

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

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

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 79

Научно-теоретический журнал

Издается с октября 2005 года

Выходит 4 раза в год

ISSN 3034-4190

Санкт-Петербург
РГГМУ
2025

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, доцент (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.; **Лобанов 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.; **Прошутинский 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

№ 79

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. 79. St. Petersburg : RSHU Publishers, 2025. 146 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; **Kholmazhanov B. M.**, Grand PhD in Geography, Executive editor, 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

Океанология. Обзор

- И. Л. Башмачников.* Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 1. Данные наблюдений 207

Океанология

- В. С. Травкин, Н. А. Тихонова, Е. А. Захарчук.* К оценке синоптических аномалий солёности в придонном слое Балтийского моря и их статистических характеристик 226

Гидрология

- Л. И. Лесничий, Е. В. Гайдукова, К. И. Гриценко, Д. А. Едакин.* Применение геофилтратационной модели для адаптации гидрологических моделей стока с водосбора для долгосрочных прогнозов водопритока к действующим карьерам 247
- Т. В. Скороспехова, А. Д. Журавлева, И. Л. Калюжный.* Таяние снежного покрова и водоотдача из снега на верховых болотах (на примере болот Карельского перешейка и Кольского полуострова) 261
- С. С. Суванкулов, Л. М. Карандаева, Д. М. Тургунов.* Распределение модуля стока в бассейнах рек Чирчик—Ахангаран 281

Метеорология

- А. Д. Кузнецов, С. В. Крюкова, В. С. Никитина, О. С. Сероухова, Т. Е. Симакина.* Статистическая экстраполяция профиля индекса коэффициента преломления. 292
- А. И. Груздев, В. А. Лобанов.* Оценка современных климатических изменений температуры воздуха в Северо-Западном Федеральном округе 307

Экология

- Е. А. Минакова, А. П. Шлычков, С. А. Кондратьев, Д. А. Минакова.* Особенности формирования внешней биогенной нагрузки равнинных водохранилищ (на примере Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах Республики Татарстан) 324

Хроника. История. Персоналии

- А. О. Волгушева.* Владимир Юльевич Визе — ученый-полярник, художник, писатель, честный человек. 337
- Памяти Александра Васильевича Родина 344

Contents

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 1: Observations 207

Oceanology

- V. S. Travkin, N. A. Tikhonova, E. A. Zakharchuk.* Assessment of synoptic salinity anomalies in the bottom layer of the Baltic Sea and their statistical characteristics 226

Hydrology

- L. I. Lesnichii, E. V. Gaidukova, K. I. Gritsenko, D. A. Edakin.* Application of groundwater flow modeling to adapt hydrological models of runoff from a catchment for long-term forecasts of water inflow to operating open-pit mines 247
- T. V. Skorospelkova, A. D. Zhuravleva, I. L. Kalyuzhny.* Melting of snow cover and water yield from snow in ombrotrophic mires (using the example of bogs of the Karelian Isthmus and the Kola Peninsula) 261
- S. S. Suvankulov, L. M. Karandayeva, D. M. Turgunov.* Distribution of the runoff module in the Chirchic—Akhangaran river basins. 281

Meteorology

- A. D. Kuznetsov, S. V. Kryukova, V. S. Nikitina, O. S. Seroukhova, T. E. Simakina.* The refractive index profile statistical extrapolation 292
- A. I. Gruzdev, V. A. Lobanov.* Assessment of modern climate changes in air temperature in the Northwestern Federal District 307

Ecology

- E. A. Minakova, A. P. Shlychkov, S. A. Kondratyev, D. A. Minakova.* Features of the formation of external nutrient load of lowland reservoirs (using the example of the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within the borders of the Republic of Tatarstan). 324

- Chronicle. Story. Personalies** 337

Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 207—225.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(79):207—225.

ОКЕАНОЛОГИЯ. ОБЗОР

Научная статья

УДК 551.465.42(261)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225

Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди.

Часть 1. Данные наблюдений

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. Статья представляет собой обзор результатов натурных исследований проявлений на поверхности моря внутритермоклинных антициклонических вихрей средиземноморских вод в Атлантике (медди). Имея ядро в слое 500—1500 м, медди генерируют антициклон в верхнем слое океана, аномалии относительной завихренности которого достигают $-0,15 f$, а радиус обычно превышает радиус ядра медди. Сигнал медди был устойчив в течение нескольких месяцев, но мог эпизодически пропадать. В отличие от поверхностных антициклонов медди обычно формируют отрицательные аномалии в поле температуры поверхности океана. Результаты работы можно распространить на другие виды подповерхностных вихрей.

Ключевые слова: подповерхностные мезомасштабные вихри, медди, проявления на поверхности океана, уровень моря, температура поверхности океана.

Благодарности: исследование выполнено при финансовой поддержке гранта СПбГУ № 119330991 и проекта РНФ 25-17-00021.

Для цитирования: Башмачников И. Л. Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 1. Данные наблюдений // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 207—225. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225.

OCEANOLOGY. REVIEW

Original article

The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies.

Part 1: Observations

Igor L. Bashmachnikov^{1, 2}

¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, igorb1969@mail.ru

² Nansen International Environmental and Remote Sensing Center, St. Petersburg, Russia

Summary. This study is a review of the manifestations of the subsurface mid-depth Mediterranean water eddies in the Atlantic (meddies) on the sea surface. Meddy cores are observed at mid-depths and their

manifestation on the sea surface is not obvious. The results showed that the meddy signal at sea level forms an anticyclone above the meddy coupled with the meddy core. The associated sea level anomalies can be up to 10—20 cm, and the relative vorticity anomaly reaches $-0,15 f$. The intensity of the meddy signal on the sea surface is comparable to that of the most intense surface eddies in the study area. The dynamic radii of meddy surface signals usually exceeds those of the meddy cores.

The meddy sea-surface signals are quite stable and can be tracked using satellite altimetry data for several months, but also may occasionally disappear. A temporary disappearance of the signal usually occurred either when a meddy crosses the Azores Current, or “dives” under a surface cyclone. This usually lasts for several days, followed by the signal recovery.

With pronounced background gradients of the sea surface temperature (SST), the subsurface anticyclonic meddy forms a negative SST anomaly in the central part of its sea-surface signal, which distinguishes it from the SST signal of surface anticyclones. The main mechanism is the rise of isotherms over subsurface anticyclones. In addition to the direct effect, when water temperature decreases with depth, the accompanying isopycnal rise results in “wrapping” of warmer waters (usually entrained from the south) around the periphery of the colder core over the meddy. For the effective functioning of this second mechanism, sufficiently pronounced background SST gradients are required.

The obtained results can be applied to manifestations on the ocean surface of other mesoscale eddies with deep cores.

Keywords: subsurface mesoscale eddies, manifestations on the sea surface, sea level, sea surface temperature.

Acknowledgments: The study was carried out with the financial support of the grant of St. Petersburg State University No. 119330991 and RSF project 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 1: Observations. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(207—225). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225. (In Russ.).

1. Введение

Мезомасштабные вихри вносят существенный вклад в формирование особенностей крупномасштабной динамики вод океана, замыкают баланс массы крупномасштабной циркуляции, формирующейся под воздействием внешних сил, играют важнейшую роль в обмене энергией и энтропией между движениями различных масштабов и конечной диссипации энергии движений в океане в тепло. Несмотря на то, что перенос тепла вихрями составляет не более 10—15 % по сравнению с адвекцией средними течениями [1, 2], вклад вихрей во временную изменчивость горизонтального переноса тепла, в среднем по Мировому океану, оценивается в 30 %, несколько возрастаая в тропиках и в Южном океане [3].

Появление спутниковых наблюдений в конце XX века, особенно данных спутниковой альтиметрии, открыло эпоху массового изучения мезомасштабных явлений в океане [4, 5, 6]. По данным спутниковой альтиметрии AVISO, была получена статистика характеристик когерентных мезомасштабных образований (радиусов, интенсивности возмущения уровня моря, показателей нелинейности, скорости движения вихрей и др.). Было показано, что кинетическая энергия мезомасштабных вихрей в среднем на 2 порядка превышает кинетическую энергию крупномасштабных течений [7, 8, 9].

Помимо поверхностных вихрей, по данным натурных наблюдений, были также выделены многочисленные подповерхностные вихри, ядра которых находятся на глубине [10, 11, 12, 13, 14]. Наблюдаемые вблизи поверхности моря подповерхностные вихри могут не только непосредственно генерироваться на глубине, но часто являются результатом погружения ядер поверхностных вихрей вдоль

заглубляющихся изопикн [15, 16]. Динамика подповерхностных вихрей обладает рядом особенностей, однако сложности наблюдения подповерхностных вихрей ограничивают возможности их изучения по данным наблюдений. В связи с этим в настоящее время основными источниками информация о динамике подповерхностных вихрей являются данные численных и лабораторных моделей, а также теоретические исследования [17, 18, 19, 20]. Выявление сигналов подповерхностных вихрей с глубоким ядром на поверхности моря [21] открывает принципиальную возможность использования массовых спутниковых наблюдений для исследования динамики подповерхностных вихрей.

Эта статья представляет собой краткий обзор исследований проявлений внутритермоклинных вихрей средиземноморских вод в Атлантическом океане, которые называют медди (Mediterranean water eddies) [11, 22—25]. Медди были выбраны в качестве объекта исследования по нескольким причинам.

Во-первых, благодаря выраженным положительным аномалиям солёности и температуры в промежуточных слоях субтропической Атлантики медди трудно спутать с другими типами подповерхностных вихрей в регионе их распространения (рис. 1). В данном примере видно расщепление ядра медди, часть которого

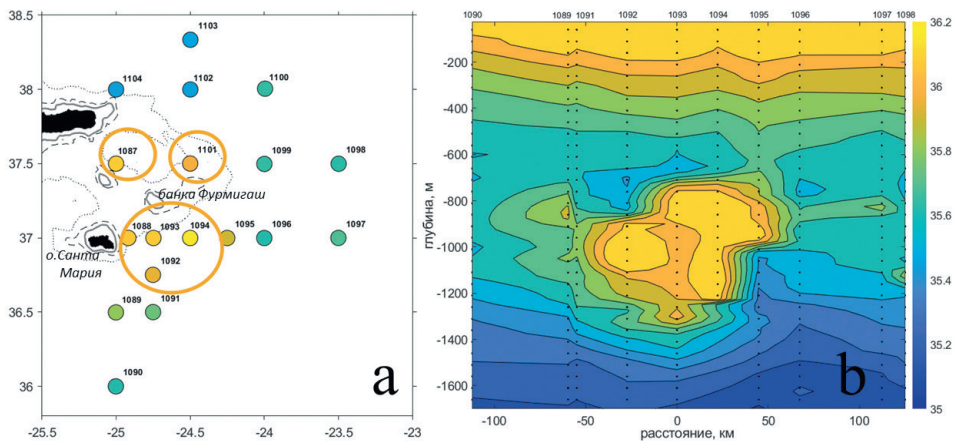


Рис. 1. Медди, наблюдавшийся к востоку от о. Санта Мария (Азорские острова) в октябре 2008 г.

(а) Положения вертикальных зондирований (кружки); цветом показана средняя солёность воды в слое 700—1100 м. Нанесены изобаты 500 м (сплошная линия), 1000 м (штриховая линия) и 2000 м (пунктир). Большим желтым кругом обозначено положение ядра медди; максимумы солёности к северу от подводной возвышенности предположительно являются результатом расщепления ядра медди на неровностях топографии. (б) Вертикальный разрез через медди; цветом показана солёность воды; вертикальные пунктирные линии — положения станций зондирования.

Fig. 1. Meddy, observed east of Santa Maria (Azores) in October 2008.

(a) Positions of the vertical casts (circles); the color shows the average salinity in the layer 700—1100 m. Isobaths of 500 m (solid line), 1000 m (dashed line) and 2000 m (dotted line) are shown. A large yellow circle indicates the position of the meddy core; the salinity maxima north of the underwater rise are presumably the result of splitting of the meddy core on irregular topography. (b) Vertical section across the meddy; the color shows the water salinity; the vertical dotted lines represent the positions of the casts.

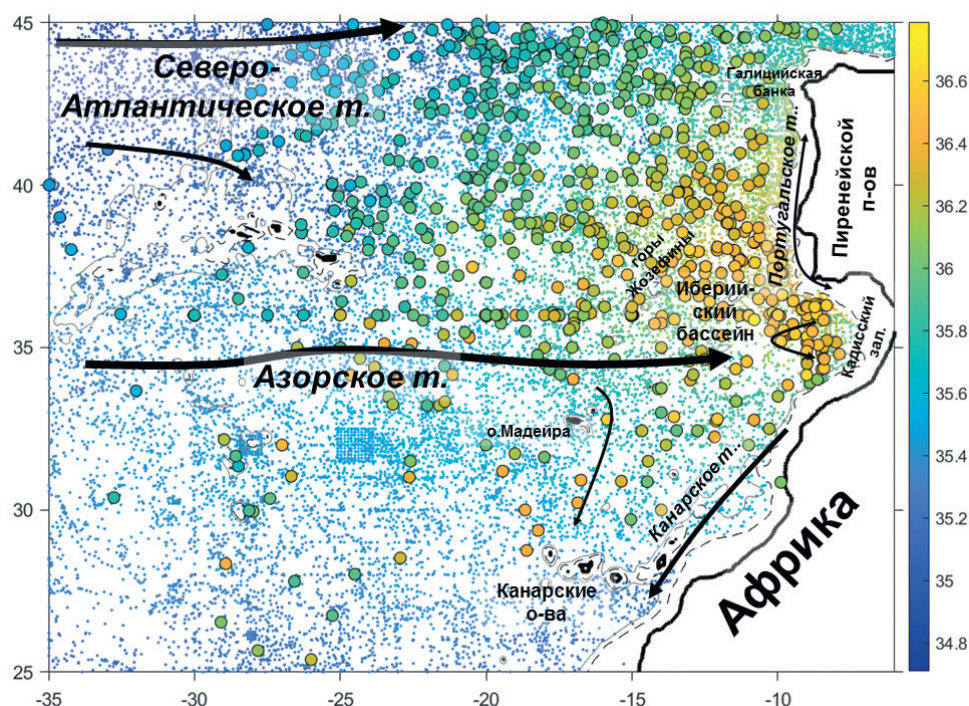


Рис. 2. Соленость воды на глубине 1200 м в субтропической Атлантике по данным вертикальных зондирований (1950—2012 гг.).

Ядра медди обозначены черными кружками, цветом внутри показаны максимальные значения солености ядра. Черными стрелками схематично нанесены поверхностные течения (*m*).

Fig. 2. Salinity at 1200 m in the subtropical Atlantic from vertical casts (1950—2012).

The meddy cores are indicated with black circles, the filling color is the maximum salinity of the meddy cores. The black arrows schematically represent the sea surface currents (*m*).

оторвалась от основного ядра и наблюдалась севернее банки Фурмигаш (рис. 1 *a*). Вокруг основного ядра (рис. 1 *б*) видно наличие отдельных локальных максимумов солености — результат частичного разрушения периферии ядра при его взаимодействии с топографией.

Во-вторых, район формирования медди локализован в сравнительно небольшой области континентального склона Пиренейского полуострова, от которого медди распространяются на запад и юго-запад. Это позволяет в первом приближении оценивать возраст медди по их удалению от полуострова, с чем, в частности, связано уменьшение солености ядер медди на запад (рис. 2).

В-третьих, несмотря на глубокое ядро (500—1200 м) и сильную стратификацию верхнего слоя океана, наблюдения показали, что динамический сигнал медди часто достигает поверхности моря и его интенсивность сравнима с интенсивностью поверхностных вихрей в регионе [26].

2. Наблюдения проявлений медди в аномалиях уровня моря

2.1. Наблюдения поверхностных сигналов медди по данным *in situ*

Впервые гипотеза о принципиальной возможности наблюдать медди на поверхности моря была выдвинута Kase and Zenk [27], которые обнаружили над двумя медди некоторую тенденцию поверхностных дрейфтеров к антициклоническому вращению. Эти не очень убедительные ввиду ограниченности информации наблюдения *in situ* были впоследствии подкреплены результатами численного гидродинамического моделирования [28].

В табл. 1 представлена подборка характеристик ядер нескольких медди из литературных источников, для которых было возможно оценить интенсивность связанного с медди антициклонического сигнала на поверхности моря. Для оценки скорости течения использованы как прямые наблюдения (данные поверхностных поплавков или доплеровских измерителей течений), так и геострофические расчеты. Из табл. 1 видно, что все исследованные медди формировали заметные динамические сигналы на поверхности моря с аномалией уровня 2—13 см. Пиковая скорость антициклонического вращения на поверхности моря составляла от 17 до 100 % (в среднем 62 %) от скорости вращения ядра медди. Это характерно как для небольших медди [29, 30, 31], так и для более крупных [32, 33]. Исключение составлял медди Ceres, пиковая азимутальная скорость поверхностного сигнала которого почти в 2 раза превышала скорость вращения ядра медди на глубине 800 м. Причиной было формирование над медди антициклонического меандра Азорского течения, что резко усилило поверхностную циркуляцию во время наблюдений [34]. В целом данные табл. 1 свидетельствуют о принципиальной возможности выделить сигнал медди в данных спутниковой альтиметрии.

Таблица 1

Наблюдения поверхностных проявлений медди: $v_{\theta m}$ и $v_{\theta 0}$ (см/с) — максимальная азимутальная скорость в ядре медди и в его поверхностном сигнале; ω_m и ω_0 (1/с) — соответствующие пиковые значения относительной завихренности; H (м) — глубина центра ядра медди, R_{vm} (км) — радиус, на котором азимутальная скорость максимальна. Аномалия уровня моря над медди (ζ , см) вычислялась в квазигеострофическом приближении как $\zeta = (fv_{\theta 0} + v_{\theta 0}^2/R_0)R_0/g$, где $R_0 = 2R_{vm}$, g — ускорение силы тяжести. ζ_{alt} (см) — аномалия уровня моря по данным спутниковой альтиметрии AVISO (для наблюдений с 1993 г.)

Observations of surface manifestations of meddies: $v_{\theta m}$ and $v_{\theta 0}$ (cm s⁻¹) are the maximum azimuthal velocity in the meddy cores and in their surface signals; ω_m and ω_0 (s⁻¹) are the corresponding peak values of relative vorticity; H (m) is the central depths of the meddy cores, R_{vm} (km) is the radius at which the azimuthal velocity reaches its maximum.

The sea level anomaly above meddies (ζ , cm) estimated for the quasi-geostrophic approximation as: $\zeta = (fv_{\theta 0} + v_{\theta 0}^2/R_0)R_0/g$, where $R_0 = 2R_{vm}$, g is the acceleration of gravity. ζ_{alt} (cm) is the sea level anomaly from AVISO satellite altimetry (for observations since 1993)

Медди: имя, положение, время, минимальная глубина наблюдений	H , м	R_{vm} , км	$v_{\theta m}$, см/с	$v_{\theta 0}$, см/с	$v_{\theta 0}/v_{\theta m}$, %	ζ (ζ_{alt}), см	$ \omega_m /f$	$ \omega_0 /f$	ω_0/ω_m , %	Ссылка
<i>Иберийский бассейн (молодые медди)</i>										
Ulla, 04.1997, 45° с.ш., 12° з.д., 0 м	1000	15	17	7	44 %	2 (2)	0,36	0,07	21 %	[29]

Медди: имя, положение, время, минимальная глубина наблюдений	H , м	R_{vm} , км	$v_{\theta m}$, см/с	$v_{\theta 0}$, см/с	$v_{\theta 0}/v_{\theta m}$, %	ζ (ζ_{alt}), см	$ \omega_m /f$	$ \omega_0 /f$	ω_0/ω_m , %	Ссылка
Pinball (A3), 01.1994, 37—38° с.ш., 10—12° з.д., 0 м	1100	18	25	15	60 %	6 (0)	0,52	0,16	30 %	[30, 35]
B2, 04—05.1991, 38° с.ш., 13° з.д., 100 м	1300	25	31	18	58 %	8	0,39	0,11	29 %	[36]
Aska(BI), 04—05.1991, 38° с.ш., 13° з.д., 100 м	1000	18	27	15	55 %	5	0,55	0,15	28 %	[36]
Smeddy, 3.1992, 36° с.ш., 9° з.д., 0 м	800	12	17	8	47 %	2	0,55	0,13	24 %	[31]
Aska (A)	—	17	23	12	56 %	4	0,48	0,12	26 %	[36]
B1	—	25	25	10	40 %	5	0,35	0,07	20 %	[36]
B2	—	30	31	18	58 %	10	0,36	0,10	30 %	[36]
A1	—	18	23	23	100 %	8	0,45	0,22	50 %	[35]
A2	—	37	20	17	83 %	12	0,19	0,08	42 %	[35]
<i>Азорский регион (старые медди)</i>										
Ceres, 07—09.1993, 36° с.ш., 24° з.д., 0 м	1000	30	12	23	192 %	13 (10)	0,15	0,14	96 %	[33]
Encelade, 10—11.1993, 33° с.ш., 21° з.д., 0 м	1000	35	14	8	57 %	5 (8)	0,17	0,06	29 %	[33]
Hyperion, 07.1993, 35° с.ш., 28° з.д., 0 м	900	35	20	13	65 %	8 (12)	0,23	0,07	33 %	[33]
Bobby92, 03.92, 35° с.ш., 23° з.д., 0 м	1100	22	30	15	58 %	6	0,54	0,13	23 %	[32]
A2, Азорско-Бискайское поднятие	—	< 40	15	13	87 %	9	0,14	0,06	43 %	[37]
Sharon84, 09.1984, 32° с.ш., 22° з.д., 100 м	1000	23	25	9	36 %	4	0,47	0,08	18 %	[38]
Sharon85, 10.1985, 27° с.ш., 24° в.д., 100 м	1100	17	18	3	17 %	1	0,53	0,04	8 %	[38]
Среднее	1050	24	19	12	62 %	7	0,40	0,11	32 %	

Примечание. ζ_{alt} определялась как разность между средними значениями уровня моря на расстояниях 0—20 км и 60—120 км от центра медди. Относительная завихренность ядра медди (w_m) получена по данным наблюдений или рассчитана по модели Рэлея $\omega_m = 2\sqrt{e} v_{\theta m} / R_{vm}$; в связи с известным отклонением профиля скорости в ядре медди от модели Рэлея [39, 40], вычисленное значение w_m уменьшено в таблице на 20 %.

Детальное исследование динамического сигнала по данным судового доплеровского измерителя течений (75 кГц) было проведено для медди Gago в Иберийском бассейне во время рейса НИС «*Almirante Gago Coutinho*» в августе 2010 г. (рис. 3 а). Ядро медди, по данным соседних поплавков ARGO, находилось в слое средиземноморских вод и имело относительно невысокие положительные аномалии солёности (0,2) и температуры (0,5 °C) в слое 800—1100 м [41]. Вертикальная

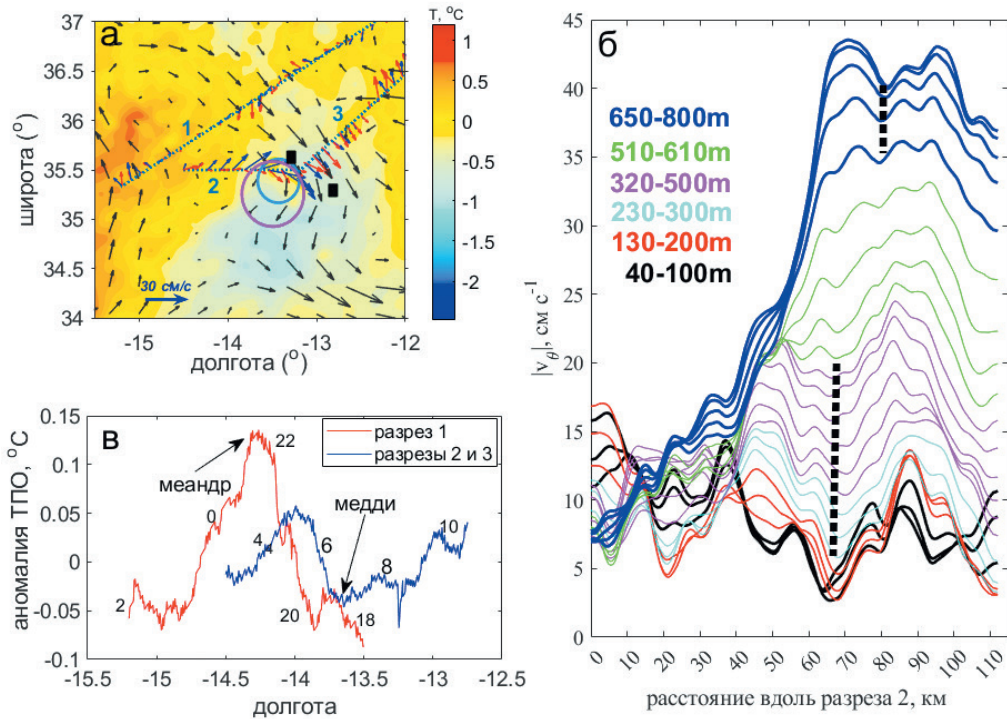


Рис. 3. (а) Поверхностные течения (черные стрелки) по данным AVISO и температура поверхности моря (цвет, °C) по данным MUR SST 24 августа 2010 г. Светло-синие линии — судовые разрезы (пронумерованы 1, 2, 3) 27 августа 2010 г., красные стрелки — течения по данным ADCP на глубине 100 м, синие — на глубине 700 м. Синяя окружность — положение медди Gago, розовая — положение его поверхностного сигнала, черные квадраты — близлежащие профили ARGO. (б) Скорость течения (см/с) через медди Gago как функция расстояния вдоль разреза 2 (с запада на восток). Черные вертикальные пунктирные линии – центры медди Gago (верхний отрезок) и его поверхностного сигнала (нижний отрезок). (в) Аномалии температуры по встроенному судовому термометру (глубина 4 м) вдоль разрезов 1, 2 и 3, показанных на (а), с удаленными линейными трендами (по [41]).

Fig. 3. (a) Surface currents (black arrows) from AVISO and sea surface temperature (color, °C) from MUR SST on August 24, 2010. The light blue lines represent ship sections (numbered 1, 2, 3) on August 27, 2010, the red arrows represent currents at a depth of 100 m according to ADCP data, and the blue arrows represent currents at a depth of 700 m. The blue circle is the position of meddy Gago, the pink circle is the position of its surface signal, the black squares are the nearby ARGO profiles. (b) The current velocity (cm s⁻¹) through meddy Gago as a function of the distance along section 2 (from west to east). The black vertical dotted lines show the centers of meddy Gago (the upper segment) and of its surface signal (the lower segment). (c) Temperature anomalies according to the ship thermometer (4 m depth) along sections 1, 2 and 3 shown in (a), with the linear trends removed (following [41]).

структура интенсивности антициклонического вращения свидетельствовала об уменьшении азимутальной скорости от 30—40 см/с в ядре медди на 800 м (максимальной глубине зондирования ADCP) до 5—10 см/с у поверхности моря (рис. 3 б). Радиус, определяемый здесь по максимуму модуля азимутальной скорости, на глубине 700—800 м составил 10—15 км, что типично для медди в Иберийском бассейне [32, 36], а к поверхности моря (в слое 0—300 м) вырос до 25 км. Последняя величина близка к первому бароклинному радиусу деформации Россби в районе исследования (рис. 3 б).

Таким образом, поверхностный сигнал полностью накрывал медди, несмотря на смещение его оси относительно центра медди. Между медди и его поверхностным сигналом находился переходный 100—150-метровый слой, где скорость вращения быстро уменьшалась, а радиус вихря резко увеличивался (рис. 3 б).

Из этих наблюдений можно заключить, что поверхностный сигнал медди формируется как обособленный вихрь, взаимодействующий с медди. Подобные и связанные друг с другом вихри в разных слоях осуществляют совместное вращение вокруг общего центра или выстраиваются в единую структуру с общей вертикальной осью [42, 43, 44, 45]. В обоих случаях, за счет в 2 раза меньшего радиуса, медди Gago все время должен был оставаться покрытым его поверхностным сигналом.

2.2. Наблюдения поверхностных сигналов медди по данным спутниковой альтиметрии

С появлением спутниковой альтиметрии в работе [21], где использовались альтиметрические данные спутника Geosat еще довольно невысокой точности, удалось впервые проследить несколько медди в Иберийском бассейне, причем самый мощный из сигналов можно было наблюдать дольше года. Впрочем, оставалось неясным, действительно ли отслеживался сигнал медди, фиксированного по данным единичного полигона наблюдений *in situ*, или аномалия уровня моря перемещалась независимо от выявленного внутритермоклинного вихря. В дальнейшем, по вдольтрековым альтиметрическим данным спутника Topex/Poseidon, было показано, что аномалия уровня моря над крупным медди, который двигался некоторое время вдоль трека Topex/Poseidon, сопровождала медди в течение месяца [35]. Сигнал был четким, а аномалия уровня составляла порядка 10 см, даже когда трек пересекал медди на расстоянии 50—60 км от его центра. На расстоянии 90—100 км от центра (на границе медди) поверхностный сигнал медди все еще был слабо различим, но его амплитуда уже была на уровне фонового шума. Совместное движение медди и их сигналов на поверхности моря прослеживалось также по перемещению характерных спиралевидных структур в поле температуры поверхности океана (ТПО). Дальнейшие исследования показали, что поверхностные проявления медди различимы также в интерполированных данных спутниковой альтиметрии AVISO [26]. Эти сигналы можно было непрерывно отслеживать в течение многих месяцев.

Для обнаружения поверхностных сигналов медди на регулярной сетке данных альтиметрии AVISO должны быть выполнены 2 условия:

1) аномалия уровня моря, создаваемая медди, должна превышать уровень шума (2—4 см, [46]);

2) радиус поверхностного сигнала должен быть достаточно большим, чтобы его пересек хотя бы один из альтиметрических треков, используемых при построении карты AVISO.

Tournadre [47] показал, что, используя миссию Geosat (или одну из более поздних аналогичных миссий ERS, Envisat, Jason) совместно с миссией Т/Р (или более позднюю аналогичную миссию Sentinel), можно обнаружить 95 % вихрей радиусом от 60—70 км и 60 % вихрей радиусом 30 км с вероятностью 80 %, если вихри перемещаются со скоростью не более 10 см/с. Под динамическим радиусом вихря здесь и далее понимается расстояние от центра вихря, на котором относительная завихренность ядра меняет знак на противоположный. При характерном динамическом радиусе медди и его поверхностного сигнала 30 км аномалии уровня моря поверхностного сигнала медди будут иметь диаметр порядка 120 км. Согласно результатам Tournadre [47], вероятность обнаружения таких вихрей не будет лимитирована пространственным разрешением данных спутниковой альтиметрии.

Результаты наблюдений вдольтрековых проявлений аномалий уровня моря над медди, непрерывно отслеживавшихся в течение многих месяцев поплавокми RAFOS, свидетельствуют, что центры поверхностных проявлений медди, в подавляющем большинстве случаев, расположены в пределах одного динамического радиуса от центра медди [26]. Данные табл. 2 свидетельствуют об убывании аномалии относительной завихренности поверхностного сигнала медди с расстоянием от его центра. Присутствие антициклонического сигнала в альтиметрии AVISO наблюдалось в течение 70—100 % от всего времени наблюдений. Таким образом, поверхностные сигналы этих медди непрерывно отслеживались в течение многих месяцев несмотря на то, что на большей части периода наблюдений (1993—1995 гг.) имелись только данные единственной на тот момент спутниковой миссии Торех/Poseidon (табл. 2). При этом в исследуемом относительно динамически спокойном районе субтропической северо-восточной Атлантики сигналы над медди значительную часть времени были сравнимы по своей интенсивности с наиболее выраженными региональными мезомасштабными образованиями — меандрами Азорского течения (табл. 2).

Таблица 2

Средние значения относительной завихренности (ω), нормированные на параметр Кориолиса f , на поверхности моря по данным AVISO на разном удалении от центра медди; ω_0 — пиковая относительная завихренность в пределах 100 км от центров медди

The average relative vorticity (ω), normalized by the Coriolis parameter f , on the sea surface from AVISO data at different distances from the meddy centers; ω_0 — peak relative vorticity within 100 km from meddy centers

Медди, промежуток наблюдений	Zoe	Hyperion	Encelade	Ceres	Pinball *
	09.94—02.95	07.93—06.94	11.93—05.94	08.93—01.94	01—09.94
ω/f на расстоянии < 20 км	−0,07 ± 0,02	−0,06 ± 0,03	−0,08 ± 0,02	−0,05 ± 0,06	−0,02 ± 0,02

Медди, промежутков наблюдений	Zoe 09.94—02.95	Hyperion 07.93—06.94	Encelade 11.93—05.94	Ceres 08.93—01.94	Pinball * 01—09.94
ω/f на расстоянии 45 км	$-0,03 \pm 0,01$	$-0,03 \pm 0,02$	$-0,06 \pm 0,01$	$-0,03 \pm 0,03$	$-0,01 \pm 0,01$
ω/f на расстоянии 75 км	$0,01 \pm 0,01$	$-0,01 \pm 0,01$	$-0,02 \pm 0,01$	$-0,01 \pm 0,01$	$-0,00 \pm 0,01$
Среднее фоновое значение ω/f в квадрате $4^\circ \times 4^\circ$	$-0,005 \pm 0,003$	$0,001 \pm 0,005$	$0,004 \pm 0,002$	$0,000 \pm 0,003$	$0,001 \pm 0,001$
ω_0/ω_m , %	20 ± 5 % **	40 ± 20 %	35 ± 5 %	45 ± 45 %	20 ± 35 %
$\omega_0 < 0$, в % от времени наблюдений	100 %	93 %	100 %	70 %	78 %
% времени, когда макс. относительная завихренность наблюдалась над медди (в квадрате $4^\circ \times 4^\circ$)	20 %	35 %	90 %	40 %	20 %

* Включает начальный период стагнации вихря, когда антициклонический сигнал над ним еще не сформировался.

** В связи с отсутствием информации относительная завихренность ядра была принята постоянной и равной $-0,2f$.

Для анализа поверхностных сигналов использовалась база 209 медди (рис. 4), наблюдавшихся с 1993 г., для которых можно было оценить интенсивность поверхностного сигнала по данным наблюдений спутниковой альтиметрии AVISO [48], поскольку *in situ* наблюдения позволяли оценить глубину и радиус ядра медди, а также аномалию частоты плавучести ядра. Поверхностным проявлением медди считалась ближайшая к его центру отрицательная аномалия относительной завихренности, наблюдавшаяся в течение ± 10 дней от даты наблюдений ядра медди *in situ* в пределах двух динамических радиусов от центра медди. Средний динамический радиус такой аномалии (R_0) не должен был превышать двух динамических радиусов медди (R_m). Максимальная аномалия уровня моря (ζ_{alt}) рассчитывалась как разность максимального значения уровня моря в выделенной области поверхностного сигнала медди и среднего уровня моря в окрестности медди (в кольце $1,5—2,0 R_0$).

Аномалии уровня моря над медди, как правило, составляли от 4 до 20 см, что превышает уровень шума альтиметрии AVISO (рис. 4). Рассчитанные по этим данным аномалии относительной завихренности поверхностных сигналов медди составляли от $-0,05f$ до $-0,15f$, что соответствует данным наблюдений *in situ* (табл. 1). Среднее расстояние между центрами медди (выделенных по данным *in situ*) и центрами их поверхностных сигналов (выделенных по данным альтиметрии AVISO) было менее 10 км [48]. То есть, в пределах пространственного разрешения альтиметрии AVISO, большинство поверхностных сигналов медди находилось непосредственно над ядром медди (см. также табл. 2). Это указывает на преобладающее выстраивание медди и его поверхностного сигнала в единую по вертикали структуру (см. также [41, 44, 49]). В отсутствие сильного внешнего форсинга такие связанные по вертикали вихри далее распространяются как единое целое [18]. При наличии сдвига осей центры поверхностных сигналов чаще

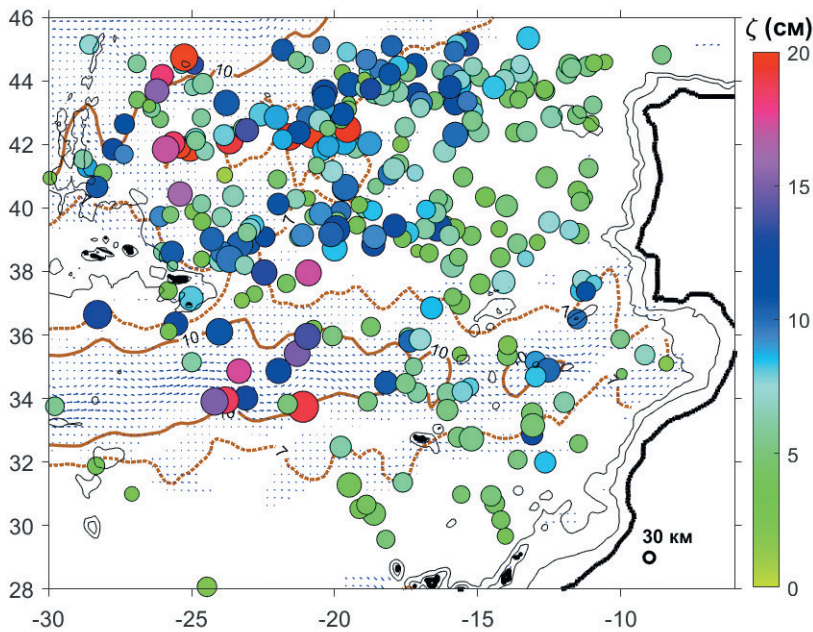


Рис. 4. Пространственное распределение максимальных аномалий уровня моря ζ_{obs} (см, цвет) поверхностных проявлений медди по данным спутниковой альтиметрии AVISO.

Размер кружков соответствует динамическим радиусам поверхностных проявлений медди (R_0 , нелинейная шкала; референтное значение $R_0 = 30$ км показано в правом нижнем углу).

Охровыми контурами показан модуль скорости среднего поверхностного течения: сплошными — 10 см/с, пунктиром — 7 см/с; направления наиболее интенсивных течений AVISO показаны синими стрелками.

Fig. 4. Spatial distribution of the maximum sea level anomalies ζ_{obs} (cm, color) of the meddy surface signals from AVISO satellite altimetry data.

The size of the circles corresponds to the dynamic radius of the meddy surface signals (R_0 , non-linear scale; the reference value $R_0 = 30$ km is shown in the lower right corner). The other contours show the modulus of the mean sea surface current velocity: solid lines — 10 cm/s, dotted lines — 7 cm/s; the directions of the most intense AVISO currents are shown with blue arrows.

всего были смещены к переднему фронту движущихся на запад, юго-запад (южнее Азорского течения) и северо-запад (севернее Азорского течения) медди [48]. Направление основных поверхностных течений в регионе на восток и юго-восток свидетельствует о преимущественном нахождении сигналов либо непосредственно над медди, либо на переднем фронте движущихся медди. Отмечается рост аномалий уровня и радиусов поверхностных сигналов медди к западу, что связывается с захватом медди части энергии поверхностных течений [50]. Уменьшение аномалий уровня и радиусов поверхностных сигналов медди к югу от Азорского течения связывается с потерей части массы медди при пересечении ими Азорского течения.

3. Особенности формирования аномалий температуры поверхности океана над медди

Сигнал медди на поверхности моря в данных спутниковой альтиметрии не отличается от сигналов поверхностных антициклонов, что затрудняет идентификацию подповерхностных вихрей. В этом разделе будет показана принципиальная возможность отличить сигнал подповерхностного антициклона от сигнала поверхностного антициклона путем привлечения данных ТПО. Формируясь преимущественно из меандров крупномасштабных течений, ядра поверхностных антициклонов содержат воды более теплой стороны фронта. Дальнейшая конвергенция теплых поверхностных вод в ядре поддерживает положительные аномалии ТПО в центральной части поверхностного антициклона. Наблюдения поверхностных сигналов медди, наоборот, показывают пониженные значения ТПО в центре вихря по сравнению с его периферией [26].

Для анализа устойчивости холодной аномалии над медди в поле ТПО была использована база данных Multiscale Ultra-high Resolution [51] с пространственным разрешением 1×1 км и суточным временным разрешением, которая представляет собой объединение ночных спутниковых наблюдений в инфракрасном и микроволновом диапазонах. Измеряемая со спутников температура верхнего скин-слоя приводится к температуре верхнего перемешанного слоя путем привлечения различных наблюдений *in situ*.

На рис. 5 приведены аномалии ТПО вдоль траектории медди ARGO352, отслеженного *in situ* с помощью профилирующего поплавка ARGO. Медди характеризовался сильными аномалиями солёности ($> 0,3$) в слое 750—1500 м. Буй ARGO находился в ядре медди ARGO352 в течение семи месяцев с момента его формирования вблизи Лиссабонского каньона в октябре 2005 г. и до момента потери сигнала вблизи гор Жозефины в мае 2006 г. (рис. 5 а). На поверхности моря медди непрерывно сопровождала выраженная отрицательная аномалия относительной завихренности в диапазоне от $-0,08 f$ и до $-0,05 f$ (рис. 5 б) с динамическим радиусом около 50 км. В течение 75 % времени наблюдений поверхностный сигнал медди характеризовался отрицательной аномалией ТПО относительно окружающего океана: средние аномалии ТПО центральной области поверхностного сигнала медди относительно периферии оставляли около $-0,15$ °C, достигая зимой 2005/2006 гг. $-0,35$ °C, при ошибке среднего $0,05$ °C при 95 % уровне значимости (рис. 5 б).

Отрицательные аномалии ТПО наблюдались и над другими медди [41]. В первой половине 1990-х гг. несколько медди отслеживались поплавками RAFOS в течение многих месяцев (табл. 3). В этот период еще не было данных ТПО в микроволновом диапазоне, и все результаты основаны на данных инфракрасных датчиков NOAA AVHRR, использование которых ограничено наличием облачности. Для оценки аномалии ТПО использовались только дни, для которых данные ТПО имелись не менее чем в 50 % точек в области вокруг центра поверхностного сигнала медди ($0-75$ км, SST_1), а также на его периферии ($75-100$ км от центра, SST_2). Ошибка рассчитывалась как $Err = \frac{2\delta_{ASST}}{\sqrt{N}}$, где

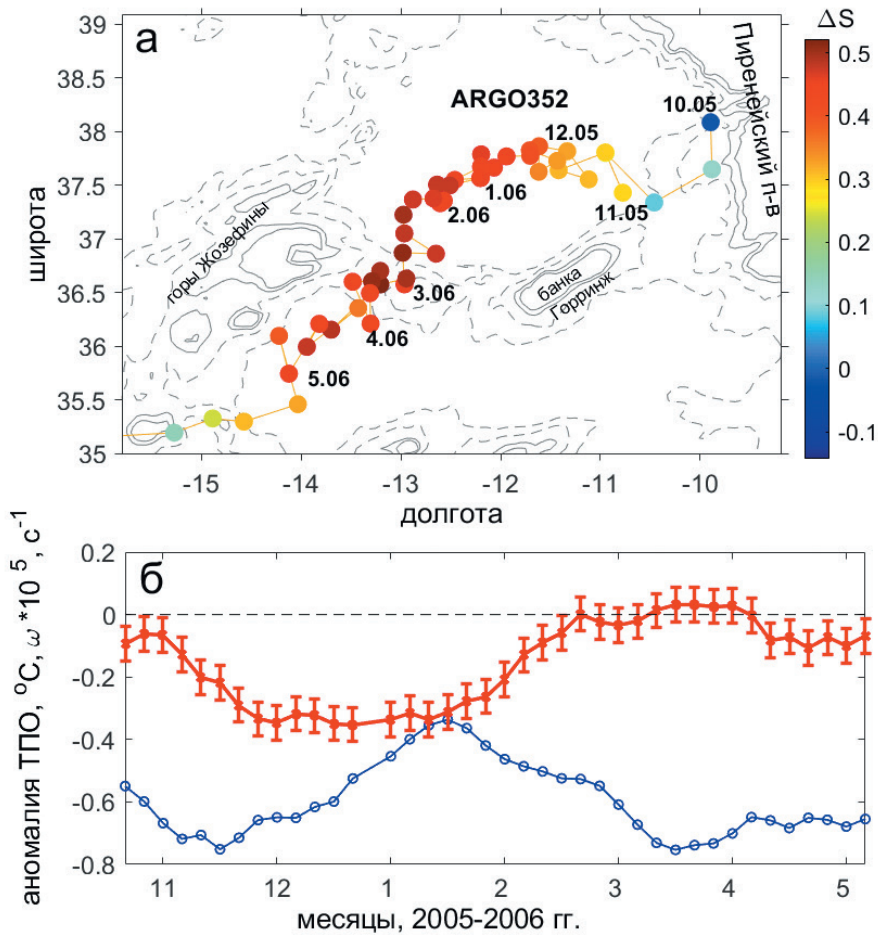


Рис. 5. (а) Аномалии солёности относительно климатологии MEDTRANS, осредненные в слое 700—1500 м, по данным вертикальных профилей в медди ARGO352 (цифрами показан месяц и год наблюдений). Тонкие серые линии — рельеф дна. (б) Месячные скользящие средние относительной завихренности в 25-км круге вокруг центра поверхностного сигнала медди (10^{-5} 1/с, синяя линия с кружками) и аномалии ТПО в том же 25-км круге относительно периферии на расстоянии 75—100 км ($^{\circ}\text{C}$, красная линия; приведены планки погрешностей расчета аномалий ТПО) (по [41]).

Fig. 5. (a) Salinity anomalies relative to MEDTRANS climatology, averaged in the 700—1500 m layer, from vertical profiles in meddy ARGO352 (numbers show the month and year of the observations). Thin gray lines represent the bottom topography. (b) Monthly moving means of the relative vorticity in a 25-km circle around the center of the meddy surface signal (10^{-5} s^{-1} , blue line with circles) and of the SST anomalies in the same 25-km circle relative to the periphery at 75—100 km ($^{\circ}\text{C}$, red line; the error bars of the SST anomalies are shown) (following [41]).

N — общее количество наблюдений ТПО во внутренней области и кольце,
 $\delta_{\Delta SST} = \sqrt{\delta_{\Delta SST_1}^2 + \delta_{\Delta SST_2}^2 - 2\text{cov}(SST_1, SST_2)}$, $\delta_{\Delta SST_1}$ и $\delta_{\Delta SST_2}$ — стандартные отклонения в областях расчета средних значений SST_1 и SST_2 , соответственно. Средние аномалии ТПО над всеми отслеженными медди (табл. 3) были отрицательными, причем над медди Ceres и Huregion эти аномалии существенно превышали ошибку среднего.

На рис. 6 приведен пример формирования отрицательной аномалии ТПО над медди Gago при его взаимодействии с Азорским течением. Сначала отмечается заток более холодной воды с севера и северо-востока в центральную часть поверхностного сигнала медди и одновременное «оборачивание» вокруг него более теплых вод Азорского течения с юго-запада. В результате сформировалась хорошо выраженная аномалия ТПО с холодным ядром относительно аномально теплой периферии (рис. 6 а). Через неделю кольцо теплой воды замкнулось (рис. 6 б). В конце августа 2010 г., несмотря на пересечение медди течения, в окрестности медди по-прежнему наблюдалась холодная аномалия ТПО (рис. 4 а). Это подтверждается и наблюдениями судовым термометром (рис. 4 с). Захват периферией поверхностного сигнала медди более теплой воды на юго-западе и ее «обертывание» вокруг холодного ядра вихря неоднократно визуально наблюдались

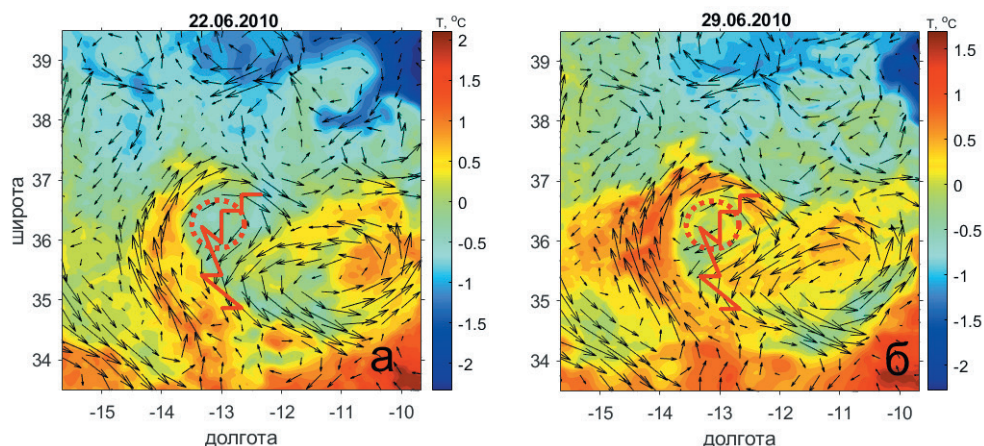


Рис. 6. Аномалии ТПО (°C, цвет) вокруг поверхностного сигнала медди Gago (помечен пунктирной красной окружностью) на даты: (а) 22.06.2010, (б) 29.06.2010.

Аномалии ТПО получены путем вычитания среднего по всей площади рисунка значения ТПО.

Черные стрелки — течения по данным альтиметрии AVISO;
 красная ломанная линия — траектория медди (по [41]).

Fig. 6. SST anomalies (°C, color) around the surface signal of meddy Gago (marked with a dotted red circle) on: (a) 22.06.2010, (b) 29.06.2010.

The SST anomalies are obtained by subtracting the mean SST over the entire area of the figure.

The black arrows represent the AVISO altimetry currents;
 the red broken line is the trajectory of the meddy (following [41]).

и для медди ARGO352 (рис. 5) (см. подробнее [41]). Эти результаты позволяют предположить важность механизма вовлечения жидкости поверхностным сигналом медди в формирование холодной аномалии ТПО, которая усиливается с интенсификацией антициклонической циркуляции поверхностного сигнала.

Можно предположить следующий механизм формирования отрицательной аномалии ТПО над подповерхностным антициклоном. Подъем изопикн над ядром подповерхностного антициклона формирует область более плотной воды над его ядром. Для антициклонов с неглубоким ядром это приводит к возникновению холодной аномалии в центральной области его поверхностного следа. Одновременно большая плотность вод над подповерхностным антициклоном не позволяет более легким и теплым водам, захваченным с южной стороны, проникнуть в ядро его поверхностного сигнала. Захват и проникновение холодных вод в центральную часть поверхностного сигнала и «обертывания» более теплых вод вокруг холодного центра должно существенно усилить холодную аномалию ТПО над антициклоном. Для антициклона с глубоким ядром последний механизм представляется наиболее важным. Этим, в частности, объясняется задержка на 1,5 месяца в максимальном усилении сигнала в ТПО над медди ARGO352 (рис. 5) после ускорения антициклонической циркуляции его поверхностного сигнала. Через некоторое время после ослабления циркуляции на поверхности моря аномалия ТПО в центральных областях поверхностного сигнала медди ослабевала [41].

4. Выводы

Совместное использование данных *in situ* и спутниковых наблюдений показало, что большинство наблюдавшихся медди имели хорошо выраженный сигнал в данных спутниковой альтиметрии AVISO. Сигнал на поверхности моря в подавляющем большинстве случаев располагался непосредственно над медди и двигался вместе с медди [26, 48, 52, 53]. Это позволяет достаточно однозначно интерпретировать наблюдаемые над медди антициклонические структуры как сигналы медди. Сигналы были достаточно устойчивы, чтобы непрерывно отслеживать их по данным спутниковой альтиметрии в течение многих месяцев.

Характерные аномалии уровня моря поверхностных сигналов медди составили от 5 до 15—20 см, а в поле относительной завихренности до $-0,1f$, что сопоставимо с аналогичными значениями в ядрах медди. Поверхностные сигналы медди были сравнимы по интенсивности и размерам с аномалиями поверхностных вихрей в восточной части субтропической Атлантики. Этому способствовали малая скорость средних течений и невысокий уровень вихревой активности в этом относительно динамически спокойном районе [54].

