

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»

№ 3 (401)

Под редакцией
д-ра геогр. наук А.А. Васильева

**HYDROMETEOROLOGICAL
RESEARCH and FORECASTING**

No. 3 (401)

Москва
2026

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.

В сборнике представлены результаты теоретических и эмпирических исследований по актуальным проблемам метеорологии: верификация и глобальный анализ численных прогнозов количества осадков; характеристика струйных течений в Южном полушарии; идентификация с помощью моделей машинного обучения неблагоприятных для рассеивания загрязняющих веществ метеорологических условий; восстановление векторов ветра по данным канала видимого диапазона прибора МСУ-ГС/ВЭ космического аппарата серии «Арктика-М»; анализ пространственной структуры Сибирского антициклона; характеристики турбулентности атмосферы в Перми; оценка внутренней структуры тропосферных волн над тропическими акваториями Атлантики. В разделе агрометеорологических прогнозов представлен метод подекадной оценки вклада агрометеорологических условий в ожидаемую продуктивность озимых зерновых культур.

Все работы содержат важные научные и практические результаты, которые можно использовать в современных методах гидрометеорологического прогнозирования. Сборник интересен как для специалистов, так и для широкого круга лиц, изучающих гидрометеорологию.

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

Реснянский 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 Hydrometcenter of Russia» established in 1947.

The issue presents the results of theoretical and empirical studies on the relevant problems of meteorology: verification and global analysis of numerical precipitation forecasts; characterization of jet streams in the Southern Hemisphere; identification of adverse meteorological conditions for pollutant dispersion using machine learning models; retrieval of wind vectors from the Arktika-M MSU-GS/VE satellite instrument visible channel data; analysis of the spatial structure of the Siberian High; characteristics of atmospheric turbulence in Perm; assessment of the internal structure of tropospheric waves over the tropical Atlantic. The section of agrometeorological forecasting presents a method for 10-day assessment of the contribution of agrometeorological conditions to the expected productivity of winter grain crops.

All papers contain important scientific and practical results that can be used in modern methods of hydrometeorological forecasting. The issue is interesting both for specialists and for a wide range of people studying hydrometeorology.

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

EDITORIAL BOARD:

Vasiliev A.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter 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, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

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

Nesterov E.S., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter 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, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

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

Simonov Yu.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

Strashnaya A.I., PhD in Geography, Hydrometcenter 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, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

Khristoforov A. V., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

Shakina N.P., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometcenter 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

Диагностическая объектно-ориентированная верификация сверхкраткосрочных численных прогнозов осадков. Часть 1: методология и расчетные алгоритмы с приложением к размеру объектов 6	Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Бундель А.Ю., Смирнов А.В., Блинов Д.В.
Глобальный анализ количества осадков по данным модели атмосферы ПЛАВ10 и данным синоптических наблюдений 41	Заринов Р.Б.
Характеристики струйных течений в Южном полушарии по данным реанализа ERA5 за период 2001–2025 гг. 63	Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н., Комасько Н.И., Завьялова А.А.
Идентификация с помощью моделей машинного обучения неблагоприятных для рассеивания загрязняющих веществ метеорологических условий 82	Татаринovich Е.В., Борисов Д.В., Кузнецова И.Н.
Восстановление векторов ветра по данным канала видимого диапазона прибора МСУ-ГС/ВЭ космического аппарата серии «Арктика-М» 99	Блощинский В.Д., Филей А.А., Шамилова Ю.А.
Методика и результаты анализа пространственной структуры Сибирского антициклона 114	Сумерова К.А.
Характеристики атмосферной турбулентности по данным аэрологической станции Пермь..... 133	Федурин Е.Ю., Калинин Н.А.
Оценка внутренней структуры тропосферных волн над тропическими акваториями Атлантики по данным реанализа 154	Мартинез Э.Н., Балакин В.С., Шипко Ю.В., Колычев О.В., Семенов М.Е.

Агрометеорологические прогнозы

Метод подекадной оценки вклада агрометеорологических условий в ожидаемую продуктивность озимых зерновых культур на основе спутниковой и наземной информации 167	Клещенко А.Д., Савицкая О.В.
---	------------------------------

CONTENTS

Meteorological forecasts, mathematical modeling

Diagnostic object-oriented verification of very short-range mesoscale precipitation forecasts. Part 1: Methodology and computational algorithms with application to object size	6
<i>Muravev A.V., Kiktev D.B., Bundel A.Yu., Smirnov A.V., Blinov D.V.</i>	
Global analysis of precipitation based on SL-AV10 atmospheric model data and synoptic observations	41
<i>Zaripov R.B.</i>	
Characteristics of the Southern Hemisphere jet streams based on ERA5 data for 2001–2025	63
<i>Ivanova A.R., Skriptunova E.N., Komasko N.I., Zavyalova A.A.</i>	
Identification of adverse meteorological conditions for pollutant dispersion using machine learning models	82
<i>Tatarinovich E.V., Borisov D.V., Kuznetsova I.N.</i>	
Retrieval of wind vectors from the Arktika-M MSU-GS/VE visible channel data	99
<i>Bloshchinskiy V.D., Filei A.A., Shamilova Yu.A.</i>	
Methods and Results of the Analysis of the Spatial Structure of the Siberian High	114
<i>Sumerova K.A.</i>	
Characteristics of Atmospheric Turbulence According to the Perm Rawinsonde Station Data	133
<i>Fedurin Ye.Yu., Kalinin N.A.</i>	
Estimation of the internal structure of tropospheric waves over the tropical Atlantic according to reanalysis data	154
<i>Martinez E.N., Balakin V.S., Shipko Yu.V., Kolychev O.V., Semenov M.E.</i>	

Agrometeorological forecasts

Method for ten-day assessment of the contribution of agrometeorological conditions to expected winter grain crop productivity based on satellite and ground-based information	167
<i>Kleshchenko A.D., Savitskaya O.V.</i>	

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-6-40>

УДК 551.509.5: 551.509.324.2+551.509.313+551.508.85

Диагностическая объектно-ориентированная верификация сверхкраткосрочных численных прогнозов осадков.

Часть 1: методология и расчетные алгоритмы с приложением к размеру объектов

***А.В. Муравьев, Д.Б. Киктев, А.Ю. Бундель,
А.В. Смирнов, Д.В. Блинов***

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
muravev2003@mail.ru*

Описываются методы объектно-ориентированной верификации, использованные для оценки сверхкраткосрочных мезомасштабных прогнозов полей осадков на основе модели Гидрометцентра России COSMO-Ru2Bu в период май-сентябрь 2025 г. на Европейской территории России. В качестве контрольных полей используются первые композиты системы наукастинга осадков ruSTEPS, построенные по данным сети ДМРЛ-С на той же территории. Упоминаются ранее полученные точечные и пространственные оценки качества прогнозов в сравнении с данными метеостанций.

Приводятся принятые в верификации определения "объекта", "атрибутов первой категории", "атрибутов второй категории" и их примеры. Обсуждаются расчетные алгоритмы использованных математических пакетов. Дается описание важных статистических особенностей порядковых величин и выборочных квантилей, включая их асимптотические свойства, и приводится пример приложения теории к важнейшему атрибуту объекта – размеру.

Диагностическая верификация прогнозов объектов для определенной заблаговременности состоит из двух этапов. На первом этапе перекрестно сопоставляются индивидуальные атрибуты *всех* объектов в парах синхронизированных полей "прогноз - наблюдение" и строится *полная* матрица значений соответствующей метрики качества. На втором этапе, вместо сложной процедуры "спаривания" объектов, производятся следующие операции. А именно, из каждой полной матрицы выделяется "лучшие из имеющихся" значения в количестве, равном наименьшему количеству объектов в каком-либо из синхронизированных полей, и эти значения, собранные по всему периоду эксперимента, представляются в виде децилей распределения. Объектно-ориентированная диагностика модели и, в частности, ее системы усвоения радиолокационной информации заключается в интерпретации таблиц этих квантилей по всем срокам заблаговременности.

Ключевые слова: объектно-ориентированная верификация, порядковые величины и выборочные квантили, диагностика прогностической системы

Diagnostic object-oriented verification of very short-range mesoscale precipitation forecasts. Part 1: Methodology and computational algorithms with application to object size

**A.V. Muravev, D.B. Kiktev, A.Yu. Bundel,
A.V. Smirnov, D.V. Blinov**

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
muravev2003@mail.ru*

The paper describes object-oriented verification methods used to evaluate very short-range mesoscale precipitation field forecasts generated by the COSMO-Ru2By model (Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation) over European Russia for the period of May–September 2025. The reference fields consist of initial composites from the pySTEPS precipitation nowcasting system derived from data provided by the DMRL-C radar network in the same region. Reference is also made to previously obtained point-based and spatial forecast skill scores based on comparisons with weather station data.

Definitions of “object”, “attributes of the first category”, “attributes of the second category” and their examples are given. The calculation algorithms of the used mathematical packages are discussed. A description of important statistical features of order values and sample quantiles is provided, including their asymptotic properties, and the application of the theory to the most important attribute of an object, namely its size, is explored.

Diagnostic verification of object forecasts for a certain lead time consists of two stages. At the first stage, the individual attributes of all objects in “forecast – observation” pairs of synchronized fields are cross-compared, and a complete matrix of values of the corresponding quality metric is constructed. At the second stage, instead of a complex procedure for “pairing” objects, the following operations are performed. Namely, from each complete matrix, “the best available” values are extracted in an amount equal to the smallest number of objects in any of the synchronized fields, and these values collected over the entire period of the experiment are presented as deciles of the distribution. Object-oriented diagnostics of the model and, in particular, its radar information assimilation system presupposes interpreting the tables of these quantiles for all lead times.

Keywords: object-oriented verification, order values and sample quantiles, diagnostics of a forecast system

Введение

В настоящее время наукастинг осадков по Европейской территории России производится в Гидрометцентре России с помощью системы ансамблевого статистического прогноза pySTEPS [46]. Прогнозы интенсивности осадков на 3 часа с 10-минутной дискретностью внутри периода прогноза составляются в форме *композигов* круговых зон обзора сети ДМРЛ-С с обновлением каждые 10 минут. Параллельно для той же территории, в той же дискретности внутри прогностического периода, но со стартами через каждые три часа (начиная с 00:00 ВСВ), выпускаются прогнозы осадков моделью COSMO-Ru2By, оснащенной системой усвоения радиолокационных оценок осадков.

В течение теплого периода 2025 г. (май–сентябрь) был собран архив результатов численного прогнозирования осадков и радиолокационных

композитных полей системы наукастинга. Ранее в [15] было показано, насколько усвоение радиолокационных сумм осадков по оценке как стандартными точечными статистиками с обобщением по областям [14], так и более современными пространственными критериями типа FSS ("оценка по пространственным долям") [47]. Полезное свойство критерия FSS заключается в его связи с квадратичными метриками, с одной стороны, и с частотным (вероятностным) представлением явления внутри пространственных областей – с другой. Анализ зависимости значения этого критерия от пространственного масштаба дает информацию о способности модели поставлять полезный прогноз в определенных масштабах. Однако данный показатель не учитывает наличие областей сплошных осадков ("объектов") и географическое расположение очагов интенсивности. Решить указанную проблему позволяет объектно-ориентированный метод из арсенала "методов пространственной верификации", описанных в зарубежных статьях и монографиях [29, 31, 49], отечественных публикациях [4, 7] и в документации к соответствующим расчетным пакетам, среди которых наиболее популярны системы MET, MODE и SpatialVx [20, 21, 39, 48, 50].

Методы и математические пакеты "объектно-ориентированной" верификации осадков применялись нами начиная с 2017 г. [12], однако специфика настоящей работы состоит в исключении непростой процедуры "спаривания" объектов и в переходе к оценкам качества на основе *полной матрицы* сходства и различия между всеми объектами в каждой паре синхронизированных полей. Оценки обобщаются по интервалу испытаний и по количеству выделенных объектов с помощью *квантилей распределения* по парам синхронизированных полей и по наборам пар объектов.

В данной части статьи большое внимание уделено методам формирования выборок пар синхронизированных полей при условиях на размеры объектов. Рассматриваются три типа выборок – *исходные*, *промежуточные* и *узкие* – и оцениваются их объемы для возможного использования асимптотических распределений выборочных квантилей. Детально рассматривается важнейший атрибут объекта – размер, равный количеству внутренних ячеек с соответствующими значениями интенсивности осадков. Остальные характеристики атрибутов обеих категорий отложены во вторую часть статьи, в которой анализируются графические и табличные результаты проведенных расчетов и формулируются общие и частные выводы диагностической верификации.

Поясним использование термина "диагностика", означающего в широком смысле анализ модели по ее выходной продукции для определения соответствия реальным процессам и выявления проблем в функционировании. В зарубежной литературе выделяются три основных цели верификации прогнозов – административная, научная и экономическая. В соответствии с этим процедура расчетов показателей качества и их интерпретация могут быть конкретизированы как (1) *мониторинг* качества прогнозов и

сравнение прогностических систем, (2) *диагностирование* факторов, влияющих на эффективность прогностических систем, и информирование о полученных результатах, (3) *демонстрация* экономической ценности прогнозов для пользователей [29, ch 1]. Термины "диагностика" и "диагностическая верификация" были предложены ранее в [44, 45] для оценок качества "на основе распределений" в противовес традиционным методам "на основе метрик". В частности, в [44] уточняется, что "диагностический подход на основе распределений фокусируется на фундаментальных характеристиках прогнозов, соответствующих наблюдений и на их взаимосвязи". Это уточнение отражено в названии пакета MODE (Method for Object-based Diagnostic Evaluation) [20, 27]. Очевидно, полученные нами объектно-ориентированные оценки прогнозов являются одновременно диагностикой системы усвоения радиолокационной информации в модели COSMO-Ru2By в этом понимании термина.

1. Исходные данные, унификация форматов и синхронизация полей

Радиолокационный композит представляет собой матрицу размером 2151×1951 , географически размещенную в повернутой эквидистантной расчетной сетке с шагом ячейки 1 км. Расчетная сетка соответствует повернутой сетке координат оперативной модели COSMO-Ru2By. На рис. 1 демонстрируется схематическое расположение кругов обзора в композитном поле. Существенно важно для верификации, что значительная область занята константами отсутствия, отмеченными серым цветом, и общая конфигурация числовой области композита непостоянна (рис. 1а).

Прогностические поля осадков модели COSMO-Ru2By представлены матрицей размером 1400×1200 , которая соответствует эквидистантной расчетной сетке в повернутых координатах с шагом 2.2 км (рис. 1б). Поля осадков аккумулятивные, накапливающиеся на протяжении всего прогностического интервала. Временная дискретность 10 минут при восьми начальных сроках (00, 03, ..., 21 ч); в проведенных экспериментах использованы прогнозы только в интервале между начальными сроками.

Поля обоих источников преобразуются в единый формат со следующими параметрами: расчетная матрица данных имеет размер 904×845 , шаг сетки равен 2.2 км. Прогностические поля "разливаются" по 10-минутным интервалам в единицах интенсивности (мм/ч), т. е. берутся последовательные разности с умножением на 6. Для учета переменной границы числовой области радиолокационного композита каждое синхронизированное с композитом прогностическое поле модели проектируется на область обзора сети ДМРЛ-С заполнением соответствующих ячеек константами отсутствия. Операция проектирования может как уменьшать, так и полностью устранять те объекты синхронизированного прогностического поля, которые оказываются либо частично, либо полностью вне зоны радиолокационного покрытия.

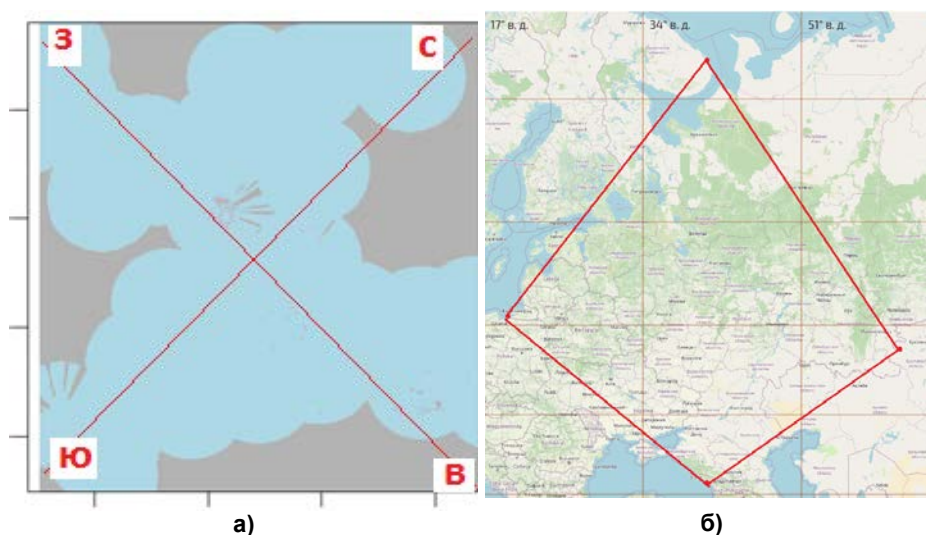


Рис. 1. Круги обзора локаторов сети ДМРЛ-С Росгидромета с радиусом 250 км: выделена область покрытия радиолокационными наблюдениями 1 мая 2025 г. в 11:40 UTC. Лучи в центре – теневые зоны от местников вокруг локатора Внуково. Указаны ориентировочные направления на стороны света соответствующей матрицы данных (а). Расчетная сетка приблизительно соответствует повернутой сетке координат модели COSMO-Ru2By внутри сферического ромба (б); ось X направлена вправо и вниз, ось Y – влево и вниз по сторонам ромба.

Fig. 1. Circular coverage ranges (250 km radius) of the Roshydromet DMRL-C radar network; the area covered by radar observations on May 1, 2025, at 11:40 UTC is highlighted. The rays at the center represent shadow zones caused by local obstacles around the Vnukovo radar. Approximate cardinal directions corresponding to the data matrix are indicated (a). The computational grid roughly corresponds to the rotated coordinate grid of the COSMO-Ru2By model within a spherical rhombus (b); the X-axis points down and to the right, and the Y-axis points down and to the left, along the sides of the rhombus.

Основная особенность полей осадков заключается в обилии нулевых, чрезмерно малых, а также в небольшой доле больших значений интенсивности. Но практически в каждом поле теплого периода года встречаются значения не менее 1 мм/ч. Предварительный анализ показал, что для представления полей осадков разумно использовать квантили уровней выше 80 %, включая последние полпроцента. Порядки 0 и 100 %, формально не входящие в состав квантилей, соответствуют минимальной (всегда 0 мм/ч) и максимальной интенсивности (в композитах – иногда нереальные выбросы). При этом информативными характеристиками полей осадков являются количества точек (ячеек) отдельного поля с константами отсутствия, нулями и значениями интенсивности осадков более 0,01 мм/ч. Константы отсутствия в изобилии населяют радиолокационные композиты, но не предусмотрены в полях численного прогноза. Порог интенсивности 0.01 мм/ч имеет порядок предела погрешности в радиолокации, поэтому

иногда ячейки с меньшей интенсивностью заполняются нулями для удобства расчетов. Доля отсутствующих значений составляет около 20–30 % от общего количества ячеек. Области с "осадками" интенсивности более 0,01 мм/ч занимают иногда десятки тысяч ячеек вплоть до 50 тыс., что эквивалентно квадрату со стороной ~500 км.

Для устранения редких нереальных единичных выбросов в радиолокационных композитах и отчасти наведенных этими выбросами "подозрительных" максимумов в прогностических полях все значения, превышающие интенсивность 100 мм/ч, приравниваются нулю. Эта процедура не влияет на результаты в первую очередь благодаря предварительному пространственному сглаживанию исходных полей и композитов.

2. Сопоставление со стандартной верификацией прогнозов полей осадков

Для сопоставления оценок качества участники Консорциума COSMO используют стандартно небольшое количество показателей, среди которых наиболее употребительны диаграммы в координатах POD, 1-FAR (Success ratio) и критерий FSS [29, 49]. При этом осадки берутся, как правило, в накопленных суммах от одного часа до суток, что обобщает и делает статистически более корректными выводы о достигнутом качестве, но одновременно подавляет важную внутрис часовую информацию, поступающую в 10-минутных циклах с сети радиолокаторов и в той же дискретности присутствующую в прогнозах модели COSMO-Ru2By.

В представленной статье при пространственной верификации прогнозов сохраняется 10-минутная дискретность оперативного наукастинга, однако для статистической устойчивости выводов рассматриваются области сплошных осадков, размеры которых ограничены снизу порогом в 625 ячеек. В [15] пространственная верификация проведена с помощью упомянутых выше показателей в приложении к точкам расчетных сеток и к местам расположения метеостанций, попадающих в круги с радиусами 30 и 50 км. Если не учитывать геометрическую форму выделяемых объектов, имеющих в реальности иногда самый причудливый вид, то можно полагать сопоставимыми площади круга радиуса 30 км (с площадью πR^2) и квадрата со стороной 60 км, который имеет площадь $(2R)^2$ и содержит в сетке с шагом 2.2 км около 27×27 узлов, что вполне сравнимо с квадратом в 625 ячеек ($=25 \times 25$ узлов).

3. Асимптотика порядковых величин и выборочных квантилей

Как известно, анализ выборок большого объема можно провести с помощью асимптотических распределений порядковых статистик. В этой связи перечислим результаты классической теории в приложении к выборочным квантилям. Распределение g -й порядковой статистики $X_{(g)}$, или в более точной записи $X_{g:n}$, полученной из n независимых случайных величин $X_1, \dots, X_n$, распределенных по закону $F(x) = P(X \leq x)$, является

бета-распределением и вычисляется по формуле расчета вероятностей в схеме Бернулли

$$F_{(r)}(x) = \mathbf{P}(X_{(r)} \leq x) = \sum_{i=r}^n C_n^i F^i(x) [1 - F(x)]^{n-i}. \quad (1)$$

Существование асимптотических пределов доказывается обычно для случайной величины $a_n X + b_n$, преобразованной последовательностью чисел $a_n > 0$, b_n , называемых *масштабом* и *положением* соответственно, и при выполнении некоторых условий на $F(x)$ и на плотность распределения $f(x)$.

По определению, отношение g/n является оценкой количества порядковых величин, расположенных левее $X_{g:n}$; если фиксируется вероятность $0 < p < 1$, то номер порядковой величины определяется по формуле $g = [np] + 1$, где квадратные скобки указывают ближайшее, не большее целое число: комбинация порядковых величин и фиксированной вероятности означает переход к квантильному анализу выборки.

Для простоты будем предполагать, что в p -м квантиле $\xi_p = F^{-1}(p)$ теоретическая функция распределения $F(x)$ дважды дифференцируема и ограничена, а плотность распределения $f(\xi_p)$ заключена в строгом интервале $(0, \infty)$. Эмпирическая функция распределения $F_n(\xi_p)$ оценивает долю случайных величин $X_1, \dots, X_n$, не превышающих квантиль ξ_p . Дальнейший ход рассуждений заключается в представлении случайной величины в таком виде, который позволяет оценить математическое ожидание и скорость сходимости исследуемой величины к пределу:

$$X_{g:n} = \xi_p + [F_n(\xi_p) - p] / f(\xi_p) + R_n. \quad (2)$$

Обстоятельно исследованный в последние десятилетия остаток R_n характеризует точность приближения и скорость сходимости $g/n \rightarrow p$ при $n \rightarrow \infty$. Три условия приводят к фундаментально различным результатам [26]:

- (а) $0 < p < 1$, *центральный*, или собственно *квантильный* случай;
- (б) g или $n - g = \text{const}$, *экстремальный* случай;
- (в) $p = 0$ или 1 , а g или $n - g$ являются функциями n , *промежуточный* случай.

Рассмотрим их последовательно с разной детальностью.

В случае *центральных квантилей* с ростом n растет и номер g , сохраняя близость отношения g/n к p . Доказано, что сформулированных выше условий достаточно для асимптотической нормальности случайной величины $X_{g:n}$ и для предела по вероятности $n^{1/2} R_n \rightarrow 0$ при $n \rightarrow \infty$ [8]. Изложим основной результат, который приложим к децилям для атрибутов объектов в нашей статье (часть 2). В середине прошлого века Мостеллер (цит. по [26]) установил асимптотическое совместное распределение набора квантилей для вероятностей $0 < p_1 < \dots < p_k < 1$. Номера квантилей определяются формулой $g_j = [np_j] + 1$; $j = 1, \dots, k$. Здесь достаточны два условия сходимости для k квантилей $X_{g_j:n}$ к теоретическим квантилям ξ_{p_j} при $n \rightarrow \infty$:

$$r_i/n - p_i = o(n^{-1/2}) \text{ и } 0 < f(\xi_{p_i}) < \infty, \quad (3)$$

где "о малое" означает сходимость по вероятности к нулю отношения $o(u)/u$. При этих условиях асимптотическое совместное распределение вектора

$$n^{1/2} \cdot (X_{r_1:n} - \xi_{p_1}), \dots, n^{1/2} \cdot (X_{r_k:n} - \xi_{p_k}) \quad (4)$$

является k -мерным нормальным распределением с нулевым вектором средних и матрицей ковариаций $[p_i(1-p_i)/f(\xi_{p_i})f(\xi_{p_j})]$ (для всех пар $i < j$). Появление ковариаций между квантилями исходно независимых случайных величин объясняется упорядочиванием этих величин.

В случае *экстремумов* номер порядковой величины r либо фиксируется ($r = \text{const}$) и не меняется, либо увеличивается вместе с n , сохраняя дистанцию ($n - r = \text{const}$). При $r = 1$ и $r = n$ приходим к классическим результатам теории экстремальных величин (список пособий и монографий с приложениями в гидрометеорологии имеется в [10]). Существуют разные варианты записей трех типов предельных распределений, включая обобщение в одной формуле, но наиболее часто упоминаются однопараметрические распределения Фреше (G_1) и Вейбулла (G_2) с параметром "экстремальности" α и распределение Гумбеля (G_3):

$$G_1(x; \alpha) = \begin{cases} 0, & x \leq 0, \alpha > 0 \\ \exp(-x^{-\alpha}), & x > 0 \end{cases}, \quad (5)$$

$$G_2(x; \alpha) = \begin{cases} \exp[-(-x)^\alpha], & x \leq 0, \alpha > 0 \\ 1, & x > 0 \end{cases}, \quad (6)$$

$$G_3(x; \alpha) = \exp(-e^{-x}), \quad -\infty < x < \infty. \quad (7)$$

Для остальных случаев ($r > 1$ и $r < n$) в первой половине прошлого века были рассчитаны основные характеристики распределений членов вариационного ряда и описаны необходимые и достаточные условия для сходимости этих распределений к асимптотическим пределам [17]. Три типа предельных законов (законов притяжения G_1 , G_2 и G_3) распространяются на распределения k -х экстремумов $X_{k:n}$ и $X_{n-k+1:n}$, в результате чего полученные распределения охватывают квантили и под номерами 1 и n . Рассмотрим максимальную величину под номером $n-k+1$, которая важна и для наших данных, ограниченных чаще всего снизу. Три искомые предельные распределения величины $X_{n-k+1:n}$ при $n \rightarrow \infty$ объединяются в неполной гамма-функции:

$$G_i^{(k)} = \frac{1}{(k-1)!} \int_{\lambda_i(x)}^{\infty} e^{-t} t^{k-1} dt = G_i(x) \sum_{j=0}^{k-1} \frac{[\lambda_i(x)]^j}{j!}, \quad (8)$$

$$\lambda_i(x) = -\log G_i(x), \quad i = 1, 2, 3.$$

В случае *промежуточных квантилей* возможны самые разнообразные варианты (см., например, [26]). Приведем лишь результат работы [18], в

которой рассматриваются условия $g \rightarrow \infty$ и $g/p \rightarrow 0$ (или $p - g \rightarrow \infty$ и $g/p \rightarrow 1$), необходимые и достаточные для сходимости стандартизованной величины $X_{n-g+1:n}$. Как оказалось, предельными законами являются либо нормальное, либо логнормальное распределение.

4. Объектно-ориентированная верификация: математические пакеты и расчетные алгоритмы

Объектно-ориентированные оценки прогностических моделей являются составной частью пространственной верификации, бурное развитие которой началось в последнем десятилетии прошлого века с появлением моделей ЧПП высокого пространственного разрешения и продолжается до настоящего времени (ссылки на важные и часто цитируемые источники можно найти, например, в [4, 7]).

В Гидрометцентре России различные методы и математические пакеты пространственной верификации применялись в приложениях к мезомасштабным прогнозам полей осадков на Олимпиаде Сочи-2014 [43], при выполнении проектов COSMO [19, 23–25], при развитии системы наукастинга осадков [9, 11, 12]. При подготовке данной статьи были использованы методологические идеи и расчетные функции систем верификации MODE, MET, METplus (комбинация двух предыдущих) и SpatialVx [20, 30, 39–41]. На момент написания статьи последние версии MET (v12.2.1) и METplus (v6.2.1) вышли в феврале 2026 года [33, 48]. Для расчетов в нашей работе использован более компактный математический пакет SpatialVx, созданный первоначально для тестирования алгоритмов MODE [30], но ставший независимой и вполне конкурентоспособной "библиотекой" языка R [39]. Последнее обновление пакета SpatialVx относится к маю 2026 года.

4.1. Идентификация и атрибуты пространственных объектов

Воспользуемся простейшим определением объекта как "области поля, представляющей интерес" [21]. Под "областью поля" в заданной сетке понимается, как правило, набор смежных ячеек сетки, заполненных осадками выше некоторой пороговой интенсивности. С геометрической точки зрения, объект можно определить как односвязную конечную область с границей. В реальном поле осадков сложными элементами выделенного объекта являются и внутреннее распределение осадков (как правило, с "дырками"), и его граница, для описания которой иногда прибегают к понятиям фрактала и Канторова множества. Переход от исходного (реалистичного) поля осадков к набору "объектов" оказывается непростым из-за методологических и алгоритмических трудностей при определении объекта и его параметров (атрибутов), при выборе способов объединения (слияния) с другими объектами. Нетривиальной является задача сопоставления (спаривания) объектов для оценки качества прогнозирования и отслеживания пар объектов во времени и пространстве.

Опишем использованные нами преобразования и расчетные процедуры, добавляя англоязычную терминологию и ссылаясь на доступные источники.

4.2. Преобразование поля в набор объектов

Преобразование исходных сеточных полей в нумерованный набор объектов производится в четыре этапа [21]: (1) свертка (convolution), (2) построение маски сглаженного поля из нулей и единиц с помощью порога интенсивности (thresholding), (3) выделение связных областей с единичными ячейками и их нумерация (splitting), (4) восстановление данных в ячейках выделенных объектов (restoring). На выходе последовательно имеем: (1) сглаженное исходное поле (convolved field), (2) маску сглаженного поля (field mask), (3) нумерованные наборы связных ячеек с единицами (object numbers), (4) простые объекты (simple objects).

После выделения и нумерования простых объектов имеются опции преобразования границ, например, вписыванием объектов в минимальный выпуклый полигон (convex hull, аналог "обертывания резиновой нитью"). Алгоритм спаривания и слияния простых объектов (matching and merging) производится на основе рассчитанных значений пространственных атрибутов объектов.

4.3. Атрибуты объектов

Атрибуты объектов делятся на две категории. К первой категории относятся "индивидуальные" атрибуты, определенные на единственном объекте. Сюда входят разнообразные геометрические и физические характеристики объекта: площадь, координаты центроида, угол наклона главной оси, длина и ширина, кривизна и центр кривизны границы, сложность границы относительно выпуклой оболочки, процентиля интенсивности и т. д.

Ко второй категории относятся характеристики, заданные на наборах объектов (в количестве более одного), при этом объекты могут выбираться как из одного поля, так и из нескольких полей. В случае одного поля речь идет о группировании (кластеризации) объектов по какому-либо количественному признаку, например по геометрической близости. Для оценки качества прогнозов объекты группируются по отдельности в поле прогноза и в поле наблюдения, а сопоставляются (спариваются) уже группированные (кластерные) объекты. Многие атрибуты пар объектов вычисляются с помощью арифметических разностей и отношений атрибутов отдельных объектов. В списке атрибутов второй категории пакетов MET и SpatialVx находятся (1) площади элементарных теоретико-множественных объектов, полученных в результате простейших операций над парами объектов (например, объединения, пересечения, симметрической разности), (2) разнообразные меры расстояния (между центроидами, между выпуклыми оболочками, между границами), (3) отношения (площадей, сложностей, интенсивностей) [40].

Атрибуты *отдельных объектов* интересны сами по себе для характеристики метеорологических явлений и для сравнений прогнозов с наблюдениями на длительных интервалах времени, сравнимых с сезоном и более. Атрибуты *наборов объектов* используются для спаривания прогнозируемых и наблюдаемых объектов друг с другом, а также для слияния объектов внутри синхронизированных полей.

Еще раз уточним: слияние (merging) подразумевает связывание объектов в одном и том же поле, а спаривание (matching) – это связывание объектов в разных полях. Эти два процесса взаимосвязаны и могут производиться поочередно с учетом результатов на предыдущем шаге. Поясним примером. При первом проходе цепочки "поле → объекты" формируется набор "простых объектов". Предположим, простые объекты синхронизированных пар в полях прогноз-наблюдение "спариваются" по **непревышению** порога евклидова расстояния между центроидами и составляется список пар соответствий. Наряду с идеальной ситуацией, когда каждому объекту поля прогноза соответствует единственный объект поля наблюдений и обратно, возможны ситуации, когда некоторые объекты оказываются не спаренными, а некоторые входят в несколько пар. Если **двум** объектам одного поля соответствует **один** объект второго поля, то два объекта одного поля можно слить, если евклидово расстояние между их центроидами удовлетворяет тому же или какому-либо иному пороговому условию. В качестве порога расстояния можно задать сумму квадратов площадей рассматриваемых объектов, что схематически отображает удаление двух квадратов друг от друга на расстояние не дальше суммы их сторон [28]. В МЕТ для спаривания запускается процедура *нечеткой логики* (fuzzy engine), построенная на наборе атрибутов, а внутренние соответствия определяются графом связей [21, 40]. Сформированные объекты верификации называются "кластерными" (cluster) или "слитыми" (merged) [39, 41]. Имеются специфические операции над простыми объектами. Так, перед расчетом "отношения сторон" (aspect ratio) объекты со сложной границей вкладываются в выпуклую фигуру, подгоняемую разными способами, например "резиновой нитью", "вложением в ящик" или "приближением эллипсом".

4.4. Моменты объектов

Атрибуты первого типа рассчитываются с помощью характеристик, которые называются *моментами*, по формальной аналогии со статистическими моментами. Моменты объектов вычисляются двумя способами в зависимости от определения объекта либо как набора смежных единичных ячеек сетки, либо как внутренней части полигона, т. е. замкнутой ломаной линии. Второй случай встречается при выделении внутренней области многоугольника с помощью списка его вершин. Важно иметь в виду, что разница этих двух случаев лишь в вычислении моментов – атрибуты объектов (такие как координаты центроидов и наклон главной оси) рассчитываются одинаково. Приведем соответствующие формулы для более простого первого случая, а второй случай опишем в основном словесно.

Фигуры, составленные из единичных ячеек сетки. Имеется двумерная сетка размером (NX, NY) :

$$G = \{(x, y) \in \mathbb{Z}^2 \mid 0 \leq x < NX, 0 \leq y < NY\} \quad (9)$$

и целевая область (например, объект) $\Omega \subset G$. Определим индикаторную функцию $\chi(x, y)$ на G :

$$\chi(x, y) = \begin{cases} 1, & \text{если } (x, y) \in \Omega \\ 0, & \text{если } (x, y) \notin \Omega \end{cases} \quad (10)$$

С помощью этой функции можно сразу вычислить *площадь* (или *размер*) объекта Ω :

$$A = \sum_{(x, y)} \chi(x, y). \quad (11)$$

Суммирование проводится по всем парам $(x, y) \in G$. По аналогии со статистикой назовем выражение $\sum_{x, y} x^n y^m \chi(x, y)$ *моментом порядка* (m, n) . В этой связи площадь можно назвать *моментом объекта нулевого порядка*. Аналогично имеется два *момента первого порядка* $(m=n=1)$:

$$S_x = \sum_{(x, y)} x \cdot \chi(x, y), \quad S_y = \sum_{(x, y)} y \cdot \chi(x, y). \quad (12)$$

Очевидно, моменты – это взвешенные координаты; делением на площадь вычисляются координаты геометрического центра фигуры (*центра тяжести*). Если же взвешивать значениями интенсивности осадков в точках выделенной фигуры, то делением на сумму осадков внутри фигуры получим координаты "центра распределения интенсивности осадков". В пакете SpatialVx реализованы известные в компьютерном зрении "инвариантные моменты изображения X_y " с использованием характеристик цветового пространства [39]. Разработчики пакетов MODE и SpatialVx подчеркивают, что при расчете моментов с помощью индикаторной функции учитываются чисто геометрические свойства областей значительных осадков, на которых в первую очередь фокусируется внимание. Действительно, зачастую "центр тяжести", рассчитанный по значениям интенсивности осадков, смещается в небольшую зону максимальных осадков (или даже выбросов), расположенную около границы области и не отражающую свойства области в целом.

Запишем три момента второго порядка:

$$\begin{aligned} S_{xx} &= \sum_{(x, y)} x^2 \chi(x, y), \\ S_{xy} &= \sum_{(x, y)} xy \chi(x, y), \\ S_{yy} &= \sum_{(x, y)} y^2 \chi(x, y). \end{aligned} \quad (13)$$

Моменты, аналогичные ковариациям, можно использовать для выделения главной оси, для расчета угла ее наклона и оценки эксцентриситета. В SpatialVx для расчета характеристик эллипса привлечены сторонние специализированные внешние пакеты. Так, угол наклона главной оси рассчитывается с помощью пакета `smatr`, разработанного для "структурированных" двумерных величин (ссылка на первоисточник в [39]). Эллипс рассеяния строится в комбинации регрессионного анализа и анализа главных

компонент с использованием критериев отношения правдоподобий и Хи-квадрат. Однако отношение длин осей (aspect ratio) по умолчанию рассчитывается грубым, но надежным приемом пакета MET с помощью "наилучшего в некотором смысле" прямоугольника с "длиной и шириной сторон L и W" [40]. Этот "бюкс" описывается вокруг объекта в том направлении наибольших сторон, которое совпадает с уже определенным углом наклона главной оси. Разработчики пакетов предупреждают, что центр этого "бюкса" может не совпадать с центроидом объекта.

Выпишем формулы расчета атрибутов первой категории, использованные в нашей работе.

1. Площадь A (момент нулевого порядка).
2. Координаты центроида (моменты первого порядка):
 $(X_c, Y_c) = (S_x/A, S_y/A)$.
3. Угол наклона главной оси (axis angle) (моменты второго порядка):
 $\theta = 0.5 \arctan(\rho_2, \rho_1)$, где $\rho_1 = (S_{xx} - S_{yy})/2$, $\rho_2 = S_{xy}$.
4. Отношение осей (aspect ratio):
 $\gamma = W/L$ (с помощью прямоугольника или "бюкса").
5. Интенсивность осадков: 90%-й квантиль.

Фигуры, составленные из внутренних точек замкнутой ломаной линии. Здесь ограничимся несколькими замечаниями. Вывод необходимых формул более сложен, но фактические вычисления сводятся лишь к обходу вершин ломаной линии и выполнению простых арифметических операций над координатами вершин. Используется конечно-разностный вариант формулы Грина для интегралов на односвязной области и по замкнутому контуру, при этом обход границы не важен – на всякий случай следует взять модуль рассчитанной оценки. В технической заметке двадцатилетней давности [22] используется общая теорема Стокса для дифференциальных форм на ориентируемых многообразиях. При известной абстрактности понятий общая теорема Стокса может оказаться весьма полезной, если учитывать новейшие расширения приложений инструмента MODE на многопараметрические ситуации, в которых понятия объекта и его границы могут оказаться более сложными, нежели односвязная область на плоскости внутри полигона. Для примера приведем формулу расчета площади объекта по координатам (x_i, y_i) вершин его полигональной границы:

$$A = \frac{1}{2} \sum_i (x_i y_{i+1} - y_i x_{i+1}), \quad (14)$$

где i изменяется по модулю количества вершин (на последнем шаге индекс $i + 1$ относится к первой вершине полигона).

5. Квантильный анализ размеров объектов в композитах и прогностических полях

Рассмотрим пример композита и синхронизированного поля численного прогноза на первые 10 минут, составленного 9 июля 2025 г. с начальным сроком 18:00 ВСВ (рис. 2).

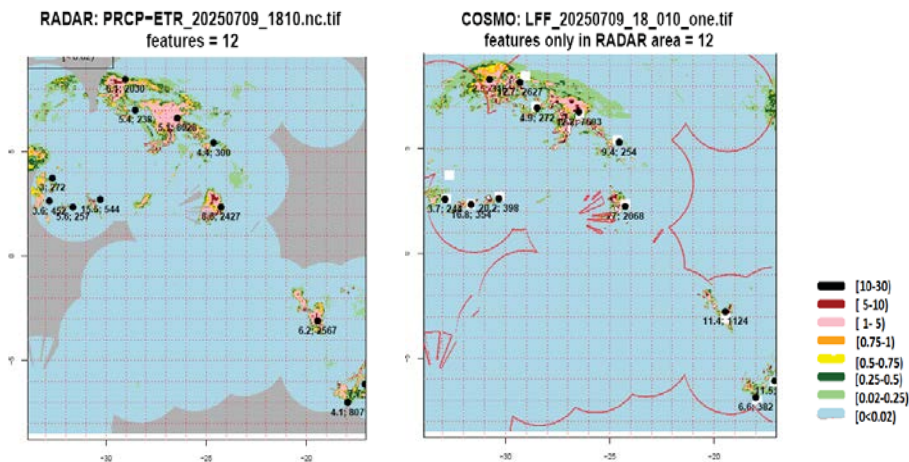


Рис. 2. Композитная карта наукастинга ("контроль", левая панель); прогностическое поле интенсивности осадков по модели COSMO-Ru2By заблаговременностью 10 минут (правая панель). Начальное время прогноза: 09.07.2025 18:00 ВСВ. Выделены объекты (связные наборы ячеек с интенсивностью не менее 1 мм/ч) и их центроиды (черные кружки) с указанием максимальной интенсивности и размера. Белые квадратики на правой панели – местоположение центроидов левой панели. Палитра цветов указывает границы интенсивности в мм/ч: квадратная скобка включает, круглая скобка исключает расположенное рядом значение.

Fig. 2. Composite nowcasting map ("reference," left panel); precipitation intensity forecast field from the COSMO-Ru2By model with a 10-minute lead time (right panel). Forecast start time: July 9, 2025, 18:00 UTC. Objects (contiguous sets of grid cells with an intensity of at least 1 mm/h) and their centroids (black circles) are highlighted, with maximum intensity and size indicated. White squares on the right panel indicate the locations of the centroids from the left panel. The color scale indicates intensity ranges in mm/h: square brackets denote inclusion, while parentheses denote exclusion of the adjacent value.

Отметим общие особенности рис. 2. Стороны области верификации (*домена*) имеют длину примерно по 2000 км, одна графическая ячейка имеет сторону в 110 км и содержит 50×50 значений расчетной матрицы (итого 2500 ячеек). Черные кружочки указывают координаты центроидов выделенных объектов с указанием максимальной интенсивности и размера (в количестве внутренних ячеек). Для удобства сопоставления центроиды композита перенесены на правую панель в виде белых квадратиков. Области, выделенные изолинией 1 мм/ч, отмечаются цветами палитры сиреневый и выше (между интенсивностями 1–5 мм/ч). Области обоих полей, помеченные черными кружочками, прошли все этапы формирования объектов в пакете SpatialVx (от идентификации до кластеризации). В табл. 1 собраны данные об объектах в радиолокационном композите и в поле численного прогноза рис. 2.

Нумерация объектов проведена по схеме первичной идентификации объекта в расчетной матрице данных: сверху вниз и слева направо

(numbering of simple objects, [21]). Количество выделенных объектов в названиях панелей одинаковое (features = 12), однако легко обнаруживаются два несовпадения. Первое несовпадение – "обрезка" объекта (соответствующая строка в табл. 1): в левом верхнем углу правой панели (в прогнозе) есть выделенный объект, которого не может быть на левой панели ввиду отсутствия радиолокационного покрытия. Второе несовпадение – "промах" (соответствующая строка в табл. 1): на левой панели у левой стороны на уровне примерно $Y=3.5$ имеется объект размером 272 ячейки с максимальной интенсивностью 3 мм/ч, который не обнаруживается на панели прогноза, но отмечен на этой координате белым квадратиком. Претендентами на спаривание могут считаться остальные одиннадцать пар объектов: 1–2, 2–3, 3–4, 4–5, 6–6, ..., 12–12.

Таблица 1. Раздельно нумерованные объекты в композите и в прогнозе и номера "претендентов на спаривание" из пары полей "композит - прогноз"
Table 1. Separately numbered objects in the composite and in the forecast and numbers of "mating candidates" from the pair of fields "composite - forecast"

Композит	Поле прогноза	Спаривание
обрезка	1. 2.5; 316	
1. 6.1; 2030	2. 12.7; 2627	1 - 2
2. 5.4; 238	3. 4.9; 272	2 - 3
3. 5.1; 8028	4. 12.2; 7603	3 - 4
4. 4.4; 300	5. 9.4; 254	4 - 5
5. 3; 272	промах	
6. 3.6; 452	6. 3.7; 244	6 - 6
7. 5.6; 257	7. 16.8; 354	7 - 7
8. 15.5; 544	8. 20.2; 398	8 - 8
9. 8.6; 2427	9. 9.7; 2068	9 - 9
10. 6.2; 2567	10. 11.4; 1124	10 - 10
11. 7.7; ?	11. 11.5; ?	11 - 11
12. 4.1; 807	12. 6.6; 382	12 - 12

Примечание. Под номером объекта указаны максимальная интенсивность и количество внутренних ячеек. Близость центроидов определена визуально. Знаком вопроса отмечены размеры, не уместившиеся на панелях рисунка.

Далее, в обоих полях присутствуют объекты, имеющие размеры не менее 625 ячеек: таковых в композите 5, а в численном прогнозе – 4. Будем для краткости называть *значимыми* те объекты, размер которых не меньше порога 625 ячеек. По табл. 1 видно, что четыре пары значимых объектов в синхронизированных полях удовлетворительно совпадают и по локализации центроидов, и по количеству внутренних ячеек. Такого рода совпадение или сходство в прогнозе на 10 мин свидетельствует в первую очередь об удовлетворительном качестве системы усвоения.

5.1. Объемы исходных выборок

Максимально возможное количество полей наукастинга в 10-минутных сроках в интервале от 1 мая до 30 сентября равно $153 \times 144 = 22032$,

а прогнозов COSMO-Ru2By одной заблаговременности – $153 \times 8 = 1224$. В действительности накоплено чуть меньше полей: 21661 в композитах и 21528 – в полном наборе полей прогноза на 10–180 мин с начальным сроком через каждые три часа от 00:00 ВСВ. Максимально возможное количество синхронизированных пар полей *для одной заблаговременности* равно максимально возможному количеству прогнозов (т. е. 1224); фактически, это количество не превышает $21528/18 = 1196$ пар, а ввиду некоторых пробелов в радиолокационных композитах составляет около 1175 пар. При этом ожидается, что сериальная зависимость в выборках пар полей, отделенных трехчасовыми интервалами между начальными сроками прогноза, существенно уменьшится.

Оценим объемы составляемых выборок для верификации с небольшими округлениями. Среди всех пар синхронизированных полей встречаются пары без значимых объектов: таковых в зависимости от заблаговременности оказалось около полусотни. Таким образом, со значимыми объектами хотя бы в одном из полей насчитывается около 1125 пар полей. Назовем такие выборки пар полей *промежуточными*.

