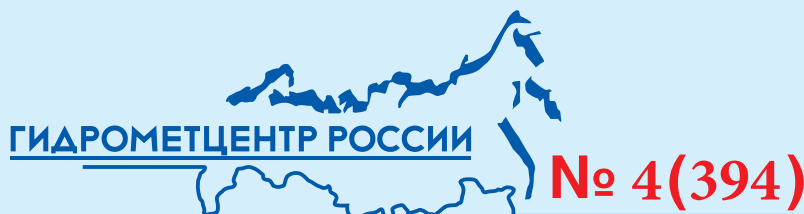


ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ



ISSN 2618-9631 (Print)
ISSN 2782-6716 (Online)

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Федеральное государственное бюджетное учреждение
"ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ"

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ

Продолжение серии периодического журнала
«Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра
Российской Федерации»

№ 4 (394)

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Д.Я. Прессмана

**HYDROMETEOROLOGICAL
RESEARCH and FORECASTING**

No. 4 (394)

Москва
2024

Гидрометеорологические исследования и прогнозы – научный рецензируемый журнал, продолжает серию периодического журнала «Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации» (ISSN 0371-7089). Издается с 1947 года. Включен в Перечень рецензируемых научных изданий ВАК Минобрнауки с 01.12.2015 года.

Анализируются результаты прогнозов на основе климатической модели Земной системы ИВМ РАН: сезонных прогнозов температуры поверхности океана и ледовых характеристик, сверхдолгосрочных прогнозов метеорологических характеристик речных бассейнов России. С помощью вихре-разрешающей модели ИВМ РАН проведены расчеты турбулентных нейтрально-стратифицированных течений над идеализированными поверхностями городского типа. По данным реанализа ERA5 исследуются характеристики замерзающих осадков на Европейской территории России и оцениваются параметры влажности почвы по данным наблюдений на 10 станциях Росгидромета в 2011–2023 гг. Предложен алгоритм коррекции данных наблюдений температуры поверхности водных объектов России при построении полей начальных данных в модели ПЛАН10. Алгоритмы искусственного обучения применяются в статье о разработке метода долгосрочного прогноза максимального уровня воды р. Исеть и в статье об оценке климатических изменений гидрологического режима верхового болота. Представлен обзор результатов двадцать седьмой сессии Северо-Евразийского климатического форума (СЕАКОФ-27) и семинара под эгидой ЭСКАТО ООН.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР: *Вильфанд Р.М.*, д-р техн. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

ЗАМЕСТИТЕЛЬ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА: *Васильев А.А.*, д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Болгов М.В., д-р техн. наук, Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия

Борщ С.В., канд. геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Васильев П.П., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Володин Е.М., д-р физ.-мат. наук, Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия

Гельфан А.Н., член-корр. РАН, д-р физ.-мат. наук, МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, Россия

Займских Г.А., канд. техн. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия (секретарь редколлегии)

Зайцева Н.А., д-р геогр. наук, Отделение наук о Земле РАН, г. Москва, Россия

Иванова А.Р., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Калинин Н.А., д-р геогр. наук, Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь, Россия

Клещенко А.Д., д-р геогр. наук, ВНИИСХМ Росгидромета, г. Обнинск, Россия

Кузнецова И.Н., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Логинов В.Ф., академик НАН Беларуси, д-р геогр. наук, Центр климатических исследований НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь

Мотовилов Ю.Г., д-р геогр. наук, Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия

Муравьев А.В., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Нестеров Е.С., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Полонский А.Б., член-корр. РАН и НАН Украины, д-р геогр. наук, Институт природно-технических систем, г. Севастополь, Россия

Резнянский Ю.Д., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Ривин Г.С., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Симонов Ю.А., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Страшная А.И., канд. геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Толстых М.А., д-р физ.-мат. наук, Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия

Успенский А.Б., д-р физ.-мат. наук, НИЦ «Планета», г. Москва, Россия

Хан В.М., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Христофоров А.В., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Шакина Н.П., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Caio Augusto dos Santos Coelho, Senior Scientist, Center For Weather Forecasts And Climate Studies CPTEC/INPE – BRAZIL, Brazil

Simon O. Krichak, Research Professor, Porter School of the Environment and the Earth Sciences, Tel Aviv University, Tel Aviv, Israel

Hydrometeorological Research and Forecasting – the scientific peer-reviewed journal continues the series «Proceedings of the Hydrometeorological Center of Russia» established in 1947.

The results of forecasts based on the INM RAS Earth system model are analyzed: seasonal forecasts of sea surface temperature and sea ice characteristics, ultra-long-term forecasts of meteorological characteristics of Russian river basins. Calculations of neutrally-stratified turbulent flows over idealized urban surfaces are carried out using a Large-Eddy Simulation (LES) model. Based on the ERA5 reanalysis, the characteristics of freezing precipitation in European Russia are studied, and soil moisture parameters are estimated from the observations at 10 Roshydromet stations in 2011–2023. An algorithm is proposed for correcting the observation data on the surface temperature of Russian water bodies when constructing initial data fields in the SLAV10 model. Artificial learning algorithms are used in the paper dealing with the development of a method for long-range forecasting of maximum water levels of the Iset' River and in the paper on the assessment of long-term changes in the hydrological regime of the raised bog. An overview of the outcomes of the 27th session of the North Eurasian Climate Outlook Forum (NEACOF-27) and the workshop under the auspices of UN ESCAP is presented.

EDITOR IN CHIEF: *Roman M. Vilfand*, Doctor of Engineering Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

EDITORIAL BOARD:

Vasiliev A.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Bolgov M.V., Doctor of Engineering Sciences, Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Borsch S.V., PhD in Geography, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Vasiliev P.P., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Volodin E.M., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Marchuk Institute of Numerical Mathematics of RAS, Moscow, Russia

Gelfan A.N., Associate Member of RAS, Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Zaimskikh G.A., PhD in Engineering Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Zaytseva N.A., Doctor of Geographical Sciences, Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences (RAS), Moscow, Russia

Ivanova A.R., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Kalinin N.A., Doctor of Geographical Sciences, Perm State University, Perm, Russia

Kleshchenko A.D., Doctor of Geographical Sciences, All-Russian Scientific-Research Agricultural Institute, Obninsk, Kaluga region

Kuznetsova I.N., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Loginov V.F., Academician of the National Academy of Sciences of Belarus, Center of Climate Research, National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

Motovilov Yu.G., Doctor of Geographical Sciences, Water Problems Institute of RAS, Moscow, Russia

Muraviev A.V., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Nesterov E.S., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Polonsky A.B., Associate Member of RAS and National Academy of Sciences of Ukraine, Doctor of Geographical Sciences, Institute of Natural-Technical Systems, Sevastopol, Russia

Resnyansky Yu.D., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Rivin G.S., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Simonov Yu.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Strashnaya A.I., PhD in Geography, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Tolstykh M.A., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Marchuk Institute of Numerical Mathematics of RAS, Moscow, Russia

Uspensky A.B., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, State Research Center "Planeta", Moscow, Russia

Khan V.M., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Khrystoforov A.V., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Shakina N.P., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Caio Augusto dos Santos Coelho, Senior Scientist, Center For Weather Forecasts And Climate Studies CPTEC/INPE – BRAZIL, Brazil

Simon O. Krichak, Research Professor, Porter School of the Environment and the Earth Sciences, Tel Aviv University, Tel Aviv, Israel

СОДЕРЖАНИЕ

Метеорологические прогнозы, математическое моделирование

Верификация сезонных прогнозов температуры поверхности океана и ледовых характеристик на основе модели Земной системы ИВМ РАН	6
<i>Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Степанов В.Н., Струков Б.С., Хан В.М., Володин Е.М., Грицун А.С., Тарасевич М.А., Брагина В.В.</i>	
Анализ сверхдолгосрочных прогнозов метеорологических характеристик речных бассейнов России с помощью модели климата INM-CM5	39
<i>Грицун А.С., Семенова Н.К., Симонов Ю.А., Хан В.М., Христофоров А.В.</i>	
Масштабы длины турбулентности в городской среде и их связь со спектром флуктуаций скорости	58
<i>Глазунов А.В., Мортиков Е.В., Дебольский А.В.</i>	
Коррекция и усвоение данных гидрологических наблюдений температуры водных объектов	78
<i>Розутов В.С., Толстых М.А.</i>	
Метод долгосрочного прогноза максимального уровня воды р. Исеть на основе глубокого обучения	90
<i>Акмаев Э.Р., Романов А.В.</i>	
Замерзающие осадки на Европейской территории России в 1979–2022 гг. и их воспроизведение реанализом ERA5	109
<i>Леонов И.И., Соколичина Н.Н., Лаврентьева А.И.</i>	
Оценка изменений гидрологического режима верхового болота с учетом ожидаемых изменений климата в период до 2060 года (на примере болота Ламмин-Суо)	128
<i>Журавлева А.Д., Курочкина Л.С., Скороспехова Т.В.</i>	
Оценка объемной влажности почвы реанализа ERA5 по данным стационарных наблюдений влагозапасов в регионах Российской Федерации	146
<i>Кланг П.С., Хан В.М., Тарасова Л.Л.</i>	

Климатические исследования, обзоры

Обзор результатов двадцать седьмой сессии Северо-Евразийского климатического форума (СЕАКОФ-27) и семинара под эгидой ЭСКАТО ООН	163
<i>Хан В.М., Вильфанд Р.М., Помощников Н.Н., Srivastava S., Avi S., Пронина Е.А., Гуцина Д.Ю., Давлятов Р.Р., Исабекова Ж.К., Кокулова В.А., Тищенко В.А., Сумерова К.А., Липка О.Н., Емелина С.В., Травова С.В., Набокова Е.В.</i>	

CONTENTS

Meteorological forecasts, mathematical modeling

Verification of seasonal forecasts of sea surface temperature and sea ice characteristics based on the INM RAS Earth system model	6
<i>Resnyanskii Yu.D., Zelenko A.A., Stepanov V.N., Strukov B.S., Khan V.M., Volodin E.M., Gritsun A.S., Tarasevich M.A., Bragina V.V.</i>	
Analysis of ultra-long-term forecasts of meteorological characteristics of Russian river basins using the INM-CM5 climate model outputs	39
<i>Gritsun A.S., Semenova N.K., Simonov Yu.A., Khan V.M., Khristoforov A.V.</i>	
Turbulent length scales in urban canopy flow and their relation to velocity fluctuation spectra	58
<i>Glazunov A.V., Mortikov E.V., Debolskiy A.V.</i>	
Correction and assimilation the date of water objects surface temperature hydrological observations	78
<i>Rogutov V.S., Tolstykh M.A.</i>	
Deep learning long-term method of maximum water level forecast of the Iset	90
<i>Akmaev E.R., Romanov A.V.</i>	
Freezing precipitation in European Russia in 1979–2022 and its reproduction by the ERA5 reanalysis	109
<i>Leonov I.I., Sokolikhina N.N., Lavrenteva A.I.</i>	
Assessment of changes in the hydrological regime of a raised bog under conditions of expected climate change during the period until 2060: A case study for the Lammin-Suo bog	128
<i>Zhuravleva A.D., Kurochkina L.S., Skorospekhova T.V.</i>	
Estimation of volumetric soil moisture from ERA5 reanalysis according to the station observations of moisture reserves in the regions of the Russian Federation	146
<i>Klang P.S., Khan V.M., Tarasova L.L.</i>	

Climate research, reviews

Outcomes of the 27th session of the North Eurasian Climate Outlook Forum combined with the UN ESCAP workshop	163
<i>Khan V.M., Vilfand R.M., Pomoshchnikov N.N., Srivastava S., Avi S., Pronina E.A., Gushchina D.Yu., Davlyatov R.R., Isabekova Zh.K., Kokulova V.A., Tishchenko V.A., Sumerova K.A., Lipka O.N., Emelina S.V., Travova S.V., Nabokova E.V.</i>	

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-6-38>

УДК 551.509+551.468

**Верификация сезонных прогнозов
температуры поверхности океана
и ледовых характеристик
на основе модели Земной системы ИВМ РАН**

**Ю.Д. Реснянский¹, А.А. Зеленко¹, В.Н. Степанов¹,
Б.С. Струков¹, В.М. Хан^{1,2}, Е.М. Володин^{2,1}, А.С. Грицун²,
М.А. Тарасевич^{2,1}, В.В. Брагина^{2,1}**

¹*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия;*

²*Институт вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН,
г. Москва, Россия
resny@mail.ru*

Оценена успешность сезонных прогнозов температуры поверхности океана (ТПО) и характеристик морских льдов. Оценки качества прогнозов рассчитаны для двух версий модели Земной системы ИВМ РАН: INM-CM5 и INM-CM6, различающихся горизонтальным разрешением атмосферного и аэрозольного блоков и некоторыми параметризациями физических процессов: облачности, непрямого эффекта аэрозолей, эволюции снежного покрова.

Показано, что оценки качества прогнозов ТПО и ледовых характеристик по версии INM-CM6 в большинстве случаев оказываются выше, чем по INM-CM5. Полученные оценки сопоставимы с оценками прогнозов зарубежных центров, подтверждая соответствие построенной на модели ИВМ прогностической системы мировому уровню успешности сезонных прогнозов.

Ключевые слова: модель Земной системы, температура поверхности океана, морской лед, сезонные прогнозы, верификация

**Verification of seasonal forecasts of
sea surface temperature
and sea ice characteristics based
on the INM RAS Earth system model**

**Yu.D. Resnyanski¹, A.A. Zelenko¹, V.N. Stepanov¹,
B.S. Strukov¹, V.M. Khan^{1,2}, E.M. Volodin^{2,1}, A.S. Gritsun²,
M.A. Tarasevich^{2,1}, V.V. Bragina^{2,1}**

¹*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,
Moscow, Russia;*

²*Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia
resny@mail.ru*

The accuracy of seasonal forecasts of sea surface temperature (SST) and sea ice characteristics is assessed. Forecast skill scores are calculated for two versions of the INM RAS Earth system model (INM-CM5 and INM-CM6) differing in the horizontal resolution of the atmospheric and aerosol modules and in some parameterizations of physical processes: cloudiness, indirect aerosol effects, snow cover evolution.

It is shown that in most cases the skill scores of SST and ice characteristics forecasts based on the INM-CM6 version are higher than those for the INM-CM5. The scores are comparable with those in foreign centers, confirming the compliance of the forecasting system based on the INM RAS model with the world level of accuracy of seasonal forecasts.

Keywords: Earth system model, sea surface temperature, sea ice, seasonal forecasts, verification

Введение

Океан, наряду с атмосферой, является важнейшим звеном климатической системы, изменчивость которой обусловлена как собственной динамикой этих двух сред, так и процессами их взаимодействия. Причем роль океана вследствие его существенно большей, чем у атмосферы, тепловой инерции возрастает по мере увеличения временных масштабов, в том числе и на масштабах сезонных прогнозов. Описание механизмов формирования такой изменчивости является основополагающим для совершенствования методов долгосрочных гидрометеорологических прогнозов, понимания причин наблюдаемых изменений климата, для оценки его возможных изменений в будущем и принятия решений о введении ограничений на промышленную деятельность, оказывающую воздействие на состояние климатической системы.

Температура поверхности океана (ТПО) и характеристики морского льда относятся к числу наиболее важных параметров состояния климатической системы. От успешности воспроизведения глобальных полей ТПО и ледового покрова в совместных моделях атмосферы и океана в значительной степени зависит точность прогнозов всех параметров состояния климатической системы. Поэтому в практику климатических центров, выпускающих регулярную прогностическую продукцию, входят задачи верификации прогнозов ТПО и морского льда, получаемых в рамках совместных моделей Земной системы.

Такие оценки качества прогнозов, координируемые ВМО [13], проводятся в первую очередь на данных многолетних ретроспективных прогнозов, охватывающих период, близкий к периоду обновления климатических норм. Помимо этого, для поддержания и развития прогностических систем необходим регулярный мониторинг точности текущих прогнозов, оцениваемых по мере поступления фактических данных наблюдений для соответствующего прогностического интервала.

В данной статье описывается метод сезонных прогнозов на основе модели Земной системы ИВМ РАН и системы подготовки данных Гидрометцентра России, разработанный в рамках реализации Важнейшего

инновационного проекта государственного значения (ВИПГЗ), и представляются результаты верификация ретроспективных и квазиоперативных прогнозов ТПО и морских льдов, выпускаемых прогностической системой на базе двух версий модели: INM-CM5 и INM-CM6.

Прогностическая технология

Прогностическая технология, обеспечивающая составление сезонных прогнозов, построена на базе глобальной модели Земной системы ИВМ РАН [14, 15], участвующей в международном проекте по сравнению моделей CMIP6 [8], и системы генерации ансамбля начальных состояний [16]. Ансамбль начальных состояний, формируемый из 10–30 членов, получается путем внесения случайного гладкого длинноволнового возмущения с амплитудой 0,1 К в температуру воздуха на всех уровнях атмосферного блока модели в каждой точке модельной сетки.

Объектом прогнозирования служит обширный комплекс метеорологических и океанографических переменных, прогнозируемых на сроки до 6–9 месяцев.

Основными блоками модели являются: блок динамики атмосферы, включающий воспроизведение процессов в верхнем слое почвы, аэрозольный блок, блок динамики океана и блок динамики и термодинамики морского льда. В настоящее время для прогностических приложений используются две версии модели Земной системы ИВМ РАН: INM-CM5 и INM-CM6. В версии INM-CM5 горизонтальное разрешение модели в атмосферном и аэрозольном блоках составляет $2^{\circ} \times 1,5^{\circ}$ по долготе и широте с 73 сигма-уровнями по вертикали до высоты около 60 км, а в океанском блоке – $0,5^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ по долготе и широте с 40 сигма-уровнями. Для сезонных прогнозов в этой версии начальные состояния атмосферы, океана и суши задаются в виде аномалий "климатология модели + аномалия реанализа или текущего анализа на момент старта прогноза".

В версии INM-CM6 горизонтальное разрешение модели в атмосферном блоке повышено до $1,25^{\circ} \times 1^{\circ}$ с сохранением 73 сигма-уровней и модификацией некоторых параметризаций (облачности, непрямого эффекта аэрозолей, эволюции снежного покрова). Параметры сеточной области океанского и ледового блоков не претерпели изменений в сравнении с INM-CM5. Начальное состояние в INM-CM6 задается в виде полных полей для атмосферы, океана и морского льда и в виде аномалий для почвы и поверхностных характеристик. Размер ансамбля составляет 10 реализаций в ретроспективных расчетах (1991–2020 гг.) и 30 реализаций в квазиоперативных прогнозах (2022–2024 гг.).

Исходными для определения начальных состояний являются данные реанализа ERA5 [9] для атмосферы и деятельного слоя суши, а также данные SODA3.4.2 [5] (ретроспективные прогнозы) и Системы усвоения

океанографических данных (СУОД) Гидрометцентра России [1–3] (квазиоперативные прогнозы) для океана и морского льда. Усваиваемыми данными в СУОД Гидрометцентра России являются вертикальные распределения температуры и солёности воды $T(z)$ и $S(z)$, измеряемые профилирующими буями Арго, а также сеточные данные анализов ТПО (по спутниковым и контактными измерениям) и сплоченности морского льда (спутниковые данные).

Ежедневная выходная продукция СУОД в формате NetCDF размещается на дисковых массивах ЭВМ CRAY, а также в форме ежедневно обновляемого архива на общедоступном ftp-сервере. Эти данные являются исходными для определения начальных условий в океанском и ледовом блоках модели Земной системы ИВМ РАН, используемой при составлении квазиоперативных прогнозов.

Прогностическая технология составления сезонных прогнозов обеспечивает возможность расчета сезонных прогнозов на вычислительном комплексе ФГБУ «ГВЦ Росгидромета» Cray XC40-LC для двух разновидностей прогнозов: ретроспективных и квазиоперативных. В обоих случаях реализуется ансамблевый подход. Расчет ансамбля прогнозов осуществляется в несколько этапов, выполняемых последовательно: создание набора начальных состояний для модели Земной системы ИВМ РАН на требуемую начальную дату, запуск ансамбля прогностических расчетов, подготовка их результатов для последующей обработки и использования в прогностической практике Гидрометцентра России.

Испытания метода

Результаты оценки качества прогнозов метеорологических переменных (давление на уровне моря, высота геопотенциала H500, температура воздуха на уровне 850 гПа и у земной поверхности, атмосферные осадки) по модели Земной системы ИВМ РАН в версии INM-CM5 были представлены на заседании Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета 22.11.2023. На основе этого представления принято решение о внедрении в прогностическую работу ФГБУ «Гидрометцентр России» и Северо-Евразийского климатического центра «Системы сезонного метеорологического прогноза на базе модели INM-CM5» наряду с использованием ранее внедренных отечественных технологий глобальных сезонных прогнозов ФГБУ «Гидрометцентр России» и ФГБУ «ГГО» [4].

В число прогностических переменных, сезонные прогнозы которых рассматривались ЦМКП в ноябре 2023 г., не вошли океанографические переменные. Целью представляемых здесь работ является оценка качества сезонных (на сроки до 6–9 месяцев) ретроспективных и квазиоперативных прогнозов океанографических переменных (ТПО, характеристики морских

льдов) с использованием двух версий модели Земной системы INM-CM5 и INM-CM6.

В соответствии с Программой испытаний рассматриваемого метода, утвержденной директором ФГБУ «Гидрометцентр России» 08.02.2022, оценивались показатели качества ретроспективных прогнозов по модели INM-CM5 за период 1991–2019 гг. и составленных в квазиоперативном режиме прогнозов за период 2021–2023 гг. В качестве объекта прогнозирования рассматривались среднемесячные аномалии ТПО и характеристик морского льда на сроки до 6–9 месяцев. В дополнение к задачам, указанным в Программе испытаний от 08.02.2022, оценивались также прогнозы по обновленной версии модели INM-CM6 (прогнозы на сроки до 4 месяцев) и проводилось сопоставление оценок по этим двум версиям.

Расчеты показателей точности выполнялись для прогнозов океанологических параметров (ТПО, сплоченность и толщина морского льда) из архива прогностической системы, включающих:

- ретроспективные ансамблевые 6-месячные прогнозы (англ. hindcasts), полученные на базе модели INM-CM5 за период 1991–2019 гг. для восьми стартовых месяцев – с января по май и с сентября по декабрь для каждого года указанного интервала;

- ретроспективные ансамблевые 4-месячные прогнозы, полученные на базе модели INM-CM6 за период 1991–2020 гг., стартующие каждый календарный месяц указанного интервала лет;

- квазиоперативные ансамблевые 6-месячные прогнозы, полученные на базе модели INM-CM5 для нескольких стартовых месяцев 2021–2023 гг.;

- квазиоперативные ансамблевые 4-месячные прогнозы, полученные на базе модели INM-CM6 для стартовых месяцев с января 2022 г. по февраль 2024 года.

Следует иметь в виду, что как для ретроспективных, так и для квазиоперативных прогнозов на разных этапах использовались два варианта начальной даты прогностического интегрирования модели: первое число стартового месяца прогноза (StartMon) или 22-е число предшествующего месяца. Поэтому при рассмотрении результатов оценок и в соответствующих таблицах прогнозы маркируются указателем Day0 на стартовую дату прогнозов.

Для оценки качества воспроизведения совместной моделью гидрофизических полей и успешности получаемых с помощью этой модели прогнозов использовались следующие контрольные данные.

Данные по температуре поверхности океана NOAA OI SST v2.1 (NOAA High-resolution Blended Analysis of Daily SST and Ice. Data on

a 1/4° global grid). Подготовлены в NOAA (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>). Представляют собой результаты объективного анализа ТПО с использованием данных судовых и буйковых наблюдений и измерений Арго [10]. Имеются среднемесячные поля с сентября 1981 г. по настоящее время на сетке $0,25^\circ \times 0,25^\circ$.

Данные по сплоченности морских льдов NSIDC. Подготовлены в Национальном центре данных США по снегу и льду (NSIDC – National Snow and Ice Data Center, <https://nsidc.org/home>) путем обработки микроволновых спутниковых измерений SSM/I для северных и южных полярных регионов [6]. Представлены для обеих полярных областей на стереографических сетках с шагом 25 км за период с 1978 г. по настоящее время.

Данные по толщине и сплоченности морских льдов PIOMAS/GIOMAS (Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System / Global Ice-Ocean Modeling and Assimilation System) в северном и южном полушариях (<https://psc.apl.uw.edu/data/global-sea-ice-giomas-data-sets/>; <https://psc.apl.uw.edu/research/projects/arctic-sea-ice-volume-anomaly/>). Подготовлены в Polar Science Center (PSC), University of Washington [12, 17]. В этой системе в число усваиваемых включались данные NSIDC по сплоченности льда за период с 1979 г. по настоящее время.

Основная часть выполненных оценок относится к детерминированным прогнозам, определяемым как среднее по прогностическому ансамблю. Успешность этих прогнозов в значительной степени определяет и качество вероятностных прогнозов.

Верификация прогнозов выполнялась не для собственно оцениваемых характеристик, а в терминах их аномалий – отклонений от соответствующих (модельных и контрольных) норм. Прогностические аномалии рассчитывались в отклонениях от модельного климата, получаемого осреднением ретроспективных прогнозов соответствующих величин.

Площадь ледяного покрова (sea ice area) по выбранной области определялась как сумма произведений сплоченности в каждой из ячеек сеточной области со сплоченностью не менее 0,15 на площадь этой ячейки [7]. Рассчитываемую таким образом площадь ледяного покрова не следует путать с другой часто рассматриваемой характеристикой – протяженностью ледяного покрова (sea ice extent), элементы суммы которой по ячейкам со сплоченностью более 0,15 не включают умножение на сплоченность [7]. Пороговое ограничение по сплоченности 0,15 применялось и при оценке объема льда в соответствующей приполярной географической области.

При оценке прогнозов в терминах аномалий, отсчитываемых от средних по времени норм, следует иметь в виду возможное влияние эволюции таких норм со временем вследствие наблюдающихся в настоящее время изменений климата. Поэтому оценки коэффициента корреляции аномалий АСС для ледовых характеристик, в изменениях которых прослеживаются

наиболее выраженные многолетние тренды, рассчитывались для аномалий с исключенным трендом.

Используемые в работе оценки являются сеточными по определению и рассчитываются по данным в узлах регулярных географических сеток. Модельные сетки, в которых заданы прогностические поля, не совпадают с сетками контрольных данных, поэтому поля прогнозируемых аномалий ТПО интерполируются (билинейная интерполяция) на сетку $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, в которой заданы наблюдаемые аномалии ТПО. При оценивании прогнозов сплоченности и толщины морского льда наблюдаемые поля, заданные на стереографической сетке, переводятся на модельную сетку.

В качестве критериев качества рассматривались средние ошибки (смещения) $BIAS$, средние квадраты ошибки MSE , среднеквадратичные ошибки $RMSE = \sqrt{MSE}$, коэффициенты корреляции аномалий прогностических и фактических полей ACC , показатель качества по среднему квадрату ошибки для сравнения с климатическим прогнозом $MSSS$, показатель качества вероятностных прогнозов ROC для трех градаций (ниже нормы, норма, выше нормы) [13]. Оценки рассчитывались как средние по всему Мировому океану, так и для его отдельных частей: тропики (20° ю. ш. – 20° с. ш.), северные экстра-тропики (20 – 90° с. ш.), южные экстра-тропики (20 – 90° ю. ш.), район Nino-3.4 (120 – 170° з. д., 5° ю. ш. – 5° с. ш.), Арктика, Антарктика.

Ретроспективные прогнозы

Температура поверхности океана

Дадим вначале краткую сводку оценок $BIAS$ и $RMSE$, полученных для ретроспективных прогнозов (1991–2019 гг.) аномалий ТПО по модели INM-CM5 для разных стартовых месяцев. В целом, по большинству регионов преобладающие значения смещений чаще всего находились в диапазоне $0,00$ – $0,02$, что служило указанием на некоторое завышение прогностических аномалий ТПО по сравнению с наблюдаемыми. Обратная ситуация с отдельными отрицательными смещениями прогнозов разной заблаговременности, вплоть до значений $BIAS = -0,04$, отмечалась в регионе Эль-Ниньо. Такие значения смещений не должны, однако, привести к значительным искажениям других показателей. Так, согласно разложению Мерфи [11], для критерия $MSSS$ отрицательный вклад смещения выборки равен отношению разности средних значений прогностических и наблюдаемых аномалий $(\bar{f} - \bar{a})$ к выборочной дисперсии наблюдаемых аномалий s_a^2 , которое для полученных здесь значений смещений можно оценить величинами порядка 10^{-4} – 10^{-3} .

Среднеквадратические ошибки прогнозов аномалий ТПО заметно менялись в зависимости от региона и стартового месяца прогноза. Обобщенная картина для океана в целом и его внетропических регионов

характеризуется в первые прогностические месяцы значениями $RMSE \approx 0,6$ °C с плавным нарастанием ошибок до примерно $0,7-0,8$ °C к концу интервала прогноза. Ситуация в тропиках резко отличается: для всех стартовых месяцев изменчивость ошибок на интервале прогноза незначительна и находится в диапазоне $0,4-0,5$ °C. В отличие от этого, среднеквадратические ошибки в регионе Nino-3.4 превышают тропические и для весенних и осенних прогнозов достигают $0,8-0,9$ °C.

В целом, полученные значения $RMSE$ сопоставимы с изменчивостью наблюдаемых аномалий ТПО. Эта ситуация может приводить к снижению оправдываемости прогнозов, оцениваемой в терминах показателя $MSSS$. В уже указанном разложении Мерфи соответствующий отрицательный вклад в $MSSS$ равен отношению дисперсий s_f^2 / s_a^2 , и при близости амплитуд изменчивости прогнозируемых s_f^2 и наблюдаемых s_a^2 аномалий ТПО этот член разложения может существенно влиять на среднюю оценку $MSSS$.

Коэффициенты корреляции аномалий ACC и показатели качества по среднему квадрату ошибки $MSSS$ рассчитывались для наборов ретроспективных прогнозов ТПО, составленных по двум версиям прогностической модели: INM-CM5 (1991–2019 гг.) и INM-CM6 (1991–2020 гг.). В табл. 1–3 представлены выборки результатов пересекающихся прогнозов по трем регионам для удобства их сопоставления.

Таблица 1. Средние по Мировому океану оценки $ACC/MSSS$ ретроспективных прогнозов ТПО за период 1991–2019 (2020) гг. для двух версий прогностической модели INM-CM5 и INM-CM6

Table 1. World Ocean average $ACC/MSSS$ estimates for the 1991–2019 (2020) SST hindcasts with two versions of the forecast model INM-CM5 and INM-CM6

StartMon Day0	Модель	Прогностический месяц (LeadMon)			
		1	2	3	4
01 22dec	CM5	0,56 / 0,20	0,46 / 0,02	0,41 / -0,06	0,37 / -0,10
	CM6	0,58 / 0,19	0,47 / -0,03	0,42 / -0,12	0,39 / -0,17
02 22jan	CM5	0,56 / 0,17	0,46 / 0,00	0,41 / -0,09	0,34 / -0,14
	CM6	0,59 / 0,19	0,48 / -0,02	0,42 / -0,14	0,36 / -0,20
03 22feb	CM5	0,59 / 0,22	0,46 / -0,03	0,38 / -0,11	0,34 / -0,12
	CM6	0,60 / 0,22	0,48 / -0,04	0,38 / -0,16	0,35 / -0,17
04 22mar	CM5	0,56 / 0,15	0,44 / -0,02	0,37 / -0,09	0,33 / -0,12
	CM6	0,58 / 0,16	0,45 / -0,05	0,38 / -0,13	0,34 / -0,16
05 22apr	CM5	0,56 / 0,19	0,44 / -0,01	0,37 / -0,08	0,32 / -0,11
	CM6	0,58 / 0,21	0,45 / -0,02	0,38 / -0,11	0,35 / -0,15
11 22oct	CM5	0,53 / 0,21	0,43 / 0,06	0,37 / -0,02	0,34 / -0,08
	CM6	0,56 / 0,23	0,45 / 0,07	0,40 / -0,03	0,36 / -0,12
12 22nov	CM5	0,56 / 0,23	0,45 / 0,05	0,39 / -0,05	0,36 / -0,09
	CM6	0,58 / 0,25	0,47 / 0,04	0,40 / -0,10	0,37 / -0,17

Таблица 2. Средние по тропической зоне океанов оценки ACC/MSSS ретроспективных прогнозов ТПО за период 1991–2019 (2020) гг. для двух версий прогностической модели INM-CM5 и INM-CM6

Table 2. Tropical ocean average ACC/MSSS estimates for the 1991–2019 (2020) SST hindcasts with two versions of the forecast model INM-CM5 and INM-CM6

StartMon (Day0)	Модель	Прогностический месяц (LeadMon)			
		1	2	3	4
01 22dec	CM5	0,68 / 0,51	0,58 / 0,35	0,55 / 0,30	0,52 / 0,23
	CM6	0,71 / 0,57	0,59 / 0,35	0,56 / 0,28	0,53 / 0,23
02 22jan	CM5	0,67 / 0,45	0,59 / 0,33	0,55 / 0,27	0,47 / 0,15
	CM6	0,70 / 0,53	0,61 / 0,34	0,56 / 0,26	0,47 / 0,14
03 22feb	CM5	0,70 / 0,47	0,59 / 0,29	0,51 / 0,20	0,47 / 0,15
	CM6	0,72 / 0,54	0,61 / 0,34	0,51 / 0,19	0,48 / 0,15
04 22mar	CM5	0,67 / 0,38	0,57 / 0,27	0,51 / 0,18	0,46 / 0,12
	CM6	0,69 / 0,48	0,57 / 0,28	0,50 / 0,19	0,47 / 0,14
05 22apr	CM5	0,66 / 0,42	0,57 / 0,25	0,50 / 0,18	0,44 / 0,14
	CM6	0,69 / 0,48	0,58 / 0,30	0,51 / 0,21	0,48 / 0,17
11 22oct	CM5	0,66 / 0,52	0,58 / 0,40	0,51 / 0,29	0,46 / 0,20
	CM6	0,70 / 0,61	0,62 / 0,50	0,58 / 0,41	0,50 / 0,24
12 22nov	CM5	0,69 / 0,56	0,59 / 0,39	0,52 / 0,26	0,49 / 0,22
	CM6	0,71 / 0,62	0,62 / 0,46	0,53 / 0,27	0,51 / 0,20

Таблица 3. Средние по району Nino-3.4 оценки ACC/MSSS ретроспективных прогнозов ТПО за период 1991–2019 (2020) гг. для двух версий прогностической модели INM-CM5 и INM-CM6

Table 3. Niño-3.4 region average ACC/MSSS estimates for the 1991–2019 (2020) SST hindcasts with two versions of the forecast model INM-CM5 and INM-CM6

StartMon (Day0)	Модель	Прогностический месяц (LeadMon)			
		1	2	3	4
01 22dec	CM5	0,86 / 0,75	0,80 / 0,67	0,72 / 0,53	0,69 / 0,48
	CM6	0,91 / 0,89	0,84 / 0,74	0,76 / 0,61	0,67 / 0,45
02 22jan	CM5	0,83 / 0,66	0,73 / 0,51	0,70 / 0,41	0,56 / 0,19
	CM6	0,90 / 0,85	0,81 / 0,68	0,74 / 0,56	0,54 / 0,26
03 22feb	CM5	0,83 / 0,64	0,73 / 0,31	0,62 / 0,18	0,53 / 0,21
	CM6	0,87 / 0,80	0,79 / 0,66	0,61 / 0,35	0,61 / 0,37
04 22mar	CM5	0,73 / 0,15	0,66 / 0,05	0,53 / 0,07	0,45 / 0,07
	CM6	0,83 / 0,69	0,64 / 0,39	0,52 / 0,25	0,47 / 0,24
05 22apr	CM5	0,73 / 0,23	0,57 / -0,01	0,49 / 0,08	0,40 / 0,09
	CM6	0,78 / 0,61	0,59 / 0,31	0,56 / 0,32	0,55 / 0,35
11 22oct	CM5	0,87 / 0,78	0,76 / 0,56	0,70 / 0,50	0,66 / 0,44
	CM6	0,92 / 0,90	0,86 / 0,79	0,84 / 0,71	0,74 / 0,51
12 22nov	CM5	0,86 / 0,75	0,79 / 0,64	0,71 / 0,52	0,62 / 0,41
	CM6	0,91 / 0,88	0,87 / 0,81	0,79 / 0,62	0,62 / 0,37

Как видно из таблиц, значимые с вероятностью 95 % величины *ACC* ($> 0,38$ при длине выборки 29 лет) получились для всех представленных в таблицах областей (Мировой океан, тропический пояс, район Nino-3.4) на прогностические сроки не менее 3–4 месяцев. Для Мирового океана *ACC* меняется от 0,53–0,60 на первый месяц до 0,32–0,39 на четвертый. Для тропической зоны — от 0,66–0,72 на первый месяц до 0,44–0,53 на четвертый. И наиболее высокие значения *ACC* имеют место для района Nino-3.4: от 0,73–0,92 на первый месяц до 0,4–0,74 на четвертый. Показатель *MSSS* для Мирового океана получился положительным (преимущество методического прогноза над климатическим) только для первого месяца, тогда как в тропической зоне и в районе Nino-3.4 вплоть до четырех месяцев. Наибольшие значения *MSSS*, как и в случае *ACC*, отмечаются в районе Nino-3.4.

Особо следует отметить, что во всех трех районах за редкими исключениями имеют место более высокие показатели *ACC* и *MSSS* для прогнозов по модели INM-CM6 в сравнении с прогнозами по предшествующей версии INM-CM5.

Сравнение уровня успешности сентябрьских ретроспективных прогнозов ТПО за период 1993–2016 гг. с успешностью аналогичных прогнозов зарубежных прогностических систем, участвующих в проекте C3S, в терминах показателей *ACC* и *MSSS* представлено в табл. 4–6.

Таблица 4. Оценки *ACC/MSSS* для сентябрьских ретроспективных прогнозов ТПО по моделям проекта C3S и двум версиям модели ИВМ РАН, осредненные для Мирового океана за период 1993–2016 гг.

Table 4. *ACC/MSSS* estimates for September SST hindcasts with the C3S project models and two versions of the INM model, averaged over the World Ocean for the period 1993–2016

Модель	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
CMCC_35	0,67 / 0,56	0,53 / 0,35	0,46 / 0,28	0,44 / 0,26	0,43 / 0,22	0,39 / 0,16
DWD_21	0,62 / 0,49	0,50 / 0,28	0,44 / 0,21	0,40 / 0,17	0,39 / 0,13	0,36 / 0,06
ECCC_2	0,65 / 0,53	0,50 / 0,29	0,42 / 0,20	0,37 / 0,13	0,35 / 0,06	0,33 / -0,04
ECCC_3	0,62 / 0,57	0,53 / 0,34	0,45 / 0,26	0,43 / 0,23	0,39 / 0,16	0,37 / 0,11
ECMWF_51	0,67 / 0,58	0,55 / 0,37	0,48 / 0,29	0,46 / 0,25	0,44 / 0,20	0,40 / 0,13
METEO FRANCE_8	0,62 / 0,43	0,52 / 0,28	0,44 / 0,23	0,41 / 0,19	0,39 / 0,15	0,36 / 0,10
UKMO_602	0,63 / 0,48	0,52 / 0,26	0,45 / 0,17	0,42 / 0,14	0,40 / 0,10	0,36 / 0,03
JMA_3	0,64 / 0,52	0,52 / 0,32	0,46 / 0,25	0,43 / 0,20	0,40 / 0,14	0,38 / 0,08
INM_CM5	0,58 / 0,31	0,44 / 0,06	0,36 / 0,00	0,32 / -0,01	0,29 / -0,05	0,26 / -0,10
INM_CM6	0,53 / -0,15	0,42 / -0,03	0,35 / -0,09	0,32 / -0,09		

Таблица 5. Оценки ACC/MSSS для сентябрьских ретроспективных прогнозов ТПО по моделям проекта C3S и двум версиям модели ИВМ РАН, осредненные для тропической зоны океанов за период 1993–2016 гг.

Table 5. ACC/MSSS estimates for September SST hindcasts with the C3S project models and two versions of the INM model, averaged over the tropical oceans for the period 1993–2016

Модель	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
CMCC_35	0,77 / 0,68	0,68 / 0,59	0,62 / 0,57	0,61 / 0,53	0,58 / 0,49	0,53 / 0,36
DWD_21	0,71 / 0,62	0,63 / 0,53	0,57 / 0,51	0,54 / 0,48	0,55 / 0,46	0,51 / 0,32
ECCC_2	0,75 / 0,65	0,63 / 0,45	0,57 / 0,40	0,53 / 0,33	0,50 / 0,26	0,44 / -0,02
ECCC_3	0,76 / 0,67	0,67 / 0,53	0,59 / 0,53	0,58 / 0,51	0,55 / 0,47	0,51 / 0,34
ECMWF_51	0,76 / 0,68	0,68 / 0,60	0,64 / 0,57	0,61 / 0,53	0,59 / 0,50	0,55 / 0,35
METEO FRANCE_8	0,70 / 0,58	0,64 / 0,53	0,59 / 0,51	0,57 / 0,48	0,58 / 0,46	0,51 / 0,31
UKMO_602	0,75 / 0,66	0,69 / 0,60	0,63 / 0,58	0,60 / 0,53	0,60 / 0,50	0,55 / 0,36
JMA_3	0,74 / 0,65	0,67 / 0,56	0,62 / 0,54	0,60 / 0,50	0,56 / 0,43	0,52 / 0,31
INM_CM5	0,70 / 0,56	0,55 / 0,41	0,48 / 0,37	0,45 / 0,33	0,41 / 0,23	0,37 / 0,15
INM_CM6	0,66 / 0,55	0,55 / 0,42	0,51 / 0,37	0,48 / 0,34		

Таблица 6. Оценки ACC/MSSS для сентябрьских ретроспективных прогнозов ТПО по моделям проекта C3S и двум версиям модели ИВМ РАН, осредненные для региона Nino-3.4 за период 1993–2016 гг.

Table 6. ACC/MSSS estimates for September SST hindcasts with the C3S project models and two versions of the INM model, averaged for the Nino-3.4 region for the period 1993–2016

Модель	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
CMCC_35	0,91 / 0,78	0,91 / 0,81	0,90 / 0,85	0,87 / 0,78	0,88 / 0,80	0,86 / 0,73
DWD_21	0,90 / 0,86	0,88 / 0,83	0,88 / 0,82	0,84 / 0,76	0,86 / 0,79	0,81 / 0,67
ECCC_2	0,90 / 0,76	0,89 / 0,60	0,87 / 0,62	0,83 / 0,47	0,84 / 0,41	0,80 / -0,11
ECCC_3	0,91 / 0,71	0,89 / 0,58	0,89 / 0,74	0,87 / 0,75	0,88 / 0,78	0,84 / 0,64
ECMWF_51	0,92 / 0,84	0,90 / 0,84	0,89 / 0,84	0,86 / 0,77	0,87 / 0,78	0,83 / 0,64
METEO FRANCE_8	0,90 / 0,77	0,89 / 0,76	0,88 / 0,79	0,85 / 0,71	0,86 / 0,75	0,82 / 0,66
UKMO_602	0,91 / 0,85	0,90 / 0,83	0,89 / 0,84	0,86 / 0,78	0,87 / 0,78	0,83 / 0,67
JMA_3	0,91 / 0,86	0,89 / 0,85	0,89 / 0,84	0,85 / 0,75	0,85 / 0,76	0,83 / 0,66
INM_CM5	0,87 / 0,78	0,79 / 0,67	0,76 / 0,62	0,72 / 0,57	0,69 / 0,48	0,66 / 0,40
INM_CM6	0,89 / 0,83	0,84 / 0,74	0,82 / 0,70	0,76 / 0,60		

Из общих особенностей полученных результатов следует отметить заранее неочевидный, сравнительно небольшой диапазон разброса оценок для набора моделей C3S. Характерные величины отличий составляют $\sim 0,05$ для ACC и $\sim 0,1$ для MSSS.

Как и выше, применительно к ретроспективным прогнозам ИВМ РАН, отмечается существенное улучшение оценок прогнозов пула СЗС при переходе от глобальной области к тропикам и далее к региону Эль-Ниньо. Аналогичные особенности отмечаются и для прогнозов с мартовскими стартовыми датами. Сравнение результатов оценок двух версии модели ИВМ РАН с остальными показывает, что в большинстве случаев коэффициенты корреляции аномалий ТПО для обеих версий модели оказываются примерно на 0,10–0,15 пунктов ниже. В терминах показателя *MSSS* величины занижения могут достигать 0,2–0,3 при осреднении по всему океану или по внетропическим широтам. Это отставание заметно уменьшается при переходе к тропикам, а в регионе Эль-Ниньо значения *MSSS* становятся сопоставимыми с оценками для остальных моделей.

Возможной причиной занижения оценок *MSSS* может быть предоставление прогностических полей в моделях СЗС на закругленной сетке, которое приводит к сглаживанию этих полей и, следовательно, к более благоприятному отношению амплитуд изменчивости прогнозируемых и наблюдаемых аномалий ТПО.

В целом, подводя итоги сравнения ретроспективных прогнозов ТПО, можно констатировать, что полученные результаты оценок указывают на соответствие модели ИВМ РАН мировому уровню успешности сезонных прогнозов.

Ледовые характеристики

Оценки качества ретроспективных ледовых прогнозов начнем с рассмотрения прогнозов интегральных ледовых характеристик, таких как площадь (*sea ice area*) и объем (*sea ice volume*) арктических и антарктических морских льдов.

Временные изменения аномалий площади и объема арктических морских льдов для одного из начальных сроков (1 сентября каждого года) показаны на рис. 1. Наряду со случаями успешного воспроизведения изменений площади и объема льдов на протяжении отдельных прогностических отрезков времени отчетливо просматривается и наблюдавшийся в 1991–2019 гг. десятилетний тренд, воспроизводимый в модельных прогнозах.

Видно также, что модельный прогноз чаще всего занижает объем арктического морского льда в периоды с повышенной ледовитостью Арктики (до 1999 г.), а с 1999 и до 2013 г. преимущественно систематически завышает этот объем.

Аналогичные изменения площади и объема антарктических льдов показаны на рис. 2. Как видно из рисунка, качество воспроизведения интегральных характеристик антарктических льдов уступает таковому для арктических льдов. Особенно заметно это для площади льдов, прогнозы

которой на последнем отрезке рассматриваемого периода ретроспективных прогнозов (2016–2020 гг.) по знаку аномалий оказываются в противофазе с контрольными данными.

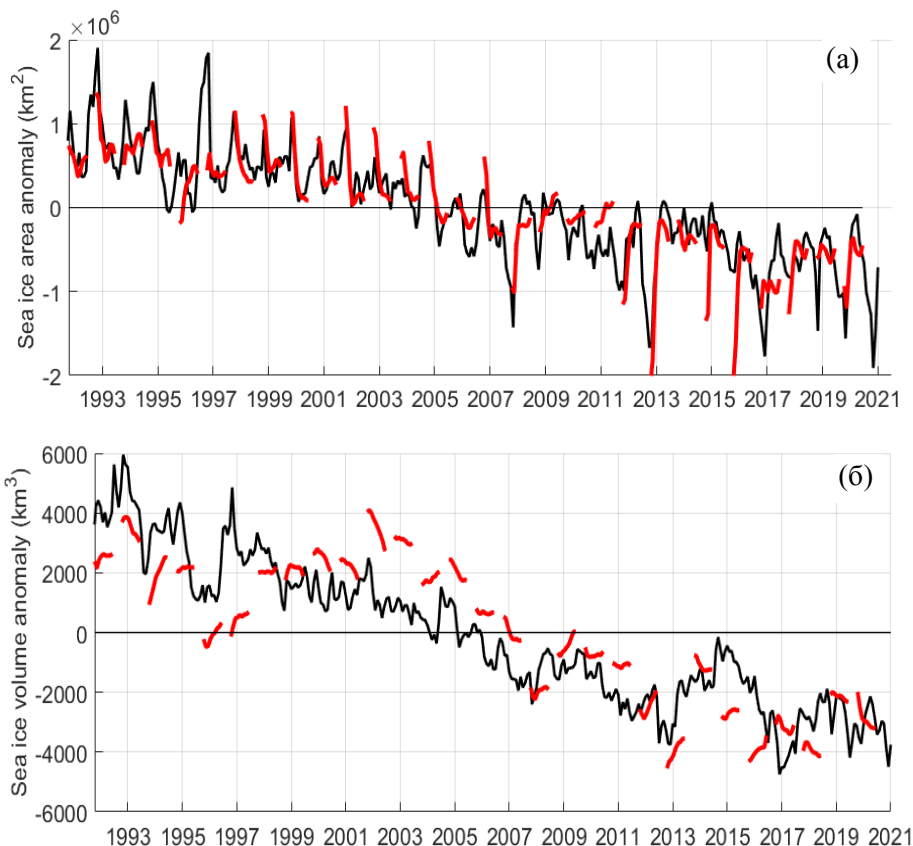


Рис. 1. Аномалии площади (км²) (а) и объема (км³) (б) арктических морских льдов в период 1991–2019 гг. по данным NSIDC (а) и PIOMAS (б) (черные линии) и по данным модельных прогнозов по модели INM-CM5 с начальными сроками 1 сентября каждого года (9-месячные отрезки красной линии).

Fig. 1. Anomalies of Arctic sea ice area (km²) (а) and volume (km³) (б) for the period 1991–2019 from NSIDC (а) and PIOMAS (б) data (black lines) and from INM-CM5 model forecasts with initial dates of September 1 of each year (9-month segments of the red line).

В табл. 7 представлены коэффициенты корреляции аномалий АСС между прогностическими значениями площади морского льда в Арктике по модели INM-CM5, полученные для разных начальных сроков в период 1991–2019 гг., и контрольными данными NSIDC и PIOMAS. Как видно из таблицы, значения АСС близки для обоих типов контрольных данных NSIDC и PIOMAS, используемых для оценки прогнозов.

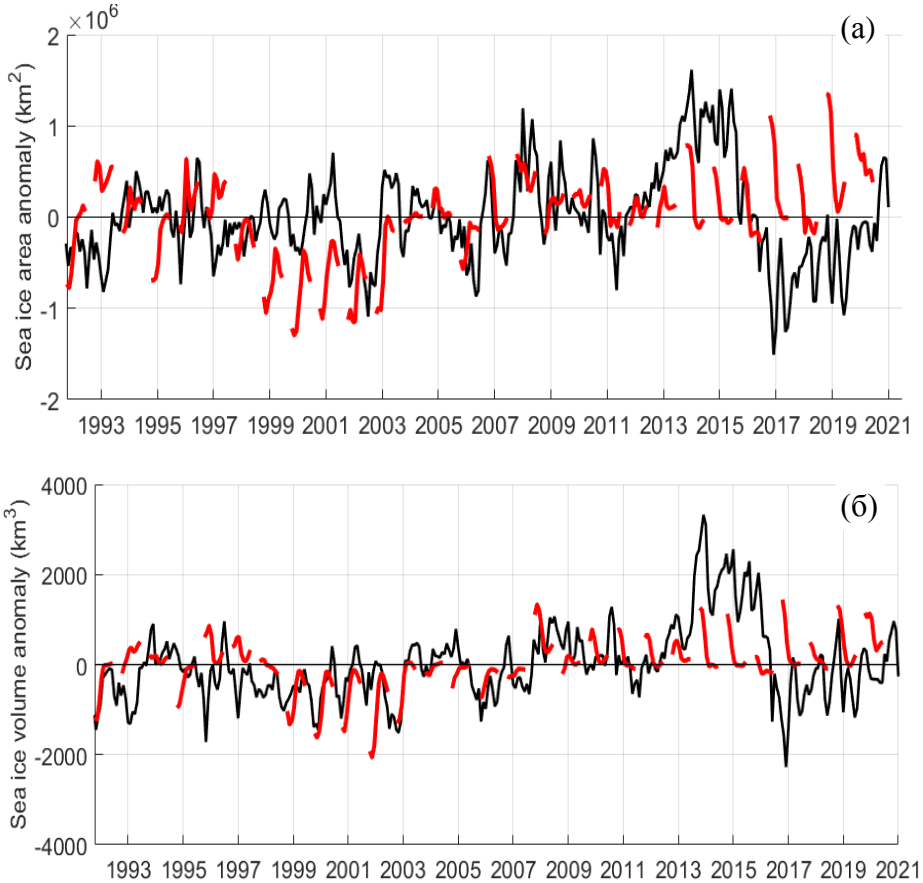


Рис. 2. Аномалии площади (км²) (а) и объема (км³) (б) антарктических морских льдов в период 1991–2019 гг. по данным PIOMAS (черные линии) и по данным модельных прогнозов по модели INM-CM5 с начальными сроками 1 сентября каждого года (9-месячные отрезки красной линии).

Fig. 2. Anomalies of Antarctic sea ice area (km²) (a) and volume (km³) (b) for the period 1991–2019 from PIOMAS data (black lines) and from INM-CM5 model forecasts with initial dates of September 1 of each year (9-month segments of the red line).

Как и следовало ожидать, в большинстве прогнозов прослеживается одинаковая тенденция: статистически значимые с вероятностью 95 % значения АСС получают максимальными для первого-второго месяцев прогноза, затем уменьшаются с ростом заблаговременности. Значимые АСС получают для прогнозов на первые 3–5 месяцев с осенними (сентябрь–декабрь) и весенними (февраль–май) стартовыми датами. Наибольший интервал заблаговременностей с успешными прогнозами (вплоть до 7 месяцев) получается для сентябрьских стартовых дат с наименьшей ледовитостью в момент старта прогноза.

Таблица 7. Коэффициенты корреляции ACC между наблюдаемыми средне-месячными аномалиями площади морского льда в Арктике по данным NSIDC (верхние числа в ячейках таблицы) и по данным PIOMAS (нижние числа в ячейках таблицы) и прогностическими аномалиями по модели INM-CM5 для разных исходных сроков ретроспективных прогнозов в период 1991–2019 гг.

Table 7. Correlation coefficients ACC between observed monthly mean Arctic sea ice area anomalies from NSIDC (upper numbers in table cells) and PIOMAS (lower numbers in table cells) and INM-CM5 forecasted anomalies for different initial hindcast dates over the period 1991–2019.

StartMon Day0	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 22dec	0,37 0,14	0,52 0,32	0,36 0,42	0,45 0,37	0,29 0,20	0,03 0,16
02 22jan	0,49 0,37	0,47 0,43	0,50 0,34	0,35 0,11	0,19 0,19	0,31 0,24
03 22feb	0,44 0,43	0,51 0,41	0,52 0,33	0,27 0,28	0,23 0,18	0,12 0,05
03 01mar	0,62 0,60	0,65 0,53	0,49 0,29	0,21 0,19	0,29 0,17	0,17 0,07
04 22mar	0,72 0,61	0,53 0,33	0,25 0,20	0,35 0,21	0,23 0,12	0,04 -0,06
05 22apr	0,75 0,60	0,42 0,40	0,40 0,27	0,17 0,04	0,01 -0,10	0,26 0,22
05 01may	0,78 0,62	0,38 0,33	0,35 0,23	0,12 -0,01	-0,03 -0,12	0,15 0,10
09 01sep	0,56 0,52	0,61 0,62	0,53 0,57	0,73 0,71	0,39 0,55	0,23 0,31
10 01oct	0,86 0,87	0,43 0,51	0,59 0,57	0,39 0,54	0,19 0,29	0,29 0,37
11 22oct	0,58 0,62	0,62 0,62	0,45 0,57	0,22 0,30	0,23 0,33	0,43 0,39
11 01nov	0,77 0,84	0,71 0,74	0,46 0,66	0,25 0,30	0,31 0,40	0,48 0,51
12 22nov	0,77 0,79	0,49 0,62	0,36 0,39	0,40 0,52	0,39 0,40	0,11 0,04

Примечание. Статистически значимые с вероятностью 95 % значения ACC ($\geq 0,38$) выделены жирным шрифтом. Statistically significant ACC values ($\geq 0,38$) with 95% probability are highlighted in bold.

В табл. 8 представлены коэффициенты корреляции ACC между прогностическими значениями объема морских льдов в Арктике по модели INM-CM5, соответствующими разным исходным срокам прогнозов в период 1991–2019 гг., и данными реанализа PIOMAS. Как видно из таблицы, значения ACC для объема морского льда заметно ниже, чем для площади морских льдов, что, очевидно, обусловлено различным воспроизведением толщин морского льда по модели INM-CM5 и в реанализе PIOMAS. Наименее удачными получились прогнозы объема морского льда (все ACC статистически не значимы) для начальных сроков в период с января по май.

В прогнозах с начальными сроками с октября по декабрь получают статистически значимые корреляции, по крайней мере для первых трех месяцев прогноза.

Таблица 8. Коэффициенты корреляции ACC между прогностическими и наблюдаемыми (данные PIOMAS) среднемесячными аномалиями объема морских льдов в Арктике для разных исходных сроков ретроспективных прогнозов по модели INM-CM5 в период 1991–2019 гг.

Table 8. Correlation coefficients ACC between predicted and observed (PIOMAS data) monthly mean Arctic sea ice area anomalies for different INM-CM5 hindcast start dates for the period 1991–2019

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	-0,05	0,10	0,10	0,15	0,04	0,17
02 (22jan)	0,03	0,03	-0,08	-0,19	0,16	0,19
03 (22feb)	0,04	-0,07	-0,10	0,18	0,20	-0,02
03 (01mar)	0,08	-0,01	-0,03	0,09	0,11	-0,08
04 (22mar)	0,09	0,06	0,18	0,28	-0,03	-0,21
05 (22apr)	0,20	0,38	0,31	-0,06	-0,18	-0,04
05 (01may)	0,17	0,32	0,33	-0,04	-0,16	-0,12
09 (01sep)	0,29	0,37	0,57	0,63	0,39	0,31
10 (01oct)	0,62	0,62	0,54	0,30	0,27	0,32
11 (22oct)	0,66	0,59	0,39	0,33	0,32	0,25
11 (01nov)	0,69	0,65	0,58	0,42	0,45	0,45
12 (22nov)	0,60	0,54	0,46	0,54	0,51	0,25

Примечание. Статистически значимые с вероятностью 95 % значения ACC ($\geq 0,38$) выделены жирным шрифтом. Statistically significant ACC values ($\geq 0,38$) with 95% probability are highlighted in bold.

Стоит отметить, что прогнозы от 1 ноября дают наилучший результат для объема морского льда: коэффициенты ACC статистически значимы для всех шести месяцев прогноза, хотя начиная с четвертого месяца прогноз воспроизводит только около 20 % изменчивости PIOMAS.

Оценкой качества прогнозов, характеризующей их эффективность в сравнении с прогнозами по климату, является показатель по среднему квадрату ошибки MSSS (Mean Squared Skill Score). Значения этого показателя для модельных прогнозов площади морского льда в Арктике приведены в табл. 9, а для прогнозов объема – в табл. 10.

Таблица 9. Значения критерия качества *MSSS* для ретроспективных прогнозов аномалий площади морских льдов в Арктике по модели INM-CM5 в сопоставлении с данными NSIDC для разных исходных сроков в период 1991–2019 гг.

Table 9. *MSSS* quality criterion values for retrospective forecasts of Arctic sea ice area anomalies using the INM-CM5 model compared with NSIDC data for different initial dates within the period 1991–2019

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	0,41	0,35	0,04	0,45	0,13	0,14
02 (22jan)	0,35	0,03	0,35	0,19	0,32	0,59
03 (22feb)	0,19	0,39	0,37	0,32	0,36	0,33
03 (01mar)	0,37	0,58	0,44	0,17	0,38	0,34
04 (22mar)	0,64	0,57	0,36	0,41	0,23	0,12
05 (22apr)	0,64	0,34	0,18	0,02	-0,05	0,21
05 (01may)	0,36	-0,05	0,02	-0,26	-0,34	-0,04
09 (01sep)	0,56	0,71	0,82	0,84	0,62	0,48
10 (01oct)	0,91	0,69	0,81	0,61	0,34	0,21
11 (22oct)	0,81	0,82	0,65	0,38	0,25	0,48
11 (01nov)	0,87	0,84	0,61	0,44	0,32	0,36
12 (22nov)	0,81	0,59	0,27	0,35	0,54	0,22

Таблица 10. Значения критерия качества *MSSS* для ретроспективных прогнозов аномалий объема морских льдов в Арктике по модели INM-CM5 в сопоставлении с данными PIOMAS для разных исходных сроков в период 1991–2019 гг.

Table 10. *MSSS* quality criterion values for retrospective forecasts of Arctic sea ice volume anomalies using the INM-CM5 model compared with PIOMAS data for different initial dates within the period 1991–2019

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	0,21	0,24	0,27	0,28	0,24	0,20
02 (22jan)	0,21	0,21	0,20	0,16	0,16	0,22
03 (22feb)	0,20	0,20	0,18	0,14	0,20	0,21
03 (01mar)	0,16	0,17	0,15	0,07	0,18	0,21
04 (22mar)	0,15	0,14	0,11	0,22	0,22	0,19
05 (22apr)	0,14	0,13	0,21	0,20	0,17	0,16
05 (01may)	0,13	0,09	0,18	0,14	0,11	0,08
09 (01sep)	0,46	0,35	0,30	0,28	0,24	0,27
10 (01oct)	0,46	0,33	0,30	0,26	0,29	0,35
11 (22oct)	0,34	0,29	0,26	0,28	0,33	0,34
11 (01nov)	0,32	0,27	0,25	0,26	0,33	0,35
12 (22nov)	0,27	0,25	0,27	0,33	0,35	0,28

Величины *MSSS*, близкие к единице, соответствуют высокому качеству модельного прогноза по отношению к климатическому прогнозу. Почти все приведенные в табл. 9 и 10 значения *MSSS* оказываются положительными, свидетельствуя о более высоком качестве методических прогнозов в сравнении с климатическим. По сезонным особенностям отмечается сходство с картиной *ACC*. Наиболее успешными получились прогнозы для сентябрьских стартовых дат. Аналогичные особенности *MSSS* имеют место и для объема арктических льдов

В табл. 11 и 12 приведены коэффициенты корреляции *ACC* между контрольными аномалиями сплоченности (данные NSIDC) и толщины (данные PIOMAS) арктических морских льдов, с одной стороны, и прогностическими аномалиями по двум версиям прогностической модели: INM-CM6 (верхние числа в ячейках таблиц, помечены синим) и INM-CM5 (нижние числа в ячейках таблиц), с другой стороны, для разных исходных сроков ретроспективных прогнозов в период 1991–2019 гг.