Наблюдения показывают, что сигнал медди на поверхности моря представляет собой проявления самостоятельного антициклона, динамически связанного с медди и формирующегося вследствие сохранения потенциальной завихренности набегающего на медди потока [52]. Процесс формирования сигнала медди, при условии постоянства характеристик внешней среды, может занимать несколько дней [53]. На практике такое постоянство внешних условий часто недостижимо и характерное время формирования сигнала может достигать 1—3 недель.

Временное, на несколько суток, исчезновение сигнала отслеживаемых медди с последующим его быстрым восстановлением обычно происходило либо при пересечении медди струйного Азорского течения, либо при «подныривании» медди под поверхностный циклон [22, 53, 55, 56, 57]. Взаимодействие со струйным течением могло также приводить к аномальному усилению сигнала над медди за счет захвата медди части энергии течения и формировании над ним антициклонического меандра. Если медди отделялся от течения, то меандр обычно отделялся вместе с ним, формируя аномально сильный сигнал медди на поверхности моря.

Медди характеризовались преимущественно отрицательной аномалией ТПО в центральной области своего динамического сигнала, в противоположность положительной аномалии ТПО, характерной для поверхностных антициклонов. Отрицательная аномалия ТПО доминировала и над Лофотенским вихрем с подповерхностным ядром [58], в то время как антициклоны Норвежского течения имели положительную аномалию ТПО [59]. Аналогичная ситуация наблюдалась в статистических средних для подповерхностных и поверхностных вихрей северной части Индийского океана [60]. Отрицательные аномалии ТПО регулярно наблюдались над подповерхностными вихрями в других районах Мирового океана [61, 62].

Основным механизмом формирования отрицательной аномалии ТПО над подповерхностными антициклонами является подъем изотерм. Помимо непосредственного эффекта в условиях убывания температуры воды с глубиной, сопровождающий его подъем изопикн формирует дифференцированное вовлечение окружающей жидкости в антициклоническое вращение в поверхностном слое, что проявляется в «обертывании» более теплых вод (обычно увлекаемых с юга) вокруг периферии холодного ядра. Для эффективного функционирования такого механизма необходимо наличие достаточно выраженных фоновых градиентов ТПО. Изменчивость градиентов ТПО, их существенная зависимость от прогрева, силы ветра и других условий является одной из причин того, что аномалия ТПО над подповерхностными антициклонами существенно менее стабильна, чем их сигнал в уровне моря. Малая величина формируемой аномалии, часто на пределе точности оценки ТПО по современным спутниковым наблюдениям и высокая зашумленность поля ТПО, осложняют идентификацию сигналов подповерхностных вихрей по совместным спутниковым наблюдениям.

References

1. Dong C., McWilliams J. C., Liu Y., Chen D. Global heat and salt transports by eddy movement. *Nature communications*. 2014; 5(1):3294. DOI: 10.1038/ncomms4294 |www.nature.com/naturecommunications.
2. Groeskamp S., LaCasce J. H., McDougall T. J., Roge M. Full- depth global estimates of ocean mesoscale eddy mixing from observations and theory. *Geophysical Research Letters*. 2020; 47 (18):e2020GL089425. DOI: 10.1029/2020G L089425.
3. Volkov D. L., Lee T., Fu L. L. Eddy- induced meridional heat transport in the ocean. *Geophysical Research Letters*. 2008; 35(20):1—5. DOI: 10.1029/2008GL035490.
4. Belonenko T. V., Foux V. R., Zakharchuk E. A. *Gradient-Vorticity Waves in the World Ocean: General Theory. The Southern Ocean. The Pacific Ocean. The Arctic Ocean*. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2010: 408 p. ISBN-13: 978-3-8433-0349-1.
5. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M., de Szoeke R. A. Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*. 2007; 34(15):1—5. DOI: 10.1029/2007GL030812.

6. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in oceanography*. 2011; 91(2):167—216. DOI: 10.1016/j.pocean.2011.01.002.
7. Wunsch C. Ocean observations and the climate forecast problem. *International Geophysics*. 2002; (83):233—245. DOI: 10.1016/S0074-6142(02)80170-X.
8. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2004;(36):281—314. DOI: 10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121.
9. Cushman-Roisin B., Beckers J. M. *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*. Academic press, 2011: 828 p. ISBN: 9780120887590.
10. Timmermans M. L., Toole J., Proshutinsky, A. et al. Eddies in the Canada Basin, Arctic Ocean, observed from ice-tethered profilers. *Journal of Physical Oceanography*. 2008; 38(1):133-145. DOI: 10.1175/2007JPO3782.1.
11. Kostianoy A. G., Belkin I. M. A survey of observations on intrathermocline eddies in the world ocean. *Mesoscale/Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence*. Elsevier, 1989;(50):821—841. ISBN: 0-444-87470-4.
12. Richardson P. L., McCartney M. S., Maillard C. A search for meddies in historical data. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1991;15(3-5):241—265. DOI: 10.1016/0377-0265(91)90022-8.
13. Lozier M. S. Deconstructing the conveyor belt. *Science*. 2010; 328(5985):1507—1511. DOI: 10.1126/science.1189250.
14. Meneghello G., Marshall J., Lique C. et al. Genesis and decay of mesoscale baroclinic eddies in the seasonally ice-covered interior Arctic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 2021; 51(1):115—129. DOI: 10.1175/JPO-D-20-0054.1.
15. Thomas L. N. Formation of intrathermocline eddies at ocean fronts by wind-driven destruction of potential vorticity. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2008; 45(3—4):252—273. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2008.02.002.
16. Barcelo-Llull B., Sangra P., Pallas-Sanz E. et al. Anatomy of a subtropical intrathermocline eddy. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017;(124):126—139. DOI: 10.1016/j.dsr.2017.03.012.
17. Carton X. Hydrodynamical modeling of oceanic vortices. *Surveys in Geophysics*. 2001; 22(3):179—263. DOI: 10.1023/A:1013779219578.
18. Zhmur V. V. *Mesoscale eddies of the ocean*. Moscow: GEOS, 2010. 290 p. ISBN:978-5-89118-534-0.
19. Sokolovskiy M. A., Verron J. Finite-core hetons: stability and interactions. *Journal of Fluid Mechanics*. 2000;(423):127—154. DOI: 10.1017/S0022112000001816.
20. Chouksey A., Gula J., Carton X. J. Long-lived Deep Coherent Vortices in the Northeast Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;1—33. DOI:10.22541/essoar.169592551.11153192/v1.
21. Stammer D., Hinrichsen H. H., Kase R. H. Can meddies be detected by satellite altimetry? *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1991; 96(C4):7005—7014. DOI:10.1029/90JC02740.
22. 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.
23. Demidov A. N., Filyushkin B. N., Kozhelupova N. G. Detection of Mediterranean lenses in the Atlantic ocean by profilers of the Argo project. *Oceanology*. 2012(52):171—180. DOI: 10.1134/S0001437012020038.
24. 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.
25. Filyushkin B. N., Kozhelupova N. G. Review of the investigations of the Mediterranean intrathermocline eddies in the Atlantic ocean. *Oceanological research*. 2020; 48(3):123—147. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(3).8.
26. 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(C5). DOI: 10.1029/2008JC005032.
27. Kase R. H., Zenk W. Reconstructed Mediterranean salt lens trajectories. *Journal of Physical Oceanography*. 1987; 17(1):158—163. DOI: 10.1175/1520-0485(1987)017<0158:RMSLT>2.0.CO;2.
28. Kase R. H., Beckmann A., Hinrichsen H. H. Observational evidence of salt lens formation in the Iberian Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989; 94(C4):4905—4912. DOI: 10.1029/JC094iC04p04905.

29. 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.
30. 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/.
31. Pingree R. D., Le Cann B. A shallow meddy (a Smeddy) from the secondary Mediterranean salinity maximum. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1993; 98(C11):20169—20185. DOI: 10.1029/93JC02211.
32. Pingree R. D., Le Cann B. Structure of a meddy (Bobby 92) southeast of the Azores. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1993; 40(10):2077—2103. DOI: 10.1016/0967-0637(93)90046-6.
33. 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.
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. 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.
36. Schultz Tokos K. L., Hinrichsen H. H., Zenk W. Merging and migration of two meddies. *Journal of Physical Oceanography*. 1994; 24(10):2129—2141. DOI: 10.1175/1520-0485(1994)024<2129:MAMOT-M>2.0.CO;2.
37. Le Cann B., Assenbaum M., Gascard J. C., Reverdin G. Observed mean and mesoscale upper ocean circulation in the midlatitude northeast Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005; 110(C7). DOI: 10.1029/2004JC002768.
38. Schultz Tokos K. S., Rossby T. Kinematics and dynamics of a Mediterranean salt lens. *Journal of Physical Oceanography*. 1991; 21(6):879—892. DOI: 10.1175/1520-0485(1991)021<0879:KADOAM>2.0.CO;2.
39. Richardson P. L., Price J. F., Walsh D. et al. Tracking three meddies with SOFAR floats. *Journal of Physical Oceanography*. 1989; 19(3):371—383. DOI: 10.1175/1520-0485(1989)019<0371:TTMWS-F>2.0.CO;2.
40. Armi L., Hebert D., Oakey N. et al. Two years in the life of a Mediterranean salt lens. *Journal of Physical Oceanography*. 1989; 19(3):354—370. DOI: 10.1175/1520-0485(1989)019<0354:TYITLO>2.0.CO;2.
41. Bashmachnikov I., Boutov D., Dias J. Manifestation of two meddies in altimetry and sea-surface temperature. *Ocean Science*. 2013; 9(2):249—259. DOI:10.5194/os-9-249-2013.
42. 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.
43. 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.
44. 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.
45. 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.
46. 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.
47. Tournadre J. Sampling of oceanic rings by satellite radar altimeter. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1990; 95(C1):693—697. DOI:10.1029/JC095iC01p00693.
48. 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.
49. Belkin I., Foppert A., Rossby T. et al. A double-thermostad warm-core ring of the Gulf Stream. *Journal of Physical Oceanography*. 2020; 50(2):489—507. DOI: 10.1175/JPO-D-18-0275.1.

50. Sokolovskiy, M. A., Carton, X. J., Filyushkin, B. N., Yakovenko, O. I. Interaction between a surface jet and subsurface vortices in a three-layer quasi-geostrophic model. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 2016(110(3)):201—223. DOI: 10.1080/03091929.2016.1164148.
51. MUR – Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature. Available at: <https://podaac.jpl.nasa.gov/MEaSURES-MUR> (accessed on: 24.02.2025)
52. 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.
53. 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.
54. Fratantoni D. M. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001; 106(C10):22067—22093.
55. Verron J. Topographic eddies in temporally varying oceanic flows. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 1986; 35(1-4):257—276. DOI:10.1029/2000JC000730.
56. Vandermeirsch F. O., Carton X. J., Morel Y. G. Interaction between an eddy and a zonal jet: Part I. One-and-a-half-layer model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2003; 36(4):247—270. DOI: 10.1016/S0377-0265(02)00065-9.
57. Vandermeirsch F. O., Carton X. J., Morel Y. G. Interaction between an eddy and a zonal jet: Part II. Two-and-a-half-layer model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2003; 36(4):271—296. DOI: 10.1016/S0377-0265(02)00066-0.
58. Bashmachnikov I. L., Sokolovskiy M. A., Belonenko T. V. et al. On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017;(128):1—27. DOI: 10.1016/j.dsr.2017.08.001.
59. Sandalyuk N. V., Bosse A., Belonenko T. V. (2020). The 3- D structure of mesoscale eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: A composite analysis from altimetry and in situ data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020; 125(10):e2020JC016331. DOI: 10.1029/2020JC016331.
60. Liu Y., Li X. Impact of surface and subsurface-intensified eddies on sea surface temperature and chlorophyll-a in the northern Indian Ocean utilizing deep learning. *Ocean Science*. 2023; 19(6):1579—1593. DOI: 10.5194/os-19-1579-2023.
61. McGillicuddy Jr. D. J. Formation of intrathermocline lenses by eddy–wind interaction. *Journal of Physical Oceanography*. 2015; 45(2):606–612. DOI: 10.1175/JPO-D-14-0221.1
62. Pingree R. D., Le Cann B. Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1992; 39(7-8):1147—1175. DOI: 10.1016/0198-0149(92)90062-X.

Информация об авторах

Башмачников Игорь Львович, доктор географических наук, Санкт-Петербургский государственный университет, доцент; Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, директор, igor1969@mail.ru.

Information about authors

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

Статья поступила 05.05.2025

Принята к печати 28.05.2025

The article was received on 05.05.2025

The article was accepted on 28.05.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 226—246.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(79):226—246.

ОКЕАНОЛОГИЯ

Научная статья

УДК [551.464.38:551.465.48](261.24)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-226-246

К оценке синоптических аномалий солёности в придонном слое Балтийского моря и их статистических характеристик

Владимир Станиславович Травкин^{1, 2},

Наталья Александровна Тихонова^{1, 2}, Евгений Александрович Захарчук¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
vtravkin99@gmail.com

² Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова, Росгидромет,
Москва, Россия

Аннотация. Выполнен анализ синоптической изменчивости солёности придонного слоя Балтийского моря. Основой исследования являются данные реанализа Балтийского моря за 1993—2021 гг. Аномалии солёности определяются как дискретные периоды от 2 до 90 суток, когда значения солёности выше (для положительных аномалий) или ниже (для отрицательных аномалий) значений 90%-го или 10%-го процентилей для данных периодов. Установлено, что наибольшее число положительных и отрицательных аномалий солёности прослеживается в районе Датских проливов и южной части открытой Балтики. Максимальная интенсивность аномалий и их наибольшее количество локализованы в узких меандрирующих зонах, особенно выраженных в юго-западной части моря.

Ключевые слова: Балтийское море, придонный слой, солёность морской воды, синоптическая изменчивость, аномалии солёности.

Благодарности: исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 24-27-00412.

Для цитирования: Травкин В. С., Тихонова Н. А., Захарчук Е. А. К оценке синоптических аномалий солёности в придонном слое Балтийского моря и их статистических характеристик // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 226—246. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-226-246.

Assessment of synoptic salinity anomalies in the bottom layer of the Baltic Sea and their statistical characteristics

Vladimir S. Travkin^{1,2}, Natalia A. Tikhonova^{1,2}, Eugeny A. Zakharchuk¹

¹ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia, vtravkin99@gmail.com

² N. N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow, Russia

Summary. The synoptic variability of the salinity of the bottom layer of the Baltic Sea is analyzed. The research is based on data from the Baltic Sea reanalysis (https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA_MULTIYEAR_PHY_003_011/) for 1993—2021. The spatial resolution in latitude and longitude is 1° and 1'40", respectively. The data contains 57 vertical horizons from the surface to a depth of 711 m (in the Skagerrak Strait). For our work, we use data from the bottom horizon at each point of the grid. Salinity anomalies are defined as discrete periods from 2 to 90 days when salinity values are higher (for positive anomalies) or lower (for negative anomalies) than the values of the 90 % or 10 % percentiles for these periods. The cumulative value refers to the totality of the difference between the salinity values and the climatic mean. The amplitude was calculated as the difference between zero and positive (negative) salinity anomalies. It was found that the largest number of positive and negative salinity anomalies can be traced in the area of the Danish Straits and the southern part of the Baltic Proper. The maximum intensity of anomalies and their greatest number are localized in narrow meandering zones, especially pronounced in the southwestern part of the Baltic Sea. Positive significant linear trends were recorded for the average annual values of the number of anomalies, their average and total durations, as well as cumulative values, whereas significant negative trends were observed for the average and maximum amplitudes of anomalies. The largest number of anomalies can be traced in the summer, while their average and maximum amplitudes are minimal during this period. Anomalies with duration of 2—5 and 6—10 days make the greatest contribution to the number and total cumulative value of salinity anomalies.

Keywords: Baltic Sea, bottom layer, salinity of seawater, synoptic variability, salinity anomalies

Acknowledgements: the research was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation, project No. 24-27-00412.

For citation: Travkin V. S., Tikhonova N. A., Zakharchuk E. A. Assessment of synoptic salinity anomalies in the bottom layer of the Baltic Sea and their statistical characteristics. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(226—246). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-226-246. (In Russ.).

Введение

Балтийское море представляет собой внутриматериковый солоноватый морской бассейн с положительным пресным балансом, сильно изрезанной береговой линией, целиком расположенный в пределах шельфа (рис. 1 а) [1, 2]. Соленость воды в значительной степени формирует гидрологический режим Балтийского моря, при этом она может служить индикатором естественных изменений, происходящих в нем [3]. Ключевой особенностью Балтийского моря является выраженный градиент солености как по горизонтали, так и по вертикали, варьирующийся от менее 4 psu в Ботническом и Финском заливах до 30 psu на границе с Северным морем (рис. 1 в) [4, 5]. Узкие и мелководные Датские проливы ограничивают

проникновение в Балтийское море соленых североморских вод [6]. Превышение величины осадков над испарением, значительный речной сток, а также эпизодические поступления в Балтийское море соленых вод из Северного моря (так называемых больших балтийских затоков — ББЗ) способствуют формированию в Балтийском море существенной вертикальной термохалинной стратификации [6, 7]. Водные массы Балтийского моря характеризуются пространственной неоднородностью и выраженной сезонной изменчивостью [1, 5]. Для большей части Балтийского моря свойственно наличие поверхностной и глубинной водных масс, которые разделяются ежегодно формирующимся холодным промежуточным слоем [5, 8]. Известно, что верхний слой подвержен воздействию речного стока и метеорологических факторов (осадки, испарение и т. д.), тогда как на нижний слой наибольшее влияние оказывает горизонтальная адвекция соленых вод ББЗ [3, 8].

Малые глубины порогов затрудняют обновление придонных вод в глубоководных районах Балтийского моря, приводя к формированию гипоксических зон, бедных кислородом [7, 9]. Наибольшая изменчивость солености придонного слоя характерна для районов Датских проливов, Арконского, Борнхольмского и Готландских бассейнов, а также Финского залива [10] (рис. 1 *в*). Топографические особенности способствуют формированию в южной и юго-восточной частях Восточного Готландского бассейна узкой вытянутой струи с высокими скоростями придонных течений. Дальнейшее распространение соленых придонных вод в Готландских бассейнах происходит в циклоническом направлении [8]. В результате этого, а также за счет смешения с водами Финского и Ботнического заливов, соленость в Северном и Западном Готландских бассейнах заметно ниже, по сравнению с Восточным Готландским бассейном (рис. 1 *б*). Наименьшие колебания

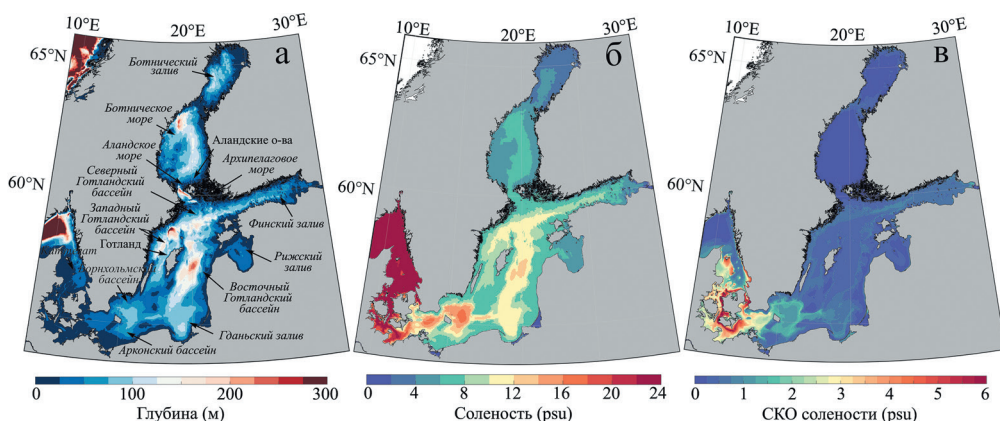


Рис. 1. Батиметрия Балтийского моря (*а*); осредненная за 1993—2021 гг. соленость придонного слоя (psu) (*б*); среднеквадратическое отклонение (СКО) солености придонного слоя (psu) (*в*).

Fig. 1. Bathymetry of the study area (*a*); salinity averaged over 1993—2021 (psu) (*б*); standard deviation (std) of bottom layer salinity (psu) (*в*).

солености в придонном слое фиксируются в Ботническом и Рижском заливах, а также в Ботническом море [10] (рис. 1 в).

Современное изменение климата оказывает существенное воздействие на пространственное распределение термохалинных и гидрохимических характеристик, влияющих на рыболовство и состояние морских экосистем [11, 12]. Помимо прямого воздействия на видовое разнообразие, рост и метаболизм морских организмов, изменения температуры и солености могут опосредованно влиять на них за счет изменения стратификации, а также вертикального и горизонтального перемешивания [11].

Поскольку экосистема Балтийского моря адаптирована к солоноватым водам Балтики, даже небольшие колебания солености приводят к пространственному перемещению мест обитания морских организмов [13]. Уменьшение солености в поверхностном слое и ее увеличение у дна способствует усилению вертикальной стратификации, что негативно сказывается на кислородном режиме Балтийского моря в последние десятилетия [14]. Согласно численным гидродинамическим прогнозам, к 2100 году температура воды Балтийского моря повысится на 0,5—2,5 К на поверхности и на 0,7—2,8 К на глубине более 40 м, при этом изменение температуры воды будет схоже с ростом температуры воздуха [11]. Также отмечается уменьшение поверхностной солености на 1,5—2,0 psu, существенное снижение числа ББЗ и усиление речного стока [11, 15, 16]. Такие значительные колебания солености в будущем могут стать причиной уменьшения численности и перемещения некоторых видов морских организмов в юго-западную часть Балтики вплоть до их полного исчезновения в акватории Балтийского моря [13].

В работе [6] на основе численного моделирования было установлено наличие междекадной изменчивости солености в поверхностном и придонном слоях Балтийского моря, речного стока, а также транспорта соли через Дарс Силл. При этом связь между междекадной изменчивостью солености и климатическими индексами NAO и AMO не прослеживается. Также установлено, что изменения солености в придонном слое способствуют изменению солености на поверхности, а не наоборот [6].

Под синоптической изменчивостью в океанологии понимают неоднородности в полях гидрофизических характеристик с временными масштабами от нескольких суток до месяцев, и пространственными — от десятков до тысяч километров [17, 18]. Результаты теоретических и эмпирических исследований демонстрируют, что синоптические процессы в океанах и морях отличаются большим многообразием и вносят определяющий вклад в движения вод Мирового океана [17, 19]. Колебания солености Балтийского моря синоптического масштаба характеризуются многофакторностью, особенно на глубинах ниже галоклина [5]. Установлено, что изменчивость параметров плотностной структуры вод в деятельном слое Балтийского моря, таких как плотность верхнего квазиоднородного слоя и градиент плотности в пикноклине и придонном слое, тесным образом связана с синоптической изменчивостью солености [19, 20].

Несмотря на результаты более ранних исследований, изменчивость солености придонного слоя Балтийского моря синоптического масштаба до сих пор остается

слабоизученной. Несинхронность, эпизодичность и ограниченность в пространстве измерений океанологических параметров при помощи традиционных океанографических съёмок и разрезов не даёт возможность получить достоверную информацию о синоптической изменчивости океанологических процессов. Значительное развитие в последние десятилетия численного гидродинамического моделирования океанов и морей с усвоением судовых и спутниковых измерений океанологических параметров позволяет на новом, более представительном уровне изучать процессы синоптической изменчивости в морских акваториях с помощью данных реанализов океанологических полей, имеющих достаточно высокое пространственное разрешение, поэтому основная цель работы — выделить синоптические аномалии солёности в придонном слое Балтийского моря, оценить их статистические характеристики и описать возможные причины синоптических аномалий солёности за период 1993—2021 гг.

Источники данных и методика исследования

В работе используются ежесуточные данные по солёности, u и v компонентам скоростей течений за 1993—2021 гг. регионального реанализа Балтийского моря BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011, доступного на портале Copernicus Marine Service (https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA_MULTIYEAR_PHY_003_011/). Основой реанализа является модель NEMO-4.0, а также ассимилированные спутниковые данные о температуре поверхности океана и судовые измерения температуры и солёности. Атмосферный форсинг задается при помощи реанализа ECMWF ERA5. Пространственное разрешение по широте и долготе составляет 1° и $1'40''$, соответственно. По вертикали массив содержит 57 горизонтов от поверхности до глубины 711 м (в проливе Скагеррак). Для нашей работы мы используем данные с придонного горизонта в каждой точке сетки.

Для определения аномалий солёности синоптического масштаба с помощью Фурье-анализа исходных рядов среднесуточных значений солёности, полученных по данным регионального реанализа, были оценены амплитуды и фазы колебаний солёности в придонном слое на разных частотах. На основе этого анализа по значениям амплитуд и фаз колебаний солёности предвычислялись гармоники в диапазоне периодов от 90 суток и более. Ряды суперпозиции этих гармоник исключались из исходных среднесуточных рядов значений солёности. Таким образом, из рядов солёности исключались сезонные и межгодовые колебания.

В дальнейшем на основе полученных результатов для каждого календарного дня в году определялись: среднее многолетнее значение солёности каждых суток года, а также с помощью квантильного анализа — медиана и 90 %-ный (для положительных аномалий) и 10 %-ный (для отрицательных аномалий) процентили изменений солёности. На основании предложенной методики под синоптическими аномалиями солёности в данной работе понимаются ее положительные отклонения в течение двух и более суток относительно 90 %-ной процентиля и такие же временные отрицательные отклонения от 10-%-процентиля (рис. 2). Под

кумулятивной величиной ($\text{psu} \cdot \text{сут.}$) подразумевается совокупность ежесуточных разностей между соленостью обнаруженной аномалии и климатической нормой:

$$i_{\text{cum}} = \int_{t_s}^{t_e} (T(t) - T_m(j)) dt,$$

где t_s и t_e — дата появления и исчезновения аномалии солености, T и T_m — ежесуточные (t — шаг по времени) значения солености и ее климатической нормы (j — календарный день года).

Интенсивность рассчитывалась как разность между нулем и ежесуточными значениями положительных (отрицательных) аномалий солености (psu) (рис. 2).

Для получения временного хода основных параметров положительных и отрицательных аномалий солености полученные результаты были осреднены как по площади (по всей акватории Балтийского моря), так и по времени (приведены к среднемесячным и среднегодовым). Проверка значимости линейных трендов проводилась при помощи линейного регрессионного анализа. При помощи t -критерия Стьюдента определялась значимость коэффициента регрессии при пятипроцентном уровне.

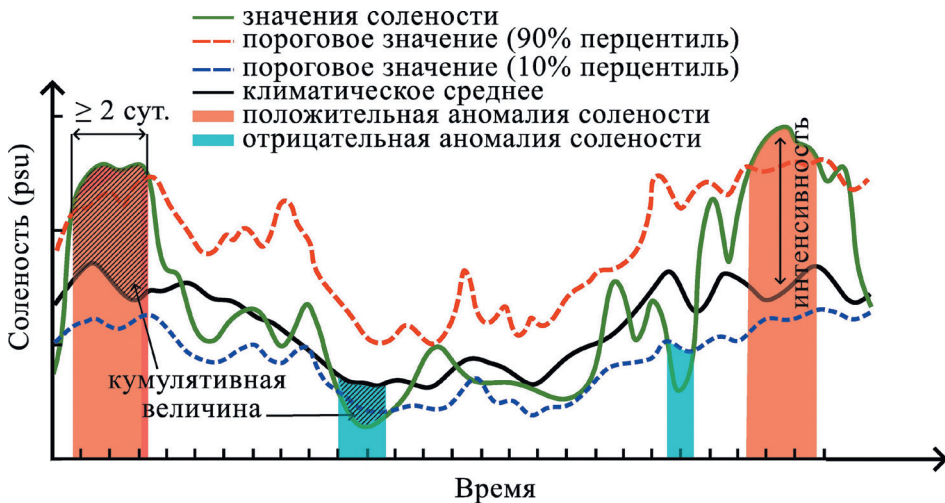


Рис. 2. Схема расчета аномалий солености.

Зеленой линией показаны ежесуточные значения солености, красной и синей пунктирными линиями отмечены 90 %-ный и 10 %-ный процентиля, черной линией показана климатическая норма солености для каждого календарного дня года. Красными и синими областями отмечены обнаруженные аномалии солености, штриховкой показана кумулятивная величина обнаруженных аномалий.

Fig. 2. The scheme for calculating salinity anomalies.

The green line shows daily salinity values, the red and blue dotted lines mark the 90 % and 10 % percentiles, the black line shows the climatic salinity norm for each calendar day of the year. The red and blue areas mark the detected salinity anomalies, the shading shows the cumulative value of the detected anomalies.

Результаты исследований

Среднее количество аномалий солености для каждой ячейки сетки Балтийского моря за 1993—2021 гг. составляет 220 случаев, при этом наибольшее (≥ 350) число положительных и отрицательных аномалий солености прослеживается в Гданьском заливе, Борнхольмском бассейне, в районе Датских проливов, а также восточнее о. Готланд (рис. 3). Наименьшее число аномалий наблюдается в глубоководных районах Ландсортской и Готландской впадин, в Рижском и Финском заливах, а также в районе Куршской косы. Разность между количеством соленостных и пресных аномалий наибольшая по модулю у южного побережья

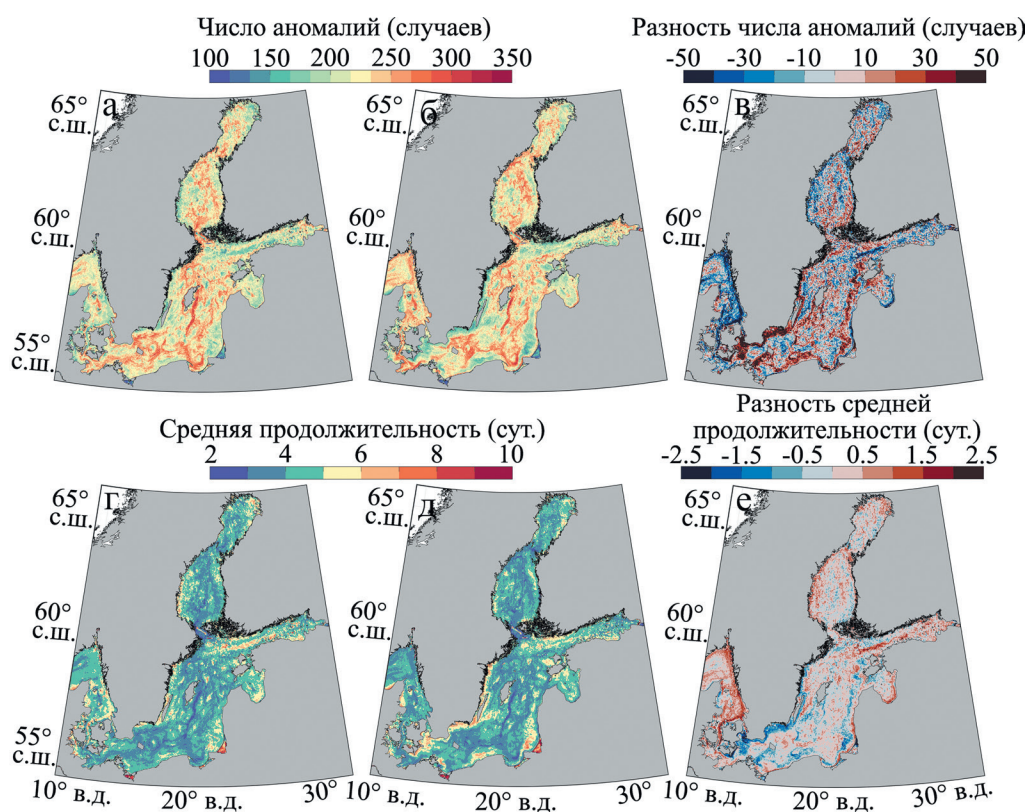


Рис. 3. Количество (случаев) положительных (а) и отрицательных (б) аномалий солености за 1993—2021 гг., а также их разность (е); средняя продолжительность (сут.) положительных (з) и отрицательных (д) аномалий солености за 1993—2021 гг., а также их разность (е).

Fig. 3. The number (pieces) of positive (a) and negative (b) salinity anomalies for 1993—2021, as well as their difference (e); the average duration (days) of positive (z) and negative (d) salinity anomalies for 1993—2021, as well as their difference (e).

Швеции, а также в районе Датских проливов (рис. 3 в), где она может достигать 150—170 случаев.

Для большей части Балтийского моря характерна средняя продолжительность аномалий от 2 до 5 суток (рис. 3 г—д). В районах Датских проливов и Куршской косы, прибрежной части Западного Готландского бассейна, а также в Рижском и Финском заливах аномалии имеют более длительную среднюю продолжительность (5—10 суток). К северу от Датских проливов, а также в западной части Финского залива средняя продолжительность положительных аномалий значительно превышает аналогичные значения для отрицательных аномалий, разница составляет 1,5—2,5 суток (рис. 3 е). Противоположная картина наблюдается восточнее Датских проливов и у южного побережья Швеции, где средняя продолжительность отрицательных аномалий на 1,5—2,5 сут. больше по сравнению с положительными аномалиями.

Суммарная продолжительность обоих видов аномалий наибольшая (более 1000 сут.) в районе Датских проливов, в прибрежной части Западного Готландского бассейна и в западной части Финского залива (рис. 4 а—б). При этом наименьшие значения (порядка 700 сут.) зафиксированы восточнее о. Готланд, а также в районе Аландских островов. В Арконском и Борнхольмском бассейнах, а также в Датских проливах продолжительность аномалий повышенной солености более чем на 80 сут. превышает аналогичные значения для отрицательных аномалий. С другой стороны, вдоль южного побережья Швеции тянется узкая полоса с большей суммарной продолжительностью аномалий низкой солености.

Суммарная кумулятивная величина максимальна (более 5000 psu · сут.) в Каттегате и Датских проливах (рис. 4 г—д), резко снижаясь до 2500 psu · сут. западнее Борнхольма. Повышенные значения обнаружены в Западном и Восточном Готландских бассейнах, а также в западной части Финского залива и в центральной части Ботнического залива. Суммарная кумулятивная величина аномалий повышенной солености превосходит значения для отрицательных аномалий к востоку от Датских проливов, а также в Арконском и Борнхольмском бассейнах, тогда как отрицательные аномалии доминируют в Каттегате и западнее Борнхольма (рис. 4 е).

Средняя интенсивность аномалий солености достигает 10 psu в районе Датских проливов, 3—4 psu в Арконском и Борнхольмском бассейнах и уменьшается до 0,5—2 psu в других районах Балтики (рис. 5 а—б). Восточнее о. Борнхольм отчетливо выделяется узкая меандрирующая зона их повышенных значений, которая согласуется с путями распространения вод ББЗ в центральную часть Балтийского моря [21]. Разность между средней интенсивностью положительных и отрицательных аномалий максимальна в районе Датских проливов, причем соленостные аномалии доминируют юго-восточнее, а пресные северо-западнее Датских проливов (рис. 5 в). В остальных частях Балтийского моря разница редко превышает 0,5 psu по модулю.

Распределение максимальной интенсивности в целом совпадает с распределением её средних значений, при этом в Западном и Восточном Готландских бассейнах наблюдается увеличение величин до 4—6 psu (рис. 5 г—д). Для данного

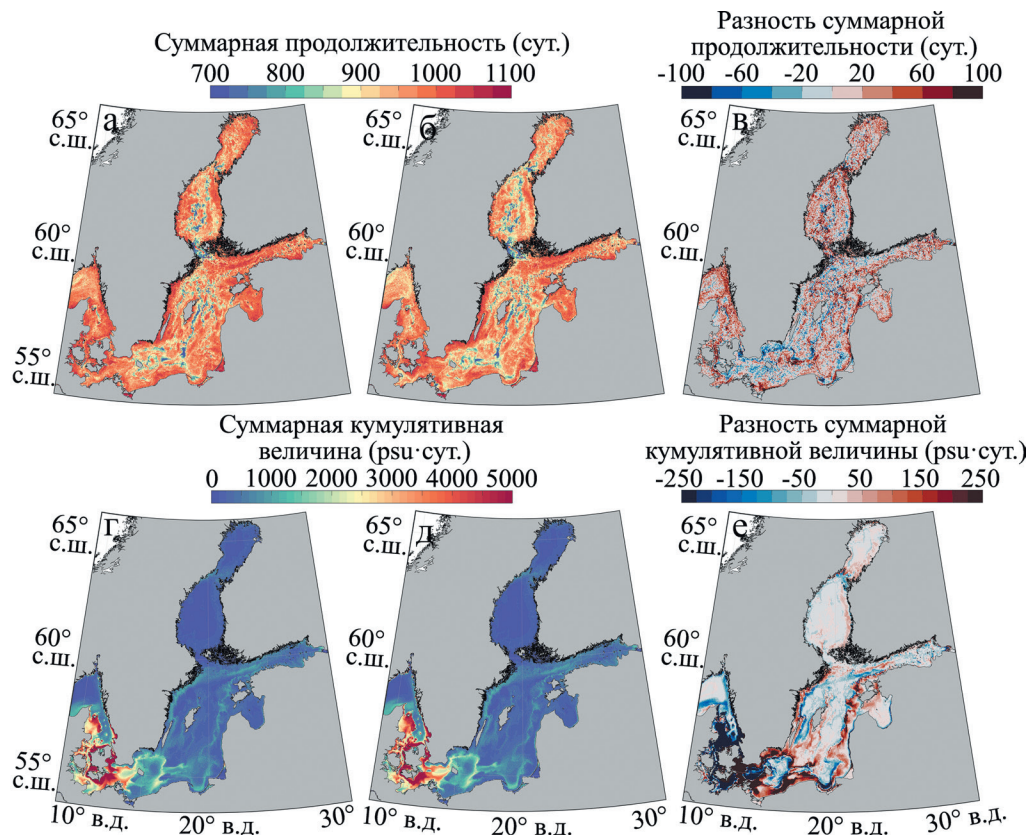


Рис. 4. Суммарная продолжительность (сут.) положительных (а) и отрицательных (б) аномалий солёности за 1993—2021 гг., а также их разность (в); Суммарная кумулятивная величина ($\text{psu} \cdot \text{сут.}$) положительных (г) и отрицательных (д) аномалий солёности за 1993—2021 гг., а также их разность (е).

Fig. 4. Total duration (days) of positive (a) and negative (б) salinity anomalies for 1993—2021, as well as their difference (в); Total cumulative value ($\text{psu} \cdot \text{day}$) of positive (г) and negative (д) salinity anomalies for 1993—2021, as well as their difference (е).

параметра разность между солёностными и пресными аномалиями отмечается не только в районе Датских проливов, но еще и в Готландских бассейнах и в Финском заливе (рис. 5 е).

График временного хода свидетельствует о наличии значимого линейного положительного тренда для межгодового количества аномалий и о существенном увеличении их количества в последние годы (от 5,5 аномалий на ячейку сетки в 2000 г. до 8,3 аномалий на ячейку сетки в 2020 г.), при этом объясняется 51 % и 49 % доли дисперсии, соответственно (рис. 6 а и табл. 1). Средняя продолжительность аномалий варьируется от 4,5 сут. в 2017 г. до 5,7 сут. в 1993 г. (рис. 6 б). При

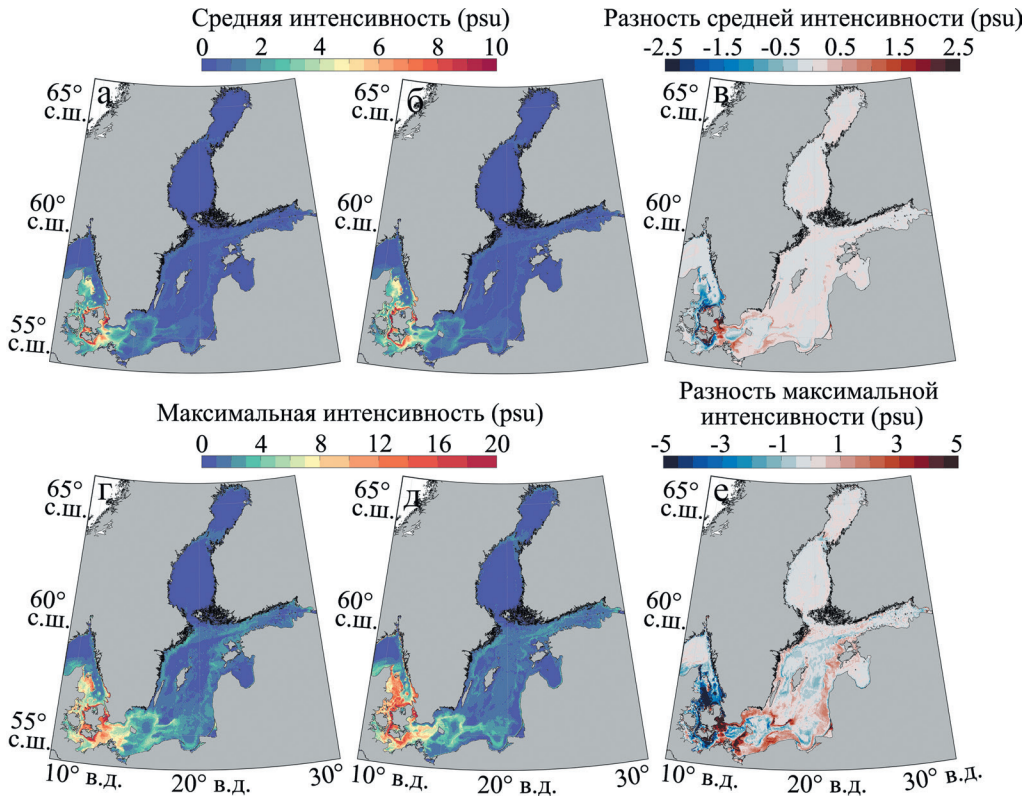


Рис. 5. Средняя интенсивность (psu) положительных (а) и отрицательных (б) аномалий солёности за 1993—2021 гг., а также их разность (в). Максимальная интенсивность (psu) положительных (г) и отрицательных (д) аномалий солёности за 1993—2021 гг., а также их разность (е).

Fig. 5. Average intensity (psu) of positive (a) and negative (б) salinity anomalies for 1993—2021, as well as their difference (в); Maximum intensity (psu) of positive (г) and negative (д) salinity anomalies for 1993—2021, as well as their difference (е).

этом для солёностных аномалий обнаружен значимый линейный тренд, который объясняет 16 % дисперсии (табл. 1). Увеличение числа аномалий солёности и их средней продолжительности в последние годы приводит к значительному росту суммарной продолжительности аномалий в 2017—2021 гг. (рис. 6 в). Несмотря на это, в отдельные годы (27 сут. в 1996 г., 25 сут. в 2000 г., 27 сут. в 2004 г., 32 сут. в 2015 г. и 2017 г.) заметно резкое снижение значений. Для данной характеристики обнаружен значимый положительный линейный тренд, при этом коэффициент детерминации (R^2) равен 0,52 и 0,43, соответственно.

Повышенные значения кумулятивной величины были зарегистрированы в 1994, 1998, 2003, 2014 и в 2016 гг. (рис. 6 г). Для данного параметра тренд не является значимым при уровне значимости $\alpha = 0,05$ (табл. 1). Для средней

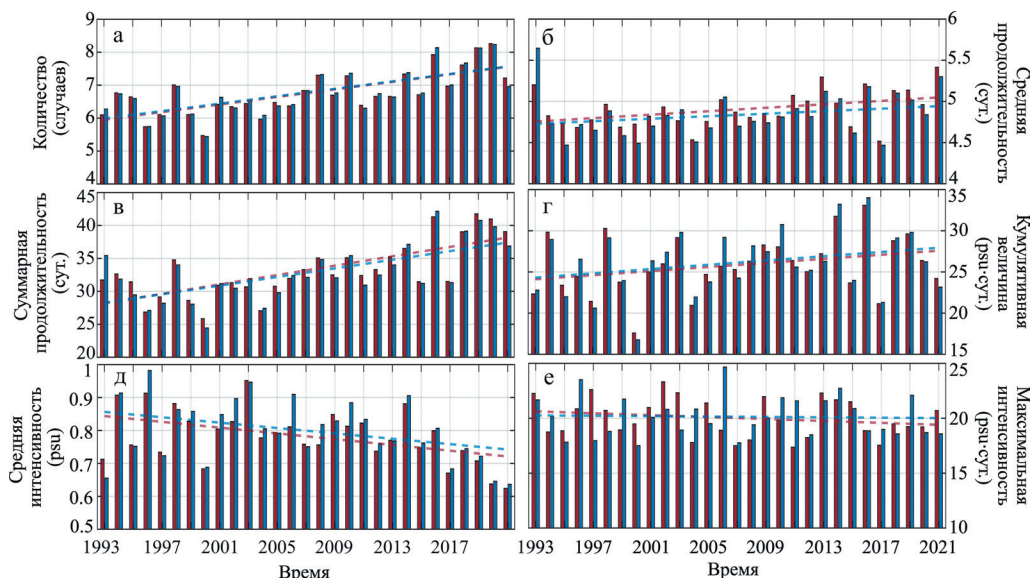


Рис. 6. Временной ход количества аномалий (случаев) солёности (а), их средней продолжительности (сут.) (б), их суммарной продолжительности (сут.) (в), их кумулятивной величины (psu · сут.) (г), их средней интенсивности (psu) (д), их максимальной интенсивности (psu) (е) за 1993—2021 гг., осредненных для всей акватории моря.

Красным цветом отмечены положительные аномалии, синим — отрицательные. Пунктирными линиями отмечены линейные тренды для положительных (красный) и отрицательных (синий) аномалий. Тренды для количества, средней и суммарной продолжительности, а также средней интенсивности являются значимыми при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Fig. 6. Time variability number of anomalies (pieces) (a), their average duration (days) (b), their total duration (days) (c), their cumulative value (psu · day) (g), their average intensity (psu) (d), their maximum intensity (psu) (e) for 1993—2021.

Positive anomalies are marked in red, negative ones in blue. Dashed lines indicate linear trends for positive (red) and negative (blue) anomalies. Trends for amount, average and total duration, as well as average intensity are significant at a significance level $\alpha = 0,05$.

интенсивности характерно наличие значимого отрицательного линейного тренда и значительная межгодовая изменчивость с увеличением в годы интенсивных ББЗ (2003 г. и 2014 г.) (рис. 6 д—е и табл. 1). Максимальная интенсивность аномалий существенно варьируется по годам, при этом обнаруженный отрицательный линейный тренд не является значимым (рис. 6 е и табл. 1).

Среднее число аномалий солёности обоих типов минимально в феврале (18,7 и 18,6 случаев, соответственно) и слабо меняется в остальные месяцы (рис. 7 а). Для средней продолжительности аномалий свойственна слабая внутригодовая изменчивость (рис. 7 б). Так, она минимальна в октябре (3,8 сут. и 3,75 сут., соответственно), и максимальна в марте (4,0 сут. и 4,1 сут., соответственно).

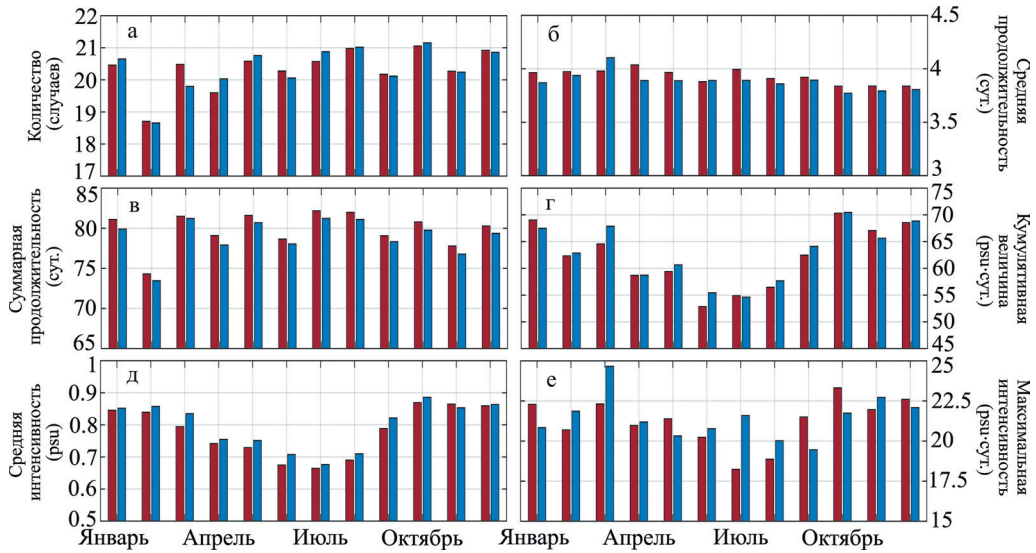


Рис. 7. Внутригодовой ход аномалий солености: их количества (случаев) (а), средней продолжительности (сут.) (б), суммарной продолжительности (сут.) (в), кумулятивной величины (psu · сут.) (г), средней интенсивности (psu) (д), максимальной амплитуды (psu) (е) за 1993—2021 гг.

Красным цветом отмечены положительные аномалии, синим — отрицательные.

Fig. 7. Intraannual course of salinity anomalies: their number (psu) (a), average duration (days) (б), total duration (days) (в), cumulative value (psu · day) (г), average intensity (psu · day) (д), maximum intensity (psu · day) (е) for 1993—2021.

Positive anomalies are marked in red, negative ones in blue.

Таблица 1

Оценки линейного тренда, его уровня значимости (P -значение), а также коэффициента детерминации (R^2), рассчитанные для основных параметров положительных и отрицательных аномалий солености, осредненных по всей акватории моря

Estimates of the linear trend, its significance level (P -value), and the coefficient of determination (R^2) calculated for the main parameters of positive and negative salinity anomalies, averaged over the sea area

Характеристика	Уравнение линейного тренда					
	Величина, $X/10$ лет		P -значение		R^2	
	Полож. аномалии	Отриц. аномалии	Полож. аномалии	Отриц. аномалии	Полож. аномалии	Отриц. аномалии
Осредненное число случаев аномалий солености	0,573	0,562	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	0,51	0,49
Средняя продолжительность, сутки	0,105	0,076	0,029	0,206	0,16	0,06

Характеристика	Уравнение линейного тренда					
	Величина, $X/10$ лет		P -значение		R^2	
	Полож. аномалии	Отриц. аномалии	Полож. аномалии	Отриц. аномалии	Полож. аномалии	Отриц. аномалии
Суммарная продолжительность, сутки	3,556	3,272	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,52	0,43
Кумулятивная величина, $\text{psu} \cdot \text{сут}$	1,238	1,295	0,11	0,13	0,09	0,08
Средняя интенсивность, psu	-0,044	-0,041	0,01	0,04	0,21	0,14
Максимальная интенсивность, psu	-0,436	-0,087	0,27	0,83	0,045	0,002

Изменчивость суммарной продолжительности аномалий и их количества схожи (рис. 7 *в*). При этом для кумулятивной величины, а также средней и максимальной интенсивности аномалий свойственна значительная внутригодовая изменчивость. Так, кумулятивная величина минимальна в июне ($52,8 \text{ psu} \cdot \text{сут.}$ и $55,2 \text{ psu} \cdot \text{сут.}$) и максимальная в октябре ($70,1 \text{ psu} \cdot \text{сут.}$ и $70,2 \text{ psu} \cdot \text{сут.}$, соответственно) (рис. 7 *г*). Наибольшая средняя интенсивность соленостных и пресных аномалий (около $0,88 \text{ psu}$) зафиксирована в октябре, тогда как минимум (порядка $0,66 \text{ psu}$) наблюдается в июле (рис. 7 *д*). Наибольшая максимальная интенсивность (около $23,3 \text{ psu}$ и $24,7 \text{ psu}$, для положительных и отрицательных аномалий, соответственно) наблюдается в октябре и в марте (рис. 7 *е*).