При допуске значимых объектов и в наблюдениях, и в прогнозах выборки сужаются примерно на 30 % в сравнении с *промежуточными* выборками. Будем называть такие выборки *узкими* (или *финальными*) – именно такие выборки служат основой диагностической верификации в данной работе. При переходе к узкой выборке размером около 785 пар полей интервал между соседними полями составит около четырех – пяти часов. Учитывая типичное время эволюции зон осадков в мезомасштабных конвективных системах в 8–10 часов [1, 5], а также беспорядочное распределение по шкале времени количества объектов в полях (точное совпадение количества объектов наблюдается лишь примерно *в трети случаев*), можно считать сериальную корреляцию в *узких* выборках близкой к нулю. Все это позволяет (точнее, не мешает) использовать в финальных выборках параметрические критерии для построения доверительных интервалов рассчитываемых квантилей, прибегая к вышеупомянутым теоретическим закономерностям.

В табл. 2 показано распределение размеров объектов для некоторых заблаговременностей в *промежуточных* выборках пар полей с точным количеством идентифицированных объектов.

Подчеркнем, что особенности распределения размеров в табл. 2 характерны для всех заблаговременностей. Во всех случаях встречаются объекты размером в одну ячейку (столбец 0%). От 30 до 35 % общего количества составляют мелкие объекты (размером менее 625 ячеек). Заметной тенденции количества *значимых* объектов в радарных и прогностических полях с заблаговременностью не просматривается, что для радарных полей ожидаемо, а для прогнозов – благоприятно. Однако на всех заблаговременностях количество прогностических объектов превышает количество объектов в радарных композитах (столбец pmbr). Завышение размеров

объектов в прогнозах заметно в квантилях последних двух-трех уровней, отчетливо отделяющих *долю ложных тревог*. Напомним, прогностические объекты извлекаются из проекций на радиолокационный композит с возможной потерей значимых областей вне зон радиолокационного обзора.

Таблица 2. Квантили распределения размеров объектов (в количестве ячеек) для некоторых заблаговременностей и количество объектов в *промежуточных* выборках (nmbr)

Table 2. Quantiles of the distribution of object sizes (in the number of cells) for some lead times (leadt) and the number of objects in intermediate samples (nmbr)

Заблаг. (мин)	Источник поля	Размеры объектов в синхронизированных парах полей											nmbr
		0%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%	
010	RADAR	1	56	167	651	752	891	1098	1428	1997	3103	20159	4645
	COSMO	1	59	148	638	732	870	1091	1456	2068	3540	25853	5180
060	RADAR	1	50	159	651	758	898	1099	1440	2005	3096	18068	4627
	COSMO	1	51	95	229	658	771	942	1219	1729	2930	21794	5403
120	RADAR	1	40	120	575	724	854	1053	1375	1856	2988	17249	4886
	COSMO	1	56	137	628	717	841	1028	1333	1874	3166	25127	5168
170	RADAR	1	52	167	647	748	887	1099	1425	1969	3199	19294	4711
	COSMO	1	63	249	679	776	926	1149	1522	2196	3656	28672	5011

Рассмотрим, несколько конкретных примеров спаренных полей на первом шаге прогноза 10 мин. Начальные сроки прогноза указаны в ВСВ.

Прогноз 01.05.2025 от 21:00. Радарный композит содержит 4 объекта размером 2145, 2519, 666 и 5296 ячеек, а прогностическое поле – 5 объектов размером 996, 715, 3551, 1591 и 5346 ячеек.

Прогноз 05.05.2025 от 18:00. Радарный композит содержит 22 объекта размером 171, 320, 82, 155, 38, 114, 187, 94, 129, 295, 61, 3, 1, 148, 593, 46, 35, 551, 39, 145, 147 и 46 ячеек, а прогностическое поле – 2 объекта размером 1419 и 1340 ячеек.

В первом прогнозе значительные объекты содержатся в обоих полях, и такие пары, к счастью, встречаются довольно часто. Во втором прогнозе наблюдается обилие объектов в композите и лишь два подходящих объекта в поле численной модели. Приведем еще два варианта "расселения" объектов по композиту и полю.

Прогноз 07.05.2025 от 06:00. Композит содержит 21 объект (лишь один объект – 717 ячеек), а прогностическое поле – 30 объектов (ни одного "значимого").

Прогноз 07.05.2025 от 12:00. Композит содержит 3 объекта (размером 716, 1039 и 708), а прогностическое поле – 37 объектов (ни одного "значимого").

Лишь в первом примере возможно формирование *узкой* выборки, в которой каждое поле синхронизированной пары содержит объекты *значимых* размеров. Подчеркнем еще раз, в данной работе под диагностической верификацией с помощью метрик качества (атрибутов второй категории) понимается оценка прогнозов на основе подвыборки узкой выборки полной

матрицы сходства объектов. Так, по составу объектов в первом примере матрица сходства состоит из 4×5 значений конкретной метрики, из которых, в свою очередь, выделяется лишь 4 "лучших" значения, включаемые в финальный набор диагностической верификации. Детали диагностики описаны во второй части статьи.

5.2. Асимптотические свойства квантилей распределения размеров объектов

Обсудим возможности приложения к распределению размеров объектов некоторых упомянутых теоретических результатов.

Ограничимся оценками квантилей в интервале нормального закона притяжения. Напомним, в пионерской работе [17] такие квантили названы *центральными* в отличие от *крайних*, попадающих в области притяжения законов распределения экстремальных величин. Ниже для децилей распределения размеров объектов используются эквидистантные уровни $p = \{0.1, 0.2, \dots, 0.9\}$ и иногда добавляются нижняя и верхняя границы (под вероятностями 0 и 100 %), всегда равные минимальному и максимальному количеству ячеек соответственно. Учитывая неизбежную зависимость и используя опыт обработки гидрологических данных, Гумбель сформулировал "рабочее" правило: функции распределения F порядковых статистик можно считать нормальными в пределах $0.15 \leq F \leq 0.85$ [6, с. 70], вне этого интервала они стремятся к экстремальным значениям. Полагаясь на определения и авторитетные рекомендации, будем считать, что областью нормального закона притяжения является указанный выше интервал децилей.

5.3. Оценки выборочных квантилей и их доверительных интервалов

Оценка выборочных квантилей, их доверительных интервалов и стандартного отклонения проводится одним параметрическим и двумя непараметрическими методами, реализованными в математических пакетах языка R.

Первый метод основан на функциях `quantile`, `pbinom` и `pbeta` базового пакета `stats`, загружаемого при установке языка R [34–36]. Функция `quantile` оценивает квантили выборки одним из девяти способов, согласно документациям [36, 42]. Выборочный квантиль $Q_i(p)$ определяется как взвешенная средняя величина последовательных порядковых статистик по формуле

$$Q_i(p) = (1 - \gamma)x_j + \gamma x_{j+1}, \quad (15)$$

где $1 \leq i \leq 9$; $(j-m)/n < p < (j-m+1)/n$; x_j – j -я порядковая статистика (в нашем случае – соответствующий размер объекта в вариационном ряду); n – объем выборки; m – константа, определяемая порядком выборочного квантиля. Весовое число γ является функцией номера порядковой статистики $j = [np + m]$ и числа $g = np + m - j$, где символ $[*]$ означает наибольшее целое, не

превышающее число внутри скобок. Очевидно, рассчитанные оценки не зависят от распределения.

Все девять способов расчета выборочного квантиля задаются определенной комбинацией чисел m , g , j и типом результирующего распределения – дискретного (ступеньками) или непрерывного. Нами выбран способ (под номером 4), приводящий к непрерывному случаю, который аналогичен построению функции распределения по полигону частот с линейной интерполяцией между узлами. Эксперименты со всеми способами показали, что значения квантилей заметно отличаются друг от друга лишь на небольших выборках.

В табл. 3 собраны рассчитанные различными методами децили (с округлением до целых) по *промежуточной* выборке, состоящей в проведенном эксперименте из 4645 объектов. Согласно этой таблице, все методы приводят к практически неотличимым результатам для всех выделенных уровней. Аналогичные эксперименты с композитами и прогнозами в других заблаговременностях, как для *промежуточных*, так и для *узких* выборок, привели к схожим результатам, что является необходимым условием для приложения асимптотических методов ко всем выборкам. Добавим, что оценки квантилей в пакетах непараметрической статистики Hmisc и boot производятся с помощью этой же базовой функции quantile [37, 38].

Таблица 3. Рассчитанные девятью методами децили распределения размеров объектов в множестве 4645 объектов в радиолокационных композитах, спаренных с полями прогнозов на 10 мин в промежуточной выборке пар полей
Table 3. Deciles of the object size distribution calculated using nine methods for a set of 4,645 objects in radar composites paired with 10-minute forecast fields in the intermediate sample of field pairs

Методы оценки	Уровни децилей с экстремальными значениями в 0 и 100%										
	0%	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
1	1	56	167	651	752	891	1098	1428	1997	3106	20159
2	1	56	168	651	752	891	1098	1428	1997	3106	20159
3	1	56	167	651	752	891	1098	1428	1997	3100	20159
4	1	56	167	650	752	891	1098	1428	1997	3103	20159
5	1	56	168	651	752	891	1098	1428	1997	3106	20159
6	1	56	167	651	752	891	1098	1428	1997	3108	20159
7	1	56	168	651	752	891	1098	1428	1997	3104	20159
8	1	56	168	651	752	891	1098	1428	1997	3107	20159
9	1	56	168	651	752	891	1098	1428	1997	3106	20159

В рамках базового пакета stats доверительные интервалы для квантилей оцениваются с помощью функции биномиального распределения rbinom, при этом вычисления соответствующих значений доверительных интервалов производятся также базовой функцией неполного бета-распределения pbeta. Все параметры оцениваются в разнообразных предположениях, в частности, относительно формы кривой распределения – симметричности, скошенности, положения хвостов и т. д. В некоторых ситуациях

используется генерирование бета-распределения с помощью распределения хи-квадрат. Данный тип оценки характеристик выборочных квантилей относится, очевидно, к параметрическим методам.

Функция `hdquantile` из библиотеки `Hmisc` оценивает квантили как вызовом базовой функции `quantile`, так и взвешенными порядковыми статистиками (*L-estimators*) с наибольшими весами на элементах исходного вариационного ряда [32]. Однако доверительные интервалы для квантилей рассчитываются простым, но эффективным "складным ножом" (*jackknife*), формирующим повторные выборки последовательным вырезанием одного элемента.

Наиболее распространенный метод Монте – Карло – перевыборки с повтором под названием бутстреп – реализован в функции `boot` одноименного пакета. В параметрах функции указывается операция над данными и количество повторных выборок (реплик). Выходная продукция состоит из непараметрических оценок квантилей, их смещенности (*bias*) и стандартной ошибки (*standard error, se*), или точнее, стандартного отклонения (корня квадратного из выборочной дисперсии). Как известно, связь доверительных интервалов и стандартной ошибки (как она определяется в этих пакетах) заключена в формуле

$$X = X^* \pm t_{\alpha}(se/\sqrt{n}), \quad (16)$$

где X и X^* – выборочная случайная величина и ее "теоретическое" значение соответственно; n – количество степеней свободы (или объем выборки); t_{α} – критериальная статистика. Значение t_{α} определяется по количеству степеней свободы и по распределению исходной выборки, например, по процентным уровням распределения Стьюдента или, в случае больших n , *стандартного* нормального распределения.

Любопытно родство бутстрепа и складного ножа, проявляющееся в том, что при увеличении количества реплик средняя оценка случайной величины бутстрепом стремится к оценке средней величины, полученной алгоритмом Харрелла – Дэвиса [32].

"Нормальный" случай охватывает 90 % всего диапазона размеров объектов, в котором предельное распределение Бернулли совпадает с распределением Гаусса (формула Муавра – Лапласа). Обилие детализированных рекомендаций по использованию функций `binom` и `beta`, а также многолетние, непрекращающиеся усилия их оптимизации с помощью сложных аналитических функций (см. документацию [34]), побуждают пользоваться этим приближением при большом n и постоянном p :

$$P\{\mu \leq m|n, p\} = \sum_{i=0}^n C_n^i p^i (1-p)^{n-i} \approx \Phi\left(\frac{m-np+0.5}{\sqrt{np(1-p)}}\right), \quad (17)$$

где $\Phi(x)$ – функция нормального распределения с параметрами (0,1).

В таблицах [2, стр. 67] высказано предостережение о поспешном использовании формул Муавра – Лапласа: при $n < 200$ точность этих приближений следует признать недостаточной, а формулы считать "пригодными лишь для грубых, ориентировочных расчетов". Однако учитывая, что

объемы выборок в нашей работе существенно превосходят указанную в [2] величину "200", можно считать точность приближенной формулы (17) удовлетворительной и предполагать статистическую независимость размеров объектов в выборке ввиду слабой сериальной корреляции последовательных полей.

Приведем несколько примеров статистического анализа децилей размеров объектов в выборках для прогнозов на 10, 90 и 170 мин. Представим результаты анализа размеров объектов и их координат на оси определения функции распределения в диапазоне 10–90 % для *промежуточной* и *узкой* выборок.

Информативной характеристикой доверительного интервала являются номера координат его границ в упорядоченной последовательности номеров исходного вариационного ряда и абсолютная разность этих координат (длина доверительного интервала), которая равна количеству объектов внутри этого интервала. По умолчанию, для всех квантилей доверительный интервал рассчитывается по уровню доверия в 95 %.

В табл. 4 собраны указанные размахи номеров для обоих типов выборок. В ней отражены следующие особенности длины доверительных интервалов. Значения распределены симметрично относительно медианы (50%), в доверительный интервал которой попадает максимальное количество объектов.

Таблица 4. Длина доверительных интервалов для оценок внутренних децилей размеров объектов (10–90 %) в радиолокационных композитах и полях прогноза на 10, 90 и 170 мин в выборках двух типов

Table 4. Lengths of confidence intervals for estimates of inner deciles of object sizes (10–90%) in radar composites and forecast fields for 10, 90, and 170 min in two types of samples

Заблаг. (мин)	Источник поля	Промежуточные выборки										Узкие выборки									
		уровни квантилей в %:										уровни квантилей в %:									
		10	20	30	40	50	60	70	80	90		10	20	30	40	50	60	70	80	90	
RADAR	010	81	107	123	131	134	131	123	107	81		69	93	105	113	116	113	105	93	69	
	090	85	111	127	137	140	137	127	111	85		69	93	105	113	116	113	105	93	69	
	170	81	109	125	133	136	133	125	109	81		69	93	107	113	116	113	107	93	69	
COSMO	010	85	113	131	139	143	139	131	113	85		73	97	111	117	121	117	111	97	73	
	090	89	119	135	145	147	145	135	119	89		71	95	109	117	118	117	109	95	71	
	170	85	111	129	137	140	137	129	111	85		73	99	113	119	122	119	113	99	73	

Минимальное количество объектов попадает в доверительные интервалы крайних квантилей. Чуть меньшее количество объектов в доверительных интервалах узких выборок объясняется меньшим объемом этих выборок по сравнению с промежуточными выборками. В обеих выборках практически отсутствует зависимость от заблаговременности. Выделенные особенности характеризуют в первую очередь устойчивость сделанных статистических оценок. Заметим, в графическом представлении самих координат квантилей (номер квантиля, как оценка координаты) это точные прямые линии от левого нижнего угла к правому верхнему углу графика.

В табл. 5 приведены соответствующие оценки размахов квантилей (т. е. размеров объектов) в доверительных интервалах для тех же уровней, типов выборок и заблаговременностей. Воспользуемся вначале параметрическими оценками доверительных интервалов, рассчитанных с помощью комбинации функций binom и beta.

Таблица 5. Параметрические оценки размахов квантилей размеров объектов для доверительных интервалов в радиолокационных композитах и полях прогноза на 10, 90 и 170 мин

Table 5. Parametric estimates of object size quantile ranges for confidence intervals in radar composites and forecast fields at 10, 90, and 170 min

Источник поля	Заблаг. (мин)	Промежуточные выборки									Узкие выборки								
		уровни квантилей в %:									уровни квантилей в %:								
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	10	20	30	40	50	60	70	80	90
RADAR	010	12	48	23	33	45	76	105	171	295	13	25	33	58	71	103	152	220	406
	090	9	27	212	32	41	69	104	148	377	14	27	41	53	69	92	143	182	410
	170	9	54	19	33	46	70	98	153	363	15	26	35	57	81	113	151	206	426
COSMO	010	9	38	22	28	44	85	114	205	373	13	23	35	60	80	107	146	232	420
	090	9	12	78	23	35	52	90	142	373	12	19	33	50	59	108	158	221	551
	170	12	121	26	30	53	79	130	210	447	16	20	38	51	86	108	152	228	510

В табл. 5 наблюдается, в сравнении с табл. 4, заметное различие между промежуточными и узкими выборками. Естественное постепенное возрастание размаха размеров объектов в доверительных интервалах квантилей с ростом уровней наблюдается только в узких выборках. В промежуточных выборках на уровнях малых размеров (до 40 %) возникает сильный выброс на всех представленных заблаговременностях (выделено в таблице красным цветом). В узких выборках после медианного уровня 50 % размахи в прогнозах выше соответствующих размахов в композитах, кроме одного случая в столбце уровня 70 %.

На рис. 3 показаны графики зависимости размеров объектов и границ доверительных интервалов от квантильных уровней.

Для наглядности узлы графика соединены прямыми линиями, красными линиями отмечены прогнозы на 170 мин, а границы доверительных интервалов для прогнозов на 170 мин обозначены кружочками. Здесь важна общая картина, на которой отчетливо проявились основные особенности двух типов выборок. Выбросы, значения которых выделены в таблице в промежуточных выборках, означают критическую перенаселенность мелкими объектами некоторых, возможно, немногих (и, возможно, сбойных) радиолокационных композитов, которые не были отфильтрованы системой ассимиляции прогностической модели. Эти выбросы фиксируются на графике на 30%-м уровне квантиля. Вероятно, имеется некоторая систематическая особенность в распределении объектов малого размера (ориентировочно до 625 ячеек), но ее на данном этапе не удастся выявить и сформулировать, ввиду чего, в частности, и решено ограничиться содержательным анализом только узких выборок.

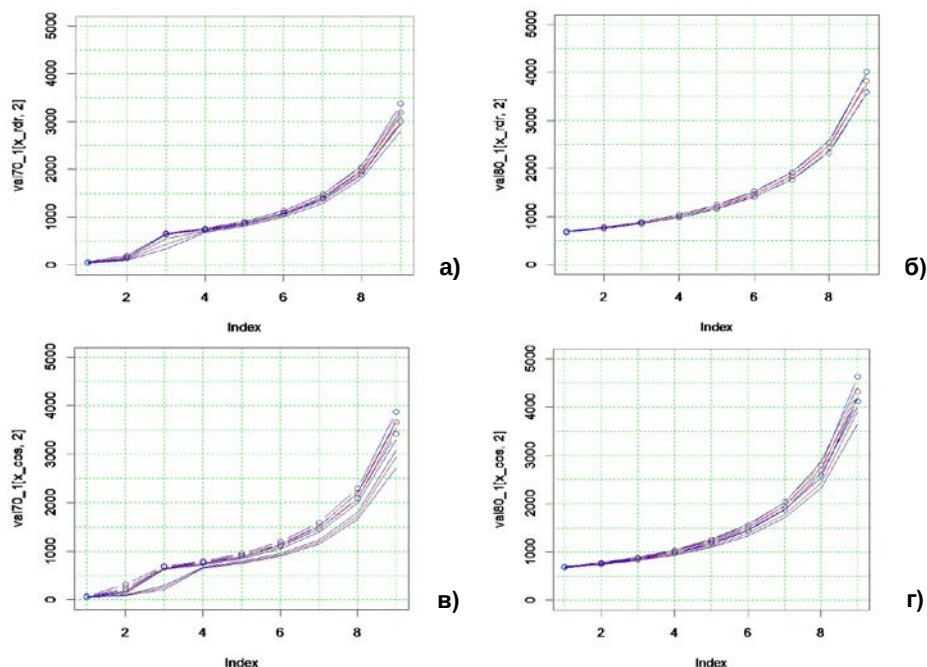


Рис. 3. Распределение децилей размеров объектов и границ их доверительных интервалов для промежуточных (а, в) и узких (б, г) выборок в зависимости от квантильного уровня (номера 1–9): объекты в композитах (а, б); объекты в прогностических полях (в, г).

Fig. 3. Distribution of object size deciles and their confidence interval boundaries for intermediate (a, в) and narrow (б, г) samples as a function of quantile level (numbers 1–9): objects in composites (а, б); objects in forecast fields (в, г).

5.4. Непараметрические оценки стандартных отклонений

В табл. 6 содержатся непараметрические стандартные 95%-е ошибки оценок децилей распределения размеров объектов, полученные с помощью функций `hdquantile` и `boot`. На основе сравнительных результатов предварительных расчетов выбран экономичный бутстреп с сотней реплик. Строки NA в таблице для промежуточных выборок свидетельствуют о том, что процедура `boot` столкнулась с возвратом недопустимого количества совпадающих значений, несмотря на предварительное зашумление целых значений выборки датчиком случайных чисел в интервале (0,1). Основным вывод очевиден: оба метода оценки фиксируют чрезмерную заселенность мелкими объектами в промежуточных выборках на уровнях 20–30 %.

В табл. 6 проявилось то же различие статистических оценок в двух типах выборок, как и в табл. 5: обилие малых объектов в интервале 20–30 % нарушило последовательный рост ошибки в промежуточных выборках, вызвав сбой в работе процедуры бутстреп.

Однако во всех корректных количественных оценках метод Харрела – Дэвиса и бутстреп привели к близким значениям и по уровням квантилей,

и по заблаговременности, в особенности на узких выборках. Как показывают числовые характеристики правого столбца табл. 6, условия формирования узких выборок обеспечили корректность и сходство результатов двух методов оценки ошибок – в полной аналогии с табл. 5.

Таблица 6. Стандартные ошибки (с 95%-м уровнем значимости) оценок децилей распределения размеров объектов в радиолокационных композитах и прогностических полях для заблаговременностей 10, 90 и 170 мин, рассчитанные методом Харрела – Дэвиса (верхняя строка) и бутстрепом (нижняя строка)

Table 6. Standard errors (at the 95% significance level) of decile estimates for the object size distribution in radar composites and forecast fields for lead times of 10, 90, and 170 min, calculated using the Harrell–Davis method (top row) and the bootstrap method (bottom row)

Источник поля	Заблаг. (мин)	Промежуточные выборки										Узкие выборки									
		уровни квантилей в %:										уровни квантилей в %:									
		10	20	30	40	50	60	70	80	90		10	20	30	40	50	60	70	80	90	
RADAR	010	3	11	6	8	12	20	27	45	78		3	7	8	13	17	25	34	54	108	
		3	13	6	7	10	17	24	42	72		3	7	9	13	16	24	33	57	118	
	090	2	7	55	8	11	16	27	37	93		3	7	10	14	18	22	33	50	108	
		NA	NA	...						NA	NA	3	7	10	13	15	21	27	42	95	
	170	3	13	4	8	12	16	25	36	96		4	7	8	15	21	27	38	53	115	
		3	14	5	9	14	18	23	33	79		4	6	8	15	18	23	36	51	107	
COSMO	010	2	9	6	7	11	21	29	52	97		3	6	8	15	20	26	36	55	105	
		2	9	9	7	12	21	31	52	88		3	7	9	17	22	30	42	61	113	
	090	2	3	19	6	8	13	24	35	87		3	5	8	13	15	25	37	53	136	
		2	4	21	6	9	15	25	39	86		3	5	8	13	15	26	38	52	127	
	170	3	31	6	7	14	20	32	49	103		4	5	10	13	21	27	39	60	143	
		NA	NA	...						NA	NA	4	5	9	11	20	28	38	51	129	

5.5. Сопоставление параметрических и непараметрических оценок

Сопоставим оценки табл. 5 и 6, воспользовавшись формулой (16) и выбрав подходящий множитель t_{α} , с учетом того, что этот выбор зависит от объема выборки (или степеней свободы) и от вида исходного распределения. В асимптотическом случае следует предпочесть стандартное нормальное приближение и $t_p=1.96$, а при наличии сериальной коррелированности и намного меньшего количества степеней свободы (порядка одной сотни) более точно распределение Стьюдента с поправками, рекомендованными, например, в таблицах [2]. Важно иметь в виду, что аналогичная процентная точка распределения Стьюдента до $n=500$ не превосходит 1.65 [2, с. 178].

Ограничимся данными только узких выборок (правые столбцы табл. 5 и 6) и умножим ошибки на удвоенные значения критериев по уровням распределений Гаусса и Стьюдента, соответственно, с обозначениями t_{norm} и t_{stud} . В табл. 7 собраны значения разностей, полученные матричной арифметикой.

Таблица 7. Разность размахов доверительных интервалов из функции `pbin` и умноженных на `tnorm` и `tstud` стандартных ошибок из функции `hdquantile`; разность берется относительно оценки длины соответствующего доверительного интервала оценки квантиля размера объекта

Table 7. Difference between the widths of confidence intervals from the ``pbin`` function and the standard errors from the ``hdquantile`` function multiplied by ``tnorm`` and ``tstud``; the difference is calculated relative to the estimated length of the corresponding confidence interval for the quantile estimate of the object size

Узкие выборки											
Источник поля	Заблаг. (мин)	Критер. статистика	Уровни квантилей в %:								
			10	20	30	40	50	60	70	80	90
RADAR	010	tstud	0.24	0.08	0.20	0.26	0.21	0.20	0.26	0.19	0.12
		tnorm	0.10	-0.10	0.05	0.12	0.06	0.05	0.12	0.04	-0.04
	090	tstud	0.29	0.14	0.20	0.13	0.14	0.21	0.24	0.09	0.13
		tnorm	0.16	-0.02	0.04	-0.04	-0.02	0.06	0.10	-0.08	-0.03
	170	tstud	0.12	0.11	0.25	0.13	0.14	0.21	0.17	0.15	0.11
		tnorm	-0.05	-0.06	0.10	-0.03	-0.02	0.06	0.01	-0.01	-0.06
COSMO	010	tstud	0.24	0.14	0.25	0.17	0.17	0.20	0.19	0.22	0.17
		tnorm	0.10	-0.02	0.10	0.02	0.02	0.05	0.03	0.07	0.02
	090	tstud	0.18	0.13	0.20	0.14	0.16	0.24	0.23	0.21	0.19
		tnorm	0.02	-0.03	0.05	-0.02	0.00	0.09	0.08	0.06	0.03
	170	tstud	0.18	0.17	0.13	0.16	0.19	0.18	0.15	0.13	0.07
		tnorm	0.02	0.02	-0.03	0.00	0.04	0.02	-0.01	-0.03	-0.10

Поясним расчет примером. Обозначим строки табл. 5 (`pbin`), относящиеся к радиолокационным композитам, через rDT , где DT – заблаговременность, например $r010$ – это строка (13, 25, 33, 58, 71, 103, 152, 220, 406). Строки табл. 6 обозначим через $rDTse$: указанному примеру соответствует строка (3, 7, 8, 13, 17, 25, 34, 54, 108). Два вида приближений определяются критериальными множителями $tstud=2 \cdot 1.65=3.3$ и $tnorm=2 \cdot 1.96=3.92$. Табл. 7 состоит из строк двух видов для каждой заблаговременности:

- 1) $[rDT - tstud \cdot rDTse] / rDT$
- 2) $[rDT - tnorm \cdot rDTse] / rDT$

Для выборок из прогностических полей расчет аналогичен для соответствующих строк.

Лишь в единственном случае (отмечено красным цветом) относительная разность по абсолютной величине для нормального распределения превышает на две сотых соответствующую разность для распределения Стьюдента. Все без исключения относительные разности положительны для критерия Стьюдента, т. е. длина доверительного интервала, рассчитанная по биномиальному (точному) распределению, систематически превышает непараметрическую оценку этого же интервала. И меньшая по абсолютной величине относительная разность этих размахов (при единственном малозначительном исключении) подтверждает (но, конечно, не доказывает!) близкое к нормальному распределению децилей, а тем самым и правомерность асимптотического приближения их выборочного распределения.

5.6. Диагностическое сравнение размеров объектов: метрика Смирнова

На рис. 4 размещены функции распределения размеров объектов в композитах и в полях прогноза на 10, 90 и 170 мин с добавлением оценок метрики Смирнова (которая иногда называется метрикой Колмогорова – Смирнова) для всего прогностического интервала.

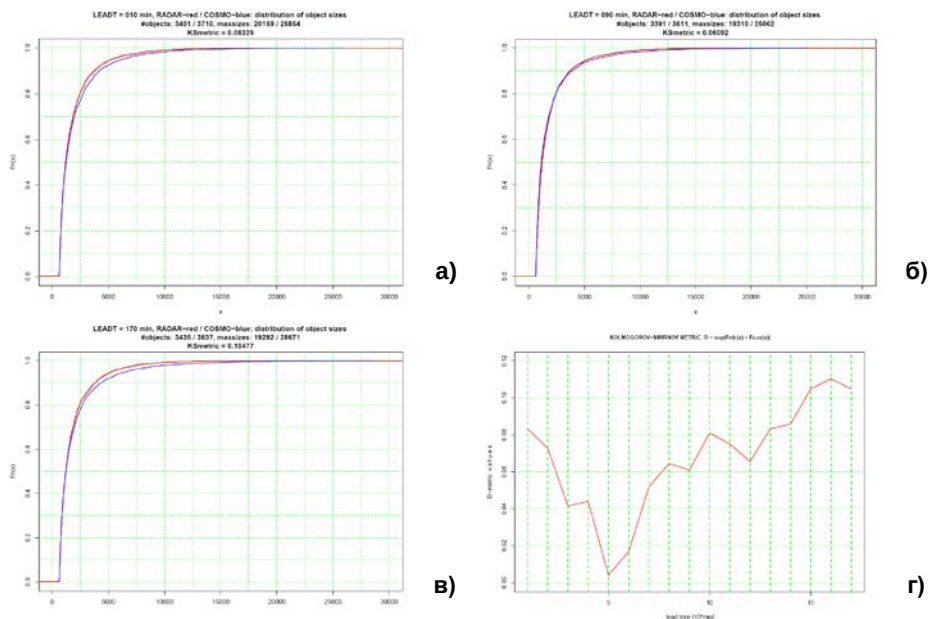


Рис. 4. Выборочные функции распределения размеров объектов в узких выборках синхронизированных композитов (красный цвет) и прогностических полей (голубой цвет) для заблаговременностей 10, 90, 170 мин (а, б, в) с метрикой Смирнова для пар распределений во всех заблаговременностях (г).

Fig. 4. Empirical size distribution functions for objects in narrow samples of synchronized composites (red) and forecast fields (blue) for lead times of 10, 90, and 170 min (a, б, в), along with the Smirnov metric for distribution pairs across all lead times (г).

По виду кривых можно сделать вывод о преимущественно L-образной функции плотности распределения размеров объектов, хорошо знакомой по распределениям гидрометеорологических величин, ограниченных снизу, сильно скошенных и имеющих преобладающее множество нулевых и близких к нулю значений (осадки, испарение, влагосодержание, скорость ветра и т. д.). В интервале "центральных квантилей" такие распределения удовлетворительно описываются гамма-распределением или кривыми Пирсона типа III, широко распространенными в гидрологии [3, 13, 16]. Можно видеть, что более близкими оказываются распределения объектов в парах полей для прогноза на 90 мин – факт, подтверждаемый кривой метрики Смирнова на панели (г).

Отчетливо видна сильная зависимость метрики Смирнова от заблаговременности. Два наименьших значения метрики соответствуют прогнозам на 50 и 60 мин. Представим список числовых значений этой метрики для всех заблаговременностей, выделив два наименьших значения на сроках 50 и 60 мин: 0.083, 0.073, 0.041, 0.044, **0.004**, **0.017**, 0.052, 0.065, 0.061, 0.081, 0.075, 0.066, 0.083, 0.086, 0.105, 0.110, 0.105.

Для определения значимости и для единообразного расчета метрики Смирнова все области определения эмпирических функций ограничены числом 3400, что никак не сказывается на поведении функций в том интервале, в котором локализована расчетная координата метрики. Уточним параметры метрики:

$$D_{n,m} = \sup_{-\infty < x < \infty} |F_1(x) - F_2(x)|, \quad (18)$$

где $F_1(x)$ и $F_2(x)$ – сравниваемые эмпирические функции распределения, построенные на основе двух независимых выборок объемов n и m из одного и того же распределения $F(x)$. Функция $\sup()$ заменяется, как обычно, функцией $\max()$, но при этом области определения уравниваются условием $m = n = 3400$. Используется следующее утверждение теоремы Смирнова: если $F(x)$ непрерывна, то для любого фиксированного $t > 0$

$$\lim_{n,m \rightarrow \infty} P \left\{ \sqrt{\frac{nm}{n+m}} D_{n,m} \leq t \right\} = K(t), \quad (19)$$

где $K(t)$ – распределение Колмогорова. Множитель в этой формуле равен $\sqrt{1700} = 41.2$.

Для оценки значимости фиксируется число $0 < p < 1$, например $p = 0.95$, и определяется число t_p из уравнения $K(t_p) = p$ по таблицам значений функции Колмогорова: находим $t_{0.95} = 1.3581$. Можно выделить "контрольную" функцию F_1 , определенную, например, на выборках радарных полей. Тогда при больших n, m с вероятностью, близкой к p , значения функции F_1 для всех x удовлетворяют неравенствам

$$h_{\min} = \max\{0, F_2(x) - t_p/41\} \leq F_1(x) \leq h_{\max} = \min\{F_2(x) + t_p/41, 1\}. \quad (20)$$

Неравенства следуют из раскрытия выражения $|F_1(x) - F_2(x)| \leq t/41$ и из ограниченности $0 \leq F_1(x) \leq 1$. Область плоскости, определяемая границами $h_{\min}$ и $h_{\max}$, называется *асимптотической p -доверительной зоной* для «опорной» функции F_1 .

При равноправии функций распределения используется значение метрики и верхнее неравенство в формуле (20). Проверяем неравенство $|F_1(x) - F_2(x)| \leq t_p/41 = 1.36/41 = 0.033$. Из набора всех 17 оценок метрики Смирнова для полосы ± 0.033 вокруг одной из функций распределения в наборе рассчитанных значений метрики только два случая не исключают однородности двух выборок – это выборки полей прогноза на 50 и 60 минут.

5.7. Графическое сопоставление характеристик выборок двух источников

На рис. 5 представлены графики зависимости от заблаговременности следующих характеристик выборок в композитах и прогностических полях: количество объектов, медиана размеров, максимальный размер и средний размер объектов.

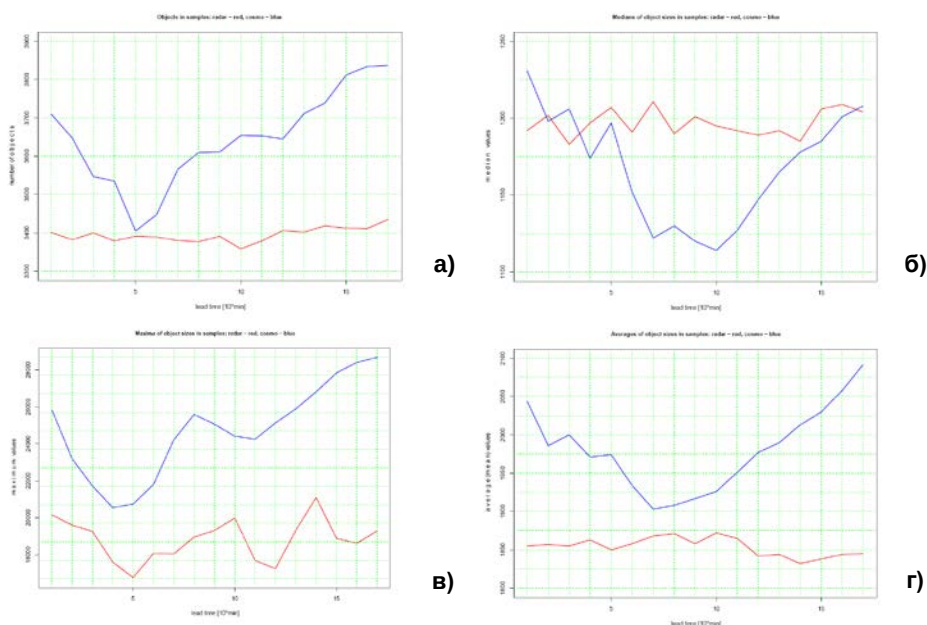


Рис. 5. Зависимость характеристик узких выборок размеров объектов от заблаговременности в композитах (красный цвет) и в прогностических полях (голубой цвет): количество объектов (а); медиана размеров (б); максимальный размер (в); средний размер (г).

Fig. 5. Dependence of object size characteristics in narrow samples on lead time for composites (red) and forecast fields (blue): number of objects (a); median size (б); maximum size (в); mean size (г).

Обсудим полученные графики рис. 5, представляющие собой интегральные оценки характеристик размеров объектов для композитов и полей прогнозов по теплому периоду 2025 года.

Уточним детали. Каждой из 17 заблаговременностей, указанной на горизонтальной оси, соответствуют два значения определенной характеристики выборки по вертикали: красным цветом – из объектов композитов, голубым – из объектов прогностических полей. Все четыре характеристики имеют свои особенности, из которых медианный (б) и максимальный (в) размеры объектов проанализированы выше в таблицах и графиках децилей, количество объектов (а) упоминается при описании полных объемов выборок, и лишь средний размер объектов (г) оставлен без комментариев. Графическое представление этих характеристик позволяет сделать

следующие выводы о диагностическом качестве прогнозов объектов по теплоте периода 2025 года.

Во-первых, основным свойством выборок объектов в композитах является их относительная стационарность в таких характеристиках, как количество объектов, их медианные и средние размеры. Нарушение стационарности заметно лишь на графике для максимального размера, отчасти воспроизводимое кривой для прогностических объектов. Объяснить три пика на голубой кривой данного графика затруднительно, кроме возможной связи с суточным ходом и трехчасовым интервалом между стартами.

Во-вторых, приходится признать сильную зависимость от заблаговременности всех указанных характеристик прогностических объектов. Наиболее заметна U-образность всех кривых на прогностическом интервале: большое значение на старте, глубокая яма на 50–70 минутах и рост к концу. Вполне ожидаемо сходство кривых для медианного и среднего размера прогностических объектов.

Наконец, сопоставляя кривые для двух источников данных и предыдущие выводы о статистической значимости критерия Смирнова, можно сформулировать следующий общий вывод о качестве прогнозирования объектов. К интервалу прогнозирования примерно 60–100 мин осредненные характеристики объектов, такие как медианный и средний размеры, прогнозируются наилучшим образом. До этого интервала прогнозирования и после него оценки качества наследуют отмеченную U-образность.

Выводы

В теплый период 2025 г. (май–сентябрь) были накоплены архивы синхронизированных прогнозов осадков с помощью оперативных систем наукастинга и мезомасштабной модели COSMO-Ru2Bu на Европейской территории России. При этом в обеих системах использованы радиолокационные данные сети ДМРЛ-С: в наукастинге как начальные композиты интенсивности осадков, а в ЧПП как входные данные блока усвоения методом "подталкивания". Качество прогнозов осадков проверялось ранее раздельно для наукастинга и ЧПП с применением различных методов верификации, включая точечные и пространственные метрики. На данном этапе возникла возможность проверить качество мезопрогнозов с помощью радиолокационных композитов и с особым вниманием – прогноз *областей сплошных осадков*. Для таких целей в течение последних двух-трех десятков лет были разработаны методы объектно-ориентированной верификации, созданы соответствующие математические пакеты разной сложности и на различных языках программирования. В данной части описываются и обсуждаются расчетные функции пакетов MET и SpatialVx, решающие последовательно четыре основные задачи: идентификация объектов в полях, оценка их пространственных характеристик (атрибутов), спаривание объектов в парах полей и оценка качества прогноза атрибутов выделенных объектов.

Составление полных матриц показателей качества прогноза объектов с диагностической оценкой по квантилям распределений позволяет оценивать вероятности как "полезного прогноза" (например, по проценту попаданий), так и вероятности максимальных промахов или ложных тревог (по крайним децилям распределения). Ввиду обобщения оценок с помощью квантилей дается обзор важнейших теоретико-вероятностных и статистических особенностей выборочных квантилей, включая их асимптотические закономерности на больших выборках.

Большое внимание уделено формированию выборок пар синхронизированных полей для верификации, так как объем выборок является важнейшим параметром для оценки значимости и расчетов доверительных интервалов. Обсуждается формирование выборок в зависимости от такого минимально допустимого размера, который устраняет множество мелких объектов, но оставляет "значимые" объекты, заметные в масштабе домена верификации (~2000×2000 км). Дается обоснование порогового размера в 625 ячеек, при этом выборки делятся на два класса: *промежуточные* и *узкие* в зависимости от наличия значимых объектов хотя бы в одном поле или в обоих полях синхронизированной пары.

В первой части статьи с помощью параметрических и непараметрических статистик детально проанализированы особенности выборочных квантилей размеров объектов, а для финального анализа и сопоставления избраны узкие выборки.

Сформулируем результаты статистического анализа основного атрибута первой категории – размера объекта. Все функции плотности распределения размеров объектов (независимо от источника и от заблаговременности) относятся к классу L-образных кривых, ограниченных снизу, сильно скошенных, имеющих преобладающее множество малых значений и удовлетворительно описываемых в интервале "центральных квантилей" гамма-распределением или кривыми Пирсона типа III. Примененная к парам распределений для наблюдений и прогнозов метрика Смирнова сильно зависит от заблаговременности и статистически значимо выделяет близкие пары распределений размеров объектов к концу первого часа прогностического интервала: к началу и к концу этого интервала различие между распределениями растет, образуя отчетливый U-образный ход данной интегральной оценки качества.

Статья подготовлена с использованием УНУ «ИТК ГМП», код: 4071013.

Список литературы

1. Абдуллаев С.М. Жизненный цикл мезомасштабных конвективных систем: концепция, климатология и прогноз: Дисс. ... докт. геогр. наук. М., 2010. 408 с.
2. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. Изд. третье. М.: Наука, 1983. 416 с.
3. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 416 с.

4. Бундель А.Ю., Муравьев А.В., Ольховая Е.Д. Обзор методов пространственной верификации и их применение для ансамблевых прогнозов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 4 (382). С. 30-49. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2021-4-30-49>
5. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. М.: Географический факультет МГУ, 2006. 100 с.
6. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1965. 450 с.
7. Киктев Д.Б., Муравьев А.В., Бундель А.Ю. Методические рекомендации по верификации метеорологических прогнозов. М.: АМА ПРЕСС, 2021. 94 с.
8. Крамер Г. Математические методы статистики. М.: Мир, 1975. 648 с. Cramer H. Mathematical methods of statistics. Stockholm, 1946. 600 p.
9. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В. Оценка радиолокационного наукастинга полей осадков // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 3 (389). С. 6-58. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-6-58>
10. Муравьев А.В., Бундель А.Ю., Киктев Д.Б., Смирнов А.В. Верификация радиолокационного наукастинга областей осадков значительной площади с помощью обобщенного распределения Парето. Часть 1: элементы теории и методы оценки параметров // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 3 (385). С. 6-41. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-3-6-41>
11. Муравьев А.В., Бундель А.Ю., Киктев Д.Б., Смирнов А.В. Верификация радиолокационного наукастинга областей осадков значительной площади с помощью обобщенного распределения Парето. Часть 2: приложение к прогнозам в теплый и холодный периоды 2017–2018 гг. // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 3 (385). С. 42-77. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-3-42-77>
12. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В. Оперативная технология наукастинга осадков на основе радарных данных и результаты верификации для теплого периода года (май-сентябрь 2017 г.) // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 1 (367). С. 6-38.
13. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 210 с.
14. РД 52.27.284–91. Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и геофизических прогнозов. М.: Госгидромет СССР, 1991. 151 с.
15. Розинкина И.А., Ривин Г.С., Багров А.Н., Блинов Д.В. и др. Конфигурация COSMO-Ru2Bu модели COSMO: успешность и методология оценки численных прогнозов β и γ -мезомасштабных атмосферных процессов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 2 (388). С. 6-34. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-2-6-34>
16. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. СПб.: Изд РГМУ, 2007. 278 с.
17. Смирнов Н.В. Предельные законы распределения для членов вариационного ряда // Труды МИАН. 1949. Вып. 25. С. 5-59 / В кн. Смирнов Н.В. Теория вероятностей и математическая статистика. Избранные труды. М.: Наука, 1970. С. 163-198.
18. Чибисов Д.М. О предельных распределениях для членов вариационного ряда // Теория вероятности и ее применения. 1964. Т. 9, вып. 1. С. 159-165.
19. Alferov D. and Coauthors. Intercomparison of Spatial Verification Methods for COSMO Terrain (INSPECT): Preliminary Results // EMS Annual Meeting Abstracts. Vol. 12. EMS2015-140. 2015. 15th EMS/12th ECAM.
20. Brown B. and Coauthors. The Model Evaluation Tools (MET): More than a Decade of Community-Supported Forecast Verification // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2021. Vol. 102. E782-E807.
21. Bullock R., Fowler T., Brown B. Method for Object-Based Diagnostic Evaluation // NCAR Technical Note NCAR/TN-532+STR, 2016. 66 p.
22. Bullock R. Moments, Centroids and Axis Angles. 2006. https://dtcenter.org/sites/default/files/community-code/met/docs/write-ups/netcdf_point_obs_format_v1.1.pdf

23. *Bundel A. and Coauthors*. Spatial verification application in COSMO // ICCARUS 2018. Book of Abstracts Offenbach. February 26–28, 2018. P. 35.
24. *Bundel A. and Coauthors*. The COSMO Priority Project INSPECT. Final Report // COSMO Technical Report No. 37. January 2019. DOI: 10.5676/DWD pub/nwv/cosmo-tr37
25. *Bundel A., Muravyev A.* The contiguous rain area (CRA) method application for the MesoVICT cases in the framework of the COSMO INSPECT project. Annalen der Meteorologie 51 // 7th International Verification Methods Workshop, 03-11. May 2017, Berlin, Germany. Programme and Abstracts. P. 59.
26. *David H.A., Nagaradja H.N.* Order statistics: 3d ed. Wiley and Sons, 2003. 482 p.
27. *Davis C.A., B.G. Brown, Bullock R.G.* Object-based Verification of precipitation forecasts, Part I: Methodology and Application to mesoscale rain areas // Mon. Wea. Rev. 2006. Vol. 134. P. 1772-1784.
28. *Davis C.A., B.G. Brown, Bullock R.G.* Object-based Verification of precipitation forecasts, Part II: Application to convective rain systems // Mon. Wea. Rev. 2006. Vol. 134. P. 1785-1795.
29. Forecast verification in Atmospheric Science. A Practitioner's Guide: Second Ed. / I. Jolliffe, D. Stephenson (Eds.), John Wiley & Sons Ltd, 2012. 274 p.
30. *Gilleland E.* Comparing spatial fields with SpatialVx: Spatial forecast verification in R. 2022. <https://doi.org/10.5065/4px3-5a05>; <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/manuscripts%3A1036>
31. *Gilleland E., Ahijevych D., Brown B.G., Casati B., Ebert E.E.* Intercomparison of Spatial Forecast Verification Methods // Wea. Forecast. 2009. Vol. 24, no. 5. P.1416-1430.
32. *Harrell F.E., Davis C.E.* A new distribution-free quantile estimator // Biometrika. 1982. Vol. 69. P. 635-640.
33. *Harrold M., J. Prestopnik, J. Opatz, et al.* The METplus Version 6.2.1. User's Guide. 2026. Developmental Testbed Center. <https://github.com/dtcenter/METplus/releases>.
34. R: The Beta Distribution. <https://search.r-project.org/R/refmans/stats/html/Beta.html>
35. R: The Binomial Distribution. <https://search.r-project.org/R/refmans/stats/html/Binomial.html>
36. R: Sample Quantiles. <https://search.r-project.org/R/refmans/stats/html/quantile.html>
37. CRAN: package boot. <https://cran.r-project.org/web/packages/boot>
38. CRAN: package Hmisc. <https://cran.r-project.org/web/packages/Hmisc/index.html>
39. CRAN: package SpatialVx. <https://cran.r-project.org/web/packages/SpatialVx>
40. User's Guide – METplus 6.2.1 documentation. https://metplus.readthedocs.io/en/latest/Users_Guide/index.html
41. User's Guide – MET 12.2.2 documentation. https://metplus.readthedocs.io/projects/met/en/latest/Users_Guide
42. *Hyndman R., Fan Y.* Sample Quantiles in Statistical Packages // The American Statistician. 1996. Vol. 50, no. 4. P. 361-365.
43. *Muravev A., Bundel A., Kiktev D., Bocharnikov N., Bazlova T.* On the spatial verification of FROST-2014 precipitation forecast fields // EMS Annual Meeting Abstracts. 2015. Vol. 12. EMS2015-154-2. 15th EMS / 12th ECAM.
44. *Murphy A.H., Brown B.G., Chen Y-S.* Diagnostic verification of temperature forecasts // Wea. Forecasting. 1989. Vol. 4. P. 485-501.
45. *Murphy A.H., Winkler R.L.* Diagnostic verification of probability forecasts // Int. J. Forecasting. 1992. Vol. 7. P. 435-455.
46. *Pulkkinen S., Nerini D., Hortal A., Velasco-Forero C., Seed A., Germann U., Foresti L.* Pysteps: an open-source Python library for probabilistic precipitation nowcasting (v1.0) // Geosci. Model Dev. 2019. Vol. 12. P. 4185-4219.
47. *Roberts N.M., Lean H.W.* Scale-selective Verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events // Mon. Wea. Rev. 2008. Vol. 136. P. 78-97.
48. *Soh H., L. Goodrich, B. Brown, R. Bullock, et al.* The MET Version 12.2.1 User's Guide. Developmental Testbed Center. 2026. <https://github.com/dtcenter/MET/releases>
49. *Wilks D.S.* Statistical methods in the atmospheric sciences: 4th Ed. Elsevier, 2019. 816 p.

