_d
АЗ любой интенсивности	9,6—65,4	35,6	1036 100	21,4—88,8	50,7	2870 1470	9,6—66,3	41,2	1487 73

Заклучение

Такое неблагоприятное метеорологическое явление как засуха, в том числе и атмосферная, приносящая серьезный ущерб сельскому хозяйству, является обычным событием на территории Узбекистана. Наиболее неблагоприятные условия создаются в Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областях, расположенных на юге Узбекистана. Исползованный в ходе исследования термогигрометрический коэффициент сухости воздуха (ТГК) и полученные на его основе результаты показали, что индекс может быть применен для условий аридных и полуаридных территорий.

В зависимости от физико-географических условий (степь, оазис, горы) и метеорологического режима в течение сезонов и теплого периода в целом может возникать атмосферная засуха любой интенсивности. Преобладающими в степной зоне являются условия слабой и умеренной, в оазисах — умеренной и сильной, а в горах — засуха слабой интенсивности.

Исследование межгодовой изменчивости продолжительности атмосферной засухи показало тенденцию убывания продолжительности слабой и возрастания продолжительности умеренной и сильной засухи согласно данным большинства рассматриваемых метеостанций Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областей.

По сути, исползованный индекс ТГК может служить индикатором изменения климата, поскольку учитывает влияние как температуры, так и влажности воздуха. В настоящее время нами разрабатывается система мониторинга атмосферной засухи на основе ТГК в квазиреальном масштабе времени с шагом 30 минут. Данный мониторинг, надеемся, будет способствовать эффективному управлению весьма ограниченными водными ресурсами в орошаемом земледелии и увеличению урожайности сельскохозяйственных культур в условиях изменения климата.

В перспективе планируется выйти на прогноз формирования атмосферной засухи на основе индекса ТГК, что позволит существенно улучшить качество

агрометеорологического обслуживания сельского хозяйства и принятию соответствующих мер борьбы с негативными её последствиями.

Список литературы

1. Русин И. Н. Стихийные бедствия и возможности их прогноза. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2003. 140 с.
2. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 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., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 pp.
3. Бабушкин Л. Н., Кораи Н. А. Физико-географическое районирование Узбекской ССР // Труды Ташкентского государственного университета. 1964. Вып. 231. С. 5—247.
4. Бабушкин Л. Н. О климатической характеристике воздушной засухи и суховеев в хлопковой зоне Узбекистана // Суховеи, их прогнозирование и борьба с ними. Ташкент. 1974. С. 59—84.
5. Hobbins M., Wood A., Streubel D., Werner K. What drives the variability of evaporative demand across the conterminous United States? // Journal of Hydrometeorology. 2012. Vol. 13. P. 1195—1214.
6. McVicar T. R., Roderick M. L., Donohue R. J. et al. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation // Journal of Hydrology. 2012. Vol. 416—417. P. 182—205.
7. Zhang X., Duan Y., Duan J. et al. A daily drought index based on evapotranspiration and its application in regional drought analyses // Science China Earth Sciences. 2022. Vol. 65(2). P. 317—336.
8. Петров Ю. В., Абдуллаев А. К. К вопросу оценки сухости воздуха // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. С. 90—96.
9. Петров Ю. В., Холматжанов Б. М., Эгамбердиев Х. Т. и др. Новый подход к классификации атмосферной засухи // Гидрометеорология и мониторинг окружающей среды. 2021. № 1. С. 20—36.
10. Mann H. B. Nonparametric tests against trend // Econometrica. 1945. Vol. 13. No. 3. P. 245—259. doi.org/10.2307/1907187.
11. Kendall M. G. Rank Correlation Methods. 4th edition. London: Charles Griffin, 1975.
12. Gilbert R. O. Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring. NY: Wiley, 1987.
13. Alimkulov S., Makhmudova L., Talipova E. et al. Assessment of the impacts of climate change on drought intensity and frequency using SPI and SPEI in the Southern Pre-Balkash region, Kazakhstan // Watershed Ecology and the Environment. 2025. Vol. 7. P. 11—22. doi.org/10.1016/j.wsee.2024.12.001.
14. Kong L., Li Y., Ma L. et al. Climate Change Impacts and Atmospheric Teleconnections on Runoff Dynamics in the Upper-Middle Amu Darya River of Central Asia // Water. 2025. Vol. 17(5). 721. https://doi.org/10.3390/w17050721.
15. Tangjialeke W., Zou J., Ding J. et al. Analysis of drought response thresholds and drought-causing factors of central Asian vegetation // Ecological Indicators. 2024. Vol. 169. 112926. doi.org/10.1016/j.ecolind.2024.112926.
16. Sun Y., Chen X., Yu Y. et al. Spatiotemporal Characteristics of Drought in Central Asia from 1981 to 2020 // Atmosphere. 2022. Vol. 13. 1496. doi.org/10.3390/atmos13091496.
17. Blain G. C. Removing the influence of the serial correlation on the Mann-Kendall test // Revista Brasileira de Meteorologia. 2014. Vol. 29(2). P. 161—170.
18. Theil H. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. In Henri Theil's Contributions to Economics and Econometrics. Berlin: Springer, 1992. P. 345—381.
19. Sen P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau // Journal of the American Statistical Association. 1968. Vol. 63. P. 1379—1389.
20. Инагамова С. И., Мухтаров Т. М., Мухтаров Ш. Т. Особенности синоптических процессов Средней Азии. Ташкент: Изд-во САНИГМИ, 2002. 486 с.
21. Синоптические процессы Средней Азии / Под ред. Т. А. Сарымсакова, В. А. Бугаева, В. А. Джорджио и др. Ташкент: Изд-во АН Уз, 1957. 477 с.

22. Haag I., Jones P. D., Samimi C. Central Asia's Changing Climate: How Temperature and Precipitation Have Changed across Time, Space, and Altitude // *Climate*. 2019. Vol. 7(10). 123. doi.org/10.3390/cli7100123.

References

1. Rusin I. N. *Stikhiyniye bedstviya i vozmozhnosti ikh prognoza = Natural disasters and their prediction capabilities*. Saint Petersburg: Publishing House of the RSHU, 2003: 140 p. (In Russ.).
2. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 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., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 pp.
3. Babushkin L. N., Kogay N. A. Physical-geographical zoning of the Uzbek SSR // *Trudy Tashkentского gosudarstvennogo universiteta = Proceedings of the Tashkent State University*. 1964. 231:(5—247).
4. Babushkin L. N. On the climatic characteristics of air drought and dry winds in the cotton zone of Uzbekistan. V kn. *Sukhovei, ikh prognozirovaniye i bor'ba s nimi = In the book Dry winds, their forecasting and control*. Tashkent. 1974:(59—84). (In Russ.).
5. Hobbins M., Wood A., Streubel D., Werner K. What drives the variability of evaporative demand across the conterminous United States? *Journal of Hydrometeorology*. 2012; 13:1195—1214.
6. McVicar T. R., Roderick M. L., Donohue R. J. et al. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *Journal of Hydrology*. 2012; 416—417:182—205.
7. Zhang X., Duan Y., Duan J. et al. A daily drought index based on evapotranspiration and its application in regional drought analyses. *Science China Earth Sciences*. 2022; 65(2):317—336.
8. Petov Yu. V., Abdullaev A. K. Towards the Problem of Air Dryness Estimation. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and hydrology*. 2010; (11):(90—96). (In Russ.).
9. Petov Yu. V., Kholmatjanov B. M., Egamberdiev Kh. T. et al. A new approach to the atmospheric drought classification. *Gidrometeorologiya i monitoring okruzhayushey sredy = Hydrometeorology and environmental monitoring*. 2021; (1):(20—36). (In Russ.).
10. Mann H. B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. 1945; 13(3):245—259. doi.org/10.2307/1907187.
11. Kendall M. G. *Rank Correlation Methods*. 4th edition. London: Charles Griffin, 1975.
12. Gilbert R. O. *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*. NY: Wiley, 1987.
13. Alimkulov S., Makhmudova L., Talipova E. et al. Assessment of the impacts of climate change on drought intensity and frequency using SPI and SPEI in the Southern Pre-Balkash region, Kazakhstan. *Watershed Ecology and the Environment*. 2025; 7:11—22. doi.org/10.1016/j.wsee.2024.12.001.
14. Kong L., Li Y., Ma L. et al. Climate Change Impacts and Atmospheric Teleconnections on Runoff Dynamics in the Upper-Middle Amu Darya River of Central Asia. *Water*. 2025; 17(5):721. https://doi.org/10.3390/w17050721.
15. Tangjialeke W., Zou J., Ding J. et al. Analysis of drought response thresholds and drought-causing factors of central Asian vegetation. *Ecological Indicators*. 2024. 169:112926. doi.org/10.1016/j.ecol-ind.2024.112926.
16. Sun Y., Chen X., Yu Y. et al. Spatiotemporal Characteristics of Drought in Central Asia from 1981 to 2020. *Atmosphere*. 2022; 13:1496. doi.org/10.3390/atmos13091496.
17. Blain G. C. Removing the influence of the serial correlation on the Mann-Kendall test. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 2014; 29(2):161—170.
18. Theil H. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. In *Henri Theil's Contributions to Economics and Econometrics*. Springer: Berlin, Germany. 1992: 345—381.
19. Sen P. K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*. 1968. 63:1379—1389.
20. Inagamova S. I., Mukhtarov T. M., Mukhtarov Sh. T. *Osobennosti sinopticheskikh protsessov Sredney Azii = The peculiarities of synoptic processes of Central Asia*. Tashkent: Publishing House of the SANIGMI, 2002: 486 p. (In Russ.).

21. Sarymsakov T. A., Bugaev V. A., Djordjio V. A., et al. eds. *Sinopticheskiye protsessy Sredney Azii = Synoptic processes of Central Asia*. Tashkent: Publishing House of the AN Uz; 1957: 477 p. (In Russ.).
22. Haag I., Jones P. D., Samimi C. Central Asia's Changing Climate: How Temperature and Precipitation Have Changed across Time, Space, and Altitude. *Climate*. 2019; 7(10):123. doi.org/10.3390/cli7100123.

Информация об авторах

Махмудов Исроил Мухиддинович, базовый докторант, Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, maxmudov_i84@adu.uz.

Бегматов Сардор Улугбек угли, базовый докторант, Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, sardor0752@gmail.com.

Сафаров Фируз Бахраметдинович, аспирант, Российский государственный гидрометеорологический университет, заместитель директора по вопросам развития цифровых технологий, Агентство гидрометеорологической службы Республики Узбекистан, sfazizbek@gmail.com.

Абанников Виктор Николаевич, кандидат географических наук, доцент кафедры метеорологии, климатологии и охраны атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет, abvik@mail.ru.

Бабушкин Олег Леонидович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник лаборатории прикладной климатологии, Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Ташкент, boleg1944@mail.ru.

Усманова Замира Султанкуловна, научный сотрудник, Центрально-Азиатский Региональный Гляциологический Центр категории 2 под эгидой ЮНЕСКО, Алматы, Казахстан, zamira_usmanova@mail.ru.

Холматжанов Бахтияр Махаматжанович, доктор географических наук, профессор, заведующий лабораторией моделирования климата, Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, профессор кафедры гидрологии суши и метеорологии, Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, b.holmatjanov@nuu.uz.

Information about authors

Makhmudov Isroil Mukhiddinovich, PhD student, Hydrometeorological Research Institute.

Begmatov Sardor Ulugbek ugli, PhD student, Hydrometeorological Research Institute.

Safarov Firuz Bakhrametdinovich, postgraduate student, Russian State Hydrometeorological University, Deputy Director for Development of Digital Technologies, Agency of Hydrometeorological Service of the Republic of Uzbekistan.

Abannikov Viktor Nikolaevich, Candidate of Geographical Sciences, Docent of the Department of Meteorology, Climatology and Atmospheric Protection, Russian State Hydrometeorological University.

Babushkin Oleg Leonidovich, Candidate of Geographical Sciences, Senior Researcher, Laboratory of Applied Climatology, Hydrometeorological Research Institute.

Usmanova Zamira Sultankulovna, researcher, Central Asian Regional Glaciological Center as a category 2 under the auspices of UNESCO.

Kholmatjanov Bakhtiyar Makhamatjanovich, Doctor of Geographical Sciences, Professor, Head of the Climate Modeling Laboratory, Hydrometeorological Research Institute, Professor of the Department of Land Hydrology and Meteorology, National University of Uzbekistan named after Mirzo Ulugbek.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 14.03.2025

Принята к печати после доработки 23.06.2025

The article was received on 14.03.2025

The article was accepted after revision on 23.06.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 452—473.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):452—473.

Научная статья

УДК 551.513:001.891.573

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-452-473

Статистические структура и модели долговременных колебаний форм циркуляции атмосферы Вангенгейма с учетом гидрометеорологических и астрогеофизических факторов

Леонид Александрович Тимохов, Владимир Васильевич Иванов

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, ltim@aari.ru

Аннотация. Выполнен анализ структуры долговременных (внутривековых) колебаний форм циркуляции атмосферы по классификации Вангенгейма и исследована сопряженность изменений форм циркуляции с гидрометеорологическими и астрогеофизическими характеристиками. Получены статистические связи между формами циркуляции атмосферы как синхронно, так и с предысторией развития каждой формы циркуляции и с индексами теплового состояния Северной Атлантики (АМО) и Тихого океана (PDO). Разработаны статистические модели долгопериодных изменений средних трехлетних скользящих чисел форм циркуляции с учетом гидрометеорологических и астрогеофизических факторов. Даны оценки вклада предикторов в изменчивость форм циркуляции атмосферы. Сделан вывод о возможности применения полученных моделей для диагностических расчетов форм циркуляции атмосферы и разработки статистических моделей сверхдолгосрочного прогноза.

Ключевые слова: формы циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса, статистические модели, гидрометеорологические и астрогеофизические факторы, предвычисление форм циркуляции атмосферы.

Для цитирования: Тимохов Л. А., Иванов В. В. Статистические структура и модели долговременных колебаний форм циркуляции атмосферы Вангенгейма с учетом гидрометеорологических и астрогеофизических факторов // Гидрометеорология и экология. № 80. С. 452—473. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-452-473.

Original article

Statistical structure and models of long-term oscillations of Wangenheim atmospheric circulation patterns taking into account hydrometeorological and astrophysical factors

Leonid A. Timokhov, Vladimir V. Ivanov

Arctic and Antarctic Research Institute, ltim@aari.ru

Summary. The analysis of the statistical structure of long-term (more than 1—3 years) changes in circulation patterns according to the Wangenheim classification has been performed. It has been established that the forms of atmospheric circulation W and E have the greatest linear trend (while their trend signs are opposite), and the form C has a weak negative trend. Spectral analysis demonstrates that in the

interannual fluctuations of the W, E, and C circulation patterns, there are cycles with a period of 2—3 years and 5—6 years and 7—9 years. The largest amplitudes occur in cycles of 20—25 years, 40—42 years, and according to the nonlinear trend, we can assume the presence of cyclicity with a period of 80—100 years in the fluctuations of the shapes of W and E, and in the changes of the shape of C there is a cyclicity with a period of about 60—80 years.

The statistical relationship of the average annual forms of W, E and C with their prehistory has been established: For W, the relationship with the past levels of the time series can reach 11—12 years, for E it can reach 10 years, and for form C it can reach 6—7 years. The statistical relationship of the average three-year form W with the previous values (background) of the time series is noted up to 6 years, form E can reach 4—5 years, and the relationship of form C with the background can last only up to 2—3 years.

Correlation analysis revealed that the western form of the W(0) circulation is statistically closely related to the prehistory of its development (W(−1)–W(−4)) and to the eastern form of E(0) and its prehistory. However, the statistical relationship with the meridional form C(0) and its prehistory is very weak, below the significance level. The eastern form of the E(0) circulation is statistically closely related to its prehistory and the Western form of the W(0) circulation and its prehistory. But the correlation of the E(0) shape with the meridional C(0) shape is weak and even below the significance level. The statistical relationship of the meridional circulation form C(0) with the prehistory decreases quite rapidly, the correlation coefficient with C(−3) is already less than 0.6. Changes in C(0) practically do not correlate with the Western form of W(0) and its prehistory. The circulation form C(0) is statistically related by correlation coefficients less than 0.5 with the eastern form E(0) and its prehistory.

Statistical models of long-term fluctuations in the normalized three-year moving averages of circulation anomalies for the period 1921—2020 with hydrometeorological and astrophysical predictors have been developed, and estimates of the contribution of each predictor to the variance of the predictors have been obtained. The correspondence of the atmospheric circulation forms calculated by the equations allows us to conclude that it is possible to use the developed models for diagnostic calculations of atmospheric circulation forms based on Wangenheim typing.

Experimental calculations of the average three-year sliding values of atmospheric circulation patterns for the period up to 2030 have been performed. Precalculation using statistical models with hydrometeorological predictors and models with astrophysical predictors shows good agreement, which allows using both approaches to calculate the long-period variability of the Wangenheim atmospheric circulation patterns. However, when developing a method for ultra long-term prediction of atmospheric circulation patterns based on statistical models, it is important to test how much the models lose accuracy when switching to calculations based on independent data, i.e. to investigate the stability of statistical equations outside of a number of predictors that participated in the development of these equations.

An equally important step in the development of an ultra long-term forecasting method is the procedure for identifying the physical mechanisms of influence of predictors and describing their direct or indirect effects on the variability of atmospheric circulation patterns.

These procedures will make it possible to use the approaches proposed above for the statistical description of long-term changes in circulation patterns (using both hydrometeorological and astrophysical predictors, as well as their combinations) to develop an ultra long-term (more than a year) calculation and forecast of atmospheric circulation patterns according to the Wangenheim classification for the Arctic.

Keywords: atmospheric circulation patterns according to Vangenheim's classification, long-term changes, oscillation structure and statistical models, hydrometeorological and astrophysical factors, predicting changes in atmospheric circulation patterns.

For citation: Timokhov L. A., Ivanov V. V. Statistical structure and models of long-term oscillations of Wangenheim atmospheric circulation patterns taking into account hydrometeorological and astrophysical factors. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(452—473). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-452-473. (In Russ.).

Введение

Атмосферная циркуляция является важнейшей компонентой климатической системы. Особенности изменения атмосферной циркуляции несомненно стали одним из основных показателей быстрого изменения климата в Арктике в конце

XX в. — в начале XXI в. Климатические изменения характеризовались перестройкой крупномасштабных атмосферных процессов [1], аномальным изменением средней температуры воздуха в зимний и летний периоды [2], уменьшением летней ледовитости арктических морей, площади льдов в сентябре на акватории Северного Ледовитого океана [3, 4, 5] и других показателей климата [6, 7, 8, 9]. Состояние циркуляционного и теплового режима в Арктике и сценарии их межгодовых и внутривековых изменений являются важнейшей информацией гидрометеорологического обеспечения деятельности в Арктике, а развитие методов описания долгопериодных колебаний характеристик арктической атмосферы — актуальной задачей гидрометеорологии.

По классификации Г. Я. Вангенгейма, выполненной для атлантико-европейского сектора, многообразие синоптических процессов удалось свести к 26 типам, а их, в свою очередь, обобщили в три основные циркуляционные формы: западную (W), восточную (E) и меридиональную (C) [10]. При развитии процессов западной и восточной форм исландский минимум хорошо развит и его центр близок к своему многолетнему положению, особенно при западной форме циркуляции. При этом в кульминационной стадии развития восточной формы исландский минимум более глубокий, чем при западной форме, и центр его над Северной Атлантикой по сравнению с нормой несколько смещен к юго-востоку [1].

Для меридиональной формы циркуляции характерны циклические многолетние колебания. При прогрессивных меридиональных процессах в кульминационной стадии их развития исландский минимум в районе своего среднего климатического положения отсутствует. Над районом Исландии проходит ось гребня азорского либо арктического антициклона. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечается западнее и восточнее оси этого гребня. Как описывают авторы [11], «при развитии западной формы циркуляции над атлантико-европейским сектором в Арктике преобладают процессы антициклонической группы и отрицательные значения аномалий индекса циркуляции. При высокоширотной зональной циркуляции теплые атлантические циклоны, огибая Скандинавию, проникают далеко в Арктику, принося туда тепло. В этом случае при развитии западной формы циркуляции над атлантико-европейским сектором в Арктике уже преобладают процессы циклонической группы с западными воздушными потоками и положительными значениями аномалии индекса зональности» [11].

Было показано, что смена основных форм и их разновидностей в атлантико-европейском секторе (северного) полушария является более значимой по сравнению с процессами тихоокеанско-американского сектора для смены циркуляции атмосферы в полярном регионе. В многолетних колебаниях основных форм циркуляции атмосферы наблюдаются длительные тенденции (циркуляционные эпохи) и отмечается связь циркуляционных эпох и периодов потепления и похолодания Арктики [1].

Причины зарождения и развития той или иной формы циркуляции, механизм макропреобразований одной формы циркуляции в другую обсуждались во многих публикациях. Так, установлено, что любое из трех основных состояний атмосферной циркуляции (форм W, E, C) проходит три стадии развития: прогрессивную,

регенерирующую и деградирующую [10]. Каждый макропроцесс в атмосфере, проходя разные стадии своего развития, приводит к такому сочетанию адвективных и динамических условий, при которых он самоликвидируется и переходит обычно в макропроцесс другой формы. Анализ исторических рядов метеорологических данных показывает, что новый процесс зарождается в недрах определенной эпохи, причем чаще в ее последних стадиях [1].

Дыдина Л. А. в монографии [12] описывает следующим образом механизм макропреобразований форм циркуляции: «Основными из воздушных течений являются зональный и меридиональный переносы. Вследствие неравномерного междуширотного распределения тепловой энергии и неоднородности подстилающей поверхности земли систематически происходит смена одних установившихся направлений переносов другими. Условия для смен подготавливаются в течение существующего в данный период процесса. Так, усиление скорости зональной циркуляции вызывает в конечном итоге усиление циклонической деятельности в умеренных широтах, что в свою очередь способствует возникновению меридиональных течений. Меридиональные же течения обуславливают ослабление междуширотных температурных градиентов и ослабление циклонической деятельности, что приводит к уменьшению меридиональных слагающих движения циклонов и антициклонов и в итоге — к установлению снова зонального переноса» [12].

Цель настоящей статьи состоит в анализе структуры долговременных (внутривековых) колебаний форм циркуляции атмосферы по классификации Вангенгейма и сопряженности изменений форм циркуляции атмосферы с гидрометеорологическими и астрогеофизическими характеристиками. Для этого осуществляется построение статистических уравнений внутривековых изменений аномалий трехлетних средних скользящих значений форм атмосферной циркуляции в Арктике и выполняются оценки вклада вариаций внутренних (гидрометеорологических) и внешних (астрогеофизических) факторов в дисперсию изменчивости числа форм циркуляции атмосферы в Арктике. Кроме того, выполнено опытное предвычисление форм циркуляции до 2030 г.

Исходные данные

Для анализа статистической структуры и исследования сопряженности долговременных изменений форм циркуляции атмосферы Вангенгейма с гидрометеорологическими и астрогеофизическими характеристиками использовались временные ряды следующих параметров:

- Аномалии годового числа дней с западной W, восточной E и меридиональной C формами циркуляции атмосферы по классификации Вангенгейма за период с 1901 г. по 2022 г. Величины аномалий годового числа дней этих форм циркуляции атмосферы рассчитаны по данным Каталога форм циркуляции, составленного в ААНИИ. Климатическая норма составляла: для формы W средняя повторяемость равна 127 дней в год, для формы E — 145 дней в год, для формы C — 93 дней в год [1].

- Индексы теплового состояния океана за период с 1901 г. по 2022 г.: Атлантическая мультideкадная осцилляция (Atlantic multidecadal oscillation, АМО), отражающая долгопериодную изменчивость поверхностной температуры Северной Атлантики, и Тихоокеанское декадное колебание (Pacific Decadal Oscillation, PDO), характеризующее долгопериодную изменчивость поверхностной температуры в северной части Тихого океана, значения которых взяты из сайта <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

- Аномалии площади льдов в августе (ледовитость) Lw западных арктических морей (Гренландское, Баренцево и Карское) и ледовитость Le восточных арктических морей (Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское), составленные авторами монографии (Фролов и др., [4]) за период с 1900 г. по 2004 г. Для периода с 2004 г. по 2021 г. величины ледовитости были рассчитаны с использованием базы ледовых данных ААНИИ [Единая система информации об обстановке в Мировом океане. URL: <http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php>].

- Годовой приход солнечной радиации Q на верхнюю границу атмосферы Земли в полярной зоне, связанным с небесно-механическими процессами. Эти переменные рассчитаны для периода с 1901 г. по 2030 г. по данным Костина и Федорова <http://www.solar-climate.com/en/ensc/basard.htm/>, где авторы учитывали изменения расстояния между Землей и Солнцем, изменения наклона оси вращения Земли в результате прецессии и нутации и др. [13].

- Градиент инсоляции (инсоляционная контрастность [14]), в качестве которой нами использована разность инсоляции в широтных зонах $45\text{—}65^\circ$ и $65\text{—}85^\circ$ с.ш., обозначенная индексом $dQ = Q_{45-65} - Q_{65-85}$.

- Изменения среднегодовых значений солнечной радиации, связанных с изменением активности Солнца (индекс SA, среднегодовые значения чисел Вольфа https://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch/SN_m_tot_V2.0.txt).

- Разность $dSA = SA(0) - SA(-10)$, которая означает разность от поступления от Солнца энергии в 0-й и 10-й годы. Этот индекс в первом приближении воспроизводит структуру квазидвадцатилетнего цикла вариации инсоляции [13].

- Для характеристики скорости вращения Земли были взяты средние годовые вариации продолжительности суток, индекс lod (length of day), заимствованные с сайта <ftp://ftp.nga.mil/pub2/gps/eopp/yuuueopp/EOPPyddd.TXT>. Уменьшение продолжительности суток lod соответствует увеличению скорости вращения Земли и, наоборот.

- Индекс изменения скорости вращения Земли $d lod_i = (lod_{i+1} - lod_{i-1})/2$.

- Вариации среднегодовых значений координат полюса Земли (dX и dY) и параметров наклона оси Земли (долготный $d\psi$ и угловой $d\epsilon$ индексы), которые рассчитаны по данным сайта <ftp://ftp.nga.mil/pub2/gps/eopp/yuuueopp/EOPPyddd.TXT>.

- Аномалии среднегодового суммарного момента инерции вращения больших планет относительно центра масс Солнечной системы J_s , временной ряд которого был предоставлен Б. Г. Шерстюковым [15].

- Аномалии силы притяжения между Землей и планетами Уран и Сатурн F_{Ur} и F_{Sat} соответственно, которые были вычислены по данным расстояния между Землей и планетами, приведенные на ["https://soft_ok.net/226_astroprocessor_zet-9-lite.html"](https://soft_ok.net/226_astroprocessor_zet-9-lite.html).

Структура межгодовых и вековых колебаний форм циркуляции атмосферы

Характер межгодовых изменений числа дней в году различных форм циркуляции атмосферы демонстрируется на рис. 1. Из рисунка видно, что наибольший линейный тренд имеют формы W и E, при этом знак трендов у них противоположный. Среднегодовое число формы С имеет слабый отрицательный тренд.

Как отмечается в работе [11], при W и E-формах в регионе Северной Атлантики наблюдается идентичный зональный ветровой режим, поэтому в исследованиях часто используют характеристику (W + E), временная изменчивость которой также приведена на рис. 1.

Для анализа внутренней структуры временных рядов был выполнен спектральный анализ, рассчитаны автокорреляционные функции и кросс-корреляция среднегодовых величин форм циркуляции. По данным спектрального анализа в межгодовых колебаниях форм циркуляции W, E и С присутствуют цикличности с периодом 2—3, 5—6 и 7—9 лет. Наибольшие амплитуды приходятся на цикличности 20—25 лет, 40—42 года, и по нелинейному тренду можно предположить присутствие цикличности с периодом 80—100 лет в колебаниях форм W и E, а в изменениях формы С отмечается цикличность с периодом около 60—80 лет. Важным свойством долгопериодных колебаний индекса (W + E) является его синхронная оппозиция колебаниям формы С. Значимый синхронный коэффициент корреляции между ними равен $R = -0,94$.

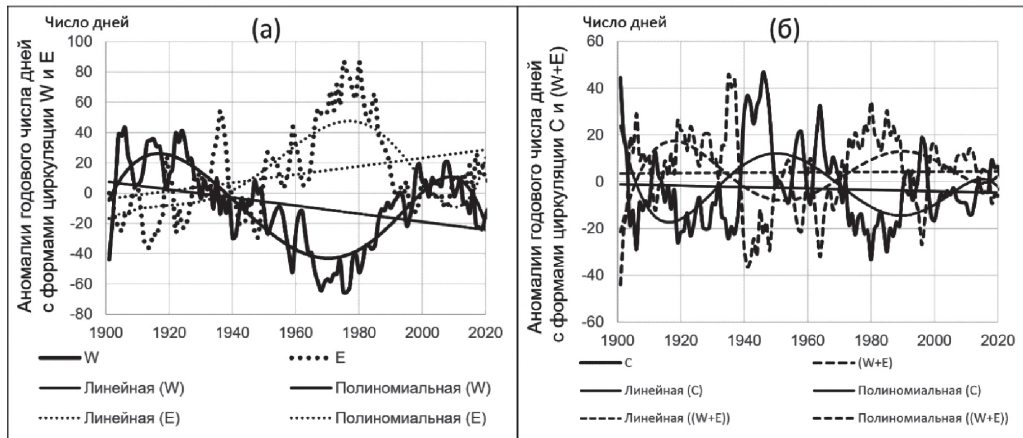


Рис. 1. Внутривековые изменения аномалий средних годовых чисел форм циркуляции атмосферы: западной W, восточной E, меридиональной C и суммы западной и восточной (W + E). На рисунке также представлены линейные и полиномиальные 6-й степени тренды форм циркуляции атмосферы.

Fig. 1. Intra-century changes in anomalies of average annual numbers of atmospheric circulation forms: western W, eastern E, meridional C and the sum of western and eastern (W + E). The figure also shows linear and 6th-degree polynomial trends of atmospheric circulation forms.

Дополнительно к спектральным характеристикам особенности внутренней структуры временного ряда описываются автокорреляционными функциями, коэффициентами корреляции, которые служат мерой связи между текущими и предшествующими (предыстория) данными временных рядов. На рис. 2 приведены нормированные автокорреляционные функции среднегодового числа форм циркуляции атмосферы W, E, C (a) и средних трехлетних скользящих чисел форм W*, E*, C*. Сравнение рис. 2 а и рис. 2 б показывает значительное изменение вида автокорреляционных функций при изменении масштаба осреднения от годового к трехлетнему. Коррелограммы среднегодовых форм W, E и, особенно, средних трехлетних W*, E* довольно плавно уменьшаются с увеличением временного лага, что может свидетельствовать об определенной зависимости этих форм от предыстории. Так, статистическая связь формы W с предысторией может отмечаться до 11—12 лет. Статистическая связь формы E с прошлыми уровнями временных рядов может достигать 10 лет, а для формы C до 6—7 лет.

Если использовать в качестве критерия значимости коэффициент корреляции $R > 0,60$ при уровне значимости $\alpha = 0,05$, то статистическая связь средней трехлетней формы W* с предыдущими значениями (предыстория) временного ряда отмечается до 6 лет. Статистическая связь формы E* с предыдущими уровнями временных рядов может достигать 4—5 лет, а связь формы C* с предысторией может сохраняться только до 2—3 лет. Полученные оценки не следует связывать

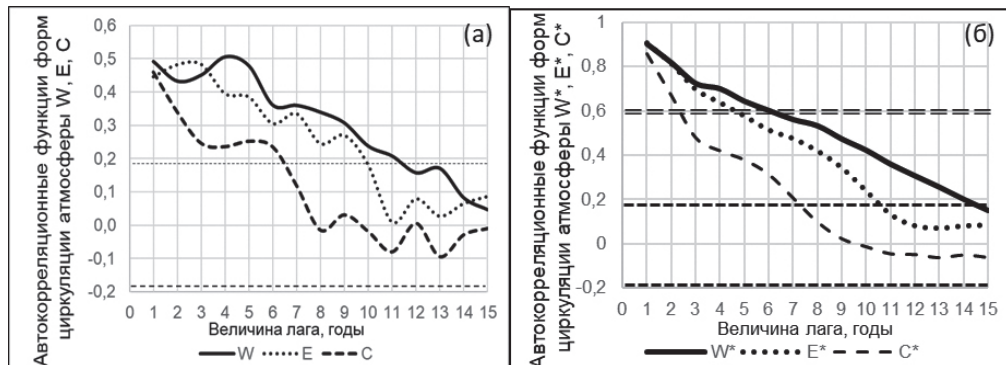


Рис. 2. Нормированные автокорреляционные функции среднегодовых чисел форм W, E, C (a) и трехлетних скользящих W*, E*, C* (б) величин форм циркуляции атмосферы.

Горизонтальные штриховые линии ограничивают значения коэффициентов корреляции $R = 0,185$ — расчетный предел значимости коэффициента корреляции по программе «Статистика» для использованных рядов продолжительностью 120 лет, и $R = 0,60$ — средний коэффициент корреляции, между критическим значением коэффициента корреляции и его максимально возможным ($R < 1,0$).

Fig. 2. Normalized autocorrelation functions of the average annual numbers of forms W, E, C (a) and three-year moving W*, E*, C* (b) of the values of atmospheric circulation forms.

The horizontal dashed lines limit the values of the correlation coefficients $R = 0,185$ — the calculated significance limit of the correlation coefficient according to the “Statistics” program for the used series with a duration of 120 years, and $R = 0,60$ — the average correlation coefficient between the critical value of the correlation coefficient and its maximum possible ($R < 1,0$).

с продолжительностью существования форм циркуляции атмосферы. Результаты анализа автокорреляционных функций дают только представление о статистической связи среднегодовых и средних трехлетних значений форм циркуляции с предысторией. На длительность существования (стадии) конкретной формы циркуляции атмосферы влияют взаимодействие форм циркуляции между собой и воздействие других факторов. По оценке [1], длительность циркуляционной стадии, характеризуемой преобладанием одной или двух основных форм циркуляции, колеблется от 2 до 8 лет.

Учитывая зависимость форм циркуляции от предыстории, были рассчитаны парные коэффициенты корреляции как между формами циркуляции синхронно, так и с предшествующими их значениями до четырех лет. Поскольку в дальнейшем будут исследоваться только трехлетние средние скользящие значения характеристик, то индекс «*» будет опущен. В табл. 1 приведены матрица корреляционной связи форм W, E, C как между собой их синхронных значений (в скобках указан «0»), так и с предшествующими значениями, для которых в скобках указан временной лаг в годах со знаком минус.

Таблица 1

Корреляционная матрица связи средних трехлетних форм W, E, C между собой синхронно и с предысторией до четырех лет.

Значимые коэффициенты корреляции выделены полужирным шрифтом

Correlation matrix of the relationship of the average three-year forms W, E, C with each other synchronously and with a history of up to four years.

Significant correlation coefficients are highlighted in bold

	W(0)	W(-1)	W(-2)	W(-3)	W(-4)	C(0)	C(-1)	C(-2)	C(-3)	C(-4)	E(0)	E(-1)	E(-2)	E(-3)	E(-4)
W(0)	1,00	0,91	0,84	0,76	0,76	-0,10	-0,10	-0,09	-0,12	-0,16	-0,80	-0,73	-0,67	-0,61	-0,60
E(0)	-0,80	-0,76	-0,74	-0,69	-0,68	-0,48	-0,40	-0,29	-0,16	-0,09	1,00	0,91	0,82	0,70	0,65
C(0)	-0,10	-0,06	0,01	0,04	0,03	1,00	0,87	0,67	0,50	0,45	-0,48	-0,44	-0,40	-0,31	-0,25

Результаты табл. 1 показывают, что западная форма циркуляции W(0) статистически тесно связана с предысторией ее развития (W(-1)—W(-4)) и с восточной формой E(0) и ее предысторией. Но с меридиональной формой C(0) и ее предысторией статистическая связь очень слабая, ниже уровня значимости. Восточная форма циркуляции E(0) статистически тесно связана с ее предысторией и с западной формой циркуляции W(0) и ее предысторией. Но корреляция формы E(0) с меридиональной формой C(0) слабая и ниже уровня значимости.

Статистическая связь меридиональной форма циркуляции C(0) с предысторией достаточно быстро убывает, коэффициент корреляции с C(-3) уже меньше 0,6. Изменения C(0) практически не коррелирует с западной формой W*(0) и ее предысторией. Форма циркуляции C(0) статистически связана коэффициентами корреляции меньше 0,5 с восточной формой E(0) и ее предысторией.

Полученные результаты согласуются с выводами Дыдиной [12]. По ее расчетам для макропроцессов продолжительностью более 2,7 месяца наиболее часто в летний период 1939—1961 гг. наблюдались периоды развития E из W (W→E)

и W из E ($E \rightarrow W$), их повторяемость составила 12,8 и 14,2 %. По нашим данным (табл. 1, первая и вторая строки), коэффициенты корреляции формы E с предысторией формы W, а также формы W с предысторией формы E, довольно большие, от $-0,60$ до $-0,76$ (знак минус означает, что уменьшение аномалии форма E сопряжено с увеличением аномалии формы W и, наоборот). По Дыдиной [12], число периодов развития ($E \rightarrow C$), ($C \rightarrow E$) и ($E \rightarrow W$) оказались в несколько раз меньше, соответственно 1,8; 4,0 и 2,9 %; а число случаев периода развития C из W ($W \rightarrow C$) оказался равным нулю. Результаты корреляционного анализа в табл. 1 подтверждают выводы Дыдиной и для формы C.

С помощью кросс-корреляционного анализа была также исследована связь между формами циркуляции и индексами теплового состояния северных частей Атлантического АМО и Тихого океанов PDO. В табл. 2 приведены величины наибольшего коэффициента корреляции и временной лаг (отрицательная величина в скобках в годах) запаздывания предиктантов (форм циркуляции) по отношению к предиктору. Коэффициенты корреляции форм циркуляции атмосферы с индексами АМО и PDO невысокие. Опережение индекса АМО составляет 13 лет для формы W и 8 лет для формы C, а опережение индекса PDO равно 2 годам для формы E.

Таблица 2

Парные максимальные коэффициенты кросс-корреляции аномалий средних трехлетних чисел форм циркуляции атмосферы с индексами АМО, PDO

Paired maximum cross-correlation coefficients of anomalies of average three-year numbers of atmospheric circulation forms with АМО, PDO indices

	АМО	PDO
W	$-0,47(-13)$	—
E	—	$-0,11(-2)$
C	$0,55(-8)$	—

Таким образом, нами впервые получены асинхронные статистические связи между формами циркуляции атмосферы, причем установлена связь с предысторией развития каждой формы циркуляции и с индексами АМО, PDO (табл. 1 и 2).

Статистические модели долгопериодной изменчивости с включением гидрометеорологических предикторов

Наличие значимых значений парных коэффициентов корреляции между формами циркуляции атмосферы и индексами АМО, PDO свидетельствует об их определенном вкладе в дисперсию изменчивости форм циркуляции атмосферы, поэтому была поставлена задача получения многофакторных связей каждой формы циркуляции с другими формами и индексами АМО и PDO. Разработка статистических моделей связи формы циркуляции атмосферы с предысторией форм циркуляции атмосферы и индексами АМО, PDO выполнялась по программам «Статистика» (<http://statistica.ru/theory>). При этом все переменные были нормированы на среднее квадратическое отклонение. С помощью пошаговой процедуры

множественной линейной регрессии методом последовательного включения переменных [16] с учетом результатов табл. 1 и табл. 2 были разработаны оптимальные модели долговременных колебаний форм циркуляции с использованием временных рядов 1921—2020 гг. Учитывая характер автокорреляционных функций (рис. 2), формы циркуляции с предысторией более четырех лет и частными коэффициентами корреляции меньше 0,22 были исключены из уравнений, но предикторы PDO и AMO сохранены.

В результате была получена следующая система статистических уравнений:

$$h\langle W \rangle = 0,78W(-1) - 0,31W(-3) - 0,48E(-4) - 0,22C(-4) - 0,18AMO(-13); \quad (1)$$

$$h\langle E \rangle = 0,98E(-1) - 0,50E(-3) + 0,35E(-4) - 0,16W(-3) - 0,09PDO(-2); \quad (2)$$

$$h\langle C \rangle = 0,92C(-1) - 0,60C(-3) + 0,49C(-4) - 0,19E(-1) + 0,18E(-4) + 0,14AMO(-8). \quad (3)$$

В моделях (1—3) для отличия рассчитываемых по уравнениям величин форм циркуляции от наблюдаемых форм циркуляции введены обозначения $h\langle W \rangle$, $h\langle E \rangle$, $h\langle C \rangle$. В уравнения (1)—(3) в качестве предикторов вошли формы циркуляции с предысторией в 1—4 года и индексы PDO и AMO. Статистические характеристики уравнений (1)—(3) приведены в табл. 3. Коэффициенты общей регрессии уравнений равны соответственно 0,94; 0,93 и 0,91, т.е. больше требуемого значения $> 0,6$.

Уровень значимости p -level для предикторов уравнений в большинстве случаев меньше 0,01, но для всех предикторов p -level меньше 0,05. Это указывает на то, что надежность расчета коэффициентов регрессии считается достаточной [17]. Критерий Фишера F на 2 порядка больше критического значения $F_{кр}$, то есть полученные уравнения являются адекватными, и результаты расчета удовлетворительно соответствуют исходным данным форм циркуляции атмосферы.

Таблица 3

Статистические характеристики уравнений (1)—(3).

Statistical characteristics of equations (1)—(3)

h<W>, уравнение (1): $R = 0,94$; $R^2 = 0,88$; $F = 140$; $F_{кр} = 6,0$; $\Delta W = 0,35$;			h<E>, уравнение (2): $R = 0,93$; $R^2 = 0,86$; $F = 120$; $F_{кр} = 6,0$; $\Delta W = 0,14$;			h<C>, уравнение (3): $R = 0,91$; $R^2 = 0,83$; $F = 310$; $F_{кр} = 8,0$; $\Delta W = 0,21$;		
Параметры	Вклад, %	p -level*	Параметры	Вклад, %	p -level*	Параметры	Вклад, %	p -level*
W(-1)	52	0,000	E(-1)	60	0,000	C(-1)	46	0,000
W(-3)	10	0,002	E(-3)	16	0,000	C(-3)	20	0,000
E(-4)	20	0,000	E(-4)	8	0,000	C(-4)	13	0,000
C(-4)	6	0,001	W(-3)	2	0,020	E(-1)	2	0,012
AMO(-13)	1	0,000	PDO(-2)	1	0,022	E(-4)	2	0,022
						AMO(-8)	1	0,012

Примечание: * означает значение p -критерия Стьюдента для i -той переменной в регрессионном уравнении.

Для линейного статистического уравнения дисперсия функции (в нашем случае предиктора) равна сумме произведений квадрата коэффициента пропорциональности в уравнении на дисперсию аргумента (в нашем случае предиктанта). Это правило позволяет вычислить вклад каждого предиктанта в дисперсию предиктора. Эти вклады рассчитаны для каждой переменной в уравнениях (1)–(3) и приведены в таблице в графе «Вклад, %».

Если убрать из уравнений (1)–(3) малые члены PDO(–2), АМО(–8), АМО(–13), то система уравнений (1)–(3) приобретает вид автоколебательной системы. Напомним, что автоколебания — это незатухающие колебания в нелинейной динамической системе, амплитуда и частота которых в течение длительного промежутка времени могут оставаться постоянными, не зависят в широких пределах от начальных условий и определяются свойствами самой системы [17]. При этом существенно то, что для восполнения потерь энергии должен существовать постоянный источник энергии, который в автономной системе, не имеющей сил, явно зависящих от времени, должен создавать силу, не являющуюся заданной функцией времени и определяемую самой системой. В определенной степени таким постоянным источником могут служить малые влияния индексов PDO(–2), АМО(–8), АМО(–13). Таким образом, в изменениях форм циркуляции наблюдаются свойства автоколебательной саморегулирующейся системы взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности [18].

Из табл. 3 следует, что дисперсия формы W связана с дисперсией предыстории $W(-1)$ и $W(-3)$ соответственно на 52 % и 10 %, с дисперсией предыстории форм $E(-4)$ на 20%, с $C(-4)$ связана лишь 6 % и слабо определяется дисперсией АМО. Дисперсия изменчивости формы $E(0)$ на 60 % связана с дисперсией предыстории $E(-1)$, на 16 % и 8% с дисперсией $E(-3)$ и $E(-4)$, а вклад формы $W(-3)$ составляет 2 %, и слабо определяется дисперсией АМО. Дисперсия изменчивости формы $C(0)$ суммарно на 79 % определяется предикторами $C(-1)$, $C(-3)$, $C(-4)$ и всего лишь на 4 % связана с дисперсией форм $E(-1)$ и $E(-4)$. Вклад дисперсии АМО в изменчивость формы циркуляции $C(0)$ мал.

Поскольку наша задача состояла в разработке статистических моделей по данным, осреднённым фильтром 3 года, то полученная система уравнений не позволяет установить импульс предикторов, который вызывает начало, развитие и деградацию форм циркуляции атмосферы. Вопрос причин зарождения, устойчивости, совместного существования и взаимного перехода форм циркуляции атмосферы (W , E , C) в масштабах синоптических и сезонных изменений еще нуждается в дальнейшем исследовании.