Таблица 11. Средние по Арктической области коэффициенты корреляции *ACC* между наблюдаемыми (данные NSIDC) среднемесячными аномалиями сплоченности морского льда и прогностическими аномалиями по моделям INM-CM6 (помечены синим) и INM-CM5 (нижние числа в ячейках таблицы) для разных исходных сроков ретроспективных прогнозов в период 1991–2019 гг.

Table 11. Arctic-averaged correlation coefficients *ACC* between observed (NSIDC data) monthly mean sea ice concentration anomalies and forecast anomalies from the INM-CM6 (marked in blue) and INM-CM5 (lower numbers in the table cells) models for different initial hindcast dates within the period 1991–2019

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	0,19	0,18	0,16	0,15	–	–
01 (22dec)	0,11	0,13	0,10	0,08	0,08	0,09
02 (22jan)	0,30	0,20	0,18	0,19	–	–
02 (22jan)	0,13	0,10	0,08	0,08	0,09	0,08
03 (22feb)	0,30	0,24	0,16	0,19	–	–
03 (22feb)	0,10	0,08	0,08	0,09	0,08	0,07
04 (22mar)	0,32	0,25	0,26	0,27	–	–
04 (22mar)	0,14	0,11	0,07	0,09	0,06	0,15
05 (22apr)	0,29	0,27	0,32	0,30	–	–
05 (22apr)	0,12	0,10	0,13	0,11	0,17	0,15
06 (22may)	0,37	0,43	0,43	0,38	–	–
06 (22may)	–	–	–	–	–	–
07 (22jun)	0,48	0,40	0,38	0,32	–	–
07 (22jun)	–	–	–	–	–	–
08 (22jul)	0,48	0,38	0,36	0,23	–	–
08 (22jul)	–	–	–	–	–	–
09 (22aug)	0,53	0,39	0,24	0,23	–	–
09 (01sep)	0,38	0,30	0,22	0,19	0,18	0,12
10 (22sep)	0,46	0,28	0,20	0,18	–	–
10 (01oct)	0,47	0,29	0,18	0,15	0,10	0,11
11 (22oct)	0,36	0,27	0,17	0,15	–	–
11 (01nov)	0,37	0,21	0,17	0,14	0,14	0,11
12 (22nov)	0,34	0,24	0,17	0,15	–	–
12 (22nov)	0,27	0,20	0,17	0,15	0,14	0,09

Таблица 12. Средние по Арктической области коэффициенты корреляции ACC между наблюдаемыми (данные PIOMAS) среднемесячными аномалиями толщины морского льда и прогностическими аномалиями по моделям INM-CM6 (помечены синим) и INM-CM5 (нижние числа в ячейках таблицы) для разных исходных сроков ретроспективных прогнозов в период 1991–2019 гг.

Table 12. Arctic-averaged correlation coefficients ACC between observed (PIOMAS data) monthly mean sea ice thickness anomalies and forecast anomalies from the INM-CM6 (upper numbers in the table cells, marked in blue) and INM-CM5 (lower numbers in the table cells) models for different initial hindcast dates within the period 1991–2019

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	0,28	0,32	0,34	0,36	–	–
01 (22dec)	0,50	0,48	0,46	0,47	0,48	0,45
02 (22jan)	0,56	0,52	0,49	0,48	–	–
02 (22jan)	0,26	0,28	0,28	0,33	0,31	0,33
03 (22feb)	0,53	0,49	0,48	0,44	–	–
03 (22feb)	0,26	0,28	0,32	0,31	0,31	0,31
04 (22mar)	0,55	0,53	0,48	0,39	–	–
04 (22mar)	0,30	0,33	0,31	0,30	0,30	0,30
05 (22apr)	0,56	0,48	0,41	0,38	–	–
05 (22apr)	0,31	0,29	0,28	0,28	0,30	0,21
06 (22may)	0,52	0,45	0,47	0,45	–	–
06 (22may)	–	–	–	–	–	–
07 (22jun)	0,54	0,50	0,50	0,41	–	–
07 (22jun)	–	–	–	–	–	–
08 (22jul)	0,56	0,53	0,44	0,38	–	–
08 (22jul)	–	–	–	–	–	–
09 (22aug)	0,57	0,47	0,44	0,42	–	–
09 (01sep)	0,27	0,20	0,43	0,42	0,42	0,39
10 (22sep)	0,23	0,48	0,44	0,40	–	–
10 (01oct)	0,23	0,49	0,44	0,43	0,38	0,37
11 (22oct)	0,54	0,47	0,43	0,42	–	–
11 (01nov)	0,53	0,48	0,45	0,44	0,40	0,40
12 (22nov)	0,55	0,52	0,49	0,45	–	–
12 (22nov)	0,53	0,49	0,46	0,44	0,44	0,45

Примечание. Статистически значимые с вероятностью 95 % значения ACC ($\geq 0,38$) выделены жирным шрифтом. Statistically significant ACC values ($\geq 0,38$) with 95% probability are highlighted in bold.

В табл. 11 и 12 отчетливо просматривается повышение качества прогнозов как сплоченности, так и толщины арктических льдов в версии INM-CM6 в сравнении с INM-CM5. Прогнозы сплоченности оказываются информативными (со статистически значимыми ACC) для стартовых сроков с июня по октябрь, а прогнозы толщины – для всех стартовых сроков.

Оценки качества ретроспективных вероятностных прогнозов сплоченности и толщины арктических льдов по модели INM-CM5 приведены в табл. 13 и 14. Приведенные в таблицах числа представляют собой интегральную оценку точности вероятностных прогнозов (вычисляемую как

площадь, ограниченная *ROC*-кривой и осью доли ложных положительных классификаций) с осреднением по всей Арктике для одной из серий прогнозов, стартовавших 1 сентября каждого года в период 1991–2019 гг.

Таблица 13. Оценки качества ретроспективных вероятностных прогнозов сплоченности морских льдов в Арктике по модели INM-CM5 в терминах показателя *ROC* для прогнозов с начальными сроками 1 сентября каждого года в период 1991–2019 гг.

Table 13. Quality assessments of retrospective probabilistic forecasts of Arctic sea ice concentration using the INM-CM5 model in terms of the *ROC* index for forecasts with initial dates of 1 September each year within the period 1991–2019

	Прогностический месяц								
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Ниже нормы	0,50	0,50	0,49	0,50	0,50	0,50	0,51	0,50	0,50
Норма	0,54	0,50	0,50	0,53	0,50	0,50	0,51	0,51	0,50
Выше нормы	0,57	0,56	0,56	0,57	0,55	0,55	0,55	0,55	0,56

Таблица 14. Оценки качества ретроспективных вероятностных прогнозов толщины морских льдов в Арктике по модели INM-CM5 в терминах показателя *ROC* для прогнозов с начальными сроками 1 сентября каждого года в период 1991–2019 гг.

Table 14. Quality assessments of retrospective probabilistic forecasts of Arctic sea ice thickness using the INM-CM5 model in terms of the *ROC* index for forecasts with initial dates of 1 September each year within the period 1991–2019

	Прогностический месяц								
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Ниже нормы	0,53	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,55	0,54	0,54
Норма	0,50	0,49	0,50	0,50	0,50	0,52	0,52	0,52	0,52
Выше нормы	0,50	0,50	0,50	0,49	0,50	0,51	0,51	0,51	0,51

Из таблиц видно, что показатели *ROC* как для сплоченности льдов, так и для их толщины чаще всего близки к пороговому значению информативности, равному 0,5. Для сплоченности более высокие показатели *ROC* отмечаются в градации «выше нормы», а для толщины – в градации «ниже нормы».

Географические особенности оценок качества прогнозов сплоченности и толщины морских льдов по модели INM-CM5 рассмотрим на примере прогнозов со стартовой датой 1 сентября, которой соответствует минимальная в сезонном ходе ледовитость морей Северного полушария.

На рис. 3 показаны коэффициенты АСС между прогностическими и контрольными по данным NSIDC среднемесячными аномалиями сплоченности морских льдов, а на рис. 4 – между прогностическими и контрольными по данным PIOMAS аномалиями толщины льдов.

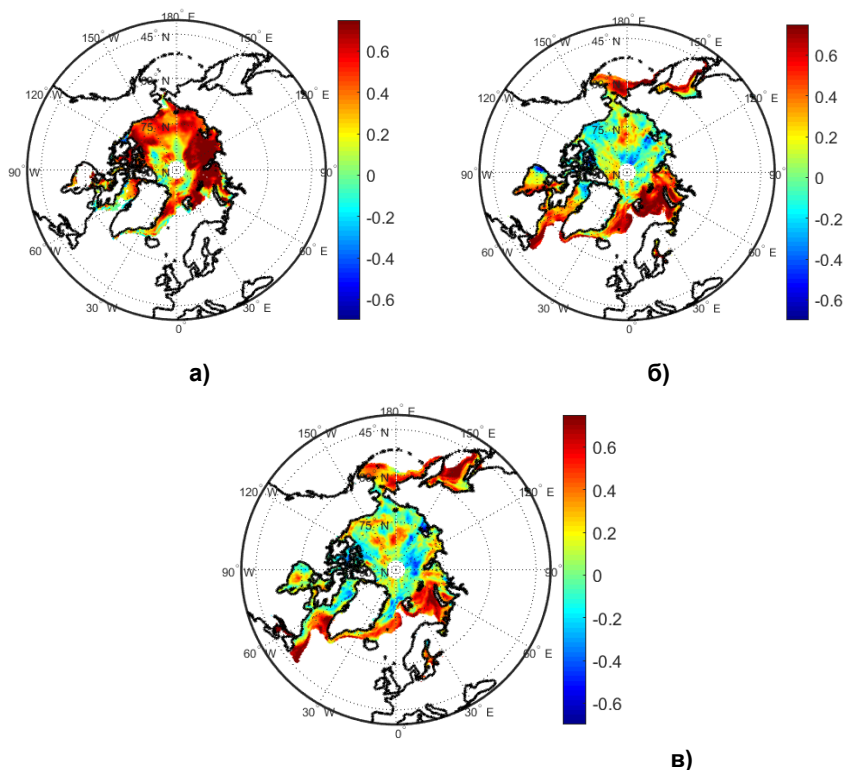


Рис. 3. Коэффициенты корреляции аномалий АСС (величины $\geq 0,38$ статистически значимы с вероятностью 95 %) между прогностическими и наблюдаемыми (данные NSIDC) среднемесячными аномалиями сплоченности морских льдов для ретроспективных прогнозов по модели INM-CM5 с начальной датой 1 сентября каждого года в период 1991–2019 гг. на сентябрь (а), январь (б) и март (в) месяцы.

Fig. 3. Anomaly correlation coefficients ACC (values $\geq 0,38$ are statistically significant with a probability of 95 %) between predicted and observed (NSIDC data) monthly mean sea ice concentration anomalies for INM-CM5 hindcasts with a starting date of September 1 of each year within the period 1991–2019 for the months of September (a), January (б), and March (в).

Как видно из этих рисунков, высокие значения АСС для сплоченности получаются в периферийной зоне арктических льдов. С ростом заблаговременности площади областей с высокими величинами АСС сокращаются, оставаясь значимыми только в Беринговом и Охотском морях, а также в Северной Атлантике, Гренландском море и Девисовом проливе.

Такие же географические особенности отмечаются и для толщины морских льдов с тенденцией к повышению ACC в периферийной зоне. Но, в отличие от сплоченности, с ростом заблаговременности площади с высокими величинами ACC не уменьшаются до января. С февраля месяца площади с высокими величинами ACC уменьшаются, оставаясь значительными в прибрежных регионах (рис. 4в).

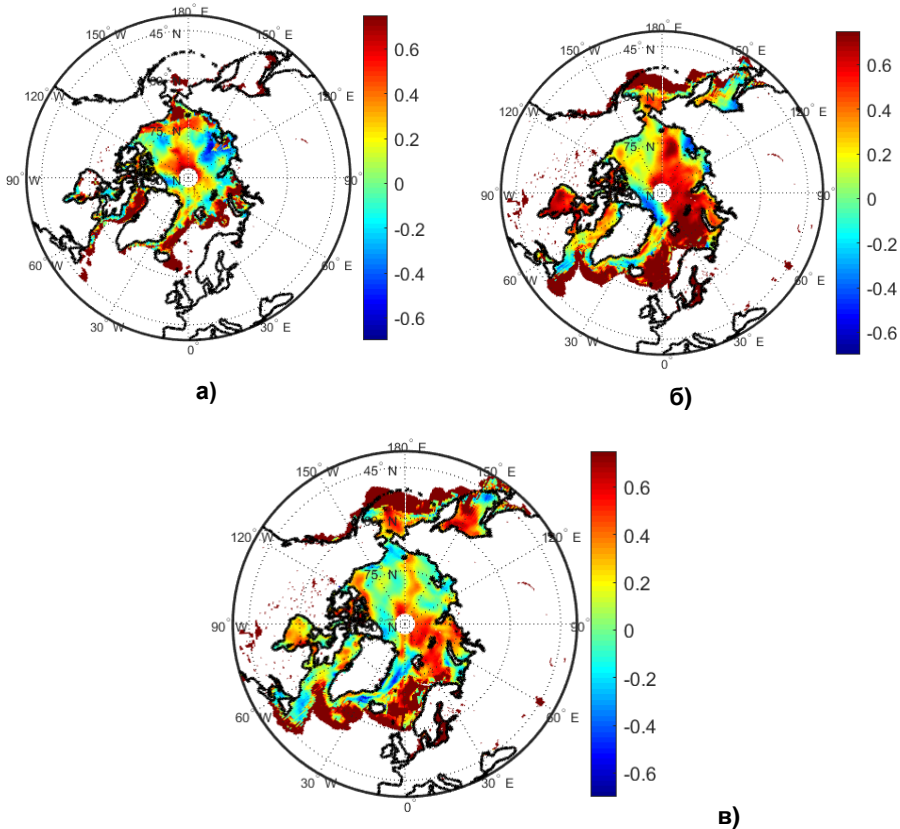


Рис. 4. Коэффициенты корреляции ACC (величины $\geq 0,38$ статистически значимы с вероятностью 95 %) между прогностическими и наблюдаемыми (данные PIOMAS) аномалиями толщины морских льдов для ретроспективных прогнозов по модели INM-CM5 с начальной датой 1 сентября каждого года в период 1991–2019 гг. на сентябрь (а), январь (б) и март (в) месяцы.

Fig. 4. Anomaly correlation coefficients ACC (values $\geq 0,38$ are statistically significant with a probability of 95 %) between predicted and observed (PIOMAS data) monthly mean sea ice thickness anomalies for INM-CM5 hindcasts with a starting date of September 1 of each year within the period 1991–2019 for the months of September (a), January (б), and March (в).

В табл. 15 и 16 приведены коэффициенты корреляции аномалий АСС между прогностическими и наблюдаемыми (данные NSIDC) среднемесячными аномалиями площади и сплоченности морских льдов в Арктике для двух исходных сроков (март и сентябрь) сезонных ретроспективных прогнозов в период 1993–2016 гг. для различных прогностических моделей, участвующих в проекте С3S, включая модель INM-CM5 (площадь и сплоченность) и INM-CM6 (сплоченность).

Таблица 15. Коэффициенты корреляции АСС между прогностическими и наблюдаемыми (данные NSIDC) среднемесячными аномалиями площади морских льдов в Арктике для двух исходных сроков (март и сентябрь) сезонных ретроспективных прогнозов в период 1993–2016 гг. для различных прогностических моделей, участвующих в проекте С3S, включая модель INM-CM5

Table 15. Correlation coefficients (ACC) between predicted and observed (NSIDC data) monthly mean Arctic sea ice area anomalies for two initial dates (March and September) of seasonal hindcasts for the period 1993–2016 for different forecast models participating in the C3S project, including the INM-CM5 model

Модель	Прогностический месяц											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
INM-CM5	0,62	0,65	0,49	0,21	0,29	0,17	0,56	0,61	0,53	0,73	0,38	0,23
CMCC	0,71	0,80	0,70	0,46	0,16	-0,04	0,92	0,82	0,35	0,36	0,41	0,42
ECMWF	0,76	0,74	0,69	0,40	0,31	0,44	0,90	0,83	0,35	0,45	0,34	0,36
JMA	0,56	0,59	0,48	0,42	0,28	0,36	0,88	0,75	-0,0	0,12	0,17	0,38
METEO France	0,66	0,62	0,64	0,57	0,38	0,14	0,77	0,88	0,45	0,59	0,56	0,27
ECCC_3	0,87	0,83	0,69	0,35	0,14	0,39	0,95	0,87	0,48	0,72	0,34	0,27
ECCC	0,73	0,63	0,29	0,40	0,25	0,23	0,92	0,82	0,41	0,19	0,18	0,25
DWD	0,78	0,75	0,58	0,07	-0,09	0,06	0,89	0,86	0,40	0,48	0,20	0,32
UKMO	0,61	0,77	0,69	0,22	-0,11	-0,13	0,87	0,86	0,41	0,62	0,41	0,31

Примечание. Статистически значимые с вероятностью 95 % значения АСС (> 0,40) выделены жирным шрифтом. Красным помечены прогнозы по модели INM-CM5, превосходящие соответствующие прогнозы всех прочих моделей. Statistically significant ACC values (>0,40) with a 95 % probability are highlighted in bold. INM-CM5 forecasts that are superior to all other models are marked in red.

Таблица 16. Средние по Арктической области коэффициенты корреляции ACC между наблюдаемыми (данные NSIDC) и прогностическими среднемесячными аномалиями сплоченности морских льдов от двух начальных сроков (сентябрь и март) сезонных ретроспективных прогнозов 1993–2016 гг. для различных прогностических моделей, участвующих в проекте C3S, включая модели INM-CM5 и **INM-CM6** (помечено синим)

Table 16. Arctic-averaged correlation coefficients ACC between observed (NSIDC data) and predicted monthly mean sea ice concentration anomalies from two initial dates (September and March) of the 1993–2016 seasonal hindcasts for different forecast models participating in the C3S project, including INM-CM5 and **INM-CM6** (marked in blue)

Модель	Прогностический месяц											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
INM-CM5	0,37	0,32	0,21	0,18	0,19	0,10	0,10	0,09	0,09	0,06	0,07	0,07
INM-CM6	0,53	0,39	0,24	0,23			0,30	0,24	0,16	0,19		
CMCC	0,68	0,42	0,24	0,19	0,12	0,12	0,32	0,23	0,22	0,19	0,26	0,26
ECMWF	0,67	0,49	0,24	0,21	0,10	0,10	0,37	0,24	0,20	0,24	0,24	0,24
JMA	0,60	0,46	0,17	0,13	0,08	0,11	0,25	0,25	0,20	0,14	0,10	0,11
METEO France	0,54	0,48	0,28	0,24	0,12	0,13	0,28	0,23	0,22	0,18	0,30	0,03

Примечание. Статистически значимые с вероятностью 95 % значения ACC (> 0,40) выделены жирным шрифтом. Statistically significant ACC values (>0.40) with a 95 % probability are highlighted in bold.

Из этих таблиц следует, что ACC большинства представленных в таблицах прогнозов по модели ИВМ РАН находятся внутри диапазона разброса оценок зарубежных моделей. А прогнозы площади по INM-CM5 с мартовскими стартовыми датами на третий (май) и четвертый (июнь) месяцы превосходят прогнозы всех прочих моделей.

Из сопоставления первых двух строк табл. 16 с очевидностью также следует повышение качества прогнозов с переходом от версии INM-CM5 к версии INM-CM6.

Сопоставимость оценок ACC по модели ИВМ РАН с таковыми зарубежных моделей можно рассматривать как подтверждение наличия у этой модели эффективного прогностического потенциала в отношении ледовых характеристик на сезонных масштабах времени и соответствия мировому уровню построенной на модели ИВМ РАН системы прогнозирования.

Квазиоперативные прогнозы

Температура поверхности океана

Оценки этого типа прогнозов проводились для отдельных прогностических расчетов, выполняемых в 2021–2024 гг. по двум версиям модели ИВМ РАН. Более высокие показатели АСС для ТПО по модели INM-CM6 в сравнении с INM-CM5 получились и в квазиоперативных прогнозах, представленных в табл. 17–19 за 2023 г. с осреднением по трем районам: Мировому океану (табл. 17), тропической зоне океанов (табл. 18) и району Niño-3.4 (табл. 19). Типичные в этот период значения АСС получились даже выше, чем в ретроспективных прогнозах, в ряде случаев достигая 0,8–0,9.

Для Мирового океана зависимость оценок от приуроченности стартового месяца к тому или иному сезону не особенно выражена, в то время как в районе Niño-3.4 менее успешными получаются прогнозы от стартовых месяцев с ноября по февраль вследствие, вероятно, попадания прогностического интервала в диапазон так называемого весеннего прогностического барьера.

Таблица 17. Средние по Мировому океану оценки АСС квазиоперативных прогнозов ТПО за 2023 г. по двум версиям прогностической модели INM-CM5/INM-CM6

Table 17. World Ocean average ACC estimates of 2023 quasi-operational SST forecasts with two versions of the INM-CM5/INM-CM6 forecast model

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	/0,56	/0,46	/0,35	/0,28		
02 (22jan)	0,39/0,52	0,23/0,35	0,16/0,24	0,16/0,18	0,09/	0,15/
03 (22feb)	0,42/0,54	0,32/0,42	0,25/0,35	0,19/0,24	0,17/	0,27/
04 (22mar)	/0,54	/0,41	/0,24	/0,14		
05 (22apr)	/0,53	/0,29	/0,12	/0,16		
06 (22may)	/0,51	/0,27	/0,27	/0,30		
07 (22jun)	/0,54	/0,45	/0,45	/0,41		
08 (22jul)	/0,52	/0,54	/0,48	/0,45		
09 (22aug)	0,51/0,56	0,43/0,49	0,39/0,49	0,36/0,48	0,25/	0,22/
10 (22sep)	0,56/0,59	0,47/0,50	0,40/0,46	0,25/0,34	0,26/	0,18/
11 (22oct)	0,49/0,57	0,40/0,46	0,29/0,33	0,22/0,29	0,17/	0,13/
12 (22nov)	0,53/0,61	0,38/0,48	0,30/0,39	0,28/0,35	0,26/	0,19/

Таблица 18. Средние по тропической зоне океанов оценки АСС квазиоперативных прогнозов ТПО за 2023 г. по двум версиям прогностической модели INM-CM5/INM-CM6

Table 18. Tropical Ocean average ACC estimates of 2023 quasi-operational SST forecasts with two versions of the INM-CM5/INM-CM6 forecast model

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	/0,66	/0,44	/0,31	/0,14		
02 (22jan)	0,39/0,53	0,21/0,23	0,20/0,11	0,28/0,18	0,20/	0,34/
03 (22feb)	0,42/0,51	0,35/0,36	0,44/0,40	0,45/0,35	0,41/	0,44/
04 (22mar)	/0,47	/0,36	/0,36	/0,41		
05 (22apr)	/0,69	/0,56	/0,52	/0,51		
06 (22may)	/0,68	/0,61	/0,64	/0,66		
07 (22jun)	/0,83	/0,77	/0,76	/0,63		
08 (22jul)	/0,84	/0,80	/0,68	/0,62		
09 (22aug)	0,80/0,85	0,65/0,71	0,61/0,72	0,52/0,68	0,42/	0,30/
10 (22sep)	0,81/0,81	0,67/0,75	0,55/0,63	0,43/0,48	0,30/	0,18/
11 (22oct)	0,76/0,83	0,61/0,69	0,49/0,51	0,38/0,36	0,24/	0,15/
12 (22nov)	0,76/0,80	0,59/0,63	0,48/0,57	0,35/0,42	0,28/	0,14/

Таблица 19. Средние по району Nino-3.4 оценки АСС квазиоперативных прогнозов ТПО за 2023 г. по двум версиям прогностической модели INM-CM5/INM-CM6

Table 19. Nino-3.4 average ACC estimates of 2023 quasi-operational SST forecasts with two versions of the INM-CM5/INM-CM6 forecast model

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
01 (22dec)	/0,48	/0,22	/0,45	/0,16		
02 (22jan)	-0,02 /0,31	0,40/0,47	-0,21/0,22	0,69/0,41	0,41/	0,69/
03 (22feb)	0,70/0,80	0,03/0,55	0,66/0,67	0,79/0,71	0,72/	0,63/
04 (22mar)	/0,13	/0,60	/0,28	/0,72		
05 (22apr)	/0,79	/0,87	/0,69	/0,58		
06 (22may)	/0,90	/0,93	/0,75	/0,74		
07 (22jun)	/0,90	/0,82	/0,75	/0,20		
08 (22jul)	/0,80	/0,79	/0,34	/0,02		
09 (22aug)	0,74/0,86	0,14/0,53	-0,04/0,32	0,08/0,17	0,01/	0,07/
10 (22sep)	0,59/0,56	0,11/0,41	0,35/0,55	0,31/0,53	0,19/	0,20/
11 (22oct)	0,20/0,36	0,30/0,52	0,24/0,43	0,06/0,15	0,21/	0,33/
12 (22nov)	0,42/0,63	0,30/0,56	0,20/0,57	0,41/-0,11	0,41/	0,03/

Ледовые характеристики

Значения площадей арктических льдов в серии квазиоперативных прогнозов с моделью INM-CM5 за 2022–2023 гг. получились преимущественно завышенными (на 10–15 %) в сравнении с данными NSIDC. Отличия прогнозируемых значений от данных NSIDC оказались наибольшими для зимних месяцев с января по апрель (более 10 %) и наименьшие для мая 2022 г. (0–8 %) и сентября 2023 г. (2–10 %). Преимущественно завышенными оказались и прогнозы площадей в Антарктике с еще большими в сравнении с Арктикой типичными отклонениями от данных NSIDC в 15–30 %.

Коэффициенты корреляции *ACC* между наблюдаемыми аномалиями сплоченности морского льда в Арктике (данные NSIDC) и прогностическими аномалиями для разных исходных сроков квазиоперативных прогнозов за 2022–2023 гг. с двумя версиями модели ИВМ РАН представлены в табл. 20, а между аналогичными аномалиями толщины льдов (данные PIOMAS) – в табл. 21.

Как видно из табл. 20, показатели качества *ACC* для сплоченности льдов в Арктике испытывают большие колебания от срока к сроку и нередко оказываются отрицательными. Вместе с тем отчетливо просматривается повышение качества прогнозов по модели INM-CM6 в сравнении с INM-CM5. Число прогнозов сплоченности со значимыми положительными *ACC* по модели INM-CM6 за этот период превышает 20, тогда как ни один из прогнозов по модели INM-CM5 таких значимых оценок не имеет.

Обращают на себя внимание заметные отличия рассматриваемых здесь оценок *ACC* в квазиоперативных прогнозах от подобных оценок в ретроспективных прогнозах (см. табл. 11), где они были всюду положительными и заметно превышали значения из табл. 20. Дело в том, что *ACC* ретроспективных прогнозов, представленные в табл. 11, характеризуют структуру временной изменчивости аномалий сплоченности, в то время как *ACC* квазиоперативных прогнозов, представленные в табл. 20, характеризуют пространственную структуру аномалий.

Как видим, сходные по названию показатели ретроспективных и квазиоперативных прогнозов заметно различаются как по смыслу оцениваемых характеристик, так и по их цифровым оценкам.

Еще больше отрицательных значений *ACC* встречаются в прогнозах толщины арктических льдов (табл. 21). Типичные значения *ACC* здесь заметно ниже, нежели для сплоченности, и значимые положительные *ACC* встречаются в совсем небольшом числе случаев.

Вероятностные оценки квазиоперативных прогнозов сплоченности льдов в Арктике в терминах показателя *ROC* характеризуются значениями $ROC = 0,50–0,59$ для градации «ниже нормы», $ROC = 0,55–0,71$ для градации «норма» и $ROC = 0,55–0,75$ для градации «выше нормы». Таким образом, оценки прогнозов всех трех градациях оказываются выше случайных с наилучшими результатами для градации «выше нормы».

Таблица 20. Коэффициенты корреляции АСС между прогностическими и контрольными (данные NSIDC) среднемесячными аномалиями сплоченности морского льда в Арктике для разных исходных сроков квазиоперативных прогнозов по моделям INM-CM5 (первые числа в каждой из табличных ячеек) и INM-CM6 (выделенные синим вторые числа в ячейках) в период 2022–2023 гг.

Table 20. Correlation coefficients ACC between forecast and control (NSIDC data) monthly mean Arctic sea ice concentration anomalies for different initial dates of quasi-operational forecasts with INM-CM5 (first numbers in table cells) and INM-CM6 (second numbers in cells highlighted in blue) models during the period 2022–2023

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
2022 г.						
01 (22dec)	0,13/ 0,12	0,02/ 0,04	-0,01/ 0,24	0,05/ 0,07	0,10/	0,03/
02 (22jan)	0,02/ 0,14	0,14/ 0,28	0,05/ 0,22	0,14/ 0,46	0,15/	-0,01/
03 (22feb)	0,04/ 0,04	0,08/ 0,01	0,15/ 0,19	0,15/	0,03/	-0,09/
04 (22mar)	0,05/ 0,17	0,12/ 0,05	0,14/	-0,02/	-0,01/	0,11/
05 (22apr)	0,12/ 0,61	0,18/	-0,08/	0,01/	0,10/	0,07/
06 (22may)	/0,12	/0,14				
07 (22jun)	/0,17	/0,11	/0,57	/0,01		
08 (22jul)	/0,24	/0,05	/0,10	/0,25		
09 (22aug)	/0,29	/0,17	/0,23	/0,44		
10 (22sep)	-0,09/ 0,08	0,03/ 0,26	0,13/ 0,54	0,18/ 0,16	0,15/	0,11/
11 (22oct)	0,08/ 0,18	0,11/ 0,29	0,11/ 0,00	0,10/ 0,06	0,10/	0,09/
12 (22nov)	-0,04/ 0,04	0,05/ 0,11	0,09/ 0,56	0,08/ 0,31	0,07/	0,05/
2023 г.						
01 (22dec)	/0,12	/0,52	/0,06	/0,41		
02 (22jan)	0,00/ 0,12	0,02/ 0,12	0,08/ 0,43	0,07/ 0,38	-0,02/	-0,06/
03 (22feb)	0,02/ 0,07	0,06/ 0,21	-0,03/ 0,00	-0,01/ 0,01	-0,01/	-0,09/
04 (22mar)	/0,08	/0,38	/0,00			
05 (22apr)	/0,22	/0,18				
06 (22may)	/0,09	/0,82	/0,00			
07 (22jun)	/0,11	/0,57	/0,39	/0,00		
08 (22jul)	/0,01	/0,18	/0,31	/0,04		
09 (22aug)	-0,09/ 0,64	-0,10/ 0,39	-0,09/ 0,10	-0,07/ 0,19	016/	
10 (22sep)	-0,09/ 0,20	-0,12/ 0,06	-0,10/ 0,35	0,20/ 0,02		
11 (22oct)	0,09/ 0,34	-0,04/ 0,04	-0,08/ 0,12	/0,05		
12 (22nov)	-0,01/ 0,00	-011/ 0,08	/0,07	/0,15		

Примечание. Статистически значимые с вероятностью 95 % значения коэффициентов корреляции (> 0,14 по Z-критерию Фишера) выделены жирным шрифтом. Statistically significant with a probability of 95 % values of correlation coefficients (> 0,14 according to Fisher's Z-criterion) are highlighted in bold.

Таблица 21. Коэффициенты корреляции ACC между прогностическими и наблюдаемыми (данные PIOMAS) среднемесячными аномалиями толщины морских льдов в Арктике для разных исходных сроков квазиоперативных прогнозов по моделям INM-CM5 (первые числа в каждой из табличных ячеек) и INM-CM6 (выделенные синим вторые числа в ячейках) в период 2022–2023 гг.

Table 21. Correlation coefficients ACC between forecast and control (PIOMAS data) monthly mean Arctic sea ice thickness anomalies for different initial dates of quasi-operational forecasts with INM-CM5 (first numbers in table cells) and INM-CM6 (second numbers in cells highlighted in blue) models during the period 2022–2023

StartMon (Day0)	Прогностический месяц (LeadMon)					
	1	2	3	4	5	6
2022 г.						
01 (22dec)	0,09/ -0,03	-0,02/ -0,06	-0,24/ -0,13	-0,24/ -0,15	-0,14/	-0,18/
02 (22jan)	0,02/ 0,01	-0,06/ -0,02	-0,06/ -0,03	-0,03/ 0,01	0,07/	-0,08/
03 (22feb)	0,13/ -0,02	0,02/ -0,05	0,05/ -0,01	0,03/ 0,01	-0,12/	-0,17/
04 (22mar)	0,05/ -0,10	0,09/ -0,07	0,06/ -0,11	-0,07/ -0,10	-0,15/	-0,22/
05 (22apr)	0,00/ -0,02	-0,08/ -0,07	-0,17/ -0,09	-0,23/ -0,18	-0,29/	-0,26
06 (22may)	/-0,02	/-0,13	/-0,17	/-0,25		
07 (22jun)	/-0,13	/-0,29	/-0,36	/-0,37		
08 (22jul)	/-0,22	/-0,30	/-0,33	/-0,29		
09 (22aug)	/-0,14	/-0,18	/-0,16	/-0,18		
10 (22sep)	-0,13/ -0,17	-0,20/ -0,15	-0,06/ -0,19	-0,09/ -0,14	-0,18/	-0,16/
11 (22oct)	-0,15/ -0,20	-0,06/ -0,07	-0,07/ -0,03	-0,16/ -0,11	-0,13/	-0,08/
12 (22nov)	-0,02/ -0,09	-0,01/ -0,03	-0,10/ -0,09	-0,10/ -0,07	-0,06/	-0,04/
2023 г.						
01 (22dec)	/-0,01	/-0,08	/-0,07	/-0,08		
02 (22jan)	0,02/ -0,09	0,01/ -0,07	-0,02/ -0,09	-0,07/ -0,09	-0,11/	-0,13/
03 (22feb)	0,10/ 0,08	0,08/ 0,01	0,01/ -0,05	-0,06/ -0,09	-0,09/	-0,17/
04 (22mar)	/0,01	/-0,03	/-0,09	/-0,01		
05 (22apr)	/-0,04	/-0,11	/-0,01	/-0,06		
06 (22may)	/0,01	/0,01	/-0,05	/-0,01		
07 (22jun)	/-0,04	/-0,10	/-0,06	/0,04		
08 (22jul)	/0,13	/0,17	/0,24	/0,16		
09 (22aug)	0,23/0,13	0,15/0,19	0,00/0,07	0,09/0,01		
10 (22sep)	0,27/0,20	0,19/0,18	0,27/0,10			
11 (22oct)	-0,14/ 0,09	-0,05/ 0,07				
12 (22nov)	-0,02/ 0,20					

Примечание. Статистически значимые с вероятностью 95 % значения коэффициентов корреляции (> 0,14 по Z-критерию Фишера) выделены жирным шрифтом. Statistically significant with a probability of 95 % values of correlation coefficients (> 0,14 according to Fisher's Z-criterion) are highlighted in bold.

Заключение

В ходе выполнения проекта ВИПГЗ функционирующая в Гидрометцентре России система усвоения океанографических данных адаптирована для задания начальных условий в прогностических приложениях модели Земной системы ИВМ РАН. Система обеспечивает подготовку диагностической информации о текущем состоянии океана и морских льдов в виде наборов данных, размещаемых на дисковых массивах ЭВМ Cray XC40-LC и пригодных для задания начальных условий в модели Земной системы ИВМ РАН в ее приложениях к сезонным прогнозам на сроки до 6–9 месяцев.

Ретроспективные прогнозы ТПО, составлявшиеся по двум версиям модели Земной системы ИВМ РАН, INM-CM5 и INM-CM6, оказались успешными (значимые коэффициенты корреляции аномалий $ACC > 0,37$) для заблаговременностей до 3 месяцев для Мирового океана и до 4 месяцев для тропической зоны и района Эль-Ниньо. Значения ACC слабо зависели от стартовой даты прогнозов и уменьшались с ростом заблаговременности. Средние для акватории Мирового океана значения ACC для прогнозов по модели INM-CM5 уменьшались от 0,53–0,56 для прогнозов на первый месяц до 0,32–0,37 для прогнозов на четвертый месяц. Наиболее успешными оказались прогнозы по району “Эль-Ниньо-3..4” с ACC 0,73–0,86 для прогнозов на первый месяц и 0,40–0,69 для прогнозов на четвертый месяц. Прогнозы по INM-CM6 систематически обыгрывали прогнозы по INM-CM5 на 0,1–0,3 единиц ACC .

Значения показателя $MSSS$ для ретроспективных прогнозов ТПО в тропической зоне океанов и в районе Эль-Ниньо были преимущественно положительными (0,2–0,5 в тропиках и до 0,8–0,9 в районе Эль-Ниньо), свидетельствуя о преимуществе методических прогнозов в сравнении с прогнозами по климату. Как и для ACC , успешность прогнозов в терминах ACC и $MSSS$ по INM-CM6 была выше в сравнении с INM-CM5.

Среди ретроспективных прогнозов ледовых условий наиболее успешными были прогнозы интегральных характеристик – площади и объема льда в Арктике. В этих прогнозах удовлетворительно воспроизводились многолетние тренды аномалий площади и объема арктических льдов, в значительной степени благодаря заданию начальных условий в виде фактических аномалий, накладываемых на модельный климат. Для антарктических льдов качество воспроизведения площади и объема было ниже.

Степень успешности ретроспективных прогнозов ледовых условий, оцениваемая по показателям ACC и $MSSS$, существенно зависела от начальных сроков прогнозирования. Корреляции аномалий площади арктических льдов получились значимыми для прогнозов на первые 3–5 месяцев с осенними (сентябрь–декабрь) и весенними (март–май) стартовыми датами. По этому показателю наибольший интервал заблаговременностей с успешными прогнозами получился для сентябрьских стартовых дат с наименьшей ледовитостью в момент старта прогноза. Успешными можно считать и прогнозы площади арктических льдов, если их оценивать по показателю

мастерства по отношению к климату *MSSS*. Для объема арктических льдов более успешные по *ACC* и *MSSS* ретроспективные прогнозы получились только для осенних стартовых дат (сентябрь–декабрь).

Средние по Мировому океану оценки *ACC* квазиоперативных прогнозов ТПО по *INM-CM5* ожидаемо снижались с ростом заблаговременности, изменяясь от 0,38–0,61 для первого прогностического месяца до 0,13–0,30 для шестого прогностического месяца. Для тропической зоны (20° ю. ш. – 20° с. ш.) от 0,39–0,81 для первого прогностического месяца до 0,10–0,50 для шестого прогностического месяца. Такие прогнозы можно считать успешными (значимые пространственные *ACC* > 0,27) для заблаговременностей до 4 месяцев для Мирового океана и до 5 месяцев для тропической зоны.

Квазиоперативные прогнозы ледовых условий часто завышали площадь арктических и антарктических льдов. Величина завышения менялась в диапазоне 1–50 %. Оценки *ACC* сплоченности в квазиоперативных прогнозах арктических льдов преимущественно положительные. Для сплоченности антарктических льдов число положительных и отрицательных *ACC* примерно одинаково.

Показатели *ROC* ансамблевых квазиоперативных прогнозов сплоченности льдов в Арктике во всех случаях превышали значение 0,5, что указывает на превосходство методических прогнозов над случайными. Наибольшие значения *ROC* получились для градации «выше нормы» (0,55–0,74), наименьшие – для градации «ниже нормы» (0,50–0,59).

Качество прогнозов ТПО и ледовых характеристик по *INM-CM6* в большинстве случаев превосходило качество прогнозов по *INM-CM5*. Сравнение оценок прогнозов ТПО и ледовых условий с оценками зарубежных центров свидетельствует о том, что оценки качества прогнозов по модели *INM-CM6* сопоставимы с таковыми по зарубежным моделям, тем самым подтверждая соответствие построенной на этой модели прогностической системы мировому уровню.

Рассмотренная в данной статье прогностическая продукция представляется полезной для информационного обслуживания широкого круга потребителей: органов управления и организаций, связанных с морской деятельностью. Высокое качество диагноза и прогноза океанографических полей является также залогом эффективного решения экологических задач, таких как расчет дальнего переноса примесей в океане, оценка последствий аварийных выбросов в морскую среду, проектные оценки воздействий на окружающую среду.

Особую значимость продукция прогностической системы имеет для Арктического региона с развитым ледяным покровом, оказывающим существенное влияние на социально-экономический сектор в этом регионе и на судоходство по Северному морскому пути. Долгосрочные ледовые прогнозы на сезонных масштабах времени необходимы, в частности, для планирования морских операций на российских морях в ледовый период, в первую очередь, для решений по расстановке ледокольного флота.

Представленная в данной статье прогностическая система может стать эффективным инструментом для информационного обеспечения такого рода практических задач.

Список литературы

1. Вильфанд Р.М., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Цырульников М.Д. Усвоение океанографических данных как одна из ключевых задач оперативной океанологии // Гидроакустика. 2023. № 53(1). С. 107-117.
2. Думанская И.О., Зеленько А.А., Мысленков С.А., Нестеров Е.С., Попов С.К., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Морские гидрологические прогнозы и оперативная океанология в Гидрометцентре России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (374). С. 149-183.
3. Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Релаксационный метод усвоения данных по сплоченности морского льда в модели NEMO-LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2020. № 2. С. 65-77.
4. Хан В.М., Тищенко В.А., Круглова Е.Н., Субботин А.В., Реснянский Ю.Д., Володин Е.М., Грицун А.С., Воробьева В.В., Тарасевич М.А. Система сезонного метеорологического прогноза на базе модели INM-CM5 // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2024. Информационный сборник № 51. С. 21-36.
5. Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L. SODA3: A New Ocean Climate Reanalysis // J. Clim. 2018. Vol. 31. P. 6967-6983. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0149.1
6. Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets // Journal of Geophysical Research. 1999. Vol. 104, no. C7. P. 15803-15814.
7. Comiso J.C., Bliss A.C., Gersten R., Parkinson C.L., Markus T. Current State of Sea Ice Cover. 2024. <https://earth.gsfc.nasa.gov/cryo/data/current-state-sea-ice-cover>, last access: 08-02-2024.
8. Eyring V., Bony S., Meehl G.A. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geosci. Model Dev. 2016. Vol. 9, no. 5. P. 1937-1958.
9. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S. The ERA5 global reanalysis // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146. P. 1999-2049
10. Huang B., Liu C., Banzon V., Freeman E., Graham G., Hankins B., Smith T., Zhang H.-M. Improvements of the Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (DOISST) Version 2.1 // Journal of Climate. 2021. Vol. 34. P. 2923-2939. DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0166.1
11. Murphy A.H. Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient // Monthly Weather Review. 1988. Vol. 116. P. 2417-2424.
12. Schneiger A., Lindsay R., Zhang J., Steele M., Stern H. Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. C00D06. DOI: 10.1029/2011JC007084.
13. Standardized Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF). New Attachment II-9 to the Manual on the GDPS. Vol. I // WMO-No. 485. Geneva, WMO, 2002. 21 p.
14. Volodin E.M., Gritsun A.S. Simulation of Possible Future Climate Changes in the 21st Century in the INM-CM5 Climate Model // Izvestiya. Atmospheric and Ocean Physics. 2020. Vol. 56, no. 3. P. 218-228. DOI: 10.1134/S0001433820030123.
15. Volodin E.M., Mortikov E., Kostykin S.V. et al. Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // Climate Dynamics. 2017. Vol. 49, no. 11. P. 3715-3734.
16. Vorobyeva V., Volodin E. Evaluation of the INM RAS climate model skill in climate indices and stratospheric anomalies on seasonal timescale // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2021. Vol. 73, no. 1. P. 1-12.
17. Zhang J., Rothrock D.A. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates // Mon. Wea. Rev. 2003. Vol. 131 (5). P. 681-697.

References

1. Vilfand R.M., Zelenko A.A., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S., Tsyruльников M.D. Ocean data assimilation as one of the key tasks of operational oceanology. *Gidroakustika [Hydroacoustics]*, 2023, vol. 53, no. 1, pp. 107–117 [in Russ.].
2. Dumanskaya I.O., Zelenko A.A., Myslenkov S.A., Nesterov E.S., Popov S.K., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S. Marine hydrological forecasts and operational oceanology in the Hydrometeorological Center of Russia. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2019, vol. 374, no.4, pp. 149–183 [in Russ.].
3. Strukov B.S., Resnyanskii Y.D., Zelenko A.A. Relaxation Method for Assimilation of Sea Ice Concentration Data in the NEMO-LIM3 Multicategory Sea Ice Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, vol. 45, no. 2, pp. 96–104. DOI: 10.3103/S1068373920020053.
4. Khan V.M., Tischenko V.A., Kruglova E.N., Subbotin A.V., Resnyanskii Yu.D., Volodin E.M., Gritsun A.S., Vorob'eva V.V., Tarasevich M.A. Seasonal meteorological forecast system based on the INM-CM5 model. *Rezultati ispitaniya novikh i usovershenstvovanih tekhnologiy, modeley i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov [Results of testing new and improved technologies, models and methods of hydrometeorological forecasting. Information collection]*. Informatsionnyi sbornik No. 51. 2024. pp. 21–36 [in Russ.].
5. Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L. SODA3: A New Ocean Climate Reanalysis. *J. Clim.*, 2018, vol. 31, pp. 6967–6983. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0149.1
6. Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. *Journal of Geophysical Research*, 1999, vol. 104, no. C7, pp. 15803–15814.
7. Comiso J.C., Bliss A.C., Gersten R., Parkinson C.L., Markus T. Current State of Sea Ice Cover. 2024. Available at: <https://earth.gsfc.nasa.gov/cryo/data/current-state-sea-ice-cover>, last access: 08-02-2024.
8. Eyring V., Bony S., Meehl G.A. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.*, 2016, vol. 9, no. 5, pp. 1937–1958.
9. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S. The ERA5 global reanalysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 2020, vol. 146, pp. 1999–2049
10. Huang B., Liu C., Banzon V., Freeman E., Graham G., Hankins B., Smith T., Zhang H.-M. Improvements of the Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (DOISST) Version 2.1. *Journal of Climate*, 2021, vol. 34, pp. 2923–2939. DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0166.1
11. Murphy A.H. Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *Monthly Weather Review*, 1988, vol. 116, pp. 2417–2424.
12. Schneiger A., Lindsay R., Zhang J., Steele M., Stern H. Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, C00D06. DOI: 10.1029/2011JC007084.
13. Standardized Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF). New Attachment II-9 to the Manual on the GDPS. Vol. I. *WMO-No. 485.*, Geneva, WMO, 2002, 21 p.
14. Volodin E.M., Gritsun A.S. Simulation of Possible Future Climate Changes in the 21st Century in the INM-CM5 Climate Model. *Izvestiya. Atmospheric and Ocean Physics*. 2020, vol. 56, no. 3, pp. 218–228. DOI: 10.1134/S0001433820030123.
15. Volodin E.M., Mortikov E. , Kostykin S.V. et al. Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5. *Climate Dynamics*, 2017, vol. 49, no. 11, pp. 3715–3734.
16. Vorobyeva V., Volodin E. Evaluation of the INM RAS climate model skill in climate indices and stratospheric anomalies on seasonal timescale. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2021, vol. 73, no. 1, pp. 1–12.
17. Zhang J., Rothrock D.A. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 2003. vol. 131, no. 5, pp. 681–697.

Поступила 10.11.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.

Submitted 10.11.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-39-57>

УДК 551.509+556.06

**Анализ сверхдолгосрочных прогнозов
метеорологических характеристик
речных бассейнов России
с помощью модели климата INM-CM5**

***А.С. Грицун², Н.К. Семенова^{1,2}, Ю.А. Симонов^{1,2},
В.М. Хан^{1,2}, А.В. Христофоров¹***

*¹Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия;*

*²Институт вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН,
г. Москва, Россия*

Выполнен анализ качества сверхдолгосрочных прогнозов с заблаговременностью от одного года до пяти лет месячного и годового слоя осадков, среднемесячной и среднегодовой температуры приземного слоя воздуха, получаемых с помощью модели климата ИВМ РАН INM-CM5. Используются ряды проверочных прогнозов за период с 1991 по 2023 год. Прогнозы проверялись для 12 речных бассейнов, расположенных практически по всей территории России.

Использован метод коррекции прогнозов, который устраняет систематические ошибки, уменьшает их изменчивость и позволяет снизить погрешность сверхдолгосрочных прогнозов осадков почти в два раза, а температуры воздуха почти в три раза. Прогнозы внутригодового распределения осадков оказались удовлетворительными для 8 речных бассейнов из 12. Прогнозы внутригодового распределения температуры воздуха оказались успешными для всех 12 речных бассейнов.

Показано, что модель климата INM-CM5 может быть использована для составления сверхдолгосрочных прогнозов месячного и годового слоя осадков, среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха.

Ключевые слова: модель климата, сверхдолгосрочный прогноз, слой осадков, средняя температура, внутригодовое распределение, проверочные прогнозы, коррекция

**Analysis of ultra-long-term forecasts
of meteorological characteristics
of Russian river basins
using the INM-CM5 climate model outputs**

***A.S. Gritsun², N.K. Semenova^{1,2}, Yu.A. Simonov^{1,2},
V.M. Khan^{1,2}, A.V. Khristoforov¹***

*¹Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,
Moscow, Russia;*

²Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

The analysis of the quality of ultra-long-term forecasts with 1-5 year lead time of the monthly and annual precipitation sums, the average monthly and average annual surface air temperature obtained using the INM-CM5 climate model's outputs is performed. Series of verification forecasts for the period from 1991 to 2023 were used. Forecasts were checked for 12 river basins located in different parts of Russia.

To eliminate systematic forecast errors used a method for correcting, which reduces the error of ultra-long-term precipitation forecasts by almost two times, and air temperatures by almost three times. Forecasts of intra-annual precipitation distribution were satisfactory for 8 out of 12 river basins. Forecasts of the intra-annual distribution of air temperature were good for all 12 river basins.

Demonstrated, that the INM-CM5 climate model outputs can be used for ultra-long-term forecasting of monthly and annual precipitation, average monthly and average annual air temperature.

Keywords: climate model, ultra-long-term forecast, precipitation, mean temperature, intraannual distribution, verification forecasts, correction

Введение

Неопределенность метеорологических условий периода заблаговременности гидрологических прогнозов оказывает хорошо известное негативное влияние на их точность. Это влияние возрастает по мере увеличения их заблаговременности и в конечном итоге ограничивает возможности предсказания характеристик гидрологического режима рек, озер и водохранилищ на отдаленную перспективу [3, 5, 8, 12, 13].

В целях снижения отмеченного негативного воздействия все большее распространение получает совместное использование моделей формирования речного стока и других элементов гидрологического режима водных объектов и различных метеорологических моделей, позволяющих предсказывать ход метеорологических элементов на территории водосбора на несколько суток [4, 13, 14, 18]. Примером удачного сочетания гидрологической и метеорологической моделей является разработанная в ФГБУ «Гидрометцентр России» методика совместного использования концептуальной водно-балансовой модели формирования речного стока НВV-96 и оперативной системы регионального краткосрочного численного прогноза погода COSMO-Ru. В рамках автоматизированной системы подготовки и выпуска прогнозов данная методика позволяет достаточно надежно предсказывать с заблаговременностью 1–3 суток расходы воды для 252 речных бассейнов, расположенных практически по всей территории России [5].

Повышение научной обоснованности планирования и эффективности проведения мероприятий по использованию и охране водных ресурсов и защите от опасных и неблагоприятных проявлений гидрологического режима водных объектов требует всемерного повышения заблаговременности прогнозов их характеристик [4, 13]. Этим потребностям отвечают методики получения долгосрочных гидрологических прогнозов, в которых учет вероятного хода метеорологических элементов в течение периода их

заблаговременности позволяет предсказывать характеристики гидрологического режима водных объектов на месяц или даже на сезон (период половодья, меженный период) [16, 17, 19, 22–24].

Достижимая заблаговременность гидрологических прогнозов ограничивается современными возможностями предсказания метеорологических элементов на период продолжительностью год и более [3, 15, 18, 24]. Однако по мере развития гидрометеорологии, совершенствования наземной и дистанционной сети наблюдений и возможностей обработки и анализа располагаемой информации эти возможности неуклонно возрастают, что дает надежду на разработку и успешное применение методов сверхдолгосрочного гидрологического прогнозирования. Определенные надежды возлагаются на совместное использование моделей формирования речного стока и других элементов гидрологического режима водных объектов и различных климатических моделей, позволяющих предсказывать вероятный ход метеорологических элементов на территории водосбора на несколько лет. Перспективным вариантом такой модели является климатическая модель INM-CM5.

Разработанная в Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН модель климата INM-CM5 предназначена для прогноза будущих изменений климата и для оценки последствий этих изменений для экосистем суши и моря, газового состава атмосферы, электрической цепи Земли и т. п. Модель дает математическое описание динамики климатической системы с учетом взаимодействия атмосферы, океанов, поверхности суши и криосферы. В атмосферном блоке модель имеет пространственное разрешение $2^\circ \times 1,5^\circ$ и 73 уровня по вертикали, с самым верхним уровнем в 0,2 гПа. В океаническом блоке пространственное разрешение составляет $0,5^\circ \times 0,25^\circ$ и 40 уровней по вертикали. Модель включает интерактивный аэрозольный блок, в котором рассчитываются концентрации 10 аэрозолей. Модель может использоваться для получения сверхдолгосрочных прогнозов полей метеорологических элементов на несколько лет с ансамблем их вероятного хода в течение каждого прогнозируемого года. Описание модели и возможностей ее использования содержится в работах [6, 7, 20, 21].

В ФГБУ «Гидрометцентр России» была предпринята попытка совместного использования модели климата INM-CM5 и концептуальной водно-балансовой модели формирования речного стока HBV-96 [9]. С учетом полученных при этом результатов в настоящей статье предлагается анализ сверхдолгосрочных прогнозов метеорологических характеристик формирования стока рек России с помощью модели климата INM-CM5. Анализируемые показатели качества прогнозов метеорологических характеристик совпадают с аналогичными показателями качества прогнозов их аномалий. С учетом данного обстоятельства и целей настоящего исследования рассматриваются не принятые в климатологии аномалии метеорологических характеристик, а их фактические и прогнозируемые значения.

Исходные данные

Сверхдолгосрочные прогнозы метеорологических характеристик формирования речного стока с помощью модели климата INM-CM5 проверялись для 12 речных бассейнов, расположенных в различных климатических и физико-географических условиях России. Исследуемые реки имеют различные площади водосбора и различаются водным режимом и условиями формирования стока, характерными для большинства регионов нашей страны. Таким образом, выполненная для них оценка возможностей сверхдолгосрочного прогнозирования с помощью модели INM-CM5 позволяет судить о ее применимости для территории России в целом. Характеристики этих бассейнов, включая индексы гидрологических постов в замыкающих створах, площади водосбора A км², средние многолетние значения годовой суммы осадков P мм и среднегодовой температуры приземного слоя воздуха T °С приведены в табл. 1. Расположение исследуемых речных бассейнов представлено на рис. 1.

Таблица 1. Характеристики рассматриваемых речных бассейнов
Таблица 1. Characteristics of the considered river basins

Индекс	Река	Пункт	Регион	A км ²	P мм	T °С
70421	Печора	с. Усть-Шугор	Бассейн Печоры	67500	693	-0,9
70072	Северная Двина	п. Взвоз	Бассейн Сев. Двины	285000	741	2,0
75328	Ока	г. Горбатов	Бассейн Оки	244000	802	5,6
76692	Сылва	с. Шамары	Бассейн Камы	2140	746	2,1
78021	Дон	ст. Новогригорьевская	Бассейн Дона	208000	726	6,8
84192	Малка	с. Каменноостское	Бассейн Терека	1540	617	3,3
10010	Обь	г. Камень-на-Оби	Бассейн Оби	216000	687	1,8
9002	Енисей	г. Кызыл	Бассейн Енисея	115000	409	-2,8
3021	Лена	с. Змеиново	Бассейн Лены	140000	576	-3,1
5024	Амур	г. Комсомольск-на-Амуре	Бассейн Амура	1730000	914	0,4
6295	Зея	г. Белогорье	Бассейн Амура	229000	810	-2,5
1578	Ясачная	с. Нелемное	Бассейн Колымы	32000	460	-10,1

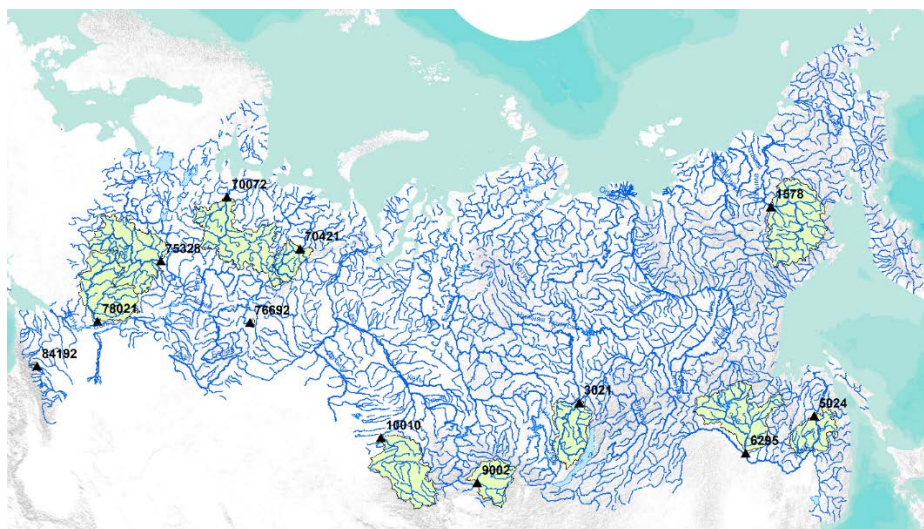


Рис. 1. Расположение рассматриваемых речных бассейнов.

Fig. 1. Location of the considered river basins.

Использование осредненных по территории каждого речного бассейна фактических значений суточного слоя осадков и среднесуточной температуры воздуха в качестве входной информации в концептуальную водно-балансовую модель формирования речного стока HBV-96 позволяет получать расчетные значения среднесуточных расходов воды в замыкающем створе, близкие к их фактическим величинам. Коэффициенты корреляции между расчетными и фактическими расходами варьируют от 0,84 до 0,95 и в среднем равны 0,89 [9]. Следовательно, приведенные в указанной работе неудовлетворительно высокие ошибки сверхдолгосрочных прогнозов речного стока рассматриваемых водосборов обусловлены прежде всего ошибками прогнозов метеорологических характеристик, получаемых с помощью модели климата INM-CM5.

В целях оценки и анализа этих ошибок для каждого из 12 речных бассейнов использован многолетний период с 1991 по 2023 год. Анализировались ретроспективные прогнозы (хиндкасты) модели INM-CM5 с заблаговременностью 1–5 лет, представленные в виде ансамбля из 10 вероятных вариантов (реализаций) сверхдолгосрочного прогноза полей годового хода осадков и приземной температуры воздуха суточного разрешения. На основе этих реализаций для каждого речного бассейна формировался архив прогностической метеорологической информации, который для каждой заблаговременности сверхдолгосрочного прогноза от 1 года до 5 лет содержал 10 сценариев хода суточного слоя осадков и среднесуточной температуры воздуха, осредненных по его территории. Фактические данные

о средней температуре воздуха и суточных суммах осадков, осредненных по территории каждого речного бассейна определялись по данным сети метеорологических станций Росгидромета.

Ошибки получаемых с помощью модели INM-CM5 прогнозов с заблаговременностью от 1 года до 5 лет определялись и анализировались для месячного и годового слоя осадков, для среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха. При этом с фактическими значениями этих характеристик за период с 1991 по 2023 год сравнивались результаты осреднения полученных с помощью модели INM-CM5 10 вероятных вариантов их хода для тех же лет.

Коррекция систематических ошибок прогнозов

Несмотря на значительные достижения в области численного моделирования предсказуемость гидродинамических процессов на временных масштабах от субсезонного до более длительного имеет успешность, слегка превышающую уровень для климатических прогнозов. Ошибки моделирования, влияющие на качество прогнозов, обусловлены многими факторами, связанными с погрешностями исходных данных и несовершенством и неполным описанием физических процессов в моделях. Даже самые продвинутые современные модели подвержены этим ограничивающим факторам. Погрешности, отмеченные на начальной стадии моделирования, могут существенно исказить конечные результаты, увеличивая систематическую ошибку.

Практика показывает, что качество долгосрочных прогнозов, как правило, сильно зависит от сезона, географического региона, а также от особенностей сформировавшейся крупномасштабной атмосферной циркуляции. Например, в Северной Евразии существует сложная система физико-географических факторов, затрудняющих моделирование и, как следствие, снижающих успешность прогнозирования температурно-влажностных условий.