50. Wolff J.K., Harrold M., Fowler T. et al. Beyond the Basics: Evaluating Model-Based Precipitation Forecasts Using Traditional, Spatial, and Object-Based Methods // Wea. Forecasting. 2014. Vol. 29. P. 1451-1472.

References

1. Abdullaev S.M. Zhiznennyj cikl mezomasshtabnyh konvektivnyh sistem: koncepciya, klimatologiya i prognoz: Diss. ... dokt. geogr. nauk. Moscow, 2010. 408 s. [in Russ.].
2. Bol'shev L.N., Smirnov N.V. Tablicy matematicheskoy statistiki. Izd. tret'e. Moscow: Nauka publ., 1983. 416 s. [in Russ.].
3. Brooks C.E., Carruthers N. Handbook of statistical methods in meteorology. London, 1953
4. Bundel A.Yu., Muraviev A.V., Olkhovaya E.D. Overview of spatial verification methods and their application to ensemble forecasting. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2021, vol. 382, no. 4, pp. 30-49. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2021-4-30-49> [in Russ.].
5. Vel'tishchev N.F., Stepanenko V.M. Mezometeorologicheskie processy. Moscow: Geograficheskij fakul'tet MGU, 2006. 100 s. [in Russ.].
6. Gumbel E. Statistics of extremes. NY-Columbia Uni. 1958, 371 p.
7. Kiktev D.B., Murav'ev A.V., Bundel' A.Yu. Metodicheskie rekomendatsii po verifikatsii meteorologicheskikh prognozov. Moscow, AMA PRESS publ., 2021, 94 p. [in Russ.].
8. Cramer H. Mathematical methods of statistics. Stockholm, 1946, 600 p.
9. Muravev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V. Verification of the radar precipitation nowcasting. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2023, vol. 389, no. 3, pp. 6-58. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-6-58> [in Russ.].
10. Muravev A.V., Bundel A.Yu., Kiktev D.B., Smirnov A.V. Verification of radar precipitation nowcasting of significant areas using the generalized Pareto distribution. Part 1: Elements of theory and methods for estimating parameters. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2022, vol. 385, no. 3, pp. 6-41. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-3-6-41> [in Russ.].
11. Muravev A.V., Bundel A.Yu., Kiktev D.B., Smirnov A.V. Verification of radar precipitation nowcasting of significant areas using the generalized Pareto distribution. Part 2: Application to forecasts in warm and cold periods of 2017–2018. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2022, vol. 385, no. 3, pp. 42-77. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-3-42-77> [in Russ.].
12. Muravev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V. Operational precipitation nowcasting system based on radar data and verification results for the warm period of the year (May–September 2017). *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2018, vol. 367, no. 1, pp. 6-38 [in Russ.].
13. Panovskij G.A., Brajer G.V. Statisticheskie metody v meteorologii. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1972, 210 s.
14. RD 52.27.284–91. Metodicheskie ukazaniya. Provedenie proizvodstvennykh (operativnykh) ispytaniy novykh i usovershenstvovannykh metodov gidrometeorologicheskikh i gelio-geofizicheskikh prognozov. Moscow, Gosgidromet SSSR publ., 1991, 151 p. [in Russ.].
15. Rozinkina I. A., Rivin G. S., Bagrov A.N., Blinov D.V. et al. The COSMO-Ru2By configuration of the COSMO model: skill and methodology for estimating of the forecasts of B- and y-mesoscale processes. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2023, vol. 388, no. 2, pp. 6-34 [in Russ.]. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-2-6-34>
16. Sikan A.V. Metody statisticheskoy obrabotki gidrometeorologicheskoy informacii. Sankt-Peterburg, Izd. RGMU, 2007. 278 p. [in Russ.].
17. Smirnov N.V. Predel'nye zakony raspredeleniya dlya chlenov variatsionnogo ryada // Trudy MIAN. 1949. Vyp. 25. S. 5-59 / V kn. N.V. Smirnov. Teoriya veroyatnostej i matematicheskaya statistika. Izbrannye trudy. Moscow, Nauka publ., 1970, pp. 163-198 [in Russ.].

18. Chibisov D.M. O predel'nykh raspredeleniyakh dlya chlenov variatsionnogo ryada. *Teoriya veroyatnosti i ee primeneniya*, 1964, vol. 9, no. 1, pp. 159-165 [in Russ.].
19. Alferov D. and Coauthors. Intercomparison of Spatial Verification Methods for COSMO Terrain (INSPECT): Preliminary Results. *EMS Annual Meeting Abstracts*, vol. 12, EMS2015-140, 2015. 15th EMS/12th ECAM.
20. Brown B. and Coauthors. The Model Evaluation Tools (MET): More than a Decade of Community-Supported Forecast Verification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2021, vol. 102, E782-E807.
21. Bullock R., Fowler T., Brown B. Method for Object-Based Diagnostics Evaluation. NCAR Technical Note NCAR/TN-532+STR, 2016, 66 p.
22. Bullock R. Moments, Centroids and Axis Angles. 2006. https://dtcenter.org/sites/default/files/community-code/met/docs/write-ups/netcdf_point_obs_format_v1.1.pdf
23. Bundel A. and Coauthors. Spatial verification application in COSMO. *ICCATUS 2018. Book of Abstracts Offenbach*, February 26–28, 2018, pp. 35.
24. Bundel A. and Coauthors. The COSMO Priority Project INSPECT. Final Report. *COSMO Technical Report No. 37*, January 2019. DOI: 10.5676/DWD pub/nwv/cosmo-tr37
25. Bundel A., Muravyev A. The contiguous rain area (CRA) method application for the MesoVICT cases in the framework of the COSMO INSPECT project. *Annalen der Meteorologie* 51. *7th International Verification Methods Workshop*, 03-11 May 2017, Berlin, Germany. Programme and Abstracts, pp. 59.
26. David H.A., Nagaradja H.N. Order statistics: 3d ed. Wiley and Sons, 2003, 482 p.
27. Davis C.A., B.G. Brown, Bullock R.G. Object-based Verification of precipitation forecasts, Part I: Methodology and Application to mesoscale rain areas. *Mon. Wea. Rev.*, 2006, vol. 134, pp. 1772-1784.
28. Davis C.A., B.G. Brown, Bullock R.G. Object-based Verification of precipitation forecasts, Part II: Application to convective rain systems. *Mon. Wea. Rev.*, 2006, vol. 134, pp. 1785-1795.
29. Forecast verification in Atmospheric Science. A Practitioner's Guide: Second Ed. / I. Jolliffe, D. Stephenson (Eds.), John Wiley & Sons Ltd, 2012, 274 p.
30. Gilleland E. Comparing spatial fields with SpatialVx: Spatial forecast verification in R. 2022. <https://doi.org/10.5065/4px3-5a05>; <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/manuscripts%3A1036>
31. Gilleland E., Ahijevych D., Brown B.G., Casati B., Ebert E.E. Intercomparison of Spatial Forecast Verification Methods. *Wea. Forecast.*, 2009, vol. 24, no. 5, P.1416-1430.
32. Harrell F.E., Davis C.E. A new distribution-free quantile estimator. *Biometrika*, 1982, vol. 69, pp. 635-640.
33. Harrold M., J. Prestopnik, J. Opatz, et al. The METplus Version 6.2.1. User's Guide. 2026. Developmental Testbed Center. <https://github.com/dtcenter/METplus/releases>.
34. R: The Beta Distribution. <https://search.r-project.org/R/refmans/stats/html/Beta.html>
35. R: The Binomial Distribution. <https://search.r-project.org/R/refmans/stats/html/Binomial.html>
36. R: Sample Quantiles. <https://search.r-project.org/R/refmans/stats/html/quantile.html>
37. CRAN: package boot. <https://cran.r-project.org/web/packages/boot>
38. CRAN: package Hmisc. <https://cran.r-project.org/web/packages/Hmisc/index.html>
39. CRAN: package SpatialVx. <https://cran.r-project.org/web/packages/SpatialVx>
40. User's Guide – METplus 6.2.1 documentation. https://metplus.readthedocs.io/en/latest/Users_Guide/index.html
41. User's Guide – MET 12.2.2 documentation. https://metplus.readthedocs.io/projects/met/en/latest/Users_Guide
42. Hyndman R., Fan Y. Sample Quantiles in Statistical Packages. *The American Statistician*, 1996, vol. 50, no. 4, pp. 361-365.
43. Muravev A., Bundel A., Kiktev D., Bocharnikov N., Bazlova T. On the spatial verification of FROST-2014 precipitation forecast fields. *EMS Annual Meeting Abstracts*, 2015, vol. 12, EMS2015-154-2. 15th EMS/12th ECAM.

44. Murphy A.H., Brown B.G., Chen Y-S. Diagnostic verification of temperature forecasts. *Wea. Forecasting*, 1989, vol. 4, pp. 485-501.
45. Murphy A.H., Winkler R.L. Diagnostic verification of probability forecasts. *Int. J. Forecasting*, 1992, vol. 7, pp. 435-455.
46. Pulkkinen S., Nerini D., Hortal A., Velasco-Forero C., Seed A., Germann U., Foresti L. Pysteps: an open-source Python library for probabilistic precipitation nowcasting (v1.0). *Geosci. Model Dev.*, 2019, vol. 12, pp. 4185-4219.
47. Roberts N.M., Lean H.W. Scale-selective Verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, 2008, vol. 136, pp. 78-97.
48. Soh H., L. Goodrich, B. Brown, R. Bullock, et al. The MET Version 12.2.1 User's Guide. Developmental Testbed Center, 2026. <https://github.com/dtcenter/MET/releases>
49. Wilks D.S. Statistical methods in the atmospheric sciences: 4th Ed. Elsevier, 2019, 816 p.
50. Wolff J.K., Harrold M., Fowler T. et al. Beyond the Basics: Evaluating Model-Based Precipitation Forecasts Using Traditional, Spatial, and Object-Based Methods. *Wea. Forecasting*, 2014, vol. 29, pp. 1451-1472.

*Поступила 04.09.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 04.09.2026; accepted for publication 22.10.2026.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-41-62>

УДК 551.577

Глобальный анализ количества осадков по данным модели атмосферы ПЛАВ10 и данным синоптических наблюдений

Р.Б. Зарипов

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
radomir.zaripov@list.ru*

Представлен анализ глобальных полей 6-часовых осадков. Исходными данными являются прогнозы модели атмосферы ПЛАВ10 с заблаговременностью 0–6 часов (первое приближение) и наблюдения осадков на синоптических станциях. Анализ проводился в три этапа: 1) коррекция среднеширотных смещений; 2) анализ относительных различий наблюдаемых осадков и первого приближения для кластеров наблюдений (объединяются наблюдения в областях размером $\sim 1110 \times 1110$ км); 3) усвоение индивидуальных наблюдений. На каждом этапе первое приближение последовательно уточнялось. Использовалась процедура оптимальной интерполяции, параметры которой подбираются непосредственно в процедуре анализа методом кроссвалидации. Рассмотрено некоторое приближение сумм осадков к нормальному распределению с использованием степенного преобразования. Оценки полей анализа по данным наблюдений и по полям анализа GPCP продемонстрировали успешность методики: на каждом этапе анализа поля осадков уточняются. Планируемое применение анализа – улучшение начальных данных для счета ПЛАВ, уточнение запаса продуктивной влаги в почве.

Ключевые слова: глобальный анализ количества осадков, оптимальная интерполяция, модель атмосферы ПЛАВ

Global analysis of precipitation based on SL-AV10 atmospheric model data and synoptic observations

R.B. Zaripov

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,
Moscow, Russia
radomir.zaripov@list.ru*

A procedure for analyzing global 6-hour precipitation fields is described. The input data are 0–6-hour lead-time forecasts of the SL-AV10 atmosphere model (serving as the first guess) and precipitation observations from weather stations. The analysis includes three stages, with the first guess being successively refined at each step: 1) mid-latitude biases are corrected; 2) relative differences between observed precipitation and the first guess are analyzed for observation clusters (observations within $\sim 1110 \times 1110$ km domains are aggregated); 3) individual observations are assimilated. The optimal interpolation procedure is used, with parameters selected directly in the process of analysis. Precipitation is processed in order to get distribution closer to normal using a power transformation. A verification

of the analysis results against observational data and the GPCP and ERA5 analysis fields demonstrates the success of the developed methodology: the precipitation fields are refined at each stage of analysis. The planned application of the analysis is to improve the initial dataset for SL-AV forecasts and to refine the estimate of available soil moisture.

Keywords: global analysis of precipitation, optimal interpolation, SL-AV global atmosphere model

Введение

Для многих задач гидрологического и агрометеорологического обслуживания населения и экономики (анализ влагозапаса снега и запаса продуктивной влаги в почве, анализ и прогноз речного стока [3, 33, 38]) важен точный анализ количества выпавших осадков. Согласно отчету ВМО [48], с экстремальными осадками в течение 1970–2019 гг. связано более 22 % смертей, связанных с погодой, и 57 % вызванного погодой экономического ущерба. Также анализ осадков позволяет уточнить ряд характеристик подстилающей поверхности, полезных для среднесрочного и субсезонного прогноза [46, 47] – влажность почвы и состояние растительности, влагозапас и альбедо снежного покрова. Сведения об осадках позволяют более точно определить условия вымывания из атмосферы различных примесей [16, 41], оценить степень пожарной опасности [5, 6], рассчитать эмиссию пыльцы различных растений (проводится для предупреждения страдающих аллергией) [41].

В Гидрометцентре России доступны осадкомерные наблюдения на синоптических станциях, как текущие (см. рис. 1), так и архивные, за последние десятилетия. В рамках подготовки начальных данных для счета трех версий глобальной модели атмосферы ПЛАВ (ПЛАВ0.9×0.72, ПЛАВ20 и ПЛАВ10 [20–22]) проводится счет этих версий 6-часовыми циклами «анализ-прогноз» [25, 37]. На шаге «анализ» (в сроки 00, 06, 12 и 18 ч ВСВ) проводится коррекция модели по данным оперативного анализа Гидрометцентра России [26, 27] (ПЛАВ09×0.72, ПЛАВ10), данным реанализа ERA5 [34] (ПЛАВ0.9×0.72) или собственной процедуры анализа ансамбля состояний модели [14] (ПЛАВ20 используется для среднесрочного ансамблевого прогноза), проводится собственный анализ состояния поверхностных полей [4]. На шаге «прогноз» рассчитывается прогноз ПЛАВ на 6 часов (ПЛАВ20 – ансамблевый [13]). Таким образом, в Гидрометцентре России имеются все необходимые условия для анализа количества осадков.

В последние десятилетия активно развиваются методы дистанционных наблюдений за осадками [12, 35, 40]. Но оперативное поступление дистанционных наблюдений осадков в Гидрометцентр России в достаточном количестве может быть затруднено, кроме того, дистанционные наблюдения доступны не для всего периода, для которого требуется подготовка начальных данных для субсезонных прогнозов, а с конца 20 века и до настоящего времени. Для указанного продолжительного периода анализ

должен быть подготовлен по методике, максимально близкой к использованию при анализе текущих данных, чтобы избежать влияния изменений методики на прогностические аномалии.

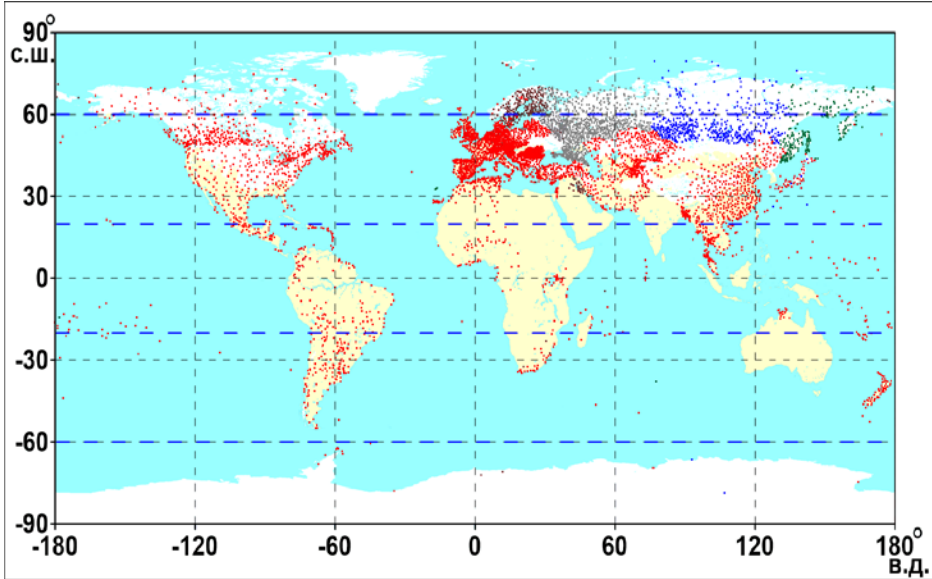


Рис. 1. Наблюдения за выпадающими осадками на синоптических станциях: красным цветом показаны станции, обеспеченные 3 или 6-часовыми наблюдениями (00, 06, 12, 18 ч ВСВ), другими цветами – 12-часовые наблюдения для разных сроков (главным образом территория России, см. текст). Белым цветом на обоих рисунках показано распространение снега для данной даты. Синим пунктиром – границы широтных кругов, используемых при расчетах смещений и выборе параметров усвоения.

Fig. 1. Precipitation observations at synoptic stations: red shows stations with 3- or 6-hour observations (00, 06, 12, 18 UTC), other colors show 12-hour observations for different times (mostly over the territory of Russia, see text). White color on both figures shows snow cover extent for the given date. Blue dashed lines show the boundaries of latitude zones used in calculating displacements and selecting assimilation parameters.

Поэтому на данном этапе работ рассматривается глобальный анализ осадков только с использованием осадкомерных наблюдений на синоптических станциях. В дальнейшем этот анализ должен стать первым приближением при усвоении дистанционных наблюдений осадков, в том числе радиолокационных («последовательное усвоение» [25]). Разработка процедуры анализа рассматривается на примере модели ПЛАВ10 с шагом расчетной сетки около 10 км, поскольку данная версия модели характеризуется наиболее точными и детальными краткосрочными прогнозами.

Рассчитанные поля осадков позволяют уточнить параметры подстилающей поверхности при подготовке начальных условий для численного прогноза [23], точнее задать поток входной влаги при рассмотрении динамики

влагозапаса почвы [42], в том числе при оценке запасов продуктивной влаги в почве [11] при разработке методики вероятностного прогноза аномалий влагозапаса

Методика усвоения осадкомерных наблюдений

Начальные наборы полей для счета ПЛАВ подготавливаются для сроков 00, 06, 12 и 18 ч ВСВ. Анализ количества осадков проводится для 6-часовых периодов между этими сроками. Но для территории России и части Европы (см. рис. 1) доступны осадки только за 12-часовые периоды. Так, для Европейской территории России доступны осадки для периодов 09–21 и 21–09 ч ВСВ (серый цвет на рис. 1), для большей части Сибири – 00–12 и 12–00 ч ВСВ (синий цвет), Дальнего Востока – 03–15 и 15–03 ч ВСВ (зеленый цвет), Скандинавского полуострова – 06–18 и 18–06 ч ВСВ (коричневый цвет).

При выделении 6-часовых сумм из 12-часовых используются данные модели ПЛАВ10. Для этого в ячейке модельной сетки, в которой расположен пункт наблюдения, выбираются рассчитанные осадки для нескольких последовательных 3-часовых периодов (возможно, полученные при счете модели от разных начальных сроков). Затем наблюдавшиеся 12-часовые осадки делятся на 4 части – пропорционально осадкам ПЛАВ10 для этих 3-часовых периодов (если осадки есть) или на равные части (если согласно расчетам осадков нет). Затем из 3-часовых сумм «собираются» осадки для нужного 6-часового периода. Полученные таким образом 6-часовые суммы могут содержать дополнительные погрешности, связанные с неточностями прогнозов ПЛАВ10. Поэтому восстановленные 6-часовые осадки (если получены не из нулевой 12-часовой суммы) в процедуре усвоения помечены специальным флагом как менее точные, хотя в описываемых далее экспериментах понижение точности не учитывается. Еще одна проблема данного преобразования – 12-часовые суммы осадков поступают в конце периода наблюдения и могут прийти слишком поздно для учета в оперативном анализе.

В 2024–2026 гг. в рамках работы с моделью ПЛАВ10 были подготовлены и протестированы несколько методик уточнения полей осадков по данным осадкомерных наблюдений. Рассматривался как метод последовательных коррекций [30, 31, 37, 49], так и оптимальная интерполяция (далее ОИ, [7, 9, 31, 37]) с разным выбором радиусов влияния и способов преобразования анализируемой переменной. Проверялась целесообразность статистической коррекции прогнозов ПЛАВ по оценкам накопленных прогнозов (рассматривались периоды 20 и 30 суток, предшествующих сроку анализа). Лучшие результаты показала основанная на ОИ схема трехэтапной коррекции, рассматриваемая далее.

При анализе состояния атмосферы метод ОИ справедливо считается устаревшим и к настоящему времени вытеснен более сложными методами, позволяющими использовать сложные «операторы наблюдений», разное

время прихода наблюдений, а также предоставляющими возможность дополнительно уточнять ковариационную матрицу ошибок первого приближения [28, 36, 39]. Но применительно к рассматриваемой задаче – анализу 2-мерного поля при использовании интерполяции в качестве «оператора наблюдений» [37], отсутствию рассогласования во времени между сроками наблюдений и анализа – более сложные, чем ОИ, методы анализа не имеют видимых автором преимуществ, по крайней мере «окупающих» возрастающую сложность анализа. Отметим, что процедура ОИ за пределами гидрометеорологии называется «простой кригинг» [9] и близка к современным методам построения карт по нерегулярно распределенным данным.

Кратко рассмотрим процедуру оптимальной интерполяции.

Пусть известно значение некоторого метеорологического элемента (в нашем случае – количество осадков) или же отклонения этого элемента от поля первого приближения в точках с координатами $\vec{r}_1, \vec{r}_2, \dots, \vec{r}_N$ (станции, числом N). Эти значения обозначим как

$$f_i = f(\vec{r}_i), (i = 1, 2, \dots, N) \quad (1)$$

и пока будем считать абсолютно точными.

Требуется найти значение этого элемента в некоторой точке $\vec{r}_A$. Обычно это какая-либо точка регулярной сетки:

$$f_A = f(\vec{r}_A). \quad (2)$$

Будем искать значение f_A в виде линейной комбинации значений в точках $\vec{r}_1, \vec{r}_2, \dots, \vec{r}_N$

$$f_A = \sum_{i=1}^N p_i f_i, \quad (3)$$

где p_i – весовые множители (веса), пока не определенные.

Истинное значение рассматриваемой величины в точке анализа обозначим f_{AT} . Это значение неизвестно, но можно потребовать, чтобы математическое ожидание квадрата ошибки выражения (3) (обозначим его E) было бы минимально:

$$E = \overline{(f_{AT} - f_A)^2} = \overline{\left(f_{AT} - \sum_{i=1}^N p_i f_i \right)^2}. \quad (4)$$

Получение значения анализируемой величины, используя (3), с весами, минимизирующими ошибки E (4), и называют оптимальной интерполяцией.

Не будем приводить вывод результирующей формулы (см. [7, 9, 24]), приведем лишь финальную систему уравнений, которую нужно решить:

$$\mu_{Ai} = \sum_{j=1}^N p_i \mu_{ij}. \quad (5)$$

Здесь через μ_{Ai} и μ_{ij} обозначены значения нормированной автокорреляционной функции поля f при заданных координатах пунктов наблюдений и точки анализа. Отметим, что система (5) типична при усвоении разности наблюдений и первого приближения (так называемых «векторов инновации»), в противном случае обычно вводится дополнительное требование $\sum_{i=1}^N p_i = 1$ («обычный кригинг» [9]).

Рассмотрим теперь ситуацию, когда наблюдения содержат неточности, т. е. значение наблюдения в точке i

$$f_i = f_T(\vec{r}_i) + e_i = f_{iT} + e_i, \quad (6)$$

где f_{iT} – истинное значение наблюдаемой величины, а e_i – ошибка наблюдения.

Будем считать, что ошибки наблюдений e_i в различных пунктах не зависят друг от друга, т. е.

$$\overline{e_i} = 0, \quad \overline{e_i e_j} = 0, \quad \text{если } i \neq j, \quad \overline{e_i e_i} = E_i.$$

Тогда требование минимизации ошибки анализа приводит к необходимости решения системы уравнений, аналогичной системе (5), за исключением добавления к главной диагонали системы дополнительного члена

$$\mu_{Ai} = \sum_{j=1}^N p_j \mu_{ij} + p_i \frac{\overline{e_i^2}}{f_{AT}^2}. \quad (7)$$

Решается (7) как и система (5), с той лишь разницей, что при тех же значениях автокорреляционных функций добавление ошибки наблюдений улучшает обусловленность системы. Отметим, что в величину $\overline{e_i^2}$ вносят вклад не только собственно неточности наблюдений, но и так называемые «ошибки репрезентативности», когда на наблюдаемое значение оказывают влияние процессы, которые не могут быть описаны на рассматриваемой вычислительной сетке. Поэтому, несмотря на имеющиеся оценки точности осадкомерных наблюдений [17], предлагается заменить в системе (7)

$$\overline{e_i^2} / f_{AT}^2 = K_{\text{err}}. \quad (8)$$

Значение K_{err} определяется по результатам расчетов.

Для расчета автокорреляционной функции выбрано достаточно распространенное выражение:

$$\mu_r = \exp\left(-\frac{r^2}{2R^2}\right), \quad (9)$$

где r – расстояние между рассматриваемыми точками; R – параметр (радиус автокорреляции), в данной работе оцениваемый методом кросс-валидации: в точку каждого наблюдения проводится анализ (ОИ) по остальным наблюдениям с различными значениями R (вычислительная экономичность ОИ это позволяет), затем по результатам сравнения результатов анализа и наблюдений выбирается лучшее значение R для каждого широтного диапазона (границы показаны на рис. 1 синими пунктирными линиями). В предварительных экспериментах рассматривалось использование анизотропной автокорреляционной функции с использованием разных радиусов автокорреляции по широте и долготе [1]. Но в этом случае выбор R методом кросс-валидации оказался затруднен.

Автокорреляционная функция (9) определена положительно: определитель систем (5) и (7) отличен от 0, если нет совпадающих точек наблюдений. При этом матрица $\|\mu_{ij}\|$ является симметричной и положительно определенной, ее диагональные элементы >1 для (7) и $=1$ для (5). Подобная система уравнений в данной работе решается разложением Холецкого [18].

В процедуре ОИ алгоритм выбора влияющих станций имеет важное значение для обусловленности системы уравнений типа (7). Особенно это важно в том случае, когда отношение нормы ошибки к норме ожидаемого изменения значения в точке в ходе анализа $\frac{e_i^2}{f_{AT}^2}$ является незначительной. Ранее, когда ОИ являлся основным методом анализа состояния атмосферы в Гидрометцентре России, при формировании систем уравнений ОИ влияющие станции определялись, как ближайшие станции по некоторым выбранным направлениям [2], с использованием «Кулоновского алгоритма» [8] или же использовался бокс-метод [24]. В более ранних работах по анализу влагозапаса снежного покрова для ПЛАВ использовалась триангуляция Делоне [19].

В данной работе выбрано использование бокс-метода как достаточно простого (в особенности по сравнению с триангуляцией Делоне) и вычислительно эффективного. Вся поверхность земного шара разделяется на $\sim$ квадратные в широтно-долготных координатах ячейки (рис. 2). Размер ячеек («боксов») задается в качестве параметра расчета, в текущих экспериментах использовались ячейки размером примерно 1110×1110 км (1110 км – около 10° широты), примерно в 2 раза больше, чем в описанной в монографии [24] системе анализа.

Схема выбора влияющих станций при анализе показана на рис. 2. Сначала определяется, в какой ячейке находится пункт анализа (в рамках выбора радиуса автокорреляции или при окончательном анализе), и

выбираются все наблюдения, попавшие как в данную ячейку, так и в граничащие с ней (показано более густой синей заливкой на рис. 2), как в [24]. Затем, если количество наблюдений в этой области не превышает некоторого порогового значения (сейчас 30), то в область поиска включаются ячейки, граничащие с уже рассматриваемыми (менее густая заливка на рис. 2). Эта процедура может повторяться несколько раз, пока количество рассматриваемых наблюдений не достигнет выбранного порогового значения или расстояние до добавляемых ячеек в несколько раз не превысит R . При проведении анализа «супернаблюдений» (см. ниже), ввиду их относительно небольшого числа (первые сотни), просто выбираются 30 ближайших к точке анализа.

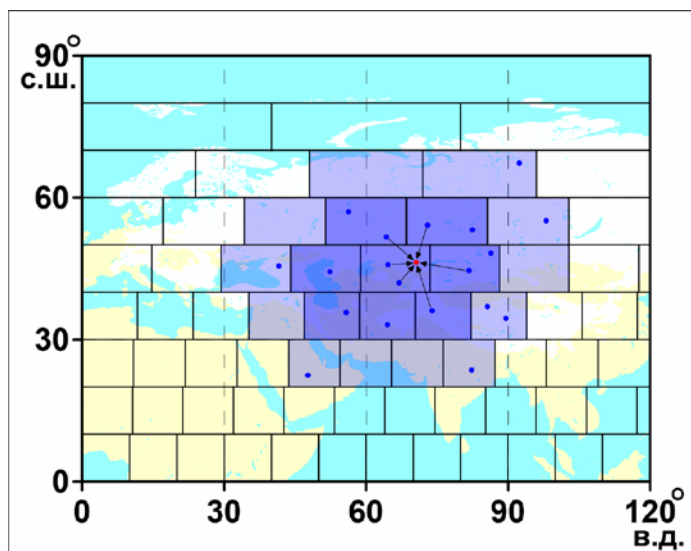


Рис. 2. Схема кластеризации и выбора влияющих станций при анализе.

Fig. 2. Scheme of clustering and selection of stations to use in analysis.

На рис. 1 можно отметить неравномерность распределения осадкомерных наблюдений. Наиболее густо ими покрыта территория Западной Европы, при этом обширные территории (к примеру, на севере России) покрыты наблюдениями гораздо реже. Можно отметить наличие областей (большая часть Австралии и Африки, Тибет, Гренландия), практически не освещенных данными. Распределение наблюдений, показанное на рис. 1, типично для 2025–2026 гг., в 2024 г. поступали наблюдения из Индии и юго-восточной части Австралии, наблюдений в тропической зоне было больше.

Неравномерность распределения наблюдений делает невозможным расчет каких-либо средних по пространству величин непосредственно по данным наблюдений, так как области с более частой наблюдательной

сетью будут вносить больший вклад. Поэтому в соответствии с [9] применяется кластеризация наблюдений: если в ячейке выделенных для поиска влияющих станций имелось ≥ 10 наблюдений (параметр, выбранный по результатам экспериментов), то по пунктам этих наблюдений рассчитывались средние наблюдавшиеся и рассчитанные осадки. Далее подобные комбинации наблюдений будем называть «супернаблюдениями», координаты супернаблюдений рассчитываются осреднением координат станций, которые их формируют. При расчете средних по пространству величин учитывается немного различающаяся площадь ячеек.

Собственно анализ проводится в 3 этапа.

I. На земном шаре выделяются широтные диапазоны, в которых по супернаблюдениям рассчитываются средние смещения. Число и границы подобных диапазонов могут меняться: сейчас используется пять с границами по широтам: -60° , -20° , 20° , 60° (см. рис. 1).

Для тех широтных диапазонов, в которых количество супернаблюдений больше некоторого порогового значения (сейчас ≥ 5 , обычно выполнено для всех широтных диапазонов, кроме $\leq -60^\circ$), находится отношение наблюдавшихся осадков к первому приближению (по супер-наблюдениям). Затем эта величина интерполируется по широте, и на нее домножается первое приближение поля осадков.

II. После коррекции среднеширотных смещений пересчитывается первое приближение для супернаблюдений, рассчитывается отношение наблюдавшихся осадков к уточненному первому приближению (ограничивается диапазоном $[-3, 3]$), находится логарифм этого отношения. Для всех супернаблюдений проводится кросс-валидация, и для каждого широтного диапазона находится оптимальный радиус R_S , который используется для анализа логарифма отношения измеренных и наблюдавшихся осадков в ячейки (см. рис. 2), где наблюдений было недостаточно (< 10). Затем по полученному полю поправок (в относительных величинах) ранее откорректированное поле первого приближения осадков корректируется еще раз. Оптимальное значение $K_{\text{эт}}^S = 0.2$ для анализа супернаблюдений было определено в ходе расчетов для четырех сроков 15 числа каждого месяца 2025 года.

III. Методом кросс-валидации выбираются оптимальные радиусы автокорреляции для анализа отдельных наблюдений для каждого широтного диапазона, затем проводится анализ в узлы модельной сетки. Но были проведены эксперименты с преобразованием переменной: ОИ дает оптимальную в смысле минимума математического ожидания квадрата ошибки и в том случае, если распределение наблюдаемых величин не является нормальным [16]. Однако в случае осадков, распределение которых далеко от нормального [16, 29], минимум математического ожидания квадрата ошибки может не приводить к хорошему анализу [9]. Естественным выглядит преобразование анализируемой переменной таким образом, чтобы приблизить ее распределение к нормальному. В ряде работ по усвоению

осадков использовалось степенное преобразование (рассматривалось количество осадков в степени <1 [16]) или же логарифм осадков (обычно с добавлением небольшой константы, чтобы избежать расчета логарифма от 0). В данной работе был рассмотрен более общий подход Бокса – Кокса [44] – преобразование с использованием параметра λ :

$$Y = \begin{cases} (x^\lambda - 1)/\lambda; & \lambda \neq 0; \\ \ln(x + \varepsilon); & \lambda = 0. \end{cases} \quad (10)$$

Здесь x – исходное значение (≥ 0); Y – преобразованное; λ – параметр преобразования; ε – небольшое (по сравнению с типичными значениями x) число, чтобы избежать $\ln(0)$ при $x=0$.

По данным 2025 г. (рассматривались наблюдения осадков и первое приближение в пунктах наблюдений согласно расчетам ПЛАВ10) были проверены различные параметры λ от 0 до 1 с шагом 0.1, степень близости к нормальному закону оценивалась по критерию Колмогорова – Смирнова с поправкой Лиллиефорса [43]. Оказалось, что как само распределение осадков, так и разности наблюдаемых величин и первого приближения после преобразования наиболее близки к нормальному закону при $\lambda=0.2$. Однако простое преобразование анализируемой величины с последующим анализом методом ОИ и обратным преобразованием анализа в ряде случаев приводит к серьезным смещениям результирующего поля [9]. Применение процедуры, подобной описанной в работах [9, 32] для коррекции подобного смещения, оказалось затруднительным, так как даже после преобразования распределение осадков было достаточно далеко от нормального закона, что затрудняло коррекцию смещений при обратном преобразовании.

Поэтому для четырех сроков 15 числа каждого месяца 2025 г. была проведена оценка анализа методом кросс-валидации с различными значениями λ и различными задаваемыми отношениями $K_{\text{гг}}$. Оказалось, что наилучшие результаты обеспечивает $\lambda=0.9$ (при использовании меньших значений анализ количества осадков был смещен в сторону уменьшения), и задаваемая относительная ошибка наблюдения $K_{\text{гг}} = 0.5$.

Была проведена оценка использования в качестве первого приближения осадков ПЛАВ10 на период 6–12 часов (чтобы снизить влияние несогласованности начальных полей), но результаты оказались хуже, чем при использовании прогнозов на период 0–6 часов.

После подготовки анализа общих сумм 6-часовых осадков проводится их разделение по фазам и по 3-часовым периодам пропорционально распределению осадков в прогнозах ПЛАВ10, используемых в качестве первого приближения. Если в результате процедуры анализа осадки появляются в узлах модельной сетки, где согласно первому приближению их не было – 3-часовые суммы получаются делением 6-часовых сумм пополам,

разделение по фазам (что требуется для анализа снежного покрова) проводится в зависимости от температуры на высоте 2 метра.

Ввиду используемого при разработке ПЛАВ «многомасштабного» или «бесшовного» подхода [22, 45], состоящего в том, что модель в рамках единого кода способна проводить счет с различным пространственным и временным разрешением, воспроизводя атмосферные явления различного масштаба, разные версии модели имеют похожие форматы начальных данных и прогностической продукции. Поэтому подготовленная технология без существенных модификаций способна использоваться при работе со всеми современными версиями ПЛАВ.

Рассмотрение результатов усвоения

Для рассмотрения результатов анализа был выбран период с 00 ч ВСВ 1 января 2025 г. по 00 ч ВСВ 1 января 2026 г. Выбор периода определялся доступностью данных анализа GPCP [35] на момент подготовки статьи – на сайте <https://www.ncei.noaa.gov/products/global-precipitation-climatology-project> анализ осадков выкладывается с задержкой на несколько месяцев. Данные GPCP доступны для 24-часовых периодов на сетке $1 \times 1^\circ$. Также рассматривались 6-часовые суммы осадков по данным реанализа ERA5 [34], доступные с горизонтальным разрешением $0.25 \times 0.25^\circ$. Эти две версии анализа существенно различались, для использования в качестве основного внешнего анализа для оценки был выбран GPCP (несмотря на меньшее пространственное и временное разрешение) ввиду его большего согласования с осадкомерными наблюдениями (которые и усваивались в данной работе). При подготовке GPCP усваиваются данные с микроволновых приборов низкоорбитальных спутников, данные в инфракрасном диапазоне с геостационарных спутников, данные радиозондирования и поверхностные осадкомерные наблюдения, проводится взаимная калибровка различных сенсоров, в том числе калибровка спутниковой информации по осадкомерным наблюдениям.

Далее приводятся оценки для пяти регионов (см. рис. 1): умеренные широты Южного ($20\text{--}60^\circ$ ю. ш.) и Северного полушарий ($20\text{--}60^\circ$ с. ш.), тропики (20° ю. ш. – 20° с. ш.), Арктика ($>60^\circ$ с. ш.) и весь земной шар. Приводятся оценки для пяти полей: 1) первое приближение; 2) результат коррекции среднеширотных смещений; 3) результат коррекции по супернаблюдениям; 4) коррекция по наблюдениям; 5) реанализ ERA5 (для сравнения). Информация о пяти оцениваемых полях в ячейках табл. 1–3 идет сверху вниз, оценки приводятся для всего 2025 года.

В табл. 1 приводятся оценки 6-часовых осадков по данным осадкомерных наблюдений, при этом оценка для результатов коррекции по наблюдениям для анализа получена методом кросс-валидации (т. е. наблюдения, в пункты которых проводится анализ, сами в анализе не участвуют). В табл. 2 и 3 приводятся оценки 24-часовых осадков относительно данных GPCP.

Таблица 1. Оценка по данным наблюдений различных этапов уточнения первого приближения при анализе: 6-часовые суммы осадков с 00 ч ВСВ 1 января 2025 г. по 00 ч ВСВ 1 января 2026 г.

Table 1. Verification scores on observational data of the successive stages of refining the first guess by analysis procedure: 6-hour precipitation sums from 00 UTC January 1, 2025 till 00 UTC January 2026

Средние осадки, мм/6 ч	Отн. смещ.	MAE, мм/6 ч	HSS/ETS превышения значения, мм/6 ч			
			≥0.1	≥1	≥3	≥5
Умеренные широты Южного полушария						
0.65	1.08	0.72	0.462/0.301	0.446/0.287	0.462/0.300	0.454/0.294
	1.02	0.68	0.468/0.306	0.463/0.301	0.475/0.312	0.455/0.294
	0.96	0.64	0.479/0.315	0.497/0.331	0.504/0.337	0.476/0.312
	0.99	0.57	0.513/0.345	0.552/0.382	0.570/0.399	0.552/0.381
	1.09	0.67	0.181/0.100	0.550/0.379	0.507/0.399	0.460/0.299
Тропики						
1.55	0.91	1.95	0.290/0.169	0.286/0.167	0.296/0.174	0.264/0.152
	0.92	1.95	0.292/0.171	0.293/0.171	0.300/0.177	0.271/0.157
	0.87	1.85	0.301/0.177	0.323/0.193	0.337/0.203	0.299/0.176
	0.99	1.74	0.346/0.209	0.375/0.231	0.386/0.240	0.354/0.215
	0.90	1.90	0.290/0.170	0.416/0.262	0.348/0.210	0.289/0.169
Умеренные широты Северного полушария						
0.52	1.28	0.59	0.487/0.322	0.476/0.312	0.468/0.305	0.450/0.291
	1.00	0.52	0.501/0.334	0.499/0.333	0.478/0.314	0.430/0.274
	0.91	0.48	0.519/0.351	0.537/0.367	0.498/0.332	0.439/0.281
	0.97	0.42	0.577/0.405	0.609/0.438	0.589/0.417	0.551/0.380
	1.14	0.54	0.289/0.169	0.545/0.374	0.494/0.328	0.447/0.287
Арктика						
0.45	1.56	0.52	0.523/0.354	0.506/0.338	0.458/0.297	0.430/0.274
	1.05	0.40	0.548/0.378	0.549/0.378	0.479/0.315	0.417/0.263
	0.95	0.37	0.566/0.395	0.575/0.403	0.488/0.322	0.421/0.267
	0.97	0.32	0.608/0.437	0.637/0.468	0.576/0.405	0.529/0.359
	1.31	0.47	0.529/0.360	0.529/0.360	0.462/0.300	0.414/0.261
Земной шар						
0.60	1.21	0.70	0.473/0.310	0.455/0.295	0.442/0.284	0.419/0.265
	0.99	0.63	0.486/0.321	0.476/0.312	0.449/0.290	0.402/0.251
	0.91	0.59	0.502/0.335	0.510/0.342	0.472/0.309	0.415/0.262
	0.95	0.53	0.555/0.384	0.577/0.406	0.553/0.382	0.512/0.344
	1.10	0.65	0.518/0.350	0.529/0.360	0.472/0.309	0.418/0.265

В табл. 2 при оценке используются как области, обеспеченные наблюдениями, так и не обеспеченные (для оценки глобального эффекта анализа). В табл. 3 для оценки используются только те ячейки (размером около 1110×1110 км, использовались при формировании супернаблюдений и поиске влияющих станций), в которых имелось ≥10 наблюдений.

Во всех таблицах приводятся средние значения осадков (по наблюдениям – в табл. 1 и по площади оцениваемой территории – в табл. 2 и 3).

Таблица 2. Оценка по данным анализа GPCP различных этапов уточнения первого приближения при анализе: 24-часовые суммы осадков с 00 ч ВСВ 1 января 2025 г. по 00 ч ВСВ 1 января 2026 г.

Table 2. Verification scores on GPCP analysis data of the successive stages of refining the first guess by analysis procedure: 24-hour precipitation sums from 00 UTC January 1, 2025 till 00 UTC January 2026

Средние осадки, мм/6 ч	Отн. смещ.	MAE, мм/24 ч	HSS/ETS превышение значения, мм/24 ч			
			≥0.1	≥1	≥3	≥5
Умеренные широты Южного полушария						
2.51	1.30	2.81	0.215/0.120	0.291/0.170	0.370/0.227	0.398/0.248
	1.25	2.77	0.220/0.124	0.300/0.176	0.372/0.229	0.393/0.244
	1.24	2.76	0.221/0.124	0.302/0.178	0.373/0.229	0.393/0.244
	1.24	2.76	0.221/0.124	0.304/0.179	0.375/0.231	0.394/0.246
	1.07	3.24	0.181/0.100	0.234/0.133	0.285/0.166	0.224/0.126
Тропики						
3.52	1.22	3.49	0.250/0.143	0.338/0.203	0.417/0.263	0.443/0.285
	1.25	3.55	0.252/0.144	0.341/0.206	0.418/0.264	0.441/0.283
	1.22	3.53	0.254/0.145	0.346/0.209	0.422/0.267	0.441/0.283
	1.22	3.52	0.255/0.146	0.350/0.212	0.427/0.272	0.448/0.288
	1.06	3.61	0.290/0.170	0.441/0.283	0.266/0.153	0.267/0.154
Умеренные широты Северного полушария						
2.27	1.34	2.61	0.315/0.187	0.366/0.224	0.404/0.253	0.418/0.264
	1.08	2.30	0.323/0.192	0.376/0.232	0.417/0.263	0.430/0.274
	1.04	2.26	0.330/0.197	0.385/0.238	0.421/0.267	0.428/0.272
	1.05	2.26	0.334/0.200	0.389/0.241	0.425/0.270	0.433/0.276
	1.05	2.89	0.289/0.169	0.319/0.190	0.332/0.199	0.323/0.193
Арктика						
1.41	1.38	1.55	0.354/0.215	0.442/0.284	0.424/0.269	0.387/0.240
	0.92	1.21	0.385/0.239	0.465/0.303	0.431/0.275	0.381/0.236
	0.88	1.20	0.385/0.238	0.462/0.301	0.418/0.265	0.366/0.224
	0.88	1.21	0.383/0.237	0.459/0.298	0.416/0.263	0.369/0.226
	1.08	1.74	0.235/0.133	0.310/0.184	0.292/0.171	0.259/0.149
Земной шар						
2.64	1.28	2.71	0.285/0.166	0.355/0.216	0.414/0.261	0.433/0.277
	1.20	2.62	0.291/0.170	0.363/0.222	0.420/0.266	0.437/0.279
	1.17	2.60	0.294/0.172	0.367/0.225	0.423/0.268	0.436/0.279
	1.18	2.59	0.295/0.173	0.370/0.227	0.426/0.271	0.440/0.282
	1.06	2.95	0.271/0.157	0.347/0.210	0.381/0.236	0.377/0.233

Приводятся относительные смещения – отношение средних осадков по данным анализа или ERA5 к средним по наблюдениям (табл. 1) или средним данным GPCP по площади (табл. 2 и 3). Также приводится средняя абсолютная ошибка (MAE). Высокие значения средней абсолютной ошибки (MAE) относительно средних значений объясняются тем, что значительная часть осадков связана с относительно немногочисленными случаями сильных осадков.