На рис. 8 показано распределение повторяемости положительных и отрицательных аномалий солености в зависимости от их продолжительности за 1993—2021 гг. Наибольшая повторяемость свойственна для продолжительности 2—5 сут., причем самые высокие значения (более 90 %) регистрируются юго-восточнее Готланда, в Борнхольмском бассейне и в Гданьском заливе (рис. 8 *а, ё*). Для аномалий с продолжительностью 6—10 сут. и 11—15 сут. характерно схожее пространственное распределение, при этом их повторяемости намного меньше (рис. 8 *б, в, ж и з*). Повторяемость аномалий с продолжительностью более 16 сут. не превышает 20 % для отдельных участков Балтийского моря (рис. 8 *г, д, е, и, к, л*). Для пресных аномалий с продолжительностью 26—90 сут. характерна большая повторяемость, по сравнению с положительными аномалиями, причем разница наиболее заметна в Борнхольмском и Арконском бассейнах, Гданьском заливе, а также в наиболее глубоководной части Восточного Готландского бассейна (рис. 8 *е и л*).

Как и в случае с числом аномалий, повторяемость их кумулятивной величины максимальна для продолжительности 2—5 сут. и 6—10 сут. (рис. 9 *а—б, ё—ж*). Во многих районах моря повторяемость аномалий с продолжительностью 2—5 сут. может превышать 90—95 %. Наибольшая кумулятивная величина аномалий с продолжительностью более 11 сут. зафиксирована в Датских проливах, у юго-восточного побережья Швеции, в восточной части Гданьского залива, в Финском и Рижском заливах, а также в глубоководных частях Готландского

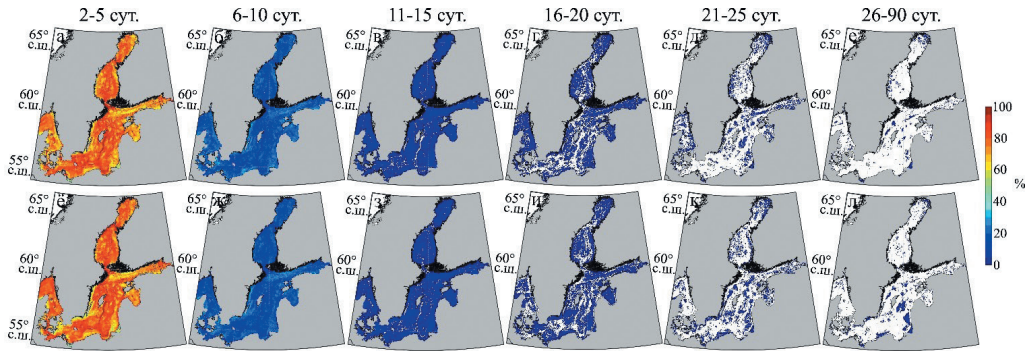


Рис. 8. Повторяемость (%) числа положительных (верхний ряд) и отрицательных (нижний ряд) аномалий солёности с продолжительностью 2—5 сут. (а, ё), 6—10 сут. (б, ж), 11—15 сут. (в, з), 16—20 сут. (г, и), 21—25 сут. (д, к) и 26—90 сут. (е, л) за 1993—2021 гг.

Fig. 8. Probability (%) of the number of positive (upper row) and negative (lower row) salinity anomalies with duration of 2—5 days (a, ё), 6—10 days (б, ж), 11—15 days (в, з), 16—20 days (г, и), 21—25 days (д, к) and 26—90 days (е, л) for 1993—2021.

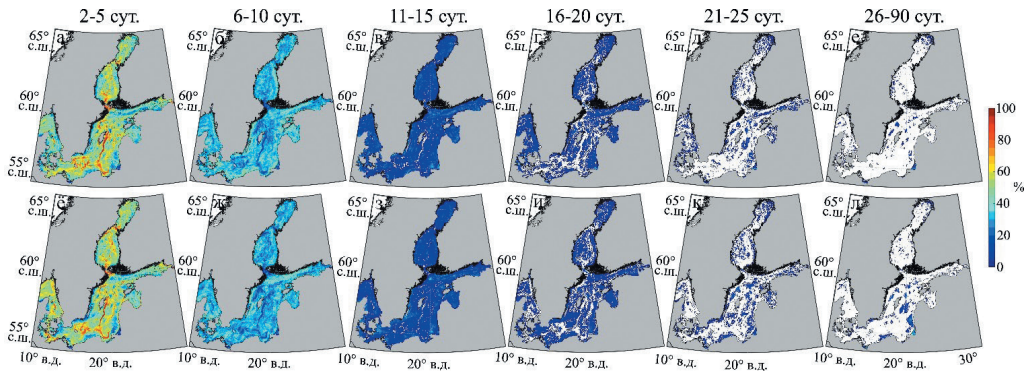


Рис. 9. Повторяемость (%) суммарной кумулятивной величины положительных (верхний ряд) и отрицательных (нижний ряд) аномалий солёности с продолжительностью 2—5 сут. (а, ё), 6—10 сут. (б, ж), 11—15 сут. (в, з), 16—20 сут. (г, и), 21—25 сут. (д, к) и 26—90 сут. (е, л) за 1993—2021 гг.

Fig. 9. Probability (%) of the total cumulative value of positive (upper row) and negative (lower row) salinity anomalies with duration of 2—5 days (a, ё), 6—10 days (б, ж), 11—15 days (в, з), 16—20 days (г, и), 21—25 days (д, к) and 26—90 days (е, л) for 1993—2021.

бассейна (рис. 9 в—е и и—л). Как и ранее, наиболее продолжительные отрицательные аномалии регистрируются в Датских проливах, Арконском и Борнхольмском бассейнах чаще по сравнению с положительными (рис. 9 л и е).

Обсуждение результатов

Физический механизм формирования придонных аномалий солёности в океанах и морях наиболее полно описывается уравнением переноса и диффузии субстанции [22], согласно которому изменение солёности в какой-либо точке моря определяется адвекцией соли морскими течениями, изменением её концентрации за счет горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии и составляющих водного баланса.

В синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов изменчивость солёности в придонном слое моря под влиянием адвекции и турбулентной диффузии может вызываться различными океанологическими процессами, такими как ветровые течения, осенне-зимняя конвекция, синоптические вихри, различные виды низкочастотных волн, апвеллинги и даунвеллинги.

Значительное влияние на синоптические аномалии солёности Балтийского моря оказывают затоки соленых североморских вод, возникающие под воздействием интенсивных и продолжительных ветров западных румбов в результате распространения в Европейский регион из Северной Атлантики глубоких атмосферных циклонов [3, 8, 9, 15, 21]. Так, самая большая кумулятивная величина, интенсивность аномалий и их наибольшее количество прослеживается в районе Датских проливов и южной части открытой Балтики (рис. 4 $z-d$ и рис. 4 $a-b$, $z-d$). Поскольку это сравнительно мелководные акватории, они наиболее часто подвержены воздействию многочисленных, но слабых затоков, не достигающих центральной глубоководной части Балтики [15, 21]. И, наоборот, когда синоптическая ситуация меняется и начинают дуть восточные ветры, происходит отток вод из Балтики в пр. Каттегат. В такие периоды юго-западная часть моря заполняется распреснёнными водами, поступающими из северных районов открытой Балтики. Именно поэтому в юго-западной части моря отмечается максимум количества аномалий и их интенсивности (см. рис. 3 и 5), а их продолжительность близка к среднему периоду прохождения атмосферных циклонов над Балтикой (2,6 суток) [23] и естественному синоптическому периоду (5—7 суток) (рис. 3 $z-d$).

Наши результаты показывают, что средняя продолжительность аномалий солёности в прибрежных районах Балтийского моря заметно больше, чем в открытых глубоководных районах Балтики и Ботнического залива (рис. 3 $z-d$). Эта особенность может быть связана с тем, что в прибрежных районах солёностные аномалии вызываются, главным образом, апвеллингами и даунвеллингами, время жизни которых варьируется от нескольких суток до одного месяца [24]. В открытых районах Балтийского моря аномалии солёности в придонном слое генерируются, по-видимому, в результате вихреобразования, вызванного бароклинной и баротропной неустойчивостью течений. Полученные результаты не противоречат этой гипотезе, показывая, что наибольшее число аномалий солёности (см. рис. 3 $a-b$) хорошо согласуется с местоположением струйных течений в Балтийском море [25]. Среднее время жизни мезомасштабных вихрей Балтийского моря составляет 2,83 суток [26], что значительно меньше продолжительности апвеллингов [24]. Для глубоководных районов также характерны низкие

значения суммарной кумулятивной величины (менее 500 psu · сут.), подтверждающие слабое обновление их вод.

Другим механизмом, оказывающим существенное влияние на синоптические аномалии солёности Балтийского моря, является наличие узких струйных меандрирующих течений, прослеживающихся по результатам численного гидродинамического моделирования динамики вод Балтийского моря при разных масштабах временного осреднения [25, 27]. Так, высокие средние скорости течений более 4 см/с в придонном слое характерны для районов с большим количеством аномалий, тогда как областям с малым числом аномалий свойственны средние скорости порядка 1—2 см/с [25]. Также отчетливо заметно, что высокие скорости течений в придонном слое способствуют уменьшению средней продолжительности аномалий солёности (рис. 3).

Дополнительными факторами, существенно влияющими на гидрологический режим Балтийского моря и оказывающими влияние на формирование аномалий солёности, могут являться процессы апвеллинга (даунвеллинга) и мезомасштабные вихри. Так, в районах с наибольшей суммарной продолжительностью аномалий солёности (например, в западной части Финского залива, а также у южного и юго-восточного побережья Швеции) отмечается высокая частота апвеллингов, достигающая 20—30 % для периода с мая по сентябрь [24]. При этом для областей с наименьшим количеством аномалий солёности, таких как, восточная часть Гданьского залива и южная часть Рижского залива, характерна малая частота апвеллингов для периода с мая по сентябрь, не превышающая 10 % [24].

В работе [26] обнаружено, что средняя продолжительность жизни мезомасштабных вихрей в Балтийском море составляет 2,8 сут, при этом их наибольшее количество обнаружено в районе Аландских островов, вокруг Готланда и Борнхольма, а также в некоторых частях Рижского, Гданьского, Финского и Ботнического заливов. Возможно, наличие большого количества вихрей в данных областях способствует усилению горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии, в результате чего увеличивается количество аномалий солёности, их интенсивность и кумулятивная величина. Кроме того, для количества мезомасштабных вихрей в Балтийском море был обнаружен значимый положительный линейный тренд, указывающий на увеличение их количества в последние годы [26]. Очевидно, подобное увеличение количества вихрей может быть одной из причин аналогичного увеличения солёностных аномалий в последнее время (рис. 6 а).

Для областей с высокой интенсивностью аномалий и их суммарной кумулятивной величиной характерна существенная разница между значениями соответствующих параметров положительных и отрицательных аномалий. Такое различие может свидетельствовать о различных механизмах формирования положительных и отрицательных аномалий. Также можно заметить, что в районе Датских проливов, а также у Южного побережья Швеции, в Восточном Готландском бассейне и в западной части Финского залива разность между положительными и отрицательными аномалиями наиболее однородна по пространству и представляет собой чередование узких и вытянутых областей разного знака (рис. 2—4 в, е). Подобную особенность можно объяснить как схожестью гидрологического режима

вдоль участка одного знака, так и влиянием внешних факторов (например, топографии) в противоположном направлении.

Для синоптических аномалий солёности характерна существенная межгодовая и сезонная изменчивость их основных характеристик (рис. 6 и рис. 7). Для количества аномалий, их средней и суммарной продолжительностей обнаружены положительные значимые линейные тренды, тогда как средняя интенсивность аномалий характеризуется значимым отрицательным трендом (табл. 1). Уменьшение интенсивности аномалий придонной солёности в прибрежных районах может быть вызвано наблюдающимся снижением скорости ветра над Балтийским морем. Инструментальные измерения на береговых метеорологических станциях свидетельствуют, что за последние 40 лет отмечаются значимые отрицательные тренды в изменениях математического ожидания, дисперсии и максимумов скорости ветра над Балтикой [15, 28, 29]. Межгодовая изменчивость параметров солёностных аномалий схожа с результатами из других работ. Так, в работе [30] отмечаются схожие годы как с низкими (1993, 2000 и 2017 гг.), так и с высокими (2003, 2014 гг.) значениями аномалий солёности придонного слоя. В работе [6] среднегодовая солёность для изохалины $> 8,9 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$ резко падает в 2000 году, что также наблюдается и для аномалий солёности по нашим результатам. Увеличение суммарной продолжительности аномалий в декабре-январе может быть связано с ростом в данные месяцы как числа больших балтийских заток, так и их продолжительности [9]. В летний период как средняя, так и максимальная интенсивность аномалий ниже, по сравнению с остальными периодами (рис. 7 *д—е*).

Распределение повторяемости количества и кумулятивной величины аномалий по продолжительности свидетельствует о наибольшем вкладе аномалий с продолжительностью 2—5 и 6—10 суток (рис. 8 и рис. 9). Известно, что временные промежутки 2—5 суток характерны для проходящих над акваторией Балтийского моря циклонов и антициклонов, под влиянием которых могут образовываться интенсивные колебания уровня вплоть до катастрофического масштаба [19]. Аномалии с периодами более 5 суток могут быть связаны с поступлением солёных североморских вод во время ББЗ, средняя продолжительность которых составляет по разным источникам от 6 до 28 дней [7, 9].

Выводы

В настоящей работе на основе данных реанализа Балтийского моря рассматривается синоптическая изменчивость придонного слоя Балтийского моря за 1993—2021 гг. Полученные результаты свидетельствуют о существенной пространственно-временной неоднородности характеристик положительных и отрицательных аномалий солёности, проявляющихся в широком диапазоне масштабов и частот. Как правило, в мелководных районах прослеживается большое количество аномалий солёности с малой продолжительностью, тогда как для глубоководных районов ситуация противоположна. Наибольшая интенсивность, а также кумулятивная величина обнаружены в районе Датских проливов, Арконского и Борнхольмского бассейнов. Значения основных параметров аномалий солёности

в несколько раз могут варьироваться по годам. Для количества аномалий, средней и суммарной продолжительностей, а также кумулятивной величины обнаружено наличие значимых положительных линейных трендов, тогда как максимальная и средняя интенсивности характеризуются значимыми отрицательными трендами.

Наибольшее количество аномалий прослеживается в летний период, при этом их кумулятивная величина максимальна в осенне-зимний период. В летний период интенсивность как положительных, так и отрицательных аномалий минимальна. Установлено, что на гидрологический режим придонного слоя Балтийского моря наибольшее влияние оказывают положительные и отрицательные аномалии солёности с продолжительностью 2—5 и 6—10 суток, поскольку они вносят максимальный вклад в количество и суммарную кумулятивную величину аномалий. Данное влияние резко возрастает в период с октября по март.

Список литературы

1. Залогин Б. С., Косарев А. Н. Моря. Москва: Изд-во Мысль, 1999. 400 с.
2. González-Gambau V., Olmedo E., Turiel A., et al. First SMOS Sea Surface Salinity dedicated products over the Baltic Sea // *Earth System Science Data*. 2022. Vol. 14(5). P. 2343—2368. doi: 10.5194/essd-14-2343-2022.
3. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том III Балтийское море. Выпуск I. Гидрометеорологические условия. Под редакцией Ф. С. Терзиева, В. А. Рожкова, А. И. Смирновой. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. 451 с.
4. Knöbel L., Nascimento-Schulze J. C., Sanders T., et al. Salinity Driven Selection and Local Adaptation in Baltic Sea Mytilid Mussels // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 8. 692078. P. 1—13. doi: 10.3389/fmars.2021.692078.
5. Lehmann A., Myrberg K., Post P., et al. Salinity dynamics of the Baltic Sea // *Earth Syst. Dynam.* 2022. V. 13. P. 373—392. doi: 10.5194/esd-13-373-2022.
6. Radtke H., Brunnabend S.-E., Gräwe U., Markus Meier H. E. Investigating interdecadal salinity changes in the Baltic Sea in a 1850–2008 hindcast simulation // *Clim. Past*. 2020. V. 16. P. 1617—1642. doi: 10.5194/cp-16-1617-2020.
7. Reißmann J. H., Burchard H., Feistel R., et al. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication—a review // *Prog Oceanogr.* 2009. V. 82(1). P. 47—80.
8. Leppäranta M., Myrberg K. *The Physical Oceanography of the Baltic Sea*, edited by: Blondel, P., University of Bath, UK, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York, 2009. 378 p.
9. Mohrholz V. Major Baltic Inflow Statistics — Revised // *Frontiers in Marine Science*. 2018. 5:384. P. 1—16. doi: 10.3389/fmars.2018.00384.
10. Bock K. H. Monatskarten des Salzgehalten der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte [Monthly salinity maps of the Baltic Sea for different depths]. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Ergänzungshäft Reihe B*, 1971, 12, 147 p.
11. Gräwe U., Friedland R., Burchard H. The future of the western Baltic Sea: two possible scenarios // *Ocean Dynamics*. 2013. 63(8). P. 901—921. doi: 10.1007/s10236-013-0634-0.
12. Jobling M. Temperature and growth: modulation of growth rate via temperature change. Chapter in *Global Warming Implications for Freshwater and Marine Fish*, Cambridge University Press, Cambridge, 1997. 225—254 pp. doi: 10.1017/CBO9780511983375.010.
13. Vuorinen I., Hänninen J., Rajasilta M., et al. Scenario simulations of future salinity and ecological consequences in the Baltic Sea and adjacent North Sea areas—implications for environmental monitoring // *Ecological Indicators*. 2015. V. 50. P. 196—205. doi: 10.1016/j.ecolind.2014.10.019.
14. Litina E. N., Zakharchuk E. A., Tikhonova N. A. Dynamics of Hypoxic Zones in the Baltic Sea in the Late XX—Early XXI Century // *Water Resources*. 2020. V. 47(3). P. 478—485. doi: 10.1134/S0097807820030082.

15. Захарчук Е. А., Литина Е. Н., Клевандов Ю. П. и др. Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата // Труды ГОИН. 2017. №. 218. С. 6—62.
16. Захарчук Е. А., Сухачев В. Н., Тихонова Н. А., Литина Е. Н. Стерические колебания уровня Балтийского моря // Russian Journal of Earth Sciences. 2023. Т. 23. ES4014. doi: 10.2205/2023es000846.
17. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. Ленинград: Гидрометеиздат. 1987. 512 с.
18. Монин А. С. Классификация нестационарных процессов в океане // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. №. 7. С. 26—30.
19. Гусев А. К., Захарчук Е. А., Иванов Н. Е. и др. Динамика вод Балтийского моря в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов, под ред. Е.А. Захарчука, СПб: Гидрометеиздат, 2007. 354 с.
20. Liblik T., Lips U. Stratification Has Strengthened in the Baltic Sea — An Analysis of 35 Years of Observational Data // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7:174. P. 1—15. doi: 10.3389/feart.2019.00174.
21. Matthaus W. The History of Investigation of Salt Water Inflows into the Baltic Sea — from the Early Beginning to Recent Results. Marine Science Reports No. 65. Rostock-Warnemuende, Germany, Baltic Sea Res. Institute (IOW), 2006. 73 p.
22. Мамаев О. И. Физическая океанография. Избранные труды. Москва: ВНИРО, 2000. 364 с.
23. Sepp M., Post P., Mändla K., Aunap R. On cyclones entering the Baltic Sea region // Boreal Env.Res. 2018. V. 23. P. 1—14.
24. Lehmann A., Myrberg K., Höflich K. A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009 // Oceanologia. 2012. V. 54 (3). P. 369—393. doi: 10.5697/oc.54-3.369.
25. Placke M., Meier H. E. M., Gräwe U., et al. Long-Term Mean Circulation of the Baltic Sea as Represented by Various Ocean Circulation Models // Frontiers in Marine Science. 2018. V. 5. P. 1—20. doi: 10.3389/fmars.2018.00287.
26. Травкин В. С., Тихонова Н. А., Захарчук Е. А. Мезомасштабные вихри Балтийского моря по данным физического реанализа. Метеорология и гидрология. 2024. №9. С. 35—49. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2024-9-35-49>.
27. Захарчук Е. А., Сухачёв В. Н., Тихонова Н. А. О пространственной структуре и распространении волн невских наводнений // Метеорология и гидрология. 2020. №. 4. С. 42—53.
28. Захарчук Е. А., Сухачев В. Н., Тихонова Н. А. Штормовые нагоны в Финском заливе Балтийского моря // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Т. 66. Вып. 4. С. 781—805. doi: 10.21638/spbu07.2021.408.
29. Захарчук Е. А., Тихонова Н. А., Сухачев В. Н. Изменчивость уровня Балтийского моря. Водные ресурсы в условиях глобальных вызовов: экологические проблемы, управление, мониторинг. Сборник трудов Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. 20–22 сентября 2023 г. Том 2. Ростов-на-Дону. 2023. С. 57—62.
30. Stockmayer V., Lehmann A. Variations of temperature, salinity and oxygen of the Baltic Sea for the period 1950 to 2020 // Oceanologia. 2023. V. 65. P. 466—483. doi: 10.1016/j.oceano.2023.02.002.

References

1. Zalogin B. S., Kosarev A. N. *Morya = Seas*. Moscow: Izd-vo Mysl', 1999: 400 p. (In Russ.).
2. González-Gambau V., Olmedo E., Turiel A., et al. First SMOS Sea Surface Salinity dedicated products over the Baltic Sea. *Earth System Science Data*. 2022; 14(5): 2343—2368. doi: 10.5194/essd-14-2343-2022.
3. Проект «Morya SSSR». *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morey SSSR. Tom III Baltiyskoye more. Vypusk I. Gidrometeorologicheskiye usloviya = The project "Seas of the USSR". Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Volume III The Baltic Sea. Issue I. Hydrometeorological conditions*. Edited by F. S. Terziev, V. A. Rozhkov, A. I. Smirnova. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 451 p. (In Russ.).
4. Knöbel L., Nascimento-Schulze J. C., Sanders T., et al. Salinity Driven Selection and Local Adaptation in Baltic Sea Mytilid Mussels. *Front. Mar. Sci.* 2021; (8):692078. P. 1—13. doi: 10.3389/fmars.2021.692078.

5. Lehmann A., Myrberg K., Post P., et al. Salinity dynamics of the Baltic Sea. *Earth Syst. Dynam.* 2022; (13): 373—392. doi: 10.5194/esd-13-373-2022.
6. Radtke H., Brunnabend S.-E., Gräwe U., Markus Meier H. E. Investigating interdecadal salinity changes in the Baltic Sea in a 1850–2008 hindcast simulation. *Clim. Past.* 2020; (16): 1617—1642. doi: 10.5194/cp-16-1617-2020.
7. Reißmann J. H., Burchard H., Feistel R., et al. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication—a review. *Prog. Oceanogr.* 2009; 82(1): 47—80.
8. Leppäranta M., Myrberg K. *The Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Edited by: Blondel, P., University of Bath, UK, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York, 2009: 378 p.
9. Mohrholz V. Major Baltic Inflow Statistics — Revised. *Frontiers in Marine Science*. 2018; 5(384): 1—16. doi: 10.3389/fmars.2018.00384.
10. Bock K. H. Monatskarten des Salzgehalten der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte [Monthly salinity maps of the Baltic Sea for different depths]. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Ergänzungshäft Reihe B*, 1971;(12): 147 p.
11. Gräwe U., Friedland R., Burchard H. The future of the western Baltic Sea: two possible scenarios. *Ocean Dynamics*. 2013; 63(8): 901—921. doi: 10.1007/s10236-013-0634-0.
12. Jobling M. Temperature and growth: modulation of growth rate via temperature change. Chapter in *Global Warming Implications for Freshwater and Marine Fish*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997; 225—254 pp. doi: 10.1017/CBO9780511983375.010.
13. Vuorinen I., Hänninen J., Rajasilta M., et al. Scenario simulations of future salinity and ecological consequences in the Baltic Sea and adjacent North Sea areas—implications for environmental monitoring. *Ecological Indicators*. 2015; (50): 196—205. doi: 10.1016/j.ecolind.2014.10.019.
14. Litina E. N., Zakharchuk E. A., Tikhonova N. A. Dynamics of Hypoxic Zones in the Baltic Sea in the Late XX—Early XXI Century. *Water Resources*. 2020; 47(3): (478—485). doi: 10.1134/S0097807820030082.
15. Zakharchuk E. A., Litina E. N., Klevantsov Yu. P., et al. Non-stationarity of hydrometeorological processes in the Baltic Sea under changing climate conditions. *Trudy GOIN = Proceedings of GOIN*. 2017;(218): (6—62). (In Russ.).
16. Zakharchuk E. A., Sukhachev V. N., Tikhonova N. A., Litina E. N. Steric oscillations of the Baltic Sea level. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2023; 23: ES4014. doi: 10.2205/2023es000846 (In Russ.).
17. Kamenkovich V. M., Koshlyakov M. N., Monin A. S. *Sinopticheskiye vikhri v okeane = Synoptic eddies in the ocean*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 512 p. (In Russ.).
18. Monin A. S. Classification of non-stationary processes in the ocean. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Fizika Zemli = Izvestiya AN SSSR. Physics of the Earth*. 1972; (7): (26—30). (In Russ.).
19. Gusev A. K., Zakharchuk E. A., Ivanov N. E., et al. *Dinamika vod Baltijskogo morya v sinopticheskom diapazone prostranstvenno-vremennykh masshtabov = Dynamics of the Baltic Sea waters in the synoptic range of spatial-temporal scales*, edited by E. A. Zakharchuk. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2007: 354 p. (In Russ.).
20. Liblik T., Lips U. Stratification Has Strengthened in the Baltic Sea — An Analysis of 35 Years of Observational Data. *Frontiers in Earth Science*. 2019; 7(174): 1—15. doi: 10.3389/feart.2019.00174.
21. Matthaus W. the History of Investigation of Salt Water Inflows into the Baltic Sea — from the Early Beginning to Recent Results. *Marine Science Reports No. 65*. Rostock-Warnemuende, Germany, Baltic Sea Res. Institute (IOW), 2006: 73 p.
22. Mamaev O. I. *Fizicheskaya okeanografiya. Izbrannyye trudy = Physical oceanography. Selected works*. Moscow: VNIRO, 2000: 364 p. (In Russ.).
23. Sepp M., Post P., Mändla K., Aunap R. On cyclones entering the Baltic Sea region. *Boreal Env.Res.* 2018; (23): 1—14.
24. Lehmann A., Myrberg K., Höflisch K. A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009. *Oceanologia*. 2012; 54 (3): 369—393. doi:10.5697/oc.54-3.369.
25. Placke M., Meier H. E. M., Gräwe U., et al. Long-Term Mean Circulation of the Baltic Sea as Represented by Various Ocean Circulation Models. *Frontiers in Marine Science*. 2018; (5): 1—20. doi: 10.3389/fmars.2018.00287.
26. Travkin V. S., Tikhonova N. A., Zakharchuk E. A. Mesoscale Eddies of the Baltic sea according to the Physical Reanalysis. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2024; (49): 784—794. <https://doi.org/10.3103/S1068373924090048>.

27. Zakharchuk E. A., Sukhachev V. N., Tikhonova N. A. On the spatial structure and propagation of Neva flood waves. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology*. 2020; 4: (42—53). (In Russ.).
28. Zakharchuk E. A., Sukhachev V. N., Tikhonova N. A. Storm surges in the Gulf of Finland of the Baltic Sea. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle = Bulletin of St. Petersburg University. Earth Sciences*. 2021; 66(4): (781—805). doi: 10.21638/spbu07.2021.408 (In Russ.).
29. Zakharchuk E. A., Tikhonova N. A., Sukhachev V. N. Baltic Sea level variability. *Vodnyye resursy v usloviyakh global'nykh vyzovov: ekologicheskiye problemy, upravleniye, monitoring. Sbornik trudov Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem = Water resources in the context of global challenges: environmental issues, management, monitoring. Proceedings of the All-Russian scientific and practical conference with international participation*. September 20—22, 2023. Rostov-on-Don. 2023; (2): (57—62). (In Russ.).
30. Stockmayer V., Lehmann A. Variations of temperature, salinity and oxygen of the Baltic Sea for the period 1950 to 2020. *Oceanologia*. 2023; (65): 466—483. doi: 10.1016/j.oceano.2023.02.002.

Информация об авторах

Травкин Владимир Станиславович, Санкт-Петербургский государственный университет, аспирант; СПО ФГБУ «ГОИН», лаборатория ветрового волнения, научный сотрудник, vtravkin99@gmail.com.

Тихонова Наталья Александровна, Санкт-Петербургский государственный университет, доцент; СПО ФГБУ «ГОИН», лаборатория спутниковой океанографии, заведующий лабораторией, nata-tik@yandex.ru.

Захарчук Евгений Александрович, Санкт-Петербургский государственный университет, профессор, заведующий кафедрой океанологии, eazakharchuk@yandex.ru.

Information about authors

Travkin Vladimir Stanislavovich, St. Petersburg State University, postgraduate student; N. N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Wind wave Laboratory, researcher, vtravkin99@gmail.com.

Tikhonova Natalia Alexandrovna, St. Petersburg State University, Associate Professor; N. N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Laboratory of Satellite Oceanography, Head of the laboratory, nata-tik@yandex.ru.

Zakharchuk Eugeny Alexandrovich, St. Petersburg State University, Professor, Head of the Department of Oceanology, eazakharchuk@yandex.ru.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 30.11.2024

Принята к печати после доработки 15.04.2025

The article was received on 30.11.2024

The article was accepted after revision on 15.04.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 247—260.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(79):247—260.

ГИДРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК

doi: [556.16.06:622]:001.891.57

Применение геофильтрационной модели для адаптации гидрологических моделей стока с водосбора для долгосрочных прогнозов водопритока к действующим карьерам

***Леонид Игоревич Лесничий¹, Екатерина Владимировна Гайдукова²,
Кристина Ильинична Гриценко¹, Дмитрий Александрович Едакин³***

¹ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия, Lesnichiy_LI@pers.spmi.ru

² Российский государственный гидрометеорологический университет

³ АО «АГД ДАЙМОНДС»

Аннотация. В работе рассмотрены вопросы, связанные с долгосрочными прогнозами стока с водосбора в условиях влияния на режим подземных вод горных работ. Площади водосборов разрабатываемых открытых горных выработок отличаются от природных водосборов тем, что они подвержены постоянному техногенному воздействию (расширению карьера, работе дренажных систем и т.п.). Существующие методы гидрологических долгосрочных прогнозов стока с водосбора нуждаются в соответствующей адаптации. В статье предложено для долгосрочных прогнозов водопритока к карьерам использовать модель склонового стока с сосредоточенными параметрами, а изменение коэффициентов этой модели (свойств водосбора) под действием горных работ, в частности дренажных мероприятий, прогнозировать с помощью геофильтрационной модели.

Ключевые слова: долгосрочные прогнозы стока, прогноз водопритока, карьер, открытые горные выработки, модель водосбора, геофильтрационная модель, сток с водосбора, подземный сток.

Для цитирования: Лесничий Л. И., Гайдукова Е. В., Гриценко К. И., Едакин Д. А. Применение геофильтрационной модели для адаптации гидрологических моделей стока с водосбора для долгосрочных прогнозов водопритока к действующим карьерам // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 247—260. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-247-260.

Original article

Application of groundwater flow modeling to adapt hydrological models of runoff from a catchment for long-term forecasts of water inflow to operating open-pit mines

**Leonid I. Lesnichii¹, Ekaterina V. Gaidukova²,
Kristina I. Gritsenko¹, Dmitrii A. Edakin³**

¹ St. Petersburg Mining University

² Russian State Hydrometeorological University

³ AGD Diamonds

Summary. The article discusses issues related to long-term forecasts of runoff from a catchment area under the influence of mining operations on the groundwater regime. The catchment areas of open-pit mines differ from the natural one by the presence of a constant technogenic impact on the environment (such as open-pit mining expansion, drainage system, etc.). Existing methods of long-term and ultra-long-term hydrological forecasts are applied to stable catchment systems. Therefore, for a catchment included an operating open-pit mine those methods have to be adapted.

Pits are, as a rule, the epicenters of man-made impact on the regime of groundwater. The inflow of groundwater into them is measured. Therefore, first of all, it is advisable to solve the problem of adapting hydrological methods of forecasting runoff from the catchment area to forecasting groundwater inflow to pits. The article suggests applying two methods simultaneously: the catchment model with concentrated parameters for forecasting a long-term inflow to operating open-pit mines and groundwater flow modeling to account for changes in the system (properties of the catchment area) under anthropogenic impact.

In the article an experiment was carried out to compare the results of forecasts of annual water inflow to the open-pit mines, made using a catchment model, with the results of groundwater flow modeling. Based on the results of the experiment, it was established that the values of annual water inflows to the operating open-pit mines calculated using a groundwater flow model can be predicted using the catchment model with concentrated parameters with high accuracy (prediction criterion $S/\sigma = 0,16—0,34$).

Keywords: open pit mining, water inflow forecast, seasonal variations in water inflow, ore deposit V. Griba, catchment, the slope runoff model, partly infinite modeling, efficient development of mineral deposits.

For citation: Lesnichii L. I., Gaidukova E. V., Gritsenko K. I., Edakin D. A. Application of groundwater flow modeling to adapt hydrological models of runoff from a catchment for long-term forecasts of water inflow to operating open-pit mines. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(247—260). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-247-260. (In Russ.).

Введение

На территории России существует значительное количество месторождений полезных ископаемых, разрабатываемых открытым способом, эксплуатация которых осуществляется или планируется на многие десятилетия (карьеры Курской магнитной аномалии, апатит-нефелиновых руд Хибинского массива и т.п.). Для их эффективной и безопасной отработки важным является своевременное получение долгосрочных прогнозов изменения годового притока подземных вод к ним [1, 2], а также оценка влияния открытых горных работ на сток рек, в том числе

в условиях изменяющегося климата [3]. Поскольку карьеры и разрезы являются, как правило, эпицентрами техногенного воздействия на режим природных вод, то из этих двух задач следует выделить первую — задачу прогноза годового притока подземных вод к карьерам и разрезам.

Решение поставленной задачи осложняется тем, что действующие карьеры с их площадью водосбора являются объектами, подверженными постоянному техногенному воздействию (расширение карьера, создание дренажных систем, в том числе водопонижающих скважин, нагорных канав и т.п.). Как следствие, при долгосрочных прогнозах необходимо одновременно учитывать влияние как природных, так и техногенных факторов.

Методы расчета изменений режима подземных вод и водопритока к карьерам и разрезам, возникающие вследствие возможных техногенных воздействий при ведении горных работ, достаточно хорошо разработаны в горно-промышленной гидрогеологии [4, 5]. Наиболее распространенным методом является применение геофильтрационной модели [5—7], но найти в литературе случаи практического применения геофильтрационной модели для регулярных прогнозов водопритока подземных вод не удалось. Связано это с тем, что в геофильтрационной модели в качестве внешнего воздействия (верхнего граничного условия) задается инфильтрационное питание, прогнозная величина которого, как правило, неизвестна. Гидрогеологические прогнозы водопритока к карьерам носят сценарный характер при заданных средних и экстремальных воздействиях природных факторов.

Для прогнозов годового стока с помощью геофильтрационной модели необходим прогноз инфильтрационного питания, т.е. необходимо создание комплексной гидрологической модели водосбора с распределенными параметрами, описывающей основные стокоформирующие процессы на водосборе (испарение и транспирацию, поверхностный сток, снеготаяние и т.п.). Создание таких моделей является перспективным направлением развития гидрологических прогнозов, но в настоящее время их широкое применение на территории России затруднительно [8]. Альтернативой такому подходу являются гидрологические модели водосбора с сосредоточенными параметрами, но они не применяются для прогноза подземного стока с водосбора для действующих карьеров. Очевидно, это связано с необходимостью учитывать техногенные изменения на водосборе. Таким образом, с помощью геофильтрационной модели можно спрогнозировать техногенное воздействие, а с помощью гидрологических моделей водосбора с сосредоточенными параметрами — изменение притока к карьере под действием природных факторов [9, 10].

Следует обратить внимание на тот факт, что техногенные воздействия на площади водосбора карьерного поля, как правило, планируются (предусматриваются проектом) и воздействие их на режим подземных и поверхностных вод и водоприток в карьер может быть спрогнозировано. В частности, с помощью геофильтрационной модели может быть рассчитано изменение водопритока к карьере подземных вод при заданном (проектном) дебите контура водопонижающих

скважин (ВПС). Перспективным представляется совместное применение для прогнозов притока к карьере методов гидрологических и гидрогеологических прогнозов. В связи с этим цель данной работы состоит в оценке возможности применения геофильтрационной модели для адаптации гидрологических моделей для прогнозов среднегодовых величин водопритока к действующим карьерам.

Уточнение задачи, методика исследования

Для решения поставленной задачи из известных методов прогноза стока с водосбора была выбрана модель водосбора с сосредоточенными параметрами [9] вида:

$$\tau \frac{dQ}{dt} + \frac{1}{k} Q = \dot{X}, \quad (1)$$

где Q — сток, м³/сут; k , τ — коэффициенты модели (коэффициент, характеризующий потери притока и коэффициент, характеризующий время реакции на внешнее воздействие); $\dot{X}$ — питание (атмосферные осадки), м³/сут; t — время, сут.

Выбор этой модели обусловлен тем, что она успешно применялась для прогнозов сезонных изменений водопритока к отработанным карьерам [11], а также тем, что она является ядром стохастической модели, применяемой для долгосрочных прогнозов минимального стока с водосбора в условиях неустановившегося климата [12], но для прогнозов в условиях действующих карьеров модель (1) нуждается в соответствующей адаптации. Основным недостатком модели с сосредоточенными параметрами является то, что техногенные воздействия на режим подземных и поверхностных вод отражаются в изменении коэффициентов модели. В частности, понижение уровней подземных вод вследствие дренажного влияния карьера или водопонижающих скважин при неизменном коэффициенте фильтрации, приводит к уменьшению водопроводимости и запасов воды. В отличие от геофильтрационной модели для модели с сосредоточенными параметрами (1) это будет означать изменение ее коэффициентов. Следовательно, целесообразность применения модели (1) для прогнозов водопритока к карьерам зависит от того, насколько характерные для отработки месторождений открытым способом техногенные изменения повлияют на изменение коэффициентов модели и насколько эти изменения могут быть учтены (спрогнозированы). Для ответа на этот вопрос был поставлен численный эксперимент. Он состоял из трех основных этапов.

На первом этапе была создана геофильтрационная модель исследуемого района. На втором этапе с помощью созданной геофильтрационной модели был рассчитан водоприток в карьер для различных вариантов техногенного воздействия на режим подземных вод. На третьем этапе численного эксперимента полученные ряды водопритока к карьере были рассчитаны (спрогнозированы) с помощью модели водосбора (1) при постоянных коэффициентах и линейно зависящих от заданного техногенного воздействия (дебита дренажной системы).

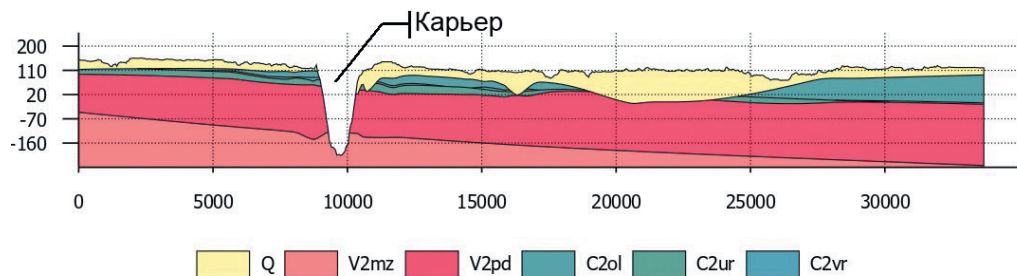


Рис. 1. Геологический разрез рассматриваемой территории.

Fig. 1. Geological section of the territory under consideration.

Численный эксперимент

На первом этапе в качестве объекта исследования для проведения численного эксперимента был выбран один из действующих карьеров Зимнего Берега Белого моря с действующей дренажной системой, высокой изученностью площади водосбора карьерного поля и развитой системой гидрологического и гидрогеологического мониторинга, позволяющей создать надежную (точную) геофильтрационную модель. К 2024 г. глубина карьера составила более 300 метров. Им были вскрыты четвертичные отложения (Q) (олмуго-окуневская (C_{2ol}), воереченская (C_{2vr}), урзугская (C_{2ur}) свиты карбона, падунская (V_{2pd}) и мезенская (V_{2mz}) свиты венда. Геологический разрез района месторождения представлен на рис. 1.

Была создана геофильтрационная модель площади водосбора карьера, состоящая из шести слоев, соответствующих выделенным на месторождении водоносным и водоупорным горизонтам:

- водоносному комплексу четвертичных отложений;
- карбон-пермскому водоносному комплексу, в котором выделены три водоносных горизонта, приуроченных к доломитам олмуго-окуневской свиты, подстилающим их песчаникам и алевролитам воереченской свиты, а также песчаникам урзугской свиты;
- комплексу водоносных отложений падунской свиты венда представленного преимущественно песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов;
- комплексу слабопроницаемых отложений мезенской свиты венда представленного переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Построение геофильтрационной модели и последующие расчеты выполнялись посредством программного комплекса «НИМФА» («Логос Гидрогеология»). Эта программа использует неструктурированную сетку с поддержкой выклинивания. Размер сетки в радиусе пяти километров от карьера составлял пятьдесят метров, на больших удалениях — один километр.

Значения принятых фильтрационных параметров для слоев модели (гидрогеологических подразделений) представлены в табл. 1.

Принятые параметры для водоносных горизонтов
Hydrological properties for aquifers used for the test simulation

Характеристика	Q	C_{2ol}	C_{2vr}	C_{2ur}	V_{2pd}	V_{2mz}
Коэффициент фильтрации (k_{xy}), м/сут	30	25	0,1	2,5	1,2	0,002
Вертикальный коэффициент фильтрации (k_z), м/сут	3	0,1	0,005	0,5	0,1	0,0002
Коэффициент упругости, 1/м	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,00001	0,00001
Гравитационная водоотдача	0,02	0,02	0,005	0,05	0,04	0,0001

При идентификации геофильтрационной модели было задано два расчетных периода. Первый — стационарный, имитирующий ненарушенный природный режим до начала разработки карьера (соответствует временному интервалу до 2011 г.). Второй — расчетный нестационарный период с четырнадцатью стресс-периодами (период 2011—2023 гг.), имитирующий этапность отработки месторождения, который калибровался при известных (фактических) производительностях техногенного воздействия водопонижающих скважин и фактического положения (формы) карьера.

Отметим следующее: при калибровке модели принятые параметры водоносных горизонтов изменялись в последнюю очередь. Прежде всего, значения руслового сопротивления подбирались таким образом, чтобы, с одной стороны, фактические уровни воды в скважинах соответствовали расчетным, а с другой — величины стока рек соответствовали величине их подземного питания, полученные по данным гидрометрических наблюдений. Модель калибровалась так, чтобы достичь соответствия уровней подземных вод и балансовых характеристик рек на участке карьера. Главным контролирующим параметром при этом выступала сходимость модельных притоков в карьер с фактической производительностью карьерного водоотлива.

На втором этапе численного эксперимента созданная геофильтрационная модель использовалась для имитации (задания) двух различных карьеров с двумя вариантами техногенного воздействия на режим подземных вод, а именно:

— были заданы две конфигурации карьера: первый вариант — вскрытие всей мощности четвертичных отложений (50 м), второй вариант — вскрытие толщи пород до подошвы падунских отложений (глубина карьера 270 м);

— для имитации техногенного воздействия был использован существующий контур водопонижающих скважин с различными величинами дебита.

Варианты задания изменений техногенного воздействия предусмотрены в двух постановках:

- 1) откачка из водопонижающего контура вокруг всего карьера;
- 2) при отсутствии воздействия.

Принятые величины внешних (техногенных) воздействий и заданного инфильтрационного питания представлены в табл. 2.

Таблица 2

Принятые величины инфильтрационного питания (I) и техногенного воздействияUsed values of recharge (I) and technogenic impact

Год	I , мм/год	Откачка по контуру ВПС, м ³ /сут
2011	120	0
2012	168	56500
2013	114	56500
2014	132	56500
2015	101	56500
2016	131	79100
2017	147	79100
2018	145	79100
2019	202	79100
2020	179	79100
2021	121	79100
2022	138	79100
2023	142	79100

В результате тестовых расчетов получены по два ряда данных водопритока для каждой из двух выбранных конфигураций карьера.

На третьем этапе численного эксперимента полученные ряды данных использованы для прогнозов водопритока к карьере с помощью модели водосбора. Считая полученные по геофильтрационной модели значения водопритоков истинными, для двух карьеров была создана модель водосбора с сосредоточенными параметрами и выданы ретроспективные прогнозы среднегодовых значений водопритока (с заблаговременностью 1 год) по методике, изложенной в [11]. Модель (1) была представлена в численной реализации в виде:

$$Q_{t+\Delta t} = Q_t + \frac{\Delta t}{\tau} \dot{X}_t - \frac{\Delta t}{k\tau} Q_t, \quad (2)$$

где t — момент времени; Δt — шаг по времени, равный заблаговременности прогноза.

Для модели (1) была выполнена процедура идентификации параметров и проведена оценка точности модели (оправдываемости прогноза) по критериям S/σ и S/σ_Δ [13], где S — среднеквадратическая ошибка прогноза, м³/сут; σ — среднеквадратическое отклонение предсказываемой переменной от нормы, м³/сут; σ_Δ — среднеквадратическое отклонение изменения предсказываемой переменной от среднего ее изменения за период заблаговременности, м³/сут.

Задаваемые техногенные воздействия (откачка по контуру водопонижающих скважин), с точки зрения модели с сосредоточенными параметрами, — это изменение свойств системы (коэффициентов модели). Для решения задачи учета техногенных изменений были созданы варианты модели (2), где ее коэффициенты задавались как линейные функции от внешнего воздействия или прошлого состояния системы (величины водопритока в карьере) в соответствии с подходом [14].

Результаты исследования

Результаты выполненных с помощью геофильтрационной модели расчетов среднегодовых водопритоков к карьерам, вскрывшим падунские отложения, представлены на рис. 2 и 3.

Полученные с помощью геофильтрационной модели значения годового водопритока были спрогнозированы (с заблаговременностью 1 год) с помощью

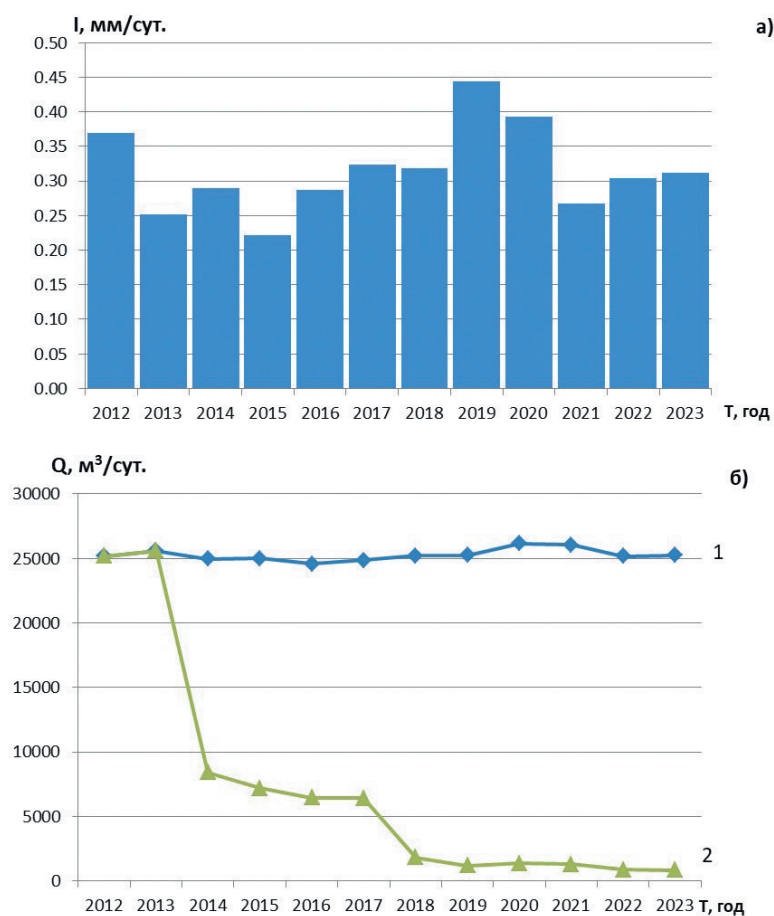


Рис. 2. Модельные значения водопритока к карьерам, вскрывшим четвертичные отложения (б) при заданном инфильтрационном питании (а):

- 1 — без влияния контура водопонижающих скважин;
- 2 — с откачкой из контура водопонижающих скважин.

Fig. 2. Model values of water inflow to pit that exposed Quaternary deposits (b) with a given infiltration recharge (a).

- 1 — without the influence of the contour of dewatering wells;
- 2 — with pumping from the contour of dewatering wells.

модели водосбора (1). Результаты расчетов (прогнозов) представлены в сводной табл. 3 и на рис. 4—7.

Таблица 3

Характеристики модели водосбора для прогноза годового водопритока
Parameters of the water catchment model for annual water inflow forecasting

Характеристика	Влияние дренажного комплекса отсутствует	Откачка из контура ВПС
Карьер в четвертичных отложениях		
S , м ³ /сутки	79,7	3382
σ , м ³ /сутки	442,8	9904
σ_{Δ} , м ³ /сутки	483,4	4953
S/σ	0,18	0,34
S/σ_{Δ}	0,16	0,68
$0,674\sigma$	100 %	91,7 %
Модель карьера в падунских отложениях		
S , м ³ /сутки	3516	4523
σ , м ³ /сутки	13239	28644
σ_{Δ} , м ³ /сутки	10976	11930
S/σ	0,27	0,16
S/σ_{Δ}	0,32	0,38
$0,674\sigma$	100 %	100 %

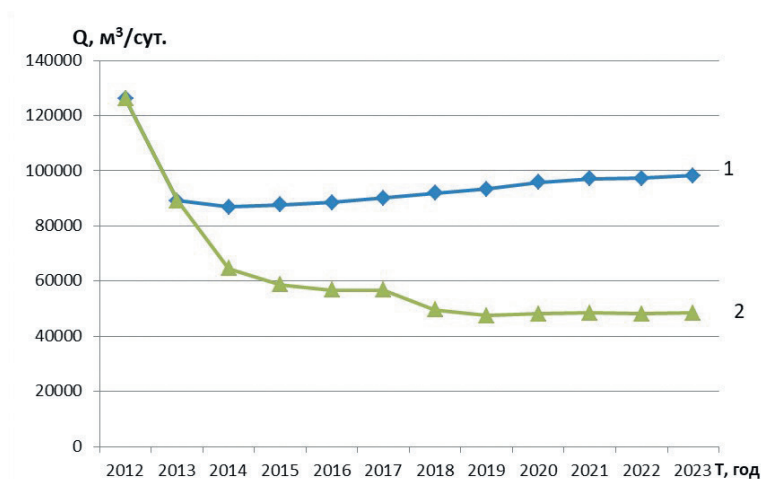


Рис. 3. Модельные значения водопритока к карьерам, вскрывшим падунские отложения.

- 1 — без влияния контура водопонижающих скважин;
2 — с откачкой из контура водопонижающих скважин

Fig. 3. Model values of water inflow to pit that exposed Padun deposits.

- 1 — without the influence of the contour of dewatering wells;
2 — with pumping from the contour of dewatering wells.

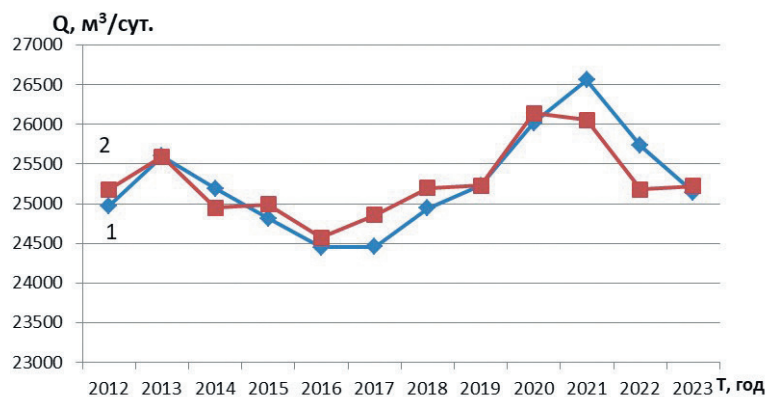


Рис. 4. Спрогнозированные по модели водосбора (1) и рассчитанные с помощью геофильтрационной модели (2) значения среднегодового водопритока к карьеру, вскрывшему четвертичные отложения, при отсутствии воздействия дренажной системы.