Для повышения качества долгосрочных прогнозов на этапе постпроцессинга на регулярной основе применяется процедура статистической коррекции. Этот метод включает нормировку моделей на основе ретроспективного анализа данных и применение методов статистической интерпретации (например, [10]). Такие подходы позволяют корректировать систематические ошибки и случайные возмущения, улучшая адаптивность прогнозов к конкретным локальным условиям.

Существует разнообразие статистических и динамических методов коррекции прогнозов, которые выбираются в зависимости от региона и временного диапазона. Эти методы классифицируются на линейные и нелинейные. Линейные методы, как правило, основаны на простых линейных зависимостях между модельными и эмпирическими данными [2].

Как и следовало ожидать, в «сырых» прогнозах систематические ошибки, определяемые как средние значения ряда ошибок прогноза

за период с 1991 до 2023 год, оказались значительными. При этом с ростом заблаговременности прогноза знак ошибок сохраняется, а их абсолютные значения не увеличиваются. Систематические ошибки прогнозов годового слоя осадков с заблаговременностью от 1 года до 5 лет варьируют от 58 до 29 %. Обращает на себя внимание некоторая географическая закономерность. Для западных равнинных регионов страны характерны положительные систематические ошибки, а для восточных – отрицательные. Систематические ошибки прогнозов среднегодовой температуры воздуха в основном положительны. То есть модель INM-CM5 в основном занижает осадки на западе и завышает на востоке России и занижает температуру воздуха.

Отмеченные систематические ошибки вносят существенный вклад в погрешность модельных прогнозов, однако они могут быть без особого труда устранены путем коррекции прогнозов.

Ошибка прогноза величины Y равна разности $Y - \tilde{Y}$ между этой величиной и ее прогнозом \tilde{Y} . Если систематическая ошибка прогноза $\bar{\delta}$, то есть среднее значение разности $Y - \tilde{Y}$ статистически достоверно отличается от нуля, то простейший вариант коррекции состоит в ее устранении путем увеличения прогнозов на эту величину. В данном случае коррекция состоит в переходе от значений \tilde{Y} к значениям $\tilde{Y}_C = \tilde{Y} + \bar{\delta}$.

В качестве более эффективного средства в работе [2] предложен метод линейной регрессии, в котором учитываются полученные по ряду проверочных прогнозов стандартные статистические оценки математического ожидания $m(Y)$ и среднеквадратического отклонения $\sigma(Y)$ прогнозируемой величины Y , аналогичные оценки $m(\tilde{Y})$ и $\sigma(\tilde{Y})$ для ее прогноза \tilde{Y} и оценка коэффициента корреляции R между величинами Y и \tilde{Y} . Скорректированный прогноз определяется в виде:

$$\tilde{Y}_C = m(Y) + R \frac{\sigma(Y)}{\sigma(\tilde{Y})} [\tilde{Y} - m(\tilde{Y})]. \quad (1)$$

Определяемое формулой (1) значение \tilde{Y}_C имеет такое же среднее значение $m(Y)$, что и прогнозируемая величина. Следовательно, данный метод коррекции позволяет устранить возможную систематическую ошибку прогноза.

Среднеквадратическое отклонение $\sigma(\tilde{Y}_C)$ скорректированного прогноза равно $R\sigma(Y)$, то есть оно всегда несколько меньше, чем у прогнозируемой величины. Следовательно, амплитуда вероятных колебаний скорректированного прогноза \tilde{Y}_C меньше, чем у прогнозируемой величины Y . Ее предсказуемость с помощью корректируемой методики характеризуется коэффициентом R . С ростом предсказуемости рассматриваемой

гидрологической характеристики этот коэффициент приближается к единице. При этом среднеквадратическое отклонение $R\sigma(Y)$ скорректированного прогноза и амплитуда его вероятных колебаний будут приближаться к среднеквадратическому отклонению $\sigma(Y)$ и амплитуде вероятных колебаний прогнозируемой величины [2, 5].

Использование предлагаемого варианта коррекции прогнозов позволяет снизить их погрешность. Рассчитанная по аналогии с величиной S среднеквадратическая погрешность S_C скорректированного прогноза \tilde{Y}_C может выражаться формулой:

$$S_C = \sigma(Y)\sqrt{1-R^2}. \quad (2)$$

Предлагаемый вариант коррекции всегда снижает погрешность методики прогнозирования, и этот эффект усиливается по мере роста коэффициента корреляции R между прогнозируемой величиной Y и ее прогнозом \tilde{Y} [2, 5].

Эффективность изложенного метода коррекции прогнозов и, в частности, устранения их систематической ошибки характеризует отношение S/S_C среднеквадратических погрешностей прогнозов до и после коррекции.

В табл. 2 приведены значения S/S_C для прогнозов годового слоя осадков с заблаговременностью от 1 до 5 лет.

Таблица 2. Показатель S/S_C эффективности коррекции прогнозов годового слоя осадков

Таблица 2. Efficiency metrics S/S_C of corrected forecasts of the annual precipitation sums

Индекс	Река	1 год	2 года	3 года	4 года	5 лет
70421	Печора	1,4	1,6	1,5	1,5	1,5
70072	Северная Двина	1,2	1,2	1,1	1,2	1,3
75328	Ока	2,2	2,3	2,2	2,2	2,3
76692	Сылва	1,3	1,4	1,3	1,2	1,3
78021	Дон	2,4	2,5	2,3	2,4	2,6
84192	Малка	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4
10010	Обь	1,2	1,2	1,2	1,3	1,2
9002	Енисей	4,0	4,1	4,2	4,9	4,0
3021	Лена	1,2	1,3	1,3	1,4	1,3
5024	Амур	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8
6295	Зeya	1,1	1,1	1,2	1,3	1,3
1578	Ясачная	3,7	2,7	2,4	2,6	2,7

Приведенные данные показывают, что, как и рассмотренные выше систематические ошибки прогнозов годового слоя осадков, соответствующий им показатель S/S_C не зависит от заблаговременности прогнозов. Он варьирует от 1,1 до 4,9 и в среднем равен 1,9. Аналогичные результаты были получены для месячных осадков. Таким образом, предлагаемая коррекция сверхдолгосрочных прогнозов осадков в среднем позволяет снизить их погрешность почти в два раза.

В табл. 3 приведены значения S/S_C для прогнозов среднегодовой температуры воздуха с заблаговременностью от 1 до 5 лет.

Таблица 3. Показатель S/S_C эффективности коррекции прогнозов среднегодовой температуры воздуха

Table 3. S/S_C efficiency indicator of corrected forecasts of average annual air temperature

Индекс	Река	1 год	2 года	3 года	4 года	5 лет
70421	Печора	2,6	2,3	2,5	2,5	2,3
70072	Северная Двина	5,6	4,8	4,9	5,1	4,7
75328	Ока	3,3	3,4	3,0	3,0	3,0
76692	Сылва	3,9	3,7	3,8	3,7	3,6
78021	Дон	1,2	1,3	1,2	1,3	1,3
84192	Малка	10,0	10,4	9,4	10,4	10,9
10010	Обь	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2
9002	Енисей	1,9	1,9	1,9	1,9	2,1
3021	Лена	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2
5024	Амур	1,3	1,3	1,5	1,4	1,4
6295	Зeya	2,2	2,1	2,2	2,3	2,3
1578	Ясачная	1,6	1,8	1,7	1,6	1,6

Приведенные данные показывают, что показатель S/S_C не зависит от заблаговременности прогнозов. Он варьирует от 1,2 до 10,9 и в среднем равен 3,0. Аналогичные результаты были получены для среднемесячных температур воздуха. Таким образом, предлагаемая коррекция сверхдолгосрочных прогнозов температуры воздуха в среднем позволяет снизить их погрешность почти в три раза.

После коррекции прогнозов основным показателем их качества становится коэффициент корреляции R между фактическими значениями метеорологических характеристик и их прогнозами. Анализ этих коэффициентов приводится в следующем разделе.

Коэффициенты корреляции между рассматриваемыми метеорологическими характеристиками и их сверхдолгосрочными прогнозами

В табл. 4 приведены коэффициенты корреляции R для прогнозов месячного и годового слоя осадков с заблаговременностью 1 год.

Таблица 4. Значения коэффициента корреляции R для прогнозов месячного и годового слоя осадков с заблаговременностью 1 год

Table 4. Values of the correlation coefficient R for monthly and annual precipitation layer forecasts with a 1-year lead time

Река	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Печора	0,20	0,26	0,13	0,13	-0,33	0,08	-0,09	-0,14	0,11	0,09	0,16	0,21	-0,09
Северная Двина	0,06	0,12	0,20	0,23	0,02	-0,22	-0,11	0,01	0,15	0,18	0,10	0,11	0,38
Ока	-0,04	-0,09	0,25	0,20	0,10	-0,10	-0,04	0,26	-0,13	-0,50	-0,19	-0,01	0,29
Сылва	0,10	0,09	0,12	0,00	-0,18	0,11	-0,22	0,46	0,39	0,26	-0,09	0,28	0,33
Дон	0,01	0,06	0,48	-0,03	0,34	0,06	0,05	0,08	0,03	0,00	0,00	-0,03	0,02
Малка	-0,16	0,22	0,24	0,30	-0,27	-0,11	0,26	-0,23	0,16	0,17	0,16	-0,40	0,12
Обь	-0,07	0,05	-0,06	0,22	0,08	-0,14	0,17	0,41	-0,03	0,33	0,17	0,05	0,40
Енисей	0,11	0,25	0,28	-0,01	0,11	-0,14	-0,14	0,08	-0,09	0,23	-0,39	0,19	-0,15
Лена	0,30	-0,11	-0,12	-0,18	0,33	0,18	0,24	0,43	0,17	-0,07	-0,34	0,12	0,18
Амур	-0,28	-0,06	0,12	-0,05	0,08	-0,04	-0,07	-0,15	-0,14	0,06	0,25	0,18	0,14
Зея	-0,23	-0,03	-0,06	0,22	0,36	0,25	-0,11	-0,10	-0,09	-0,14	0,03	-0,14	0,05
Ясачная	0,28	-0,13	0,02	-0,06	-0,15	0,23	0,17	0,29	0,05	0,16	0,03	-0,26	0,73

За исключением одного случая, который заслуживает отдельного внимания, все значения коэффициента R невелики. Для проверки статистической достоверности этих коэффициентов предназначен стандартный критерий Питмена [11]. При длине ряда проверочных прогнозов $n = 33$ и уровне значимости (риска) критерия 5 % статистически достоверно отличающимися от нуля являются значения R , которые по абсолютной величине превышают 0,35. В табл. 4 такие коэффициенты выделены жирным шрифтом. Для месячных осадков таких коэффициентов оказалось 7 из 144, то есть примерно 5 %, что полностью соответствует уровню значимости критерия Питмена. Это позволяет сделать вывод об отсутствии статистически достоверной корреляции между фактическими значениями месячного слоя осадков и их прогнозами с заблаговременностью 1 год. Аналогичные результаты были получены для прогнозов месячных осадков большей заблаговременности.

Для годового слоя осадков доля статистически достоверных коэффициентов корреляции оказалась выше: 3 из 12, то есть 25 %. Следовательно, годовой слой осадков модель INM-CM5 прогнозирует на один год вперед несколько точнее, чем месячный.

Удивительно высоким оказался коэффициент $R = 0,73$ для слоя годовых осадков, выпадающих на водосбор левого притока Колымы – реки Ясачная. Согласно действующим в отечественной практике гидрометеорологического прогнозирования правилам, долгосрочные прогнозы относятся к категории удовлетворительных, если значение коэффициента корреляции R не ниже 0,6 [1]. Следовательно, имеет место случай успешного сверхдолгосрочного прогнозирования – для данного речного бассейна модель INM-CM5 позволяет удовлетворительно прогнозировать годовой слой осадков с заблаговременностью на один год вперед. В данном случае большую роль сыграла предлагаемая коррекция прогнозов, которая позволила снизить их погрешность в 3,7 раза. График многолетних колебаний фактической годовой суммы осадков и ее прогноза с заблаговременностью 1 год в данном створе представлен на рис. 2.

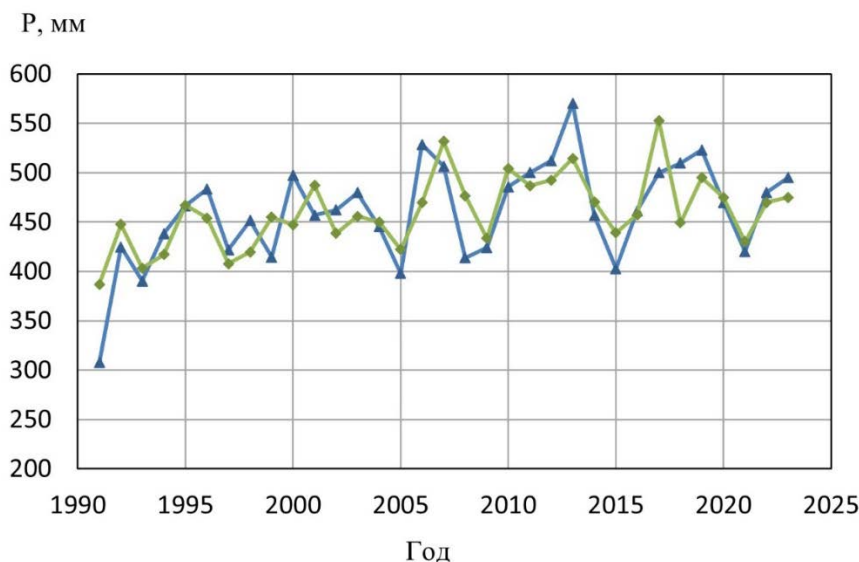


Рис. 2. График многолетних колебаний фактической годовой суммы осадков (синим) и ее прогноза с заблаговременностью 1 год (зеленым) в створе р. Ясачная – с. Нелемное.

Fig. 2. Graph of long-term fluctuations in the actual annual precipitation amount (blue) and its forecast with 1 year lead-time (green) in the river catchment Yasachnaya near Nelemnoye.

В табл. 5 приведены коэффициенты корреляции R для прогнозов среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха с заблаговременностью 1 год.

Таблица 5. Значения коэффициента корреляции R для прогнозов среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха заблаговременностью 1 год
Table 5. Values of the correlation coefficient R for forecasts of the average monthly and average annual air temperature in advance of 1 year

Река	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Печора	-0,38	0,03	0,03	0,48	0,05	-0,01	0,16	-0,11	0,31	0,41	0,60	0,07	0,48
Северная Двина	-0,32	0,03	0,04	0,40	0,15	-0,04	0,17	-0,28	0,36	0,49	0,57	0,05	0,61
Ока	0,02	0,02	0,14	0,34	0,08	-0,15	-0,02	-0,04	0,49	0,42	0,51	0,24	0,48
Сылва	-0,28	0,13	0,19	0,26	0,18	0,08	0,10	0,01	0,41	0,33	0,26	0,08	0,39
Дон	-0,05	-0,09	0,37	0,42	0,20	-0,09	-0,03	0,08	0,42	0,41	0,36	0,31	0,46
Малка	-0,19	0,16	0,43	0,38	0,28	0,27	0,41	0,42	0,19	0,08	0,07	0,01	0,59
Обь	-0,22	0,01	0,09	0,22	0,08	0,19	0,00	0,27	0,54	0,01	-0,05	0,18	0,01
Енисей	0,07	0,09	0,06	0,34	0,18	0,30	0,12	0,34	0,47	0,16	-0,02	0,31	0,25
Лена	0,21	-0,03	0,00	0,47	0,26	0,34	0,03	0,06	0,52	0,21	-0,13	0,18	0,07
Амур	-0,12	0,07	0,35	0,22	0,16	0,13	0,33	0,31	0,37	0,01	0,14	-0,02	0,50
Зея	0,04	-0,09	0,29	0,41	0,15	0,11	0,13	0,17	0,27	0,08	0,17	0,27	0,32
Ясачная	0,10	-0,25	0,19	0,09	0,24	-0,14	-0,11	0,01	0,38	0,00	0,14	0,19	0,36

Статистически достоверные с точки зрения критерия Питмена при уровне значимости 5 % коэффициенты R выделены жирным шрифтом. Для среднемесячной температуры воздуха таких коэффициентов оказалось 28 из 144, то есть более 19 %. Для среднегодовой температуры воздуха таких коэффициентов оказалось 8 из 12, то есть почти 67 %. Таким образом, среднегодовая температура прогнозируется точнее среднемесячной. В целом модель INM-CM5 позволяет получать сверхдолгосрочные прогнозы температуры воздуха значительно более точные, чем осадков.

Данные табл. 5 свидетельствуют о другом случае успешного сверхдолгосрочного прогнозирования – для бассейна Северной Двины модель INM-CM5 позволяет удовлетворительно прогнозировать среднегодовую температуру воздуха на один год вперед. В данном случае также большую роль сыграла предлагаемая коррекция прогнозов, которая позволила снизить их погрешность в 5,6 раза. График многолетних колебаний фактической среднегодовой температуры воздуха и ее прогноза с заблаговременностью 1 год в данном створе представлен на рис. 3.

В целях оценки возможностей модели INM-CM5 получать сверхдолгосрочные прогнозы внутригодового распределения осадков для каждого года проверочного периода с 1991 по 2023 год вычислялся коэффициент корреляции R_p между рядом из 12 фактических значений месячного слоя осадков и рядом из 12 значений их сверхдолгосрочных прогнозов. Среднее

значение \bar{R}_p этих 33 коэффициентов характеризует качество сверхдолгосрочного прогнозирования внутригодового распределение осадков.

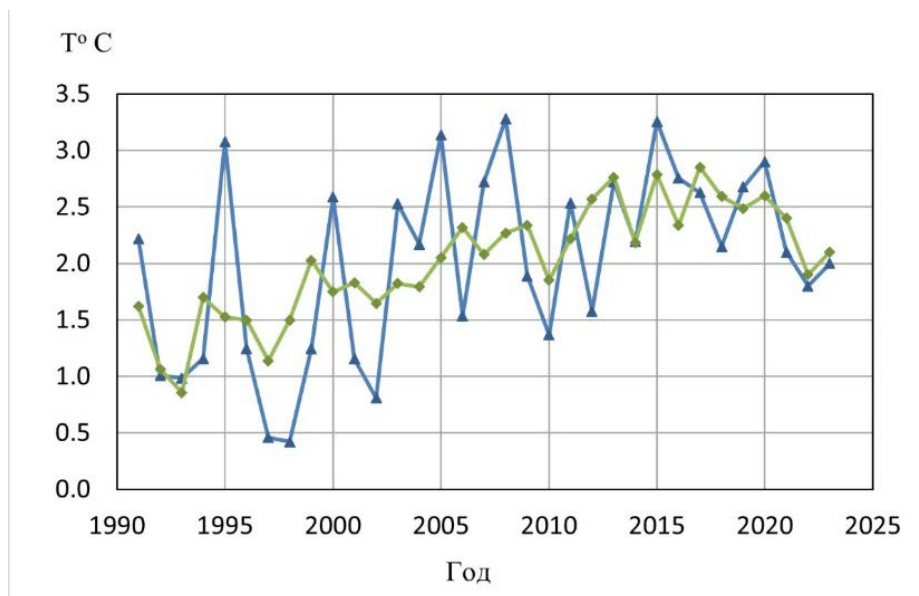


Рис. 3. График многолетних колебаний фактической среднегодовой температуры воздуха (синим) и ее прогноза с заблаговременностью 1 год (зеленым) в створе р. Северная Двина – гп. Взвоз.

Fig. 3. Graph of long-term fluctuations of the actual average annual air temperature (blue) and its forecast with 1 year lead time (green) in the river catchment Severnaya Dvina near gp. Vzvoz.

Качество сверхдолгосрочного прогнозирования внутригодового распределения температуры воздуха характеризует осредненный по 33 годам проверочного периода коэффициент \bar{R}_T , полученный аналогичным образом. В табл. 6 показатели \bar{R}_p и \bar{R}_T приведены для прогнозов с заблаговременностью 1 год.

Среднеквадратическая погрешность показателей \bar{R}_p и \bar{R}_T не превышает 0,06 [1, 11]. Следовательно, все значения этих показателей в табл. 8 статистически достоверно отличаются от нуля. Они положительны, за исключением показателя \bar{R}_p для реки Дон. Отрицательное значение $\bar{R}_p = -0,24$ свидетельствует о неудачности прогнозов внутригодового распределения осадков, выпадающих на водосбор данной реки. Для 8 из 12 речных бассейнов значения \bar{R}_p превышают 0,6, то есть довольно высоки и свидетельствуют об удовлетворительном прогнозировании внутригодового распределения осадков. Для температуры воздуха все показатели \bar{R}_T

близки к единице, что свидетельствует о высоком качестве прогнозирования внутригодового распределения этой метеорологической характеристики. Для сверхдолгосрочных прогнозов с заблаговременностью более 1 года показатели \bar{R}_p и \bar{R}_T в целом оказались немного меньше, однако вывод об удовлетворительных возможностях сверхдолгосрочного прогнозирования внутригодового распределения месячного слоя осадков и среднемесячной температуры воздуха для большинства рассматриваемых речных бассейнов сохраняется.

Таблица 6. Значения показателей \bar{R}_p и \bar{R}_T качества прогнозирования внутригодового распределения осадков и температуры воздуха с заблаговременностью 1 год

Table 6. Values of indicators \bar{R}_p and \bar{R}_T quality of forecasting the intra-annual distribution of precipitation and air temperature with 1 year lead time

Индекс	Река	\bar{R}_p	\bar{R}_T
70421	Печора	0,61	0,96
70072	Северная Двина	0,73	0,96
75328	Ока	0,14	0,96
76692	Сылва	0,34	0,97
78021	Дон	-0,24	0,97
84192	Малка	0,30	0,95
10010	Обь	0,62	0,97
9002	Енисей	0,78	0,98
3021	Лена	0,85	0,98
5024	Амур	0,89	0,98
6295	Зея	0,92	0,98
1578	Ясачная	0,79	0,98

Типичную ситуацию демонстрируют рис. 4 и 5, на которых для осадков и температуры воздуха приведены осредненные по всем 33 годам графики их фактического внутригодового распределения и его прогноза с заблаговременностью 1 год в створе р. Обь – г. Камень-на-Оби.

Таким образом, модель INM-CM5 вполне адекватно описывает климатические особенности большинства регионов России и позволяет получать для них удовлетворительные сверхдолгосрочных прогнозы внутригодового распределения важнейших метеорологических характеристик условий формирования речного стока.

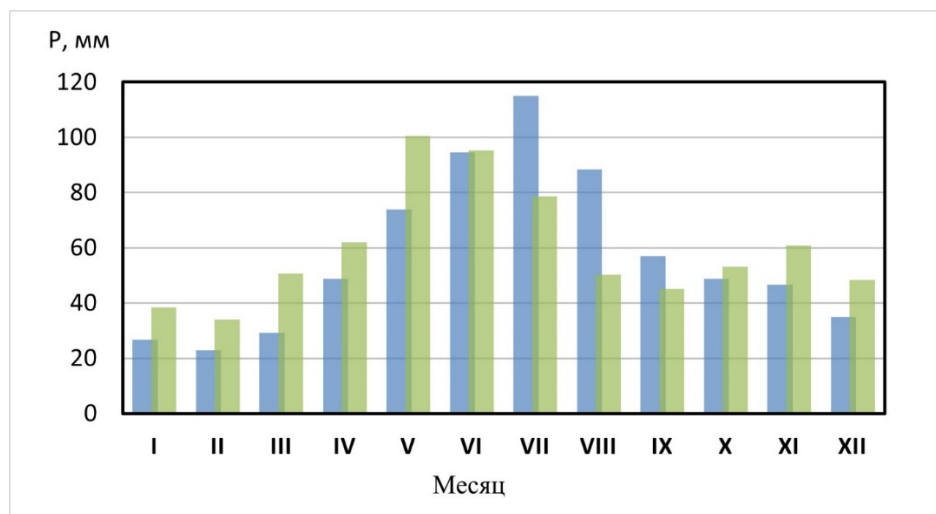


Рис. 4. Осредненные графики фактического внутригодового распределения осадков (синим) и его прогноза с заблаговременностью 1 год (зеленым) в створе р. Обь – г. Камень-на-Оби.

Fig. 4. Averaged graphs of the actual intra-annual precipitation distribution (blue) and its forecast with 1 year lead time (green) in the river catchment Ob near the city of Kamen-na-Obi.

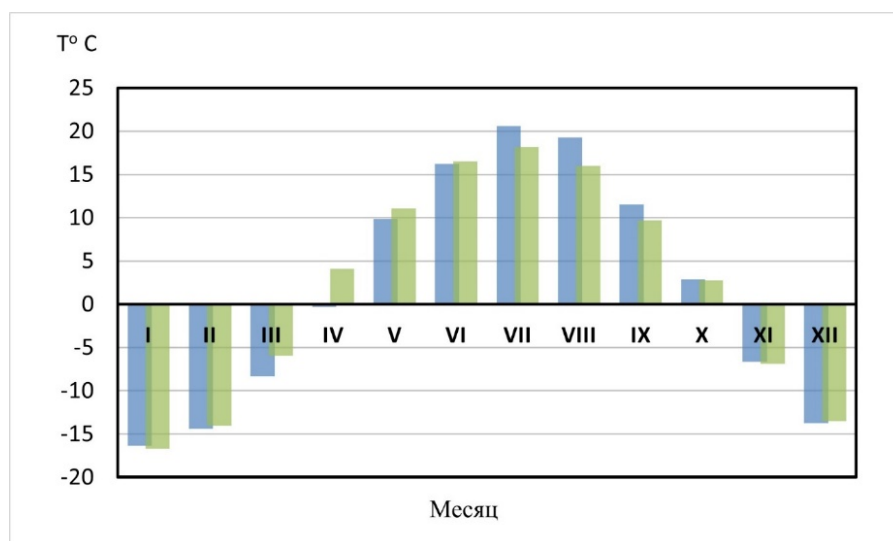


Рис. 5. Осредненные графики фактического внутригодового распределения температуры воздуха (синим) и его прогноза с заблаговременностью 1 год (зеленым) в створе р. Обь – г. Камень-на-Оби.

Fig. 5. Averaged graphs of the actual intra-annual distribution of air temperature (blue) and its forecast with 1 year lead time (green) in the river catchment Ob near the city of Kamen-na-Obi.

Заключение

Выполнен анализ получаемых с помощью модели климата INM-CM5 сверхдолгосрочных прогнозов месячного и годового слоя осадков, среднемесячной и среднегодовой температуры приземного слоя воздуха. Ретроспективные модельные прогнозы с заблаговременностью 1–5 лет сравнивались с фактическими данными для периода с 1991 по 2023 год.

Прогнозы проверялись для 12 речных бассейнов, расположенных в различных климатических и физико-географических условиях России. Исследуемые реки имеют различные площади водосбора, условия формирования стока и водный режим. Состав рассматриваемых речных бассейнов позволяет судить о возможностях сверхдолгосрочного прогнозирования метеорологических характеристик формирования речного стока с помощью модели INM-CM5 для территории России в целом.

Статистический анализ рядов проверочных прогнозов позволил получить следующие выводы и результаты.

1. Для устранения систематических ошибок анализируемых прогнозов применялся метод коррекции на основе линейной регрессии, который позволяет снизить погрешность сверхдолгосрочных прогнозов осадков почти в два раза, а температуры воздуха почти в три раза.

2. В большинстве случаев корреляция между фактическими значениями осадков и температуры воздуха и их прогнозами статистически достоверна лишь в отдельных случаях.

3. При условии использования предлагаемого метода коррекции модель позволяет с заблаговременностью 1 год прогнозировать годовой слой осадков для водосбора реки Ясачная (приток Колымы) и среднегодовую температуру воздуха для водосбора Северной Двины с удовлетворительной точностью.

4. Предложены показатели качества сверхдолгосрочных прогнозов внутригодового распределения осадков и температуры воздуха. Прогнозы внутригодового распределения осадков оказались удовлетворительными для 8 речных бассейнов из 12. Прогнозы внутригодового распределения температуры воздуха оказались хорошими для всех 12 речных бассейнов. Таким образом, модель INM-CM5 вполне адекватно описывает климатические особенности большинства регионов России.

Выполненный анализ дает оценку возможностей использования модели климата INM-CM5 для сверхдолгосрочного прогнозирования метеорологических характеристик формирования стока рек России.

Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке гранта РФФ 22-17-00247.

Список литературы

1. Борц С.В., Христофоров А.В. Оценка качества прогнозов речного стока // Труды Гидрометцентра России. 2015. Специальный выпуск 339. 198 с.

2. Борц С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Методы коррекции прогнозов речного стока // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 1 (375). С. 162-175.
3. Борц С.В., Вильфанд Р.М., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Влияние неопределенности метеорологических условий периода заблаговременности на точность долгосрочных прогнозов речного стока // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 4 (386). С. 36-46.
4. Борц С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В., Юмина Н.М. Гидрологическая наука и практика XXI-го века // Метеорология и гидрология. 2023. № 12. С. 5-11.
5. Борц С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Прогнозирование стока рек России. М.: Гидрометцентр России, 2023. 200 с.
6. Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С. и др. Математическое моделирование Земной системы / Под ред. Яковлева Н.Г. М.: МАКС Пресс, 2016. 328 с.
7. Володин Е.М. Вероятные изменения климата в XXI веке на территории России по данным модели климата INM-CM5-0 // Метеорология и гидрология. 2022. № 5. С. 5-13.
8. Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: Изд-во РАН, 2018. 300 с.
9. Семенова Н.К., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Сверхдолгосрочный прогноз стока рек России // Метеорология и гидрология. 2023. № 12. С. 47-56.
10. Тищенко В.А., Хан В.М., Круглова Е.Н., Куликова И.А. Прогнозирование осадков и температуры в бассейне реки Амур на месячных и сезонных интервалах времени // Метеорология и гидрология. 2019. № 3. С. 24-39.
11. Христофоров А.В., Юмина Н.М. Теория вероятностей и математическая статистика: Учебное пособие. М.: АИП, 2017. 151 с.
12. Adams T.E., Pagano T.C. Flood Forecasting – A Global Perspective. Academic Press, 2016. 480 p.
13. Guide to Hydrological Practices. Volume II. Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices // WMO-No. 168. WMO, 2009. 302 p.
14. Guidelines on Seasonal Hydrological Prediction // WMO-No. 1274. WMO, 2021. 67 p.
15. Predictability of Weather and Climate / editors T. Palmer, R. Hagedorn. – Cambridge University Press, 2006. – 635 p.
16. Prudhomme C., Hannaford J., Harrigan S. et al. Hydrological Outlook UK: An Operational Streamflow and Groundwater Level Forecasting System at Monthly to Seasonal Time Scales // Hydrological Sciences Journal. 2017. Vol. 62, no.16. P. 2753-2768.
17. Robertson D.E., Wang Q.J. A Bayesian Approach to Predictor Selection for Seasonal Streamflow Forecasting // Journal of Hydrometeorology. 2012. Vol. 13, is. 1. P. 155-171.
18. Shukla S., Lettenmaier D.P. Seasonal Hydrologic Prediction in the United States: Understanding the Role of Initial Hydrologic Conditions and Seasonal Climate Forecast Skill // Hydrology and Earth System Sciences. 2011. Vol. 15, no. 11. P. 3529-3538.
19. Tuteja N.K., Shin D., Laugesen R., Khan U., Shao Q., Wang E., Li M., Zheng H., Kuczera G., Kavetski D., Evin G., Thyer M., MacDonald A., Chia T., B. Le. Experimental evaluation of the dynamic seasonal streamflow forecasting approach: Technical Report. Bureau of Meteorology, Melbourne, 2011. 108 p.
20. Volodin E.M., Diansky N.A., Gusev, A.V. Simulation and Prediction of Climate Changes in the 19th to 21st Centuries with the Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Model of the Earth's Climate System // Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys. 2013. Vol. 49. P. 347-366.
21. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin, V.Y., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G. Simulation of modern climate with the new version of the INM RAS climate model // Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys. 2017. Vol. 53. P. 142-155.
22. Wang Q.J., Robertson D.E., Chiew F.H.S. A Bayesian joint probability modeling approach for seasonal forecasting of streamflows at multiple sites // Water Resources Research. 2009. Vol. 45. P. W05407.
23. Wood A.W., Maurer E.P., Kumar A., Lettenmaier D.P. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States // J. Geophys. Res. Atmos. 2002. Vol. 107. P. 4429-4444.

24. Zhu E., Yuan, X., Wood A.W. Benchmark decadal forecast skill for terrestrial water storage estimated by an elasticity framework // *Nat Commun.* 2019. Vol. 10. P. 1237.

References

1. Borsch S.V., Khristoforov A.V. Hydrologic flow forecast verification. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2015, vol. 355, 198 p. [in Russ.].
2. Borsch S.V., Khristoforov A.V., Simonov Y.A. Methods for the streamflow forecast correction. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2020, vol. 375, no. 1, pp. 162-175 [in Russ.].
3. Borsch S.V., Vil'fand R.M., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V. Assessment of the influence of uncertainty in meteorological elements on the error of long-term river runoff forecasts. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2022, vol. 386, no. 4, pp. 36-46 [in Russ.].
4. Borshch S. V., Simonov Yu. A., Khristoforov A. V., Yumina N. M. Hydrological Science and Practice in the 21st Century. *Meteorologiya i Gidrologiya [Russ. Meteorol. Hydrol.]*, 2023, no. 12, pp. 5-11 [in Russ.].
5. Borsch S.V., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V. Prognozirovaniye stoka rek Rossii [Streamflow forecasting in Russia]. Moscow, Izd-vo FGBU «Gidrometcentr Rossii», 2023, 200 p. [in Russ.].
6. Volodin E.M., Galin V.YA., Gricun A.S. i dr. Matematicheskoe modelirovaniye Zemnoy sistemy. Pod red. YAKovleva N.G. Moscow, MAKS Press, 2016, 328 p. [in Russ.].
7. Volodin E.M. Possible Climate Change in Russia in the 21st Century Based on the INM-CM5-0 Climate Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2022, vol. 47, no. 5, pp. 327-333. DOI: 10.3103/S1068373922050016.
8. Motovilov Yu.G., Gel'fan A.N. Modeli formirovaniya stoka v zadachah gidrologii rechnyh basseynov. Moscow, Izd-vo RAN, 2018, 300 p. [in Russ.].
9. Semenova N.K., Simonov Y.A., Khristoforov A.V. Extended Streamflow Prediction for Russian Rivers. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2023, vol. 48, pp. 1019-1028. DOI: 10.3103/S1068373923120026.
10. Tishchenko V.A., Khan V.M., Kruglova E.N., Kulikova I.A. Monthly and Seasonal Prediction of Precipitation and Air Temperature in the Amur River Basin. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2019, vol. 44, pp. 169-179. DOI: 10.3103/S1068373919030026.
11. Khristoforov A.V., Yumina N.M. Teoriya veroyatnostey i matematicheskaya statistika: Uchebnoye posobie. Moscow, APR publ., 2017, 151 p. [in Russ.].
12. Adams T.E., Pagano T.C. Flood Forecasting – A Global Perspective. Academic Press, 2016. 480 p.
13. WMO-No. 168. Guide to Hydrological Practices. Volume II. Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices. WMO, 2009, 302 p.
14. WMO-No. 1274. Guidelines on Seasonal Hydrological Prediction, WMO, 2021, 67 p.
15. Predictability of Weather and Climate. editors T. Palmer, R. Hagedorn. – Cambridge University Press, 2006, 635 p.
16. Prudhomme C., Hannaford J., Harrigan S. et al. Hydrological Outlook UK: An Operational Streamflow and Groundwater Level Forecasting System at Monthly to Seasonal Time Scales. *Hydrological Sciences Journal*, 2017, vol. 62, no.16, pp. 2753-2768.
17. Robertson D.E., Wang Q.J. A Bayesian Approach to Predictor Selection for Seasonal Streamflow Forecasting. *Journal of Hydrometeorology*, 2012, Vol. 13, no. 1, pp. 155-171.
18. Shukla S., Lettenmaier D.P. Seasonal Hydrologic Prediction in the United States: Understanding the Role of Initial Hydrologic Conditions and Seasonal Climate Forecast Skill. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, vol. 15, no. 11, pp. 3529-3538.
19. Tuteja N.K., Shin D., Laugesen R., Khan U., Shao Q., Wang E., Li M., Zheng H., Kuczera G., Kavetski D., Evin G., Thyer M., MacDonald A., Chia T., B. Le. Experimental evaluation of the dynamic seasonal streamflow forecasting approach: *Technical Report. Bureau of Meteorology*, Melbourne, 2011, 108 p.

20. Volodin E.M., Diansky N.A., Gusev, A.V. Simulation and Prediction of Climate Changes in the 19th to 21st Centuries with the Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Model of the Earth's Climate System. *Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys.*, 2013, vol. 49, pp. 347-366.

21. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostrykin S.V., Galin, V.Y., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G. Simulation of modern climate with the new version of the INM RAS climate model. *Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys.*, 2017, Vol. 53, pp. 142-155.

22. Wang Q.J., Robertson D.E., Chiew F.H.S. A Bayesian joint probability modeling approach for seasonal forecasting of streamflows at multiple sites. *Water Resources Research*, 2009, vol. 45, P. W05407.

23. Wood A.W., Maurer E.P., Kumar A., Lettenmaier D.P. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2002, vol. 107, pp. 4429-4444.

24. Zhu E., Yuan, X., Wood A.W. Benchmark decadal forecast skill for terrestrial water storage estimated by an elasticity framework. *Nat Commun.*, 2019, vol. 10, 1237 p.

Поступила 08.10.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.

Submitted 08.10.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-58-77>

УДК 551.55+551.559

Масштабы длины турбулентности в городской среде и их связь со спектром флуктуаций скорости

А.В. Глазунов^{1,2,3}, Е.В. Мортиков^{2,1}, А.В. Дебольский^{2,4}

¹ *Институт вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия;*

² *Научно-исследовательский вычислительный центр*

Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия;

³ *Московский Центр фундаментальной и прикладной математики, г. Москва, Россия;*

⁴ *Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия*
glas@gmail.com

С помощью вихререзающей модели ИВМ РАН проведены расчеты турбулентных нейтрально-стратифицированных течений над идеализированными поверхностями городского типа. Показано, что масштабы длины, необходимые для построения многослойных локально-одномерных RANS-моделей турбулентности в городской среде, связаны с пространственными спектрами флуктуаций скорости. Для вычисления аналога пространственного спектра внутри городского слоя, содержащего объекты («здания»), предложен алгоритм, основанный на применении гипотезы «замороженной турбулентности» Тейлора. Предложено качественное объяснение зависимости масштабов длины от морфологических характеристик поверхности.

Ключевые слова: пограничный слой атмосферы, турбулентность в городской среде, вихререзающее моделирование, LES, пространственные спектры турбулентности

Turbulent length scales in urban canopy flow and their relation to velocity fluctuation spectra

A. V. Glazunov^{1,2,3}, E. V. Mortikov^{2,1}, A. V. Debolskiy^{2,4}

¹ *Marchuk Institute of Numerical Mathematics*

of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

² *Research Computing Center Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;*

³ *Moscow Center of Fundamental and Applied Mathematics I Moscow, Russia;*

⁴ *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
glas@gmail.com

This study presents results of numerical experiments of neutrally-stratified turbulent flows over idealized urban surfaces using a Large-Eddy Simulation (LES) model. It is shown that the turbulent length scales necessary for the formulation of multilayer local one-dimensional Reynolds-Averaged Navier–Stokes (RANS) models of the urban canopy are related to the spatial spectra of turbulence. An algorithm based on the application of Taylor's frozen turbulence hypothesis is proposed to compute an analog of the spatial velocity spectrum inside an urban layer containing objects («buildings»). A qualitative explanation of the dependence of length scales on the morphological characteristics of the urban surface is given.

Keywords: atmospheric boundary layer, urban canopy, large-eddy simulation, LES, turbulence spatial spectra

Введение

Многослойные модели (МСМ) турбулентности в городской среде становятся все более актуальными в связи с увеличением пространственного разрешения численного прогноза погоды. В этих моделях городской слой, содержащий крупные объекты (здания), рассматривается как некоторая пористая среда, воздействующая на среднюю скорость течения и статистические характеристики турбулентности. Предполагается, что это воздействие можно описать параметрически с учетом типичных для ячейки расчетной сетки геометрических параметров обтекаемых объектов (морфологии городской застройки). В МСМ, помимо стандартного осреднения Рейнольдса по ансамблю состояний $\langle \cdot \rangle$, вводится дополнительное осреднение по горизонтали $\langle \cdot \rangle_{xy}$, охватывающее площадь, превышающую площадь отдельных объектов (двойное осреднение, см., например, [2, 29]). На основе такого осреднения строится локально-одномерная модель, содержащая расчетные уровни внутри городской среды и учитывающая среднюю силу сопротивления, создаваемую зданиями, дополнительную генерацию турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) при обтекании объектов, трансформацию турбулентных масштабов под воздействием застройки и т. д. Наиболее известной из моделей такого типа является модель ВЕР [15], которая, помимо расчета динамических эффектов взаимодействия турбулентности с городской средой, содержит широкий набор параметризаций физических процессов, таких как радиационный баланс, обмен теплом и влагой с поверхностями земли и зданий, воздействия растительности на термодинамику течения и радиацию. В настоящее время имеется положительный опыт включения многослойных моделей в крупномасштабные модели атмосферы [24, 27, 30], что позволяет детализировать прогнозируемые метеорологические параметры для крупных городских агломераций, более точно рассчитать их значения вблизи поверхности земли и улучшить качество крупномасштабной модели циркуляции атмосферы за счет более точного представления городской поверхности.

В данной работе мы затронем довольно узкую, но актуальную проблему, стоящую при разработке МСМ, а именно – определение турбулентных масштабов длины $l_{T\alpha}/h = \Phi_\alpha(z/h, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots)$, связанных с геометрическими характеристиками группы обтекаемых объектов (зданий) и, возможно, с иными воздействиями на турбулентность, например, с влиянием стратификации или с воздействием сил аэродинамического сопротивления слоя растительности (здесь h – средняя толщина городского слоя; z – высота над поверхностью земли; $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots$ – конечный набор безразмерных морфологических параметров застройки, определяющих соответствующую безразмерную универсальную функцию Φ_α). К возможным морфологическим параметрам застройки можно отнести долю площади, занятой зданиями $\lambda_p = S_B/S_{tot}$ (здесь S_{tot} – общая площадь поверхности земли; S_B – площадь горизонтального сечения зданий у поверхности),

и отношение суммарной площади фронтальных сечений зданий к площади поверхности земли $\lambda_f = S_f/S_{tot}$.

Имея параметризации для турбулентных масштабов длины можно построить замкнутую модель турбулентности, связав между собой такие характеристики, как градиенты средних значений метеопараметров по вертикали, кинетическая энергия флуктуаций, скорость диссипации ТКЭ, турбулентные потоки импульса и скаляров. В нейтрально-стратифицированном турбулентном течении над плоской поверхностью в приземном слое при больших числах Рейнольдса в силу автомодельности существует единственный определяющий масштаб длины z , и все турбулентные масштабы пропорциональны ему. Напротив, для городского слоя турбулентные масштабы длины, связывающие между собой, например, поток импульса τ и градиент средней скорости dU/dz или ТКЭ E' и скорость ее диссипации ϵ , не совпадают между собой и не пропорциональны друг другу, так как отражают физические процессы, происходящие в разных участках спектра турбулентных флуктуаций и, соответственно, могут по-разному зависеть от геометрических параметров застройки или иметь разные наборы определяющих параметров λ_i .

Наиболее распространенным подходом, позволяющим построить параметризации для турбулентных масштабов, является использование данных вихререзающих моделей высокого пространственного разрешения (Large Eddy Simulation, LES), в которых объекты, имитирующие здания, представлены явным образом на сетке модели. В LES нестационарная динамика в основном энергонесущем интервале спектра рассчитывается явно, а влияние мелкомасштабной турбулентности учитывается при помощи различных “подсеточных” моделей [28]. Турбулентное обтекание объектов простых форм, характерных для городской застройки, воспроизводится LES-моделями с хорошей точностью, если шаг сеток достаточно мал (обычно требуется, чтобы на характерный размер объекта приходилось порядка нескольких десятков узлов расчетной сетки, см., например, тесты в работе [13]). В случаях упрощенной геометрии поверхностей городского типа (ПГТ) численное моделирование (DNS и LES) позволяет получить данные, не уступающие данным лабораторных измерений [4, 35]. Общепринятым методом вычисления турбулентных масштабов длины является проведение больших серий расчетов турбулентных течений в состоянии статистического равновесия при варьировании геометрии ПГТ [2, 17–19, 26]. Затем строятся эмпирические аппроксимации турбулентных масштабов, найденных из усредненных по времени и по горизонтали данных LES. На данный момент не существует консенсусного мнения по вопросу оптимального выбора определяющих морфологических параметров, в число которых, помимо упомянутых выше λ_p и λ_f , могут входить параметры, отвечающие за ориентацию зданий, параметры, формализующие протяженность и ориентацию свободных пространств, а также параметры, отвечающие за форму объектов и вариации высот зданий (см., например, [18]).

Перспективным направлением исследований городской турбулентности является LES-моделирование течений над ПГТ с искусственно-сгенерированной случайной геометрией [25], удовлетворяющей набору признаков, выбранных согласно введенной в работе [31] классификации типов городской застройки на основе локальных климатических зон.

Отметим, что описанный полуэмпирический подход к построению локально-одномерных многослойных моделей городской турбулентности не позволяет выявить физические причины вариаций искомых турбулентных масштабов длины. Это осложняет выбор определяющих морфологических параметров и не дает оснований для доказательного обоснования применимости выбранного турбулентного замыкания. Например, увеличение или уменьшение безразмерного градиента скорости $\Phi_u = (dU/dz)h/|\tau|^{1/2} = h/l_{TP}$ может не соответствовать ожидаемому уменьшению или увеличению характерного размера турбулентных вихрей, переносящих импульс, так как при наличии организованных структур, свойственных турбулентности в городском слое, и при существенной пространственной неоднородности течения средний поток импульса может быть не связан напрямую со средним градиентом скорости (здесь l_{TP} – турбулентный масштаб длины смещения Прандтля). В случае такого несоответствия применимость приближения турбулентной вязкости может быть поставлена под сомнение, а формально введенный турбулентный масштаб l_{TP} теряет ясный физический смысл.

В [11, 12] было показано, что в пограничном слое атмосферы над ПГТ анализ пространственных спектров и коспектров турбулентных флуктуаций скорости может объяснить изменения турбулентных масштабов длины под воздействием крупных шероховатостей нижележащей поверхности и устойчивой стратификации. Тем самым спектральный анализ является удобным инструментом для построения и уточнения локально-одномерных моделей ПСА. Однако внутри городского слоя пространственный спектр не может быть вычислен напрямую вследствие наличия объектов. В данной работе для анализа данных LES мы воспользуемся гипотезой «замороженной турбулентности» Тейлора, связывающей частотные и пространственные спектры. Будет показано, что на качественном уровне вариации турбулентных масштабов длины, обусловленные изменениями морфологии ПГТ, соответствуют трансформации спектров.

Данные для анализа были получены из расчетов вихреразрешающей модели ИВМ РАН, описанной в работах [7, 8]. Эти расчеты были выполнены для идеализированных ПГТ с небольшими значениями доли площади λ_p , занятой «зданиями». Такая постановка численного эксперимента не позволяет напрямую сравнивать результаты моделирования с данными натуральных наблюдений. Однако мы надеемся, что выявленные закономерности являются общими как для модельной постановки, так и для реальной городской среды, а предложенный метод вычисления пространственных

спектров может применяться, в том числе и для обработки данных пульсационных измерений турбулентности в городе.

1. Турбулентные масштабы длины

В простейшем случае для того, чтобы рассчитать среднюю скорость ветра $U(z)$ внутри городского слоя (см., например, [3]), достаточно задать безразмерный коэффициент аэродинамического сопротивления городской среды $c_d(z/h, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots)$ и турбулентный масштаб длины смещения Прандтля

$$l_{TP}(z) = |\tau_t|^{1/2} |dU/dz|^{-1}; \quad l_{TP}/h = \Phi_{lTP}(z/h, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots), \quad (1)$$

где $\tau_t = \tau' + \tilde{\tau} = \langle \langle u'w' \rangle \rangle_{x,y} + \langle \tilde{u}\tilde{w} \rangle_{x,y}$ – суммарный поток импульса по вертикали, состоящий из турбулентного переноса нестационарными флуктуациями $\langle \langle u'w' \rangle \rangle_{x,y}$ и переноса импульса средней по ансамблю компонентой течения $\langle \tilde{u}\tilde{w} \rangle_{x,y}$ ¹. Тогда в состоянии установившегося равновесия скорость $U(z)$ может быть найдена из баланса сил

$$F_B + F^{ext} - \frac{d\tau_t}{dz} = 0, \quad (2)$$

где F^{ext} – внешнее воздействие, например, крупномасштабный градиент давления, а F_B – сила аэродинамического сопротивления городского слоя:

$$F_B(z) = -a_s(z)c_d(z)|U(z)|U(z). \quad (3)$$

Здесь a_s , $[a_s] = \text{м}^{-1}$ – объемная плотность площади фронтального сечения.

При введении турбулентного масштаба длины l_{TP} подразумевается, что поток импульса может быть найден по модели турбулентной вязкости:

$$\tau_t = -K_m \frac{dU}{dz}; \quad K_m = l_{TP}^2 |dU/dz|. \quad (4)$$

Заметим, что это предположение не является очевидным для городской среды, поскольку, наряду с мелкомасштабной стохастической турбулентностью, импульс может эффективно переноситься стационарными и нестационарными организованными крупными структурами, что не гарантирует справедливость градиентного приближения (4). Уравнения (1–4) при помощи дальнейших упрощений позволяют найти аналитические решения для $U(z)$ (см. [16; 33; 34]). Такие решения могут использоваться в однослойных моделях городского полога (см. [32]), в которых возможность вычисления турбулентных моментов высокого порядка отсутствует.

¹ Здесь и далее мы будем называть потоками импульса ковариации флуктуаций вертикальной w и продольной u компонент скорости, а также будем опускать плотность воздуха ρ в определениях сил и энергии, полагая, что уравнения несжимаемой жидкости уже соответствующим образом нормированы на референсную плотность ρ_0 .

В более сложных RANS-моделях городского слоя, позволяющих как минимум оценить кинетическую энергию флуктуаций E , возникает необходимость задавать дополнительные масштабы длины. Например, в $K-l$ моделях турбулентности (модель 1.5-го порядка замыкания согласно классификации Меллора – Ямады [22]) нужно определить масштаб

$$l_{T\varepsilon}(z) = h\phi_{lT\varepsilon}(z/h, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots) = c_\varepsilon E^{3/2}/\varepsilon, \quad (5)$$

связывающий скорость диссипации ε с кинетической энергией флуктуаций E (где c_ε – безразмерная константа, введенная для удобства дальнейшего представления результатов). Кроме того, в этой модели коэффициент турбулентной вязкости вычисляется следующим образом:

$$K_m = c_K l_{TK} E^{1/2}, \quad (6)$$

где c_K – константа, а $l_{TK}(z) = h\phi_{lTK}(z/h, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots)$ турбулентный масштаб длины:

$$l_{TK} = c_K^{-1} |\tau_t| E^{-1/2} |dU/dz|^{-1}, \quad (7)$$

который тоже может быть найден по осредненным данным LES и аппроксимирован какой-либо нелинейной функцией, зависящей от безразмерной высоты z/h и от значений безразмерных морфологических параметров λ_i . Аналогичным образом определяются турбулентные масштабы длины, позволяющие вычислить турбулентные потоки скалярных величин и перенос ТКЭ флуктуациями скорости и давления.

Альтернативный способ вычисления турбулентного масштаба длины был реализован в работе [9], где вместо зависимости от набора морфологических параметров λ_i , было предложено связать его с доступной в измерениях характеристикой течения над городской средой – высотой вытеснения D . Используя методы теории подобия, авторы предложили простую аналитическую аппроксимацию $l_T(z, D)$, которая несколько улучшила результаты расчетов скорости и концентрации примеси в МСМ городского слоя по сравнению со стандартными подходами. Однако и этот полуэмпирический подход все же требует проверки и настройки на большой серии расчетов с LES-моделями.

2. Краткое описание LES-модели

Система уравнений несжимаемой жидкости LES-модели для компонент фильтрованной скорости \bar{u}_i в тензорной форме записи выглядит следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}_i \bar{u}_j}{\partial x_j} &= -\frac{\partial \tau_{ij}^{LES}}{\partial x_j} - \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + F_i^{ext}, \\ \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} &= 0, \end{aligned} \quad (9)$$

где F_i^{ext} – внешняя сила, действующая на течение; \bar{p} – нормированные аномалии давления; τ_{ij}^{LES} – тензор турбулентных напряжений, вычисляемый при помощи смешанного локализованного динамического замыкания:

$$\tau_{ij}^{LES} = \tau_{ij}^{smag} + \tau_{ij}^{ssm} = -2(C_s \bar{\Delta})^2 |\bar{S}| \bar{S}_{ij} + (\overline{\bar{u}_i \bar{u}_j} - \bar{\bar{u}_i} \bar{\bar{u}_j}), \quad (10)$$

где $\bar{S}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right)$ – тензор скоростей деформации; $C_s(x, y, z, t)$ – безразмерный коэффициент, изменяющийся во времени и в пространстве и определяемый динамически [5] с использованием подхода, основанного на итерационном методе поиска обобщенного решения переопределенной системы уравнений (см. [6]).

Система уравнений аппроксимирована по пространству схемой четвертого порядка точности, сохраняющей импульс и энергию [23], для аппроксимации по времени используется явная схема Адамса – Бэшфорта второго порядка точности. Более подробно численная модель, ее граничные условия и численные методы решения уравнений описаны в работах [7, 8].

В целях правильной интерпретации представленных результатов нам будет важно то, что данная модель проявляет свойства модели с явной фильтрацией [21], а именно свойства модели с пространственным фильтром, ширина которого $\bar{\Delta}$ превышает шаг сетки Δ_g . При этом дискретная аппроксимация неидеального (подавляющего гармоники в разрешаемом диапазоне волновых чисел) пространственного фильтра $F_{\bar{\Delta}}^g$ нам известна и напрямую используется в подсеточной модели (10). Это позволяет строить и анализировать спектры «дефильтрованной» скорости

$$u_i^* = F_p^{-1} \bar{u}_i, \quad (11)$$

где F_p^{-1} – оператор, являющийся приближением обратного оператора фильтрации:

$$F_p^{-1} = \sum_{k=0}^p \left(I - F_{\bar{\Delta}}^g \right)^k. \quad (12)$$

Здесь I – единичный оператор. В работах [10, 11] было показано, что применение данной процедуры к результатам расчетов позволяет улучшить воспроизведение спектров ТКЭ и отдельных компонент скорости в инерционном интервале. Кроме того, процедура «дефильтрации» успешно использовалась для того, чтобы восполнить мелкомасштабную изменчивость при лагранжевом переносе частиц в турбулентных течениях, см. [7; 13]. На основании этого все спектры, представленные ниже, будут вычислены по мгновенным значениям скорости u_i^* , полученной после применения «дефильтрации» (11) с количеством членов ряда (12) $p = 7$.

3. Постановка численных экспериментов и некоторые основные характеристики течения

Постановка численных экспериментов в основном совпадала с описанной в работе [8], за исключением того, что была изменена конфигурация объектов и рассматривались только нейтрально-стратифицированные течения. Размер всей расчетной области составлял: $L_x \times L_y \times L_z = 16h \times 8h \times 4h$, а равносторонняя сетка модели состояла из $512 \times 256 \times 128$ ячеек. Объекты, имитирующие здания, представляли собой кубы со стороной h и прямоугольные параллелепипеды со сторонами $l_z = l_x = l_y = h/2$. Граничные условия были периодическими по горизонтали, а на верхней и нижней границах расчетной области и на стенках объектов задавалось условие непротекания. На «стенках» и «крышах» зданий и на «поверхности земли» вычислялось касательное напряжение трения, пропорциональное квадрату пристеночной скорости: $\tau_w = -C_U^w C_U^w |\bar{\mathbf{u}}_w| \bar{\mathbf{u}}_w$, со значением $C_U^w = 0.124$, что при высоте $h = 16$ м и шаге сетки модели $\Delta = h/32$ соответствует значению параметра шероховатости $z_{0w} = 0.01$ м в предположении логарифмичности пристеночного профиля средней скорости.

Течение поддерживалось постоянной силой F^{ext} , что в установившемся состоянии обеспечивало линейно убывающий с высотой поток импульса над объектами со значением $\tau_{z=h} = -F^{ext}(L_z - h)$ на высоте $z = h$. Скорость трения, определенную как $U_* = |\tau_{z=h}|^{1/2} = (F^{ext}(L_z - h))^{1/2}$, мы будем использовать далее в качестве масштаба скорости для обезразмеривания результатов расчетов, а высоту объектов h – как масштаб длины. Расчеты проводились на срок в 120 единиц безразмерного времени $\tilde{t} = t/(h/U_*)$, последние 40 единиц времени \tilde{t} использовались для осреднения и вычисления спектров.

Объекты располагались на поверхности в шахматном порядке. Было проведено четыре расчета EXP1, EXP2, EXP3 и EXP4 при различной морфологии ПГТ (см. таблицу, в которой указаны значения некоторых геометрических характеристик поверхностей). Схематические изображения поверхностей приводятся на врезках рис. 3.

Таблица. Морфологические параметры ПГТ в расчетах с вихререзающей моделью.

Table. Morphological parameters of urban-type surfaces in LES experiments

	λ_p	λ_f	l_x/h	l_y/h
EXP1	1/8	1/4	1/2	1/2
EXP2	1/16	1/16	1	1
EXP3	1/16	1/8	1/2	1/2
EXP4	1/8	1/8	1	1

На рис. 1а представлены профили средней скорости $U(z) = \langle \bar{u}_1 \rangle_{x,y,t}$, а на рис. 1б (сплошные кривые) – суммарные потоки импульса $\tau_t = \tau^{rsl} + \tau^{LES}$. Здесь, $\tau^{rsl} = \langle \bar{u}' \bar{w}' \rangle_{x,y,t}$ – перенос импульса разрешаемыми явно флуктуациями скорости $\bar{u}'_i = \langle \bar{u}_i \rangle_{x,y,t} - \bar{u}_i$, а $\tau^{LES} = \langle \tau_{13}^{LES} \rangle_{x,y,t}$ – поток, вычисленный в подфильтровой/подсеточной модели (10). Видно, что поток импульса в свободной от объектов части расчетной области (при $z > h$) совпадает для всех четырех расчетов, линейно зависит от высоты и совпадает с заданной внешним форсингом зависимостью (красная пунктирная линия). Таким образом, моделируемые турбулентные течения находятся в установившемся состоянии.

Отметим, что значимая часть суммарного потока внутри слоя $0 < z < h$ обеспечивается стационарной во времени компонентой течения $\tilde{u}_i = \langle \bar{u}_i \rangle_t$. Потоки $\tilde{\tau} = \langle \tilde{u} \tilde{w} \rangle_{x,y}$ нанесены на рис. 1 пунктирными линиями. Так как далее мы будем строить спектры и коспектры только флуктуационной (нестационарной во времени) части решения $u'_i = \bar{u}_i - \tilde{u}_i$, то для корректности сравнений, помимо масштаба l_{TP} (1), будет вычислен аналогичный масштаб

$$l'_{TP}(z) = |\tau'|^{1/2} |d\bar{U}/dz|^{-1}; \quad \tau' = \tau_t - \tilde{\tau}, \quad (13)$$

т. е. масштаб Прандтля для нестационарной части решения.

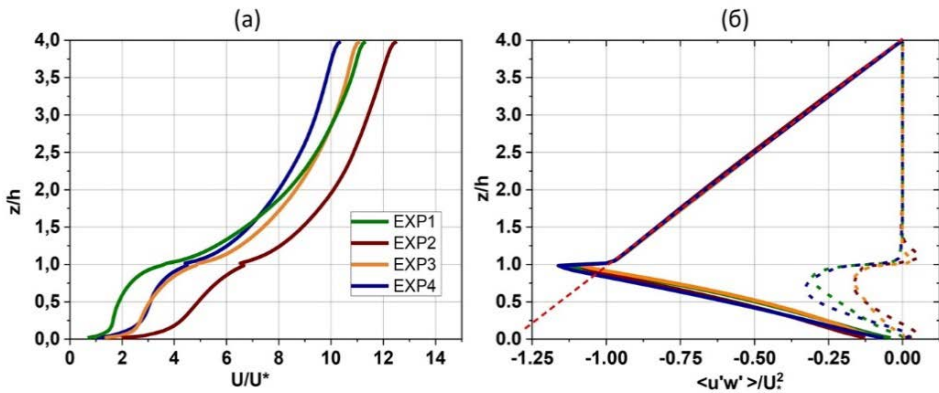


Рис. 1. Профили нормированной средней скорости ветра U/U_* (а), нормированные средние потоки импульса (сплошные кривые) (б). Пунктирные линии – часть потока импульса, связанная с его переносом стационарными вихрями. Цвета линий соответствуют разным конфигурациям ПГТ.

Fig. 1. Profiles of normalized mean wind speed U/U_* (a), normalized profiles of momentum flux (solid lines) (b). Dashed lines – part of vertical momentum transfer associated with stationary vortices. Colors correspond to different configurations of urban surfaces.