Таблица 3. Оценка по данным анализа GPCP различных этапов уточнения первого приближения при анализе: 24-часовые суммы осадков с 00 ч ВСВ 1 января 2025 г. по 00 ч ВСВ 1 января 2026 г. – только для регионов, обеспеченных осадкомерными наблюдениями

Table 3. Verification scores on GPCP analysis data of the successive stages of refining the first guess by analysis procedure: 24-hour precipitation sums from 00 UTC January 1, 2025 till 00 UTC January 2026 – only for regions with sufficient precipitation observations

Средние осадки, мм/6 ч	Отн. смещ.	MAE, мм/24 ч	HSS/ETS превышения значения, мм/24 ч			
			≥0.1	≥1	≥3	≥5
Умеренные широты Южного полушария						
2.31	1.19	2.71	0.276/0.160	0.332/0.199	0.382/0.236	0.401/0.251
	1.12	2.65	0.282/0.164	0.343/0.207	0.390/0.242	0.404/0.253
	1.10	2.61	0.287/0.167	0.354/0.215	0.399/0.249	0.409/0.257
	1.11	2.58	0.292/0.171	0.365/0.223	0.407/0.256	0.418/0.265
	1.01	3.00	0.261/0.150	0.289/0.169	0.315/0.187	0.314/0.186
Тропики						
5.24	1.06	4.41	0.309/0.183	0.394/0.245	0.457/0.296	0.477/0.313
	1.08	4.42	0.315/0.187	0.407/0.256	0.473/0.310	0.491/0.326
	1.03	4.29	0.329/0.197	0.440/0.282	0.504/0.337	0.509/0.341
	1.06	4.25	0.341/0.205	0.464/0.302	0.524/0.355	0.524/0.355
	1.04	5.15	0.482/0.318	0.510/0.343	0.508/0.340	0.484/0.319
Умеренные широты Северного полушария						
2.11	1.20	2.31	0.351/0.213	0.414/0.261	0.428/0.272	0.423/0.268
	0.96	2.04	0.362/0.221	0.424/0.269	0.435/0.278	0.428/0.272
	0.89	1.98	0.373/0.229	0.439/0.281	0.442/0.284	0.426/0.271
	0.91	1.98	0.380/0.235	0.447/0.287	0.449/0.289	0.436/0.279
	1.00	2.66	0.327/0.195	0.325/0.194	0.315/0.187	0.304/0.179
Арктика						
1.76	2.21	1.80	0.357/0.218	0.435/0.278	0.416/0.263	0.378/0.233
	1.48	1.46	0.384/0.237	0.449/0.289	0.410/0.258	0.354/0.215
	1.38	1.44	0.382/0.236	0.451/0.291	0.403/0.252	0.339/0.204
	1.40	1.45	0.381/0.236	0.447/0.288	0.400/0.250	0.346/0.209
	1.03	2.05	0.251/0.143	0.302/0.178	0.288/0.168	0.258/0.148
Земной шар						
2.40	1.18	2.50	0.351/0.213	0.418/0.264	0.441/0.283	0.440/0.282
	0.99	2.27	0.362/0.221	0.428/0.273	0.450/0.290	0.449/0.290
	0.94	2.22	0.371/0.228	0.443/0.284	0.459/0.297	0.450/0.290
	0.96	2.21	0.378/0.233	0.451/0.291	0.465/0.303	0.459/0.298
	1.01	2.91	0.345/0.209	0.360/0.219	0.361/0.221	0.355/0.215

Для превышения осадками некоторых пороговых значений рассчитываются:

1) коэффициент надежности Багрова – Хайдке [10, 15] (HSS, используется для оценки превосходства прогноза относительно «климатической нормы», чувствителен к смещению в числе прогнозируемых явлений

относительно наблюдаемых), $HSS=1$ – абсолютно точный прогноз, 0 – прогноз не лучше случайного, смещением частоты прогноза события можно добиться отрицательных значений HSS . Отметим, что относительно высокие значения часто используемого критерия оценки Пирси – Обухова можно получить путем существенного завышения частоты редкого явления [10], поэтому в данной работе он не рассматривается.

2) Equitable Threat Score (ETS), дающий взвешенную оценку (с некоторыми оговорками [15]) и в том случае, когда прогнозируемое событие происходит редко (к примеру, сильные осадки), так и когда оно происходит достаточно часто. ETS абсолютно точного прогноза 1, полностью бесполезный прогноз 0.

В табл. 1 приводятся оценки факта расчета осадков ≥ 0.1 , ≥ 1 , ≥ 3 и ≥ 5 мм/6 ч (по наблюдениям), в таб. 2 и 3 – ≥ 0.1 , ≥ 1 , ≥ 3 и ≥ 5 мм/24 ч (данные сглажены при пересчете средних осадков в ячейках $1 \times 1^\circ$).

Отметим, что в целом первое приближение (прогноз ПЛАВ10 на 0–6 ч) существенно завышает количество осадков. На каждом этапе усвоения точность поля осадков повышается (см. табл. 1–3), что свидетельствует об успешности процедуры анализа. Данные ERA5 по осадкомерным станциям в целом соизмеримы по качеству с анализом после второй стадии анализа (учет супернаблюдений), но уступают анализу с использованием индивидуальных станций, реанализ ERA5 также характеризуется некоторым завышением осадков, но в меньшей степени, чем первое приближение ПЛАВ10.

Наибольшие затруднения при анализе количества осадков, как для текущей технологии, так и для ERA5 в тропической зоне (Антарктика ввиду малого количества осадкомерных наблюдений не рассматривается).

Данные ERA5 заметно отличаются от данных GPCP. При этом в районах, обеспеченных данными осадкомерными наблюдениями, это различие меньше (сравнение табл. 2 и 3).

Отметим, что годовой ход оптимальных радиусов автокорреляции R (преобразование (9)) оказался не выражен. В различных регионах R , по-видимому, определялся густотой наблюдательной сети. В 2025 г. средний R для тропической зоны, умеренных широт Северного полушария и Арктики составлял около 105, 65 и 80 км соответственно. Сам автор ожидал, что в умеренных широтах в теплый сезон при увеличении доли конвективных осадков R будет уменьшаться.

Выводы

Подготовлена процедура уточнения 6-часовых сумм осадков ПЛАВ по данным осадкомерных наблюдений с использованием метода ОИ с выбором влияющих станций по ячейкам («боксам»).

Для получения положительного результата, помимо собственно формирования и решения систем уравнений ОИ, потребовалось применить формирование супернаблюдений, коррекцию среднеширотных смещений

по супернаблюдениям, отдельные анализы супернаблюдений и индивидуальных наблюдений. При этом супернаблюдения усваивались как логарифм отношения наблюдавшихся осадков к первому приближению (уточненному), при усвоении индивидуальных наблюдений использовалось преобразование $Y = x^{0.9}$ как частный случай преобразования Бокса – Кокса. Использование степеней <0.9 (преобразование (10)) приводило к большему приближению преобразованного распределения к нормальному, с максимальным приближением согласно критерию Колмогорова – Смирнова с поправкой Лиллиефорса при $\lambda=0.2$. Но при этом процедура преобразования, анализа и обратного преобразования приводила к смещениям полученного поля осадков. При расчетах проводилось определение радиусов автокорреляции для индивидуальных наблюдений и супернаблюдений методом кросс-валидации. Оценка отношения ошибки наблюдений к изменчивости анализируемого поля была рассчитана по данным за выбранные дни (0.2 для супернаблюдений и 0.5 для индивидуальных наблюдений).

Результаты тестирования с использованием первого приближения ПЛАВ10 показали успешность предлагаемой процедуры – качество полей осадков последовательно улучшается с каждым ее этапом. Это показывают как оценки по наблюдениям (кросс-валидация), так и сравнение с анализом GPCP. Разработанная процедура анализа позволит уточнить параметры подстилающей поверхности при подготовке начальных условий для численного прогноза, улучшить оценку запаса продуктивной влаги в почве для применения в разрабатываемой методике вероятностного субсезонного прогноза аномалий влагозапаса.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда №25-17-00314, <https://rscf.ru/project/25-17-00314>.

Список литературы

1. Алдухов О.А., Гордин В.А. Оценки анизотропной корреляционной структуры полей метеорологических величин по наблюдениям глобальной аэрологической сети // Известия российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41, № 3. С. 399-409.
2. Багров А.Н., Гордин В.А., Цырульников М.Д. Оперативная схема объективного анализа в тропосфере и стратосфере // Метеорология и гидрология. 1990. № 8. С. 37-45.
3. Блинов Д.В., Борщ С.В., Вильфанд Р.М., Колий В.М., Ривин Г.С., Семенова Н.К., Си-монов Ю.А., Христофоров А.В., Юмина Н.М. Возможности использования системы COSMO-Ru при краткосрочном прогнозировании стока рек России // Метеорология и гидрология. 2023. № 2. С. 5-14. DOI: 10.52002/0130-2906-2023-2-5-14
4. Богословский Н.Н., Шляева А.В., Толстых М.А. Усвоение почвенных и приземных переменных в глобальной полулагранжевой модели прогноза погоды // Вычислительные технологии. 2008. Т.13, № S3. С. 111-116.
5. Вильфанд Р.М., Мищенко С.Л., Васильева Е.Л., Хан В.М., Васильев П.П. Анализ пожарной опасности в лесах России на фоне сложившихся метеорологических условий в теплый сезон 2021 г. // Метеорология и гидрология. 2022. № 7. С. 133-137.
6. Вильфанд Р.М., Мищенко С.Л., Васильева Е.Л., Хан В.М., Васильев П.П. Анализ пожарной опасности в лесах России на фоне сложившихся метеорологических условий в теплый сезон 2023 г. // Метеорология и гидрология. 2024. № 10. С. 139-144.

7. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 288 с.
8. Гордин В.А. «Кулоновский» алгоритм выбора влияющих станций // Метеорология и гидрология. 2003. № 12. С. 100-105.
9. Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геоestatистика: Теория и практика. М.: Наука, 2010, 327 с.
10. Зарипов Р.Б., Павлюков Ю.Б., Шумилин А.А., Травов А.В. Использование радиолокационной информации при оценке прогноза погоды с высоким разрешением // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 60-86.
11. Кланг П.С., Тарасова Л.Л., Черкасова А.В. Особенности пространственно-временной изменчивости влагозапасов в почве в европейской части России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2025. № 4 (398), pp. 60-86. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-4-153-171>
12. Кучма М.О., Андреев М.О., Мальковский С.И. Методы коррекции сумм осадков, полученных по данным с геостационарного спутника HIMAWARI-9 для территории Дальневосточного региона России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2026. № 2 (400). С. 69-87.
13. Мизяк В.Г., Алипова К.А., Толстых М.А., Розутов В.С. Результаты оперативных испытаний глобальной системы ансамблевого 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.
14. Мизяк В.Г., Шляева А.В., Толстых М.А. Учет скоррелированности ошибок спутниковых данных наблюдений AMW в ансамблевой системе усвоения данных // Метеорология и гидрология. 2023. № 3. С. 20-31. DOI: 10.52002/0130-2906-2023-3-20-31
15. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В., Павлюков Ю.Б., Серебряник Н.И. Верификация детерминистского и вероятностного наукастинга осадков в теплый и холодный периоды года на Европейской территории России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 1 (387). С. 21-66.
16. Рубинштейн К.Г., Цырульников М.Д., Багров А.Н., Алферов Ю.В. Коррекция по данным наблюдений трехмерных прогностических полей осадков для обеспечения моделей переноса примеси в атмосфере // Метеорология и гидрология. 2002. № 10. С. 34-50.
17. Р 52.08.657–2004. Атмосферные осадки. Методика выполнения измерений осадкомером О-1. 32 с.
18. Самарский А.А., Гулин А.В. Численные методы: Учебное пособие для вузов. М.: Наука, 1989. 432 с.
19. Скворцов А.В. Триангуляция Делоне и ее применение. Томск: Изд-во Томского университета, 2002. 128 с.
20. 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 на основе модели ПЛАВ10 с горизонтальным разрешением около 10 км // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2024. Информационный сборник № 51. С. 3-11.
21. 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. DOI: 10.52002/0130-2906-2024-7-25-39
22. Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Гойман Г.С., Зарипов Р.Б., Мизяк В.Г., Розутов В.С., Алипова К.А., Бирючева Е.О. Глобальная модель ПЛАВ10 для среднесрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 2025. № 6. С. 56-66. DOI: 10.52002/0130-2906-2025-6-56-66
23. Травова С.В., Толстых М.А. Усвоение данных приземных наблюдений для анализа влажности почвы многослойной модели деятельного слоя суши ИВМ РАН – МГУ в составе глобальной системы моделирования атмосферы ПЛАВ // Метеорология и гидрология. 2022. № 8. С. 80-100. DOI: 10.52002/0130-2906-2022-8-80-100

24. Фролов А.В., Важник А.И., Свиренко П.И., Цветков В.И. Глобальная система усвоения данных наблюдений о состоянии атмосферы. СПб.: Гидрометеониздат, 2000. 187 с.
25. Цырульников М.Д., Багров А.Н., Зарипов Р.Б., Толстых М.А. Развитие глобальной системы усвоения данных с переменным разрешением // Метеорология и гидрология. 2003. № 4. С. 5-24.
26. Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Гайфулин Д.Р., Горбунов М.Е., Успенский А.Б. Развитие системы оперативного усвоения данных метеорологических наблюдений в Гидрометцентре // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (374). С. 112-126.
27. Цырульников М.Д., Гайфулин Д.Р., Свиренко П.И., Сотский А.Е., Гаврилова С.А., Успенский А.Б. Развитие методов и технологий оперативного усвоения данных метеорологических наблюдений в Гидрометцентре России // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 108-121. DOI: 10.52002/0130-2906-2024-7-108-121
28. Chambon P., Mahfouf J.-F., Audouin O., Birman C., Fourrie N., Loo C., Martet M., Moli P., Payan C., Pourret V., Raspaud D. Global Observing System Experiments within the Meteo-France 4D-Var data assimilation system // Monthly Weather Review. 2023. Vol. 151. P. 127-143. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-22-0087.1>
29. Cho H.-K., Bowman K.P., North G.R. A comparison of gamma and lognormal distribution for characterizing satellite rain rates from the Tropical Rainfall Measuring Mission. J. Appl. Meteorol. Climatol. 2004. Vol. 43, no. 11. P. 1586-1597. DOI: 10.1175/JAM2165.1
30. Cressman G.P. An operational objective analysis system // Mon. Wea. Rev. 1959. Vol. 87. P. 367-374. DOI: 10.1175/1520-0493(1959)087<0367:AOOAS>2.0.CO;2
31. Daley R. Atmospheric data analysis. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press, Cambridge, 1991. 472 p.
32. Dowd P.A. Lognormal kriging – the general case // Mathematical Geology. 1982. Vol. 14, no. 5. P. 475-499.
33. Hammoudeh S., Goergen K., Belleflamme A., Giles J.A., Teomel S., Kollet S. Evaluating precipitation products for water resources hydrologic modeling over Germany // Front. Earth Sci. 2025. Vol. 13. DOI: 10.3389/feart.20251548557
34. Hersbach H., Bell, B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S. et. al. The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146. P. 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
35. Huffman G.J., Adler R.F., Behrangi A., Bolvin D.T., Nelkin E.J., Gu G., Ehsani M.R. The new version 3.2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly and daily precipitation products // J. Climate. 2023. Vol. 36, no 21. P. 7635-7655. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0123.1>
36. IFS Documentation – Cy50r1/ Part II: Data Assimilation. Operational implementation 12 May 2026. 112 p.
37. Kalnay E. Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, 2002. 341 p.
38. Koster R.D., Guo Z., Yang R., Dirmeyer K.M., Puma M.J. On the nature of soil moisture in land surface models // J. Climate. 2009. Vol. 22. P. 4322-4335. DOI: <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2832.1>
39. GFS/GDAS CHANGES SINCE 1991. https://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/STATS/html/model_changes.html
40. Levizzani V., Cattani E. Satellite remote sensing of precipitation and terrestrial water cycle in a changing climate // Remote Sens. 2019. Vol. 11, no. 19. P. 2301. DOI: 10.3390/rs11192301
41. Menut L., Cholakian A., Pennel R., Siour G., Mailler S., Valari M., Lugon L., Meurdesoif Y. The CHIMERE chemistry-transport model v20023r1 // Geoscientific Model Development. 2024. Vol. 17, no. 14, P. 5431-5457. <https://doi.org/10.5194/gmd-17-5431-2024>
42. Ran B., Xing Z., Fang J., Yang Y., He Y., Li X., Liu X., Liu G. Analysis of soil moisture dynamics and its response to rainfall in the Mu Us sandy land // Water. 2025. Vol. 17, no 1. P. 105. <https://doi.org/10.3390/w17010105>

43. Razali N.M., Wah Y.B. Power comparisons of Shapiro-Wilk, Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors and Anderson-Darling tests // *Journal of Statistical Modeling and Analytics*. 2011. Vol. 2, no 1. P. 21-33.
44. Sakia R.M. The Box-Cox transformation technique: a review // *Journal of the Royal Statistical Society. Series D (The Statistician)*. 1992. Vol. 41, no. 2. P. 169-178. <https://doi.org/10.2307/2348250>
45. Unified Model. <https://www.metoffice.gov.uk/research/approach/modelling-systems/unified-model> (дата обращения 28.11.2024).
46. Vitart, F., Robertson A. and the S2S steering group. Sub-seasonal to seasonal prediction: linking weather and climate. Seamless prediction of the earth system: from minutes to months // WMO-No. 1156. Geneva, Switzerland, 2015. P. 385-405.
47. Vitart F., Bonet A., Brookshaw A., Codorean C., Ferranti L., Fucile E., Fuentes M., Mallas I., Manoussakis M., Mladek R., Najm S., Venuti F., Ardilouze C., Déqué M., MacLachlan C., McLean P., Chen M., Kumar A., Hendon H., Liu G. et al. The subseasonal to seasonal (S2S) prediction project // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2017. Vol. 98, no. 1. P. 163-173. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0017.1>
48. WMO Atlas of mortality and economic losses from weather, climate, and water extremes (1970–2019) // WMO-No. 1267. Geneva, Switzerland, 2021. 90 p. <https://library.wmo.int/records/item/57564-wmo-atlas-of-mortality-and-economic-losses-from-weather-climate-and-water-extremes-1970-2019>.
49. WRF-ARW 4.5 Users Guide documentation. https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrf_users_guide/build/html/index.html

References

1. Aldukhov O.A., Gordin V.A. Estimation of anisotropy of correlation function of meteorological fields from global upper-air observations. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2005, vol. 41, no. 3, pp. 361-370.
2. Bagrov A.N. Gordin V.A., Tsyrlunikov M.D. Operativnaya skhema ob'ektivnogo analiza v troposfere i stratosfere [The operational scheme of objective analysis in the troposphere and stratosphere]. *Meteorologiya i gidrologiya* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 1990, no. 8, pp. 37-46 [in Russ].
3. Blinov D.V., Borshch S.V., Vil'fand R.M., Kolii V.M., Rivin G.S., Semenova N.K., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V., Yumina N.M. Possibilities of using the COSMO-Ru system for short-term forecasting of runoff of Russian rivers. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2023, vol. 48, no. 2, pp. 89-96. DOI: 10.3103/s1068373923020012
4. Bogoslovskii N.N., Shlyaeve A.V., Tolstykh M.A. Usvoenie pochvennykh i prizemnykh peremennykh v global'noy polulagranzhevoj modeli prognoza pogody [The assimilation scheme for soil and screen-level variables in the global semi-lagrangian model of weather forecast]. *Vychislitelnye Tekhnologii* [Computational Technologies], 2008, vol. 13, no. S3, pp. 111-116 [in Russ].
5. Vil'fand R.M., Mishchenko S.L., Vasileva E.L., Khan V.M., Vasilev P.P. Analysis of fire danger in Russian forests against a background of weather conditions in the 2021 warm season. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2022, no. 7, pp. 133-137 [in Russ].
6. Vil'fand R.M., Mishchenko S.L., Vasileva E.L., Khan V.M., Vasilev P.P. Analiz pozharnoy opasnosti v lesah Rossii na fone slozhivshihsya meteorologicheskikh usloviy v teplyy sezon 2021 g. [Analysis of forest fire danger in Russia forests against meteorological conditions in the warm season of 2023]. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, no. 10, pp. 139-144 [in Russ].
7. Gandin L.S. Objective analysis of meteorological fields. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1963, 287 p. [in Russ].
8. Gordin V.A. Coulomb-type algorithm for a choice of influencing stations. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2004, no. 12, pp. 69-73.
9. Dem'yanov V.V., Savel'eva Ye.A. Geostatistica: teoria i praktika, Moscow, Nauka publ., 2010, 327 p. [in Russ].
10. Zaripov R.B., Pavlyukov Yu.B., Shumilin A.A., Trasov A.V. Ispol'zovanie radiolokacionnoy informacii pri ocenke prognoza pogody s vysokim razresheniem [Application of radar infor-

mation for verification of the high-resolution numerical weather prediction]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2018, no. 2 (368), pp. 60-86 [in Russ].

11. Klang P.S., Tarasova L.L., Cherkasova A.V. Osobennosti prostranstvenno-vremennoy izmenchivosti vlagozapasov v pochve v evropejskoj chasti Rossii [Peculiarities of spatiotemporal variability of soil moisture in the European part of Russia]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2025, no. 4 (398), pp. 60-86. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-4-153-171> [in Russ].

12. Kuchma M.O., Andreev A.I., Malkovsky S.I. Metody korrektsii summ osadkov, poluchennyh po dannym s geostacionarnogo sputnika HIMAWARI-9 dlya territorii Dal'nevostochnogo regiona Rossii [Methods for correcting total precipitation retrieved from Himawari-9 geostationary satellite data over the territory of the Russian Far East]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2026, no. 2 (400), pp. 69-87. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-69-87> [in Russ].

13. Mizyak V.G., Alipova K.A., Tolstykh M.A., Rogutov V.S. Rezul'taty operativnyh ispytaniy global'noj sistemy ansamblevogo srednesrochnogo prognoza pogody na osnove modeli PLAV [Results of operational verification of a global ensemble medium-range weather forecasting system based on the model SL-AV]. *Rezul'taty ispytaniya novyh i usovershenstvovannyh tekhnologij, modelej i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov*, 2023, Informacionnyj sbornik no. 50, pp. 44-65 [in Russ].

14. Mizyak V.G., Shlyueva A.V., Tolstykh M.A. Accounting for correlated AMV satellite observation errors in the ensemble data assimilation system. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2023, vol. 48, no. 3, pp. 201-209. DOI: 10.3103/s1068373923030020

15. Muravev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V., Pavljukov Ju.B., Serebrjannik N.I. Verifikatsiya deterministskogo i veroyatnostnogo naukastinga osadkov v teplyj i holodnyj periody koda na Evropejskoj territorii Rossii [Verification of deterministic and probabilistic radar precipitation nowcasting in warm and cold seasons in the European part of Russia]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2023, no. 1 (387), pp. 6-88. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-1-21-66> [in Russ].

16. Rubinshtein K.G., Tsyrlunikov M.D., Bagrov A.N., Alferov Yu.V. Correction of three-dimensional prognostic precipitation fields using observational data to supply air pollution transport models with meteorological information. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2002, no. 10, pp. 26-38.

17. R 52.08.657–2004. Atmosfernye osadki. Metodika vypolneniya izmerenij osadkometerom O-1. 32 s.

18. Samarskij A.A., Gulin A.V. Chislennyye metody: Uchebnoe posobie dlya vuzov [Numerical methods]. Moscow: Nauka publ., 1989. 432 s. [in Russ].

19. Skvortsov A.V. Triangulyatsiya Delone i ee primeneniye [Delaunay triangulation and its applications]. Tomsk, Izd-vo Tomskogo universiteta, 2002. 128 s. [in Russ].

20. 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 na osnove modeli PLAV10 s gorizontaln'ym razresheniem okolo 10 km [Medium-range forecasting technology based on the SL-AV10 model with a horizontal resolution about 10 km]. *Rezul'taty ispytaniya novyh i usovershenstvovannyh tekhnologij, modelej i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov*, 2024, Informacionnyj sbornik no. 51, pp. 3-11 [in Russ].

21. Tolstykh M.A., Fadeev R.Yu., 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

22. Tolstykh M.A., Fadeev R.Yu., Shashkin V.V., Goyman G.S., Zaripov R.B., Mizyak V.G., Rogutov V.S., Alipova K.A., Biryucheva E.O. Global SLAV10 Model for Medium-range Weather Prediction. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2025, vol. 50, no. 6, pp. 473-481. DOI: 10.3103/S1068373925060032

23. Travova S.V., Tolstykh M.A. Assimilation of Screen-level Observations for Soil Moisture Analysis in the INM RAS-MSU Multilayer Soil Model Included in the SL-AV Global Atmospheric Modeling System. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2025, vol. 47, no. 8, pp. 561-575. DOI: 10.3103/s1068373922080015
24. Frolov A.V., Vazhnik A.I., Svirenko P.I., Cvetkov V.I. Global'naya sistema usvoeniya dannyh nablyudenij o sostoyanii atmosfery [Global system for the assimilation of atmospheric observational data]. Sankt-Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 2000, 187 p. [in Russ].
25. Tsyrlunikov M.D., Bagrov A.N., Zaripov R.B., Tolstykh M.A. Development of a variable-resolution global data assimilation system. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2003, no. 4, pp. 1-14.
26. Tsyrlunikov M.D., Svirenko P.I., Gayfulin D.R., Gorbunov M.E., Uspensky A.B. Razvitie sistemy operativnogo usvoeniya dannyh meteorologicheskikh nablyudenij v [Gidrometcentre Development of the data assimilation scheme of the Hydrometcentre of Russia]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2019, no. 4 (374), pp. 112-126 [in Russ].
27. Tsyrlunikov M.D., Gayfulin D.R., Svirenko P.I., Sotskiy A.E., Gavrilova S.A., Uspensky A.B. Development of methods and technologies for operational assimilation of meteorological observations at the Hydrometcenter of Russia. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 638-648. DOI: 10.3103/S1068373924070082
28. Chambon P., Mahfouf J.-F., Audouin O., Birman C., Fourrie N., Loo C., Martet M., Moli P., Payan C., Pourret V., Raspaud D. Global Observing System Experiments within the Meteo-France 4D-Var data assimilation system. *Monthly Weather Review*, 2023, vol. 151, pp. 127-143. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-22-0087.1>
29. Cho H.-K., Bowman K.P., North G.R. A comparison of gamma and lognormal distribution for characterizing satellite rain rates from the Tropical Rainfall Measuring Mission. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2004, vol. 43, no. 11, pp. 1586-1597. DOI: 10.1175/JAM2165.1
30. Cressman P. An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.* 1959. Vol. 87. P. 367-374. DOI: 10.1175/1520-0493(1959)087<0367:AOAS>2.0.CO;2
31. Daley R. Atmospheric data analysis. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press, Cambridge, 1991. 472 p.
32. Dowd P.A. Lognormal kriging – the general case. *Mathematical Geology*, 1982, vol. 14, no. 5, pp. 475-499.
33. Hammoudeh S., Goergen K., Belleflamme A., Giles J.A., Teomel S., Kollet S. Evaluating precipitation products for water resources hydrologic modeling over German. *Front. Earth Sci.* 2025, vol. 13. DOI: 10.3389/feart.20251548557
34. Hersbach H., Bell, B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S. et. al. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2020, vol. 146, pp. 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
35. Huffman G.J., Adler R.F., Behrangi A., Bolvin D.T., Nelkin E.J., Gu G., Ehsani M.R. The new version 3.2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly and daily precipitation products. *J. Climate*, 2023, vol. 36, no 21, pp. 7635-7655. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-23-0123.1>
36. IFS Documentation – Cy50r1/ Part II: Data Assimilation. Operational implementation 12 May 2026. 112 p.
37. Kalnay E. Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, 2002. 341 p.
38. Koster R.D., Guo Z., Yang R., Dirmeyer K.M., Puma M.J. On the nature of soil moisture in land surface models. *J. Climate.* 2009. Vol. 22. P. 4322-4335. DOI: <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2832.1>
39. GFS/GDAS CHANGES SINCE 1991. https://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/STATS/html/model_changes.html
40. Levizzani V., Cattani E. Satellite remote sensing of precipitation and terrestrial water cycle in a changing climate. *Remote Sens.*, 2019, vol. 11, no. 19, pp. 2301. DOI: 10.3390/rs11192301

41. Menut L., Cholakian A., Pennel R., Siour G., Mailler S., Valari M., Lugon L., Meurdesoif Y. The CHIMERE chemistry-transport model v20023r1. *Geoscientific Model Development*, 2024, vol. 17, no. 14, pp. 5431-5457. <https://doi.org/10.5194/gmd-17-5431-2024>
42. Razali N.M., Wah Y.B. Power comparisons of Shapiro-Wilk, Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors and Anderson-Darling tests. *Journal of Statistical Modeling and Analytics*, 2011, vol. 2, no 1, pp. 21-33. <https://doi.org/10.3390/w17010105>
43. Razali N.M., Wah Y.B. Power comparisons of Shapiro-Wilk, Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors and Anderson-Darling tests. *Journal of Statistical Modeling and Analytics*, 2011, vol. 2, no 1, pp. 21-33.
44. Sakia R.M. The Box-Cox transformation technique: a review // *Journal of the Royal Statistical Society. Series D (The Statistician)*, 1992, vol. 41, no. 2, pp. 169-178. <https://doi.org/10.2307/2348250>
45. Unified Model. <https://www.metoffice.gov.uk/research/approach/modelling-systems/unified-model> (дата обращения 28.11.2024).
46. Vitart, F., Robertson A. and the S2S steering group. Sub-seasonal to seasonal prediction: linking weather and climate. Seamless prediction of the earth system: from minutes to months. WMO-No. 1156. Geneva, Switzerland, 2015. P. 385-405.
47. Vitart F., Bonet A., Brookshaw A., Codorean C., Ferranti L., Fucile E., Fuentes M., Mallas I., Manoussakis M., Mladek R., Najm S., Venuti F., Ardilouze C., Déqué M., MacLachlan C., McLean P., Chen M., Kumar A., Hendon H., Liu G. et al. The subseasonal to seasonal (S2S) prediction project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2017, vol. 98, no. 1, pp. 163-173. DOI: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0017.1>
48. WMO Atlas of mortality and economic losses from weather, climate, and water extremes (1970–2019). WMO-No. 1267. Geneva, Switzerland, 2021. 90 p. <https://library.wmo.int/records/item/57564-wmo-atlas-of-mortality-and-economic-losses-from-weather-climate-and-water-extremes-1970-2019>.
49. WRF-ARW 4.5 Users Guide documentation. https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrf_users_guide/build/html/index.html

Поступила 09.07.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 09.07.2026; accepted for publication 22.10.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-63-81>

УДК 551.557.5

Характеристики струйных течений в Южном полушарии по данным реанализа ERA5 за период 2001–2025 гг.

***А.Р. Иванова, Е.Н. Скриптунова,
Н.И. Комасько, А.А. Завьялова***

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
ivanova@mecom.ru*

Представлена климатология струйных течений Южного полушария, рассчитанная для первой четверти XXI века по данным реанализа ERA5. Исследована повторяемость струйных течений в различных частях полушария, изучена сезонная и межгодовая изменчивость характеристик максимального ветра (скорости, высоты уровня, направления, толщины слоя). Приведены климатические данные о струйных течениях для аэронавигационного планирования на эшелонах полета.

Ключевые слова: струйное течение, Южное полушарие, реанализ, климатология, сезонная навигация

Characteristics of the Southern Hemisphere jet streams based on ERA5 data for 2001–2025

***A.R. Ivanova, E.N Skriptunova,
N.I. Komasko, A.A. Zavyalova***

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
ivanova@mecom.ru*

A climatology of the Southern Hemisphere jet streams calculated for the first quarter of the 21st century using ERA5 reanalysis data is presented. An occurrence frequency of jet streams in various regions is investigated, and the seasonal and interannual variabilities of maximum wind characteristics (speed, level height, direction, and layer thickness) are analyzed. Climatological data on jet streams at flight levels intended for air navigation planning are provided.

Keywords: jet stream, Southern Hemisphere, reanalysis, climatology, seasonal air navigation

Введение

Струйные течения (СТ), представляющие собой «сильные узкие воздушные потоки с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или стратосфере, характеризующиеся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости» [4],

являются одним из ключевых объектов глобальной атмосферной циркуляции и связаны с границами, разделяющими масштабные области атмосферы с различным термическим режимом. В горизонтальной плоскости подобное разграничение происходит посредством планетарных высотных фронтальных зон, в вертикальной – тропопаузы. Изменчивость СТ, таким образом, может быть маркером глобальных изменений атмосферной циркуляции, поэтому мониторинг их положения и интенсивности весьма важен. Климатические характеристики СТ отслеживаются по данным различных реанализов [5, 7, 13], а будущее состояние – с помощью глобальных климатических моделей [6, 11].

Обновление климатических данных о СТ Южного полушария (ЮП) в настоящее время особенно актуально в свете решения задач полного информационного замещения продукции Всемирной системы зональных прогнозов данными Российского центра зональных прогнозов (РЦЗП). Оперативная информация о положении СТ, их характеристиках – скорости на оси, направлении, горизонтальных и вертикальных размерах, высоте уровня максимального ветра (МВ) – имеет важное значение для аэронавигации и должна предоставляться для территории всего глобуса на картах особых явлений SigWX.

Кроме того, помимо оперативной прогностической информации, авиакомпаниям необходимы сведения о среднем (климатическом) ветре и положении СТ для разработки стратегического планирования на ближайший навигационный сезон. Существуют периоды летней и зимней навигации, для которых производятся предварительные штурманские расчеты по планируемым трассам полетов с целью определения оптимальных маршрутов и потенциально необходимых запасов горючего для производства закупок топлива. Хотя периоды для обработки такой информации в регламентирующих документах строго не оговорены, как правило, используются свежие климатические данные продолжительностью 5–10 лет.

Использованные материалы и метод определения характеристик струйных течений

В работе были использованы материалы ERA5 – находящегося в свободном доступе реанализа глобальных атмосферных наблюдений пятого поколения, созданного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды. Это данные о геопотенциале и компонентах скорости ветра на сетке с шагом 0.25 градуса по широте и долготе на следующих стандартных изобарических поверхностях: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 50 гПа (для сроков 00, 06, 12, 18 ВСВ). К сожалению, уровень 70 гПа для геопотенциала в реанализе ERA5 отсутствует, что не позволило более точно определять положение оси СТ в низких широтах.

Для получения информации о СТ в каждом узле сетки реанализа был произведен расчёт характеристик МВ – скорости, высоты уровня, направления. Было решено применить стандартный метод поиска максимума

на вертикальном профиле скорости ветра, описанный в [2] и реализованный ранее на данных радиозондирования. Гладкий профиль получался на основе имеющейся информации о ветре на стандартных изобарических поверхностях с помощью сплайн-аппроксимации 3-го порядка при условии равенства нулю второй производной на верхней и нижней границах слоя. Далее путем пошагового сравнения значений на профиле с интервалом 1 м выбиралось максимальное значение, определяемое как скорость максимального ветра. Если оно превышало 30 м/с, то относилось к области СТ. Высота, на которой это значение обнаружено, назначалась уровнем МВ (высотой оси СТ). Направление МВ рассчитывалось по отмеченным на этой высоте значениям зональной и меридиональной составляющих скорости ветра, сплайны для которых строились параллельно.

Однако даже для данных реанализа с довольно грубым вертикальным разрешением выяснилось, что ветер по вертикали меняется крайне неравномерно. Анализ локальных максимумов на вертикальном профиле, построенном без применения сплайна (кусочно-линейном) в средней и верхней тропосфере, выявил возможность появления до 4 максимумов со скоростями, превышающими 30 м/с. В табл. 1 показано количество узлов с разным числом максимумов на профиле в процентном соотношении от площади СТ.

Таблица 1. Процент узлов сетки реанализа ERA5 в полосе 20–80° ю. ш., на вертикальном профиле которых фиксируется N максимумов скорости ветра, превышающей 30 м/с, в среднем за период 2001–2025 гг.

Table 1. Percentage of ERA5 reanalysis grid points in the 20–80° S latitude band where N maxima of wind speeds exceeding 30 m/s are recorded on the vertical profile, averaged over the period 2001–2025

N	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
20–80° ю.ш.													
1	90.9	90.8	90.6	89.5	86.8	83.8	80.6	79.2	80.0	82.2	85.8	89.6	85.1
2	8.7	8.8	9.0	10.0	12.5	15.3	18.2	19.6	19.0	17.0	13.7	10.0	14.1
3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.7	0.9	1.2	1.2	1.1	0.8	0.5	0.4	0.8
4	.003	.004	.004	.005	.007	.010	.0133	.0134	.010	.007	.004	.003	.008

Хорошо заметно, что летом и ранней осенью ЮП (январь–март) в теле струи наблюдается наибольшее количество вертикальных профилей с единственным максимумом (свыше 90 %). Зимой и ранней весной, в период расщепления струи на субтропическое и полярное СТ, вертикальный профиль ветра демонстрирует множественность максимумов.

По этой причине, прежде, чем начинать построение сплайна по данным реанализа, выбиралось самое большое значение скорости ветра на стандартных изобарических поверхностях, а далее, с привлечением данных

на соседних уровнях, между ними воспроизводился гладкий профиль с использованием кубического сплайна с шагом 1 м.

Поскольку струйные течения, интересующие авиацию, расположены выше эшелона полета FL100, было принято решение рассматривать только те профили скорости ветра, максимумы на которых располагаются выше 3 км. В нижнем слое тропосферы, как правило, имеют место так называемые СТНУ – струйные течения нижнего уровня, образующиеся под инверсионными слоями и имеющие гораздо меньшую вертикальную и горизонтальную протяженность. Стоит заметить, однако, что наличие стоковых ветров с Антарктического ледового щита часто приводит к тому, что на его побережье в нижней тропосфере регистрируются очень сильные ветры, со скоростями, превышающими 30 м/с, которые нельзя отнести к СТНУ как таковым [6].

Области Южного полушария с отсутствием струйных течений

В ходе исследования было выявлено наличие зон в тропосфере ЮП, где за 25 лет во всей толще тропосферы ни разу не фиксировались значения скорости ветра, превышающие 30 м/с. Такие области были определены для всех месяцев, а на рис. 1 красной заливкой они представлены только для центральных месяцев сезонов. Январская карта отсутствует, поскольку в январе и феврале подобные области не наблюдались ни разу за 25 лет.

Наибольшие площади зон тропосферы без СТ отмечаются в апреле над приэкваториальными частями Африки и Южной Америки. Подобная ситуация, но на меньшей территории, повторяется в ноябре (для Африки еще и в октябре). Зимой ЮП (с августа по сентябрь) зона отсутствия струйных течений прослеживается в приэкваториальной части Тихого океана к северо-востоку от австралийского материка. К декабрю не тронутой струями остаётся только крохотная территория примерно над юго-востоком африканской Анголы.

Анализ сезонного хода площади областей, свободных от влияния СТ, показал, что они составляют от 3.0 до 5.5 % от площади полушария. При этом в начале века максимум их приходился на осень ЮП, а в последнее десятилетие наибольшие площади отмечаются либо в летний, либо в зимние периоды.

Повторяемость струйных течений в Южном полушарии

За исключения районов очень незначительной площади, описанных в предыдущем разделе, СТ за прошедшие 25 лет были отмечены во всех остальных областях ЮП. Напомним, что здесь и далее будут обсуждаться только СТ с осью в средней или верхней тропосфере (выше 3 км). На рис. 2 приведены значения средней повторяемости областей МВ со скоростью

более 30 м/с в центральные месяцы сезонов. Заметно, что существуют довольно обширные районы, где СТ наблюдаются практически всегда. Прежде всего это вытянутая область с осью примерно вдоль 50° ю. ш., простирающаяся от центра Южной Атлантики до $80\text{--}90^{\circ}$ в. д., где в зимне-весенний сезон ЮП (карты для июля и октября) повторяемость СТ превышает 90 %, а в летне-осенний (карты для января и апреля) она ненамного ниже (80 %). Кроме того, в июле повторяемость СТ выше 90 % прослеживается вдоль 30° ю. ш. от центральной части Индийского океана через всю Австралию до 140° з. д. Примечательной особенностью является резкое увеличение (до 70 %) повторяемости сильных ветров, пересекающих экватор: летом (январь) – в центральной части Тихого океана, зимой (июль) – над Индийским океаном, о различии природы которых будет упомянуто ниже. Хотя в классических представлениях о СТ считалось, что они не способны пересекать экватор, в [9] было показано, что существует межполушарный обмен в зонах прорыва западных ветров («westerly ducts»), связанных с эпизодами разрушений волн Россби.

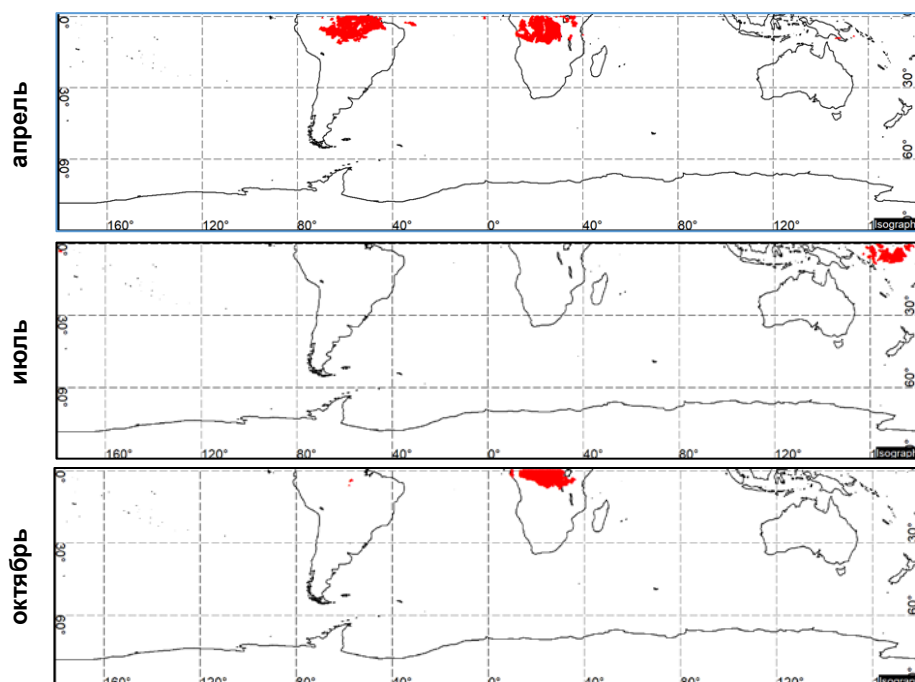


Рис. 1. Области в средней и верхней тропосфере (выделены красным) со скоростями ветра, не превышающими 30 м/с, за период 2001–2025 гг. в апреле, июле и октябре.

Fig. 1. Regions in the middle and upper troposphere (highlighted in red) with maximum wind speeds not exceeding 30 m/s during the period 2001–2025 in April, July, and October.

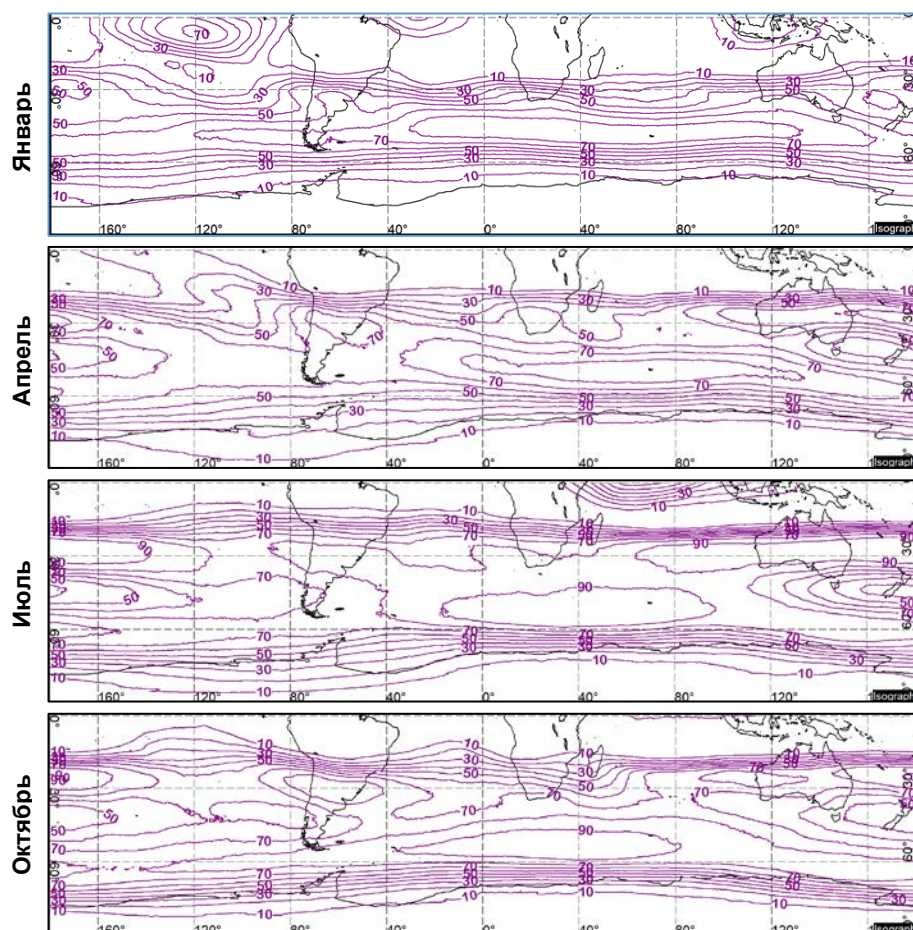


Рис. 2. Повторяемость (в %) значений скорости ветра выше 30 м/с над территорией ЮП в центральные месяцы сезонов за период 2001–2025 гг.

Fig. 2. Frequency (in %) of wind speed values above 30 m/s over the Southern Hemisphere in the central months of the seasons for 2001–2025.

Было установлено, что площадь, занятая СТ, в период с 2001 по 2025 г. составила в среднем 38.6 % от территории Южного полушария (табл. 2). При этом от лета к зиме площадь струй увеличивается с 28.1 до 48.5 % – в 1.7 раза. В это же время площадь областей максимального ветра со скоростями ≥ 60 м/с возрастает более чем в 2 раза (с 2.8 до 5.9 %), а со скоростями ≥ 90 м/с – почти в 4 раза (с 0.03 до 0.11 %). Наибольшее сокращение областей интенсивных скоростей наблюдается в декабре, а максимальное ослабление струи, выражающееся в уменьшении отношения площади высоких скоростей к общей площади СТ, – в ноябре. Таким образом, максимальному сужению струи предшествует ее ослабление и, напротив, максимальное расширение СТ наступает после ее усиления.

Таблица 2. Сезонный ход повторяемости P (%) скорости максимального ветра V_{MAX} в различных диапазонах за период 2001–2025 гг. и доля площадей (%) областей МВ со скоростями ≥ 60 м/с и ≥ 90 м/с от площади СТ (максимальные и минимальные значения обозначены красным и синим цветом соответственно)

Table 2. Seasonal variation in the frequency P (%) of maximum wind speed V_{MAX} across various ranges for the period 2001–2025, and the area rate (%) of regions with maximum wind speeds ≥ 60 m/s and ≥ 90 m/s relative to the total area of the jet stream (maximum and minimum values are indicated in red and blue, respectively)

Месяц	P30 $V_{MAX} \geq 30$ м/с	P60 $V_{MAX} \geq 60$ м/с	P90 $V_{MAX} \geq 90$ м/с	P60/P30	P90/P30
Январь	28.1	2.8	0.03	9.82	0.11
Февраль	28.8	2.9	0.03	10.10	0.10
Март	30.2	3.2	0.04	10.58	0.12
Апрель	34.9	3.6	0.04	10.41	0.10
Май	41.0	4.4	0.05	10.85	0.11
Июнь	44.7	5.4	0.07	12.11	0.16
Июль	47.8	5.9	0.11	12.37	0.22
Август	48.5	5.9	0.09	12.19	0.19
Сентябрь	47.0	5.2	0.06	11.01	0.14
Октябрь	43.6	3.9	0.04	8.99	0.08
Ноябрь	37.7	2.9	0.02	7.64	0.05
Декабрь	30.9	2.4	0.02	7.85	0.06
Среднее	38.6	4.0	0.05	10.4	0.12

Средние характеристики струйных течений Южного полушария

Скорость максимального ветра

Структура поля скорости МВ в среднем за период 2001–2025 г., представленная на рис. 3, обнаруживает в январе (летом ЮП) единую струю с квазизональной осью вблизи 45° ю. ш. и область МВ (ОМВ), простирающуюся вдоль половины широтного круга со скоростью, превышающей 45 м/с. Примечательным является наличие небольшого участка в приэкваториальной части Тихого океана, где СТ со средней скоростью около 35 м/с пересекает экватор, направляясь из Северного полушария в Южное.