Fig. 4. Forecasted by the catchment model (1) and actual (2) values of average annual water inflow to the pit that exposed Quaternary deposits, in the absence of the impact of the drainage system.

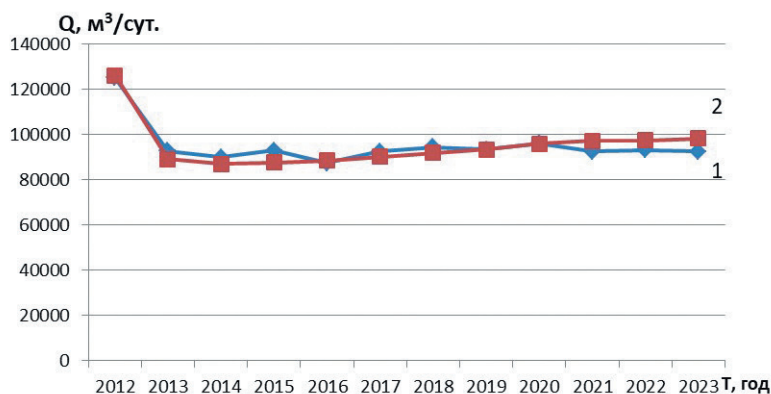


Рис. 5. Спрогнозированные по модели водосбора (1) и рассчитанные с помощью геофильтрационной модели (2) значения среднегодового водопритока к карьеру, вскрывшему падунские отложения, при отсутствии воздействия дренажной системы.

Fig. 5. Forecasted by the catchment model (1) and actual (2) values of average annual water inflow to the pit that exposed Padun deposits, in the absence of the impact of the drainage system.

Из представленной табл. 3 и рис. 4—7 видно, что точность прогнозов по модели водосбора рядов водопритока, сгенерированного геофильтрационной моделью, по критерию S/σ составляла от 0,16 до 0,34; в пяти из шести рассмотренных вариантах 100 % прогнозных значений находились в интервале $0,674\sigma$. Такие прогнозы принято относить к категории «отличных» [13].

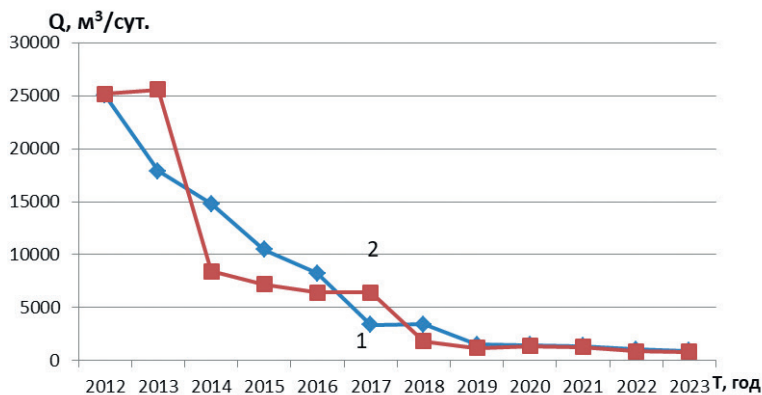


Рис. 6. Спрогнозированные по модели водосбора (1) и рассчитанные с помощью геофильтрационной модели (2) значения среднегодового водопритока к карьеру, вскрывшему четвертичные отложения, при откачке на контуре ВПС.

Fig. 6. Forecasted by the catchment model (1) and actual (2) values of average annual water inflow to the pit that exposed Quaternary deposits with impact caused by pumping wells system.

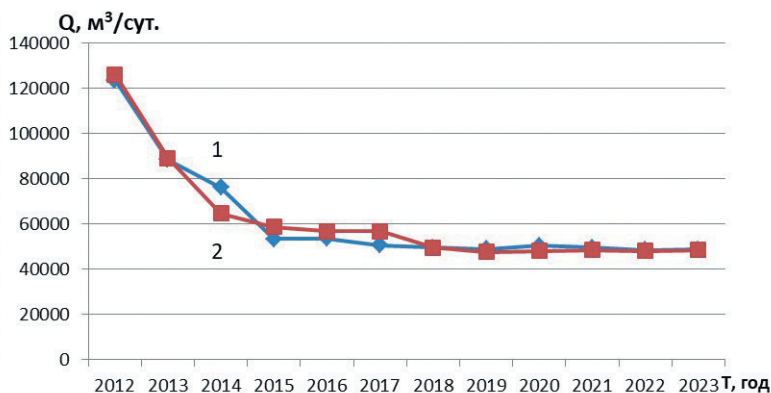


Рис. 7. Спрогнозированные по модели водосбора (1) и рассчитанные с помощью геофильтрационной модели (2) значения среднегодового водопритока к карьеру, вскрывшему падунские отложения, при откачке на контуре ВПС.

Fig. 7. Forecasted by the catchment model (1) and actual (2) values of average annual water inflow to the pit that exposed Padun deposits with impact caused by pumping wells system.

Характер описания моделью водосбора (1) ряда водопритока в карьер в различных условиях вскрытия карьера и работы дренажного комплекса имеет свои особенности. Полученные зависимости и способы их учета в общей прогностической модели могут быть разные, в зависимости от гидрогеологических и климатических условий карьерных полей. Качество и количество информации о геологических условиях гидрогеологического мониторинга могут значительно повлиять

на точность геофильтрационной модели, а значит — и на точность долгосрочных прогнозов годового притока. В дальнейшем этим вопросам следует уделить особое внимание как определяющим границы применимости модели (1) для прогнозов водопритока к действующим горным выработкам. Их решение требует обобщения результатов исследований на нескольких месторождениях. На данном этапе можно сделать один вывод: модель (1) описывает техногенные воздействия на водосбор при ведении горных работ с достаточной точностью (S/σ , 0,16—0,34) для геолого-гидрогеологических условий Зимнего Берега Белого моря.

Заключение

Анализ результатов проведенного численного эксперимента показал, что рассчитанные с помощью геофильтрационной модели значения среднегодового водопритока подземных вод к карьеру могут быть спрогнозированы с помощью модели водосбора с сосредоточенными параметрами с высокой точностью (оправдываемостью).

Введение для учета техногенных воздействий на режим подземных вод переменных коэффициентов модели позволило для геолого-гидрогеологических условий Зимнего Берега Белого моря достичь оправдываемости прогнозов по критерию S/σ 0,16—0,34. Таким образом, при наличии достаточно длительного (10—15 лет) фактического ряда наблюдений за водопритоком в карьер и хорошо откалиброванной геофильтрационной модели можно определить (спрогнозировать) изменения коэффициентов модели водосбора с сосредоточенными параметрами, при заданных проектных (прогнозных) техногенных воздействиях (изменениях работы контура водопонижающих скважин и т.п.). Это создает возможность применения модели водосбора с сосредоточенными параметрами для долгосрочных прогнозов годового водопритока для действующих карьеров.

Карьер — эпицентр техногенных воздействий на режим подземных вод, поэтому возможность адаптации модели с сосредоточенными параметрами для долгосрочных прогнозов к открытым горным выработкам должна означать также возможность ее применения для долгосрочных прогнозов изменений подземного питания водоемов и водотоков вследствие техногенных изменений в режиме подземных вод.

Список литературы

1. Лисицкий А. В. Совершенствование системы управления шахтным водоотливом за счет краткосрочного прогноза водопритоков // Записки Горного института. 2002. Т. 150. № 1. С. 96—99.
2. Кутепов Ю. И., Кутепова Н. А., Пономаренко М. Р. и др. Геомеханический мониторинг устойчивости бортов разрезов и отвалов при разработке угольных месторождений // Горный журнал. 2023. № 5. С. 69—74. doi: 10.17580/gzh.2023.05.10.
3. Shevnina E., Silaev A. The probabilistic hydrological marcs hydro (the Marhov chain system) model: its structure and core version 0.2 // Geoscientific Model Development. 2019. Т. 12. № 7. Р. 2767—2780.
4. Норватов Ю. А., Сергутин М. В. Прогнозирование водопритоков в горные выработки при разработке рудных месторождений комбинированным открыто-подземным способом // Записки Горного института. 2015. Т. 212. № 5. С. 89—94.
5. Мироненко В. А. Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 2001. 519 с.

6. Christian D. Langevin, Joseph D. Hughes, Edward R. Banta, et al. Documentation for the MODFLOW 6 Groundwater Flow Model. Reston: U.S. Geological Survey, 2017. Book 6. Modeling Techniques. Section A. Groundwater. Chapter 55. 197 p.
7. Kotlov S., Saveliev D., Shamshev A. Peculiarities of numerical modeling of the conditions for the formation of water inflows into open-pit workings when constructing the protective watertight structures at the Koashvinsky quarry. *Geomechanics and Geodynamics of Rock Masses: Proceedings of the 2018 European Rock Mechanics Symposium*. London: CRC Press, 2018. P. 827—832.
8. Кучмент Л. С. Проблемы выбора моделей формирования стока для решения практических задач // Научное обеспечение реализации «Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 года», Том 1. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2015. С. 74—80.
9. Коваленко В. В. Викторова Н. В. Гайдукова Е. В. Моделирование гидрологических процессов. СПб.: РГГМУ, 2006. 556 с.
10. Кучмент Л. С. Модели процессов формирования речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 143 с.
11. Лесничий Л. И. Гриценко К. И. Метод прогноза сезонных изменений водопритока к подземным горным выработкам на основе модели водосбора с сосредоточенными параметрами // *Геозкология, инженерная геология, гидрогеология, геоэкология*. 2023. № 6. С. 79—83. doi: 10.31857/S086978092306005X.
12. Коваленко В. В. Викторова Н. В. Гайдукова Е. В. и др. Методические рекомендации по оценке обеспеченных расходов воды проектируемых гидротехнических сооружений при неустановившемся климате. СПб.: РГГМУ, 2010. 52 с.
13. Попов Е. Г. Гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 256 с.
14. Коваленко В. В. Гайдукова Е. В. Хаустов В. А. и др. Частично инфинитное моделирование развивающихся гидрологических систем. СПб.: РГГМУ, 2021. 120 с.

References

1. Lisitskii A. V. Improvement of mine drainage management system by means of short-term forecast of water inflows. *Zapiski Gornogo institute = Journal of Mining Institute*. 2002; 150 (1): (96—99). (In Russ.).
2. Kutepov Yu. I., Kutepova N. A., Ponomarenko M.R., et al. Geomechanical monitoring of slope stability in pitwall and dumps in coal mining. *Gornyi zhurnal = Mining Journal*. 2023; (5): (69—74). doi: 10.17580/gzh.2023.05.10. (In Russ.).
3. Shevnina E., Silaev A. The probabilistic hydrological marcs hydro (the Marhov chain system) model: its structure and core version 0.2. *Geoscientific Model Development*. 2019; 12(7): 2767—2780.
4. Norvatov Yu. A., Sergutin M. V. Forecast of water inflows into mine workings in the process of combined open-underground ore mining operations. *Zapiski Gornogo institute = Journal of Mining Institute*. 2015; (212): (89—94). (In Russ.).
5. Mironenko V. A. *Dinamika podzemnich vod = Dynamics of groundwater*. Moscow: MGU Publ., 2001: 519 p. (In Russ.).
6. Christian D. Langevin, Joseph D. Hughes, Edward R. Banta, et al. Documentation for the MODFLOW 6 Groundwater Flow Model. Reston: U.S. Geological Survey. *Modeling Techniques. Section A. Groundwater*: Chapter 55, 2017: 197 p.
7. Kotlov S., Saveliev D., Shamshev A. Peculiarities of numerical modeling of the conditions for the formation of water inflows into open-pit workings when constructing the protective watertight structures at the Koashvinsky quarry. *Geomechanics and Geodynamics of Rock Masses: Proceedings of the 2018 European Rock Mechanics Symposium*. London: CRC Press. 2018; 827—832.
8. Kuchment L. S. Problems of choosing themodels of drain formation to solve practical tasks. *Sborniknauchnykh trudov = Nauchnoe obespechenie realizatsii «Vodnoy strategii Rossiyskoy Federatsii na period do 2020 goda» = Collection of scientific works: scientific ensuring of implementation of «The water strategy of the Russian Federation for the period till 2020»*. Petrozavodsk, KarRC RAS. 2015; (74—81). (In Russ.).
9. Kovalenko V. V., Viktorova N. V., Gaidukova E. V. *Modelirovaniye gidrologicheskikh protsessov = Modeling hydrodynamic processes. 2nd edition*. St. Petersburg: RGGMU Publ., 2006: 558 p. (In Russ.).

10. Kuchment L. S. *Modeli protsessov formirovaniya rechnogo stoka = River runoff models*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1980: 143 p. (In Russ.).
11. Lesnichii L. I., Gritsenko K. I. Method of predicting seasonal variations in water inflow to underground mine workings using the water catchment model with concentrated parameters. *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya = Geoecology, engineering geology, hydrogeology, geocryology*. 2023; (6): (79—83). doi: 10.31857/S086978092306005X (In Russ.).
12. Kovalenko V. V., Victorova N. V., Gaidukova E. V., et al. *Metodicheskie rekomendatsii po osenke obespechennich raschodov vodi proektiruemich gidrotehnicheskikh sooruzheniy pri neustanovivshemsya climate. = The methodical recommendations according to the supplied charges of projected hydraulic engineering structures at the unsteady climate*. St. Petersburg: RSHU Publishers, 2010: 51 p. (In Russ.).
13. Popov E. G. *Gidrologicheskie prognozi. 2-oe izdanie = Hydrological forecasts. 2nd edition*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1979: 257 p. (In Russ.).
14. Kovalenko V. V., Gaidukova E. V., Khaustov V. A., et al. *Chastichno infinitnoe modelirovanie razvivayushichsya gidrologicheskikh sistem = Partially infinite modeling of developing hydrological systems*. St. Petersburg: RSHU Publishers, 2021: 120 p. (In Russ.).

Информация об авторах

Лесничий Леонид Игоревич, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Научный центр геомеханики и проблем горного производства, ведущий инженер лаборатории гидрогеологии и экологии, Lesnichiy_LI@pers.spmi.ru.

Гайдукова Екатерина Владимировна, кандидат технических наук, доцент, Российский государственный гидрометеорологический университет, заведующий кафедрой инженерной гидрологии.

Гриценко Кристина Ильинична, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Научный центр геомеханики и проблем горного производства, ведущий инженер лаборатории гидрогеологии и экологии.

Едакин Дмитрий Александрович, Техническое управление АО «АГД Даймондс», начальник.

Information about authors

Leonid Igorevich Lesnichii, Saint Petersburg Mining University of Empress Catherine II, Scientific Center of Geomechanics and Mining Problems, Lead Engineer of the Laboratory of Hydrogeology and Ecology.

Ekaterina Vladimirovna Gaidukova, Candidate of Technical Sciences, Associate Professor Russian State Hydrometeorological University, Head of the Department of Engineering Hydrology.

Kristina Ilinichna Gritsenko, Saint Petersburg Mining University of Empress Catherine II, Scientific Center of Geomechanics and Mining Problems, Lead Engineer of the Laboratory of Hydrogeology and Ecology.

Dmitrii Aleksandrovich Edakin, AGD Diamonds, Head of Technical Department.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 25.12.2024

Принята к печати после доработки 05.05.2025

The article was received on 25.12.2024

The article was accepted after revision on 05.05.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 261—280.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(79):261—280.

Научная статья

УДК [556.124.3:556.56](470.22)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-261-280

Таяние снежного покрова и водоотдача из снега на верховых болотах (на примере болот Карельского перешейка и Кольского полуострова)

***Татьяна Викторовна Скороспехова,
Александра Дмитриевна Журавлева, Игорь Леонидович Калюжный***

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия,
tanchiz@gmail.com

Аннотация. Рассмотрены особенности весеннего снеготаяния на облесенных и открытых участках верховых болот Северо-Западного региона России на примере болот Ламмин-Суо (Карельский перешеек) и Пулозерское (Кольский полуостров). Продолжительность снеготаяния на облесенных участках болот (42—50 дней) длится в 1,5—2 раза дольше, чем на открытых участках (5—39 дней). Интенсивность таяния снега различается в зависимости от условий снеготаяния. При радиационных условиях на открытых участках интенсивность снеготаяния на 9,5% выше, чем на облесенных, тогда как при адвективных условиях интенсивность снеготаяния практически не отличается.

Ключевые слова: верховые болота, болотные микроландшафты, снежный покров, снеготаяние, интенсивность снеготаяния.

Для цитирования: Скороспехова Т. В., Журавлева А. Д., Калюжный И. Л. Таяние снежного покрова и водоотдача из снега на верховых болотах (на примере болот Карельского перешейка и Кольского полуострова) // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 261—280. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-261-280.

Original article

Melting of snow cover and water yield from snow in ombrotrophic mires (using the example of bogs of the Karelian Isthmus and the Kola Peninsula)

Tatyana V. Skorospelkhova, Alexandra D. Zhuravleva, Igor L. Kalyuzhny

State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

Summary. This study examines snowmelt processes in the mires of Pulozerskoye (Kola Peninsula) and Lammin-Suo (Karelian Isthmus), along with an site near Apatity meteorological station, revealing critical patterns of microtope and vegetation impacts on snow cover dynamics and meltwater runoff formation. At Pulozerskoye Bog (Kola Peninsula), snowmelt takes up to 30% of the snow cover duration, which averages 190 days. At Lammin-Suo Bog (Karelian Isthmus), this period is about 20% (averaging 29 days

out of 161). The research demonstrates that forested areas experience significantly prolonged snowmelt periods (42—50 days) 1.5—2 times longer than open landscapes (5—39 days) — due to canopy shading effects. The key factors causing differences in snowmelt between open and forested microtopes are the presence of tree cover, canopy closure, and the type of snowmelt (radiation-driven or advection-driven). Melt intensity shows distinct patterns depending on snowmelt type: radiative melting produces 9,5% faster melt rates in open areas (5—6 mm/day), while advective conditions eliminate microtopo differences. Snow density measurements reveal consistent variations, with forested sites maintaining higher densities (0,19—0,45 g/cm³) compared to open areas (0,09—0,37 g/cm³), peaking during late melt stages.

Previously unpublished data from 1986—1992, combined with recent observations (2023—2024), hold methodological value and provide a unique baseline for studying current changes under global warming. The findings can be used to refine hydrological models of peatland watersheds, predict shifts in spring run-off due to climate change, and assess wetland afforestation processes.

Keywords: ombrotrophic mires, microtops, snow cover, snow melting, snow melting intensity.

For citation: Skorospekhova T. V., Zhuravleva A. D., Kalyuzhny I. L. Melting of snow cover and water yield from snow in ombrotrophic mires (using the example of bogs of the Karelian Isthmus and the Kola Peninsula). *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(261—280). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-261-280. (In Russ.).

Введение

Талые воды составляют до 60 % годового стока с олиготрофных болот Северо-Запада [1]. В отличие от минеральных почвогрунтов деятельный слой болот имеет свои теплофизические особенности, влияющие на процесс снеготаяния, водоотдачу и инфильтрацию талой воды в мерзлую залежь. На олиготрофных болотах процессы снегонакопления и снеготаяния проходят неравномерно. Причина неравномерности процессов заключается в том, что олиготрофные болота представляют собой мозаику микроландшафтов, которые отличаются по характеру растительного покрова, микрорельефа поверхности и водно-физическим свойствам. Микроландшафты болот определяют процесс формирования стока с болот в целом, и в частности процессы снегонакопления и снеготаяния [2]. Состав микроландшафтов на болотных массивах постоянно изменяется как в рамках эволюционного процесса, так и под воздействием изменения климата и иных внешних факторов. На многих олиготрофных болотах в последние годы наблюдается активный рост древесного яруса [3, 4]. Процесс облесения верховых болот во многом связан с климатическими изменениями: рост температуры воздуха приводит к увеличению испарения и снижению положения уровня болотных вод, что создает более благоприятные условия для роста корневой системы древесного яруса [5, 6].

Особенности снегонакопления на разных типах болотных микроландшафтов подробно рассмотрены в работах [7—9], однако характеристики снежного покрова, как правило, исследуются в период максимального снегонакопления. Изучение процессов снеготаяния на разных типах микроландшафтов ранее подробно не выполнялось. Такие исследования были выполнены на Пулозерском болоте в период с 1986 г. по 1992 г., однако до настоящего времени полученные результаты не были опубликованы. В рамках данной работы собранные на Пулозерском болоте данные были сопоставлены с результатами наблюдений за снежным покровом, проводившихся в рамках стандартной программы болотной станции Ламмин-Суо,

а также дополнены исследованиями влияния древесного яруса на интенсивность снеготаяния, выполненными на болоте Ламмин-Суо весной 2023 г. и 2024 г.

Результаты данной работы могут быть применены для параметризации моделей по расчету стока с болотных водосборов [10], а также для калибровки и валидации глобальных моделей прогноза погоды [11]. Выявленные особенности процессов снеготаяния и водоотдачи на разных типах болотных микроландшафтов могут быть использованы для моделирования гидрологических процессов и прогнозирования изменений водного баланса в условиях меняющегося климата.

Изучение особенностей образования снежного покрова на разных типах болотных микроландшафтов важно для районов, где болота занимают значительную часть территории, так как изменение растительности на болотных массивах, смена открытых микроландшафтов на облесенные может оказывать влияние на процесс снегонакопления и снеготаяния. В свою очередь это изменяет формирование талых вод, питающих водотоки, берущие начало на болотах. Процесс облесения болота может приводить к временному сдвигу образования волны половодья и изменять объемы весеннего стока болотных водотоков.

Целями настоящей работы являются определение характеристик снеготаяния и водоотдачи со снега для олиготрофных болот Северо-Западного региона (Кольский полуостров и Карельский перешеек) за период с 1986 г. по 1990 г. и оценка влияния древесного яруса на процесс снеготаяния в период с 2023 г. по 2024 г. В ходе исследования решаются следующие задачи:

- определение факторов, обуславливающих неравномерность снегонакопления и снеготаяния на открытых и облесенных микроландшафтах;
- оценка изменчивости физических характеристик снежного покрова;
- оценка влияния древесной растительности на процесс снеготаяния на болотах.

Методы и объекты исследования

Объекты исследования

Болото Пулозеровское (68.323° с.ш., 33.316° в.д.) находится на Кольском полуострове в бассейне реки Кола. Болото относится к периферически-мезоолиготрофному типу карело-финских аапа болот [12]. Форма рельефа болота вогнутая, высота поверхности понижается от центральной части к окрайке. Площадь болотного массива составляет 7,2 км², мощность торфяной залежи возрастает от периферии к центру массива и колеблется от 0,4 м до 3,5 м.

Болото Ламмин-Суо (60.240° с.ш., 29.820° в.д.) представляет собой типичное верховое болото Карельского перешейка. Площадь болота составляет порядка 2 км², средняя мощность торфяной залежи составляет 1,9 м, максимальная — 4,3 м и обнаруживается в генетическом центре болота [13]. Болото занимает межкамовую котловину и имеет выпуклую форму рельефа, с куполом, возвышающимся над окрайками.

Болото Пулозерское расположено на 930 км севернее болота Ламмин-Суо. Снежный покров на болоте Пулозерское в период с 1986 г. по 1992 г. наблюдался

от 185 до 206 суток, на болоте Ламмин-Суо — от 138 до 153 суток. Еще одним объектом исследования был полевой участок (пашня) в районе метеостанции Апатиты. Метеостанция располагается на низменном берегу озера Имандра, в пределах 100 м со всех сторон окружена лесом [14].

Методы исследования

Для детального исследования процессов снеготаяния и водоотдачи из снежного покрова разработан ряд методов непосредственного измерения характеристик этих процессов. Наиболее распространённым и простым методом оценки изменчивости запасов воды в снежном покрове в процессе снеготаяния, являются маршрутные снегомерные съёмки. Однако они не устанавливают количественных характеристик водоотдачи со снега. В системе Росгидромета РФ порядок производства наблюдений над интенсивностью снеготаяния и водоотдачи из снежного покрова изложен в руководящем документе РД 52.08.730-2010 «*Производство наблюдений над интенсивностью снеготаяния и водоотдачей из снежного покрова*». Методика наблюдений является универсальной, так как позволяет проводить наблюдения практически на любых элементах ландшафта.

Измерения за интенсивностью снеготаяния на болоте Пулозерском выполнялись в соответствии с РД 52.08.730-2010 в период с 1986 г. по 1992 г. На выбранных открытых (полевых) и облесенных участках были оборудованы площадки 70×40 м каждая. Полевой участок представлен кустарничково-лишайниковым микроландшафтом, приуроченным к центральной части болота. Облесенный участок располагался на окрайке болотного массива на грядово-мочажинном микроландшафте, сомкнутость крон древесного яруса составляла 0,6—0,7.

На каждой из площадок было установлено 20 стационарных снегомерных реек М-103 на расстоянии 10 м друг от друга. Определение плотности снега производилось на четырех углах площадки весовым снегомером ВС-43, вычисление плотности снега производилось в соответствии с [15] с точностью до сотых долей г/см³. Наблюдения начинали за 10—15 дней до начала весеннего снеготаяния и продолжали до полного схода снега. Высота и плотность снега измерялись с дискретностью от 1 раз в 5 дней или ежедневно. Температура снежного покрова измерялась метеорологическими термометрами ТМ 4. За начало снеготаяния принималась дата установления нулевой температуры по всей толще снежного покрова. Определение характеристик снеготаяния и обработка полученных материалов выполнялась по методике, изложенной в РД 52.08.730-2010.

Измерение водоотдачи с слоя воды: приведенный слой талой воды и водоотдачи и неприведенный слой водоотдачи из снежного покрова.

Для болота Пулозерское в соответствии с методикой РД 52.08.730-2010 были определены приведенный слой талой воды (слой, равномерно распределенный по всей площади болота, включая проталины) и водоотдача со снежного покрова, а также учтено образование проталин (неприведенный слой и водоотдача).

На болоте Ламмин-Суо в период с 1986 г. по 1992 г. наблюдений за снежным покровом в соответствии с РД 52.08.730-2010 не производилось. Однако в этот

период велись входящие в программу наблюдений болотной станции измерения глубины и плотности снега на специально оборудованных площадках, расположенных в разных типах микроландшафтов. Ввиду схожести методов измерений, проводившихся на болотах Ламмин-Суо и Пулозеровском, решено было произвести совмещенный анализ полученных результатов.

За облесенный участок на болоте Ламмин-Суо был принят сфагново-кустарничково-пушицевый, облесенный сосной микроландшафт, расположенный в центральной части болотного массива. За полевой участок принят сфагново-пушицево-кустарничковый, редко облесенный низкорослой сосной с сухостоем микроландшафт, расположенный на склоновой части болота (сомкнутость крон 0,3–0,4 [13]).

Полевая и облесенная площадки размером 50×50 м, были оборудованы снегомерными рейками на расстоянии 10 м. Плотность снега измерялась весовым снегомером ВС-43 на четырех углах площадки. Все измерения выполнялись 1 раз в 10 дней с момента выпадения снега и до полного схода снежного покрова. Ввиду большой дискретности измерений дата начала снеготаяния была достоверно установлена только для облесенной площадки, расположенной в центральной части болота Ламмин-Суо, в непосредственной близости от болотной метеостанции. Начало снеготаяния определялось по данным измерений максимальной суточной температуры воздуха и ежедневных наблюдений за снежным покровом по стационарной снегомерной рейке на болотной метеоплощадке. Так как для полевой площадки точную дату начала снеготаяния определить невозможно, для анализа были использованы данные по максимальному снегонакоплению, атмосферным осадкам, а также максимальная суточная температура воздуха.

Для каждого из объектов исследования были определены года с адвективным и радиационным типом снеготаяния, который определялся на основе данных метеорологических наблюдений, включая облачность, интенсивность и продолжительность снеготаяния. Адвективное снеготаяние представляет собой продолжительный и прерывистый по интенсивности процесс; радиационное, напротив, характеризуется быстрым сходом снежного покрова. В период с 1989 г. по 1992 г. в районе Пулозерского болота адвективный тип снеготаяния наблюдался в 1989 г., радиационный — в 1987 г. На болоте Ламмин-Суо адвективный тип снеготаяния наблюдался в 1988 г., радиационный — в 1990 г. и 1991 г.

В условиях современных климатических изменений [16] в последние десятилетия отмечается облесение верховых болот [4]. Увеличение древесного яруса оказывает влияние на процессы снегонакопления и снеготаяния на верховых болотах. В период с 2023 г. по 2024 г. на болоте Ламмин-Суо были проведены специальные измерения для оценки влияния древесной растительности на процесс снеготаяния. Для этого в период весеннего снеготаяния весной 2023 г. и 2024 г. на облесенных типах микроландшафтов болота были проведены измерения диаметра протаивания снега вокруг стволов деревьев, одновременно с этим для каждого из выбранных деревьев измерялся диаметр ствола на высоте 1,5 м. Всего было обследовано 5 площадок, общее количество измеренных деревьев составило 80 единиц.

Обсуждение полученных результатов наблюдений

Продолжительность снеготаяния

Таяние снежного покрова на болотах Кольского полуострова начинается в первой, второй, иногда третьей декаде апреля. Первые признаки снеготаяния проявляются на открытых, лишенных древесного яруса, микроландшафтах, и с незначительной сдвижкой по времени (1—3 суток), распространяется и на другие, редко облесенные микроландшафты. Продолжительность снеготаяния в микроландшафтах с небольшим облесением колеблется от 5 до 39 суток. Начало снеготаяния в облесенных микроландшафтах происходит со значительной временной сдвижкой. В облесенных микроландшафтах, приуроченных к периферии и окрайкам болот с облесением (сомкнутость крон 0,75—0,85), длительность таяния достигает 42—48 суток. В зависимости от степени облесения разность во времени стаивания снега на разных болотных микроландшафтах составляет порядка 31 суток (табл. 1). Наибольшая продолжительность снеготаяния на Пулозерском болоте достигает 50 суток. Если учесть, что число дней со снежным покровом колеблется от 180 до 200 (в среднем 190), то длительность процесса таяния снега и водоотдачи может занимать до 26—30% от общего времени его существования.

Таяние снежного покрова на болоте Ламмин-Суо в среднем (за 1950—2014 гг.) начинается в третьей декаде марта, наиболее раннее начало снеготаяния было зафиксировано в 1961 г. во второй декаде февраля, самое позднее — в 2013 г. во второй декаде апреля. При анализе снежного покрова за 1986—1992 гг. было выявлено, что на облесенных участках болота снеготаяние более продолжительное (до 10 суток в 1988 г.), чем на открытых участках болотного массива. Средняя продолжительность снеготаяния на болоте Ламмин-Суо составляет 29 дней, при этом среднее количество дней со снежным покровом достигает 161 дня, таким образом, длительность снеготаяния занимает до 20% от общего времени залегания снега.

Основными факторами, обуславливающими неравномерность начала снеготаяния, является древесный ярус растительности и тип снеготаяния: адвективный или радиационный. При неустойчивой погоде с чередующимися оттепелями может наблюдаться смешанный тип снеготаяния.

При радиационном типе максимум снеготаяния в суточном ходе наступает в полдень, что свидетельствует о большой роли суммарной солнечной радиации в этом процессе. В условиях радиационного снеготаяния на облесенных участках продолжительность таяния снега дольше, чем на открытых участках, так как потоки солнечной радиации экранируются произрастающей растительностью и не достигают поверхности снежного покрова [17]. При адвективном типе снеготаяния, который происходит в пасмурные дни, неравномерность таяния снега на открытых и облесенных участках значительно снижается. На рис. 1 приведен типичный ход таяния снега при радиационном и адвективном типе снеготаяния на полевых и облесенных участках по данным болота Пулозерское.

На суходольном полевом участке по данным метеостанции Апатиты (табл. 1) начало снеготаяния наблюдается в первой-второй декаде апреля, на облесенном участке — преимущественно во второй декаде апреля. Продолжительность его



Рис. 1. Продолжительность снеготаяния на полевых (1, 3) и облесенных (2, 4) участках болота Пулозерское при радиационном (1, 2) и адвективном (3, 4) типе в 1987 г. и 1989 г. соответственно.

Fig. 1. Duration of snowmelt in field (1, 3) and forest (2, 4) areas of the Pulozerskoye mire under radiation (1, 2) and advective (3, 4) spring types in 1987 and 1989, respectively.

на облесенных участках достигает 39—47 суток, превышая при этом время снеготаяния на полевом участке на 14—17 суток. Таким образом, процесс снеготаяния практически в 1,5—2 раза больше на болотном массиве по отношению к суходолу. Интенсивность снеготаяния при радиационном типе на полевых участках болота значительно большая, чем при адвективном.

По причине того, что на болоте Ламмин-Суо специальные наблюдения за температурой снежного покрова не проводились, даты начала весеннего снеготаяния для полевого и облесенного участков для каждого отдельного года были приняты идентичными. При этом по данным метеорологических наблюдений и снегомерных съемок удалось определить даты окончания снеготаяния для каждого из участков. Продолжительность таяния снега на облесенных участках болота Ламмин-Суо была выше, чем на открытых, также, как и на болоте Кольского полуострова.

Таблица 1

Продолжительность таяния снежного покрова
на болоте Пулозерское, болоте Ламмин-Суо и суходоле в районе метеостанции Апатиты
Duration of snow cover melting on the Pulozerskoye mire, the Lammin-Suo bog,
and the upland near the Apatity weather station

Годы	Полевой участок			Лесной участок			$P_2 - P_1$	$T_{\text{ср}}$ зимнего периода	Сумма твердых осадков
	$D_{\text{н}}$	$D_{\text{ок}}$	P_1 , сут.	$D_{\text{н}}$	$D_{\text{ок}}$	P_2 , сут.	сутки	°C	мм
Метеостанция Апатиты									
1986	1 апр.	8 мая	30	1 апр.	17 мая	47	17	—	—

Годы	Полевой участок			Лесной участок			$\Pi_2 - \Pi_1$	$T_{\text{ср. зимнего периода}}$	Сумма твердых осадков
	$D_{\text{н}}$	$D_{\text{ок}}$	Π_1 , сут.	$D_{\text{н}}$	$D_{\text{ок}}$	Π_2 , сут.	сутки	°С	мм
1987	16 апр.	30 апр.	21	27 апр.	15 мая	19	3	—	—
1988	2 апр.	11 апр.	10	2 апр.	11 апр.	10	0	—	—
1989	14 апр.	30 апр.	17	14 апр.	6 мая	23	6	—	—
1990	12 апр.	25 апр.	13	12 апр.	30 апр.	18	5	—	—
1991	5 апр.	30 апр.	25	5 апр.	13 мая	39	14	—	—
1992	28 апр.	12 мая	15	—	—	—	—	—	—
Болотная станция Пулозеро									
1986	1 апр.	29 апр.	29	1 апр.	17 мая	47	18	–10,5	147,8
1987	15 апр.	4 мая	20	29 апр.	17 мая	19	–1	–11,8	174,1
1988	2 апр.	9 мая	39	2 апр.	19 мая	48	9	–10,3	139,2
1989	4 апр.	27 апр.	27	8 апр.	7 мая	34	7	–7,4	225,8
1990	4 апр.	15 апр.	12	6 апр.	16 мая	43	31	–7,3	217,3
1991	7 апр.	15 апр.	11	6 апр.	16 мая	42	31	–7,3	174,5
1992	26 апр.	2 мая	5	29 апр.	7 мая	8	3	–8,0	210,0
Болотная станция Ламмин-Суо									
1986	16 мар.	16 апр.	32	16 мар.	19 апр.	35	3	–6,9	229,4
1987	17 мар.	18 апр.	33	17 мар.	18 апр.	33	0	–8,9	209,1
1988	23 мар.	5 апр.	14	23 мар.	15 апр.	24	10	–5,3	168,1
1989	27 фев.	8 апр.	41	27 фев.	12 апр.	45	4	–3,4	188,3
1990	21 фев.	20 мар.	28	21 фев.	25 мар.	33	5	–3,2	203,6
1991	20 мар.	10 апр.	22	20 мар.	12 апр.	24	2	–4,9	148,0
1992	—	—	—	3 мар.	28 апр.	57	—	–2,0	193,6

Примечание. $D_{\text{н}}$ и $D_{\text{ок}}$ — даты начала и окончания снеготаяния, продолжительностью (Π), в сутках. Знак + означает, что снеготаяние на лесном участке длилось дольше, чем на полевом.

Изменение плотности снежного покрова

Наиболее изменчивой физической характеристикой снежного покрова, наряду с его толщиной, является плотность. Плотность снега формируется под действием ряда метеорологических факторов [18]. На рис. 2 представлена временная изменчивость плотности снега на полевых и облесенных участках болот Пулозерское и Ламмин-Суо в зимне-весенний период с 1988 г. по 1989 г. На болоте Пулозерское к началу снеготаяния плотность снега приобретает относительно стабильное значение, которое может быть нарушено кратковременной оттепелью (19 февраля 1989 г.). На протяжении всего зимнего периода плотность снега изменялась в пределах от 0,09 до 0,37 г/см³ на облесенном участке и от 0,19 до 0,45 г/см³ — на полевом. В конце марта — начале апреля 1989 г. на болоте Пулозерское наблюдается адвективный кратковременный принос тепла при среднесуточных температурах ниже 0 °С, что обуславливает увеличение плотности верхних горизонтов снежного покрова. При переходе среднесуточных

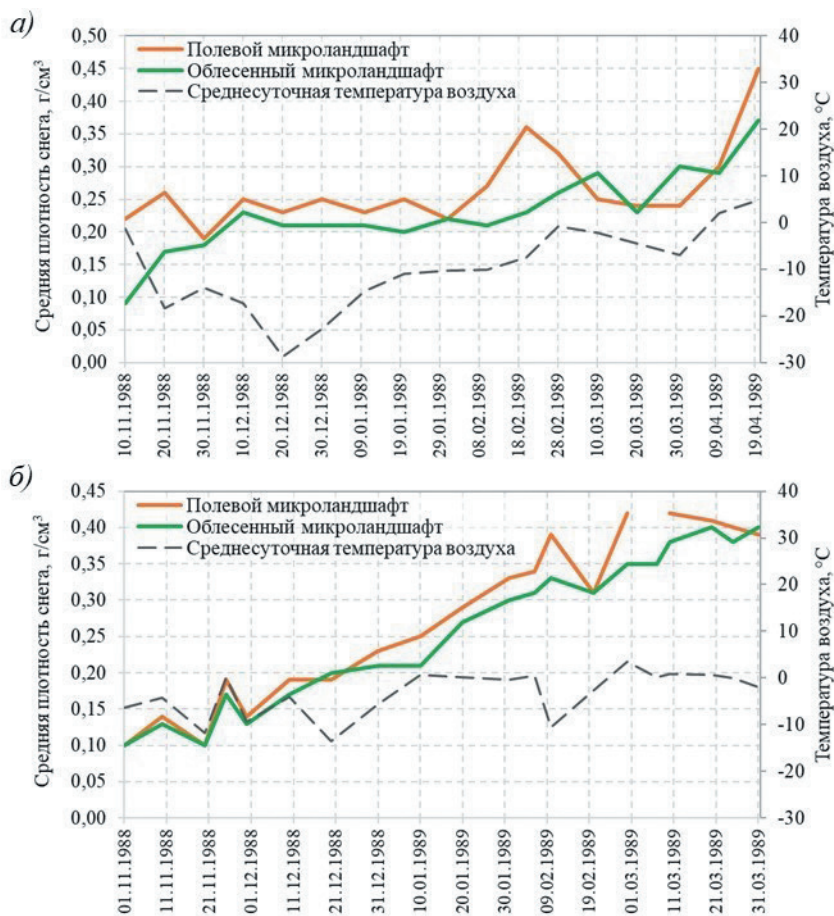


Рис. 2. Изменения плотности снежного покрова на болотах Пулозерское (а) и Ламмин-Суо (б) в зимний период с 1988 г. по 1989 г.

Fig. 2. Changes in snow cover density in the Pulozerskoye (a) and Lammin-Suo (b) mires during the winter period of 1988—1989.

температур выше 0°C , плотность возрастает до величин, определяемых водоудерживающей способностью снега.

На болоте Ламмин-Суо в начале зимы плотность снега на облесенном и полевом участке составляла $0,10\text{ г/см}^3$, наибольшая плотность наблюдалась в конце снеготаяния и составила $0,40\text{ г/см}^3$ на облесенном участке и $0,42\text{ г/см}^3$ на полевом.

Анализ значений плотности снега в начальный период снеготаяния на полевых и облесенных участках за период наблюдений с 1986 г. по 1991 г. (табл. 2) показывает, что на болоте Пулозерское в зимний период устоявшейся снежный покров на полевых участках (кустарничково-лишайниковый микрорландшафт)

к началу снеготаяния имеет плотность в среднем редко превышающую 0,21 г/см³. На облесенных участках (грядово-мочажинный комплекс) средняя плотность снега соответствует плотности необлесенных участков, превышая ее не более чем на 0,01 г/см³. На болоте Ламмин-Суо в начале снеготаяния плотность снега на облесенном и полевом участках также практически не отличалась и в зависимости от года составляла от 0,21 до 0,31 г/см³. Отсюда можно сделать заключение, что воздействие метеорологических факторов в зимний период на поверхность снежного покрова болот незначительно зависит от строения микроландшафтов.

Таблица 2

Плотность снежного покрова (г/см³) в начале и при окончании снеготаяния на полевых и облесенных участках по данным наблюдений на метеостанции Апатиты, болоте Пулозерское и болоте Ламмин-Суо

Snowpack density (g/cm³) at the beginning and end of snowmelt period in open and forested areas based on observational data from Apatity Meteorological Station, Pulozerskoye and Lammin-Suo mires

Объект	Участок	Годы						Среднее
		1986	1987	1988	1989	1990	1991	
Плотность в начале снеготаяния								
метеостанция Апатиты	полевой	0,24	0,27	0,23	0,34	0,24	0,24	0,26
	облесенный	0,22	0,28	0,20	0,32	0,20	0,20	0,24
Болото Пулозерское	полевой	0,21	0,2	0,18	0,21	0,24	0,24	0,21
	облесенный	0,22	0,22	0,20	0,28	0,20	0,20	0,22
Болото Ламмин-Суо	полевой	0,29	0,25	0,24	0,31	0,26	0,29	0,27
	облесенный	0,27	0,26	0,21	0,31	0,22	0,28	0,26
Плотность по окончании снеготаяния								
Болото Пулозерское	полевой	0,33	—	0,29	0,45	—	0,38	0,36
	облесенный	0,33	0,31	0,45	0,37	—	0,27	0,35
Болото Ламмин-Суо	полевой	0,34	0,27	0,33	0,39	0,29	0,29	0,32
	облесенный	0,32	0,32	0,37	0,4	0,31	0,43	0,36

На метеорологической станции Апатиты, где полевой участок представлен пашней, средняя плотность снежного покрова в начале снеготаяния на 0,02—0,04 г/см³ превышала плотность снега на облесенном участке. Такое отличие может быть объяснено ветровым воздействием на полевой участок, что не происходило в условиях леса.

На последней стадии таяния плотность снега достигает наибольших значений, когда он приобретает зернистое строение по всей толще. Для болот Пулозерское и Ламмин-Суо наибольшая плотность снега в конце периода снеготаяния отмечается как на полевых, так и на облесенных участках.

Интенсивность снеготаяния

Результаты наблюдений за интенсивностью снеготаяния в период с 1986 г. по 1990 г. на полевом и облесенном участках болота Пулозерское показали,

что запас воды в снежном покрове полевого участка в среднем уменьшается на 5 мм/сут (табл. 3). На облесенном участке средняя интенсивность таяния на облесенном участке равна 5 мм/сут, что на 9,5% больше, чем на полевом участке. Однако в зависимости от года соотношение интенсивности таяния снега различается, так в 1987 г., 1989 г., 1990 г. на облесенных участках она была выше, чем на полевых, а в 1986 г. и 1989 г. — наоборот.

По данным измерений на болоте Ламмин-Суо средняя интенсивность снеготаяния за период с 1986 г. по 1990 г. на полевом участке (6 мм/сут) была выше, чем на облесенном (4 мм/сут). Такая же ситуация наблюдалась для каждого отдельного года, кроме 1987 г., когда интенсивность снеготаяния на облесенном и полевом участках была одинаковой (5 мм/сут).

Таблица 3

Интенсивность таяния снега
на полевых и облесенных участках болот Пулозерское и Ламмин-Суо
Intensity of snowmelt in open and forested areas of the Pulozerskoye and Lammin-Suo mires

Месторасположение		Характеристика	Годы					Среднее
			1986	1987	1988	1989	1990	
Болото Пулозерское	Полевой участок	S , мм	92	101	118	141	92	109
		τ , сут	29	20	39	24	17	26
		I , мм/сут	3	5	3	6	5	5
	Облесенный участок	S , мм	116	111	134	218	108	138
		τ , сут	47	19	48	30	17	32
		I , мм/сут	3	6	3	7	6	5
Болото Ламмин-Суо	Полевой участок	S , мм	168	163	146	143	144	153
		τ , сут	32	33	14	41	28	29,6
		I , мм/сут	5	5	10	3	5	6
	Облесенный участок	S , мм	170	169	137	147	100	145
		τ , сут	35	33	24	45	33	34,0
		I , мм/сут	5	5	6	3	3	4

Примечания. S — запас воды в снежном покрове; τ — продолжительность снеготаяния; I — интенсивность таяния снега. Продолжительность снеготаяния на болоте Ламмин-Суо была определена менее точно ввиду большей дискретности измерений.

Водоотдача из снежного покрова

Для болота Пулозерское в соответствии с методикой РД 52.08.730-2010 были определены приведенный слой талой воды (слой, равномерно распределенный по всей площади болота, включая проталины) и водоотдача со снежного покрова, а также учтено образование проталин (неприведенный слой и водоотдача). Процессы таяния и водоотдачи, согласно этой методике, отличаются на величину разности между содержанием жидкой фазы снежного покрова в начале и конце снеготаяния за вычетом жидких осадков с учетом испарения. Суточные величины интенсивности снеготаяния и водоотдачи при отсутствии осадков слабо отличаются между собой. Разница между ними обусловлена только водоудерживающей

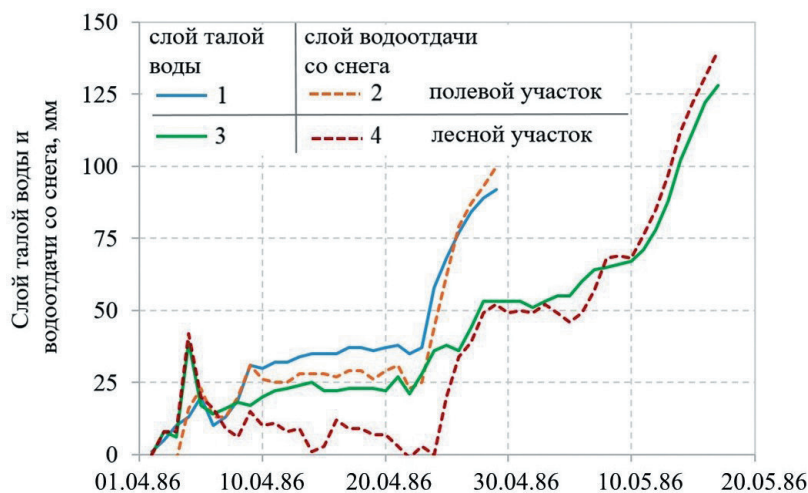


Рис. 3. Приведенный слой талой воды (1, 3) и водоотдачи со снега (2, 4) на полевом (1, 2) и облесенном (3, 4) участках Пулозерского болота по данным наблюдений в 1986 г.

Fig. 3. Normalized layer of melt water (1, 3) and water yield from snow (2, 4) in the field (1, 2) and forest (3, 4) areas of the Pulozerskoye mire according to observation data in 1986.

способностью снежного покрова. В процессе водоотдачи под действием гравитации талая вода расходуется на полуповерхностное стекание и инфильтрацию.

На рис. 3 приведена динамика снеготаяния на полевом и облесенном участках болота весной 1986 г. Первая декада снеготаяния характерна ростом среднесуточных положительных температур воздуха в начале и падением её в конце декады до $-8,7^{\circ}\text{C}$. На полевом участке образовался слой талой воды в 33 мм, на облесенном — 12 мм. В дальнейшем, до 22 апреля среднесуточные температуры постепенно понижались до $-2,6^{\circ}\text{C}$ и слой талой воды достиг 40 мм. Некоторый его рост, вероятно всего, происходит за счет фазовых превращений влаги в мерзлом слое болотного микроландшафта [19]. В отдельных случаях он обусловлен кратковременными положительными температурами воздуха в течение суток. 23 апреля среднесуточная температура воздуха поднялась до $2,4^{\circ}\text{C}$. Начиная с этого момента, наблюдается интенсивный рост среднесуточных температур воздуха и 29 апреля наступает полный сход снега с полевого участка. За эти 7 суток интенсивность стаивания снега составила 8 мм/сут.

На облесенном участке приращение талой влаги, обусловленное фазовыми переходами, наблюдалось до 23 апреля. Затем последовало интенсивное снеготаяния до 16–17 мая, которое было прервано наступившими отрицательными температурами за период с 29 апреля по 5 мая. Процесс снеготаяния на облесенном участке происходил в период с 2 апреля по 17 мая, в течение которого водоотдача воды со снега достигла 140 мм, а слой талой воды составил 131 мм.

Разность между водоотдачей и слоем стаявшей влаги на полевом участке составляет 7 мм, на облесенном — 12 мм. Частично это объясняется неучтенным

испарением со снега, которое весной достигает 6—12 мм, а также подтоплением участков тальми водами.

По данным наблюдений на болоте Пулозерское таяние снежного покрова на облесенных участках завершается спустя некоторое время (до 15—18 суток) после его завершения на полевых участках. По данным измерений на болоте Ламмин-Суо также отмечается более поздний сход снега на облесенном участке, на 3—10 суток позже в сравнении с полевым. Наличие значительного облесения на периферии и окрайках болота увеличивает неравномерность и продолжительность снеготаяния практически до двух раз по отношению к необлесенным участкам.

Для перехода от приведенных к неприведенным величинам слоя талой воды используют данные о покрытии снегом исследуемых участков. Анализ полевого материала показывает, что наступление проталин на полевых участках наступает за 3—4 дня до окончания снеготаяния, на облесенных — до 10 суток. Приведенные и неприведенные суммы снеготаяния совпадают только в первую фазу снеготаяния, в дальнейшем эти суммы отличаются друг от друга тем больше, чем больше вариация снежного покрова перед началом таяния.

В процессе снеготаяния водоотдача начинается спустя некоторое время после заполнения пористой структуры снега тальми водами, когда снег достигает состояния наибольшей водоудерживающей способности. Водоудерживающая способность зависит от структуры пористости и плотности снега, а поскольку в процессе снеготаяния изменяются характеристики снега, то, как следствие, изменяется и его водоудерживающая способность.

Например, в 1990 г. на болоте Пулозерское водоотдача из снега началась через 4 суток после начала весеннего снеготаяния и окончилась на 8 сутки (рис. 4). Приведенный слой талых вод составил 120 мм, водоотдачи — 117 мм. Невязку в 3 мм слоя воды частично возможно объяснить испарением за период стаивания. Интенсивность водоотдачи при снеготаянии составляла в среднем 15 мм/сут.

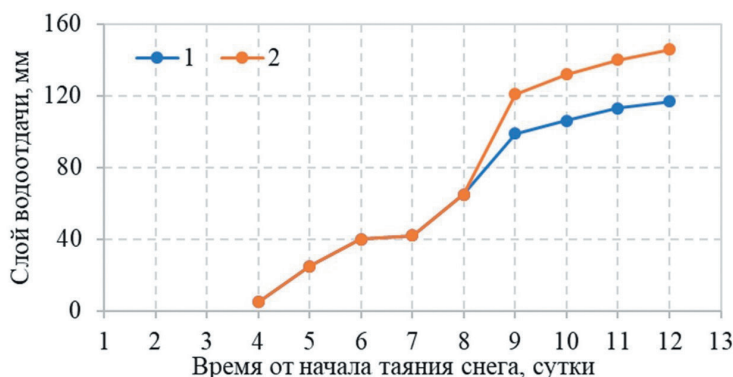


Рис. 4. Приведенные (1) и неприведенные (2) слои водоотдачи со снежного покрова при таянии снега на Пулозерском болоте в 1990 г.