Статистические модели изменчивости форм циркуляции атмосферы с учетом астрогеофизических факторов

По мнению Дмитриева, Беязо, Гудошникова [11], изменчивость природных процессов в значительной мере определяется влиянием внешних сил. Ранее Виноградов и др. [19] отмечали, что на состояние общей циркуляции атмосферы влияют различные факторы как внутреннего, так и внешнего космико-географического

плана. С влиянием последних связывается частота и устойчивость формирования состояния циркуляции атмосферы.

Положения, высказанные как приведенными выше авторами, так и в работах [12, 14, 15, 20, 21, 22], подтверждаются результатами статистического анализа. Выполненный кросс-корреляционный анализ связи средних трехлетних форм W, E, C с рядом астрогеофизических характеристик (табл. 4) демонстрирует тесную корреляцию между формами циркуляции и астрогеофизическими характеристиками для большинства форм циркуляции. Выделяется большая корреляция форм циркуляции с продолжительностью суток, индексом lod , который характеризует скорость вращения Земли; изменением скорости вращения Земли (индекс $d lod$) и с аномалией силы притяжения между Землей и планетой Уран (F_{UR}).

Таблица 4

Корреляционная связь средних трехлетних форм W, E, C с астрогеофизическими характеристиками. (В скобках указан временной лаг запаздывания в годах форм циркуляции атмосферы по отношению астрогеофизическому индексу, горизонтальная черта означает отсутствие значимой корреляционной связи)

Correlation of three-year average forms of W, E, C with astrophysical characteristics. (The time lag in years of atmospheric circulation forms in relation to the astrophysical index is given in brackets, the horizontal line means the absence of a significant correlation)

	F_{UR}	F_{Sat}	J_s	SA	dSA	dQ	$d lod$	lod
W	0,81(–42)	0,23(–10)	–0,22(–23)	–0,26(–22)	0,20(–6)	—	–0,50(–3)	0,57(–21)
E	–0,65(–46)	—	–0,37(–26)	0,29(–21)	–0,26(–7)	0,21(–13)	0,37(–11)	0,55(–1), –0,34(–23)
C	–0,52(–28)	–0,35(–10)	–0,24(–17)	0,17(–7)	0,23(–8)	–0,22(–14)	0,52(–2)	–0,66(–10)

Связь колебаний скорости вращения Земли (индекс lod) с циркуляцией атмосферы представляется двоякой. На масштабах сезонных и межгодовых изменений отмечается, что колебания состояния атмосферы и океана являются причинами изменения скорости вращения Земли [23]. На масштабах внутривековых и вековых колебаний задающими считаются изменения скорости вращения Земли, которые влияют на процессы в природной среде Земли. По мнению Сидоренкова, многолетние колебания угловой скорости вращения Земли являются интегральным индексом глобальных климатических изменений [24]. Причины внутривековых и более продолжительных колебаний скорости Земли еще находятся в стадии изучения.

Кросс-корреляционный анализ связи трехлетних средних чисел форм циркуляции W, E, C с продолжительностью суток lod установил опережение изменений скорости вращения Земли по отношению внутривековых вариаций форм циркуляции C на 10 лет (табл. 2). То есть статистический анализ указывает на приоритет изменений скорости вращения Земли и вероятное ее влияние на форму циркуляции атмосферы C. Влияние изменчивости скорости вращения Земли на формы циркуляции атмосферы отмечал Сидоренков [23], который установил, что периоды ускорения вращения Земли совпадают с эпохами отрицательных аномалий формы циркуляции C и наоборот.

Влияние главных планет Урана, Сатурна и Юпитера в нашем исследовании моделируется аномалиями силы притяжения между Землей и планетами, соответственно переменными F_{Ur} , F_{Sat} , F_{Jup} . Можно предположить, что эти характеристики являются первым приближением учета влияния планет. Дмитриев, Беязо, Гудошников [11] установили связь координат полюса вращения Земли (X) и зональной формы циркуляции атмосферы (W) в зависимости от гелиодолгот Урана. Последнее соответствует изменению силы притяжения между Землей и Ураном F_{Ur} в зависимости от расстояния между ними. В указанной монографии также приводится связь изменений гидрометеорологических характеристик с положением планеты Сатурн на его орбите, что сопряжено с изменением силы притяжения между Землей и Сатурном F_{Sat} . Как видно из табл. 4, коэффициенты корреляции между формами циркуляции и индексом F_{Ur} довольно высокие, а с индексом F_{Sat} они значительно меньше. Корреляция аномалий силы притяжения между Землей и Юпитером F_{Jup} оказалась ниже уровня значимости (в табл. 2 эти данные не приведены). Возможно, на это повлияла операция сглаживания трехлетним фильтром, учитывая, что период обращения Юпитера равен 12 лет, а масштаб осреднения составлял 3 года.

Авторами монографии [11] продемонстрирована сопряженность изменения солнечного ветра и скорости вращения Земли в координатах гелиодолгот Юпитера, сопряженность солнечной активности и температуры воздуха в Западной Арктике по разностям гелиодолгот Урана и Юпитера и др. Влияние солнечной активности на циркуляцию атмосферы не вызывает сомнений, дискуссии продолжаются только о механизмах воздействия солнечной радиации на атмосферу Земли. Укажем, что Федоров [13] в колебаниях поступления солнечной радиации к Земле выделяет два механизма. Один связан с изменением солнечной активности Солнца SA , в качестве показателя которого чаще всего используют числа Вольфа. Другой механизм связан с изменением расстояния между Землей и Солнцем, наклоном оси вращения Земли, которые вызывают изменения в инсоляции Солнца Q , приходящей на внешнюю границу атмосферы.

В статье нами используется градиент инсоляции dQ (инсоляционная контрастность), в качестве которой была вычислена разность инсоляции в широтных зонах $45-65^\circ$ и $65-85^\circ$ с.ш., обозначенная индексом $dQ = Q_{45-65} - Q_{65-85}$. В работе Федорова и Гребенщикова [14] установлена статистическая связь глобальной приповерхностной температуры воздуха с величиной инсоляционной контрастности. По мнению Davis and Brewer [22], контрастность температуры между севером и югом управляет атмосферной циркуляцией Земли и ветровой циркуляцией океана. Коэффициенты корреляции между формами циркуляции и индексом dQ невысокие в пределах $0,21-0,22$ с опережением на $13-14$ лет (табл. 2).

Влияние изменений момента вращения системы Солнце–Земля относительно центра масс Солнечной системы J_s описывается Шерстюковым [15] следующим образом. Поскольку за счет больших планет возникает дисимметрия Солнечной системы, то возникают неучтенные составляющие в движении Земли, связанные с перемещением самого Солнца в космическом пространстве и перемещением Земли вместе с Солнцем. Появление в связи с дисимметрией Солнечной системы

неучтенных движений Земли и, как следствие, индукция при этом неучтенных сил, которые могут регулировать циркуляцию вод океана, теплообмен в системе океан–атмосфера и межширотный теплообмен [15].

Результаты статистического анализа, демонстрирующие сопряженность долгопериодных изменений форм циркуляции атмосферы с рядом астрогеофизических характеристик, явились основанием для построения статистических моделей долгопериодной изменчивости форм циркуляции, в которых в качестве предикторов включены астрогеофизические характеристики. С помощью пошаговой процедуры множественной линейной регрессии методом последовательного включения переменных [16] были получены оптимальные статистические модели долговременных колебаний нормированных средних трехлетних скользящих значений аномалий форм циркуляции за период с 1921 г. по 2020 г.:

$$k\langle W \rangle = 0,88F_{Ur}(-44) - 0,16Js(-23) + 0,29dSA(-8) - 0,19d\text{lod}(-2) - 0,16\text{lod}(-24) - 0,13SA(-21); \quad (4)$$

$$k\langle E \rangle = -1,16F_{Ur}(-43) - 0,48Js(-8) + 0,34\Delta Q(-13) - 0,34\Delta SA(-8) - 0,39d\text{lod}(-7) + 0,52\text{lod}(-23) + 0,26SA(-21); \quad (5)$$

$$k\langle C \rangle = 0,45F_{Ur}(-28) - 0,37Js(-18) - 0,27dQ(-13) - 0,90\text{lod}(-12) + 0,32*d\text{lod}(-1) + 0,002SA(-6). \quad (6)$$

В уравнениях (4)–(6) введены следующие обозначения модельных форм циркуляции $k\langle W \rangle$, $k\langle E \rangle$, $k\langle C \rangle$ для отличия их от наблюдаемых форм циркуляции атмосферы. Статистические характеристики уравнений (4)–(6) приведены в табл. 5. Коэффициенты детерминации уравнений, которые равны соответственно 0,81; 0,76; 0,65 и превышают критические значения $R_{кр} = 0,5–0,6$ [16], а уровень значимости p -level предикторов меньше 0,01, за исключением предиктора $SA(-6)$. Для этого индекса p -level больше 0,01, но меньше критического 0,05. Критерий Фишера F намного больше критического значения $F_{кр}$. Таким образом, из анализа статистических критериев следует, что уравнения (4)–(6) статистически значимы и адекватны, т. е. рассчитанные по уравнениям значения хорошо соответствуют исходным данным форм циркуляции атмосферы. Следовательно, между долговременной изменчивостью форм циркуляции атмосферы и изменчивостью астрогеофизических факторов установлена статистическая связь.

Для уравнений (4)–(6) был подсчитан вклад каждого предиктора в дисперсию форм циркуляции. Эти вклады в процентах приведены в табл. 3 для каждого предиктора. Как видим из полученных оценок, доминирующий вклад в дисперсию изменчивости форм циркуляции $\langle W \rangle$ и $\langle E \rangle$ приходится на изменчивость аномалии силы притяжения между Землей и планетой Уран, (F_{Ur}).

Вклад изменчивости аномалии силы притяжения между Землей и планетой Уран (F_{Ur}) в вариации формы C меньше, чем для форм $\langle W \rangle$ и $\langle E \rangle$ (табл. 5), а доминирующий вклад в изменчивости формы циркуляции $\langle C \rangle$ приходится на аномалию скорости вращения Земли (39 %, индекс $\text{lod}(-12)$). Дополнительно значительный вклад вносит изменчивость скорости вращения Земли (5 %, индекс $d\text{lod}(-1)$). Как отмечалось выше, по Сидоренкову, периоды ускорения вращения

Земли (в нашем случае уменьшение $d\text{lod}$) совпадают с эпохами отрицательных аномалий формы циркуляции C . Установленная им закономерность для формы циркуляции C также следует из уравнения (6). Действительно, при ускорении вращения Земли, что в нашем случае соответствует отрицательному значению $d\text{lod}$, парциальный вклад предиктора $d\text{lod}(-2)$, в соответствии с уравнением (6), способствует увеличению отрицательных аномалий формы циркуляции атмосферы C .

Таблица 5

Статистические характеристики уравнений (4—6)

Statistical characteristics of equations (4)—(6)

k<W>: уравнение (4) $R = 0,90$; $R^2 = 0,81$; $F = 101$; $F_{кр} = 5$; $\Delta W = 0,44$; $\sigma_w = 1,00$			k<E>: уравнение (5) $R = 0,89$; $R^2 = 0,79$; $F = 50$; $F_{кр} = 8$; $\Delta E = 0,47$; $\sigma_E = 1,00$			k<C>: уравнение (6) $R = 0,80$; $R^2 = 0,64$; $F = 26$; $F_{кр} = 7$; $\Delta C = 0,61$; $\sigma_c = 1,00$		
Параметры	Вклад, %	p -level	Параметры	Вклад, %	p -level	Параметры	Вклад, %	p -level
$F_{Ur}(-44)$	65	0,000	$F_{Ur}(-43)$	46	0,000	$F_{Ur}(-28)$	10	0,000
$J_s(-23)$	2	0,001	$J_s(-8)$	8	0,000	$J_{s_y}(-18)$	7	0,000
$dSA(-8)$	7	0,000	$dSA(-8)$	4	0,000	$dQ(-13)$	3	0,001
$SA(-21)$	1	0,004	$SA(-21)$	2	0,000	$SA(-6)$	0,002	0,039
$d\text{lod}(-2)$	3	0,000	$d\text{lod}(-7)$	5	0,000	$d\text{lod}(-1)$	5	0,000
$\text{lod}(-24)$	2	0,001	$dQ(-13)$	4	0,000	$\text{lod}(-12)$	39	0,000
			$\text{lod}(-23)$	9				

Вклад в долговременные изменения аномалий числа форм циркуляции атмосферы $\langle W \rangle$, $\langle E \rangle$, $\langle C \rangle$ астрогеофизических параметров dQ (инсоляционная контрастность), $dSA(-8)$ (разность поступление от Солнца энергии в 0-й и 10-й годы), интенсивности солнечной активности (числа Вольфа, SA) невелик и колеблется от 0,002 до 7 %. Вклад изменчивости аномалий среднегодового суммарного момента инерции вращения больших планет относительно центра масс Солнечной системы J_s в долгопериодную изменчивость форм циркуляции колеблется от 2 до 8 % (табл. 5).

Опыт предвычисления долгопериодных изменений форм циркуляции атмосферы

Высокие общие коэффициенты корреляции и коэффициенты детерминации разработанных статистических моделей (1)—(6) позволяют полагать, что разработанные уравнения на статистическом уровне правдоподобно описывают долговременные изменения форм циркуляции атмосферы в западной части Арктики в диагностическом режиме. То есть уравнения можно использовать в расчетах аномалий трехлетних средних скользящих величин форм циркуляции атмосферы для периодов, для которых известны значения предикторов, а расчеты выполняются для определения недостающих значений предиктантов.

В тоже время встает вопрос о возможности использования статистических моделей долговременных изменений циркуляции атмосферы для предвычисления форм циркуляции атмосферы для Арктики. Такой расчет был выполнен за период

с 1921 г. по 2021 г. по зависимым предикторам и осуществлена экстраполяция значений форм циркуляции атмосферы на период с 2022 г. по 2030 г. по независимым предикторам.

Расчеты по уравнениям (1)—(3) производились следующим образом. На первом шаге (2022 г.) по уравнениям рассчитывались величины средних трехлетних скользящих значений W , E , C . На втором временном шаге вычисленные значения форм циркуляции использовались в качестве предыстории $W(-1)$, $E(-1)$, $C(-1)$ с корректировкой предыстории на следующие три года. Значения предикторов АМО, PDO и L_w для периода с 1920 г. по 2021 г. использовались фактические, а для периода с 2022 г. по 2030 г. предвычислялись по формулам, полученным эмпирическим путем полиномами шестой степени временных рядов за период с 1920 г. по 2021 г.

Расчеты аномалий форм циркуляции по уравнениям (4—6) были выполнены с использованием известных предикторов (1920—2021 гг.) и предвычисленных астрогеофизических предикторов для периода с 2022 г. по 2030 г. Значения индекса dQ были вычислены по данным Костина и Федорова /<http://www.solar-climate.com/en/ensc/basard.htm/>, а индекса J_s — по данным Шерстюкова [15]. Значения индексов lod , $d lod$ и dWs были рассчитаны по данным прогнозов [25, 26].

На рис. 3 приведены фактические аномалии форм циркуляции атмосферы W , E (временной ряд 1921—2022 г.) и расчетные $k\langle W \rangle$, $k\langle E \rangle$, $h\langle W \rangle$, $h\langle E \rangle$ до 2030 г., а на рис. 4 приведены фактические аномалии форм циркуляции атмосферы $W + E$, C (временной ряд 1921—2022 г.) и расчетные $k\langle C \rangle$, $k\langle W + E \rangle$, $h\langle C \rangle$, $h\langle W + E \rangle$ до 2030 г. с использованием астрогеофизических и гидрометеорологических предикторов.

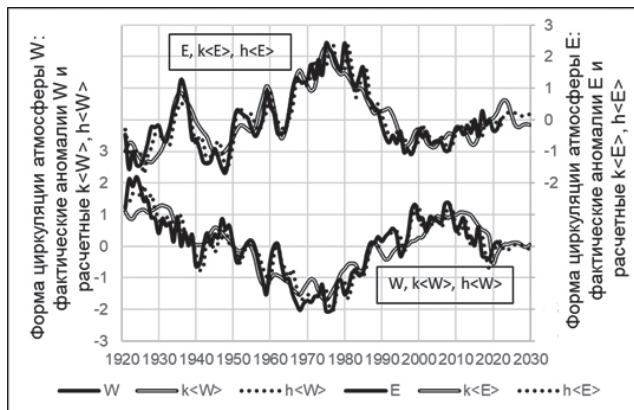


Рис. 3. Фактические аномалии форм циркуляции атмосферы W , E (временной ряд 1921—2022 г.) и расчетные до 2030 г. с использованием астрогеофизических предикторов $k\langle W \rangle$, $k\langle E \rangle$ и гидрометеорологических предикторов $h\langle W \rangle$, $h\langle E \rangle$.

Fig. 3. Actual anomalies of atmospheric circulation forms W , E (time series 1921—2022) and calculated up to 2030 using astrophysical predictors $k\langle W \rangle$, $k\langle E \rangle$ and hydrometeorological predictors $h\langle W \rangle$, $h\langle E \rangle$.

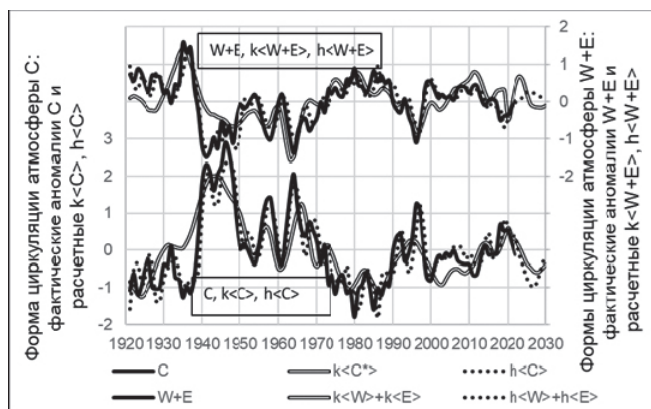


Рис. 4. Фактические аномалии форм циркуляции атмосферы W + E, C (временной ряд 1921—2022 г.) и расчетные до 2030 г. с использованием астрогеофизических предикторов $k<W + E>$, $k<C>$ и гидрометеорологических предикторов $h<W + E>$, $h<C>$.

Fig. 4. Actual anomalies of atmospheric circulation patterns W + E, C (time series 1921—2022) and calculated up to 2030 using astrogeophysical predictors $k<W + E>$, $k<C>$ and hydrometeorological predictors $h<W + E>$, $h<C>$.

Сопоставление фактических и рассчитанных по зависимым предикторам значений форм циркуляции на временном интервале 1921—2020 гг. свидетельствует о сопряженном описании долговременных изменений форм циркуляции как уравнениями (1)—(3) с гидрометеорологическими предикторами, так с уравнениями (4)—(6) с астрогеофизическими предикторами, что также следует из статистических оценок в табл. 4 и табл. 5. При этом коэффициенты корреляции между парами рядов ($k<W>—h<W>$), ($k<E>—h<E>$), ($k<C>—h<C>$) равны соответственно 0,86; 0,89; 0,73. А среднеквадратические разности между расчетами с использованием гидрометеорологических и астрогеофизических предикторов составили для W, E, C составили соответственно 0,47; 0,42; 0,66.

Анализ расчетов для временного интервала 2021—2030 гг. с использованием независимых предикторов позволяет сделать важный вывод. Предвычисления форм циркуляции атмосферы моделями (1)—(3) с независимыми гидрометеорологическими предикторами и моделями (4)—(6) с независимыми астрогеофизическими предикторами дают близкие результаты. Среднеквадратические разности между расчетами с использованием независимых гидрометеорологических и астрогеофизических предикторов для W, E, C составили для всех 0,40 или 40 % по отношению к среднеквадратическому (нормированному) отклонению фактических изменений W, E, C. Таким образом, обе группы уравнений адекватно описывают тенденции долговременных изменений форм циркуляции атмосферы и могут служить методической основой для разработки сверхдолгосрочного прогноза долговременных изменений с использованием как гидрометеорологических и астрогеофизических предикторов, так и их

комбинации. Но вопрос об использовании статистических моделей для целей сверхдолгосрочного прогноза форм циркуляции атмосферы в Арктике требует дополнительного анализа. Важнейшими этапами в этом направлении является исследование устойчивости статистических уравнений вне ряда предикторов, которые участвовали в разработке этих уравнений (в работе [27] такая процедура была использована при описании долговременной изменчивости температуры воздуха в Арктике), а также развитие физической интерпретации влияния предикторов.

Заключение

Выполнен анализ статистической структуры долговременных (более 1—3 лет) изменений форм циркуляции по классификации Вангенгейма. Установлено, что наибольший линейный тренд имеют западная W и восточная E формы циркуляции атмосферы (при этом знак трендов у них противоположный), а меридиональная форма C имеет слабый отрицательный тренд.

Спектральный анализ демонстрирует в межгодовых колебаниях форм циркуляции W, E и C присутствуют цикличности с периодом 2—3 года и 5—6 лет и 7—9 лет. Наибольшие амплитуды приходятся на цикличности 20—25 лет, 40—42 года, и по нелинейному тренду можно предположить присутствие цикличности с периодом 80—100 лет в колебаниях форм W и E, а в изменениях формы C отмечается цикличность с периодом около 60—80 лет.

Установлена статистическая связь среднегодовых форм W, E и C с их предысторией: для W связь с прошлыми уровнями временных рядов может достигать 11—12 лет, для E может достигать 10 лет, а для формы C — до 6—7 лет. Статистическая связь средней трехлетней формы W с предыдущими значениями (предыстория) временного ряда отмечается до 6 лет, формы E может достигать 4—5 лет, а связь формы C с предысторией может сохраняться только до 2—3 лет.

С помощью корреляционного анализа выявлено, что западная форма циркуляции $W(0)$ статистически тесно связана с предысторией ее развития $W(-1)$ — $W(-4)$ и с восточной формой $E(0)$ и ее предысторией. Но с меридиональной формой $C(0)$ и ее предысторией статистическая связь очень слабая, ниже уровня значимости. Восточная форма циркуляции $E(0)$ статистически тесно связана с ее предысторией и западной формой циркуляции $W(0)$ и ее предысторией. Но корреляция формы $E(0)$ с меридиональной формой $C(0)$ слабая и даже ниже уровня значимости. Статистическая связь меридиональной форма циркуляции $C(0)$ с предысторией достаточно быстро убывает, коэффициент корреляции с $C(-3)$ уже меньше 0,6. Изменения $C(0)$ практически не коррелирует с западной формой $W(0)$ и ее предысторией, а с восточной формой $E(0)$ и ее предысторией форма циркуляции $C(0)$ статистически связана коэффициентами корреляции меньше 0,5.

Разработаны статистические модели долговременных колебаний нормированных средних трехлетних скользящих значений аномалий форм циркуляции для периода с 1921 г. по 2020 г. с гидрометеорологическими и астрогеофизическими предикторами, а также получены оценки вклада каждого предиктора в дисперсию

предиктантов. Соответствие рассчитанных по уравнениям форм циркуляции атмосферы фактическим значениям позволяет сделать вывод о возможности использовать разработанные модели для диагностических расчетов форм циркуляции атмосферы по типизации Вангенгейма.

Выполнены опытные расчеты средних трехлетних скользящих значений форм циркуляции атмосферы на период до 2030 г. Предвычисление по статистическим моделям с гидрометеорологическими предикторами и по моделям с астрогеофизическими предикторами показывает хорошее совпадение, что позволяет использовать оба подхода для расчета долгопериодной изменчивости форм циркуляции атмосферы Вангенгейма. Но при разработке метода сверхдолгосрочного прогноза форм циркуляции атмосферы на основе статистических моделей важно испытать, насколько модели теряют точность при переходе к расчетам по независимым данным, т.е. исследовать устойчивость статистических уравнений вне ряда предикторов, которые участвовали в разработке этих уравнений. Такая процедура была использована при описании долговременной изменчивости температуры воздуха в Арктике в работе [27]. Не менее важным этапом при разработке метода сверхдолгосрочного прогноза является выявление физических механизмов влияния предикторов и описание их прямого или косвенного воздействия на изменчивость форм циркуляции атмосферы.

Указанные процедуры позволяют использовать предложенные выше подходы статистического описания долговременных изменений форм циркуляции (с использованием как гидрометеорологических и астрогеофизических предикторов, так и их комбинации) для разработки сверхдолгосрочного (более года) расчета и прогноза форм циркуляции атмосферы по классификации Вангенгейма для Арктики.

Список литературы

1. Иванов В. В., Алексеев Г. А. Атмосферная циркуляция и развитие атмосферных процессов в морской Арктике // Моря российской Арктики в современных климатических условиях / Под ред. И. М. Ашика, СПб: ААНИИ, 2021. С. 20—34.
2. Алексеев Г. В. Современное состояние климатической системы морской Арктики // Моря российской Арктики в современных климатических условиях / Под ред. И. М. Ашика, СПб: ААНИИ, 2021. С. 10—19.
3. Гудкович З. М., Карклин В. П., Фролов И. Е. Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова, Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. №6. С. 5—14.
4. Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П. и др. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа. СПб: Наука. 2007. 135 с.
5. Юлин А. В. Климатическая изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане и российских арктических морях // Моря российской Арктики в современных климатических условиях / Под ред. И. М. Ашика, СПб: ААНИИ, 2021. С. 132—141.
6. Аксенов П. В., Иванов В. В. Атлантификация как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Том 64. № 1. С. 42—54. DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-1-42-54
7. Тимохов Л. А., Блошкина Е. В. Термохалинная структура арктических морей в 1986—2015 гг. // Моря российской Арктики в современных климатических условиях / Под ред. И. М. Ашика, СПб: ААНИИ, 2021. С. 204—250.

8. Иванов В. В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова // Гидрометеорология и экология. 2021. № 64. С. 407—434. doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-407—434.
9. Scafetta N. Climate Change and Its causes: A Discussion about Some Key Issues // La Chimica e l'Industria. 2010. No. 1. P. 70—75.
10. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ, 1952, Т. 34. 66 с.
11. Дмитриев А. А., Беязов В. А., Гудошников Ю. П. Ритмические колебания земных природных процессов и их гравитационная обусловленность. СПб: Издательство Политехнического университета. 2011. 231 с.
12. Дыдина Л. А. Макроциркуляционный метод прогнозов погоды на 3—10 суток для Арктики. Л., Гидрометеиздат, 1964. 391 с.
13. Федоров В. М. Солнечная радиация и климат Земли. М.: ФИЗМАТГИЗ, 2018. 232 с.
14. Федоров В. М., Гребенников П. Б. Инсоляционная контрастность Земли и изменение площади морских льдов в Северном полушарии // Арктика: экология и экономика. 2018. № 4(32). С. 86—94. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-86-94.
15. Шерстюков Б. Г. Колебательная система климата, резонансы, дальние связи, прогнозы. Обнинск, 2021. 221 с.
16. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна). Мурманск, Изд-во ПИНРО, 2003. 129 с.
17. Андронов А. А., Витт А. А., Хайкин С. Э. Теория колебаний. 2 изд., М., 1959. 916 с.
18. Николаев Ю. В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 52 с.
19. Виноградов Н. Д., Дмитриев А. А., Болотинская М. С. и др. Влияние изменения циркуляции атмосферы на климат // Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Б. А. Крутских. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1991. С. 62—94.
20. Слепцов-Шевлевич Б. А., Бояринов А. М. Солнечный ветер, вращение Земли и климат. СПб: 2002. 159 с.
21. Логинов В. Ф. Космические факторы климатических изменений. Минск, 2020. 168 с.
22. Davis B. A. S., S. Brewer. A unified approach to orbital, solar, and lunar forcing based on the Earth's latitudinal insolation/temperature gradient. 2011.
23. Сидоренков Н. С. Небесно-механические причины изменения погоды и климата // Геофизические процессы и биосфера. 2015. Т. 15. №3. С. 5—26.
24. Сидоренков Н. С. Физика неустойчивости вращения Земли. М.: Физматлит, 2002. 380 с.
25. Solar cycle progression. Space weather prediction center, NOAA, 2022. <https://www.swpc.noaa.gov/products/solar-cycle-progression>
26. Earth Rotation — the Change in the Length of Day and Delta T.pdf. HM Nautical Almanac Office, <https://astro.ukho.gov.uk/>.
27. Тимохов Л. А., Малинин В. Н., Иванов В. В. Связь долговременных изменений температуры воздуха в Арктике с колебаниями гидрометеорологических и астрогеофизических факторов // Гидрометеорология и экология. 2024. № 76. С. 451—473.

References

1. Ivanov V. V., Alekseenkov G. A. Atmospheric circulation and development of atmospheric processes in the marine Arctic. *Seas of the Russian Arctic in modern climatic conditions*. /Ed. I. M. Ashik. St. Petersburg: AARI. 2021: (20—34). (In Russ.).
2. Alekseev G. V. Current state of the climate system of the marine Arctic. *Seas of the Russian Arctic in modern climatic conditions*. /Ed. I. M. Ashik. St. Petersburg: AARI. 2021: (10—19). (In Russ.).
3. Gudkovich Z. M., Karklin V. P., Frolov I. E. Intra-century changes in climate, ice cover area, Eurasian Arctic seas and their possible causes. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology*, 2005; (6): (5—14). (In Russ.).

4. Frolov I. E., Gudkovich Z. M., Karklin V. P. et al. *Nauchnyye issledovaniya v Arktike. T. 2. Klimaticheskiye izmeneniya ledyanogo pokrova Yevraziyskogo shel'fa* = *Scientific research in the Arctic. Vol. 2. Climatic changes in the ice cover of the Eurasian shelf*. St. Petersburg: Nauka. 2007: 135 p. (In Russ.).
5. Yulin A. V. Climatic variability of ice area in the Arctic Ocean and Russian Arctic seas. In: *Seas of the Russian Arctic in modern climatic conditions*. /Ed. I. M. Ashik. St. Petersburg: AARI. 2021; (132—141). (In Russ.).
6. Aksenov P. V., Ivanov V. V. “Atlantification” as a probable reason for the reduction of sea ice in the Nansen basin in the winter season. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Problems of the Arctic and Antarctic*. 2018; 64(1): (42—54). DOI: 10.20758/0555-2648-2018-64-1-42-54 (In Russ.).
7. Timokhov L. A., Bloshkina E. V. Thermohaline structure of the Arctic seas in 1986—2015. In: *Seas of the Russian Arctic in modern climatic conditions*. Ed. I. M. Ashik. St. Petersburg: AARI. 2021; (204—250). (In Russ.).
8. Ivanov V. V. Present changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with reduction of the sea ice cover. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2021; (64): (407—434). doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-407—434. (In Russ.).
9. Scafetta N. Climate Change and Its Causes, a Discussion about Some Key Issues, SPPI Original Paper, Science and Public Policy Institute, Haymarket, 2010; 1—56.
10. Vangengeim G. Ya. Fundamentals of the macrocirculation method of long-term meteorological forecasts for the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Problems of the Arctic and Antarctic*. 1952, (34); 66 p. (In Russ.).
11. Dmitriev A. A., Belyazo V. A., Gudoshnikov Yu. P. *Ritmicheskiye kolebaniya zemnykh prirodnykh protsessov i ikh gravitatsionnaya obuslovlennost = Rhythmic oscillations of natural processes of the earth and their gravitational determinacy*. St. Petersburg: Publishing House of the Polytechnic University. 2011: 231 p. (In Russ.).
12. Dydina L. A. *Makrotsirkulyatsionnyy metod prognozov pogody na 3—10 sutok dlya Arktiki = Macro-circulation method of weather forecasts for 3—10 days for the Arctic*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1964: 391 p.
13. Fedorov V. M. *Solnechnaya radiatsiya i klimat Zemli = Solar radiation and the Earth's climate*. Moscow: Fizmatgiz, 2018: 232 p. (In Russ.).
14. Fedorov V. M., Grebennikov P. B. Insolation contrast of the Earth and changes in the area of sea ice in the Northern Hemisphere. *Arctic: ecology and economics*. 2018; 4(32): (86—94). DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-86-94. (In Russ.).
15. Sherstyukov B. G. *Kolebatel'naya sistema klimata, rezonansy, dal'niye svyazi, prognozy = Vibrational climate system, resonances, long-distance communications, forecasts*. Obninsk: RIHMI-WDC. 2021:222 p. (In Russ.).
16. Malinin V. N., Gordeeva S. M. *Fiziko-statisticheskiy metod prognoza okeanologicheskikh kharakteristik (na primere Severo-Yevropeyskogo basseyne) = Physical-statistical method of forecasting oceanographic characteristics (on the example of the North European basin)*. Murmansk, PINRO Publishing House. 2003: 129 p. (In Russ.).
17. Andronov A. A., Vitt A. A., Khaykin S. E. *Teoriya kolebaniy = Theory of Oscillations*. 2nd ed., Moscow, 1959, 916 p. (In Russ.).
18. Nikolayev YU. V. *Rol' krupnomasshtabnogo vzaimodeystviya okeana i atmosfery v formirovaniy anomalii pogody = The Role of Large-Scale Interaction of the Ocean and Atmosphere in the Formation of Weather Anomalies*. Leningrad: Gidrometeoizdat.1981: 52 p. (In Russ.).
19. Vinogradov N. D., Dmitriev A. A., Bolotinskaya M. S. et al. The influence of atmospheric circulation changes on climate. In: *Climatic regime of the Arctic at the turn of the 20th and 21st centuries*. Ed. B. A. Krutskikh. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1991; (62—94). (In Russ.).
20. Slepsov-Shevlevich B. A., Boyarinov A. M. *Solnechnyy veter, vrashcheniye Zemli i klimat = Solar wind, Earth rotation and climate*. St. Petersburg: 2002:159 p. (In Russ.).
21. Loginov V. F. Space factors of climate change. Minsk, 2020. 168 p.
22. Davis B. A.S., Brewer S. A unified approach to orbital, solar, and lunar forcing based on the Earth's latitudinal insolation/temperature gradient. *Quaternary Science Reviews*, 2011. 30(15—16): 1861—1874.
23. Sidorenkov N. S. Celestial-mechanical causes of weather and climate change. *Geophysical processes and the biosphere*, 2015. 15(3): (5—26). (In Russ.).

24. Sidorenkov N. S. Physics of instability of the Earth's rotation. Moscow: Fizmatlit, 2002. 380 p. (In Russ.).
25. Solar cycle progression. Space weather prediction center, NOAA, 2022. <https://www.swpc.noaa.gov/products/solar-cycle-progression>.
26. Earth Rotation — the Change in the Length of Day and Delta T.pdf. HM Nautical Almanac Office, <https://astro.ukho.gov.uk/>.
27. Timokhov L. A., Malinin V. N., Ivanov V. V. The relationship of long-term changes in air temperature in the Arctic with fluctuations in hydrometeorological and astrogeophysical factors. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2024;(76):451—473 doi:10.33933/2713-3001-2024-76-451-473. (In Russ.).

Информация об авторах

Тимохов Леонид Александрович, доктор физико-математических наук, профессор, главный научный сотрудник отдела океанологии, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, ltim@aari.ru.

Иванов Владимир Васильевич, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией долгосрочных метеорологических прогнозов отдела ледового режима и прогнозов, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, v_ivanov@aari.ru.

Informations about authors

Timokhov L. A., Doctor of Physical Sciences, Professor, Chief Researcher of the Department of Oceanology, Arctic and Antarctic Research Institute.

Ivanov V. V., Candidate of Geography Sciences, Leading Researcher, Head of the Laboratory of Long-term Meteorological Forecasts of the Department of Ice Regime and Forecasts, Arctic and Antarctic Research Institute.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 22.05.2025

Принята к печати после доработки 20.08.2025

The article was received on 22.05.2025

The article was accepted after revision on 20.08.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 474—483.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):474—483.

Научная статья

УДК 551.594(23.03)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-474-483

Исследования распределения электрического поля в геометрически неоднородном электродном слое в высокогорных условиях

Дмитрий Владимирович Тимошенко,

Геннадий Владимирович Куповых, Татьяна Владимировна Кудринская

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия, E-mail: dmitrytim@sfedu.ru

Аннотация. Проведен сравнительный анализ данных экспериментов по синхронным измерениям напряженности электрического поля вблизи поверхности земли и на разных высотных строениях с результатами расчетов в рамках модели приземного электродного слоя с неоднородной поверхностью. Рассмотрено представление коэффициента искажения напряженности электрического поля в виде произведения геометрической и электродной компонент. Для описания геометрической неоднородности применялась математическая модель эллипсоида на плоскости. Для учета влияния электродного эффекта использованы приближенные аналитические решения для различных типов метеоусловий. Получено хорошее совпадение теоретических расчетов с результатами измерений на горных станциях. Предложенный подход может быть положен в основу методики имитационного моделирования поверхности сложного рельефа при обработке данных атмосферно-электрических измерений.

Ключевые слова: напряжённость электрического поля, электродный эффект, приземный слой, коэффициент искажения, турбулентность.

Для цитирования: Тимошенко Д. В., Куповых Г. В., Кудринская Т. В. Исследования распределения электрического поля в геометрически неоднородном электродном слое в высокогорных условиях // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 474—483. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-474-483.

Original article

Researches of electric field distribution in a geometrically inhomogeneous electrode layer in high altitude conditions

Dmitry V. Timoshenko, Gennady V. Kupovykh, Tatiana V. Kudrinskaya

Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia, E-mail: dmitrytim@sfedu.ru

Summary. A comparative analysis of experimental data on synchronous measurements of electric field strength near the earth's surface and at different high-rise buildings is carried out with the results of calculations using the model of a surface electrode layer with an inhomogeneous surface.

The issue of matching model and experimental values of the electric field strength distortion in the surface layer of the atmosphere in the presence of irregularities of arbitrary shape in the measurement

area is investigated. The previously proposed representation of the reduction coefficient as a product of geometric and electrode components is considered. A theoretical justification for the reduction coefficient is given, as well as a description of experiments to determine electric field distortions due to geometric inhomogeneity of the measuring area. The paper describes experiments that establish electric field strength distortions caused by the presence of inhomogeneities on the Earth's surface in the form of buildings or devices for installing measuring sensors. Numerical experiments have been carried out to replace rectangular inhomogeneities with ellipsoid-shaped inhomogeneities of the corresponding parameters. The good consistency of theoretical and experimental data confirms the hypothesis that the reduction coefficient can be represented as a product of geometric and field components. The calculated electrical characteristics of a turbulent surface layer with an inhomogeneous electrode surface in the form of an ellipsoidal elevation have been studied and compared with observations conducted under conditions similar to the model ones. The cases of stationary and non-stationary coefficients of turbulent transport are considered, assuming the independence of geometric and electrical factors of electric field distortion.

The representation of the electric field strength reduction coefficient as a product of geometric and electrode components is considered. A mathematical model of an ellipsoid on a plane was used to describe geometric inhomogeneity. Approximate analytical solutions for various types of weather conditions were used to account for the effect of the electrode effect. A good agreement was obtained between the theoretical calculations and the measurement results at mining stations. The proposed approach can be used as the basis for the simulation of the surface of a complex relief when processing atmospheric and electrical measurement data.

Keywords: the electrode effect, the surface layer of the atmosphere, the reduction coefficient, turbulence.

For citation: Timoshenko D. V., Kupovykh G. V., Kudrinskaya T. V. Researches of electric field distribution in a geometrically inhomogeneous electrode layer in high altitude conditions. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(474—483). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-474-483. (In Russ.).

Введение

При проведении атмосферно-электрических наблюдений в приземном слое атмосферы одной из задач является сравнение данных о напряженности электрического поля, полученных в разных пунктах и при различных способах размещения датчиков.

Теория электродного эффекта, описывающая электрическое состояние атмосферы вблизи поверхности земли, изначально была построена для поверхности плоского электрода [1]. В то же время реальные измерения обычно проводятся на некотором возвышении. В первую очередь это связано с особенностью расстановки измерительных датчиков, располагающихся в специальных будках, на мачтах и крышах зданий [2, 3]. Кроме того, необходимо учитывать естественные возвышенности, которые могут присутствовать вблизи или на территории измерительных площадок.

Указанные факторы могут приводить к искажению значений измеряемых электрических параметров атмосферы, в первую очередь, напряженности электрического поля (градиента потенциала).

Для корректной интерпретации данных измерения и расчетов искажений электрического поля, возникающих в условиях сложной геометрии земной поверхности, в [4, 5] рассмотрены математические модели в форме краевых задач для ионизационно-рекомбинационных уравнений электродного эффекта в областях, имеющих неоднородность в форме верхней половины сферы [2] и верхней

половины эллипсоида [3] над плоской поверхностью. Решение указанных краевых задач позволило получить пространственные распределения напряженности электрического поля вблизи электрода с соответствующим типом неоднородности.

В практике атмосферно-электрических наблюдений для интерпретации результатов измерений напряженности электрического поля в условиях сложного рельефа местности состоит в использовании так называемого коэффициента редукции (K_p), который понимается как коэффициент пересчета значений, измеренных на некоторой высоте (при возможно сложной геометрии установки датчика) к значениям, полученным в идеальных условиях равнины [2]. В работе [3] приведены одни из первых данных по экспериментальному исследованию зависимости коэффициента редукции от величины измеряемого электрического поля $K_p(E)$, полученные при синхронных измерениях напряженности электрического поля двумя датчиками (электростатическими флюксметрами): на уровне земли (E_1) и на крыше зданий (E_2), и исследованы статистические взаимосвязи между рядами наблюдений. В качестве теоретической интерпретации зависимости $K_p(E)$ предложено представление коэффициента искажения в виде произведения геометрического множителя и отдельно его электродной составляющей.

В настоящей работе используются результаты экспериментов по синхронным измерениям напряженности электрического поля на двух уровнях (E_1 и E_2), проводившихся на станциях Кызбурун (Баксанское ущелье, 600 м н. у. м.) и Пик Чегет (3040 м н. у. м. в районе Эльбруса). На горных станциях практически отсутствуют аэрозольное и радиоактивное загрязнения воздуха, сильные источники ионизации, что позволяет минимизировать число факторов, искажающих электрическое поле.

Целью работы является анализ результатов экспериментальных данных по измерению напряженности электрического поля на разных высотах в различных условиях с использованием модели пространственно-неоднородного электродного эффекта.

Содержание и результаты экспериментов

Содержание экспериментов состояло в измерении напряженности электрического поля непосредственно вблизи земной поверхности (первый датчик, E_1) и на крыше здания (второй датчик, E_2) флюксметрами фирмы Vaisala.

Иллюстрация расположения датчиков на измерительных площадках Пик Чегет и Кызбурун приведена на рис. 1 и рис. 2.

Для станции Кызбурун высота расположения второго датчика составляла 4 м, расстояние между зданием и первым датчиком по горизонтали — 10 м, высота первого датчика над земной поверхностью — 0,5 м.

На станции Пик Чегет высота второго датчика составляла 6 м, расстояние между зданием и первым датчиком по горизонтали — 7 м, высота первого датчика над земной поверхностью — 0,5 м.

Таким образом, чистый перепад высот между первым и вторым датчиком составлял 3,5 м для станции Кызбурун и 5,5 м для станции Пик Чегет.



Рис. 1. Расположение измерительных датчиков на измерительной площадке Пик Чегет.

Fig. 1. Location of measuring sensors at the measuring site of Cheget Peak.



Рис. 2. Расположение измерительных датчиков на измерительной площадке Кызбурун.

Fig. 2. Location of measuring sensors at the measuring site of Kyzburun.

Идея описываемых экспериментов состоит в изучении искажений электрического поля, вызванных геометрическими неоднородностями, присутствующими на измерительной площадке в виде зданий или иных объектов. С целью учета этих искажений один из датчиков ставился на уровне земли, а второй — на крыше здания. В качестве математической модели геометрически неоднородного

электрода принимается эллипсоид с несовпадающими главными осями, позволяющий учесть пространственную асимметрию.

Наряду с геометрической моделью неоднородного электрода в виде эллипсоидальной поверхности для оценки искажений электрического поля используется идея «коэффициента редукции», позволяющая выделить среди факторов, порождающих искажение, непосредственно связанные с геометрией электрода (расстановки датчиков), и факторы действия электродного эффекта.

Коэффициент редукции K_p электрического поля — это отношение значений напряжённости электрического поля в геометрически искажённых условиях к его эталонному значению на равнине. Коэффициент редукции вводят для унификации данных атмосферно-электрических наблюдений, которые проводятся на сети наземных станций. Напряжённость электрического поля (градиент потенциала) обычно измеряется на некоторой высоте от поверхности земли с использованием различных способов установки датчиков. Получаемые значения поля могут сильно отличаться от эталонных, под которыми понимаются измерения на плоской поверхности в условиях равнины.

Анализ экспериментальных данных будем проводить с использованием коэффициента искажения по аналогии с коэффициентом редукции в качестве параметра, характеризующего степень искажения величины электрического поля под действием сложного рельефа земной поверхности и вследствие влияния электродного эффекта.

Приведем средние значения электрического поля E_1 и E_2 , измеренного в условиях «хорошей погоды», и значения коэффициента искажения K_p для двух пунктов (табл. 1).

Таблица 1

Данные эксперимента на станциях Пик Чегет и Кызбурун
Experimental data at the stations of Cheget Peak and Kyzburun

Пик Чегет			Кызбурун		
E_1 , В/м	E_2 , В/м	K_p	E_1 , В/м	E_2 , В/м	K_p
97	311	3,2	62	107	1,7
125	458	3,6	80	132	1,7
138	543	3,9	94	154	1,6
162	667	4,1	119	159	1,3
средние значения			средние значения		
142	560	4	89	138	2

Различные абсолютные значения напряженности электрического поля объясняются разной орографией местности — условно равниной для пункта Кызбурун и сложным горным рельефом для пункта Пик Чегет.