4. Метод вычисления пространственных спектров внутри городского слоя

Внутри слоя $0 < z < h$ пространственные спектры нельзя построить стандартным образом при помощи преобразования Фурье мгновенных полей значений скорости, так как внутри «зданий» скорость не определена. Согласно нашему опыту (не приводится в статье), грубый прием с обнулением аномалий скорости внутри объектов приводит к искажению мелко-масштабного инерционного интервала и появлению значительного минимума в спектрах на масштабах, близких к размеру объектов. Здесь мы предлагаем простой метод вычисления аналога пространственных спектров, дающий интерпретируемые результаты, согласующиеся с теоретическими представлениями об энергетическом каскаде в трехмерной турбулентности. Расчет этих спектров на некоторой высоте z_k (где k – модельный уровень, находящийся внутри слоя с объектами) выполнялся с применением гипотезы Тейлора «замороженной турбулентности» по следующему алгоритму:

- Дискретные поля значений вектора скорости $\mathbf{u}^*_{i,j,k}$ сохранялись в течение всего расчета с малым шагом по времени Δt_s . Здесь \mathbf{u}^* – дефильтрованная скорость (11). Поскольку в данной модели используется разнесенная пространственная сетка, то предварительно компоненты скорости u^* , v^* и w^* интерполировались с четвертым порядком точности на общую сетку в центры ячеек. В данной работе для экономии дискового пространства и для того, чтобы сократить время записи данных, поля скорости сохранялись на разреженной пространственной сетке с шагами, вдвое превышающими шаг сетки модели Δ_g . Интервал выдачи данных был равен десяти шагам модели по времени. В пересчете в безразмерные единицы времени это составляло: $\tilde{\Delta}t_s = \Delta t_s U_* / h \approx 0.005$.

- Вектор мгновенной скорости проектировался на локальное направление осредненного по времени течения $\tilde{\mathbf{u}} = \langle \bar{\mathbf{u}} \rangle_t$. Таким образом, в каждом из узлов диагностической сетки строились временные ряды продольной скорости $u_{||}$ и ортогонального дополнения к ней u_{\perp} :

$$\mathbf{u}_{||} = (\mathbf{u}^*, \langle \bar{\mathbf{u}} \rangle_t) / |\langle \bar{\mathbf{u}} \rangle_t|, \quad (14)$$

$$\mathbf{u}_{\perp} \equiv (u_{\perp}, v_{\perp}, w_{\perp}) = \mathbf{u}^* - \mathbf{u}_{||} \langle \bar{\mathbf{u}} \rangle_t / |\langle \bar{\mathbf{u}} \rangle_t|. \quad (15)$$

- Для того, чтобы избежать сильного искажения мелкомасштабного участка спектров вследствие переноса мелкомасштабной турбулентности крупными вихрями (так называемый «sweeping effect», см. [14; 20]), мы ограничили выборку только теми узлами сетки, в которых выполняется условие: $|\langle \mathbf{u}_{||} \rangle_t| > 2\sigma_{u_{||}}$, где $\sigma_{u_{||}}$ – СКО продольной скорости. Данное условие было подобрано эмпирически в предварительных тестах и согласно нашему предыдущему опыту применения гипотезы Тейлора для

вычисления пространственных спектров в LES. Для более точного вычисления спектров потребуется коррекция с учетом энергии крупномасштабных мод, которая в данной работе не применялась и требует специального рассмотрения. Таким образом был получен набор временных рядов значений скорости в N_{sel} узлах сетки. В представленных расчетах оказалось, что выборка N_{sel} содержала около половины узлов пространственной сетки, на которой сохранялись данные.

• Для каждого из полученных временных рядов выполнялось дискретное преобразование Фурье и вычислялись спектральные плотности дисперсий компонент скорости $u_{||}$, u_{\perp} , v_{\perp} и w_{\perp} в зависимости от частоты f , а затем частотные спектры преобразовывались в пространственные согласно гипотезе Тейлора, где в качестве переносящей скорости использовалась локальная средняя скорость течения:

$$S_{u_{||}}^i(k_{||}^i) = \frac{|\langle \mathbf{u}_{||}^i \rangle_t|}{2\pi} S_{u_{||}}^i(f);$$

$$k_{||}^i = 2\pi f / |\langle \mathbf{u}_{||}^i \rangle_t|, \quad i = 1, N_{sel}. \quad (16)$$

Аналогичным образом вычислялись наборы пространственных спектров $S_{u_{\perp}}^i(k_{||}^i)$, $S_{v_{\perp}}^i(k_{||}^i)$ и $S_{w_{\perp}}^i(k_{||}^i)$.

• Так как переносящая скорость $\langle \mathbf{u}_{||}^i \rangle_t$ зависит от положения в пространстве, то в результате преобразования (16) дискретные спектры оказываются заданными на разных сетках волновых чисел. Поэтому вначале мы интерполировали их на общую сетку, а затем осредняли по всей выборке. В результате были получены следующие функции, отражающие некоторую среднюю по всему пространству зависимость энергии флуктуаций от их масштабов:

$$S_{u_{||}}(k_{||}) = \frac{1}{N_{sel}} \sum_{i=1}^{N_{sel}} S_{u_{||}}^i(k_{||}),$$

$$S_{u_{\perp}}(k_{||}) = \frac{1}{N_{sel}} \sum_{i=1}^{N_{sel}} (S_{u_{\perp}}^i(k_{||}) + S_{v_{\perp}}^i(k_{||}) + S_{w_{\perp}}^i(k_{||})), \quad (17)$$

$$S_E(k_{||}) = \frac{1}{2} (S_{u_{||}}(k_{||}) + S_{u_{\perp}}(k_{||})),$$

где $S_{u_{\perp}}(k_{||})$ – суммарная спектральная плотность дисперсии двух компонент скорости, ортогональных к средней скорости течения $\langle \bar{\mathbf{u}} \rangle_t$ (в локальной системе координат, в которой одна ось направлена вдоль среднего течения), а $S_E(k_{||})$ – аналог пространственного спектра турбулентной кинетической энергии.

Описанный алгоритм удобен тем, что помимо спектра энергии S_E вычисляются спектры продольной и ортогональных ей компонент скорости. Это позволяет оценить границу интервала изотропизации и количественно сравнить моделируемые спектры с теорией локально изотропной и однородной турбулентности Колмогорова, согласно которой спектр

флуктуаций продольной компоненты скорости в инерционном интервале следует зависимости:

$$S_{u_{\parallel}}(k_{\parallel}) = C_1 \varepsilon^{2/3} k_{\parallel}^{-5/3}, \quad (18)$$

где $C_1 \approx 0.53$ – постоянная Колмогорова для одномерного спектра продольной скорости (значение C_1 выбрано согласно работе [36]). Для спектров суммарной дисперсии ортогональных компонент и спектра полной энергии должны выполняться законы (см. [1]):

$$S_{u_{\perp}}(k_{\parallel}) = 2 \frac{4}{3} C_1 \varepsilon^{2/3} k_{\parallel}^{-5/3}, \quad (19)$$

$$2S_E(k_{\parallel}) = \frac{11}{3} C_1 \varepsilon^{2/3} k_{\parallel}^{-5/3}. \quad (20)$$

5. Результаты расчетов

5.1. Турбулентные масштабы и их вариации при изменениях морфологии ПГТ

На рис. 2а представлены турбулентные масштабы Прандтля l_{TP} (1) и l'_{TP} (13), а на рис. 2б – турбулентные масштабы $l_{T\varepsilon}$ (5) и l_{TK} (7), необходимые для $K-l$ моделей турбулентности. Константы $c_{\varepsilon} = 0.12$ и $c_K = 0.5$ были выбраны таким образом, чтобы приблизительно совместить все масштабы при $z > h$ и приравнять их к масштабу l_{TP} . Значения констант следуют из предположений о локальном балансе диссипации и сдвиговой генерации ТКЭ над объектами и о том, что значение безразмерной ТКЭ $E/U_*^2 \approx 4$ в слое, где средняя скорость имеет профиль, близкий к логарифмическому.

Отметим следующие особенности вариаций масштабов внутри слоя с объектами при изменениях морфологии ПГТ:

- Все масштабы, помимо значений морфологических параметров λ_p и λ_f , приведенных в таблице, сильно зависят от формы объектов.

- Все масштабы l_{TP} , l'_{TP} и l_{TK} , связанные с переносом импульса, хотя и отличаются по абсолютной величине, но ведут себя подобным образом, увеличиваясь при более плотном заполнении поверхности объектами (см. оранжевые и зеленые кривые или коричневые и синие кривые в сравнении друг с другом).

- Турбулентный масштаб $l_{T\varepsilon}$, связывающий турбулентную энергию и скорость ее диссипации, слабо зависит от значений λ_p и λ_f , но оказывается зависимым от горизонтального размера объектов (см. рис. 2б). Для объектов, имеющих меньший горизонтальный размер (EXP1 и EXP3; зеленая и оранжевая кривые на рис. 2б) масштаб $l_{T\varepsilon}$ приблизительно вдвое меньше, чем этот масштаб для крупных объектов (EXP2 и EXP4; коричневая и синяя кривые).

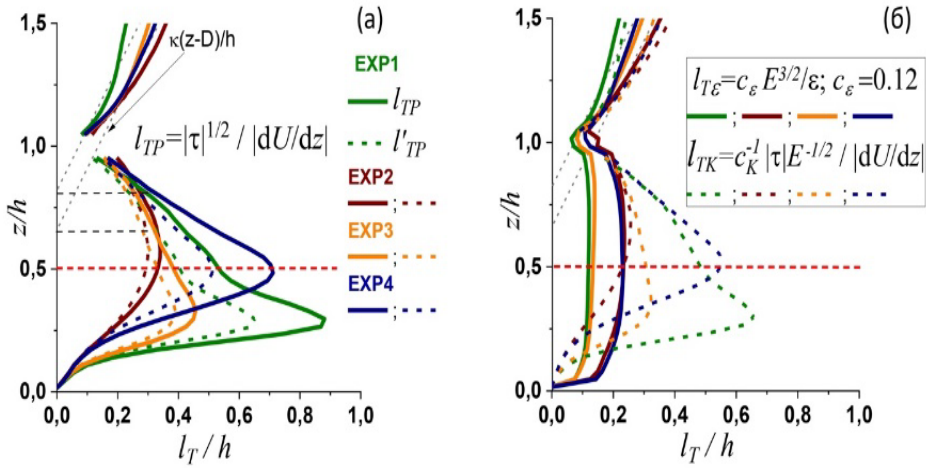


Рис. 2. Турбулентные масштабы длины l_{TP} (1) и l'_{TP} (13) (а); турбулентные масштабы $l_{T\varepsilon}$ (5) и l_{TK} (7) (б). Цвета линий соответствуют разным конфигурациям ПГТ.

Fig. 2. Profiles of turbulent length scales l_{TP} (1) and l'_{TP} (13) (а); profiles of turbulent length scales $l_{T\varepsilon}$ (5) and l_{TK} (7) (б). Colors correspond to different configurations of urban surfaces.

Таким образом, мы имеем разную зависимость различных турбулентных масштабов длины от морфологии, что может свидетельствовать о том, что наборы определяющих параметров λ_i для их параметрического вычисления не совпадают между собой. Более того, уменьшение масштабов l_{TP} , l'_{TP} и l_{TK} при увеличении расстояний между объектами трудно объяснить из соображений размерности, так как геометрические размеры и турбулентные масштабы длины демонстрируют противоположные тенденции. В следующем разделе мы попытаемся связать наблюдаемые вариации турбулентных масштабов со спектрами турбулентности.

5.2. Пространственные спектры флуктуаций скорости

На рис. 3 изображены предумноженные нормированные спектры дисперсии продольной компоненты скорости $k_{||}S_{u_{||}}(k_{||})$ (синие кривые), суммарной дисперсии ортогональных компонент $k_{||}S_{u_{\perp}}(k_{||})$ (зеленые кривые) и полной кинетической энергии нестационарных флуктуаций скорости $k_{||}S_E(k_{||})$ (черные кривые). Схематически показаны конфигурации ПГТ, соответствующие каждому из расчетов. Красными пунктирными кривыми проведены ожидаемые теоретические зависимости (18), (19) и (20) в инерционном интервале турбулентности. Спектры построены для высоты $z = h/2$ (красная пунктирная горизонтальная линия на рис. 2 с турбулентными масштабами).

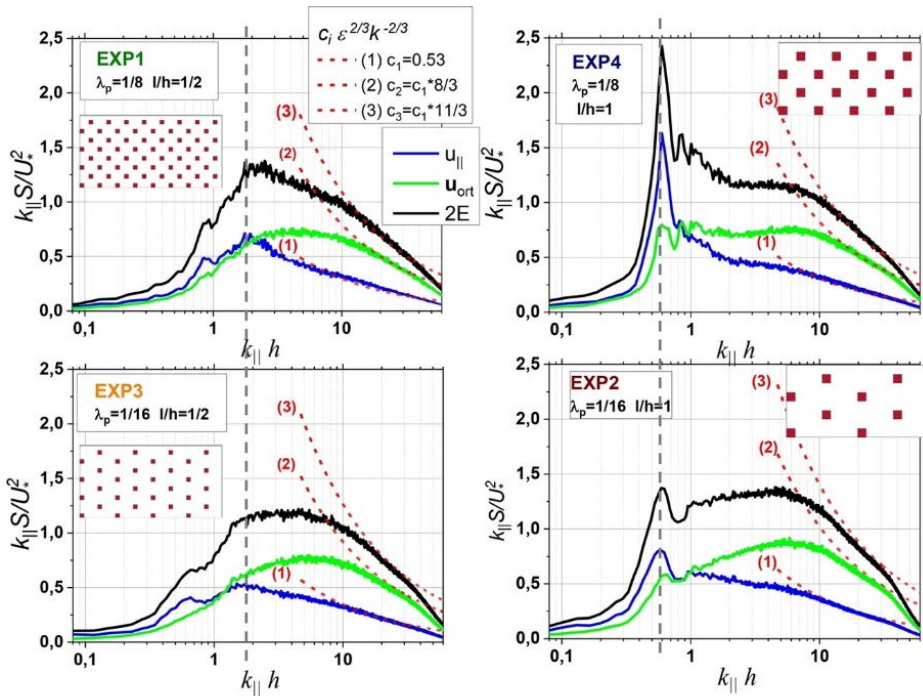


Рис. 3. Предумноженные нормированные спектры $k_{||}S_{u_{||}}(k_{||})/U_*^2$ (синие кривые), $k_{||}S_{u_{\perp}}(k_{||})/U_*^2$ (зеленые кривые) и $k_{||}S_E(k_{||})/U_*^2$ (черные кривые); серыми пунктирными вертикальными линиями указано примерное положение максимумов в спектре продольной скорости $S_{u_{||}}$; красные пунктирные кривые (1), (2) и (3) вычислены по формулам (18), (19) и (20) соответственно; на врезках изображены конфигурации ПГТ в каждом из расчетов (вид сверху).

Fig. 3. Premultiplied normalized spectra $k_{||}S_{u_{||}}(k_{||})/U_*^2$ (blue), $k_{||}S_{u_{\perp}}(k_{||})/U_*^2$ (green) and $k_{||}S_E(k_{||})/U_*^2$ (black); grey dashed lines denote approximate location of maximum in stream-wise velocity component spectra $S_{u_{||}}$; red dashed lines (1), (2) and (3) are calculated according to eqs. (18), (19) and (20) correspondingly; urban surface configurations are depicted in inserts (top view).

Можно отметить следующие характерные особенности построенных спектральных распределений:

- Основная накачка энергии происходит в продольную компоненту $u_{||}$ на масштабах, сравнимых с размерами объектов $k_{||}h \sim 1$. На этом масштабе отчетливо выделяются максимумы в спектрах $S_{u_{||}}$.

- Изотропизация происходит при значениях волновых чисел $k_{||}h > 10$, где вычисленные по данным модели спектры попадают на теоретические кривые, обозначенные красным пунктиром. В интервале волновых чисел $1 < k_{||}h < 10$ происходит перераспределение энергии между компонентами скорости так, что анизотропия течения уменьшается, а энергия

продольной компоненты падает с увеличением волнового числа быстрее, чем k^{-1} .

- Положения максимумов в спектрах продольной компоненты скорости $S_{u_{||}}$ совпадают для поверхностей с одинаковыми по горизонтальному размеру объектами и не зависят от расстояний между объектами. Для поверхностей с более крупными объектами (рисунки справа) эти максимумы смещены в область малых волновых чисел по сравнению с максимумами спектров, построенных по результатам расчетов с маленькими объектами (рисунки слева). Таким образом, можно предположить, что горизонтальный размер объектов «зданий» является одним из определяющих морфологических параметров, влияющих на протяженность спектрального распределения и, тем самым, на суммарную ТКЭ, что и приводит к увеличению диссипативного масштаба длины $l_{T\varepsilon}$ в расчетах с крупными объектами.

- Увеличение расстояний между объектами приводит к тому (см. различия между нижним и верхним рядом рисунков на рис. 3), что выделенный максимум в спектре продольной компоненты уменьшается, а энергия в целом смещается в сторону более мелких масштабов. Возможно, это связано с тем, что крупные организованные структуры, возникающие при обтекании объектов и проявляющиеся в спектрах как выделенные максимумы, эффективно разрушаются при их переносе в свободных пространствах между объектами. Смещение спектров скорости в сторону больших волновых чисел для поверхностей с малыми значениями λ_p , по-видимому, приводит к тому, что в среднем импульс переносится более мелкими вихрями. Это, в свою очередь, отражается в уменьшении связанных с эффективностью переноса импульса турбулентных масштабов l_{Tr} , l'_{Tr} и l_{TK} , вычисленных формально по интегральным характеристикам (см. рис. 2).

Заключение

В данной работе представлены результаты расчетов турбулентных течений над идеализированными поверхностями городского типа, выполненные при помощи вихреразрешающей модели высокого пространственного разрешения. Расчеты проводились с целью выявления закономерностей поведения турбулентных масштабов длины внутри «городского слоя» в зависимости от морфологических параметров ПГТ. Эти масштабы требуются для построения локально-одномерных многослойных моделей турбулентности в городской среде. Был предложен алгоритм вычисления аналогов пространственных спектров кинетической энергии флуктуаций скорости, основанный на гипотезе «замороженной турбулентности» Тейлора. Показано, что вычисленные по данным модели спектры качественно и количественно согласуются с теоретическими зависимостями в инерционном интервале турбулентности.

Показано, что изменения в пространственных спектрах, связанные с изменениями морфологии поверхности городского типа, отражают соответствующие вариации турбулентных масштабов длины. В частности, мы обнаружили, что горизонтальные размеры объектов («зданий») определяют протяженность спектрального распределения и положение максимумов в спектре продольной скорости. Это объясняет увеличение «диссипативного» масштаба длины $l_{T\varepsilon}$ при увеличении размеров «зданий». В свою очередь, увеличение $l_{T\varepsilon}$ является индикатором менее эффективной внутренней диссипации ТКЭ, что на практике будет приводить к более высоким ее значениям внутри городской среды, а следовательно, в том числе и к улучшению вентиляции городской среды. Следует заметить, что описанные тенденции получены для идеализированных ПГТ с большими расстояниями между объектами по сравнению с их горизонтальными размерами. Для более «плотной» городской среды, а также для реалистичных морфологий городского слоя, наряду с размером «зданий», форма спектральных распределений, по-видимому, будет определяться еще и характерными размерами и ориентацией свободных пространств.

Обнаружено, что при очень разреженной морфологии городской застройки (при малых значениях λ_p) пространственный спектр энергии турбулентных флуктуаций смещается в область малых масштабов, что объясняет уменьшение турбулентного масштаба Прандтля, то есть ослабление эффективности переноса импульса по вертикали.

Для установления количественных связей между спектрами и масштабами и разработки методов выделения групп морфологических параметров, ответственных за те или иные характеристики турбулентности в городской среде, потребуется гораздо больший набор численных экспериментов с LES-моделями, чем серия расчетов, представленная в настоящей работе. Помимо расчетов с упрощенными идеализированными ПГТ, необходимо моделирование турбулентности в городской среде с реалистичным представлением застройки и/или с искусственно-сгенерированной случайной геометрией, удовлетворяющей набору морфологических признаков. Мы полагаем, что представленный метод спектрального анализа данных моделирования может применяться и для исследования более сложных турбулентных течений. Кроме того, аналогичный подход применим к спектральному анализу данных натуральных пульсационных измерений в городе, где определение пространственных масштабов турбулентности затруднено вследствие фрагментарности данных и большой пространственной изменчивости среднего течения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 21-71-30023; разработка численной модели (раздел 2) выполнялась при частичной поддержке Московского центра фундаментальной и прикладной математики (Соглашение с Министерством науки и высшего образования Российской Федерации №075-15-2022-286).

Список литературы

1. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика: теория турбулентности // М.: Наука. Гл. ред. физ.-мат. лит., 1992. 695 с.
2. Blunn L.P., Coceal O., Nazarian N., Barlow J.F., Plant R.S., Bohnenstengel S.I., Lean H.W. Turbulence characteristics across a range of idealized urban canopy geometries // *Boundary-Layer Meteorology*. 2022. Vol. 182, no. 2. C. 275-307.
3. Cheng W.-C., Porté-Agel F. A simple mixing-length model for urban canopy flows // *Boundary-Layer Meteorology*. 2021. Vol. 181, no. 015. P. 1-9. DOI: 10/1007/s10546-021-00650-0
4. Coceal O., Thomas T.G., Castro I.P., Belcher S.E. Mean flow and turbulence statistics over groups of urban-like cubical obstacles // *Boundary-Layer Meteorology*. 2006. Vol. 121, no. 3. P. 491-519.
5. Germano M., Piomelli U., Moin P., Cabot W.H. A dynamic subgrid-scale eddy viscosity model // *Physics of Fluids A: Fluid Dynamics*. 1991. Vol. 3, no. 7. P. 1760-1765.
6. Ghosal S., Lund T., Moin P., Akselvoll K. A dynamic localization model for large-eddy simulation of turbulent flows // *Journal of Fluid Mechanics*. 1995. Vol. 286. P. 229-255.
7. Glazunov A., Rannik Ü., Stepanenko V., Lykosov V., Auvinen M., Vesala T., Mammarella I. Large-eddy simulation and stochastic modeling of Lagrangian particles for footprint determination in the stable boundary layer // *Geoscientific Model Development*. 2016. Vol. 9, no. 9. P. 2925-2949.
8. Glazunov A., Mortikov E., Debolskiy A. Studies of stable stratification effect on dynamic and thermal roughness lengths of urban-type canopy using large-eddy simulation // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2023. Vol. 80, no. 1. P. 31-48.
9. Glazunov A.V., Debolskiy A.V., Mortikov E.V. Turbulent length scale for multilayer RANS model of urban canopy and its evaluation based on large-eddy simulations // *Supercomputing Frontiers and Innovations*. 2022. Vol. 8, no. 4. P. 100-116.
10. Glazunov A.V. Large-eddy simulation of turbulence with the use of a mixed dynamic localized closure: Part 2. Numerical experiments: Simulating turbulence in a channel with rough boundaries // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2009. Vol. 45, no. 1. P. 25-36.
11. Glazunov A.V. Numerical simulation of stably stratified turbulent flows over an urban surface: Spectra and scales and parameterization of temperature and wind-velocity profiles // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. Vol. 50, no. 4. P. 356-368.
12. Glazunov A.V. Numerical simulation of stably stratified turbulent flows over flat and urban surfaces // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. Vol. 50, no. 3. P. 236-245.
13. Glazunov A.V. Numerical simulation of turbulence and transport of fine particulate impurities in street canyons // *Numerical methods and programming*. 2018. Vol. 19. P. 17-37.
14. Kraichnan R.H. Kolmogorov's hypotheses and Eulerian turbulence theory // *The Physics of Fluids*. 1964. Vol. 7, no. 11. P. 1723-1734.
15. Krayenhoff E.S., Jiang T., Christen A. A multi-layer urban canopy meteorological model with trees (BEP-Tree): Street tree impacts on pedestrian-level climate // *Urban Climate*. 2020. Vol. 32. P. 100590.
16. Li Q., Katul G. Bridging the urban canopy sublayer to aerodynamic parameters of the atmospheric surface layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 2022. Vol. 185, no. 1. P. 35-61.
17. Lu J., Nazarian N., Hart M.A., Krayenhoff E.S., Martilli A. A one-dimensional urban flow model with an eddy-diffusivity mass-flux (EDMF) scheme and refined turbulent transport (MLUCM v3.0) // *Geoscientific Model Development*. 2024. Vol. 17, no. 7. P. 2525-2545.
18. Lu J., Nazarian N., Hart M.A., Krayenhoff E.S., Martilli A. Novel geometric parameters for assessing flow over realistic versus idealized urban arrays // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2023. Vol. 15, no. 7. P. e2022MS003287.
19. Lu J., Nazarian N., Hart M.A., Krayenhoff E.S., Martilli A. Representing the effects of building height variability on urban canopy flow // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2024. Vol. 150, no. 758. P. 46-67.
20. Lumley, J. Interpretation of time spectra measured in high-intensity shear flows // *The physics of fluids*. 1965. Vol. 8, no. 6. P. 1056-1062.

21. Lund, T.S. The use of explicit filters in large eddy simulation // *Computers & Mathematics with Applications*. 2003. Vol. 46, no. 4. P. 603-616.
22. Mellor, G.L., T. Yamada. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1974. Vol. 31, no. 7. P. 1791-1806.
23. Morinishi, Y., T.S. Lund, O.V. Vasilyev, P. Moin. Fully conservative higher order finite difference schemes for incompressible flow // *Journal of Computational Physics*. 1998. Vol. 143, no. 1. P. 90-124.
24. Mussetti, G., D. Brunner, S. Henne. COSMO-BEP-Tree v1.0: a coupled urban climate model with explicit representation of street trees // *Geoscientific Model Development*. 2020. Vol. 13, no. 3. P. 1685-1710.
25. Nagel, T., R. Schoetter, V. Bourgin, V. Masson, E. Onofri. Drag coefficient and turbulence mixing length of local climate zone-based urban morphologies derived using obstacle-resolving modelling // *Boundary-Layer Meteorology*. 2023. Vol. 186. P. 737-769.
26. Nazarian, N., E.S. Krayenhoff, A. Martilli. A one-dimensional model of turbulent flow through "urban" canopies (MLUCM v2.0): updates based on large-eddy simulation // *Geoscientific Model Development*. 2020. Vol. 13, no. 3. P. 937-953.
27. Ribeiro, I., A. Martilli, M. Falls, A. Zonato, G. Villalba. Highly resolved WRF-BEP/BEM simulations over Barcelona urban area with LCZ // *Atmospheric Research*. 2021. Vol. 248. P. 105220.
28. Sagaut P., Lee Y.-T. Large eddy simulation for incompressible flows: An introduction. Scientific computation series // *Applied Mechanics Reviews*. 2002. Vol. 55. P. 115-.
29. Schmid M., Lawrence G., Parlange M., Giometto M. Volume averaging for urban canopies // *Boundary-Layer Meteorology*. 2019. Vol. 173, no. 1. P. 349-372.
30. Schoetter R., Kwok Y.T., de Munck C., Lau K.K.L., Wong W.K., Masson V. Multi-layer coupling between SURFEX-TEB-v9.0 and Meso-NH-v5.3 for modelling the urban climate of high-rise cities // *Geoscientific Model Development*. 2020. Vol. 13, no. 11. P. 5609-5643.
31. Stewart I.D., Oke T.R. Local climate zones for urban temperature studies // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012. Vol. 93, no. 12. P. 1879-1900.
32. Tarasova M., Debol'skiy A., Mortikov E., Varentsov M., Glazunov A., Stepanenko V. On the parameterization of the mean wind profile for urban canopy models // *Lobachevskii Journal of Mathematics*. 2024. Vol. 45, no. 7. P. 3198-3210.
33. Wang W. An analytical model for mean wind profiles in sparse canopies // *Boundary-Layer Meteorology*. – 2011. Vol. 142. P. 383-399.
34. Wang W. Analytically modelling mean wind and stress profiles in canopies // *Boundary-Layer Meteorology*. 2014. Vol. 151. P. 239-256.
35. Xie Z.-T., Coceal O., Castro I. Large-eddy simulation of flows over random urban-like obstacles // *Boundary-Layer Meteorology*. 2008. Vol. 129. P. 1-23.
36. Yeung P.K., Zhou Y. Universality of the Kolmogorov constant in numerical simulations of turbulence // *Physical Review E: Statistical Physics, Plasmas, Fluids and Related Interdisciplinary Topics*. 1997. Vol. 56, no. 2. P. 1746-1752.

References

1. Monin, A. S., Yaglom A. M. *Statisticheskaya gidromekhanika: teoriya turbulentnosti* [Statistical Hydromechanics: turbulence theory] Moscow, Nauka, Gl. red. fiz.-mat. lit., 1992, 695 p.
2. Blunn L.P., Coceal O., Nazarian N., Barlow J.F., Plant R.S., Bohnenstengel S.I., Lean H.W. Turbulence characteristics across a range of idealized urban canopy geometries. *Boundary-Layer Meteorology*, 2022, vol. 182, no. 2, pp. 275-307.
3. Cheng W.-C., Porté-Agel F. A simple mixing-length model for urban canopy flows. *Boundary-Layer Meteorology*, 2021, vol. 181, no. 015, pp. 1-9. DOI: 10/1007/s10546-021-00650-0.
4. Coceal O., Thomas T.G., Castro I.P., Belcher S.E. Mean flow and turbulence statistics over groups of urban-like cubical obstacles. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, vol. 121, no. 3, pp. 491-519.

5. Germano M., Piomelli U., Moin P., Cabot W.H. A dynamic subgrid-scale eddy viscosity model. *Physics of Fluids A: Fluid Dynamics*, 1991, vol. 3, no. 7, pp. 1760-1765.
6. Ghosal S., Lund T., Moin P., Akselvoll K. A dynamic localization model for large-eddy simulation of turbulent flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 1995, vol. 286, pp. 229-255.
7. Glazunov A., Rannik Ü., Stepanenko V., Lykosov V., Auvinen M., Vesala T., Mammarella I. Large-eddy simulation and stochastic modeling of Lagrangian particles for footprint determination in the stable boundary layer. *Geoscientific Model Development*, 2016, vol. 9, no. 9, pp. 2925-2949.
8. Glazunov A., Mortikov E., Debolskiy A. Studies of stable stratification effect on dynamic and thermal roughness lengths of urban-type canopy using large-eddy simulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2023, vol. 80, no. 1, pp. 31-48.
9. Glazunov A.V., Debolskiy A.V., Mortikov E.V. Turbulent length scale for multilayer RANS model of urban canopy and its evaluation based on large-eddy simulations. *Supercomputing Frontiers and Innovations*, 2022, vol. 8, no. 4, pp. 100-116.
10. Glazunov A.V. Large-eddy simulation of turbulence with the use of a mixed dynamic localized closure: Part 2. Numerical experiments: Simulating turbulence in a channel with rough boundaries. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2009, vol. 45, no. 1, pp. 25-36.
11. Glazunov A.V. Numerical simulation of stably stratified turbulent flows over an urban surface: Spectra and scales and parameterization of temperature and wind-velocity profiles. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014, vol. 50, no. 4, pp. 356-368.
12. Glazunov A.V. Numerical simulation of stably stratified turbulent flows over flat and urban surfaces. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014, vol. 50, no. 3, pp. 236-245.
13. Glazunov A.V. Numerical simulation of turbulence and transport of fine particulate impurities in street canyons. *Numerical methods and programming*, 2018, vol. 19, pp. 17-37.
14. Kraichnan R.H. Kolmogorov's hypotheses and Eulerian turbulence theory. *The Physics of Fluids*, 1964, vol. 7, no. 11, pp. 1723-1734.
15. Krayenhoff E.S., Jiang T., Christen A. A multi-layer urban canopy meteorological model with trees (BEP-Tree): Street tree impacts on pedestrian-level climate. *Urban Climate*, 2020, vol. 32, pp. 100590.
16. Li Q., Katul G. Bridging the urban canopy sublayer to aerodynamic parameters of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 2022, vol. 185, no. 1, pp. 35-61.
17. Lu J., Nazarian N., Hart M.A., Krayenhoff E.S., Martilli A. A one-dimensional urban flow model with an eddy-diffusivity mass-flux (EDMF) scheme and refined turbulent transport (MLUCM v3.0). *Geoscientific Model Development*, 2024, vol. 17, no. 7, pp. 2525-2545.
18. Lu J., Nazarian N., Hart M.A., Krayenhoff E.S., Martilli A. Novel geometric parameters for assessing flow over realistic versus idealized urban arrays. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2023, vol. 15, no. 7, pp. e2022MS003287.
19. Lu J., Nazarian N., Hart M.A., Krayenhoff E.S., Martilli A. Representing the effects of building height variability on urban canopy flow. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2024, vol. 150, no. 758, pp. 46-67.
20. Lumley, J. Interpretation of time spectra measured in high-intensity shear flows. *The physics of fluids*, 1965, vol. 8, no. 6, pp. 1056-1062.
21. Lund, T.S. The use of explicit filters in large eddy simulation. *Computers & Mathematics with Applications*, 2003, vol. 46, no. 4, pp. 603-616.
22. Mellor, G.L., T. Yamada. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1974, vol. 31, no. 7, pp. 1791-1806.
23. Morinishi, Y., T.S. Lund, O.V. Vasilyev, P. Moin. Fully conservative higher order finite difference schemes for incompressible flow. *Journal of Computational Physics*, 1998, vol. 143, no. 1, pp. 90-124.
24. Mussetti, G., D. Brunner, S. Henne. COSMO-BEP-Tree v1.0: a coupled urban climate model with explicit representation of street trees. *Geoscientific Model Development*, 2020, vol. 13, no. 3, pp. 1685-1710.
25. Nagel, T., R. Schoetter, V. Bourgin, V. Masson, E. Onofri. Drag coefficient and turbulence mixing length of local climate zone-based urban morphologies derived using obstacle-resolving modelling. *Boundary-Layer Meteorology*, 2023, vol. 186, pp. 737-769.

26. Nazarian, N., E.S. Krayenhoff, A. Martilli. A one-dimensional model of turbulent flow through “urban” canopies (MLUCM v2.0): updates based on large-eddy simulation. *Geoscientific Model Development*, 2020, vol. 13, no. 3, pp. 937-953.
27. Ribeiro, I., A. Martilli, M. Falls, A. Zonato, G. Villalba. Highly resolved WRF-BEP/BEM simulations over Barcelona urban area with LCZ. *Atmospheric Research*, 2021, vol. 248, pp. 105220.
28. Sagaut P., Lee Y.-T. Large eddy simulation for incompressible flows: An introduction. Scientific computation series. *Applied Mechanics Reviews*, 2002, vol. 55, pp. 115.
29. Schmid M., Lawrence G., Parlange M., Giometto M. Volume averaging for urban canopies. *Boundary-Layer Meteorology*, 2019, vol. 173, no. 1, pp. 349-372.
30. Schoetter R., Kwok Y.T., de Munck C., Lau K.K.L., Wong W.K., Masson V. Multi-layer coupling between SURFEX-TEB-v9.0 and Meso-NH-v5.3 for modelling the urban climate of high-rise cities. *Geoscientific Model Development*, 2020, vol. 13, no. 11, pp. 5609-5643.
31. Stewart I.D., Oke T.R. Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, vol. 93, no. 12, pp. 1879-1900.
32. Tarasova M., Debolskiy A., Mortikov E., Varentsov M., Glazunov A., Stepanenko V. On the parameterization of the mean wind profile for urban canopy models. *Lobachevskii Journal of Mathematics.*, 2024, vol. 45, no. 7, pp. 3198-3210.
33. Wang W. An analytical model for mean wind profiles in sparse canopies. *Boundary-Layer Meteorology*, 2011, vol. 142, pp. 383-399.
34. Wang W. Analytically modelling mean wind and stress profiles in canopies. *Boundary-Layer Meteorology*, 2014, vol. 151, pp. 239-256.
35. Xie Z.-T., Coceal O., Castro I. Large-eddy simulation of flows over random urban-like obstacles. *Boundary-Layer Meteorology*, 2008, vol. 129, pp. 1-23.
36. Yeung P.K., Zhou Y. Universality of the Kolmogorov constant in numerical simulations of turbulence. *Physical Review E: Statistical Physics, Plasmas, Fluids and Related Interdisciplinary Topics*, 1997, vol. 56, no. 2, pp. 1746-1752.

Поступила 20.11.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.
Submitted 20.11.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-78-89>

УДК 556.043+551.501.6

Коррекция и усвоение данных гидрологических наблюдений температуры водных объектов

В.С. Рогутов², М.А. Толстых^{1,2}

¹*Институт вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН,
г. Москва, Россия;*

²*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
rogutovv@mail.ru*

Предложен алгоритм коррекции данных гидрологических наблюдений температуры воды и алгоритм усвоения скорректированных данных для расчета температуры поверхности водных объектов России. Эта температура используется в начальных данных для расчета глобальных среднесрочных прогнозов погоды по модели ПЛАВ10 с шагом сетки около 10 км. Алгоритм коррекции гидрологических наблюдений температуры воды позволяет устранить неоднозначность кодирования наблюдаемых значений температуры на большей части гидрологических постов. Усвоение скорректированных данных позволяет повысить точность задания температуры поверхности водных объектов в начальных данных модели ПЛАВ10 по сравнению с заданием этой температуры по данным близлежащих точек суши.

Ключевые слова: гидрологические наблюдения температуры воды, усвоение данных, модель ПЛАВ

Correction and assimilation the date of water objects surface temperature hydrological observations

V.S. Rogutov², M.A. Tolstykh^{1,2}

¹*Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia;*

²*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,
Moscow, Russia
rogutovv@mail.ru*

The paper proposes an algorithm for correcting the data of hydrological observations of water temperature and an algorithm for assimilating corrected data for calculations of water body surface temperatures in Russia. The temperatures are used in initial data for computing global medium-range weather forecasts with the new version of the SLAV10 model with a grid spacing of about 10 km. The correction algorithm for hydrological observations of water temperature makes it possible to eliminate ambiguity in temperature coding at most gauging stations. The assimilation of corrected hydrological observations allows reducing water body surface temperature errors in the SLAV10 model initial data as compared to specifying water temperature from the data of the nearest land points.

Keywords: hydrological observations of water temperature, data assimilation, SLAV model

Введение

В 2023 года модель ПЛАВ10 с горизонтальным разрешением около 10 км успешно прошла оперативные испытания в Гидрометцентре России. Переход на ПЛАВ10 при расчете среднесрочных прогнозов погоды должен повысить качество прогнозов.

Модель ПЛАВ разрабатывается в Гидрометцентре России и Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН. Это глобальная полулагранжева модель атмосферы, основанная на уравнении абсолютной завихренности и на основе блока параметризации процессов подсеточного масштаба, разработанного консорциумом по региональному прогнозу погоды ALADIN/LACE. Версии модели ПЛАВ с различным горизонтальным и вертикальным разрешением разрабатываются для расчета долгосрочного прогноза погоды (ПЛАВ072L96 – с горизонтальным разрешением 0.72 градуса по широте, 0.9 градуса по долготе и 96 вертикальными уровнями) [5], для расчета среднесрочного прогноза (ПЛАВ10 – с горизонтальным разрешением около 10 км и 104 вертикальными уровнями) [4], ансамблевого прогноза (ПЛАВ20 – с горизонтальным разрешением около 20 км в средних широтах и 96 вертикальными уровнями) [2].

Модель ПЛАВ10, как и предыдущие версии модели ПЛАВ, при расчете прогноза погоды использует собственный блок анализа приземных параметров (приземной температуры и влажности, температуры и влажности слоев почвы) [3]. Этот блок рассчитывает объективный анализ приземной температуры и влажности над сушей по наблюдениям температуры и влажности на сети метеостанций и использует полученные инкременты анализа для инициализации температуры и влажности слоев почвы.

Уменьшение шага сетки модели в ПЛАВ10 привело к тому, что ряд крупных рек и небольших озер теперь в явном виде представлены на модельной сетке. Формальное применение блока анализа приземных параметров для инициализации температуры в этих узлах может приводить к существенному отклонению температуры поверхности модели от фактической, и следовательно, к ошибкам прогноза приземной температуры. Уточнение температуры водных объектов может существенно повлиять на точность прогноза приземной температуры вблизи водных объектов. Хотя количество таких узлов невелико и их влияние на средние (по России) ошибки незначительно, на берегах крупных рек, как правило, сконцентрированы города, в которых проживает значительная часть потребителей прогнозов погоды.

Данные OSTIA и NCEP о температуре поверхности воды не содержат внутренних водных объектов. Температуру поверхности воды измеряют гидрологические посты. В настоящее время эти данные не используются в технологии расчета среднесрочного прогноза погоды ПЛАВ10. В данной работе проведено исследование возможности использования этих данных для уточнения температуры поверхности ПЛАВ10.

1. Наблюдения температуры водных объектов

В качестве источника информации о температуре поверхности водных объектов в данной работе используются наблюдения температуры и состояния рек на сети гидрологических постов.

Измерения на гидрологических постах выполняются раз в сутки в 8 часов местного времени. Измерения содержат уровень воды, расход воды, осадки, толщину снега и льда, ледовые явления, температуру воздуха и воды. Температура воды в этих данных считается дополнительным и часто необязательным измерением. Согласно наставлениям, температура воды должна измеряться и передаваться только в периоды начала вскрытия реки и установления ледового покрова, в остальное время передача этих данных является инициативой УГМС.

Кроме того, в период половодья и наводнения дополнительные измерения могут выполняться с шагом в 1 час, но эти дополнительные наблюдения не содержат температуры воды и поэтому в данной работе не используются.

На территории России хотя бы несколько раз в году температуру воды измеряли на 1141 постах (в 2022 году), на 1162 постах (в 2023 году). Данные с постов СНГ тоже доступны, но пока не используются.

2. Особенности данных наблюдений

Температуру воды на гидрологических постах измеряют с точностью 0.1 градуса. Наблюдения температуры воды, как правило, кодируются двумя цифрами XY. В период вскрытия или замерзания рек при температуре до 10 градусов это означает X.Y градусов Цельсия.

При температуре воды выше 10 градусов передача данных является инициативой УГМС, и единого стандарта передачи данных нет. Большая часть гидрологических постов при превышении 10 градусов просто прекращает передавать температуру воды. Некоторые посты продолжают передавать температуру, но при температуре выше 10 градусов температуру передают без десятых (то есть, XY в данных в эти периоды может означать температуру XY градусов Цельсия). На одном из постов (расположенном на Камчатке, пост № 2010) при передаче температуры воды выше 10 градусов просто отбрасывается десятичный разряд (XY в данных означает температуру 1X.Y градусов Цельсия). Кроме того, на некоторых постах в базе данных Гидрометцентра температура воды выше 10 градусов не нуждается в корректировке (XYZ в данных соответствует температуре XY.Z). На некоторых постах вместо пропуска в данных записывается значение 0.0 градусов.

Неоднозначность кодирования температуры водных объектов уже в исходных данных и нерегулярность наблюдений делает их обработку и усвоение сложной задачей. До использования данных в системе усвоения необходима их коррекция (или правильная интерпретация) – часть наблюдений температуры нужно умножить на 10.

Алгоритм коррекции должен принимать решение о коррекции с высокой точностью, корректируя или отфильтровывая как большую ошибку наблюдения, нуждающиеся в корректировке. Даже небольшое количество наблюдений, ошибочно скорректированных или ошибочно оставленных без коррекции, может сделать построенный по этим данным анализ температуры поверхности воды бесполезным.

3. Коррекция наблюдений температуры воды

В алгоритме коррекции для правильной интерпретации данных наблюдений используется их непрерывность по времени и связь температуры воды с приземной температурой воздуха ($T2m$). Температура воды обычно меняется медленнее, чем температура воздуха, скачок температуры воды на величину, близкую к 10 градусам, за сутки маловероятен, наличие таких скачков в последовательности наблюдений может служить индикатором необходимости интерпретировать одно из наблюдений как нуждающееся в корректировке (умножении на 10) или как большую ошибку. $T2m$ в какой-то мере также можно использовать в качестве такого индикатора. Обычно рост/падение $T2m$ сопровождается, соответственно, ростом или падением температуры воды (иногда – с запаздыванием). Еще один индикатор – наличие ледовых явлений, которые тоже передаются в составе данных с гидрологических постов. Если лед есть, то высокие температуры воды маловероятны, коррекция не нужна.

Хотя на части гидрологических постов выполняются измерения $T2m$, эти измерения выполняются нерегулярно, выполняются лишь на части гидрологических постов и иногда содержат большие ошибки. Поэтому в качестве дополнительного источника информации для коррекции наблюдений температуры воды применяется $T2m$ из стартовых файлов модели ПЛАВ20, интерполированная в точки гидрологических постов. Выбрана именно эта версия модели ПЛАВ, так как, с одной стороны, это позволяет проверить алгоритм коррекции на архивах старых данных наблюдений (стартовых файлов ПЛАВ10 за 2021–2022 годы не существует), с другой стороны, эти данные точно будут доступны для использования в оперативном режиме (с чем могут быть проблемы при использовании, например, данных реанализа ERA5).

Алгоритм коррекции наблюдений работает независимо на каждом посту, не учитывая их связи. Текущая версия алгоритма коррекции выглядит так.

1. $T_{S_{obs}} = 0.0$ – отбрасываем (на некоторых постах часть пропусков в данных кодируют нулем).

2. При наличии ледовых явлений наблюдение не корректируется.

3. Если ледовых явлений не было – алгоритм ищет ближайшее по времени предыдущее наблюдение.

3.1. При наличии в текущем году близких по времени наблюдений температуры воды (с разницей менее 10 дней) рассчитываются:

$$\Delta Ts_1(t) = [Ts_{obs}(t) - Ts_{corr}(t - m)]/m, \quad (1)$$

$$\Delta Ts_2(t) = [10 * Ts_{obs}(t) - Ts_{corr}(t - m)]/m. \quad (2)$$

На одном из постов вместо умножения на 10 к измеренной температуре добавляется 10 градусов, так как там отбрасывают десятичный разряд при кодировании температуре воды выше 10 градусов:

$$\Delta Ts_2(t) = [10 + Ts_{obs}(t) - Ts_{corr}(t - m)]/m, \quad (2^*)$$

где t – текущий момент времени; $(t - m)$ – время ближайшего наблюдения в прошлом; Ts_{obs} – исходное наблюдения; Ts_{corr} – скорректированное наблюдения.

Наблюдение корректируется, если $abs(\Delta Ts_1(t)) > abs(\Delta Ts_2(t))$ (в этом случае $Ts_{corr}(t) = 10 * Ts_{obs}(t)$), иначе остается без изменений.

Если $min[abs(\Delta Ts_1(t)), abs(\Delta Ts_2(t))] > 3$ градуса/день – наблюдение отбрасывается.

3.2. При отсутствии близких по времени наблюдений (с разницей менее 10 дней) вместо $Ts_{corr}(t - m)$ наблюдение сравнивается с модельной $T2m$, интерполированной в точку гидрологического поста.

$$\Delta T2m_1(t) = Ts(t) - T2m(t), \quad (3)$$

$$\Delta T2m_2(t) = 10 \cdot Ts(t) - T2m(t). \quad (4)$$

Для поста номер 2010 вместо (4)

$$\Delta T2m_2(t) = 10 + Ts(t) - T2m(t). \quad (4^*)$$

Если $abs(\Delta T2m_1(t)) > abs(\Delta T2m_2(t))$, то наблюдение корректируется.

Везде в предыдущие моменты времени в качестве Ts используются уже скорректированные значения.

На рис. 1 приведены результаты применения алгоритма коррекции к данным с 8 постов за 2021–2023 годы (на Колыме, Лене, Амуре, Енисее, Куйбышевском, Саратовском, Горьковском и Рыбинском водохранилищах, соответственно, рис 1а, 1б, 1в, 1г, 1д, 1е, 1ж, 1з). На графиках приведены зависимости приземной температуры воздуха из стартовых данных модели ПЛАВ, интерполированной в точки постов (синяя линия), исходных наблюдений температуры воды (зеленая линия) и скорректированных наблюдений (красная линия) от времени. Температуры – в градусах Цельсия, по горизонтальной оси – количество дней (с 1 января 2021 года). Там, где скорректированные наблюдения совпадают с исходными, остается только красная линия. Оранжевым отмечены моменты времени, когда регистрировались какие-либо ледовые явления.

Как видно на рис. 1, на большинстве постов применение алгоритма позволяет скорректировать наблюдения и использовать их в алгоритме усвоения данных. Данные с некоторых постов скорректировать не удается.

Например, на рис. 1ж и 1з видно, что алгоритм не справился с коррекцией части данных в 2022 году.

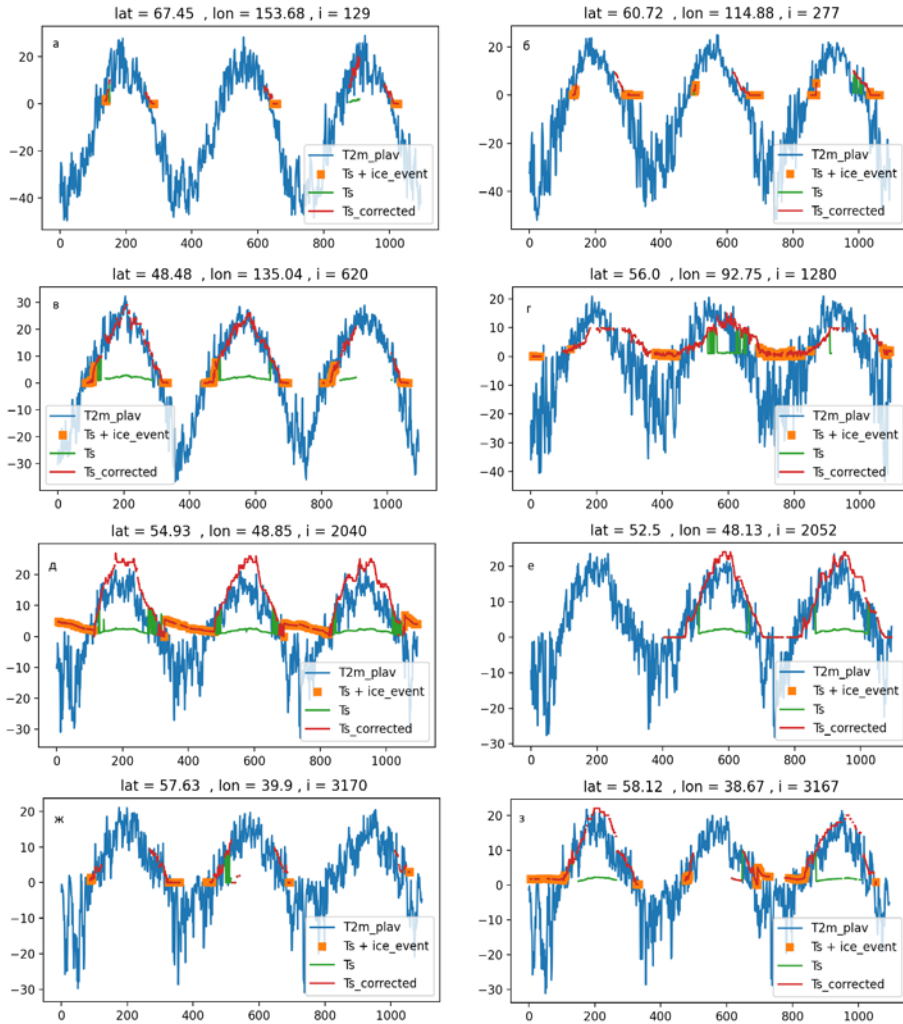


Рис. 1. Приземная температура воздуха в стартовых данных модели ПЛАВ (синяя линия), исходные наблюдения температуры воды (зеленая линия) и скорректированные наблюдения (красная линия) на некоторых гидрологических постах. Оранжевым отмечены моменты времени, когда регистрировались какие-либо ледовые явления. Там, где скорректированные наблюдения совпадают с исходными – остается только красная линия.

Fig. 1. Surface air temperature in the initial data of the SLAV model (blue line), initial observations of water temperature (green line) and adjusted observations (red line) at some hydrological posts. Orange marks the time points when any ice phenomena were recorded. If the corrected observations coincide with the original ones, only the red line remains.

Применение алгоритма коррекции позволяет исправить (или отбросить как сомнительные) большую часть неоднозначностей в кодировании наблюдений. Часть постов отбракована вручную как не поддающиеся корректировке и не используются в усвоении.

4. Алгоритм усвоения

4.1. “Модель” изменения температуры реки (первое приближение)

Для того, чтобы применять классические алгоритмы усвоения данных наблюдений, необходимо первое приближение. В нашем случае – 24-часовой прогноз температуры воды водных объектов (или больше 24 часов, если есть пропуски в наблюдениях). Так как в модели ПЛАВ температура водных объектов не корректируется, необходимо сконструировать алгоритм расчета “прогноза” температуры воды.

Необходим какой-то простой алгоритм, не требующий полноценного моделирования процессов внутри водных объектов и при этом позволяющий решить задачу усвоения с приемлемой точностью. Напрашивающийся самый простой вариант – простое сохранение температуры с предыдущего шага по времени – будет работать плохо в случае отсутствия наблюдений в течении длительного времени (а пропуски в данных наблюдений длительностью в несколько месяцев – это скорее норма для гидрологических наблюдений температуры воды).

Поэтому в качестве алгоритма “прогноза” температуры воды была выбрана линейная зависимость температуры воды от температуры воздуха. Будем искать связь между Ts и $T2m$ на постах в следующем виде:

$$\Delta Ts = a \cdot (\Delta T2m + b) + \varepsilon, \quad (5)$$

где Ts – скорректированные наблюдения температуры воды на постах; $T2m$ – приземная температура воздуха, интерполированная в точки постов; $\Delta Ts(t) = Ts(t) - Ts(t - 1)$ – изменение температуры воды за 1 день; $\Delta T2m = T2m - Ts$ – разность температуры воздуха и температуры воды; t – текущий момент времени; $(t - 1)$ – предыдущий момент времени; a , b – коэффициенты линейной регрессии; ε – погрешность регрессии.

Коэффициенты регрессии a и b рассчитываются по данным наблюдений температуры воды на гидрологических постах и приземной температуры воздуха в стартовых файлах модели ПЛАВ, интерполированной в точки постов за 2021–2023 годы.

Изъян такого подхода – коэффициенты регрессии мы можем рассчитывать только по доступным наблюдениям. Эти наблюдения часто содержат пропуски и, как правило, покрывают только часть годового хода. Оценки коэффициентов регрессии a , b для некоторых постов оказываются явно некорректным. Например, на некоторых постах $a < 0$ (как правило, на постах с небольшим количеством доступных наблюдений, покрывающих небольшой период времени осенью или весной), поэтому a

искусственно ограничено снизу, При $a < 0.015$ рассчитанные коэффициенты a , b заменяются на $a = 0.015$, $b = 0.0$.

Используя эту формулу и оценив коэффициенты регрессии a и b , мы можем рассчитывать первое приближение температуры поверхности воды в узлах сетки. Так как коэффициенты регрессии рассчитываются только в точках постов, а нужны будут – в узлах сетки, для расчета коэффициентов регрессии в узлах сетки в заданном водном объекте будем рассчитывать взвешенное среднее коэффициентов регрессии по постам, входящим в заданный водный объект. “Вес” каждого поста при расчете усредненных коэффициентов регрессии убывает с ростом расстояния между постом и узлом сетки, зависит также от количества наблюдений (чем меньше доступных наблюдений для расчета коэффициентов регрессии, тем ниже вес) и зависит от оценки корреляции между ΔT_{2m} и $\Delta T_s(t)$ (чем ниже корреляция, тем меньше вес поста при усвоении).

На рис. 2 приведены результаты сравнения смоделированной по формуле (5) температуры воды и наблюдений температуры воды в зависимости от срока моделирования по данным за первые 10 месяцев 2024 года. Для каждого наблюдения на каждом из постов рассчитывалась температура воды по формуле (5) до конца года и сравнивалась с фактической везде, где наблюдения температуры воды были доступны, если измеренная температура была выше 0 градусов (синяя линия на графиках). Рассчитывались средние ошибки (рис. 2а, слева) и среднеквадратические ошибки (рис. 2б, справа).

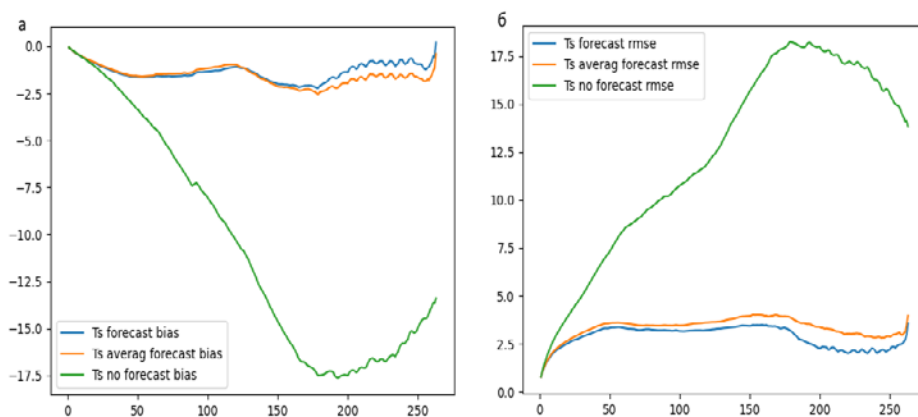


Рис. 2. Зависимость ошибки “прогноза” температуры воды от срока прогноза: средняя ошибка (а), среднеквадратическая (б) Зеленая линия – ошибка $T_s=const$, синяя линия – ошибка T_s по формуле (5), оранжевая линия – ошибка T_s по формуле (5) с использованием усредненных коэффициентов регрессии.
Fig. 2. Water temperature “forecast” errors dependence on the forecast period. 2a (left) is the bias error, 2b (right) is the standard error. The green line is the error of $T_s=const$; the blue line is the error of T_s according to formula (5); the orange line is the error of T_s according to formula (5) using averaged regression coefficients.

Для проверки того, насколько усредненные коэффициенты регрессии позволят рассчитать температуру воды в узлах, такие же усредненные коэффициенты регрессии были рассчитаны для каждого из постов и использованы для расчета по формуле (5) температуры воды до конца года (оранжевая линия). Также были рассчитаны ошибки, полученные при сохранении текущей температуры воды до конца года (зеленая линия на графиках).

Как видно на рис. 2, использование линейной модели для расчета T_s позволяет также получить оценку (“прогноз”) температуры воды на длительный срок при отсутствии данных наблюдений. Погрешность “прогноза” температуры воды почти перестает расти в районе 40–50-го дня, что позволяет использовать такой прогноз при длительных (несколько месяцев) пропусках в наблюдениях. Погрешность прогноза, полученного при усреднении коэффициентов регрессии (оранжевая линия на рисунках), оказывается немного выше исходной (возможно, необходима дополнительная настройка зависимости “веса” при усреднении от расстояния и от параметров регрессии).

В дальнейшем такой “прогноз” температуры поверхности воды может быть использован в алгоритме коррекции наблюдений температуры воды.

4.2. Усвоение

В качестве алгоритма усвоения был выбран метод оптимальной интерполяции [1].

При усвоении каждый водный объект считаем независимым. При наличии плотин на реке участки реки до и после плотин также считаем независимыми водными объектами. Всего на территории России было выделено 52 водных объекта. Это крупные реки, присутствующие на модельной сетке ПЛАВ10 (Амур, Енисей, Лена, Пясины, Колыма, Волга), крупные озера и водохранилища. Гидрологические посты на притоках при усвоении данных пока не учитываются.

Алгоритм усвоения данных запускается раз в сутки и построен следующим образом.

1. Шаг прогноза – выполняется на узлах сетки заданного водного объекта:

$$Ts^{fg}_i(t) = Ts^{an}_i(t-1) + \tilde{a}_i * (T2m_i - Ts^{an}_i(t-1) + \tilde{b}_i), \quad (6)$$

где $Ts^{fg}_i(t)$ – первое приближение (24-часовой прогноз) температуры воды на i -м узле водного объекта в текущий момент времени t ; $Ts^{an}_i(t-1)$ – анализ температуры воды на i -м узле водного объекта на предыдущем шаге времени; $T2m_i$ — приземная температура воздуха в узлах; \tilde{a}_i , \tilde{b}_i – взвешенное среднее коэффициентов регрессии, рассчитанное для узлов сетки по коэффициентам, полученным на постах заданного водного объекта; i – узел ветки; t – текущий шаг усвоения; $(t-1)$ – предыдущий шаг усвоения.

2. Шаг анализа – используем метод оптимальной интерполяции.

$$Ts^{an}_i(t) = Ts^{fg}_i(t) + K * [Ts_{obs}(t) - Ts^{fg}_{obs}(t)], \quad (7)$$

$$K = C_{xy}C_y^{-1}, \quad (8)$$

где Ts_{obs} – вектор доступных наблюдений температуры воды на постах данного водного объекта в момент времени анализа; Ts^{fg}_{obs} – вектор первого приближения в точках наблюдений.