Fig. 4. Normalized (1) and non-normalized (2) layers of water loss from snow cover during snow melting in the Pulozerskoye mire in 1990.

Влияние древесно-кустарничковой растительности на процесс снеготаяния

Особенностью снеготаяния радиационного, а также смешанного типа в олиготрофных микроландшафтах с древесным ярусом и сомкнутостью крон (от незначительной до 0,5) является процесс образования проталин вокруг стволов деревьев [20]. При температурах воздуха, близких к нулю, ствол дерева прогревается до положительных температур. Помимо этого, выпадающие осадки в виде дождя имеют температуру выше 0 °С. Концентрированным потоком стекая по стволу, дождевые осадки растапливают снег вокруг ствола дерева. Площадь протайки возрастает во времени и приближается к проекции кроны на поверхность микроландшафта.

На болоте Ламмин-Суо, в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте, при высоте сосен 1,7—6,5 м и диаметре стволов 3—15 см, диаметр пятна протайки составлял от 25 до 70 см (рис. 5).

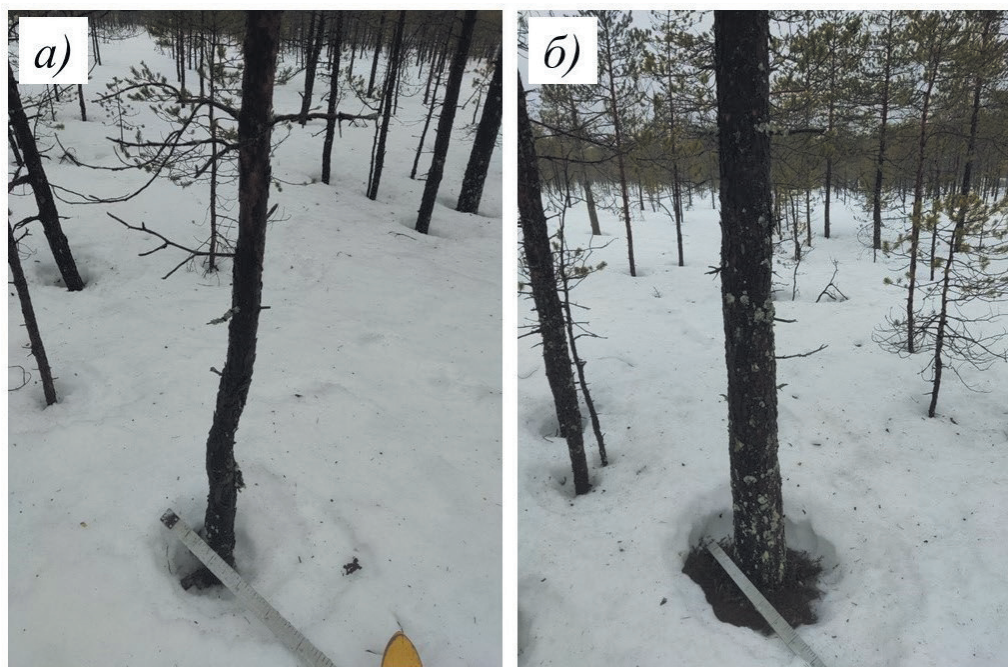


Рис. 5. Протаивание снега вокруг деревьев разного диаметра на сфагново-кустарничково-пушицевом, облесенном сосной микроландшафте на болоте Ламмин-Суо в период весеннего снеготаяния, 15 марта 2024 г.

(a — диаметр ствола 7 см, диаметр пятна протаивания 30 см, высота дерева 4,5 м;
б — диаметр ствола 16 см, диаметр пятна протаивания 70 см, высота дерева 6,5 м)

Fig. 5. Snow melting around trees of different diameters in a sphagnum-shrub-cotton grass, pine-forested microtope during the spring snowmelt period.

(a — tree trunk diameter 7 cm, thaw spot diameter 30 cm;
b — tree trunk diameter 16 cm, thaw spot diameter 70 cm).



Рис. 6. Таяние снежного покрова в сфагново-пушицево-кустарничковом, редко облесенном сосной, микроландшафте на болоте Ламмин-Суо, 25 марта 2024 г. На переднем плане: проталины на высоких кочках с растущими кустарничками.

Fig. 6. Melting of snow cover in the sphagnum-cotton-grass-dwarf shrub microtope, sparsely forested with pine, in the Lammin-Suo mire. In the foreground: thawed patches on high hummocks with growing dwarf shrubs. March 2024.

На фото (рис. 6) показано состояние снежного покрова в сфагново-пушицево-кустарничковом микроландшафте. Характерной особенностью снеготаяния в нем является образование пятна протаивания на высоких кочках с произрастающими кустарничками (багульник и кассандрой, реже вереском). Появление подобных проталин ускоряет сход снега с микроландшафта.

В слабо облесенных грядово-мочажинных комплексах, приуроченных к склонам болотных массивов, также могут наблюдаться проталины под кронами. Однако здесь значительное влияние на процесс снеготаяния оказывает рельеф грядово-мочажинного комплекса. Поверхность гряд и уровень болотных вод под грядой всегда выше, чем на мочажине, поэтому талые воды гряды стекают в мочажины и вследствие капиллярного эффекта увлажняют снег, при этом альbedo снега на мочажине снижается до 0,40—0,45. Возрастает поглощение солнечной радиации на мочажинах по отношению к грядам, где альbedo снега сохраняется на уровне 0,65. Мочажины освобождаются от снега несколько ранее, чем гряды.

При радиационном и смешанных типах снеготаяния из-за затеняющего эффекта древесная растительность снижает приток солнечной энергии к снежному покрову, поэтому таяние на облесенных микроландшафтах всегда будет запаздывать по отношению к открытым участкам.

На микроландшафтах, где древесный ярус отсутствует, таяние происходит равномерно по всей площади и за весь период существования снежного покрова. На последнем этапе снеготаяния при наличии отдельных повышений

с произрастающими кустарничками (багульник, кассандра, вереск) возможно образование локальной проталины.

Таким образом, произрастающая древесная растительность и микрорельеф микроландшафтов обуславливает как временную и пространственную изменчивость снеготаяния, так и водоотдачу со снежного покрова.

Формирование стока талых вод

Начало водоотдачи приводит к увеличению стока с болота. Рассмотрим процесс формирования стока весеннего половодья на примере ручья, вытекающего с болота Пулозеровкое (рис. 7).

Первые положительные температуры воздуха (15 апреля 1987 г.) вызвали активное таяние снежного покрова и спустя два дня (17 апреля) был зафиксирован расход воды в ручье, составивший $0,004 \text{ м}^3/\text{с}$. В дальнейшем водоотдача воды из снега постепенно возросла, что привело к увеличению расхода воды до $0,031 \text{ м}^3/\text{с}$.

Приход тепла в конце апреля обуславливает полное стаивание снега к 4 мая в кустарничково-лишайниковом микроландшафте (полевой участок) и образованию слоя талой влаги в 102 мм . Расход воды в ручье на дату схода снега на полевом участке достигает $0,39 \text{ м}^3/\text{с}$. На облесенном участке снеготаяние наблюдается при положительных температурах, начиная с 30 апреля до 10 мая. При резком падении температуры воздуха 11 и 12 мая ($-0,7$ и $-0,2 \text{ }^\circ\text{C}$) происходит уменьшение расхода воды в ручье до $0,17 \text{ м}^3/\text{с}$. Последующий подъем температуры до $17 \text{ }^\circ\text{C}$ привел к полному сходу снега на облесенных участках и вызвал второй пик половодья. 17 мая расход воды в ручье достиг наибольшего значения и составил $0,77 \text{ м}^3/\text{с}$.

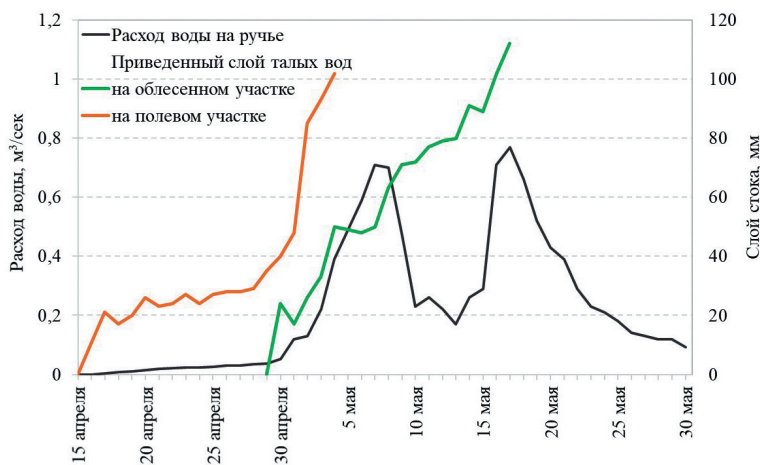


Рис. 7. Гидрограф формирования слоев стока весеннего половодья в бассейне ручья на Пулозерском болоте в период с 15 апреля по 30 мая 1987 г.

Fig. 7. Hydrograph of the runoff layers formation of the spring flood in the stream basin on the Pulozerskoe mire in the period from April 15 to May 30, 1987.

После чего пополнение запасов воды в деятельном слое болота талыми водами прекратилось, что привело к постепенному спаду стока и сокращению расхода воды в ручье до 0,092 м³/с.

Стоит отметить, что данный анализ интенсивности снеготаяния и его влияния на сток болотного водотока не учитывает влияние жидких осадков, которые могут оказывать влияние на скорость снеготаяния.

Заключение

Исследование процессов снеготаяния на верховых болотах (Пулозерское, Ламмин-Суо) и суходольном участке в районе метеостанции Апатиты позволило выявить ключевые закономерности влияния микроландшафтов и древесной растительности на динамику таяния снежного покрова. На открытых участках верховых болот таяние снега начинается раньше и длится 5—39 дней, тогда как в облесенных микроландшафтах процесс затягивается до 42—50 дней из-за затенения и меньшего притока солнечной радиации. На Пулозерском болоте (Кольский полуостров) снеготаяние занимает до 30 % времени залегания снега, составляющего в среднем 190 дней, на болоте Ламмин-Суо (Карельский перешеек) — около 20 % (в среднем 29 дней из 161).

Основными факторами, обуславливающими различия в снеготаянии между открытыми и облесенными микроландшафтами, являются наличие и характеристики древесного яруса, а также тип снеготаяния (радиационный или адвективный). Наличие древесного яруса увеличивает продолжительность снеготаяния в 1,5—2 раза по сравнению с открытыми участками. В зависимости от степени облесения (высоты древесного яруса и сомкнутости крон) разность в продолжительности снеготаяния на облесенных и открытых участках болот может достигать 31 суток.

При радиационном типе снеготаяния потоки солнечной радиации экранируются древесным ярусом, что приводит к задержке таяния снега на облесенных участках по сравнению с открытыми участками. Установлено, что интенсивность снеготаяния при радиационном типе весны на открытых участках в среднем на 9,5 % выше (5—6 мм/сут), чем на облесенных (4—5 мм/сут). При адвективном типе, который наблюдается в пасмурные дни, различия между интенсивностью таяния снега на открытых и облесенных микроландшафтах отсутствуют.

Плотность снежного покрова в период весеннего снеготаяния на облесенных участках, как правило, выше, чем на открытых, и оставляет 0,19—0,45 и 0,09—0,37 г/см³, соответственно. В конце периода весеннего снеготаяния плотность снега достигает максимума.

Не публиковавшиеся ранее данные с 1986 г. по 1992 г., дополненные современными наблюдениями за 2023—2024 гг., представляют методологическую ценность и являются временной точкой отсчета для изучения современных изменений в условиях глобального потепления. Полученные результаты могут быть использованы для уточнения параметров гидрологических моделей болотных водосборов, прогнозирования изменений весеннего стока в условиях климатических изменений и облесения болот.

Список литературы

1. Калюжный И. Л. Сток с болотных массивов Кольского полуострова // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2022. № 4. С. 22—37. doi: 10.35567/19994508_2022_4_2.
2. Дубровская Л. И., Инишев Н. Г., Инишева Л. И. Формирование водного режима верхового болота (на примере южно-таежной подзоны Западной Сибири) // Проблемы устойчивого развития мелиорации и рационального природопользования. Материалы юбилейной международной научно-практической конференции (Костяковские чтения). М.: Изд. ВНИИА, 2007. Том II. С. 104—110.
3. Rydin H., Jeglum J. K. The Biology of Peatlands. 2nd edition. Oxford: Oxford University Press. 2013. 432 p.
4. Егоров К. П., Медведева М. А., Галанина О. В. Динамика облесенности верховых болотных массивов южной тайги на примере Западнодвинского лесоболотного стационара (Тверская область) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2024. Том 69 (3). С. 1—29. doi: 10.21638/spbu07.2024.308.
5. van Bellen S., Magnan G., Davies L., et al. Testate amoebae records indicate regional 20th-century lowering of water tables in ombrotrophic peatlands in central-northern Alberta // Canada. Global Change Biology. 2018. Vol. 24(7). С. 2758—2774. doi: 10.1111/gcb.14143.
6. Swindles G. T., Morris P. J., Mullan D. J., et al. Widespread drying of European peatlands in recent centuries // Nature Geoscience. 2019. 12(11). С. 922—928. doi: 10.1038/s41561-019-0462-z.
7. Бураков Д. А. Некоторые особенности залегания снежного покрова в условиях Васюганья / Вопросы географии Сибири. 1966. С. 164—168.
8. Евсеева Н. С., Синюткина А. А., Харанжевская Ю. А. и др. Ландшафты болот Томской области. Томск: Издательство научно-технической литературы, 2012. 399 с.
9. Инишева Л. И., Смирнов О. Н., Инишев Н. Г. Некоторые гидрологические характеристики олиготрофных болот // Вестник АГАУ. 2013. № 3 (101). С. 28—32.
10. Kuchment L. S., Romanov P. Yu., Gelfan A. N., Demidov V. N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation // Hydrology and Earth system science. 2010. Vol. 14 (2). P. 339—350. doi: 10.5194/hess-14-339-2010.
11. Пьянков С. В., Шихов А. Н., Михайлюкова П. Г. Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды // Лёд и снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 494—508. doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-423.
12. Калюжный И. Л. Гидрохимический режим и химический состав вод мезоолиготрофных болотных массивов Кольского полуострова // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3 (26). С. 114—125.
13. Новиков С. М., Батуев В. И. Гидрометеорологический режим и водный баланс верховых болот Северо-Запада России. СПб: Свое Издательство. 2019. 448 с.
14. Балабин Ю. В., Гвоздевский Б. Б., Германенко А. В. и др. Суточная и сезонная вариации мягкого гамма-излучения в нижней атмосфере // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2019. Том 83. № 5. С. 655—658. doi: 10.1134/S0367676519050089.
15. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 2. Часть I. Метеорологические наблюдения на постах. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 111 с.
16. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. IPCC Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Geneva, Switzerland, 39 p. doi: 10.1017/9781009157896.
17. Калюжный И. Л. Особенности испарения со снега при снегонакоплении и снеготаянии // Гидрометеорология и экология. 2022. № 68. С. 422—434. doi: 10.33933/2713-3001-2022-68-422-434.
18. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 345 с.
19. Калюжный И. Л. Содержание незамерзшей влаги в сезонно мерзлом деятельном слое болот Кольского полуострова // Вестник Кольского научного центра РАН. 2019. № 3 (11). С. 55—64. doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2019.11.3.55-64.
20. Минин А. А., Ананин А. А., Буйволов Ю. А. и др. Рекомендации по унификации фенологических наблюдений в России // Заповедная наука. 2020. Т. 5, № 4. С. 89—110. doi: 10.24189/ncr.2020.060.

References

1. Kalyuzhny I. L. Runoff from the marshlands of the Kola Peninsula. *Vodnoye khozyaystvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravleniye* = *Water management of Russia: problems, technologies, management*. 2022; (4): (22—37). (In Russ.). doi: 10.35567/19994508_2022_4_2.
2. Dubrovskaya L. I., Inishev N. G., Inisheva L. I. Formation of the water regime of a raised bog (on the example of the southern taiga subzone of Western Siberia). *Problemy ustoychivogo razvitiya melioratsii i ratsional'nogo prirodopol'zovaniya* = *Problems of sustainable development of land reclamation and rational nature management*. Proceedings of the jubilee international scientific-practical conference (Kostyakov readings). 2007; (2): (104—110). (In Russ.).
3. Rydin H., Jeglum J. K. The Biology of Peatlands. 2nd edition. Oxford: Oxford University Press. 2013: 432 p.
4. Egorov, K. P., Medvedeva, M. A. and Galanina, O. V. Dynamics of the forest cover of raised bogs in southern taiga: Zapadnaya Dvina forest peatland station as an example (Tver region). *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle* = *Bulletin of St. Petersburg University. Earth Sciences*. 2024; Vol. 69 (3): (1—29). doi: 10.21638/spbu07.2024.308. (In Russ.).
5. van Bellen S., Magnan G., Davies L. et al. Testate amoebarecords indicate regional 20th-century lowering of water tables in ombrotrophic peatlands in central-northern Alberta. *Canada. Global Change Biology*. 2018; 24(7): 2758—2774. doi: 10.1111/gcb.14143.
6. Swindles G. T., Morris P. J., Mullan D. J. et al. Widespread drying of European peatlands in recent centuries. *Nature Geoscience*. 2019; 12(11): 922—928. doi:10.1038/s41561-019-0462-z.
7. Burakov D. A. Some features of snow cover occurrence in the conditions of Vasyugan. *Questions of the geography of Siberia*. Tomsk: National Research Tomsk State University, 1966; 164—168. (In Russ.).
8. Evseeva N. S., Sinyutkina A. A., Kharanjevskaya Yu. A. et al. *Landshafty bolot Tomskoj oblasti* = *Landscapes of swamps of the Tomsk region*. Tomsk: Scientific and Technical Literature Publishing House, 2012: 399 p. (In Russ.).
9. Inisheva L. I., Smirnov O. N., Inishev N. G. Some hydrological characteristics of oligotrophic swamps. *Vestnik AGAU* = *Bulletin of Altai State Agricultural University*. 2013; (3): (28—32). (In Russ.).
10. Kuchment L. S., Romanov P. Yu., Gelfan A. N., Demidov V. N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation. *Hydrology and Earth system science*. 2010; 14 (2): 339—350. doi: 10.5194/hess-14-339-2010.
11. Pyankov S. V., Shikhov A. N., Mikhailyukova P. G. Modeling of snow accumulation and snowmelt in the Kama River basin using data from global weather forecast models. *Lod i sneg* = *Ice and Snow*. 2019; 59 (4): (494—508). (In Russ.). doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-423.
12. Kalyuzhny I. L. Hydrochemical regime and chemical composition of waters of mesooligotrophic bog massifs of the Kola Peninsula. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN* = *Bulletin of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences*. 2016; 3 (26): (101—131). (In Russ.).
13. Novikov S. M., Batuev V. I. *Gidrometeorologicheskiiy rezhim i vodnyy balans verkhovykh bolot Severo-Zapada Rossii* = *Hydrometeorological regime and water balance of the raised bogs of the North-West of Russia*. SPb: Svoe Izdatelstvo, 2019, 448 p. (In Russ.).
14. Balabin Yu. V., Gvozdevskiy B. B., Germanenko A. V. et al. Diurnal and seasonal variations of soft gamma radiation in the lower atmosphere. *Izvestiya Rossiyskoy akademii nauk. Seriya fizicheskaya* = *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Physical Series*. 2019; 83 (5): (655—658). doi: 10.1134/S0367676519050089. (In Russ.).
15. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stancyam i postam. Vypusk 2. Chast' I. Meteorologicheskie nablyudeniya na postah* = *Instructions for hydrometeorological stations and posts. Issue 2. Part I. Meteorological observations at posts*. Leningrad: Gidrometizdat, 1985: 111 p. (In Russ.).
16. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. IPCC Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC, Geneva, Switzerland, 39 p. doi: 10.1017/9781009157896.
17. Kalyuzhny I. L. Features of release from snow during snow accumulation and snowmelt. *Gidrometeorologiya i ekologiya*. = *Hydrometeorology and Ecology*. 2022; (68): (422—434). (In Russ.). doi: 10.33933/2713-3001-2022-68-422-434.

18. Kuzmin P. P. *Protsess tayaniya snezhnogo pokrova = The process of snow cover melting*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1961: 345 p. (In Russ.).
19. Kalyuzhny I. L. The content of unfrozen moisture in the seasonally frozen active layer of the Kola Peninsula mires. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN = Bulletin of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences*. 2019; 3 (11): (55—64). doi: 10.25702/KSC.2307-5228.2019.11.3.55-64. (In Russ.).
20. Minin A. A., Ananin A. A., Buivolov Yu. A. et al. Recommendations for the unification of phenological observations in Russia. *Nature Conservation Research. Zapovednaya nauka = Nature Conservation Research. Reserve science*. 2020; 5 (4): (89—110). doi: 10.24189/ncr.2020.060. (In Russ.).

Информация об авторах

Скороспехова Татьяна Викторовна, научный сотрудник, Государственный гидрологический институт (г. Санкт-Петербург), tanchiz@gmail.com.

Журавлева Александра Дмитриевна, научный сотрудник, Государственный гидрологический институт (г. Санкт-Петербург), a.d.zhuravleva@gmail.com.

Калюжный Игорь Леонидович, кандидат технических наук, старший научный сотрудник, заведующий лаборатории гидрофизики, Государственный гидрологический институт (г. Санкт-Петербург), hfl@mail.ru.

Information about authors

Skorospekhova Tatiana Viktorovna, State Hydrological Institute (St.Petersburg, Russia), research assistant.

Zhuravleva Alexandra Dmitrievna, State Hydrological Institute (St.Petersburg, Russia), research assistant.

Kalyuzhny Igor Leonidovich, State Hydrological Institute (St.Petersburg, Russia), senior research assistant.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 27.01.2025

Принята к печати после доработки 05.05.2025

The article was received on 27.01.2025

The article was accepted after revision on 05.05.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 281—291.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(79):281—291.

Научная статья

УДК 556.162(282.255.2)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-281-291

Распределение модуля стока в бассейнах рек Чирчик—Ахангаран

***Саркорбек Санжар угли Суванкулов^{1,2}, Лидия Михайловна Карандаева²,
Данияр Маннапжанович Тургунов²***

¹ Институт геологии и геофизики имени Х. М. Абдуллаева, Ташкент,
ssarkorbek@gmail.com

² Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Ташкент

Аннотация. Изучен модуль стока шестнадцати рек бассейна Чирчик—Ахангаран с естественным гидрологическим режимом. С использованием ГИС-технологий создана цифровая модель рельефа бассейна, позволившая определить площади и средние высоты бассейнов изучаемых рек. Получена зависимость модуля стока от средней высоты бассейна девяти рек бассейна реки Чирчик и семи рек бассейна реки Ахангаран. На основе полученной зависимости создана электронная карта распределения модуля стока в бассейнах рек Чирчик—Ахангарана.

Ключевые слова: водосбор реки Чирчик, водосбор реки Ахангаран, модуль стока, географические информационные системы.

Благодарности: сотрудникам Института геологии и геофизики имени Х. М. Абдуллаева и Научно-исследовательского гидрометеорологического института за помощь и советы во время исследования.

Для цитирования: Суванкулов С. С., Карандаева Л. М., Тургунов Д. М. Распределение модуля стока в бассейнах рек Чирчик—Ахангаран // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 281—291. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-281-291.

Original article

Distribution of the runoff module in the Chirchic—Akhangan river basins

Sarkorbek S. Suvankulov^{1,2}, Lidiya M. Karandayeva², Daniyar M. Turgunov²

¹ Institute of Geology and Geophysics named after H. M. Abdullaev

² Hydrometeorological Research Institute

Summary. The aim of this study is to create a digital map of the distribution of the runoff module in the Chirchic—Akhangan river basins. The objects of this study are 16 rivers of the Chirchik-Akhangan basin with a natural runoff regime: Chatkal, Pskem, Oygaing, Maydantal, Chiralma, Ugam, Akbulak, Yangikurgansai, Chimgansai, Akhangaran, Kyzylcha, Niyozbashsay, Dukantsai, Karabagirsay, Abzhazsay, Shaugaz. The subject of the study is to evaluate their modulus of flow. Using a digital elevation model “Daichi” from the ALOS database using ArcGIS Pro, a digital elevation model of the Chirchik-Akhangan

river basin was created. The highest altitude of the Chirchik River basin corresponds to 4412 m, and of the Akhangaran River basin — to 4034 m. Based on the digital elevation model of the Chirchik-Akhangaran river basin and using GIS technologies, the area (F , km²) and average height (H_{av} , m) of the studied river basins were calculated. A linear functional dependence between the flow modulus and the average altitude of the Chirchik—Akhangaran river basins was calculated ($R^2 = 0,593$). Based on said dependence and using GIS technologies, a digital map of the distribution of the flow modulus values in the Chirchik-Akhangaran river basins was created. The results of the research showed that the largest modulus of flow in the Chirchik River basin is formed in the altitude zone of 3201—3400 m and comprises 12,8 % of the overall value, and in the Akhangaran River basin — in the altitude zone of 2601—2800 m and comprises 14,0 %.

Keywords. Chirchik river basin, Akhangaran river basin, basin area, average basin height, runoff module, geographic information systems (GIS).

For citation: Suvankulov S. S., Karandayeva L. M., Turgunov D. M. Distribution of the runoff module in the Chirchik—Akhangaran river basins. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(281—291). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-281-291. (In Russ.).

Введение

Изменение климата, определяющееся количеством и режимом выпадения осадков, повышением температуры воздуха, приводит к изменению стока рек. Изучение и анализ тенденций расходов воды в реках представляют интерес с точки зрения гидрологии, климатологии, а также водохозяйственной деятельности. Состояние водного режима рек необходимо учитывать при разработке водохозяйственных планов и мероприятий, направленных на снижение негативного влияния на экономику и население. В связи с этим исследования гидрологических характеристик рек приобретают особую актуальность и важность. Многие зарубежные ученые и ученые Узбекистана занимались вопросами изучения [1—6 и др.], моделирования и прогнозирования [7, 8 и др.] стока.

При высоком агрометеорологическом потенциале территории Республики Узбекистан водные ресурсы являются особенно важным компонентом, а учет речного стока — одной из важнейших задач устойчивого развития ведущих отраслей экономики страны. Сельское хозяйство — один из приоритетных секторов экономики Узбекистана и играет ключевую роль в занятости населения. Особенностью сельского хозяйства является чрезвычайно высокая зависимость от искусственного орошения. Орошаемое земледелие потребляет порядка 90 % от общего объема воды, используемой в Республике Узбекистан. В стратегии «Узбекистан–2030» поставлена цель «повышения культуры рационального водопользования и эффективности водопользования в республике».

Изучению водных ресурсов Средней Азии и, в частности Узбекистана, всегда уделялось значительное внимание. В монографии Ф. Х. Хикматова описываются закономерности формирования водных ресурсов горных рек в условиях изменения климата [9]. Исследованиями влияния изменения климата на формирование стока рек занимаются Д. М. Тургунов [10], Л. М. Карандаева [11].

В основном гидрологические посты на реках располагаются в нижнем течении, а сток малых рек и ручьев, формирующихся в верховьях рек, в большинстве случаев недостаточно изучен. Вопросы расчета речного стока на неизученных территориях с использованием современных ГИС-технологий имеют актуальное практическое значение.

Целью данного исследования является создание электронной карты распределения модуля стока в бассейнах рек Чирчик—Ахангарана, играющих важное значение для экономики Узбекистана.

Исходные данные и методы исследования

В формировании климата бассейнов рек Чирчик и Ахангаран первостепенное значение имеют преобладающее направление движения воздушных масс и рельеф местности. Чирчик—Ахангаранский физико-географический район расположен в северо-восточной части Узбекистана между рекой Сырдарья и отрогами Западного Тянь-Шаня. На северо-западе района по долине реки Келес и хребтам Каржантау и Угамскому проходит граница Узбекистана с Казахстаном, на востоке по Таласскому, Пскемскому и Чаткальскому хребтам — с Кыргызстаном. Кураминский хребет отделяет Чирчик—Ахангаранскую долину от Ферганской долины. Юго-западная граница района проходит по реке Сырдарье. С северо-востока на юго-запад Чирчик—Ахангаранский район протянулся на 280 км, а с востока на запад — на 180 км [12].

В качестве исходной информации для проведения исследований послужили среднегодовые расходы воды по данным гидрологических постов, расположенных на реках Чирчик—Ахангаранского бассейна с естественным режимом стока: Чаткал, Пскем, Ойгаинг, Майдантал, Чиралма, Угам, Акбулак, Янгикургансай, Чимгансай, Ахангаран, Кызылча, Ниёзбашсай, Дукантсай, Карабагирсай, Абжазсай, Шаугаз (рис. 1).

С сайта search.asf.alaska.edu была загружена цифровая модель рельефа из базы данных ALOS (Advanced Land Observing Satellite) под названием «Daichi» с разрешением 12,5 м. На основе полученной информации при помощи ArcGIS Pro была создана цифровая модель рельефа Чирчик—Ахангаранского бассейна. Наибольшие высоты бассейна реки Чирчик соответствуют 4412 м, а бассейна реки Ахангаран — 4034 м.

На сегодняшний день в Чирчик—Ахангаранском бассейне функционируют 16 гидрологических постов, на которых проводятся стационарные наблюдения (рис. 1). При помощи ArcGIS Pro были построены контуры бассейнов исследуемых рек (рис. 2) и изучены их водосборные площади.

Основные результаты и их обсуждение

В табл. 1 приведены площадь (F , км²) и средняя высота ($H_{\text{ср}}$, м) исследуемых речных бассейнов (рис. 2). Эти данные получены по материалам гидрологических ежегодников из фонда Агентства по гидрометеорологической службе, а также рассчитаны с использованием возможностей ArcGIS Pro. Как видно из таблицы, разность между фактическими и рассчитанными данными в большинстве случаев не превышает 5 %, поэтому можно сделать вывод, что рассчитанные при помощи ArcGIS Pro площади и средние высоты бассейнов можно использовать в дальнейших исследованиях.

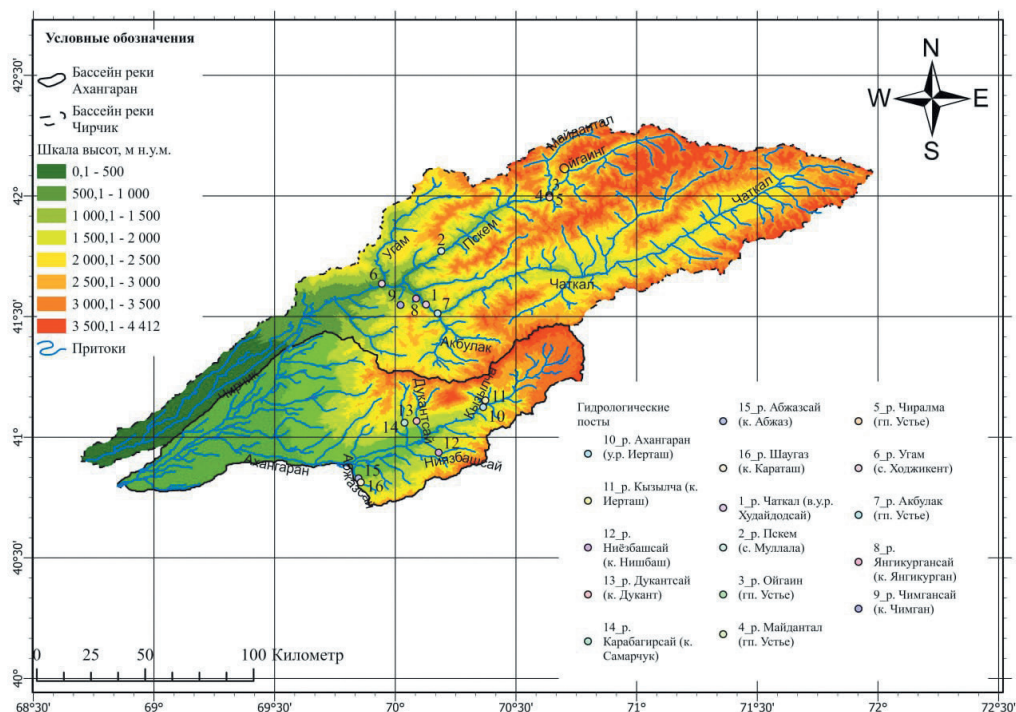


Рис. 1. Гипсометрическая карта бассейна Чирчик—Ахангаран.

Fig. 1. Hypsometric map of Chirchik—Ahangaran basin.

Поскольку площадь бассейна реки Чаткал является наибольшей среди площадей бассейнов исследуемых рек, то и объем стока, формирующийся в этом бассейне, существенно выше. Однако если рассматривать расход воды на км² площади бассейна, то для бассейна реки Майданта́л это значение больше, чем для других речных бассейнов.

На следующем этапе была исследована зависимость модуля стока, образующегося в бассейнах, от средних высот этих бассейнов. График зависимости модуля стока рек бассейна Чирчик—Ахангаран от средней высоты бассейна этих рек представлен на рис. 3.

Из представленного графика видно, что значения модуля стока увеличиваются в соответствии со средней высотой бассейнов рек Чирчик—Ахангарана. Выявленную зависимость предлагается использовать для определения объема стока для бассейнов рек и ручьев, где наблюдения не проводятся.

С увеличением высоты расположения речных бассейнов изменяются и географические условия. Эти изменения касаются и гидрологического режима рек. В пределах исследуемых речных бассейнов с помощью программы ArcGIS Pro были рассчитаны площади высотных зон с интервалом 200 м. Построены гипсографические кривые девяти бассейнов рек Чирчика и семи рек Ахангарана. Ниже, как пример, представлены гипсографические кривые рек Чаткал и Ахангиран.

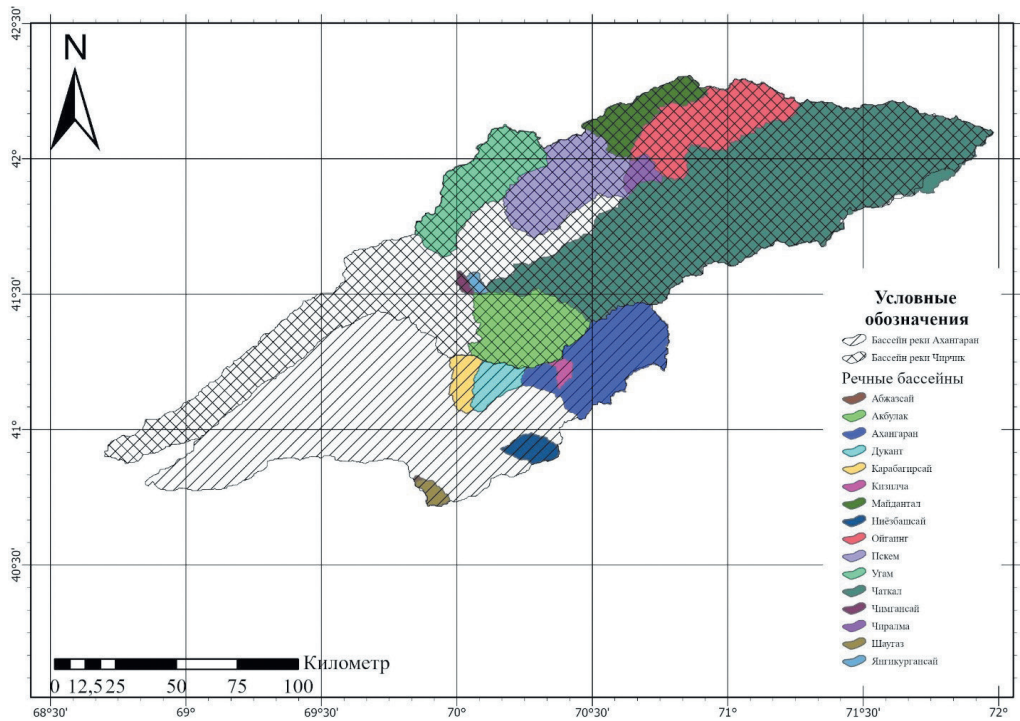


Рис. 2. Бассейны притоков рек Чирчик и Ахангаран.

Fig. 2. Location of the rivers of the Chirchik—Ahangaran basin.

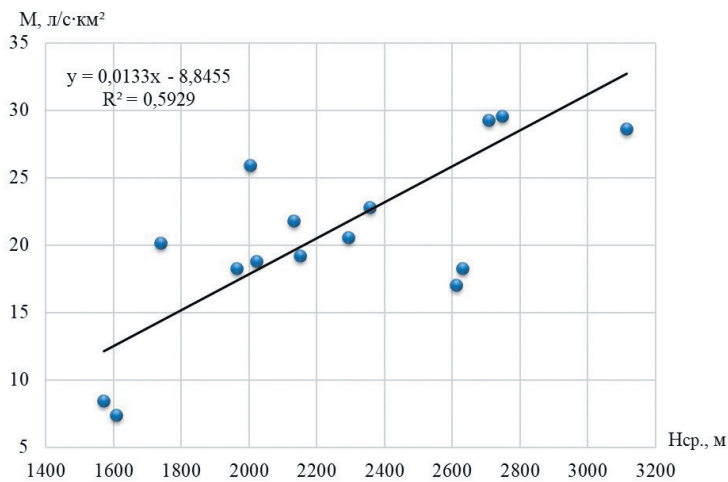


Рис. 3. Зависимость модуля стока от средней высоты бассейна рек Чирчик—Ахангаран.

Fig. 3. Linear dependency between the runoff module and the average river basin altitude.

Таблица 1

Гидрологические параметры исследуемых рек
Hydrological parameters of the studied rivers

№	Река (пост)	Период наблюдений	Q , м ³ /с	F , км ²			$H_{\text{ср}}$, м			M , л/(с·км ²)		
				Данные Уэдриомета	Результат расчета	Разность (%)	Данные Уэдриомета	Результат расчета	Разность (%)	Данные Уэдриомета	Результат расчета	Разность (%)
1	р. Чаткал (в.у.р. Худайдодсай)	1965—2022	112,2	6580	6586	–0,1	2660	2611	1,9	17,1	17	0,1
2	р. Пскем (с. Муллала)	1965—2022	75,6	2540	2556	–0,6	2740	2747	–0,3	29,8	29,6	0,6
3	р. Ойгаин (гп. Устье)	1951—2022	28,8	1010	1004	0,6	3010	3114	–3,3	28,5	28,6	–0,6
4	р. Майдантал (гп. Устье)	1950—2022	18,6	471	447	5,4	3130	3019	3,7	39,5	41,6	–5,1
5	р. Чиралма (гп. Устье)	1950—2022	3,1	103	105	–1,9	2700	2706	–0,2	29,8	29,3	1,8
6	р. Угам (с. Ходжикент)	1950—2022	22,4	869	865	0,5	2030	2004	1,3	25,8	25,9	–0,4
7	р. Акбулак (гп. Устье)	1981—2022	20	886	878	0,9	2400	2357	1,8	22,6	22,8	–1
8	р. Янгикургансай (к. Янгикурган)	1965—2022	0,7	33,7	35	–3,7	2200	1797	22,4	20,2	19,2	4,8
9	р. Чимгансай (к. Чимган)	1967—2022	0,3	23,3	27,9	–16,5	1530	1739	–12	13,3	20,2	–34,1
10	р. Ахангаран (у.р. Иерташ)	1971—2022	19,9	1110	1090	1,8	2600	2630	–1,1	17,9	18,3	–1,8
11	р. Кызылча (к. Иерташ)	1951—2022	1,1	51,6	51	1,2	2340	2292	2,1	20,3	20,6	–1
12	р. Ниёзбашсай (к. Нишбаш)	1951—2022	2,7	141	144	–2,1	2050	2021	1,4	19,2	18,8	2,3
13	р. Дукантсай (к. Дукант)	1971—2022	4,6	201	210	–4,3	2140	2132	0,4	22,8	21,8	4,5
14	р. Карабагирсай (к. Самарчук)	1949—2022	3	166	165	0,6	2030	1963	3,4	18,2	18,3	–0,4
15	р. Абжазсай (к. Абжаз)	1978—2022	0,6	70,5	69	2,2	1590	1571	1,2	8,3	8,5	–2,2
16	р. Шаугаз (к. Караташ)	1971—2022	0,5	65,8	65	1,2	1660	1607	3,3	7,3	7,4	–1,2

Примечание: Q – средние многолетние годовые расходы воды, м³/с; M – модуль стока, л/(с·км²).

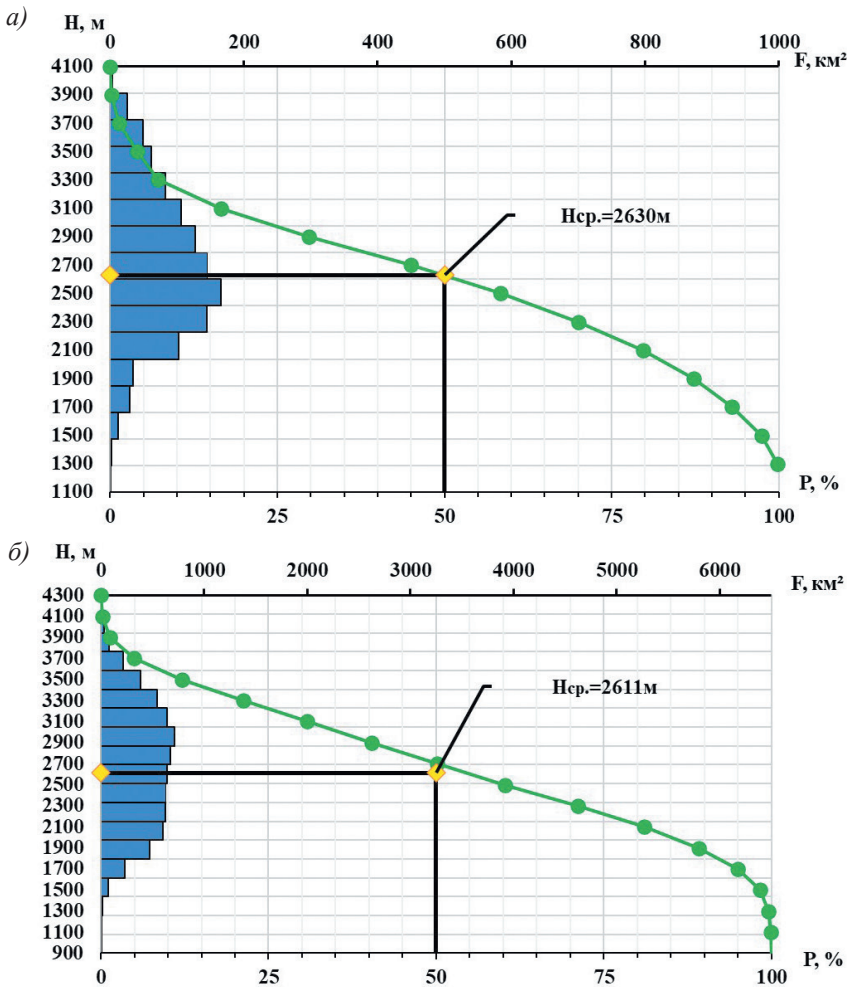


Рис. 4. Гипсографическая кривая речных бассейнов а) Ахангаран; б) Чаткал.

Fig. 4. Hypsographic curve of river basins а) Ahangaran; б) Chatkal.

Значения площадей высотных интервалов исследуемых бассейнов различны. Это связано с рельефом и географической экспозицией бассейна. В пределах выделенных высотных интервалов наибольшую площадь ($F = 1385 км^2$) имеет интервал между 2201 м и 2400 м абсолютной высоты.

Исходя из цели исследования, на основе полученного уравнения зависимости модуля стока от средних отметок абсолютных высот бассейнов определялись значения модуля стока, соответствующие каждой высотной зоне. По полученным результатам с использованием технологий ГИС была создана карта распределения значений модуля стока по бассейнам рек Чирчик—Ахангарана (рис. 5).

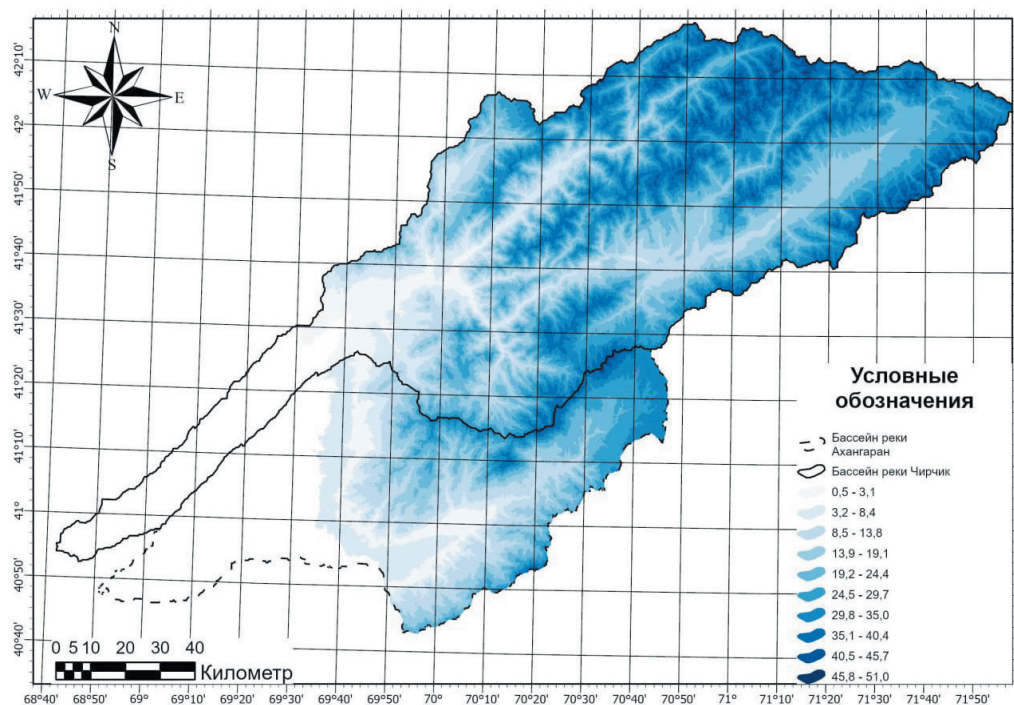


Рис. 5. Распределение модуля стока в бассейнах рек Чирчик—Ахангарана.

Fig. 5. The flow module formed in the height intervals of the river basins.

В результате исследования установлено, что наибольший сток в бассейне реки Чирчик формируется в высотной зоне 3201—3400 м и составляет 12,8 % от стока бассейна. В бассейне реки Ахангаран в высотной зоне 2601—2800 м он составляет 14,0 %.

Закключение

С использованием цифровой модели рельефа под названием «Daichi» из базы данных ALOS при помощи ArcGIS Pro была создана цифровая модель рельефа Чирчик-Ахангаранского бассейна. Наибольшие высоты бассейна реки Чирчик соответствуют 4412 м, а бассейна реки Ахангаран — 4034 м. На основе цифровой модели рельефа Чирчик—Ахангаранского бассейна с использованием ГИС-технологий рассчитаны площадь (F , км²) и средняя высота ($H_{\text{ср}}$, м) исследуемых речных бассейнов. Разность между фактическими и рассчитанными данными в большинстве случаев не превышает 5 %.

Площадь бассейна реки Чаткал является наибольшей среди площадей бассейнов исследуемых рек, однако бассейн реки Майдантал выделяется среди остальных по своей водности.

Получена линейная зависимость модуля стока от средней высоты бассейнов рек Чирчик—Ахангарана ($R^2 = 0,593$). На основе уравнения зависимости модуля стока от средних отметок абсолютных высот бассейнов с использованием ГИС-технологий была создана электронная карта распределения значений модуля стока в бассейнах рек Чирчик—Ахангарана.

Выявленная зависимость имеет практическое значение и может быть использована для определения объема стока для бассейнов рек и ручьев, где наблюдения не проводятся.

Результаты исследований показали, что наибольший сток в бассейне реки Чирчик формируется в высотной зоне 3201—3400 м, а в бассейне реки Ахангаран в высотной зоне 2601—2800 м.

Данный подход исследования в условиях отсутствия данных может быть использован для изучения водных ресурсов бассейнов рек Средней Азии, что будет способствовать принятию решения для рационального использования водных ресурсов трансграничных рек.

Список литературы

1. Болгов М. В., Трубецкова М. Д. О высотной зональности стока рек со значительной долей ледникового питания // Лед и снег. 2011. № 1. С. 45—52.
2. Глазырин Г. Е., Страхова Н. Ю. Зональные модули стока и водные ресурсы бассейна реки Кашкадарья // Гидрометеорология и экология. 2011. №2. С. 69—76.
3. Глазырин Г. Е., Хикматов Ф. Х., Трофимов Г. Н. и др. Методика исследования гидрологического режима горных рек (на примере р. Угам). Ташкент: «Наука и технология», 2016. 172 с.
4. Ясинский С. В., Вишневская И. А. Зональные особенности динамики водопользования в бассейне Волги в постсоветский период // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2018;(1):75—89. DOI: 10.7868/S2587556618010071.
5. Sagdeev N. Z., Khamzaeva J. T., Khakimova Z. F. Change of Statistical Characteristics of Flow With Prolongation of Observation Series. Nat Sci 2020; 18(2):32—35. DOI: 10.7537/marsnsj180220.06.
6. Умирзаков Г. У., Суванкулов С. С., Мамиров Х. А., Акбаров Ф. Н. и др. Выявление изменений режима малых горных водотоков ледникового питания (на примере реки Баркраксай) // География и водные ресурсы. Алматы. 2023. С. 3—12. DOI: org/10.55764/2957-9856/2023-1-3-11.1.
7. Денисов Ю. М., Агальцева Н. А., Пак А. В. Автоматизированные методы прогноза стока горных рек Средней Азии. Ташкент: САНИГМИ, 2000. 160 с.
8. Георгиевский М. В., Чепикова С. С., Терехов А. В., Казаков Э.Э. Методика краткосрочного прогнозирования уровней (расходов) воды рек Ленинградской области Камчатского края с использованием автоматизированной информационной системы (АИС) // Гидрометеорология и экология. 2024. № 77. С. 626—644. DOI: 10.33933/2713-3001-2024-77-626-644.
9. Хикматов Ф. Х. Закономерности формирования водных ресурсов горных рек в условиях изменения климата. Ташкент. 2020. 228 с.
10. Тургунов Д. М., Сазонов А. А., Хикматов Ф. Х., Фролова Н. Л. Маловодья на горных реках Республики Узбекистан: причины и особенности // Вестник МГУ. Московского университета. Серия 5. География. 2020. № 1. С. 23—34.
11. Карандаева Л. М., Карандаев С. В. Анализ и сравнение среднемесячных расходов воды рек Чирчик-Ахангаранского бассейна базового и текущего климатических периодов // Центрально-азиатский журнал географических исследований. 2024. № 1—2. С. 28—41. DOI: org/10.5281/zenodo.12509645.
12. Хасанов И. А., Гулямов П. Н., Шарипов Ш. М. и др. //Природная география Узбекистана. Учебное пособие. Ташкент: «Маърифат», 2023. 308 с.