В обоих экспериментах значения коэффициента искажения меняются в зависимости от значений напряжённости электрического поля вблизи земной поверхности, но по-разному. В равнинных условиях значения K_p уменьшаются, а в горных — возрастают с усилением электрического поля. Это подтверждает

предположение, что значения K_p обусловлены наряду с геометрией расстановки датчиков и особенностями рельефа площадок, действием электродного эффекта у поверхности земли.

Расчет значений электрического поля и коэффициента искажения вблизи эллипсоидального электрода

Проведем моделирование геометрической неоднородности экспериментальных площадок, используя представление электрода в виде верхней половины эллипсоида, лежащего на плоской поверхности, соответствующей переходу поверхности измерительной площадки в расположенное на ней здание, содержащее второй датчик [5]. Представление неоднородности в виде эллипсоида удобно наличием у последнего неполной пространственной симметрии, выраженной тремя полуосями, позволяющими однозначно описывать трехмерные объекты.

Значения напряженностей электрического поля в верхней точке, рассчитанные по модели электрода в форме эллипсоида на основе измеренных значений вблизи земной поверхности и данных о размерах зданий и расстояниях между датчиками, приведены в табл. 2.

Вычислительный эксперимент проводился на основании параметров расстановки датчиков: высота — 4 м, длина и ширина здания — 5 м и 15 м соответственно, расстояние между датчиками — 10 м для станции Кызбурун; высота — 6 м, длина и ширина здания — 5 м и 6 м соответственно, расстояние между датчиками — 7 м для станции Пик Чегет.

При расчете коэффициента искажения использовалось определение [2,3]:

$$K_p = \frac{E_2}{E_1}, \quad (1)$$

где величина E_2 — значение напряжённости электрического поля в рассматриваемой точке вблизи электрода в форме эллипсоида, определяемое по формуле [5]:

$$E_2 = E_1 + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{k=1}^{\infty} A \frac{(1-(-1)^n)(1-(-1)^k)}{nk} \frac{sh\sqrt{n^2+k^2}(x-a)sh\sqrt{n^2+k^2}(y-b)sh\sqrt{n^2+k^2}(z-c)}{sh\pi\sqrt{n^2+k^2}}, \quad (2)$$

где a, b и c — полуоси эллипсоида, z — высота над поверхностью земли.

При расчетах использовались значения: $a = 5$ м, $b = 15$ м и $c = 4$ м, $n = k = 3$ для станции Кызбурун и $a = 6$ м, $b = 6$ м и $c = 6$ м, $n = k = 3$ для станции Пик Чегет. Значения E_1 для обеих станций берутся из первого столбца табл. 1.

Значения напряженности электрического поля в табл. 2 показывают, что с ростом величины поля у поверхности земли E_1 , величина E_2 , а вместе с ней и K_p также возрастают. При этом экспериментальные и теоретические значения E_2 и K_p (табл. 1 и 2) не совпадают. Этот результат позволяет предположить, что значения K_p обусловлены наряду с геометрией расстановки датчиков и особенностями рельефа площадок, действием электродного эффекта у поверхности земли.

Таблица 2

Модельные расчеты неоднородного электрода на станциях Пик Чегет и Кызбурун

Model calculations of an inhomogeneous electrode
at the stations of Cheget Peak and Kyzburun

Пик Чегет			Кызбурун		
E_1 , В/м	E_2 , В/м	K_p	E_1 , В/м	E_2 , В/м	K_p
97	264	2,24	62	62	120
125	389	2,52	80	80	185
138	461	2,73	94	94	260
162	567	2,87	119	119	339

Расчет значений электрического поля и коэффициента искажения с учетом электродного эффекта

Согласно определению, данному выше, коэффициент искажения, измеренный с помощью двух датчиков напряженности электрического поля, первый из которых установлен на земле (плоский электрод), а второй — на некоторой высоте со сложной геометрией установки (электрод произвольной формы), определяется формулой (1).

Для интерпретации экспериментальных данных величину K_p удобно представить в виде [3, 4]:

$$K_p = K_1 \cdot K_2, \quad (3)$$

где множитель K_1 определяет изменение электрического поля за счет геометрической неоднородности электрода K_2 — силу действия электродного эффекта.

Каждую из величин K_1 и K_2 можно определить по формуле (1), в которой величина E_2 для коэффициента K_1 будет определяться вблизи электрода эллипсоидной формы с помощью соотношения (2).

Коэффициент K_2 может быть определен из закона Ома в случае классического электродного эффекта:

$$E_2(z) = j/\lambda(z), \quad (4)$$

где j — полный ток, $\lambda(z)$ — электрическая проводимость воздуха, рассчитываемая по методике, предложенной в [7].

В случае турбулентного электродного эффекта K_2 определяется из выражения для профиля напряженности электрического поля [6]:

$$E(z) = (E_1 - E_\infty) e^{-\frac{(z-z_0)\sqrt{\frac{\lambda}{\varepsilon_0 D_0}}}{1}} + E_\infty, \quad (5)$$

где E_∞ — значение поля на верхней границе электродного слоя; D_0 — интенсивность турбулентного переноса.

Поскольку рельеф площадки и геометрия расстановки датчиков не меняются в ходе эксперимента, величину K_1 можно считать постоянным множителем, его вклад в значение величины K_p приведен в табл. 2.

В табл. 3 приведены расчётные значения K_2 в случае классического электродного эффекта на высоте 1 и 2 м от поверхности земли при различных значениях E_1 .

Таблица 3

Зависимость K_2 от величины электрического поля

Dependence K_2 on the magnitude of the electric field

E_1 , В/м	100	200	500
$K_2, z = 1$ м	0,63	0,77	0,83
$K_2, z = 2$ м	0,55	0,67	0,81

Результаты моделирования показывает, что при классическом электродном эффекте с ростом напряженности электрического поля E_1 происходит увеличение K_2 , и, следовательно, коэффициента искажения K_p .

Последнее хорошо согласуется с данными, полученными на пункте Пик Четгет при больших значениях напряженности электрического поля и коэффициентов искажения, усиленных геометрией установки датчиков.

Приведем значения коэффициента K_2 вблизи поверхности плоского электрода, рассчитанные с использованием соотношения (5) при различных значениях электрического поля (E_1) и степени турбулентного перемешивания (D_0) в приземном слое.

В табл. 4 представлены результаты модельных расчетов K_2 , для $E_1 = 100$ В/м при разной интенсивности турбулентного переноса.

Таблица 4

Зависимость K_2 от интенсивности турбулентного переноса

Dependence of K_2 on the intensity of turbulent transport

D_0 , м ² /с	0,01	0,05	0,1
$K_2, z = 1$ м	1,01	0,93	0,83
$K_2, z = 2$ м	0,97	0,85	0,79
$K_2, z = 5$ м	0,81	0,73	0,69

Зависимость K_2 от величины напряженности электрического поля E_1 в приближении сильного турбулентного перемешивания ($D_0 \approx 0,1$ м/с) приведена в табл. 5.

Таблица 5

Зависимость K_2 от напряженности электрического поля E_1

Dependence of K_2 on the electric field strength E_1

E_1 , В/м	100	200	500
$K_2, z = 1$ м	0,83	0,97	1,4
$K_2, z = 2$ м	0,79	0,95	1,2
$K_2, z = 5$ м	0,69	0,73	1,1

Результаты расчетов показывают, что турбулентный электродный эффект при увеличении значений D_0 уменьшает значения K_p за счет того, что значения K_2 ,

меньше единицы (таблица 4). Только в случаях слабого ветра или сильного электрического поля его значения превышают единицу, что объясняется тем, что условия становятся близки к классическому электродному эффекту. Это хорошо согласуется с данными, полученными на пункте Кызбурун.

Заключение

Проведенный анализ экспериментальных данных по измерениям напряженности электрического поля на разных высотах и результаты математического моделирования позволяют сделать вывод о необходимости представления коэффициента редукции в виде двух компонент (множителей), отражающих влияние геометрии установки регистрирующих приборов и структуры приземного электродного слоя. Для определения первого множителя построена математическая модель электрода сложной геометрии в виде эллипсоида на плоскости, позволяющая рассчитывать усиление напряженности электрического поля различными строениями, на которых установлены измерители. Для расчетов второго множителя использованы аналитические модели для различных типов приземного электродного слоя. Установлено хорошее согласие теоретических расчетов значений коэффициента редукции с результатами измерений электрического поля на горных станциях.

Предложенная методика расчета коэффициента редукции может быть полезна при анализе данных атмосферно-электрических наблюдений в условиях сложного рельефа, а также при планировании измерительных площадок.

Список литературы

1. Куповых Г. В., Морозов В. Н., Шварц Я. М. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. 123 с.
2. Афиногенов Л. П., Грушин С. И., Романов Е. В. Аппаратура для исследований приземного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 319 с.
3. Куповых Г. В., Шефтель В. М., Ярошенко А. Н. К вопросу определения коэффициента редукции при измерении атмосферного электрического поля в приэлектродном слое Л.: Гидрометеиздат. Труды ВГИ. Вып. 76. 1989. С. 66—69.
4. Куповых Г. В., Клово А. Г., Тимошенко Д. В. и др. Определение коэффициента редукции атмосферного электрического поля в приземном слое // Известия ЮФУ. Технические науки. 2022. № 5. С. 171—181. doi :10.18522/2311-3103-2022-5-171-181.
5. Тимошенко Д. В. Расчет коэффициента редукции электрического поля вблизи эллипсоидальной поверхности в электродном слое // Труды ГГО. 2024. Вып. 614. С. 95 — 110.
6. Куповых Г. В., Клово А. Г., Гривцов В. В. и др. Моделирование электродинамической структуры нетурбулентного приземного слоя. // Известия ЮФУ. Технические науки. 2022. № 3(227). С. 150—157. doi :10.18522/2311-3103-2022-5-369-225.
7. Белоусова О. В., Куповых Г. В., Клово А. Г. и др. Результаты моделирования электродинамической структуры турбулентного приземного слоя // Известия ЮФУ. Технические науки. 2022. № 4(228). С. 245—253. doi :10.18522/2311-3103-2022-5-571-318.

References

1. Kupovykh G. V., Morozov V. N., Schwartz J. M. *Teoria elektrodnoogo effekta v atmosphere = Theory of the electrode effect in the atmosphere*. Taganrog: Publishing house of TRTU, 1998: 123 p. (In Russ).

2. Afinogenov L. P., Grushin S. I., Romanov E. V. *Apparatura dlya issledovaniy prizemnogo sloya atmosfery = Equipment for research of the surface layer of the atmosphere*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 319 p. (In Russ).
3. Kupovykh G. V., Sheftel V. M., Yaroshenko A. N. On the issue of determining the reduction coefficient when measuring the atmospheric electric field in the near-electrode layer. Leningrad: Hydrometeoizdat. *Trudy VGI = Proc. HGI*. 1989; (76): (66—69). (In Russ).
4. Kupovykh G. V., Klovo A. G., Timoshenko D. V. et al. Determination of the reduction coefficient of the atmospheric electric field in the surface layer. *Izvestiya UFU. Technicheskie nauki = SFU News. Technical Sciences*. 2022; (5): (171—181). doi: 10.18522/2311-3103-2022-5-171-181. (In Russ).
5. Timoshenko D. V. Calculation of the electric field reduction coefficient near an ellipsoidal surface in an electrode layer. *Trudy GGO = Proc. MGO*. 2024; (614): (95—110). (In Russ).
6. Kupovykh G. V., Klovo A. G., Grivtsov V. V. et al. Modeling of the electrodynamic structure of a non-turbulent surface layer. *Izvestiya UFU. Technicheskie nauki = SFU News. Technical Sciences*. 2022; (3): (150—157). doi: 10.18522/2311-3103-2022-5-369-225. (In Russ).
7. Belousova O. V., Kupovykh G. V., Klovo A. G. et al. Results of modeling the electrodynamic structure of a turbulent surface layer. *Izvestiya UFU. Technicheskie nauki = SFU News. Technical Sciences*. 2022; (4): (245—253). doi: 10.18522/2311-3103-2022-5-571-318. (In Russ).

Информация об авторах

Тимошенко Дмитрий Владимирович, канд. физ.-мат. наук, доцент, Институт компьютерных технологий и информационной безопасности, Южный федеральный университет, доцент, dmitrytim@sfedu.ru.

Куповых Геннадий Владимирович, доктор физ.-мат. наук, профессор, заведующий кафедрой физико-математических основ инженерного образования, Институт компьютерных технологий и информационной безопасности, Южный федеральный университет, профессор, kupovykh@sfedu.ru.

Кудринская Татьяна Владимировна, канд. физ.-мат. наук, доцент, Институт компьютерных технологий и информационной безопасности, Южный федеральный университет, доцент, kudrinskaya@sfedu.ru.

Information about authors

Dmitry Vladimirovich Timoshenko PhD in Physics and Mathematics, Associate Professor Department of Physical and Mathematical Foundations of Engineering Education, Institute of Computer Technology and Information Security, Southern Federal University, Associate Professor.

Gennady Vladimirovich Kupovykh Doctor of science in Physics and Mathematics, Professor, chairman of the Department of Physical and Mathematical Foundations of Engineering Education, Institute of Computer Technology and Information Security, Southern Federal University, Professor.

Tatiana Vladimirovna Kudrinskaya PhD in Physics and Mathematics, Associate Professor Department of Physical and Mathematical Foundations of Engineering Education, Institute of Computer Technology and Information Security, Southern Federal University, Associate Professor.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 14.04.2025

Принята к печати после доработки 24.07.2025

The article was received on 14.04.2025

The article was accepted after revision on 24.07.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 484—509.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):484—509.

ОКЕАНОЛОГИЯ. ОБЗОР

Научная статья

УДК 551.465

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-484-509

Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 2. Теоретические оценки

Игорь Львович Башмачников^{1, 2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
igorb1969@mail.ru

² Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию
им. Нансена, Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. В статье приводится обзор теоретических оценок интенсивности проявлений внутритермоклинных вихрей на поверхности океана. Интенсивность сигнала на поверхности океана подповерхностного вихря с глубоким ядром зависит от характеристик ядра вихря (потенциальной завихренности и отношения радиуса к глубине залегания ядра) и от условий окружающей среды (отношения параметра Кориолиса к стратификации вод над вихрем и скорости фонового течения). Показано, что теория хорошо описывает зональную и сезонную изменчивость аномалий уровня моря вихрей средиземноморских вод в Атлантике (медди). При этом интенсивность сигнала может эпизодически существенно отличаться от теоретического в периоды взаимодействия с другими вихрями или струйными течениями.

Ключевые слова: подповерхностные мезомасштабные вихри, проявления на поверхности океана, аномалии уровня моря, стратификация, средние течения.

Благодарности: Автор выражает благодарность за финансовую поддержку Российскому научному фонду (РНФ, грант № 25-17-00021).

Для цитирования: Башмачников И. Л. Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 2. Теоретические оценки // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 484—509. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-484-509.

Original article

The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies.**Part 2: Theory*****Igor L. Bashmachnikov^{1, 2}***¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, igorb1969@mail.ru² Nansen International Environmental and Remote Sensing Center, St. Petersburg, Russia Place of work

Summary. Theoretical advances in investigation of dynamic manifestations of subsurface eddies on the sea surface are described. The Mediterranean water eddies in the Atlantic (meddies) are taken as an example, but the results are applicable to other mesoscale eddies with deep cores. The results showed that the intensity of meddy surface signals depends on the meddy characteristics (the potential vorticity anomaly of meddy cores and the ratio of the core radius to core depth) and on the background conditions (the ratio of the Coriolis parameter to the mean water stratification above the meddy and the velocity of the background current). It is shown that only meddies with dynamic radii over 15—20 km can be detected using AVISO altimetry observations. Naturally, for eddies with shallower cores, the critical radius is smaller.

The meridional change in the f/N ratio in the study area determines the overall 6-fold north-to-south decrease in the relative vorticity of the meddy sea-surface signals, which goes together with a simultaneous increase in its radius relative to the radius of the generating meddy. These dependencies are nonlinear. Thus, changes with latitude of the radii of meddy sea-surface signals are the most distinct for small meddies. The Seasonal variability in the intensity of meddy sea-surface signals is linked seasonal variability of the upper ocean stratification. Comparison of the theoretical and observed meddy signals allows, in particular, identifying episodes of partial disintegration of merger or meddy cores.

A comparison with observations has shown that the meddy sea-surface signal may significantly deviate from the theoretical values during episodes of interaction with other dynamic structures (jet streams, surface eddies) or topography. Trapping of the kinetic energy of the mean currents over meddies was a likely reason for the observed western intensification of sea-surface signals of meddies.

Keywords: subsurface mesoscale eddies, manifestations on the sea surface, sea level anomalies, stratification, mean currents.

Acknowledgments: The author expresses gratitude for the financial support of the Russian Science Foundation (RSF, grant No. 25-17-00021).

For citation: Bashmachnikov I. L. The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies. Part 2: Theory. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(484—509). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-484-509. (In Russ.).

1. Введение

Обнаружение сигналов подповерхностных вихрей с глубоким ядром на поверхности моря открывает принципиальную возможность использования массовых спутниковых наблюдений для исследования динамики подповерхностных вихрей. В первой части работы [1] было показано, что даже вихри с ядром на глубинах порядка 1000 м, такие как медди, могут формировать динамический сигнал на поверхности моря, сравнимый по интенсивности с динамическим

проявлениями поверхностных вихрей. Наблюдавшиеся аномалии уровня моря над медди часто превышали 10 см при динамическом радиусе, сравнимом с динамическим радиусом медди (15—50 км), и были хорошо различимы в данных спутниковой альтиметрии. Было показано, что поверхностный сигнал медди формируется как отдельный вихрь в верхнем слое океана, взаимодействующий с медди. Подобные связанные друг с другом вихри с ядрами, разнесенными по вертикали, осуществляют совместное вращение вокруг общего центра или выстраиваются друг над другом в единую вертикальную структуру [2, 3, 4, 5].

Численное исследование уравнения квазигеострофической потенциальной завихренности [6] показало, что распределение плотности на поверхности моря влияет на динамику верхнего слоя океана, причем это влияние экспоненциально убывает с глубиной. Глубина проникновения сигнала зависит от стратификации и горизонтального размера поверхностной неоднородности. Для мезомасштабных неоднородностей плотности во внеполярных районах оно прослеживается до глубин 500—1000 м. В свою очередь, наблюдаемые внутри океана аномалии потенциальной завихренности могут приносить до 30 % в изменчивость динамических характеристик на поверхности моря и при достаточной интенсивности таких аномалий их возможно регистрировать по спутниковым данным. Интенсивность их проявления на поверхности моря также зависит от радиуса неоднородности внутри океана и стратификации водной толщи [7].

В этой статье приведены теоретические оценки величины формируемых аномалий уровня моря над медди и проведено их сравнение с данными наблюдений. Результаты можно распространить на другие типы вихрей с глубоким ядром.

2. Поверхностный след вихря с глубоким ядром в трехслойном океане

Медди практически всегда движутся относительно верхнего слоя над ними как вследствие изменчивости скорости фоновых течений с глубиной, так и в связи с наличием собственной скорости движения медди [8]. Собственное движение медди позволяет им перемещаться относительно верхнего слоя даже в неподвижной среде, а также может приводить к перемещению медди против слабого фонового течения [9; 10, 11].

Движение медди относительно верхнего слоя вызывает сжатие колонок набегающей жидкости над медди, аналогичное взаимодействию подводной горы с набегающим потоком (см., например, [12, 13]). Для трехслойного океана (слой 1 — над ядром медди, слой 2 — ядро медди и слой 3 — под ядром медди) легко оценить относительную завихренность над фронтальной частью ядра через закон сохранения потенциальной завихренности однородного верхнего слоя моря как:

$\Delta q = \frac{f + \omega_0}{\tilde{H} - \Delta H} - \frac{f}{\tilde{H}} = 0$. Отсюда можно оценить генерируемую над медди относительную завихренность:

$$\omega_0 = -\frac{\Delta H}{\tilde{H}} f, \quad (1)$$

где ΔH — разность глубины изопикны над центральной областью ядра медди и средней глубины этой же изопикны вне медди, $\tilde{H}$ — средняя толщина верхнего слоя океана, f — параметр Кориолиса.

Согласно выражению (1), над фронтальной частью медди в верхнем слое океана будет генерироваться антициклон, связанный с медди, который и формирует аномалию уровня моря над медди (рис. 1). Это согласуется с наблюдениями сдвига оси антициклона в верхнем слое океана относительно центра медди (см. рис. 3 статьи [1]), а также с преимущественным расположением поверхностного сигнала на переднем фронте движущихся на запад против фонового среднего переноса в верхнем слое океана медди [14]. В рассматриваемой трехслойной модели возникающий в процессе геострофического приспособления баланс достигается за счет подъема поверхности моря над формирующимся в верхнем слое антициклоном.

Аномалию уровня моря можно оценить, комбинируя формулу геострофического баланса в полярных координатах и выражение (1):

$$\zeta \sim -\frac{f R_0^2 \omega_0}{4g} \sim \frac{f^2 R_0^2 \Delta H}{4g \tilde{H}}, \quad (2)$$

где g — ускорение силы тяжести, R_0 — радиус поверхностного сигнала медди.

По данным наблюдений максимальная величина подъема изопикны над медди $\Delta H \sim 50$ —100 м. Характерная глубина этой изопикны в окружающем медди

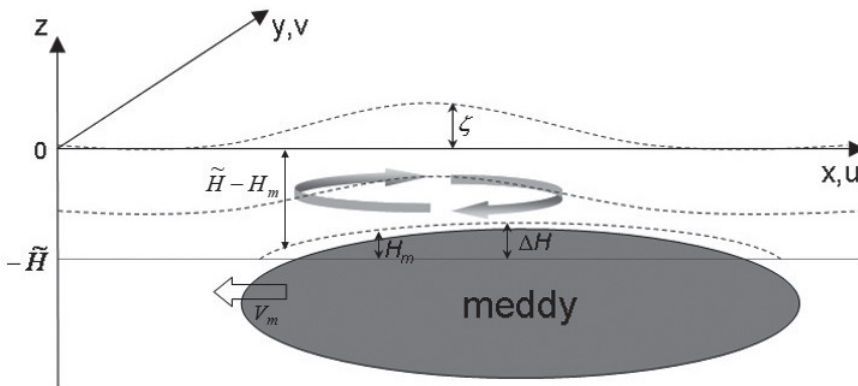


Рис. 1. Схематичное изображение процесса формирования поверхностного сигнала над движущимся медди.

V_m — скорость движения медди относительно верхнего слоя океана, $\tilde{H}$ — средняя глубина изопикны, огибающей ядро медди сверху, H_m и ΔH — локальное и максимальное вертикальные смещения этой изопикны, ζ — аномалия уровня моря над медди.

Fig. 1. Schematic representation of generation of the surface signal above a moving meddy.

V_m is the mean meddy velocity relative to the upper ocean, $\tilde{H}$ is the average depth of an isopycnal wrapping the meddy from above, H_m and ΔH are the local and maximum vertical displacement of this isopycnal, ζ is the sea level anomaly above the meddy.

океане ($\tilde{H}$), как правило, на 200 м меньше положения центра ядра медди (H) [9, 10, 11]. При характерных значениях $H = 900$ м [1] примем $\tilde{H} = 700$ м. Тогда, согласно выражению (1), относительная завихренность ранее неподвижного верхнего слоя ω_0 составит от $-0,07f$ до $-0,14f$, что составляет 20—40 % характерной максимальной завихренности ядра медди (ω_m). Это неплохо соответствует данным наблюдений [1]. При $f = 8 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ и динамическом радиусе поверхностного сигнала медди $R_0 = 50$ км теоретическая средняя оценка максимальной азимутальной скорости течения на поверхности моря $v_{\theta m} \sim \frac{\omega_0 R_0}{4} = 7 - 15 \text{ см с}^{-1}$ имеет тот же порядок величин, что и в данных наблюдений [1]. Тогда, согласно выражению (2), при $R_0 = 50$ км получим $\zeta = 3-6$ см, а при $R_0 = 70$ км получим $\zeta = 6-12$ см. Сигналы таких медди на поверхности моря превосходят погрешность альтиметрических измерений в 2 см, что подтверждается наблюдениями поверхностных сигналов многих медди по данным спутниковой альтиметрии [1, 15].

3. Поверхностный след точечного вихря с глубоким ядром в непрерывно стратифицированном океане

Приводимые выше теоретические оценки подразумевают однородность верхнего слоя океана, что в условиях сильно стратифицированного верхнего 1000 метрового слоя тропической и субтропической Атлантики является сильным упрощением. Для стратифицированного океана изменение потенциальной завихренности верхнего слоя является функцией частоты плавучести ($N^2 = -\frac{g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, где ρ — плотность воды, а $\bar{\rho}$ — ее среднее значение), а потенциальную завихренность удобно записать по Эртелю как:

$$q = -\frac{N^2}{g}(f + \omega). \quad (3)$$

Сигнал в стратифицированной среде ослабевает с удалением от области форсинга у верхней границы ядра медди и на поверхности моря может оказаться ниже уровня шума данных спутниковой альтиметрии.

Рассмотрим точечный вихрь, потенциальная завихренность которого внутри ядра остается неизменной. Для вывода теоретического выражения интенсивности сигнала медди на поверхности моря рассмотрим случай, когда поверхностный сигнал над медди уже сформировался, т.е. оценим проявление сигнала, полностью развившегося в верхнем слое океана и экранирующего медди от набегающего потока. Также предположим, что медди движется прямолинейно и равномерно относительно верхнего слоя, а сам верхний слой изначально характеризуется нулевой аномалией потенциальной завихренности. Используя квазигеострофическое приближение, а также принимая приближение f -плоскости и полагая в верхнем слое океана значение $N = \text{const}$, запишем выражение для постоянной

аномалии потенциальной завихренности в ядре медди ($\tilde{q}_m$) относительно окружающего фона:

$$\tilde{q}_m = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \psi, \quad (4)$$

где ψ — функция тока циркуляции, индуцированной над ядром медди.

Подъем уровня моря над медди вычисляем, полагая, что возмущение давления на поверхности моря определяется подъемом изопикны, совпадающей со свободной поверхностью. После ряда преобразований функцию тока можно выразить через известные значения $\tilde{q}_m$, динамического радиуса медди R_m , глубины ядра медди H и параметра f/N [16]. Выразим подъем уровня моря над медди ζ через

решение уравнения (4) для функции тока на поверхности моря как: $\zeta = \frac{f}{g} \psi$ [16].

Пиковое значение аномалии уровня моря ζ над медди:

$$\zeta = \frac{|\tilde{q}_m|}{3g} \frac{f^2 R_m^3}{NH} \sim \left(1 + \frac{1}{Bu} \right) \omega_m \frac{f^2 R_m^3}{NH}. \quad (5)$$

Здесь использовано: $\frac{\tilde{q}_m}{\omega_m} = \frac{1}{\omega_m} \left(\omega_m + \frac{f^2}{N_m^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right) = 1 + \frac{\frac{f^2}{N_m^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}}{\nabla^2 \psi} = 1 + \frac{1}{Bu}$, где

N_m — частота плавучести ядра медди (в отличие от ранее использовавшейся частоты плавучести над ядром медди N : $N > N_m$). Число Бюркера ядра медди:

$$Bu = \frac{\nabla^2 \psi}{\frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}} \sim \left(\frac{N_m h}{f R_m} \right)^2, \text{ где } h \text{ обозначает вертикальную мощность ядра медди.}$$

Формула (5) показывает, что интенсивность поверхностного сигнала наиболее чувствительна к изменению радиуса медди.

Азимутальная скорость в поверхностном сигнале медди достигает пиковых значений (v_{00}):

$$v_{00}(R_{0v}) = -\frac{|\tilde{q}_m| R_m^3}{\sqrt{2} \cdot 3 \cdot (3/2)^{3/2}} \frac{1}{b^2} = -\frac{|\tilde{q}_m|}{7,8} R_m^3 \left(\frac{f}{NH} \right)^2 \quad (6)$$

на расстоянии R_{0v} от центра медди:

$$R_{0v} = b / \sqrt{2}. \quad (7)$$

Горизонтальный масштаб поверхностного сигнала характеризуется параметром $b = \frac{NH}{f}$ (табл. 1).

Таблица 1

Характеристики поверхностного сигнала медди с динамическим радиусом $R_m = 30$ км и аномалией потенциальной завихренности ядра $|\tilde{q}_m| = 0,7f$ при разной глубине ядра (H).

ζ — максимальная аномалия уровня моря над медди, R_{0v} — радиус максимальной азимутальной скорости поверхностного сигнала медди, R_0 — радиус перехода относительной завихренности поверхностного сигнала медди через ноль

Characteristics of surface signals of a meddy with the dynamic radius $R_m = 30$ km and the potential vorticity anomaly of its core $|\tilde{q}_m| = 0,7f$ at selected core depths (H).

ζ is the maximum sea level anomaly over the meddy, R_{0v} is the radius of the maximum azimuthal velocity of the meddy surface signal, R_0 is the radius of the transition of the relative vorticity of the meddy surface signal across zero

Район	H , м	ζ , см	Радиус пиковых значений $v_{\theta 0}$, R_{0v} , км	Динамический радиус R_0 , км
Умеренные широты ($\geq 45^\circ$ с.ш., $f/N = 0,03$)	600	35	25	35
	1100	19	23	47
Южные субтропики ($10-35^\circ$ с.ш., $f/N = 0,01$)	600	8	37	74
	1100	4	68	136

Относительная завихренность поверхностного сигнала медди достигает пика над центром медди и выражается как:

$$\omega_0 = -\frac{|\tilde{q}_m| R_m^3}{3} \frac{2}{b^3} = -\frac{|\tilde{q}_m|}{1,5} \left(\frac{f R_m}{NH} \right)^3. \quad (8)$$

Вышеприведенная теория была далее развита в [17] для оценки сигнала точечных вихрей, экранированных вертикально (S-медди) или горизонтально (R-медди) [8]. Экранирование (или наличие компенсирующей оболочки [18]) означает наличие вокруг ядра вихря области, аномалия потенциальной завихренности которой противоположна по знаку аномалии потенциальной завихренности ядра вихря.

В случае R-медди точечный антициклонический вихрь с отрицательной аномалией потенциальной завихренности ядра был помещен в центре окружности радиусом R_m , аномалия завихренности которой была положительна и в интеграле равна по абсолютной величине потенциальной завихренности ядра. Аномалию уровня моря над таким R-медди можно оценить как [17]:

$$\zeta \approx 2,4 \frac{f |\tilde{q}_m|}{\pi g} \frac{\left(\frac{h}{2} \right)^2 R_m^2}{H^2}. \quad (9)$$

Как и ранее, здесь H — глубина центра ядра медди, а h — вертикальная мощность ядра медди.

Для точечного антициклонического S-медди задавались точечные аномалии противоположной по знаку потенциальной завихренности выше и ниже ядра, каждая из которых составляла по модулю половину аномалии потенциальной

завихренности ядра медди. Аномалию уровня моря над таким вихрем можно оценить как [17]:

$$\zeta \approx 2,4 \frac{f|q_m|}{\pi g} \frac{\left(\frac{h}{2}\right)^3 R_m^2}{\left(H^2 - \left(\frac{h}{2}\right)^2\right) H}. \quad (10)$$

Интенсивность поверхностного сигнала экранированного вихря, оцененная по формулам (9) или (10), меньше, чем у аналогичного неэкранированного вихря, рассчитанная по формуле (5).

4. Поверхностный след вихря Рэлея с глубоким ядром в непрерывно стратифицированном океане

Потенциальная завихренность ядра медди не является константой, но изменяется с удалением от центра ядра медди, что может сказываться на величине поверхностного сигнала. Изменение профиля различных характеристик внутри медди обычно близки к соответствующим профилям вихря Рэлея [19]. Система уравнений для вихря в цилиндрических координатах (r, θ, z) записывалась в предположении, что вертикальные градиенты возмущений плотности $\rho(x, y, z, t)$ предполагались намного меньше, чем среднего поля плотности $\rho_o(z)$: $\frac{\partial \rho}{\partial z} \ll \frac{\partial \rho_o}{\partial z}$, радиальная составляющая горизонтальной скорости течения поверхностного следа вихря (v_r) намного меньше азимутальной (v_θ) и радиальные градиенты всех характеристик медди намного больше азимутальных: $v_r = \varepsilon v_\theta$ и $\frac{1}{r} \frac{\partial \cdot}{\partial \theta} = \varepsilon \frac{\partial \cdot}{\partial r}$, где $\varepsilon \ll 1$ — малый параметр [20]. Введенные ограничения свидетельствуют, как и ранее опускались этапы формирования сигнала и его геострофического приспособления. Для поверхностного осесимметричного сигнала медди, центр которого расположен над передним фронтом медди (эта точка принята за начало координат), система квазигеострофических уравнений записывается как:

$$\begin{cases} f v_\theta = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P}{\partial r} \\ \frac{\partial v_\theta}{\partial t} + f v_r = -\frac{1}{\bar{\rho} r} \frac{\partial P}{\partial \theta} \\ \frac{\partial P}{\partial z} = -g \rho \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_o}{\partial z} = 0 \\ \nabla_r v_r + \frac{1}{r} \frac{\partial v_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \end{cases} \quad (11)$$

Здесь w — вертикальная скорость в слое над медди, P — возмущение давления, связанное с поверхностным сигналом медди, $\nabla_r = \frac{1}{r} \frac{\partial(r \dots)}{\partial r}$, r — расстояние от центра координат, θ — азимутальный угол.

Условие на нижней границе верхнего слоя для медди, заданного в виде вихря Рэлея [21]:

$$w(r, -\tilde{H} + \Delta H, t) = V'_m(t) \sqrt{\frac{2}{e}} \frac{\Delta H}{R_m} e^{-\frac{\pi r^2}{2 R_m^2}}. \quad (12)$$

Здесь ΔH — максимальное поднятие изопикны над медди, V'_m — скорость потока над медди при его движении относительно верхнего слоя, которая может меняться во времени.

Согласно модельному исследованию [22], возникнув, вихрь (в нашем случае антициклонический сигнал медди на поверхности моря) проходит несколько стадий начального приспособления, куда входит стадия «диффузии», для которой характерно некоторое увеличение его радиуса, и последующая стадия выпрямления вертикальной оси сформированного вихря. Рост интенсивности поверхностного сигнала должен происходить главным образом на первой из этих стадий. Формирующийся поверхностный сигнал начинает экранировать область над медди от набегающего потока в области своего развития. Полностью сформированный поверхностный сигнал, в конечном итоге, покрывает весь медди и, двигаясь вместе с медди, он экранирует его от набегающего потока. Усиление поверхностного сигнала прекращается. Конечный результат развития поверхностного сигнала уже может быть описан системой уравнений (11). Зададим характер убывания во времени скорости формирования сигнала над медди квадратичным законом:

$V'_m(t) = \frac{V_m}{\tau^2} (t - \tau)^2$, ($0 \leq t < \tau$), где V_m — средняя скорость набегающего потока в верхнем слое океана в начальный момент времени (т.е. при полном отсутствии поверхностного сигнала), а τ — промежуток времени, в течение которого сигнал над медди формируется полностью. Тогда:

$$\int_0^\tau V'_m(t) dt = \frac{\tau}{3} V_m. \quad (13)$$

Рассматриваемый интеграл представляет собой расстояние, на которое перемещается медди относительно верхнего слоя за промежуток времени τ , в течение которого развитие поверхностного сигнала останавливается. Если в начальный момент времени средняя скорость потока над медди $V_m = 2\text{—}10$ см с^{-1} и τ составляет 1—3 недели, то $\int_0^\tau V'_m(t) dt = 4\text{—}60$ км.

Полагая $N = \text{const}$ и разрешая систему уравнений (11) относительно вертикальной скорости w при граничном условии (12) и условии монотонного убывания w к поверхности моря, а также используя $\frac{\partial \zeta}{\partial t} = w(r, 0, t)$ и выражение (13),

получаем максимальное возвышение уровня для полностью сформированного поверхностного сигнала над медди, которое с хорошей точностью может быть аппроксимировано выражением [21]:

$$\zeta \approx \sqrt{\frac{2}{e}} \frac{\Delta H \tau V_m}{3 R_m} \left(C_1 e^{\frac{H_s - \Delta H}{H_{d1}}} + C_2 e^{\frac{H_s - \Delta H}{H_{d2}}} \right) = \frac{\tau}{3} V_m \sum_{i=1}^2 \bar{C}_i, \quad (14)$$

где

$$\bar{C}_i = \sqrt{\frac{2}{e}} \frac{\Delta H}{R_m} C_i e^{\frac{H_s - \Delta H}{H_{di}}}. \quad (15)$$

При широком диапазоне фоновых условий и характеристик медди первые две радиальные моды ($i = 1$ или 2) формируют примерно 99 % амплитуды сигнала медди на поверхности моря. Для $20 \text{ км} \leq R_m \leq 100 \text{ км}$ наилучшая аппроксимация функции вида (12) в области $r \leq R_m$ достигается при коэффициентах $C_1 = 0,67$, $C_2 = 0,33$ [21].

Масштаб вертикального затухания сигнала над медди H_{di} аналогичен масштабу затухания конуса Тейлора над подводной горой [7] и составляет:

$$H_{di} = \frac{R_m f}{a_i N}, \quad (16)$$

где $a_{1,2} = \frac{2\hat{a}_{1,2}}{\pi} = 1,53, 3,51$, $\hat{a}_i$ — первый i -тый ноль функции Бесселя первого рода J_0 . В пределах от 25 до 45° с.ш. отношение fN меняется от $0,007$ до $0,013$. При среднем значении $fN = 0,01$ и динамического радиуса медди $R_m = 10 \text{ км}$ получаем: $H_{d1} = 65 \text{ м}$ и $H_{d2} = 30 \text{ м}$, а при $R_m = 80 \text{ км}$: $H_{d1} = 525 \text{ м}$ и $H_{d2} = 230 \text{ м}$, т.е. скорость вертикального затухания сигнала уменьшается с ростом радиуса медди.

Пиковое значение относительной завихренности в центре сформированного поверхностного сигнала можно оценить как:

$$\omega_0 = -\sqrt{\frac{2}{e}} \frac{g \Delta H \tau V_m}{3 f R_m^3} \left(1,57 \cdot e^{-1,53 \frac{N(H_s - \Delta H)}{f R_m}} + 4,07 e^{-3,51 \frac{N(H_s - \Delta H)}{f R_m}} \right). \quad (17)$$

Радиус, на котором азимутальная скорость на поверхности моря достигнет максимума, можно оценить из уравнения, которое решается численно [21]:

$$\sin \left(\frac{a_1 r}{R_m} - \frac{3\pi}{4} \right) + \frac{\bar{C}_2 \sqrt{a_2^3}}{C_1 \sqrt{a_1^3}} \sin \left(\frac{a_2 r}{R_m} - \frac{3\pi}{4} \right) = 0, \quad (18)$$

В пределах широт 25 — 45° с.ш. и медди радиусом $R_m \leq 40 \text{ км}$ вторым слагаемым в выражении (18) можно пренебречь. В этом случае динамический радиус поверхностного сигнала медди (точка смены знака относительной завихренности) примерно вдвое превосходит таковой у медди. Это согласуется с наблюдениями вблизи от юго-западной оконечности Иберийского полуострова [23]. Зависимость

$R_0 \approx 2R_m$ использовалось для оценки поверхностной завихренности по азимутальной скорости в наблюдаемых поверхностных сигналах медди [1]). Для подобных небольших и средних медди отношение радиуса поверхностного сигнала к радиусу меди было мало чувствительно к глубине ядра медди, а также к изменению отношения f/N . Другой предельный случай возникает для крупных медди с радиусами порядка 100 км. В отличие от случая небольшого медди эти результаты оказались чувствительны к изменению отношения f/N . Для тропиков (25° с.ш.) R_0 был близок к $2R_m$ также и для крупных медди. К северу стратификация ослабевает, что приводит к меньшей изменчивости характеристик рассматриваемых связанных вихрей по вертикали. При $f/N = 0,01$ области умеренных широт (45° с.ш.) второе слагаемое выражения (18) становится ведущим и радиус поверхностного сигнала становится близким к радиусу медди: $R_0 \sim 1,2R_m$.

В реальных условиях интенсивность сигнала также зависит от интенсивности диссипации его энергии, что не учитывалось в предыдущих оценках — формулы (5—10) и (14—15). Идеализированные модельные эксперименты показывают, что вихри могут эффективно передавать энергию подветренным цугам волн Россби [24, 25]. Анализ результатов численной квазигеострофической модели для 2,5 слойной жидкости на β -плоскости показали, что эффективное рассеивание поверхностных сигналов медди через генерацию волн Россби происходит, если они перемещаются на запад со скоростью, близкой к фазовой скорости одной из вертикальных мод бароклинных волн Россби [20, 21, 26]. Характерные средние скорости перемещения медди находятся в диапазоне скоростей распространения волн Россби (см. также [27]), хотя в каждый отдельный момент времени скорость и направление перемещения медди может существенно отличаться от среднего [28]. Следует ожидать усиления диссипации поверхностных сигналов для более интенсивных и крупных медди, поскольку скорости движения таких вихрей обычно лучше согласуются с фазовыми скоростями длинных линейных волн Россби [25], поэтому можно предположить, что выведенная выше теоретическая интенсивность поверхностных сигналов крупных медди несколько завышена.

5. Изменчивость поверхностных сигналов медди вдоль их траекторий

Наблюдения поверхностных сигналов медди, которые отслеживались поплавками нейтральной плавучести RAFOS, показывают, что один и тот же медди иногда дает выраженный сигнал на поверхности моря, а иногда этот сигнал практически отсутствует (рис. 2). Причем видимые изменения интенсивности сигнала на поверхности моря могут происходить достаточно быстро — в течение одной недели. Ниже подробно рассмотрена эволюция аномалий уровня моря над крупным старым медди Huperion, впервые зафиксированным в районе Азорских островов и отслеживавшимся поплавками RAFOS в течение 16 месяцев (рис. 2 и 3), и над молодым медди Pinball, впервые зафиксированным в момент его формирования у Иберийского полуострова и отслеживавшимся поплавками RAFOS в течение 8 месяцев (рис. 2 и 4). Аномалия уровня моря (ζ_{obs}) над каждым из медди определялась по данным спутниковой альтиметрии AVISO, сформированным

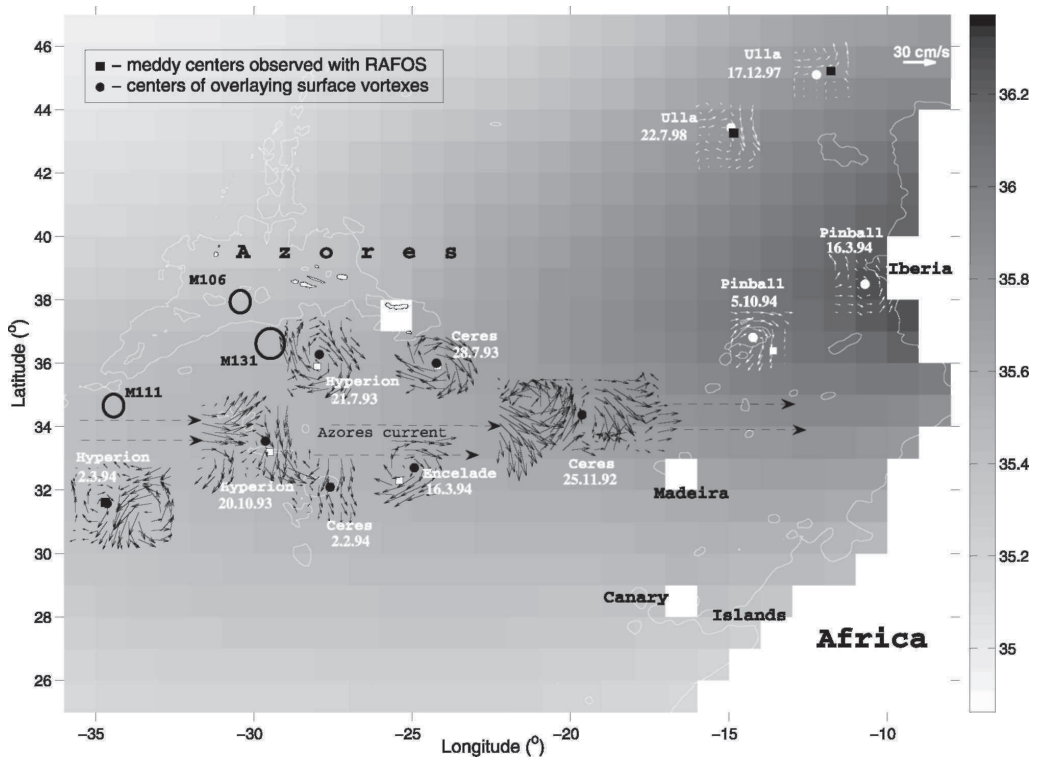


Рис. 2. Соленость на глубине 1000 м (цвет).

Белые маленькие квадраты — положения центров медди на траекториях поплавков RAFOS на указанные даты; черные и белые стрелки — геострофические течения по данным альтиметрии на тот же период; черные/белые круги — центры антициклонических вихрей на поверхности моря, ближайших к центрам медди. Штриховые горизонтальные стрелки показывают среднее положение струи Азорского течения. Черные окружности — положения трех медди (M131, M111 и M106), наблюдавшихся во время рейса НИС «Архипелаго» в августе 2005 г.

Белая линия — изобата 2000 м (из [29]).

Fig. 2. Salinity at a depth of 1000 m (color).