Осенью (в апреле) при охлаждении тропосферы над Австралией и западом Тихого океана происходит расщепление единой струи, образование «дыры» в ее теле и начинает формироваться субтропическое СТ с осью вблизи 30° ю. ш. и скоростями на ней порядка 40 м/с. Напомним, что, согласно [8], расщепление и слияние СТ происходит в течение 2–3 недель. Явное разделение на субтропическое и полярное СТ в ЮП отчетливо заметно только над западной частью Тихого океана. Зимой ЮП (июль) интенсивность субтропического СТ достигает максимума (средние скорости на оси выше 60 м/с), и оно выражено в поле ветра гораздо лучше, чем

полярное СТ, сместившееся осью к 60° ю. ш. При этом заметна нижняя часть пересекающего экватор в центральной части Индийского океана СТ со скоростями около 30 м/с, чье стратосферное происхождение подтверждается дальнейшим анализом направления ветра. В весенние месяцы (октябрь) структура поля максимального ветра в верхней тропосфере указывает на перестройку циркуляции к летнему сценарию: ядро субтропического СТ сокращается по площади и ослабевает, а ОМВ в полярном СТ, напротив, усиливается.

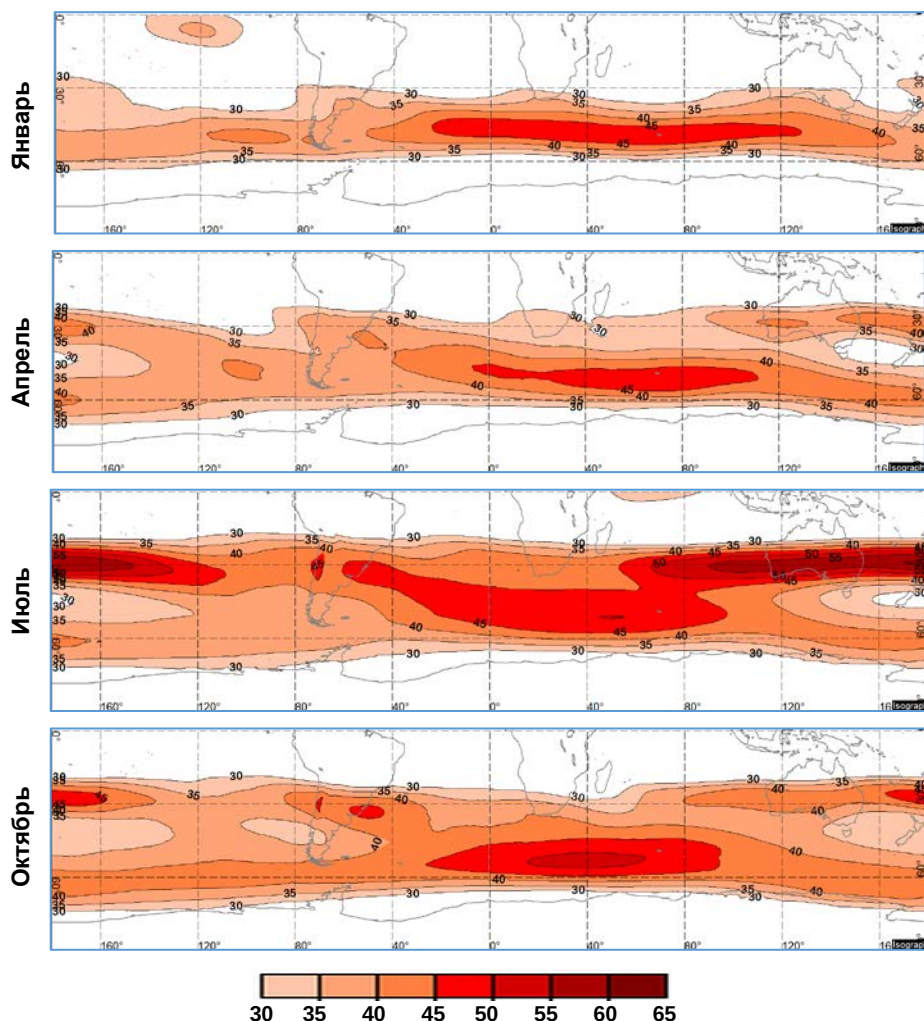


Рис. 3. Поле скорости максимального ветра (в м/с) в зонах струйных течений Южного полушария в среднем за период 2001–2025 гг.

Fig. 3. Maximum wind speed (in m/s) in the jet stream areas of the Southern Hemisphere averaged for 2001–2025.

Высота оси струйных течений

Высота оси СТ, изображенная на рис 4, соответствует классическим канонам, пожалуй, только в январе, в период существования одной струи. На рисунке отчетливо видно, что летом в ЮП высота оси СТ зависит от широты: она уменьшается к полюсу. В приэкваториальном участке СТ, пересекающем экватор, уровень МВ расположен на 13–14 км (соответствует высоте оси субтропического СТ), в то время как на полярной стороне моноструи он опускается до 9 км. В апреле становится заметна неоднородность значений высоты струи в приантарктической области: на краю осевая плоскость СТ приподнимается.

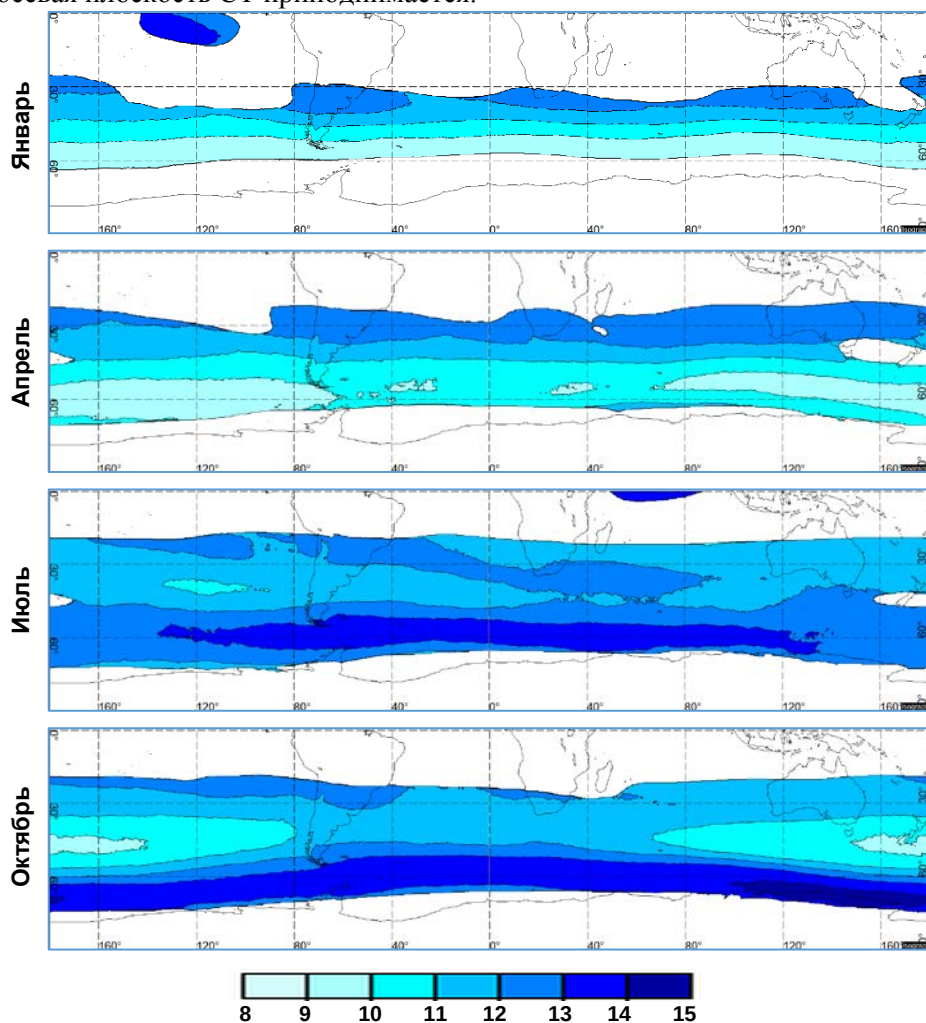


Рис. 4. Поле высоты уровня максимального ветра (км) – осевой плоскости струйных течений Южного полушария в среднем за период 2001-2025 гг.
Fig. 4. Height (km) of the maximum wind level—the axial plane of Southern Hemisphere jet stream averaged for 2001-2025.

Зимняя (июльская) картина демонстрирует максимальный подъем оси СТ, практически везде превышающей 11 км, на полярной стороне СТ достигающей 13–14 км. Это связано со слиянием тропосферного СТ с нижней частью стратосферного полярного вихря, так что определить точно переход от сильных скоростей в СТ к периферийным потокам циркумполярного вихря не представляется возможным. Весной (в октябре) подобная ситуация на полярной стороне СТ сохраняется, однако в его центральной части вдоль 45° ю. ш. над Тихим и восточной частью Индийского океана осевая плоскость СТ опускается.

Направление максимального ветра

В умеренных широтах тропосферное СТ в осреднении своем должно быть квазизональным, то есть сохранять преимущественно западное направление. Средняя картина, рассчитанная с учетом повторяемости СТ в каждом квадрате сетки, действительно отвечает этому утверждению. На рис. 5 изображены цветом преобладающие румбы в среднем за центральные месяцы сезонов.

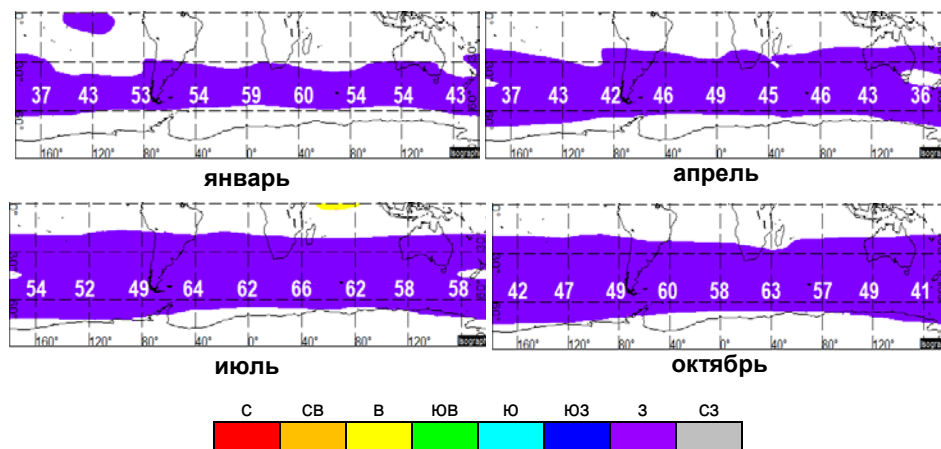


Рис. 5. Преобладающее направление максимального ветра (румб) в зонах СТ по данным ERA5 за 2001–2025 гг. с указанием его повторяемости вдоль 45° ю. ш.

Fig. 5. Prevailing direction (rhumb) of maximum wind in the jet stream region based on ERA5 data for 2001–2025, showing its frequency along 45° S.

Фиолетовый цвет, обозначающий западное направление, полностью превалирует во внетропических широтах, а ближе к экватору видна нижняя часть восточного приэкваториального СТ (желтый цвет), расположенного в стратосфере. Отметим, что повторяемость западного направления в центральной части СТ наиболее высока в зимний период ЮП, а в осенний период ее значения снижаются. При этом зональность струйного потока чаще всего соблюдается в Южной Атлантике, а отклонения от зональности более

типичны для Австрало-Тихоокеанского региона. Меандрирование струйного течения обуславливает сравнительно высокую повторяемость ветров северо-западного и юго-западного направления – порядка 20 %, в то время как ветры восточного направления в зонах струйных течений наблюдались менее чем в 1 % случаев. Кстати, усиление меандрирования или «волнистости» («waveness») СТ в последние десятилетия было отмечено в работе [10].

Однако в реальности, в конкретный срок, отклонения от преобладающего направления могут быть существенными (рис. 6). Так, например, над Южной Америкой 1 января 2025 г. хорошо видна квазиколецевая структура сильных ветров в верхней тропосфере с последовательной сменой направлений, на остальной территории – формирование крупномасштабных волн в теле струи.

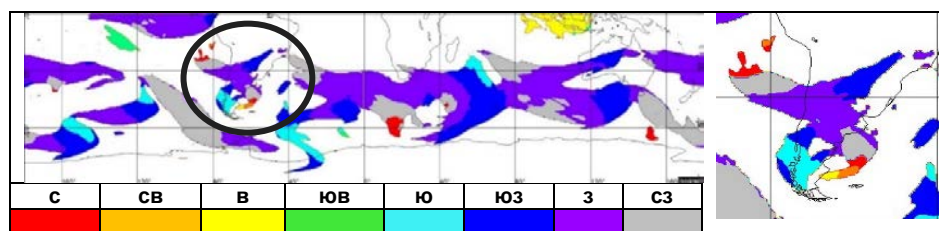


Рис. 6. Направление ветра в зонах СТ на высоте оси 1 января 2025 г., 12 ч ВСВ.

Fig. 6. Wind direction in the jet stream region at axis height on January 1, 2025, 12:00 UTC.

Толщина струйных течений

Сведений о толщине СТ в современной литературе очень немного. В словаре [3] указывается, что их вертикальная протяженность составляет «несколько километров». Более конкретные цифры можно найти в монографии О.Г. Богаткина [1]. Он указал, что мощность внетропических СТ может достигать 6–10 км, а субтропических – 8–12 км. В данной работе была проведена попытка связать толщину области, где наблюдаются скорости выше 30 м/с, с высотой оси СТ, которая опосредованно может разделить СТ в умеренных и тропических широтах. Как указывалось выше, далеко не всегда вертикальный профиль ветра демонстрирует струю с единым максимумом. На рис. 7, где красной вертикалью обозначена нижняя граница скорости СТ (30 м/с), продемонстрированы два профиля с мощными струями (порядка 20 км толщиной), причём вверху – верхнетропосферная струя, а внизу – результат слияния двух тропосферных СТ и стратосферного СТ.

В табл. 3 красным шрифтом представлены средние максимумы высоты оси и толщины СТ, а желтой заливкой обозначены градации, в которых повторяемость СТ с такими параметрами превышает 5 %. По летним (январь) данным, в период существования в ЮП одной струи, заметно, что

ее толщина практически в половине случаев составляет от 2.5 до 7.5 км, при этом там, где ось более низкая (7–9 км, ближе к полярным широтам), СТ не такое мощное. Наиболее часто повторяющиеся области СТ с осью на 9–13 км могут быть как очень тонкими, так и весьма мощными – с толщиной, превышающей 15 км.

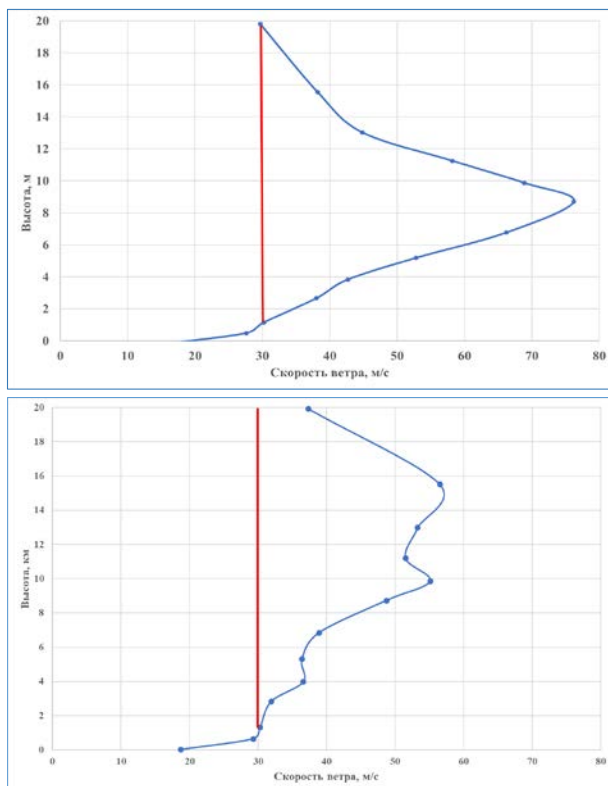


Рис. 7. Примеры слоев экстремальной толщины со скоростью ветра, превышающей 30 м/с, по данным ERA5: сверху – 3.04.2001, 12 ч ВСВ, 53.5° ю. ш., 10° з.д.; внизу – 1.09.2025, 00 ч ВСВ, 43.75° ю. ш., 0° д.

Fig. 7. Layers of extreme thickness with wind speeds exceeding 30 m/s, based on ERA5 data: April 3, 2001, 12:00 UTC, 53.5° S, 10° W (top); September 1, 2025, 00:00 UTC, 43.75° S, 0° E (bottom).

Осенью (в апреле) при расщеплении СТ увеличивается повторяемость струй с более высокими осями, характерными для субтропиков. Однако в среднем максимум повторяемости приходится на те же градации, что и летом.

В зимний период ЮП (июль), когда сформировалось субтропическое СТ, распространившееся к экватору, более половины случаев приходится на градацию высоты оси 11–13 км. Эта высокая субтропическая струя становится более мощной, чем СТ умеренных широт (максимум повторяемости значений толщины смещается на градацию 7.5–10 км).

Таблица 3. Повторяемость толщины СТ в зависимости от высоты его оси в центральные месяцы сезонов в полосе 20–80° ю. ш.**Table 3.** Frequency of the jet stream thickness as a function of the height of its axis during the central months of the seasons in the 20–80° S latitude band

Толщина СТ, км	Высота оси струйного течения, км							
	3-5	5-7	7-9	9-11	11-13	13-15	15-17	Всего
Январь								
0-1	0.01	0.06	0.50	0.71	0.71	0.39	0.00	2.37
1-2.5	0.03	0.27	3.09	3.74	4.87	2.41	0.00	14.42
2.5-5	0.03	0.30	5.10	6.85	9.38	3.61	0.02	25.28
5-7.5	0.01	0.20	4.02	7.89	7.52	2.07	0.02	21.73
7.5-10	0.01	0.14	3.32	7.81	5.14	0.96	0.01	17.40
10-12.5	0.01	0.10	2.19	6.52	3.45	0.46	0.00	12.74
12.5-15	0.01	0.04	0.75	2.85	1.69	0.17	0.00	5.51
>15	0.00	0.00	0.07	0.26	0.19	0.01	0.00	0.54
Всего	0.12	1.11	19.04	36.64	32.95	10.10	0.04	100.00
Апрель								
0-1	0.02	0.09	0.39	0.66	0.56	0.32	0.00	2.03
1-2.5	0.06	0.50	2.64	3.33	4.11	2.10	0.00	12.74
2.5-5	0.06	0.70	4.89	5.89	9.25	3.50	0.02	24.30
5-7.5	0.03	0.47	4.08	6.66	8.49	2.41	0.06	22.19
7.5-10	0.02	0.28	3.36	6.29	5.41	1.23	0.09	16.67
10-12.5	0.01	0.19	2.46	5.34	2.88	0.43	0.03	11.35
12.5-15	0.01	0.11	1.70	3.47	1.45	0.14	0.01	6.89
>15	0.01	0.10	1.19	1.91	0.58	0.04	0.00	3.83
Всего	0.21	2.44	20.71	33.54	32.74	10.17	0.20	100.00
Июль								
0-1	0.00	0.00	0.02	0.39	0.47	0.29	0.00	1.18
1-2.5	0.00	0.03	0.23	1.88	4.03	2.06	0.00	8.22
2.5-5	0.00	0.02	0.31	3.48	11.55	3.73	0.03	19.13
5-7.5	0.00	0.01	0.36	7.14	16.07	3.48	0.04	27.12
7.5-10	0.00	0.02	0.63	8.91	15.39	2.81	0.02	27.77
10-12.5	0.00	0.02	0.38	4.75	7.65	1.19	0.01	13.99
12.5-15	0.00	0.00	0.08	0.83	1.42	0.19	0.00	2.51
>15	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.01	0.00	0.08
Всего	0.01	0.11	2.01	27.39	56.63	13.75	0.10	100.00
Октябрь								
0-1	0.02	0.06	0.24	0.60	0.38	0.17	0.00	1.46
1-2.5	0.05	0.37	1.63	2.96	2.96	1.11	0.00	9.08
2.5-5	0.04	0.53	2.72	4.78	7.19	1.80	0.02	17.07
5-7.5	0.02	0.32	1.94	5.24	7.24	2.84	1.46	19.06
7.5-10	0.01	0.17	1.53	4.46	4.94	3.48	4.89	19.49
10-12.5	0.01	0.12	1.32	4.03	2.71	1.78	2.49	12.46
12.5-15	0.00	0.15	2.36	4.07	1.70	1.20	2.02	11.51
>15	0.02	0.38	2.56	3.81	1.41	0.62	1.09	9.87
Всего	0.16	2.11	14.29	29.94	28.53	13.00	11.97	100.00

Наибольший процент самых «толстых» струй наблюдается в переходные сезоны, особенно весной (в октябре) в процессе слияния двух течений в единую струю. Анализ мощности струй по 10-градусным широтным полосам (таблица не приведена) показал, что в зимне-весенний сезон максимум повторяемости СТ толщиной более 15 км наблюдается в области 60–70° ю. ш., где достигает 12–15 % (против 7–9 % в субтропической зоне). Такой результат, вероятнее всего, обусловлен уже упомянутым выше слиянием тропосферной полярной струи с нижней частью стратосферного циркумполярного вихря.

Межгодовая изменчивость характеристик струйных течений

Был проведен поиск трендов скорости и высоты уровня максимального ветра в течение 25-летнего периода для характерных участков струи – областей максимального ветра, аппроксимированных прямоугольниками (пример на рис. 8), а также для значений, осредненных по 30-й, 45-й и 60-й параллелям.

Предыдущие исследования, связанные с изучением динамики СТ по 30-летним данным (1979–2008 гг.), показали, что скорость в областях МВ субтропического СТ в южной части Тихого океана увеличивалась примерно на 0.6 м/с за 10 лет [12]. Однако ни для одной области или для широтного круга значимых трендов скорости в ОМВ и высоты уровня максимального ветра обнаружено не было. Пример поиска трендов для нижнего прямоугольника на карте, относящейся к зимнему сезону ЮП, изображен на рис. 8. Коэффициент детерминации R^2 для обеих характеристик значительно ниже 0.5, что подтверждает отсутствие значимого тренда.

Информация о струйных течениях в периоды летней и зимней навигации

Период летней навигации рассчитывается каждый год с последнего воскресенья марта до субботы перед последним воскресеньем октября. Следует отметить, что, хотя календарные сезоны в Южном полушарии противоположны сезонам в Северном, международные правила смены навигационного расписания едины для всего мира.

Принимая во внимание изменчивость климата, а также тот факт, что авиационные климатические описания ограничиваются 5–10-летним периодом, было принято решение рассчитать характеристики СТ на эшелонах полета для периодов летней и зимней навигации по данным о ветре, осредненным за 10 последних лет, с 2016 по 2025 год. (табл. 4).

Расчеты производились для каждого эшелона полетов (Flight Level, FL), высота которого измеряется в гектофутах, в слое SigWX (FL100 – FL600).

На рис. 9 представлены области СТ только для эшелонов, кратных 60 гектофутам. Установлено, что СТ в летнюю навигацию (холодный период ЮП) появляются на высоте эшелона FL170 и прослеживаются до самого

верхнего эшелона, относящегося к слою «*significant weather*» – FL600. Максимальные скорости в тропосферных СТ, превышающие 45 м/с, достигают наибольшей протяженности на эшелонах FL360 – FL400 и прослеживаются в виде узкой полосы вдоль 30° ю. ш. примерно от 100° в. д. до 160° з. д. Выше, в стратосфере, подобные максимумы в поле скорости ветра появляются уже на эшелонах FL560 – FL600 в виде более коротких полос с осью вдоль 55° ю. ш. и центром вблизи 40° в. д.

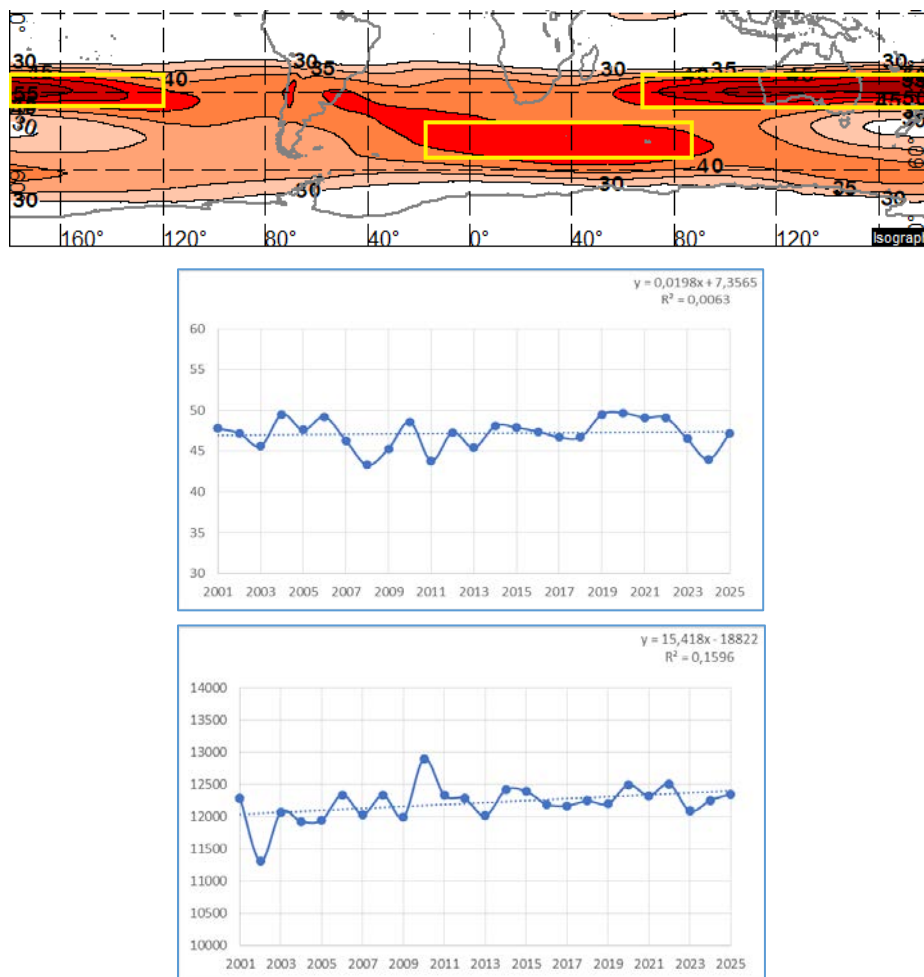


Рис. 8. Поле скорости ветра в зоне СТ в зимний период Южного полушария, где ОМВ аппроксимированы прямоугольниками (вверху). Расчет трендов скорости и высоты уровня МВ для нижнего прямоугольника.

Fig. 8. Wind speed (ms^{-1}) in the jet stream region during the Southern Hemisphere winter, with the jet cores approximated by rectangles (top). Calculation of speed and altitude trends of the maximum wind level for the lower rectangle (bottom).

Таблица 4. Периоды сезонной навигации в 2016–2025 гг. и количество соответствующих сроков (N) по данным ERA5**Table 4.** Seasonal navigation periods in 2016–2025 and the number of corresponding periods (N) based on ERA5 data

Год	Летняя навигация	N	Зимняя навигация	N
2016	27 марта – 29 октября	868	30 октября – 25 марта 2017	588
2017	26 марта – 28 октября	868	29 октября – 24 марта 2018	588
2018	25 марта – 27 октября	868	28 октября – 30 марта 2019	616
2019	31 марта – 26 октября	840	27 октября – 28 марта 2020	616
2020	29 марта – 24 октября	840	25 октября – 27 марта 2021	616
2021	28 марта – 30 октября	868	31 октября – 26 марта 2022	588
2022	27 марта – 29 октября	868	30 октября – 25 марта 2023	588
2023	26 марта – 28 октября	868	29 октября – 30 марта 2024	616
2024	31 марта – 26 октября	840	27 октября – 29 марта 2025	616
2025	30 марта – 25 октября	840	26 октября – 28 марта 2026	616

В зимнюю навигацию (теплый период ЮП) СТ прослеживаются в более ограниченном слое, на эшелоне FL500 их влияние уже незаметно. Наиболее интенсивные СТ отмечаются на эшелонах FL300 – FL360. Здесь значения скорости в центральном ядре, вытянутом вдоль 45° ю. ш. примерно от 10° з. д. до 110° в. д., достигают 40 м/с. Следует отметить стабильность положения этого центрального ядра. Эта область максимального ветра, хотя и в ослабленном виде, сохраняется во всей толще тропосферы, сокращаясь по площади вверх до 15 км и вниз – примерно до 5 км.

Заключение

По данным реанализа ERA5 за период 2001–2025 гг. были рассчитаны средние характеристики максимального ветра в зонах СТ ЮП – скорость, высота уровня, направление. В статье представлены результаты расчетов для центральных месяцев каждого сезона.

Установлено, что в среднем СТ занимают примерно 38.6 % от площади полушария; при этом в тропосфере существуют области, где в отдельные месяцы (кроме января и февраля) в течение 25 лет ни разу не были зафиксированы скорости ветра, превышающие 30 м/с. Площадь таких областей невелика и составляет примерно 3.0–5.5 % от площади ЮП. В то же время зимой ЮП над прибрежными морями Восточной Антарктиды и над Австралией повторяемость СТ превышает 90 %.

Максимальные скорости ветра в СТ, осредненные за 25-летний период, превышают 45 м/с в летний сезон в южной части Индийского океана, в зимний период в сформировавшемся субтропическом СТ они достигают 60 м/с над территорией австралийского материка.

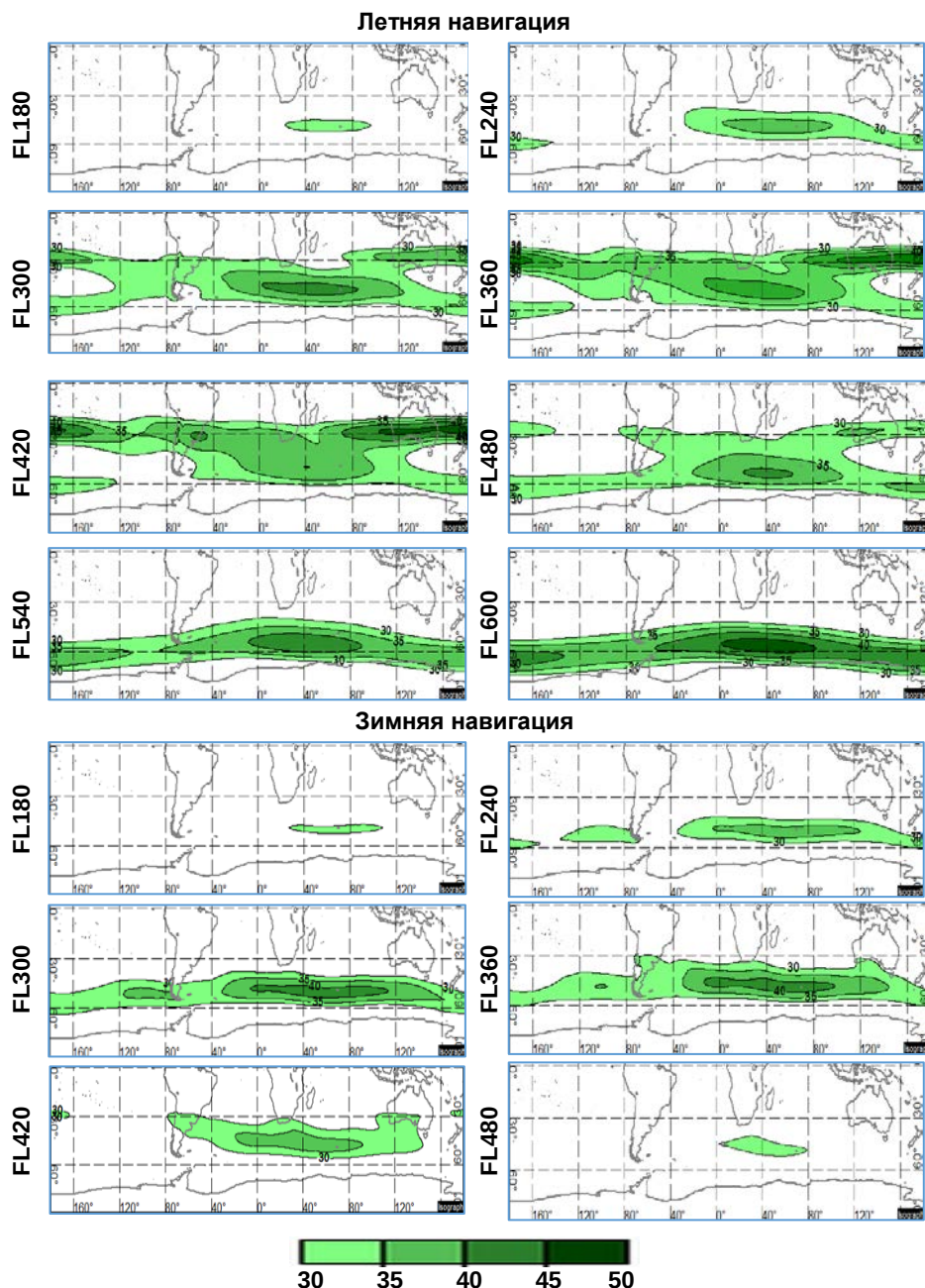


Рис. 9. Карты струйных течений (скорость ветра в м/с) на эшелонах полета для периодов летней и зимней навигации (холодный и теплый периоды в ЮП соответственно).

Fig. 9. Jet stream maps (maximum wind speed in m/s) at flight levels for summer and winter air navigation periods (cold and warm periods in the Southern Hemisphere, respectively).

Высота оси СТ в летний период соответствует классическим канонам, уменьшаясь от тропической к полярной периферии с 12–14 до 8–9 км, в то время как зимой ЮП осевая плоскость струи в южной части испытывает подъём до высот 13–14 км.

Впервые была получена информация о значениях толщины СТ Южного полушария. Выяснено, что самые мощные слои (>15 км) со скоростями ветра, превышающими 30 м/с, чаще всего наблюдаются в зоне субтропического СТ, а также вблизи антарктического побережья, где происходит слияние полярного СТ с нижней частью стратосферного циркумполярного вихря.

Исследование временной изменчивости скорости ветра и высоты оси СТ в ОМВ и в среднем для широтных кругов не обнаружило сколь-нибудь значимых трендов этих характеристик на протяжении 25-летнего периода.

Получены карты струйных течений Южного полушария на эшелонах полетов для периодов зимней и летней навигации за 2016–2025 гг. Установлено, что СТ ЮП могут оказывать влияние на полеты воздушных судов в зимнюю навигацию в слое FL170 – FL490, в летнюю – в слое FL170 – FL600.

Список литературы

1. Богаткин О.Г. Основы авиационной метеорологии. СПб.: Изд-во РГГМУ. 2009. 339 с.
2. Иванова А.Р. Методика расчета карты максимального ветра // Метеорология и гидрология. 1989. № 4. С. 59–64.
3. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.
4. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: ТРИАДА ЛТД, 2016. 312 с.
5. Breul P., Ceppi P., Simpson I.R., Wooling T. Seasonal and regional jet stream changes and drivers // Nat Rev Earth Environ. 2025. <https://doi.org/10.1038/s43017-025-00749-9>
6. Cable A., Tarrison T.C., Kent E., Kornes R., Bracegirdle T.J. A new index used to characterise the extent of Antarctic marine coastal winds in climate projections // Weather Clim. Dynam. 2026. Vol. 7. P. 247–262. <https://doi.org/10.5194/wcd-7-247-2026>
7. Fredericksen J.S., Fredericksen C.S. Interdecadal changes in southern hemisphere winter storm track modes // Tellus A. 2007. Vol. 59, no. 5. P. 559–617. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2007.00264.x
8. Gallego D., Ribera P., Garcia-Herrera R., Hernandez E., Gimeno L. A new look for the Southern Hemisphere jet stream // Climate Dynamics. 2005. Vol. 24. P. 607–621. DOI: 10.1007/s00382-005-0006-7
9. Manney G., Hegglin M., Daffer W., Schwartz M., Santee M., Pawson S. Climatology of Upper Tropospheric–Lower Stratospheric (UTLS) Jets and Tropopause in MERRA // J. Climate. 2014. Vol. 27. P. 3248–3271. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00243
10. Martin J.E., Norton T. Waviness of the Southern Hemisphere wintertime polar and subtropical jets // Weather Clim. Dynam. 2023. Vol. 4. P. 875–886. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-875-2023>
11. Nakamura H., Shimpo A. Seasonal Variations in the Southern Hemisphere Storm Tracks and Jet Streams as Revealed in a Reanalysis Dataset // J. Climate. 2004. Vol. 17. P. 1828–1844. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1828:SVITSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1828:SVITSH>2.0.CO;2)

12. Peña-Ortiz C., Manzini E., Giorgetta M.A. Tropical Deep Convection Impact on Southern Winter Stationary Waves and Its Modulation by the Quasi-Biennial Oscillation // *J. Climate*. 2019. Vol. 32. P. 7453-7467. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0763.1>

13. Simmons A.J. Trends in the tropospheric general circulation from 1979 to 2022 // *Weather Clim. Dynam.* 2022. Vol. 3. P. 777-809. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-777-2022>

References

1. Bogatkin O.G. Osnovy aviacionnoj meteorologii. Sankt-Peterburg, RGGMU publ., 2009, 339 p. [in Russ.].

2. Ivanova A.R. Metodika rascheta karty maksimal'nogo vetra. *Meteorologija i gidrologija*, 1989, no. 4, pp. 59-64 [in Russ.].

3. Hromov S.P., Mamontova L.I. Meteorologicheskij slovar'. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1974, 568 p. [in Russ.].

4. Shakina N.P., Ivanova A.R. Prognozirovanie meteorologicheskikh uslovij dlja aviicii. Moscow, TRIADA LTD publ., 2016, 312 p. [in Russ.].

5. Breul P., Ceppi, P., Simpson, I.R., Wooling T. Seasonal and regional jet stream changes and drivers. *Nat Rev Earth Environ.*, 2025. <https://doi.org/10.1038/s43017-025-00749-9>

6. Cable A., Tarrison T.C., Kent E., Kornes R., Bracegirdle T.J. A new index used to characterise the extent of Antarctic marine coastal winds in climate projections. *Weather Clim. Dynam.*, 2026, vol. 7, pp. 247-262. <https://doi.org/10.5194/wcd-7-247-2026>

7. Fredericksen J.S., Fredericksen C.S. Interdecadal changes in southern hemisphere winter storm track modes. *Tellus A*, 2007, vol. 59, no. 5, pp. 559-617. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2007.00264.x

8. Gallego D., Ribera P., Garcia-Herrera R., Hernandez E., Gimeno L. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. *Climate Dynamics*, 2005, vol. 24, pp. 607-621. DOI: 10.1007/s00382-005-0006-7

9. Manney G., Hegglin M., Daffer W., Schwartz M., Santee M., Pawson S. Climatology of Upper Tropospheric–Lower Stratospheric (UTLS) Jets and Tropopause in MERRA. *J. Climate*, 2014, vol. 27, pp. 3248-3271. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00243

10. Martin J.E., Norton T. Waviness of the Southern Hemisphere wintertime polar and subtropical jets. *Weather Clim. Dynam.*, 2023, vol. 4, pp. 875-886. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-875-2023>

11. Nakamura H., Shimo A. Seasonal Variations in the Southern Hemisphere Storm Tracks and Jet Streams as Revealed in a Reanalysis Dataset. *J. Climate*, 2004, vol. 17, pp. 1828-1844. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1828:SVITSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1828:SVITSH>2.0.CO;2)

12. Peña-Ortiz C., Manzini E., Giorgetta M.A. Tropical Deep Convection Impact on Southern Winter Stationary Waves and Its Modulation by the Quasi-Biennial Oscillation. *J. Climate*, 2019, vol. 32, pp. 7453-7467. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0763.1>

13. Simmons A.J. Trends in the tropospheric general circulation from 1979 to 2022. *Weather Clim. Dynam.*, 2022, vol. 3, pp. 777-809. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-777-2022>

Поступила 03.09.2026; принята в печать 22.09.2026.
Submitted 03.09.2026; accepted for publication 22.09.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-82-98>

УДК 504.3.054+004.85:504.064

Идентификация с помощью моделей машинного обучения неблагоприятных для рассеивания загрязняющих веществ метеорологических условий

Е.В. Татаринovich, Д.В. Борисов, И.Н. Кузнецова

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
e.tatarinovich@yandex.ru*

Впервые для идентификации неблагоприятных метеорологических условий (НМУ) применены методы машинного обучения. Для исследований выбран район Москвы – Останкино. В работе использованы данные измерений метеорологических характеристик на телебашне Останкино в слое до высоты 503 м, ретроспективные данные ERA5 о ветре на изобарической поверхности 925 гПа, сумме осадков за 3 часа и высоте пограничного слоя атмосферы, а также данные измерений концентраций загрязняющих веществ за период 2020–2025 гг. При построении моделей машинного обучения НМУ выявлены значимые предикторы, наиболее информативными среди них оказались скользящие средние за 3–6 ч разности температуры в слое 2–253 м, средняя за предшествующие 3–6 ч скорость ветра в слое 201–305 м. Разработана и протестирована локальная модель идентификации НМУ с использованием пяти алгоритмов машинного обучения. Установлено, что для задачи бинарной классификации НМУ ансамблевые методы (CatBoost, случайный лес) обеспечивают наилучший баланс между минимизацией пропусков НМУ и ложных тревог ($F1 = 0.62–0.64$). Значимые предикторы НМУ послужат основой для усовершенствования применяемых статистических методов прогнозирования НМУ.

Ключевые слова: НМУ, методы машинного обучения, локальная модель НМУ

Identification of adverse meteorological conditions for pollutant dispersion using machine learning models

E.V. Tatarinovich, D.V. Borisov, I.N. Kuznetsova

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
e.tatarinovich@yandex.ru*

Machine learning methods were used for the first time to identify adverse meteorological conditions (AMC). The Ostankino district of Moscow was selected for the study. The study utilized meteorological measurement data from the Ostankino TV tower in a layer up to a height of 503 m, retrospective ERA5 data on wind at the 925 hPa level, 3-hour precipitation totals, and the height of the atmospheric boundary layer, as well as pollutant concentration measurements for the period of 2020–2025. When constructing the AMC machine learning models, significant predictors were identified, the most informative of which were 3–6-hour moving averages of the temperature difference in the 2–253 m layer and the average wind speed in the 201–305 m layer over the previous

3–6 hours. A local AMC identification model was developed and tested using five machine learning algorithms. It was found for the binary classification of atmospheric conditions that ensemble methods (CatBoost, random forest) provide the best balance between minimizing missed AMC and minimizing false alarms ($F1 = 0.62\text{--}0.64$). Significant predictors of AMC will serve as a basis for improving the statistical methods used for AMC forecasting.

Ключевые слова: adverse meteorological conditions, machine learning methods, local AMC model

Введение

Прогнозирование неблагоприятных для рассеивания загрязняющих веществ метеорологических условий (НМУ) в соответствии с Федеральным Законом № 96 «Об охране атмосферного воздуха» выполняется в оперативных подразделениях Росгидромета [9]. Гидрометцентр России в рамках действующей технологии осуществляет метеорологическое сопровождение работ по прогнозированию НМУ общего назначения. В комплект предоставляемой продукции входят прогностические значения метеорологического показателя рассеивания загрязнения (МППЗ), его расчет основан на учете типа температурной стратификации и скорости ветра в нижнем 250-метровом слое атмосферы, количества осадков в каждый час текущих и следующих суток [5, 6, 8]. При разработке МППЗ (более 7 лет назад) выбор названных выше трех предикторов был связан не только с ограниченным набором и объемом доступных данных метеорологических наблюдений в атмосферном пограничном слое, но и с учетом возможности использования их прогностических значений по расчетам численных моделей атмосферы для всей территории Российской Федерации.

Быстрое развитие численных моделей, увеличение пространственного и временного разрешения [7] позволяют применить более широкий набор метеорологических предикторов для прогнозирования МППЗ, в т. ч. в диапазоне МППЗ, соответствующем НМУ. Новые перспективы комплексного учета влияния значимых факторов открывает обращение к современным методам анализа с использованием машинного обучения, позволяющим использовать нелинейные взаимосвязи между факторами, извлекая закономерности непосредственно из данных без ручных настроек, в отличие от традиционных регрессионных методов [10]. В ряде научных публикаций, например [15], отмечается, что современные нейросетевые подходы обладают существенными преимуществами перед традиционными подходами в точности, гибкости и устойчивости моделирования природных процессов. В [21] описано применение машинного обучения для моделирования динамики городского теплового острова, применение глубокого обучения в области гидрологии иллюстрируется в [19]. Методы машинного обучения активно используются в области прогнозирования воздушного загрязнения [14, 16, 20, 22], эффективность их применения при прогнозировании концентраций PM_{10} и приземного озона в Москве показана в публикациях авторов [1, 2]. В [11] демонстрируется улучшение прогноза качества

воздуха в Европе, предоставляемого службой мониторинга атмосферы Copernicus, благодаря использованию методов машинного обучения. Даже небольшое число приведенных выше ссылок на публикации, посвященные методам машинного обучения, указывает на целесообразность их применения для повышения качества идентификации и прогноза метеорологических условий, способствующих загрязнению приземного воздуха, входящих в область профессиональных интересов авторов.

Целями данного исследования являются: а) первичная апробация методов машинного обучения; б) уточнение и/или установление решающих метеорологических факторов, обуславливающих повышение уровня загрязнения в мегаполисе. Такая постановка задачи ставится исходя из концепции связи роста уровня загрязнения в условиях слабого турбулентного и динамического перемешивания при отсутствии осадков, принятых обозначать как неблагоприятные метеорологические условия (НМУ). При решении задачи конкретизируется диапазон НМУ по индикаторам загрязнения приземного воздуха, а именно, по концентрациям наиболее чувствительных к метеоусловиям двух загрязняющих веществ – угарного газа (СО) и оксида азота (NO).

Конечной целью данного исследования является создание модели машинного обучения (ММО) идентификации НМУ (иНМУ), при которой выполняется условие одновременного превышения заданного порога концентрациями СО и NO, а именно, превышения 90-го перцентиля распределения концентраций, определенного по полной выборке за период 2020–2025 гг. С учётом сезонных вариаций измеренных концентраций значение 90-го перцентиля СО составило 600 мкг/м^3 (400 мкг/м^3 в декабре–марте), NO – 45 мкг/м^3 (30 мкг/м^3 в апреле–июле). Определённое таким образом число случаев иНМУ за пять лет составило 7 %. Заметим, что при ориентации на 90-й перцентиль использованы рекомендации ВМО [13], где предлагается явления с частотой более 90-го перцентиля определять как экстремальные, в нашей интерпретации – иНМУ.