References

1. Bolgov M. V., Trubetskov M. D. On the altitudinal zonality of river runoff with a significant share of glacial feeding. *Led i Sneg = Ice and snow*. 2011; 1(145): (45—52). (In Russ.).
2. Glazyrin G. E., Strakhova N. Yu. Zonalnye moduli stoka i vodnie resursi basseyna reki Kashkadari. Zonal runoff modules and water resources of the Kashkadarya River basin. *Gidrometeorologiya i ekologiya = Hydrometeorology and Ecology*. 2011; (2): (69—76). (In Russ.).
3. Glazyrin G. E., Khikmatov F. Kh., Trofimov G. N., et al. *Metodika issledovaniya gidrologicheskogo rezhima gornix rek (na primere r. Ugam) = Methodology for studying the hydrological regime of mountain rivers (using the Ugam River as an example)*. Tashkent: "Nauka i texnologiya", 2016: 172 p. (In Russ.).
4. Yasinsky S. V., Vishnevskaya I. A. Zonal features of water use dynamics in the Volga basin in the post-Soviet period. *Izvestiya Rossiyskoy akademii nauk. Seriya geograficheskaya = Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series*. 2018; (1): (75—89). DOI: 10.7868/S2587556618010071. (In Russ.).
5. Sagdeev N. Z., Khamzaeva J. T., Khakimova Z. F. Change of Statistical Characteristics of Flow With Prolongation of Observation Series. *Nat Sci* 2020; 18(2): 32—35 doi:10.7537/marsnsj180220.06.
6. Umirzakov G. U., Suvankulov S. S., Mamirov H. A. et al. Identification of Changes in the Regime of Small Mountain glacial-fed Watercourses (using the Barkraksay River as an Example). *Geografiya i vodnie resursi Almati = Geography and Water Resources of Almaty*. 2023; (3—12). DOI: org/10.55764/2957-9856/2023-1-3-11.1. (In Russ.).
7. Denisov Yu. M., Agaltseva N. A., Pak A. V. *Avtomatizirovannye metodi prognoza stoka gornix rek Sredney Azii = Automated methods for forecasting the runoff of mountain rivers in Central Asia*. Tashkent. SANIGMI, 2000: 160 p. (In Russ.).
8. Georgievskiy M. V., Chepikova S. S., Terekhov A. V., Kazakov E. E. Methodology for short-term forecasting of water levels (discharges) of rivers in the Leningrad Region of Kamchatka Krai using an automated information system (AIS). *Gidrometeorologiya i ekologiya = Hydrometeorology and Ecology*. 2024; (77): (626—644). DOI: 10.33933/2713-3001-2024-77-626-644. (In Russ.).
9. Khikmatov F. Kh. *Zakonomernosti formirovaniya vodnix resursov gornix rek v usloviyax izmeneniya klimata. = Patterns of formation of water resources of mountain rivers in the context of climate change*. Tashkent, 2020: 228 p. (In Russ.).
10. Turgunov D. M., Sazonov A. A., Khikmatov F. Kh., Frolova N. L. Low water on the mountain rivers of the Republic of Uzbekistan: causes and features. *Vestnik Moskovskogo universiteta = Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography*. 2020; (1): (23—34). (In Russ.).
11. Karandaeva L. M., Karandaev S. V. Analysis and comparison of average monthly water discharges of the rivers of the Chirchik-Akhangaran basin of the base and current climatic periods. *Sentralnoaziatiskiy jurnal geograficheskix issledovaniy = Central Asian Journal of Geographical Research*. 2024; (1—2): (28—41). DOI: org/10.5281/zenodo.12509645. (In Russ.).
12. Khasanov I. A., Gulyamov P. N., Sharipov Sh. M. et al. *Prirodnaya geografiya Uzbekistana = Natural geography of Uzbekistan*. Study guide. Ma'rifat. 2023: 308 p. (In Russ.).

Информация об авторах

Саркорбек Санжар угли Суванкулов, младший научный сотрудник, Институт Геологии и Геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан, ssarkorbek@gmail.com.

Лидия Михайловна Карандаева, кандидат технических наук, старший научный сотрудник, заведующий отделом гляциологии, Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Ташкент, Узбекистан.

Данияр Маннапжанович Тургунов, доктор географических наук, доцент, директор, Научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Ташкент, Узбекистан.

Information about authors

Sarkorbek Sanjar ugli Suvankulov Junior Researcher, Institute of Geology and Geophysics named after Kh.M. Abdullaev.

Lidiya Mikhailovna Karandaeva PhD, Senior Researcher, Head of the Glaciology Department, Hydrometeorological Research Institute.

Daniyar Mannapjanovich Turgunov DSc, Associate Professor. Director. Hydrometeorological Research Institute.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 11.03.2025

Принята к печати 05.05.2025

The article was received on 11.03.2025

The article was accepted on 05.05.2025

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.501.81:535.321.9:001.891.573

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-292-306

Статистическая экстраполяция профиля индекса коэффициента преломления

***Анатолий Дмитриевич Кузнецов, Светлана Викторовна Крюкова,
Виктория Сергеевна Никитина, Ольга Станиславовна Сероухова,
Татьяна Евгеньевна Симакина***

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург,
Россия, kuznetsov1946@inbox.ru

Аннотация. Для проведения статистической экстраполяции по данным аэрологического радио-зондирования в холодный и теплый периоды сформированы ковариационные матрицы профилей индекса коэффициента преломления. На основе проведения численных экспериментов показана возможность восстановления в холодный период вертикального профиля значений индекса по его значению на уровне расположения антенны радиолокатора, определяемому на основе прямых измерений давления, температуры и влажности. Информация о профиле позволит более корректно учесть рефракцию радиоволн по сравнению с использованием стандартной радиоатмосферы при расчете траектории распространения луча метеорологического локатора.

Ключевые слова: атмосферная рефракция, индекс коэффициента преломления, распространение радиоволн, статистическая экстраполяция.

Для цитирования: Кузнецов А. Д., Крюкова С. В., Никитина В. С. и др. Статистическая экстраполяция профиля индекса коэффициента преломления / А. Д. Кузнецов, С. В. Крюкова, В. С. Никитина, О. С. Сероухова, Т. Е. Симакина // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 292—306. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-292-306.

METEOROLOGY

Original article

The refractive index profile statistical extrapolation

***Anatoly D. Kuznetsov, Svetlana V. Kryukova, Victoria S. Nikitina,
Olga S. Seroukhova, Tatyana E. Simakina***

Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

Summary. The accuracy of solving radar problems largely depends on taking into account the actual vertical profile of the refractive index, which in turn depends on the actual distribution of meteorological

© Кузнецов А. Д., Крюкова С. В., Никитина В. С., Сероухова О. С., Симакина Т. Е., 2025

parameters with altitude. It is the large variability of meteorological parameters that is responsible for the change in refraction types in the atmosphere. Covariance matrices of refractive index profiles were formed to perform statistical extrapolation based on aerological radiosonde data in cold and warm periods. Based on numerical experiments, the possibility of reconstructing the vertical profile of index values in the cold period based on its value at the radar antenna location level, determined based on direct measurements of pressure, temperature and humidity, was shown. It is noted that the currently accepted practice of using the value of the standard refractive index gradient does not reflect real changes in refraction types in the tropospheric layers along the radio beam propagation path. Based on the conducted study, it is shown that the proposed combined approach to assessing the vertical profile of the refractive index and its gradient using statistical information and actual atmospheric parameters measured at the location of the MRL antenna allows for increasing the accuracy of accounting for refraction compared to using the standard radio atmosphere. It was found that the proposed method, when used at the location selected for the study, gives positive results only in the cold period. In the warm period, due to a decrease in correlation links between ground parameters and their values at different altitudes, the accuracy of statistical extrapolation is significantly reduced. Information about the profile will allow for a more correct account of radio wave refraction compared to using the standard radio atmosphere when calculating the trajectory of the meteorological radar beam. The seasonal feature of the proposed method revealed based on the data of the Smolensk aerological station suggests further research. Including using aerological information obtained in other regions. This will allow us to evaluate the effectiveness of the statistical extrapolation method at the locations of each DMRL locator separately.

Keywords: atmospheric refraction, refractive index, radio wave propagation, statistical extrapolation

For citation: Kuznetsov A. D., Kryukova S. V., Nikitina V. S., Seroukhova O. S., Simakina T. E. The refractive index profile statistical extrapolation. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(292—306). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-292-306. (In Russ.).

Введение

Точность решения радиолокационных задач в немалой степени зависит от учета фактического вертикального профиля индекса коэффициента преломления, который, в свою очередь, зависит от фактического распределения метеорологических параметров с высотой. Именно большая изменчивость метеорологических параметров ответственна за смену типов рефракции в атмосфере. Типы рефракции по-разному влияют на траекторию распространения радиолуча [1, 2].

Актуальность работ по разработке методов и средств для определения фактического вертикального профиля индекса коэффициента преломления обусловлена, прежде всего, важностью правильного учета искривления луча, что позволяет повысить точность определения координат метеорологических целей радиолокационными методами. Особую роль такой учет играет при интерпретации данных, получаемых с помощью современных метеорологических радиолокационных станций (МРЛ), сеть которых в настоящее время создается в нашей стране [3—8]. Так, например, в работе [3] показано, что при наклонной дальности 200 км, высоте объекта в 4000 м и угле места антенны радиолокатора $0,5^\circ$ погрешность замены фактической пониженной рефракции на стандартную приводит к погрешности в определении высоты в 270 м, а замены фактической отрицательной рефракции на стандартную — к погрешности в 1020 м.

Рефракция существенно влияет на значение оптической толщи атмосферы заданного участка трассы, расчет которой используется в свето- и радиодальномерных измерениях. Учет искривления электромагнитного луча вследствие рефракции и смещения его в менее плотные слои атмосферы уменьшает значение

эффективной оптической толщи [9]. Причем влияние рефракции больше сказывается на значении оптической толщи, чем на удлинении трассы. Изменчивость рефракции приводит и к ошибкам определения превышений в тригонометрическом нивелировании, которые на несколько порядков выше приборных погрешностей современных электронных тахеометров [10].

Рефракция радиоволн и увеличение времени их распространения влияет также на геометрию радиолокационного изображения. Эти факторы требуют коррекции задержки сигнала и уменьшения скорости радиоволн, проявляющихся в смещении изображения в сторону увеличения расстояния.

При измерении наклонных расстояний большой длины необходимо иметь значения температуры, давления и влажности в точках траектории распространения электромагнитного излучения для учета рефракции. Такая информация необходима для расчета вертикального профиля индекса коэффициента преломления и его градиента.

Определить индекс коэффициента преломления с достаточной точностью возможно по материалам самолетного зондирования либо данным аэрологического радиозондирования. Однако получение такой информации связано с большими затратами и сложностью в организационном отношении, с недостаточной плотностью аэрологической измерительной сети, поэтому в настоящее время при расчетах параметров распространения радиолокационного импульса используют стандартную радиоатмосферу. В этом случае давление и влажность уменьшаются с высотой экспоненциально, а температура — линейно. При таком распределении метеорологических величин с высотой в средних широтах до высоты нескольких километров вертикальный градиент коэффициента преломления принимают равным -4×10^{-8} 1/м [1, 11, 12].

В реальных метеорологических условиях, имеющих сложный характер, значение градиента на разных высотах может быть далеким от данной константы, поскольку будет обусловлено погодными ситуациями на локальной территории для рассматриваемого сезона [13]. Так, на большей части ЕТР преобладающим типом рефракции является пониженная [13]. Однако, по расчетам авторов данной работы, частота слоев с повышенной рефракцией в теплый период доходит до 17 %, при такой рефракции луч испытывает более резкое искривление по сравнению с расчетным в стандартной радиоатмосфере.

Большинство опасных явлений погоды происходит в теплый сезон, именно в этот период резко увеличивается количество слоев, в которых происходит смена типа рефракции: с пониженной на повышенную, а также на отрицательную. Отрицательная рефракция представляет собой довольно редкое явление, но именно при такой рефракции, когда индекс коэффициента преломления возрастает с высотой, траектория луча обращена выпуклостью вниз и радиоволна удаляется от поверхности Земли, что сокращает дальность ее распространения [13].

Поскольку получить характеристики атмосферной среды в текущих точках траектории электромагнитной волны в момент наблюдения с высокой точностью практически невозможно, возникает задача определения профиля индекса

коэффициента преломления по информации о состоянии атмосферы только в начальной точке траектории радиолуча. В данной работе для учета влияния рефракции на траекторию распространения радиоволн СВЧ-диапазона предлагается методика статистического восстановления вертикального профиля индекса коэффициента преломления $N(z)$ по его значению на уровне расположения антенны радиолокатора $N(z = z_a)$. Значение $N(z = z_a)$ может быть рассчитано на основе прямых измерений с помощью стандартных метеорологических приборов для измерения атмосферного давления, температуры и влажности на уровне $z = z_a$.

Предлагаемая методика основана на расчете ковариационных матриц для ансамбля вертикальных профилей индекса коэффициента преломления, рассчитанных на основе данных аэрологического зондирования в конкретном месте и в конкретный сезон. Для апробации были использованы данные аэрологического зондирования на аэрологической станции с индексом 26781 (Смоленск) [14].

Целью данной работы является представление и апробация методики, позволяющей повысить точность оценки вертикального профиля индекса коэффициента преломления на основе использования фактических данных о значении индекса коэффициента преломления на уровне антенны радиолокатора и статистической информации.

Алгоритм статистической экстраполяции

Для восстановления вертикального профиля коэффициента преломления необходимо выполнить следующие этапы.

1. Сформировать ансамбль данных аэрологического зондирования для соответствующего временного периода (например, за месяц), содержащий вертикальные профили давления $p(z)$, температуры $t(z)$ и парциального давления водяного пара $e(z)$. При формировании ансамбля учитывается сезон и выбирается аэрологическая станция, максимально близко расположенная к пункту размещения МРЛ.

Обычно данные аэрологического зондирования не содержат вертикальных профилей парциального давления водяного пара, поэтому такие профили могут быть рассчитаны по следующей формуле [15]:

$$e(z) = \frac{p(z)q(z)}{0.378q(z) + 622}, \quad (1)$$

где $e(z)$ — парциальное давление водяного пара на высоте z [гПа], $p(z)$ — атмосферное давление [гПа], $q(z)$ — удельное содержание водяного пара [г/кг].

Размер шага по высоте для разных сроков зондирования не совпадает между собой, поэтому для проведения расчетов необходимо сформировать единую вертикальную сетку по высоте и проинтерполировать значения давления, температуры и парциального давления водяного пара на эту единую сетку. Для этого можно воспользоваться методом сплайн-интерполяции [16].

2. Для каждого срока зондирования рассчитывается профиль индекса коэффициента преломления $N(z)$ [17—19]:

$$N(z) = \frac{78.5}{T(z)} \left(p(z) + \frac{4800e(z)}{T(z)} \right), \quad (2)$$

где $N(z)$ — индекс коэффициента преломления [N —ед.] на высоте z , $T(z)$ — температура воздуха [$^{\circ}K$] на высоте z .

На рис. 1 представлены значения индекса коэффициента преломления, рассчитанные по данным аэрологического зондирования после проведения сплайн-интерполяции.

3. Далее рассчитывается ковариационная матрица для ансамбля профилей индекса коэффициента преломления (использовался пакет «Анализ данных» табличного процессора *Excel*). Методика статистической экстраполяции профилей описана в работе [20]. По аналогии для статистической экстраполяции профиля индекса преломления найдем отклонение $N(z_0)$ от его среднего значения $N_{cp}(z_0)$:

$$N'(z_0) = N(z_0) - N_{cp}(z_0). \quad (3)$$

В предположении линейной корреляционной связи между отклонениями $N'(z)$

$$N'(z) = N(z) - N_{cp}(z), \quad z = z_1, z_2 \dots z_m, \quad (4)$$

	A	B	C	D
1		1_фев	1_фев	2 фев
2	z, м	0:00	12:00	0:00
3				
4	0	312.01	310.66	312.24
5	25	311.05	309.68	311.16
6	50	310.09	308.7	310.09
7	75	309.13	307.72	309.02
8	100	308.17	306.74	307.96
9	125	307.21	305.78	306.92
10	150	306.25	304.84	305.91
11	175	305.28	303.92	304.91
12	200	304.31	303.03	303.96
13	225	303.34	302.16	303.04
14	250	302.36	301.33	302.17
15	275	301.38	300.51	301.35
16	300	300.38	299.69	300.58
17	325	299.38	298.85	299.86
18	350	298.37	297.98	299.15

Рис. 1. Профили индекса коэффициента преломления (фрагмент).

Fig. 1. Refractive index profiles (fragment).

можно по известному значению $N'(z_0)$ получить следующую статистическую экстраполяцию профиля $N(z)$ в отклонениях от среднего: $N'_s(z)$ [20]:

$$N'_s(z) = N_s(z) - N_{cp}(z) = K(z, z_0) \times K^{-1}(z_0, z_0) \times N'(z_0), \quad (5)$$

где $N_{cp}(z)$ — средний профиль индекса коэффициента преломления, рассчитанный для ансамбля профилей, K — ковариационная матрица ансамбля профилей.

В результате для оценки профиля индекса коэффициента преломления имеем:

$$N_s(z) = N'_s(z) + N_{cp}(z). \quad (6)$$

Результаты апробации алгоритма

Для апробации приведенного выше алгоритма использовались ансамбли данных аэрологического зондирования (индекс станции 26781, Смоленск) за три месяца 2019 г.: январь, февраль и март [14]. Каждый такой ансамбль содержал около 60 сроков зондирования. Методом сплайн-интерполяции все профили приводились к единой вертикальной сетке, рассчитывались ансамбли вертикальных профилей $N(z)$ (см. формулы (1) и (2)), средние профили и ковариационные матрицы $K(z, z_0)$. При проведении расчетов предполагалось, что $z_0 = 0$ м.

Учитывая статистический подход к восстановлению вертикального профиля индекса коэффициента преломления, были проанализированы коэффициенты корреляции $r(z)$ значений $N(z_0)$ со значениями индекса на других уровнях для двух сезонов. Выполнена оценка значимости коэффициентов корреляции с использованием критерия Стьюдента [21, 22]. Значимыми с доверительной вероятностью $p = 99\%$ оказались коэффициенты корреляции, превышающие уровень $r_{кр} > 0,35$.

Для холодного периода 2019 г. в Смоленске максимальная высота z_{max} , до которой коэффициент корреляции оказывается значимым при $p = 99\%$, колеблется от 1500 до 2000 м. Коэффициент корреляции между $N(z_0)$ и $N(z)$ с высотой уменьшается и на высоте 600 м равен 0,7. Это косвенно указывает на то, что до этой высоты индекс коэффициента преломления можно восстановить по предлагаемой методике с приемлемой точностью.

Точность применения методики статэкстраполяции демонстрирует рис. 2. Здесь представлено распределение погрешностей экстраполяции ансамбля профилей $N(z)$ для всех зондирований февраля на разных высотах (25, 100 и 300 м). Значения $dN(z)$ представляет собой разность между $N_s(z)$ и фактическими профилями $N(z)$:

$$dN(z) = N_s(z) - N(z). \quad (7)$$

Анализ кривых на этом графике показывает, что ошибка восстановления индекса коэффициента преломления на нижних уровнях не превышает значения 0,5 N -ед за исключением двух сроков. Заметно увеличение погрешности для профилей с номерами 10 ($dN = 1,6 N$ -ед.) и 15 ($dN = 1,0 N$ -ед.) на высотах 25 и 100 м, и отсутствие такого поведения погрешности для этих же сроков на уровне 300 м. Построив профили индекса коэффициента преломления по фактическим данным для срока с номером 10 и двух соседних сроков зондирования, имеющих

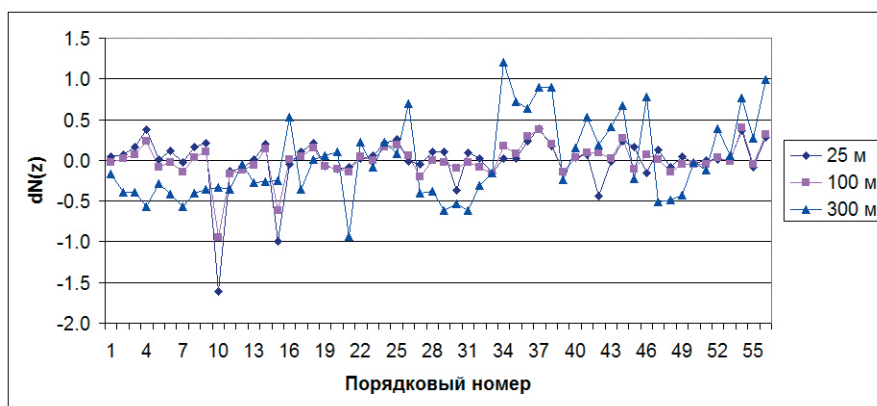


Рис. 2. Распределение погрешностей экстраполяции в ансамбле профилей $N(z)$ для февраля на высотах 25, 100 и 300 м.

Fig. 2. Extrapolation errors distribution in the ensemble of $N(z)$ profiles for February at altitudes of 25, 100 and 300 m.

условные номера 9 и 11 (рис. 3 а), убеждаемся в «нетипичности» профиля №10 для используемого ансамбля.

Проанализируем, какие метеорологические величины оказали наибольшее влияние на вертикальное распределение индекса коэффициента преломления. На рис. 3 (б—г) представлены профили температуры, атмосферного давления и парциального давления водяного пара для этих же трех сроков.

Температура и давление монотонно уменьшаются с высотой (см. рис. 6 б и 6 в) и, следовательно, не являются причиной резкого увеличения погрешности восстановления профиля $N(z)$ №10. Анализ кривых на рис. 6 г позволяет понять резкий рост ошибки восстановления — в нижнем 180-метровом слое наблюдается аномальный характер высотного профиля, а именно — рост парциального давления водяного пара. Для статистической оценки ансамбля такое «поведение» $e(z)$ является нетипичным и, следовательно, статистическая оценка профиля $N(z)$ для этого слоя приводит к повышению погрешности [23].

Отсутствие «выбросов» погрешности восстановления на высоте 300 м для номера зондирования 10 связано с тем, что после 250 м профиль парциального давления водяного пара приближается к среднему для рассмотренного ансамбля профилей.

Рассмотренные результаты апробации алгоритма выполнены на зависимой выборке, когда ковариационная матрица рассчитывается для того же месяца, что и восстанавливаемые профили индекса коэффициента преломления. Например, ковариационная матрица вычислялась по ансамблю февральских профилей $N(z)$ и те же профили использовались для оценки точности статистической экстраполяции.

На следующем этапе использовалась независимая выборка: ковариационная матрица рассчитывалась по февральскому ансамблю, а для восстановления

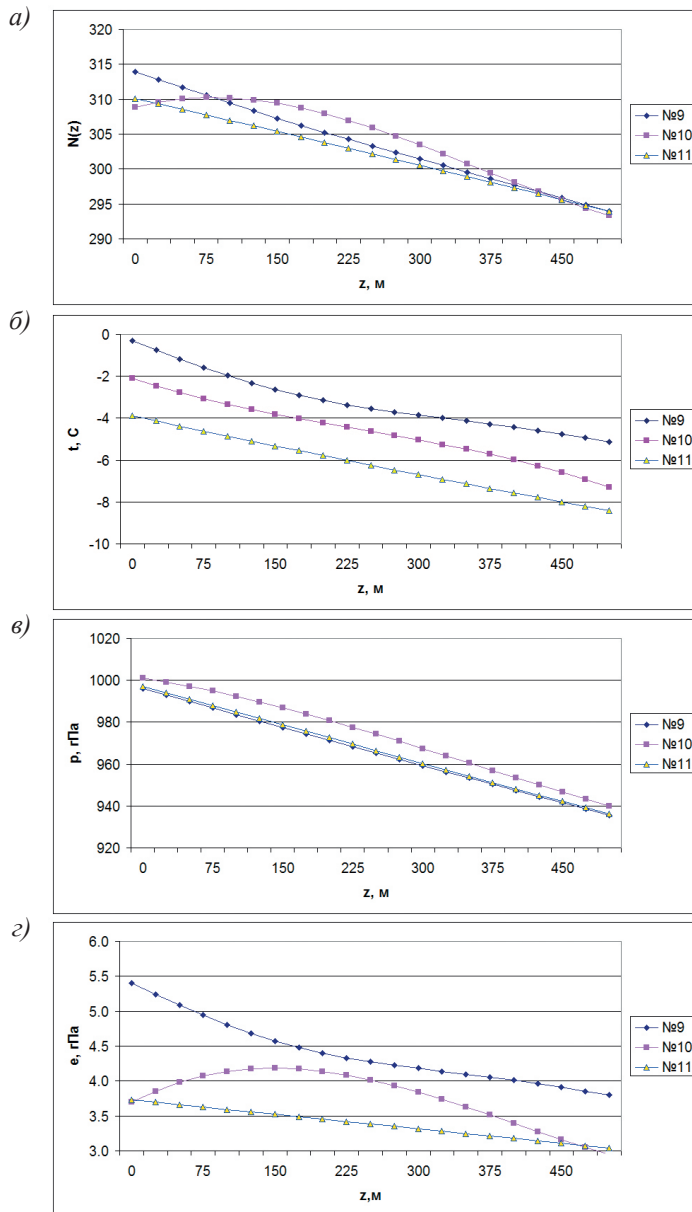


Рис. 3. Сопоставление вертикальных профилей для трех сроков зондирования с условными номерами 9, 10 и 11 (Смоленск, февраль, временной интервал — 12 часов):
 а) профиль $N(z)$, б) профиль $t(z)$, в) профиль $p(z)$, г) профиль $e(z)$.

Fig. 3. Vertical profiles comparison for three sounding periods with conditional numbers 9, 10 and 11 (Smolensk, February, time interval — 12 hours):
 а) profile $N(z)$, б) profile $t(z)$, в) profile $p(z)$, г) profile $e(z)$.

профилей индекса коэффициента преломления использовались профили из январского или мартовского ансамблей.

Для анализа устойчивости ковариационных связей к сезонной изменчивости была проведена серия расчетов $N_j(z)$, когда для ансамбля профилей $N_j(z)$ конкретного месяца (например, января) использовались ковариационные матрицы как для этого же месяца (в нашем примере январь — это случай использования зависимого ансамбля профилей $N(z)$), так и других месяцев (февраль или март; независимый ансамбль). Типичным примером такого исследования являются результаты, представленные в табл. 1. Здесь приведено сравнение погрешностей восстановления индексов коэффициента преломления $N(z)$ на высотах $z = 25$ м, $z = 100$ м и $z = 300$ м, рассчитанных по зависимой и независимой выборкам, состоящим из 57 профилей.

Таблица 1

Статистические характеристики погрешности восстановления $N(z)$ при различных схемах задания ковариационной матрицы (январь, 62 срока зондирования)

Statistical characteristics of the error in retrieval of $N(z)$ for different schemes of specifying the covariance matrix (January, 62 sounding period)

Вариант расчета	СКО $dN(z)$, N -ед.	
N и N_j январь, ковариационная матрица — январь, зависимый ансамбль	$z = 25$ м	0,15
	$z = 100$ м	0,23
	$z = 300$ м	0,47
N и N_j январь, ковариационная матрица — февраль, независимый ансамбль	$z = 25$ м	0,15
	$z = 100$ м	0,13
	$z = 300$ м	0,33
N и N_j январь, ковариационная матрица — март, независимый ансамбль	$z = 25$ м	0,16
	$z = 100$ м	0,13
	$z = 300$ м	0,33

Средние значения погрешности в обоих вариантах близки к нулю, средние квадратические отклонения (СКО) не превышают 0,33 N -ед.

Результаты расчетов показали устойчивость статистической оценки, поскольку замена ковариационной матрицы с январской на февральскую, т.е. использование как зависимого, так и независимого ансамбля практически не сказывается на точности восстановления. Из этого следует, что статистическая связь высотных профилей $N(z)$ для холодного периода оказалась устойчивой.

Рассчитанные по уравнению (2) значения индекса рефракции по фактическим данным аэрологического зондирования и значения, определенные по модели статистической экстраполяции (6) для января по зависимой выборке и для февраля по независимой выборке приведены на рис. 5. Высокий коэффициент детерминации свидетельствует о высокой степени совпадения $N(z)$ и $N_j(z)$ при использовании как зависимой статистической информации (для профилей января и ковариационной матрицы января $R^2 = 0,9971$), так и независимой статистической информации (для профилей января ковариационная матрица была заменена

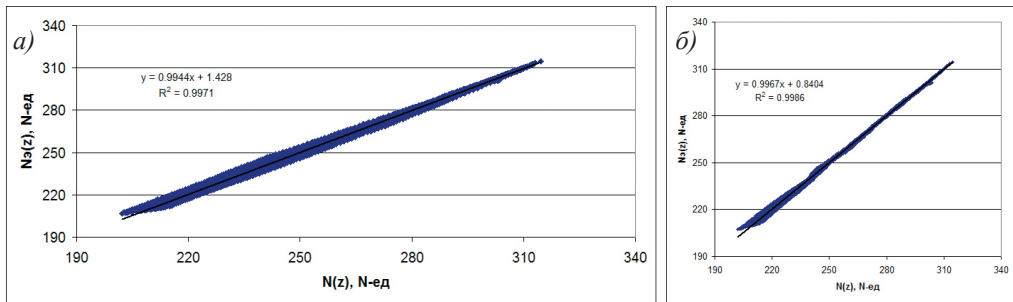


Рис. 4. Диаграмма «рассеяния» между значениями индекса рефракции на высотах 0—5000 м, рассчитанными по формуле (2), и восстановленными по модели статистической экстраполяции (6) для января: (а) по зависимой выборке и (б) по независимой выборке: профили — январь, ковариационная матрица — февраль.

Fig. 4. Scatter plot between the refractive index values at altitudes of 0—5000 m, calculated using formula (2) and reconstructed using the statistical extrapolation model (6) for January: (a) for the dependent sample and (b) for the independent sample: profiles — January, covariance matrix — February.

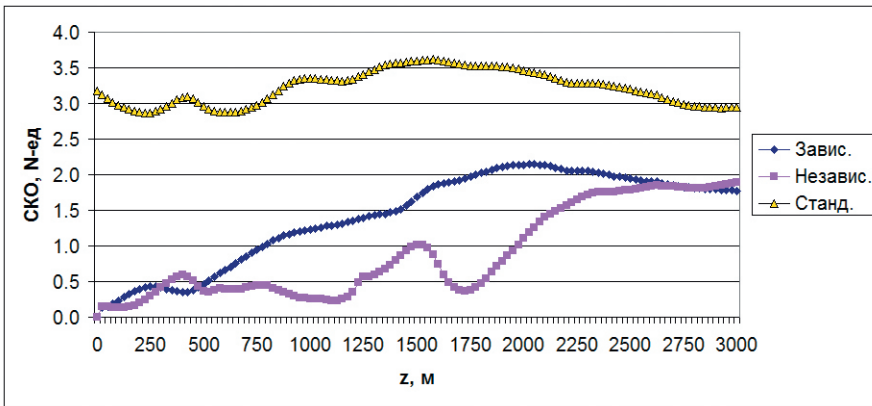


Рис. 5. Вертикальный профиль $SKO N_3(z)$ от $N(z)$ для февральского ансамбля.

Fig. 5. Standard deviation vertical profile of $N_3(z)$ from $N(z)$ for the February ensemble.

на ковариационную матрицу февраля $R^2 = 0,9986$, это выше, чем для зависимого ансамбля).

На рис. 5 представлены средние профили среднего квадратического отклонения $N_3(z)$ от среднего фактического профиля $N(z)$ для января по зависимой выборке и для февраля по независимой выборке. Несмотря на значительную изменчивость коэффициента преломления в нижнем километровом слое атмосферы, обусловленную наиболее резкими здесь изменениями температуры и влажности воздуха, погрешность восстановления не превышает 1 N -ед до высоты 700 м по зависимой

выборке и до 2 км по независимой выборке. Высокая точность измерения индекса в приземном слое особенно важна, поскольку значения погрешностей решения радиолокационных задач максимальны при малых углах места антенны [3].

Значение СКО растет с высотой вследствие уменьшения корреляционных связей значений $N(z)$ с $N(z_0)$ и достигает 2,2 N -ед на высоте 2 км, что в среднем составляет всего около 1 %.

Третья кривая на рис. 6 представляет СКО между значениями $N(z)$ и профиля индекса коэффициента преломления, вычисленного для стандартной радиоатмосферы (при градиенте -4×10^{-8} 1/м). В этом случае погрешность значительно больше и в среднем составляет значение около 3 N -ед, а в трех случаях из шестидесяти превышает 6 N -ед.

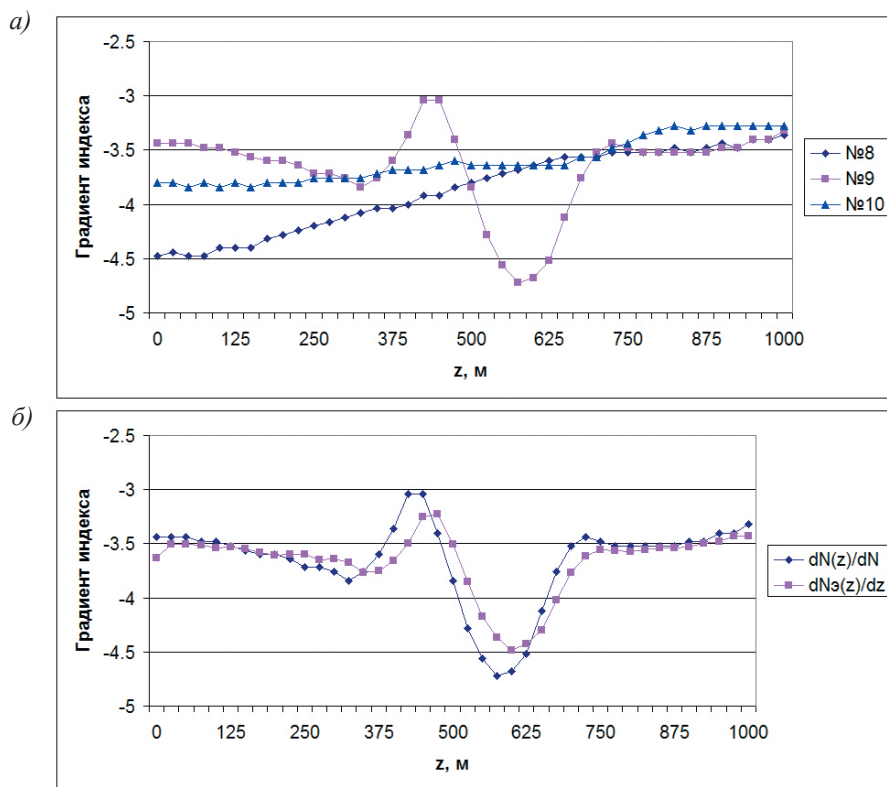


Рис. 6. Вертикальные профили градиента индекса коэффициента преломления $[dN(z)/dz \times 10^2$ 1/м] (январь):

а) за три последовательных срока зондирования №8, №9 и №10;

б) сопоставление фактического и восстановленного профилей в срок №9.

Fig. 6. Vertical profiles of the refractive index gradient $[dN(z)/dz \times 10^2$ 1/m] (January):

a) for three consecutive sounding periods No. 8, No. 9 and No. 10;

b) comparison of the actual and reconstructed profiles at period No. 9.

Тип рефракции в атмосфере определяется скоростью изменения индекса преломления с высотой. Правильное определение высоты слоя, в котором меняется тип рефракции, а следовательно, происходит наиболее резкое изменение кривизны радиолуча, повышает точность решения радиолокационных задач.

Рис. 6 а демонстрирует профиль градиента индекса коэффициента преломления $dN(z)/dz$ за три последовательных срока, разделенных временным промежутком в 12 часов. В срок зондирования с номером 9 (см. соответствующую кривую на рис. 9 а) в слое 550—650 м наблюдается смена типа рефракции с пониженной на повышенную, поскольку градиент индекса дважды переходит через константу -4×10^{-8} 1/м.

На рис. 6 б приведен тот же профиль градиента в срок № 9, а также профиль градиента, рассчитанный по восстановленному по данной методике профилю $N(z)$. Заметно хорошее совпадение уровней перехода через константу -4×10^{-8} 1/м обеих кривых, таким образом методика статэкстраполяции позволяет определять высоты, на которых происходит смена типа рефракции. Понятно, что если профиль градиента рассчитан по параметрам стандартной радиоатмосферы и, следовательно, является константой, то указать на высоту изменения кривизны радиолуча он не в состоянии.

Заключение

Принятая в настоящее время практика использования стандартного градиента индекса коэффициента преломления не отражает реальные изменения типов рефракции в слоях тропосферы на пути распространения радиолуча.

На основе выполненного исследования показано, что предложенный комбинированный подход к оценке вертикального профиля индекса коэффициента преломления и его градиента с использованием статистической информации и фактических параметров атмосферы, измеренных в месте расположения антенны МРЛ, позволяют повысить точность учета рефракции по сравнению с использованием стандартной радиоатмосферы.

Установлено, что предложенная методика при ее использовании в выбранном для исследования месте дает положительные результаты только в холодный период. В теплый период из-за снижения корреляционных связей между наземными параметрами и их значениями на различных высотах точность статистической экстраполяции вертикальных профилей $N(z)$ и $dN(z)/dz$ значительно снижается.

Выявленная по данным аэрологической станции г. Смоленска сезонная особенность предложенной методики предполагает проведение дальнейших исследований, в том числе и с использованием аэрологической информации, полученной в других регионах. Это позволит выполнить оценку эффективности метода статистической экстраполяции в местах расположения каждого лоатора ДМРЛ отдельно. Практика распространения полученных для г. Смоленска результатов на другие пункты, скорее всего, не даст положительных результатов, поскольку ранее авторами в работе [3] было показано отсутствие пространственной связи между коэффициентами преломления на типичных для установки ДМРЛ расстояниях, поэтому для них нужны дополнительные расчеты.

Список литературы

1. Восканян К. Л., Жуков В. Ю., Крюкова С. В. и др. Атмосферная рефракция радиоволн СВЧ-диапазона. СПб.: Изд-во Ниц Арт. 2024. 94 с.
2. Zen Y, Blahak U., Neuper M., Jerger D. Radar Beam Tracing Methods Based on Atmospheric Refractive Index // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2014. Vol. 31. Issue 12. P. 2650—2670.
3. Жуков В. Ю., Кузнецов А. Д., Никитина В. С. Моделирование влияния рефракции на определение координат цели при производстве радиолокационных наблюдений // Труды Военно-космической академии им. А. Ф. Можайского. 2023. Вып. 688. С. 55—61.
4. Кузнецов А. Д., Симакина Т. Е., Крюкова С. В., Саенко А. Г. Влияние погрешностей радиолокационной пеленгации аэрологических радиозондов на точность ветрового зондирования // Гидрометеорология и экология. 2023. №72. С. 407—419. doi: 10.33933/2713-3001-2023-72-407-419.
5. Базлова Т. А., Бочарников Н. В., Брылёв Г. Б. Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 331 с.
6. Базлова Т. А., Бочарников Н. В., Брылёв Г. Б. Радиолокационные метеорологические наблюдения. СПб.: Наука, 2010. 516 с.
7. Dettwiller L. Study of the lateral shift due to atmospheric refraction: alternative analytical methods // Journal of the Optical Society of America. 2024. Vol. 41. Issue 7. P. 1310—1318/ <https://doi.org/10.1364/JOSAA.522962>.
8. Lewis O., Brunt C., Kitchen M. A new method of retrieving atmospheric refractivity structure // International Journal of Remote Sensing. 2023. Vol. 44. P. 749—785.
9. Раковский Ю. Н. Учет рефракции в расчете коэффициента пропускания атмосферы. // Оптический журнал. 2012. Т. 79. № 10. С. 3—6.
10. Дементьев Д. В. Анализ классических методов учёта и определения рефракции в приземном слое атмосферы // Геодезия и картография. 2019. Т. 80, № 5. С. 2—11. DOI 10.22389/0016-7126—2019—947—5—2—11. — EDN HEYNTZ.
11. Оводенко В. Б., Патронова Е. С., Соколов К. С., Трекин В. В. Анализ влияния кратковременных вариаций метеопараметров на ошибки измерения координат в РЛС // Журнал радиоэлектроники: электронный журнал. 2013. №6. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/jun13/2/text.pdf>
12. Fortunati S., Gini F., Greco M.S., Farina A., Graziano A., Giompapa S., Castella, F.R. Correction of Refracted Propagation Effects for Airborne Radar Tracking // IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems. 2013. Vol. 49. No. 1. P. 20—41.
13. Kuznetsov A., Seroukhova O., Simakina T. and Kryukova S. (2021) The vertical profile of the refraction coefficient for microwave radiation in the troposphere and its variability. — Journal of Physics: Conference Series. 1991 (2021). 012008, IOP Publishing, doi:10.1088/1742—6596/1991/1/012008
14. University of Wyoming. College of Engineering. Department of Atmospheric Science. [Электронный ресурс]. Режим доступа: URL: <http://weather.uwyo.edu/> (дата обращения: 05.09.2023)].
15. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
16. Гурский Д. А., Турбина Е. С. Вычисления в Mathcad 12. СПб.: Питер, 2006. 544 с.
17. Родос Л. Я. Электродинамика и распространение радиоволн // СПб.: Изд-во СЗТУ, 2007. 90 с.
18. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии (Радиометеорология). Л.: Гидрометеиздат, 1966. 350 с.
19. Заболотный Н. С., Голдина В. Н. Использование математических моделей для определения показателя преломления атмосферы // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 1987. № 2. С. 30—33.
20. Кузнецов А. Д. Оптимальное восстановление профилей температуры и влажности в атмосфере по наземным данным и статистической информации // Проблемы физики атмосферы. Изд. ЛГУ. 1974. Вып. II. С. 52—56.
21. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: Изд. РГГМУ, 2008. 407 с.
22. Малинин В. Н. Анализ временных рядов и случайных полей. Изд.2, испр. и доп. СПб.: РГГМУ, 2020. 196 с.
23. Островский Е. В., Фридзон М. Б. Тонкая структура вертикального профиля влажности, влияющая на распространение радиоволн в тропосфере // Научный вестник МГТУ ГА, серия Радиофизика и радиотехника. 2008. № 133. С. 30—39.

References

1. Voskanyan K. L., Zhukov V. Yu., Kryukova S. V. et al. *Atmosfernaya refrakciya radiovoln SVCh-dipazona = Atmospheric refraction of microwave radio waves*. SPb.: Izd-vo Nic Art. 2024: 94 p. (In Russ.).
2. Zen Y., Blahak U., Neuper M., Jerger D. Radar Beam Tracing Methods Based on Atmospheric Refractive Index. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2014; 31(12): (2650—2670).
3. Zhukov V. Y., Kuznetsov A. D., Nikitina V. S. Modeling the influence of refraction on the determination of target coordinates during radar observations. *Trudy VKA A. F. Mozhajskogo. = Proceedings of the A. F. Mozhaisky Military Space Academy*. 2023; (688): (55—61). (In Russ.).
4. Kuznetsov A. D., Simakina T. E., Kryukova S. V. et al. Influence of Errors in Radar Direction Finding of Aerological Radiosondes on the Accuracy of Wind Sounding. *Gidrometeorologiya i e'kologiya = Hydrometeorology and Ecology*. 2023; (72): (407—419). (In Russ.). doi: 10.33933/2713—3001—2023—2—407—419.
5. Bazlova T. A., Bocharnikov N. V., Brilev G. B. *Meteorologicheskie avtomatizirovannye radiolokacionnye seti = Meteorological automated radar networks*. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2002: 331 p. (In Russ.).
6. Bazlova T. A., Bocharnikov N. V., Brilev G. B. *Radiolokacionnye meteorologicheskie nablyudeniya = Radar meteorological observations*. SPb.: Nauka, 2010: 516 p. (In Russ.).
7. Dettwiller L. Study of the lateral shift due to atmospheric refraction: alternative analytical methods, and new results. *Journal of the Optical Society of America*. 2024; 41(7): (1310—1318). doi: 10.1364/JOSAA.522962.
8. Lewis O., Brunt C., Kitchen M. A new method of retrieving atmospheric refractivity structure. *International Journal of Remote Sensing*. 2023; (44): (749—785).
9. Rakovskij Yu. N. Taking into account refraction in calculating the atmospheric transmittance coefficient. *Opticheskij zhurnal = Optical Journal*. 2012; 79(10): (3—6).
10. Dementev D. V. Analysis of classical methods of accounting and determining refraction in the surface layer of the atmosphere. *Geodeziya i kartografiya = Geodesy and cartography*. 2019; 80(5): (2—11). (In Russ.). DOI 10.22389/0016—7126—2019—947—5—2—11.
11. Ovodenko V. B., Patronova E. S., Sokolov K. S., Trekin V. V. Analysis of the influence of short-term variations in meteorological parameters on coordinate measurement errors in radar. *Zhurnal radioelektroniki: elektronnyj zhurnal = Journal of Radio Electronics*. 2013; (6). Available at: <http://jre.cplire.ru/jre/jun13/2/text.pdf> (accessed on: 15.11.2024). (In Russ.).
12. Fortunati S., Gini F., Greco M. S. et al. Correction of Refracted Propagation Effects for Airborne Radar Tracking. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*. 2013; 49(1): (20—41).
13. Kuznetsov A., Seroukhova O., Simakina T. et al. The vertical profile of the refraction coefficient for microwave radiation in the troposphere and its variability. *Journal of Physics: Conference Series*. 2021; (74—83). doi:10.1088/1742-6596/1991/1/012008.
14. University of Wyoming. College of Engineering. Department of Atmospheric Science. Available at: <http://weather.uwyo.edu/> (accessed on: 05.09.2023).
15. Matveev L. T. *Kurs obshej meteorologii. Fizika atmosfery = General meteorology course. Atmospheric physics*. L.: Gidrometeoizdat, 1984: 752 p. (In Russ.).
16. Gurskij D. A., Turbina E. S. *Vychisleniya v Mathcad 12 = Calculations in Mathcad 12*. SPb.: Piter, 2006: 544 p. (In Russ.).
17. Rodos L. Ya. *Elektrodinamika i rasprostranenie radiovoln = Electrodynamics and radio wave propagation*. SPb.: Izd-vo SZTU, 2007: 90 p. (In Russ.).
18. Stepanenko V. D. *Radiolokaciya v meteorologii (Radiometeorologiya) = Radar in meteorology (Radio meteorology)*. / L.: Gidrometizdat, 1966: 350 p. (In Russ.).
19. Zabolotnyj N. S., Goldina V. N. Using Mathematical Models to Determine the Atmospheric Refractive Index. *Izvestiya vuzov. Geodeziya i aerofotosemka = News of universities. Geodesy and aerial photography*. 1987; (2): (30—33). (In Russ.).
20. Kuznecov A. D. Optimal reconstruction of temperature and humidity profiles in the atmosphere from ground-based data and statistical information. *Problemy fiziki atmosfery = Problems of Atmospheric Physics*. Izd. LGU., 1974; (II): (52—56). (In Russ.).

21. Malinin V. N. *Statisticheskie metody analiza gidrometeorologicheskoy informacii = Statistical methods of analysis of hydrometeorological information*. SPb.: RGGMU, 2008: 407 p. (In Russ.).
22. Malinin V. N. *Analiz vremennyh ryadov i sluchajnyh polej = Time Series and Random Field Analysis*. Izdanie 2, ispr. i dop. SPb.: RGGMU, 2020: 196 p. (In Russ.).
23. Ostrovskij E. V., Fridzon M. B. Fine structure of the vertical humidity profile affecting radio wave propagation in the troposphere. *Nauchnyj vestnik MGTU GA, seriya Radiofizika i radiotekhnika = Scientific Bulletin of MSTU GA, series Radiophysics and Radio Engineering*. 2008; (133): (30—39). (In Russ.).

Информация об авторах

Кузнецов Анатолий Дмитриевич, доктор физико-математических наук, профессор, Российский государственный гидрометеорологический университет, kuznetsov1946@inbox.ru.

Крюкова Светлана Викторовна, кандидат физико-математических наук, доцент, ФГБОУ ВО «Российский государственный гидрометеорологический университет», krukos@rambler.ru.

Никитина Виктория Сергеевна, аспирант, Российский государственный гидрометеорологический университет, victoriaflint01@gmail.com.

Сероухова Ольга Станиславовна, кандидат физико-математических наук, доцент, Российский государственный гидрометеорологический университет, seroukhova@inbox.ru.

Симакина Татьяна Евгеньевна, кандидат физико-математических наук, доцент, Российский государственный гидрометеорологический университет, tatiana.simakina@gmail.com.

Information about authors

Kuznetsov Anatoly Dmitrievich, Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Professor, Russian State Hydrometeorological University.

Kryukova Svetlana Viktorovna, Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Associate Professor, Russian State Hydrometeorological University.

Nikitina Victoria Sergeevna, Postgraduate Student, Russian State Hydrometeorological University.

Seroukhova Olga Stanislavovna, Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Associate Professor, Russian State Hydrometeorological University.

Simakina Tatyana Evgenyevna, Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Associate Professor, Russian State Hydrometeorological University.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 01.03.2025

Принята в печать 05.05.2025

The article was received on 01.03.2025

The article was accepted on 05.05.2025

Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 307—323.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(79):307—323.

Научная статья

УДК [551.524:551.583](470.2)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-307-323

Оценка современных климатических изменений температуры воздуха в Северо-Западном Федеральном округе

Алексей Игоревич Груздев, Владимир Алексеевич Лобанов

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург,
Россия, gruzdev2542022@mail.ru

Аннотация. В статье выполнено детальное исследование структуры временных рядов температуры воздуха за 1960—2024 гг. в Северо-Западном Федеральном округе. Для этого объединена информация из разных климатических архивов, увеличена продолжительность рядов и восстановлены пропуски наблюдений. Получены региональные зависимости средних многолетних температур от широты и долготы станции. На основе аппроксимации рядов наблюдений моделями ступенчатых изменений среднего значения установлено, что климатические изменения температуры произошли во второй половине XX века и дана количественная оценка этих изменений. Сделано предположение, что в холодный период основной причиной климатических изменений может являться усиление влияния Североатлантического колебания (западного переноса). Оценена корреляционная связь между температурой воздуха января и индексом Североатлантического колебания для различных частей территории.

Ключевые слова: климатические изменения, Северо-Западный федеральный округ, среднемесячная температура воздуха, индекс САК.

Благодарности: исследование выполнено в Лаборатории «Экология и климат» Российского государственного гидрометеорологического университета в рамках Государственного задания РГГМУ 2024 года (проект № FSZU-2023-0002, шифр «Климат-2»).

Для цитирования: Груздев А. И., Лобанов В. А. Оценка современных климатических изменений температуры воздуха в Северо-Западном Федеральном округе // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 307—323. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-307-323.

Original article

Assessment of modern climate changes in air temperature in the Northwestern Federal District

Alexey I. Gruzdev, Vladimir A. Lobanov

Russian State Hydrometeorological University

Summary. The article provides a detailed study of the structure of time series of air temperature for 1960—2024 in the Northwestern Federal District. For this, data from three different climatic archives was

combined: the archive of the All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information — the World Data Center in Obninsk, from the website of the Meteorological Institute of the Kingdom of the Netherlands and the reference and information portal «Weather and Climate», as well as a comparison of these archives for a joint period to assess their reliability. The quality of this information was assessed (homogeneity, stationarity), the duration of the series was increased and observation gaps were restored. Long-term series of average monthly air temperature at 62 meteorological stations of the Northwestern Federal District of the Russian Federation are considered to obtain quantitative estimates of modern climatic changes. Regional dependences of average long-term temperatures on latitude and longitude of stations were obtained.

Based on approximation of the series of observations by models of stepwise changes in the mean value, it was established that climatic changes in temperature occurred in the second half of the 20th century and quantified these changes. To assess the statistical significance of the differences between the two means, the stationarity of the means according to the Student's t-test is evaluated. In January, there is minimal warming in the northwest (2 °C), and the maximum in the southwest (up to 4.3 °C). In July, all weather stations are warming from 0.8 °C in the southeast to 2.8 °C in the northeast. In transitional seasons, there is a meridional distribution with lows in the south and highs in the northeast. The dT/CKO ratio exceeds unity in the areas of greatest warming in all seasons.

It was assumed that the possible cause of climatic changes is the increased influence of NAO during the cold period. The correlation between January air temperature and the North Atlantic Oscillation index for different parts of the territory is estimated.

Keywords: Climate change, Northwestern Federal District, average monthly air temperature, NAO index.

Acknowledgments: the work was carried out in the laboratory “Ecology and Climate” of the Russian State Hydrometeorological University within the framework of the State Assignment of the RSHU (project №FSZU-2023-0002, code “Climate-2”).

For citation: Gruzdev A. I., Lobanov V. A. Assessment of modern climate changes in air temperature in the Northwestern Federal District. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(307—323). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-307-323. (In Russ.).