Обычно при усвоении данных Ts^{fg}_{obs} рассчитывают с помощью оператора наблюдений

$$Ts^{fg}_{obs} = H * Ts^{fg}. \quad (9)$$

Здесь Ts^{fg} – вектор первого приближения в узлах сетки; H – оператор наблюдений. Чаще всего при усвоении 2-мерных полей для прямых наблюдений оператор H – это оператор интерполяции с 4 узлов сетки вокруг заданного наблюдения. Так как узлы сетки, относящиеся к заданному водному объекту, могут быть распределены произвольно (например, Колыма на модельной сетке ПЛАВ10 – это набор отдельных узлов, не связанных между собой), так как гидрологические посты иногда могут быть расположены вдали от соответствующих узлов сетки, то в общем случае построить оператор наблюдений затруднительно. Поэтому вместо использования оператора наблюдений для расчета первых приближений в точках наблюдений мы параллельно с расчетом по формулам (6) – (8) применим аналогичные формулы в точках наблюдений вместо узлов:

$$(Ts^{fg}_{obs})_j(t) = (Ts^{an}_{obs})_j(t-1) + \overline{a_j^{obs}} * [(T2m_j^{obs}) - (Ts^{an}_{obs})_j(t-1) + \overline{b_j^{obs}}], \quad (6^*)$$

$$(Ts^{an}_{obs})_j = (Ts^{fg}_{obs})_j + \tilde{K} * (Ts_{obs} - Ts^{fg}_{obs}), \quad (7^*)$$

$$\tilde{K} = \overline{C_{xy}}C_y^{-1}. \quad (8^*)$$

Здесь j – номер поста; $T2m_j^{obs}$ – модельная приземная температура, интерполированная в точки постов; C_y – матрица ковариации ошибок инкремента наблюдений $(Ts_{obs} - Ts^{fg}_{obs})$ в точках локальных наблюдений (наблюдений, относящихся к заданному водному объекту и попадающих в радиус корреляции); C_{xy} – матрица ковариации ошибок первого приближения в узлах сетки (Ts^{fg}_i) и инкремента наблюдений $(Ts_{obs} - Ts^{fg}_{obs})$; $\overline{C_{xy}}$ – матрица ковариации ошибок первого приближения в точках наблюдений $(Ts^{fg}_{obs})_j$ и инкремента наблюдений $(Ts_{obs} - Ts^{fg}_{obs})$; $\overline{a_j^{obs}}, \overline{b_j^{obs}}$ – взвешенные средние коэффициенты регрессии, рассчитанные для постов заданного водного объекта.

На рис. 3 приведен пример результатов, полученных в первом эксперименте по усвоению температуры поверхности водных объектов. На рисунке цветом показан полученный анализ температуры поверхности 15 августа 2024 г. При расчете первого приближения использовались оценки коэффициентов регрессии, полученные по данным за 2021–2023 годы.

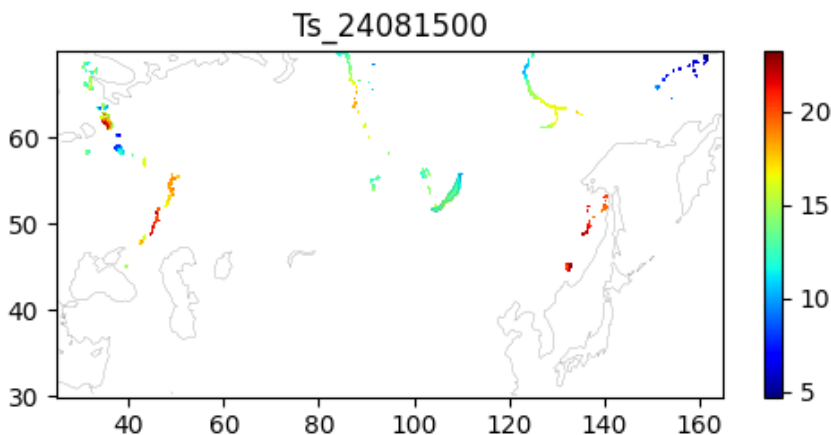


Рис. 3. Анализ температуры поверхности воды внутренних водных объектов России, полученный 15 августа 2024 года.

Fig. 3. Analysis of water bodies surface temperature in Russia at 15.08.2024.

Как видно на рисунке, в целом алгоритм усвоения позволяет оценивать температуру поверхности воды. При этом, по-видимому, температура некоторых водных объектов пока рассчитывается с большой ошибкой (например, Рыбинское водохранилище, озеро Ильмень имеют явно заниженную температуру). Необходима дополнительная настройка параметров алгоритма усвоения данных и, возможно, дополнительная фильтрация некорректных наблюдений.

Выводы

Предложенный метод коррекции и усвоения данных гидрологических наблюдений температуры воды позволяет скорректировать или исключить большую часть больших ошибок и неоднозначных данных в наблюдениях температуры воды на гидрологических постах. Построенная линейная регрессионная модель позволяет получить первое приближение (оценку температуры воды водных объектов) по приземной температуре воздуха. Предложенный метод усвоения с использованием гидрологических наблюдений температуры воды и построенных первых приближений позволяет повысить точность температуры поверхности внутренних водных объектов России в стартовых данных модели ПЛАВ.

В дальнейшем планируется исследование влияния полученных анализов температуры поверхности водных объектов на точность прогнозов приземной температуры и настройка алгоритма усвоения.

Список литературы

1. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 286 с.
2. Мизяк В.Г., Алипова К.А., Толстых М.А., Розутов В.С. Результаты оперативных испытаний глобальной ансамблевой системы среднесрочного прогноза погоды на основе модели ПЛАВ // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2023. Информационный сборник № 50. С. 44-65.
3. Толстых М.А., Шашкин В.В., Фадеев Р.Ю., Шляева А.В., Мизяк В.Г., Розутов В.С., Богословский Н.Н., Гойман Г.С., Травова С.В., Юрова А.Ю. Система моделирования атмосферы для бесшовного прогноза. М.: Триада лтд, 2017. 166 с.
4. Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Гойман Г.С., Травова С.В., Зарипов Р.Б., Алипова К.А., Розутов В.С., Мизяк В.Г., Багров А.Н., Трубина М.А. Технология среднесрочного прогноза погоды на основе модели ПЛАВ10 с горизонтальным разрешением около 10км. // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2024. Информационный сборник № 51. С. 12-20.
5. Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Зарипов Р.Б., Травова С.В., Гойман Г.С., Алипова К.А., Мизяк В.Г., Тищенко В.А., Круглова Е.Н. Модель долгосрочного метеорологического прогноза ПЛАВ072L96 // Метеорология и гидрология. 2024. №. 7. С. 25-39.

References

1. Gandin L.S. Ob'ektivnyy analiz meteorologicheskikh poley [Objective analysis of meteorological fields]. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1963, 286 p. [in Russ.].
2. Mizyak V.G., Alipova K.A., Rogutov V.S., Tolstykh M.A. Rezul'taty operativnykh ispytaniy global'noy ansamblevoy sistemy srednesrochnogo prognoza pogody na osnove modeli PLAV. Rezul'taty ispytaniya novykh i usovershenstvovannykh tekhnologiy, modeley i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov. 2023. Informacionnyy sbornik No. 50, pp. 44-65 [in Russ.].
3. Tolstykh M.A., Shashkin V.V., Fadeev R.Yu., Shlyayeva A.V., Mizyak V.G., Rogutov V.S., Bogoslovskiy N.N., Goyman G.S., Travova S.V., Yurova A.Yu. Sistema modelirovaniya atmosfery dlya besshovnoy prognoza [Atmospheric modeling system for seamless prediction]. Moscow, Triada LTD publ., 2017, 166 p. [in Russ.].
4. Tolstykh M.A., Fadeev R.YU., Shashkin V.V., Goyman G.S., Travova S.V., Zaripov R.B., Alipova K.A., Rogutov V.S., Mizyak V.G., Bagrov A.N., Trubina M.A. Tekhnologiya srednesrochnogo prognoza pogody na osnove modeli PLAV10 s gorizontal'nym razresheniem okolo 10km. Rezul'taty ispytaniya novykh i usovershenstvovannykh tekhnologiy, modeley i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov. 2024. Informacionnyy sbornik № 51, pp. 12-20 [in Russ.].
5. Tolstykh M.A., Fadeev R.Y., Shashkin V.V., Zaripov R.B., Travova S.V., Goyman G.S., Alipova K.A., Mizyak V.G., Tischenko V.A., Kruglova E.N. The SLAV072L96 Model for Long-range Meteorological Forecasts. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2024, vol. 49, no. 7, pp. 576-586. DOI: 10.3103/S1068373924070021.

Поступила 15.11.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.

Submitted 15.11.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-90-108>

УДК 556.536+519.688+004.8+004.438

Метод долгосрочного прогноза максимального уровня воды р. Исеть на основе глубокого обучения

Э.Р. Акмаев, А.В. Романов

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
alexey.romanov@mecom.ru, akmaew1@gmail.com*

Выполнен численный анализ применимости алгоритмов глубокого обучения при разработке метода долгосрочного прогноза максимального уровня воды для трех гидрологических постов р. Исеть (Катайск, Шадринск, Мехонское). Детально проанализированы возможности реализации двух архитектур исходной нейросетевой модели в рамках использования одного и того же набора исходных гидрометеорологических данных наблюдений. Показано, что переход на новую архитектуру N-HiTS позволяет увеличить оправдываемость прогноза на валидационной выборке по сравнению с ранее использованной архитектурой TFT. С помощью кросс-валидации получены оценки классического статистического критерия эффективности разработанного метода (S/σ), подтверждающие возможность его использования в оперативной практике для всех трёх анализируемых гидрологических постов. В рамках разработанного метода прогноза выполнен анализ учёта данных наблюдений за уровнем грунтовых вод на подземных скважинах системы Роснедра. Показано, что использование таких данных наблюдений позволяет в ряде случаев существенно повысить эффективность метода прогноза.

Ключевые слова: долгосрочные гидрологические прогнозы, половодье, уравнение водного баланса, уравнение регрессии, нейронные сети, уровень воды, водный режим, глубокое машинное обучение

Deep learning long-term method of maximum water level forecast of the Iset

E.R. Akmaev, A.V. Romanov

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,
Moscow, Russia
alexey.romanov@mecom.ru, akmaew1@gmail.com*

Numerical analysis of using deep learning in the development of long-term method of maximum water level forecast for several gauging stations of the Iset (Kataysk, Shadrinsk, Mekhonskoe) has been carried out. The possibilities of implementing two architectures of neural network model within the framework of using the same set of initial hydrometeorological observation data have been analysed in detail. It is shown that the transition to the new N-HiTS architecture allows increasing the correctness of the forecast on the validation sample in comparison with the previously used TFT architecture. Using cross-validation we obtained estimates of the classical statistical criterion of correctness of the developed method confirming the possibility of its use in operational practice for all three analysed

gauging stations. Within the framework of the developed forecasting method the analysis of groundwater level observation data at groundwater wells of the Rosnedra system was carried out. It is shown that in a number of cases using such observation data allows significantly improve the correctness of forecast.

Keywords: hydrological long-term forecasts, flooding, hydrologic equation, regression equation, neural networks, water level, water regime, deep machine learning

Введение

Совершенствование методов прогнозирования водных ресурсов по-прежнему является одной из важных задач гидрологии, что обусловлено необходимостью надежного планирования водохозяйственной деятельности и своевременного реагирования на возможные бедствия, вызванные наводнениями или засухами.

При работе с устойчивыми гидрологическими режимами использование традиционных методов может быть оправдано, однако их применение ограничено в случае наличия нелинейных зависимостей между исходными характеристиками и сложных паттернов в данных. В последние годы активно развиваются методы глубокого обучения, демонстрирующие перспективные результаты в задачах прогнозирования временных рядов.

В настоящее время физически наиболее обоснованными и широко известными в мире являются следующие математические модели формирования речного стока: модель Сакраменто, учитывающая влажность почвы; комплексная система гидрологического моделирования (HEC-HMS); пространственно-распределенная модель водных ресурсов LisFlood, широко используемая в проекте Европейской Системы Предупреждения о Наводнениях; концептуальная модель HBV, использующая данные об осадках и температуре воздуха [3, 7]. Однако все эти модели используются только для краткосрочных прогнозов водного режима и к долгосрочным прогнозам отношения не имеют. В подавляющем большинстве случаев методы долгосрочных прогнозов основываются на полуэмпирических подходах, связанных с использованием уравнения водного баланса и построением регрессионных зависимостей, которые часто не дают желаемого результата. Более того, все указанные физически обоснованные и эмпирические модели не всегда эффективны при моделировании сложных нелинейных процессов в гидрологических системах [9]. Переход к разработке метода прогноза водного режима с использованием глубокого обучения позволяет в определенной степени сгладить это различие при моделировании сложных нелинейных процессов в гидрологических системах.

В [4] сделана попытка создать методику долгосрочного прогноза максимального уровня воды, используя современные достижения в области глубокого обучения. В то же время полученные результаты не могут считаться полностью законченными, так как они были выполнены на ограниченной по объему выборке исходных данных и без оценки классических, принятых в гидрологической практике критериев эффективности метода

прогноза. Развитие данного подхода предполагало реализацию кросс-валидации для оценки метода прогноза, изменение архитектуры модели, а также подключение дополнительной исходной гидрометеорологической информации в сравнении с предыдущим подходом.

2. Область исследования и данные

2.1 Исследуемые водосборы

Для оценки применимости методик на основе глубокого обучения были выбраны три водпоста р. Исеть (бассейн речной системы р. Тобол), соответствующие предыдущему исследованию [4] (табл. 1). Режим формирования весеннего половодья по указанным водпостам достаточно однородный по своему виду для всей рассматриваемой территории с некоторым преобладанием горного рельефа для водпоста Катайск. Тающие снега являются наиболее важным источником питания поверхностного стока р. Исеть. В то же время вниз по течению возрастает доля дождевого питания. Весеннее половодье начинается в первой половине апреля и заканчивается обычно в середине июня. Основные гидрографические характеристики по всем трем водпостам приведены в табл. 1 согласно справочным данным [2].

Таблица 1. Гидрографические характеристики по р. Исеть
Table 1. Hydrographic characteristics of the Iset River

Название водпоста (индекс)	GPS координаты, градус	Расстояние от истока, км	Площадь водосбора, км ²	Нуль графика водпоста, м
Катайск (12123)	56.28 и 62.58	220	12800	86.55
Шадринск (12125)	56.08 и 63.63	309	23400	72.82
Мехонское (12127)	56.15 и 64.56	451	52300	63.75

2.2. Исходные данные

Список исходных переменных и их начальных превращений приведен в табл. 2.

Таким образом, для имеющихся трех водпостов у нас доступны:

- метеорологические признаки, такие как температура воздуха, температура точки росы, влажность, сумма осадков, средняя скорость ветра, высота снежного покрова;

- гидрологические признаки: уровень воды, расход воды;
- данные по уровням грунтовых вод.

Итого девять исходных признаков.

Таблица 2. Список исходных переменных, полученных из исходных данных, и их преобразование

Table 2. Base features from raw data and the processed parameters

Кодировка	Физический смысл	Расчетная формула	Входной признак
at_N_h	Температура воздуха N часов, °C	-	-
at	Температура воздуха среднесуточная, °C	$\frac{1}{M} \sum_{\text{в течение суток}} at_N_h$	+
asd	Среднесуточная высота снежного покрова, см	-	+
ws_N_h	Средняя скорость ветра в срок наблюдения (каждые h часов), м/с	-	-
awspd	Среднесуточная скорость ветра, м/с	$\frac{1}{M} \sum_{\text{в течение суток}} ws_N_h$	+
dpt_N_h	Температура точки росы в срок наблюдения, °C	-	-
dpt	Среднесуточная температура точки росы, °C	$\frac{1}{M} \sum_{\text{в течение суток}} dpt_N_h$	+
ps_N_h	Сумма осадков за период между сроками h часов, мм	-	-
psbd	Сумма осадков за сутки, мм	$\frac{1}{M} \sum_{\text{в течение суток}} ps_N_h$	+
rhp_N_h	Относительная влажность в срок наблюдения (h часов), %	-	-
rhp	Среднесуточная влажность, от 0.0 до 1.0	$\frac{1}{M \cdot 100} \sum_{\text{в течение суток}} rel_hum_N_h$	+
flow	Среднесуточный расход воды, в м ³ /сек	-	+
level	Среднесуточный уровень воды, см, над нулем графика водпоста	-	+
gw_level*	Уровни грунтовых вод, см	-	+

Примечание. M – количество показаний.

*Значения уровней грунтовых вод использовались в качестве эксперимента для оценки оправдываемости их применимости.

2.3. Подготовка исходных данных

Подготовка каждой группы данных включала:

- 1) приведение данных к единому временному масштабу путем агрегации, учитывая различную частоту исходных измерений;
- 2) интерполяцию для заполнения пропусков и создания непрерывного ряда данных;
- 3) объединение гидрологических и метеорологических признаков.

Для приведения к единому временному масштабу данные агрегировались по дню с последующим усреднением для всех исходных признаков, кроме осадков – показания последних суммировались в течение суток. В качестве интерполяции использовался метод кубической интерполяции, сохраняющий монотонность данных. Для объединения гидро- и метеорологических признаков данные группировались по дню с усреднением характеристик в случае соответствия нескольких метеостанций одному водопосту.

Нельзя не отметить необходимость чистки исходных данных. Анализ используемой выборки выявил наличие аномальных примеров, которые характеризуются несогласованностью между различными показателями, например, между уровнями и накопленными осадками и снежным покровом, что указывает на необходимость расширения набора учитываемых переменных для более полного описания исследуемых процессов. Количество выявленных аномалий не превышало 5 случаев для каждого из трех пунктов, при этом общая длина ряда наблюдений составляла не менее 28 лет для каждого пункта. Подобных аномалий для каждого из трех пунктов набиралось до пяти, тем не менее суммарная выборка составляла не менее 28 лет.

2.4. Разработка признаков

Существенное значение для качества прогноза имеет расширение набора входных переменных путем разработки дополнительных признаков, которые представлены в табл. 3.

Введенными временными признаками послужили тригонометрические разложения временного шага (дня), в то время как накопительными послужили кумулятивные суммы осадков и уровней воды, начинающиеся с 1 июля каждого года.

3. Методология

3.1. Сбор и подготовка данных

Все исходные данные для проведения численных экспериментов были представлены ФГБУ «Уральское УГМС» и ФГБУ «Гидрометцентр России». Описание данных, использовавшихся в этой работе, соответствует описанию, приведенному в [4].

В целях расширения возможностей использования метода глубокого обучения в работе сделана попытка реализовать эту модель с использованием данных об уровне грунтовых вод. Принципиальным моментом в данном случае является тот факт, что погрешность измерения уровня грунтовых вод сравнима только с погрешностью измерения уровня воды на водпостах (± 0.07 м) [1]. Это обстоятельство имеет решающее значение, так как погрешность измерения всех остальных гидрологических характеристик, которые мы наблюдаем (или рассчитываем, как в случае с расходом воды) большая и может достигать 20–25 %.

Таблица 3. Список дополнительно введенных переменных
Table 3. Derived features

Кодировка	Расчетная формула	Входной признак
month	Взятие месяца из текущей даты	–
month_x	$\sin(2 \cdot \pi \cdot \text{month}/12)$	+
month_y	$\cos(2 \cdot \pi \cdot \text{month}/12)$	+
day	Взятие дня из текущей даты с начала текущего года	–
day_x	$\sin(2 \cdot \pi \cdot \text{day}/365) \mid \sin(2 \cdot \pi \cdot \text{day}/366)$, отсчет начинается от 01.07 каждого года	+
day_y	$\cos(2 \cdot \pi \cdot \text{day}/365) \mid \cos(2 \cdot \pi \cdot \text{day}/366)$ отсчет начинается от 01.07 каждого года	+
cumsum_precip	$Sp_t = \sum_{i=1}^t \text{psbd}_i$ <p>где (Sp_t) – кумулятивная сумма осадков на момент времени t, а psbd_i – значение переменной psbd на временном шаге i. Период расчета $i \in [01.07.y, 01.07.(y+1)]$, где y – год начала расчета, дата в формате [день.месяц.год]</p>	+
cumsum_level	$Sl_t = \sum_{i=1}^t \text{level}_i$ <p>где (Sl_t) – кумулятивная сумма уровней воды на момент времени t, а level_i – значение переменной level на временном шаге i. Период расчета $i \in [01.07.y, 01.07.(y+1)]$, где y – год начала расчета, дата в формате [день.месяц.год]</p>	+

Следует отметить, что подавляющая часть данных наблюдений об уровнях грунтовых вод в 80-х годах XX века перешли в ведение сначала Министерства геологии СССР, а позднее в Роснедра. Изменение системы доступа к этим данным наблюдений привело к реальной потере глубокого интереса их использования при разработке современных моделей процессов формирования речного стока для гидрологических прогнозов.

В рамках данной работы по официальному запросу в ФГБУ «Гидро-спецгеология» получена исходная информация по уровням грунтовых вод для пунктов, располагающихся в непосредственной близости от рассматриваемых водпостов р. Исеть (рис. 1).

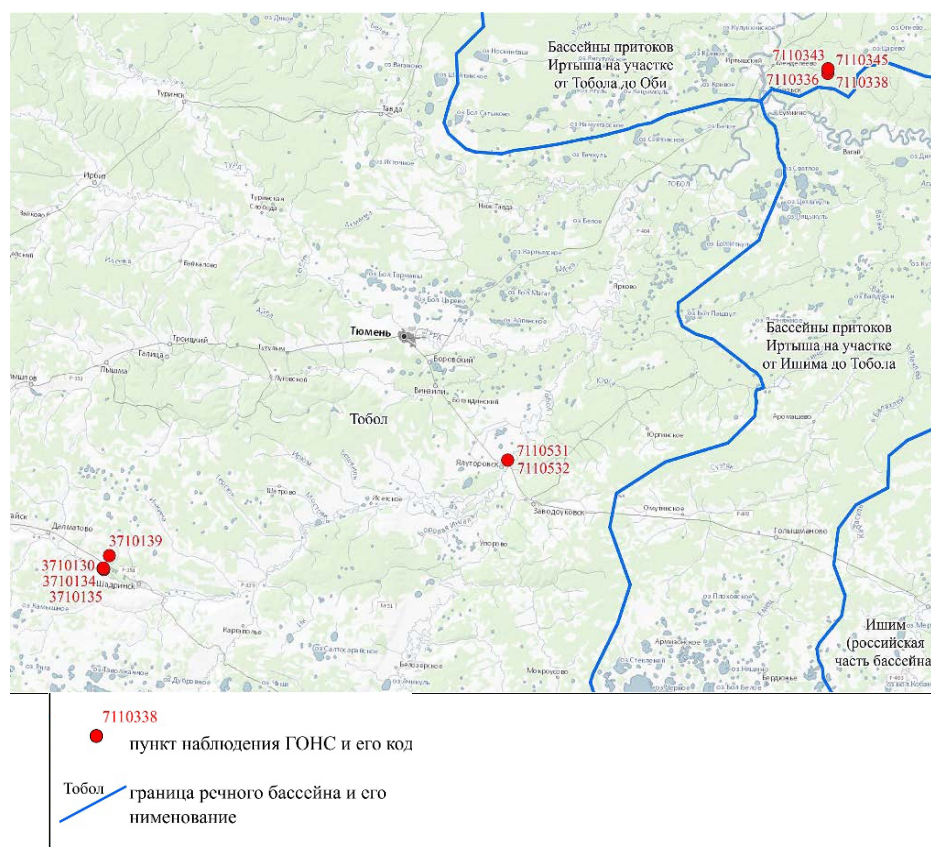


Рис. 1. Схема расположения пунктов государственной наблюдательной сети с естественным и слаборазрушенным режимом подземных вод (масштаб 1:2 000 000).

Fig. 1. Locations of national monitoring sites with natural and quasi-natural groundwater regime (scale 1:2 000 000).

3.2. Архитектура модели глубокого обучения

При проведении исследований в качестве ключевого алгоритма была выбрана модель, реализующая архитектуру N-HiTS [6]. Несмотря на гибкость модели TFT в работе с различной природы входными данными, используемой в предыдущем исследовании на тех же водосборах, методология настоящей работы включает применение блочных структур, базирующихся на многослойных перцептронах (MLP). Так, в модели TFT трансформер задействуется исключительно для агрегации признаков, тогда как их экстракция осуществляется посредством рекуррентных нейронных сетей, а именно с помощью LSTM блоков и блоков, аналогичных MLP. Более того, N-HiTS показывает результаты не хуже, чем архитектуры на основе трансформеров, такие как Autoformer, Informer и т. д., на классических датасетах вроде ETTh2, Weather [6]. В то время как более простое строение по сравнению с моделью TFT может способствовать снижению чувствительности модели к выбору гиперпараметров и улучшению масштабируемости модели.

В архитектуре N-HiTS входные данные проходят через последовательность стеков, где каждый стек специализируется на своем уровне абстракции данных, при этом внутри блока (составляющей стека) происходит постепенное уменьшение размера через слои пулинга

$$x^{(p)} = \text{MaxPool}(x). \quad (3.1)$$

Затем мы получаем скрытое представление через несколько подряд идущих полносвязных слоев вместе с функциями активации, закрепленной за каждым слоем

$$h = \text{MLP}(x^{(p)}), \quad (3.2)$$

которое используется для получения значений параметров для обратного (backcast) θ_b и прямого (forecast) θ_f прогнозов

$$\theta_b = W_b h + b_b \quad (3.3a)$$

$$\theta_f = W_f h + b_f, \quad (3.3b)$$

последующая интерполяция для восстановления исходных размерностей:

$$\hat{x} = \text{interpolate}(\theta_b, L_{input}), \quad (3.4a)$$

$$\hat{y} = \text{interpolate}(\theta_f, L_{output}), \quad (3.4b)$$

где x – тензор входных данных размерности $[batch_size, L_{input}, features_num]$; MLP – связка полносвязных слоев (многослойный перцептрон) вместе со слоями нормализации батча и дропаутом; W_b и b_b – веса и смещение линейного слоя для получения

параметров для backcast (обратного прогноза); W_f и b_f – аналогичные компоненты для получения параметров для forecast (прямого прогноза); \hat{x} – тензор обратного прогноза; \hat{y} – тензор прямого прогноза; *interpolate* – слой интерполяции (использовалась линейная); L_{input} – длина входного временного ряда; L_{output} – длина выходного временного ряда.

В каждом стеке входные данные сначала проходят через один или несколько блоков последовательно. Перед этим инициализируется начальный прогноз, который является тензором, заполненным нулями

$$F_{stack} = 0. \quad (3.5)$$

Каждый блок генерирует обратный прогноз (backcast) и прямой прогноз (forecast). Обратный прогноз вычитается из входных данных, создавая остаток, который передается следующему блоку, а в конечном счете и следующему стеку, позволяя последующим структурным компонентам сосредоточиться на еще необработанных аспектах временного ряда. То есть для каждого блока в стеке имеем

$$\begin{aligned} \text{для } i = 1..B: \{(\hat{x}_i, \hat{y}_i) = \text{Block}_i(x_i), \\ F_{stack} = F_{stack} + \hat{y}_i, \\ x_{i+1} = x_i - \hat{x}_i\}, \end{aligned} \quad (3.6)$$

$$R_{stack} = x_B. \quad (3.7)$$

Прямые прогнозы блоков суммируются в рамках стека, в то время как входные данные для каждого последующего блока внутри этого стека уменьшаются на значение обратного прогноза, а затем все прогнозы стеков складываются для получения финального результата

$$\hat{y} = \sum_{s=1}^S F_{stack}^{(s)}, \quad (3.8)$$

где B – количество блоков в стеке; S – общее количество стеков; F_{stack} – (прямой) прогноз стека; R_{stack} – остаток стека; x_i – тензор входных данных для i -го блока текущего стека; \hat{x}_i – обратный прогноз i -го блока текущего стека; \hat{y}_i – прямой прогноз i -го блока текущего стека.

Благодаря такой архитектуре каждый последующий стек работает с все более очищенными, гранулированными данными, а интерполяция помогает восстановить сигнал после сжатия, которое образуется в результате операций пулинга, обеспечивая эффективную обработку временных рядов на разных масштабах. Данный процесс представлен на рис. 2.

На рис. 3 представлена демонстрация прогноза, полученного с помощью этой модели.

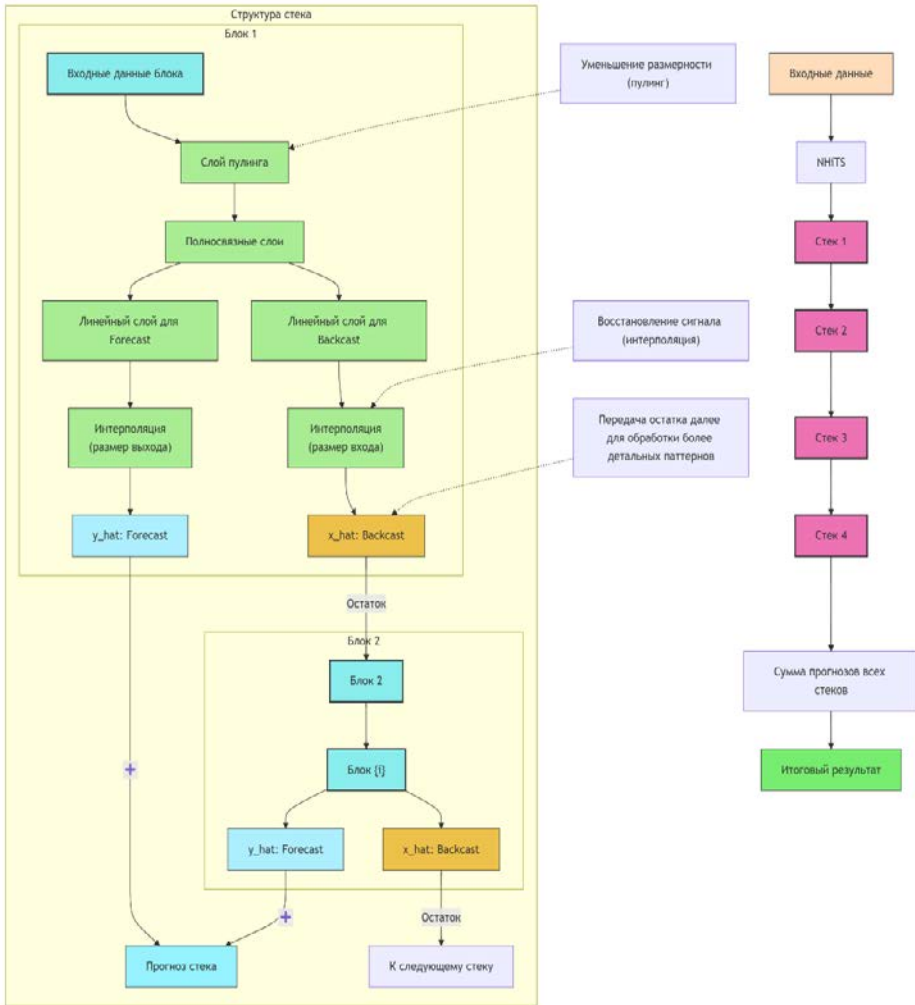


Рис. 2. Упрощенная архитектура используемой модели N-HiTS. Слева изображена структура стека и блока, справа – представление «в общем». Выходы каждого блока становятся входами для каждого последующего блока и итоговым результатом является сумма прямых прогнозов каждого стека.

Fig. 2. Simplified N-HiTS model architecture. Stack and block structure (left) and generalized representation (right) of the model. Block outputs serve as inputs for subsequent blocks, with the final prediction being the sum of direct forecasts from each stack.

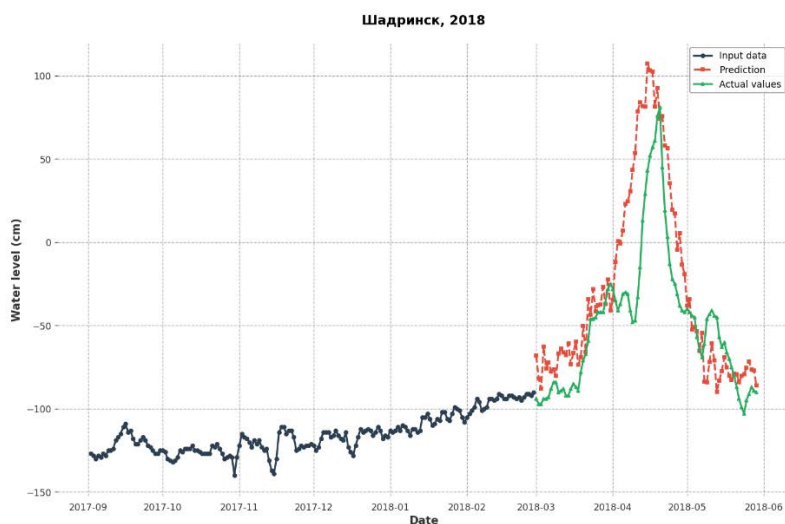


Рис. 3. Пример работы модели: прогноз гидрографа для Шадринска за 2018 год. По осям координат: Date – дата, Water level (cm) – уровень воды (в см). Обозначения: Input data – входные данные, Prediction – предсказанные значения, Actual values – фактические значения.

Fig. 3. Model forecast example for 2018, Shadrinsk case. Axes: Date and Water level (cm). Legend: Input data, Prediction values, and Actual values.

3.3. Выбор гиперпараметров

В табл. 4 представлены параметры конфигурации модели, полученные в результате численных экспериментов, которые показали наилучшую эффективность в рамках текущей задачи.

Таблица 4. Параметры архитектуры используемой модели
Table 4. Model architecture parameters

Наименование	Значение	Описание
stacks_num	4	Количество стеков
blocks_num	2	Количество блоков внутри одного стека
mlp_layers_num	2	Количество полносвязных слоев внутри одного блока
layers_width	352	Размер скрытого пространства
dropout	0.03	Значение дропаута
activation	LeakyReLU	Выбор функции активации
input_len	180	Длина входных временных рядов
output_len	90	Длина выходного временного ряда

Также было экспериментально установлено, что наиболее оптимальной датой начала прогноза является 15 марта каждого года. Дополнительно использовалось линейное уменьшение параметра скорости обучения. Гиперпараметры обучения представлены в табл. 5.

Таблица 5. Гиперпараметры обучения

Table 5. Training hyperparameters

Наименование	Значение	Описание
optim	Adam	Оптимизатор
epochs_num	60	Количество эпох.
loss_function	MSE	Функция потерь. Использовалась MSE
batch_size	256	Размер батча
lr	0.001	Параметр скорости обучения
gamma	0.0005	Финальный множитель начальной скорости обучения lr , к которому сводится значение последней на последней эпохе как $lr_{final} = lr * gamma$
grad_clip	3.5	Граница нормы градиентов
weight_decay	0.000005	Коэффициент L2-регуляризации

4. Проведение экспериментов

4.1. Временные границы

В данном эксперименте использовались временные ряды с 1990 по 2023 год включительно.

4.2. Валидация

В качестве валидационного периода фиксировался временной промежуток с 2018 по 2022 год протяженностью в 5 лет. Используемая метрика оценки описана в разделе 4.4 «Метрики оценки» – формула 4.1.

4.3. Кросс-валидация

Для более справедливой оценки применимости разработанных методов была дополнительно проведена кросс-валидация с окном $window_{size}$, равным 5 годам, и пересечением $intersection$, равным 2 годам. Для каждого эксперимента:

- фиксируется валидационный интервал начиная с y_0 года и до $y_1 = y_0 + window_size$;
- собираются метрики на каждом из подобных интервалов;

• происходит смещение на величину $intersection = 2$ года вправо и повторяется эксперимент.

Так как при таком подходе неизбежно появляются дубликаты из-за наличия пересечения, среди экспериментов для одного и того же года и региона выбирается наилучший результат значения критерия. Процесс кросс-валидации графически представлен на рис. 4.

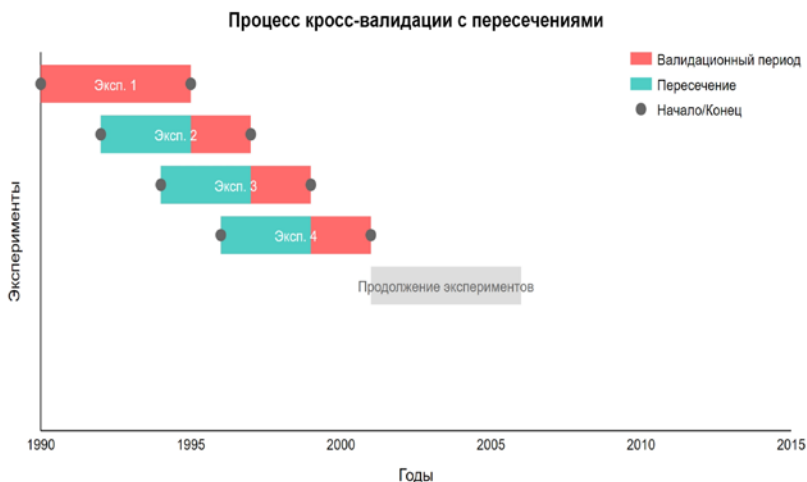


Рис. 4. Графическое представление кросс-валидации. Эксп. {i} обозначает эксперимент i , где $i = \overline{1, N}$, N – общее количество экспериментов.

Fig.4. Cross-validation scheme. Exp. {i} denotes an experiment i , where $i = \overline{1, N}$ and N is the total number of experiments

4.4. Критерии оценки

В этом исследовании использовались следующие критерии оценки:

1) отношение Δ разницы предсказанного и фактического максимумов к некоторой фиксированной константе, задаваемой для каждого водпоста для валидационного периода;

2) отношение (S/σ) среднеквадратичной погрешности поверочных прогнозов к среднеквадратичной ошибке всего рассматриваемого временного промежутка для проведения кросс-валидации.

В случае оценки на валидации использовалась метрика

$$\Delta_i^j = \frac{abs(\max(y_i^j) - \max(\hat{y}_i^j))}{\Delta_{доп}^j}, \quad (4.1)$$

где j – водпост; i – год; y – временной ряд фактических значений; \hat{y} – временной ряд прогнозных; $\Delta_{доп}^j$ – фиксированная константа для

каждого водпоста j , которая может быть интерпретирована как максимально допустимая абсолютная разница между максимальным прогнозным значением и максимальным фактическим в пределах рассматриваемого горизонта прогноза.

Для оценки оправдываемости использовались следующие отношения:

$\Delta_i^j \in [0, 0.4)$ – отлично;

$\Delta_i^j \in [0.4, 0.7)$ – хорошо;

$\Delta_i^j \in [0.7, 1.0)$ – удовлетворительно;

$\Delta_i^j \in [1.0, +\infty)$ – неудовлетворительно.

В частности, при подсчете оправдываемости на валидационной выборке проверялось неравенство $\Delta_i^j < 1$ для каждой пары («год», «водпост»).

В случае кросс-валидации критерием оценки выступало отношение S/σ , при этом S – средняя квадратичная погрешность поверочных прогнозов, вычисляемая по формуле

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{n - 1}}, \quad (4.2)$$

где σ – средняя квадратичная ошибка, посчитанная для n лет; y_i, \hat{y}_i – соответствующие значения реальных и предсказанных значений. Сама интерпретация достаточно тривиальна: разброс прогнозов самого метода не должен приближаться к среднеквадратичной, иначе его применение нецелесообразно. Считается, что применение методики целесообразно, если S/σ не более 0.80 [5].

5. Обсуждение и результаты

5.1. Валидация

В данном исследовании проводилась оценка метода прогноза с заблаговременностью в 90 суток. Результаты оправдываемости по сравнению с ранее использованным методом предоставлены на рис. 5.

Анализ результатов показывает, что модель N-HiTS достигает уровня точности не ниже, чем лучшие показатели из предыдущих конфигураций TFT для обоих горизонтов прогнозирования. Примечательно, что ранее для разных водпостов оптимальная заблаговременность различалась. В частности, для Китайска была оптимальна модель с заблаговременностью 60 суток, в то время как для Мехонского – 90 суток. Предложенный способ демонстрирует результаты лучшие, чем любой из ранее используемых подходов при максимальной заблаговременности для всех исследуемых водпостов.

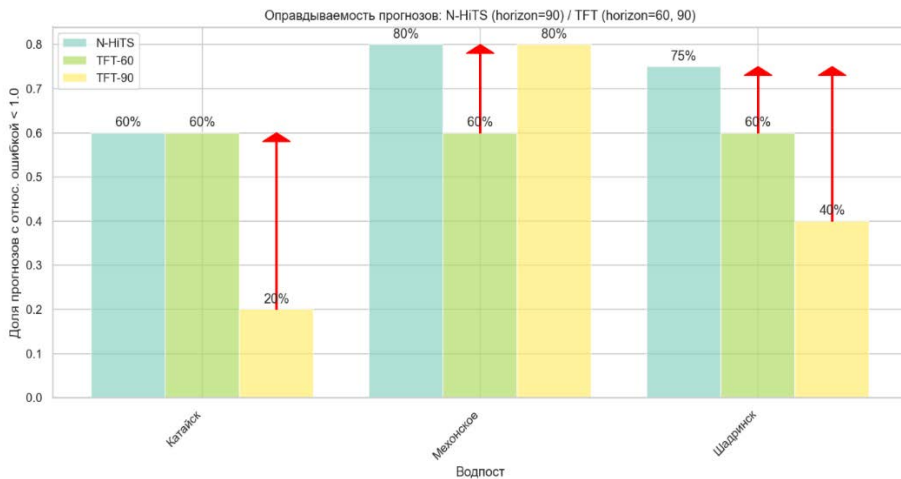


Рис. 5. Сравнение оправдываемости прогнозов моделей N-HITS (заблаговременность 90 суток, синий) и TFT (заблаговременности 60 и 90 суток, зеленый и желтый соответственно) по критерию Δ для валидационного периода. По оси ординат – доля прогнозов с соотношением (4.1) менее 1, по оси абсцисс – водпосты. Более высокие значения соответствуют лучшей оправдываемости. N-HITS демонстрирует наилучшие результаты для всех случаев.

Fig. 5. Model performance comparison between N-HITS (90-day lead time, blue) and TFT (60 and 90-day lead times, green and yellow respectively) using Δ criterion for validation period. Y-axis: proportion of successful forecasts (ratio (4.1) < 1); X-axis: gauging stations. Higher values indicate better performance, with N-HITS showing superior results for all cases.

5.2. Кросс-валидация

Для кросс-валидации была выбрана модель, обеспечивающая наибольшую эффективность – N-HITS с горизонтом прогноза в 90 суток. В результате кросс-валидации для каждого года в выборке имеем значения максимального фактического и максимального предсказанного уровней в пределах рассматриваемого горизонта прогноза, которое можно представить в виде временного ряда, как показано на рис. 6.

Усредненные результаты по каждому отношению S/σ приведены на рис. 7.

5.3. Влияние использования данных грунтовых вод

Несмотря на наличие исследований о предсказании непосредственно самих уровней грунтовых вод [8], в работе выполнен анализ учета данных на подземных скважинах в рамках разработанного метода прогноза максимального уровня воды. Результаты расчетов показывают, что использование таких данных наблюдений позволяет снизить отношение S/σ для кросс-валидации по водпосту Шадринск на 0.2 (рис. 8), что существенно улучшает качество разработанного метода прогноза.

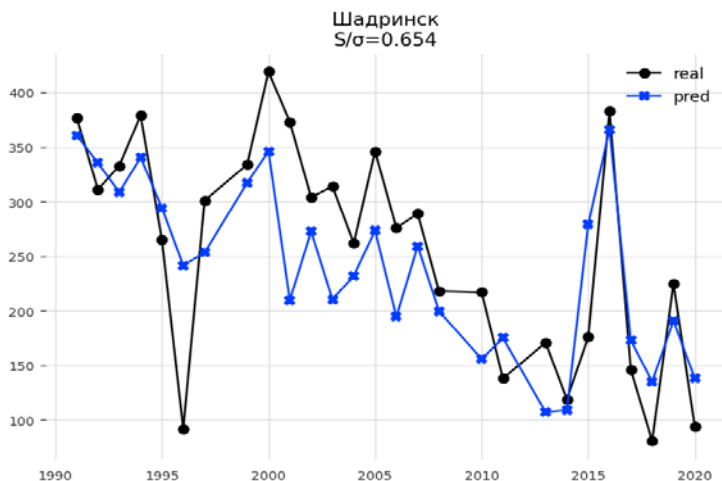


Рис. 6. Сопоставление фактического и предсказанного максимальных уровней на примере Шадринска, “real” – фактический, “pred” – предсказанный. Рассматриваемый горизонт прогноза составляет 90 временных шагов (суток) и отсчитывается с 15 марта каждого года, внутри которого выбираются максимумы среди фактических и предсказанных значений. По оси абсцисс – рассматриваемый год, по оси ординат – уровень воды (в см.)

Fig. 6. Comparison of observed and predicted water level values for Shadrinsk ('real' and 'pred' respectively). Forecast horizon is 90 timesteps (days) starting from March 15 each year, with maxima selected from both observed and predicted values within this period. X-axis: year; Y-axis: maximum water level (cm)

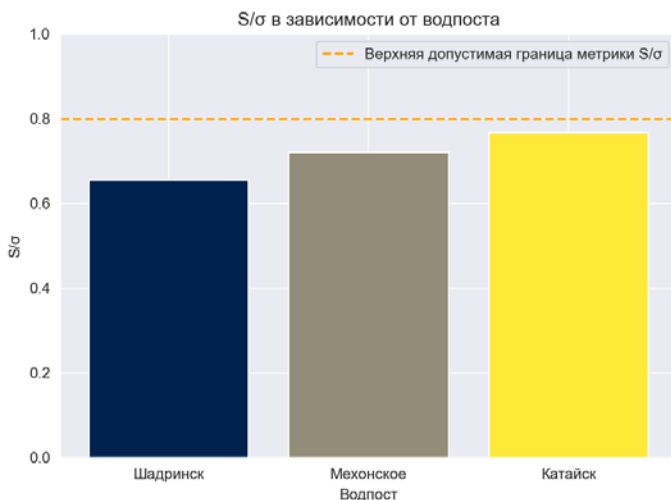


Рис. 7. Значения отношения S/σ для кросс-валидации. Чем ниже, тем лучше. Результаты на каждом из исследуемых водосборов удовлетворяет критерию эффективности применения методики.

Fig. 7. Cross-validation S/σ ratio values. Lower values indicate better performance. Results for all studied catchments meet the forecast verification criteria.

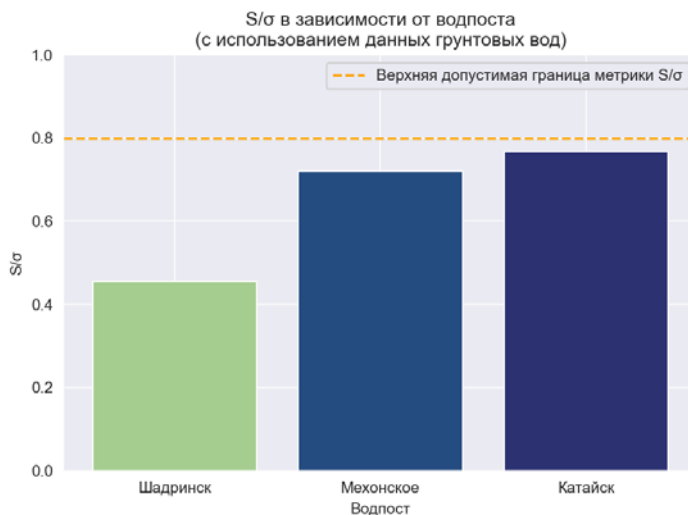


Рис. 8. Значения отношения S/σ для кросс-валидации с использованием данных уровней грунтовых вод. В случае Шадринска получается понижение метрики на 30 %. В остальных случаях статистически значимого эффекта обнаружено не было.

Fig. 8. Cross-validation S/σ ratio values using groundwater level data. For Shadrinsk, the metric decreased by 30 %. No statistically significant effect was observed in other cases.

Использование данных по уровням грунтовых вод показало улучшение в 1/3 случаев. Для более глубокого анализа влияния использования данных наблюдений за уровнем грунтовых вод необходимо существенно расширить это исследование по большему числу водных объектов.

5.4. Перспективы применения и ограничения метода

Разработанный метод демонстрирует значительный потенциал, позволяя моделировать временной ряд длиной в 90 суток, а относительная гибкость архитектуры позволяет адаптировать модель под различные временные признаки и временные масштабы. Добавление новых источников данных, как, например, в случае с уровнями грунтовых вод, способно улучшить показатели эффективности, при этом не требуется существенных изменений модели.

Необходимо отметить, что при реализации данного метода нужно учитывать определенные ограничения по исходным данным. Прежде всего это: 1) требования к качеству входных данных и 2) определенные трудности с использованием данного подхода при реализации валидации. В то же

время указанные ограничения носят достаточно общий характер практически во всех численных методах, использующих гидрометеорологические данные наблюдений.

Заключение

В результате выполненного исследования была проведена комплексная оценка разработанного метода долгосрочного прогноза максимального уровня воды с использованием глубокого обучения на примере нескольких водпостов р. Исеть. Была проведена оценка перехода на новую архитектуру N-NiTS, которая позволила увеличить оправдываемость на валидационной выборке по сравнению с архитектурой TFT. Результаты работы показали, что метод удовлетворяет критерию S/σ при валидации на независимых выборках посредством кросс-валидации. В ходе валидации новая модель показала существенное улучшение оправдываемости прогнозов по сравнению с предшествующим аналогом на всех анализируемых водпостах.

Дополнительно в рамках данной работы была проведена оценка эффективности использования данных грунтовых вод для долгосрочного прогноза максимального уровня воды. Анализ результатов демонстрирует положительную динамику в одной трети случаев, что может быть вызвано недостаточным количеством водных объектов. Данное обстоятельство указывает на необходимость дальнейшего исследования и расширения количества анализируемых водосборов для повышения статистической значимости результатов.

Учитывая результаты настоящей работы, можно утверждать, что применение методов глубокого обучения в задаче прогноза уровней воды имеет значительные перспективы. Дальнейшие исследования целесообразно направить на расширение исследуемых водосборов, а также применение методов глубокого обучения для разработки методов прогнозов водного режима различной заблаговременности (краткосрочные и среднесрочные).

Авторы выражают благодарность сотрудникам кафедры Прикладной математики № 31 НИЯУ МИФИ за ценные замечания при рассмотрении данной работы на семинаре кафедры 23 сентября 2024 года.

Список литературы

1. Постановление Правительства РФ от 16 ноября 2020 г. №1847 "Об утверждении перечня измерений, относящихся к сфере государственного регулирования обеспечения единства измерений" (пункт 9.25).
2. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 11. Средний Урал и Приуралье. Вып. 2. Тобол / под ред. В.В. Николаенко. Л.: Гидрометеоздат, 1965. 214 с.
3. Романов А.В. Дорожная карта современных гидрологических прогнозов водного режим // Метеорология и гидрология. 2023. № 12. С. 12-26.

4. Романов А.В., Акмаев Э.Р., Червоненкис М.А. Глубокие нейронные сети архитектуры трансформер в задачах гидрологических прогнозов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 2 (388). С. 138-155.
5. Бэфани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. С. 390.
6. Challu C. et al. Nhits: Neural hierarchical interpolation for time series forecasting // Proceedings of the AAAI conference on artificial intelligence. 2023. Vol. 37, no. 6. P. 6989-6997.
7. Devia G.K., Ganasri B.P., Dwarakish G.S. A REVIEW ON HYDROLOGICAL MODELS // Aquatic Procedia. 2015. Vol. 4. P. 1001-1007. <http://dx.doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
8. Khan J. et al. A comprehensive review of conventional, machine learning, and deep learning models for groundwater level (GWL) forecasting // Applied Sciences. 2023. Vol. 13, no. 4. P. 2743.
9. Kratzert F. et al. Toward improved predictions in ungauged basins: Exploiting the power of machine learning // Water Resources Research. 2019. Vol. 55, no. 12. P. 11344-11354.

References

1. Postanovlenie Pravitel'stva RF ot 16 noyabrya 2020 g. №1847 "Ob utverzhdenii perechnya izmereniy, odnosyashchihysya k sfere gosudarstvennogo regulirovaniya obespecheniya edinstva izmereniy" (punkt 9.25) [in Russ.].
2. Resursy poverhnostnyh vod SSSR: Gidrologicheskaya izuchennost'. T. 11. Sredniy Ural i Priural'e. Vyp. 2. Tobol / pod red. V.V. Nikolaenko. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1965, 214 p. [in Russ.].
3. Romanov A.V. A Roadmap of Modern Hydrological Forecasts of Water Regime. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 2023, no. 12, pp. 12-26 [in Russ.].
4. Romanov A.V., Akmaev E.R., Chervonenkis M.A. Deep neural networks of transformer architecture in problems of hydrological forecasts. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydro-meteorological Research and Forecasting], 2023, vol. 388, no. 2, pp. 138-155 [in Russ.].
5. Befani N.F., Kalinin G.P. Uprazhneniya i metodicheskie razrabotki po gidrologicheskim prognozam. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1983, 390 p. [in Russ.].
6. Challu C. et al. Nhits: Neural hierarchical interpolation for time series forecasting. Proceedings of the AAAI conference on artificial intelligence. 2023, vol. 37, no. 6, pp. 6989-6997.
7. Devia G.K., Ganasri B.P., Dwarakish G.S. A review on hydrological models. *Aquatic Procedia*, 2015, vol. 4, pp. 1001-1007. DOI: 10.1016/j.aqpro.2015.02.126.
8. Khan J. et al. A comprehensive review of conventional, machine learning, and deep learning models for groundwater level (GWL) forecasting. *Applied Sciences*, 2023, vol. 13, no. 4, pp. 2743.
9. Kratzert F. et al. Toward improved predictions in ungauged basins: Exploiting the power of machine learning. *Water Resources Research*, 2019, vol. 55, no. 12, pp. 11344-11354.

Поступила 06.11.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.10.2024.

Submitted 06.11.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.10.2024.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-109-127>

УДК 551.578.9

Замерзающие осадки на Европейской территории России в 1979-2022 гг. и их воспроизведение реанализом ERA5

И.И. Леонов, Н.Н. Соколикхина, А.И. Лаврентьева

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

Проведена оценка качества воспроизведения замерзающих осадков реанализом ERA5 на Европейской территории России. Для анализа использованы данные основных срочных наблюдений за погодными явлениями и данные атмосферного реанализа ERA5 с шагом $0,25^\circ$ по пространству и 1 час по времени. Построены карты среднего числа дней с замерзающими осадками в виде мороси, дождя и их совокупности для периода с 1979 по 2022 год и аналогичные карты среднего числа дней с замерзающим дождем с использованием данных о типе осадков из реанализа ERA5. Показано, что реанализ ERA5 успешно воспроизводит отдельные случаи выпадения высокоинтенсивных замерзающих осадков, формирующихся при стратификации по типу «теплого носа». При сопоставлении данных реанализа о количестве смоделированных случаев замерзающего дождя с данными наблюдений на 214 метеорологических станциях коэффициент детерминации R^2 составил 0,291 для замерзающего дождя и 0,14 для замерзающей мороси. Низкие значения коэффициентов детерминации связаны с тем, что в реанализе ERA5 образование осадков в виде замерзающего дождя возможно только при наличии слоя таяния, из-за чего преобладающее количество случаев замерзающих осадков, выпадающих в полностью холодной атмосфере, не воспроизводится реанализом. Данные реанализа ERA5 о типе осадков наиболее полезны для анализа условий выпадения высокоинтенсивных замерзающих дождей, формирующихся при «классическом механизме».

Ключевые слова: опасные явления погоды, гололедно-изморозевые отложения, обледенение, замерзающие осадки, замерзающий дождь, ледяной дождь, гололед, реанализ, ERA5

Freezing precipitation in European Russia in 1979-2022 and its reproduction by the ERA5 reanalysis

I.I. Leonov, N.N. Sokolikhina, A.I. Lavrenteva

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
leonov@geogr.msu.ru*

The quality of reproduction of freezing precipitation by the ERA5 reanalysis in European Russia is assessed. The analysis was performed using the data of the main 3-hour observations of weather phenomena and the ERA5 atmospheric reanalysis data with a step of 0.25° in space and 1 hour in time. The maps of the average number of days with freezing precipitation in the form of drizzle, rain, and their combination were drawn for the period from 1979 to 2022. Similar maps of the average number of days with freezing rain were

obtained from the ERA5 data on the precipitation type. It is shown that the ERA5 successfully reproduces individual cases of high-intensity freezing precipitation formed under the stratification of the “warm nose” type. When comparing the reanalysis data on the number of simulated cases of freezing rain with observational data from 214 meteorological stations, the coefficient of determination R^2 was 0.291 for freezing rain and 0.14 for freezing drizzle. The low values of the coefficients of determination are related to the fact that the formation of freezing rain in the ERA5 is possible only in the presence of a melting layer, due to which the predominant number of cases of freezing precipitation occurring in a completely cold atmosphere is not reproduced by the reanalysis. The ERA5 data on the precipitation type are most useful for analyzing the conditions of high-intensity freezing rain formed according to the “classic mechanism”.

Keywords: severe weather events, ice accretion, icing, freezing precipitation, freezing rain, ice pellets, glaze ice, reanalysis, ERA5

Введение

В настоящее время особенно важными остаются исследования, связанные с изучением климатологии опасных метеорологических явлений на территории России. В перечень опасных метеорологических явлений входят сильные гололедно-изморозевые отложения, включающие в себя отложения гололеда диаметром не менее 20 мм [8].

Гололед является причиной серьезных негативных воздействий на множество отраслей экономики, а также может представлять угрозу для жизни и здоровья людей. Так, например, замерзающий дождь, прошедший в 2010 году в Московском регионе, стал причиной длительного нарушения электроснабжения населения, обледенения автодорог, изменения режима работы железнодорожного транспорта и серьезных сбоев в режиме работы аэропортов [2, 3]. Гололед ежегодно наблюдается на территории России [5, 11], особенно часто на ее европейской части [19]. Высокая повторяемость явлений гололеда в совокупности с большой плотностью населения, автомобильных и железных дорог, линий электропередачи и аэропортов, приводит к большой подверженности территории ЕТР климатическим рискам, связанным с гололедом.

Основой для изучения климатических характеристик гололедно-изморозевых отложений являются данные метеорологических наблюдений. Помимо данных наблюдений, в настоящее время особенно важную роль играют данные атмосферных реанализов. Эти данные используются для изучения климата различных территорий, наблюдаемых тенденций, а также в качестве исходных данных для мезомасштабного моделирования. Преимуществом реанализов является то, что, в отличие от данных наблюдений, данные реанализа расположены на регулярной сетке с большим количеством вертикальных уровней. Современные реанализы имеют высокое пространственное разрешение и хорошо воспроизводят основные метеорологические поля – давление, температуру и скорость ветра. Воспроизведение осадков является более сложной задачей. Еще более сложной задачей

является воспроизведение осадков сложного фазового состава, например замерзающего дождя и мороси.

Ранее были осуществлены попытки воспроизведения климатологии замерзающих осадков по данным реанализа прошлого поколения ERA-Interim для территории Европы [21]. Использование данных реанализа ERA-Interim позволило получить реалистичную картину пространственно-осредненной межгодовой изменчивости замерзающих осадков, однако на уровне отдельных метеорологических станций для межгодовой изменчивости были получены низкие значения коэффициента корреляции (в среднем 0,38).

В рамках представленной статьи рассматриваются результаты оценки качества воспроизведения замерзающих осадков на Европейской территории России современным реанализом ERA5, в котором впервые было реализовано разделение осадков на различные фазовые состояния. Исследования приводятся для современного периода с 1979 по 2022 год.

Материалы и методика исследования

В качестве области исследования была выбрана Европейская территория России. Этот выбор был обусловлен тем, что на данной территории замерзающие осадки наблюдаются чаще, чем в других регионах России, а также тем, что территория ЕТР относительно плотно покрыта сетью наземных метеорологических станций.

В начале работы для территории с 40 до 85° с. ш. и с 15 по 70° в. д. были получены данные реанализа ERA5 с шагом сетки по пространству 0,25° и временным разрешением 1 час [20]. Рассматривались данные для стандартного периода с 1979 по 2022 г. Выбранный временной период был обусловлен тем, что при расчете реанализа для ранних лет использовался меньший набор данных наблюдений, в том числе данных с метеорологических спутников.

Основным рассматриваемым параметром реанализа ERA5 был тип осадков (precipitation type). В реанализе ERA5 представлены шесть типов осадков: дождь (rain), снег с дождем (mixed rain and snow), мокрый снег (wet snow), снег (dry snow), замерзающий дождь (freezing rain) и ледяной дождь (ice pellets). Отдельным кодом регистрируется отсутствие осадков. В документации к модели IFS Cy41r2 (которая является основой реанализа ERA5) указывается, что в параметризации микрофизики модели предусмотрены осадки только в виде снега и дождя, а дальнейшее разделение осадков на типы производится с использованием дополнительной диагностики температуры и влажности в пограничном слое [18].

Помимо данных о типе осадков, в ходе работы были использованы данные реанализа об общем количестве осадков, температуре воздуха, зональной и меридиональной скорости ветра и давлении на уровне моря.

В данной работе сроками с наличием замерзающего дождя считались все сроки реанализа, во время которых интенсивность осадков превышала

0,1 мм/час. Днем с замерзающими осадками считался день, во время которого, по данным реанализа, хотя бы в одном из 24 сроков присутствовали осадки в виде замерзающего дождя.

По данным реанализа для территории ЕТР были получены пространственно-временные поля количества сроков, дней и среднего числа сроков и дней с замерзающими осадками в виде замерзающего дождя.

В качестве фактических данных были использованы данные метеорологических наблюдений за погодными явлениями. Используемые в работе данные метеорологических наблюдений были получены из архива ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Использовались данные стандартных наблюдений в основные синоптические сроки в рамках кодовой формы КН-01 на 214 метеорологических станциях ЕТР для периода с 1979 по 2022 год [1].