The white small squares are the positions of the meddy centers on the trajectories of the RAFOS floats on the specified dates; the black and white arrows represent geostrophic currents from to altimetry data for the same period; the black/white circles represent the centers of anticyclonic meddy signals on the sea surface closest to the centers of meddies. The horizontal dashed arrows show the average position of the Azores current. The black circles are the positions of the three meddies (M131, M111 and M106) observed during the cruise of RV Archipelago in August 2005. The white line is an isobath of 2000 m (from [29]).

по результатам наблюдений единственной имеющейся на тот период спутниковой миссии TOPEX/Poseidon.

Положения центров медди определялись по данным поплавков RAFOS, координаты которых фиксировались каждые 6 часов, а натурные значения азимутальной скорости ($v_{\theta m}$) и относительной завихренности ядра медди (ω_m) определялись

по скорости вращения поплавка. Радиус максимальной азимутальной скорости (R_{vm}), который определялся по данным вертикальных зондирований медди *in situ*, переводился в динамический радиус медди по формуле $R_m = \sqrt{2}R_{vm}$ (см. [23]). Для медди Huperion вертикальные зондирования ядра проводились только на начальный момент отслеженной траектории [30]. Для медди Pinball проводилось 2 полигонных зондирования ядра — на начальном участке траектории и повторно, после его слияния с другим медди к северу от подводных гор Жозефины [28]. Расчеты проводились в предположении слабых изменений всех характеристик медди во времени [31]. При этом учитывалась возможность резкого изменения радиуса медди при его взаимодействии с крупными неровностями топографии или слиянием с другим медди [23; 32]. Стратификация верхнего слоя океана над ядром медди (N) оценивалась с использованием региональной климатологии MEDTRANS [33].

Для оценки теоретических значений потенциальной завихренности ядра по формуле (5) использовались характерные для ядер медди значения $Bi = 0,5$ [23].

Для оценок по формуле (14), средняя глубина изопикны, представляющей верхнюю границу ядра медди (H_s), оценивалась эмпирически как: $H_s = H - 200$ м, где H — глубина центра ядра медди. Для оценки трудноизменяемого параметра ΔH использовался квадратичный закон убывания отклонения изопикны над медди от горизонтали к поверхности моря, что в геострофическом приближении дает [21]:

$$\Delta H \approx \frac{3f|v_{0m}|R_{vm}}{0.86N^2H_s} = \frac{3f|v_{0m}|R_m}{0.86\sqrt{2}N^2H_s} \approx 2.47 \frac{f|v_{0m}|R_m}{N^2H_s}. \quad (19)$$

Также в формуле (14) использовалось $\int_0^{\tau} V'_m(t)dt = 2,5-3$ км, полученное по данным наблюдений, согласно которому поверхностный сигнал медди, движущегося с постоянной средней скоростью 2 см с^{-1} , должен полностью сформироваться в течение недели [21].

Медди Huperion (07.1993 г. — 12.1994 г.) [28, 34] за время его наблюдений поплавками RAFOS проделал путь от субтропиков (36° с.ш.) до тропиков (27° с.ш.) (рис. 3). Медди был четко виден на поверхности моря в период его обнаружения и детального исследования вертикальными зондированиями к югу от Азорских островов в июле 1993 г. Связанный с медди поверхностный антициклон двигался вместе с медди. Теоретические оценки изменчивости максимальной аномалии уровня моря над медди Huperion для контурного вихря (формула 5) и вихря Рэлея (формула 14) хорошо описывают уровень сигнала на поверхности моря на начальном этапе отслеженной траектории, а также затухание интенсивности сигнала за 1,5 года движения медди на юго-запад в связи с ростом отношения N/f (рис. 3), в том числе за счет усиления стратифицированности верхнего слоя океана [23]. Хорошо видна и сезонная изменчивость интенсивности поверхностного сигнала, связанная с сезонной изменчивостью стратификации в верхнем стометровом слое моря. Так, при почти зональном движении медди южнее Азорского течения с декабря 1993 г. по апрель 1994 г. (дни 350—480 на рис. 3) увеличение аномалии

уровня моря над медди зимой составило несколько сантиметров. Подобная изменчивость описывается как теорией контурного вихря (формула 5), так и вихря Рэлея (формула 14). Результаты свидетельствуют, что оценки для контурного вихря менее чувствительны к сезонной изменчивости стратификации, чем для вихря Рэлея, в связи с тем, что в первом случае аномалия уровня моря линейно зависит от параметра f/N , тогда как во втором отношение f/N стоит в показателе экспоненты (через параметр H_{di}) и в амплитудном множителе (квадратичная зависимость через параметр ΔH).

Теория, конечно, не может полностью описать все особенности изменчивости во времени поверхностного сигнала медди. Так, теорией не описывается усиление поверхностного сигнала медди, когда тот в октябре 1993 г. слился с антициклоническим меандром Азорского течения (дни 250—260 на рис. 3). Другой эпизод, не описываемый теорией, — резкое ослабление антициклонической завихренности над медди в октябре 1993 г. (дни 260—270), когда медди начал быстро перемещаться на юг через Азорское течение (рис. 2 и рис. 3).

После пересечения Азорского течения резкое снижение интенсивности сигнала отмечается при взаимодействии медди с подводной горой Платона (дни 270—300 на рис. 3). Здесь поплавки RAFOS временно прекратили вращение и зафиксировали внезапное падение температуры. После огибания горы поплавки возобновили свое вращение, но с существенно большим радиусом [28]. Поскольку поверхностный сигнал медди прошел к западу от горы Платона, а поплавки RAFOS — к востоку, то можно предположить расщепление ядра медди на два вихря и их слияние за горой. Подобный процесс наблюдался в модельных исследованиях [35].

При скором последующем восстановлении поверхностного сигнала медди за горой величина аномалии уровня оказалась на несколько сантиметров меньше, чем в начале траектории (рис. 3). Аномалия уровня моря над медди после этого момента хорошо аппроксимируется теорией, если начальный динамический радиус медди (35 км) уменьшить на 10 км (на 30—35 %) для контурного вихря и на 5—7 км (на 15—20 %) для вихря Рэлея. Согласно формуле оценки интегрального количества соли в вихре Рэлея, $S_v \approx 4,71 S_m h R_m^2$ [21], где S_m — максимальная соленость ядра, h — вертикальная мощность ядра, уменьшение R_m с 35 км до 25 км эквивалентно потере примерно 30 % соли ядра медди. Похожий результат, потеря примерно 25 % соли при взаимодействии медди с подводной горой, был зафиксирован к северу от Азорских островов [36].

Следующее резкое ослабление поверхностного сигнала случилось 3 месяца спустя в период смыкания над медди двух интенсивных поверхностных циклонов в декабре 1992 г. — январе 1994 г. (дни 330—400 на рис. 3), сопровождавших медди во время всего его движения на запад вдоль южной границы Азорского течения (рис. 2). Подобное «подныривание» медди под поверхностный циклон зафиксировано также в работе [37]. На 390—420 сутки западный циклон отделился от триплета и ушел на север, а медди, сделав частичный оборот вокруг восточного циклона, двинулся на юг. В этот период медди вновь восстановил поверхностный сигнал близкий к теоретическому значению, ослабленный возросшей стратификацией верхнего слоя океана (рис. 3). Затем сигнал медди, с тремя

короткими перерывами, прослеживался на протяжении 17 месяцев, постепенно ослабевая (рис. 3).

Поплавки RAFOS всплыли на поверхность в январе 1995 г. При этом поплавки еще 3 недели антициклонически кружили на поверхности моря, смещаясь на запад в продолжение траектории движения медди [34]. Этот сигнал медди на поверхности моря был прослежен также по данным спутниковой альтиметрии [29].

Медди Pinball (01—09.1994 г.) был обнаружен во время его формирования в Лиссабонском каньоне, к югу от поднятия Эстремадура (рис. 2 и рис. 4). Это был изначально довольно небольшой медди, который отслеживался поплавком RAFOS

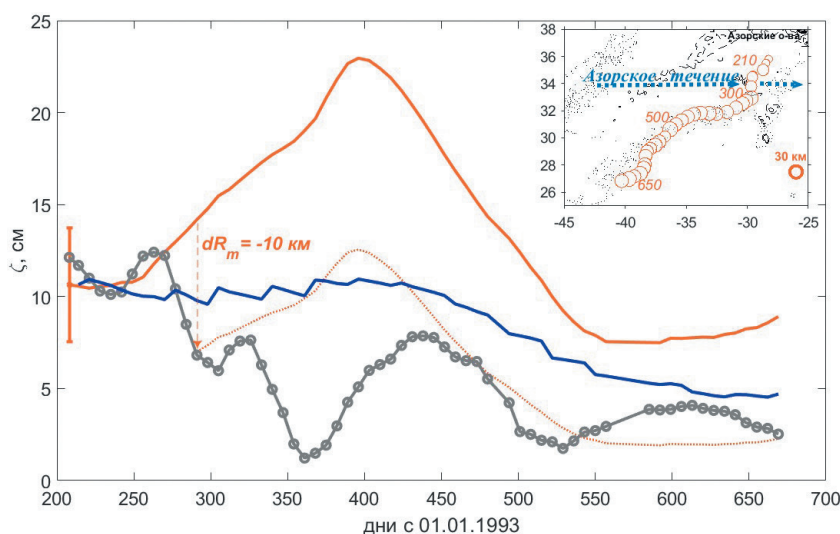


Рис. 3. Аномалии уровня моря (см), формируемые поверхностным сигналом медди Hyperion.

Серая линия с кружками — наблюдаемые значения по данным альтиметрии AVISO; синяя сплошная линия — вычисленные по формуле (5) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая сплошная линия — вычисленные по формуле (14) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая тонкая штриховая линия — по формуле (14) в предположении скачкообразного уменьшения радиуса медди на 10 км после взаимодействия с подводной горой Платона. На врезке сверху — траектория медди Hyperion; оранжевые цифры — дни с начала 1993 г.; размер кружков отражает радиус вращения поплавка RAFOS. Серыми линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 4000 м.

Fig. 3. Sea level anomalies (cm) generated by the surface signal of meddy Hyperion.

The gray line with circles shows the AVISO altimetry observations; the blue solid line shows the anomalies estimated from expression (5) for meddy parameters being constant with time; the orange solid line shows the anomalies estimated from expression (14) for meddy parameters being constant with time; the orange thin dashed line shows the anomalies estimated from expression (14) after an abrupt decrease in the meddy radius 10 km after interacting with Plato seamount. The inset at the top shows the trajectory of meddy Hyperion; the orange numbers represent the days since the beginning of 1993; the size of the circles reflects the rotation radius of the RAFOS float. The gray lines show isobaths of 1000, 2000 and 4000 m.

с момента его формирования у Пиренейского полуострова [38, 39]. В начальный период стагнации (январь—июнь 1994 г.) устойчивого сигнала на поверхности моря над медди не наблюдалось (рис. 2 и рис. 4). Сигнал Pinball стал было проявляться на 30—40 сутки после начала наблюдений, но затем медди нырнул под образовавшийся к северо-востоку от него циклон [28] и его поверхностный сигнал опять практически исчез (рис. 4). Образование этого циклонического сигнала вблизи побережья, вероятно, происходило вследствие взаимодействия медди Pinball с поверхностным апвеллинговым течением южного направления [40]. С апреля-мая 1994 г. Pinball стал удаляться от континентального склона, оставив циклон к востоку, в результате чего (на 70—90 сутки с начала наблюдений) антициклонический медди на поверхности моря стабилизировался, хотя оставался довольно слабым (рис. 4).

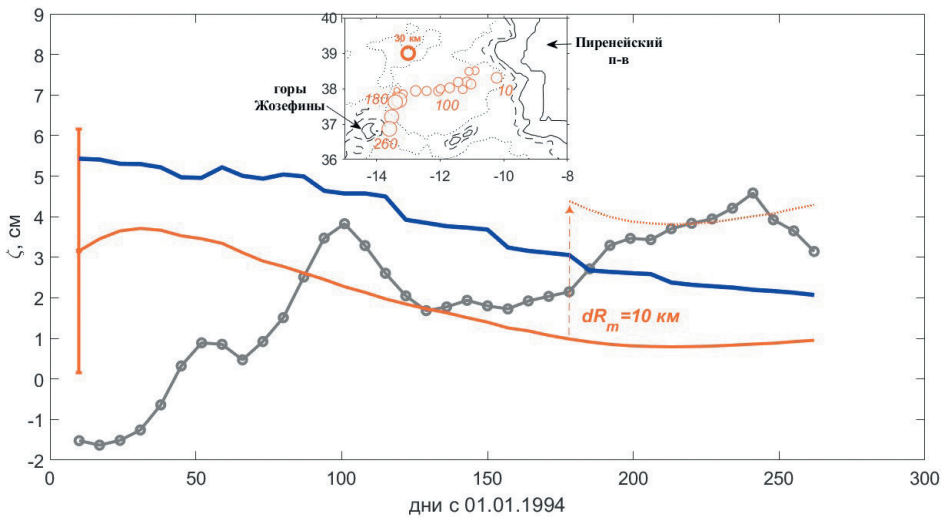


Рис. 4. Аномалия уровня моря (см), формируемая поверхностным сигналом медди Pinball.

Серая линия с кружками — наблюдаемые значения по данным AVISO; синяя сплошная линия — вычисленные по формуле (5) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая сплошная линия — вычисленные по формуле (14) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая тонкая штриховая линия — вычисленные по формуле (14) в предположении скачкообразного увеличения радиуса медди Pinball на 10 км вследствие слияния с Meddy-R. На врезке сверху — траектория медди Pinball; оранжевые цифры — дни с начала 1994 г.; размер кружков отражает радиус вращения поплавка RAFOS. Серыми линиями показаны изобаты 0, 1000, 2000 и 4000 м.

Fig. 4. Sea level anomalies (cm) generated by the surface signal of meddy Pinball.

The gray line with circles shows the AVISO altimetry observations; the blue solid line shows the anomalies estimated from expression (5) for meddy parameters being constant with time; the orange solid line shows the anomalies estimated from expression (14) for meddy parameters being constant with time; the orange thin dashed line shows the anomalies estimated from expression (14) after an abrupt increase in the meddy radius 10 km after merging with Meddy-R. The inset at the top shows the trajectory of meddy Pinball; The orange numbers represent the days since the beginning of 1994; the size of the circles reflects the rotation radius of the RAFOS float. The gray lines show isobaths of 0, 1000, 2000 and 4000 m.

Сигнал резко усилился в мае-июне 1994 г. (на 170-е сутки на рис. 4) у северной оконечности гор Жозефины после слияния медди Pinball с Meddy-18, подошедшим с севера [28]. При этом можно было наблюдать, как отдельные антициклонические сигналы на поверхности моря этих двух медди слились вместе. Данные моделирования одинаковых по размеру внутритермоклинных трехмерных вихрей показывают, что после слияния вертикальная мощность вихря меняется мало, но растет его радиус [3, 41]. Увеличение исходного радиуса медди Pinball на 10 км (с 18 км до 28 км) приводит к хорошему соответствию между наблюдениями и теорией. Это также соответствует оценкам радиуса медди Pinball на основании повторных зондирований *in situ*, а также на основе анализа изменения характера вращения поплавка RAFOS в этот период [28]. Оценка объема результирующего вихря составляет примерно 80 % от суммы объемов слившихся вихрей. По данным численных экспериментов подобное явление не редкость и является результатом потери части объема сливающихся вихрей на генерацию субмезомасштабных структур — вихрей и филаментов [3, 42].

В конце 1994 г. произошла потеря поплавка RAFOS. Это необязательно означает распад медди Pinball, но может быть следствием расщепления ядра у подводной горы Лион [28]. Дальнейшее отслеживание аномалии уровня моря позволило зафиксировать следующее вероятное слияние медди Pinball с Meddy-R в ноябре—декабре 1994 г. [39].

Медди ARGO399 отслеживался по данным поплавка ARGO №6900399 с июня 2006 г. по февраль 2008 г. В отличие от наблюдений медди Hyperion и Pinball в этот период уровень шума в данных альтиметрии AVISO был снижен за счет одновременных наблюдений тремя спутниковыми миссиями. За более чем 1,5 года отслеживания медди ARGO399 прошел практически весь район исследования с запада на восток, от Пиренейского полуострова до Азорских островов (рис. 5 а). Характеристики ядра медди определялись по данным нескольких серий вертикальных зондирований, вблизи поплавка ARGO №6900399, захваченного ядром медди, а радиус медди — при наличии дополнительных зондирований в окрестности медди судами или другими поплавками. Согласно полученным результатам, медди ARGO399 имел следующие характеристики: $R_m = 32$ км, $H = 1000$ м, $H_s = 660$ м, $\Delta H = 116$ м. Аномалия солёности в медди ARGO399 составляла 0,6, аномалия относительной завихренности ядра $\omega_m \sim 1 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, а аномалия потенциальной завихренности ядра $\tilde{q}_m \sim 6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Отношение f/N в слое над медди менялось вдоль траектории медди от 0,02 до 0,03.

Теоретические оценки, полученные по формулам (5), (9), (10) и (14), неплохо воспроизводили средний уровень сигнала медди (рис. 5 б). При этом оценки [17] для R-медди или S-медди занижали интенсивность сигнала. Это говорит о слабом влиянии положительных аномалий потенциальной завихренности в окрестности ядра медди на формируемый на поверхности моря сигнал. Неточности измерения параметров медди приводят к довольно большому разбросу оценок интенсивности его сигнала на поверхности моря, что вкупе с ошибками оценок аномалий поверхностных сигналов спутниковой альтиметрией AVISO и влиянии на интенсивность сигнала других динамических структур не позволяет выявить недостатки

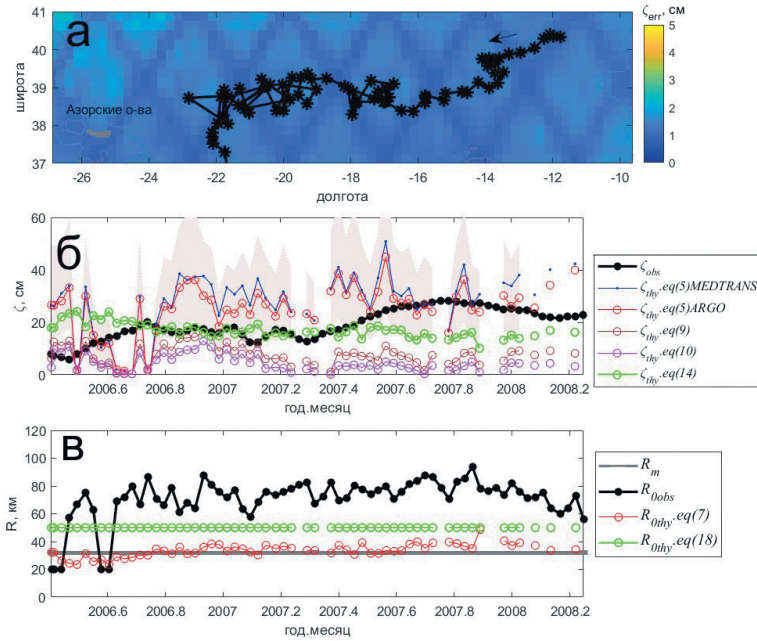


Рис. 5. *a* — Траектория медди ARGO399 (черная линия со звездочками). Цветом показана формальная ошибка наблюдений альтиметрии AVISO (см). *б* — Изменчивость во времени аномалии уровня моря (см) над медди ARGO399. Черная линия — наблюдения по данным AVISO; синяя и красная линии — теоретические оценки по формуле (5) [16] при расчете средней частоты плавучести верхнего слоя моря (N) по климатологии MEDTRANS и по профилям поплавок ARGO399, соответственно; коричневая линия — по формуле (9) [17] для S-медди, розовая линии — по формуле (10) для R-медди; зеленая линия — по формуле (14) [21]. Розовым фоном показан диапазон изменчивости оценки по формуле (5) при ошибке оценки радиуса медди 5 км. *в* — Изменчивость во времени динамического радиуса поверхностного сигнала медди ARGO399 (R_0 , км): черная линия — по данным альтиметрии AVISO, красная линия — по формуле (7) контурного вихря; зеленая линия — по уравнению (18). Серая линия — средняя оценка динамического радиуса медди (R_m) по натурным наблюдениям.

Fig. 5. *a* — The trajectory of meddy ARGO399 (black line with asterisks). The formal error of AVISO altimetry observations (cm) is shown in colour. *b* — The time variability of the sea level anomaly (cm) above meddy ARGO399. The black line represents AVISO observations; the blue and red lines represent theoretical estimates using expression (5) [16] with the mean buoyancy frequency in the upper sea layer (N) derived from MEDTRANS climatology and from ARGO399 profiles, respectively; the dark red line represents theoretical estimates using expression (9) [17] for S-meddy, the pink line — using expression (10) for R-meddy; the green line — using expression (14) [21]. The pink shaded region shows the range of the theoretical estimate using expression (5) with the meddy radius error of ± 5 km. *c* — Time variability of the dynamic radius of the surface signal meddy ARGO399 (R_0 , km): the black line — from AVISO altimetry data, the red line — using expression (7); the green line — using equation (18). The gray line is the mean meddy dynamic radius (R_m) from *in situ* data.

теории путем поточечного сравнения с наблюдениями. Однако тенденции в общей статистике интенсивности сигналов для большого количества медди, как и наблюдение поверхностных сигналов вдоль достаточно длинных треков индивидуальных медди, позволяют сделать предварительные заключения о наиболее значимых факторах изменчивости сигнала, которые не были напрямую отражены в полученных теоретических оценках.

Несмотря на то, что почти вся траектория медди ARGO399 проходила на расстояниях более 300—600 км от Пиренейского полуострова, где ожидается постепенная деградация ядра медди, а слияние с другим медди маловероятно, наблюдения указывают на постепенный рост интенсивности поверхностного сигнала со временем. Анализ показал, что рост во времени аномалий уровня моря над медди связан с попаданием медди ARGO399 в области более сильных фоновых течений, подобно тому, как это наблюдалось в модельных расчетах [32]. Коэффициент корреляции между скоростью набегающего фонового потока и величиной аномалии уровня моря над медди составлял 0,5 и был значим.

6. Пространственная изменчивость параметров поверхностных проявлений медди в субтропической Атлантике

Полученные теоретические формулы позволяют оценить характерные аномалии уровня моря, формируемые подповерхностными вихрями с глубоким ядром с заданными характеристиками в заданном районе океана. Аномалию уровня моря величиной 2—4 см над медди Ulla (рис. 2) можно было непрерывно отслеживать по картам AVISO в течение месяцев [16, 21], поэтому в качестве критического значения обнаружения сигнала медди на поверхности моря будем использовать аномалию уровня моря в 2 см [43]. Медди с более глубоким ядром, а также медди, наблюдаемые южнее, имеют поверхностные сигналы меньшей интенсивности, но большего радиуса (табл. 1). Последнее способствует лучшей фиксации и отслеживанию сигналов таких медди в данных спутниковой альтиметрии, где недостаток пространственного разрешения часто является критическим фактором.

Изолинии амплитуд аномалий уровня поверхностных сигналов медди с заданными характеристиками вытянуты почти зонально, что является следствием почти зонального простираения изолиний f/N [16]. В связи с этим теоретические результаты (формула (5)) можно обобщить путем выделения критической широты (φ_{cr}), южнее которой медди с соответствующими характеристиками не могут быть выделены в альтиметрии AVISO при характерных значениях $|\tilde{q}_m| = 0,7f$ в ядрах медди [1]. В диапазоне характерных глубин своих ядер $H = 600—1300$ м (рис. 6), медди с $R_m \leq 10$ км не обнаруживаются по альтиметрическим данным AVISO во всем районе их распространения (20—45° с.ш.). Минимальный теоретически возможный динамический радиус обнаружения северных медди (к северу от 40° с.ш.) $R_m \geq 15$ км (рис. 6 а), но для надежного отслеживания сигнала желательно, чтобы $R_m \geq 20$ км (рис. 6 б). Так, в соответствии с теорией (рис. 6), медди Ulla радиусом 15 км давал слабый, хотя и различимый сигнал, в данных AVISO на 42—45° с.ш. (рис. 2). Для отслеживания поверхностного сигнала южных медди (25—40° с.ш.)

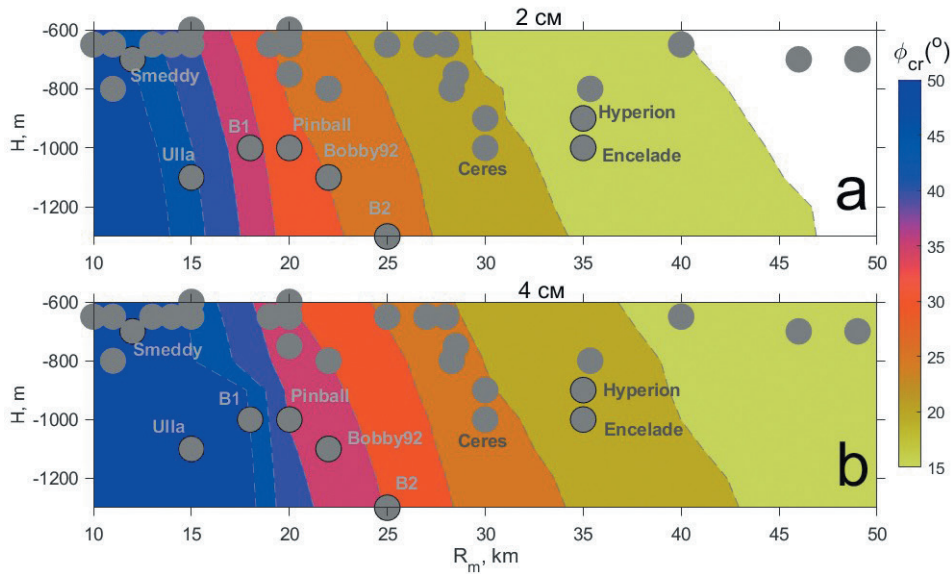


Рис. 6. Критическая широта (ϕ_{cr} , цвет), южнее которой поверхностный сигнал медди не может быть отслежен в альтиметрии AVISO, как функции глубины ядра медди H и его динамического радиуса R_m при уровне шума данных AVISO: a — 2 см; b — 4 см.

Частота плавучести взята из среднегодовой климатологии MEDTRANS.

Серыми кружками выделены медди, описанные в [1];

приведены названия некоторых медди, в том числе отмеченных на рис. 2 (по [16]).

Fig. 6. Critical latitude (ϕ_{cr} , color), south of which the surface meddy signal cannot be tracked in AVISO altimetry, shown as a function of the meddy core depth H and its dynamic radius R_m for the noise level of the AVISO data of: a — 2 cm; b — 4 cm.

The buoyancy frequency of is derived from the MEDTRANS annual mean climatology.

The gray circles highlight the meddies described in [1];

the names of some of the meddies are marked in Fig. 2 (following [16]).

их динамический радиус должен быть $R_m \geq 20$ км (рис. 6 a), а для надежного отслеживания желательно, чтобы $R_m \geq 25$ км (рис. 6 b). Так, в соответствии с теорией (рис. 6), крупный медди Hyperion ($R_m = 25$ —35 км, рис. 3) отслеживался до 27° с.ш., крупный медди ARGO399 ($R_m = 32$ км, рис. 5) отслеживался до 32° с.ш., а медди Pinball радиусом 18 км (до его слияния с другим медди) давал едва различимый сигнал на 37—39° с.ш. (рис. 2 и 4). Южнее 25° с.ш. сигнал подавляющего большинства наблюдавшихся медди [1] будет практически неразличим или крайне мал.

Для 209 медди, зарегистрированных посредством полигонных съемок океанографическими зондами с 1993 г. [1, 14], наблюдаемые аномалии уровня над медди по данным спутниковой альтиметрии AVISO сравнивались с теоретическими (рис. 7). Теоретический расчет интенсивности поверхностных сигналов медди проводился с использованием оценки для точечного вихря по формуле (5), которая менее чувствительна к ошибкам определения характеристик ядра медди и

содержит меньше трудно определяемых по натурным данным параметров, чем формула (14) для медди с профилем Рэлея. Необходимые для теоретических оценок глубина (H), радиус (R_m) и аномалия частоты плавучести ($\tilde{q}_m$) ядра медди определялись по натурным данным вертикальных зондирований из наблюдений *in situ* [1]. Вертикальная стратификация верхнего слоя океана (N) и частота плавучести окружающего фона на уровне ядра медди (N_0) определялись по сезонной региональной климатологии MEDTRANS [33]. Последние использовались для расчета аномалии квазигеострофической потенциальной завихренности ядра медди относительно фона: $\tilde{q}_m = \frac{N_m^2}{g}(\omega_m + f) - \frac{N_0^2}{g}f \approx \frac{f}{g}(0.8N_m^2 - N_0^2)$, где, как и ранее,

N_m — частота плавучести в ядре медди по данным зондирований *in situ*. За отсутствием надежных данных по азимутальной скорости течения для расчета относительной завихренности медди использовалось соотношение $\omega_m = -0,2f$. Рассчитанные значения изменялись от $-6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ до $2 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, в среднем составляя $-1,6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (рис. 7 а). В антициклонических медди аномалия $\tilde{q}_m$ должна быть отрицательной (см., например, [10, 30]). Из 209 медди для 15 были получены положительные значения $\tilde{q}_m$. Видимо, пиковая относительная завихренность ядер этих медди была существенно больше принятой для расчетов оценки $-0,2f$, что встречается в ядрах некоторых медди [1]. Эти 15 медди были исключены из дальнейших расчетов.

Анализ связи аномалий уровня моря с характеристиками ядер медди, используемых в формуле (5), показал, что ни один из параметров не является доминирующим в определении интенсивности сигнала медди на поверхности моря. Это говорит о комплексном влиянии всех характеристик медди на величину его сигнала на поверхности моря и/или о присутствии значительного «шума» — динамических факторов, не описываемых формулой (5). Так, в расчетах по гидродинамической модели высокого разрешения было показано, что теоретически описанная выше связь интенсивности поверхностного сигнала с характеристиками ядра медди нарушается при взаимодействии медди с другими поверхностными вихрями, струйным Азорским течением или подводными горами [32]. Для медди, не вступавших в такие взаимодействия, оценки, данные в работе [32], показали прямую зависимость интенсивности поверхностного сигнала от $\tilde{q}_m$ и обратную от H , что согласуется с теорией.

Анализ крупномасштабного распределения характеристик поверхностных сигналов медди в данных альтиметрии AVISO показывает, что несмотря довольно высокий уровень шума, связанного как с изменчивостью характеристик ядер медди, так и с изменчивостью во времени фоновых условий океана, можно наблюдать определенные тенденции: 1) аномалия уровня моря ζ_{obs} довольно быстро растет к западу: от 3—6 см вблизи Пиренейского полуострова до 7—8 см между 15—20° з.д., и далее медленно продолжает увеличиваться на запад, достигая максимальных значений более 10 см на долготе западной оконечности Азорского плато на 24—26° з.д. (рис. 7 б); 2) R_0 в среднем увеличиваются от $R_0 = 40$ —50 км вблизи Пиренейского полуострова до $R_0 = 90$ км к западу от 20° з.д. (рис. 4 в [1]).

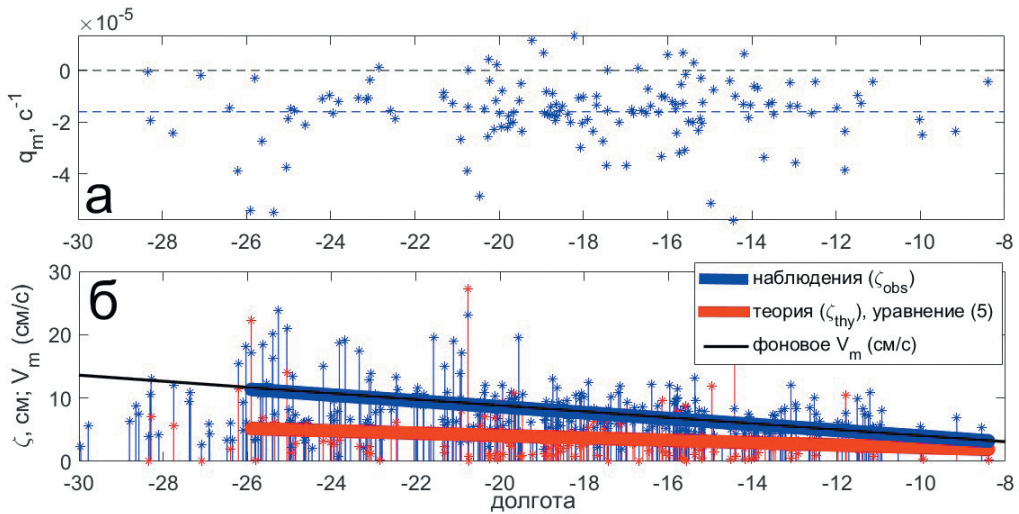


Рис. 7. *a* — Аномалии потенциальной квазигеострофической завихренности ядра медди ($\tilde{q}_m$, с^{-1}) как функция географической долготы; среднее значение $\tilde{q}_m$ отмечено горизонтальной синей штриховой линией (для расчетов использовалось соотношение $\omega_m = -0.2f$). *б* — Максимальная аномалия уровня моря поверхностного сигнала медди (см) по данным наблюдений AVISO (ζ_{obs} , синие столбцы) и ее теоретическая оценка по формуле (5) (ζ_{thy} , красные столбцы) как функции долготы. Линии соответствующего цвета показывают линейные тренды между 8 и 26° з.д. Показан тренд скорости фонового течения в окрестности этих медди по данным спутниковой альтиметрии AVISO (V_m , см с^{-1} , черная линия).

Fig. 7. *a* — Anomalies of the quasigeostrophic potential vorticity of the meddy core ($\tilde{q}_m$, s^{-1}) as a function of geographical longitude; the average value of $\tilde{q}_m$ is marked with a horizontal blue dashed line ($\omega_m = -0.2f$ was used). *b* — The maximum sea level anomaly of the meddy surface signal (cm) from AVISO observations (ζ_{obs} , blue columns) and its theoretical estimate using expression (5) (ζ_{thy} , red columns) as a function of longitude. The linear trends between 8 and 26° N are shown with the straight lines of the corresponding color. The trend of the background flow velocity in the vicinity of the meddies is derived from AVISO satellite altimetry (V_m , cm s^{-1} , black line).

Теоретические оценки (ζ_{thy}), полученные по формуле (5), по порядку величины соответствуют ζ_{obs} и в целом воспроизводят изменчивость ζ_{obs} (рис. 7 б): коэффициент корреляции между рядами равен 0,6. ζ_{thy} недооценивают наблюдаемую ζ_{obs} . Разброс значений ζ_{thy} относительно ζ_{obs} (рис. 7 б) связан с рядом факторов: 1) неточностью оценок параметров медди, используемых в теоретическом расчете ζ_{thy} ; 2) неточностью оценок интенсивности наблюдавшихся поверхностных сигналов медди ζ_{obs} по данным альтиметрии AVISO; 3) возможным искажением сигналов медди другими динамическими структурами, как это отмечалось на участках траекторий медди Hyperion (рис. 3) и Pinball (рис. 4) (см. также [16, 21, 29]).

Тенденция ζ_{obs} к росту на запад довольно неожиданна (рис. 7 б). Исследования показывают, что средний радиус медди растет на запад только до 14—16° з.д., как следствие частого слияния медди друг с другом в Иберийском бассейне. Далее на запад, вследствие постепенного разрушения медди, наблюдается монотонное уменьшение их средних радиусов [23] при относительном постоянстве аномалий потенциальной завихренности их ядер (рис. 7 а) и глубины залегания ядер, а также усиления к западу стратификации верхнего слоя океана [23]. Это должно было бы привести к снижению интенсивности средних сигналов медди к западу. Это наблюдается для одних медди (рис. 3), тогда как для других медди тенденции противоположны (рис. 5).

Некоторый рост на запад наблюдается и в теоретических оценках ζ_{thy} (рис. 7 б) и связан с тем, что в западной части региона в массиве выделенных медди имеется некоторый перекося в сторону наиболее крупных медди. Такие медди легче идентифицируются в данных наблюдений. Также это может быть связано с тем, что небольшие медди разрушаются, не достигая этих долгот.

Тенденция к росту на запад ζ_{obs} и R_0 [1] совпадает с ростом интенсивности скорости фонового поверхностного течения в окрестности медди (V_m) (рис. 7 б). Корреляция V_m с ζ_{obs} массива 209 медди составляет 0,36 при значимом коэффициенте корреляции 0,17. Связь интенсивности сигнала медди с интенсивностью набегающего потока согласуется с выдвигаемой выше теорией происхождения поверхностных сигналов над медди, но не учитывается в выражении (5). Теоретически этот эффект может быть учтен в амплитудном множителе формулы (14), куда входит интеграл от скорости верхнего слоя относительно медди, однако оценка этого множителя затруднена неизвестными значениями промежутка времени τ , в течение которого происходит интенсификация сигнала, и неизвестной функцией уменьшения скорости фонового потока над медди при его экранировании развивающимся поверхностным сигналом.

7. Выводы

Анализ поверхностных сигналов вдоль многомесячных траекторий отдельных медди, а также анализ 209 поверхностных сигналов различных медди с известными параметрами ядра, показал, что теория, как для точечного вихря, так и для вихря Рэлея, позволяет правильно предсказать характер изменчивости интенсивности сигнала, как функции параметров ядра медди (потенциальной завихренности, отношения радиуса к глубине залегания ядра) и фоновых условий (отношение f/N).

Было показано, что только достаточно крупные медди (радиусом более 15—20 км) будут проявляться на поверхности океана. Понятно, что для вихрей с менее глубоким ядром (центры ядер медди расположены на глубинах 600—1200 м) критическая величина радиуса будет меньше.

Практически меридиональное изменение отношения f/N в районе исследования определяет общее падение интенсивности сигнала медди на поверхности моря с севера на юг: теория предсказывает более чем шестикратное ослабление

относительной завихренности поверхностного сигнала одного и того же медди при изменении его местоположения с 45° с.ш. до 25° с.ш. Одновременно растет радиус сигнала относительно радиуса генерирующего медди. Эти зависимости нелинейны. В частности, изменение радиуса сигнала медди на поверхности моря с широтой будет наиболее сильно проявляться у медди малого размера. Наблюдаемая сезонная изменчивость интенсивности сигнала медди на поверхности моря также объясняется сезонной изменчивостью стратификации верхнего слоя океана. Сравнение теоретических и наблюдаемых сигналов вдоль траектории медди позволяет выявлять эпизоды частичного распада ядра медди или слияния с другим медди по долговременным отклонениям интенсивности наблюдаемого поверхностного сигнала от теоретического.

На ограниченных участках траектории медди интенсивность поверхностного сигнала медди также может существенно отклоняться от теоретических значений во время эпизодов взаимодействия медди и его поверхностного сигнала с другими интенсивными динамическими структурами (струйными течениями, поверхностными вихрями) или с топографией. Частый захват энергии течений, усиливающих к западу был вероятной причиной западной интенсификации сигналов над медди. Подобная изменчивость не описывается теорией.

References

1. Bashmachnikov I. L. The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies. Part 1: Observations. *Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):207—225. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225. (In Russ.).
2. Polvani L. M. Two-layer geostrophic vortex dynamics. Part 2. Alignment and two-layer V-states. *Journal of Fluid Mechanics*. 1991;(225):241—270. DOI: 10.1017/S0022112091002045.
3. Reinaud J. N., Dritschel D. G. The merger of vertically offset quasi-geostrophic vortices. *Journal of Fluid Mechanics*. 2002;(469):287—315. DOI: 10.1017/S0022112002001854.
4. Carton X., Le Cann B., Serpette A., Dubert J. Interactions of surface and deep anticyclonic eddies in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*. 2013;(109):45—59. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2011.09.014.
5. Bersanelli M., Dritschel D. G., Lancellotti C., Poje A. C. Models of interacting pairs of thin, quasi-geostrophic vortices: steady-state solutions and nonlinear stability. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 2016; 110(6):491—517. DOI: 10.1080/03091929.2016.1250154.
6. Lapeyre G., Klein P. Dynamics of the upper oceanic layers in terms of surface quasigeostrophy theory. *Journal of Physical Oceanography*. 2006; 36(2):165—176. DOI: 10.1175/JPO2840.1.
7. Owens W. B., Hogg N. G. Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. *Deep Sea Research. Part A. Oceanographic Research Papers*. 1980; 27(12):1029—1045. DOI: 10.1016/0198-0149(80)90063-1.
8. Morel Y., McWilliams J. Evolution of isolated interior vortices in the ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 1997; 27(5):727—748. DOI: 10.1175/1520-0485(1997)027<0727:EOIIVI>2.0.CO;2.
9. Hebert D. L. Mediterranean salt lenses. *Elsevier oceanography series*. Elsevier, 1988(46):229—237. DOI: 10.1016/S0422-9894(08)70549-X.
10. Paillet J., Le Cann B., Carton X. et al. Dynamics and evolution of a northern meddy. *Journal of Physical Oceanography*. 2002; 32(1):55—79. DOI: 10.1175/1520-0485(2002)032<0055:DAEOAN>2.0.CO;2.
11. Carton X., Cherubin L., Paillet J., Morel Y. et al. Meddy coupling with a deep cyclone in the Gulf of Cadiz. *Journal of Marine Systems*. 2002; 32(1—3):13—42. DOI: 10.1016/S0924-7963(02)00028-3.
12. Chapman D. C., Haidvogel D. B. Formation of Taylor Caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 1992; 64(1—4):31—65. DOI: 10.1080/03091929208228084.

13. White M., Bashmachnikov I., Aristegui J., Martins A. Chapter 4. Physical Processes and Seamount Productivity. *Seamounts: Ecology, Conservation and Management* (eds. Pitcher T. J. et al.). Fish and Aquatic Resources Series, Blackwell Publishing, UK, 2007:65—84. DOI: 10.1002/9780470691953.
14. Ienna F., Bashmachnikov I., Dias J. Meddies and their sea surface expressions: Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*. 2022; 52(11):2643—2656. DOI: 10.1175/JPO-D-22-0081.1.
15. Oliveira P. B., Serra N., Fiuza A. F., mbar, I. A study of meddies using simultaneous in situ and satellite observations. *Satellites, Oceanography and Society* (Ed. D. Halpern). Elsevier, 2000(63):125—148. DOI: 10.1016/S0422-9894(00)80008-2.
16. Bashmachnikov I., Carton X. Surface signature of Mediterranean water eddies in the Northeastern Atlantic: effect of the upper ocean stratification. *Ocean Science*. 2012; 8(6):931—943. DOI: 10.5194/os-8-931-2012.
17. Ciani D., Carton X., Bashmachnikov I. et al. Influence of deep vortices on the ocean surface. *Discontinuity Nonlinearity Complexity*. 2015; 4(3):281—311. DOI: 10.5890/DNC.2015.09.006.
18. Kozlov V. F., Makarov V. G. Modeling the instability of axisymmetric vortex cords using the contour dynamics method. *Izvestia of the USSR Academy of Sciences. Mechanics of Fluid and Gas*. 1985;(1):33—39. (In Russ.).
19. Carton X. J. On the merger of shielded vortices. *Europhysics Letters*. 1992; 18(8):697—703. DOI: 10.1209/0295-5075/18/8/006.
20. Carton X. Hydrodynamical modeling of oceanic vortices. *Surveys in Geophysics*. 2001; 22(3):179—263. DOI: 10.1023/A:1013779219578.
21. Bashmachnikov I., Carton X., Belonenko T. V. Characteristics of surface signatures of Mediterranean water eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014; 119(10):7245—7266. DOI: 10.1002/2014JC010244.
22. Cerretelli C., Williamson C. H. K. The physical mechanism for vortex merging. *Journal of Fluid Mechanics*. 2003;(475):41—77. DOI: 10.1017/S0022112002002847.
23. Bashmachnikov I., Neves F., Calheiros T., Carton X. Properties and pathways of Mediterranean water eddies in the Atlantic. *Progress in Oceanography*. 2015;(137):149—172. DOI: 10.1016/j.pocean.2015.06.001.
24. Flierl G. R. Rossby wave radiation from a strongly nonlinear warm eddy. *Journal of Physical Oceanography*. 1984; 14(1):47—58. DOI: 10.1016/j.pocean.2015.06.001.
25. Early J. J., Samelson R. M., Chelton D. B. The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean eddies. *Journal of Physical Oceanography*. 2011; 41(8):1535—1555. DOI: 10.1175/2011JPO4601.1.
26. Carton X., Sokolovskiy M., Menesguen C. et al. Vortex stability in a multi-layer quasi-geostrophic model: application to Mediterranean Water eddies. *Fluid Dynamics Research*. 2014; 46(6):061401. DOI: 10.1088/0169-5983/46/6/061401.
27. Killworth P. D., Blundell J. R., Dewar W. K. Primitive equation instability of wide oceanic rings. Part I: Linear theory. *Journal of Physical Oceanography*. 1997; 27(6):941—962. DOI: 10.1175/1520-0485(1997)027<0941:PEIOWO>2.0.CO;2.
28. Richardson P. L., Bower A. S., Zenk W. A census of Meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography*. 2000; 45(2):209—250. DOI: 10.1016/S0079-6611(99)00053-1.
29. Bashmachnikov I., Machin F., Mendonca A. D., Martins A. In situ and remote sensing signature of meddies east of the mid-Atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009;(114):C05018. DOI: 10.1029/2008JC005032.
30. Tychensky A., Carton X. Hydrological and dynamical characterization of meddies in the Azores region: a paradigm for baroclinic vortex dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998; 103(C11):25061—25079. DOI: 10.1029/97JC03418.
31. Hebert D., Oakey N., Ruddick B. Evolution of a Mediterranean salt lens: Scalar properties. *Journal of Physical Oceanography*. 1990; 20(9):1468—1483. DOI: 10.1175/1520-0485(1990)020<1468:EO-AMSL>2.0.CO;2.
32. Ciani D., Carton X., Aguiar A. B. et al. Surface signature of Mediterranean water eddies in a long-term high-resolution simulation. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017;(130):12—29. DOI: 10.1016/j.dsr.2017.10.001.
33. Bashmachnikov I., Neves F., Nascimento A. et al. Temperature—salinity distribution in the northeastern Atlantic from ship and Argo vertical casts. *Ocean Science*. 2015; 11(2):215—236.