Введение

Северо-Западный федеральный округ (СЗФО) имеет большое экономическое и политическое значение, так как в нем расположены важнейшие административные и промышленные центры страны, а также незамерзающий порт г. Мурманска, где берет начало Северный морской путь — стратегически важная транспортная магистраль России.

Несмотря на то, что преобладание естественной или антропогенной причины современного потепления климата пока однозначно не определено, но это потепление проявляется в температуре воздуха в разных частях Земли по-разному, в том числе и на территории Российской Федерации. В докладе [1] отмечается, что 2022 год для России в целом занял 5-е место в ранжированном по убыванию ряду среднегодовых температур с 1936 г., аномалия среднегодовой температуры воздуха (отклонение от среднего за 1991—2020 гг.) составила 0,87 °C. Температуры выше климатической нормы наблюдались практически на всей территории страны, кроме Саян.

Особенно быстро температура повышалась в северной части СЗФО, где за 30 лет (1991—2020 гг.) линейный рост среднегодовой температуры составил около 2,6 °C. При этом скорость изменения температуры зимой в 3 раза выше, чем летом [2]. В работах [3—6] считается, что антропогенная деятельность, с высокой вероятностью, не играет главенствующую роль в процессе второго потепления

Арктики, которое в значительной степени обусловлено естественными факторами. С другой стороны, в докладе МГЭИК [7] сделан противоположный вывод, что влияние человека является доминирующей причиной наблюдаемого потепления с середины XX столетия, и естественные причины не рассматриваются.

Для всей территории ЕТР максимальная интенсивность потепления за период с 1976 г. по 2020 г. отмечается зимой и летом: 0,72 и 0,46 °C/10 лет соответственно. Зимнее потепление приводит к возрастанию числа дней с переходом температуры воздуха через 0 °C, к таянию вечной мерзлоты [1, 8].

Наиболее значительные изменения произошли в статистике крупномасштабных летних волн тепла на ЕТР эпизодов длительностью от 5 дней со средней температурой в регионе выше 90 % процентиля. Если в период с 1961 г. по 1980 г. их наблюдалось всего три, то в период с 2001 г. по 2020 г. лишь одно лето 2004 г. прошло без таких волн [1].

В докладе [9] сделан вывод, что повышение температуры воздуха наблюдается в среднем на всей территории СЗФО. Так, за период с 1960 г. по 2020 г. средняя годовая температура воздуха в Мурманске и Сыктывкаре возросла примерно на 2 °C, а в Пскове — на 2,5 °C. Рост температуры отмечался как в теплый, так и в холодный периоды года, однако наиболее заметно он выражен в холодный период. Температура воздуха весенне-летнего периода растет со скоростью 0,4—0,6 °C за десятилетие [10]. В статье [11] показано, что рост средних годовых температур при сравнении средних значений двух периодов с 1900 г. по 1989 г. и с 1990 г. по 2017 г. составил для отдельных метеостанций СЗФО 1—1,5 °C.

В работе [12] выполнен анализ климатических изменений температуры воздуха в Ленинградской области и Санкт-Петербурге за последние 80—140 лет и выявлены её пространственные особенности многолетней динамики. Было установлено, что в конце 1980-х гг. произошло довольно резкое, ступенчатое повышение температур воздуха в среднем за апрель. В Ленинградской области за последние 70 лет наибольшее потепление на 1,8—1,9 °C наблюдается в Тихвинском, в Кингисеппском и Тосненском районах. Наименьшие значения роста температур за аналогичные периоды, не более 1,2 °C — в Выборгском и Бокситогорском районах (на северо-западе и юго-востоке). С конца 1970-х—начала 1980-х гг. в Санкт-Петербурге возникла тенденция к возрастанию средних годовых температур воздуха, а также в среднем за сезоны.

В исследовании [13] в Санкт-Петербурге за период с 1981 г. по 2013 гг. по срочным данным показано значительное сокращение зимнего периода (на 28 дней) за счет увеличения продолжительности других климатических сезонов.

Анализ перечисленных работ свидетельствует о повышении температуры воздуха на территории СЗФО, но оценки этих изменений варьируют в очень широких пределах: от десятых долей градуса Цельсия до 3—4 °C, что, возможно, обусловлено количеством и качеством данных наблюдений, методом оценки, рассматриваемым интервалом времени и другими причинами.

Целью настоящей работы является детальное исследование структуры временных рядов за интервал времени с 1960 г. по 2024 г., когда современные изменения климата стали наиболее ощутимы. В исследовании используются данные

из разных климатических архивов с оценкой их однородности, качества, восстановления пропусков наблюдений, а также оценки надежности установленных изменений и причин их обуславливающих.

Исходная информация

Северо-Западный федеральный округ (СЗФО) расположен на севере и северо-западе европейской части России и включает в свой состав 11 субъектов Российской Федерации. На рис. 1 приведены границы СЗФО с выбранными метеостанциями без включения в него отдельно находящегося эксклава — Калининградской области. Площадь рассматриваемой территории составляет 1671,8 тыс. кв. км.

Многолетние ряды наблюдений за среднемесячной температурой воздуха были получены из трех климатических архивов: архива Всероссийского

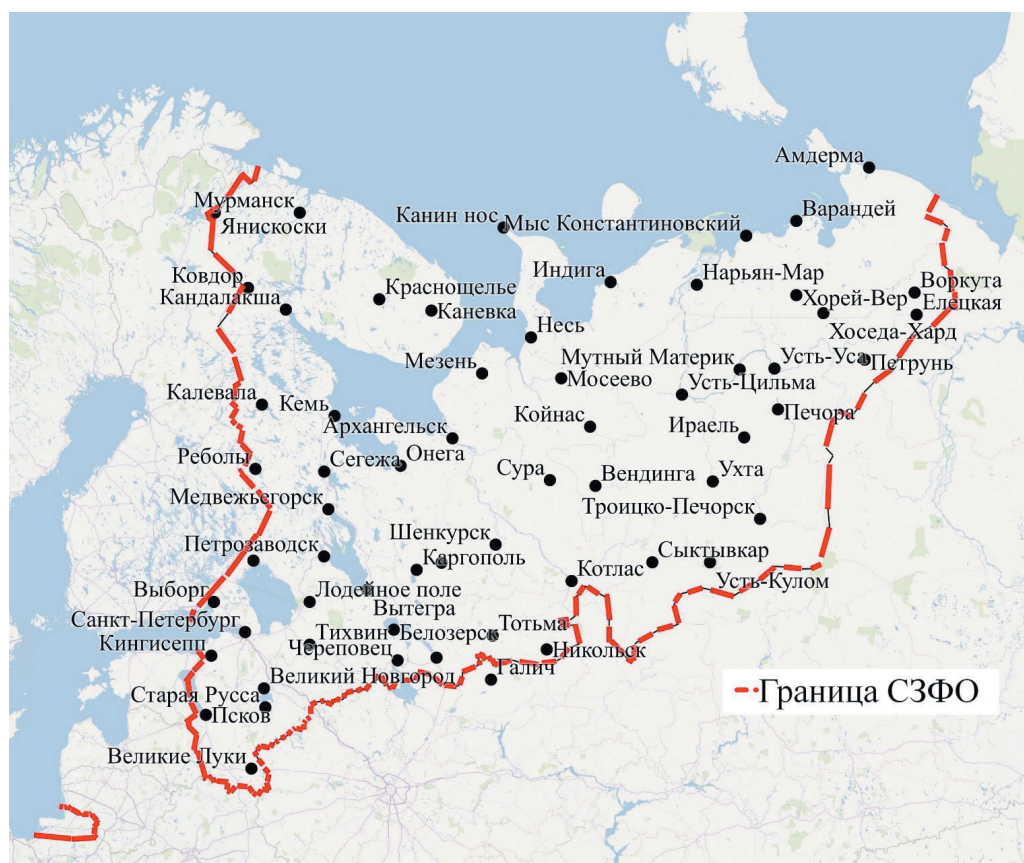


Рис. 1. Схема расположение метеостанций и границы СЗФО.

Fig. 1. Location of meteorological stations and the borders of Northwestern Federal District (NWFD).

научно-исследовательского института гидрометеорологической информации — Мирового центра данных в г. Обнинске (ВНИИГМИ-МЦД), с сайта метеорологического института Королевства Нидерландов и справочно-информационного портала «Погода и климат».

Архив ВНИИГМИ-МЦД является надежным официальным источником информации, но имеет ряд недостатков: в нем отсутствуют данные наблюдений за последний период, имеются пропуски в данных и информация представлена только с основных метеостанций. Архив метеорологического института Королевства Нидерландов был использован для получения дополнительных станций на рассматриваемой территории, а архив портала «Погода и климат» — для получения информации за последние годы наблюдений.

Для оценки надежности информации в дополнительно использованных архивах, кроме архива ВНИИГМИ-МЦД, был проведен сравнительный анализ за совместный период наблюдений путем расчета коэффициентов корреляции (R). Для этой цели использованы многолетние ряды среднемесячных температур воздуха в средние месяцы каждого сезона за совместный период в среднем 100 лет для 45 метеостанций на территории СЗФО архива ВНИИГМИ-МЦД. При сравнении данных архива ВНИИГМИ-МЦД и сайта «Погода и Климат» получено, что на всех станциях $R = 0,99—1,0$ для температур апреля, июля и октября, а в январе на юго-востоке территории $R = 0,96—0,98$. Корреляция с данными архива метеорологического института Королевства Нидерланды составила $R = 0,99—1,0$ для рядов температуры января, а в апреле, июле и октябре на юго-западе территории $R = 0,97—0,98$. Зависимости с $R < 0,99$ были рассмотрены отдельно и выявлены отдельные 1—2 точки, отклоняющиеся от общей зависимости, связанные с ошибками в архиве сайта «Погода и Климат». Как было далее установлено, они не повлияли на общую тенденцию многолетнего изменения температуры, что обосновывает необходимость производить проверку однородности резко отклоняющихся экстремумов.

Примеры таких зависимостей ($B_1 = 0,98$, $B_0 = 0,40$) с отдельными отклоняющимися точками на метеостанции Петрунь (две точки: в 1995 г. отклонение на 3°C и в 1997 г. — на 10°C) и Елецкая (в 1992 г. на 8°C и в 1995 г. на 3°C) приведены на рис. 2. При исключении данных точек получены коэффициенты $B_1 = 0,999$, $B_0 = 0,02$, соответственно, так как практически равны $B_1 = 1,0$, $B_0 = 0,0$, то есть линия зависимости идет под углом 45° ($\tan = 1$) и выходит из начала координат, что свидетельствует об отсутствии систематических ошибок в рядах данных.

Для рядов наблюдений на остальных метеорологических станциях также систематических отклонений не было обнаружено ($B_1 = 1$, $B_0 = 0$).

В результате была сформирована региональная база данных (БД) среднемесячных температур воздуха на 62 метеостанциях с периодом наблюдений в среднем 105 лет, с различным начальным годом, изменяющимся от 1885 г. до 1955 г. и последним годом наблюдений 2024 г.

Расположение метеостанций показано на рис. 1, из которого видно, что они расположены достаточно равномерно по территории, что позволяет надежно осуществлять пространственные обобщения результатов. Высоты метеостанций

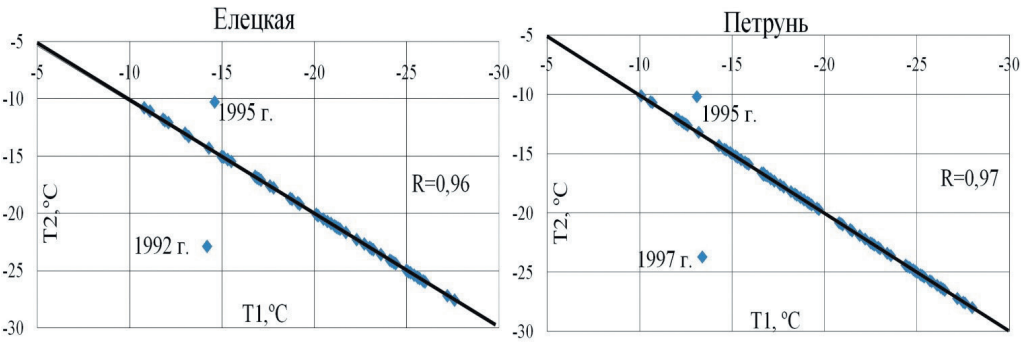


Рис. 2. Регрессионные зависимости между температурами воздуха двух архивов: Мирового центра данных (T1) и портала «Погода и климат» (T2) для среднемесячных температур января на метеостанциях Петрунь и Елецкая.

Fig. 2. Regression relationships between the air temperatures of two archives: the World Data Center (T1) and the portal «Weather and Climate» (T2) for the average monthly temperatures of January at the weather stations Petrun and Yeletskaia.

изменяются не в очень широком диапазоне: от 15 м над уровнем моря для метеостанций у побережий морей до 246 м на Кольском полуострове (метеостанция Ковдор).

Проведенная оценка качества исходной информации по статистическим критериям Диксона и Смирнова-Граббса [14] показала, что максимальные и минимальные экстремумы практически для всех рядов однородны. Для восстановления пропусков и приведения рядов наблюдений к практически общему многолетнему периоду была применена методика, изложенная, например, в работе [15], основанная на построении регрессионных зависимостей с рядами наблюдений на станциях-аналогах за совместный период. Обобщенные результаты восстановления приведены в таблице 1.

Таблица 1

Эффективность восстановления среднемесячных температур воздуха
января, апреля, июля, октября

Efficiency of recovery of average air temperatures in January, April, July, October						
Месяц	<i>m</i>	<i>n</i>	<i>N</i>	Σε °C	<i>R</i>	%
Январь	50	101	156	1,0	0,90—0,99	54
Апрель	29	91	110	0,5		20
Июль	48	100	167	0,5		68
Октябрь	33	95	118	0,4		25

Примечание: *m* — количество рядов, *n* — средняя продолжительность наблюдений в годах, *N* — средняя продолжительность рядов после восстановления, σ_{ϵ} — средняя квадратическая погрешность восстановленных данных в °C, *R* — средние коэффициенты корреляции уравнений, применяемых для восстановления, % — процент восстановленных лет по отношению к наблюдаемым.

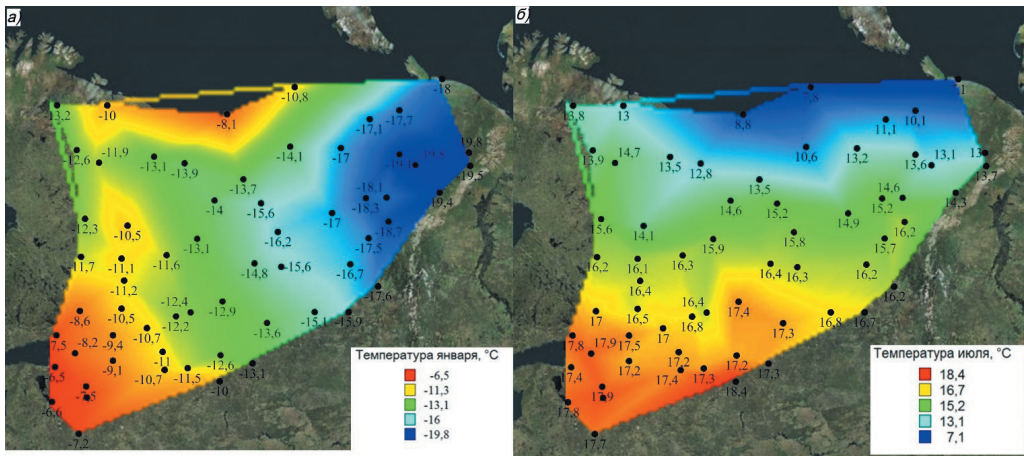


Рис. 3. Пространственные распределения средних многолетних температур января (а) и июля (б).

Fig. 3. Spatial distributions of average long-term temperatures in January (a) and July (b).

Установлено, что на юге и юго-западе СЗФО средние погрешности восстановления минимальны, а наибольшие имеют место на востоке региона, что обусловлено меньшей корреляционной связью с рядами-аналогами ($R = 0,90—0,94$) за все месяцы. Наибольшие стандартные погрешности имеют место в январе на восточных станциях, причем максимум составляет $1,6^{\circ}\text{C}$. После восстановления рядов температуры воздуха января и июля период наблюдений на станциях западной и южной частей рассматриваемого региона увеличен более чем на 50 лет, что обусловлено высоким коэффициентом корреляции ($R = 0,97—0,99$) между исходным рядом и рядами-аналогами. В результате процедуры восстановления пропусков наблюдений и увеличения продолжительности рядов их средняя продолжительность составила 150 лет при максимальной 270 и 210 лет — на метеостанциях Санкт-Петербург, Архангельск, Петрозаводск и минимальной 90 лет — с началом ряда в 1935 г. на метеостанции Мыс Константиновский.

На основе таких продолжительных рядов были определены уточненные средние многолетние климатические характеристики и построены их пространственные распределения, которые приведены на рис. 3 для температур января (рис. 3 а) и июля (рис. 3 б). Для температур января (также и октября) имеет место их меридиональное распределение, а летом в июле (также в апреле) — широтное распределение температур, связанное с зональностью приходящей радиации.

Полученные на основе надежных продолжительных рядов наблюдений (1900—2024 гг.) для всего СЗФО зависимости (1)—(4) наглядно свидетельствуют о том, что в январе единственным фактором является долгота, что обуславливается распространением тепла с запада на восток от теплого Северо-Атлантического течения. В июле главный фактор — широта, которая характеризует зональное распределение температур с ее ростом с севера на юг. В переходные сезоны, осенью

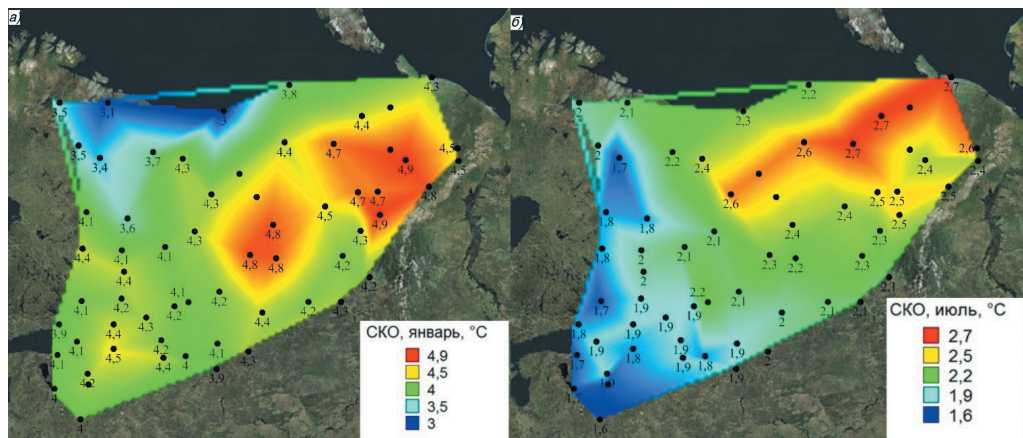


Рис. 4. Пространственное распределение среднего квадратического отклонения рядов температур января (а) и июля (б) за весь период наблюдений (°С).

Fig. 4. Spatial distribution of mean square deviation of January (a) and July (b) temperature series for the whole observation period (°C).

и весной, влияют обе эти координаты, хотя вклад широты в уравнение (2) в апреле составляет всего 5%, а в октябре в уравнение (4) — 22%.

$$\text{Январь} \quad T_1 = -0,324\lambda - 0,69 \quad R = 0,91 \quad (1)$$

$$\text{Апрель} \quad T_4 = -0,271\phi - 0,282\lambda + 62,98 \quad R = 0,94 \quad (2)$$

$$\text{Июль} \quad T_7 = -0,599\phi + 53,58 \quad R = 0,87 \quad (3)$$

$$\text{Октябрь} \quad T_{10} = -0,360 \phi - 0,137\lambda + 30,0 \quad R = 0,96 \quad (4)$$

Также были рассчитаны средние квадратические отклонения (СКО) за много-летний период и установлено, что во все сезоны года они увеличиваются с юго-запада на северо-восток (рис. 4). При этом зимой СКО почти в 2 раза больше, чем летом, что необходимо учитывать при оценке статистической значимости климатических изменений температур, то есть рассматривать эти изменения по отношению к естественной изменчивости (СКО).

Методика оценки климатических изменений средних значений

Основная задача данного исследования состоит в наиболее корректной оценке климатических изменений средних значений температур воздуха во времени. Была использована методика, основанная на сравнении остаточных дисперсий нестационарных моделей, которая была успешно применена в работах [12, 16—18].

Алгоритм реализации этой методики в данном исследовании состоит в следующем:

— временной ряд аппроксимируется моделью ступенчатых переходов от одного стационарного среднего к другому и определяется год такого перехода;

— если модель ступенчатых изменений эффективнее модели стационарного среднего, то изменения среднего значения в этом случае были рассчитаны как $\Delta T_{\text{ст}} = T_{\text{ср2}} - T_{\text{ср1}}$, где $T_{\text{ср1}}$, $T_{\text{ср2}}$ — средние значения до и после года резкого изменения среднего.

— для оценки статистической значимости различий двух средних значений проводится оценка стационарности средних по критерию Стьюдента.

— определяется вклад полученных климатических изменений среднего по отношению к естественной изменчивости, то есть СКО ($\Delta T/\text{СКО}$) и если $\Delta T/\text{СКО}$ превышает 1 или 2, то изменения статистически значимы, соответственно, с вероятностью $P = 68\%$ (одно-сигмовый доверительный интервал) и $P = 95\%$ (двух-сигмовый доверительный интервал) [17].

Результаты и их обсуждение

Если разделить временные ряды с началом в 1900 г. на две примерно равные части (1900—1960 гг. и 1961—2024 гг.), рассчитать для них средние и их разность ΔT , то получим рост средних значений по территории СЗФО в среднем от 0,5 °С на юго-западе до 1,5 °С на северо-востоке (рис. 5).

Аппроксимация временных рядов каждой половины ряда моделями тренда и ступенчатых изменений среднего показала, что для периода с 1900 г. по 1960 г. они являются неэффективными и для этого периода лучше всего подходит модель стационарного среднего. Для периода с 1961 г. по 2024 г. модели нестационарного

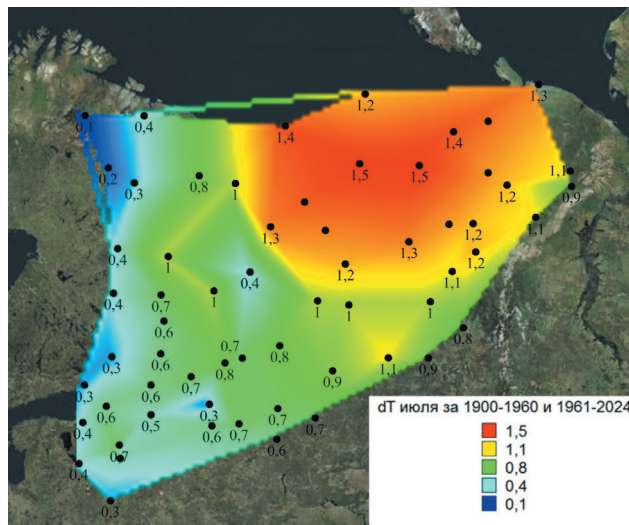


Рис. 5. Пространственное распределение разности средних температур июля за два периода 1900—1960 гг. и 1961—2024 гг. в °С.

Fig. 5. Spatial distribution of the difference in average July temperatures over two periods 1900—1960 and 1961—2024 in °C.

среднего являются эффективными и статистически значимыми, хотя не для всех пунктов наблюдений на территории СЗФО и по-разному в разные сезоны года, поэтому можно считать, что проявление современного потепления в рядах температуры воздуха имеет место в этот период и именно для него следует оценивать количественные изменения средних.

Было установлено, что для температур января эффективные модели ступенчатых изменений имеют место в 35 % случаев, для температур апреля и июля — в 65 %, для температур октября — в 40 % случаев.

Результаты количественной оценки роста температур рассматриваемых месяцев представлены на рис. 6.

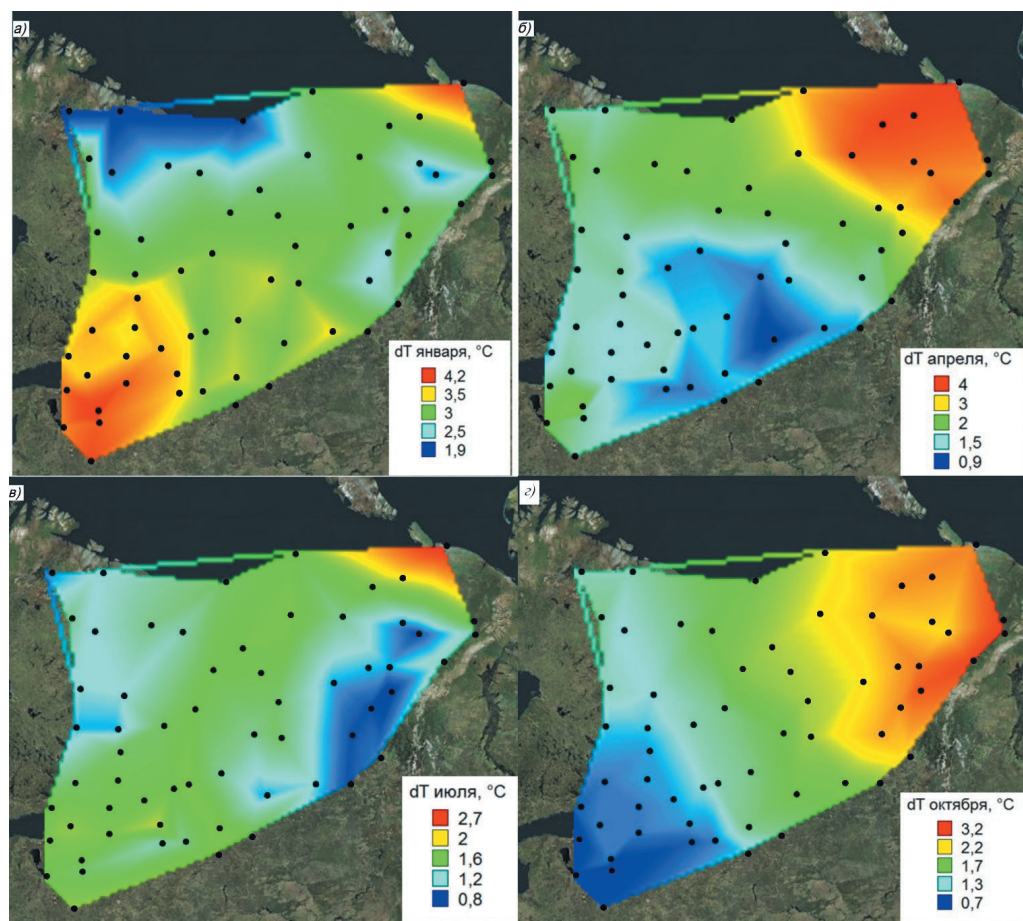


Рис. 6. Пространственные распределения значений ΔT в январе (а), апреле (б), июле (в), октябре (г) за период с 1961 г. по 2024 г., в $^{\circ}\text{C}$.

Fig. 6. Spatial distribution of warming ΔT in January (a), April (b), July (c), October (d), 1961—2024, in $^{\circ}\text{C}$.

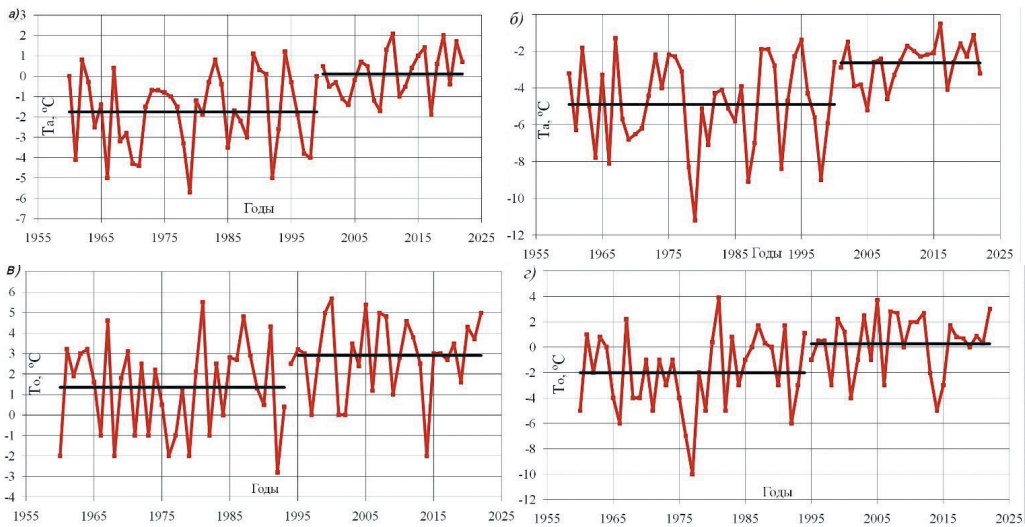


Рис. 7. Нестационарные ряды средних температур апреля (T_a) на станциях Кандалакша (а), Канин Нос (б) и октября (T_o) на станциях Архангельск (в) и Печора (г), разделенных по году ступенчатых изменений.

Fig. 7. Non-stationary time series of average April temperatures (T_a) at the stations Kandalaksha (a), Kanin Nos (b) and October temperatures (T_o) at the stations Arkhangelsk (c), Pechora (d), separated by the year of step changes.

Выполненная количественная оценка климатического повышения температур воздуха позволила установить, что в январе наименьшее потепление в $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ наблюдается на Кольском полуострове, а наибольшее (до $4,3\text{ }^{\circ}\text{C}$) — на юго-западе региона в Новгородской и Псковской областях. Также имеют место локальные максимумы на северо-востоке на побережье Северного Ледовитого океана в $4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (метеостанция Амдерма). В июле на всех метеостанциях наблюдается потепление от $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юго-востоке до $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке на станции Амдерма. В апреле наибольшее потепление имеет место на северо-востоке (до $4\text{ }^{\circ}\text{C}$), а наименьшее ($0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) — на юге территории. В октябре наблюдается похожая картина с максимумом, равным $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, на востоке и минимумом ($0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$) — на юго-западе. По отношению к естественной изменчивости (СКО) потепление только немного его превышает в отдельных частях рассматриваемого региона, где имеют место наибольшие изменения, а в большинстве случаев пока меньше СКО.

Сравнение средних значений двух частей ряда, разделенных по году ступенчатого перехода, за период с 1961 г. по 2024 г. по критерию Стьюдента показало, что они практически во всех случаях статистически различаются при уровне значимости $\alpha = 5\%$, и на многих станциях и при уровне значимости $\alpha = 1\%$, поэтому можно считать, что год ступенчатого перехода действительно определен верно и разделяет два стационарных периода. В качестве примера на рис. 7 представлены хронологические графики рядов температур воздуха апреля и октября

со статистически значимым различием средних значений по критерию Стьюдента при уровне значимости $\alpha = 1\%$.

Причины климатических изменений в СЗФО

По мнению экспертов МГЭИК [7], доминирующей причиной современного глобального потепления является антропогенная эмиссия в атмосферу углекислого газа. На наш взгляд, в региональных изменениях климата могут принимать участие другие факторы, в частности, процессы крупномасштабного взаимодействия в системе океан—атмосфера. Обоснованием этому служит полученный вывод о том, что изменения среднемесячной температуры в СЗФО больше соответствуют модели ступенчатых изменений среднего, чем линейного или монотонного тренда, который характерен для эмиссии парниковых газов. Такие же ступенчатые изменения были выявлены и в среднемесячном индексе Североатлантического колебания (САК), который резко вырос в конце 1980-х гг. в месяцы холодного периода года [18].

Предполагается, что имеет место определенное влияние САК на переходы температуры воздуха от одного стационарного режима к другому, поэтому в дальнейших исследованиях планируется более детальное рассмотрение этого вопроса.

Было построено пространственное распределение лет ступенчатых изменений температуры воздуха января, представленное на рис. 8 а, для предварительной оценки связи года ступенчатых изменений в зимней температуре воздуха с зимним индексом САК. Год начала современного январского потепления смещается с запада на северо-восток СЗФО с конца 1980-х гг. до начала 2000-х гг., что, возможно, связано с постепенным усилением влияния зонального переноса воздушных масс зимой на восточные части рассматриваемого региона и снижением влияния других центров действия атмосферы (Сибирский антициклон, Арктический антициклон).

На рис. 8 б—г приведены многолетние ряды среднемесячной температуры января (синие кривые), осредненные в каждом из трех выделенных по году ступенчатых изменений районов СЗФО: юго-западный, центральный, восточный с разными годами ступенчатых изменений (вертикальные линии) и разными средними значениями двух стационарных периодов (синие горизонтальные линии). На рис. 8 б приведен многолетний ряд январского индекса САК (красная кривая) также с выделенной вертикальной линией годом ступенчатых изменений (1988 г.) и двумя стационарными средними (красные горизонтальные линии). Из сопоставления хронологических графиков температур воздуха и индекса САК следует, что смещение во времени произошедшего изменения структуры временного ряда для западного района отсутствует, а для центрального составляет 5 лет (1990-е гг.). Коэффициенты корреляции между январским САК и температурой января средней в каждом из районов с учетом смещения во времени составляют $R = 0,66$ для юго-западного и $R = 0,58$ — для центрального района соответственно.

Для температур апреля и июля пространственные распределения лет начала современного потепления практически такие же, как и для января. В октябре же общая тенденция изменения с юго-запада на северо-восток сохраняется, но на юго-востоке имеет место начало потепления в 1980 г.

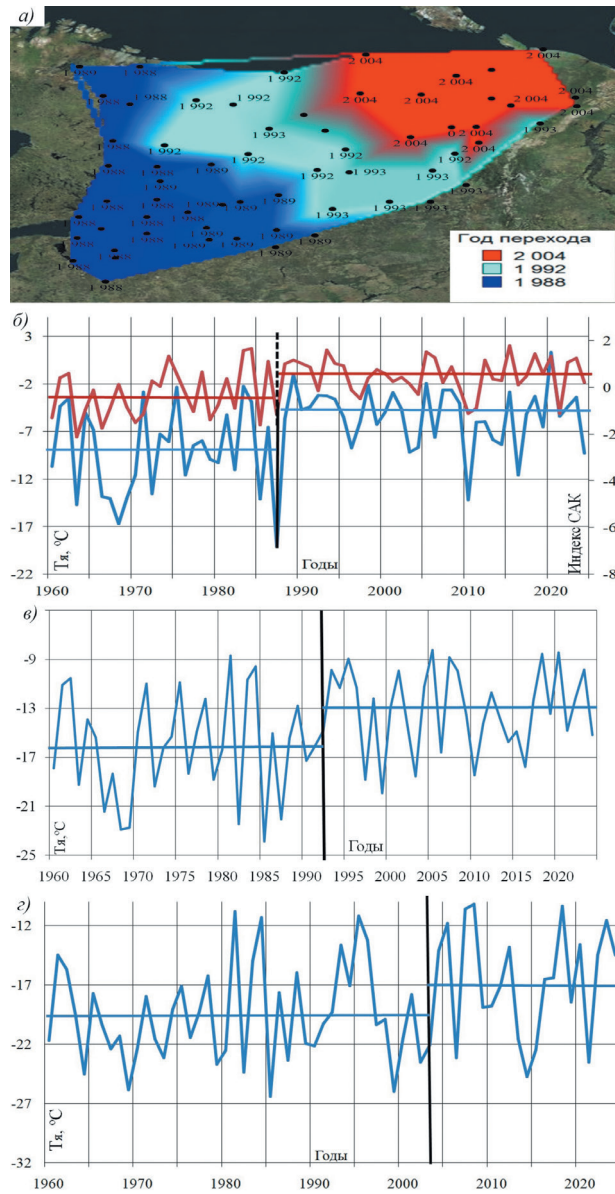


Рис. 8. Пространственное распределение лет начала современного январского потепления (а) и хронологические графики температуры января, осредненной по территории для юго-западной (б), центральной (в) и восточной (г) частей СЗФО и индекса САК (б).

Fig.8. Spatial distribution of the years of the beginning of modern January warming (a) and chronological graphs of January temperature averaged over the territory for the southwestern (b), central (c) and eastern (d) parts of the Northwestern Federal District and the NAO index.

Выводы

Выполненное исследование позволило уточнить как период, так и количественную оценку современного изменения средних значений температур воздуха в СЗФО, а также выявить одну из возможных региональных причин этих изменений. Были получены следующие основные результаты.

1. За счет дополнения информации из разных климатических архивов и проведенного сравнительного анализа данных архивов удалось увеличить число пунктов наблюдений на территории СЗФО с наиболее продолжительными рядами с 45 до 62 станций и дополнить информацией за последние годы вплоть до 2024 г. На основании методики восстановления пропусков и приведения рядов наблюдений к многолетнему периоду средняя продолжительность рядов была увеличена до 110—167 лет в зависимости от месяца года. После выполненной оценки качества и однородности рядов наблюдений сформирована база надежных данных для проведения дальнейших исследований.

2. На основе сформированных продолжительных рядов наблюдений получены уточненные оценки средних многолетних температур отдельных месяцев и средних квадратических отклонений (СКО), построены их пространственные распределения и эффективные региональные регрессионные зависимости, связывающие средние многолетние температуры с широтой и долготой для средних месяцев всех сезонов года.

3. При аппроксимации многолетних рядов среднемесячных температур воздуха моделями нестационарного среднего (ступенчатые изменения) установлено, что все современные изменения температуры воздуха на территории СЗФО относятся ко второй половине XX века, поэтому оценка влияния современного потепления осуществлена по наблюдениям за период с 1961 г. по 2024 г.

4. Оценка изменения средних температур воздуха за период с 1961 г. по 2024 г. осуществлялась на основе аппроксимации временных рядов моделями ступенчатых изменений среднего. Сравнение средних значений двух частей ряда, разделенных по году ступенчатого перехода, за выбранный период по критерию Стьюдента показало, что они практически во всех случаях статистически различаются при уровне значимости $\alpha = 5\%$, и на многих станциях и при уровне значимости $\alpha = 1\%$.

5. Установлено, что в январе наиболее значительное потепление (до $4,3\text{ }^{\circ}\text{C}$) имело место на юго-западе, наименьшие изменения наблюдались на северо-западе (до $2\text{ }^{\circ}\text{C}$) и в центральной части территории СЗФО потепление составило $2,5\text{—}3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. В июле на всех метеостанциях наблюдается потепление от $0,8$ на юго-востоке до $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке. В апреле наибольшее потепление имеет место на северо-востоке (до $4\text{ }^{\circ}\text{C}$), а наименьшее на юге ($0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$). В октябре наблюдается похожая картина с максимумом, равным $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, на востоке и минимумом ($0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$) — на юго-западе. По отношению к естественной изменчивости (СКО) потепление только немного его превышает в отдельных случаях наибольших изменений, а в большинстве случаев — пока меньше СКО.

6. Исследование пространственного распределения лет ступенчатых переходов от одного стационарного режима к другому позволило установить, что

этот год смещается с юго-запада с конца 1980-х гг. на северо-восток до начала 2000-х гг. Выдвинуто предварительное предположение, что сам год перехода и его пространственное смещение могут быть связаны с усилением влияния западного переноса, снижением влияния других центров действия атмосферы и постепенным смещением арктического антициклона к полюсу. Имеют место тесные зависимости между январским индексом САК и январской температурой воздуха с коэффициентами корреляции $R = 0,66$ для юго-западной части и $R = 0,58$ для центральной при сдвиге в 5 лет.

Список литературы

1. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. М., Росгидромет, 2023. 108 с. ISBN 978–5–906099–58–7.
2. Малинин В. Н., Вайновский П. А. О причинах первого потепления Арктики в XX столетии // Ученые зап. РГГМУ. 2018. № 53. С. 34–55.
3. Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М., Фролов И. Е. О характере и причинах изменений климата Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1(81). С. 15–23.
4. Алексеев Г. В. Потепление климата Арктики: расхождения между глобальными моделями климата и наблюдениями и возможные причины // Гидрометеорология и экология. 2023. № 71. С. 207–230. doi: 10.33933/2713-3001-2023-71-207-230.
5. 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. doi: 10.33933/2713-3001-2024-76-451-473.
6. Шерстюков Б. Г. Глобальное потепление и его возможные причины // Гидрометеорология и экология. 2023. № 70. С. 7–37. doi: 10.33933/2713-3001-2023-70-7-37.
7. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
8. 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.
9. Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации Общее резюме; Росгидромет. Санкт-Петербург: Научные технологии, 2014. 60 с.
10. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. 194 с.
11. Дроздов В. В. К вопросу учета долговременных климатических изменений в опорных зонах социально-экономического развития российской Арктики для совершенствования судоходства и промышленного потенциала // Арктика: экология и экономика. 2019. № 2 (34). С. 64–79. DOI: 10.25283/2223-4594-2019-2-64-79.
12. Лобанов В. А., Абанников В. Н., Окуличева А. А., Григорьева А. А. Современные и будущие изменения климата Ленинградской области и их влияние на агроклиматические характеристики. Метеорология и гидрология, 2023, №9. С. 100–113. DOI: 10.52002/0130-2906-2023-9-100-113.
13. Малинин В. Н., Гурьянов Д. А. Межгодовая изменчивость климатических сезонов в Санкт-Петербурге. Известия Русского географического общества. 2015. 147(5). С.17–27.
14. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб., Изд. РГГМУ, 2008. 408 с.
15. Лобанов В. А., Лемешко Н. А., Жильцова Е. Л. и др. Восстановление многолетних рядов температуры воздуха на Европейской территории России. // Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 5–14.
16. Мама Магбини Токпа, Лобанов В.А. Современные климатические изменения температуры воздуха в Центральной Африке // Гидрометеорология и экология. 2022. № 69. С. 722–745.

17. Шукри О. А. А., Лобанов В. А., Хамид М. С. Современный и будущий климат Аравийского полуострова. Монография. СПб.: РГГМУ, 2018. 190 с.
18. Тошакова Г. Г. Особенности и причины современных климатических изменений в России // Географический вестник. Пермский университет. 2016. № 3(38). С. 79—89.

References

1. *Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii za 2022 god = Report on climate features in the Russian Federation for 2022*, Moscow: Roshydromet, 2023: 108 p. ISBN 978-5-906099-58-7. (In Russ.).
2. Malinin V. N., Vainovsky P. A. On the reasons for the first warming of Arktiki in the twentieth century. *Uchenyye zapiski RGGMU = Scientific papers of RSHU*. 2018;(53):(34—55). (In Russ.).
3. Gudkovich Z. M., Karklin V. P., Smolyanitsky V. M., Frolov I. E. On the nature and causes of changes in the Earth's climate // *Problemy Arktiki i Antarktiki = Problems of the Arctic and Antarctic*. 2009;1(81):(15—23). (In Russ.).
4. Alekseev G. V. Arctic climate warming: discrepancies between global climate models and observations and possible causes. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2023;(71):(207—230). (In Russ.). doi: 10.33933/2713-3001-2023-71-207-230.
5. 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 astrophysical factors. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2024;(76):451—473. (In Russ.). doi:10.33933/2713-3001-2024-76-451-473.
6. Sherstyukov B. G. Global warming and its possible causes. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2023;(70):(7—37). (In Russ.). doi: 10.33933/2713-3001-2023-70-7-37.
7. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013.:1535.
8. *Tretiy otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii. = Third estimation report on climate changes and their consequences on the territory of Russian Federation*. St. Petersburg: Roshydromet. Naukoemkieologii, 2022: 676 p. (In Russ.).
9. *Vtoroy otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii.Obshee rezyume = Second estimation report on climate changes and their consequences on the territory of Russian Federation*. General summary. St. Petersburg: Naukoemkieologii, 2014: 60 p. (In Russ.).
10. Gruza G. V., Rankova E. YA. Nablyudaemie i ojidaemie izmeneniya klimata Rossii: temperatura vozdukh = Observed and expected climate changes in Russia: air temperature. Obninsk: VNIIGMI, 2012: 194 p. (In Russ.).
11. Drozdov V. V. On the issue of taking into account long-term climatic changes in the key zones of socio-economic development of the Russian Arctic to improve shipping and industrial potential// *Arktika: ecologia i ekonomika= Arctic: Ecology and Economics*. 2023;2(34):(64—79). (In Russ.). DOI: 10.25283/2223-4594-2019-2-64-79.
12. Lobanov V. A., Abannikov V. N., Okulicheva A. A., Grigor'eva A. A. Current and future climate changes in Leningrad Oblast and their impact on agroclimatic characteristics. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology*. 2023;(9):(100—113). (In Russ.). DOI: 10.52002/0130-2906-2023-9-100-113.
13. Malinin V. N., Gurjanov D. A. The interannual variability of climatic seasons in St. Petersburg. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo obsh'estva = Proceedings of the Russian Geographical Society*. 2015;147(5):(17—27). (In Russ.).
14. Malinin V.N. *Statisticheskie metody analiza gidrometeorologicheskoy informacii = Statistical methods for the analysis of hydrometeorological information*. SPb.: RSHU, 2008: 408 p. (In Russ.).
15. Lobanov V. A., Lemeshko N. A., Zhiltsova E. L., Gorlova S. A., Reneva S. A. Reconstruction of longterm series of air temperature in the European territory of Russia. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology*. 2005;(2):(5—14). (In Russ.).

16. Mami M. Tokpa, Lobanov V. A. Current climatic changes in air temperature in Central Africa // *Gidrometeorologiya i ekologiya = Hydrometeorology and Ecology*. 2022;(69):(722—745). (In Russ.).
17. Shukri O. A. A., Lobanov V. A., Khamid M. S. *Sovremenniy i budushiy klimat Araviyskogo poluostrova. Monografiya = The current and future climate of the Arabian Peninsula. Monograph*. St. Petersburg: RSHU, 2018: 190 p. (In Russ.).
18. Toshchakova G. G. Features and causes of modern climate change in Russia. *Geograficheskii vestnik. Permskii universitet = Geographic Bulletin. Perm University*. 2016;3(38):(79—89). (In Russ.).

Информация об авторах

Груздев Алексей Игоревич, аспирант кафедры метеорологии, климатологии и охраны атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет, gruzdev2542022@mail.ru.

Лобанов Владимир Алексеевич, доктор технических наук, профессор кафедры метеорологии, климатологии и охраны атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет, va_lobanov56@mail.ru.

Information about authors

Gruzdev Alexey I., post-graduate student of the Department of Meteorology, Climatology and Atmospheric Protection, Russian State Hydrometeorological University.

Lobanov Vladimir A., Dr. of Sci. (Tech.), Professor of the Department of Meteorology, Climatology and Air Protection, Russian State Hydrometeorological University.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 03.02.2025

Принята к печати после доработки 05.05.2025

The article was received on 03.02.2025

The article was accepted after revision on 05.05.2025

Научная статья

УДК [502.51:504](282.247.415.84)(282.247.416.1)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-324-336

Особенности формирования внешней биогенной нагрузки равнинных водохранилищ (на примере Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах Республики Татарстан)

**Елена Анатольевна Минакова¹, Анатолий Петрович Шлычков¹,
Сергей Алексеевич Кондратьев², Дарья Александровна Минакова¹**

¹ Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Казанский (Приволжский) федеральный университет», г. Казань, Россия, ekologyhel@mail.ru

² Институт озерадения Российской академии наук — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук»

Аннотация. Приведены результаты оценки основных факторов внешней биогенной нагрузки на Куйбышевское и Нижнекамское водохранилища в границах Республики Татарстан (РТ) за период с 2001 г. по 2019 г., проведенные с использованием усовершенствованной модели *ILLM*. Выявлено, что величина вклада в биогенную нагрузку от диффузных источников составляет 92 % *N* и 90 % *P*; от организованных источников 8 % *N* и 10 % *P*. Рассчитана доля вклада исследуемых факторов в совокупную диффузную биогенную нагрузку. Впервые для Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ установлено, что основными факторами, определяющими формирование диффузной биогенной нагрузки *N* являются массообмен с атмосферой (45 %) и побочные продукты животноводства (30 %); основными факторами, определяющим формирование диффузной биогенной нагрузки *P* являются побочные продукты животноводства (85 %) и массообмен с атмосферой (10,2 %).

Ключевые слова: водохранилище, водосбор, внешняя биогенная нагрузка, азот, фосфор, модель, организованные и диффузные источники.

Благодарности: Работа выполнена при поддержке Гранта Академии наук Республики Татарстан, предоставленного молодым кандидатам наук (постдокторантам) с целью защиты докторской диссертации, выполнения научно-исследовательских работ, а также выполнения трудовых функций в научных и образовательных организациях Республики Татарстан.

Для цитирования: Минакова Е. А., Шлычков А. П., Кондратьев С. А., Минакова Д. А. Особенности формирования внешней биогенной нагрузки равнинных водохранилищ (на примере Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах Республики Татарстан) // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 324—336. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-324-336.

© Минакова Е. А., Шлычков А. П., Кондратьев С. А., Минакова Д. А., 2025

Original article

Features of the formation of external nutrient load of lowland reservoirs (using the example of the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within the borders of the Republic of Tatarstan)

***Elena A. Minakova¹, Anatoly P. Shlychkov¹, Sergey A. Kondratyev²,
Daria A. Minakova¹***

¹ Kazan Federal University, Kazan, Russia

² The Institute of Lake Science Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

Summary. The paper discusses an approach to quantitatively assessing the key factors of external nutrient load on lowland reservoirs using mathematical modeling methods based on an improved version of the Institute of Limnology Load Model (ILLM). The improved model incorporates new modules, including a mass exchange with the atmosphere to account for atmospheric deposition of biogenic elements and calculating the load generated by diffuse runoff from urbanized areas, considering nutrient inputs from urban and rural populations. The improved ILLM model is an intermediate variant between empirical models with lumped parameters and physical-mathematical models with distributed parameters. A database titled “External Nutrient Load on Surface Waters of the Kuibyshev and Nizhnekamsk Reservoirs within the Republic of Tatarstan (RT)” has been created to support the model with data. Using the enhanced ILLM model, a quantitative assessment was conducted, and the contribution of point and diffuse sources to external biogenic load formation in the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within the RT was calculated for the period 2001–2019. The nutrient elements studied in this work include nitrogen (N) and phosphorus (P) compounds. The article presents the results of assessing the contribution share of the key factors to the external nutrient load. It was found that diffuse sources account for 92 % of N and 90% of P in the nutrient load, while point sources contribute 8 % of N and 10 % of P in the nutrient load. The share of various factors in the overall diffuse nutrient load on the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within RT was calculated for the first time. These factors include atmospheric technogenic deposition, by-products of animal husbandry, runoff from agricultural lands, natural underlying surfaces, runoff from urbanized areas, and load from populations living in non-severed areas. It was established that the key factors determining the formation of diffuse N nutrient load are mass exchange with the atmosphere (45 %) and by-products of animal husbandry (30 %). The main factors influencing the formation of diffuse P nutrient load are by-products of animal husbandry (85 %) and mass exchange with the atmosphere (10.2 %).

Keywords: reservoir, catchment area, external nutrient load, nitrogen, phosphorus, model, organized and diffuse sources.

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of the of the Grant of the Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan, provided to young candidates of science (postdoctoral students) for the purpose of defending a doctoral dissertation, carrying out research work, and also performing work functions in scientific and educational organizations of the Republic of Tatarstan.

For citation: Minakova E. A., Shlychkov A. P., Kondratyev S.A., Minakova D. A. Features of the formation of external nutrient load of lowland reservoirs (using the example of the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within the borders of the Republic of Tatarstan). *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(324—336). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-324-336. (In Russ.).