За случаи выпадения замерзающих осадков принимались сроки, во время которых наблюдатель на метеорологической станции отмечал следующие атмосферные явления в соответствии с кодом КН-01: 24 – замерзающая морось или дождь в последний час, 56 – слабая замерзающая морось, 57 – умеренная или сильная замерзающая морось, 66 – слабый замерзающий дождь и 67 – умеренный или сильный замерзающий дождь.

В данной статье использовалось разделение замерзающих осадков на замерзающую морось и дождь. К общему количеству замерзающих осадков относились все виды (кодовые цифры 24, 56, 57, 66, 67), к замерзающей мороси и замерзающему дождю осадки любой интенсивности соответственно (кодовые цифры 56, 57 и 66, 67).

Доля случаев замерзающего дождя в общем количестве замерзающих осадков была получена только для метеорологических станций, на которых количество наблюдаемых явлений было не менее 30 случаев за период с 1979 по 2022 год.

Для корректной оценки качества воспроизведения замерзающих осадков реанализом ERA5, для каждой метеорологической станции были отобраны только те годы, в которые для периода с октября по апрель в основных срочных наблюдениях отсутствовало не более 5 % сроков. Неполные годы были исключены из выборки. Для соответствия данным наблюдений из набора данных реанализа ERA5 также были исключены отобранные неполные годы.

Далее для каждой метеорологической станции был рассчитан коэффициент корреляции для оценки связи межгодовой изменчивости повторяемости замерзающих осадков по данным наблюдений и данным реанализа ERA5. Для каждой метеорологической станции был отобран ряд ежегодного количества случаев с замерзающими осадками и ряд для тех же лет по данным реанализа ERA5. Оценки были получены только для тех метеорологических станций, где количество наблюдаемых случаев замерзающих осадков было не менее 30.

Результаты

По данным основных срочных наблюдений была построена карта среднего годового числа дней с замерзающими осадками (рис. 1). Повторяемость выпадения замерзающих осадков на ЕТР распределена неравномерно. Наиболее часто замерзающие осадки выпадают в южных и центральных регионах ЕТР, где на многих метеорологических станциях наблюдается более 5 дней с замерзающими осадками за год. В первую очередь это связано с тем, что на данные территории в холодное время года часто приходят теплые и влажные воздушные массы, которые при взаимодействии с холодными континентальными воздушными массами создают сложную термическую структуру тропосферы, приводящую к образованию замерзающих осадков.

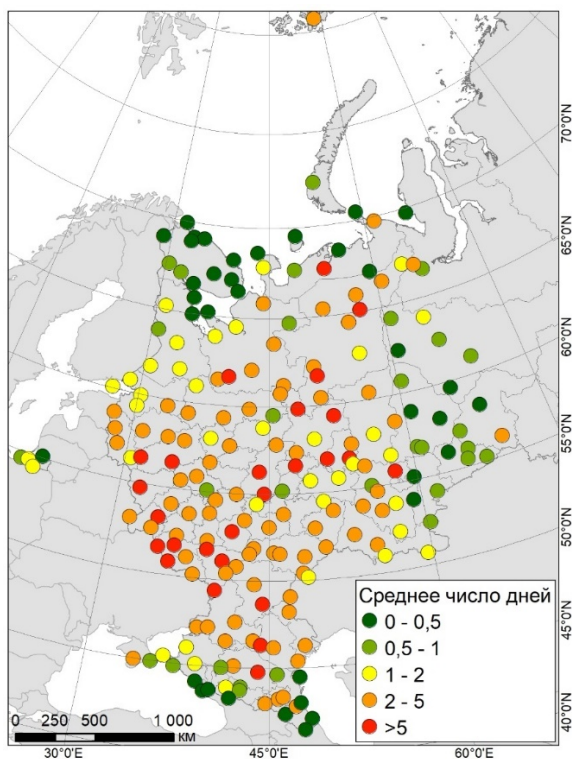


Рис. 1. Среднее годовое число дней с замерзающими осадками по данным срочных наблюдений за период с 1979 по 2022 г.

Fig. 1. Average annual number of days with freezing precipitation based on 3-hour observations for the period from 1979 to 2022.

Замерзающие осадки наблюдаются очень часто и на некоторых метеорологических станциях, расположенных на севере. Например, на метеостанции им. Э.Т. Кренкеля замерзающие осадки наблюдаются в среднем

3,67 дней в году, в Нарьян-Маре – 8,2 дней в году. Высокая повторяемость замерзающих осадков на некоторых метеорологических станциях северной части ЕТР была отмечена ранее и другими авторами [10].

Можно выделить четыре области, на территории которых замерзающие осадки наблюдаются редко: 1) север ЕТР, включая Кольский полуостров и побережья Белого и Баренцева моря; 2) районы вблизи южной границы России – побережье Черного моря и юг Республики Дагестан; 3) территория к востоку от Уральских гор и 4) Калининградская область. На данных территориях в среднем наблюдается менее 1 дня в году с выпадением замерзающих осадков. Калининградская область находится в атлантико-континентальной области умеренного климата. Влияние Балтийского моря уменьшает повторяемость синоптических условий, во время которых у земли наблюдается слой воздуха с отрицательной температурой при выпадении жидких осадков. Малая повторяемость замерзающих осадков на Кольском полуострове и побережье северных морей связана с тем, что до высоких широт редко доходят теплые и влажные тропические воздушные массы. Кроме того, северная часть территории Мурманской области омывается теплыми течениями, которые препятствуют образованию стратификации по типу «теплого носа». На некоторых метеорологических станциях замерзающие осадки не наблюдаются вовсе (Вайда-Губа, Полярное, Териберка). К востоку от Уральских гор резко уменьшается число наблюдений замерзающих осадков, как и количество осадков в целом. Описанные в научной литературе случаи выпадения замерзающего дождя на Урале являются крайне редкими и, как правило, не приводят к образованию сильного гололеда [6]. Низкая повторяемость замерзающих осадков на юге ЕТР связана с влиянием Черного моря. Высокие температуры воздуха значительно сокращают период возможного формирования замерзающих осадков. Короткий холодный период характерен и для побережья Каспийского моря. Кроме этого, побережье Каспийского моря в целом отличается низким количеством осадков, выпадающих во время холодного периода.

Стоит отметить большую пространственную неоднородность полученных данных. Эта неоднородность может быть связана с орографическими и микрофизическими особенностями местности. Однако на некоторых метеорологических станциях, расположенных недалеко друг от друга, наблюдаемые различия крайне существенны. Например, на метеорологической станции Коломна (Московская область) в среднем наблюдается 0,75 дней в году с замерзающими осадками, в то время как в Рязани 6,65 дней в году. Эти пункты находятся на расстоянии 85 км друг от друга в одной климатической области, ярко выраженные особенности рельефа отсутствуют. Такие существенные различия наблюдаемого числа дней с замерзающими осадками могут быть следствием ошибок наблюдений. Сложность наблюдений за замерзающими осадками указывает на важность привлечения данных спутникового зондирования и атмосферных реанализов высокого разрешения для климатических исследований данных явлений [4].

Отдельно были построены карты среднего годового числа дней с замерзающим дождем и замерзающей моросью (рис. 2). Разделение замерзающих осадков на дождь и морось имеет существенное значение при оценке данных численного моделирования, в том числе данных реанализа. Известно, что морозящие осадки воспроизводятся численными моделями атмосферы существенно хуже. Модель IFS, с использованием которой создается реанализ ERA5, не является исключением.

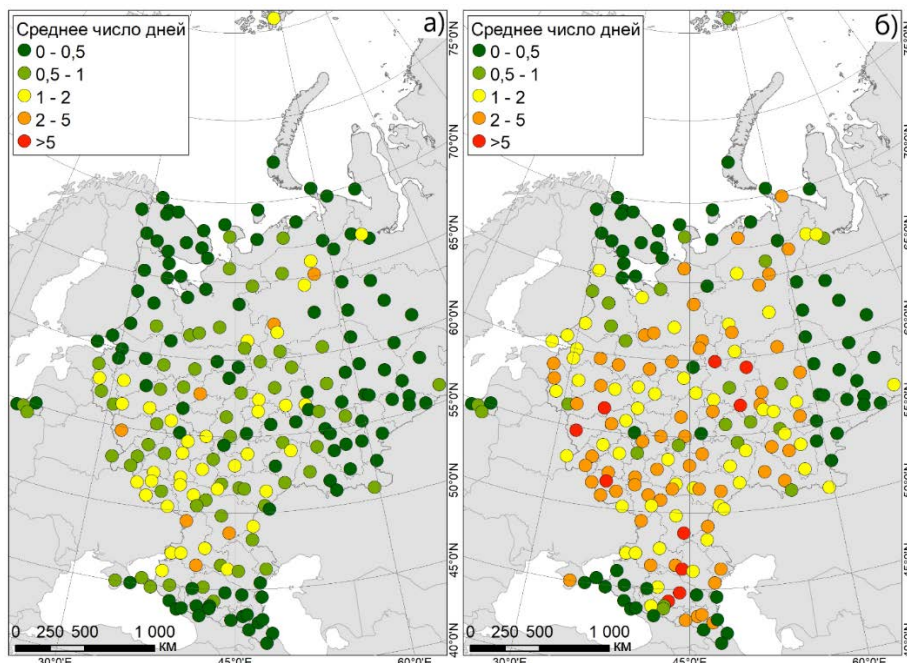


Рис. 2. Среднее годовое число дней с замерзающим дождем (а) и замерзающей моросью (б) по данным визуальных наблюдений за период с 1979 по 2022 г.

Fig. 2. Average annual number of days with freezing rain (left) and freezing drizzle (right) based on 3-hour observations for the period from 1979 to 2022.

Данные наблюдений указывают на то, что подавляющее количество замерзающих осадков выпадает именно в виде мороси. Это значит, что, если не разделять дождь и морось, а сравнивать данные реанализа с общим количеством замерзающих осадков, стоит ожидать больших расхождений.

В целом, пространственное распределение повторяемости замерзающего дождя и мороси схожее. Можно выделить лишь то, что число дней с замерзающим дождем начинает резко убывать севернее 55° с. ш. (рис. 2а), а число дней с замерзающей моросью – севернее 65° с. ш. (рис. 2б).

Для большей наглядности была построена карта доли замерзающего дождя в общем количестве замерзающих осадков. В соответствии

с выбранной методикой исследования около 20 % метеорологических станций оказались не репрезентативными из-за малого количества наблюдаемых замерзающих осадков. Эти станции отмечены белыми пунсонами (рис. 3).

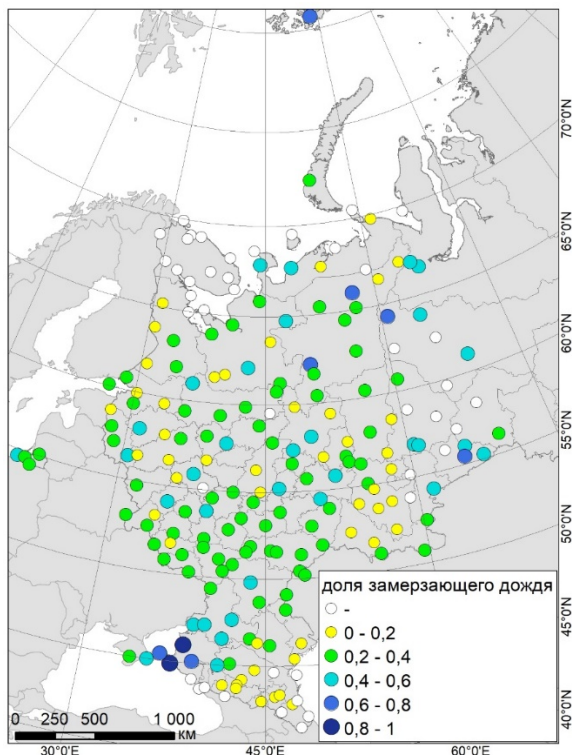


Рис. 3. Доля метеорологических сроков с наблюдением осадков в виде замерзающего дождя среди сроков с наблюдением замерзающих осадков всех видов.

Fig. 3. The share of meteorological terms with observation of freezing rain among terms with observation of freezing precipitation of all types.

В среднем на территории ЕТР осадки в виде замерзающего дождя составляют около 29 % от всех замерзающих осадков. Это значит, что замерзающая морось наблюдается в среднем в три раза чаще замерзающего дождя. Преобладание замерзающей мороси было получено и другими авторами при анализе ежечасных данных наблюдений в аэропортах Московского авиационного узла, Нижнего Новгорода и Минеральных вод, где замерзающая морось занимала 68, 63 и 92 % наблюдений соответственно [12, 13, 15].

Интересная картина пространственного распределения доли замерзающих дождей наблюдается южнее 50° с. ш. Здесь, вблизи побережья

Черного моря, на Таманском полуострове и Кубано-Приазовской низменности замерзающие дожди наблюдаются более чем в 60 % случаев (метеостанции Приморско-Ахатрск, Краснодар, Анапа и Керчь), а при движении на восток их доля уменьшается до 10–20 %, достигая минимума в горах Кавказа и вблизи Каспийского моря. Это связано с тем, что на побережье Черного моря в холодный период года нередко выходят южные средиземноморские циклоны, которые приносят влажный и теплый тропический воздух, который при взаимодействии с холодным континентальным воздухом в нижнем слое тропосферы приводит к выпадению замерзающих дождей. Подобное влияние средиземноморских циклонов на формирование замерзающих осадков было отмечено для аэропорта Одессы, где по данным наблюдений за период с 1986 по 2001 г. замерзающий дождь составил 60 % от всех замерзающих осадков [14]. При движении на восток в ходе трансформации тропических воздушных масс термический контраст ослабляется и вместе с этим уменьшается доля интенсивных замерзающих осадков в виде замерзающего дождя.

Реанализ ERA5 успешно воспроизводит случаи выпадения интенсивных замерзающих осадков с образованием сильного гололеда. Такие случаи наиболее часто происходят при «классическом механизме» образования замерзающего дождя. На рис. 4 приведены карты-схемы областей выпадающих осадков различного фазового состава согласно данным реанализа ERA5 для двух наиболее ярких случаев образования сильного гололеда на территории Центральной России и Приморского края [7, 9]. Случай выпадения замерзающего дождя в Приморском крае рассматривается как пример воспроизведения осадков различного фазового состава на территории со сложной подстилающей поверхностью и слабой освещенностью территории метеорологическими наблюдениями.

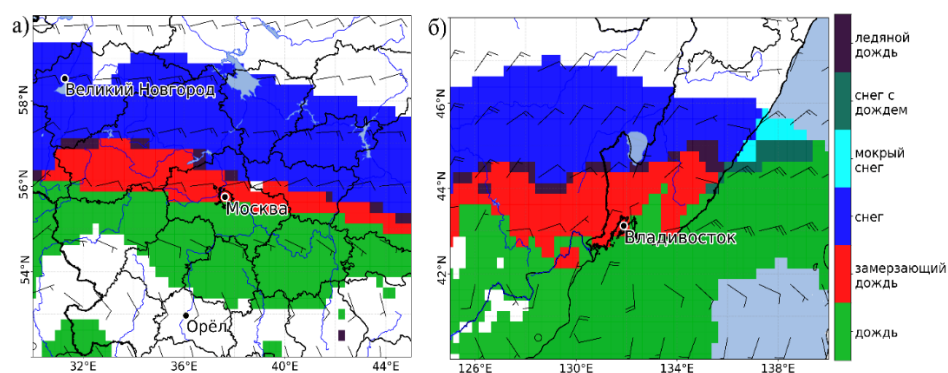


Рис. 4. Поле осадков различного фазового состава по данным реанализа ERA5: 03 ч ВСВ 26 декабря 2010 г. (а) и 23 ч ВСВ 18 ноября 2020 г. (б).
Fig. 4. Precipitation field of different phase compositions according to ERA5 reanalysis data: 03UTC on December 26, 2010 (left) and 23UTC on November 18, 2020 (right).

Для этих случаев реанализом была точно воспроизведена структура осадков на теплом фронте, характерная для образования интенсивных замерзающих осадков. В области теплой воздушной массы наблюдаются осадки в виде дождя, к северу от нее наблюдается полоса осадков в виде замерзающего дождя. В момент, когда холодный слой у поверхности земли становится достаточно толстым, замерзающий дождь переходит в ледяной дождь (ice pellets, кодовая цифра КН-01 – 79). В области холодной воздушной массы перед фронтом выпадают осадки в виде снега. Интересно, что для случая ледяного шторма во Владивостоке (рис. 4б), над экваторией Японского моря, моделью были воспроизведены осадки в виде мокрого снега и снега с дождем.

Отдельные, особенно интенсивные случаи выпадения замерзающих осадков успешно воспроизводятся реанализом в первую очередь из-за их «классического механизма» формирования с наличием приподнятого слоя с положительной температурой воздуха. Однако ранее было показано, что большая часть замерзающих осадков образуется в полностью холодном воздухе [16]. В связи с этим большой интерес представляет исследование способности реанализа воспроизводить климатологию замерзающих осадков на ЕТР в целом, а не только отдельные случаи.

Для каждой ячейки сетки реанализа ERA5 было получено среднее годовое число дней с замерзающим дождем (рис. 5). Полученная пространственная картина хорошо согласуется с общеизвестными представлениями о распределении замерзающих осадков на территории ЕТР.

Основной максимум числа дней с замерзающим дождем наблюдается на юго-западе ЕТР, приблизительно до 55° с. ш. и до 50° в. д. По данным реанализа, замерзающий дождь выпадает здесь в среднем от 2 до 5 дней в году. Также около 2 дней в году с замерзающим дождем наблюдается на территории Валдайской возвышенности. Наибольшее число дней с замерзающим дождем приурочено к приподнятым территориям – Приволжской и Ставропольской возвышенностям и Донецкому кряжу. Здесь, по данным реанализа, среднее число дней с замерзающим дождем составляет около 4 дней в году.

Отмечается увеличение повторяемости замерзающих дождей на западных склонах Уральских гор. Наиболее выражено это для Северного, Приполярного и Полярного Урала. Так, например, в районе г. Народной данные реанализа показывают 4,3 дня с замерзающим дождем в год. Это приблизительно в 8 раз больше, чем на соседних равнинных ячейках сетки к западу от хребта. Количество замерзающих осадков, так же как и осадков в целом, увеличивается на горных территориях, однако низкая плотность наблюдений в горах не позволяет произвести оценки точности воспроизведения данных эффектов для замерзающих дождей реанализом.

Крайне высокая повторяемость замерзающих дождей показана реанализом ERA5 на территории островов Северного Ледовитого океана. На архипелаге Новая Земля и Земля Франца-Иосифа значения среднего числа

дней с замерзающим дождем превышают 9 дней в году. Низкая плотность метеорологических наблюдений на этих территориях не позволяет достоверно оценить точность воспроизведения замерзающих осадков реанализом.

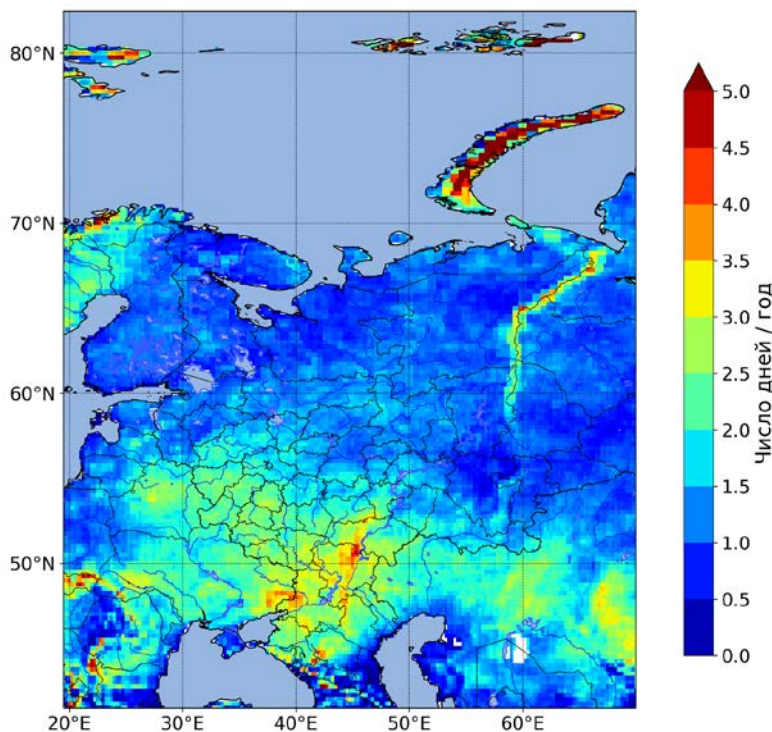


Рис. 5. Среднее годовое число дней с осадками в виде замерзающего дождя по данным реанализа ERA5 за период с 1979 по 2022 г.
Fig. 5. Average annual number of days with freezing rain from ERA5 reanalysis data for the period 1979–2022.

Значения среднего годового числа дней с замерзающей моросью, замерзающим дождем и замерзающими осадками по данным основных срочных наблюдений, в соответствии с кодом КН-01, для метеорологических станций, расположенных вблизи крупных городов, приведены в таблице. Для сравнения, в таблице также представлены значения среднего годового числа дней с замерзающим дождем по данным реанализа ERA5, соответствующие ближайшим к метеорологическим станциям узлам сетки.

Несмотря на то, что поля замерзающих осадков, полученные с использованием данных реанализа ERA5 и данных наблюдений, демонстрируют значительное сходство, между ними также присутствуют выраженные различия.

Таблица. Среднее годовое число дней с замерзающей моросью, замерзающим дождем, замерзающими осадками по данным основных срочных наблюдений и с замерзающим дождем по данным реанализа ERA5 за период с 1979 по 2022 г.

Table. Average annual number of days with freezing drizzle, freezing rain, freezing precipitation from the 3-hour observations and with freezing rain from the ERA5 reanalysis for the period 1979–2022

Название станции	Среднее годовое число дней			
	с замерз. моросью (56, 57)	с замерз. дождем (66, 67)	с замерз. осадками (24, 56, 57, 66, 67)	с замерз. дождем по данным ERA5
Мурманск	0,00	0,05	0,07	0,68
Архангельск	0,84	0,26	1,33	0,84
Петрозаводск	1,00	0,70	1,86	0,93
Нарьян-Мар	4,77	0,70	5,80	1,05
Санкт-Петербург	1,05	0,18	1,43	1,14
Псков	2,21	1,05	3,44	1,30
Калининград	0,86	0,53	1,47	1,00
Смоленск	5,30	3,30	8,48	2,41
Вологда	2,32	0,82	3,20	1,27
Нижний Новгород	3,77	0,98	5,21	1,16
Казань	0,80	0,44	1,46	1,71
Москва, ВДНХ	1,16	1,02	2,41	1,91
Пенза	3,77	1,14	4,84	2,07
Пермь	1,00	0,55	1,77	0,82
Уфа	1,67	0,33	2,12	0,60
Курск	5,91	1,41	7,66	2,39
Волгоград	5,43	2,20	7,45	3,32
Ростов-на-Дону	1,73	1,80	3,57	3,37
Астрахань	2,80	0,84	3,68	1,43
Краснодар, Круглик	0,49	0,72	1,33	2,02
Оренбург	2,61	0,45	3,50	1,27
Минеральные Воды	10,63	0,60	11,42	1,79
Керчь	0,48	0,88	1,48	0,74

По данным наблюдений (и для замерзающего дождя, и для общего количества замерзающих осадков) убывание среднего годового числа дней с данными явлениями при увеличении широты происходит более равномерно, в отличие от реанализа, где отмечается резкое уменьшение числа

дней с замерзающим дождем. Так, например, по данным наблюдений на территории Республики Коми замерзающие дожди встречаются не так редко (см. рис. 2б), в то время как по данным реанализа уменьшение частоты их выпадения по сравнению с югом ЕТР уменьшается более чем в 3 раза.

Для оценки согласованности данных наблюдений и данных реанализа были построены диаграммы рассеяния для общего количества замерзающих осадков (рис. 6а), замерзающей мороси (рис. 6б) и замерзающего дождя (рис. 6в).

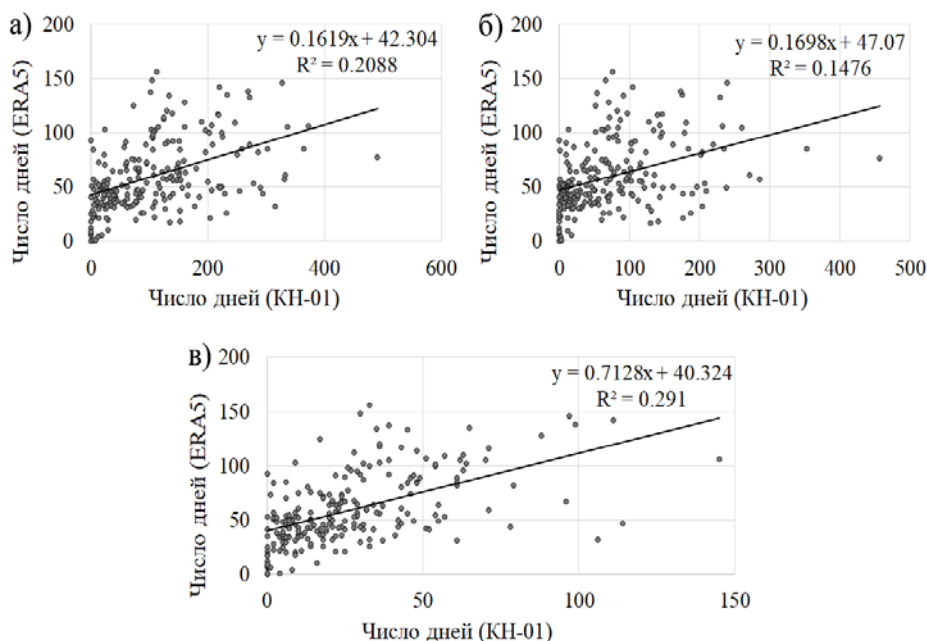


Рис. 6. Сравнение суммы числа дней по данным срочных наблюдений и по данным реанализа ERA5 за период с 1979 по 2022 г. с наблюдением: замерзающих осадков (а); замерзающей мороси (б); замерзающего дождя (в).

Fig. 6. Comparison of the sum of the number of days according to 3-hour observations and according to ERA5 reanalysis data for the period from 1979 to 2022 with observations of: freezing precipitation (left); freezing drizzle (right); freezing rain (bottom).

Показано, что для общего количества замерзающих осадков коэффициент детерминации R^2 равен 0,2088, что является слабой зависимостью. Для замерзающей мороси коэффициент детерминации R^2 составляет всего 0,1476. Для общего числа дней с замерзающим дождем R^2 приблизительно равен 0,291. Полученные значения коэффициента детерминации позволяют сделать несколько выводов.

Несмотря на отдельные сходства с данными наблюдений, нельзя утверждать, что реанализ ERA5 точно воспроизводит пространственное распределение частоты выпадения замерзающих дождей на ЕТР. В результате того, что в физической параметризации осадков модели IFS заложены алгоритмы, выявляющие замерзающий дождь только при наличии «классического механизма» формирования с наличием слоя таяния, часть замерзающих дождей, выпадающих в полностью холодной атмосфере, не воспроизводится реанализом. Так как большая часть замерзающих дождей выпадает именно в «процессе переохлажденного теплого дождя» [17], реанализ не воспроизводит существенную долю таких осадков, из-за чего коэффициент детерминации для замерзающего дождя не превышает 0,3.

Низкий коэффициент детерминации, полученный для замерзающей мороси, указывает лишь на тот факт, что рассматриваемая переменная типа осадков в виде замерзающего дождя из реанализа ERA5 не может быть использована для диагностики осадков в виде замерзающей мороси.

Далее была проведена оценка точности воспроизведения межгодовой изменчивости числа дней с замерзающим дождем. На рис. 7а представлена карта, на которой для каждой станции (с количеством наблюдений замерзающего дождя более 30) указан коэффициент корреляции R , показывающий соответствие ежегодного количества явлений замерзающего дождя по данным основных срочных наблюдений и данным реанализа ERA5.

Для большого количества метеорологических станций (36,4 %) данные коэффициента корреляции не рассчитаны. Это территории юга России, района Урала и Севера, на метеостанциях которых наблюдалось слишком мало случаев замерзающего дождя. Для большинства метеорологических станций коэффициент корреляции составляет около 0,5.

На части метеорологических станций коэффициент корреляции составляет более 0,6. Это значит, что данные реанализа в целом воспроизводят межгодовую изменчивость числа дней с выпадением осадков в виде замерзающего дождя. Область наибольших значений коэффициента корреляции схожа с областью максимума числа дней с выпадением замерзающего дождя по данным наблюдений (рис. 2а).

На рис. 7б представлена карта, на которой показано отношение количества всех смоделированных случаев замерзающего дождя в реанализе ERA5 ко всем наблюдаемым случаям замерзающего дождя по данным срочных наблюдений в рамках кодовой формы КН-01. В данном случае для анализа интересна качественная картина полученных значений. В некоторых регионах число дней с замерзающим дождем по данным реанализа превышает число дней с замерзающим дождем по данным наблюдений более чем в 10 раз.

Таким образом, наиболее высокая точность воспроизведения отмечается в центральных и южных регионах ЕТР с наибольшим числом наблюдений замерзающего дождя. Наибольшие различия данных реанализа и

наблюдений характерны для регионов, на территории которых замерзающий дождь наблюдается редко.

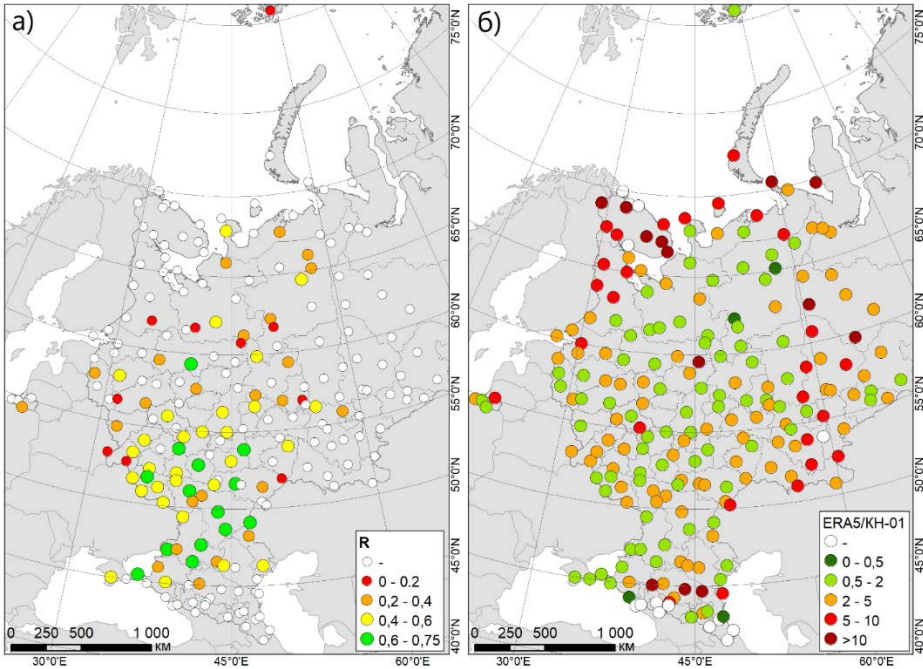


Рис. 7. Величина коэффициента корреляции (R) для межгодовой изменчивости числа дней с замерзающим дождем по данным реанализа ERA5 и основных наблюдений за период с 1979 по 2022 г. (а) и отношение числа дней с замерзающим дождем по данным реанализа ERA5 к числу дней с замерзающим дождем по данным срочных наблюдений (б).

Fig. 7. The value of the correlation coefficient (R) for the interannual variability of the number of days with freezing rain according to the ERA5 reanalysis data and the 3-hour observations for the period from 1979 to 2022 (left) and the ratio of the number of days with freezing rain according to the ERA5 reanalysis data to the number of days with freezing rain according to the 3-hour observations (right).

Подводя итог, можно заключить, что данные реанализа, на первый взгляд, показывают достаточно реалистичную картину распределения замерзающих осадков на ЕТР. Однако количественные оценки сопоставления данных реанализа с данными наблюдений выявляют существенные различия.

Первая и основная причина – это сложность моделирования осадков различного фазового состава, особенно замерзающего дождя. Современные модели, при всем достигнутом прогрессе в описании микрофизических процессов, не выделяют переохлажденные капли как отдельный вид гидрометеоров, а используемый постпроцессинг не обеспечивает достаточной

точности. Вторая причина заключается в том, что в реанализе ERA5 изначально рассматриваются только случаи замерзающего дождя, выпадающего при стратификации по типу «теплого носа» с наличием слоя таяния. В связи с этим реанализ не воспроизводит преобладающее число случаев замерзающих осадков, образующихся в полностью холодной атмосфере. Третья причина состоит в сложности наблюдений за замерзающими осадками, из-за которых возникает множество ошибок, которые в последующем влияют на оценки качества реанализа.

Заключение

В ходе работы впервые была проведена оценка качества воспроизведения замерзающих осадков реанализом ERA5 для Европейской территории России. Для ЕТР по данным основных срочных наблюдений были получены карты среднего числа дней с замерзающими осадками в виде мороси, дождя и их совокупности для периода с 1979 по 2022 год. По данным реанализа ERA5 с шагом $0,25^\circ$ по пространству и 1 час по времени были получены карты среднего числа дней с замерзающим дождем.

Реанализ ERA5 успешно воспроизводит структуру осадков в области теплого фронта при формировании отдельных случаев выпадения высокоинтенсивных замерзающих осадков, приводящих к формированию сильного гололеда. Сравнение общего количества замерзающих осадков по данным реанализа ERA5 с данными наблюдений за период с 1979 по 2022 год показало, что реанализ воспроизводит основные черты распределения замерзающих осадков на ЕТР. Однако наблюдаются и существенные различия с данными наблюдений. При сопоставлении данных реанализа о количестве смоделированных случаев замерзающего дождя с данными наблюдений на 214 метеорологических станциях коэффициент детерминации R^2 составил 0,291 для замерзающего дождя и 0,14 для замерзающей мороси.

Низкие значения коэффициентов детерминации связаны с тем, что в реанализе ERA5 образование осадков в виде замерзающего дождя возможно только при наличии слоя таяния, из-за чего преобладающее количество случаев замерзающих осадков, выпадающих в полностью холодной атмосфере, не воспроизводится реанализом.

Оценки сравнения межгодовой изменчивости числа дней с замерзающим дождем по данным реанализа и данным наблюдений показали, что коэффициент корреляции более 0,6 отмечен лишь на 14 метеорологических станциях. В среднем коэффициент корреляции для станций с достаточным количеством наблюдений составил 0,32.

Таким образом, данные реанализа ERA5 о типе осадков наиболее полезны для анализа условий выпадения отдельных случаев высокоинтенсивных замерзающих дождей, формирующихся при стратификации по типу «теплого носа».

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

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

Список литературы

1. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России». Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549 <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>
2. Вильфанд Р.М., Голубев А.Д. Метеорологические условия выпадения ледяных дождей 25-26 декабря 2010 г. над центром Европейской части России // Лед и снег. 2011. № 4 (115). С. 119-124.
3. Голубев А.Д., Кабак А.М., Никольская Н.А. и др. Ледяной дождь в Москве, Московской области и прилегающих областях центра Европейской территории России 25-26 декабря 2010 года // Труды Гидрометцентра России. 2013. Вып. 349. С. 214-230.
4. Гурвич И.А. и др. Ледяной шторм в Приморье 18–19 ноября 2020 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, №. 6. С. 241-252. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-241-252
5. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. М.: Росгидромет, 2023. 109 с.
6. Калинин Н.А., Смородин Б.Л. Редкое явление замерзающего дождя в Пермском крае // Метеорология и гидрология. 2012. № 8. С. 27-35.
7. Леонов И.И., Соколичина Н.Н. Условия формирования ледяного шторма во Владивостоке в ноябре 2020 года // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 4 (382). С. 69-83. DOI: 10.37162/2618-9631-2021-4-69-83
8. РД 52.04.563-2002. Инструкция «Критерии опасных метеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения».
9. Семенов Е.К., Соколичина Н.Н., Леонов И.И., Соколичина Е.В. Атмосферная циркуляция над центром Европейской России в период ледяного дождя в декабре 2010 г. // Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 91-101.
10. Суркова Г.В., Лаврентьева А.И., Качева Е.С. Региональные особенности повторяемости гололеда на севере европейской территории России на фоне меняющегося климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70, № 1. С. 21-32. DOI: 10.30758/0555-2648-2024-70-1-21-32
11. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации // под ред. В. М. Катцова. СПб.: Научное издание, 2022. 676 с.
12. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающий осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. I. Аэропорты московского аэроузла // Метеорология и гидрология. 2003. № 6. С. 40-58.
13. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Условия выпадения замерзающий осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. II. Аэропорт Минеральные Воды // Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 27-42.
14. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. и др. Условия выпадения замерзающий осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. III. Аэропорт Одесса // Метеорология и гидрология. 2005. № 9. С. 5-18.

15. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Завьялова А.А. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. IV. Аэропорт Нижний Новгород // Метеорология и гидрология. 2007. № 7. С. 25–39.

16. Шакина Н.П., Хоменко И.А., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н. Образование и прогнозирование замерзающих осадков: обзор литературы и некоторые новые результаты // Труды Гидрометцентра России. 2012. Вып. 348. С. 130–161.

17. Шакина Н.П., Хоменко И.А., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н. Условия образования замерзающих осадков в европейской России и катастрофический гололед в декабре 2010 г. // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Труды Международной конференции, посвященной памяти академика А.М. Обухова. М.: ГЕОС, 2014. С. 412–423.

18. Электронная документация модели IFS [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://www.ecmwf.int/en/publications/ifs-documentation> (дата обращения: 03.04.2024).

19. Groisman P., Bulygina O., Yin, X., Vose, R., Gulev S., Hanssen-Bauer I., Førland E. Recent changes in the frequency of freezing precipitation in North America and Northern Eurasia // Environmental Research Letters. 2016. Vol. 11, no. 4. P. 045007. DOI: 10.1088/1748-9326/11/4/045007.

20. Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. Vol. 146, no. 730. P. 1999–2049. DOI: 10.1002/qj.3803

21. Kämäräinen M. et al. A method to estimate freezing rain climatology from ERA-Interim reanalysis over Europe // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2017. Vol. 17, no. 2. P. 243–259. DOI: 10.5194/nhess-17-243-2017

References

1. Bulygina O. N., Veselov V. M., Razuvaev V. N., Alexandrova T. M. Описание массива сырых данных об основных метеорологических параметрах на станциях России [The description of the array of term data on the main meteorological parameters at stations in Russia] [in Russ.].

2. Vilfand R.M., Golubev A. D. Метеорологические условия выпадения ледяных дождей 25–26 декабря 2010 г. над центром Европейской части России [Meteorological conditions for freezing rain on December 25–26, 2010 over the central European part of Russia]. *Led i sheg [Ice and Snow]*, 2011, vol. 115, pp. 119–124 [in Russ.].

3. Golubev A.D., Kabak A.M., Nikol'skaya N.A. et al. Ледяной дождь в Москве, Московской области и прилегающих областях центра Европейской территории России 25–26 декабря 2010 года [Freezing rain in Moscow, Moscow region and adjacent areas of the central European territory of Russia on December 25–26, 2010]. *Trudy Gidrometsentra Rossii [Proceedings of Hydrometcentre of Russia]*, 2013, vol. 349, pp. 214–230 [in Russ.].

4. Gurvich I.A. et al. Ледяной шторм в Приморье 18–19 ноября 2020 года [Ice storm in Primorye on November 18–19, 2020]. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Current problems in remote sensing of the Earth from space]*, 2021, vol. 18, no. 6, pp. 241–252. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-241-252 [in Russ.].

5. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год [Report on climate change in the territory of the Russian Federation for 2022]. Moscow, Roshydromet, 2023, 109 p. [in Russ.].

6. Kalinin N.A., Smorodin B.L. Unusual Phenomenon of Freezing Rain in Perm Krai. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2012, no. 8, pp. 2735 [in Russ.].

7. Leonov I.I., Sokolihina N.N. Условия формирования ледяного шторма во Владивостоке в ноябре 2020 года [Formation conditions of an ice storm in Vladivostok in November 2020]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2021, vol. 382, no. 4, pp. 69–83. DOI: 10.37162/2618-9631-2021-4-69-83 [in Russ.].

8. RD 52.04.563-2002. Инструкция «Критерии опасных метеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения» [Guidance document 52.04.563-2002. Instruction «Criteria for dangerous meteorological phenomena and the procedure for submitting a storm message»] [in Russ.].

9. Semenov E.K., Sokolihina N.N., Sokolihina E.V., Leonov I.I. Atmosfernaya cirkulyaciya nad centrom Evropejskoj Rossii v period ledyanogo dozhdy v dekabre 2010 goda [Atmospheric circulation over the center of European Russia during the freezing rain in December 2010]. *Meteorologiya i gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 2018, no. 5, pp. 91-102 [in Russ.].

10. Surkova G.V., Lavrenteva A.I., Tkacheva E.S. Regional'nye osobennosti povtoryaemosti gololeda na severe evropejskoj territorii Rossii na fone menyayushchegosya klimata [Regional features of glaze ice events frequency in the north of the European territory of Russia in the current changing climate]. *Problemy Arktiki i Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2024, vol. 70, no. 1, pp. 21-32. DOI: 10.30758/0555-2648-2024-70-1-21-32 [in Russ.].

11. Tretij ocenocnyj doklad ob izmenenijah klimata i ih posledstvijah na territorii Rossijskoj Federacii [The third assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation]. Roshydromet. St. Petersburg High-tech Technologies, 2022, 676 p. [in Russ.].

12. Shakina N.P., Skriptunova E.N., Ivanova A.R. Conditions associated with freezing precipitation at airports of Russia and the CIS. I. Airports of the Moscow air zone. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2003, no. 6, pp. 40-58 [in Russ.].

13. Shakina N.P., Skriptunova E.N., Ivanova A.R. Conditions for freezing precipitation at some airports of Russia and the CIS: IV. Airport of Mineralnye Vody. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2005, no. 2, pp. 27-42 [in Russ.].

14. Shakina N.P., Skriptunova E.N., Ivanova A.R., et al. Conditions for freezing precipitation at airports of Russia and CIS. III. The airport of Odessa. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2005, no. 9, pp. 5-18 [in Russ.].

15. Shakina N.P., Skriptunova E.N., Zav'yalova A.A. Conditions for freezing precipitation at some airports of Russia and the CIS: IV. Airport of Nizhni Novgorod. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2007, no. 7, pp. 25-39 [in Russ.].

16. Shakina N.P., Homenko I.A., Ivanova A.R., Skriptunova E.N. Obrazovanie i prognozirovaniye zamerzayushchih osadkov: obzor literatury i nekotorye novye rezul'taty [Freezing Precipitation Formation and Prediction: Literature Review and Some New Findings]. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of Hydrometcentre of Russia], 2012, no. 348, pp. 130-161 [in Russ.].

17. Shakina N.P., Khomenko I.A., Ivanova A.R., Skriptunova E.N. Usloviya obrazovanija zamerzajushchih osadkov v evropejskoj Rossii i katastroficheskij gololed v dekabre 2010 g. [Conditions for the formation of freezing precipitation in European Russia and the catastrophic ice storm in December 2010]. *Turbulence, atmosphere and climate dynamics*. Collected papers of the International Conference dedicated to the memory of academician A.M. Obukhov. Moscow, GEOS publ., 2014, pp. 412-423 [in Russ.].

18. IFS documentation. Available at: <https://www.ecmwf.int/en/publications/ifs-documentation> – (accessed 3 April 2024).

19. Groisman P., Bulygina O., Yin, X., Vose, R., Gulev S., Hanssen-Bauer I., Førland E. Recent changes in the frequency of freezing precipitation in North America and Northern Eurasia. *Environmental Research Letters*, 2016, vol. 11, no. 4, p. 045007. DOI: 10.1088/1748-9326/11/4/045007.

20. Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2020, vol. 146, no. 730, pp. 1999-2049. DOI: 10.1002/qj.3803

21. Kämäräinen M. et al. A method to estimate freezing rain climatology from ERA-Interim reanalysis over Europe. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2017, vol. 17, no. 2, pp. 243-259. DOI: 10.5194/nhess-17-243-2017

Поступила 08.11.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.

Submitted 08.11.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-128-145>

УДК 556.06+556.5.072+556.56(470.2)

**Оценка изменений гидрологического режима
верхового болота с учетом
ожидаемых изменений климата в период до 2060 года
(на примере болота Ламмин-Суо)**

А.Д. Журавлева, Л.С. Курочкина, Т.В. Скороспехова

*Государственный гидрологический институт, г. Санкт-Петербург, Россия
a.d.zhuravleva@gmail.com*

Проведена оценка ожидаемых изменений гидрологического режима типичного верхового болота Северо-Запада России с учетом различных климатических сценариев. Объектом исследования является верховое болото Ламмин-Суо (Ленинградская область), на котором с 1950 года ведутся регулярные метеорологические и гидрологические наблюдения. В рамках исследования процесса формирования стока с болота использовалась концептуальная гидрологическая модель HBV. Учет возможных изменений климата в рассматриваемом регионе проводился по данным климатического моделирования проекта CMIP6. Результаты работы представлены в виде расчетов по двум сценариям социально-экономического развития: SSP2-4.5 и SSP5-8.5. На основе смоделированных данных об объемах стока с верхового болота произведена оценка его уровня режима до 2060 года, а также дан прогноз связанных с ним изменений болотных микроландшафтов.

Ключевые слова: верховые болота, моделирование стока, климатический прогноз, изменение климата, болотные микроландшафты

**Assessment of changes in the hydrological regime
of a raised bog under conditions
of expected climate change during the period until 2060:
A case study for the Lammin-Suo bog**

A.D. Zhuravleva, L.S. Kurochkina, T.V. Skorospekhova

*State Hydrological Institute, Saint-Petersburg, Russia
a.d.zhuravleva@gmail.com*

The paper assesses expected changes in the hydrological regime of a typical raised bog in Northwestern Russia, taking into account various climatic scenarios. The object of the study is the Lammin-Suo raised bog (the Leningrad region), where routine meteorological and hydrological observations have been carried out since 1950. The HBV conceptual hydrological model was used in studying the process of formation of runoff from the bog. For taking into account expected climate change in the region, an analysis based on the results of the CMIP6 climate modeling project was carried out. Calculations are presented for two scenarios of socioeconomic development: SSP2-4.5 and SSP5-8.5. Based on simulated data on the volume of runoff from the raised bog, its level regime was assessed until 2060, and a forecast of related changes in bog microlandscapes was given.

Keywords: raised bog, runoff modeling, climate forecast, climate change, bog microlandscapes

Введение

В результате климатических изменений болотные экосистемы претерпевают активную трансформацию [22]. Главным образом эти изменения отражаются на уровне и стоке болотных вод, что в дальнейшем влияет на состав растительности на болоте [21]. Особенно заметны изменения в растительном покрове верховых болот Северной Европы, где все чаще фиксируется увеличение доли древесных видов [17]. Изменения климата и естественные процессы трансформации ландшафтов влияют на торфяные болота, вызывая нестабильность в их гидрологическом режиме. Одной из ключевых задач является определение моментов резких изменений в рядах гидрометеорологических данных, т. н. «точек перелома», где состояние процесса меняется [2]. Для этого необходимы ряды данных, продолжительность которых достаточна для того, чтобы оценить изменчивость гидрологического режима в условиях изменяющегося климата.

В представленном исследовании использовались данные гидрометеорологических наблюдений на болотном массиве Ламмин-Суо за период с 1950 по 2021 год. Эти данные позволяют провести надежное сравнение тенденций осадков, температуры и стока [26]. Моделирование климатических и гидрологических процессов позволяет оценить изменчивость гидрологического режима болот и оценить их реакцию на изменения климата в перспективе. Для прогнозирования ожидаемых изменений были использованы сценарии SSP2-4.5 и SSP5-8.5 проекта CMIP6. Эти сценарии описывают различные пути развития мировой экономики, социальных структур и потребления энергии. SSP2-4.5 представляет перспективу с умеренным экономическим ростом и снижением выбросов парниковых газов, в то время как SSP5-8.5 описывает быстрый экономический рост и значительные выбросы парниковых газов, основанные на использовании ископаемого топлива [19].

Целью данного исследования является оценка гидрологического режима верхового болота в условиях меняющегося климата и прогноз ландшафтных изменений на основе анализа взаимосвязи уровня болотных вод и расхода воды.

1. Материалы и методы

1.1. Объект исследования

Болото Ламмин-Суо расположено на Северо-Западе России, на Карельском перешейке, в 8 км от г. Зеленогорск (60.243541° с. ш, 29.815533° в. д.). Это олиготрофное (верховое) болото, типичное для Карельского перешейка, заболоченность рассматриваемого района составляет 23 % [3]. Болото Ламмин-Суо относится к резковыпуклым болотным массивам [4], которые являются наиболее распространенными на Северо-Западе России [11].

Болото Ламмин-Суо сформировалось в межкамовой котловине более 7 тысяч лет назад. Длина болотного массива составляет 2 км, ширина – около

1 км, общая площадь равна 2 км². Купол болота возвышается над его окрайками на 2,5–3 метра. Растительность меняется от центра болота к его краям в соответствии с направлением стока воды (рис. 1).

Основным источником влаги на болоте являются атмосферные осадки. Помимо этого, вода поступает на болото за счет склонового стока с камово-озовой гряды, находящейся на северо-западной окрайке болота. Сток воды с болота происходит через четыре постоянных и два временных ручья.

С 1950 года на болоте Ламмин-Суо работает экспериментальная болотная станция Государственного гидрологического института, основной задачей которой является изучение водного режим верхового болота. Для этого на болоте и прилегающем суходоле проводятся непрерывные наблюдения за метеорологическими параметрами, а также за элементами водного баланса (испарение, уровень болотных вод, сток болотных ручьев) [1].

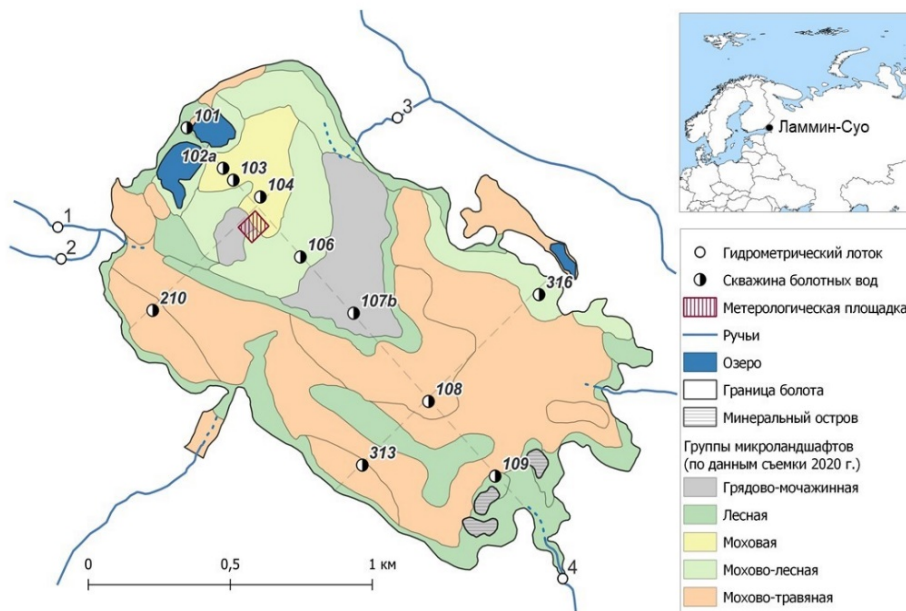


Рис. 1. Расположение пунктов наблюдения на болоте Ламмин-Суо.

Fig. 1. Location of observation points in the Lammin-Suo mire.

1.2. Климатическая модель

Оценка будущих изменений климата для исследуемой территории была выполнена на основе данных климатического моделирования проекта CMIP6 (CoupledModelIntercomparisonProjectPhase 6) [19]. Расчеты проводились по двум сценариям социально-экономического развития SSP2-4.5 и SSP5-8.5.

Сценарий SSP2-4.5 (SharedSocioeconomicPathway 2-4.5) представляет собой умеренный сценарий, в котором мировое общество предпринимает меры

по смягчению изменения климата. По данному сценарию уровень концентрации парниковых газов к 2100 году будет соответствовать 450 мг/л. Сценарий SSP5-8.5 (SharedSocioeconomicPathway 5-8.5), напротив, представляет собой экстремальный сценарий, где отсутствуют стратегии ограничения выбросов парниковых газов, что в итоге приводит к уровню концентрации парниковых газов 1260 мг/л к 2100 году.

Для оценки изменений климата были использованы средние значения ежемесячных температур воздуха и количества осадков. Во избежание систематических ошибок, возникающих в связи с использованием нескольких климатических моделей, вместо абсолютных значений оценивались относительные отклонения климатических характеристик от базового исторического периода 1995–2014 гг. Исходные метеорологические данные за исторический период были скорректированы с использованием метода «deltachange» [24] на величины полученных значений отклонений метеопараметров за каждый месяц. Метод «deltachange» позволяет избежать ошибок, присущих климатическим моделям, он предполагает перенос временной динамики исторического периода на будущее и, таким образом, не учитывает потенциальные будущие изменения в динамике климата, например, количество сухих и влажных дней [18].

Для получения месячных отклонений климатических характеристик использовались данные ансамбля из 33 глобальных климатических моделей. Месячные отклонения рассчитаны от базового исторического периода 1995–2014 гг. для двух будущих периодов: 2021–2040 и 2041–2060 гг. [20]. Для обобщения результатов по ансамблю моделей применялась медиана.

1.2. Методы определения точек перелома в рядах данных

Для определения отклонения гидрометеорологических временных рядов от однородности были выбраны три метода: тест Петтитта (PT) [23], стандартный тест на нормальную однородность (SNHT) [14], тест на диапазон Буйшанда (BR) [16]. Эти три теста могут определить год, в котором однородность набора данных была нарушена. В то время как тест SNHT выявляет разрывы в начале и конце временного ряда, два других теста более чувствительны к обнаружению разрывов в середине временного ряда. Тесты SNHT и BR предполагают, что данные имеют нормальное распределение. PT не требует этого допущения, поскольку является непараметрическим ранговым тестом и подвержен меньшему влиянию к выбросам [25]. Все три теста предполагают в соответствии с нулевой гипотезой, что годовые значения Y_i тестируемой переменной Y независимы и одинаково распределены. В соответствии с альтернативной гипотезой, тесты SNHT, Буйшанда и Петтитта предполагают, что имеет место постепенное изменение среднего значения (перелом). Эти три теста позволяют определить год, в котором вероятен перелом.

При определении точек изменения в рядах гидрометеорологических характеристик был принят следующий метод [5, 25]:

1. Точка изменения не обнаружена: серия гидрометеорологических данных может рассматриваться как однородная, когда один или не один из тестов отвергает нулевую гипотезу на значимом уровне 5 %.

2. Точка изменения обнаружена: ряды гидрометеорологических данных могут иметь сдвиг (точку изменения) или быть неоднородными, когда два или три теста отклоняют нулевое значение на значимом уровне 5 %.

3. Сомнительный ряд: при значимом уровне 5 % ряд гидрометеорологических данных считается сомнительным, когда три теста показывают разные результаты.

1.3. Гидрологическая модель

Оценка стока воды с верхового болота Ламмин-Суо была выполнена с использованием водно-балансовой концептуальной модели HBV, реализованной в программе HBV-light 4.0.0.16 [15]. Модель HBV воспроизводит сток воды с водосбора посредством расчетов накопления и таяния снега, влажности почвы, подземных вод и времени добегания [15]. Параметры модели назначаются вручную или с помощью встроенных алгоритмов, исходя из лучших показателей качества (коэффициент Нэша – Саттклифа, критерий Клинга – Гупты, коэффициент детерминации) [6].

Для расчетов использовались ежедневные данные о температуре воздуха и осадках, а также значения потенциальной эвапотранспирации, полученные на основе измерений на болотной станции. Проверочные данные включали ежедневные расходы воды в замыкающих створах на четырех болотных ручьях (ручьи Южный, Северный, Западный 1 и 2). Калибровка и верификация модели HBV для болота Ламмин-Суо проводились за последний квазистационарный период, выделенный на основе анализа однородности гидрометеорологических рядов. Оценка ожидаемых изменений стока с болота за период с 2021 по 2060 год выполнялась на основе установленных значений параметров модели за квазистационарный период и данных климатического моделирования.

1.4. Оценка уровенного режима

Анализ уровенного режима болотных вод основывался на существующей связи между болотными микроландшафтами и средним годовым положением болотных вод относительно поверхности. Для верховых болот Северо-Западного региона России эта связь была обнаружена и подробно изучена Е.А. Романовой [10] и К.Е. Ивановым [8] во второй половине XX века. Согласно установленным взаимосвязям водного режима и болотной растительности, наименее увлажненные участки, как правило, занимают микроландшафты лесной группы, а на наиболее влажных участках располагаются мохово-травяные и травяные группы.

Наличие продолжительного ряда наблюдений (1950–2021 гг.) за уровнями болотных вод и периодически проводившихся геоботанических описаний

растительности на болоте Ламмин-Суо позволили определить характерные средние уровни болотных вод для пяти групп микроландшафтов олиготрофных болот. Помимо этого, на тех скважинах, где произошла смена микроландшафта, был произведен дополнительный анализ критических отметок уровней, при которых происходит смена растительности.

Анализ средних многолетних уровней болотных вод (УБВ) на пяти группах микроландшафтов показал, что они могут быть разделены на три категории: 1) с высоким уровнем болотных вод (УБВ от 13 до 14 см ниже поверхности болота) представлены грядово-мочажинным комплексом и мохово-травяной группой; 2) со средним уровнем болотных вод (УБВ составляет 22 см ниже поверхности) – мохово-лесная и моховая группа; 3) с низким уровнем болотных вод (УБВ 39 см ниже поверхности) – лесная группа.

Средние многолетние УБВ, наблюдавшиеся на разных микроландшафтах болота Ламмин-Суо были сопоставлены с характерными уровнями олиготрофных болот Северо-Запада России. Сравнение показало, что средние уровни болотных вод на болоте Ламмин-Суо и уровни, приведенные в [8–10, 13], имели схожие значения для мохово-лесной, моховой, мохово-травяной и грядово-мочажинной групп (табл. 1).

Таблица 1. Среднегодовые уровни болотных вод (см) на разных типах микроландшафтов по данным наблюдений на болоте Ламмин-Суо (1950-2021 гг.) и литературных источников

Table 1. Average annual peatland water levels (cm) on different types of micro-landscapes according to observations in the Lammin-Suo peatland (1950-2021) and literary sources

Микроландшафт	Болото Ламмин-Суо		Иванов К.Е., 1957 [8]	Романова Е.А., 1960 [10]	Методические указания	
	среднегодовые	вегетационный период*			1971 [13]	2011 [9]
Лесной	-23 ÷ -64	-18 ÷ -59	-30 ÷ -37	-30 ÷ -45	-40 ÷ -46	-45
Мохово-лесной	-17 ÷ -46	-13 ÷ -40	–	-30 ÷ -45	–	-28
Моховой	-24 ÷ -33	-20 ÷ -28	-23 ÷ -30	-15 ÷ -30	-33 – -34	-22 ÷ -24
Мохово-травяной	-13 ÷ -25	-8 ÷ -20	-10 ÷ -16	-5 ÷ -15	–	-19
Грядово-мочажинный комплекс	-15 ÷ -20	-11 ÷ -15	-9 ÷ -20	-5 ÷ -30	-24 ÷ -32	-21 ÷ -29

Примечание. *Так как из литературных данных не всегда можно понять, за какой период проведено осреднение (год и вегетационный период), для болота Ламмин-Суо средние значения уровней болотных вод были рассчитаны для двух периодов.

Для лесной группы амплитуда колебания уровней болотных вод на болоте Ламмин-Суо была значительно выше, измеренные уровни опускались на 18–27 см ниже литературных данных. Такое расхождение может быть объяснено тем, что данные литературных источников основаны на коротких рядах наблюдений стационарного климатического периода (1951–1971 гг.), тогда как наблюдения на болоте Ламмин-Суо охватывают более продолжительный промежуток времени, включая период климатических изменений.

Анализ многолетней и внутригодовой изменчивости уровней болотных вод был выполнен на основе выделенных для каждой их скважин точек перелома, определяющих квазистационарные периоды. Далее полученные периоды сравнивались между собой по среднегодовому и среднемесячным значениям УБВ.

2. Результаты

2.1. Точки перелома в рядах данных

Анализ однородности и определение точек перелома были выполнены для среднегодовых значений температуры воздуха, осадков, стока ручьев и уровней болотных вод за период с 1950 по 2021 год. Учитывая длительность наблюдений (более 70 лет), была выдвинута гипотеза о существовании более одной точки перелома в рядах гидрометеорологических характеристик на болоте Ламмин-Суо. Таким образом, сначала проводился анализ однородности для временных рядов за полный период наблюдений (с 1950 по 2021 год), а затем, при обнаружении точки перелома, ряд анализировался с года, в котором было зафиксировано нарушение однородности до 2021 г. [5]. Тесты на однородность показали наличие точек перелома во всех гидрометеорологических рядах в 1970–1980-е годы (рис. 2).

В рядах данных годовых сумм атмосферных осадков, стока с болотного массива, а также уровней болотных вод в центральной части болотного массива Ламмин-Суо (скв. 103, 104) точка перелома обнаружена в 1978 году. Нарушение однородности в ряде данных среднегодовой температуры воздуха было зафиксировано несколько позже в 1986 г., также в 1986–1989 гг. были отмечены точки перелома в уровнях болотных вод скважин, расположенных ближе к крайкам болота (скв. 108, 109, 210, 313, 316). Вторая точка перелома была обнаружена для большинства анализируемых рядов данных (среднегодовая температура воздуха, сток воды, уровни болотных вод), исключение составили ряды годовых сумм осадков и уровней болотных вод на центральных скважинах.