34. Richardson P. L., Tychensky A. Meddy trajectories in the Canary Basin measured during the SEMAPHORE experiment, 1993—1995. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998; 103(C11):25029—25045. DOI: 10.1029/97JC02579.
35. Cenedese C. Laboratory experiments on mesoscale vortices colliding with a seamount. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2002; 107(C6):3053. DOI: 10.1029/2000JC000599.
36. Bashmachnikov I., Mohn C., Pelegri J. L. et al. Interaction of Mediterranean water eddies with Sedlo and Seine seamounts, subtropical Northeast Atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2009; 56(25):2593—2605. DOI: 10.1016/j.dsr2.2008.12.036.
37. Carton X., Daniault N., Alves J. et al. Meddy dynamics and interaction with neighboring eddies southwest of Portugal: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010; 115(C6):C06017. DOI: 10.1029/2009JC005646.
38. Pingree R. D. The droguing of Meddy Pinball and seeding with ALACE floats. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*. 1995; 75(1):235—252. DOI: 10.1017/S0025315400015332.
39. Pingree R. Ocean structure and climate (Eastern North Atlantic): in situ measurement and remote sensing (altimeter). *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*. 2002; 82(5):681—707. DOI: 10.1017/S0025315402006082.
40. Aiki H., Yamagata T. A numerical study on the successive formation of Meddy-like lenses. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004; 109(C6): C06020. DOI: 10.1029/2003JC001952.
41. Bambrey R. R., Reinaud J. N., Dritschel D. G. Strong interactions between two corotating quasi-geostrophic vortices. *Journal of Fluid Mechanics*. 2007;(592):117—133. DOI: 10.1017/S0022112007008373
42. Ciani D., Carton X., Verron J. On the merger of subsurface isolated vortices. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 2016; 110(1):23—49. DOI: 10.1080/03091929.2015.1135430.
43. Fu L. L., Cazenave A. (ed.). *Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications*. Elsevier, International Geophysics Series 69, Academic Press, London. 2000: 463 p. ISBN: 978-0-12-269545-2.

Информация об авторе

Башмачников Игорь Львович, доктор географических наук, Санкт-Петербургский государственный университет, доцент; Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, директор, igorb1969@mail.ru.

Information about author

Bashmachnikov Igor Lvovich, Doctor of Geographical Sciences, the Saint Petersburg State University, Associate Professor; Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre, Director.

Статья поступила 19.06.2025

Принята в печать 15.07.2025

The article was received on 19.06.2025

The article was accepted on 15.07.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 510—529.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):510—529.

ОКЕАНОЛОГИЯ

Научная статья

УДК [556.132.2:528.71](262/81)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-510-529

К оценке межгодовой изменчивости испарения с акватории Каспия по спутниковым данным

Валерий Николаевич Малинин, Мария Дмитриевна Кудель

Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург,
malinin@rshu.ru

Аннотация. Для оценки межгодовой изменчивости испарения для периодов повышения уровня (1979—1995 гг.) и его понижения (с 1996 г.) обсуждается использование 5 архивов ре-анализа: R-1, R-2, ERA5, MERRA-2 и CFS. Рассчитаны основные статистические характеристики. Отмечены расхождения в межгодовом ходе испарения по данным архивов, особенно значительные в период понижения уровня. Показана слабая корреляция температуры воздуха и температуры поверхности моря с испарением, причем при росте температуры воздуха она отрицательная. Предложена формула определения морфометрического фактора и выявлена его приближенная оценка для периода понижения уровня. Вклад морфометрического фактора в изменения водного баланса и уровня моря составляет 34 %. Доминирующая роль в этом принадлежит уменьшению суммарного притока речных вод к морю за счет отрицательного тренда, которое более, чем в 10 раз выше роста испарения.

Ключевые слова: Каспийское море, испарение, водный баланс, уровень моря, морфометрический фактор.

Благодарности: Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки РФ FSZU-2023-0002.

Для цитирования: Малинин В. Н., Кудель М. Д. К оценке межгодовой изменчивости испарения с акватории Каспия по спутниковым данным // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 510—529. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-510-529.

OCEANOLOGY

Original article

To estimate the interannual variability of evaporation from the Caspian Sea using satellite data

Valery N. Malinin, Maria D. Kudel

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russian Federation

Summary. The use of standard hydrometeorological data in the surface layer over the sea indicate an unsatisfactory state of the problem of evaporation knowledge. In fact, the only alternative to determining

© Малинин В. Н., Кудель М. Д., 2025

evaporation from the sea surface is satellite information, which is assimilated in reanalysis archives. This paper discusses the use of 5 archives: R-1, R-2, ERA5, MERRA-2 and CFS for assessing the interannual variability of evaporation for periods of sea level rise (1979—1995) and sea level decrease (since 1996). The main statistical characteristics are calculated. Discrepancies in the interannual course of evaporation according to the archive data are shown, especially significant during the period of sea level decline. Correlation links between evaporation of different archives differ for periods of sea level rise and fall. The closest links are noted between the R-1 and R-2 archives. Additionally, the interannual course of air temperature and sea surface temperature is calculated. A weak correlation of these parameters with evaporation is shown, and with an increase in air temperature it is negative. A formula for determining the morphometric factor is proposed and its approximate estimate is shown for the period of the level drop. At the same time, a significant contribution of the morphometric factor to changes in the water balance and sea level is revealed, which is 34 %. The dominant role in this belongs to the rate of decrease in the total inflow of river waters to the sea, which is more than 10 times higher than the rate of increase in evaporation. The morphometric factor significantly distorts the interannual course of evaporation. This distortion is greater the longer the sea level falls.

Keywords: Caspian Sea, evaporation, water balance, sea level, morphometric factor.

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of the state assignment of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation № FSZU-2023-0002.

For citation: Malinin V. N., Kudel M. D. To estimate the interannual variability of evaporation from the Caspian Sea using satellite data. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(510—529). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-510-529. (In Russ.).

Введение

Испарение представляет собой важнейшую расходную компоненту водного баланса моря. Хотя исследованиям испарения с поверхности Каспийского моря посвящено много работ, однако достаточно надежных методов расчета испарения с поверхности моря до настоящего времени не существует, а оценки испарения, полученные разными авторами, значительно расходятся [1]. В течение многих десятилетий испарение рассчитывалось по стандартной гидрометеорологической информации береговых и островных станций или по замыканию уравнения водного (теплого) баланса моря. В первом случае используются, как правило, различные полуэмпирические формулы и возникают искажения, обусловленные влиянием локальных (местных) факторов на процесс испарения, учесть которые оказывается чрезвычайно сложно, поэтому экстраполяция этих результатов на открытые районы моря может приводить к значительным погрешностям. Во втором определение испарения как остаточного члена уравнения баланса включает в себя суммарную ошибку расчета остальных компонент, которую также очень трудно оценить. Достаточно подробные обзоры проблемы изученности испарения содержатся в работах [1—8 и др.].

С методической точки зрения, представляется интересным сопоставить оценки испарения, полученные разными авторами за один и тот же период времени. В качестве такого периода в работе [2] был принят интервал 1940—1969 гг. ($N = 30$), для которого имеются значения испарения, полученные практически всеми методами. В этот период уровню моря были свойственны преимущественно случайные колебания на фоне небольшого снижения уровня, которое составило около 50 см. Это означает, что морфометрический фактор не оказывал заметного влияния на испарение.

В табл. 1 приводятся статистические характеристики и коэффициенты корреляции между оценками испарения, рассчитанные разными авторами. Расхождение между средними оценками испарения составляет 121 мм или 12 % от общей средней (993 мм). Что касается межгодовой изменчивости испарения, то по СКО она различается в 2,5 раза, а по размаху колебаний — в 3 раза.

Таблица 1

Статистические характеристики испарения с акватории моря
по данным разных авторов за 1940—1969 гг.

Statistical characteristics of evaporation from sea waters according
to data from different authors for 1940—1969

	Смирнова [9]	Панин [10]	Архипова [11]	Лобанов [5]		Георгиевский [12]
	Эмпирическая формула	Модель приводного слоя	Эмпирическая формула	Аэродинамический метод	Метод теплового баланса	Метод водного баланса
Среднее, мм	1011	980	957	946	1067	998
СКО, мм	33,2	29,1	74,5	58,3	73,3	58,3
Размах колебаний, мм	121	129	363	260	280	240
Коэффициент корреляции	1	0,22	0,34	0,37	0,47	0,59
		1	0,22	–0,09	0,04	0,12
			1	0,09	0,25	0,64
				1	0,16	0,45
					1	0,62

Из распределения коэффициентов корреляции следует, что в большинстве случаев они являются незначимыми, а между данными Панина и Лобанова (аэродинамический метод) корреляция вообще оказалась отрицательной. Лучше всех коррелируют с другими рядами оценки испарения, полученные методом водного баланса, а хуже — данные Панина. Как видим, даже совершенный метод расчета еще не гарантирует высокой точности, если гидрометеорологические данные не соответствуют требованиям метода к исходной информации. Таким образом, приведенные выше результаты свидетельствуют о явно неудовлетворительном состоянии проблемы изученности испарения на основе стандартных гидрометеорологических данных в приземном слое над морем.

Похожий вывод был сделан позже в работе [8], согласно которой в настоящее время нет возможности рассчитать испарение с поверхности Каспийского моря по данным инструментальных наблюдений, поскольку такая информация в требуемом объеме отсутствует.

Очевидно, необходим поиск альтернативных способов определения испарения с морской поверхности. В частности, большие надежды возлагаются на спутниковую информацию, которая ассимилируется в архивах ре-анализа и используется при построении мощных климатических моделей. При этом возможно два подхода. В первом из архива ре-анализа выбираются спутниковые данные

температуры поверхности воды, влажность воздуха, скорость ветра в приводном слое и др., которые необходимы для расчета испарения. Таким образом, например, определялось испарение на основе известного архива NCEP/NCAR Reanalysis-1 [8, 13] и архива GHR SST (GODAE High Resolution SST) [14]. В работе [8] с учетом относительно редкой сетки ($1,9^\circ \times 1,9^\circ$) был осуществлен переход к более плотной сетке с шагом в 30 минут. Данные к новой сетке приводились методом билинейной интерполяции, который был выбран из-за того, что при минимальной сложности он даёт довольно гладкий результат. Затем были выполнены расчеты и построены карты по данным ре-анализа в новой сетке для Каспийского моря для величин, использованных при расчете испарения: температуре воды, воздуха, скорости ветра, удельной влажности, атмосферного давления за период 1948—2002 гг., которые сравнивались с натурными данными на о. Тюлений и гмс Махачкала. Сравнение показало существенные расхождения, особенно для Махачкалы. Однако расчет непосредственно испарения в данной работе не выполнен. Он был выполнен по данной методике за 1948—2002 гг. в работе [13]. Среднемноголетнее значение испарения составило 985 см. В работе [14] использовался комбинированный подход, когда часть переменных (температура воды, скорость ветра, влажность воздуха) определялась спутниковым зондированием (архив GHR SST, GODAE High Resolution SST), а другая часть (атмосферное давление, температура воздуха) по данным прибрежных метеостанций. Среднее значение испарения за 2000—2004 гг. составило 700 мм/год, что явно занижено, при этом межгодовая изменчивость достигала $\pm 27\%$.

Другой подход заключается в непосредственном использовании климатических моделей, в которых рассчитывается испарение (затраты тепла на испарение). К сожалению, в документации к моделям обычно не указываются конкретные методы расчета и вычислительные схемы, что затрудняет анализ результатов. Кроме того, высокая неопределенность в оценках испарения связана с тем, что точность их практически невозможно проверить, ибо не существует «эталонных» оценок испарения. Дополнительная проблема заключается в морфометрических особенностях Каспия: его вытянутость по меридиану, значительные различия в климатическом режиме западного и восточного побережья, которые приводят к огромным пространственным градиентам многих гидрологических характеристик, особенно осадков. Однако других альтернативных вариантов дистанционным методам нет.

Цель настоящей работы состоит в сопоставлении межгодовой изменчивости испарения по различным архивам ре-анализа и климатическим моделям для периодов повышения уровня (1979—1995 гг.) и его понижения (с 1996 г.).

Исходные данные

Каспий является самым уникальным и непредсказуемым в мире водоемом по уровенному режиму. За последние 2000 лет, по данным палеоклиматических реконструкций, размах колебаний мог составить 12 м. Самая низкая отметка уровня отмечалась в середине V в. ($-34,5$ м), наивысшая — в начале нашей эры ($-22,5$ м). Наличие серий длительных однонаправленных колебаний большой амплитуды

из-за бессточности водоема приводят к тому, что водная экосистема и экономика прибрежных стран вынуждены приспосабливаться к резко изменяющемуся уровенному режиму [15, 16]. На рис. 1 приводится межгодовой ход УКМ с 1950 г. по 2022 г. Для оценки УКМ до 1993 г. использовались данные четырех береговых станций, а после 1993 г. — данные по уровню, полученные с помощью альтиметрии. Нетрудно заметить, что для колебаний УКМ характерны две противоположные фазы с длительными однонаправленными изменениями уровня: понижения и повышения. Стремительный рост уровня на 2,4 м к 1995 г. сменился столь же стремительным, особенно после 2010 г., снижением уровня.

В работе использовались несколько хорошо известных спутниковых глобальных архивов ре-анализа, пользующихся высокой репутацией. Это архив NCEP/NCAR (*англ.* National Center for Atmospheric Research, Национальный центр исследований атмосферы США) Reanalysis-1 [17] и его продолжение архив NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (*англ.* National Centers for Environmental Prediction, Department of Energy — Национальный центр экологических прогнозов США, Департамент энергетики; *англ.* Atmospheric Model Intercomparison Project) (Reanalysis-2) [18]. Первоначально R-2 предназначался для исправления выявленных в R-1 недостатков. Однако поскольку проект R-2 стал показывать многообещающие результаты, то он дополнительно стал использоваться для анализа, интерпретации, моделирования и синтеза большого массива разнородных натуральных данных. В описании глобальных проектов R-1 и R-2 четко указано, что «оба повторных анализа являются глобальными, привязаны к сетке и инициализируются исходными данными с наземных приборов, аэростатов, самолетов и спутников» (<https://www.ncei.noaa.gov/products/weather-climate-models/reanalysis-1-2>). Отсюда видно,

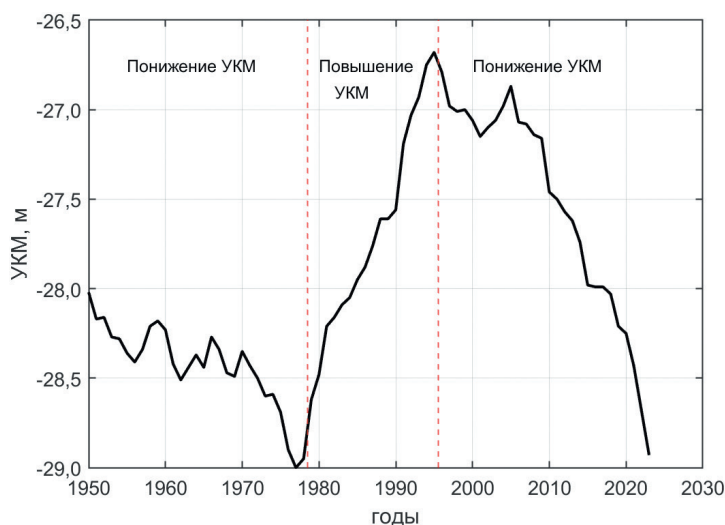


Рис. 1. Межгодовой ход уровня Каспийского моря с 1950 г. по 2022 г.

Fig. 1. Interannual variations in the Caspian Sea level from 1950 to 2022.

что в этих архивах применяется комбинированный подход к усвоению всех видов исходной информации, однако основой является дистанционное зондирование со спутников. С большой вероятностью расчет затрат тепла на испарение в обоих архивах осуществлялся с помощью традиционного аэродинамического метода. Оба архива пользуются постоянной поддержкой. Пространственное разрешение $1,9^\circ$ по широте и долготе. На акватории Каспия с таким разрешением можно выделить 12 точек: по 4 в северной, центральной и южной частях моря. Данные архива R-2 находятся в свободном доступе на сайте (http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/NCEP/NCEP2/monthly/gaussian_grid/dlwrf), а данные архива R-1 на сайте https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Diagnostic/.surface/.latent/.heat_flux.

Для выбранных точек выбирались среднемесячные значения затрат тепла на испарение за период с 1979 г. по 2024 г. для архива R-1 и с 1979 г. по 2018 г. для архива R-2, которые пересчитывались в испарение. Затем простым арифметическим осреднением находилась оценка испарения для всего моря. При сравнении испарения этих архивов (рис. 2) обнаружено, что в период повышения уровня Каспийского моря (1979—1995 гг.) значения испарения практически идентичны: величины трендов одинаковы, средние значения за период различаются на 3 см водного эквивалента в год. В период понижения УКМ (с 1996 г.) различия более ощутимы: величины трендов противоположны, средние значения за период различаются на 7 см водного эквивалента в год. При сравнении среднемноголетних значений наибольшие изменения затрагивают самые северные точки (значения R-2 больше

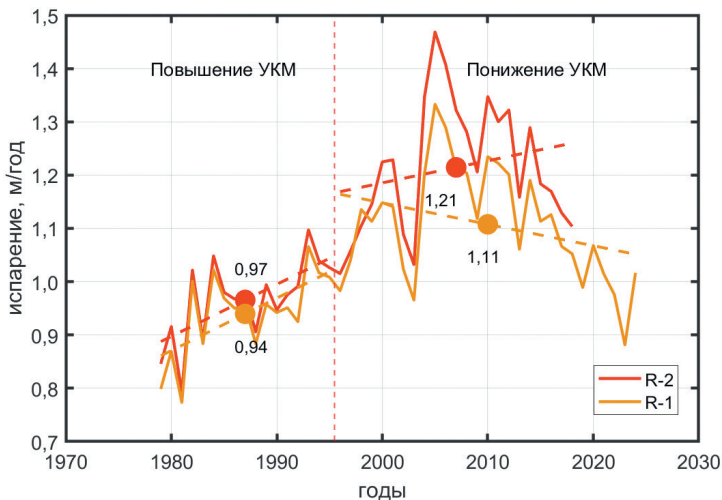


Рис. 2. Межгодовой ход среднего для моря испарения (в м) по архивам ре-анализа R-1 и R-2.

Средние оценки испарения для периодов подъема и повышения уровня моря возле кружков.

Fig. 2. Interannual variation of the average sea evaporation (in m) according to the R-1 and R-2 reanalysis archives.

Average evaporation estimates for periods of sea level rise and fall near the circles.

значений R-1 на 10—20 см/год), и южные точки (39° с.ш.) (R-1 больше R-2 на 5 см в год). Оценки испарения по архиву R-1 представляются более реалистичными.

Архив ERA-5, представляет собой атмосферный ре-анализ глобального климата ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) пятого поколения, охватывающий период с января 1940 г. по настоящее время. Ежемесячные обновления массива ERA5 гарантированного качества (с 1979 г. по настоящее время) публикуются в течение 3 месяцев в режиме реального времени. Реанализ ERA-5 объединяет данные разных моделей с наблюдениями со всего мира в глобально полный и согласованный набор данных с использованием законов физики. Данные охватывают Землю в сетке с шагом 31 км. Подробная документация архива содержится в работе [19]. На акватории Каспийского моря было выделено 42 широтных разреза с шагом 31 км, на которых были размещены точки архива ERA5. Число точек на разрезах варьировалось от 8 до 26. Для выбранных точек из архива ERA5 [20] выбирались среднемесячные значения испарения за период с 1979 г. по 2024 г., которые вначале усреднялись для каждой широты, а затем для всего моря. При этом учитывалось число точек на каждой широте, т.е.

$$E_{cp} = N^{-1} \sum_{i=1}^N E_i * n_i, \text{ где } N — \text{суммарное число точек, равное 700.}$$

MERRA-2 представляет новейший ретроспективный атмосферный анализ современной спутниковой эпохи, созданный Управлением глобального моделирования и ассимиляции НАСА (GMAO). MERRA-2 использует типы наблюдений, недоступные для своего предшественника MERRA (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications). Основной причиной замены MERRA на MERRA-2 является то, что MERRA (выпущенная в 2008 г.) не способна обрабатывать важные новые типы данных, а устаревание и выход из строя старых спутниковых приборов значительно сократили объём данных, доступных для обработки при проведении предыдущего повторного анализа. Система использует обновлённую версию глобальной атмосферной модели GEOS и охватывает период спутниковых наблюдений с 1980 г. по настоящее время с пространственным разрешением $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ и временным разрешением 1 час. Цели MERRA-2 — предоставить однородную информацию о глобальной атмосфере с регулярной сеткой и включить дополнительные аспекты климатической системы, в том числе состав газов (стратосферный озон), улучшенное представление о поверхности суши и криосферных процессов. Документацию архива можно найти в работе [21]. Продукты MERRA-2 доступны онлайн через Центр информационных услуг NASA Goddard Earth Sciences Data (GES DISC). Данные по затратам тепла на испарение LE содержатся в открытом доступе на сайте https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/M2TMNXFLX_5.12.4/summary. За период с 1980 г. по 2024 г. были выбраны среднемесячные значения LE на 21 широтном разрезе, включающие от 4 до 11 точек, которые делением на L переводились в испарение. Всего $N = 140$. Среднее испарение для моря определялось точно также, как по архиву ERA-5.

Кроме того, в работе использовались оценки испарения за период с 1979 г. по 2015 г., рассчитанные в [22] по климатической модели Climate Forecast System

(CFS), представляющей собой полностью связанную климатическую модель, включающую компоненты атмосферы, океана, морского льда и суши.

В большинстве глобальных климатических моделей, а также в массовых экспериментальных расчетах наиболее широкое распространение получил аэродинамический метод (балк-метод), несомненным достоинством которого является то, что он требует минимум исходной информации, т.е. данных только о средней скорости ветра, температуре и влажности воздуха на высоте 10 м (U_{10} , T_{10} , q_{10}) и температуре поверхности моря T_w [23]:

$$E = \rho_a C_E (q(T_w) - q_{10}) U_{10}, \quad (1)$$

где ρ_a — плотность воздуха, C_E — коэффициент влагообмена (число Дальтона), $q(T_w)$ — насыщающая упругость водяного пара, определяемая по температуре воды (в океане с учетом солёности), q_{10} и U_{10} — соответственно удельная влажность воздуха и скорость ветра на высоте 10 м. В некоторых случаях стандартная высота берется на высоте 2 м. Величина ρ_a обычно принимается постоянной. Значения температуры воздуха и воды, скорость ветра определяются непосредственно по спутниковым данным, удельная влажность в приповерхностном слое — через влагосодержание атмосферы, которое с высокой точностью измеряется со спутников. Частным случаем аэродинамического метода является закон Дальтона, согласно которому, скорость испарения пропорциональна дефициту влажности. Наибольшие трудности при оценке величины E связаны с определением числа Дальтона. Поскольку до настоящего времени еще не найдены универсальные зависимости, то в расчетах используются самые различные варианты, начиная от принятия C_E постоянной величиной, до сложных многопараметрических зависимостей C_E от характеристик приповерхностного слоя [2].

Результаты расчетов и их обсуждение

На рис. 3 приводится межгодовой ход осредненных для акватории моря оценок испарения по 5 разным архивам ре-анализа. Черной кривой дается среднее значение испарения, рассчитанное до 2015 г. по всем архивам, до 2018 г. по 4 архивам и далее по 3 архивам. Наиболее высокое испарение в период повышения уровня соответствует архиву CFS, а в период понижения — архиву R-2. В отдельные годы расхождения между оценками испарения огромные. В 2005 г. расхождение составляет 50 см, т.е. половину годовой оценки испарения.

В табл. 2 представлены количественные статистические характеристики испарения отдельно для периодов повышения и понижения уровня моря. По данным работы [1], среднемноголетнее испарение с акватории моря равно 97 см. В период роста уровня эта оценка практически совпадает со средним испарением, приведенным в табл. 2 (96 см). В период падения уровня среднее испарение заметно выше (107 см). Разность в оценках испарения 11 см. В работе [22] разность между испарением в периоды повышения и снижения уровня составила 9 см, однако, по мнению авторов, это стало доминирующим фактором перехода от роста УКМ к его падению.

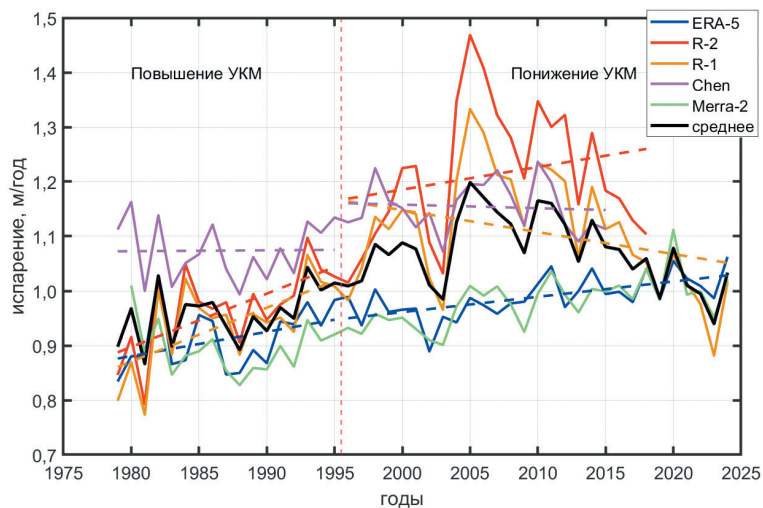


Рис. 3. Межгодовой ход осредненных для акватории моря оценок испарения по 5 разным архивам ре-анализа для периодов роста (1979—1995 гг.) и падения (с 1996 г.) уровня.

Черной кривой дается среднее значение испарения. Пунктир — линии тренда.

Fig. 2. Interannual variation of averaged evaporation estimates for the sea area based on 5 different reanalysis archives for periods of rising (1979—1995) and falling (since 1996) sea level.

The black curve shows the average evaporation value. The dotted line is the trend line.

Таблица 2

Статистические характеристики испарения
для периодов роста и понижения уровня для разных архивов
Statistical characteristics of evaporation
for periods of increase and decrease in the level for different archives

Архив	Рост уровня (1979—1995 гг.)				Понижение уровня (с 1996г)			
	$X_{cp}, м$	СКО, м	$Tr,$ см/год	R^2	$X_{cp}, м$	СКО, м	$Tr,$ см/год	R^2
R-1	0,94	0,08	0,99	0,40	1,11	0,11	−0,40	0,10
R-2	0,97	0,08	0,98	0,41	1,21	0,12	0,41	0,05
ERA-5	0,92	0,06	0,44	0,16	0,99	0,04	0,28	0,39
MERRA-2	0,89	0,05	−0,17	0,03	0,98	0,05	0,32	0,38
CFS (Chen et al. 2017)	1,07	0,05	0,017	0,00	1,15	0,05	−0,07	0,007
Среднее	0,96	0,05	0,45	0,21	1,07	0,06	−0,20	0,06

Из табл. 2 видно, что расхождение в испарении между архивами составляет 13 см при росте уровня и 23 см при его падении. Межгодовая изменчивость, согласно СКО, для периодов роста и падения уровня в среднем практически одинакова (5 и 6 см), но при этом различие между архивами в первом случае всего 3 см,

а во втором — 8 см. Изменчивость испарения архивов R-1 и R-2 в период падения уровня в 2—3 раза выше по сравнению с другими архивами.

Очень интересным представляется поведение трендов испарения. В период роста уровня значительный рост испарения наблюдается для архивов R-1 и R-2 (табл. 2). Для других архивов тренд испарения незначим по критерию Фишера при $\alpha = 0,05$, поэтому для E_{cp} тренд хотя и положительный, но на грани значимости. Для периода понижения уровня уверенный рост испарения демонстрируют архивы ERA-5 и Метга-2. Остальные тренды незначимые, причем для R-1 испарение уменьшается, что не согласуется с трендом на потепление климата. Согласно архивам R-1 и R-2, до 2005 г. отмечался резкий рост испарения, затем началось не менее стремительное его снижение. К 2023 г., по архиву R-1, оно снизилось на 45 см. Заметим, что по архивам ERA-5 и Метга-2, испарение также начало уменьшаться с 2020 г.

Среднее испарение растет при росте уровня и уменьшается при его падении. Вот такой внешне странный вывод следует из табл. 2, ибо, исходя из уравнения водного баланса моря, физически более обоснованным является противоположный вывод. Впрочем, такой результат становится понятным, если обратиться к тренду суммарного притока речных вод, который за период падения уровня равен $-2,83 \text{ км}^3/\text{год}$, что соответствует уменьшению стока на $84,9 \text{ км}^3$ или 23,8 см слоя. Отсюда следует, суммарный приток речных вод к морю уменьшался со скоростью $0,79 \text{ см}/\text{год}$, что в 4 раза выше тренда по испарению. Очевидно, это объясняет ведущую роль притока речных вод по сравнению с испарением в падении УКМ.

В табл. 3 приводятся коэффициенты корреляции испарения по данным разных архивов для периодов повышения (верхний треугольник) и понижения (нижний треугольник) морского уровня. Как и следовало ожидать, почти функциональная связь отмечается между испарением архивов R-1 и R-2. Довольно высокая связь наблюдалась также между испарением по архивам CFS и MERRA-2 в период роста УКМ. Среднее испарение имеет высокую корреляцию с испарением по архивам R-1 и R-2, так как изменчивость испарения по этим архивам наибольшая.

Таблица 3

Корреляционная матрица испарения по данным разных архивов. Верхний треугольник — период повышения уровня. Нижний треугольник — период понижения уровня

Correlation matrix of evaporation based on data from different archives. Upper triangle — period of rising sea level. Lower triangle — period of falling sea level

Архив	ERA-5	R-1	R-2	CFS	MERRA-2	Среднее
ERA-5	1,00	0,62	0,62	0,55	0,53	0,82
R1	-0,01	1,00	0,98	0,36	0,21	0,87
R2	0,18	0,96	1,00	0,42	0,26	0,89
Chen	0,20	0,67	0,52	1,00	0,89	0,74
MERRA-2	0,74	0,27	0,55	0,55	1,00	0,64
Среднее	0,12	0,98	0,95	0,55	0,39	1,00

По трем архивам R-1, ERA-5 и MERRA-2, с наиболее полными данными за период с 1979 г. по 2024 г. дополнительно выполнен расчет температуры воздуха (ТВ) и температуры поверхности моря (ТПМ) точно таким же образом, как определялось среднее испарение. В период повышения УКМ, по данным всех архивов, характерны случайные колебания ТВ с отсутствием тренда. Наиболее высокая ТВ свойственна архиву R-1, а наименьшая — архиву MERRA-2. В период понижения УКМ в ТВ отмечается наличие устойчивых трендов для всех архивов, из них самый высокий для архива ERA-5. Похожая картина наблюдается в изменчивости ТПМ.

На рис. 4 приводится межгодовой ход осредненных значений ТВ, ТПМ и E_{cp} для трех рассматриваемых архивов за период с 1979 г. по 2024 г. Нетрудно увидеть, что в период роста УКМ тренды в ТВ и ТПМ отсутствуют, но отмечается сильный положительный тренд в E_{cp} . При падении УКМ значимый положительный тренд имеет место только для температуры воздуха. Для всех трех характеристик средние значения в период падения уровня несколько увеличились по сравнению с падением уровня (табл. 4). При этом наиболее высокая межгодовая изменчивость согласно коэффициенту вариации отмечается для испарения, наименьшая — для ТПМ. В период роста уровня при повышении ТВ наблюдается тенденция к уменьшению испарения ($r = -0,40$), а при его падении корреляция

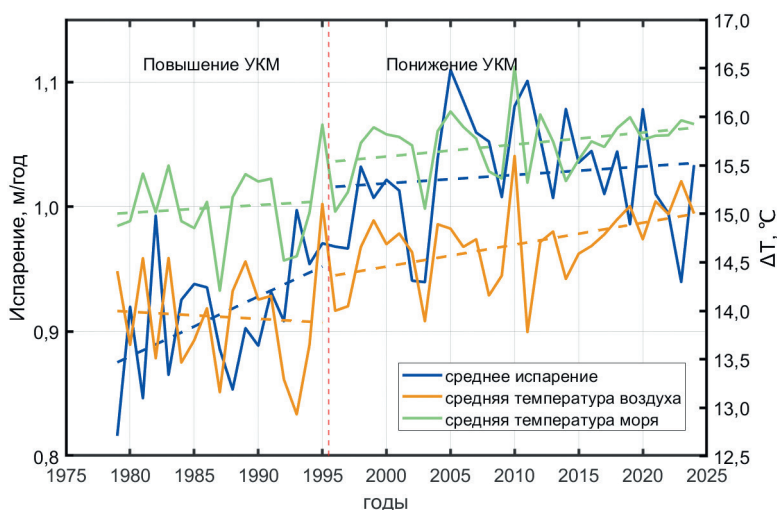


Рис. 4. Межгодовой ход средних значений температуры воздуха, температуры поверхности моря и испарения по данным 3 архивов ре-анализа R-1, ERA-5 и MERRA-2 для периодов роста (1979—1996 гг.) и падения (с 1996 г.) уровня моря.

Пунктирной линией даны тренды.

Fig. 4. Interannual variations in average air temperature, sea surface temperature and evaporation values based on data from three reanalysis archives R-1, ERA-5 and MERRA-2 for periods of rising (1979—1996) and falling (since 1996) sea level.

The dotted line shows the trends.

между ними отсутствует. Итак, при использовании одних и тех же архивных данных можно полагать, что испарение почти не зависит от ТВ, хотя довольно часто, особенно в долгосрочных прогнозах и при построении климатических моделей, такая зависимость считается очень важной.

Таблица 4

Статистические характеристики осредненных для архивов R-1, MERRA-2, ERA-5 значений испарения, температуры воздуха и температуры воды для периодов повышения (1979—1995 гг.) и понижения (с 1996 г.) уровня моря

Statistical characteristics of the averaged values of evaporation, air temperature and water temperature for the periods of sea level rise (1979—1995) and fall (since 1996) for the R-1, MERRA-2, ERA-5 archives

	Среднее, повышение / понижение	Коэффициент вариации, % повышение / понижение	Тренд, повышение понижение	Коэффициенты корреляции, (верхний треугольник — повышение уровня, нижний треугольник — понижение уровня)		
Испарение, м/год	0,91 / 1,03	5,5 / 4,9	5 мм/год 0,7 мм/год	1	−0,40	−0,05
Температура воздуха, °C	13,94 / 14,68	4,1 / 2,8	−0,007 °C/год 0,020 °C/год	0,06	1	0,89
Температура воды, °C	15,07 / 15,71	2,6 / 2,0	0,008 °C/год 0,012 °C/год	0,33	0,91	1

Рассмотрим, от чего зависит такое поведение межгодовых колебаний испарения. Испарение непосредственно связано с морфометрическим фактором (МФ), т.е. изменяющейся площадью водоема, поскольку его берега не являются отвесными, поэтому она при изменениях уровня стремится вернуть его в некоторое равновесное состояние. Итак, морфометрический фактор отражает отрицательную обратную связь в механизме колебаний УКМ, образованную зависимостью объема испарения от уровня моря [24]. Хотя значение данной обратной связи как стабилизирующего фактора в колебаниях уровня известно давно, однако практические оценки изменений испарения под влиянием МФ для длительных периодов роста или падения уровня отсутствуют. Вклад МФ в водный баланс моря при удлинении постоянного периода роста (падения) уровня будет быстро возрастать.

Когда уровень находится в равновесном состоянии, приток воды к морю за счет речных вод и осадков ($V_{(Q+P)}$) равен ее оттоку за счет испарения и стока в з. Кара-Богаз-Гол ($V_{(E+q)}$), поэтому площадь моря не меняется во времени. Предположим, начало отмечаться устойчивое превышение оттока над притоком, т.е. сформировалась фаза понижения уровня. В этом случае уровень и площадь моря уменьшаются. В результате происходит осушение некоторой части мелководных районов, прежде всего северной части моря, поэтому суммарный объем испарившейся влаги с акватории моря (км^3) уменьшается на тот ее объем, который был бы при отсутствии осушения части акватории. При длительном превышении оттока воды над ее притоком эта разность увеличивается и в некоторый момент времени отток становится таким, что новое осушение акватории моря прекращается. Уровень приходит в новое равновесное состояние, при котором $V_{(Q+P)} = V_{(E+q)}$.

В работе [25] МФ рассматривается как «реактивный» фактор, ограничивающий размах колебаний уровня, представляющий зависимость между наполнением водоема и количеством теряемой им воды, для оценки которого предложена формула:

$$\Delta V_i^{\text{мф}} = -E_{\text{эф}i} (A_{\text{м}i} - A_{\text{м}}^*), \quad (2)$$

где $\Delta V_i^{\text{мф}}$ означает изменения объема моря в i -год за счет действия МФ, $E_{\text{эф}i}$ — эффективное испарение, т.е. разность между испарением и осадками на акваторию моря. В скобках дано отклонение площади моря в i -тый год от среднееголетней площади $A_{\text{м}}^*$. Последовательное суммирование за m лет ($\sum \Delta V_i^{\text{мф}}$) и сравнение с изменением объема вод, рассчитанным по уравнению водного баланса ($\sum \Delta V_i^{\text{кл}}$), позволяет оценить вклад МФ. Однако, на наш взгляд, уравнение (2) не в полной мере отвечает сути МФ, ибо другие компоненты водного баланса (приток речных вод и сток в залив КБГ) также влияют на изменения площади моря. Очевидно, более точной оценкой морфометрического фактора может служить формула:

$$\Delta V_i^{\text{мф}} = (v_{(Q+P)i} - v_{(E+q)i}) \Delta A_i. \quad (3)$$

Или с учетом $P \ll Q$, $q \ll E$,

$$\Delta V_i^{\text{мф}} = (v_{Qi} - v_{Ei}) \Delta A_i, \quad (3, a)$$

где v_x — компонента водного баланса в единицах слоя, ΔA_i — разность между площадью моря, соответствующей начальному уровню моря, от которого ведется отсчет (A_n) и площадью моря в i -год A_i . При $i = 0$ МФ отсутствует, уравнение (3) будет представлять климатологический водный баланс, определяемый по площади A_n . При устойчивом понижении уровня $A_i < A_n$ и разность ΔA_i по абсолютной величине увеличивается. Это происходит, когда $(v_{Qi+1} - v_{Ei+1}) < (v_{Qi} - v_{Ei})$. Произведение двух отрицательных величин дает положительное значение $\Delta V_i^{\text{мф}}$. При росте уровня $A_i > A_n$ имеем $(v_{Qi+1} - v_{Ei+1}) > (v_{Qi} - v_{Ei})$ и, соответственно, увеличение ΔA_i .

Оценка вклада МФ в изменения УКМ может быть выполнена путем последовательного суммирования на любой i -год или сразу за период m на основе оценок линейных трендов компонент водного баланса моря. Выполним приближенную оценку МФ по рассмотренной схеме на примере падения уровня в целом за период с 1995 г. 2024 г. Исходя из морфометрии водоема [1, 7], площадь моря к 2024 г. уменьшилась на 43 тыс. км², в том числе в Северном Каспии (СК) на 37 тыс. км², причем при дальнейшем падении уровня осушаемая площадь моря будет еще больше возрастать и соответственно увеличиваться объем воды, который мог бы испаряться с нее.

При отметке уровня –28 м площадь моря равна 376 тыс. км². Тогда площадь северного Каспия (СК) $0,25 \times 376 = 94$ тыс. км², т.е. площадь СК сократилась на 39 %. Среднееголетнее испарение в СК составляет около 80 км³/год, а всего моря примерно 360 км³/год [10], т.е. оно составляет 22 % от суммарного испарения. С 1 тыс. км² в Северном Каспии испаряется $80/94 = 0,85$ км³/год. Тогда в 2024 г. с дополнительной площади 37 тыс. км² по отношению к первоначальной площади

моря в 1995 г. могло бы испариться $31,45 \text{ км}^3/\text{год}$, что применительно к испарению со всей акватории Каспия составит толщину слоя воды $31,45/357 = 0,088 \text{ м/год}$ или $8,8 \text{ см/год}$. Отсюда следует, что в 2024 г. испарение при начальной площади A_n могло бы составить $103 - 8,8 = 94,2 \text{ см}$. В среднем за 30-летний период испарение за счет МФ уменьшалось со скоростью $0,29 \text{ см/год}$. За 30 лет суммарное дополнительное испарение за счет МФ только на акватории Северного Каспия могло бы составить около 400 км^3 , причем эта цифра будет возрастать при последующих снижениях уровня. Отметим, что около 400 км^3 испаряется за год со всей акватории моря. С учетом того, что к 2038 г. сток в залив КБГ может вообще прекратиться, следует ожидать переход уровня из фазы понижения в фазу стабилизации, состоящую из незначительных случайных колебаний без значимого тренда. При этом вследствие бессточности водоема роль МФ в стабилизации уровня, тем более из-за прекращения стока в з. КБГ, может быть решающей.

Сравним указанную оценку МФ с изменениями компонент водного баланса. Повышение испарения в соответствии с трендом (табл. 4) в 2024 г. составляет $0,7 \text{ мм/год} \times 30 \text{ лет} = 2,1 \text{ см}$. Отсюда видно, что МФ в 4 раза превышает изменения условно «фактического» испарения с моря. По сути, МФ за период падения уровня в 1995—2024 гг. доминирует над межгодовой изменчивостью испарения. Оценка тренда суммарного притока речных вод к морю равна $-2,83 \text{ км}^3/\text{год}$, что соответствует уменьшению стока на $84,9 \text{ км}^3$ или $23,8 \text{ см}$ слоя. Отсюда видно, что оценка уменьшения притока речных вод к морю более, чем в 10 раз выше роста испарения. Именно уменьшение притока речных вод оказывает в данном случае решающее воздействие на уменьшение площади Каспия. Итак, даже приближенная оценка МФ показывает, что его вклад в изменения водного баланса и уровня моря составляет $8,8/25,9 = 0,34$, т. е. он весьма значительный, поэтому его необходимо учитывать в расчетах водного баланса за продолжительные периоды времени, особенно при длительных однонаправленных изменениях уровня. Очевидно, что морфометрический фактор значительно искажает межгодовой ход испарения, которое тем больше, чем больше падает уровень моря.

Если в рассматриваемых климатических моделях испарение определялось аэродинамическим методом, то наиболее важными переменными в формуле (1) являются вертикальный перепад влажности в приводном слое ($q(T_w) - q_{10}$) и скорость ветра U_{10} . Как было указано выше, $q(T_w)$ определяется по температуре воды, а удельная влажность через влагосодержание атмосферы, которое измеряется по спутниковым данным с высокой точностью. Поскольку одновременно существует высокая корреляционная связь между q_{10} и ТВ, то должна существовать связь и между перепадами влажности и температуры в приводном слое. Если принять коэффициент влагообмена постоянным, то отсюда следует, что $E = F[\Delta T_{10}, U_{10}]$. Осредненное испарение по трем архивам рассчитывалось с помощью пошагового алгоритма МЛР отдельно для периодов повышения (E_+) и понижения (E_-) уровня:

$$E_+ = 0,12\Delta T + 0,02V + 0,67 \quad (4)$$

$$E_- = 0,18V + 0,08\Delta T + 0,05. \quad (5)$$

Коэффициент детерминации первой зависимости $R^2 = 0,55$, стандартная ошибка модели — 0,04 м, относительная ошибка в долях СКО = 0,80, причем на долю ΔT приходится 54 % объясненной дисперсии E_+ , на долю V — 1 %. Коэффициент детерминации второй зависимости $R^2 = 0,42$, при этом стандартная ошибка модели и относительная ошибка в долях СКО полностью совпадают с первой зависимостью. Но в отличие от первой модели главной переменной является ветер, на долю которого приходится 31 % объясненной дисперсии E_- , на долю ΔT — 11 %. Обе модели являются адекватными по критерию Фишера.

Итак, мы видим принципиальные различия формирования изменчивости испарения в период роста и падения уровня. При повышении уровня испарение практически полностью зависит от перепада температуры. При понижении уровня главным фактором является ветер. Более детальный анализ зависимости (4) показал, что влияние ветра на испарение идет через тренд, в то время как корреляция между ними носит незначимый характер. Влияние ΔT на испарение, наоборот, заключается в высокой корреляции между ними.

На рис. 5 представлено сопоставление «фактических» и вычисленных по зависимостям (4)—(5) значений испарения. Нетрудно видеть почти полное совпадение средних значений. Если при росте уровня отмечается идентичное направление в сторону повышения «фактических» и вычисленных значений испарения, то при падении уровня в «фактических» значениях испарения тренд отсутствует, в то время как в вычисленных значениях присутствует значимый отрицательный тренд.