В данной работе мы ограничились представлением разработки локальной ММО для района Останкино в Москве. Выбор этой локации определился наличием уникальных данных метеорологических наблюдений на телебашне Останкино (далее – ОТБ) до высоты 503 м; кроме того, рядом с ОТБ проводятся измерения концентраций загрязняющих веществ на автоматизированной станции контроля загрязнения атмосферы (АСКЗА) ГПБУ «Мосэкомониторинг» (<https://mosecom.mos.ru/air-quality/>).

Разработанная в ходе исследований модель машинного обучения представляет собой статистическую модель, обучаемую устанавливать значение бинарной целевой переменной иНМУ (1 – есть НМУ, 0 – нет НМУ) из набора числовых предикторов. В терминологии машинного обучения событием является состояние атмосферы, способствующее накоплению загрязняющих веществ с достижением и превышением критических уровней.

Использованные данные

В качестве признакового описания ММО использованы часовые данные измерений температуры, скорости ветра на ОТБ и рассчитанные по ним параметры, в т. ч. апробированный авторами ранее метеорологический параметр MP . MP рассчитывается за каждый час как произведение средней скорости ветра по измерениям на высотах 201, 253, 305 м ОТБ и разности температур в слое 2–253 м, нормированной на высоту 253 м. Для учёта предыдущего состояния атмосферы, влияющего на интенсивность рассеивания примесей, использованы агрегированные признаки и лаги – значения со сдвигом по времени назад. Идея работы с временными приращениями уже показала свою эффективность в других задачах, например в моделировании острова тепла [21]. Полный список и обозначения всех предикторов представлен в табл. 1.

Таблица 1. Предикторы, их обозначение и целевая переменная ММО, сгруппированные по виду и источникам сбора данных

Table 1. Machine learning model predictors and the target variable, grouped by data type and collection source

Источник данных	Тип данных	Предикторы
Метеонаблюдения на ОТБ и рассчитанные по ним параметры	Числовой	Температура воздуха на уровне 2 м, T_2 (°C) Разности температур воздуха в слое 2–253 м, dT_{253} ; в слое 2–503 м, dT_{503} (°C) Средняя скорость ветра на уровнях 201, 253, 305 м, U_{mean} (м/с) Параметр MP (°C м/с)
Реанализ ERA5	Числовой	Сумма осадков за 3 часа, $precip_3h$ (м) Высота погранслоя, h_{pbl} (м) Скорость ветра на и. п. 925 гПа, V_{925} (м/с) Направление ветра на и. п. 925 гПа, $wdir_{925_sin}$, $wdir_{925_cos}$ (радиан)
Календарные предикторы	Числовой	День года, $year_sin$, $year_cos$ (радиан) Час суток, day_sin , day_cos (радиан)
Агрегированные признаки	Числовой	Скользящие средние за 3, 6, 12 и 24 ч для dT_{253} (°C), параметра MP (°C м/с) и U_{mean} (м/с) Лаги для dT_{253} , Δ (°C) за 3, 6, 12 и 24 ч
Целевая переменная (по наблюдениям CO и NO)	Категориальный	иНМУ («есть/нет»)

Дополнительно к данным ОТБ в исследовательскую базу данных включены данные реанализа ERA5 в ближайшем к ОТБ узле сетки (на расстоянии 5,4 км): об осадках за час (в исследовании суммированные за 3 часа), высоте атмосферного пограничного слоя, скорости и направлении

ветра на изобарической поверхности (и. п.) 925 гПа [12]. База данных содержит выраженные в радианах календарные предикторы: день года, час суток, а также данные измерений концентрации CO и NO на АСКЗА Останкино.

Исследовательская база данных содержит информацию за период 1 августа 2020 г. – 31 июля 2025 г., без пропусков количество часовых записей составило 41806.

Методы исследования

Для решения поставленной задачи бинарной классификации НМУ на основе подготовленной базы данных было построено пять моделей машинного обучения различной архитектуры:

- логистическая регрессия;
- дерево решений;
- ансамбль деревьев решений *случайный лес*;
- алгоритм градиентного бустинга на деревьях решений (реализация CatBoost);
- искусственная нейронная сеть *многослойный перцептрон*.

Изучение возможностей и особенностей такого количества ММО определено желанием найти оптимальную ММО для практического использования. Подробному описанию ММО посвящен целый ряд публикаций последних лет [3, 17, 18], ниже отражены главные характеристики использованных ММО.

Логистическая регрессия использована в качестве базовой модели для оценки линейной классификации НМУ, в которой вероятность принадлежности объекта к классу рассчитывается с помощью логистической функции (сигмоиды), а параметры модели оцениваются методом максимального правдоподобия, что эквивалентно минимизации функции потерь (log-loss) [17]:

$$J = -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [y_i \ln p_i + (1 - y_i) \ln(1 - p_i)], \quad (1)$$

где N – количество объектов в выборке; y_i – истинный класс объекта (принимает значения 0 или 1); p_i – предсказанная моделью вероятность того, что объект принадлежит к классу 1. Главное преимущество логистической регрессии, несмотря на ее простоту, состоит в интерпретации полученных связей признаков с целевой переменной. Ограничением такой модели является ее линейная природа и невозможность учесть взаимосвязи признаков друг с другом.

Дерево решений – нелинейная модель классификации, строящая иерархическую структуру правил путём рекурсивного разбиения пространства признаков. Оптимальное разбиение на каждом шаге находится по максимальному снижению энтропии (в данной работе – перекрестная энтропия)

$$J_{ce} = -\sum_{c \in Y} p_c^{(R)} \log p_c^{(R)}, \quad (2)$$

где $p_c^{(R)}$ — доля обучающих примеров класса c в листе R . Из недостатков «дерева решений» можно выделить склонность к переобучению, т. е. усвоение шума в обучающей выборке, что отрицательно сказывается на обобщающей способности модели на новых данных. К преимуществам можно отнести абсолютную интерпретируемость правил разбиения.

Случайный лес – ансамблевый метод, основанный на агрегировании в подходе бутстрэп множества деревьев решений [17]. Каждое дерево обучается на бутстрэп-выборке (порождённой одним и тем же распределением), а финальный прогноз формируется голосованием. Несмотря на то, что решение ансамбля сложнее интерпретировать по сравнению с деревом решений, этот подход борется с проблемой переобучения.

CatBoost (реализация градиентного бустинга) – метод ансамблевого обучения, который строит композицию из множества слабых моделей (деревьев решений), но в нем каждое следующее дерево исправляет ошибки предыдущих. Для предотвращения утечки информации и снижения переобучения градиенты функции потерь (в данном исследовании log-loss) для каждого объекта вычисляются только на основе предыдущих объектов во временном порядке. Для лучшей регуляризации, устойчивости к шуму и ускорения прогноза используются не обычные деревья, которые имеют разную структуру для разных ветвей, а симметричные, в которых все узлы на одном уровне используют один и тот же признак и порог. CatBoost считается одним из мировых стандартов для анализа табличных данных, позволяя эффективно обрабатывать нечисловые данные, не требуя их сложного предварительного кодирования. Благодаря встроенным методам борьбы со смещением данных, алгоритм устойчив к переобучению.

Многослойный перцептрон – искусственная нейронная сеть прямого распространения с одним или несколькими скрытыми слоями. В многослойном перцептроне вектор предикторов проходит через несколько линейных преобразований, обернутых нелинейной функцией активации (слои сети). Финальный слой преобразует вектор в скаляр (прогноз сети). Обучение модели выполняется методом градиентного спуска, на каждом шаге вычисляются градиенты функции потерь (binary cross-entropy для задачи классификации) по параметрам линейных преобразований на слоях нейронной сети, параметры обновляются в сторону минимизации функции потерь.

Для моделей сложной архитектуры (*дерево решений*, *случайный лес*, *CatBoost*, *многослойный перцептрон*) дополнительно проводилась оптимизация гиперпараметров (табл. 2) по метрике качества F1 с использованием библиотеки Optuna. Гиперпараметры – это внешние настройки модели машинного обучения, которые задаются разработчиком до начала процесса обучения и не изменяются самой моделью в отличие от внутренних параметров (например, весов в нейросетях), которые алгоритм вычисляет сам в процессе обучения.

Таблица 2. Оптимизированные гиперпараметры моделей
Table 2. Optimized hyperparameters of machine learning models

Модель	Оптимизированные гиперпараметры
Дерево решений	Максимальная глубина дерева: 13 Минимальное количество наблюдений для разбиения узла: 34 Минимальное количество наблюдений в листе: 31 Критерий разбиения: энтропия Параметр пост-прунинга: 0.00117 Минимальное уменьшение неопределённости: 3.14e-05 Вес классов: включен
Случайный лес	Количество деревьев: 422 Максимальная глубина дерева: 21 Минимальное количество наблюдений для разбиения узла: 6 Минимальное количество наблюдений в листе: 8 Максимальное число признаков для разбиения: квадратный корень из общего числа признаков Критерий разбиения: энтропия Минимальное уменьшение неопределённости: 2.19×10^{-6} Вес классов: включен
Catboost	Максимальная глубина дерева: 9 Количество деревьев: 703 Скорость обучения: 0.0605 L2-регуляризация листьев: 14.21 Сила случайности: 8.98 Температура бэггинга: 0.374 Число границ (интервалов): 74 Вес положительного класса: включен
Многослойный перцептрон	Размеры скрытых слоев: 96 и 16 нейронов Функция активации: ReLU Оптимизатор: SGD Инерция направления обновления весов: 0.93 L2-регуляризация: $\alpha=0.0131$ Размер батча: 128 Стратегия скорости обучения: адаптивная, начиная с 0.00217 Число эпох: 300 с ранней остановкой Доля валидации: 15 %

Стоит отметить, что в *логистической регрессии*, *дереве решений*, *случайном лесе* и *Catboost* дисбаланс целевой переменной (в нашем случае 7 % случаев *иНМУ* в наборе данных) учитывался с помощью гиперпараметров моделей, а именно, весов классов. Заметим, что в *многослойном перцептрон*е протестированные стратегии обработки дисбаланса классов (*RandomUnderSampler* и *SMOTE*) не привели к улучшению качества идентификации *иНМУ*, поэтому балансировку классов оптимальная конфигурация не включала.

Сравнение качества разработанных ММО проводилось традиционным способом – с использованием таблицы сопряженности и метрик качества, включающих попадания, пропуски и ложные тревоги иНМУ (табл. 3).

Таблица 3. Матрица сопряжённости

Table 3. Contingency matrix

Факт	0	Оправдавшееся отсутствие явления <i>TN</i> (True Negative)	Ложные тревоги <i>FP</i> (False Positive)
	1	Пропуски <i>FN</i> (False Negative)	Попадания <i>TP</i> (True Positive)
		0	1
		Прогноз	

Так как иНМУ – явление редкое, рассматривались следующие метрики:

– предупредённость $Recall = \frac{TP}{TP+FN}$ – чтобы учесть пропуски;

• $Precision = \frac{TP}{TP+FP}$ – чтобы учесть ложные тревоги;

• $F1 = 2 \cdot \frac{Precision \cdot Recall}{Precision + Recall}$ – гармоническое среднее между ними;

• $F2$ – аналогично $F1$, только с большим весом $Recall$:

$$F2 = (1 + \beta^2) \cdot \frac{Precision \cdot Recall}{(\beta^2 \cdot Precision) + Recall}, \beta = 2, \text{ так как пропустить}$$

НМУ критичнее, чем спрогнозировать ложную тревогу;

• Критерий надёжности Багрова – Хайдке для оценки качества по сравнению со случайным прогнозом:

$$HSS = \frac{2(TP \cdot TN) - (FP \cdot FN)}{[(TP+FN) \cdot (FN+TN) + (TP+FP) \cdot (FP+TN)]}$$

Поскольку метрика $F1$ обеспечивает баланс между минимизацией пропусков и ложных тревог, она была выбрана основной для оптимизации гиперпараметров моделей и оценки перестановочной важности признаков.

Для обеспечения сопоставимости результатов ММО различной архитектуры оценка важности отдельных предикторов выполнялась с использованием перестановочного подхода для всех моделей, включая логистическую регрессию. Данный метод устанавливает изменение целевой метрики ($F1$) при случайном перемешивании значений признака на тестовой выборке (в данной работе – на 5 тестовых фолдах кросс-валидации, т. е. на подмножествах данных), что позволяет оценить важность признака для прогноза целевой переменной. Для оценки неопределённости метрик качества и важности признаков в подходе кросс-валидации применялось годовое разбиение данных, в котором в качестве фолда выступал один метеорологический год, т. е. для используемого пятилетнего набора данных формировалось 5 выборок, в каждой из которых обучение осуществлялось на 4 годах (обучающая выборка) и проверка – на одном году (тестовая

выборка). Такой подход представляется оптимальным для поставленной задачи, так как позволяет учесть не только автокорреляцию, характерную для метеорологических данных, но и суточный ход и сезонные особенности, поскольку соблюдается баланс сезонных и суточных циклов в обучающей и тестовой выборках, а также гарантируется, что в тестовую выборку не попадут значения, сильно коррелированные со значениями в обучающей выборке (соседние часы).

Алгоритмы формирования обучающей и тестовой выборок, конструирования, обучения и тестирования моделей машинного обучения были разработаны на языке программирования Python с использованием библиотек для работы с данными Numpy, Pandas и библиотеки машинного обучения scikit-learn.

Обсуждение результатов

По целевой метрике F1, под максимизацию которой оптимизировались все модели сложной архитектуры, наилучший результат составил у ММО CatBoost $F1=0.638 \pm 0.017$, при этом превосходство CatBoost над случайным лесом и многослойным перцептроном не достигло уровня статистической значимости (табл. 4).

Таблица 4. Сравнительные метрики качества моделей на тестовой выборке ($\pm$ стандартное отклонение), разность F1 на обучающей и тестовой выборках ($\Delta F1$)

Table 4. Comparative model quality metrics on the test set ($\pm$ standard deviation), F1 difference between the training and test sets ($\Delta F1$)

Метрики качества моделей	Модель				
	Логистическая регрессия	Дерево решений	Случайный лес	CatBoost	Многослойный перцептрон
Precision	0.360 ± 0.036	0.337 ± 0.038	0.562 ± 0.041	0.574 ± 0.047	0.673 ± 0.043
Recall	0.885 ± 0.037	0.868 ± 0.017	0.719 ± 0.037	0.724 ± 0.039	0.543 ± 0.089
F1	0.510 ± 0.030	0.484 ± 0.038	0.629 ± 0.013	0.638 ± 0.017	0.595 ± 0.044
F2	0.682 ± 0.011	0.657 ± 0.026	0.679 ± 0.016	0.686 ± 0.017	0.561 ± 0.070
HSS	0.4455 ± 0.0333	0.4148 ± 0.0417	0.5917 ± 0.0125	0.6016 ± 0.0175	0.5635 ± 0.0474
$\Delta F1$	0.017	0.063	0.217	0.284	0.033

В табл. 4 видно, что разработанные ММО демонстрируют различные стратегии балансировки между Precision и Recall, что отражает их архитектурные особенности и целевые функции оптимизации:

– Логистическая регрессия и дерево решений показывают высокий Recall (> 0.86) при низком Precision (≈ 0.34 – 0.36). Это означает, что модели минимизируют пропуски НМУ, но прогнозируют значительное количество ложных тревог. Такая стратегия приводит к невысоким значениям F1 (0.48 – 0.51).

– Ансамблевые модели (случайный лес, CatBoost) достигают наилучших значений показателя F1 (0.62–0.64) за счёт более равномерного распределения важности между признаками (рис. 1) и способности улавливать нелинейные зависимости. При этом наблюдается компромисс: более высокая точность Precision (≈ 0.56 –0.57) сопровождается умеренным Recall (≈ 0.72). Вместе с тем в ансамблевых моделях, несмотря на применение техник регуляризации, наиболее заметен разрыв качества на обучающих данных и тестовой выборке ($\Delta F1 = 0.21$ –0.28), что указывает на переобучение моделей на специфических паттернах обучающих выборок (паттерны в этом случае – закономерности в данных, которые модель выявляет в процессе обучения и использует для классификации).

– Многослойный перцептрон демонстрирует наиболее сбалансированные значения Precision (0.673) и Recall (0.543), что обеспечивает относительно высокий F1 (0.595) при минимальном переобучении ($\Delta F1 = 0.033$). Однако высокая вариабельность результатов ($\sigma = 0.044$) ограничивает надёжность этой ММО.

Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод, что лучшим вариантом из разработанных ММО для идентификации иНМУ является CatBoost, сочетая наивысшее значение F1 (0.638) с высокой устойчивостью ($\sigma = 0.017$). Случайный лес демонстрирует сопоставимое качество (F1 = 0.629) при несколько меньшей устойчивости и умеренном переобучении, поэтому может рассматриваться как надёжная альтернатива при ограниченных вычислительных ресурсах. Многослойный перцептрон, также показавший удовлетворительный результат (F1 = 0.595), но с высокой нестабильностью, в текущей конфигурации требует дополнительной настройки. Аналогичные выводы следуют при оценке качества разработанных ММО с использованием критерия надёжности Багрова – Хайдке (HSS): наибольший HSS=0.6 имеет ММО CatBoost.

Как результат первого подхода к решению задачи идентификации НМУ на основе методов машинного обучения приведенные выше показатели качества разработанных ММО следует признать удовлетворительными, учитывая и редкость целевых событий, и достаточно строгое принятое условие иНМУ – одновременное превышение критических порогов концентрации CO и NO. При этом следует отметить, что при условном постоянстве антропогенных выбросов в мегаполисе [4] в колебаниях уровня городского загрязнения присутствуют не связанные с метеорологическими условиями скачки, вызванные особенностями режима городского транспорта (основного источника загрязнения в городе). В их числе – увеличение транспортных потоков в тёплый период в так называемый «дачный сезон» с пятницы до понедельника, загрязнение воздуха при массовом выезде снегоуборочной техники в периоды сильных снегопадов, связанные с авариями или строительными работами длительные заторы на крупных автомагистралях, внеплановые выбросы крупных промышленных предприятий и др.

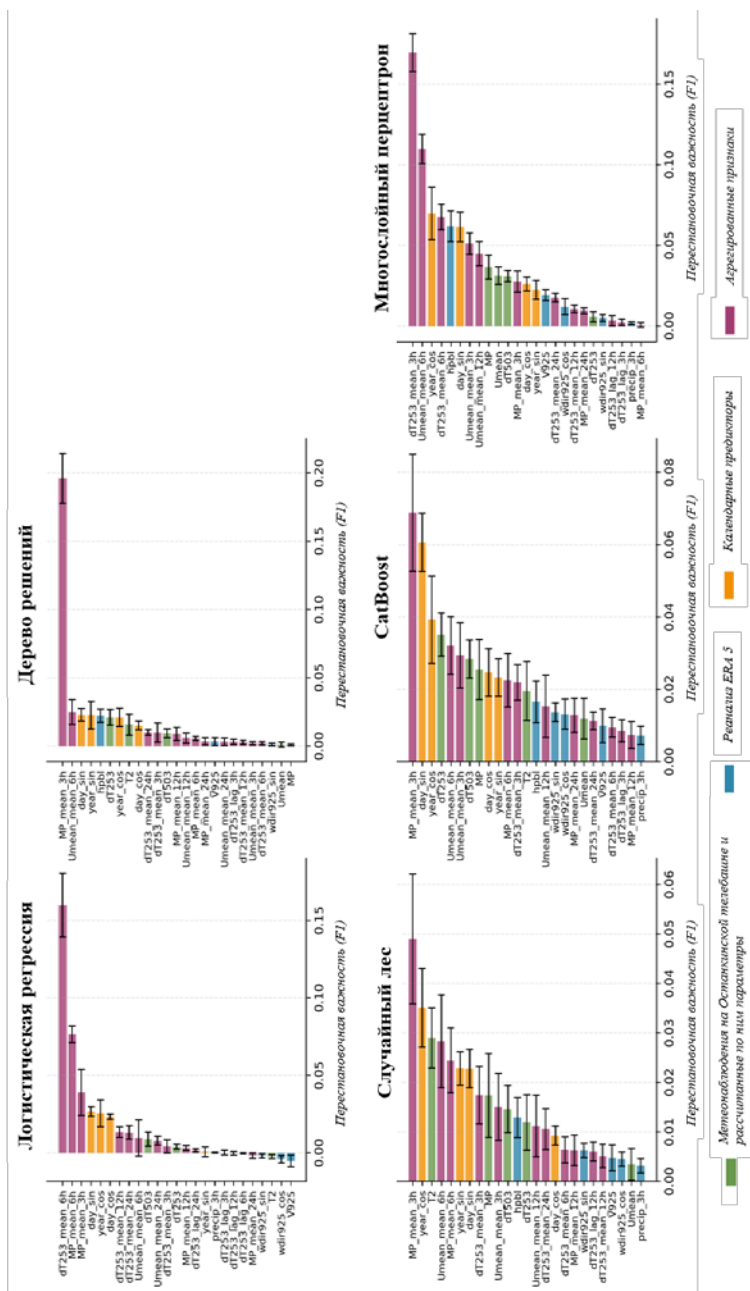


Рис. 1. Перестановочная важность признаков (по метрике F1), полосами погрешностей обозначены 95% доверительные интервалы. Для наглядности для каждой ММО отображены 25 верхних признаков. Цветом обозначены группы признаков в соответствии с табл. 1.

Fig. 1. Permutation feature importance (based on the F1 metric); error bars indicate 95% confidence intervals. For clarity, the top 25 features are displayed for each ML model. Feature groups are color-coded in accordance with Table 1

Подобные нерегулярные всплески концентраций загрязняющих веществ, безусловно, создают дополнительные шумы, препятствуя максимально достижимому качеству моделей, но пока устойчивая статистика их проявления отсутствует, и авторы не ставили задачу получить ее вследствие ограниченной выборки данных (5 лет) и имеющейся тенденции снижения уровня городского загрязнения в последние годы [4].

Сопутствующий разработке ММО анализ значимости признаков позволил на основе перестановочной их важности выявить ранее не использованные в схеме прогноза НМУ предикторы. В табл. 5 приводятся наиболее информативные для каждой разработанной ММО предикторы – первые 5 в ранжированном ряду предикторов, которые содержат ключевые метеорологические характеристики:

- разность температуры в слое 2–253 м и скользящие средние за 3 и 6 ч (dT_{253} , $dT_{253_mean_3h}$, $dT_{253_mean_6h}$);
- скользящие средние за предшествующие 3 и 6 ч значения параметра MP (MP_mean_3h , MP_mean_6h);
- скользящее среднее за 6 ч осредненной по нескольким высотам скорости ветра на Останкинской телебашне ($U_{mean_mean_6h}$);
- календарные предикторы (день года, час суток).

Как видно, все модели улавливают важность предыдущего состояния атмосферы, отдавая предпочтение скользящим средним значениям за 3–6 ч диапазон, только в двух моделях в число топ-5 признаков входят не смещенные по времени метеорологические параметры ($hpbl$ в ММО дерево решений и $T2$ в ММО случайный лес). Календарные признаки, отражая имеющие место суточные и сезонные циклы метеорологической обусловленности процессов повышения уровня загрязнения, вносят небольшой, но стабильный вклад во всех моделях, за исключением ММО CatBoost, в которой признак day_sin лишь немного уступает приоритетному признаку MP_mean_3h .

На рис. 1 приводятся по 25 «верхних» признаков перестановочной важности по метрике $F1$ для каждой ММО, которые, учитывая корреляцию между ними, можно воспринимать как методическую основу для выбора предикторов при усовершенствовании статистических методов идентификации и прогнозирования НМУ при изменении целевой переменной и планируемого перехода от локальной модели к региональной.

Заключение

Впервые для идентификации неблагоприятных метеорологических условий (НМУ) применены методы машинного обучения. Для исследования выбран район на севере Москвы, где, кроме наземных измерений метеорологических характеристик и концентраций загрязняющих веществ, проводятся метеорологические наблюдения на 8 уровнях в слое до 500 м на телебашне Останкино.

Таблица 5. Топ-5 признаков каждой ММО (в скобках – значение перестановочной важности, т. е. разность значений целевой метрики F1 до и после случайного перемешивания значений признака)

Table 5. Top 5 predictors for each machine learning model (in parentheses: permutation importance value – i. e., the difference in the target F1 metric before and after randomly shuffling the feature values)

Модель	Топ-5 признаков	Интерпретация
Логистическая регрессия	dT253_mean_6h (0.160) MP_mean_6h (0.077) MP_mean_3h (0.039) day_sin (0.027) year_cos (0.026)	Линейная модель наиболее чувствительна к скользящим средним разности температуры и параметра MP
Дерево решений	MP_mean_3h (0.196) Umean_mean_6h (0.025) day_sin (0.023) year_sin (0.023) hpbl (0.022)	Дерево выделяет скользящее среднее параметра MP за 3 ч как доминирующий предиктор, возможно, отражая пороговый характер связи MP с НМУ, а также – склонность одиночного дерева к созданию жёстких правил на основе одного главного признака
Случайный лес	MP_mean_3h (0.049) year_cos (0.035) T2 (0.029) Umean_mean_6h (0.028) MP_mean_6h (0.024)	Ансамбль деревьев распределяет важность более равномерно, что согласуется с её способностью усреднять множественные слабые сигналы, кроме MP выделяя сезонность (year_cos), температуру на 2 м и ветер как дополнительные предикторы
CatBoost	MP_mean_3h (0.069) day_sin (0.061) year_cos (0.039) dT253 (0.035) Umean_mean_6h (0.032)	Градиентный бустинг кроме параметра MP акцентирует внимание на суточных (day_sin) и годовых (year_cos) циклах, что может указывать на нелинейные временные паттерны
Многослойный перцептрон	dT253_mean_3h (0.170) Umean_mean_6h (0.110) year_cos (0.070) dT253_mean_6h (0.068) hpbl (0.062)	Нейронная сеть отдаёт преимущество разности температуры в слое и ветру, возможно, улавливая сложные нелинейные взаимодействия между признаками

На основе сформированной пятилетней выборки (август 2020 г. – июль 2025 г.) протестированы пять моделей машинного обучения (ММО) различной архитектуры. Установлено, что для задачи бинарной классификации НМУ ансамблевые методы (CatBoost, случайный лес) обеспечивают наилучший баланс между минимизацией пропусков и ложных тревог ($F1 = 0.62\text{--}0.64$). Качество исследуемых ММО в виду отсутствия аналогов для сравнений следует признать удовлетворительным.

При анализе обученных моделей выявлены наиболее информативные предикторы сформулированных при постановке задачи НМУ; в их число вошли скользящие средние за 3–6 ч разности температуры в слое 2–253 м и метеорологического параметра *MP*, а также осредненной по высотам ОТБ скорости ветра, которые отражают основные физические механизмы переноса и накопления загрязняющих веществ в приземном воздухе.

Результаты проведенного исследования могут стать методической основой для дальнейшей разработки методов идентификации и прогнозирования НМУ на основе машинного обучения. В перспективе планируется использовать полученные знания о наиболее важных признаках формирования неблагоприятных для рассеивания метеорологических условий при переходе от локальной модели к региональной и подготовке для неё базы данных.

Авторы выражают благодарность сотрудникам ГПБУ «Мосэкоммониторинг» Департамента природопользования г. Москвы за предоставление данных и многолетнее сотрудничество в области мониторинга окружающей среды.

Отдельно выражаем благодарность М.И. Варенцову и М.А. Криницкому за введение в науку машинного обучения и ценные консультации.

Статья подготовлена с использованием УНУ «ИТК ГМП», код: 4071013.

Список литературы

1. Борисов Д.В., Кузнецова И.Н. Постпроцессинг численных прогнозов концентраций приземного озона с использованием машинного обучения // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 4 (390). С. 86–104. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-4-86-104>
2. Борисов Д.В., Кузнецова И.Н. Интегрирование химической транспортной модели и искусственной нейронной сети для прогноза концентрации PM10 // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 3 (393). С. 42–63. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-3-42-63>
3. Брюс П., Брюс Э. Практическая статистика для специалистов Data Science : Пер. с англ. СПб.: БХВ-Петербург, 2022. 352 с.
4. Департамент природопользования и охраны окружающей среды города Москвы Доклад о состоянии окружающей среды в городе Москве в 2024 году [Электронный ресурс]. URL: <https://www.mos.ru/eco/function/departament/doklady-o-deyatelnosti/>.
5. Кузнецова И.Н., Ткачева Ю.В., Шалыгина И.Ю., Нахаев М.И. Прогнозирование метеорологического показателя рассеивания загрязняющих веществ в приземном воздухе // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 3 (381). С. 131–149. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2021-3-131-149>
6. Кузнецова И.Н., Ткачёва Ю.В., Борисов Д.В. Методы прогнозирования метеорологических условий, влияющих на загрязнение приземного воздуха // Метеорология и гидрология. 2024. № 8. С. 87–103. DOI: 10.52002/0130-2906-2024-8-87-103
7. Ривин Г.С., Розинкина И.А., Астахова Е.Д., Блинов Д.В. и др. Система краткосрочного численного прогноза высокой детализации COSMO-Ru, ее развитие и приложения // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 374 (4). С. 37–53.

8. Ткачева Ю.В., Кузнецова И.Н., Нахаев М.И. Усовершенствованная технология прогноза метеорологических параметров и условий, влияющих на загрязнение воздуха // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 3 (385). С. 161–177. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-3-161-177>
9. Федеральный закон от 04.05.1999 № 96-ФЗ. Об охране атмосферного воздуха [Электронный ресурс]: URL: https://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_22971.
10. Шолле Ф. Глубокое обучение на Python. СПб.: Питер, 2018. 400 с.
11. Bertrand J.-M., Meleux F., Ung A., Descombes G., Colette A. Technical note: Improving the European air quality forecast of the Copernicus Atmosphere Monitoring Service using machine learning techniques // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2023. Vol. 23, no. 9. P. 5317–5333. <https://doi.org/10.5194/acp-23-5317-2023>
12. Copernicus Climate Change Service (C3S) at ECMWF ERA5: Fifth generation ECMWF atmospheric reanalysis of the global climate [Электронный ресурс]. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels>.
13. Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation // WCDMP-No. 72. Geneva: World Meteorological Organization, 2009. 55 с.
14. Kayastha S.G., Ghahremanloo M., Park J., Singh D., Westenbarger D., Choi Y. A Deep Learning Framework for Satellite-Derived Surface PM_{2.5} Estimation: Enhancing Spatial Analysis in the United States // *Artificial Intelligence for the Earth Systems*. 2024. Vol. 3. DOI: 10.1175/AIES-D-24-0028.1
15. Krinitskiy M.A. An Overview of Machine Learning and Deep Learning Applications in Earth Sciences in 2024: Achievements and Perspectives // *Moscow University Physics Bulletin*. 2024. Vol. 79, no. S2. P. S739–S749. DOI: 10.3103/S0027134924702217
16. Masood A., Ahmad K. A review on emerging artificial intelligence (AI) techniques for air pollution forecasting: Fundamentals, application and performance // *Journal of Cleaner Production*. 2021. Vol. 322, no. 11. P. 129072. DOI: 10.1016/j.jclepro.2021.129072
17. Murphy K.P. Probabilistic machine learning: an introduction. Cambridge, Massachusetts, The MIT Press, 2022. 826 с.
18. Prokhorenkova L., Gusev G., Vorobev A., Dorogush A.V., Gulin A. CatBoost: unbiased boosting with categorical features // *Advances in Neural Information Processing Systems 31 (NeurIPS 2018)*. 2018. C. 6638–6649.
19. Shen C., Lawson K. Applications of deep learning in hydrology // *Deep Learning for the Earth Sciences: A Comprehensive Approach to Remote Sensing, Climate Science, and Geosciences*. 2021. C. 283–297.
20. Suslov A.I., Krinitskiy M.A., Staquet C., Le Boudec E. Machine Learning Methods for Statistical Prediction of PM_{2.5} in Urban Agglomerations with Complex Terrain, Using Grenoble As an Example // *Moscow Univ. Phys. Bulletin*. 2024. Vol. 79, no. S2. P. S774–S783. DOI: 10.3103/S0027134924702242
21. Varentsov M., Krinitskiy M., Stepanenko V. Machine Learning for Simulation of Urban Heat Island Dynamics Based on Large-Scale Meteorological Conditions // *Climate*. 2023. Vol. 11, no. 10. P. 200. <https://doi.org/10.3390/cli11100200>
22. Wang S., McGibbon J., Zhang Y. Predicting high-resolution air quality using machine learning: Integration of large eddy simulation and urban morphology data // *Environmental Pollution*. 2024. Vol. 344. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2024.123371>.

References

1. Borisov D.V., Kuznetsova I.N. Postprocessing chislennyh prognozov koncentracij prizemnogo ozona s ispol'zovaniem mashinnogo obucheniya [Post-processing of ground-level ozone numerical forecasts using machine learning]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [*Hydrometeorological Research and Forecasting*], 2023, no. 4 (390), pp. 86–104. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-4-86-104> [in Russ.].
2. Borisov D.V., Kuznetsova I.N. Integrirovaniye himicheskoy transportnoj modeli i iskusstvennoj nejronnoj seti dlya prognoza koncentracii PM₁₀ [Integration of a chemical transport

model and an artificial neural network for PM₁₀ concentration forecasting]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2024, no. 3 (393), pp. 42-63. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-3-42-63> [in Russ.].

3. Bryus P., Bryus E. Prakticheskaya statistika dlya specialistov Data Science [Practical statistics for Data Scientists]. Sankt-Peterburg, BHV-Peterburg publ., 2022, 352 p. [in Russ.].

4. Departament prirodopol'zovaniya i ohrany okruzhayushchej sredy goroda Moskvy Doklad o sostoyanii okruzhayushchej sredy v gorode Moskve v 2024 godu [Elektronnyj resurs]. URL: <https://www.mos.ru/eco/function/departament/doklady-o-deyatelnosti/> [in Russ.].

5. Kuznetsova I.N., Tkacheva Yu.V., Shalygina I.Yu., Nakhaev M.I. Prognozirovanie meteorologicheskogo pokazatelya rasseivaniya zagryaznyayushchih veshchestv v prizemnom vozduhe. [Forecasting a meteorological indicator of pollutant dispersion in surface air]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2021, no. 3 (381), pp. 131-149. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2021-3-131-149> [in Russ.].

6. Kuznetsova I.N., Tkacheva Yu.V., Borisov D.V. Methods for forecasting meteorological conditions affecting surface air pollution. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 8, pp. 722-734. DOI: [10.3103/S1068373924080077](https://doi.org/10.3103/S1068373924080077)

7. Rivin G.S., Rozinkina I.A., Astakhova E.D., Blinov D.V. et al. Sistema kratkosrochnogo chislennogo prognoza vysokoj detalizacii COSMO-Ru, ee razvitie i prilozheniya [COSMO-Ru high-resolution short-range numerical weather prediction system: its development and applications]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2019, no. 4 (374), pp. 37-53. [in Russ.].

8. Tkacheva Yu.V., Kuznetsova I.N., Nakhaev M.I. Usovershenstvovannaya tekhnologiya prognoza meteorologicheskikh parametrov i uslovij, vliyayushchih na zagryaznenie vozduha [Improved technology for forecasting meteorological parameters and conditions affecting air pollution]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2022, no. 3 (385), pp. 161-177. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-3-161-177> [in Russ.].

9. Federal'nyj zakon ot 04.05.1999 № 96-ФЗ. Ob ohrane atmosfernogo vozduha [Elektronnyj resurs] : URL: https://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_22971.

10. Sholle F. Deep Learning with Python. Sankt-Peterburg, Piter publ., 2018, 400 p. [in Russ.].

11. Bertrand J.-M., Meleux F., Ung A., Descombes G., Colette A. Technical note: Improving the European air quality forecast of the Copernicus Atmosphere Monitoring Service using machine learning techniques. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2023, vol. 23, no. 9, pp. 5317-5333. <https://doi.org/10.5194/acp-23-5317-2023>

12. Copernicus Climate Change Service (C3S) at ECMWF ERA5: Fifth generation ECMWF atmospheric reanalysis of the global climate [Электронный ресурс]. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels>.

13. Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. WCDMP-No. 72, Geneva, World Meteorological Organization, 2009, 55 p.

14. Kayastha S.G., Ghahremanloo M., Park J., Singh D., Westenbarger D., Choi Y. A Deep Learning Framework for Satellite-Derived Surface PM_{2.5} Estimation: Enhancing Spatial Analysis in the United States. *Artificial Intelligence for the Earth Systems*. 2024. Vol. 3. DOI: [10.1175/AIES-D-24-0028.1](https://doi.org/10.1175/AIES-D-24-0028.1)

15. Krinitskiy M.A. An Overview of Machine Learning and Deep Learning Applications in Earth Sciences in 2024: Achievements and Perspectives. *Moscow University Physics Bulletin*. 2024, vol. 79, no. S2, pp. S739-S749. DOI: [10.3103/S0027134924702217](https://doi.org/10.3103/S0027134924702217)

16. Masood A., Ahmad K. A review on emerging artificial intelligence (AI) techniques for air pollution forecasting: Fundamentals, application and performance. *Journal of Cleaner Production*, 2021, vol. 322, no. 11, pp. 129072. DOI: [10.1016/j.jclepro.2021.129072](https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2021.129072)

17. Murphy K.P. Probabilistic machine learning: an introduction. Cambridge, Massachusetts, The MIT Press publ., 2022. 826 c.

18. Prokhorenkova L., Gusev G., Vorobev A., Dorogush A.V., Gulin A. CatBoost: unbiased boosting with categorical features // *Advances in Neural Information Processing Systems* 31 (NeurIPS 2018), 2018, pp. 6638-6649.

19. Shen C., Lawson K. Applications of deep learning in hydrology. *Deep Learning for the Earth Sciences: A Comprehensive Approach to Remote Sensing, Climate Science, and Geosciences*, 2021, pp. 283-297.

20. Suslov A.I., Krinitskiy M.A., Staquet C., Le Boudec E. Machine Learning Methods for Statistical Prediction of PM2.5 in Urban Agglomerations with Complex Terrain, Using Grenoble As an Example. *Moscow Univ. Phys. Bulletin*, 2024, vol. 79, no. S2, pp. S774-S783. DOI: 10.3103/S0027134924702242

21. Varentsov M., Krinitskiy M., Stepanenko V. Machine Learning for Simulation of Urban Heat Island Dynamics Based on Large-Scale Meteorological Conditions. *Climate*, 2023, vol. 11, no. 10, pp. 200. <https://doi.org/10.3390/cli11100200>

22. Wang S., McGibbon J., Zhang Y. Predicting high-resolution air quality using machine learning: Integration of large eddy simulation and urban morphology data // *Environmental Pollution*. 2024. Vol. 344. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2024.123371>.

*Поступила 06.05.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 06.05.2026; accepted for publication 22.10.2026.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-99-113>

УДК 551.501.75

**Восстановление векторов ветра
по данным канала видимого диапазона
прибора МСУ-ГС/ВЭ
космического аппарата серии «Арктика-М»**

В.Д. Блощинский, А.А. Филей, Ю.А. Шамилова

*Дальневосточный центр ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической
гидрометеорологии «Планета», г. Хабаровск, Россия
v.bloshchinsky@dvrpod.ru*

В работе рассматривается задача восстановления полей векторов ветра по спутниковым данным. Представлен алгоритм, разработанный для канала 0,7 мкм видимого диапазона прибора МСУ-ГС/ВЭ, установленного на космических аппаратах серии «Арктика-М». В основе метода лежит модифицированный дифференциальный алгоритм оптического потока (метод Брокса), оптимизированный для вычислений на графических процессорах. Для обеспечения надежности продукта разработана система фильтрации получаемых векторов ветра, включающая тесты на контрастность, минимальную скорость, а также вертикальную и пространственную согласованность векторов. Валидация результатов за период 2025–2026 гг. показала высокое соответствие эталонным данным: среднеквадратичная векторная разность составила 5,22 м/с по сравнению с радиозондированием и 5,33 м/с относительно модели GFS. Установлено, что точность расчетов снижается при больших зенитных углах съемки и в верхней тропосфере, однако общие показатели удовлетворяют требованиям Всемирной метеорологической организации. Полученные продукты обладают высокой пространственной плотностью и могут использоваться как для синоптического анализа арктической атмосферы, так и для последующей ассимиляции в модели численного прогноза погоды.

Ключевые слова: векторы ветра, видимый диапазон, Арктика-М, МСУ-ГС, оптический поток, метод Брокса

**Retrieval of wind vectors
from the Arktika-M
MSU-GS/VE visible channel data**

V.D. Bloshchinskiy, A.A. Filei, Yu.A. Shamilova

*Far-Eastern Center of State Research Center for Space
Hydrometeorology “Planeta”, Khabarovsk, Russia
yshipko@mail.ru*

The study addresses a retrieval of wind vector fields from satellite data. An algorithm developed for the 0.7 μm channel of the MSU-GS/VE instrument aboard the Arktika-M series satellites is presented. The method is based on a modified differential optical flow algorithm (the Brox method) optimized for GPU-based computations. To ensure the product reliability, a quality control and filtering system was developed, incorporating tests for image contrast, minimum wind speed, and both vertical and spatial consistency of the vectors.

Validation of the results for 2025–2026 demonstrated high agreement with reference data: the root-mean-square vector difference reached 5.22 m/s against radiosonde observations and 5.33 m/s as compared to the GFS model. While accuracy decreases at large satellite zenith angles and in the upper troposphere, the overall performance meets the standards set by the World Meteorological Organization. The resulting products feature high spatial density and are suitable for both the synoptic analysis of the Arctic atmosphere and subsequent assimilation into numerical weather prediction models.

Keywords: wind vectors, visible band, Arktika-M, MSU-GS, optical flow, Brox method

Введение

Современные системы численного прогноза погоды играют важную роль в обеспечении безопасности жизнедеятельности, планировании авиационных и морских перевозок, а также в мониторинге климатических изменений. Точность прогнозов напрямую зависит от качества задания начальных условий, ключевым элементом которых являются трехмерные поля метеорологических величин, в том числе векторы ветра в атмосфере. Ошибки в определении потоков ветра на различных вертикальных уровнях атмосферы могут приводить к существенным искажениям в моделировании переноса тепла и влаги, что особенно критично для прогнозирования экстремальных метеорологических явлений, связанных с прохождением глубоких циклонов и атмосферных фронтов. В практике ведущих метеорологических центров мира (ECMWF, NCEP, Гидрометцентр России) для уточнения начальных полей широко применяются методы ассимиляции данных, включая вариационные методы (4D-Var) [7] и фильтрацию Калмана [3]. Однако эффективность этих методов ограничена доступностью наблюдений, особенно над обширными территориями Мирового океана, пустынь и полярных регионов, где сеть наземных станций аэрологического зондирования крайне разрежена или отсутствует совсем.

В условиях недостаточности наземных наблюдений данные дистанционного зондирования Земли из космоса становятся основным источником информации о состоянии атмосферы в глобальном масштабе. Спутниковые оценки векторов движения в атмосфере позволяют получать сведения о скорости и направлении ветра путем детектирования перемещения облачных образований и полей водяного пара на последовательности изображений. На сегодняшний день существует несколько группировок метеорологических космических аппаратов (КА), обеспечивающих мониторинг атмосферы. Геостационарные спутники серий «Электро-Л», Meteosat и GOES и др. обладают высокой временной дискретностью съемки, но их эффективная зона видимости ограничена экваториальными и умеренными широтами из-за геометрии наблюдения. Полярно-орбитальные КА серий «Метеор-М», NOAA, MetOp лучше подходят для наблюдения приполярных областей, однако редкая периодичность пролета над одной точкой затрудняет мониторинг быстрой эволюции облачных структур, необходимый для точного расчета векторов смещения.

Для обеспечения квазинепрерывного наблюдения за Арктическим регионом, мониторинг которого приобретает особую актуальность в связи с активным освоением Северного морского пути и изменением климатических условий в высоких широтах, была создана группировка КА серии «Арктика-М» [1], функционирующих на высокоэллиптической орбите типа «Молния». Такая орбита позволяет аппаратам длительное время находиться в апогее над Северным полушарием, обеспечивая съемку Арктического региона с высокой частотой на рабочем участке орбиты. Основной целевой аппаратурой КА серии «Арктика-М» является многозональное сканирующее устройство геостационарное высокоэллиптическое (МСУ-ГС/ВЭ). Ранее в рамках научно-исследовательских работ была успешно разработана и апробирована технология восстановления векторов ветра по данным инфракрасных (ИК) каналов прибора МСУ-ГС/ВЭ с центральными длинами волн 10,8 и 6,3 мкм [2], которые позволяют осуществлять мониторинг в любое время суток, что особенно актуально в условиях полярной ночи.

В то же время видимый диапазон спектра обладает существенным преимуществом с точки зрения пространственной детализации. Канал с центральной длиной волны 0,7 мкм прибора МСУ-ГС/ВЭ обеспечивает получение изображений с пространственным разрешением 1 км в надире, что в четыре раза превышает аналогичный показатель для ИК-каналов. Использование данных видимого диапазона в светлое время суток позволяет выявлять и отслеживать более мелкие облачные структуры и конвективные ячейки, которые невозможно отследить в инфракрасном диапазоне. Это открывает возможности для повышения плотности векторного поля ветра и улучшения качества прогнозов мелкомасштабных процессов. В то же время переход на канал видимого диапазона требует адаптации алгоритмов обработки с учетом особенностей отражательной способности облаков, изменения освещенности и геометрии съемки на высокоэллиптической орбите.

В статье рассматривается разработка алгоритма формирования спутниковых информационных продуктов о ветре по данным канала 0,7 мкм аппаратуры МСУ-ГС/ВЭ КА серии «Арктика-М». В качестве математической основы для вычисления векторов смещения облачных трассеров выбран дифференциальный метод оптического потока, а именно модифицированный метод Брокса с нормализацией ограничений на данные [4], ранее показавший высокую эффективность. Описывается технология подготовки исходных данных, а также система контроля качества и фильтрации получаемых векторов. Для оценки точности разработанного алгоритма проведена валидация результатов путем сравнения с данными радиозондирования атмосферы и полями глобальной прогностической модели GFS. Результаты исследования направлены на интеграцию новых информационных продуктов в системы ассимиляции данных для повышения точности численного прогноза погоды в Арктическом регионе.

Используемые данные

В настоящее время космическая группировка гидрометеорологических КА серии «Арктика-М» представлена двумя действующими аппаратами. Согласно утвержденной космической программе, планируется довести размер используемой группировки до четырех космических аппаратов данной серии для обеспечения непрерывного круглосуточного мониторинга. Все спутники серии оснащены идентичной целевой аппаратурой – прибором МСУ-ГС/ВЭ, что позволяет унифицировать алгоритмы обработки данных для всей группировки.

КА серии «Арктика-М» функционируют на орбитах с высотой апогея около 40000 км, высотой перигея около 1000 км и наклоном орбиты $63,4^\circ$, что обеспечивает возможность длительного нахождения аппарата над Северным полушарием. Орбитальная конфигурация определяет специфический режим наблюдения: рабочий участок орбиты, в течение которого осуществляется съемка Арктического региона с высокой частотой (до 15 минут), длится около 6 часов. Потом следует перерыв длиной примерно 6 часов, связанный с прохождением перигея и нахождением над Южным полушарием, после чего начинается новый рабочий участок. Такая цикличность обеспечивает квазинепрерывный обзор высоких широт, однако накладывает ограничения на временную непрерывность данных в глобальном масштабе.

Прибор МСУ-ГС/ВЭ регистрирует излучение Земли и атмосферы в десяти спектральных каналах видимого и инфракрасного диапазонов. Пространственное разрешение данных варьируется в зависимости от спектрального диапазона: каналы видимого диапазона имеют разрешение 1 км в надире, тогда как инфракрасные каналы – 4 км. Основные спектральные диапазоны и области их применения приведены в табл. 1.