Введение

Изучение процессов формирования биогенной нагрузки на водные объекты для разработки способов ее снижения — это актуальная проблема геоэкологии как с научной, так и практической точки зрения. Химический состав вод определяется совокупностью физических, химических и биологических процессов, происходящих на водосборе и в самом водоеме [1]. В естественных условиях биогенные элементы поступают в водоемы в результате природных процессов, благодаря чему поддерживается равновесие между поступлением химических элементов в воду и выведением их из нее. В настоящее время на водоемы и водотоки, помимо природных, воздействуют антропогенные факторы, ускоряющие процессы протекания эвтрофирования [2]. Антропогенное воздействие приводит к нарушению гомеостаза водных экосистем и биохимических циклов, особенно в замкнутых и полужамкнутых водоемах и выражается в увеличении потоков вещества и возрастанием биохимической активности, а также нарушением циклов биогенных элементов [3]. Основная опасность эвтрофирования состоит в том, что это явление труднообратимо. Процесс антропогенного эвтрофирования является следствием нарушения устойчивости системы «водосбор–водный объект» под воздействием антропогенных факторов [4]. В конечном итоге эвтрофирование приводит к снижению рыбохозяйственного и рекреационного потенциала водоемов, оказывает негативное влияние на системы очистки воды питьевого водоснабжения [5, 6].

Цель настоящей работы — количественная оценка современного уровня внешней биогенной нагрузки на поверхностные воды и научно-методическое обоснование системы регулирования нагрузки на водосборах крупных равнинных водохранилищ Европейской части России на примере Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах Республики Татарстан (РТ).

Материалы и методы

Объектом исследования является сложная антропогенно-нарушенная водная система Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ в современных изменяющихся природно-антропогенных условиях. Выбор водосборов Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в качестве объекта исследования для изучения формирования внешней биогенной нагрузки и разработки водоохраных мероприятий по снижению антропогенного эвтрофирования обусловлен их важным социально-экономическим значением.

В качестве исходной информации для формирования базы данных использованы следующие источники:

— обобщенные данные о биогенных элементах в составе сбросов по водным объектам и муниципальным районам РТ, содержащиеся в форме статистической отчетности № 2ТП (водхоз) «Сведения об использовании воды»;

— режимная гидрологическая, гидрохимическая информация, информация об атмосферных выпадениях Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды РФ;

— данные наблюдений за загрязнением вод Куйбышевского водохранилища Филиала «Средволгаводхоз» ФГБУ «Центррегионводхоз» Федерального агентства водных ресурсов;

— Государственные доклады Министерства экологии и природных ресурсов РТ «О состоянии природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Татарстан»;

— материалы Министерства сельского хозяйства и продовольствия РТ;

— материалы Министерства лесного хозяйства РТ;

— материалы Территориального органа Федеральной службы государственной статистики по РТ;

— данные собственных натурных полевых исследований о расходах и удельном стоке биогенных элементов в реках Казанка, Свияга, Б. Черемшан, Меша;

— данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) для оценки площадей основных типов ландшафтов и калибровки модели.

В качестве исследуемых биогенных элементов в работе рассмотрены соединения азота и фосфора. Данные биогенные элементы входят в Перечень загрязняющих веществ, в отношении которых применяются меры государственного регулирования в области охраны окружающей среды (утв. Распоряжением Правительства РФ от 23.12.2023 N 3885-р, от 05.06.2024 № 1415-р).

В процессе предварительной подготовки данных проводилась их статистическая обработка с использованием методов анализа, приведенных в [7—9]. Для определения количественных связей между значениями исследуемых величин применяли метод множественной линейной корреляции. Качественная оценка корреляционных зависимостей осуществлялась по показателю тесноты связи R^2 с использованием шкалы Р. Чеддока [10]. Для анализа совокупности натурных наблюдений, не отвечающих нормальному закону распределения, использовались непараметрические методы.

Результаты и их обсуждение

Суммарная нагрузка биогенных элементов на водный объект формируется из двух составляющих (рис. 1): внутренняя биогенная нагрузка (автохтонная); внешняя нагрузка (аллохтонная).

Внутренняя биогенная нагрузка формируется за счет вторичного загрязнения путем поступления в водный объект минеральных форм биогенных элементов из донных отложений с последующим вовлечением их в биотический круговорот и в поверхностные воды [11]. Внешняя биогенная нагрузка формируется за счёт выноса химических веществ с водосбора водного объекта в результате воздействия природных и антропогенных факторов [12, 13]. Эвтрофирование в большей части определяется не содержанием биогенных элементов в водном объекте, а скоростью поступления их извне [14]. Водосбор является геохимическим барьером на пути миграции в водный объект ряда веществ, в том числе и биогенных элементов. Как указано в [15, 16], геохимические барьеры представляют собой участки земной коры, где на ограниченном расстоянии происходит резкое снижение

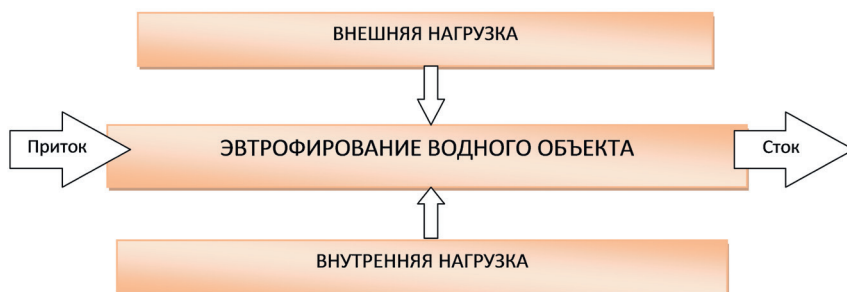


Рис. 1. Формирование биогенной нагрузки на водные объекты.

Fig. 1. Formation of nutrient load on water bodies.

интенсивности миграции химических элементов. Поступившие на водосбор биогенные элементы претерпевают процессы трансформации и нейтрализации. Часть биогенных элементов не достигает замыкающих створов крупных водных объектов, так как удерживается на водосборе за счет действия различных факторов. Внешняя нагрузка на водные объекты является постоянно действующим фактором, определяющим качество поверхностных вод и влияющим на химический состав донных отложений [17]. Согласно современным научным воззрениям [12, 18—21], основное внимание, в первую очередь, следует сосредоточить на изучении внешней биогенной нагрузки на водосборе.

Оценка внешней биогенной нагрузки на водные объекты представляет собой сложную задачу. Для расчета внешней биогенной нагрузки на водные объекты в работе использована усовершенствованная модель выноса растворенных примесей с водосбора и формирования внешней нагрузки на водный объект *Institute of Limnology Load Model (ILLM)*. Основу модели составляет системный анализ как один из наиболее перспективных методов оценки внешней биогенной нагрузки бассейнов речных геосистем, основанный на синтезе геоситуационной концепции и ландшафтно-экологического подхода [22], базирующийся на математическом моделировании природных процессов, принципах геоэкологической оценки качества окружающей среды и рационального природопользования природно-антропогенных объектов и процессов. Используемая в настоящей работе модель *ILLM* является промежуточным вариантом между эмпирическими моделями с сосредоточенными параметрами и физико-математическими моделями с распределенными параметрами [13].

Модель предназначена для решения задач, связанных с количественной оценкой внешней нагрузки на водные объекты, сформированной точечными и рассредоточенными источниками загрязнения и прогнозом ее изменения под влиянием возможных природно-антропогенных факторов. Модель учитывает вклад организованных и диффузных источников в формирование биогенной нагрузки на водосборе, позволяет рассчитывать вынос элементов с водосбора в водный объект с учетом влияния гидрологических факторов и удержания биогенных веществ водосбором и гидрографической сетью [23]. В используемой версии модели

для оценки биогенной нагрузки, сформированной на сельскохозяйственных угодьях, применен метод, предложенный специалистами ИАЭП [24]. Метод позволяет проводить расчет выноса биогенных элементов с учетом доз внесения удобрений, типов почв, слагающих сельскохозяйственный водосбор, их механического состава, удаленности поля от водного объекта.

Модель имеет модульную структуру. Согласно принятой в модели схеме расчета, основными составляющими внешней биогенной нагрузки на водный объект являются: диффузная природная биогенная нагрузка с подстилающей поверхности различных типов естественных ландшафтов; диффузная антропогенная биогенная нагрузка; удержание биогенных элементов водосбором и его гидрографической сетью; сбросы организованных источников непосредственно в водный объект. Конечный итог моделирования — количественная оценка внешней биогенной нагрузки на водные объекты и отдельных ее составляющих.

В соответствии с требованиями решаемой задачи модель *ILLM* была усовершенствована путем включения в нее новых расчетных модулей [25]:

— «массообмен с атмосферой» для оценки атмосферных выпадений биогенных элементов;

— «расчет нагрузки, сформированной рассредоточенным стоком с урбанизированных территорий», обусловленной поступлением биогенных элементов от городского и сельского населения.

В общем виде модель представлена следующей формулой:

$$L = (L_{nat\ diff} + L_{antr\ diff})(1 - k_r) + L_{w1}, \quad (1)$$

где L — внешняя биогенная нагрузка на водный объект, т/год; $L_{nat\ diff}$ — диффузная природная биогенная нагрузка с подстилающей поверхности различных типов естественных ландшафтов, т/год; $L_{antr\ diff}$ — диффузная антропогенная биогенная нагрузка, т/год; k_r — коэффициент удержания вещества водосбором и его гидрографической сетью; L_{w1} — сбросы организованных источников непосредственно в водный объект, т/год.

Схема усовершенствованной модели *ILLM*, используемой для расчета внешней биогенной нагрузки на водные объекты в настоящем исследовании, приведена на рис. 2 [25].

Выбор модели *ILLM* обусловлен наличием модульной структуры, позволяющей учитывать вновь выявленные факторы диффузной нагрузки. Необходимое условие практического применения модели *ILLM* на водных объектах — наличие информации об основных источниках нагрузки на водосборе. Модель ориентирована на данные, приведенные в официальных источниках и формах государственной статистической отчетности министерств и ведомств РФ (государственный мониторинг водных объектов, статистическая отчетность о сбросах сточных вод, данные о сельскохозяйственной деятельности на водосборах). Модель *ILLM* прошла опробование и верификацию на ряде объектов, расположенных в Северо-Западной части Европейской территории РФ (оз. Ладожское и рр. Великая, Луга, Мга, Ижора, Славянка), а также в Западной Сибири РФ (рр. Иртыш, Тобол, Ишим, Омь, Конда).

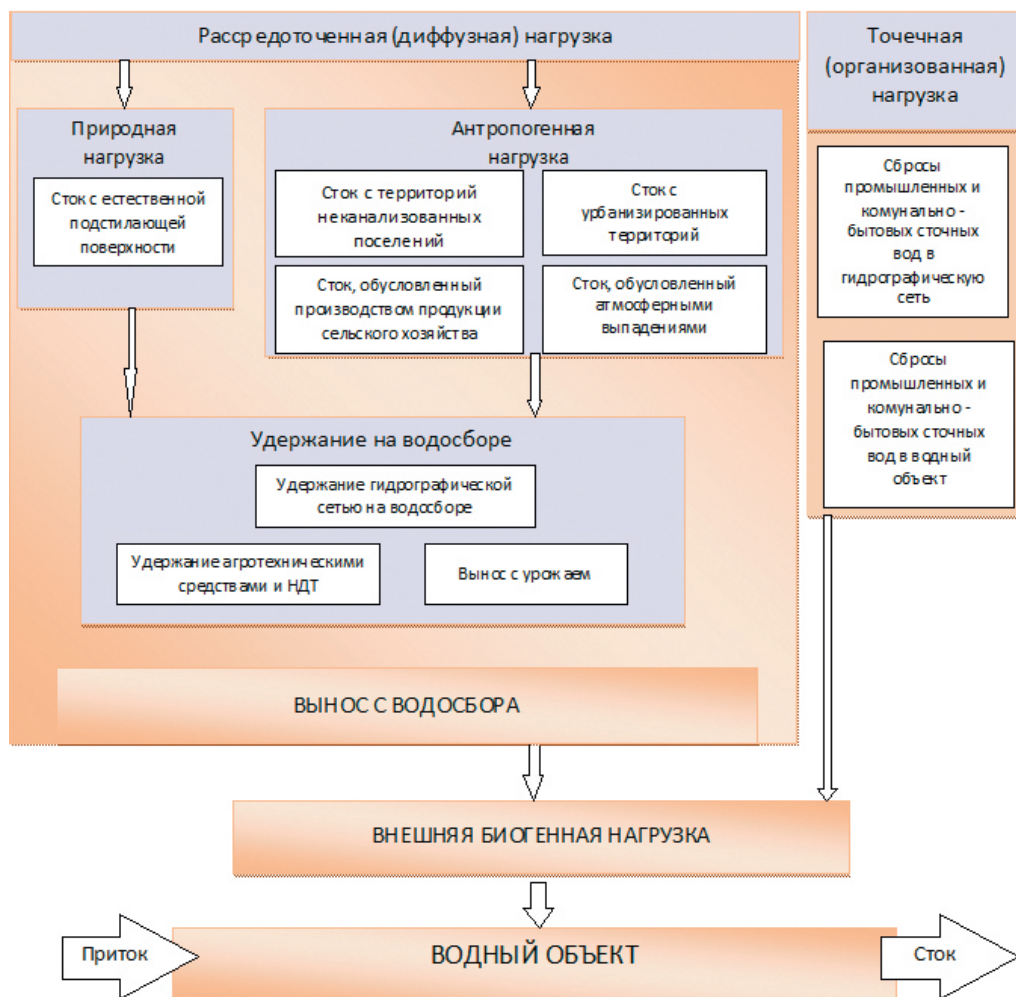


Рис. 2. Схема усовершенствованной математической модели ILLM [25].

Fig. 2. Scheme of the improved mathematical model ILLM [25].

Расчеты выноса химических элементов с водосбора и формирование внешней нагрузки на водные объекты в модели могут выполняться как с годовым, так и с месячным шагами по времени. Ввиду того, что модель ориентирована на существующие ограниченные возможности информационного обеспечения некоторой части входных данных, имеющих годовое осреднение, в качестве расчетного интервала в настоящей работе принят 1 год.

Для информационного обеспечения исследования создана база данных «Внешняя биогенная нагрузка на поверхностные воды Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах Республики Татарстан», содержащая информацию

о природных и антропогенных факторах, обуславливающих формирование внешней биогенной нагрузки (природно-климатические условия, гидрологический и гидрохимический режим, источники точечной и диффузной биогенной нагрузки), а также материалы проведенной количественной оценки с использованием усовершенствованной модели *ILLM* основных составляющих внешней биогенной нагрузки на поверхностные воды Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ за период с 2001 г. по 2019 г. Расчеты внешней биогенной нагрузки на Куйбышевское и Нижнекамское водохранилища в границах РТ проводились для соединений азота в пересчете на общий азот (*N*) и соединений фосфора в пересчете на общий фосфор (*P*).

С использованием усовершенствованной модели *ILLM* за период с 2001 г. по 2019 г. выполнена количественная оценка основных составляющих внешней биогенной нагрузки на Куйбышевское и Нижнекамское водохранилища в границах РТ, результаты приведены в табл. 1.

Таблица 1

Результаты количественной оценки
основных составляющих внешней биогенной нагрузки
на Куйбышевское и Нижнекамское водохранилища в границах РТ

Results of quantitative assessment of the main components of external nutrient load
on the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within the borders of the Republic of Tatarstan

Основные составляющие внешней биогенной нагрузки	тыс. т <i>N</i> /год	тыс. т <i>P</i> /год
Антропогенная нагрузка	92,8	18,7
Природная нагрузка	16,3	0,1
Диффузная биогенная нагрузка на водосбор	109,1	18,8
Удержание биогенной нагрузки на водосборе	65,5	13,5
Вынос биогенных элементов с водосбора	43,6	5,3
Организованная антропогенная нагрузка	3,9	0,6
Внешняя биогенная нагрузка на поверхностные воды	47,5	5,9

Выявлено, что на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ удерживается 60 % *N* и 72 % *P* от совокупной массы диффузной биогенной нагрузки. Установлено, что основной вклад в формирование внешней биогенной нагрузки на Куйбышевское и Нижнекамское водохранилища в границах РТ вносит диффузная нагрузка, доля вклада составляет 92 % *N* и 90 % *P*.

Рассчитана масса (в тыс. т/год) и доля вклада (в %) в совокупную диффузную биогенную нагрузку (табл. 2, 3) на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ под действием следующих факторов:

- аэротехногенные выпадения;
- побочные продукты животноводства;
- поступление с сельскохозяйственных угодий;
- сток с естественной подстилающей поверхности;
- сток с урбанизированных территорий;
- нагрузка от населения, проживающего в неканализованных районах.

Таблица 2

Масса и доля вклада основных факторов в диффузную биогенную нагрузку N на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ

Mass and share of the contribution of the main factors to the diffuse nutrient load of N in the catchments of the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within the boundaries of the Republic of Tatarstan

Основные факторы биогенной нагрузки	тыс. т /год	%
Аэротехногенные выпадения	49,5	45,4
Побочные продукты животноводства	33,0	30,2
Поступление с сельскохозяйственных угодий	8,2	7,5
Сток с естественной подстилающей поверхности	16,3	14,9
Сток с урбанизированных территорий	0,7	0,6
Нагрузка от населения, проживающего в неканализованных районах	1,5	1,4
Всего на водосборе	109,1	100

Анализ данных, приведенных в табл. 2, свидетельствует, что формирование совокупной диффузной биогенной нагрузки N на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ в основном определяется аэротехногенными выпадениями (45,4 %) и влиянием побочных продуктов животноводства (30,2 %). Существенный вклад в поступление N вносит сток с естественной подстилающей поверхности (14,9 %), а также поступление с сельскохозяйственных угодий (7,5 %). Поступление N со стоком с урбанизированных и неканализованных территориях поселений является незначительным и составляет в совокупности около 2 %.

Таблица 3

Масса и доля вклада основных факторов в диффузную биогенную нагрузку P на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ

Mass and share of the contribution of the main factors to the diffuse nutrient load of P in the catchments of the Kuibyshev and Nizhnekamsk reservoirs within the boundaries of the Republic of Tatarstan

Основные факторы биогенной нагрузки	тыс. т /год	%
Аэротехногенные выпадения	1,9	10,2
Побочные продукты животноводства	16,0	85,1
Поступление с сельскохозяйственных угодий	0,5	2,6
Сток с естественной подстилающей поверхности	0,1	0,4
Сток с урбанизированных территорий	0,04	0,2
Нагрузка от населения, проживающего в неканализованных районах	0,3	1,5
Всего на водосборе	18,8	100

Анализ данных табл. 3 позволил сделать вывод, что формирование совокупной диффузной биогенной нагрузки P на водосборах Куйбышевского и Нижнекамское водохранилищ в границах РТ определяется воздействием побочных

продуктов животноводства (85,1 %), аэротехногенными выпадениями (10,2 %). Вклад от поступления с сельскохозяйственных угодий составляет 2,6 %, вклад нагрузки от населения, проживающего на неканализованных территориях поселений, составляет 1,5 %, вклад от естественной подстилающей поверхности и стоков с урбанизированных территорий является незначительным (0,4 % и 0,2 %, соответственно).

Заключение

1. В настоящей работе впервые с использованием усовершенствованной модели *ILLM* для водосборов Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ получены новые данные об основных составляющих внешней биогенной нагрузки в современных условиях. Установлено, что диффузная нагрузка является основным источником внешней биогенной нагрузки, определяющим поступление N и P . Проведенная оценка доли вклада организованных и диффузных источников биогенной нагрузки в общую массу поступления биогенных элементов (N и P) в Куйбышевское и Нижнекамское водохранилища в границах РТ показала, что величина вклада в биогенную нагрузку на водные объекты составляет:

- от диффузных источников 92 % N и 90 % P ;
- от организованных источников 8 % N и 10 % P .

2. С использованием модели *ILLM* рассчитан вклад исследуемых факторов в совокупную диффузную биогенную нагрузку на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ.

3. Выявлено, что формирование диффузной биогенной нагрузки N на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ определяется аэротехногенными выпадениями (45,4 %) и побочными продуктами животноводства (30,2 %). Существенный вклад в поступление N вносит сток с естественной подстилающей поверхности (14,9 %), а также поступление с сельскохозяйственных угодий (7,5 %). Поступление N со стоком с урбанизированных и неканализованных территорий является незначительным и составляет в совокупности около 2 %.

4. Установлено, что основным фактором, оказывающим влияние на формирование диффузной биогенной нагрузки P на водосборах Куйбышевского и Нижнекамского водохранилищ в границах РТ являются побочные продукты животноводства 85,1 % и аэротехногенные выпадения 10,2 %. Вклад от поступления с сельскохозяйственных угодий 2,6 %, вклад нагрузки от населения, проживающего в неканализованных районах, составляет 1,5 %, вклад от естественной подстилающей поверхности и стоков с урбанизированных территорий является незначительным и составляет 0,4 % и 0,2 %, соответственно.

Список литературы

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1953. 296 с.
2. Vitousek P. M., Mooney H. A., Lubchenco J. et al. Human domination of Earth's ecosystems // Science. 1997. Vol. 5325. P. 494—499. doi:10.1007/978-0-387-73412-5_1.

3. Максимова М. П. Океанология — наука системная (парадигма, концепция, методология и методика интегральной оценки функционирования морских экосистем как единого целого) // Географическая среда и живые системы. 2013 (3). С. 118—135.
4. Решетняк О. С. Антропогенная нагрузка на водные экосистемы реки Колымы // География и природные ресурсы. 2015. № 2. С. 47—52.
5. Сиренко Л. А., Гавриленко М. Я. Цветение воды и эвтрофирование. Киев: Наук. думка, 1978. 230 с.
6. Paerl H. W. Nuisance phytoplankton blooms in coastal, estuarine and inland waters // Limnol. Oceanogr. 1988. Vol. 33, №4 (2). P. 823—847.
7. Левич А. П. Экологические подходы к регулированию типов цветения эвтрофных водоемов // Доклады Академии наук. 1995. Т. 341 (1). С. 130—133.
8. Кобзарь А. И. Прикладная математическая статистика. М.: Физматлит, 2006. 816 с.
9. Горлач В. В., Егоров В. Л., Иванов Н. А. Обработка, представление, интерпретация результатов измерений: Учебное пособие. Омск: Изд-во СибАДИ, 2006. 83 с.
10. Chaddock R. E. Principles and methods of statistics. Boston: Houghton Mifflin Company, 1925. 471 p.
11. Даченко Ю. С. Эвтрофирование водохранилищ: гидролого-гидрохимические аспекты. М.: ГЕОС, 2007. 232 с.
12. Кондратьев С. А. Формирование внешней нагрузки на водоемы: проблемы моделирования. СПб.: Наука, 2007. 253 с.
13. Кондратьев С. А., Шмакова М. В. Математическое моделирование массопереноса в системе водосбор-водоток-водоем. СПб.: Нестор-История, 2019. 248 с.
14. Россолимо Л. Л. Изменение лимнических экосистем под воздействием антропогенного фактора. М.: Наука, 1977. 205 с.
15. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 342 с.
16. Перельман А. И. Геохимия природных вод. М.: Наука, 1982. 150 с.
17. Ершова А. А. Комплексная оценка поступления биогенных веществ с водосбора реки Невы в восточную часть Финского залива: автореферат дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36. Санкт-Петербург, 2013. 28 с.
18. Науменко М. А. Эвтрофирование озер и водохранилищ. Учебное пособие. СПб.: Изд. РГГМУ, 2007. 100 с.
19. Ясинский С. В., Гуров Ф. Н. Метод оценки характеристик диффузного загрязнения малых рек на основе ландшафтно-гидрологического подхода (на примере р. Истры) // Водное хозяйство России. 2006. № 2. С. 63—91. doi: 10.31857/S0321-0596462232-244.
20. Ясинский С. В., Кашутин Е. А., Сидорова М. В. и др. Антропогенная нагрузка и влияние водосбора на диффузный сток биогенных элементов в крупный водный объект (на примере водосбора Чебоксарского водохранилища) // Водные ресурсы. 2020. Т. 47, № 5. С. 630—648. doi: 10.31857/S0321059620050223.
21. Фрумин Г. Т. Расчет модулей фонового стока биогенных элементов с водосборных бассейнов. СПб.: РГГМУ, 2013. 32 с.
22. Исаченко А. Г. Методы прикладных ландшафтных исследований. М.: Наука, 1980. 263 с.
23. Поздняков Ш. Р., Кондратьев С. А., Минакова Е. А. и др. Оценка биогенной нагрузки на Куйбышевское водохранилище со стороны водосбора // География и природные ресурсы. 2019. № 3. С. 67—76. doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2019-3(67-76).
24. Брюханов А. Ю., Васильев Э. В., Терехов А. В. и др. Оценка сельскохозяйственной биогенной нагрузки, сформированной на речных водосборах бассейна Куйбышевского водохранилища // Технологии и технические средства механизированного производства продукции растениеводства. 2018. № 3 (96). С. 175—185. doi: 10.24411/0131-5226-2018-10071.
25. Минакова Е. А., Шлычков А. П., Кондратьев С. А. Миграционные потоки биогенных элементов в геосистеме «водосбор-водный объект» в современных условиях // Экология урбанизированных территорий. 2022. № 2. С. 13—21. doi: 10.24412/1816-1863-2022-2-13-21.

References

1. Alekin O. A. *Osnovy gidrokhimii = Basics of geochemistry*. Leningrad: Hydrometeoizdat. 1953: 296 p. (In Russ.).

2. Vitousek P. M., Mooney H. A., Lubchenco J. et al. Human domination of Earth's ecosystems. *Science*. 1997; (5325): 494—499. doi:10.1007/978-0-387-73412-5_1.
3. Maksimova M. P. Oceanology is a systemic science (paradigm, concept, methodology and methods of integrated assessment of the functioning of marine ecosystems as a single whole) *Geograficheskaya sreda i zhivyye sistemy = Geographic environment and living systems*. 2013; (3): (118—135). (In Russ.).
4. Reshetnyak O. S. Anthropogenic load on aquatic ecosystems of the Kolyma River. *Geografiya i prirodnyye resursy = Geography and natural resources*. 2015. (2): (47—52). (In Russ.).
5. Sirenko L. A., Gavrilenko M. Y. *Tsveteniye vody i evtrofirovaniye = Algae bloom and eutrophication*. Kyiv: Nauk. Dumka, 1978: 230 p. (In Russ.).
6. Paerl H. W. Nuisance phytoplankton blooms in coastal, estuarine and inland waters. *Limnol. Oceanogr.* 1988; (33): 823—847.
7. Levich A. P. Ecological approaches to regulation of bloom types in eutrophic water bodies. *Doklady Akademii nauk. = Reports of the Academy of Sciences*. 1995; (341): (130—133). (In Russ.).
8. Kobzar A. I. *Prikladnaya matematicheskaya statistika = Applied Mathematical Statistics*. Moscow: Fizmatlit, 2006: 816 p. (In Russ.).
9. Gorlach V. V., Egorov V. L., Ivanov N. A. *Obrabotka, predstavleniye, interpretatsiya rezultatov izmereniy: Uchebnoye posobiye = Processing, presentation, interpretation of measurement results*. Omsk: SibADI Publishing House, 2006: 83 p. (In Russ.).
10. Chaddock R. E. Principles and methods of statistics. Boston: Houghton Mifflin Company, 1925: 471 p.
11. Datsenko Yu. S. *Evtrofirovaniye vodokhranilishch: gidrologo-gidrokhimicheskiye aspekty = Eutrophication of reservoirs: hydrological and hydrochemical aspects*. Moscow: GEOS, 2007: 232 p. (In Russ.).
12. Kondratyev S. A. *Formirovaniye vneshney nagruzki na vodoyemy: problemy modelirovaniya = Formation of external load on water bodies: problems of modeling*. St. Petersburg: Nauka, 2007: 253 p. (In Russ.).
13. Kondratiev S. A., Shmakova M. V. *Matematicheskoye modelirovaniye massoperenosa v sisteme vodosbor-vodotok-vodoyem = Mathematical modeling of mass transfer in the catchment-watercourse-reservoir system*. St. Petersburg: Nestor-History, 2019: 248 p. (In Russ.).
14. Rossolimo L. L. *Izmeneniye limnicheskikh ekosistem pod vozdeystviyem antropogennogo faktora = Changes in limnic ecosystems under the influence of anthropogenic factors*. Moscow: Nauka, 1977: 205 p. (In Russ.).
15. Perelman A. I. *Geokhimiya landshafta = Landscape geochemistry*. Moscow: Higher School, 1975: 342 p. (In Russ.).
16. Perelman A. I. *Geokhimiya prirodnikh vod = Geochemistry of natural waters*. Moscow: Nauka, 1982: 150 p. (In Russ.).
17. Ershova A. A. *Kompleksnaya otsenka postupleniya biogennykh veshchestv s vodosbora reki Neva v vostochnuyu chast' Finskogo zaliva = Comprehensive assessment of the influx of nutrient substances from the Neva River catchment area into the eastern part of the Gulf of Finland*. St. Petersburg, 2013: 28 p. (In Russ.).
18. Naumenko M. A. *Evtrofirovaniye ozer i vodokhranilishch = Eutrophication of lakes and reservoirs*. St. Petersburg: Publishing House of the Russian State Hydrometeorological University, 2007: 100 p. (In Russ.).
19. Yasinsky S. V., Gurov F. N. Method for assessing the characteristics of diffuse pollution of small rivers based on the landscape-hydrological approach (using the Istra River as an example). *Vodnoye khozyaystvo Rossii = Water Management of Russia*. 2006; (2): (63—91). (In Russ.). doi: 10.31857/S0321-0596462232-244.
20. Yasinsky S. V., Kashutina E. A., Sidorova M. V., et al. Anthropogenic load and the influence of the catchment area on the diffuse runoff of biogenic elements into a large water body (using the Cheboksary Reservoir catchment area as an example). *Vodnyye resursy. = Water Resources*. 2020; (47): (630—648). (In Russ.). doi: 10.31857/S0321059620050223.
21. Frumin G. T. *Raschet moduley fonovogo stoka biogennykh elementov s vodosbornykh basseynov = Calculation of modules of background runoff of nutrient elements from catchment basins*. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University, 2013: 32 p. (In Russ.).
22. Isachenko A. G. *Metody prikladnykh landshaftnykh issledovaniy = Applied landscape research methods*. Moscow: Nauka, 1980: 263 p. (In Russ.).

23. Pozdnyakov Sh. R., Kondratyev S. A., Minakova E. A. et al. Assessment of the nutrient load on the Kuibyshev Reservoir from the catchment area. *Geografiya i prirodnyye resursy = Geography and natural resources*. 2019; (3): (67—76). (In Russ.). doi: 10.21782/GIPR0206-1619-2019-3(67-76).
24. Bryukhanov A. Yu., Vasiliev E. V., Terekhov A. V. et al. Assessment of agricultural nutrient load formed on river catchments of the Kuibyshev Reservoir basin. *Tekhnologii i tekhnicheskiye sredstva mekhanizirovannogo proizvodstva produktov rasteniyevodstva = Technologies and technical means of mechanized production of plant products*. 2018; (3): (175—185). (In Russ.). doi: 10.24411/0131-5226-2018-10071.
25. Minakova E. A., Shlychkov A. P., Kondratiev S. A. Migration flows of nutrient elements in the “catchment area-water body” geosystem under modern conditions. *Ekologiya urbanizirovannykh territoriy = Ecology of urbanized territories*. 2022; (2): (13—21). (In Russ.). doi: 10.24412/1816-1863-2022-2-13-21.

Сведения об авторах

Минакова Елена Анатольевна, кандидат географических наук, доцент кафедры биоэкологии, гигиены и общественного здоровья, Казанский (Приволжский) федеральный университет, ekologyhel@mail.ru.

Шлычков Анатолий Петрович, кандидат географических наук, доцент кафедры биоэкологии, гигиены и общественного здоровья Казанский (Приволжский) федеральный университет, anatoliy.shlychkov@yandex.ru.

Кондратьев Сергей Алексеевич, доктор физико-математических наук, Институт озероведения РАН — обособленное структурное подразделение Санкт-Петербургского Федерального исследовательского центра РАН, главный научный сотрудник, руководитель лаборатории, 3718470@gmail.com.

Минакова Дарья Александровна, магистрант Казанский (Приволжский) федеральный университет, lfieyz007@mail.ru.

Information about authors

Minakova Elena Anatolyevna, PhD (Geogr. Sci.), Kazan (Volga Region) Federal University, Associate Professor.

Shlychkov Anatoly Petrovich, PhD (Geogr. Sci.), Kazan (Volga Region) Federal University, Associate Professor.

Kondratiev Sergey Alekseevich, Doctor доктор (Phys. Math. Sci.), Institute of Limnology RAS, Limnology RAS – separate structural subdivision of St. Petersburg Federal Research Centre of RAS, Chief scientist, head of laboratory.

Minakova Daria Alexandrovna, Kazan (Volga Region) Federal University, Master’s degree.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 12.02.2025

Принята к печати после доработки 11.05.2025

The article was received on 12.02.2025

The article was accepted after revision on 11.05.2025

ХРОНИКА. ИСТОРИЯ. ПЕРСОНАЛИИ

CHRONICLE. STORY. PERSONALIES

УДК 001(092)

Владимир Юльевич Визе — ученый-полярник, художник, писатель, честный человек

Алла Олеговна Волгушева

Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург, Россия, Volgusheva_irbis@mail.ru

Аннотация. На основе документов Центрального государственного архива научно-технической документации Санкт-Петербурга реконструирована биография полярного исследователя Владимира Юльевича Визе, рассмотрена научная деятельность ученого, уделено внимание его участию в полярной экспедиции Георгия Яковлевича Седова в 1912 г.

Ключевые слова: В. Ю. Визе, Г. Я. Седов, полярная экспедиция имени Г. Я. Седова, полярный исследователь, Северный полюс, Институт по изучению Севера, Всесоюзный Арктический институт.

Vladimir Yulievich Vize — polar scientist, artist, writer, honest man

Alla O. Volgusheva

Введение

Биографические сведения о Владимире Юльевиче Визе содержатся на страницах Большой советской энциклопедии, Большой российской энциклопедии, на сайте Арктического и Антарктического НИИ, поэтому перед нами не стоит задача хронологически выстраивать события его жизненного пути, однако обращение к историческим источникам, хранящимся в Центральном государственном архиве научно-технической документации Санкт-Петербурга (далее ЦГАНТД СПб.), позволяют нам рассмотреть личность Владимира Юльевича Визе, раскрыть особенности его характера и сферы его научной деятельности.

Семья

Родился Владимир Юльевич 21 февраля (5 марта) 1886 г. в Царском селе в семье этнических немцев. Его отец — Юлий Иванович Визе (Julius Friedrich Franz Wiese) происходил из купеческого сословия. До 1900 г. он работал преподавателем географии в Исправительном комитете, относящемся к Министерству Народного просвещения, затем был членом Двинского крепостного попечительства детских приютов и принимал участие в работе Комитета помощи поморам Русского

севера. Накануне революции он был одним из директоров и совладельцев страхового Общества «Помощь».

Мать Лидия Каролина Амалия Гертруда умерла предположительно, когда маленькому сыну было всего 7 лет. В дальнейшем Владимир Юльевич воспитывался мачехой — Цецилией Федоровной Ватерштаат.

Образование и начало научной деятельности

Окончив Царскосельскую Императорскую Николаевскую гимназию и поступив в Петербургский университет на естественное отделение физико-математического факультета, Владимир Юльевич в 1905 г. принимает решение переехать в Германию и поступить на химический факультет Гёттингенского университета и в университет города Галле по специальности химия. Вероятно, ему не суждено было стать химиком, так как его увлекла история исследования полярных стран. Он изучил в Амстердаме голландский язык, прочитал в подлиннике отчеты голландских китобоев, дневник Геррита де Фера и принял решение стать исследователем севера.

Впервые Владимир Юльевич начал принимать участие в экспедициях летом 1910 г. и 1911 г. на Кольский полуостров, собирая материал по геологии и этнографии в Ловозерской тундре и в районе Хибинского хребта. Его первые научные публикации «Лопарская музыка» и «Лопарские сейды» посвящены именно этим исследованиям [1].

Из автобиографии Владимира Юльевича становится понятно, что возникшее желание и последующее приглашение его в 1912 г. участвовать в качестве географа в полярной экспедиции Георгия Яковлевича Седова способствовало определению направления его дальнейшей научной деятельности (ЦГАНТД СПб).

В планы Г. Я. Седова входило покорение Северного полюса, он стремился опередить Р. Амундсена, который к этому времени, открыв Южный полюс, планировал достичь Северного. Впереди намечалось празднование 300-летия дома Романовых и реализация замысла была бы прекрасным подарком царствующей династии.

Полярная экспедиция Георгия Яковлевича Седова

Должность геолога в этой экспедиции занимал М. А. Павлов, товарищ В. Ю. Визе по учебе в гимназии и университете, с которым они вместе принимали участие в путешествии по Кольскому полуострову, но после октября 1917 г. их



В. Ю. Визе

дороги разошлись. В 1933 г. В. Ю. Визе стал членом-корреспондентом Академии наук СССР, а М. А. Павлов, профессор геологии, умер в сталинских лагерях в 1938 г.

Экспедиция осуществлялась на парусно-паровом судне «Св. Фока», который 28 августа 1912 г. вышел из порта Архангельска и направился вдоль берегов Новой Земли. Дневник Визе хранится в Санкт-Петербургском филиале архива Российской академии наук (СПбФ АРАН) и представляет собой две тетради из 137 листов. К сожалению, свой дневник, так информативно написанный, он так и не смог опубликовать в советский период из-за цензуры.

Во время экспедиции состоялось две не запланированных, но вынужденных, очень тяжелых зимовки. По описанию Визе, снаряжение экспедиции оставляло желать лучшего: топливо состояло из нескольких моржовых шкур, 300 кг угольной пыли, пустых бочек и ящиков [2, с. 347]. Команда была собрана наспех, практически отсутствовали профессиональные моряки. Продовольствия было недостаточно, а то, что имелось, состояло из недоброкачественных продуктов, которые в спешке подсунили архангельские купцы [3, с. 317]. Из-за нехватки нормальной пищи у членов команды началась цинга, в итоге руководитель Г. Я. Седов заболел, передал научное руководство В. Ю. Визе, а сам скончался 5 марта 1914 г. [2, с. 347]. Также от цинги умер механик И. А. Зандерс. Кроме отсутствия нормального питания, у команды не было и теплой одежды. Как писал Визе, И. А. Зандерс прибыл на корабль в одном пиджаке, в котором он проходил два года и в нем же был похоронен на Земле Франца-Иосифа. «Время невеселое. Питание донельзя скверное и однообразное, сырость, холод, одежда рваная [2]», — писал Визе.

В 1930-е г. героизация и мифологизация полярников была типичной данью времени, однако В. Ю. Визе отказывается следовать этому принципу, предпочитая либо отмалчиваться, либо уклоняться от предложений дать характеристику тому или иному участнику полярных экспедиций, но иногда позволял себе прямолинейные заявления, содержащиеся в его корреспонденции, хранящейся в архиве. Можно предположить, что такая принципиальная позиция свидетельствовала об особенностях его характера.

Так, в своих дневниковых записях, малая часть которых была опубликована в 1917—1918 гг. и затем в 1939 г., он дает отличную от официальной биографии характеристику Г. Я. Седова, называя его «невеждой, прожектёром, наивным, упрямым, легкомысленным человеком» [4, с. 183]. Когда ему было предложено редактировать биографию Седова, написанную Б. Г. Островским, он отказался это делать, ссылаясь на занятость, но попросил учесть один важный факт. По мнению Островского, трагический исход экспедиции Г. Я. Седова был связан с невезением от чисто стихийных причин, однако, как считал Визе, «трагедия была результатом той политической и социальной обстановки, в которой Седову приходилось жить и работать» (ЦГАНТД СПб). В архиве есть достаточно нелестные высказывания о коллегах-полярниках. Например, о двух выживших участниках другой экспедиции, которая уже считалась пропавшей, — штурмане В. И. Альбанове и матросе А. Э. Конраде, — которых моряки встретили и спасли по пути на м. Флора.

Визе отказался впоследствии давать отрицательную характеристику Конраду, несмотря на его неблагоприятный поступок, о котором он упомянул, но посчитал неэтичным делать это публично (ЦГАНТД СПб).

В архивных документах хранится отказ Визе героизировать Федора Петровича Литке — одного из видных географов XIX в., адмирала русского флота, известного своими исследованиями Арктики и кругосветным плаванием (ЦГАНТД СПб). Вместе с тем, в них содержатся положительные отзывы и характеристики многих, с кем ученый был знаком, бывал в экспедициях, и тех, кто вызывал у него личное доверие и симпатию. Он был очень чутким и отзывчивым человеком, судя по попыткам оказывать помощь родственникам путешественников, которых уже не было в живых.

Эта неудачная экспедиция была посвящена гидрологическим и метеорологическим исследованиям Севера. В ходе первой зимовки участникам удалось составить две карты с более точным очертанием берегов. Примечательно, что до них считалось, что Панкратьевских островов несколько, однако они установили, что это один единый остров, остальные составляют полуостров. По возвращении в 1914 г. В. Ю. Визе занялся обработкой научных результатов экспедиции, но их публикация осуществилась только при Советской власти.

Профессиональный путь

Отношение В. Ю. Визе к революционным событиям неизвестно, поскольку свое профессиональное становление он проходил в эпоху, когда распространяться на эту тему не представлялось возможным, однако, исходя из его послужного списка, где он работал совместителем (должность старшего адъюнкта, физика, старшего физика и действительного члена в Главной Геофизической Обсерватории в Ленинграде; должность старшего гидролога, а затем действительного члена Государственного Гидрологического института; должность ученого-метеоролога в Центральном Гидрометеорологическом Бюро), можно понять, что время было



голодное и приходилось элементарно изыскивать пути, чтобы хоть как-то заработать себе на жизнь. В конечном итоге Институт по изучению Севера (с 1930 г. Всесоюзный арктический институт) стал основным местом его службы, где он стал научным руководителем.

Владимир Юльевич руководил различными экспедициями, осуществляющими океанографические, гидрографические и метеорологические наблюдения на севере Баренцева и Карского морей:

- в 1928 г. — на ледоколе «Малыгин», направленном советским правительством на спасение итальянской экспедиции У. Нобиля на дирижабле «Италия»;
- в 1929—30 гг. — на ледоколе «Георгий Седов»;
- в 1932 г. (под руководством О. Ю. Шмидта и В. Ю. Визе) — плавание л/п «А. Сибиряков», по окончании была разработана программа по дальнейшему развитию мореплавания в арктических морях, которая впоследствии легла в основу программы изучения Арктики, а Визе был награжден орденом Ленина;
- в 1934 г. — на ледорезе «Литке» из Владивостока в Мурманск;
- в 1937 г. — на ледокольном пароходе «Садко» в море Лаптевых и вокруг Новосибирских островов.

В дальнейшем он не принимал больше участия в работе экспедиций, но всецело занимался научной деятельностью, в частности его интересовала разработка методики ледовых прогнозов [1].

В феврале 1933 г. он был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР по Отделению математических и естественных наук (океанография и метеорология), а в 1935 г. стал доктором географических наук, членом Международного метеорологического комитета, почетным членом Норвежского географического общества, членом Географического общества США и Американского полярного общества.

За монографию «Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей», изданную в 1944 г., Визе была присуждена Государственная премия. Он являлся активным научным исследователем и в его арсенале более 150 научных работ в области океанологии, метеорологии, геофизики и истории исследования полярных стран [1].

Таланты ученого

В. Ю. Визе, будучи одаренным человеком во многих сферах, имел также склонность к рисованию. Интересным представляется тот факт, что в 1939 г. его избрали почетным членом Ленинградского Союза Советских Художников, о чем мы узнаем из благодарственного письма, которое Владимир Юльевич посылает председателю Союза М. Г. Манизеру, выражая ему чувства признательности: «Я не мыслю себя вне искусства, а потому работа в Ленинградском Союзе Советских Художников, посильная мне как ученому, а не как художнику, будет для меня большим удовлетворением и наслаждением» (ЦГАНТД СПб).

О писательском таланте В. Ю. Визе можно узнать не только, читая его дневники и научные статьи, а также из адресного обращения к нему по случаю его

юбилея в научной деятельности Николая Васильевича Пинегина, художника, писателя, путешественника, а также члена экспедиции Г. Я. Седова. В этом обращении Н. В. Пинегин поздравляет его от имени Ленинградского Союза Советских Писателей и замечает, что «Владимир Юльевич является большим мастером пера, который умеет простым и понятным языком рассказать то, что у него так ясно вложилось в голову» и что «Союз Советских Писателей просит передать Владимиру Юльевичу свое глубокое восхищение не только как ученым, но и как писателем» (ЦГАНТД СПб).

В конце чествований Визе произносит признательную речь, но интересным представляется не официозность и пафос данного мероприятия, а те проникновенные слова, которые ученый сказал с сожалением, ибо понимал, что ситуацию вряд ли можно было разрешить в то время.

Он поблагодарил за хорошие и теплые слова в свой адрес, однако заметил, что всякий ученый должен обладать доблестью бойца и что, если кое-какая доблесть в борьбе со льдинами Арктики у него была, то доблестью бойца, как ученый он не обладал. Он напомнил гостям, что его «научная деятельность была связана с Главной Географической Обсерваторией», что его «интересовали вопросы мировой погоды», то есть он «хотел изучать атмосферу земного шара как единого цельного организма, подмечать пульсацию этого организма и взаимосвязь между различными органами этого тела. Какие-то работы в этом направлении были опубликованы, однако затем не оказалось наблюдений, необходимых для продолжения исследований. Вероятно, необходимо было бороться, так как единственный способ добыть эти наблюдения заключался в создании международного метеорологического института, за это надо было драться, но я этого не делал» (ЦГАНТД СПб).

Государственные награды и заслуги перед Отечеством

Высокие государственные награды (два ордена Ленина, медали «За оборону Советского Заполярья», «За победу над Германией»), а также Государственная премия и Большая золотая медаль Географического общества свидетельствуют о высокой оценке деятельности ученого. Президент Всесоюзного Географического общества Л. С. Берг в 1950 г. заявил, что в СССР нет и не было ученого, внесшего больший вклад в изучение Арктики, чем В. Ю. Визе.

Интересен факт, что многие капитаны-пионеры ледоколов Северного морского пути еще при жизни Владимира Юльевича называли свои судна его именем.

Владимир Юльевич Визе умер 19 февраля 1954 г., оставив после себя большой научный след, благодарных учеников-ученых и память потомков. Его похоронили в Ленинграде на Литераторских мостках Волковского кладбища.

Список литературы

1. Визе Владимир Юльевич (1886—1954). — URL.: <https://funeral-spb.narod.ru/necropols/literat/tombs/vize/vize.html> (дата обращения 24.04.2025).
2. Zubov N. N. Отечественные мореплаватели-исследователи морей и океанов. М. 1954.
3. Визе В. Ю. Русские мореплаватели. Воениздат, 1953.

4. Емелина М. А. «До чего он мало начитан касательно полярных путешествий»: В. Ю. Визе и советский культ Г. Я. Седова // Полярные чтения на ледоколе «Красин». 2021.

Информация об авторе

Волгушева Алла Олеговна, кандидат исторических наук, доцент кафедры социально-гуманитарных наук, Российский государственный гидрометеорологический университет, доцент, Volgusheva_irbis@mail.ru.

Information about author

Volgusheva Alla Olegovna. Ph.D. Historical Sciences, Associate Professor, Department of Social Sciences and Humanities, Russian State Hydrometeorological University, Associate Professor.

Статья поступила 22.02.2025

Принята в печать 25.04.2025

The article was received on 22.02.2025

The article was accepted on 25.04.2025

Памяти Александра Васильевича Родина



11 апреля 2025 г. на 79 году жизни скончался известный океанолог, доктор географических наук, выдающийся организатор рыбного промысла, заслуженный работник рыбного хозяйства Александр Васильевич Родин.

Александр Васильевич родился в 1947 г. в Караганде. В интервью в 1991 г. газете «Рыбный Мурман» он рассказал, что море полюбил еще в юности, когда ходил матросом на БМРТ в 1965 году на Камчатке. Затем служил в Советской армии, в морской пехоте. В 1971 г. он поступил на океанологический факультет в Ленинградский гидрометеорологический институт и окончил его по специальности океанология в 1976 г. Тогда же был распределен для работы на судах Управления «Севрыбпромразведка». С тех пор его жизнь была связана с рыбохозяйственной деятельностью и научным океанологическим обеспечением промышленного рыболовства.

За период с 1976 г. по 1984 г. он прошел путь от инженера до заместителя начальника Управления «Севрыбпромразведка». Под руководством А. В. Родина были открыты и переданы промышленности несколько промысловых районов по добыче морского окуня, скумбрии, мойвы, путассу, ставриды, хека, создано несколько высокоточных методик прогнозирования, подготовлены молодые кадры. В 1983 г. он защитил кандидатскую диссертацию о влиянии океанологических условий на промысловые объекты Северного бассейна.

В 1991 г. назначен директором Полярного НИИ рыбного хозяйства и океанографии им. Н. М. Книповича. Сотрудники ПИНРО с благодарностью вспоминают Родину за то, что в непростые перестроечные годы ему удалось сохранить основной кадровый состав и научный потенциал института.

В 1992 г. А. В. Родин был назначен первым заместителем председателя Комитета рыбного хозяйства Российской Федерации. При его непосредственном

участии были сохранены отраслевые научно-исследовательские институты, аварийно-спасательный флот, органы рыбоохраны. В это время он принимал активное участие в международной деятельности в области рыбного хозяйства. В период 1993—1995 гг. являлся вице-президентом Организации по рыболовству в северо-западной части Атлантического океана (НАФО). Дважды избирался Президентом НАФО: в период 1995—1997 гг. и 1997—1999 гг.

В 1997 г. А. В. Родин назначен председателем Госкомрыболовства России, далее, в связи с реорганизацией — Первым заместителем министра сельского хозяйства и продовольствия Российской Федерации.

В период с 1992 г. по 1998 г. А. В. Родин возглавлял российскую делегацию на переговорах по рыболовству с Норвегией, Японией, ЕЭС, Канадой, Марокко, Мавританией, Фарерами и другими странами.

Уйдя в отставку в 1998 г., А. В. Родин продолжил работу в ООО «Тихрыбком» в качестве советника генерального директора по рыболовству и перспективному развитию флота, способствовал значительному обновлению и модернизации флота компании, что повлияло на увеличение добычи рыбы и морепродуктов. В 2003 г. был избран Президентом Всероссийской Ассоциации рыбопромышленников, предпринимателей и экспортеров (ВАРПЭ). В 2004 г. назначен членом Коллегии Минсельхоза России. В 2006 г., по истечении срока полномочий, вернулся из ВАРПЭ в ООО «Тихрыбком». С 2003 г. по 2007 г. избирался вице-президентом Российского союза промышленников и предпринимателей (РСПП).

В течение всех лет А. В. Родин занимался активной научной работой и поддерживал научные и дружеские контакты с РГГМУ, СПбГУ, институтом океанологии РАН им. П. П. Ширшова. В 2000 г. на диссертационном совете РГГМУ А. В. Родин защитил докторскую диссертацию на тему «Океанологические процессы и промысловые скопления пелагических рыб». Он участвовал в подготовке научных кадров на океанологическом факультете, проводил совместные научные работы. Им опубликованы более 90 научных работ и монография. Неоднократно участвовал в научных конференциях и других мероприятиях РГГМУ, помогал в организации практик и экспедиций на океанологическом факультете.

За большой вклад в развитие рыбного хозяйства А. В. Родин награжден орденами «Дружбы народов», «Орденом Почета», званием Заслуженного работника рыбного хозяйства Российской Федерации, медалями и другими государственными и общественными наградами.

Александр Васильевич запомнился всем, кто его знал не только как талантливый организатор науки и производства, но и как открытый доброжелательный человек, у которого слово никогда не расходилось с делом. Свой огромный авторитет он заработал трудом и отношением к людям, поскольку всегда был готов помочь коллегам и друзьям в трудных ситуациях. Он был настоящим русским богатырем и очень любил свою Родину.

Добрая память об Александре Васильевиче Родине навсегда останется в сердцах всех, кто его знал, ценил и уважал.

Коллеги, друзья, ученики

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 79

НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Литературный редактор Л. В. Кипнес, канд. пед. наук, доцент
Технический редактор М. В. Иванова

Выход в свет 02.07.2025. Формат 70×100 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Электронно-сетевое издание. Усл. печ. л. 11,86. Заказ № 1496
Адрес издателя, редакции и типографии: РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., д. 79.

Учредитель: Российский государственный гидрометеорологический университет