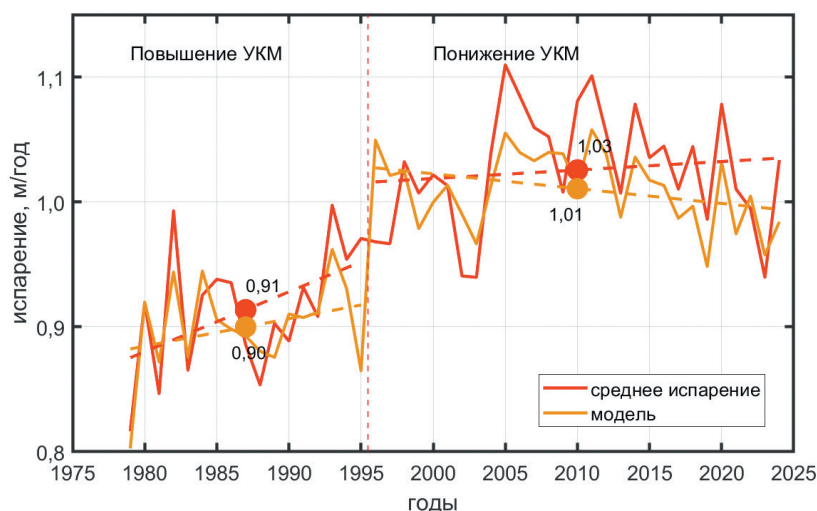


Рис. 5. Межгодовая изменчивость «фактических» и вычисленных по зависимостям (4)—(5) значений испарения.

Fig. 5. Interannual variability of “actual” and calculated evaporation values using dependencies (4)—(5).

Заключение

Использование стандартных гидрометеорологических данных в приземном слое над морем свидетельствуют о неудовлетворительном состоянии проблемы изученности испарения. По сути, единственной альтернативой определения испарения с морской поверхности является спутниковая информация, которая ассимилируется в архивах ре-анализа. В данной работе обсуждается использование 5 архивов: R-1, R-2, ERA5, MERRA-2 и CFS для оценки межгодовой изменчивости испарения для периодов повышения уровня (1979—1995 гг.) и его понижения (с 1996 г.). Рассчитаны основные статистические характеристики. Показаны расхождение в межгодовом ходе испарения по данным архивов, которое составляет 13 см при росте уровня и 23 см при его падении. Корреляционные связи между испарением различных архивов различаются для периодов повышения и понижения уровня. Как и следовало ожидать, наиболее тесные связи отмечаются между архивами R-1 и R-2.

Если по данным 5 архивов в межгодовом ходе среднего испарения при повышении уровня также отмечается уверенное повышение, то при падении уровня испарение имеет тенденцию к уменьшению. Итак, среднее испарение растет при повышении уровня и уменьшается при его падении. Очевидно, исходя из уравнения водного баланса моря, физически более обоснованным представляется противоположный вывод. Впрочем, такой результат становится понятным, если обратиться к тренду суммарного притока речных вод к морю, который в несколько раз выше тренда испарения в периоды повышения и понижения уровня. Так, при падении уровня тренд притока речных вод в 4 раза выше тренда в испарении.

Для 3 архивов (R-1, ERA5, MERRA-2), имеющих постоянную поддержку во времени, за период с 1979 г. по 2024 г. рассчитаны температура воздуха (ТВ) и поверхности моря (ТПМ). Показана слабая корреляция этих параметров с испарением, причем при росте температуры воздуха она отрицательная. Это противоречит распространенному мнению о том, что при потеплении климата испарение повышается. Именно такое предположение часто принимается в долгосрочных прогнозах уровня и при построении климатических моделей.

Предложена формула определения морфометрического фактора и показана его приближенная оценка для периода понижения уровня на основе анализа трендов компонент водного баланса. Под действием МФ испарение уменьшалось со скоростью 0,29 см/год и в 2024 г. уменьшилось на 8,8 см. Фактически испарение к 2024 г. повысилось на 2,1 см, т. е. влияние МФ на испарение в 4 раза выше. Такая ситуация возникла потому, что уменьшение притока речных вод за счет отрицательного тренда к морю более чем в 10 раз больше роста испарения. Учет роли МФ необходим в расчетах водного баланса за продолжительные периоды времени, особенно при длительных однонаправленных изменениях уровня. МФ значительно искажает межгодовой ход испарения, которое тем больше, чем дольше падает уровень моря. С учетом того, что к 2038 г. сток в залив КБГ может вообще прекратиться, следует ожидать переход уровня из фазы понижения в фазу

стабилизации, состоящую из незначительных случайных колебаний без значимого тренда. При этом вследствие бессточности водоема роль МФ в стабилизации уровня из-за прекращения стока в з. КБГ, становится решающей.

Нетрудно показать, что при использовании аэродинамического метода для расчета испарения, можно получить приближенную зависимость $E = F[\Delta T_{10}, U_{10}]$. Осредненное испарение по трем архивам по данным о перепаде температуры и скорости ветра рассчитывалось с помощью пошагового алгоритма МЛР отдельно для периодов роста (E_+) и падения (E_-) уровня. Коэффициент детерминации зависимости (4) равен 0,55, причем на долю ΔT приходится 54 % объясненной дисперсии E_+ , на долю V — 1 %. Коэффициент детерминации зависимости (5) $R^2 = 0,42$. Главная переменная — ветер, на долю которого приходится 31 % объясненной дисперсии E_- , на долю ΔT — 11 %. Детальный анализ зависимости (4) показал, что влияние ветра на испарение идет через тренд, в то время как корреляция между ними носит незначимый характер. Влияние ΔT на испарение, наоборот, заключается в высокой корреляции между ними.

Авторы искренне признательны д.т.н. А. В. Фролову за содержательную дискуссию и полезные замечания, которые позволили улучшить текст статьи.

Список литературы

1. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз / Под ред. Е. С. Нестерова. М.: Триада Лтд, 2016. 378 с.
2. Малинин В. Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: Изд-во РГМИ, 1994. 160 с.
3. Абузаров З. К., Нестеров Е. С. Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря // Труды Гидрометцентра, 2011. Вып. 345. С. 5—22.
4. Георгиевский В. Ю., Голубев В. С. Испарение с поверхности Каспийского моря и его многолетняя изменчивость / Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб: Гидрометеоиздат, 2003. С. 230—238.
5. Лобанов В. В. Испарение с поверхности Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1987. № 10. С. 47—53.
6. Панин Г. Н., Мамедов Р. М., Митрофанов И. В. Современное состояние Каспийского моря. М.: Наука, 2005. 356 с.
7. Фролов А. В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. М.: Геос, 2003. 170 с.
8. Болгов М. В., Красножон Г. Ф., Любушин А. А. Каспийские море: экстремальные гидрологические события / Под ред. М. Г. Хубляряна. М.: Наука, 2007. 381 с.
9. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря. Труды Гидрометцентра СССР, 1972. Вып. 94. 123 с.
10. Панин Г. Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. М.: Наука, 1987. 89 с.
11. Архипова Е. Г., Макарова Р. Е., Крюков В. В. Многолетние изменения испарения на Каспийском море // Труды ГОИН, 1975. Вып. 125, С. 86—94.
12. Георгиевский В. Ю. Водный баланс Каспийского моря по данным наблюдений // Труды ЛГМИ, 1982. Вып. 79, С. 76—85.
13. Трубецкова М. Д., Филимонова М. К. Об оценке испарения с поверхности Каспийского моря в современный период / Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе. Труды международной научной конференции. Москва, 19—20 октября 2006 г. С. 79—84.
14. Лебедев С. А., Сирота А. М., Остроумова Л. П., Костяной А. Г. Расчет испарения с акватории Каспийского моря по данным дистанционного зондирования / Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга

- окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Сборник научных статей. Выпуск 5. Том II. М.: ООО «Азбука-2000», 2008. С. 141—147.
15. Малинин В. Н. Грозит ли Каспию судьба Арала? // Гидрометеорология и экология. 2022. № 69. С. 746—760.
 16. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Уровень Каспийского моря как индикатор крупномасштабного влагообмена в системе «океан–атмосфера–суша» // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2020. № 4. С. 5—20. DOI 10.17076/lim1156.
 17. Kalnay E. and Coauthors, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1996. Vol. 77. P. 437—471.
 18. Kanamitsu M. Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System // Weather and Forecasting. 1989. V. 4. No. 3. P. 335—342. DOI: 10.1175/15200434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2.
 19. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146. P. 1999—2049. DOI: 10.1002/qj.3803.
 20. Электронный ресурс «Copernicus Climate Data Store.» [<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview>] режим доступа – свободный. Дата обращения 22.02.2025.
 21. Gelaro R., McCarty W., Suárez M. J. et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // J. Clim. 2017 June 20; Volume 30(Iss 13): 5419—5454. doi:10.1175/JCLI-D-16-0758.1. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
 22. Chen J. L., Pekker T., Wilson C. R. et al. Longterm Caspian Sea level change // Geophysical Research Letters. 2017. V. 44. P. 6993—7001. doi:10.1002/2017GL073958.
 23. Малинин В. Н. Общая океанология. Ч. 1 Физические процессы. СПб: Изд. РГГМУ, 1998. 342 с.
 24. Фролов А. В. Особенности механизма многолетних колебаний уровня Каспийского моря // Ученые записки РГГМУ. 2019. № 55. С. 120—128.
 25. Крицкий С. Н., Коренистов Д. В., Раткович Д. Я. Колебания уровня Каспийского моря. М.: Наука, 1975. 175 с.

References

1. *Vodnyi balans i kolebaniya urovnya Kaspiiskogo morya. Modelirovanie i prognoz = Water balance and level fluctuations of the Caspian Sea. Modeling and predicting.* Moscow: Triada Ltd, 2016: 378 p. (In Russ.)
2. Malinin V. N. *Problema prognoza urovnya Kaspiiskogo morya = The problem of predicting the Caspian Sea level.* St. Petersburg: RSHI Publ., 1994: 160 p. (In Russ.).
3. Abuzarov Z. K., Nesterov E. S. Some features of spatial and temporal variability of the Caspian Sea level. *Trudy Gidromettsentra = Proceedings of the Hydrometeorological Center.* 2011; (345): (5—22). (In Russ.).
4. Georgievskiy V. Yu., Golubev V. S. Evaporation from the surface of the Caspian Sea and its long-term variability. *Gidrometeorologicheskiye aspekty problemy Kaspiyskogo morya i yego basseyna = Hydro-meteorological aspects of the problem of the Caspian Sea and its basin.* St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2003; (230—238). (In Russ.)
5. Lobanov V. V. Evaporation from the surface of the Caspian Sea. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology.* 1987; (10): (47—53). (In Russ.).
6. Panin G. N., Mamedov R. M., Mitrofanov I. V. *Sovremennoye sostoyaniye Kaspiyskogo morya = Current state of the Caspian Sea.* M.: Nauka, 2005: 356 p. (In Russ.).
7. Frolov A. V. *Modelirovaniye mnogoletnikh kolebaniy urovnya Kaspiyskogo morya: teoriya i prilozheniya = Modeling of long-term fluctuations in the Caspian Sea level: theory and applications.* 2003. M.: Geos, 170 p. (In Russ.).
8. Bolgov M. V., Krasnozhan G. F., Lyubushin A. A. *Kaspiyskiye more: ekstremal'nyye gidrologicheskiye sobytiya = Caspian Sea: extreme hydrological events.* / Edit. M. G. Khublaryan. M.: Nauka, 2007: 381 p. (In Russ.).

9. Smirnova K. I. Water balance and long-term forecast of the Caspian Sea level. *Trudy Gidromettsentra SSSR = Works of the Hydrometeorological Center of the USSR*. 1972; (94): (123). (In Russ.).
10. Panin G. N. *Ispareniye i teploobmen Kaspiyskogo morya. = Evaporation and heat exchange of the Caspian Sea*. M.: Nauka, 1987: 89 p. (In Russ.).
11. Arkhipova E. G., Makarova R. E., Kryukov V. V. Long-term changes in evaporation in the Caspian Sea. *Trudy GOIN = Proceedings of GOIN*. 1975; (125): (86—94). (In Russ.).
12. Georgievskiy V. Yu. Water balance of the Caspian Sea based on observation data. *Trudy LGMI = Proceedings of the LGMI*. 1982; (79): (76—85). (In Russ.).
13. Trubetskova M. D., Filimonova M. K. On the assessment of evaporation from the surface of the Caspian Sea in the modern period / Extreme hydrological events in the Aral-Caspian region. Proceedings of the international scientific conference. M., October 19—20, 2006; (79—84).
14. Lebedev S. A., Sirota A. M., Ostroumova L. P., Kostyanoy A. G. Calculation of evaporation from the Caspian Sea using remote sensing data. *Sovremennyye problemy dstantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa = Modern problems of remote sensing of the Earth from space: Physical foundations, methods and technologies for monitoring the environment, potentially hazardous phenomena and objects. Collection of scientific articles*. 2008; 5(II): (141—147). (In Russ.).
15. Malinin V. N. Does the fate of the Aral Sea threaten the Caspian? *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2022; (69): (746—760). doi: 10.33933/2713-3001-2022-69-746-760. (In Russ.).
16. Malinin V. N., Gordeeva S. M. Caspian sea level as an indicator of large-scale moisture exchange in the ocean-atmosphere-land system. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*. 2020; (4): (5—20). doi: 10.17076/lim1156. (In Russ.).
17. Kalnay E. and Coauthors, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996; (77): 437—471.
18. Kanamitsu M. Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. *Weather and Forecasting*. 1989; 4(3): 335—342. DOI: 10.1175/15200434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2.
19. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020; (146): 1999—2049. DOI: 10.1002/qj.3803.
20. Электронный ресурс «Copernicus Climate Data Store» [<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview>] режим доступа — свободный. Дата обращения 22.02.2025.
21. Gelaro R., McCarty W., Suárez M. J. et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *J. Clim.* 2017; 30(13): 5419—5454. doi:10.1175/JCLI-D-16-0758.1. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
22. Chen J. L., Pekker T., Wilson C. R. et al. Longterm Caspian Sea level change. *Geophysical Research Letters*. 2017; (44): 6993—7001. doi:10.1002/2017GL073958.
23. Malinin V. N. *Obshchaya okeanologiya. Chast 1. Fizicheskiye protsessy. = General oceanology. Part 1 Physical processes*. SPb: Publishing house. RGGMU, 1998: 342 p.
24. Frolov A. V. Features of the mechanism of the long-term fluctuations in the Caspian sea level. *Uchenyye zapiski RGGMU = Proceedings RSHU*. 2019; (55): 120—128. (In Russ.).
25. Kritsky S. N., Korenistov D. V., Ratkovich D. Ya. *Kolebaniya urovnya Kaspiyskogo morya = Fluctuations in the Caspian Sea level*. M.: Nauka, 1975: 175 p.

Сведения об авторах

Малинин Валерий Николаевич, доктор географических наук, профессор, профессор кафедры прикладной океанографии и комплексного управления прибрежными зонами, Институт гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, malinin@rshu.ru.

Кудель Мария Дмитриевна, студентка, Институт гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, belca2004@mail.ru.

Informations about authors

Malinin Valery N., Doctor of Geological Sciences, Professor, Professor of the Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Institute of Hydrology and Oceanology, Russian State Hydrometeorological University, malinin@rshu.ru.

Kudel Maria Dmitrievna, student of the Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Institute of Hydrology and Oceanology, Russian State Hydrometeorological University, belca2004@mail.ru.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 30.07.2025

Принята в печать 26.08.2025

The article was received on 30.07.2025

The article was accepted on 26.08.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 530—546.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):530—546.

ЭКОЛОГИЯ. ОБЗОР

Научная статья

УДК 502:629.735

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-530-546

Современные тенденции применения БПЛА в исследовании природных сред. Анализ зарубежных публикаций

Антон Игоревич Лучников

Горный институт Уральского Отделения Российской Академии Наук, г. Пермь,
Российская Федерация, e-mail: luchnikovanton@gmail.com

Аннотация. На основе тематических подборок статей зарубежных авторов за последние 20 лет (электронная библиотека LENS.ORG) рассмотрены тенденции стремительного развития и внедрения БПЛА в различные сферы человеческой деятельности, в том числе связанные с оценкой состояния окружающей среды. Проанализирована динамика публикаций во времени, по странам и рецензируемым научным журналам. Показан вклад технических (точных), естественных и социально-гуманитарных наук. Отмечен мультидисциплинарный подход в решении вопросов разработки, регулирования, применения БПЛА и последующего анализа результатов дистанционного зондирования. В заключении перечислены преимущества и недостатки технологии БПЛА, обозначены как хорошо изученные и широко применяемые методы и средства, так и перспективные направления, высказаны предположения о потенциале развития технологий БПЛА.

Ключевые слова: обзор литературы, библиографический анализ, беспилотный летательный аппарат (БПЛА), естественные науки, геоэкология, мониторинг окружающей среды.

Для цитирования: Лучников А. И. Современные тенденции применения БПЛА в исследовании природных сред. Анализ зарубежных публикаций // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 530—546. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-530-546.

ECOLOGY. REVIEW

Original article

Current trends in the use of UAVs in the study of natural environments. Analysis of foreign publications

Anton I. Luchnikov

Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, e-mail:
luchnikovanton@gmail.com

Summary. The article examines the trends in the rapid development and implementation of unmanned aerial vehicles (UAVs) in various spheres of human activity over the past two decades, based on publica-

© Лучников А. И., 2025

tions by foreign authors. Particular practical interest is the modern possibilities for using UAVs in fields related to natural resource management, as well as for assessing the impact of human activities on the environment. The generalization of accumulated experience in UAV usage is based on creating relevant thematic collections of scientific articles on UAVs using the resources of the LENS.ORG electronic library. The selection and analysis of significant publications and authors were carried out using bibliographic data from article collections in the VOSviewer program.

The article shows the contribution of natural, technical and humanitarian sciences in solving the issues of development, regulation, application and subsequent analysis of the results of remote sensing using UAVs. It analyzes the publication distribution and research topics based on various parameters, such as the number of publications over time, their distribution across scientific journals, and affiliations with publishing houses. Special attention is paid to the authors of the most cited publications and the main results of their research are briefly reviewed.

The literature review allowed us to identify the main areas of practical application for UAVs, including assessment of biodiversity, agronomy and precision agriculture, forestry, meteorology, natural and anthropogenic emergencies, etc. Many authors emphasize the significance of a multidisciplinary approach to solving fundamental and applied challenges related to the development of UAV technologies and techniques for acquiring geospatial data, as well as its storage, processing, and analysis. The types and specific models of unmanned aerial vehicles (UAVs) are analyzed, and their respective advantages and disadvantages are discussed. According to most experts, medium-sized UAVs (up to 20 kilograms) have the greatest potential for environmental research.

Keywords: review of articles, bibliographic analysis, unmanned aerial vehicle (UAV), natural sciences, technical sciences, environmental monitoring, geocology.

For citation: Luchnikov A. I. Current trends in the use of UAVs in the study of natural environments. Analysis of foreign publications. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(530—546). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-530-546. (In Russ.).

Введение

Накопленный к началу XXI века опыт применения «беспилотников» в военном деле, стремительный прогресс в технологиях (компьютерных, коммуникационных, производственных), миниатюризация компонентов и снижение себестоимости послужили толчком к развитию и частичной демилитаризации отрасли беспилотных летательных аппаратов (БПЛА), что открыло широкий спектр новых применений в гражданской и коммерческой сферах. Одним из первых направлений использования БПЛА на «гражданке» является поиск выживших после стихийных бедствий (США, 2006 г. *Федеральное управление гражданской авиации одобрило полеты беспилотников M/RQ-1 и M/RQ-9¹*). С этого периода времени отмечается существенный рост спроса на БПЛА по всему миру. Несмотря на нормативные, технические и эксплуатационные трудности, с которыми и сегодня сталкиваются как производители, так и пользователи «беспилотников», менее чем за 20 лет БПЛА были адаптированы под различные задачи и стали высокоэффективным инструментом в таких областях, как: сельское и лесное хозяйство, геодезия и картография, геоэкология, доставка грузов, образование и исследования, развлечения и спорт, обеспечение безопасности и службы спасения и т. д.

В настоящее время БПЛА прочно вошли в арсенал средств, технологий, применяемых при решении широкого круга задач, связанных с водным хозяйством,

¹ [Электронный ресурс] FAA authorizes Predators to seek survivors. 2006. URL: <https://www.globalsecurity.org/intell/library/news/2006/intell-060802-afpn02.htm> (дата обращения: 01.06.2025).

поэтому возникла потребность в выполнении обзора современных тенденций развития технологий с использованием БПЛА в смежных областях естественных наук. Особенностью представленного обзора о развитии и практическом применении БПЛА является анализ зарубежных источников литературы, что во многом обусловлено расположением основных рынков сбыта высокотехнологичной продукции в развитых странах, имеющих повышенные экономические возможности по приобретению и внедрению новых технологий в научно-производственные процессы. Анализ выполнялся по открытой электронной базе данных библиотеки LENS.ORG¹. Выбор данной платформы обусловлен ограничением доступа к электронным библиотекам WoS и Scopus, при этом абсолютное большинство высоко-рейтинговых журналов (по рассматриваемой тематике) содержатся в базе данных используемой электронной библиотеки.

Данные и методы исследования

Рассмотрим основные критерии отбора публикаций из электронной базы данных библиотеки LENS.ORG при создании тематических подборок. Из всех вариантов публикаций «document type» выбран единственный тип документа — статья в журнале «journal article». Данное условие позволило исключить или минимизировать вероятность попадания публикаций, похожих по содержанию одних и тех же авторов, например, опубликованных в трудах материалов конференций или книжных изданиях. Выбранный временной интервал — 20 лет. В первую тематическую подборку вошли все статьи, опубликованные за период с 01 января 2005 г. по 31 декабря 2024 г.

Поиск статей осуществлялся по их названиям «title», ключевым словам «keyword» и области исследований «field_of_study». Включение в поиск таких разделов как аннотация «abstract» или полный текст «full_text» негативно сказывалось на качестве тематической подборки. Поскольку БПЛА на английском языке, также как и в русском, имеют различные варианты написания, использованы все наиболее широко применяемые формулировки. Итоговый запрос к электронной базе данных имел следующий вид: «title:uav OR keyword:uav OR title:uas OR keyword:uas OR title:uavs OR keyword:uavs OR title:drone OR keyword:drone OR title:(unmanned aerial vehicle) OR keyword:(unmanned aerial vehicle) OR field_of_study:uav OR field_of_study:uas OR field_of_study:uavs OR field_of_study:drone OR field_of_study:(unmanned aerial vehicle)». Необходимо отметить, что в создаваемых тематических подборках не исключается попадание ряда публикаций, только косвенно относящихся к тематике БПЛА, поскольку их авторы могли указать широкий перечень ключевых слов. В результате в первую «Общую» тематическую подборку о БПЛА вошло 37 192 статьи, из них 24 826 цитируется в других научных работах, а открытый доступ имеют ~ 63,8 % статей (23 715).

Следующим этапом являлось создание тематической подборки (на основе «Общей»), посвященной исследованиям БПЛА и их применению в естественных

¹ [Электронный ресурс] URL: <https://www.lens.org/lens/search/scholar/list?q=> (дата обращения: 01.06.2025).

и технических науках. Необходимость учета статей по техническим направлениям исследований невозможно отделить по причине мультидисциплинарного подхода в исследованиях любой из природных сред с использованием высокотехнологичного оборудования. При решении поставленной задачи использовались различные фильтры, позволяющие находить и исключать статьи по критериям: информация о предмете исследований «subject» из «ISSN» и метаданных из «CrossRef»; информация об области исследования «field of study» основанная на результатах машинного обучения и разборе всего доступного текста записи о статье в электронной базе данных библиотеки OpenAlex (панель Microsoft Academic Graph). В ходе отбора по ключевым словам и темам исключались статьи, относящиеся к общественным и гуманитарным наукам, а также медицине. Таким образом, во вторую подборку вошли статьи, посвященные техническим аспектам создания и эксплуатации БПЛА и их использованию при решении научных задач в количестве 12 934 публикаций, из которых 9 025 цитируется в других научных работах, а в открытом доступе содержится ~ 72,7 % статей (9 407).

На заключительном этапе ставилась цель по отбору статей, где основные области исследований относятся к мониторингу элементов природных сред «Environmental science» и Экологии «Ecology». Для этого, как и этапом ранее, использовались различные фильтры, а дополнительным критерием установлено наличие цитирования публикации. Так, в третью тематическую подборку «Геоэкология» с применением БПЛА вошло 1 436 статей, из них 1 133 имеют открытый доступ ~ 78,9 %.

Целью данной статьи является анализ библиографических данных публикаций по отдельным параметрам, включенных в 3 тематические подборки: «Общая», «Естественно-техническая» и «Геоэкология».

Результаты и обсуждение

Динамика публикаций

Анализ количества и содержания зарубежных научных статей показал, что до 2011 г. общее количество публикаций (рис. 1), посвященных БПЛА, не превышало 100—200 шт., при этом доля статей в естественных и технических науках составляла не более 13—20 %. Начиная с 2012 г., прослеживается экспоненциальный рост количества статей, начавшийся с удвоения публикаций в 2012 г. Максимальное количество статей опубликовано в 2024 г. и, вероятно, эти показатели будут лишь увеличиваться. Похожая динамика прослеживается в количестве статей по естественным и техническим наукам, при этом ежегодно возрастает их доля в общем числе публикаций, а последние три года она составляет ~ 40 %. Наибольшее количество публикаций (243), посвященных вопросам геоэкологии, доля которых в исследованиях естественных и технических наук не превышает 15—17 %, наблюдалась в 2022 г. В то же время, при общей тенденции ежегодного роста научных статей о БПЛА и их применении в различных сферах, в экологическом направлении в последние два года отмечается двукратное сокращение числа публикаций с 243 до 123.



Рис. 1. Изменение количества научных статей о БПЛА за период с 2005 г. по 2024 г.

Fig. 1. Change in the number of scientific articles on UAVs for the period 2005—2024.

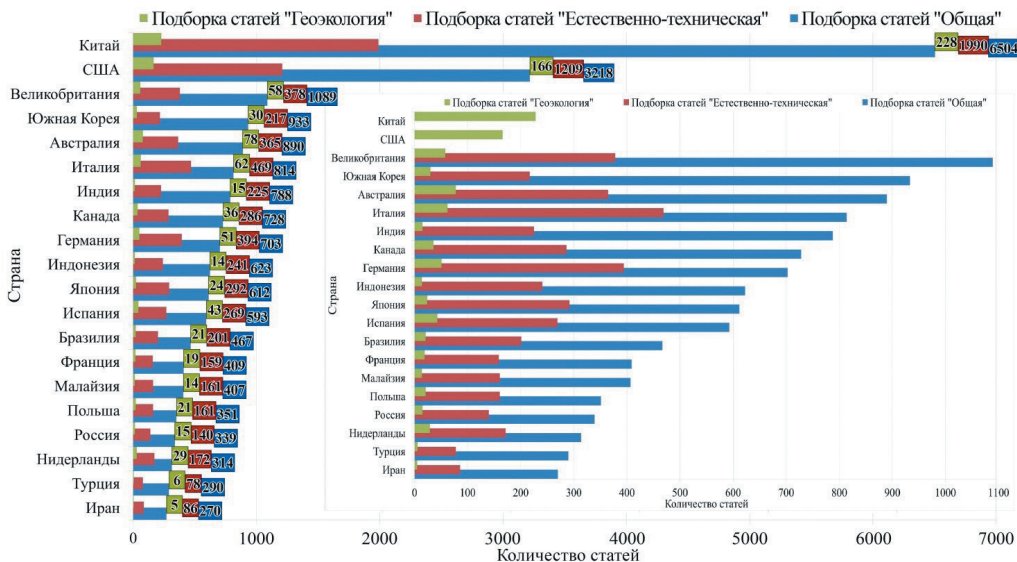


Рис. 2. Распределение количества научных статей о БПЛА по странам.

Fig. 2. Distribution of the number of scientific articles on UAVs by country.

География научных работ

Китай является безоговорочным лидером (рис. 2) по количеству опубликованных исследований в области БПЛА (6526). За последние 20 лет такие страны, как Китай и США (3215), опубликовали наибольшее число статей. При этом количество статей двух лидеров сопоставимо с количеством всех опубликованных работ из 15 стран, а доля их только экологических исследований сопоставима с количеством работ всего комплекса естественных и технических направлений остальных стран в отдельности.

Из рис. 2 видно, что соотношение между всеми исследованиями по тематике БПЛА, работами в области естественных и технических наук и тем более по экологическому направлению, неоднородно. Для большинства развитых стран (Италия, Германия, Нидерланды, Япония и др.) доля исследований по естественным и техническим наукам составляет порядка 45—55 %. В то же время в таких странах, как Республика Корея, Турция, Индия и Китай, вероятно, преобладают иные направления исследований, которые относятся к инженерии и производству, программированию и работе с искусственным интеллектом, военному делу.

Активность российских ученых в зарубежных изданиях позволяет расположить их только в середине второй десятки стран, рядом с Францией, Малайзией, Польшей и Нидерландами.

География публикаций

За последние 20 лет больше всего статей о БПЛА (1920) опубликовано журнале «Remote Sensing» («Дистанционное зондирование», Q1, пятилетний импакт-фактор: 4,9) — это международный рецензируемый журнал с открытым доступом, посвященный науке и применению технологий дистанционного зондирования, выпускающийся один раз в 2 месяца с 2009 г. С небольшим отставанием на втором месте (1710) расположился журнал «Drones» («Дроны», Q1, пятилетний импакт-фактор: 4,8) — это международный рецензируемый журнал с открытым доступом, посвященный разработке и применению дронов, в том числе БПЛА, беспилотных авиационных систем (БАС), дистанционно управляемых авиационных систем (ДУАС) и т. д. Журнал издается с 2017 г. и, вероятно, учитывая ежемесечный период издания в ближайшие несколько лет, перехватит лидерство по количеству публикаций о БПЛА. Тройку лидеров с уверенным запасом от остальных журналов замыкает журнал «Sensors» («Датчики», Q1 — CiteScore, приборостроение и Q2 — JCR, химия, аналитика, пятилетний импакт-фактор: 3,7) — это международный рецензируемый журнал с открытым доступом, посвященный науке и технологиям в области датчиков, выпускающийся один раз в 2 месяца с 2001 г. Все эти журналы индексируются в Scopus, SCIE (Web of Science), Ei Compendex, Inspec и других базах данных, относятся к издательству MDPI (Multidisciplinary Digital Publishing Institute) Базель, Швейцария.

Отметим, что из первой шестерки изданий (рис. 3) журнал «Remote Sensing» является наиболее актуальным по количеству публикаций исследований в области естественных и технических наук и экологическому мониторингу окружающей среды, а серия рецензируемых научных трудов «The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences» является одним из наиболее ранних изданий, где упоминаются БПЛА.

Направления исследований

Анализ «Общей» тематической подборки по параметру «область исследований» (field_of_study) показал (рис. 4 а), что из 10 наиболее крупных направлений более половины всех статей о БПЛА (56 %) посвящены технической составляющей, где рассматриваются вопросы создания, производства, программирования,

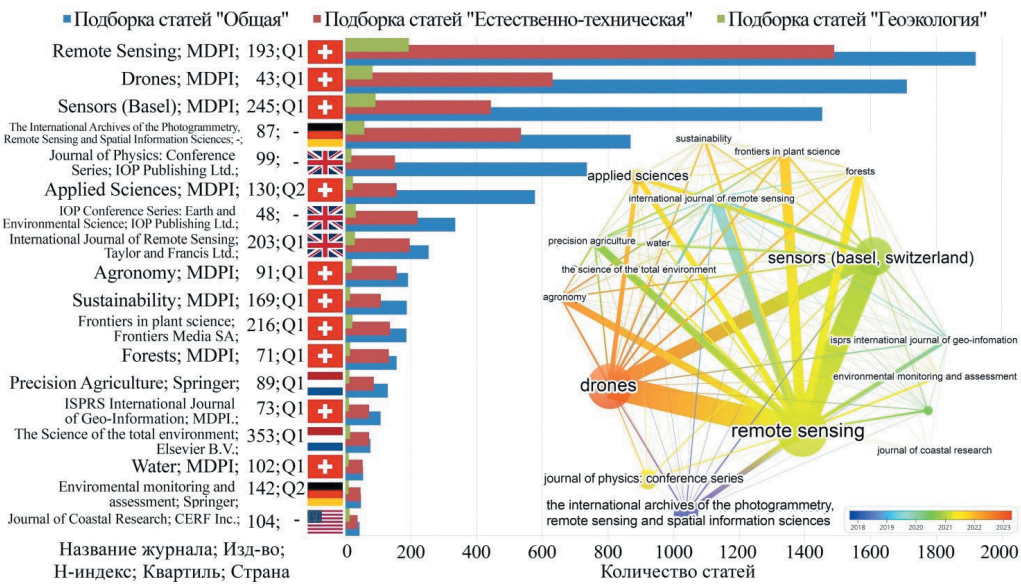


Рис. 3. Рейтинг научных журналов по количеству публикаций о БПЛА их применении.

Fig. 3. Rating of scientific journals by the number of publications on UAVs and their applications.

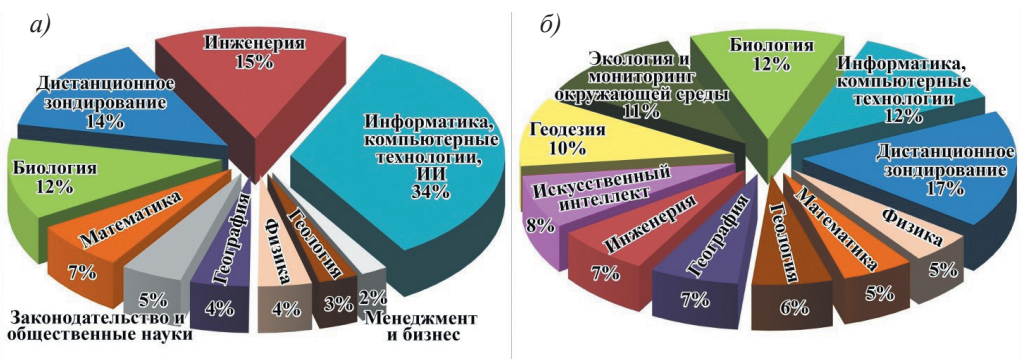


Рис. 4. Диаграммы распределения научных областей исследований о БПЛА и их применении: а — подборка «Общая», б — подборка «Естественно-техническая».

Fig. 4. Diagrams of the distribution of scientific fields of research on UAVs and their applications: a — a collection of “general”, b — a collection of “natural-technical”.

управления, а при этом еще около 7 % связаны с возможностью их внедрения, применения и реализации. Аналогичный разбор по областям исследований выполнен для «Естественно-технической» подборки (рис. 4 б). Здесь стоит отметить, что в самостоятельные блоки выделяются «Экологический мониторинг окружающей среды» и «Искусственный интеллект».

Fig. 5. A visual network based on “keywords” from the bibliographic data of scientific articles about UAVs: *a* — a collection of “general”, *b* — a collection of “geocology”.

¹ [Электронный ресурс] URL: <https://www.vosviewer.com/download> (дата обращения: 01.06.2025).

экологии, построена аналогичная сеть связей (рис. 5 б), основанная на ключевых словах из библиографических данных тематической подборки «Геоэкология».

Из рис. 5 б, учитывая цветовую гамму временного распределения публикаций и силу связей, можно выделить ряд тенденций и направлений исследований:

— последовательность тематик научных публикаций по развитию экологического мониторинга с использованием БПЛА заключается в переходе от разработки инструментария (*enviromental monitoring/instrumentation*) к разработке методов (*enviromental monitoring/method*) и непосредственно к экологическому мониторингу (*enviromental monitoring*) различных элементов геосферы (*ecosystem*) или отдельных направлений человеческой деятельности;

— наиболее применимым и изученным методом является фотограмметрия, в то время как машинное обучение и искусственный интеллект являются наиболее актуальными;

— применение БПЛА в исследованиях экосистем (*ecosystem*) в последнее время стало актуальным, вероятно, благодаря появлению и внедрению различной мультисенсорной полезной нагрузки, позволяющей комплексно подходить к мониторингу и оценке состояния природной среды, а не отдельных ее элементов по отдельности;

— основными и актуальными направлениями в исследованиях и применении БПЛА являются почвы (*soil*), биомасса (*biomass*), загрязнение воздуха (*air pollution*), качество воды (*water quality*) и точное земледелие (*precision agriculture*).

Анализ публикаций авторов

Одним из наиболее показательных критериев значимости исследователя является его цитируемость в других работах. Для общей картины также желательно учитывать и количество работ исследователя по той или иной тематике. Сквозное ранжирование авторов по показателю их цитируемости не позволяет на графике оценить вклад наиболее популярных ученых одновременно по трем рассматриваемым тематическим подборкам, поэтому при создании диаграммы (рис. 6, слева, прим. в числовом формате отображено количество опубликованных статей по тематическим подборкам) использован комбинированный подход, в котором учитывались по 15 наиболее цитируемых авторов из каждой тематической подборки. Также из предварительного перечня исключены 8 авторов по причине несовпадения их исследовательских интересов и публикаций с тематикой данной статьи (например: Anibal Ollero, Испания/США, 2566 цит. — инженерия, информатика и математика; Fabio Remondino, Италия/США, 2550 цит. — информатика, программное обеспечение и программирование и др.). В результате из 45 позиций сформировался перечень из 21 автора, представляющих 10 стран: Китай (4), Австралия (3), Великобритания (3), Германия (2), Нидерланды (2), Португалия (2), Финляндия (2), Испания (1), Сингапур (1), Швейцария (1).

Из диаграммы (рис. 6, слева) следует, что наибольший вклад в исследованиях, связанных с БПЛА в естественных и технических науках, внес австралиец Arko Lucieer. Используя выгруженные библиографические данные статей «Общей»

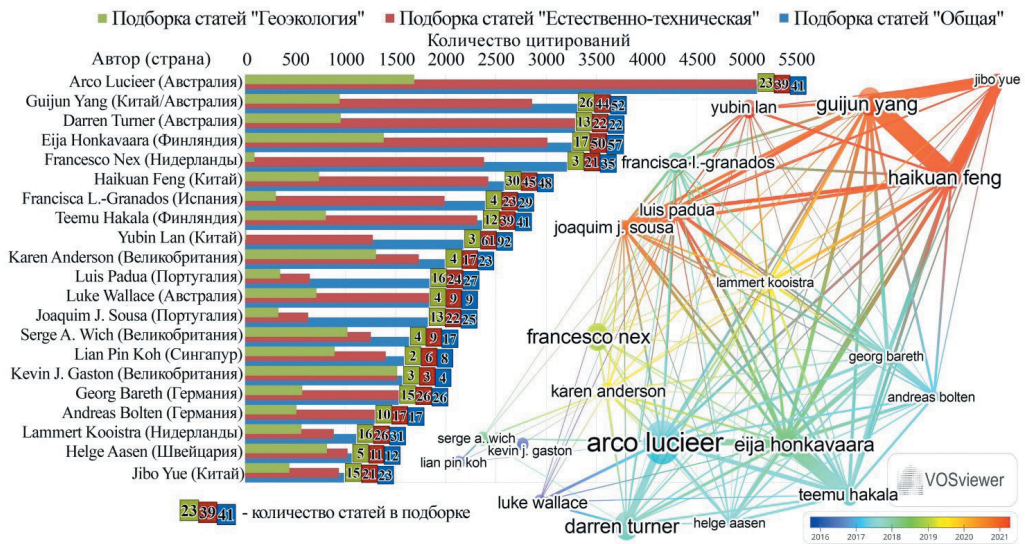


Рис. 6. Диаграмма количества цитирований зарубежных авторов по тематическим подборкам (слева) и визуальная сеть связей цитирования этих же авторов по библиографическим данным (справа).

Fig 6. Diagram of the number of citations of foreign authors by thematic collections (left) and a visual network of links between citations of the same authors by bibliographic data (right).

тематической подборки с помощью аналитических инструментов программы VOSviewer, создана визуальная сеть цитирований отмеченных выше авторов. На рис. 6 (справа) линиями представлены связи цитирования авторов, где диаметры кругов соответствуют (пропорционально) количеству ссылок на автора, толщина линии показывает плотность взаимных цитирований, близость расположения отражает сходимость области исследований, а цвет — осредненный по времени диапазон публикаций автора. Анализируя данные (рис. 6 справа), можно выделить несколько подгрупп авторов, связанных между собой по описанным выше критериям. Для большего понимания сути их исследований дана краткая характеристика научных областей и направлений исследований.

Одними из первых публиковать научные статьи о БПЛА начали австралийцы Arko Lucieer, Darren Turner и Luke Wallace. Они и научное сообщество из более 50 ученых, включая исследовательскую группу проекта «TerraLuma» во главе с Arko Lucieer¹, коллективными усилиями решают насущные проблемы экологии в концепции устойчивого развития. Их исследования [1—5] направлены на развитие технологий дистанционного зондирования по картированию биоразнообразия и оценки динамики экосистем в различных пространственных и временных масштабах. В своих работах авторы подчеркивают высокую значимость применения

¹ [Электронный ресурс] URL: <https://www.suasnews.com/2013/01/terraluma-project-to-use-headwall-photonics-hyperspectral-sensor-for-skyjib-uav/> (дата обращения: 01.06.2025).

БПЛА как связующего звена между подробными полевыми измерениями и спутниковыми наблюдениями. Высокая эффективность синергетического подхода, сочетающего эти технологии, методы, аналитику геопространственных данных и внедрение искусственного интеллекта в результате позволяет значительно расширить возможности по количественной оценке характеристик и динамике экосистем, а также улучшить понимание их структуры, состава и функций.

Исследования Eija Honkavaara и Teemu Hakala (Финляндия), Andreas Bolten и Georg Bareth (Германия) и Helge Aasen (Швейцария) сосредоточены на разработке автономных технологий для дистанционного зондирования окружающей среды, а основными сферами применения являются точное земледелие, лесное хозяйство и обеспечение безопасности [5—8]. Основной сферой интересов ученых из Китая [9, 10] (Guijun Yang, Haikuan Feng, Jibo Yue), Португалии [11] (Luis Padua, Joaquim J. Sousa) и Испании [12] (Francisca Lopez-Granados) является дистанционное зондирование в отрасли сельского и лесного хозяйства, причем их исследования посвящены оценке состояния, картографированию и моделированию роста, сегментации и вегетационному индексу сельскохозяйственных культур. Рассматриваются междисциплинарные вопросы алгоритмов обработки и оценки точности изображений, полученных с использованием RGB, NIR, мультиспектральных и гиперспектральных, тепловых и лидарных датчиков, в том числе с применением методов машинного обучения. Британцы Karen Anderson и Kevin J. Gaston проводят фундаментальные, стратегические и прикладные исследования в области экологии [13, 14], изучая видовые сообщества и факторы, определяющие их распространённость, в том числе распределение и взаимодействие видов в ночное время в условиях антропогенного воздействия (искусственное ночное освещение). Исследования Serge A. Wich (Великобритания) и Lian Pin Koh (Сингапур) носят междисциплинарный характер и направлены на сферы природоохранной биологии, землепользования, экологии и охраны окружающей среды [15], где уделяется особое внимание проблемам сохранения биоразнообразия, устойчивому развитию и экономике природных ресурсов, а БПЛА рассматриваются как высокоэффективный инструмент в решении экологических задач. Исследования голландца Francesco Nex сосредоточены на объединении элементов фотограмметрии, глубокого обучения и робототехники для разработки инновационных решений в области геоматики [16, 17].

Анализ публикаций

Для определения наиболее актуальных статей о БПЛА использованы библиографические данные всех трех тематических подборок и комбинированный подход (аналогичный выбору авторов) по ранжированию из 10 статей. В результате из 30 позиций сформировался перечень из 20 статей [1—3, 5, 11, 13—16, 18, 19—28].

Наибольшим интересом с точки зрения цитирования является обзорная статья 2013 г. о применении БПЛА в 3D-картографировании [16] Francesco Nex (Нидерл.) и Fabio Remondino (Италия/США). В статье представлен разноплановый обзор актуальных на момент публикации существующих систем беспилотных

летательных аппаратов, возможности и проблемы их применения с особым вниманием к области геоматики. Отмечен ряд экономических преимуществ, таких как относительно невысокая стоимость в сравнении с бортовыми пилотируемыми аппаратами, снижение эксплуатационных расходов и рисков при сохранении высокой точности результатов. Авторы высоко оценивают возможности вертикального взлета/посадки в ограниченном пространстве мультироторных БПЛА и охват обширных территорий БПЛА с неподвижным крылом, оперативность получения цифровых геоданных с высоким временным и пространственным разрешением даже для труднодоступных территорий или в чрезвычайных ситуациях.

К основным недостаткам авторы относят некоторые технические ограничения в отношении применимости полезной нагрузки (разрешение и дисторсии малогабаритных фотокамер, установка полноразмерных бортовых GNSS и IMU), стабильность съемки и безопасность полетов в неблагоприятных метеорологических условиях. Обсуждая невозможность прямой высокоточной привязки данных аэрофотосъемки методом «структура из движения» (structure from motion, SfM), особое внимание уделяется значимости этапа геодезических работ по измерению опорных наземных точек (GCP — ground control point). В отдельный блок выделены трудности правового и разрешительного характера, где подчеркивается отсутствие четких правил и необходимость составления запросов и получение разрешений на полеты. В заключении авторы перечисляют основные направления исследований, необходимых для решения имеющихся недостатков и дальнейшего развития применения БПЛА.