Для восстановления векторов ветра по данным видимого диапазона в качестве основного источника информации выбран канал с центральной длиной волны 0,7 мкм (спектральный диапазон 0,65–0,80 мкм) прибора МСУ-ГС. Использование данных видимого канала имеет ряд особенностей по сравнению с ИК-измерениями. Во-первых, измерения возможны только в освещенной Солнцем части земного диска. Вблизи линии терминатора, где зенитные углы Солнца превышают $75\text{--}80^\circ$, возникают условия низкой освещенности, сопровождающиеся уменьшением контрастности облачных структур и снижением отношения сигнал/шум, что увеличивает погрешность определения векторов смещения облачков. Во-вторых, в видимом диапазоне от углов солнечного освещения и от угла наблюдения спутника будет зависеть значение коэффициента спектральной яркости (КСЯ), под которым понимается нормированное значение яркости, характеризующее отражательную способность облаков и подстилающей поверхности. В течение 6-часового рабочего участка орбиты географическое положение подспутниковой точки КА серии «Арктика-М» смещается, что приводит к заметной вариативности КСЯ для одной и той же территории. Кроме того,

из-за особенности высокоэллиптической орбиты и ограничений по углу солнечного освещения покрытие видимой части земного диска данными канала 0,7 мкм может быть неполным.

Таблица 1. Характеристики каналов прибора МСУ-ГС/ВЭ
Table 1. Channels characteristics of the MSU-GS/VE instrument

Диапазон длин волн, мкм	Разрешение, км	Область применения
Видимый диапазон		
0,50–0,65	1	Детектирование облачности, слежение за облаками-трассерами для определения ветра, наблюдения аэрозоля
0,65–0,80	1	
0,80–0,90	1	Детектирование облачности малых размеров
Инфракрасный диапазон		
3,5–4,0	4	Детектирование низкой облачности, туманов, оценки температуры поверхности океанов и суши в ночных условиях
5,7–7,0	4	Наблюдения за водяным паром, оценки ветра, высоты полупрозрачной облачности
7,5–8,5	4	Наблюдения полупрозрачной слоистой облачности
8,2–9,2	4	
9,2–10,2	4	Мониторинг общего содержания озона, ветер в нижней стратосфере
10,2–11,2	4	Оценка температуры поверхности океанов и суши, количества осаждаемой воды над океанами
11,2–12,5	4	

Алгоритм

В качестве математической основы для вычисления векторов смещения облачных трассеров выбран дифференциальный метод оптического потока, а именно модифицированный метод Брокса с нормализацией ограничений на данные [4]. Подход базируется на трех предположениях: неизменчивости яркости движущихся объектов во времени, гладкости векторного поля оптического потока и неизменчивости градиента яркости. Физически это реализуется в виде поиска такого поля векторов смещения, которое наилучшим образом согласует изменения между двумя смежными кадрами с учетом плавности движения атмосферных структур. Метод сводится к минимизации функционала энергии изображения, что позволяет находить плотное поле смещений для каждого пикселя, в отличие от корреляционных методов, требующих анализа больших окон. Это преимущество позволяет более корректно восстанавливать векторы в зонах вращательного движения облачных вихрей и получать высокую пространственную плотность данных.

Важным аспектом технологии является ее программная реализация. Вычислительно сложная процедура расчета оптического потока выполнена на программно-аппаратной архитектуре CUDA с использованием графических процессоров. Это обеспечивает кратное увеличение скорости обработки больших массивов спутниковых данных по сравнению с традиционными вычислениями на центральных процессорах, что является важным требованием для оперативного режима формирования метеорологических продуктов.

Для расчета векторов ветра необходимо предварительно подготовить исходные данные, обеспечив их геометрическую и радиометрическую согласованность. Исходной информацией служат два смежных по времени снимка земной поверхности в видимом канале 0,7 мкм прибора МСУ-ГС/ВЭ с временным интервалом, соответствующим периодичности съемки. Для определения высоты векторов ветра используется сопутствующая информация о параметрах облачности, формируемая комплексом ВПО-СД [6] на основе данных инфракрасных каналов. Поскольку расчёт оптического потока ведётся по данным канала видимого диапазона с разрешением 1 км, то производится интерполяция маски облачности и полей давления на верхней границе облачности, рассчитанных по данным ИК-каналов с разрешением 4 км. Для полей давления применяется метод билинейной интерполяции, обеспечивающий плавность изменения значений, а для бинарной маски облачности – метод ближайшего соседа, сохраняющий дискретную природу классификации.

Для минимизации геометрических искажений при вычислении пространственных градиентов, которые возникают ввиду изменения положения подспутниковой точки в течение сеанса наблюдения, исходные данные двух сроков съемки трансформируются в единую ортографическую проекцию. Её центром выбирается географические координаты центра первого снимка. Такое преобразование позволяет исключить ошибки, связанные с изменением угла обзора спутника между сканами, и сохранить структуру облачных образований для корректного вычисления градиентов яркости.

На этапе подготовки производится обнаружение пикселей, непригодных для дальнейшего детектирования смещения облачных трассеров. Исключение таких областей производится на основе геометрических ограничений и свойств облачного покрова. Области (пиксели) помечаются как непригодные для использования в расчете векторов ветра, если соответствуют следующим условиям:

$$\theta_{sat} > 70^\circ,$$

$$\theta_{sun} > 85^\circ,$$

$$M_{er}(i, j) = 0.$$

где θ_{sat} – зенитный угол наблюдения спутника; $\theta_{sun} > 85^\circ$ – зенитный угол Солнца; M_{er} – маска облачности после применения операции морфологической эрозии:

$$M_{er} = M_{cloud} \ominus B,$$

где $\ominus$ – операция морфологической эрозии, представляющая собой процедуру сужения областей на бинарном изображении для удаления граничных пикселей; M_{cloud} – бинарная маска облачности; B – структурный элемент размером 3 пикселя. Таким образом, исключаются из обработки пиксели с большими зенитными углами, где влияние геометрии наблюдения и низкая освещенность вносят существенные искажения в значения КСЯ. Кроме того, исключаются безоблачные участки, а уменьшение маски на 3 пикселя по периметру облачных объектов позволяет исключить зоны с неоднородным отражением на краях облаков, где возможно смешение сигналов от облака и фона.

Важно отметить, что на данном этапе производится лишь маркировка невалидных пикселей, однако сам расчет оптического потока выполняется по полному непрерывному изображению. Применение жесткой маски на этапе вычисления градиентов нарушило бы непрерывность поля яркости, что недопустимо для дифференциальных методов. Пиксели, отмеченные как невалидные, не исключаются из расчета смещений немедленно, а фиксируются для последующего удаления соответствующих векторов на этапе фильтрации готового поля векторов смещения.

Далее происходит определение векторов смещения пикселей изображения по методу Брокса. После чего по рассчитанным величинам смещения и по их известным географическим координатам происходит пересчет в значения U и V компонент ветра. Далее пиксели, которые были ранее отмечены как невалидные, исключаются из дальнейшего анализа, а оставшимся присваиваются значения вертикального положения согласно давлению на верхней границе облачности. Это позволяет сформировать трехмерное поле векторов ветра, готовое для последующего анализа.

На этапе постобработки применяется система фильтрации, состоящая из нескольких тестов и направленная на минимизацию ложных векторов и повышение достоверности итогового продукта. Первый тест основан на оценке локальной контрастности изображения. Для каждого пикселя рассчитывается стандартное отклонение значений КСЯ в скользящем окне размером 15×15 пикселей

$$\sigma_{i,j} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{(m,n) \in W_{i,j}} (K_{m,n} - \bar{K}_{i,j})^2},$$

где $K_{m,n}$ – значение КСЯ в пикселе (m,n) ; $\bar{K}_{i,j}$ – среднее значение в окне $W_{i,j}$; N – количество элементов в окне. Пиксель помечается как невалидный, если $\sigma_{i,j} < 1.8$. Данный порог выбран эмпирически и позволяет исключить области с текстурами, для которых расчет оптического потока становится неустойчивым из-за недостатка градиентной информации.

Второй тест направлен на фильтрацию векторов с малыми скоростями, которые могут быть сопоставимы с уровнем инструментального шума или ошибок привязки. Вектор ветра исключается из рассмотрения, если выполняется условие:

$$|\overline{V}_{i,j}| = \sqrt{U_{i,j}^2 + V_{i,j}^2} < 2 \text{ м/с},$$

где $U_{i,j}$ и $V_{i,j}$ – рассчитанные значения компонент векторов ветра.

Третий тест проверяет вертикальную согласованность перемещения трассера. Поскольку метод оптического потока предполагает преимущественно горизонтальный перенос облачных образований, значительное изменение высоты между начальным и конечным положением вектора может указывать на ошибку трекинга или вертикальное развитие облачности. Пиксель отбраковывается, если разница давлений на верхней границе облачности превышает допустимое значение:

$$|\Delta P_{i,j}| = |P_1(i,j) - P_2(i + \Delta i, j + \Delta j)| > 100 \text{ гПа},$$

где P_1 и P_2 – рассчитанные значения давления на верхней границе облачности для первого и второго срока съемки; Δi и Δj – вычисленные вектора смещения пикселей на изображениях.

Четвертый тест направлен на проверку пространственной согласованности векторов. В ранее разработанном алгоритме для инфракрасных каналов с разрешением 4 км успешно применялся метод кластеризации DBSCAN в скользящем окне, который позволял выявлять и исключать выбросы, несогласованные с окружающим полем ветра. Однако при работе с данными видимого канала, имеющими разрешение 1 км, применение DBSCAN становится вычислительно неэффективным из-за 16-кратного увеличения количества пикселей. В связи с этим был реализован упрощенный алгоритм проверки согласованности, основанный на анализе угловых и скоростных характеристик соседних векторов. Для каждого пикселя в окне 7×7 подсчитывается количество соседей, удовлетворяющих двум критериям: близости по направлению и по скорости. Вектор считается согласованным, если найдено не менее 20 «похожих» соседей согласно выражению:

$$N_{val} = \sum_{(m,n) \in W_{i,j}} I \left[\cos(\theta_{i,j} - \theta_{m,n}) > \cos(\alpha_{thr}) \wedge \frac{\|\overline{V}_{i,j} - \overline{V}_{m,n}\|}{|\overline{V}_{i,j}|} < \beta_{thr} \right] > 20,$$

где $\theta_{i,j}$ и $\theta_{m,n}$ – направления векторов ветра для центрального и соседнего пикселей соответственно; $|\overline{V}_{i,j}|$ и $|\overline{V}_{m,n}|$ – скорости векторов ветра для центрального и соседнего пикселей соответственно; $\alpha_{thr} = 30^\circ$ – порог

по углу; $\beta_{thr} = 0,3$ – относительный порог по скорости. Функция $I[\]$ возвращает 1, если условие истинно, и 0 в противном случае. Данный подход позволяет сократить вычислительные затраты при сохранении высокой эффективности фильтрации выбросов.

Все рассчитанные векторы ветра, успешно прошедшие описанные выше тесты контроля качества, считаются корректно определёнными и сохраняются в качестве итогового результата работы алгоритма. На рис. 1 представлен пример карты векторов ветра, рассчитанных по данным видимого канала 0,7 мкм прибора МСУ-ГС/ВЭ КА серии «Арктика-М». На карте отражены не все векторы, а только их часть для удобства восприятия, а также указано цветовое кодирование в зависимости от высоты.

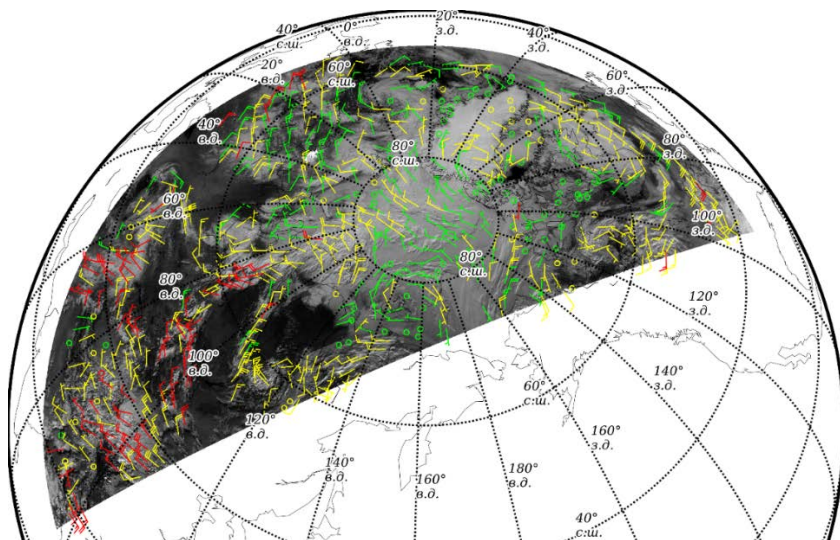


Рис. 1. Пример карты векторов ветра по данным канала 0,7 мкм прибора МСУ-ГС/ВЭ КА «Арктика-М» №1 за срок 2025-06-06 11:30 с цветовым кодированием давления (зеленый – от 1000 до 700 гПа; желтый – от 700 до 400 гПа; красный – от 400 до 100 гПа).

Fig. 1. Example of a map of wind vectors according to the 0.7 μm channel of the MSU-GS/VE instrument of the Arktika-M No. 1 satellite for the period 2025-06-06 11:30 with color-coded pressure (green – from 1000 to 700 hPa; yellow – from 700 to 400 hPa; red – from 400 to 100 hPa).

Валидация

Для количественной оценки точности и достоверности работы предложенного алгоритма было проведено сравнение с результатами аэрологического радиозондирования из баз данных Росгидромета и центра GSL (NOAA), а также с полями ветра из глобальной модели численного прогноза погоды GFS.

Период валидации охватывал временной интервал с апреля 2025 г. по апрель 2026 г. Для обеспечения корректности сравнения с данными радиозондирования отбирались сроки съемки КА серии «Арктика-М», наиболее близкие к стандартным срокам запуска зондов (00 и 12 ч ВСВ), при этом временное рассогласование между сроком съемки и сроком зондирования не превышало одного часа. Для тех же самых сроков проводилось сравнение с данными модели GFS.

Основной метрикой точности служило среднее квадратичное модуля векторной разности компонентов U и V вектора ветра (RMSVD). Дополнительно рассчитывались коэффициент корреляции Пирсона (PCC), средняя абсолютная ошибка (MAE) по скорости и направлению. Результаты валидации представлены в табл. 2.

Таблица 2. Результаты сравнения рассчитанных векторов ветра с данными радиозондирования и модели GFS

Table 2. Comparison results of calculated wind vectors with radiosonde data and GFS model

Источник данных	RMSVD, м/с	PCC, %	MAE скорость, м/с	MAE направление, град	Количество точек
Радиозондирование	5.22	93.83	3.02	18.10	524
Модель GFS	5.33	85.11	3.19	15.06	3813679

Полученные результаты демонстрируют высокую степень корреляции рассчитываемых векторов ветра с эталонными данными. Значения показателя RMSVD находятся в пределах требований, предъявляемых Всемирной метеорологической организацией к спутниковым данным о ветре [5], а также сопоставимы с точностью оценок векторов ветра, полученной ведущими зарубежными центрами (EUMETSAT, NOAA) [8]. При сравнении с моделью GFS метрики оказались незначительно хуже, что может быть обусловлено как увеличенным объемом анализируемых точек, так и погрешностями пространственной интерполяции модельных полей при их согласовании со спутниковыми наблюдениями. Тем не менее общая точность алгоритма позволяет рассматривать данные канала 0,7 мкм как надёжный источник информации о полях ветра в светлое время суток, пригодный для использования в задачах численного прогноза погоды и синоптического анализа.

Дополнительно была исследована зависимость точности алгоритма от сезонных условий. Для данного анализа результаты представлены только на основе сравнения с моделью GFS, поскольку, как показано выше, метрики качества при валидации по GFS и радиозондированию демонстрируют высокую степень согласованности и схожие значения ошибок. Это позволяет использовать более представительную выборку модельных

данных для оценки устойчивости алгоритма в различных метеорологических условиях. Выборка была разделена на два периода: холодный сезон (октябрь–март), характеризующийся низкой освещённостью, преобладанием снежного и ледового покрова, а также специфической динамикой арктических циклонов; и тёплый сезон (апрель–сентябрь), отличающийся более высокой контрастностью облачных структур над свободной ото льда поверхностью и лучшими условиями освещения в высоких широтах. Результаты данного сравнения представлены в табл. 3.

Таблица 3. Сезонная статистика ошибок

Table 3. Seasonal error statistics

Сезон	RMSVD, м/с	PCC, %	MAE скорость, м/с	MAE направление, град	Количество точек
Холодный	5.42	84.86	3.26	15.07	1600118
Теплый	5.29	85.23	3.16	15.05	2213561

Анализ сезонной зависимости показывает улучшение точности в тёплый период года. Однако различия в метриках между сезонами находятся в пределах статистической погрешности, что может свидетельствовать о робастности алгоритма к изменению условий подстилающей поверхности и освещённости.

Одним из аспектов, влияющих на итоговую точность получаемых векторов ветра, является зависимость от геометрии съёмки. На рис. 2 представлена зависимость ошибки RMSVD от зенитного угла спутника.

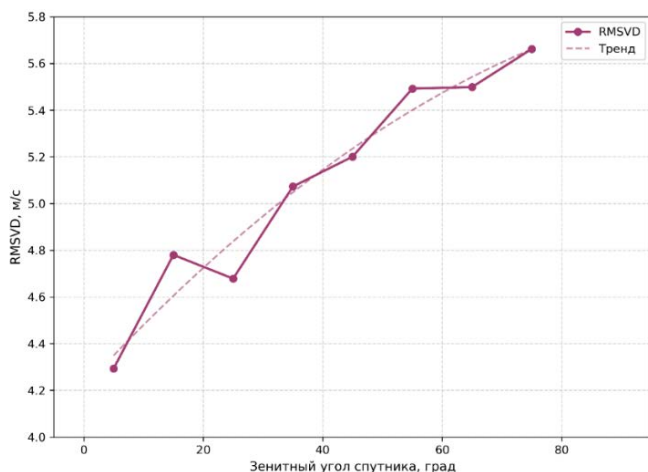


Рис. 2. Зависимость ошибки RMSVD от зенитного угла наблюдения спутника.

Fig. 2. Error dependence of the RMSVD on the zenith angle of the satellite observation.

Как видно из графика, наблюдается монотонный рост ошибки с увеличением зенитного угла наблюдения. В надирах (углы $0-20^\circ$) ошибка минимальна и составляет около 4,3 м/с, тогда как на периферии видимого диска Земли (углы $60-80^\circ$) она возрастает до 5,7 м/с. Это связано с ухудшением пространственного разрешения и увеличением геометрических искажений при увеличении угла наблюдения, что затрудняет точное пространственное позиционирование и вычисление градиентов яркости для метода оптического потока. Аналогичная зависимость наблюдается и для зенитного угла Солнца, представленная на рис. 3.

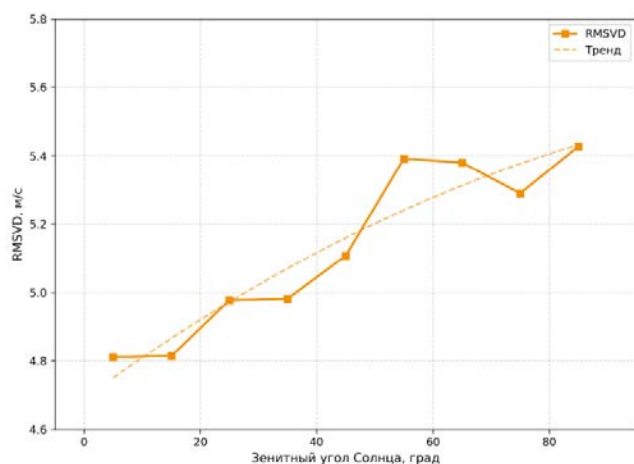


Рис. 3. Зависимость ошибки RMSVD от зенитного угла Солнца.

Fig. 3. Error dependence of the RMSVD on the zenith angle of the Sun.

Увеличение зенитного угла Солнца приводит к росту ошибки с 4.8 до 5.4 м/с. При меньшей освещенности Солнцем (углы $> 60^\circ$) снижение контрастности облачных текстур может вносить дополнительные погрешности в расчет оптического потока. Тем не менее даже при критических углах ошибка не превышает допустимых пределов, что подтверждает работоспособность методики в широком диапазоне условий освещенности.

В дополнение была рассмотрена зависимость ошибок RMSVD по вертикальным уровням атмосферы, которая показана на рис. 4.

Вертикальный профиль показывает, что ошибка неравномерна по высоте. Минимальные значения RMSVD наблюдаются в нижней тропосфере (1000–800 гПа).

В верхней тропосфере (400–200 гПа) ошибка возрастает. Это может быть связано с особенностями облачности верхнего яруса, для которой характерны полупрозрачность и более быстрая эволюция, что затрудняет точное отслеживание смещений методом оптического потока. Кроме того, повышенные ошибки в верхних слоях могут быть обусловлены меньшей точностью определения высоты верхней границы облачности по данным

инфракрасных каналов, особенно в областях, близких к тропопаузе, где вертикальный градиент температуры существенно изменяется, что приводит к дополнительным неопределенностям при привязке векторов ветра к изобарическим уровням.

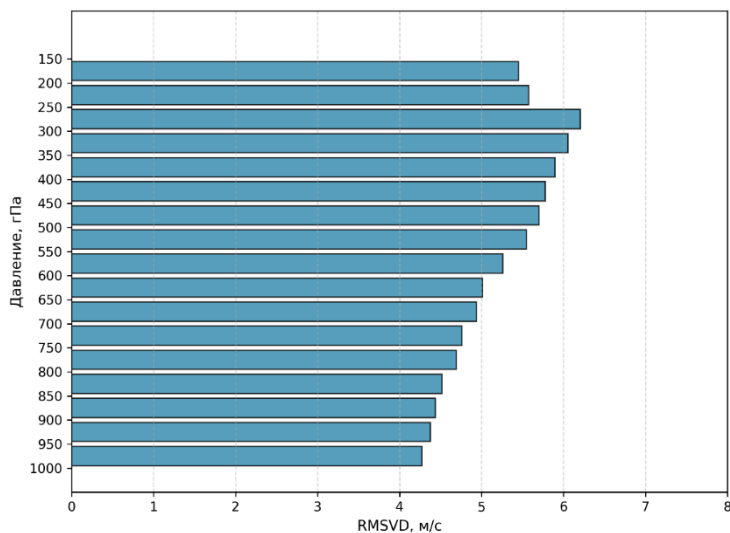


Рис. 4. Зависимость ошибки RMSVD по уровням атмосферы.

Fig. 4. Error dependence of the RMSVD in atmospheric levels.

Далее было рассмотрено общее распределение ошибок в виде векторной разности (VD) эталонного вектора и рассчитанного, представленное на рис. 5.

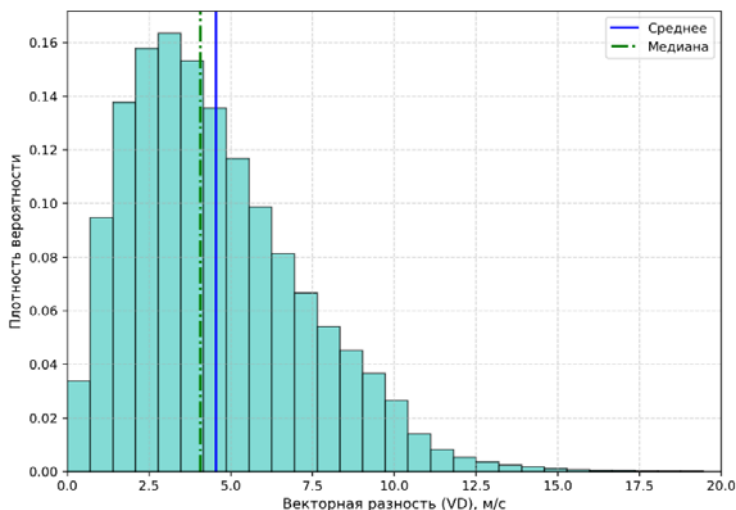


Рис. 5. Распределение ошибок VD.

Fig. 5. Distribution of vector difference errors.

Гистограмма распределения имеет правостороннюю асимметрию, то есть медианное значение ошибки меньше среднего значения, что позволяет предположить наличие небольшого количества выбросов с большой ошибкой. Основная масса векторов (более 75 %) имеет ошибку менее 6 м/с, что подтверждает пригодность продукта для использования в задачах численного прогноза погоды и синоптического анализа.

Заключение

В работе представлен алгоритм восстановления векторов ветра по данным видимого канала с центральной длиной волны 0,7 мкм прибора МСУ-ГС/ВЭ КА серии «Арктика-М». Разработанный алгоритм основан на применении дифференциального метода оптического потока, а именно модифицированного метода Брокса с нормализацией ограничений на данные. Реализованная многоуровневая система фильтрации, включающая тесты на проверку градиента яркости, минимальной скорости, вертикальной согласованности и пространственной однородности векторного поля, позволяет эффективно отсеивать ошибочные значения и минимизировать влияние грубых выбросов.

Комплексная валидация результатов, проведённая на данных за период с апреля 2025 г. по апрель 2026 года, подтвердила достаточно высокую точность разработанного алгоритма при незначительном количестве грубых выбросов. Показатели RMSVD составили 5,22 м/с при сравнении с данными радиозондирования и 5,33 м/с при сравнении с моделью GFS, что свидетельствует о надёжности методики. Достигнутая точность и высокая пространственная плотность векторного поля позволяют использовать полученные продукты о ветре в задачах синоптического анализа для мониторинга атмосферных процессов в Арктическом регионе, а также подтверждают их пригодность для ассимиляции в модели численного прогноза погоды с целью улучшения качества начальных полей и повышения точности прогностических расчётов.

Список литературы

1. Асмус В.В., Милехин О.Е., Крамарева Л.С., Хайлов М.Н., Шишаков А.Е., Шумаков И.А. Первая в мире высокоэллиптическая гидрометеорологическая космическая система «Арктика-М» // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 11-26. DOI: 10.52002/0130-2906-2021-12-11-26
2. Блющинский В.Д., Крамарева Л.С., Давиденко А.Н., Кучма М.О. Получение глобальных оценок векторов ветра по данным инфракрасных каналов прибора МСУ-ГС космических аппаратов серий «Арктика-М» и «Электро-Л» // Метеорология и гидрология. 2026. № 5. С. 36-46. DOI: 10.52002/0130-2906-2026-5-36-46.
3. Рогутов В.С., Толстых М.А. Использование спутниковых данных наблюдений ветра на уровне моря ASCAT в системе усвоения данных на основе локального ансамблевого фильтра Калмана. // Труды Гидрометцентра России. 2016. №. 361. С. 79-94.
4. Симоненко Е.В., Чудин А.О., Давиденко А.Н. Дифференциальный метод вычисления векторов перемещения облачности // Метеорология и гидрология. 2017. №. 3. С. 29-40.

5. Руководство по приборам и методам наблюдений. Том IV – Космические наблюдения. Женева: ВМО, 2021. 229 с.

6. Филей А.А. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020616622 Программный комплекс «PlanetaVPO-SD» для восстановления параметров облачности по спутниковым данным. Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ 29 мая 2020.

7. Park S.K., Xu L. (ed.). Data assimilation for atmospheric, oceanic and hydrologic applications (Vol. II). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2013. P. 730. DOI: 10.1007/978-3-642-35088-7.

8. Wind Product Quality. https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/quality_statistics.php.

References

1. Asmus V.V., Milehin O.E., Kramareva L.S., Hajlov M.N., Shirshakov A.E., Shumakov I.A. Pervaja v mire vysokojellipticheskaja gidrometeorologicheskaja kosmicheskaja sistema «Arktika-M» [Arktika-M: The world's first highly elliptical orbit hydrometeorological space system]. *Meteorologija i gidrologija* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 2021, vol. 46, no. 12, pp. 805-816. DOI: 10.3103/S1068373921120013

2. Bloshhinskij V.D., Kramareva L.S., Davidenko A.N., Kuchma M.O. Poluchenie global'nyh ocenok vektorov vetra po dannym infrakrasnyh kanalov pribora MSU-GS KA serij Arktika-M i Jeлектро-L [Deriving Global Wind Vector Estimates from Infrared Channel Data Of Msu-Gs Onboard the Arktika-M and Elektro-L Satellites]. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 2026, no. 5, pp. 403-410. DOI: 10.3103/S1068373926050031

3. Rogutov V.S., Tolstyh M.A. Ispol'zovanie sputnikovyh dannyh nabljudenij vetra na urovne morja ASCAT v sisteme usvoenija dannyh na osnove lokal'nogo ansamblevogo fil'tra Kalmana [The use of satellite sea level wind data ASCAT in the data assimilation system based on the local ensemble Kalman filter]. *Trudy Gidrometcentra Rossii* [Proceedings of Hydrometcentre of Russia], 2016, no. 361, pp. 79-94 [in Russ.].

4. Simonenko E.V., Chudin A.O., Davidenko A.N. The differential method for calculation of cloud motion vectors. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2017, vol. 42, no. 3, pp. 159-167. DOI: 10.3103/S1068373917030037

5. Guide to Instruments and Methods of Observation. Volume IV – Space-based Observations. Geneva: WMO, 2021, 195 p.

6. Филей А.А. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020616622 Программный комплекс «PlanetaVPO-SD» для восстановления параметров облачности по спутниковым данным. Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ 29 мая 2020 [Certificate of state registration of the computer program No. 2020616622 "PlanetaVPO-SD" software package for restoring cloud parameters based on satellite data. Registered in the Register of Computer Programs on May 29, 2020] [in Russ.]

7. Park S.K., Xu L. (ed.). Data assimilation for atmospheric, oceanic and hydrologic applications (Vol. II). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2013, 730 p. DOI: 10.1007/978-3-642-35088-7

8. Wind Product Quality. https://www.star.nesdis.noaa.gov/goesr/quality_statistics.php.

Поступила 12.05.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 12.05.2026; accepted for publication 22.10.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-114-132>

УДК 551.513.3

Методика и результаты анализа пространственной структуры Сибирского антициклона

К.А. Сумерова

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
sum-ksusha@yandex.ru*

Разработана методика количественной оценки пространственной структуры Сибирского антициклона (СА) на основе расчёта центра тяжести поля положительных аномалий приземного давления. На ее основе и с использованием данных ERA5 рассчитаны за период 1950–2025 гг. положение центра тяжести СА, радиус инерции (мера компактности) и суммарная интенсивность. Показано, что мощные антициклоны в 93.8 % случаев локализованы в пределах 40–60° с. ш., 80–120° в. д., тогда как слабые — лишь в 30.4 %. Метод верифицирован по полю плотности воздуха (расхождения средних положений $\leq 0.5^\circ$). Количественно определены характеристики сезонной и межгодовой изменчивости СА. Спектральный анализ основных параметров СА выявил значимые периоды в изменчивости: 9.5 лет (долгота центра) и 2.5 года (широта центра), которые могут быть связаны с 11-летним циклом солнечной активности и квазидвухлетней осцилляцией (QBO). Разработанная методика позволяет проводить мониторинг параметров СА и применима для диагностики ожидаемого положения и интенсивности антициклона по прогностическим полям моделей.

Ключевые слова: Сибирский антициклон, центр тяжести, радиус инерции, эксцентриситет, SHI, спектральный анализ, арктическое усиление

Methods and Results of the Analysis of the Spatial Structure of the Siberian High

K.A. Sumerova

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
sum-ksusha@yandex.ru*

A methodology has been developed for quantitative assessment of the spatial structure of the Siberian High (SH) based on calculating the center of gravity of the positive sea level pressure anomaly field. On its basis and using ERA5 data, the position of the SH center of gravity, the radius of inertia (a measure of compactness), and the total intensity were calculated for the period of 1950–2025. It is shown that powerful anticyclones are localized within 40–60° N, 80–120° E in 93.8% of cases, whereas the respective value for weak ones is only 30.4%. The method was verified by the air density field (differences in mean positions $\leq 0.5^\circ$). The characteristics of seasonal and interannual variability of the SH have been quantitatively determined. A spectral analysis of the main SH parameters revealed significant periods in the variability: 9.5 years (longitude of the center) and 2.5 years (latitude of the center), which may be associated with the 11-year solar activity cycle and the quasi-biennial oscillation (QBO). The developed methodology allows monitoring the SH parameters and is applicable for diagnosing an expected position and intensity of the anticyclone from model forecast fields.

Keywords: Siberian High, center of gravity, radius of inertia, eccentricity, SHI, spectral analysis, Arctic amplification

Введение

Для характеристики Сибирского антициклона используется ряд количественных критериев, основанных преимущественно на анализе поля приземного атмосферного давления. В первую очередь определяются его интенсивность. Интенсивность чаще всего оценивается по среднему или максимальному значению давления в пределах области, характерной для Сибирского антициклона (например, 40–65° с. ш., 80–120° в. д.). Как отмечается в работах [13, 19], площадные индексы, усредненные по области, являются более надежными и информативными по сравнению с одноточечными значениями, применявшимися, в частности, в исследованиях [16, 20]. Данный подход позволяет количественно оценить интенсивность барического поля, однако не дает информации о пространственной динамике ядра антициклона – его смещениях, изменении формы и степени компактности. Для восполнения этого недостатка в работе предложен подход, основанный на понятии центра тяжести поля аномалий приземного давления. По аналогии с механикой, где центр тяжести системы материальных точек определяется как среднее взвешенное их положений, здесь в качестве «веса» (аналога силы) используется величина положительной аномалии давления в каждой ячейке регулярной сетки. Такой подход позволяет не только определить местоположение «эпицентра» антициклона, но и рассчитать ряд дополнительных характеристик: суммарную интенсивность (интеграл аномалий), радиус инерции (меру компактности), а также оценить изменчивость этих параметров во времени.

Принципиальным преимуществом данного подхода является его физическая обоснованность: центр тяжести вычисляется на основе распределения аномалий давления в расширенной области (30–70° с. ш., 60–140° в. д.), что позволяет объективно локализовать ядро антициклона без привязки к заранее заданному фиксированному прямоугольнику, используемому в традиционном площадном индексе SHI. Кроме того, метод позволяет отслеживать смещения ядра антициклона даже в тех случаях, когда оно выходит за пределы традиционной области расчета SHI, что особенно важно для анализа слабых и неустойчивых антициклонов. В работе выполнена количественная оценка формы Сибирского антициклона (эксцентриситет и ориентация) на основе многолетних данных.

Впервые выполнен комплексный анализ положения, компактности и сезонной динамики центра тяжести Сибирского антициклона на данных аномалий приземного давления и проведены сравнения с расчетами по плотности воздуха за 76-летний период.

1. Параметры и методы расчета

1.1. Исходные данные и область расчета

В работе использованы данные реанализа ERA5 [15] за период январь 1950 г. – февраль 2026 г. (914 месяцев). Пространственное разрешение составляет 2.5×2.5°. Расчет центра тяжести по полю давления выполнен по месячным аномалиям приземного давления относительно климатической

нормы 1991–2020 гг. Для расчета центра тяжести по полю плотности воздуха использованы абсолютные значения приземного давления и приземной температуры из того же реанализа. Плотность вычислялась по уравнению состояния сухого воздуха, после чего рассчитывались ее аномалии относительно климатологии 1991–2020 гг. Для учета возможных смещений центра тяжести за пределы классической области расчета SHI (40–60° с. ш., 80–120° в. д.) площадь была расширена до 30–70° с. ш. и 60–140° в. д. (всего 561 точка).

1.2. Расчет центра тяжести

В механике центр тяжести системы материальных точек определяется как геометрическая точка, положение которой характеризует распределение сил тяжести в системе. Ее координаты вычисляются как средневзвешенное положение всех точек, где весами выступают их силы тяжести (пропорциональные массам) [3, 6, 9].

В данной работе эта концепция адаптирована для метеорологии: в качестве «веса» (аналога силы) используется величина положительной аномалии давления в каждой ячейке сетки. Рассчитанные по аналогичным формулам величины lon_{cg} и lat_{cg} представляют собой координаты центра тяжести поля положительных аномалий давления и характеризуют положение «эпицентра» Сибирского антициклона в каждый месяц. Пусть ΔP_{ij} – величина положительной аномалии давления ($\Delta P_{ij} > 0$) в узле регулярной сетки с индексами i (широта) и j (долгота), а lon_i и lat_i — соответствующие значения долготы и широты. Тогда координаты центра тяжести антициклона вычисляются по формулам:

$$lon_{cg} = \frac{\sum_{i,j} \Delta P_{ij} \cdot lon_j}{\sum_{i,j} \Delta P_{ij}}, \quad lat_{cg} = \frac{\sum_{i,j} \Delta P_{ij} \cdot lat_i}{\sum_{i,j} \Delta P_{ij}},$$

где ΔP_{ij} – аномалия давления в точке с индексами i (широта) и j (долгота).

Суммирование ведется по всем узлам, для которых $\Delta P_{ij} > 0$, что позволяет исключить влияние областей с пониженным давлением и сосредоточиться исключительно на антициклонической составляющей барического поля.

Полученные величины lon_{cg} и lat_{cg} интерпретируются как координаты «эпицентра» Сибирского антициклона в каждый рассматриваемый месяц. В отличие от традиционного подхода, ориентированного на поиск точки абсолютного максимума давления, центр тяжести дает более надежную характеристику положения антициклона, особенно в случаях многоцентровой структуры или размытого максимума.

1.3. Радиус инерции

Для количественной оценки компактности антициклона используется радиус инерции – средневзвешенное расстояние всех точек с положительными аномалиями от центра тяжести:

$$R = \frac{\sum_{i,j} \Delta P_{ij} d_{ij}}{\sum_{i,j} \Delta P_{ij}},$$

где d_{ij} – расстояние от точки с координатами lon_j, lat_i до центра тяжести lon_{cg} и lat_{cg} , вычисляемое по формуле евклидова расстояния:

$$d_{ij} = \sqrt{(lon_j - lon_{cg})^2 + (lat_i - lat_{cg})^2}$$

или

$$R = \frac{\sum_{i,j} \Delta P_{ij} \sqrt{(lon_j - lon_{cg})^2 + (lat_i - lat_{cg})^2}}{\sum_{i,j} \Delta P_{ij}},$$

где числитель – сумма расстояний от каждой точки до центра, умноженных на величину аномалии в этой точке, а знаменатель – сумма всех аномалий.

Радиус инерции позволяет оценить пространственную структуру антициклона:

- **малые значения** R соответствуют компактным антициклонам, у которых положительные аномалии давления локализованы вблизи центра;
- **большие значения** R указывают на обширные, размытые образования, занимающие значительную территорию.

Количественные пороги для отнесения к той или иной категории определяются на основе квартильного анализа фактических данных (см. раздел «Результаты»).

1.4. Суммарная интенсивность

Суммарная интенсивность антициклона определяется как интеграл положительных аномалий по всей области:

$$I = \sum_{i,j} \Delta P_{i,j}.$$

Величина I характеризует общую мощность барического образования и, в отличие от площадного индекса (SHI), не нормируется на площадь.

1.5. Квартильный анализ и сопоставление с SHI

Для объективной классификации характеристик антициклона использован квартильный анализ [25]. Для каждого из рассчитанных параметров (долгота центра, широта центра, радиус, интенсивность) определены значения 25-го (Q1) и 75-го (Q3) квартилей, а также медиана (Q2). Межквартильный размах ($IQR = Q3 - Q1$) служит мерой изменчивости. Аналогичная процедура выполнена для традиционного индекса SHI, что позволило выделить следующие фазы: положительные (сильные) антициклоны ($SHI > Q3 = 0.49$) и отрицательные (слабые) антициклоны ($SHI < Q1 = -0.62$)

[8]. Для каждой из групп проведен анализ положения центра тяжести и других характеристик.

2. Результаты

2.1. Многолетняя изменчивость положения и структуры центра тяжести

За 76-летний период (1950–2025 гг.) проведен статистический анализ положения и структуры центра тяжести Сибирского антициклона. Квартильный анализ всего ряда позволил оценить диапазоны изменчивости основных параметров (табл. 1).

Таблица 1. Квартильные характеристики параметров центра тяжести за весь период (1950–2025 гг.)

Table 1. Quartile characteristics of the center of gravity parameters for the entire period (1950–2025)

Параметр	Q1 (25%)	Медиана (50%)	Q3 (75%)	IQR
Долгота, ° в. д.	89.5	97.6	107.5	18.0
Широта, ° с. ш.	45.5	52.7	58.2	12.8
Радиус инерции, °	16.6	20.2	23.2	6.6
Интенсивность	188	398	802	614

Примечание: IQR – межквартильный размах ($Q3 - Q1$).

В 50 % случаев центр тяжести располагается в пределах 89.5–107.5° в. д. и 45.5–58.2° с. ш. Радиус инерции в 50 % случаев лежит в интервале 16.6–23.2°, что свидетельствует о значительной изменчивости пространственной структуры антициклона. На рис. 1 представлена эволюция среднего положения центра тяжести по десятилетиям в холодный период.

В холодный период (ноябрь–март), когда антициклон наиболее интенсивен, среднее положение центра тяжести составляет 97.5° в. д., 50.8° с. ш. Данный период характеризуется наибольшей интенсивностью (877) и промежуточными значениями изменчивости, что делает его наиболее репрезентативным для анализа многолетних трендов.

Дополнительный анализ позволил классифицировать положения центра тяжести по направлениям их смещения относительно классического ядра (40–60° с. ш., 80–120° в. д.). Результаты представлены на рис. 2 в виде цветовой карты, где каждому месяцу соответствует точка, окрашенная в соответствии с тем, куда смещен центр: на север, юг, восток, запад или остается внутри ядра.

Анализ распределения положений центра тяжести Сибирского антициклона относительно классического ядра (рис. 2) показал, что в 61.9 % случаев центр находится внутри ядра.

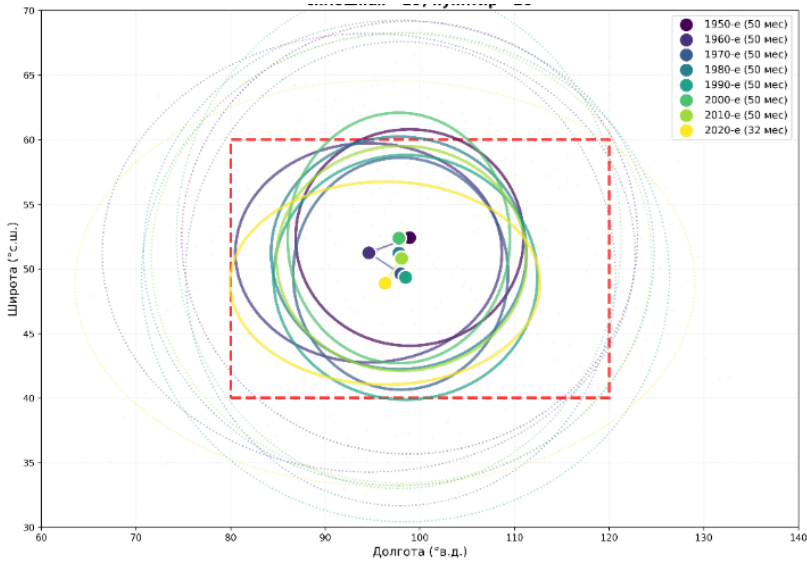


Рис. 1. Эволюция центра тяжести в холодный период (ноябрь–март) по десятилетиям. Сплошные эллипсы соответствуют одному стандартному отклонению, пунктирные – двум.

Fig. 1. Decadal evolution of the center of gravity during the cold period (November–March). Solid ellipses indicate one standard deviation, dashed ellipses – two standard deviations.

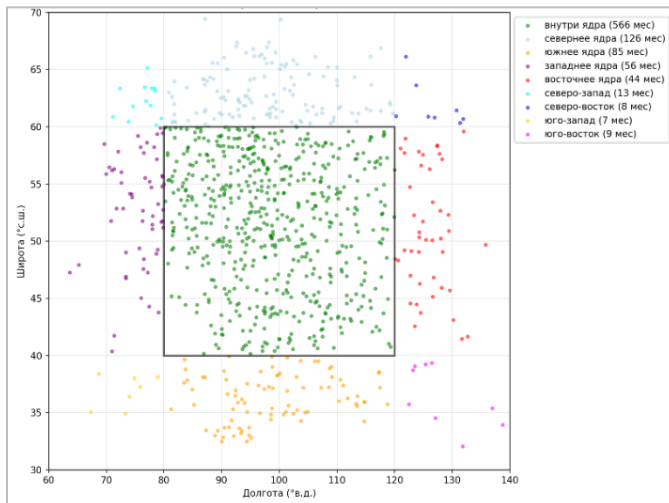


Рис. 2. Положения центра тяжести Сибирского антициклона (1950–2025 гг.) с цветовой индикацией направления смещения относительно классического ядра (красный прямоугольник).

Fig. 2. Positions of the center of gravity of the Siberian High (1950–2025) with color-coded displacement directions relative to the classical core (red rectangle).

Смещения к северу встречаются чаще (13.8 %), чем к югу (9.3 %). Сдвиги в западном направлении (6.1 %) немного преобладают над восточными (4.8 %). Диагональные смещения (северо-запад, северо-восток, юго-запад, юго-восток) наблюдаются редко (в сумме ~4 %). Таким образом, наибольшая концентрация положений центра Сибирского антициклона приходится на область классического ядра и зону к северу от него, тогда как смещения на юг и восток менее характерны.

2.2. Сезонная динамика

Интенсивность антициклона и положение его центра тяжести различаются по сезонам (табл. 2). Максимальная интенсивность достигается зимой (923), что в 2.7 раза превышает летнее значение (348). Это подтверждает, что Сибирский антициклон как барическое образование наиболее выражен именно в холодный сезон. Существенный вклад в усиление антициклона в холодный период вносит орография: горные системы юга Сибири, Монголии и прилегающих районов Центральной Азии создают замкнутые котловины, в которых холодный воздух застаивается, усиливая приземное выхолаживание и способствуя росту давления [1]. Зимой антициклон также наиболее компактен (средний радиус 19.1°), тогда как весной и летом он более размыт (радиус 20.7–20.8°). Максимальная интенсивность достигается зимой (923), что в 2.7 раза превышает летнее значение (348).

Зимой антициклон также наиболее компактен (средний радиус 19.1°), тогда как весной и летом он более размыт (радиус 20.7–20.8°). Наибольшая подвижность центра наблюдается зимой: лишь 57.4 % времени центр находится внутри классического ядра (40–60° с. ш., 80–120° в. д.), тогда как весной и летом эта доля превышает 63 %. Это означает, что в холодный сезон антициклон не только интенсивнее, но и более изменчив в пространственном отношении, часто смещаясь за пределы традиционной области, ассоциируемой с его ядром.

Таблица 2. Квартильные характеристики параметров центра тяжести за весь период (1950–2025 гг.)

Table 2. Quartile characteristics of the center of gravity parameters for the entire period (1950–2025)

Сезон	Число месяцев	Средняя долгота	Средняя широта	Средний радиус	Средняя интенсивность	Доля внутри ядра, %
Зима	230	97.3°	50.9°	19.1°	923	57.4
Весна	228	97.8°	51.7°	20.7°	630	64.9
Лето	228	99.0°	53.0°	20.8°	348	63.6
Осень	228	99.9°	51.2°	19.4°	583	61.8
Холодный период	382	97.5°	50.8°	19.2°	877	59.9

Пространственное распределение центра тяжести по сезонам представлено на рис. 3.

Для каждого сезона построена карта плотности распределения: наиболее темные области соответствуют зонам наибольшей концентрации положений центра тяжести. Зимой (рис. 3а) область повышенной плотности вытянута с северо-запада на юго-восток, что указывает на преимущественное смещение центра вдоль этой диагонали, летом (рис. 3в) область повышенной плотности смещается к югу относительно зимы и становится более размытой. Во все сезоны среднее положение центра (черная звездочка) находится в пределах классического ядра.