Определение точек перелома в рядах гидрометеорологических характеристик болотного массива Ламмин-Суо позволило выявить несколько квазистационарных периодов за время наблюдений. Анализ рядов осадков, стока и уровней болотных вод показал первый квазистационарный период с 1950 по 1978 г. Выделение второго и третьего периода оказалось более сложным, так как точки перелома появлялись в разных годах с 1993

по 2017 г. Однако чаще всего эти точки фиксировались в 2005 г., что определило второй квазистационарный период с 1979 по 2005 г. и третий период с 2006 по 2021 год.

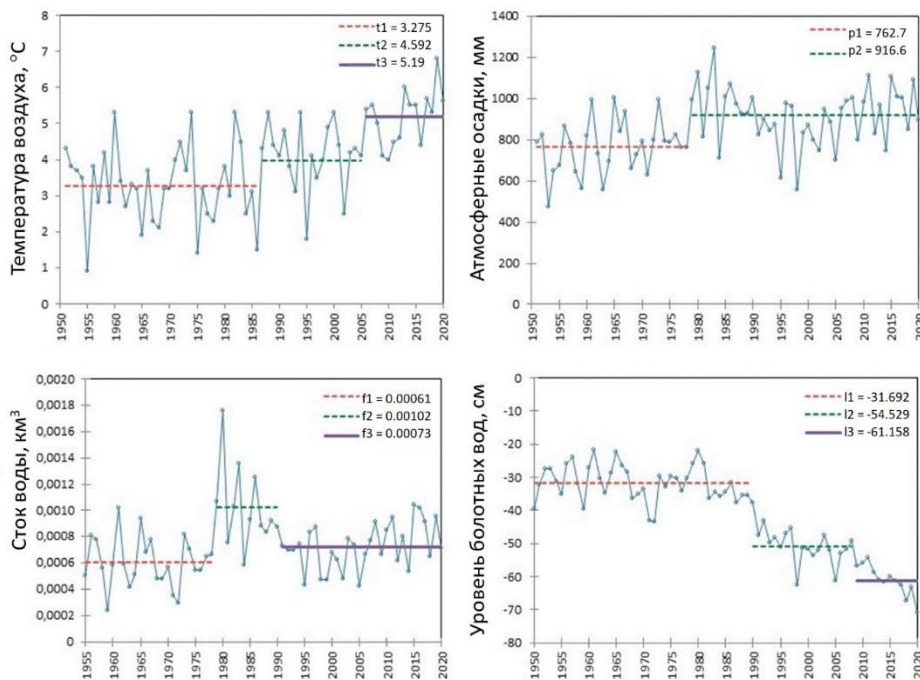


Рис. 2. Точки перелома в рядах данных измеренных на болотной метеостанции, сток воды с болота и уровень болотных вод в скважине 109.

Fig. 2. The change points in the data series measured at the peatland weather station, the runoff from the peatland and the peatland water level in the well 109.

2.2. Климатический прогноз

Ожидается повышение температуры воздуха для всех климатических сценариев, причем наибольший прирост температуры отмечается зимой (до 3,1 °C по сценарию SSP5-8.5 и 2,7 °C по сценарию SSP2-4.5 к 2041–2060 гг.). Для осени и лета характерны более низкие отклонения температуры воздуха, составляющие около 1,8 и 2,5 °C, соответственно, к середине века по сценариям SSP2-4.5 и SSP5-8.5 (рис. 3).

Наибольшее увеличение осадков зафиксировано в зимний период (до 10 % по сценарию SSP2-4.5 и 13 % для SSP5-8.5 к 2060 году). Весна и осень также характеризуются увеличением количества осадков по обоим сценариям. Оценка отклонений атмосферных осадков летнего периода с использованием двух радиационных сценариев сопровождается значительной степенью неопределенности.

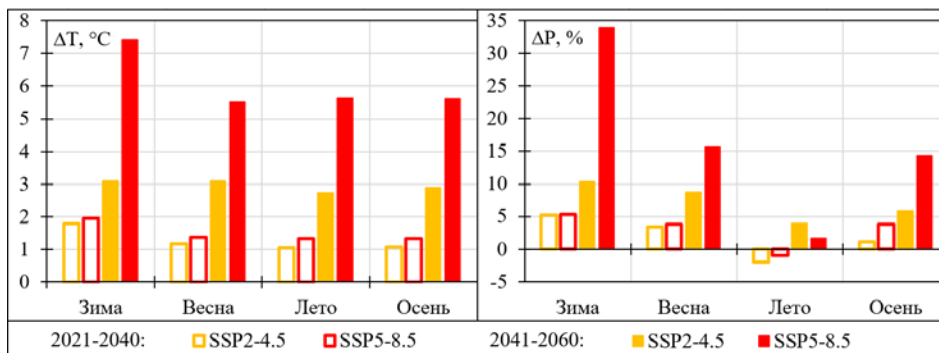


Рис. 3. Отклонения температуры воздуха (ΔT) и количества осадков (ΔP) по сезонам относительно исторического периода для двух сценариев радиационного воздействия SSP2-4.5 (оранжевый) и SSP5-8.5 (красный).

Fig. 3. Deviations of seasonal air temperature (ΔT) and precipitation (ΔP) from the historical period for two scenarios of radiation exposure SSP2-4.5 (orange) and SSP5-8.5 (red).

Полученные значения отклонений метеопараметров за каждый месяц были добавлены к первоначальным метеорологическим данным за период с 1995 по 2014 г., которые затем использовались для моделирования стока с болота Ламмин-Суо до 2060 года.

3. Гидрологический прогноз

Калибровка и верификация модели HBV для болота Ламмин-Суо проводились за период 2006–2021 гг., выделенный как последний квазистационарный период в процессе анализа однородности рядов данных [2]. Оценка будущего стока с болота Ламмин-Суо за период с 2021 по 2060 г. проводилась на основе определенных значений параметров модели за квазистационарный период и данных климатического моделирования.

На начальном этапе моделирования стока с болота Ламмин-Суо была проведена калибровка параметров модели за период с 2006 по 2016 г. Полученные параметры модели использовались в процессе верификации за период с 2017 по 2021 г. Точность расчетов речного стока оценивалась с помощью критериев NSE, KGE, R^2 . Средние значения этих критериев за период калибровки/верификации составили: NSE – 0,75/0,63, KGE – 0,77/0,65, R^2 – 0,76/0,66. Лучшие результаты были достигнуты для ручья Западного, где критерий NSE превышал 0,8 в течение 10 из 17 расчетных лет, достигая максимального значения 0,89, в то время как минимальное значение составляло 0,41. Максимальное значение критерия NSE для ручья Южного составило 0,84, а минимальное – 0,33. При моделировании стока ручья Северного в одном году из 17 расчетных значение критерия NSE было отрицательным (-0,55), но среднее значение за весь период расчета составило 0,59, а максимальное значение – 0,88. Таким

образом, полученные результаты моделирования могут считаться удовлетворительными для всех исследуемых болотных водосборов. Минимальные значения критериев качества моделирования были зафиксированы в годы с высоким уровнем половодья. Модель HBV для расчета таяния снега использует коэффициент стаивания, который иногда приводит к ошибкам в расчетах, так как скорость таяния снега зависит от температуры воздуха нелинейным образом. Точность расчетов зависит от особенностей погоды в весеннем сезоне, что не принималось во внимание в данной модели. Более точные результаты можно получить с использованием моделей, включающих уравнения теплового баланса снежного покрова в свои алгоритмы [7].

Параметры модели за квазистационарный период (2006–2021) использовались для прогнозирования стока болотных ручьев до 2060 г. Среднегодовые расходы воды на ручьях Южном и Северном показали положительную динамику в периоды 2021–2040 и 2041–2060 гг. по сравнению с расходами за квазистационарный период (рис. 4). Однако на ручье Западном наблюдается снижение среднегодовых расходов воды в период 2021–2040 гг., после чего следует небольшое увеличение в период 2041–2060 гг. (табл. 2).

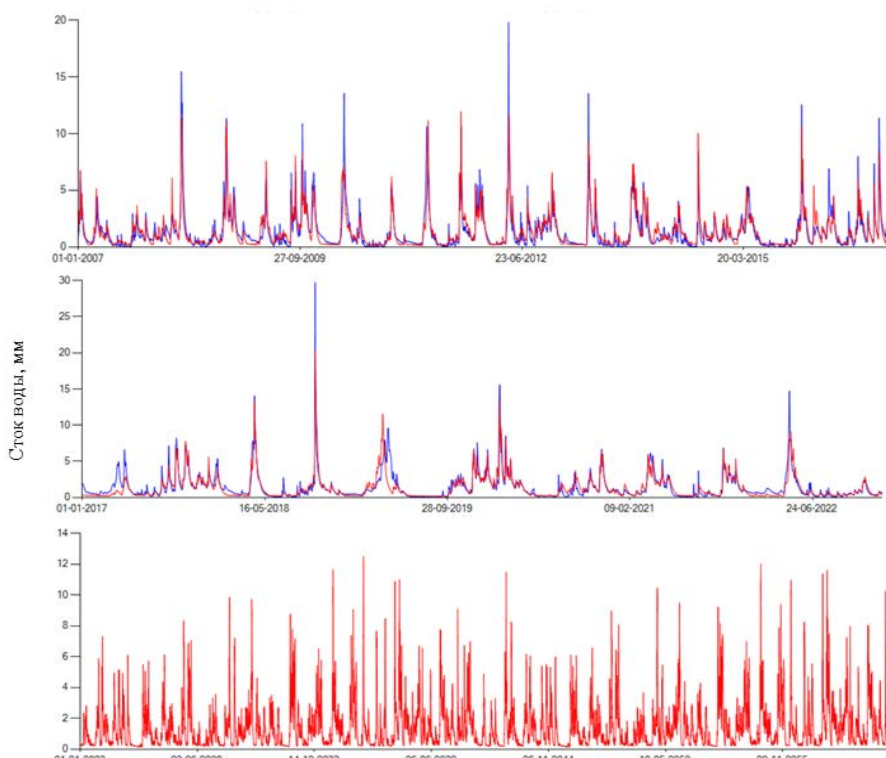


Рис. 4. Рассчитанные (красный) и наблюдаемые (синий) гидрографы стока (мм) для ручья Южного (болотный массив Ламмин-Суо) за 2007–2060 гг.
Fig. 4. Calculated (red) and observed (blue) flow hydrographs (mm) for Yuzhny stream (Lammin-Suomire) for 2007-2060.

Таблица 2. Среднегодовые расходы воды по ручьям болотного массива Ламмин-Суо за квазистационарный период наблюдений (2006–2021) и за периоды климатических проекций по сценариям SSP2-4.5 и SSP5-8.5

Table 2. The average annual water runoff by streams of the Lammin-Suo mire for the quasi-stationary observation period (2006–2020) and for the periods of climatic projections under scenarios SSP2-4.5 and SSP5-8.5

Ручей	Q _{ср.} (2006–2021), см ³ /с	Q _{ср.} (2021–2040), см ³ /с		Q _{ср.} (2041–2060), см ³ /с	
		SSP2-4.5	SSP5-8.5	SSP2-4.5	SSP5-8.5
Южный	15250	18228	18627	19435	19995
Северный	3952	5807	5911	6139	6306
Западный	5111	4920	5028	5220	5371

4. Анализ и прогноз уровня режима и ландшафтных изменений

В зависимости от характера изменений положения уровня болотных вод относительно поверхности болота скважины можно разделить на пять основных групп: 1) скважины, на которых отмечался рост УБВ в течении всего года (скв. 103, 104); 2) скважины, где происходило снижение УБВ в течении всего года (скв. 109, 210, 313, 316); 3) скважины, на которых рост уровня происходил в летний период (июнь–сентябрь), а в зимний и весенний периоды (ноябрь–май) наблюдалось снижение УБВ (скв. 107б); 4) скважины, для которых было выделено три квазистационарных периода, во второй из которых УБВ возрастал в течении всего года, а в третий период – снижался (скв. 101, 102а); 5) обратный случай, когда во втором квазистационарном периоде УБВ понизился, а в третий вырос (скв. 108). На скважине 106 точка перелома не обнаружена, а следовательно, анализ по периодам не производился. Было отмечено, что скважины в выделенных группах объединяет их месторасположение: группа 1 (скв. 103, 104) – генетический центр или его окрестности; группа 2 (скв. 109, 210, 313, 316) – крайки болота; группа 3 (скв. 107б) – грядово-мочажинный комплекс; группа 4 (скв. 101, 102а) – крайка болота рядом со склоном камовой гряды; группа 5 (скв. 108) – склоновая часть болота.

Далее рассмотрим наиболее значимые изменения уровня режима. Наибольшие изменения произошли на крайке болота (скв. 210, 313, 316), здесь падение УБВ наблюдалось в течении всего года. Среднегодовое значение УБВ понизилось на 10 см (скв. 210), 9 см (скв. 313) и 8 см (скв. 316). На скважинах 210 и 313 по значениям УБВ было обнаружено по одной точке перелома, что означает, что ряд наблюдений для каждой из скважин был разделен на два квазистационарных периода: 1950–1989, 1990–2021 гг. для скважины 210 и 1950–1986, 1987–2021 гг. для скважины 313. Обе скважины располагаются на мохово-травяном микроландшафте. Анализ внутригодовой динамики показал, что в течении года наименьшее понижение УБВ на скважинах 210, 313

происходило в июле-августе и составляло от 4 до 7 см. Для скважины 316, расположенной в мохово-лесном микроландшафте, было обнаружено три квазистационарных периода, в течении которых картина внутригодовой динамики уровней была не так однозначна. По сравнению со среднемесячными значениями первого периода (1950–1997) во второй период (1998–2011) наибольшее снижение УБВ, наблюдалось в мае (11 см) и с сентября по декабрь (9–10 см). В третий период (2012–2021) наибольшее снижение уровня болотных вод, напротив, отмечалось в весенне-летний период с апреля по июль и изменялось от 10 до 14 см.

Обратная ситуация наблюдалась в центральной части болота с преобладанием мохового микроландшафта (скв. 104). Здесь в период 1978–2021 гг. наблюдался рост УБВ. Среднегодовое значение УБВ выросло на 7 см по сравнению с более ранним периодом 1950–1978 гг. Наибольшие изменения происходили с февраля по март, когда среднемесячный рост уровня составил 11 и 14 см соответственно.

Для скважин, на которых за период наблюдений произошла смена микроландшафта, были определены УБВ в период перехода микроландшафта из одной группы в другую и сопоставлены с характерными средними уровнями. Таких скважин было три, две из которых (скв. 101 и 106) оказались не репрезентативными. На скважине 101 произошла смена микроландшафта от мохового (1950–1974) к мохово-лесному (1975–2004) и далее к лесному (2005–2021). Скважина расположена на окрайке болота под склоном камово-озовой гряды. Склоновый сток оказывает сильное воздействие на водный режим в данной части болота и делает участок уникальным и не характеризующим процесс смены микроландшафта в других частях болота Ламмин-Суо. В районе скважины 106 грядово-мочажинный микроландшафт (1950–1969) сменился на мохово-лесной (1970–2021) за счет постепенной деградации гряд. Среднегодовой УБВ при этом изменился незначительно, понизившись с -15 до -17 см. Это может означать, что в случае грядово-мочажинного комплекса существенным фактором смены микроландшафта является не столько положение болотных вод относительно поверхности, сколько изменение уклона поверхности, определяющего условия стекания воды.

В районе скважины 109 произошла смена микроландшафта из мохово-лесной (1950–2004) в лесную группу (2005–2021). Анализ среднегодовых УБВ показал, что критической отметкой стало значение 50 см ниже поверхности болота, при условии нескольких последовательно повторяющихся лет с низкими уровнями.

Среднегодовые уровни болотных вод являются одной из важнейших характеристик гидрологического режима верховых болот и напрямую связаны с величиной стока с болот. В связи с этим прогноз уровня режима болота Ламмин-Суо за 2021–2060 гг. был выполнен на основе результатов моделирования стока по ручьям, вытекающим с болота за аналогичный период. Для этого была рассчитана связь годового стока ручьев, вытекающих с болота, и среднегодовых значений уровней болотных вод за период

2006–2021 гг. При значении коэффициента корреляции между уровнем болотных вод и стоком от 0,6 и выше статистическая связь определялась как надежная с возможностью применения уравнений регрессии. Значимая связь была определена для 4 из 11 скважин и составила 0,6 – скв. 101, 0,76 – скв. 102а, 0,74 – скв. 103, 0,69 – скв. 104. Все четыре скважины расположены на водосборе ручья Западного (скв. 101, 102а, 103, 104). Для уравнения линейной регрессии каждой из выбранных скважин была рассчитана погрешность по величине средней ошибки аппроксимации. Погрешность составила 12 % (скв. 101), 9 % (скв. 102а), 10 % (скв. 103) и 14 % (скв. 104), и так как ни в одном из случаев она не превышала 15 %, регрессионные модели были оценены как адекватные. Рассчитанные значения среднего, максимального и минимального уровней болотных вод за период 2021–2060 гг. приведены в табл. 3.

Таблица 3. Уровни болотных вод на водосборе ручья Западного (измеренные и прогнозируемые)

Table 3. Peatland water levels in the Western stream watershed (measured and predicted)

Скважина болотных вод	Тип микроландшафта	Средние годовые уровни болотных вод, см		
		макс	ср	мин
Измеренные за период 1950–2021 гг.				
101	лесной	-12	-18	-23
102а	моховой	-12	-21	-34
103	моховой	-11	-20	-34
104	моховой	-8	-20	-34
Прогноз на период 2021–2060 гг. по модели SSP2-4.5				
101	лесной	-15	-19	-22
102а	моховой	-17	-21	-25
103	мохово-травяной	-12	-16	-20
104	мохово-травяной	-10	-15	-20

В период 2021–2060 гг. на скважинах 103, 104, относящихся к центральной, наиболее возвышенной части болота, прогнозируется рост уровня болотных вод на 4–5 см. Незначительное снижение уровня болотных вод возможно на скважине 101, расположенной на окрайке болота. На скважине 102а, находящейся вблизи болотного озера, изменений среднего уровня болотных вод не ожидается. При этом на всех рассмотренных скважинах прогнозируется рост минимальных уровней болотных вод, от 1 см на окрайке болота (скв. 101), до 14 см в центральной части (скв. 103, 104).

Для скважин, расположенных на водосборе ручья Южного, ненадежность полученных статистических связей может быть объяснена недоучетом стока с данной части болота. В восточной части водосбора ручья Южного с болота вытекает временный водоток, сток из которого ранее наблюдался только в период весеннего половодья. В последнее десятилетие временный водоток выработал русло и превратился в постоянный. Кроме того, дополнительный водоток сформировался севернее устья ручья Южного. Образование новых водотоков может быть причиной снижения уровней болотных вод в данной части болота.

Заключение

В последние 30 лет на болоте Ламмин-Суо наблюдается снижение уровня болотных вод на всех скважинах, находящихся на окрайках болотного массива. Это вызвано современными гидроклиматическими процессами, характеризующимися ростом температуры воздуха, сокращением продолжительности зим, частыми оттепелями в зимний период, отсутствием весеннего половодья. В таких условиях для верховых болот Северо-Запада минимальный уровень болотных вод может рассматриваться как критический, то есть определяющий переход одной группы микроландшафта в другую.

Анализ результатов климатического и гидрологического моделирования показывает незначительную разницу между сценариями SSP2-4.5 и SSP5-8.5. Разница среднегодовых расходов воды по исследуемым болотным ручьям составила 2–2,5 %. Поэтому для оценки уровня режима болота до 2060 г. использовались данные моделирования только по сценарию SSP2-4.5.

По данным моделирования на скважинах 101 и 102а, расположенных вблизи озер, значительных изменений уровня режима не ожидается. На скважинах 103 и 104, расположенных вблизи купола болота, средний годовой уровень болотных вод вырастет на 4–5 см, при этом минимальный уровень повысится на 14 см. Такие изменения положения болотных вод могут привести к смене растительности с моховой на мохово-травяную. Ожидаемый подъем уровня болотных вод на данном участке болота может неблагоприятно сказаться на древостое и привести к постепенной гибели растущих здесь сосен. При этом продолжение облесения прогнозируется для краевых частей болота, особенно на водосборе Южного ручья, где сформировавшиеся за последние десятилетия водотоки будут увеличивать разгрузку болота и снижать уровень болотных вод.

По результатам проведенного исследования можно сделать выводы.

1. Современные гидроклиматические процессы вызывают понижение уровней болотных вод на периферии болотного массива и приводят к незначительному повышению уровней в центральной части болота.

2. При смене микроландшафтов в качестве определяющего фактора может рассматриваться средний минимальный уровень болотных вод.

3. Несмотря на прогнозируемое изменение уровней болотных вод, болотные микроландшафты останутся достаточно устойчивыми к ожидаемым изменениям климата при оценке водного режима на ближайшие 40 лет.

Список литературы

1. Батуев В.И., Новиков С.М. Гидрометеорологический режим и водный баланс верховых болот Северо-Запада России. СПб.: Свое Издательство, 2019. 448 с.
2. Болгов М.В., Коробкина Е.А., Филиппова И.А. Байесовский прогноз минимального стока в нестационарных условиях с учетом возможных изменений климата // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 72-81.
3. Боч М.С., Смагин В.А. Флора и растительность болот Северо-Запада России и принципы их охраны. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 223 с.
4. Галкина Е.А. Болотные ландшафты и принципы их классификации // Сборник научных работ БИН АН СССР (1941–1943). М.; Л., 1946. С. 139-156.
5. Журавлева А.Д., Скороспехова Т.В. Математическое моделирование стока с олиготрофных болот в условиях нарушения стационарности временных рядов (на примере болота Ламмин-Суо) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Гидрометеорология и физика атмосферы: современные достижения и тенденции развития», Санкт-Петербург, 21–23 марта 2023 г. С. 203-207.
6. Журавлева А.Д., Скороспехова Т.В., Курочкина Л.С., Грек Е.Н. Моделирование стока с верхового болота с использованием сценариев изменения климата до 2060 года (на примере болота Ламмин-Суо) // Пятые Виноградовские чтения. Гидрология в эпоху перемен: Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова, Санкт-Петербург, 05–14 октября 2023 года. СПб.: Изд-во ВВМ, 2023. С. 181-186.
7. Журавлева А.Д. Оценка климатообусловленных изменений гидрометеорологического режима верховых болот на примере болота Ламмин-Суо // Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению: Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова, Санкт-Петербург, 23–31 октября 2020 года. СПб.: Изд-во ВВМ, 2020. С. 72-77.
8. Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 500 с.
9. СТО ФГБУ ГГИ 08.30-2011. Методические указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных болот. 136 с.
10. Романова Е. А. О связи между растительностью, верхними слоями торфяной залежи и водным режимом верховых болот Северо-Запада // Труды ГГИ. 1960. Вып. 89. С. 92-122.
11. Романова Е.А. Геоботанические основы гидрологического изучения верховых болот. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 214 с.
12. Скороспехова Т.В., Журавлева А.Д., Батуев В.И. Трансформация гидрологического режима олиготрофного болота Ламмин-Суо при климатических изменениях и смена микроландшафтов как результат естественной эволюции болотного массива // Материалы конференции «XII Галкинские Чтения – Типы болот регионов России», Санкт-Петербург, 3 февраля 2023 г. СПб.: БИН РАН, 2023. С. 98-101.
13. Указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных верховых болот. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 84 с.
14. Alexandersson H. A homogeneity test applied to precipitation data // Journal of Climatology. 1986. Vol. 6, no. 6. P. 661-675.
15. Bergström S. The HBV model // Computer Models of Watershed Hydrology, edited by Singh V.P. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA, 1995. P. 443-476.

16. Buishand T.A. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records // Journal of Hydrology. 1982. Vol. 58, is. 1–2. P. 11-27.
17. Edvardsson, J., Hansson, A. Multiannual hydrological responses in Scots pine radial growth within raised bogs in southern Sweden // Silva Fennica. 2015. Vol. 49, no. 4. DOI: 10.14214/sf.1354.
18. Graham L.P., Andréasson J., Carlsson B. Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods—a case study on the Lule River basin // Climatic Change. 2007. Vol. 81 (S1). P. 293-307. DOI: 10.1007/s10584-006-9215-2.
19. IPCC. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers / Working Group I Contribution of to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 2021. 39 p.
20. IPCC WGI Interactive Atlas. <https://interactive-atlas.ipcc.ch/>
21. Joosten H., Sirin A., Couwenberg J., Laine J., Smith P. The role of peatlands in climate regulation. Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice // Ecological Reviews. Cambridge: Cambridge University Press, 2016. P. 63-76.
22. Nancy B.D. Peatland Response to Global Change // Science. 2009. Vol. 326 (5954). P. 810-811. DOI: 10.1126/science.1174268
23. Pettit A.N. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem // Journal of the Royal Statistical Society. 1979. Series C (Applied Statistics). Vol. 28 (2). P. 126-135. DOI: 10.2307/2346729.
24. Teutschbein C., Seibert J. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods // Journal of Hydrology. 2012. Vol. 456. P. 12-29.
25. Wijngaard J., Tank A., Können G. Homogeneity of 20th Century European Daily Temperature and Precipitation Series // International Journal of Climatology. 2003. Vol. 23. P. 679-692.
26. Zhuravleva A.D., Terekhov A.V., Skorospikhova T.V., Batuev V.I., Kurochkina L.S., Chepikova S.S., Yahlakov B.V. Long-term hydrometeorological observations (1952–2020) at the Lammin-Suo Peatland Station, north-west Russia // Mires and Peat. 2024. Sep. 2, 31 pp. DOI: 10.19189/MaP.2023.

References

1. Batuev V.I., Novikov S.M. Gidrometeorologicheskii rezhim i vodnyy balans verhovyyh bolot Severo-Zapada Rossii [Hydrometeorological regime and water balance of the raised bogs of the North-West of Russia], Saint-Petersburg, Svoe Izdatel'stvo publ., 2019, 448 p. [in Russ]
2. Bolgov M.V., Korobkina E.A., Filippova I.A. Bayesian prediction of minimum river runoff under nonstationary conditions of future climate change. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2016, vol. 41, pp. 497-503. DOI: 10.3103/S1068373916070074.
3. Boch M.S., Smagin V.A. Flora i rastitel'nost' bolot Severo-Zapada Rossii i principy ih ohrany [Flora and vegetation of peatlands of the North-West of Russia and the principles of their protection], Saint Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 1993, 223 p. [in Russ]
4. Galkina E.A. Bolotnye landshafty i principy ih klassifikatsii [Peatlands landscapes and the principles of their classification]. *Sbornik nauchnykh rabot BIN AN SSSR (1941-1943)* [Collection of scientific papers of the BIN of the USSR Academy of Sciences (1941-1943)], Moscow, 1946, pp. 139-156 [in Russ]
5. Zhuravleva A.D., Skorospikhova T.V. Mathematical modeling of runoff from oligotrophic peatlands in conditions of violation of the stationarity of time series (on the example of the Lammin-Suomire). Materials of the All-Russian Scientific and Practical Conference "Hydrometeorology and atmospheric physics: modern achievements and development trends", St. Petersburg, March 21-23, 2023. pp. 203-207 [in Russ].
6. Zhuravleva A.D., Skorospikhova T.V., Kurochkina L.S., Grek E.N. Modelirovanie stoka s verhovogo bolota s ispol'zovaniem scenariyev izmeneniya klimata do 2060 goda (na primere bolota Lammin-Suo) [Modeling runoff from a raised bog using climate change scenarios up to 2060

(on the example of the Lammin-Suomire)]. *Fifth Vinogradov readings*. Hydrology in the era of change: A collection of reports of the International scientific conference in memory of the outstanding Russian scientist Yuri Borisovich Vinogradov, St. Petersburg, October 05-14, 2023. St. Petersburg: VVM Publishing House, LLC, 2023, pp. 181-186 [in Russ]

7. *Zhuravleva A.D.* Ocenka klimatoobuslovlennykh izmeneniy gidrometeorologicheskogo rezhima verhovyyh bolot na primere bolota Lammin-Suo [Assessment of climate-related changes in the hydrometeorological regime of raised bogs on the example of the Lammin-Suomire]. *The Fourth Vinogradov Readings. Hydrology from cognition to worldview*: a collection of reports of the international scientific conference in memory of the outstanding Russian scientist Yuri Borisovich Vinogradov, St. Petersburg State University, October 23-31, 2020, St. Petersburg: VVM Publishing House, LLC, 2020, pp. 72-77 [in Russ]

8. *Ivanov K.E.* Osnovy gidrologii bolot lesnoy zony [Fundamentals of hydrology of the forest zone/peatlands], Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1957, 500 p. [in Russ]

9. Roshydromet, STO FGBI GGI 08.30-2011. Metodicheskie ukazaniya po raschetam stoka s neosushennykh i osushennykh bolot [Methodological guidelines for calculating runoff from non-drained and drained peatlands]. Roshydromet, [Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation. Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring], 2011, 136 p. [in Russ]

10. *Romanova E. A.* On the relationship between vegetation, the upper layers of a peat deposit and the water regime of the raised bogs of the North-West. *Trudi GGI*, 1960, no. 89, pp. 92-122 [in Russ]

11. *Romanova E.A.* Geobotanicheskie osnovy gidrologicheskogo izucheniya verhovyyh bolot [Geobotanical foundations of hydrological study of raised bogs], Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1961, 214 p. [in Russ]

12. *Skorospekhova T. V., Zhuravleva A.D., Batuev V. I.* Transformatsiya gidrologicheskogo rezhima oligotrofnogo bolota Lammin-Suo pri klimaticheskikh izmeneniyah i smena mikrolandschaftov kak rezul'tat estestvennoy evolyucii bolotnogo massiva [Transformation of the hydrological regime of the oligotrophic mire/Lammin-Suo under climatic changes and the change of micro-landscapes as a result of the natural evolution of the peatland/massif]. Materials of the conference "XII Galkin Readings – Types of mires of the regions of Russia", St. Petersburg: BIN RAS publ., 2023, pp. 98-101 [in Russ]

13. Instructions on the calculation of runoff from non-drained and drained raised bogs. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1971, 84 p. [in Russ]

14. *Alexandersson H.* A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 1986, vol. 6, no. 6, pp. 661-675.

15. *Bergström S.* The HBV model. Computer Models of Watershed Hydrology, edited by Singh V.P. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA, 1995, pp. 443-476.

16. *Buishand T.A.* Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 1982, vol. 58, no. 1-2, pp. 11-27.

17. *Edvardsson, J., Hansson, A.* Multiannual hydrological responses in Scots pine radial growth within raised bogs in southern Sweden. *Silva Fennica*, 2015, vol. 49, no. 4. DOI: 10.14214/sf.1354.

18. *Graham L.P., Andréasson J., Carlsson B.* Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods—a case study on the Lule River basin. *Climatic Change*, 2007, vol. 81 (S1), pp. 293-307. DOI: 10.1007/s10584-006-9215-2.

19. IPCC. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers / Working Group I Contribution of to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 2021. 39 p.

20. IPCC WGI Interactive Atlas. Available at: interactive-atlas.ipcc.ch/

21. *Joosten H., Sirin A., Couwenberg J., Laine J., Smith P.* The role of peatlands in climate regulation. Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice. Ecological Reviews. Cambridge: Cambridge University Press, 2016, pp. 63-76.

22. *Nancy B.D.* Peatland Response to Global Change. *Science*, 2009, vol. 326 (5954), pp. 810-811. DOI: 10.1126/science.1174268

23. *Pettit A.N.* A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society*, 1979, Series C (Applied Statistics), vol. 28 (2), pp. 126-135. DOI: 10.2307/2346729

24. *Teutschbein C., Seibert J.* Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 2012, vol. 456, pp. 12-29.

25. *Wijngaard J., Tank A., Können G.* Homogeneity of 20th Century European Daily Temperature and Precipitation Series. *International Journal of Climatology*, 2003, vol. 23, pp. 679-692.

26. *Zhuravleva A.D., Terekhov A.V., Skorospekhova T.V., Batuev V.I., Kurochkina L.S., Chepikova S.S., Yahlakov B.V.* Long-term hydrometeorological observations (1952–2020) at the Lammin-Suo Peatland Station, north-west Russia. *Mires and Peat*, 2024, Sep. 2, 31 p. DOI: 10.19189/МаP.2023.

*Поступила 03.07.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.*

*Submitted 03.07.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-146-162>
УДК 551.579.5 (470)

**Оценка объемной влажности почвы
реанализа ERA5
по данным стационарных наблюдений влагозапасов
в регионах Российской Федерации**

П.С. Кланг, В.М. Хан, Л.Л. Тарасова

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
ais@mecom.ru*

Проведено сопоставление значений объемной влажности почвы по данным реанализа глобального климата пятого поколения (ERA5) и наблюдений за запасами продуктивной влаги по десяти станциям Росгидромета с различными типами почвы за вегетационные периоды 2011–2023 гг. Проведено согласование этих рядов в мм водного слоя полной влаги с учётом системной ошибки и показано, что в слоях почвы 0–50 и 0–100 см реанализ воспроизводит основные особенности сезонного хода влажности почвы, её динамику в течение вегетационных периодов, а также эпизоды избыточного увлажнения и засух.

Ключевые слова: влажность почвы, ERA5, реанализ, данные наблюдений за влажностью почвы, влагозапасы, моделирование, статистические оценки

**Estimation of volumetric soil moisture
from ERA5 reanalysis
according to the station observations of moisture reserves
in the regions of the Russian Federation**

P.S. Klang, V.M. Khan, L.L. Tarasova

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,
Moscow, Russia
ais@mecom.ru*

The study compares volumetric soil moisture based on the data from the fifth-generation global climate reanalysis (ERA5) and observations of productive soil moisture reserves in various soil layers at ten Roshydromet stations for the growing seasons from 2011 to 2023. The coordination of these series in mm of the water layer of total moisture with account of biases is carried out. It is shown that the reanalysis reproduces the main features of seasonal variations in soil moisture in the layers of 0–50 and 0–100 cm, its dynamics during the growing seasons, as well as the episodes of excessive moisture or drought conditions.

Keywords: soil moisture, ERA5, reanalysis, soil moisture observations, moisture reserves, modeling, statistical estimation

Введение

Влагометрия почвы является одной из наиболее важных и ответственных частей программы агрометеорологических наблюдений. Без преувеличения, это самая трудо-, энерго- и времязатратная технология измерений, проводимых на станциях Росгидромета. Вследствие чего наблюдения за влажностью почвы проводятся сравнительно редко – один раз в декаду [5]. Для более детального мониторинга влажности почвы, как по времени, так и по пространству, необходимо использование результатов компьютерного моделирования, в частности моделей подстилающей поверхности.

Входными для такого моделирования обычно являются данные об атмосферных осадках, температуре, влажности воздуха, ветре, а также данные информационного окружения: типы почвы и растительности, орография и др. [1, 4, 13]. Для наиболее эффективного использования результатов такого моделирования необходима их верификация. Решить эту задачу можно как для отдельных полигонов, и тогда модель строится с учетом специфики данного полигона, так и с привлечением данных регулярной наблюдательной сети.

Понимание качества воспроизведения данных реанализа влажности почвы на территории России имеет большое значение. В настоящее время описанию подстилающей поверхности и процессов на границе почва – атмосфера в прогностических моделях погоды и климата придается большое значение, данный вопрос имеет большой потенциал и в перспективе – точный учет влажности почвы и физического испарения с ее поверхности. Модельные блоки, описывающие рост и транспирацию растений, могут повлиять на улучшение качества моделирования в целом и на коррекцию самих прогнозов. Краткосрочное и особенно долгосрочное прогнозирование влагозапасов также чрезвычайно актуально, такие прогнозы могут быть востребованы в аграрной отрасли [2, 3].

Наличие достаточно точного и подробного прогностического поля влажности почвы по сравнительно большой территории представляется важным не только для агрометеорологических задач, но и гидрологических.

Отдельной проблемой в агроклиматологии является вопрос о влажности почвы в различных регионах в разные временные промежутки. В настоящее время агроклимат влажности почвы представлен лишь отдельными станциями и только в период активной вегетации растений.

Целью исследования было сопоставление данных реанализа ERA5 [9] со стационарными наблюдениями на метеорологической сети Росгидромета и оценка их согласованности, сезонного хода и, в первую очередь, воспроизводимости засушливых условий и избыточного увлажнения.

Также нами была предпринята попытка скорректировать данные по влажности почвы ERA5 на основе данных стационарных наблюдений.

1. Материалы исследования

1.1. Данные о влажности почвы со станций наблюдательной сети Росгидромета

Для оценки объемной влажности почвы в слоях почвы 0–50 и 0–100 см были выбраны десять станций наблюдательной метеорологической сети Росгидромета (рис. 1) в различных географических регионах с большим разнообразием типов почв, ведущие ежелекандные наблюдения за влажностью почвы под с.-х. культурами за вегетационные периоды 2011–2023 гг. Период исследования 2011–2023 гг. был взят как наиболее освещенный с точки зрения набора данных для исследования, в эти годы практически не отмечается пропусков в измерениях. Результаты этих наблюдений рассчитываются в виде запасов продуктивной влаги почвы для различных слоев почвы и передаются в Гидрометцентр России в коде КН-21.



Рис. 1. Географическое расположение станций Росгидромета, участвующих в исследовании, на карте почв FAO (Harmonized World Soil Database v2.0, 2023) [11].

Fig 1. The geographical location of the Roshydromet stations participating in the study on the FAO soil map (Harmonized World Soil Database v2.0, 2023) [11].

Выбранные метеорологические станции представлены в табл. 1. Тип почв был определен из таблиц агрогидрологических свойств почвы (ТСХ-5), предоставленных ФГБУ «ВНИИСХМ».

В табл. 1 приведено также число наблюдений за весь рассматриваемый период. Величина их колеблется от 117 до 243, так как на различных

станциях период наблюдений варьирует от 3 месяцев до полугода, что связано с различной длиной вегетационного периода (влагозапасы в почве определяются только в период активного роста с.-х. культур, например, для зерновых это период от всходов до молочной спелости). В районах, где нет озимых (Славгород в Алтайском крае и Тимирязевский в Приморском крае), наблюдения ведутся только в мае–июле.

Таблица 1. Станции наблюдательной сети Росгидромета, принимающие участие в исследовании и их характеристики

Table 1. The Roshydromet observation network stations participating in the study and their characteristics

Название станции	Широта	Долгота	Тип почвы по с.-х. таблицам агрогидрологических свойств почвы	Кол-во наблюдений за почвенной влагой	
				0-50 см	0-100 см
Белогорка Ленинградская область	59,35	30,13	Дерново-среднеподзолистая, супесчаная	222	93
Дмитровск-Орловский Орловская область	52,50	35,15	Чернозем супесчаный	198	199
Никола-Полома Костромская область	58,35	43,38	Дерново-подзолистая, легкосуглинистая	217	183
Шахты Ростовская область	47,70	40,26	Чернозем южный среднесуглинистый	204	205
Арзгир Ставропольский край	45,40	44,20	Каштановая тяжелосуглинистая	134	134
Ростоши Саратовская область	51,86	43,58	Чернозем обыкновенный глинистый	230	230
Верхнеяркеево Республ. Башкортостан	55,43	54,33	Чернозем выщелоченный глинистый	226	226
Тюмень Тюменская область	57,11	65,43	Темно-серая лесная, тяжелосуглинистая	243	243
Славгород Алтайский край	52,96	78,65	Светло-каштановая легкосуглинистая	117	117
Тимирязевский Приморский край	43,88	131,96	Лугово-бурая оподзоленная, тяжелосуглинистая	134	126

1.2. Данные объемной почвенной влаги ERA5

Данные реанализа глобального климата пятого поколения ERA5, представленные Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) совместно со службой мониторинга изменения климата “Коперник” (The Copernicus Climate Change Service, C3S) [9], включают в себя, наравне с характеристиками влажности воздуха, давления и температуры, в том числе и оценки влажности почвы на разных глубинах с почасовым разрешением. ERA5 предоставляет набор данных, находящийся в свободном доступе для исследователей, охватывает период с 1940 г. до настоящего времени. Пополнение базы C3S актуальными значениями происходит с задержкой, которая составляет от 2 до 3 месяцев по сравнению с реальным временем. Горизонтальное разрешение набора данных ERA5 составляет около 31 км, или $0,25^\circ$. Почвенная влага в ERA5 представлена в размерности объемной влажности ($\text{м}^3\text{м}^{-3}$) по четырем слоям почвы (0–7, 7–28, 28–100 и 100–289 см) [12], где значение принадлежит середине слоя.

Для создания реанализа ERA5 использовалась глобальная модель численного прогноза погоды IFS, в которой процессы на подстилающей поверхности описываются улучшенной почвенно-гидрологической моделью H-TESSEL (Hydrology Tiled ECMWF Scheme for Exchanges over Land) [8]. В ней теплообмен описывается модифицированным законом Фурье с учетом фазовых переходов воды; движение влаги – законом Дарси. Уравнение баланса влажности на поверхности состоит из приходной части в виде осадков и талой воды, расходной части – эвапотранспирации, диффузии вглубь слоев и стока. Нижнее пограничное условие в более глубоких слоях почвы определяется свободным дренажом. В модели H-TESSEL поверхностный сток рассчитывается в зависимости от переменной инфильтрационной способности, которая в свою очередь зависит местной топографии и типа почвы. Тип почвы в модели определен для каждой ячейки сетки согласно глобальной цифровой карте почв мировой продовольственной организации 2003 г. [10]. От типа почвы, который представлен семью типами, зависят почвенная влагоемкость, влажность устойчивого завядания и зависящая от них доступная влага, содержание в почве различных почвенных структур. Модельная растительность на подстилающей поверхности получена на основе Глобальных характеристик растительного покрова (Global Land Cover Characteristics), с учетом ежемесячного индекса листовой поверхности (LAI), полученного на основе данных дистанционного зондирования. Качество набора данных по почвенной влаге было высоко оценено международными исследователями [8, 14].

Для проведения исследования были отобраны модельные данные по трем слоям почвы (0–7, 7–28, 28–100 см), так как их сумма дает метровый слой, по которому есть наблюдаемые влагозапасы. Данные отбирались во время вегетационного периода с апреля 2011 г. по октябрь 2023 года в 12.00 ч ВСВ каждый месяц 8, 18, 28 числа, в дни, в которые наблюдатели

на агрометеорологических станциях отбирают пробы на с.-х. полях [5]. Использовались наиболее приближенные к координатам станций узлы сетки (табл. 2).

Таблица 2. Координаты ближайших узлов сетки ERA5 и их характеристики
Table 2. Coordinates of the nearest grid point of the ERA5 and their characteristics

Название станции	Широта ERA5	Долгота ERA5	Параметры ячейки сетки			Кол-во наблюдений за почв. влагой		
			Тип почвы	Тип низкой растительн.	Доля ячейки с низкой растительн.	0–7 см	7–28 см	28–100 см
Белогорка Ленинградская область	59,25	30,25	средний	с.-х. культуры	0,3	315	315	315
Дмитровск-Орловский Орловская область	52,50	35,25			1,0			
Николо-Полома Костромская область	58,25	43,50			0,4			
Шахты Ростовская область	47,75	40,25			0,7			
Арзгир Ставропольский край	45,50	44,25			0,7			
Ростоши Саратовская область	51,75	43,50			1,0			
Верхнеяркеево Респ. Башкортостан	55,50	54,25			0,7			
Тюмень Тюменская область	57,00	65,50			0,7			
Славгород Алтайский край	53,00	78,75			1,0			
Тимирязевский Приморский край	44,00	132,0			0,9			

Таким образом, в работе использовались два источника информации: частые по пространству и времени данные моделирования объемной влажности почвы с неизвестным нам качеством воспроизведения динамики и редкие по пространству ежедекадные данные запасов продуктивной влаги на станциях с высоким качеством наблюдения.

1.3. Сопоставление данных

Данные ERA5 представлены значениями Volumetric soil moisture of a soil layer – объемной влаги по слоям ($\text{м}^3/\text{м}^3$). Данную величину – весь объем воды, содержащейся в почве в данный момент времени – мы будем

называть, согласно терминологии, принятой в российской агрометеорологии, полной влагой. Следует различать понятия «полная влага» и «полная влагоемкость» – количество влаги в почве при условии заполнения всех почвенных капилляров, т. е. первое – это текущее состояние, другое – агрогидрологическая константа, зависящая от типа почвы и ее пористости [7].

В то же время данные наблюдений выражены в запасах продуктивной влаги в миллиметрах водного слоя, т. е. количестве воды, содержащемся в слое почвы сверх влажности устойчивого завядания ($УЗ$) – влажности, при которой появятся необратимые признаки завядания растений. Таким образом, запасы продуктивной влаги есть разность полной влаги и устойчивого завядания.

Понятию «устойчивое завядание» соответствует Volumetric wilting point из реанализа. В англоязычной литературе есть понятие, в буквальном переводе означающее продуктивную влагу (available soil moisture), которое представляет собой разность между наименьшей полевой влагоемкостью (Field capacity – вода, остающаяся в почве после того, как она была полностью насыщена и получила возможность свободно стекать) и устойчивым завяданием, т. е. это не изменяющееся во времени фактически доступное для растений количество влаги, а разность агрогидрологических констант, показывающая максимально возможное количество влаги одновременно доступное для растений.

Для сопоставления данных необходимо привести исследуемые величины каждого из слоев ERA5 к мм водного слоя:

$$W_{ERA} = \Theta \rho_{\text{воды}} h_{\text{слоя}} m, \quad (1)$$

где Θ – значение объемной влажности почвы по реанализу, $\text{м}^3/\text{м}^3$; $\rho_{\text{воды}}$ – плотность воды, $\text{г}/\text{см}^3$; $h_{\text{слоя}}$ – толщина слоя, м; m – переводной коэффициент к мм водного слоя, равный 1000.

Расчет влагозапасов по соразмерным слоям для слоя почвы 0–100 см выглядел как суммирование влагозапасов для различных слоев. Для слоя почвы 0–50 см проводилось суммирование $W_{ERA\ 0-7}$ и $W_{ERA\ 7-28}$, слой $W_{ERA\ 28-50}$ был рассчитан на основе гипотезы о том, что распределение влаги в слое модельных данных гомогенно и в каждом сантиметре слоя почвы находится равное количество влаги. Так, слой почвы $W_{ERA\ 28-100}$ делился на толщину всего слоя (0,72 м), затем производилось его дальнейшего умножение на толщину слоя $W_{ERA\ 28-50}$ (0,23 м).

Для преобразования данных стационарных наблюдений к полной влаге для каждой станции были вычислены значения устойчивого завядания для каждого из слоев почвенного горизонта. Данные агрогидрологических характеристик были взяты из ТСХ-5 [6], которые предоставляют информацию в том числе и о плотности почвы P ($\text{г}/\text{см}^3$) и $W_{уз}$ – влажности устойчивого завядания для каждого из слоев. Характеристики в ТСХ-5

представлены по результатам измерений в разные годы в различных почвенных разрезах на полях, находящихся в некотором удалении от метеостанций. Данные представлены по слоям почвы с шагом в 10 см (0–10, 10–20, ..., 90–100 см, местами более). Значения в ТСХ-5 требовали трудозатратного перевода из неформатного текста в вид, пригодный для вычислений.

Для каждого из разрезов почвы за ряд лет были вычислены средняя плотность почвы \bar{P} (г/см³) и средняя влажность устойчивого завядания $\bar{W}_{уз}$ [% веса абс. сухой почвы]. Средняя влажность устойчивого завядания $\bar{W}_{уз}$ [% веса абс. сухой почвы] была преобразована к влажности устойчивого завядания в мм водного слоя $W_{уз}$ [мм водного слоя]:

$$W_{уз} \text{ [мм водного слоя]} = \bar{W}_{уз} \text{ [% веса абс. сухой почвы]} \cdot \bar{P} \cdot \rho_{\text{воды}} \cdot h_{\text{слоя}}. \quad (2)$$

Далее были суммированы значения $W_{уз}$ [мм водного слоя] для различных слоев почвы. Результатом вычислений стала полная влажность почвы $W_{\text{полная влага}}$ [мм водного слоя], вычисленная как сумма влажности устойчивого завядания и запасов продуктивной влаги.

Другая сложность в сопоставлении данных заключается в том, что сеточные данные и по станциям сравнивать не совсем корректно. С одной стороны, не ясно, являются данные реанализа ERA5 точечными, т. е. именно привязанными к узлу, или площадными, нужно ли их интерполировать в точку станции с учетом нескольких точек по сетке или эта процедура не требуется. С другой стороны, наблюдения на станциях осуществляются не на метеоплощадке, координаты которой известны, а на наблюдательных участках (производственных полях), которые расположены в некотором удалении от станции, причем не известно, где именно. Исходя из означенных неопределенностей, авторы не стали как-то подстраивать исходные данные, так как логичного и принятого всеми алгоритма не существует.

2. Результаты

Для оценки взаимосвязи были рассчитаны коэффициенты корреляции (R^2) Пирсона с уровнем статистической значимости 5 % между модельными и станционными данными по согласованным слоям почвы 0–50 и 0–100 см (табл. 3).

Наиболее сильная корреляционная связь ($> 0,70$) для всех слоев почвы была получена для станций западных районов Европейской территории России (Белогорка, Дмитровск-Орловский, Шахты, Ростоши. На ст. Ростоши коэффициент корреляции в слое почвы 0–100 см несколько ниже 0,67). Средняя теснота связи была получена на ст. Николо-Полома, Арзгир, Верхнеяркеево, Тимирязевский, причем, за исключением метеостанции Арзгир, в более мощных слоях почвы значения коэффициентов корреляции оказывались ниже (близкими к 0,50). Умеренная теснота связи была выявлена на ст. Тюмень, а отсутствие связи – на ст. Славгород.

Таблица 3. Значения коэффициентов корреляции (R^2) между станционными данными и данными реанализа по слоям почвы 0-50 см (I) и 0-100 см (II) по годам и за весь период
Table 3. The values of the correlation coefficients (R^2) between the stations data and the reanalysis data for soil layers 0-50 cm (I) and 0-100 cm (II) by year and for the entire period

Станция	Слой почвы, см	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	Весь период
Белогорка	I	0,82	0,52	0,58	0,74	0,65	0,50	0,70	0,73	0,66	0,89	0,84	0,74	0,92	0,71
	II	0,96	0,68	0,76	0,77	0,84	0,55	0,86	0,65	0,66	0,84	0,92	0,80	0,92	0,71
Дмитровск-Орловский	I	0,84	0,85	0,90	0,73	0,63	0,94	0,18	0,88	0,74	0,59	0,87	0,94	0,86	0,76
	II	0,79	0,86	0,94	0,84	0,66	0,91	-0,19	0,88	0,68	0,52	0,91	0,92	0,72	0,73
Никола-Полома	I	0,52	0,84	0,83	0,24	0,45	0,75	0,68	0,55	0,80	0,67	0,85	0,86	0,54	0,66
	II	0,72	0,44	0,67	-0,22	0,22	0,82	0,52	0,54	0,91	0,14	0,24	0,02	0,65	0,44
Шахты	I	0,70	0,74	0,96	0,96	0,92	0,87	0,86	0,92	0,84	0,66	0,95	0,85	0,32	0,81
	II	0,64	0,54	0,93	0,93	0,92	0,91	0,80	0,90	0,84	0,75	0,95	0,90	0,32	0,79
Арзгир	I	0,89	0,54	0,78	-0,23	0,62	0,27	0,32	0,84	0,92	0,15	0,67	0,85	-0,10	0,50
	II	0,86	0,61	0,70	0,15	0,91	0,27	0,28	0,81	0,83	0,83	0,49	0,85	0,11	0,59
Ростоши	I	0,63	0,83	0,89	0,45	0,60	0,84	0,71	0,67	0,75	0,80	0,87	0,82	0,94	0,75
	II	0,45	0,86	0,86	0,37	0,44	0,82	0,74	0,50	0,52	0,72	0,82	0,72	0,92	0,67
Верхнеяркево	I	0,74	0,79	0,60	0,75	0,75	0,69	0,31	0,88	0,68	0,49	0,17	0,40	0,09	0,57
	II	0,85	0,77	0,65	0,72	0,49	0,74	0,18	0,85	0,59	0,61	0,07	0,27	0,15	0,53
Тюмень	I	0,59	0,86	0,70	0,67	0,34	0,71	0,21	0,41	0,25	0,40	0,32	0,10	0,79	0,49
	II	0,29	0,76	0,70	0,66	0,27	0,50	-0,06	0,25	0,01	0,24	0,24	-0,14	0,34	0,31
Славгород	I	-0,60	0,04	-0,46	0,28	0,35	-0,34	0,57	0,57	0,10	0,32	-0,13	0,02	-0,58	0,01
	II	-0,76	-0,22	-0,33	-0,01	0,31	-0,31	0,32	0,39	-0,26	-0,33	-0,30	-0,16	-0,61	-0,18
Тимирязевский	I	0,69	0,90	-0,06	0,77	0,29	0,62	0,33	0,98	-0,40	0,51	0,66	0,75	0,74	0,52
	II	0,78	0,81	-0,01	0,87	-0,10	0,52	-0,05	0,97	0,18	0,44	0,43	0,57	0,57	0,46

Стоит отметить, что в некоторые годы на данной метеостанции отмечаются высокие отрицательные коэффициенты корреляции. При более детальном рассмотрении динамики влажности почвы по слоям было установлено, что данные реанализа в большинстве случаев превышают значения почвенной влаги, недооценивая засушливые условия. Данный вывод согласуется с исследованиями иностранных коллег [14].

Анализируя результаты, приведенные в табл. 3, видно, что в слое почвы 0–50 см на всех станциях наблюдаются более высокие значения коэффициентов корреляции, чем в слое почвы 0–100 см, как за весь рассматриваемый период в целом, так и в отдельные годы.

Оценка динамики влажности почвы проводилась по вегетационным сезонам во всем десяти станциям. На рис. 2 приведены три из них, наиболее полно отображающие различия в динамике почвенной влаги – Шахты (динамика влаги на которой наиболее схожа со ст. Белогорка, Дмитровск-Орловский и Ростоши), Верхнеяркеево (аналогично данным по ст. Арзгир, Никола-Паломы и Тюмень) и ст. Тимирязевский как самая восточная точка в исследовании, имеющая некоторые различия в динамике почвенной влаги. Ст. Славгород по причине отсутствия корреляции не рассматривалась. Границы избыточного увлажнения и почвенной засухи были приняты по градациям, используемым в отделе агрометеорологических прогнозов ФГБУ «Гидрометцентр России», за почвенную засуху в слоях 0–50 и 0–100 см принималось значение 25 мм и 50 мм соответственно, за границу избыточного увлажнения – 125 и 250 мм, граничные значения также были согласованы по методике, описанной выше. Для построения сезонной динамики для каждого из слоев почвы была устранена системная ошибка модели **BIAS**, стандартное отклонение **RMSE**, для сезонного хода была вычислена средняя относительная ошибка **MRE**, выраженная в процентах от запасов продуктивной влаги:

$$\mathbf{BIAS} = \overline{W_{\text{ERA}}} - \overline{W_{\text{полная влага}}}, \quad (3)$$

$$\mathbf{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (W_{\text{ERA}} - W_{\text{полная влага}})^2}, \quad (4)$$

$$\mathbf{MRE} = \frac{\overline{W_{\text{ERA}}} - \overline{W_{\text{полная влага}}}}{\overline{W_{\text{полная влага}}}} 100\%, \quad (5)$$

где n – количество наблюдений. Значения ошибок представлены в табл. 4.

Рассматривая динамику влажности почвы на ст. Шахты (рис. 2), отмечаем, что данные реанализа хорошо улавливают динамику почвенной влаги на всех глубинах: реанализ, в целом, воспроизводит значения избыточного весеннего увлажнения, повышения влажности почвы на поле в осенний период, сезонные минимумы в летние месяцы. Средний квадрат ошибки сравнительно невысок и составляет в слоях почвы 0–50 см/0–100 см на ст. Шахты и Ростоши – 20/43, 22/45 и оказывается несколько выше на более северных территориях 39/80, 43/89 (Дмитровск-Орловский, Белогорка).

Таблица 4. Статистические характеристики: системные ошибки модели (BIAS), стандартное отклонение (RMSE), коэффициент корреляции (R^2) и средняя относительная ошибка (MRE), рассчитанные за период 2011-2023 гг. для рядов влажности почвы по согласованным данным ERA5 и данным станционных наблюдений в различных слоях почвы

Table 4. The Statistical characteristics: the systematic error of the model (BIAS), the root mean square error (RMSE), the correlation coefficient (R^2) and the mean squared error (MRE) calculated for the period 2011-2023 for soil moisture series based on consistent ERA5 data and station observations in various soil layers

Станции	Согласованные ряды влажности почвы				Сезонный ход		
	BIAS		RMSE		RMSE	R^2	MRE,%
	0-50 см	0-100 см	0-50 см	0-100 см	0-100см		
Белогорка	41,2	83,4	43	89	15	0,94	4
Дмитровск-Орловский	30,1	63,4	39	80	17	0,94	7
Николо-Полома	36,0	91,4	48	115	22	0,83	8
Шахты	-12,2	-30,5	20	43	17	0,95	5
Арзгир	9,1	24,7	30	59	23	0,78	12
Ростоши	0,9	-0,4	22	45	36	0,70	10
Верхнеяркеево	-20,1	-45,4	35	72	29	0,84	8
Тюмень	-7,9	-25,0	28	50	33	0,55	10
Славгород	43,0	75,9	43	82	15	-0,43	12
Тимирязевский	-7,9	-28,1	28	59	18	0,17	4

Анализируя динамику влажности почвы на ст. Верхнеяркеево, можно заметить, что модельные данные регулярно воспроизводят более засушливые условия по сравнению с фактическими значениями, приближая их к границам недостаточного увлажнения, в тот момент, когда по фактическим данным на полях увлажнение почвы близко к оптимальному.

Кроме того, влажность почвы по реанализу на этих станциях имеет менее плавный ход, чем у фактических данных, причем как в процессе пополнения слоев влагой, так и процессе иссушения. Таким образом, реанализ демонстрирует более резкие изменения влажности почвы, а данные наблюдений отражают достаточно плавную динамику движения влаги в почве. Значения **RMSE** составляют 35/72 на ст. Верхнеяркеево, 30/59 на ст. Арзгир, 48/115 в пункте Николо-Полома, значительно лучше они на ст. Тюмень 28/50.

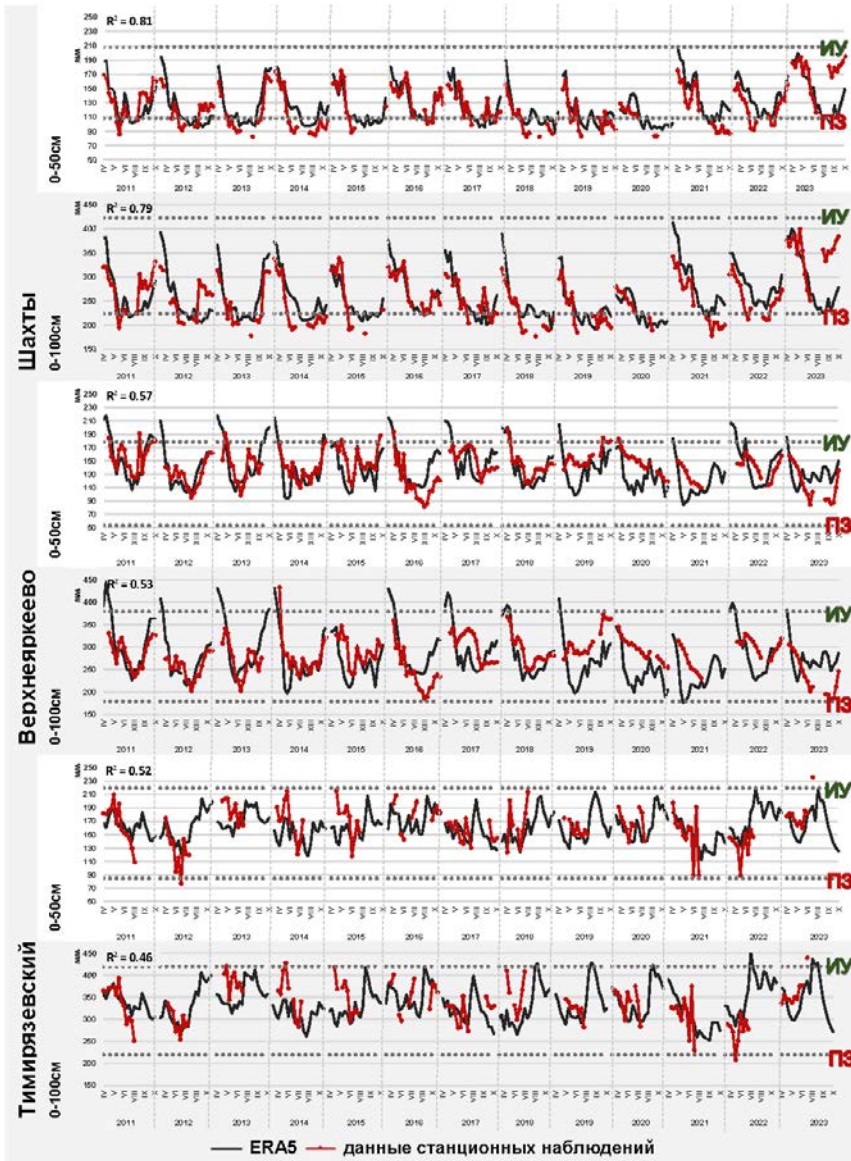


Рис. 2. Динамика почвенной влаги по согласованным данным ERA5 и данным станционных наблюдений с учетом системной ошибки **BIAS**. Пунктирной линией указана граница избыточного увлажнения (ИУ) и почвенной засухи (ПЗ), в левом верхнем углу указано значение коэффициента корреляции для всего периода.