Вторая по популярности статья 2015 г. Dario Floreano (Италия/Швейцария) и Robert J. Wood (США) имеет инженерно-техническую направленность и посвящена автономному полету БПЛА [18]. В ней авторы всесторонне подходят к проблемам и возможностям проектирования и производства: гидравлика и механика, масштабирование, маневренность и эффективность, аппаратное обеспечение и вычисления, сенсорные системы, датчики и устойчивость полета, навигация, визуальное слежение за местностью и контроль приближения к препятствию, уровни автономности БПЛА, управление и контроль, стратегии посадки, стандарты сертификации летной годности воздушных судов. Отмечены как перспективы применения в гражданском секторе, так и существующие препятствия в регулировании деятельности и безопасности, законодательстве и юридических вопросах.

В обзорной статье британских ученых Karen Anderson и Kevin J. Gaston рассмотрены тематические исследования, основанные на применении БПЛА с различной полезной нагрузкой при решении основных экологических задач [13]: мониторинга экосистем и природных ресурсов в целях контроля и управления; улучшения понимания фундаментальных процессов и связей между экосистемами, биотическими и абиотическими факторами. Технологические инновации, обеспечившие рост доступности БПЛА, предоставляют исследователям новые экономически эффективные возможности для изучения экологических явлений в соответствии с необходимым пространственным и временным разрешением, недоступные ранее на основе ДДЗ космических аппаратов. Проанализированы типы и конкретные модели БПЛА и соответствующие им преимущества и недостатки

с уклоном применения в экологическом мониторинге окружающей среды. Так, малые БПЛА характеризуются доступностью приобретения готовых решений, простотой управления, возможностью полета на сверхмалых высотах и зависания в точке, однако имеют ряд технологических ограничений (время полета, грузоподъемность, точность позиционирования и зависимость от метеословий).

Для крупных БПЛА характерны трудности развертывания и эксплуатации в районах со сложным ландшафтом, повышенные финансовые затраты на приобретение, обслуживание и специализированный персонал. Средние беспилотные летательные аппараты (до 20 кг), по мнению авторов [13], имеют наибольший потенциал в экологических исследованиях. Рассмотрено применение различных датчиков и систем: от фото- и видеосъемки в режиме реального времени (RGB-камеры) до тепловизионных и мультиспектральных камер и др. Перечислены основные направления практического применения БПЛА: оценка биоразнообразия флоры и фауны, агрономия и точное земледелие, лесное хозяйство, геоморфология и почвоведение, метеорология, чрезвычайные ситуации природного и антропогенного характера и др. Авторы подчеркивают важность контроля и возможность проверки точности получаемой информации ДДЗ методом «структура из движения». В перспективе обсуждается использование БПЛА в качестве инструмента высокоточного картографирования для описания и моделирования среды обитания и создания местности.

Заключение

В статье представлен анализ библиографических данных зарубежных публикаций о развитии БПЛА и их внедрении в научно-практические сферы человеческой деятельности за последние два десятилетия на основе сформированных автором тематических подборок статей из электронной базы данных библиотеки LENS.ORG.

Начиная с 2012 г., прослеживается экспоненциальный рост общего количества статей о БПЛА. Наибольшее количество статей о БПЛА последние годы публикуется в международных рецензируемых журналах («Remote Sensing», «Drones», «Sensors») издательства MDPI Базель, Швейцария. Отметим, что эти журналы имеют открытый доступ, в то время как в среднем каждая третья статья о БПЛА опубликована в платных изданиях. Также журнал «Remote Sensing» является одним из наиболее актуальных изданий по вопросам применения БПЛА в геоэкологии.

По количеству опубликованных исследований в области БПЛА лидерами являются Китай и США. Для большинства развитых стран доля исследований по естественным и техническим наукам максимальна и составляет порядка 45—55 %. В развивающихся странах преобладают технологические направления исследований (инженерия, производство, программирование, военное дело). В целом количество статей естественно-технической направленности (~ 40 %) соответствует общему тренду роста, однако вопросам геоэкологии посвящается не более 5 % публикаций, а в последние два года отмечается сокращение доли статей до 2—3 %.

Анализ распределения научных областей исследований о БПЛА свидетельствует о высоком уровне мультидисциплинарности подхода при решении фундаментальных и прикладных задач, направленных на развитие технологий и методов получения геопространственных данных, их накопление, обработку и анализ. Более половины статей о БПЛА (56 %) относятся к техническим и точным наукам, где рассматриваются вопросы разработки, производства, программирования и управления; ~ 37 % статей базируются на получении и применении знаний естественных наук; ~ 7 % статей связаны с возможностью внедрения, применения и реализации БПЛА (социально-гуманитарные науки).

Анализ библиографических данных показал существенную изменчивость прикладных направлений исследований во времени, что обусловлено активным внедрением новых технологий (производственных, программных) и приборной базы. Так, например, в первое десятилетие акцент исследований падал на программное обеспечение и внедрение ГИС; в 2010-х гг. наиболее полно изучены методы фотограмметрии; в последние годы выделяются новые направления исследований, посвященные внедрению искусственного интеллекта. Также высокой значимостью и актуальностью характеризуются исследования и мониторинг экосистем и точное земледелие, что обусловило появление и внедрение различной мультисенсорной полезной нагрузки, позволяющей комплексно подходить к оценке состояния природной среды.

На основе количества публикаций и цитируемости выделены наиболее значимые исследователи, труды которых внесли существенный вклад в развитие БПЛА. Одним из первых, кто начал полноценно внедрять БПЛА и широко освещать результаты исследований, можно считать австралийца Arko Lucieer. Его исследования, как и большинства других ученых, направлены на разработку алгоритмов получения, обработки и оценки точности данных, полученных с использованием различных датчиков с БПЛА, в целях развития автономных технологий дистанционного зондирования окружающей среды в различных пространственных и временных масштабах. Основными сферами применения таких технологий являются сельское и лесное хозяйство, природоохранная биология, землепользование, охрана окружающей среды и обеспечение безопасности жизнедеятельности.

В своих публикациях исследователи, работая над совершенно разными проектами и решая различные прикладные задачи, зачастую отмечают одни и те же преимущества и недостатки применения БПЛА. Так, к несомненным плюсам авторы относят эксплуатационные характеристики (габариты, вертикальный взлет/посадка мультироторных БПЛА и охват обширных территорий БПЛА с неподвижным крылом), высокое пространственно-временное разрешение и оперативность получаемых данных, вариативность полезной нагрузки (датчиков), возможность удаленных исследований труднодоступных территорий и в условиях чрезвычайных ситуаций, а также экономическую эффективность и доступность в сравнении с бортовыми пилотируемыми аппаратами и ДДЗ космических аппаратов.

К основным недостаткам авторы относят технические ограничения в отношении применимости полноразмерной полезной нагрузки (разрешение и дилатории съемочной аппаратуры, бортовые GNSS и IMU), стабильность съемки и

безопасность полетов в неблагоприятных метеорологических условиях, а также необходимость наземных геодезических работ по опорным наземным точкам. При этом важно отметить, что существенная доля обозначенных в статье недостатков в настоящее время решена или минимизирована благодаря технологическому прогрессу, а потенциал разрабатываемых инструментов для сбора геопространственных данных не исчерпан. За последние годы датчики БПЛА [29] значительно улучшились и сегодня уже представлены как специализированные решения, а не «адаптированные варианты» наземного оборудования. Так, RGB- и мультиспектральные камеры достигли высокого уровня развития и широко используются в практических целях. Гиперспектральные камеры находятся на стадии активного развития и внедрения, а исследования ведутся в целях их облегчения и управления большими массивами спектральных данных. Существенно продвинулся уровень программного обеспечения для планирования полетов и сбора данных. Совершенствуются технологии по обеспечению стабильности навигации, передачи данных в режиме реального времени и надежности оборудования (на отказ).

В то же время, стоимость, энергопотребление и габариты по-прежнему являются основными ограничивающими факторами их применения. Так, устанавливаемая на бюджетные модели БПЛА полезная нагрузка, как правило, требует калибровки для проверки соответствия заводским характеристикам, а также проведения трудоемких наземных работ для обеспечения требуемой точности. Технологии лидарной съемки по-прежнему имеют относительно высокую стоимость и ограниченную применимость ввиду как весовых параметров, так и сложности обработки больших объемов данных при обследовании территорий большой площади.

Помимо технических и экономических ограничений во многих странах, в том числе и в России, остаются нерешенными и труднореализуемыми вопросы правового и разрешительного характера: использование воздушного пространства; регулирование отдельных видов деятельности (аэрофотосъемка); открытость и свободное использование полученных данных.

В перспективе [29—31] видится дальнейшее внедрение БПЛА и расширение использования в большинстве сфер человеческой деятельности. Это может быть обеспечено развитием методов глубокого обучения (машинное обучение с использованием многослойных нейронных сетей), новых алгоритмов автономной навигации (на основе интеграции коммуникационных технологий, метода SLAM¹, бортовых датчиков), картографирования в реальном времени (оперативное картографирование) и др.

Наиболее популярными моделями, даже имея ряд существенных технологических ограничений (время полета, грузоподъемность, точность позиционирования и зависимость от метеоусловий), вероятно, останутся малые БПЛА, что обусловлено их экономической доступностью, наличием готовых решений, компактностью и простотой управления. В то же время средние беспилотные летательные

¹ SLAM (англ. simultaneous localization and mapping — одновременная локализация и построение карты) — метод, используемый в мобильных автономных средствах для построения карты в неизвестном пространстве или для обновления карты в заранее известном пространстве с одновременным контролем текущего местоположения и пройденного пути.

аппараты (до 20 кг) имеют наибольший потенциал в модернизации и развитии, особенно в направлении экологических исследований.

References

1. Turner D., Lucieer A., Watson Ch. An Automated Technique for Generating Georectified Mosaics from Ultra-High Resolution Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Imagery, Based on Structure from Motion (SfM) Point Clouds. *Remote Sensing*. 2012; 4 (5): 1392—1410. DOI: 10.3390/rs4051392.
2. Lucieer A., De Jong S., Turner D. Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Progress in Physical Geography*. 2013; 38 (1): 97—116. DOI: 10.1177/0309133313515293.
3. Wallace L., Lucieer A., Malenovsky Z. et al. Assessment of Forest Structure Using Two UAV Techniques: A Comparison of Airborne Laser Scanning and Structure from Motion (SfM) Point Clouds. *Forests*. 2016; 7 (3): 17. DOI: 10.3390/f7030062.
4. Wallace L., Lucieer A., Watson Ch. S., Turner D. Development of a UAV-LiDAR System with Application to Forest Inventory. *Remote Sensing*. 2012; 4 (6): 1519—1543. DOI: 10.3390/rs4061519.
5. Aasen H., Honkavaara E., Lucieer A., Zarco-Tejada P. Quantitative Remote Sensing at Ultra-High Resolution with UAV Spectroscopy: A Review of Sensor Technology, Measurement Procedures, and Data Correction Workflows. *Remote Sensing*. 2018; 10 (7): 42. DOI: 10.3390/rs10071091.
6. Nevalainen O., Honkavaara E., Tuominen S., Viljanen N. Individual Tree Detection and Classification with UAV-Based Photogrammetric Point Clouds and Hyperspectral Imaging. *Remote Sensing*. 2017; 9 (3). DOI: 10.3390/rs9030185.
7. Viljanen N., Honkavaara E., Näsi R., Hakala T. A Novel Machine Learning Method for Estimating Biomass of Grass Swards Using a Photogrammetric Canopy Height Model, Images and Vegetation Indices Captured by a Drone. *Agriculture*. 2018; 8 (5). DOI: 10.3390/agriculture8050070.
8. Aasen H., Burkart A., Bolten A., Bareth G. Generating 3D hyperspectral information with lightweight UAV snapshot cameras for vegetation monitoring: From camera calibration to quality assurance. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2015; 108: 245—259. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2015.08.002.
9. Yue J., Yang G., Tian Q., Feng H. Estimate of winter-wheat above-ground biomass based on UAV ultra-high-ground-resolution image textures and vegetation indices. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2019; 150: 226—244. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2019.02.022.
10. Han, L., Yang, G., Dai, H. et al. Modeling maize above-ground biomass based on machine learning approaches using UAV remote-sensing data. *Plant Methods*. 2019; 15. DOI: 10.1186/s13007-019-0394-z.
11. Adão T., Hruška J., Pádua L., et al. Hyperspectral Imaging: A Review on UAV-Based Sensors, Data Processing and Applications for Agriculture and Forestry. *Remote Sensing*. 2017; 9 (11). DOI: 10.3390/rs9111110.
12. Torres-Sanchez J., Lopez-Granados F., Serrano N., et al. High-Throughput 3-D Monitoring of Agricultural-Tree Plantations with Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Technology. *PLOS ONE*. 2015; 10 (6). DOI: 10.1371/journal.pone.0130479.
13. Anderson, K., Gaston, K. J. Lightweight unmanned aerial vehicles will revolutionize spatial ecology. *Frontiers in Ecology and the Environment*. 2013; 11 (3): 138—146. DOI: 10.1890/120150.
14. Gonzalez L., Montes G., Puig E., et al. Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) and Artificial Intelligence Revolutionizing Wildlife Monitoring and Conservation. *Sensors*. 2016; 16 (1): 18. DOI: 10.3390/s16010097.
15. Koh L., Wich Serge. Dawn of drone ecology: low-cost autonomous aerial vehicles for conservation. *Tropical Conservation Science*. 2012; 5 (2): 121—132. DOI: 10.5167/uzh-72781.
16. Nex F., Remondino F. UAV for 3D mapping applications: a review. *Applied Geomatics*. 2014; 6 (1): 1—15. DOI: 10.1007/s12518-013-0120-x.
17. Vetrivel A., Gerke M., Kerle N., et al. Disaster damage detection through synergistic use of deep learning and 3D point cloud features derived from very high resolution oblique aerial images, and multiple-kernel-learning. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2018; 140: 45—59. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2017.03.001.

18. Floreano D., Wood R. Science, technology and the future of small autonomous drones. *Nature*. 2015; 521: 460—466. DOI: 10.1038/nature14542.
19. Tsouros D., Bibi, S., Sarigiannidis P. A Review on UAV-Based Applications for Precision Agriculture. *Information*. 2019; 10 (11). DOI: 10.3390/info10110349.
20. Goerzen C., Kong Zh., Mettler B. A Survey of Motion Planning Algorithms from the Perspective of Autonomous UAV Guidance. *Journal of Intelligent and Robotic Systems*. 2010; 57: 65—100. DOI: 10.1007/s10846-009-9383-1.
21. Otto A., Agatz N., Campbell J., et al. Optimization approaches for civil applications of unmanned aerial vehicles (UAVs) or aerial drones: A survey. *Networks*. 2018; 72 (4): 411—458. DOI: 10.1002/net.21818.
22. James M., Robson S. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2014; 39 (10): 1413—1420. DOI: 10.1002/esp.3609.
23. Maes W., Steppe K. Perspectives for Remote Sensing with Unmanned Aerial Vehicles in Precision Agriculture. *Trends in Plant Science*. 2018; 24 (2): 152—164. DOI: 10.1016/j.tplants.2018.11.007.
24. Mancini F., Dubbini M., Gattelli M., et al. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. *Remote Sensing*. 2013; 5 (12): 6880—6898. DOI: 10.3390/rs5126880.
25. Candiago S., Remondino F., De Giglio M., et al. Evaluating Multispectral Images and Vegetation Indices for Precision Farming Applications from UAV Images. *Remote Sensing*. 2015; 7 (4): 4026—4047. DOI: 10.3390/rs70404026.
26. d' Oleire-Oltmanns S., Marzolf I., Peter K., Ries J. Unmanned Aerial Vehicle (UAV) for Monitoring Soil Erosion in Morocco. *Remote Sensing*. 2012; 4 (11): 3390—3416. DOI: 10.3390/rs4113390.
27. Ham Y., Han K., Lin J., Golparvar-Fard M. Visual monitoring of civil infrastructure systems via camera-equipped Unmanned Aerial Vehicles (UAVs): a review of related works. *Visualization in Engineering*. 2016; 4 (1): 8. DOI: 10.1186/s40327-015-0029-z.
28. Hodgson J., Baylis, Sh., Mott R., et al. Precision wildlife monitoring using unmanned aerial vehicles. *Scientific reports*. 2016; 6: 7. DOI: 10.1038/srep22574.
29. Zhang Zh., Zhu L. A Review on Unmanned Aerial Vehicle Remote Sensing: Platforms, Sensors, Data Processing Methods, and Applications. *Drones*. 2023; 7 (6): 398. DOI: 10.3390/drones7060398.
30. Mohsan S.A.H., Othman N.Q.H., Yanlong L., Alsharif M.H. Unmanned Aerial Vehicles (UAVs): Practical aspects, applications, open challenges, security issues, and future trends. *Intelligent Service Robotics*. 2023; 16: 109—137. DOI: 10.1007/s11370-022-00452-4.
31. Aleissae A.A., Amandeep Kumar A., Anwer R. M., Khan S., Hisham Cholakkal, et al. Transformers in Remote Sensing: A Survey. *Remote Sensing*. 2023; 15 (7). DOI: 10.3390/rs15071860.

Информация об авторах

Лучников Антон Игоревич, Горный институт УрО РАН, Россия, г. Пермь, ул. Сибирская, 78А, ведущий инженер лаборатории проблем гидрологии суши, luchnikovanton@gmail.com.

Information about author

Luchnikov Anton Igorevich, Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 78A, Sibirskaya st., Perm, Russian Federation, leading engineer of the laboratory of problems of land hydrology.

Статья поступила 05.06.2025

Принята к печати после доработки 02.08.2025

The article was received on 05.06.2025

The article was accepted after revision on 02.08.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 547—561.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):547—561.

ЭКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 574.58:502.51:504.5

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-547-561

Моделирование влияния микропластика на обменные процессы и естественное отмирание зоопланктона в водоеме

Дарья Алексеевна Тихонова¹, Василий Васильевич Дмитриев²

¹ Институт озерадения Российской академии наук — обособленное структурное подразделение ФГБУН «Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук», Санкт-Петербург, Россия, tdasha94@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. В работе представлены модели скоростей, описывающие влияние микропластика на траты на обмен (единый процесс дыхания и выделения в среду продуктов метаболизма) и естественное отмирание зоопланктона. В модели введены понятия лабильного и стойкого микропластика, а также учтены недетектируемые фракции за счёт поправочного коэффициента. Реализована двухфазная зависимость обменных затрат от содержания микропластика: компенсаторное усиление метаболизма при низких уровнях загрязнения и его торможение при превышении пороговых значений. Расчёты показали, что при содержаниях микропластика, зафиксированных в Ладожском озере, физиологическое воздействие на зоопланктон минимально. Однако при росте загрязнения возможно существенное увеличение обменных затрат и интенсивности отмирания, что потенциально снижает устойчивость зоопланктонного сообщества.

Ключевые слова: микропластик, зоопланктон, экосистемное моделирование, загрязнение водоемов, водные экосистемы.

Благодарности: Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН (тема FFZF-2024-0002 “Современные угрозы водным объектам и инновационные методы их сохранения, восстановления и рационального использования”).

Для цитирования: Тихонова Д. А., Дмитриев В. В. Моделирование влияния микропластика на обменные процессы и естественное отмирание зоопланктона в водоеме // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 547—561. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-547-561.

Modeling the Impact of Microplastics on Metabolic Rates and Mortality of Zooplankton

Daria A. Tikhonova¹, Vasilii V. Dmitriev²

¹ St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

² St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia

Summary. Microplastics and nanoplastics can be consumed by zooplankton, affecting the feeding, digestion, growth, and fertility of organisms. One of the challenges in studying the impact of microplastics on zooplankton is that the concentrations of these particles in laboratory experiments often significantly exceed the actual levels of pollution in water bodies, making it difficult to interpret the results in terms of their ecological significance. The concentration of microplastics in real water bodies varies over time, as do other factors. This necessitates the development of models that account for realistic concentrations of microplastics and changes in environmental conditions, allowing for the prediction of zooplankton responses under current conditions and in the face of increasing anthropogenic pressures. The study presents rate-based models describing the impact of microplastics on metabolic processes and natural mortality of zooplankton. The model introduces the concepts of labile and persistent microplastics and accounts for undetectable particles through a correction coefficient. A two-phase metabolic response to increasing microplastic content is implemented: compensatory activation of metabolism at low pollution levels and suppression of metabolic rates beyond a critical threshold. Model calculations showed that at microplastic contents observed in Lake Ladoga, the physiological impact on zooplankton remains minimal. However, under elevated pollution scenarios, a significant increase in metabolic losses and mortality intensity is predicted, potentially reducing the resilience of zooplankton communities. The proposed models can be used to assess ecological risks and integrated into broader models of aquatic ecosystem functioning.

Keywords: microplastics, zooplankton, ecosystem modeling, water contamination, aquatic ecosystems.

Acknowledgments: This study was carried out under Governmental Order to St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences (subject no. FFZF-2024-0002 “Modern threats to water bodies and innovative methods for their conservation, restoration, and rational use”).

For citation: Tikhonova D. A., Dmitriev V. V. Modeling the Impact of Microplastics on Metabolic Rates and Mortality of Zooplankton. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(547—561). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-547-561. (In Russ.).

Введение

Микропластик (МП) как новый антропогенный фактор оказывает влияние на функционирование организмов на различных трофических уровнях, что делает его влияние на скорости процессов массообмена в экосистемах актуальной темой исследований. Частицы микропластика и нанопластика могут потребляться зоопланктоном, оказывая влияние на процессы питания, пищеварения, роста и плодовитости организмов [1—5]. Воздействие высокими содержаниями МП в воде может снижать функциональность и общее состояние зоопланктона, а также способствовать выделению фекальных гранул, содержащих МП [1]. При длительном

воздействии МП нарушает энергетический обмен копепод, вызывая ускоренное истощение организмов из-за формирования фекальных гранул и травматических эффектов частиц, а также снижая уровень метаболической активности даже при наличии пищи (водорослей) [4]. Хроническое воздействие частицами МП размером 500 нм вызывает снижение выживаемости, уменьшение длины тела, нарушения липидного обмена и антиоксидантной защиты у дафний [6]. По мере роста содержания микропластика размером 32—38 мкм (от 0,4 до 10 мг/л) наблюдается снижение кормовой и репродуктивной активности дафний, повышение уровня оксидативного стресса и ухудшение подвижности, что увеличивает её уязвимость к хищникам и ослабляет конкурентные позиции в составе зоопланктонного сообщества [7]. Мелкодисперсный микропластик (1—5 мкм) может увеличивать смертность кладоцер, нарушая трофические связи в пресноводной экосистеме [8]. В то же время другие исследования показывают, что негативное влияние микропластика на зоопланктон ограничено, и он выводится в течение 2—4 часов и не влияет на выживаемость особей, а на потребление МП влияет продолжительность его нахождения в водной толще из-за образования на нем биопленок [9]. Учитывая глобальное распространение микропластика в водных экосистемах и его обнаружение даже на удалённых территориях с низкой антропогенной нагрузкой [10—12], изучение его влияния на ключевые трофические группы, в том числе зоопланктон, приобретает важное значение.

Одной из сложностей при изучении воздействия МП на зоопланктон является то, что в проводимых лабораторных экспериментах содержания данных частиц часто существенно превышают реальные уровни загрязнения в водоёмах [13], что затрудняет интерпретацию полученных результатов с точки зрения их экологической значимости. Содержание МП в реальных водоёмах изменяется в течение времени, так же как влияние других факторов. Это обуславливает необходимость разработки моделей, учитывающих реалистичные концентрации микропластика и изменение условий среды и позволяющих прогнозировать реакцию зоопланктона в сложившихся условиях и при усилении антропогенного воздействия.

Дополнительной проблемой являются частицы микропластика, не определяемые существующими методами анализа, особенно в мелкодисперсном диапазоне (< 100 мкм), которые могут оказывать значительное влияние на функционирование организмов. В результате фактический уровень загрязнения окружающей среды может быть существенно недооценён [14], что необходимо учитывать при моделировании. Ранее проведённые нами исследования показали увеличение содержания микропластика с уменьшением его размера, при этом наибольшая доля частиц приходится на диапазон до 1000 мкм [15—16]. Экстраполяция данных [17] указывает на то, что при возможности отбора частиц от 1 мкм в полевых условиях содержание микропластика < 100 мкм может быть выше измеренного в 300 раз. По данным [18], количество частиц размером 50—300 мкм в 10—124 раза превышает число частиц > 1000 мкм. Кроме того, именно мелкие частицы (25—1000 мкм) составляют основную долю микропластика по массе в морской воде [19]. Эти данные подтверждают необходимость учёта мелкодисперсной фракции при количественном моделировании воздействия микропластика на гидробионты.

Несмотря на активное развитие моделей распределения микропластика в водных объектах, включая гидродинамические факторы и модели массопереноса [20—22], оценка и моделирование влияния МП на массообмен и функционирование водных экосистем развиты недостаточно.

Целью данной работы является разработка и апробация моделей скоростей процессов, позволяющих количественно оценить влияние микропластика на метаболизм и естественное отмирание зоопланктона. Особенность подхода заключается во включении в модель лабильного и стойкого микропластика, а также в реализации двухфазного отклика трат на обмен на загрязнение, отражающего как компенсаторные, так и тормозящие эффекты. Задачами работы являются:

- определение вида и структуры модельных уравнений с учётом микропластика;
- определение критических значений и пределов изменения параметров на основе экспериментов и логики устойчивости модели;
- численная реализация моделей при различных сценариях загрязнения.

Материалы и методы

Для моделирования процессов массообмена в водной экосистеме с учетом микропластика в качестве компонентов модели в уравнения балансов скоростей наряду с лабильным и стойким детритом нами предложены понятия «лабильный» и «стойкий» микропластик.

Лабильный микропластик (P_{lab}) — взвешенный в воде микропластик, сравнительно быстро подверженный бактериальному гидролизу и выраженный массой сухого вещества (мг сух. в. л⁻¹). Лабильный микропластик потребляется и усваивается зоопланктоном, но в меньшей степени, чем детрит.

Стойкий микропластик (P_{st}) — взвешенный в воде микропластик, сравнительно медленно подверженный бактериальному гидролизу и выраженный массой сухого вещества (мг сух. в. л⁻¹). Стойкий микропластик не потребляется в пищу зоопланктоном.

Лабильность и стойкость МП может определяться в первую очередь его химическим составом, а также размером. Важную роль при этом играет размер фильтрационной камеры зоопланктона и диапазон размеров частиц, доступных для захвата. У организмов с фильтрационным типом питания основная масса потребляемых частиц составляет 2—30 мкм, при максимальных размерах до 100—120 мкм [23]. Более крупные частицы могут механически разрушаться в водной толще или при захвате и частично использоваться в питании. В рамках агрегированной модели зоопланктона, сочетающей фильтраторов и хищников, предполагается, что зоопланктон способен частично захватывать и перерабатывать более крупные фрагменты МП, отбрасывая их часть. При невозможности достоверно определить долю более подверженных разложению полимеров в водной среде мы предлагаем в качестве лабильного пластика считать частицы меньше 1 мм. Для описания влияния МП на питание зоопланктона мы будем учитывать более мелкие частицы. При этом предполагается, что фактическая концентрация

таких частиц может быть занижена в результате ограничения аналитических методов, что компенсируется введением поправочного коэффициента.

Значения содержания лабильного МП (P_{lab}) в воде для модели заданы от 1×10^{-6} до $0,3 \text{ мг л}^{-1}$. Минимальное значение $1 \times 10^{-6} \text{ мг л}^{-1}$ соответствует рассчитанному нами содержанию P_{lab} в Ладожском озере на основе многолетних исследований [15—16]. Для расчёта массы МП определялись линейные размеры каждой частицы (длина и ширина) с помощью оптического микроскопа. Волокна рассматривались как цилиндры, где ширина принималась за диаметр, что соответствует подходам, применяемым в ряде предыдущих исследований [24—25]. Объём частиц умножался на плотность наиболее распространённых в водной среде полимеров — полиэтилена и полипропилена ($0,93 \text{ г см}^{-3}$). В расчётах биомасса зоопланктона Z принята равной $0,1 \text{ мг сух.в. л}^{-1}$, что соответствует нижней границе значений для мезотрофных водоёмов. Согласно данным [26], характерный уровень биомассы зоопланктона для мезотрофных водоёмов составляет $1\text{—}2 \text{ мг л}^{-1}$ во влажном весе; при пересчёте к сухому веществу (примерно 10 % от влажного веса) это соответствует $0,1\text{—}0,2 \text{ мг л}^{-1}$. Температура t задана $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Моделирование естественного отмирания зоопланктона

В базовой версии модели [27] интенсивность естественного отмирания зоопланктона r_z задаётся в виде константы, определяющей долю биомассы зоопланктона в результате его естественного отмирания в сутки. Учитывая потенциальное токсическое и физиологическое воздействие микропластика, особенно мелкодисперсной фракции ($< 100 \text{ мкм}$), на зоопланктон, мы предполагаем возможность повышения интенсивности естественного отмирания зоопланктона в зависимости от концентрации МП в водной среде.

С учётом того, что наибольшее воздействие на организмы может оказывать именно мелкодисперсная фракция микропластика, которая не детектируется используемыми лабораторными методами, в модели может быть введён поправочный коэффициент α , отражающий условную долю недетектируемых частиц меньше определенного размера. Таким образом, для расчёта воздействия на организм, например, увеличения интенсивности естественного отмирания зоопланктона, будет использоваться не измеренная, а эффективная концентрация микропластика:

$$P_{eff} = \alpha \cdot P_{lab}, \quad (4)$$

где α — условная доля недетектируемых частиц МП, P_{lab} — содержание в воде лабильного микропластика (меньше 1 мм) (мг л^{-1}).

На основе экстраполяции полученных нами данных можем принять диапазон $\alpha = 5\text{—}10$, что отражает приблизительное соотношение между идентифицируемыми и потенциально присутствующими в воде более мелкими частицами, не приводя к чрезмерному завышению концентрации. При этом в ряде других исследований сообщается об увеличении содержания микропластика меньших размеров в десятки и даже сотни раз по сравнению с детектируемыми значениями [17—18]. Такие потенциально экстремальные условия загрязнения в настоящей

работе учитываются в рамках сценарных расчётов модели, где концентрации микропластика варьируются в широком диапазоне. С учетом этого интенсивность отмирания зоопланктона в модели можно представить как:

$$s_z = s_{z0} + \beta \cdot P_{eff} = s_{z0} + \beta \cdot (\alpha \cdot P_{lab}), \quad (5)$$

где s_{z0} — базовая интенсивность отмирания, принятая равной $0,045 \text{ сут}^{-1}$, β — коэффициент чувствительности зоопланктона к микропластику, P_{lab} — измеренное содержание МП (мг л^{-1}), P_{eff} — эффективное содержание МП.

В базовой версии модели [27] скорость естественного отмирания зоопланктона определяется как:

$$S_{z0} = s_{z0} \cdot Z, \quad (6)$$

где s_{z0} — базовая интенсивность отмирания, Z — биомасса зоопланктона (мг сух. в. л^{-1}).

В модифицированной версии, учитывающей эффект мелкодисперсного микропластика, скорость естественного отмирания зоопланктона рассчитывается как:

$$S_z = (s_{z0} + \beta \cdot (\alpha \cdot P_{lab})) \cdot Z, \quad (7)$$

Значение коэффициента β , отражающего чувствительность интенсивности отмирания зоопланктона к концентрации микропластика, может быть ориентировочно оценено на основе литературных данных. Так, в эксперименте, описанном в работе [8], было зафиксировано увеличение смертности кладоцер до 12,7 % за 96 часов при воздействии микропластика размером 1—5 мкм в концентрации около 10 мг/л. Отсюда можем допустить, что при наличии высоких содержаний мелкого микропластика смертность увеличивается на 3,2 % в сутки по сравнению с фоном. Это соответствует приросту суточной интенсивности отмирания $\Delta s_{z0} \approx 0,03175 \text{ сут}^{-1}$. Тогда расчётное значение коэффициента β может быть определено:

$$\beta = \frac{\Delta s_{z0}}{P_{eff}}, \quad (8)$$

где Δs_{z0} — прирост суточной интенсивности отмирания, P_{eff} — эффективная концентрация микропластика (мг л^{-1}) (4). Таким образом, коэффициент $\beta = 0,003175$.

Однако данная величина рассчитана для лабораторных условий и узкого диапазона частиц. В модели используется более широкий размерный диапазон микропластика (до 1000 мкм), а также эффективная концентрация МП P_{eff} , включающая поправку α , учитывающую недетектируемые фракции. В этих условиях для сохранения сопоставимого прироста смертности при меньших значениях P_{eff} коэффициент β был увеличен. Численное значение $\beta = 0,0635$ выбрано на основе анализа поведения модели: оно обеспечивает реалистичный рост смертности при высоких уровнях загрязнения (до 2—3 раз относительно фоновых значений), при этом влияние микропластика при низких концентрациях остаётся минимальным. Такой подход обеспечивает биологическую реалистичность модели в широком диапазоне сценариев и сохраняет согласованность с экспериментальными наблюдениями.

Моделирование интенсивности трат на обмен у зоопланктона

Базовая интенсивность трат на обмен у зоопланктона рассчитывается следующим образом:

$$r_{z0} = a \cdot w_z^b \cdot \exp(c \cdot (t - 20)), \quad (9)$$

где a, b, c — эмпирические константы, w_z — среднестатистический вес Z , задаваемый постоянной величиной, t — температура воды. Зададим постоянные данные [27]: $a = 0.06$; $w_z = 10^{-4}$; $b = -0.25$; $c = 0.14$.

На основании литературных данных можно допустить два варианта влияния микропластика на траты на обмен зоопланктона при воздействии микропластиком:

— Повышение трат на обмен для компенсации вреда из-за ускорения метаболизма.

Рост затрат энергии на обменные процессы при воздействии микропластика также подтверждается экспериментальными данными: в частности, у *Daphnia magna* наблюдалось увеличение энергозатрат при воздействии волокон микропластика в сочетании с загрязнителями (наночастицы и нитраты серебра), несмотря на сохранение энергетических резервов (липидов, белков и углеводов) на исходном уровне [28]. Это свидетельствует о компенсаторной активации метаболизма.

— Снижение метаболизма из-за интоксикации, истощения или ухудшения питания и соответственно снижение r_z , уход в режим «энергосбережения».

Это может наблюдаться при высоких концентрациях микропластика или ухудшения пищевой базы. Так, например, экспериментальные данные показали, что при потреблении микропластика копеподами *Calanus helgolandicus* происходит снижение общего и базального метаболизма (в 1,7—1,8 раза) и двигательной активности (в 3 раза), что позволяет рассматривать наличие микропластика как фактор, снижающий интенсивность обмена у зоопланктона [4]. Кроме того, даже кратковременное воздействие микропластика на *Daphnia magna* приводило к снижению активности энергетического обмена и смещению физиологических приоритетов с роста на защиту от стресса [29]. Однако исследования в лабораторных условиях проводятся с использованием высоких содержаний частиц микропластика и не могут в полной мере отражать реальную ситуацию.

Выбор модели предусматривает объединение сценариев. С учётом зафиксированных содержаний МП в исследуемом водоёме, выбран сценарий с двухфазной реакцией: при низких содержаниях наблюдается умеренный рост обмена, а при достижении некоторого порогового уровня — торможение. Эта зависимость представлена в виде склеенной функции:

$$r_z = a_1 \cdot w_z^{h_1} \cdot \exp(c \cdot (t - 20)) \cdot \begin{cases} 1 + \beta_1 \left(\frac{P_{eff}}{P_{crit}} \right)^2, & P_{eff} < P_{crit}, \\ y, & P_{eff} \geq P_{crit} \end{cases}, \quad (10)$$

где P_{eff} — эффективное содержание МП (мг л^{-1}) (4), P_{crit} — критическое содержание МП, при котором происходит снижение трат на обмен, β_1 — коэффициент,

отражающий степень влияния МП на интенсивность трат на обмен, γ — доля от базового обмена при высоких содержаниях МП.

Критическое значение содержания микропластика P_{crit} в модели установлено на уровне 0,2 мг/л. Такое значение намеренно выбрано достаточно высоким по сравнению с фактическими содержаниями микропластика, измеренными в Ладожском озере, чтобы избежать чрезмерного роста обменных затрат при существующем уровне загрязнения. Вместе с тем, модель сохраняет способность отражать потенциальные эффекты при увеличении содержания микропластика в будущем, например, в условиях повышения антропогенной нагрузки. Таким образом, P_{crit} выполняет функцию порогового параметра, отделяющего фазу адаптивной компенсации от метаболического торможения.

Коэффициент β_1 примем равным 2 на основании анализа поведения модели, так как такое значение обеспечивает умеренную метаболическую реакцию зоопланктона на загрязнение МП и максимальный прирост обменных затрат зоопланктона около 50 % от базового уровня без перехода к нереалистично резкому росту метаболизма.

Параметр γ примем равным 0,9 (снижение на 10 %) на основе следующего. В исследовании [4] общее и базальное потребление кислорода уменьшались на 30 % и более, однако данный эффект фиксировался после 7—8 суток экспозиции и при высоких концентрациях микропластика. В нашей же модели параметр r_z представляет собой среднесуточную интенсивность обмена, описывающую текущее состояние в рамках экосистемной динамики. Учитывая это, мы задали долю от базового обмена $\gamma = 0,9$ как более консервативную оценку для долгосрочного периода в условиях реалистичных концентраций микропластика. Такое снижение отражает не острую фазу угнетения, а устойчивое снижение обменной активности, характерное для режима адаптивной компенсации без перехода в патологическое состояние. Выбор этого значения позволяет избежать чрезмерного уменьшения метаболизма в модели, которое могло бы исказить расчёты баланса веществ в моделях водных экосистем.

На основе рассчитанной интенсивности трат на обмен зоопланктона рассчитаем скорость трат на обмен:

$$R_z = r_z \cdot Z, \quad (11)$$

где r_z — модифицированная интенсивность трат на обмен зоопланктона (сут⁻¹), Z — биомасса зоопланктона (мг сух. в. л⁻¹ сут⁻¹).

Результаты

Моделирование естественного отмирания зоопланктона

Согласно расчётам при низких концентрациях микропластика, соответствующих уровню загрязнения, зафиксированному нами в Ладожском озере ($P_{lab} = 1 \cdot 10^{-6}$ мг л⁻¹), изменение интенсивности отмирания зоопланктона (s_z) по сравнению с фоновым уровнем составляет менее 1 %. Скорость отмирания при этом составляет около 0,0045 мг·л⁻¹·сут⁻¹, что соответствует фоновым значениям (рис. 1).

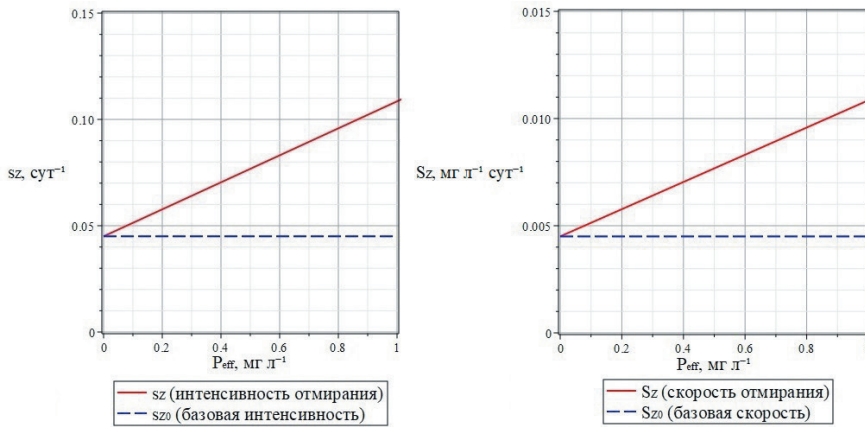


Рис. 1. Удельная скорость (интенсивность) и скорость естественного отмирания зоопланктона при увеличении содержания микропластика в воде.

Fig. 1. Specific rate (intensity) and rate of natural death of zooplankton with increasing microplastic content in water.

Однако сценарное увеличение концентрации мелкодисперсного микропластика (P_{eff}) до 1 мг л^{-1} , например, в условиях роста антропогенного давления, приводит к увеличению интенсивности отмирания (до $0,11 \text{ сут}^{-1}$). Эти расчёты демонстрируют потенциал модели для оценки рисков в случае ухудшения экологической обстановки и роста загрязнения в будущем.

Моделирование интенсивности трат на обмен у зоопланктона

На рис. 2 представлены результаты моделирования влияния эффективной концентрации микропластика (P_{eff}) на интенсивность (r_z , сут^{-1}) и скорость (R_z , $\text{мг л}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1}$) обменных процессов у зоопланктона. При низком уровне загрязнения ($P_{eff} < P_{crit}$) наблюдается умеренный рост интенсивности трат, что интерпретируется как компенсаторная метаболическая активация. При повышении концентрации микропластика обмен возрастает, отражая начало нарастания затрат на метаболическую компенсацию. При достижении критической концентрации ($P_{crit} = 0,02 \text{ мг/л}$) происходит переход к угнетению трат на обмен — обменные затраты снижаются до 90% от исходного уровня. Таким образом, при концентрации P_{eff} ниже критической, организм демонстрирует рост обменных затрат по мере увеличения загрязнения; при превышении критического уровня происходит переключение на рутинный метаболизм с затратами, соответствующими значению γ от базового уровня (0,9). Такая двухфазная реакция позволяет учесть в модели как стимуляцию, так и угнетение обмена в зависимости от степени загрязнения водной среды микропластиком.

Численные значения изменения показателей при разном содержании микропластика указаны в табл. 1.

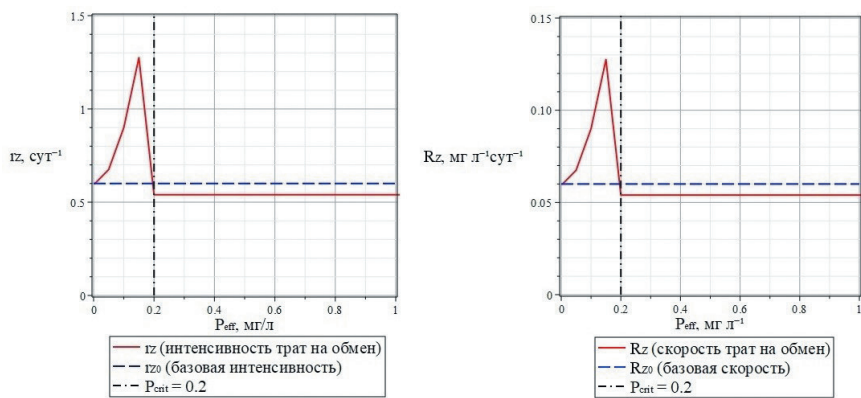


Рис. 2. Удельная скорость (интенсивность) трат на обмен у зоопланктона ($Z = 0,1$ мг сух.в. л⁻¹) в зависимости от концентрации микропластика в воде.

Fig. 2 The specific rate (intensity) of exchange in zooplankton ($Z = 0.1$ mg dry matter per liter) depends on the concentration of microplastics in the water.

Таблица 1

Результаты расчётов удельной скорости (интенсивности) и скорости трат на обмен; скорости отмирания зоопланктона при различных концентрациях микропластика в воде

The results of calculations of the specific rate (intensity) and the rate of exchange; the rate of zooplankton death at different concentrations of microplastics in water

P_{lab} (мг л ⁻¹)	P_{eff} (мг л ⁻¹)	r_z (сут ⁻¹)	R_z (мг л ⁻¹ сут ⁻¹)	s_z (сут ⁻¹)	S_z (мг л ⁻¹ сут ⁻¹)
0,000001	0,000005	0,6	0,06	0,045	0,0045
0,00001	0,00005	0,6	0,06	0,045	0,0045
0,0001	0,0005	0,6	0,06	0,045	0,0045
0,001	0,005	0,6	0,06	0,045	0,0045
0,01	0,05	0,68	0,07	0,048	0,0048
0,02	0,1	0,9	0,09	0,051	0,0051
0,03	0,15	1,28	0,13	0,054	0,0054
0,04	0,2	0,54	0,05	0,058	0,0058
0,05	0,25	0,54	0,05	0,06	0,006
0,1	0,5	0,54	0,05	0,08	0,008
0,2	1	0,54	0,05	0,1	0,01
0,3	1,5	0,54	0,05	0,14	0,014

Обсуждение результатов

Предложенная нами модель влияния микропластика на интенсивность и скорость трат на обмен зоопланктона позволяет учесть двойственную природу ответа организмов на загрязнение микропластиком: при незначительном загрязнении происходит повышение трат на обмен, но при превышении порога — снижение

обменных процессов. Значения параметров могут быть откалиброваны при появлении экспериментальных данных или в рамках численного анализа чувствительности модели.

Представленные результаты демонстрируют двойственную природу ответа зоопланктона на воздействие МП, отражённую в модели через изменение интенсивности трат на обмен и отмирания организмов. Такая реакция характеризуется компенсаторным усилением обмена при низких (сублетальных) концентрациях и переходом к угнетению метаболизма и росту смертности при превышении критического порога. При низких содержаниях МП ($P_{lab} \leq 0,001$ мг/л), соответствующих значениям, зафиксированным в Ладожском озере, модель предсказывает стабильные значения как интенсивности обмена ($r_z = 0,6$ сут⁻¹), так и интенсивности отмирания ($s_z = 0,045$ сут⁻¹), а значения скоростей R_z и S_z соответствуют базовым — 0,06 и 0,0045 мг·л⁻¹·сут⁻¹, соответственно. Это подтверждает, что при текущем уровне загрязнения влияние МП на траты на обмен и отмирание зоопланктона остается минимальным.