Fig. 2. The dynamics of the soil moisture according to the ERA 5 data and the station observation data, taking into account the **BIAS**. The dotted line indicates the boundary of excessive moisture (green letters) and the soil drought (red letters), the value of the correlation coefficient for the entire period is indicated in the upper left corner.

На ст. Тимирязевский модельные данные не каждый год улавливают динамику влаги в почве, оказываясь в отдельные годы выше, а в отдельные годы ниже фактических значений, в отдельные годы не совпадая с ними, что не дает возможность сделать однозначный вывод. В то время как на ЕТР мы отмечаем максимальные значения влажности почвы по реанализу в весенний период, на ст. Тимирязевский мы отмечаем осенью, что логично связано с режимом выпадения осадков в Приморском крае. Значения **RMSE** в этом пункте составляют 28/59.

Далее для оценки возможности использования данных реанализа для агроклиматических задач нами был рассчитан сезонный ход влажности почвы. Как было показано выше, данные реанализа и фактически измеренные влагозапасы хорошо согласуются, однако важно проследить, что воспроизведение максимумов и минимумов происходит в одни и те же сроки, а также оценить абсолютную величину сезонного хода. Сезонный ход рассчитывался по декадам путем осреднения по месяцам, а затем методом интерполяции полиномом 2-го порядка по трем точкам рассчитывались декадные значения. Сезонный ход рассчитывался для слоя почвы 0–100 см (рис. 3).

Наиболее тесная связь сезонного хода по данным наблюдений и реанализа была получена для западных станций ЕТР: Белогорка, Дмитровск-Орловский и Шахты. Коэффициенты корреляции составляют более 0,94, а значения **RMSE** менее 17 мм.

Реанализ несколько завышает значения влажности почвы в весенний период – от 40 мм в первую декаду апреля до 10 мм в третью декаду. Регулярное завышение значений влажности почвы в весенний период по сравнению со стационарными данными может быть связано с ранним началом таяния снега в гидрологической модели H-TESSSEL и избыточным стоком в более глубокие слои почвы [8]. Значения **MRE** на этих станциях самые низкие из представленных в исследовании: Белогорка – 4 %, Дмитровск-Орловский – 7 % и Шахты – 5 %.

Высокие коэффициенты корреляции между среднедекадными значениями по реанализу и данным станций были получены для центральной части ЕТР – на ст. Николо-Полома и Верхнеяркеево (более 0,80) величина **RMSE** составляют 22 и 29 мм соответственно, **MRE** несколько выше, чем в западных районах и составляют 8 % на обеих станциях.

Отметим, что на этих станциях, как и на ст. Тюмень, получаются низкие значения R^2 (0,55) и более высокие среднеквадратическая (33 мм) и средняя относительная (10 %) ошибки. Реанализ с мая по июль в большей степени показывает более засушливые условия, разность между фактическими значениями и реанализом по ст. Николо-Полома и Верхнеяркеево в июне достигает 40 мм.

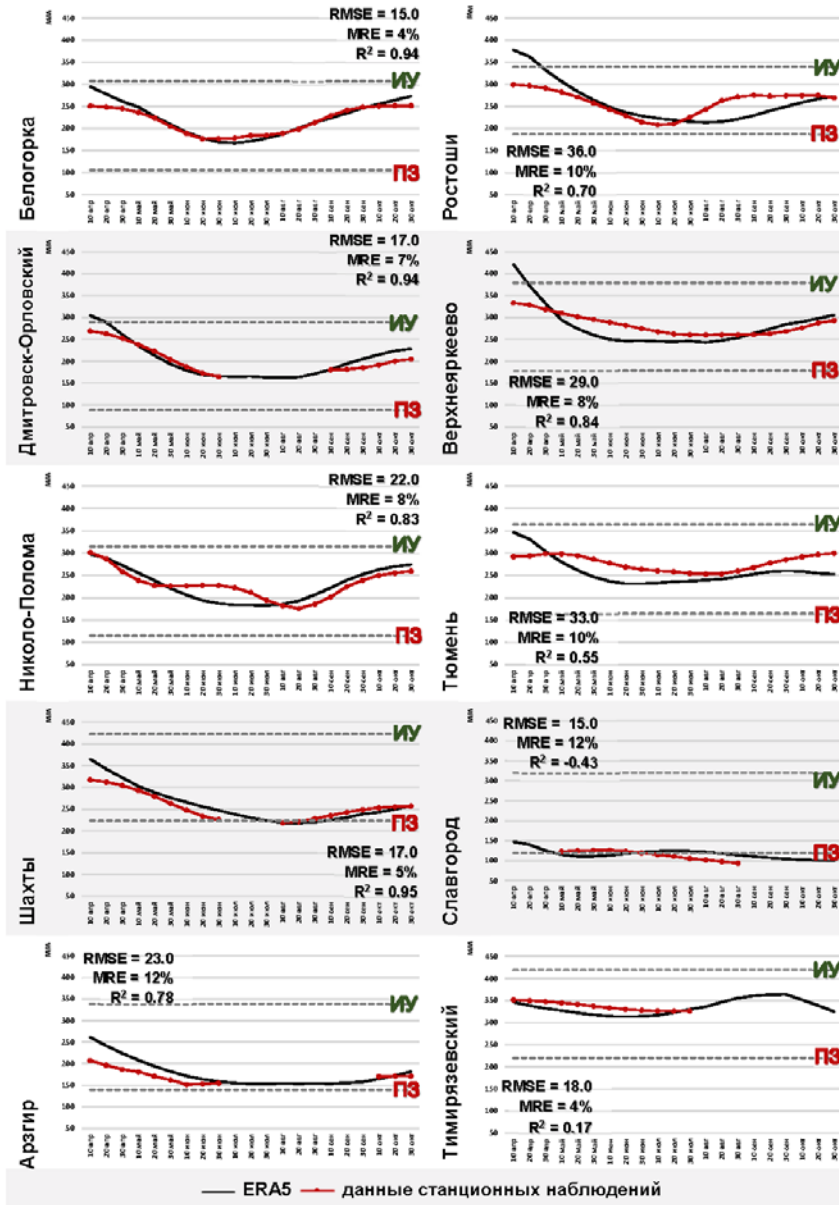


Рис. 3. Сезонный ход по согласованным данным ERA5 и данным станционных наблюдений с учетом системной ошибки BIAS. Пунктирной линией указана граница избыточного увлажнения (ИУ) и почвенной засухи (ПЗ), на графике указано значения RMSE и R².

Fig. 3 The seasonal movement according to the agreed ERA5 data and the station observation data, taking into account the BIAS. The dotted line indicates the boundary of excessive moisture (green letters) and soil drought (red letters), the graph shows the values of RMSE and R².

Общие черты в воспроизведении сезонного хода отмечаются на ст. Арзгир и Ростоши, расположенных приблизительно на одной долготе. В этих пунктах получена тесная корреляционная связь сезонных ходов (более 0,70), невысокая среднеквадратическая ошибка на ст. Арзгир (23 мм) и несколько более высокая на ст. Ростоши (36 мм), а также достаточно высокое значение **MRE** (12 %, 10 %) в обоих случаях. Во второй половине вегетационного сезона по этим пунктам кривые также имеют различный вид: на ст. Ростоши в августе, а на станции Арзгир в апреле разность составляет от 45 до 60 мм.

На станциях, расположенных в азиатской части страны (Славгород и Тимирязевский), корреляционная связь сезонных ходов низкая, однако в целом сезонный ход воспроизводится. Стоит отметить, что значение средней относительной ошибки на ст. Тимирязевский достаточно низкое и составляет 4 %.

Таким образом, можно заключить, что на выбранных станциях реанализ улавливает особенности сезонного хода влажности почвы и может быть использован для агроклиматических задач, хотя в ранневесенний и позднеосенний периоды отклонения могут быть значительны.

В целом, модельные данные ERA5 наиболее хорошо воспроизводят динамику влаги в различных почвенных горизонтах в западных и в юго-западных черноземных районах ЕТР. Это подтверждается анализом данных на ст. Белогорка, Шахты, а также на близкой к ним ст. Дмитровск-Орловский. Хорошие результаты в этих пунктах, возможно, связаны с параметризацией почвенно-гидрологической модели, которая наиболее хорошо «заточена» под структуру чернозема. Стоит отметить, что в почвенно-гидрологической модели H-TESSSEL оценки значений точки устойчивого завядания и полевой влагоемкости велись на основе данных о физических свойствах почвы по территории юго-запада России (современная Украина и южные районы ЕТР) [8]. Хотя ст. Белогорка также находится на западе ЕТР, динамика почвенной влаги здесь несколько хуже, что в данном случае можно также связать с небольшой долей низкой растительности в ячейке реанализа (см. табл. 2), от которой в модели зависит величина перехваченной влаги и эвапотранспирации, а также с дерново-подзолистым типом почвы. Реанализ на этих станциях также хорошо воспроизводит сезонный ход, что представляет интерес для дальнейшего исследования модельных данных в западных и черноземных районах.

Выводы

В работе впервые проведено сопоставление данных ERA5 по объемной влажности почвы и данных по запасам продуктивной влаги, измеренных на станциях наблюдательной сети Росгидромета, проведено согласование этих рядов в мм водного слоя полной влаги с учетом системной ошибки. Произведенный статистический анализ данных важности почвы в глубоких горизонтах почвы за вегетационные периоды 2011–2023 гг.

показал, что в целом данные реанализа и наблюдений, как в слое почвы 0–50 см, так и в 0–100 см, хорошо согласуются. Оценен сезонный ход по модельным и станционным данным. Наиболее тесная корреляционная связь сезонного хода отмечалась на ст. Белогорка, Дмитровск-Орловский, Шахты (более $>0,90$). В этих пунктах наблюдается также и наибольшая согласованность данных в сезонном ходе в регионах Российской Федерации, а значения среднеквадратической ошибки **RMSE** оказались наименьшими.

Таким образом, показано, что наборы данных ERA5 могут быть использованы в задачах агрометеорологического и агроклиматического мониторинга и прогноза.

Список литературы

1. Кислов А.В., Варенцов М.И., Тарасова Л.Л. Роль весенней влажности почвы в формировании крупномасштабных засух Восточно-Европейской равнины 2002 и 2010 гг. // Известия РАН. ФАО. Том 51, № 4. С. 464-471.
2. Куликова И.А., Вильфанд Р.М., Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Емелина С.В., Каверина Е.С., Набокова Е.В., Субботин А. В., Сумерова К. А., Толстых М. А. Климатические прогнозы. Часть I. Современное состояние и перспективы развития // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 5-24.
3. Национальный доклад «Глобальный климат и почвенный покров России: проявления засухи, меры предупреждения, борьбы, ликвидации последствий и адаптационные мероприятия (сельское и лесное хозяйство)». Том 3 / Под ред. Р.С.-Х. Эдельгериева. М.: Изд-во МБА, 2021. 700 с.
4. Полуэктов Р.А., Смоляр Э.И., Терлеев В.В., Топаж А.Г. Моделирование продукционного процесса сельскохозяйственных культур. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2006. 396 с.
5. РД 52.33.217-99. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 11. Агрометеорологические наблюдения на станциях и постах. Часть 1. Основные агрометеорологические наблюдения. Книга 1. 348 с.
6. РД 52.33.219–2022. Нормативы по определению агрогидрологических свойств почвы. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2023. 126 с.
7. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Том II. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 286 с.
8. Balsamo G., Viterbo P., Beljaars A., Van Den Hurk B., Hirschi M., Betts A. K., Scipal K. A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System // Journal of Hydrometeorology. 2009. Vol. 139. P. 623-643.
9. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5?tab=overview> (дата обращения: 22.02.2024).
10. FAO Digital Soil Map of the World (DSMW). URL: <https://www.fao.org/land-water/land/land-governance/land-resources-planning-toolbox/category/details/en/c/1026564/> (дата обращения: 18.06.2024).
11. FAO Harmonized World Soil Database v2.0. URL: <https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/harmonized-world-soil-database-v20/en/> (дата обращения: 14.05.2024).
12. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S. et al. // Q J R Meteorol Soc. 2020. Vol. 146. C. 1999-2049.
13. Yadav B.K., Mathur S., Siebel M.A. Soil moisture flow modeling with water uptake by plants (wheat) under varying soil and moisture conditions // J. Irrig. Drain. Eng. (ASCE). 2009. Vol. 135. P. 375-381.

14. Zheng Y., Coxon G., Woods R., Power D., Rico-Ramirez M. A., McJannet D., Rosolem R., Li J., Feng P. Evaluation of reanalysis soil moisture products using Cosmic Ray Neutron Sensor observations across the globe // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2023. Vol. 224. P. 1-27.

References

1. Kislov A.V., Tarasova L.L., Varentsov M.I. Role of spring soil moisture in the formation of large-scale droughts in the east European plain in 2002 and 2010. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.*, 2015, vol. 51, no. 4, pp. 405-411.

2. Kulikova I.A., Vil'fand R.M., Han V.M., Kruglova E.N., Tishchenko V.A., Emelina S.V., Kaverina E.S., Nabokova E.V., Subbotin A. V., Sumerova K. A., Tolstyh M. A. Climate Forecasts. Part I: Current Status and Development Prospects. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 563-575. DOI: 10.3103/S106837392407001X.

3. Nacional'nyj doklad «Global'nyj klimat i pochvennyj pokrov Rossii: proyavleniya zasuhi, mery preduprezhdeniya, bor'by, likvidacii posledstvij i adaptacionnye meropriyatiya (sel'skoe i lesnoe hozjajstvo)» (pod red. R.S.-H. Edel'gerieva). Tom 3. Moscow: Izdatel'stvo MBA publ., 2021, 700 p. [in Russ.].

4. Poluektov R.A., Smolyar E.I., Terleev V.V., Topazh A.G. Modelirovanie produkcionnogo processa sel'skohozyajstvennyh kul'tur. Saint-Petersburg, Izd-vo S.-Peterb. un-ta, 2006, 396 p. [in Russ.].

5. RD 52.33.217-99 Nastavleniya gidrometeorologicheskim stancijam i postam. Vyp. 11 Agrometeorologicheskie nablyudeniya na stancijah i postah. Chast' 1. Osnovnye agrometeorologicheskie nablyudeniya, kn. 1. Saint-Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 2000, 348 p. [in Russ.].

6. RD 52.33.219-2022 Rukovodstvo po opredeleniyu agrogidrologicheskikh svojstv pochvy. Obninsk, FGBU «VNIIGMI-MCD», 2023, 126 p. [in Russ.].

7. Rode A.A. Osnovy ucheniya o pochvennoj vlage. T. II. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1969, 286 p. [in Russ.].

8. Balsamo G., Viterbo P., Beljaars A., Van Den Hurk B., Hirschi M., Betts A. K., Scipal K. A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *Journal of Hydrometeorology*, 2009, vol. 139, pp. 623-643.

9. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5?tab=overview>, last access 22.02.2024.

10. FAO Digital Soil Map of the World (DSMW). Available at: <https://www.fao.org/land-water/land/land-governance/land-resources-planning-toolbox/category/details/en/c/1026564/>, last access 18.06.2024.

11. FAO Harmonized World Soil Database v2.0. Available at: <https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/harmonized-world-soil-database-v20/en/>, last access 14.05.2024.

12. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S. et al. *Q J R Meteorol Soc.*, 2020, vol. 146, pp. 1999-2049.

13. Yadav B.K., Mathur S., Siebel M.A. Soil moisture flow modeling with water uptake by plants (wheat) under varying soil and moisture conditions. *J. Irrig. Drain. Eng. (ASCE)*, 2009, vol. 135, pp. 375-381.

14. Zheng Y., Coxon G., Woods R., Power D., Rico-Ramirez M. A., McJannet D., Rosolem R., Li J., Feng P. Evaluation of reanalysis soil moisture products using Cosmic Ray Neutron Sensor observations across the globe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2023, vol. 224, pp. 1-27.

Поступила 05.11.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.

Submitted 05.11.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-163-178>

УДК 551.5

**Обзор результатов двадцать седьмой сессии
Северо-Евразийского климатического
форума (СЕАКОФ-27)
и семинара под эгидой ЭСКАТО ООН**

***В.М. Хан¹, Р.М. Вильфанд¹, Н.Н. Помощников²,
S. Srivastava², S. Avi², Е.А. Пронина², Д.Ю. Гущина³, Р.Р. Давлятов⁴,
Ж.К. Исабекова⁵, В.А. Кокулова⁶, В.А. Тищенко¹, К.А. Сумерова¹,
О.Н. Липка⁷, С.В. Емелина¹, С.В. Травова¹, Е.В. Набокова¹***

¹ *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия;*

² *Экономическая и социальная комиссия Организации Объединенных Наций
для Азии и Тихого океана (ЭСКАТО);*

³ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия;*

⁴ *Агентство по гидрометеорологии Комитета по охране окружающей среды
при Правительстве Республики Таджикистан (Метеослужба Таджикистана),
г. Душанбе, Республика Таджикистан;*

⁵ *Республиканское государственное предприятие "Казгидромет",
(РПГ «Казгидромет»), г. Астана, Республика Казахстан;*

⁶ *Гидрометеорологическая служба при Министерстве чрезвычайных ситуаций
Кыргызской Республики (Кыргызгидромет), г. Бишкек;*

⁷ *Институт глобального климата и экологии имени академика Ю.А. Израэля,
г. Москва, Россия*

Северо-Евразийский климатический центр провел 27-ю сессию Северо-Евразийского климатического форума (СЕАКОФ-27), совмещенную с семинаром, организованным под эгидой Экономической и социальной комиссии для Азии и Тихого океана ООН (ЭСКАТО), как параллельную секцию в рамках VIII Всероссийского объединенного метеорологического и гидрологического съезда. Объединенное мероприятие послужило важной платформой для обмена знаниями и опытом в сфере климатических исследований, сезонного прогнозирования и адаптации к изменениям климата, что подчеркнуло его значимость для регионального сотрудничества. В ходе работы был представлен консенсусный прогноз температурно-влажностного режима по территории Северной Евразии на зиму 2024/2025 гг. На основе консенсусного прогноза и с использованием модели потенциального воздействия, разработанной ЭСКАТО, был представлен прогноз вероятного воздействия климатических аномалий на сектора экономики зимой 2024/2025 гг. для региона Северной Евразии. Проведена дискуссия с участием представителей ЭСКАТО, СЕАКЦ и НГМС по развитию регионального сотрудничества в области снижения риска бедствий, адаптации к изменению климата, усиления реагирования на крупномасштабные и трансграничные чрезвычайные ситуации в Центральной Азии.

Ключевые слова: Северо-Евразийский климатический форум, ЭСКАТО, климатическая модель, климатические риски, консенсусный прогноз, прогноз потенциального воздействия, среднесезонные аномалии температуры воздуха и осадков

Outcomes of the 27th session of the North Eurasian Climate Outlook Forum combined with the UN ESCAP workshop

V.M. Khan¹, R.M. Vilfand¹, N.N. Pomoshchnikov², S. Srivastava², S. Avi²,
E.A. Pronina², D. Yu. Gushchina³, R.R. Davlyatov⁴, Zh. K. Isabekova⁵,
V.A. Kokulova⁶, V.A. Tishchenko¹, K.A. Sumerova¹, O.N. Lipka⁷,
S.V. Emelina¹, S.V. Travova¹, E.V. Nabokova¹

¹ Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia;

² The Economic and Social Commission for Asia and the Pacific (ESCAP);

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;

⁴ Agency for Hydrometeorology of the Committee of Environmental
Protection under the Government of the Republic of Tajikistan
(AH of the Republic of Tajikistan);

⁵ National Hydrometeorological Service of Kazakhstan (Kazhydromet);

⁶ Hydrometeorological Service under the Ministry of Emergency Situations
of the Kyrgyz Republic (Kyrgyzhydromet);

⁷ Academician Yu.A. Israel Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, Russia

The North Eurasian Climate Centre held the 27th session of the North Eurasian Climate Outlook Forum (NEACOF-27) combined with a workshop under the auspices of the United Nations Economic and Social Commission for Asia and the Pacific (ESCAP), as a parallel section within the 8th All-Russian Joint Meteorological and Hydrological Congress. The joint event served as an important platform for the exchange of knowledge and experience in the field of climate research, seasonal forecasting and adaptation to climate change, which emphasized its importance for regional cooperation. During the forum, a consensus forecast of the temperature and precipitation regime for the territory of Northern Eurasia for the winter of 2024/2025 was presented. Based on the consensus forecast, using the impact-based forecasting model developed by ESCAP, a forecast of the likely impact of climate anomalies on economic sectors in the winter of 2024/2025 for the Northern Eurasia region was developed and presented. A discussion was held with the participation of representatives of ESCAP, NEACC and NHMS on the development of regional cooperation in the field of disaster risk reduction, adaptation to climate change, and strengthening the response to large-scale and transboundary emergencies in Central Asia.

Keywords: North Eurasia Climate Outlook Forum, ESCAP, climate model, climate risks, consensus forecast, impact-based forecast, seasonal mean anomalies of air temperature and precipitation

27-я сессия Северо-Евразийского климатического форума (СЕАКОФ-27) состоялась 31 октября 2024 года в Санкт-Петербурге в рамках VIII Всероссийского объединенного метеорологического и гидрологического съезда. Форум одновременно проводился с семинаром Экономической и социальной комиссии для Азии и Тихого океана ООН (ЭСКАТО), ориентированным на вопросах снижения рисков населения и секторов экономики от стихийных бедствий. Объединенное мероприятие проходило в гибридном формате – как в очном, так и в онлайн-формате, что позволило

привлечь более широкое участие заинтересованных слушателей. Всего зарегистрировались 118 участников из 7 стран (Армения, Белоруссия, Казахстан, Кыргызстан, Россия, Таджикистан, Таиланд), среди которых 21 человек присутствовали лично (рис. 1а).

Важно отметить, что наибольшую долю среди участников составили представители научно-исследовательских институтов (38 %), за ними следуют специалисты из УГМС и ЦГМС Росгидромета (33 %), затем НГМС СНГ (14 %) и университетов (9 %) (рис. 1б).

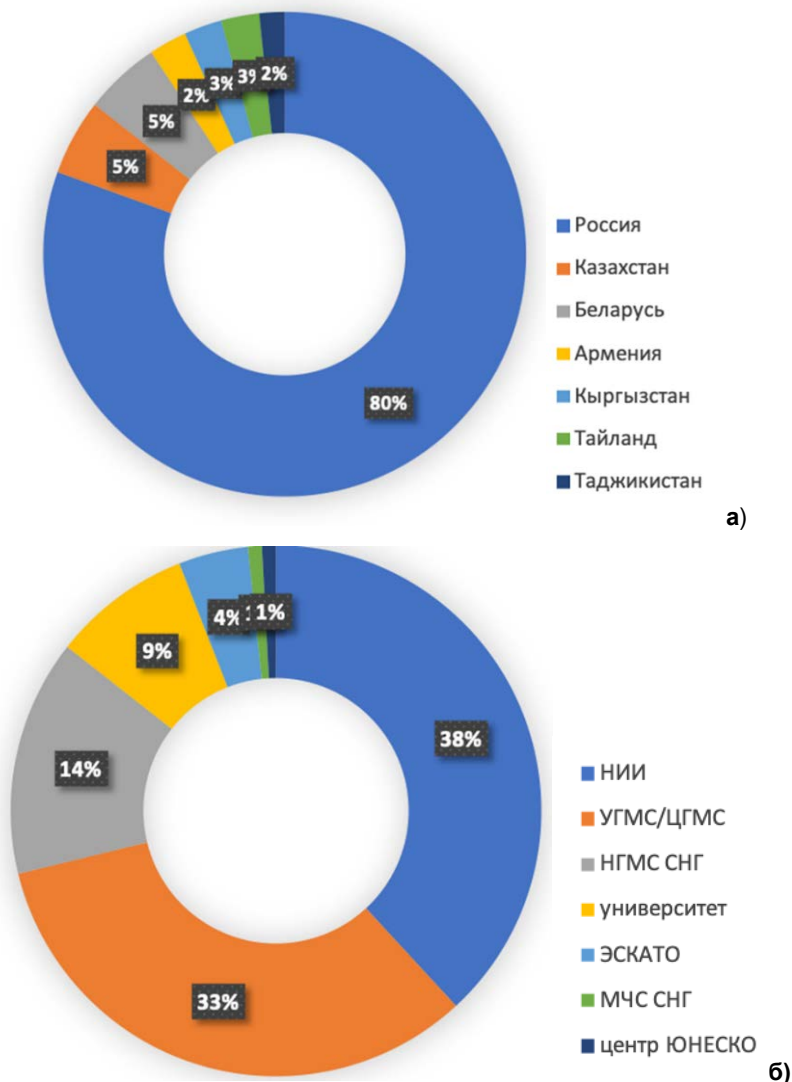


Рис. 1. Численность представителей по странам, %, принявших участие в форуме (а); численность представителей организаций, % (б).
Fig. 1. The number representatives by country, % (a); the number of representatives by organization, % (б).

Такое распределение участников свидетельствует о высоком интересе к исследовательской деятельности в области мониторинга и прогнозирования климатической изменчивости и важности межведомственного сотрудничества для решения актуальных проблем, связанных с изменением климата и его последствиями.

В ходе СЕАКОФ-27 были представлены доклады российских и международных экспертов, в том числе по специальной программе ЭСКАТО. Обсуждались оценки климатических изменений на территории Северной Евразии, основные особенности циркуляции в летний сезон 2024 г. и разработка консенсусного прогноза температуры и осадков на зиму 2024/2025 гг. На основе прогноза СЕАКОФ и с использованием модели прогнозирования воздействий, разработанной ЭСКАТО [8], был представлен прогноз вероятного воздействия климатических аномалий на сельское хозяйство, водные ресурсы и другие сектора в зимний период 2024/2025 гг. для региона Северной Евразии.

27-я сессия Северо-Евразийского климатического форума была открыта приветственной речью заместителя директора Гидрометцентра России и исполнительного директора Северо-Евразийского климатического центра Валентины Моисеевны Хан. В своем выступлении она подчеркнула значимость СЕАКОФ как одного из 22 региональных климатических форумов под эгидой Всемирной метеорологической организации, нацеленных на улучшение прогнозирования климата в Северной Евразии [2, 3]. В.М. Хан отметила, что форум сосредоточен на разработку консенсусных прогнозов температуры и осадков, которые успешно выпускаются с 2011 года [1, 4–7]. Она выразила благодарность национальным гидрометеорологическим службам стран СНГ и представителям Экономической и социальной комиссии для Азии и Тихого океана ООН (ЭСКАТО) за их активное участие и вклад в развитие климатического обслуживания.

Далее приветственную речь произнес Николай Николаевич Помощников, директор субрегионального офиса ЭСКАТО. Он представил доклад «Обеспечение устойчивости к стихийным бедствиям в Северной и Центральной Азии: Азиатско-Тихоокеанский отчет о бедствиях для субрегионов ЭСКАТО» (<https://www.unescap.org/kp/2024/targeting-transformative-disaster-risk-resilience-north-and-central-asia-asia-pacific#>), в котором были рассмотрены стихийные бедствия в Северной и Центральной Азии и Тихоокеанском регионе, произошедшие в 2024 году. В своем докладе Н.Н. Помощников обобщил результаты аналитических исследований, осветив субрегиональную картину климатических рисков. В целях защиты людей и достижения устойчивого развития в докладе настоятельно подчеркивается необходимость принятия преобразующих мер адаптации. Это включает значительное увеличение инвестиций в системы раннего оповещения о различных угрозах, а также развитие инновационных подходов и научных исследований, способных усовершенствовать данные системы и опирающихся на природные факторы решения.

Светлана Васильевна Травова, представитель Гидрометцентра России, проинформировала участников о прогностических технологиях, используемых в Северо-Евразийском климатическом центре для оперативного численного моделирования, подробно описывая характеристики моделей ГГО, ПЛАВ61 и INM-CM5/INM-CM6.

Доклад об изменении температурно-влажностного режима в Казахстане был представлен Дарьей Юрьевной Гущиной с соавторами из МГУ имени М.В. Ломоносова. Авторы проанализировали аномалии температуры и осадков за период с 1979 по 2021 год по территории Казахстана, сосредоточив особое внимание на весеннем и летнем сезонах. Анализ линейных трендов продемонстрировал нарастание засушливости, особенно на западе страны, в то время как в северных и северо-восточных регионах отмечено повышение увлажненности. Используя различные индексы засушливости – AI, PDSI, SPI и SPEI – исследователи выявили, что количественные критерии показывают разные уровни изменений из-за учета различных климатических факторов. Выявлено, что индексы более тесно коррелируют с осадками, чем с температурой, причем весной корреляция ниже, чем летом. Работа подчеркивает важные климатические изменения в Казахстане и актуальность адаптации к изменяющимся условиям, особенно в засушливых регионах, таких как Актобе, где наблюдается наибольшее ухудшение климатической обстановки.

Другой доклад тех же авторов «Пространственно-временная изменчивость условий термического комфорта на территории Республики Казахстан» охватывает исследование термических условий в 13 городах, включая Алматы, Астана и Шымкент. В исследовании использовались индекс физической эквивалентной температуры (PET) и метод WCI, учитывающий приземную температуру и скорость ветра. Авторы обнаружили сильное термическое воздействие в теплый сезон, особенно в южных городах, где максимальные значения PET превышают 35 °C, в то время как на севере, в Кокшетау и Костаная, термическое воздействие остается умеренным, что делает эти регионы наиболее комфортными для проживания. Авторы акцентируют внимание на изменениях температуры и увеличении количества дней с экстремальной жарой, что требует дальнейшего изучения и адаптации к новым климатическим реалиям.

Ксения Анатольевна Сумерова из Гидрометцентра России в соавторстве с заведующим отделом долгосрочных прогнозов погоды Гидрометцентра России Владимиром Анатольевичем Тищенко представила обзор по основным особенностям атмосферной циркуляции за летний сезон 2024 г. Результаты мониторинга показали, что летний сезон 2024 г. характеризовался интенсивным циркумполярным антициклоном в стратосфере, деформированным и ослабленным полярным циклоном и формированием блокирующих процессов над Европой и ЕТР в августе в средней тропосфере. Большая часть Северной Евразии испытывала аномально высокие

температуры, за исключением северо-востока России. Прошедший летний сезон стал очередным рекордно теплым в Северном полушарии. Арктический морской лед достиг рекордно минимальной протяженности 11 сентября, на три дня раньше, чем в среднем. Распределение температуры поверхности океана в экваториальной части Тихого океана соответствовало нейтральной фазе Эль-Ниньо. Другое сообщение К.А. Сумеровой под названием «Бюллетень сезонных метеорологических прогнозов зимой 2024–2025 гг.», подготовленное совместно с И.А. Куликовой, было посвящено анализу ожидаемых циркуляционных условий в Северном полушарии. Были доложены основные выводы по прогнозам на зиму 2024/2025 гг. ведущих мировых центров. Согласно оценкам большинства мировых климатических моделей, зимний сезон 2024/2025 гг. ожидается теплее обычного на большей части территории Северной Евразии. С меньшей вероятностью – на юге Российской Федерации и в Центральной Азии, что может указывать на периоды возможных холодных вторжений в эти регионы. Прогнозы осадков большинства центров содержат сигналы, связанные с преобладанием режима увлажнения на большей части территории Северной Евразии. Засушливые условия прогнозируются на юге Европы, центральных районов Казахстана, в Узбекистане, Туркменистане и Таджикистане.

Рашид Рахимович Давлятов из Гидрометслужбы Таджикистана в своем докладе рассмотрел историю и текущее состояние ледника Федченко. Этот ледник, впервые задокументированный в конце 19 века, имеет длину 77 км, площадь 156 км² и объем 144 км³. Исследования показывают, что движение льда, его сползание в центральной части замедлилось из-за мощнейшего левостороннего «удара» пульсирующих 30 ледников в бассейне ледника Бивачного, при этом значительных разломов и повреждения водных каналов в «теле» ледника Федченко зафиксировано не было. Третья Памирская экспедиция «HEIGE» UNESCO (2015–2020 гг.) прошла под руководством профессора В.Б. Айзен. Группа учёных исследовала ледник на высотах 4000–5200 метров, провела зондирование толщины льда и отбор образцов снега и льда для химического анализа. Одновременно на высоте 5000 метров была установлена автоматическая станция, которая в первый год своей работы зарегистрировала температурные колебания от +10,2 °С до –36,7 °С. В рамках проведенных исследований отмечалось, что на леднике Федченко происходят аномальные явления, которые показали увеличение ледовой массы и в тоже время уменьшение водного стока реки Сельдара. В 2019 году издательство «LAMBERT Academic Publishing» выпустила книгу «Жемчужина Таджикистана – ледник Федченко», которую затем напечатали в Италии, Франции, Испании, Германии, России, Японии. Одновременно был выпущен одноименный научный фильм «Ледник Федченко» продолжительностью 42-минуты, который представлен на канале YouTube.

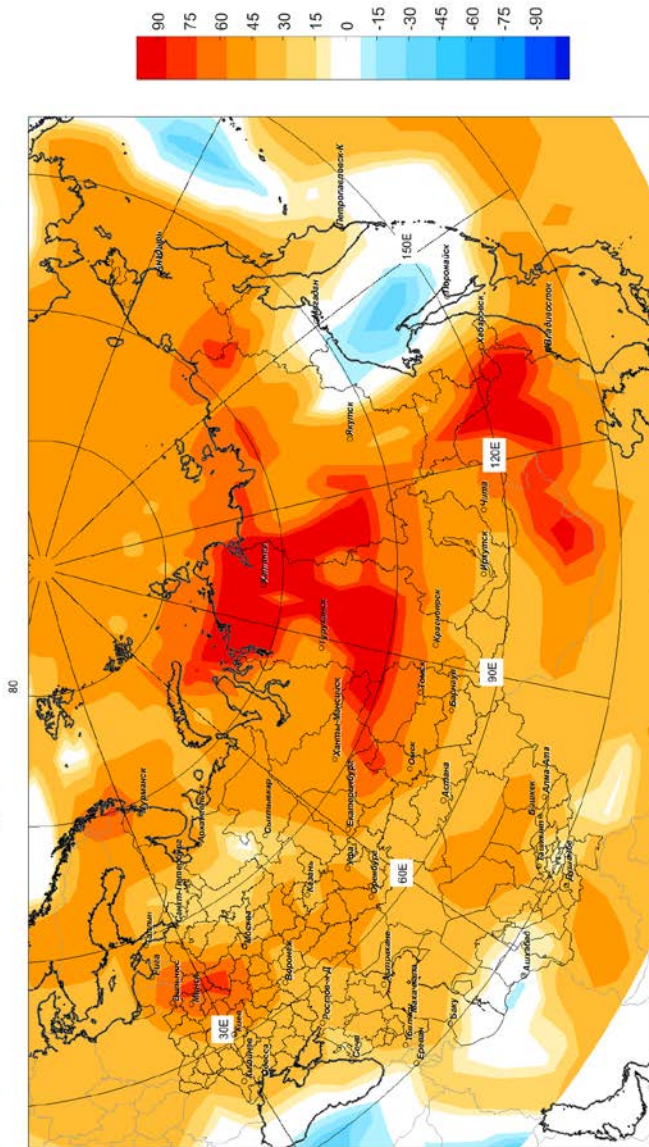
Первая секция мероприятия была дополнена сообщениями НГМС: Жулдыз Кылышбековны Исабековой (РПГ Казгидромет) «Климатический мониторинг за летний сезон 2024 г. и обзор прогнозов на зимний сезон 2024/2025 гг. для территории Казахстана» и Веры Асанкановны Кокуловой (Кыргызгидромет) «Климатический мониторинг за летний сезон 2024 г. и обзор прогнозов на зимний сезон 2024/2025 гг. для территории Кыргызстана». По сведениям Ж.К. Исабековой, на территории Казахстана консенсусный прогноз с вероятностью 75–90 % воспроизвел очаги положительных аномалий температур в юго-западных, южных и юго-восточных регионах. В остальных областях, где прогнозировалась температура выше нормы, по факту оказалась около нормы. Прогноз по осадкам оказался успешным только на крайнем юго-востоке и севере страны, в то время как в большинстве регионов, где ожидался дефицит осадков, их выпало больше нормы. Согласно прогнозам Казгидромета, температура воздуха зимой 2024/2025 гг. на большей части Казахстана ожидается около климатической нормы; выше нормы – на западе страны. Количество осадков зимой 2024/2025 гг. ожидается больше нормы на севере, востоке, на большей части Карагандинской области, юго-востоке страны; около нормы – на западе, северо-западе, в центре и на юге республики; меньше нормы – на юго-западе страны.

По сведениям В.А. Кокуловой, климатический мониторинг летнего периода 2024 г. в Кыргызстане демонстрирует значительные отклонения температур от средних многолетних значений. В большинстве случаев наблюдается явная тенденция к повышению температур, что подтверждается данными различных метеорологических станций. Например, на станциях Жаны-Жер и Токмок зафиксированы аномально высокие положительные значения температуры воздуха, тогда как в Исфане и Нарыне отмечены более умеренные отклонения. Многие станции зарегистрировали аномально низкие уровни осадков в июне и июле 2024 г., с незначительным увеличением в августе. Уровень осадков за сезон в целом оставался ниже средних многолетних значений, что привело к серьезным последствиям для сельского хозяйства и водоснабжения. Сравнение полученных данных с консенсусным прогнозом (модели ПЛАВ, ГГО и ИВМ) показывает, что наблюдаемые аномалии соответствуют ожидаемым климатическим изменениям. Прогнозы на ближайшие месяцы также указывают на продолжение тенденции к повышению температур, что подчеркивает необходимость разработки адаптационных мер на уровне государства и общества. Важно отметить, что общий уровень осадков по прогнозам СЕАКЦ продолжает оставаться ниже многолетних средних значений.

В завершение первой секции В.А. Тищенко (Гидрометцентр России) представил проект консенсусного прогноза аномалий температуры воздуха и осадков на зиму 2004/2025 гг. (рис. 2, 3). По общему согласию участников СЕАКОФ-27, прогноз температурно-влажностного режима был составлен на основе данных трех российских моделей ПЛАВ, ГГО и INM-CM6

с равными весовыми коэффициентами. По заключению участников, летний сезон 2024 г. на большей части территории Северной Евразии ожидается теплее нормы (рис. 2). Очаги с положительными аномалиями с высокой вероятностью (75–90 %) прогнозируются в Красноярском крае, на юго-востоке Ханты-Мансийского автономного округа, севере Томской области, западе и северо-западе Якутии и Амурской области. Теплым зимний сезон прогнозируется с вероятностью 60–75 % в Беларуси, Омской и Новосибирской областях, юге Томской области, севере Иркутской области, на севере и северо-востоке Якутии. Неопределенность в прогнозе присутствует на юго-востоке Архангельской области, в Туркмении, на юге Магаданской области и севере Хабаровского края. Вероятность теплого сезона на ЕТР выше в Поволжье, в Центральной Азии – на юге Казахстана и севере Киргизии. Избыток осадков ожидается в Беларуси, на востоке Кольского полуострова, в западной части севера и центра ЕТР, на северо-западе Красноярского края, северо-востоке Якутии, в центре Хабаровского края, Магаданской области (вероятность 30–60 %). С вероятностью 60–75 % осадков выше нормы выпадет на Камчатском полуострове.

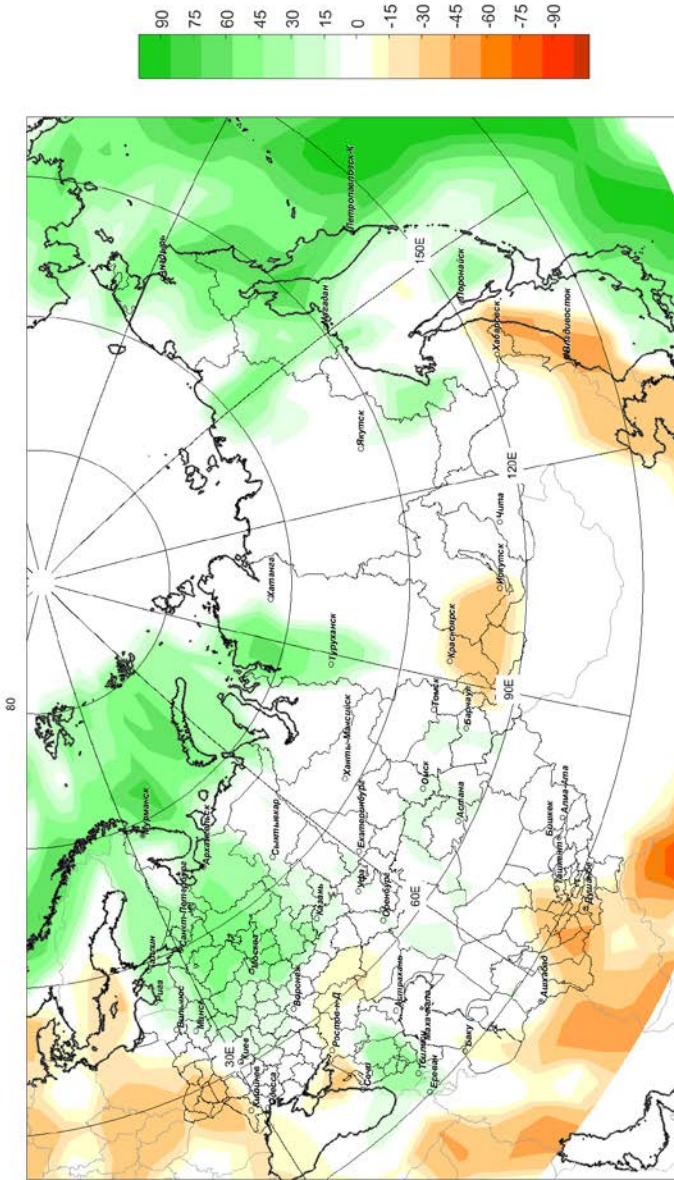
Вторая часть рабочей программы проходила под эгидой семинара Экономической и социальной комиссии для Азии и Тихого океана ООН (ЭСКАТО), специальный проект которой «Укрепление знаний и возможностей для повышения устойчивости к медленно развивающимся катастрофам в Центральной Азии» («Enhancing knowledge and capacity to build resilience to slow-onset disasters in Central Asia») направлен на минимизацию рисков различных областей экономики от стихийных бедствий [9]. В ходе сессии представители ЭСКАТО – директор регионального офиса Санджей Шристава и Елена Анатольевна Пронина представили прогноз вероятного воздействия климатических аномалий на сельское хозяйство и водные ресурсы зимой 2024/2025 гг. для региона Северной Евразии, включая регион Центральной Азии (Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан), и потенциал полученных прогностических данных для создания систем раннего предупреждения о медленно развивающихся бедствиях. Подход ЭСКАТО к прогнозированию возможных воздействий соответствует задачам Глобальной рамочной основы для климатического обслуживания. Концепция прогнозирования воздействия ЭСКАТО, опирающаяся на сезонные прогностические данные, была представлена на нескольких ключевых мероприятиях: Южно-Азиатском климатическом форуме (SASCOF), Форуме АСЕАН по климатическим перспективам (ASEANCOF), Форуме по региональному мониторингу и оценкам климата для Азии (FOCRAP) и Северо-Евразийском климатическом форуме (NEACOF). Кроме того, концепция и примеры прогнозирования воздействия, основанные на наблюдаемых и прогнозируемых траекториях тропических циклонов, активно обсуждались на заседаниях Комитета по тайфунам и Группы по тропическим циклонам.



2M temperature forecast. DJF 2024 (Mgo Hmc Inm Composite Probabilities)

Рис. 2. Карта консенсусного прогноза среднесезонной аномалии температуры воздуха на зиму 2024/2025 гг. в вероятностной форме, рассчитанного на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ). Положительные аномалии обозначены красным, а отрицательные – синим цветом, насыщенность цвета соответствует вероятности аномалии.

Fig. 2. A consensus forecast map of the average seasonal air temperature anomaly for the 2024/2025 winter season in probabilistic form, calculated on the base of interpretation of three Russian models data (SL-AV, MGO, INM). Positive anomalies are indicated in red and negative ones in blue, the color saturation corresponds to the probability of an anomaly.



Precipitation forecast. DJF 2024 (Mgo Hmc Inm Composite Probabilities)

Рис. 3. Карта консенсусного прогноза среднесезонной аномалии осадков на зиму 2024/2025 гг. в вероятностной форме, рассчитанного на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАН, ГГО, ИВМ). Положительные аномалии обозначены зеленым, а отрицательные – красным цветом, насыщенность цвета соответствует вероятности аномалии.

Fig. 3. A consensus forecast map of the average seasonal precipitation anomaly for the 2024/2025 winter season in probabilistic form, calculated on the base of interpretation of three Russian models data (SL-AV, MGO, INM). Positive anomalies are indicated in red and negative ones in blue, the color saturation corresponds to the probability of an anomaly.

В докладе Оксаны Николаевны Липка из ИГКЭ Росгидромета обсуждались вопросы климатообусловленных рисков для природных и антропогенных систем, а также долгосрочные тенденции климатических изменений. Авторами выделены 21 категория опасных гидрометеорологических явлений, для каждого из которых определены два уровня пороговых значений. Первый порог отмечает момент, когда явление становится «опасным» и наносит существенный ущерб, в то время как второй порог указывает на катастрофические последствия. В качестве информационной базы использовались данные о температуре и осадках с учетом наблюдений и прогнозов по методологии СМIP6, а также данные о годовом балансе массы и стоке ледников, уровне водного дефицита, индексах сухости и структуре почвенного покрова.

В представленной презентации ЭСКАТО ООН, подготовленной Шашватом Ави и Еленой Прониной, в рамках экспериментальной версии продемонстрированы методы автоматизации прогнозирования на основе данных СЕАКОФ-27. ЭСКАТО разработала новый инструмент автоматизации прогнозирования, использующий методы анализа воздействия, и модуль электронного обучения для применения географических информационных систем с открытым исходным кодом (подробнее: <https://trp.unescap.org/> и <https://trp.unescap.org/trainings/module-1>). Проект ЭСКАТО реализуется в тесном сотрудничестве с СЕАКЦ и ИГКЭ.

Прогнозы СЕАКОФ по осадкам и температуре на июнь-сентябрь 2024 г. и декабрь-февраль 2025 г. уже интегрированы в инструмент автоматизации (рис. 4).

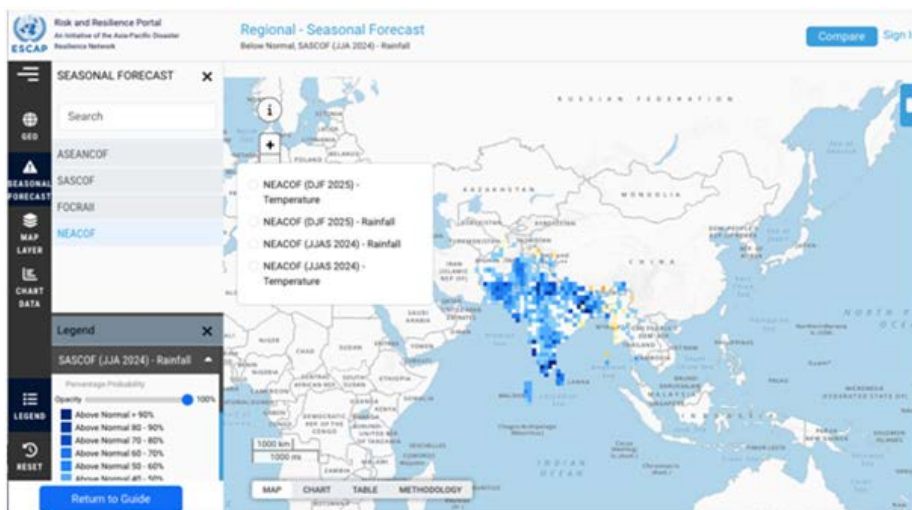


Рис. 4. Прогнозы СЕАКОФ в инструменте автоматизации прогнозирования на основе воздействия ЭСКАТО.

Fig. 4. NEACOF forecasts in the ESCAP impact-based forecasting automation tool.

На основе консенсусного прогноза СЕАКОФ-27 был представлен экспериментальный прогноз ожидаемых воздействий для населения, сельского хозяйства, энергетики и водных ресурсов с использованием методов анализа воздействия, разработанных ЭСКАТО (рис. 5).

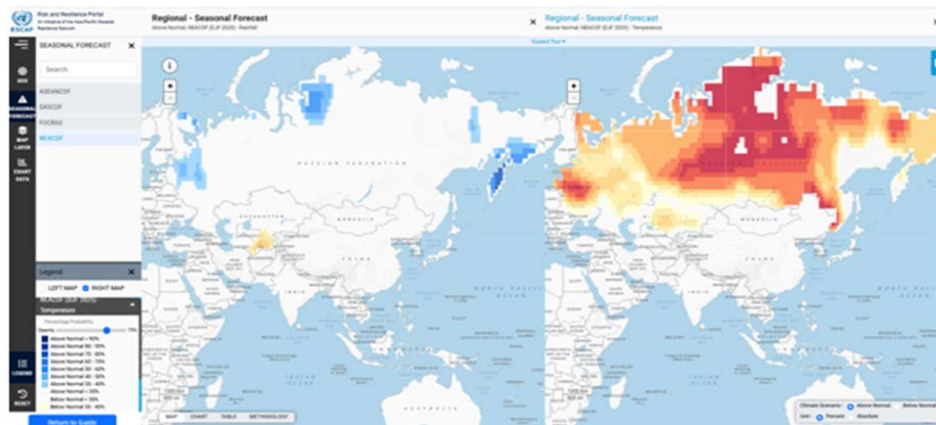


Рис. 5. Прогноз СЕАКОФ-27 в инструменте автоматизации прогнозирования на основе воздействия ЭСКАТО.

Fig. 5. NEACOF-27 forecast in the ESCAP impact-based forecasting automation tool.

Прогнозирование на основе воздействия можно дополнительно откалибровать с учетом различных типов опасностей, географического охвата и специфики секторов и подгрупп населения. Например, можно проанализировать влияние осадков ниже нормы на производство пшеницы в период с декабря по февраль 2025 года (рис. 6).

Этот анализ также может включать индикаторы из разных секторов, такие как количество и доступность медицинских учреждений, состояние сельского хозяйства, засоленность почвы, мощность гидроэлектростанций, а также наличие или отсутствие питьевой воды. Каждому индикатору можно присвоить количественный показатель, создавая таким образом индекс оценки риска (рис. 7).

Такое прогнозирование позволяет заблаговременно предупреждать о возможных последствиях климатических изменений, принимать упреждающие меры и значительно улучшать реакцию на погодные и климатические кризисы. Получив необходимые данные перед началом сезона, принимающие решения лица могут организовать соответствующую подготовку.

В конце семинара проведена дискуссия с участием представителей ЭСКАТО, СЕАКЦ и НГМС по развитию регионального сотрудничества в

области снижения риска бедствий, адаптации к изменению климата, усиления реагирования на крупномасштабные и трансграничные чрезвычайные ситуации в Центральной Азии.

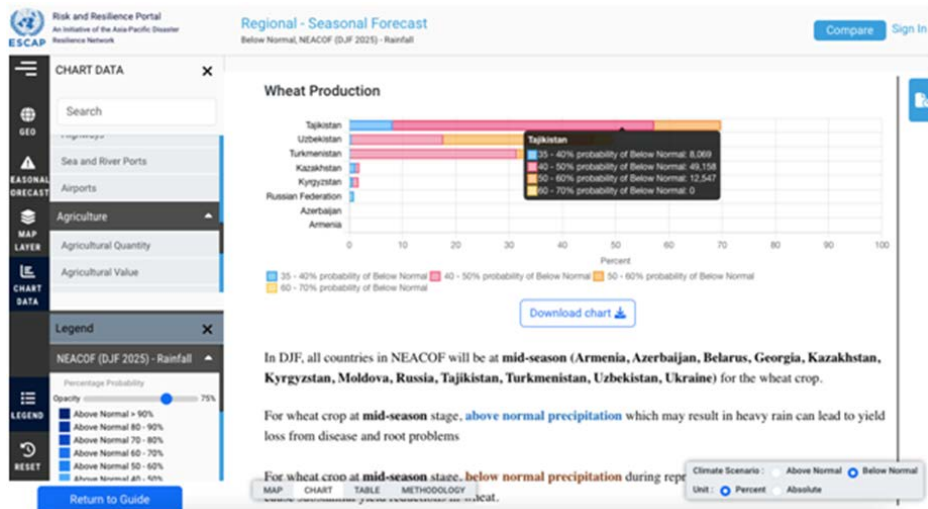


Рис. 6. Возможное воздействие осадков ниже нормы на производство пшеницы для периода с декабря по февраль 2025 г. на основе СЕАКОФ-27.

Fig. 6. Possible impact of below-normal precipitation on wheat production for the period from December to February 2025 based on NEACOF-27.



Рис. 7. Предлагаемый индекс риска для оценки воздействия на население (пример).

Fig. 7. Proposed risk index for population impact assessment (example).

Заключительные слова В.М. Хан и Н.Н. Помощникова были посвящены обсуждению новых возможностей и перспектив развития совместных исследований.

Заключение

СЕАКОФ-27 стал важной платформой для обмена знаниями и опытом в сфере климатических исследований, сезонного прогнозирования и адаптации к изменениям климата. Участники обсудили важные вопросы сокращения рисков от стихийных бедствий и дальнейших шагов в исследованиях, что подчеркивает значимость таких мероприятий для регионального сотрудничества. Во время подготовки и проведения СЕАКОФ-27 как параллельной секции в рамках VIII Всероссийского объединенного метеорологического и гидрологического съезда российские специалисты, ответственные за организацию и проведение мероприятия, успешно выполнили все поручения согласно техническому заданию, обеспечив высокий уровень подготовки.

Благодаря совместным усилиям экспертов метеослужб стран СНГ, научно-исследовательских организаций и заинтересованных пользователей был разработан консенсусный прогноз температурно-влажностного режима по территории Северной Евразии на предстоящую зиму 2024/2025 гг. На базе консенсусного прогноза СЕАКОФ-27 была представлена экспериментальная оценка вероятного воздействия климатических аномалий на различные сферы экономики, с особым акцентом на Центральную Азию. Оценка включает в себя анализ возможных последствий для разных секторов и инфраструктуры. Специалисты ожидают, что изменения в климатических условиях могут оказать серьезное воздействие на продовольственную безопасность, потребление воды и устойчивость энергетических систем, что требует разработки соответствующих стратегий адаптации и управления рисками для минимизации негативных последствий.

Список литературы

1. Емелина С.В., Хан В.М. Перспективы развития специализированного климатического прогнозирования в СЕАКЦ // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 1 (379). С. 101-111.
2. Куликова И.А., Вильфанд Р.М., Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Емелина С.В., Каверина Е.С., Набокова Е.В., Субботин А.В., Сумерова К.А., Толстых М.А. Климатические прогнозы. Часть I. Современное состояние и перспективы развития // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 5-20.
3. Куликова И.А., Вильфанд Р.М., Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Емелина С.В., Каверина Е.С., Набокова Е.В., Субботин А.В., Сумерова К.А., Толстых М.А. Климатические прогнозы. Часть II. Вероятностные подходы // Метеорология и гидрология. 2024. № 8. С. 5-19.
4. Хан В.М. Деятельность Северо-Евразийского климатического центра (СЕАКЦ) и Северо-Евразийского климатического форума (СЕАКОФ) в международной структуре ВМО по улучшению климатического обслуживания // Труды Гидрометцентра России. 2015. Вып. 358. С. 5-12.

5. Хан В.М. Концепция региональных климатических форумов ВМО и вклад Северо-Евразийских климатических форумов в ее реализацию // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 366. С. 5-13.

6. Хан В.М., Вильфанд Р.М., Тищенко В.А., Каверина Е.С., Сумерова К.А., Куликова И.А., Круглова Е.Н. О результатах восемнадцатой сессии Северо-Евразийского климатического форума (СЕАКОФ-18) // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 2 (376). С. 141-152.

7. Хан В.М., Вильфанд Р.М., Емелина С.В., Каверина Е.С., Круглова Е.Н., Куликова И.А., Набокова Е.В., Субботин А.В., Сумерова К.А., Тищенко В.А. Основные особенности атмосферной циркуляции в северной Евразии летом 2022 г. по контрольным и прогностическим данным Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 1 (387). С. 161-171. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-1-161-171>.

8. ESCAP & WMO. Manual for Operationalizing Impact-based Forecasting and Warning Services (IBFWS). 2021. 81 p.

9. Pronina E., Hong S., Shrivastava S. Impact-based Forecasting for Disaster Risk Reduction. 2024. – P. 25-34. –Пронина Е., Хонг С., Шривастава С. Прогнозирование на основе воздействия для снижения риска бедствий // Теория и практика повышения устойчивости урбанизированных территорий в чрезвычайных ситуациях: Сборник материалов международного круглого стола (в рамках проведения XV Международного салона средств обеспечения безопасности "Комплексная безопасность-2024"), Конгрессно-выставочный центр "Патриот", г. Кубинка, Московская обл., 30 мая 2024 года. – Москва: Всероссийский научно-исследовательский институт по проблемам гражданской обороны и чрезвычайных ситуаций МЧС России, 2024. С. 14-24. EDN GNFCMP.

References

1. Emelina S.V., Khan V. M. Prospects for the development of specialized climate forecasting in NEACC. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2021, vol. 379, no. 1, pp. 101-111 [in Russ.].

2. Kulikova I.A., Vilfand R.M., Khan V.M., Tishchenko V.A., Emelina S.V., Kaverina E.S., Nabokova E.V., Subbotin A.V., Sumerova K.A., Tolstykh M. A. Climate Forecasts. Part I: Current Status and Development Prospects. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 563-575. DOI: 10.3103/S106837392407001X.

3. Kulikova I.A., Vilfand R.M., Khan V.M., Kруглова E.N., Tishchenko V.A., Emelina S.V., Kaverina E.S., Nabokova E.V., Subbotin A.V., Sumerova K.A., Tolstykh M.A. (2024). Climate Forecasts. Part II: Probabilistic Approaches. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 2024, vol. 8, pp. 5-19 [in Russ.].

4. Khan V.M. The activities of the North Eurasian Climate Center (NEACC) and the North Eurasia Climate Forum (NEACOF) in the international structure of the WMO to improve climate services. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia], 2015, vol. 358, pp. 5-12 [in Russ.].

5. Khan V.M. The concept of the WMO Regional Climate Forums and the contribution of the North Eurasia Climate Forums to its implementation. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia], 2017, vol. 366, pp. 5-13 [in Russ.].

6. Khan V.M., Vilfand R.M., Tishchenko V.A., Kaverina E.S., Sumerova K.A., Kulikova I.A., Kруглова E.N. On the results of the eighteenth session of the North Eurasian Climate Forum (NEACOF-18). *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2020, vol. 376, pp. 141-152 [in Russ.].

7. Khan V.M., Vilfand R.M., Emelina S.V., Kaverina E.S., Kруглова E.N., Kulikova I.A., Nabokova E.V., Subbotin A.V., Sumerova K.A., Tishchenko V.A. The main features of atmospheric circulation in North Eurasia in the summer of 2022 according to control and prognostic data. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2023, vol. 387, no. 1, pp. 161-171 [in Russ.]. DOI: 10.37162/2618-9631-2023-1-161-171.

8. ESCAP & WMO, Manual for Operationalizing Impact-based Forecasting and Warning Services (IBFWS), 2021, 81 p.

9. Pronina E., Hong S., Shrivastava S. Prognozirovanie na osnove vozdeystviya dlya snizheniya riska bedstviy [Impact-Based Forecasting for Disaster Risk Reduction]. Teoriya i praktika povysheniya ustoychivosti urbanizirovannykh territoriy v chrezvychaynykh situatsiyah: Sbornik materialov mezhdunarodnogo kruglogo stola (v ramkah provedeniya XV Mezhdunarodnogo salona sredstv obespecheniya bezopasnosti "Kompleksnaya bezopasnost'-2024"), Kongressno-vystavochnyy centr "Patriot", g. Kubinka, Moskovskaya obl., 30 maya 2024 goda. – Moskva: Vse-rossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut po problemam grazhdanskoj oborony i chrezvychaynykh situatsiy MCHS Rossii, 2024, pp. 25-34, EDN BORDNH [in Russ.].

*Поступила 18.11.2024; одобрена после рецензирования 02.12.2024;
принята в печать 10.12.2024.*

*Submitted 18.11.2024; approved after reviewing 02.12.2024;
accepted for publication 10.12.2024.*

Гидрометеорологические исследования и прогнозы

№ 4 (394)

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Д.Я. Прессмана

Издатель: ФГБУ «Гидрометцентр России»
Адрес: 123376, Москва, Большой Предтеченский переулок, д. 13, стр. 1
Телефон: (499) 252-34-48
e-mail: hmc@mecom.ru
www.meteoinfo.ru

Подписано в печать 10.12.2024. Формат 70×100/16
Печать офсетная. Печ. л. 11. Тираж 150 экз. Заказ № 1650
Отпечатано в типографии
ООО «Типография АМА-ПРЕСС»
107392, г. Москва, Зельев пер., дом 3

Подписной индекс журнала по каталогу АО «Почта России» – ПП976



ФГБУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации»

№ 4 (394) 2024

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