Вместе с тем, при увеличении содержания МП наблюдается сначала плавный рост метаболических затрат, связанный с компенсаторной активацией, а затем резкое снижение при превышении критического порога. Например, при $P_{eff} = 0,1$ мгл⁻¹ интенсивность трат на обмен r_z возрастает до 0,9 сут⁻¹, но уже при $P_{eff} = 0,2$ мгл⁻¹ снижается до 0,54 сут⁻¹, что эквивалентно 90 % от базового уровня. Аналогичная зависимость наблюдается и для интенсивности отмирания, которая растёт линейно с увеличением содержания МП от 0,045 до 0,14 сут⁻¹, отражая возможный рост токсичности или ухудшение условий питания.

Важно отметить, что модель позволяет корректно воспроизводить как фазу компенсаторной активности, так и переход к «энергосбережению» при превышении порога P_{crit} . Такой подход особенно важен для оценки потенциальных рисков при увеличении загрязнения микропластиком водных экосистем. Значения параметров в модели подобраны таким образом, чтобы отражать реалистичную физиологическую реакцию без её переоценки при текущем уровне загрязнения.

Полученные данные могут быть использованы как основа для интеграции в пространственно-неоднородные экологические модели, учитывающие процессы массообмена в водных экосистемах (неконсервативная турбулентная диффузия). Также они позволяют прогнозировать изменения в устойчивости трофических связей при росте загрязнения МП на фоне изменения других факторов среды и биоты.

Заключение

В настоящей работе представлена модель, описывающая влияние микропластика на траты на обмен и естественную смертность зоопланктона. Особенностью модели является включение в расчёты долей лабильного и стойкого микропластика, а также учёт скрытых (недетектируемых) фракций путём введения поправочного коэффициента. Реализована двухфазная зависимость обменных затрат от концентрации микропластика, отражающая как компенсаторную активацию

метаболизма, так и его торможение при превышении пороговых значений загрязнения.

Результаты расчетов показали, что при низких концентрациях микропластика, характерных для Ладожского озера, физиологическое воздействие на зоопланктон минимально. Вместе с тем, в сценариях роста загрязнения возможно существенное увеличение обменных затрат и интенсивности отмирания, что может привести к снижению устойчивости зоопланктонного сообщества к изменению параметров режимов и состава биоты.

Модель может быть использована для оценки потенциальных рисков при изменении уровня загрязнения микропластиком и для интеграции в модели функционирования водных экосистем.

Список литературы

1. Cole M., Lindeque P., Fileman E. et al. Microplastic ingestion by Zooplankton // Environmental Science & Technology. 2013. Vol. 47(12). P. 6646—6655. doi: 10.1021/es400663f.
2. Coppock R. L., Galloway T. S., Cole M. et al. Microplastics alter feeding selectivity and faecal density in the copepod, *Calanus helgolandicus* // Science of The Total Environment. 2019. Vol. 687. P. 780—789. doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.06.009.
3. Botterell Z. L. R., Beaumont N., Cole M. et al. Bioavailability of Microplastics to Marine Zooplankton: Effect of Shape and Infochemicals // Environmental Science & Technology. 2020. Vol. 54(19). P. 12024—12033. doi: 10.1021/acs.est.0c02715.
4. Isinibilir M., Svetlichny L., Mykitchak T. et al. Microplastic Consumption and Its Effect on Respiration Rate and Motility of *Calanus helgolandicus* From the Marmara Sea // Frontiers in Marine Science. 2020. Vol. 7. doi: 10.3389/fmars.2020.603321.
5. Kumar M., Chaudhary V., Kumar R. et al. Microplastics, their effects on ecosystems, and general strategies for mitigation of microplastics: A review of recent developments, challenges, and future prospects // Environmental Pollution and Management. 2025. Vol. 2. P. 87—105. doi: 10.1016/j.epm.2025.03.001.
6. Zhu C., Zhang T., Liu X. et al. Changes in life-history traits, antioxidant defense, energy metabolism and molecular outcomes in the cladoceran *Daphnia pulex* after exposure to polystyrene microplastics // Chemosphere. 2022. Vol. 308. 136066. doi: 10.1016/j.chemosphere.2022.136066.
7. Yin J., Duan C., Zhou F. et al. Microplastics affect interspecific interactions between cladoceran species in the absence and presence of predators by triggering asymmetric individual responses // Water Research. 2024. Vol. 248. 120877. doi: 10.1016/j.watres.2023.120877.
8. Galir A., Maronić D. Š., Stević F. et al. Microplastics and the freshwater plankton: Effects on grazing and mortality // Journal of Hazardous Materials. 2025. Vol. 488. 137497. doi: 10.1016/j.jhazmat.2025.137497.
9. Vroom R. J. E., Koelmans A. A., Besseling E., Halsband C. Aging of microplastics promotes their ingestion by marine zooplankton // Environmental Pollution. 2017. Vol. 231(Pt 1). P. 987—996. doi: 10.1016/j.envpol.2017.08.088.
10. Free C. M., Jensen O. P., Mason S. A. et al. High-levels of microplastic pollution in a large, remote, mountain lake // Marine Pollution Bulletin. 2014. Vol. 85. P. 156—163. doi: 10.1016/j.marpolbul.2014.06.001.
11. Negrete Velasco A. de J., Rard L., Blois W. et al. Microplastic and fibre contamination in a remote mountain lake in Switzerland // Water. 2020. Vol. 12(9). 2410. doi: 10.3390/w12092410.
12. Dong H., Wang L., Wang X. et al. Microplastics in a Remote Lake Basin of the Tibetan Plateau: Impacts of Atmospheric Transport and Glacial Melting // Environmental Science & Technology. 2021. Vol. 55(19). P. 12951—12960. doi: 10.1021/acs.est.1c03227.
13. Bucci K., Tulio M., Rochman C. M. What is known and unknown about the effects of plastic pollution: A meta-analysis and systematic review // Ecological Applications. 2020. Vol. 30(2). e02044. doi: 10.1002/eap.2044.

14. Du F., Cai H., Su L. et al. The missing small microplastics: easily generated from weathered plastic pieces in labs but hardly detected in natural environments // *Environmental Science: Advances*. 2024. Vol. 3. P. 227—238. doi: 10.1039/D3VA00291H.
15. Tikhonova D. A., Karetnikov S. G., Ivanova E. V., Shalunova E. P. The Vertical Distribution of Microplastics in the Water Column of Lake Ladoga // *Water Resources*. 2024. Vol. 51. P. 146—153. doi: 10.1134/S009780782370063X.
16. Tikhonova D. A., Shalunova E. P., Karetnikov S. G. Comparing the efficiency of two water sampling methods for studying the content of microplastics in water bodies // *Limnology & Freshwater Biology*. 2024. No. 6. P. 1434—1453. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A-6-1434.
17. Lindeque P. K., Cole M., Coppock R. L. et al. Are we underestimating microplastic abundance in the marine environment? A comparison of microplastic capture with nets of different mesh-size // *Environmental Pollution*. 2020. Vol. 265. 114721. doi: 10.1016/j.envpol.2020.114721.
18. Carbery M., Herb F., Reynes J. et al. How small is the big problem? Small microplastics <300 µm abundant in marine surface waters of the Great Barrier Reef Marine Park // *Marine Pollution Bulletin*. 2022. Vol. 184. 114179. doi: 10.1016/j.marpolbul.2022.114179.
19. Poulain M., Mercier M. J., Brach L. et al. Small Microplastics As a Main Contributor to Plastic Mass Balance in the North Atlantic Subtropical Gyre // *Environmental Science & Technology*. 2019. Vol. 53(3). P. 1157—1164. doi: 10.1021/acs.est.8b05458.
20. Березина А. В. Моделирование влияния биогеохимических процессов на перенос микропластика в Северном Ледовитом океане : дис. ... канд. физ.-мат. наук. 2023. 114 с.
21. Cai C., Zhu L., Hong B. A review of methods for modeling microplastic transport in the marine environments // *Marine Pollution Bulletin*. 2023. Vol. 193. 115136. doi: 10.1016/j.marpolbul.2023.115136.
22. Moodley T., Abunama T., Kumari S. et al. Applications of mathematical modelling for assessing microplastic transport and fate in water environments: a comparative review // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2024. Vol. 196. 667. doi: 10.1007/s10661-024-12731-x.
23. Крючкова Н.М. Роль фильтраторов зоопланктона в трофодинамике пресных вод : автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Л., 1984. 38 с.
24. Simon M., van Alst N., Vollertsen J. Quantification of microplastic mass and removal rates at wastewater treatment plants applying Focal Plane Array (FPA)-based Fourier Transform Infrared (FT-IR) imaging // *Water Research*. 2018. Vol. 142. P. 1—9. doi: 10.1016/j.watres.2018.05.019.
25. Leusch F. D. L., Ziajahromi S. Converting mg/L to Particles/L: Reconciling the Occurrence and Toxicity Literature on Microplastics // *Environmental Science & Technology*. 2021. Vol. 55(17). P. 11470—11472. doi: 10.1021/acs.est.1c04093.
26. Дмитриев В. В., Фрумин Г. Т. Экологическое нормирование и устойчивость природных систем. Учебное пособие. СПб.: Наука, 2004. 294 с.
27. Сергеев Ю. Н., Кулеш В. П., Дмитриев В. В. Пространственно-неоднородная модель экосистемы эстуария р. Невы. Имитации последствий строительства Санкт-Петербургской дамбы / под редакцией Ю. Н. Сергеева. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2021. 310 с.
28. Tourinho P. S., Silva A. R. R., Santos C. S. A. et al. Microplastic Fibers Increase Sublethal Effects of AgNP and AgNO₃ in *Daphnia magna* by Changing Cellular Energy Allocation // *Environmental Toxicology and Chemistry*. 2022. Vol. 41(4). P. 896—904. doi: 10.1002/etc.5136.
29. Kwon Y. S., Park C. B., Lee S. M. et al. Comprehensive analysis of proteomic and biochemical responses of *Daphnia magna* to short-term exposure to polystyrene microplastic particles // *Ecotoxicology and Environmental Safety*. 2025. Vol. 290. 117581. doi: 10.1016/j.ecoenv.2024.117581.

References

1. Cole M., Lindeque P., Fileman E. et al. Microplastic ingestion by Zooplankton. *Environmental Science & Technology*. 2013; Vol. 47(12). P. 6646—6655. doi: 10.1021/es400663f.
2. Coppock R. L., Galloway T. S., Cole M. et al. Microplastics alter feeding selectivity and faecal density in the copepod, *Calanus helgolandicus*. *Science of The Total Environment*. 2019;(687): 780—789. doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.06.009.

3. Botterell Z. L. R., Beaumont N., Cole M. et al. Bioavailability of Microplastics to Marine Zooplankton: Effect of Shape and Infochemicals. *Environmental Science & Technology*. 2020 54(19). P. 12024—12033. doi: 10.1021/acs.est.0c02715.
4. Isinibilir M., Svetlichny L., Mykitchak T. et al. Microplastic Consumption and Its Effect on Respiration Rate and Motility of *Calanus helgolandicus* From the Marmara Sea. *Frontiers in Marine Science*. 2020;(7). 15 P. doi: 10.3389/fmars.2020.603321.
5. Kumar M., Chaudhary V., Kumar R. et al. Microplastics, their effects on ecosystems, and general strategies for mitigation of microplastics: A review of recent developments, challenges, and future prospects. *Environmental Pollution and Management*. 2025; (2): 87—105. doi: 10.1016/j.epm.2025.03.001.
6. Zhu C., Zhang T., Liu X. et al. Changes in life-history traits, antioxidant defense, energy metabolism and molecular outcomes in the cladoceran *Daphnia pulex* after exposure to polystyrene microplastics. *Chemosphere*. 2022; (308): 136066. doi: 10.1016/j.chemosphere.2022.136066.
7. Yin J., Duan C., Zhou F. et al. Microplastics affect interspecific interactions between cladoceran species in the absence and presence of predators by triggering asymmetric individual responses. *Water Research*. 2024; (248): 120877. doi: 10.1016/j.watres.2023.120877.
8. Galir A., Maronić D. Š., Stević F. et al. Microplastics and the freshwater plankton: Effects on grazing and mortality. *Journal of Hazardous Materials*. 2025; (488): 137497. doi: 10.1016/j.jhazmat.2025.137497.
9. Vroom R. J. E., Koelmans A. A., Besseling E., Halsband C. Aging of microplastics promotes their ingestion by marine zooplankton. *Environmental Pollution*. 2017; 231(Pt1): 987—996. doi: 10.1016/j.envpol.2017.08.088.
10. Free C. M., Jensen O. P., Mason S. A. et al. High-levels of microplastic pollution in a large, remote, mountain lake. *Marine Pollution Bulletin*. 2014;(85): 156—163. doi: 10.1016/j.marpolbul.2014.06.001.
11. Negrete Velasco A. de J., Rard L., Blois W. et al. Microplastic and fibre contamination in a remote mountain lake in Switzerland. *Water*. 2020; 12(9): 2410. doi: 10.3390/w12092410.
12. Dong H., Wang L., Wang X. et al. Microplastics in a Remote Lake Basin of the Tibetan Plateau: Impacts of Atmospheric Transport and Glacial Melting. *Environmental Science & Technology*. 2021; 55(19): 12951—12960. doi: 10.1021/acs.est.1c03227.
13. Bucci K., Tulio M., Rochman C. M. What is known and unknown about the effects of plastic pollution: A meta-analysis and systematic review. *Ecological Applications*. 2020; 30(2): e02044. doi: 10.1002/eap.2044.
14. Du F., Cai H., Su L. et al. The missing small microplastics: easily generated from weathered plastic pieces in labs but hardly detected in natural environments. *Environmental Science: Advances*. 2024;(3): 227—238. doi: 10.1039/D3VA00291H.
15. Tikhonova D. A., Karetnikov S. G., Ivanova E. V., Shalunova E. P. The Vertical Distribution of Microplastics in the Water Column of Lake Ladoga. *Water Resources*. 2024;(51): 146—153. doi: 10.1134/S009780782370063X.
16. Tikhonova D. A., Shalunova E. P., Karetnikov S. G. Comparing the efficiency of two water sampling methods for studying the content of microplastics in water bodies. *Limnology & Freshwater Biology*. 2024;(6): 1434—1453. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A-6-1434.
17. Lindeque P. K., Cole M., Coppock R. L. et al. Are we underestimating microplastic abundance in the marine environment? A comparison of microplastic capture with nets of different mesh-size. *Environmental Pollution*. 2020;(265): 114721. doi: 10.1016/j.envpol.2020.114721.
18. Carbery M., Herb F., Reynes J. et al. How small is the big problem? Small microplastics <300 µm abundant in marine surface waters of the Great Barrier Reef Marine Park. *Marine Pollution Bulletin*. 2022; (184): 114179. doi: 10.1016/j.marpolbul.2022.114179.
19. Poulain M., Mercier M. J., Brach L. et al. Small Microplastics As a Main Contributor to Plastic Mass Balance in the North Atlantic Subtropical Gyre. *Environmental Science & Technology*. 2019; 53(3): 1157—1164. doi: 10.1021/acs.est.8b05458.
20. Berezina A. V. *Modelirovanie vliyaniya biogeokhichimicheskikh protsessov na perenos mikroplastika v Severnom Ledovitom okeane* = Modeling the influence of biogeochemical processes on microplastic transport in the Arctic Ocean: dis. ... kand. fiz.-mat. nauk. 2023: 114 p. (In Russ.).
21. Cai C., Zhu L., Hong B. A review of methods for modeling microplastic transport in the marine environments. *Marine Pollution Bulletin*. 2023; (193): 115136. doi: 10.1016/j.marpolbul.2023.115136.

22. Moodley T., Abunama T., Kumari S. et al. Applications of mathematical modelling for assessing microplastic transport and fate in water environments: a comparative review. *Environmental Monitoring and Assessment*. 2024;(196): 667. doi: 10.1007/s10661-024-12731-x.
23. Kryuchkova N. M. The Role of Zooplankton Filtrators in the Trophodynamics of Freshwater: Abstract of Doctoral Dissertation in Biology. Leningrad, 1984. 38 p. (In Russ.).
24. Simon M., van Alst N., Vollertsen J. Quantification of microplastic mass and removal rates at wastewater treatment plants applying Focal Plane Array (FPA)-based Fourier Transform Infrared (FT-IR) imaging. *Water Research*. 2018; (142): 1—9. doi: 10.1016/j.watres.2018.05.019.
25. Leusch F. D. L., Ziajahromi S. Converting mg/L to Particles/L: Reconciling the Occurrence and Toxicity Literature on Microplastics. *Environmental Science & Technology*. 2021; 55(17): 11470—11472. doi: 10.1021/acs.est.1c04093.
26. Dmitriev V. V., Frumin G. T. *Ekologicheskoe normirovanie i ustoychivost' prirodnnykh system = Ecological standardization and stability of natural systems*. St. Petersburg: Nauka, 2004. 294 p. (In Russ.).
27. Sergeev Yu. N., Kulesh V. P., Dmitriev V. V. *Prostranstvenno-neodnorodnaya model' ekosistemy estuariya r. Nevy. Imitatsii posledstviy stroitel'stva Sankt-Peterburgskoy damby = Spatially heterogeneous model of the Neva River estuary ecosystem*. Simulations of the consequences of the St. Petersburg dam construction. St. Petersburg: Izdatel'sko-poligraficheskaya assotsiatsiya vysshikh uchebnykh zavedeniy, 2021: 310 p. (In Russ.).
28. Tourinho P. S., Silva A. R. R., Santos C. S. A. et al. Microplastic Fibers Increase Sublethal Effects of AgNP and AgNO₃ in *Daphnia magna* by Changing Cellular Energy Allocation. *Environmental Toxicology and Chemistry*. 2022; 41(4): 896—904. doi: 10.1002/etc.5136.
29. Kwon Y. S., Park C. B., Lee S. M. et al. Comprehensive analysis of proteomic and biochemical responses of *Daphnia magna* to short-term exposure to polystyrene microplastic particles. *Ecotoxicology and Environmental Safety*. 2025; (290): 117581. doi: 10.1016/j.ecoenv.2024.117581.

Информация об авторах

Тихонова Дарья Алексеевна, младший научный сотрудник, Институт озераведения РАН — Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр РАН (ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН), Санкт-Петербург, Россия, tdasha94@mail.ru.

Дмитриев Василий Васильевич, доктор географических наук, профессор, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, профессор, v.dmitriev@spbu.ru.

Information about authors

Tikhonova Daria Alekseevna, junior researcher, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia.

Dmitriev Vasily V., Doctor of Geographical Sciences, Professor, St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Professor.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 18.07.2025

Принята в печать 13.08.2025

The article was received on 18.07.2025

The article was accepted on 13.08.2025

УДК 551.5(092)

**Александр Иванович Воейков —
основатель русской климатологии**

Яна Владимировна Бубнова, Алла Олеговна Волгушева

Российский государственный гидрометеорологический университет,
г. Санкт-Петербург, РФ, bubayana1979@mail.ru; Volgusheva_irbis@mail.ru

Аннотация. Статья посвящена жизни и научной деятельности Александра Ивановича Воейкова, одного из основоположников климатологии. Рассматриваются годы его учебы, преподавательской деятельности в Императорском Санкт-Петербургском университете. Отдельное внимание уделяется его работе в Главной физической обсерватории, а также в Русском географическом обществе, членом совета которого он был. Показана его активная роль, как ученого-путешественника, подчеркивается актуальность идей в климатических исследованиях и необходимость дальнейшего изучения его наследия.

Ключевые слова: Александр Иванович Воейков, климатология, климатические процессы, Главная физическая обсерватория, Русское географическое общество, кафедра физики Императорского Санкт-Петербургского университета, курс физической географии.

**Alexander Ivanovich Voeikov —
the founder of Russian climatology**

Yana V. Bubnova, Alla O. Volgusheva

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russia

Summary. The article is devoted to the life and scientific activity of Alexander Ivanovich Voeikov, one of the founders of climatology. The article examines the years of his studies and teaching at the Imperial Saint Petersburg University. Special attention is paid to his work at the Main Physical Observatory, as well as at the Russian Geographical Society, of which he was a member of the council. His active role as a travel scientist is shown, the relevance of ideas in climate research and the need for further study of his legacy are emphasized.

Keywords: Alexander Ivanovich Voeikov, Climatology, climatic processes, Main Physical Observatory, Russian Geographical Society, Department of Physics, Imperial Saint Petersburg University, Course of Physical Geography.

Введение

Русский ученый второй половины XIX — начала XX века Александр Иванович Воейков впервые раскрыл сущность сложных и многообразных климатических процессов. Работы Воейкова подчеркивают важность научного поиска и стремления к знаниям, которые могут изменить наше понимание природы и её процессов.

Начало научного пути

Александр Иванович Воейков родился в Москве в 1842 г. Известно, что его отец Иван Федорович Воейков был участником Отечественной войны 1812 г., однако в пять лет мальчик осиротел и стал воспитываться в подмосковном имении своего дяди Д. Д. Мертваго. Он получил прекрасное образование. Александр был одаренным ребенком, которому легко давалось изучение языков. Он с детства говорил на французском, английском, немецком языках, впоследствии овладел и испанским, благодаря чему ему удавалось свободно следить за мировыми научными изобретениями. Он довольно рано начал наблюдать за происходящим в природе. Так, в восьмилетнем возрасте он уже записывал температуру воздуха и наблюдал за состоянием неба.

Поступив в 1860 г. на физико-математический факультет (естественное отделение) Императорского Санкт-Петербургского университета, он начал серьезно увлекаться вопросами метеорологии. Свое обучение А. И. Воейков продолжил в Берлинском, Гейдельбергском и Геттингенском университетах. В 1865 г. он защитил диссертацию на тему «О прямой солнечной инсоляции в различных местах земного шара», и с этого момента его научная карьера уже не прерывалась [1, с. 7—8].

Научная жизнь

В России середины XIX в. начинаются систематические метеорологические наблюдения, о необходимости которых упоминал еще М. В. Ломоносов.

В Петербурге в 1930 г. в Петропавловской крепости была открыта магнитная лаборатория, которая затем была переведена в здание Горного корпуса, где была создана обсерватория для ведения наблюдений и снабжения всех метеорологических учреждений России проверенными инструментами [2].

До 1746 г. астрологические и метеорологическими прогнозы публиковались вместе, поскольку, с одной стороны, народ предпочитал доверять астрологическим прогнозам, а с другой, — уже начинал появляться интерес к метеорологии, в последующем эти прогнозы были разведены [3].

К этому времени в России уже существовала широкая сеть метеорологических станций, а центральное научное учреждение — Главная физическая обсерватория — была открыта в 1849 г. У истоков ее открытия стоял академик А. Я. Купфер, который и стал ее первым директором.

В 1866 г. второму директору обсерватории академику Л. М. Кемцу понадобился помощник, и А. И. Воейкову было предложено это место, он сначала согласился, но впоследствии вынужден был отказаться, так как счел административную работу не подходящей для себя. Живое познание природы — путь, который он выбрал и с которого предпочел не сворачивать.

В том же 1866 г. А. И. Воейков стал членом Русского географического общества. Климатология, по его мнению, исследует воздушную оболочку Земли в неразрывной ее связи с подстилающей поверхностью: гидросферой, литосферой и биосферой, что обуславливает принадлежность климатологии к кругу

географических наук [4, с. 14]. В связи с этим его одновременно интересовала и климатология, и география.

Следует упомянуть Г. И. Вильда, третьего директора Главной физической обсерватории и идейного оппонента А. И. Воейкова, с которым у него были принципиальные научные расхождения. Вильд был склонен к сбору большого количества цифр климатических показателей, к анализу их точности, к составлению справочников [5], но затягивал с научным обобщением, к которому так стремился Воейков. Александр Иванович, напротив, не боялся ставить крупные научные проблемы и, как часто отмечали коллеги, начинал исследование там, где другие ученые его заканчивали. В итоге очень часто ему приходилось работать одному, он предпочитал не иметь большой штат сотрудников [6, с. 6].

Научных трудов по климатологии до Воейкова было достаточно. Это работы академиков Л. М. Кемца и К. С. Веселовского, обширные климатические описания А. Кеттлэ, а также работы современника ученого, одного из авторитетнейших мировых климатологов Ю. Ганна. Однако именно А. И. Воейкова принято считать основоположником отечественной климатологии, поскольку именно он выстроил стройную систему, определив объект, методы исследования, место климатологии среди других смежных наук. Ученый впервые сумел систематизировать уже имеющиеся климатологические сведения и безусловно дополнить их.

Библиография научных работ А. И. Воейкова включает около 1700 наименований, среди которых крупные монографии, небольшие брошюры, статьи, рецензии, рефераты, очерки, которые охватывают различные темы климатологии, метеорологии, физической и экономической географии [7, с. 96—160].

В 1910 г. он был избран в члены-корреспонденты Российской академии наук.

Русское географическое общество и период больших путешествий А. И. Воейкова

Русское географическое общество в Петербурге активно разворачивало свою работу в середине XIX века, что совпало с развитием научной мысли в России. Воейков пять раз в течение своей научной деятельности избирался членом совета Общества, а в 1908 г. он был избран его почетным членом, более того, он состоял действительным членом в пяти научных российских и зарубежных обществах.

По инициативе Александра Ивановича в 1870 г. была создана метеорологическая комиссия РГО. В 1871 г. он стал инициатором выпуска первого русского метеорологического журнала [2, с. 193].

Русским географическим обществом в этот период проводилось всесторонне изучение белых пятен на карте России, для чего снаряжались экспедиции как по суше, так и по морю во все концы страны. Яркое впечатление на Воейкова произвела его первая поездка в юншестве, когда он вместе с родными посетил Сирию, Палестину и Южную Европу. С тех пор жажда путешествий его не покидала. Он буквально объездил весь мир, побывал в Северной и Южной Америке, Индии, на островах Цейлон и Ява, был в Юном Китае и Японии, объездил вдоль и поперек Европу и Россию, совершил кругосветное путешествие. Изучая

географию на своем опыте, он откладывал в памяти большой массив наблюдений, а это в свою очередь, позволило ему блестяще характеризовать климатические особенности в разных странах, которые он описывает в своих научных работах, особенно популярными были его «Письма из-за границы», а также очерки из разных стран [8].

При этом стоит отметить, что комфорт в таких экспедициях отсутствовал: дороги были плохими, гостиниц не встречалось, поэтому на ночлег приходилось останавливаться у местного населения в своем гамаке под навесом или открытым небом у костра. Александр Иванович был удивительно любознательным и жизнерадостным и непритворным в быту человеком, судя по его высказываниям о подобных путешествиях: «Поездка по стране, где на сотни верст нет гостиниц, так хорошо знакомит с нравами и обычаями страны, как не познакомит в целые годы там, где есть железные дороги и дилижансы» [1, с. 11—13].

Преподавательская деятельность

А. И. Воейков, несмотря на свою активную научную деятельность, имел в своей биографии и опыт преподавания в Петербургском университете.

Начиная с 1881 г., он читал курс физической географии, темами его первых лекций были «Климаты в условиях ледникового периода» и «Температуры воды, океанов и их отношения к термостатике земного шара».

Что касается его манеры преподавания, то по воспоминаниям студентов, в дальнейшем, ставших учеными, он не владел таким умением блестяще читать лекции по метеорологии как, например, профессор Д. П. Коновалов по химии, профессора Петражицкий, Тарле, Сергеевич на юридическом факультете и некоторые другие, на лекции которых стекались студенты почти всех факультетов Университета [9, с. 19]. У Воейкова, как правило, было мало слушателей, потому что слушать и понимать его было достаточно трудно, он не старался делать каких-то обобщающих выводов на доске, а ограничивался лишь краткими элементарными выкладками, которые он заранее писал на плакатах, любил использовать книги, графики и личные воспоминания, но если же кто-то из студентов задавал вопрос, то Александр Иванович с большой охотой вступал в диалог и начинал подолгу беседовать со студентами.

На экзаменах профессор не старался предъявлять каких-то высоких требований, понимая, что многие студенты идут к нему на экзамен, ограничиваясь лишь беглым ознакомлением с его курсом. Справедливости ради, следует заметить, что и сами студенты того времени были недостаточно подготовлены к вузовскому образованию, их знания по географии были поверхностными [10, с. 19].

На практических занятиях, которые проходили утром, А. И. Воейков учил своих студентов наблюдать метеорологические явления, а по вечерам — составлять карты и графики. Он был инициатором пополнения кабинета новыми приборами, которые распорядился поставить в саду перед университетом. Из студентов А. И. Воейкова вышли такие талантливые ученые, как Б. П. Мультановский, А. В. Вознесенский, Б. И. Срезневский и др.

В 1884 г. Александр Иванович был избран штатным доцентом Петербургского университета на кафедре физики из-за отсутствия кафедры географии, а в 1887 г. был утвержден профессором Петербургского университета по курсу физической географии при кафедре физики.

Для получения опыта организации самостоятельной кафедры географии и ознакомления с методикой преподавания географии на Западе Александра Ивановича командировали за границу, однако после его возвращения возглавлять кафедру поручили не ему, а Э. Петри. Сам же А. И. Воейков до конца жизни продолжал читать курсы метеорологии и физической географии при кафедре физики, а звание заслуженного профессора получил лишь в 1912 г.

Вероятно, уместно привести высказывание В. С. Семенова-Тянь-Шанского: «будь дело в Германии, Воейков, конечно, давно бы был провозглашен своими честолюбивыми соотечественниками всесветным, важным и непогрешимым авторитетом, вроде Гумбольдта, Риттера, Рихтгофена, или, по крайней мере, Германа Вагнера, во славу германской науки. Совсем иное дело в скромной России. У нас даже кафедра общей географии, в явный ущерб делу, не была ему предоставлена» [1, с. 30].

Заключение

Таким образом, знакомство с жизнью этого талантливого ученого, позволяет нам глубже понять его значительный вклад в метеорологию и географию. Воейков не только стал пионером в изучении климатических изменений и атмосферных явлений, но и вдохновил последующие поколения ученых на дальнейшие открытия. До сих пор цитируется его крылатое выражение: Реки — это продукт климата. Его наследие продолжает жить в современных метеорологических исследованиях и практиках, а идеи, которые он высказывал, остаются актуальными и сегодня.

Список литературы

1. Андреева Е. В. А. И. Воейков — основатель русской климатологии. Ленинград. 1949. 55 с.
2. Соколов В.В. Очерки эколого-климатической истории России. СПб.: РГТМУ, 2010. 309 с.
3. Бубнова Я. В. Становление метеорологической службы в царской России. // Современные проблемы гидрометеорологии и устойчивого развития Российской Федерации. Сборник тезисов Всероссийской научно-практической конференции. 2019. Издательство: Российский государственный гидрометеорологический университет. — Санкт-Петербург.
4. Григорьев А. А. А. И. Воейков и некоторые задачи современной климатологии в монографии А. И. Воейков и современные проблемы климатологии Ленинград. 1956.
5. Вильд Г. И. Инструкция для метеорологических станций. Санкт-Петербург: тип. Имп. Акад. наук, 1869. 23 с.
6. Давитая Ф. Ф. А. И. Воейков и его деятельность в области климатологии в монографии А. И. Воейков и современные проблемы климатологии. Ленинград. 1956. 283 с.
7. Воейков А. И. Избр. соч., т. I. Изд. АН СССР 1948.
8. См. Воейков А. Очерки из путешествия по Индии и Японии / [соч.] д. чл. Имп. Рус. геогр. о-ва А. И. Воейкова. Санкт-Петербург: Имп. Рус. геогр. о-во, 1878. 95 с.; Воейков А. Письма из-за границы. VII. Мюнхен, февраль 1887. 34 с.; Воейков А. Письма из-за границы. IV. [1887]. 152—168 с.; Воейков А. Письма из-за границы. XI : [Рим, май, 1887]. 19 с.; Воейков А. Письма из-за границы. IX: [Лион, март/апрель, 1887]. 21 с.; Воейков А. Об условиях сельского хозяйства и производительности хлебов, преимущественно пшеницы, в Индии. 1885. 79—92. и др.

9. Тверской П. Н. А. И. Воейков — метеоролог-геофизик и его педагогическая деятельность в Петербургском университете в монографии А. И. Воейков и современные проблемы климатологии Ленинград. 1956. 283 с.
10. Нездуров Д. Ф. Воспоминания об Александре Ивановиче Воейкове в монографии А. И. Воейков и современные проблемы климатологии Ленинград. 1956. 283 с.

Информация об авторах

Бубнова Яна Владимировна, старший преподаватель, кафедры социально-гуманитарных наук РГГМУ. bubayana1979@mail.ru.

Волгушева Алла Олеговна, кандидат исторических наук, доцент кафедры социально-гуманитарных наук РГГМУ, доцент. Volgusheva_irbis@mail.ru.

Information about authors

Bubnova Yana Vladimirovna, Senior Lecturer, Department of Social and Humanitarian Sciences, Russian State Medical University, bubayana1979@mail.ru.

Volgusheva Alla Olegovna, Ph. D. Historical Sciences, Associate Professor, Department of Social Sciences and Humanities, Russian State University of Humanities, Associate Professor, Volgusheva_irbis@mail.ru.

УДК [551.583+551.46:620.97](063)

Четвёртая международная конференция по изменению климата и возобновляемой энергии океана (SCORE 2025)

Вячеслав Георгиевич Бурлов

Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург, burlovvg@mail.ru.

В настоящее время на Земле наблюдается повышение средней температуры её поверхности. Это явление названо всемирным потеплением [1—3]. Источником тепла на земле является Солнце. Поглощенная радиация расходуется на нагрев тонкого приповерхностного слоя Земли и испарение воды. Нагретая земная поверхность передает тепло в окружающую среду благодаря излучению, теплопроводности, конвекции и конденсации водяного пара. Деятельность человека оказывает влияние на нагрев земной поверхности. Для изучения учёта влияния человека на климатические изменения разработана модель. Эта модель описывает взаимовлияние деятельности человека и излучения солнца. Деятельность человека описывается моделью стратегического управления регионом [7]. Климатические изменения — климатической моделью [1—3].

Возобновляемая энергетика — важнейший аспект глобального перехода к более устойчивой и экологичной энергетике. Разнообразие источников, включая солнечный свет, приливы, волны, ветер, дождь и геотермальное тепло, представляет собой многообещающую альтернативу традиционному ископаемому топливу. Важность возобновляемой энергетики подчёркивается её потенциалом для решения как экологических проблем, так и растущего мирового спроса на энергию [8—10].

Согласно прогнозам по энергетике, ожидается стремительный рост использования возобновляемых источников энергии с прогнозируемым пятикратным увеличением к 2040 г. Предполагается, что этот существенный рост будет обеспечивать около 14 % мировой первичной энергии, что ознаменует собой значительный сдвиг в наших моделях потребления энергии. Хотя исторически возобновляемая энергия считалась экономически менее выгодной, чем традиционные источники, развитие технологий чистой энергии стремительно меняет эту ситуацию. Постоянные инновации и исследования привели к значительному снижению затрат на производство возобновляемой энергии, что делает её всё более конкурентоспособной по сравнению с традиционными источниками. Этот экономический сдвиг является движущей силой глобального перехода к использованию возобновляемых источников энергии. Правительства, компании и частные лица играют ключевую роль в продвижении этого перехода. Стимулы, политика и инвестиции, поддерживающие разработку и внедрение технологий возобновляемой энергии, имеют решающее значение для ускорения отказа от ископаемого топлива. Осведомлённость общественности и образование также являются важнейшими компонентами, способствующими коллективной приверженности устойчивому энергетическому будущему.



Рис. 1. Эмблема конференции.

IV Международная конференция по изменению климата и возобновляемой энергии океана (CCORE 2025), которая прошла с 30 по 31 июля 2025 г. в формате онлайн (рис. 1). Это мероприятие позволило создать площадку, объединяющую форум для студентов, постдоков и опытных ученых для обмена идеями и внесения вклада в комплексный подход к изменению климата и возобновляемой энергии океана, направленный на создание международной платформы обмена и сотрудничества, реализацию действий продвижения научных и технологических инноваций, ускорение интеллектуальной трансформации в условиях климатических изменений.

На заседаниях конференции были заслушаны научные доклады ученых университетов и представителей промышленности в областях климатических изменений и использования энергии океана.

Данная конференция была организована Центром морских исследований и технологий, Университетом Эдуардо Мондилане, Мозамбик (Centre for Marine Research and Technology, Eduardo Mondilane University, Mozambique), Water Development Ltd. Сплит, Хорватия (Water Development Ltd. Split, Croatia), Университетом науки и технологий Цзянсу, Китай (Jiangsu University of Science and Technology, China), Обществом передовой науки и техники (SASE), China.

В конференции приняли участие ведущие ученые:

- Проф. Саим Мемон, пленарный докладчик, Sanyou London Pvt Ltd, Великобритания;
- Проф. Три Ретнанингси Соепробовати, пленарный докладчик, Университет Дипонегоро, Индонезия
- Проф. Серджио Пенья Нейра, председатель симпозиума, мэр университета, Чили;
- Проф., доктор медицинских наук Мунир Хайет Хан, основной председатель Международного университета INTI, Малайзия;

— Проф. Хоссам А. Габбар, основной докладчик, Технологический университет Онтарио, Канада;

— Проф. Шарифа Рафида Ван Алви, бывший основной докладчик, Технологический университет Малайзии, Малайзия.

Основными докладчиками на конференции являлись:

Основной докладчик I

Проф. Джон Уильям

Университет Пердью, Шеффилд, США. Тема доклада: *От морской ветроэнергетики к зелёному водороду: взгляд на удалённую добычу полезных ископаемых в Южной Америке.*



Основной докладчик II

Проф. Вячеслав Бурлов

Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого. Российский государственный гидрометеорологический университет. Тема доклада: *Теория интеграции процессов управления территориальным развитием в интересах нейтрализации последствий изменения климата.*



Основной докладчик III

Проф. Лукаш Крушевский

Институт геологических наук Польской академии наук, Польша. Тема доклада: *Спонтанные угольные пожары как забытый фактор динамики изменения климата.*



Основной докладчик IV

Доктор Рут Потопсингх

Консультант по вопросам энергетики и окружающей среде. Тема доклада: *Инновационные стратегии внедрения возобновляемых источников энергии для достижения целей по борьбе с изменением климата в Карибском регионе.*



Основной докладчик V

Доктор Вишну Д. Раджпут

Южный федеральный университет, Россия. Тема доклада: *Здоровье почвы в эпоху изменения климата.*



Основной докладчик VI

Доктор Милад Шадман

CORPE/Федеральный университет Рио-де-Жанейро (UFRJ). Тема доклада: *Водород из морских возобновляемых источников энергии: возможности и проблемы.*



Основной докладчик VII

Проф. Луис Анджело М. Данао

Филиппинский университет, Дилиман, Филиппины. Тема доклада: *Развитие морской ветроэнергетики на Филиппинах: проблемы и возможности.*



Основной докладчик VIII

Проф. Саад Й. Джасим

Университет Виндзора, Канада. Тема доклада: *Влияние изменения климата на устойчивость водных ресурсов.*



Основной докладчик IX

Доктор Шахриар Шамс

Университет Брунея, Бруней-Даруссалам. Тема доклада: *Решение проблем, связанных с водными ресурсами, посредством разумного и устойчивого управления в условиях меняющегося климата.*



Основной докладчик X

Проф. Ни Ньоман Пуджианики

Университет Удаяна, Бали. Тема выступления: *Индикаторы изменения климата на основе тенденций осадков с использованием данных CHIRPS в прибрежных районах Бали, Индонезии.*



Основные направления работы международной конференции CCORE 2025:

- технологии возобновляемой энергии;
- глобальные изменения окружающей среды и управление экосистемами;
- инструменты прогнозного моделирования и поддержки принятия решений;
- катастрофы, связанные с климатом, и их сокращение;
- интеллектуальная интеграция технологий возобновляемой энергетики;
- глобальное потепление;
- разработка и использование энергии океана;
- политика и экономика в области энергетики океана;
- влияние изменения климата на возобновляемую энергию океана;
- влияние изменения климата на водные ресурсы и управление реками;
- влияние изменения климата на здоровье и благополучие;
- изменение климата и региональное экономическое развитие;
- региональное моделирование климата;
- проблемы, возможности и решения для обеспечения устойчивости к изменению климата;
- финансирование мер по смягчению последствий изменения климата в городах;
- выбросы парниковых газов и их измерение;

- гидрология и изменение климата;
- управление подземными водами и изменение климата;
- выбросы парниковых газов и их измерение.

CCORE 2025 — ведущая междисциплинарная платформа для презентации новых достижений и результатов исследований в области изменения климата и возобновляемой энергии океана. Конференция объединила исследователей, инженеров и учёных со всего мира, работающих в данной области. В конференции участвовали учёные по различным вопросам изменения климата и возобновляемой энергии океана из Бразилии, Китая, Пакистана, Японии, Индии, Малайзии, Вьетнама, Швеции, Франции, Германии, Канады, США, стран Карибского бассейна, Чили, Сингапура, Филиппин, Индонезии, России и других стран.

Российских ученых представлял профессор кафедры Информационных технологий и систем безопасности РГГМУ Бурлов Вячеслав Георгиевич как ключевой (основной) докладчик конференции, поэтому ему была дана возможность пропагандировать научные и образовательные возможности РГГМУ в международном информационном пространстве Африки, Европы, Азии, Северной и Южной Америки с декабря 2024 г. по июль 2025 г.

По предложению оргкомитета конференции CCORE 2025 В. Г. Бурлов совместно со своей аспиранткой А.В. Новиковой выступил с докладом на тему *«Теория интеграции процессов управления развитием территорий в интересах нейтрализации последствий климатических изменений»* (Theory of Integration of Processes management of territorial development in the interests of neutralizing the effects of climate change).

Стратегическое управление регионом требует формирования процессов с заранее заданными свойствами, что, в свою очередь, требует решения прямой задачи управления. Однако ее решение не позволяет удовлетворить полностью сформулированные требования, поэтому целесообразно использовать концепцию управления, основанную на синтезе, которая уже позволяет более полно удовлетворить эти требования [4—6]. Новый подход основан на решении обратной задачи управления. Решение обратной задачи управления позволяет сформулировать условия применения методов и моделей программно-целевого управления.

Подход, в отличие от известного, позволяет гарантировать достижение цели стратегического управления. Новый результат был получен за счет применения закона сохранения целостности объекта [5—7]. Результаты позволили установить взаимовлияния модели стратегического управления регионом и ноль — мерной климатической модели в интересах нейтрализации последствий климатическим изменений.

Участие в конгрессе позволило продемонстрировать научно-технические возможности Российского государственного гидрометеорологического университета и Санкт-Петербургского политехнического университета Петра Великого в интересах внедрения современных методов и моделей управления нейтрализации последствий климатических изменений в процессы образовательной, научной и проектной деятельности.

Высоко оценивая данное мероприятие, можно сделать следующий вывод: «На конференции были представлены научные доклады от ученых и представителей промышленности по тематике нейтрализации последствий климатических изменений и использования энергии океана. Таким образом, конференция позволяет укрепить научное сотрудничество между промышленностью, университетами и исследователями в области исследования климатических изменений и энергии океана различных стран. Обмен результатами исследований позволяет обеспечить качественное и высокоуровневое построение системы нейтрализации климатических изменений и использования энергии океана на благо всего человечества».

Список литературы

1. Karper H., Engler H. (2013) Mathematics and climate // SIAM. Philadelphia. 2013. 295 p.
2. McGuffie K., Henderson-Sellers A. The climate modelling primer // Wiley. New York. 2014. P. 456.
3. Soldatenko S. A., Yusupov R. M. Sensitivity and Feedback Loops of a Zero-Dimensional Climate Model in the Context of the Weather and Earth's Climate Control. SPIIRAS Proceedings. 2017. Issue. 3 (52). ISSN 2078—9181 (print), ISSN.
4. Goode H. H., Machol R. E. System Engineering: An Introduction to the Design of Large-Scale Systems. McGraw-Hill Book Co., New York. 1957.
5. Burlov V. G. The methodological basis for solving the problems of the information warfare and security protection. In: Proceedings of the 13th International Conference on Cyber Warfare and Security (ICCWS 2018), pp. 64—74.
6. Burlov V. G. Mathematical Model of Human Decision: A Methodological Basis for the Functioning of the Artificial Intelligence System. In: 2nd European Conference on the Impact of Artificial Intelligence and Robotics (ECIAIR 2020), pp. 38—49. Instituto Universitário de Lisboa (ISCTE-IUL), Portugal.
7. Burlov V. G. Law of Conservation of the Integrity of an Object: The Methodological Basis for the Strategic Management of Complex Social and Economic Systems. 17th European Conference on Research Methodology for Business and Management Studies. ECRM 2018. The University of Roma TRE Rome, Italy, 12—13 July 2018, pp 60—69.
8. Солиман Х., Карпенкова (Украинцева) Д. А., Бурлов В. Г., Домостроева А. А. Оценивание морского ветроэнергетического потенциала на Сирийском побережье на основе математического моделирования в среде ГИС. Гидрометеорология и экология. 2023. № 72. С. 556—573.
9. Солиман Х., Бурлов В. Г., Украинцева Д. А. Использование нечеткой логики в среде ГИС для выбора местоположения ветряных электростанций на примере провинции Хомс, Сирия. Международный научно-исследовательский журнал. 2022. № 11 (125).
10. Солиман Х., Бурлов В. Г. Оценка площадок солнечных ферм методами МКА и МАИ на основе геоинформационных систем ГИС. Международный научно-исследовательский журнал. 2022. № 2—1 (116). С. 103—112.

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 80

НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Литературный редактор Л. В. Кипнес, канд. пед. наук, доцент
Технический редактор М. В. Иванова

Выход в свет 13.10.2025. Формат 70×100 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Электронно-сетевое издание. Усл. печ. л. 14,1375. Заказ № 1504.
Адрес издателя, редакции и типографии: РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., д. 79.

Учредитель: Российский государственный гидрометеорологический университет