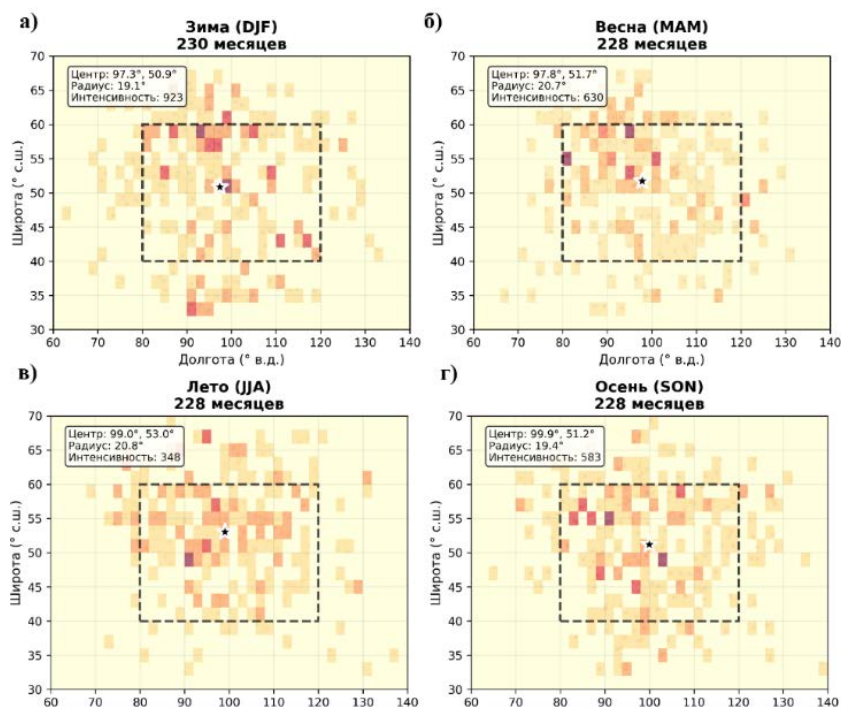


Рис. 3. Распределение центра тяжести Сибирского антициклона по сезонам: зима (а); весна (б); лето (в); осень (г). Цветом показана плотность распределения, черная звездочка – среднее положение, пунктир — классическое ядро 40–60° с. ш., 80–120° в.д.

Fig. 3. Seasonal distribution of the Siberian High center of gravity: winter (а); spring (б); summer (в); autumn (г). Color shading indicates the density of distribution, the black star marks the mean position, and the dashed rectangle shows the classical core (40–60°N, 80–120°E).

Сравнение сезонных положений центра тяжести представлено на рис. 4. Приведены средние положения (фигуры) и эллипсы, соответствующие одному и двум стандартным отклонениям. Эллипсы наглядно демонстрируют сезонные различия в изменчивости: зимний эллипс вытянут

вдоль оси «северо-запад – юго-восток», тогда как летний смещен к северу и характеризуется большей зональной составляющей.

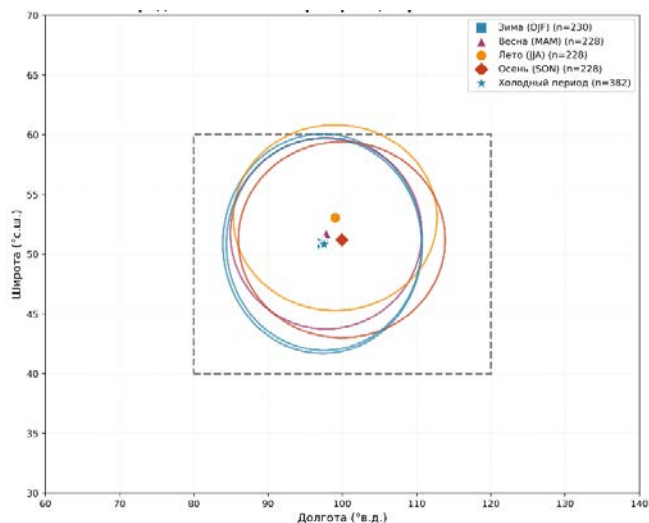


Рис. 4. Сравнение положения центра тяжести по сезонам: средние положения (звездочки) и эллипсы, соответствующие одному и двум стандартным отклонениям. Пунктиром показано классическое ядро.

Fig. 4. Seasonal comparison of the center of gravity position: mean positions (stars) and ellipses corresponding to one and two standard deviations. The classical core is shown by the dashed rectangle.

2.3. Связь с фазами площадного индекса SHI

Для количественной оценки интенсивности Сибирского антициклона традиционно используется площадной индекс SHI (Siberian High Index), рассчитываемый как средняя аномалия приземного давления в области 40–60° с. ш., 80–120° в. д. [7, 19]. Сопоставление положения центра тяжести с фазами площадного индекса SHI позволило оценить, насколько пространственная структура антициклона соответствует его интенсивности, определяемой по фиксированной области. Результаты представлены в табл. 3.

Полученные данные свидетельствуют о четкой связи между интенсивностью антициклона по SHI и его пространственной локализацией. В 93.8 % случаев сильные антициклоны имеют центр тяжести внутри классического ядра (40–60° с. ш., 80–120° в. д.). Они характеризуются не только высокой интенсивностью, но и устойчивым положением: стандартное отклонение по долготе составляет всего $\pm 8.7^\circ$, что значительно меньше, чем у слабых антициклонов. Напротив, слабые антициклоны лишь в 30.4 % случаев локализованы в ядре. Их центр тяжести отличается гораздо большей пространственной изменчивостью (стандартное отклонение по долготе $\pm 17.0^\circ$), что указывает на размытость структуры и частые смещения за пределы традиционной области.

Таблица 3. Характеристики центра тяжести для различных фаз SHI
Table 3. Characteristics of the center of gravity for different SHI phases

Категория	Число месяцев	Средний центр	Средний радиус	Доля внутри ядра, %
Положительная (сильные)	225	96.6°, 52.4°	20.3°	93.8
Нормальная	464	98.2°, 51.6°	—	61.6
Отрицательная (слабая)	224	101.1°, 51.2°	19.4°	30.4

Примечание: Радиус инерции рассчитан только для положительной и отрицательной фаз SHI.

Таким образом, традиционная область для расчета площадного индекса Сибирского антициклона (SHI), 40–60° с. ш., 80–120° в. д., адекватно отражает положение мощных, хорошо организованных антициклонов. Однако слабые фазы часто сопровождаются смещением ядра за ее пределы, что необходимо учитывать при интерпретации площадного индекса, особенно в исследованиях, направленных на анализ пространственной динамики барических образований.

Визуализация связи между положением центра тяжести и фазами SHI представлена на рис. 5.

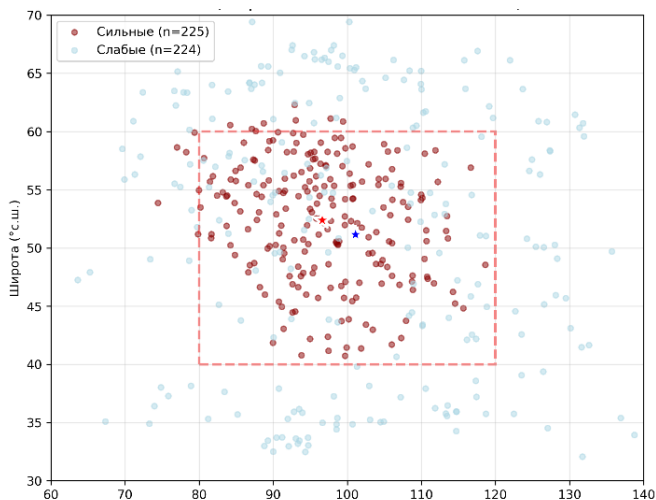


Рис. 5. Анализ положения центра тяжести при разных фазах SHI: распределение точек для сильных и слабых антициклонов.

Fig. 5. Distribution of the center of gravity for strong and weak anticyclones under different SHI phases.

Сильные антициклоны ($SHI > 0.49$) локализованы преимущественно внутри классического ядра (93.8 % случаев), тогда как слабые ($SHI < -0.62$) характеризуются значительно большим разбросом и лишь в 30.4 % случаев

находятся в ядре. Радиус инерции у сильных антициклонов (медиана 20.3°) незначительно превышает таковой у слабых (19.4°), однако разброс значений у слабых существенно выше. Интенсивность, рассчитанная по данным центра тяжести, ожидаемо выше для сильных фаз.

2.4. Спектральный анализ параметров центра тяжести

Для выявления скрытых периодов в изменчивости положения и структуры Сибирского антициклона был проведен спектральный анализ временных рядов параметров центра тяжести (долготы, широты, радиуса инерции и интенсивности). Использовалось быстрое преобразование Фурье (FFT) с предварительным удалением линейного тренда. Анализ охватывал период с 1950 г. по февраль 2026 г. (914 месяцев). Оценка значимости выявленных пиков выполнялась на основе нормированной мощности (максимальное значение принималось за 1). Значимыми считались пики с нормированной мощностью >0.3 . Результаты представлены на рис. 6, а выявленные значимые пики сведены в табл. 4.

Анализ проводился для периодов от 6 месяцев до 75 лет, что позволяет выделить сезонную (1 год), межгодовую и мультигодовую изменчивость, исключая высокочастотные флуктуации с периодами менее 6 месяцев. При этом полугодовая периодичность (0.5 года = 6 месяцев) сохраняется в анализе и отражает внутрисезонную изменчивость.

Долгота центра тяжести обнаруживает наиболее выраженный пик с периодом 9.5 лет (мощность 0.89), что очень близко к 11-летнему циклу солнечной активности [14].

Дополнительные пики приходятся на периоды 4.5 года (возможная связь с Эль-Ниньо) и внутригодовые колебания (0.5, 0.8, 1.1 года), связанные с сезонной изменчивостью.

Широта центра тяжести демонстрирует выраженный пик с периодом 2.5 года (мощность 0.94), что соответствует квазидвухлетней цикличности (QBO) стратосферных ветров [10]. Также присутствуют пики на периодах 4.5 года (Эль-Ниньо) и 1.0–1.1 года (годовой цикл).

Радиус инерции и интенсивность характеризуются преимущественно годовым циклом (мощность 1.00). Иных значимых периодичностей для этих параметров не обнаружено.

Корреляционный анализ выявил умеренную положительную связь между широтой центра и интенсивностью антициклона ($r = +0.351$), что указывает на тенденцию смещения более мощных антициклонов в более высокие широты (к северу). Связь долготы с интенсивностью, а также радиуса инерции с интенсивностью оказалась статистически незначимой ($|r| < 0.13$).

Спектральный анализ параметров центра тяжести выявил значимые периоды в диапазоне от внутригодового до мультигодового: 0.5–1.1 года (сезонная и межгодовая изменчивость), 2.5 года (квазидвухлетняя цикличность QBO), 4–5 лет (характерный диапазон Эль-Ниньо — ENSO) и 9.5 лет

(близко к 11-летнему циклу солнечной активности). Обнаруженные периодичности могут указывать на связь пространственной динамики центра тяжести с гелиогеофизическими процессами и стратосферной циркуляцией. Годовой цикл радиуса инерции и интенсивности подтверждает их сезонную обусловленность.

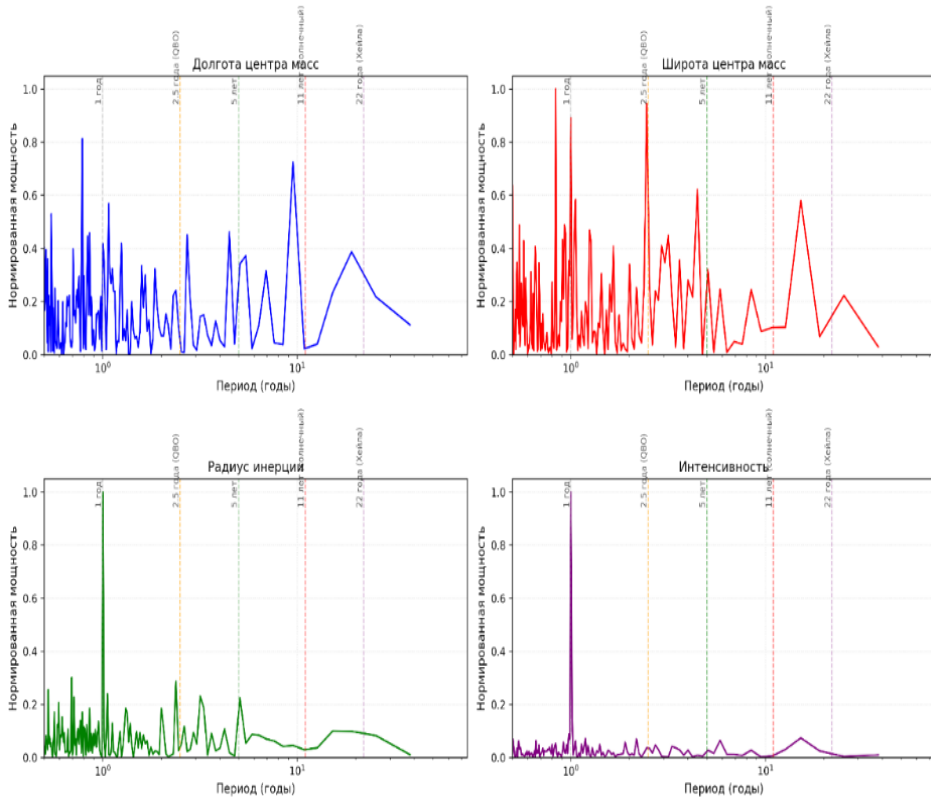


Рис. 6. Спектральная плотность мощности параметров центра тяжести Сибирского антициклона за 1950–2026 гг.: долгота центра(а); широта центра (б); радиус инерции (в); суммарная интенсивность (г). По горизонтальной оси – период (годы, логарифмическая шкала), по вертикальной – нормированная мощность. Вертикальными линиями отмечены характерные периоды: 1 год (сезонный цикл), 2.5 года (квазидвухлетняя осцилляция QBO), 4–5 лет (Эль-Ниньо), 9.5 лет (близко к 11-летнему циклу солнечной активности), 11 лет (солнечный цикл).

Fig. 6. Spectral power density of the Siberian High center of gravity parameters for 1950–2026: longitude of the center (a); latitude of the center (b); radius of inertia (v); total intensity (r). The horizontal axis shows the period (years, logarithmic scale), and the vertical axis shows normalized power. Vertical lines indicate characteristic periods: 1 year (seasonal cycle), 2.5 years (quasi-biennial oscillation, QBO), 4–5 years (El Niño), 9.5 years (close to the 11-year solar activity cycle), and 11 years (solar cycle).

Таблица 4. Значимые периоды в изменчивости параметров центра тяжести
Table 4. Significant periods in the variability of the center of gravity parameters

Параметр	Выявленные периоды (годы)	Мощность
Долгота центра	0.8, 9.5 , 1.1, 0.5, 4.5	1.00, 0.89, 0.70, 0.65, 0.57
Широта центра	0.8, 2.5 , 1.0, 4.5, 1.1	1.00, 0.94, 0.89, 0.62, 0.58
Радиус инерции	1.0 , 0.7	1.00, 0.30
Интенсивность	1.0	1.00

Примечание: Жирным шрифтом выделены наиболее значимые периоды для каждого параметра.

2.5. Связь с плотностью воздуха

Сибирский антициклон как холодное барическое образование формируется преимущественно за счет радиационного выхолаживания приземного слоя воздуха, однако его развитие также обусловлено сложным взаимодействием динамических и орографических факторов [1, 2, 5, 9, 18]. Сибирский антициклон относится к холодным антициклонам: в отличие от динамических (теплых) антициклонов, его повышенное давление обусловлено именно большей плотностью воздуха в нижней тропосфере. Холодный воздух обладает большей плотностью, что, согласно уравнению состояния, непосредственно определяет величину приземного давления.

Для проверки физической обоснованности расчета центра тяжести по полю давления было выполнено сопоставление с положением центра тяжести, рассчитанным по полю плотности воздуха. Плотность вычислялась по уравнению состояния сухого воздуха [4, 7]

$$\rho = \frac{P}{RT},$$

где P – абсолютное давление (Па); T – абсолютная температура (К); $R = 287$ Дж/(кг·К) – удельная газовая постоянная для сухого воздуха.

Для каждого месяца рассчитывались аномалии плотности относительно климатологии 1991–2020 гг., после чего находился центр тяжести по тем же формулам, что и для давления [9].

Сравнение положения центра тяжести, рассчитанного по полю давления и по полю плотности воздуха (табл. 5 и рис. 7), показало их высокую пространственную согласованность. Это подтверждает, что центр тяжести, рассчитанный по давлению, адекватно отражает положение области максимальной плотности воздуха, связанной с холодным ядром антициклона. Несколько больший радиус инерции по плотности (21.1° против 20.0°) указывает на более обширную зону распространения холодного воздуха по сравнению с областью максимальных аномалий давления.

Данный подход согласуется с представлениями о структуре барических образований, согласно которым центр тяжести области повышенного давления должен соответствовать области максимальной плотности воздуха в приземном слое [4, 23].

Таблица 5. Характеристики центра тяжести, рассчитанные по полю давления и по полю плотности воздуха

Table 5. Characteristics of the center of gravity calculated from the pressure and air density fields

Параметр	По давлению	По плотности	Разница
Средняя долгота	98.5° в. д.	98.0° в. д.	0.5° (~55 км)
Средняя широта	51.7° с. ш.	51.2° с. ш.	0.5° (~55 км)
Средний радиус	20.0°	21.1°	+1.1°

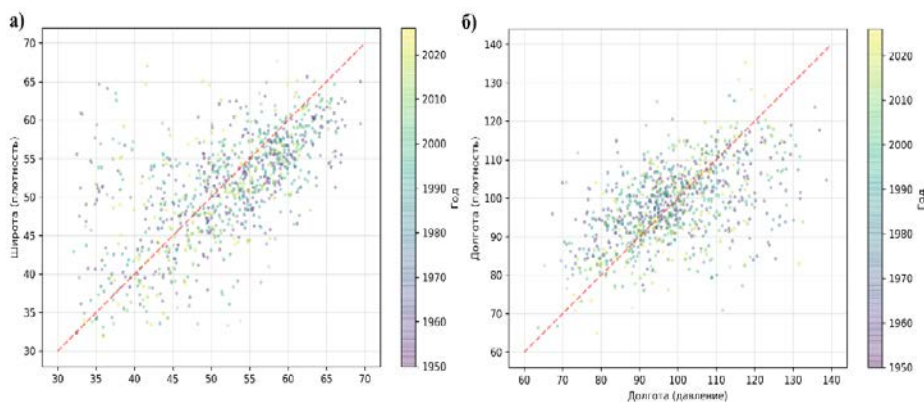


Рис. 7. Сравнение положения центра тяжести по давлению и по плотности: широта центра (а); долгота центра (б). Красный пунктир — линия 1:1 (полное совпадение значений). Цветом точек показан год.

Fig. 7. Comparison of the center of gravity position derived from pressure and density fields: latitude of the center (a); longitude of the center (б). The red dashed line represents the 1:1 line (perfect agreement). The color of the dots indicates the year.

3. Эксцентриситет и ориентация Сибирского антициклона

Для количественной оценки формы области положительных аномалий давления был рассчитан эксцентриситет (вытянутость эллипса). Среднее значение за 1950–2025 гг. составляет 0.892 (медиана 0.917), что указывает на сильно вытянутую, анизотропную форму антициклона. Случаи эксцентриситета ниже 0.5 практически не встречаются (<1 % наблюдений). Сезонная динамика выражена слабо: максимальная вытянутость наблюдается весной (0.905), минимальная – осенью (0.871). Зимой и летом значения близки (0.894 и 0.896). Наибольший разброс ($\sigma = 0.116$) отмечен осенью, когда антициклон только формируется и его пространственная структура еще нестабильна.

В холодный период (ноябрь–март) прослеживается устойчивое снижение эксцентриситета в XXI веке: с 0.900 в 2000–2009 гг. до 0.883 в 2010–2019 гг. и до 0.861 в 2020–2025 гг. (общее снижение ~4.3 %). Это может

указывать на трансформацию пространственной структуры Сибирского антициклона в сторону менее вытянутой формы в условиях современных климатических изменений.

Ориентация большой оси эллипса (азимут) устойчиво меридиональна (север – юг) во все сезоны: $177\text{--}179^\circ$ зимой/летом, 178° весной, 1° осенью. Во все рассмотренные десятилетия средний азимут колеблется в пределах $0\text{--}4^\circ$ или $176\text{--}180^\circ$, что подтверждает неизменную меридиональную ориентацию. Это свидетельствует о доминировании процессов меридионального обмена над зональным переносом, характерном для блокирующих процессов и вторжений арктического воздуха [11, 22].

Снижение эксцентриситета в 2020-е годы может отражать ослабление меридионального градиента температуры в условиях арктического усиления [12, 21], что согласуется с современными тенденциями изменения циркуляции [17].

Таким образом, форма антициклона сохраняется во все сезоны и десятилетия: большая ось эллипса устойчиво ориентирована в меридиональном направлении (север – юг). Данная особенность, вероятно, обусловлена преобладанием процессов меридионального обмена воздушными массами над зональным переносом в регионе Сибири.

Заключение

Разработан подход, основанный на расчете центра тяжести поля положительных аномалий давления. Он позволяет существенно дополнить индекс Сибирского антициклона (SHI) – площадную среднюю аномалию приземного давления в области $40\text{--}60^\circ$ с. ш., $80\text{--}120^\circ$ в. д. В отличие от площадного индекса, характеризующего лишь среднюю интенсивность барического поля в фиксированной области, предложенный метод дает возможность:

- отслеживать смещения ядра антициклона;
- количественно оценивать его компактность (радиус инерции);
- выделять сезонные особенности пространственной структуры;
- сопоставлять положение центра тяжести с фазами SHI.

Установлено, что хорошо развитые антициклоны ($\text{SHI} > 0.49$) в подавляющем большинстве случаев (93.8 %) локализованы в пределах классического ядра ($40\text{--}60^\circ$ с.ш., $80\text{--}120^\circ$ в.д.) и характеризуются устойчивым положением (разброс по долготе $\pm 8.7^\circ$). Слабые антициклоны ($\text{SHI} < -0.62$) лишь в 30.4% случаев находятся внутри ядра и отличаются значительно большей пространственной изменчивостью (разброс по долготе $\pm 17.0^\circ$). Выявлена сезонная динамика: максимальная интенсивность (923) и наибольшая компактность (радиус 19.1°) достигаются зимой, тогда как летом интенсивность снижается в 2.7 раза, а антициклон становится более размытым (радиус 20.8°). При этом зимой наблюдается наибольшая подвижность центра – лишь 57.4 % времени он находится внутри классического ядра.

Физическая обоснованность предложенного метода подтверждена сопоставлением с расчетом центра тяжести по полю плотности воздуха. Показано, что положение центра тяжести по давлению и по плотности характеризуются высокой пространственной согласованностью: различия в среднем положении по широте и долготе не превышают 0.5° . Несколько больший радиус инерции по плотности указывает на более обширную зону распространения холодного воздуха по сравнению с областью максимальных аномалий давления.

Спектральный анализ параметров центра тяжести выявил наличие долгопериодной и годовой изменчивости. Для долготы центра обнаружен значимый пик с периодом 9.5 лет, близкий к 11-летнему циклу солнечной активности. Широта центра демонстрирует выраженный 2.5-летний цикл, соответствующий квазидвухлетней осцилляции (QBO). Радиус инерции и интенсивность характеризуются преимущественно годовым циклом, что подтверждает их тесную связь с сезонными процессами. Корреляционный анализ выявил умеренную положительную связь между широтой центра и интенсивностью антициклона ($r = +0.351$), указывающую на тенденцию смещения более мощных антициклонов к северу.

Разработанная методика расчета центра тяжести позволяет количественно оценить смещения ядра Сибирского антициклона, его компактность и сезонную изменчивость. Метод дает информативные результаты для всех типов антициклонов: для сильных он фиксирует устойчивое положение ядра (разброс по долготе $\pm 8.7^\circ$, доля времени внутри ядра 93.8 %), а для слабых выявляет высокую пространственную изменчивость (разброс по долготе $\pm 17.0^\circ$, доля времени внутри ядра 30.4 %).

Выполнена количественная оценка формы Сибирского антициклона. Показано, что антициклон характеризуется высокой вытянутостью и устойчиво меридиональной ориентацией. В 2020-е годы зафиксировано снижение эксцентриситета до 0.861, что может свидетельствовать о трансформации пространственной структуры антициклона в условиях современного климата.

Полученные результаты могут быть использованы для прогнозирования характеристик антициклона по данным прогностических моделей, что открывает перспективы для уточнения долгосрочных метеорологических прогнозов. Перспективным направлением дальнейших исследований является анализ влияния циркуляции в верхней тропосфере и стратосфере на пространственно-временную динамику Сибирского антициклона.

Статья подготовлена с использованием УНУ «ИТК ГМП», код: 4071013.

Список литературы

1. Байдал М.Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебания климата Казахстана. – Л.: Гидрометеониздат, 1964–1965. Ч. 1–2. 446 с.

2. *Бордовская Л.И., Цибульский А.Е.* Повторяемость и скорость движения циклонов и антициклонов над Западной Сибирью // Вопросы географии Сибири. Томск: Изд. ТГУ, 1976. Вып. 9. С. 22-29.
3. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теоретическая физика. Том 1. Механика. М.: Физматлит, 2012. 224 с.
4. *Онищенко О.Г., Похотелов О.А., Астафьева Н.М.* Новая модель квазистационарных вихрей в атмосфере Земли // Геофизические процессы и биосфера. 2018. – Т. 17, № 2. С. 61-70. DOI: 10.21455/gpb2018.2-4
5. *Погосян Х.П.* Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы // Труды Центрального института прогнозов. 1947. Вып. 1 (28). 87 с.
6. *Сивухин Д.В.* Общий курс физики. Том 1. Механика. М.: Физматлит, 2005. 560 с.
7. *Сумерова К.А., Хан В.М.* Многолетняя динамика характеристик Сибирского антициклона по данным реанализа (1950–2024 гг.) // Фундаментальная и прикладная климатология. 2026. Т. 12, № 2. С. 213-226. DOI: 10.21513/2410-8758-2026-2-213-226
8. *Тарг С.М.* Краткий курс теоретической механики. М.: Высшая школа, 1986. 416 с.
9. *Arakawa H.* Thermodynamical Aspects on Siberian High, Ogasawara (or North-Pacific) High and Okhotsk High, ruling the Climate of Japan // Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. 1940. Vol. 18, no. 7. P. 213-216. https://doi.org/10.2151/jmsj1923.18.7_213
10. *Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J., Hamilton K., Haynes P.H., Randel W.J., Holton J.R., Alexander M.J., Hirota I., Horinouchi T., Jones D.B.A., Kinnerson J.S., Marquardt C., Sato K., Takahashi M.* The quasi-biennial oscillation // Reviews of Geophysics. 2001. Vol. 39, no. 2. P. 179-229. DOI: 10.1029/1999RG000073
11. *Cheung H.N., Zhou W., Shao Y., Chen W., Mok H.Y., Wu M.C.* Observational climatology and characteristics of wintertime atmospheric blocking over Ural–Siberia // Climate Dynamics. 2013. Vol. 41, no. 1. P. 63-79. DOI: 10.1007/s00382-012-1587-6
12. *Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J.* Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // Nature Geoscience. 2014. Vol. 7, no. 9. P. 627-637. DOI: 10.1038/ngeo2234
13. *Hasanean H.M., Almazroui M., Jones P.D., Alamodi A.O.* Siberian high variability and its teleconnections with tropical circulations and surface air temperature over Saudi Arabia // Climate Dynamics. 2013. Vol. 41, no. 7. P. 2003-2018. DOI: 10.1007/s00382-012-1657-9
14. *Hathaway D.H.* The solar cycle // Living Reviews in Solar Physics. 2015. Vol. 12, no. 1. P. 4. DOI: 10.1007/lrsp-2015-4
15. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J.* The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146 (730). P. 1999-2049. DOI: 10.1002/qj.3803
16. *Mokhov I.I., Petukhov V.K.* Atmospheric centers of action and tendencies of their change // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2000. Vol. 36, no. 3. P. 292-299.
17. *Overland J.E., Francis J.A., Hall R., Hanna E., Kim S.J., Vihma T.* The melting Arctic and midlatitude weather patterns: Are they connected? // Journal of Climate. 2015. Vol. 28, no. 20. P. 7917-7932. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00822.1
18. *Palmén E., Newton C.W.* Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation. New York: Academic Press, 1969. 603 p.
19. *Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Hannachi A., Stephenson D.B.* Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action // Journal of Climate. 2005. Vol. 18, no. 9. P. 1411-1422. DOI: 10.1175/jcli3352.1
20. *Sahsamanoglou H.S., Makrogiannis T.J., Kallimopoulos P.P.* Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone // International Journal of Climatology. 1991. Vol. 11, no. 8. P. 827-839. DOI: 10.1002/joc.3370110805
21. *Screen J.A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // Nature. 2010. Vol. 464, no. 7293. P. 1334-1337. DOI: 10.1038/nature09051
22. *Tibaldi S., Molteni F.* On the operational predictability of blocking // Tellus A. 1990. Vol. 42, no. 3. P. 343-365. DOI: 10.3402/tellusa.v42i3.11882

23. van Delden A.J. An Explanation of the Poleward Mass Flux in the Stratosphere // *Atmosphere*. 2025. Vol. 16, no. 3. P. 343. DOI: 10.3390/atmos16030343
24. Wilks D.S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*: 4th ed. Elsevier, 2019. 840 p.

References

1. Bajdal M.H. *Dolgosrochnye prognozy pogody i kolebaniya klimata Kazahstana*. Lenin-grad.: Gidrometeoizdat publ., 1964–1965. Chast'. 1–2. 446 s. [in Russ.].
2. Bordovskaya L.I. Povtoryaemost' i skorost' dvizheniya ciklonov i anticiklonov nad Zapadnoy Sibir'yu / L.I. Bordovskaya, A.E. Cibul'skiy. II Voprosy geografii Sibiri. Tomsk: Izd. TGU, 1976. Vyp. 9. S. 2229 [in Russ.].
3. Landau L.D., Lifshic E.M. *Teoreticheskaya fizika*. Tom 1. Mekhanika. Moscow: Fizmatlit publ., 2012. 224 p.
4. Onishchenko O.G., Pohotelo O.A., Astafeva N.M. Novaya model' kvazistacionarnykh vihref v atmosfere Zemli [A new model of quasi-stationary vortices in the Earth's atmosphere]. *Geofizicheskie processy i biosfera [Geophysical processes and biosphere]*. 2018. Vol. 17, no. 2. P. 61–70. DOI: 10.21455/gpb2018.2-4 [in Russ.].
5. Pogosyan H.P. Sezonnye kolebaniya obshchej cirkulyacii atmosfery. *Trudy Central'nogo instituta prognozov*, 1947, vyp. 1 (28), 87 s. [in Russ.].
6. Sivuhin D.V. *Obshchij kurs fiziki*. Tom 1. Mekhanika. Moscow: Fizmatlit publ., 2005, 560 s.
7. Сумерова К.А., Хан В.М. Многолетняя динамика характеристик Сибирского антициклона по данным реанализа (1950–2024 гг.) // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2026. Т. 12, № 2. С. 213–226. DOI: 10.21513/2410-8758-2026-2-213-226
8. Targ S.M. *Kratkij kurs teoreticheskoy mekhaniki*. Moscow: Vysshaya shkola publ., 1986, 416 p.
9. Arakawa H. Thermodynamical Aspects on Siberian High, Ogasawara (or North-Pacific) High and Okhotsk High, ruling the Climate of Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 1940, vol. 18, no. 7, pp. 213–216. https://doi.org/10.2151/jmsj1923.18.7_213
10. Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J., Hamilton K., Haynes P.H., Randel W.J., Holton J.R., Alexander M.J., Hirota I., Horinouchi T., Jones D.B.A., Kinnerson J.S., Marquardt C., Sato K., Takahashi M. The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, 2001, vol. 39, no. 2, pp. 179–229. DOI: 10.1029/1999RG000073
11. Cheung H.N., Zhou W., Shao Y., Chen W., Mok H.Y., Wu M.C. Observational climatology and characteristics of wintertime atmospheric blocking over Ural–Siberia. *Climate Dynamics*, 2013, vol. 41, no. 1, pp. 63–79. DOI: 10.1007/s00382-012-1587-6
12. Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 2014, vol. 7, no. 9, pp. 627–637. DOI: 10.1038/ngeo2234
13. Hasananean H.M., Almazroui M., Jones P.D., Alamodi A.O. Siberian high variability and its teleconnections with tropical circulations and surface air temperature over Saudi Arabia. *Climate Dynamics*, 2013, vol. 41, no. 7, pp. 2003–2018. DOI: 10.1007/s00382-012-1657-9
14. Hathaway D.H. The solar cycle. *Living Reviews in Solar Physics*, 2015, vol. 12, no. 1, pp. 4. DOI: 10.1007/lrsp-2015-4
15. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2020, vol. 146 (730), pp. 1999–2049. DOI: 10.1002/qj.3803
16. Mokhov I.I., Petukhov V.K. Atmospheric centers of action and tendencies of their change. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*, 2000, vol. 36, no. 3, pp. 292–299.
17. Overland J.E., Francis J.A., Hall R., Hanna E., Kim S.J., Vihma T. The melting Arctic and midlatitude weather patterns: Are they connected? *Journal of Climate*, 2015, vol. 28, no. 20, pp. 7917–7932. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00822.1
18. Palmén E., Newton C.W. *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*. New York: Academic Press publ., 1969, 603 p.

19. Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Hannachi A., Stephenson D.B. Observed trends and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action. *Journal of Climate*, 2005, vol. 18, no. 9, pp. 1411-1422. DOI: 10.1175/jcli3352.1
20. Sahsamanoglou H.S., Makrogiannis T.J., Kallimopoulos P.P. Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone. *International Journal of Climatology*, 1991, vol. 11, no. 8, pp. 827-839. DOI: 10.1002/joc.3370110805
21. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 2010, vol. 464, no. 7293, pp. 1334-1337. DOI: 10.1038/nature09051
22. Tibaldi S., Molteni F. On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, 1990, vol. 42, no. 3, pp. 343-365. DOI: 10.3402/tellusa.v42i3.11882
23. van Delden A.J. An Explanation of the Poleward Mass Flux in the Stratosphere. *Atmosphere*, 2025, vol. 16, no. 3, pp. 343. DOI: 10.3390/atmos16030343
24. Wilks D.S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*: 4th ed. Elsevier, 2019, 840 p.

Поступила 08.06.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 08.06.2026; accepted for publication 22.10.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-133-153>

УДК 551.551

Характеристики атмосферной турбулентности по данным аэрологической станции Пермь

Е.Ю. Федурин, Н.А. Калинин

*Пермский государственный национальный исследовательский
университет, г. Пермь, Россия
egor.fedurin@gmail.com, kalinin@psu.ru*

С появлением новых технических средств, позволяющих проводить измерения метеорологических характеристик атмосферы с высоким разрешением, открываются новые возможности для оценивания интенсивности турбулентного обмена в атмосфере. Показаны результаты применения метода Торпа для изучения параметров турбулентности атмосферы в Перми. Метод Торпа требует исходных данных с высоким временным разрешением. Исследование проводилось по данным температурно-ветрового зондирования с дискретностью 2 с, полученным на аэрологической станции Пермь за период с 2018 по 2024 г. Исследование показало, что рассматриваемый метод позволяет получить вполне корректные количественные оценки турбулентных характеристик атмосферы. В летний период размеры турбулентных вихрей в пограничном слое достигают в среднем 200–300 м, а в свободной атмосфере 50–70 м. Скорость диссипации энергии в атмосфере меняется в пределах от 10^{-6} до 10^{-1} м²/с³, а коэффициент турбулентной диффузии – в диапазоне от 10^{-2} до 10^2 м²/с. В зимний период размер турбулентных вихрей составляет 10–20 м, скорость диссипации энергии находится в диапазоне от 10^{-6} до 10^{-5} м²/с³, а коэффициент турбулентной диффузии – в диапазоне от 10^{-2} до 10^{-1} м²/с.

Ключевые слова: атмосферная неустойчивость, турбулентность, масштаб вихря, скорость диссипации энергии, коэффициент турбулентной диффузии

Characteristics of Atmospheric Turbulence According to the Perm Rawinsonde Station Data

Ye.Yu. Fedurin, N.A. Kalinin

*Perm State University, Perm, Russia
egor.fedurin@gmail.com, kalinin@psu.ru*

New technical tools allow high-resolution measurements of atmospheric characteristics and create new opportunities for assessing the intensity of turbulent exchange in the atmosphere. The results of applying the Thorpe's method for studying the parameters of atmospheric turbulence in Perm are presented. The Thorpe's method requires initial data with high temporal resolution. The study was based on data of radiosonde observations with a discreteness of 2 s at the Perm aerological station during 2018–2024. The study showed that the analyzed method provides quite accurate quantitative estimates of the turbulent characteristics of the atmosphere. In summer, the size of turbulent eddies in the boundary layer is on average 200–300 m, and the one in the free atmosphere reaches 50–70 m. The energy

dissipation rate throughout the atmosphere varies from 10^{-6} to $10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}^3$, and the turbulent diffusion coefficient ranges from 10^{-2} to $10^2 \text{ m}^2/\text{s}$. During winter, the size of turbulent eddies ranges within 10–20 m, the energy dissipation rate varies from 10^{-6} to $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$, and the turbulent diffusion coefficient ranges from 10^{-2} to $10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.

Keywords: atmospheric instability, turbulence, eddy scale, turbulence dissipation rate, turbulent diffusion coefficient

Введение

Интерес к исследованиям атмосферной турбулентности связан с их практической важностью для численных прогнозов погоды, физико-математического моделирования климата и качества воздуха в городах. В связи с невысокой вязкостью атмосферного воздуха, а также в связи с большими контрастами в поле температуры и ветра практически все процессы в атмосфере носят турбулентный характер.

Одним из направлений исследования турбулентности являются работы по уточнению знаний о коэффициентах турбулентного переноса, их зависимости от локальных характеристик воздушных движений и кинетической энергии турбулентности, а также по применению этих знаний при параметризации турбулентности.

Для турбулентного движения характерна изменчивость поля скоростей и существование неоднородностей (турбулентных вихрей), которые обуславливают перемешивание струй. Турбулентный вихрь – это элемент турбулентного течения, обладающий некоторым характерным размером (масштаб вихря). В работе С. Торпа [33] предложен метод определения масштабов турбулентных вихрей, для которого необходимы экспериментальные данные с высоким разрешением и который широко применяется при моделировании турбулентности в океанологии [26, 30]. В настоящий момент, в связи с развитием наблюдательной аэрологической сети, появляются возможности оценивать этот метод применительно к атмосфере.

Масштаб Торпа – это характерный вертикальный размер турбулентных вихрей в стратифицированной среде, определяемый по вертикальному профилю потенциальной температуры или плотности [28].

Масштаб Торпа используется в радиолокационных и аэрологических методах как внешний масштаб длины для определения оптической турбулентности [20]. В контексте гидродинамического моделирования, а особенно метода моделирования крупных вихрей LES, где для замыкания подсеточных масштабов необходимо знать скорость диссипации турбулентной энергии и скорость турбулентной диффузии [16, 23, 31], масштаб Торпа может быть использован для оценки эффективного размера турбулентных вихрей, ответственных за перемешивание среды в данный момент времени, и скорости диссипации кинетической энергии турбулентности [22, 24].

Целью данной работы является исследование характеристик атмосферной турбулентности в Перми по методике Торпа.

Методика расчета и исходные данные

Масштаб Торпа (Thorpe scale)

В устойчиво стратифицированной атмосфере потенциальная температура с высотой монотонно возрастает, но в реальных условиях всегда существуют неустойчивые слои, в которых происходит турбулентное перемешивание, образуются «overturning»-структуры (переворачивания), где более теплые и легкие частицы оказываются ниже холодных и тяжелых, а потенциальная температура с высотой уменьшается.

Для определения масштабов Торпа сначала рассчитывается вертикальный профиль виртуальной потенциальной температуры по следующему уравнению [32]:

$$\Theta_v = T (1 + 0,608q_v) \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,286}, \quad (1)$$

где T – температура воздуха, К; p – атмосферное давление, гПа; q_v – массовая доля водяного пара, г/г.

Массовая доля водяного пара определяется следующим образом [3]:

$$q_v = \frac{0,622e}{p - 0,378e}, \quad (2)$$

где e – парциальное давление водяного пара, гПа.

Парциальное давление водяного пара можно определить как давление насыщенного водяного пара E при температуре точки росы τ

$$e = E(\tau). \quad (3)$$

Для определения давления насыщенного водяного пара используется модификация уравнения Антуана, предлагаемая ВМО [40]:

$$E = E_0 \exp \left[\frac{AT}{B+T} \right], \quad (4)$$

где $E_0 = 6,1121$ гПа, $A_w = 17,62$ и $B_w = 243,12$ °С для определения давления насыщенного водяного пара над поверхностью воды в температурном диапазоне -45 °С $< T < 60$ °С; $A_i = 22,46$ и $B_i = 272,62$ °С для определения давления насыщенного водяного пара над поверхностью льда в температурном диапазоне -65 °С $< T < 0$ °С.

Полученный профиль виртуальной потенциальной температуры сортируется монотонно (в порядке возрастания) для получения теоретического устойчивого состояния.

Исходя из разницы реального и сортированного профилей потенциальной температуры рассчитываются смещения Торпа ($d(z) = z - z_s$) следующим образом: вычисляется разница между первоначальной высотой (z) измерения и высотой, на которой эта точка оказалась после сортировки (z_s). Иными словами, смещение Торпа – это высота, на которую должен

переместиться рассматриваемый объем воздуха, чтобы прийти к состоянию равновесия.

Если $d(z) > 0$, то рассматриваемый объем переместился вниз (тяжелый воздух был выше легкого), если $d(z) < 0$, то рассматриваемый объем переместился вверх (легкий воздух был ниже тяжелого).

Масштаб Торпа L_T определяется как среднеквадратическое отклонение смещений Торпа ($L_T = \sqrt{\langle d(z)^2 \rangle}$) в пределах отдельного турбулентного объема (слоя перемешивания).

Масштаб Торпа позволяет оценить скорость диссипации турбулентной энергии и коэффициент турбулентной диффузии.

Диссипация турбулентной кинетической энергии определяется через соотношение [39]

$$\varepsilon = \alpha L_T^2 N^3, \quad (5)$$

где $\alpha = 0,8$; N – частота Брента – Вейселя.

Коэффициент турбулентной диффузии рассчитывается через соотношение Осборна [29], предполагающее, что часть энергии турбулентности идет на преодоление архимедовых сил

$$K = \gamma \alpha L_T^2 N, \quad (6)$$

где $\gamma = 0,2$.

Вертикальная устойчивость атмосферы

Воздушная частица, свободно перемещающаяся по вертикали, находится под влиянием силы тяжести (F_g) и силы Архимеда (F_a). Из второго закона Ньютона получаем

$$ma = F_g + F_a, \quad (7)$$

или

$$\rho_p Va = \rho_e Vg - \rho_p Vg, \quad (8)$$

где ρ_p , ρ_e — плотность воздушной частицы и окружающей среды соответственно; V — объем воздушной частицы; g — ускорение свободного падения. Отсюда получаем уравнение сил плавучести:

$$a = g \frac{\rho_e - \rho_p}{\rho_p}. \quad (9)$$

Выразив плотность через уравнение состояния воздуха ($\rho = p/RT$), получим другой вид уравнения сил плавучести:

$$a = g \frac{T_p - T_e}{T_e}, \quad (10)$$

где T_p , T_e — температура воздушной частицы и окружающей среды соответственно.

Разложим числитель (10) в ряд Тейлора до первой степени и примем, что в начальный момент времени (на высоте z_0) температура частицы и температура окружающей среды равны

$$T_p - T_e \approx T_p(z_0) + \frac{dT_p}{dz} \Delta z - T_e(z_0) - \frac{dT_e}{dz} \Delta z = \left(\frac{dT_p}{dz} - \frac{dT_e}{dz} \right) \Delta z. \quad (11)$$

Подставив это соотношение в (10) и, перенеся все слагаемые в левую часть, получим уравнение гармонического осциллятора

$$a + N^2 \Delta z = 0, \quad (12)$$

где N^2 — частота Брента – Вайсяля, выражающаяся следующим соотношением:

$$N^2 = \frac{g}{T_e} \left(\frac{dT_e}{dz} - \frac{dT_p}{dz} \right). \quad (13)$$

Частота Брента – Вайсяля характеризует частоту колебаний воздушной частицы в вертикальном направлении под влиянием сил тяжести и сил плавучести и зависит от разницы реального градиента температуры (dT_e/dz) и адиабатического (dT_p/dz).

Частота Брента – Вайсяля определяет меру термодинамической устойчивости воздуха к вертикальным смещениям [2]. Иными словами, это скорость реакции атмосферы на попытку нарушить ее равновесие. При подъеме частица воздуха попадает в область с более низким давлением, вследствие чего, согласно законам адиабатического процесса, расширяется и охлаждается.

Если атмосфера устойчива, то всплывший воздух станет холоднее (тяжелее) окружающего, сила тяжести вернет его обратно, и он начнет совершать затухающие колебания вокруг точки равновесия, представляя собой гармонический осциллятор, частота которого является частотой Брента – Вайсяля. Если атмосфера неустойчива, то всплывший воздух окажется теплее (легче) окружающей среды и продолжит подниматься вверх, а колебания при этом не возникают. Величина этой частоты показывает, насколько трудно разным слоям воздуха перемешаться между собой. Высокая частота означает, что слои «заперты» и атмосфера заблокирована от вертикального движения (например, при инверсиях температуры).

Частота Брента – Вайсяля задает абсолютный верхний предел частоты для внутренних гравитационных волн в атмосфере, ответственных за турбулентность и перенос энергии. Волны с частотой выше N^2 не могут существовать и распространяться, поэтому они затухают. Анализ этой частоты также помогает предсказывать, где слои воздуха стабильны и препятствуют росту облаков, а где создаются условия для интенсивных осадков.

Можно выделить три основных состояния атмосферы в зависимости от частоты Брента – Вайсяля:

1. Устойчивая стратификация ($N^2 > 0$): атмосфера препятствует вертикальному перемешиванию, сила плавучести работает как возвращающая сила, воздух колеблется, формируются температурные инверсии.

2. Неустойчивая стратификация ($N^2 < 0$): воздух активно перемешивается (возникает конвекция), что часто приводит к образованию кучево-дождевых облаков, гроз и сильных ветров.

3. Нейтральная стратификация ($N^2 \approx 0$): Воздушные массы могут свободно перемещаться по вертикали без дополнительных затрат энергии.

Для сухого воздуха уравнение (13) принимает следующий вид:

$$N^2 = \frac{g}{T_e} \left(\frac{dT_e}{dz} + \frac{g}{c_{pd}} \right), \quad (14)$$

где c_{pd} — удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении.

В реальных условиях в атмосфере всегда присутствует водяной пар, а теплоемкость воздуха выше теплоемкости сухого воздуха [4], из-за чего влажный ненасыщенный адиабатический градиент может значительно отличаться от сухоадиабатического в пограничном слое атмосферы [1], в связи с этим в работе рассматриваются состояния влажного ненасыщенного и влажного насыщенного воздуха.

Рассмотрим влажную частицу воздуха единичной массы, в которой массовая доля ненасыщенного водяного пара m_v равна q_v . Тогда массовая доля сухой части воздушной частицы m_d будет равна $1 - q_v$. Теплоемкость такой частицы при постоянном объеме выражается следующим образом:

$$C_{vm} = c_{vd}m_d + c_{vv}m_v = c_{vd}(1 - q_v) + c_{vv}q_v, \quad (15)$$

где c_{vd} , c_{vv} — удельные теплоемкости при постоянном объеме для сухого и влажного воздуха соответственно.

Первое начало термодинамики для влажного ненасыщенного воздуха имеет следующий вид [6]:

$$dQ = du_d + du_v + dw, \quad (16)$$

а с учетом (15) принимает следующий вид:

$$dQ = (c_{vd}(1 - q_v) + c_{vv}q_v)dT_p + p dv_p. \quad (17)$$

В соответствии с уравнением состояния влажного воздуха

$$v_p = \frac{R_m T_p}{p}, \quad (18)$$

где R_m — удельная газовая постоянная влажного воздуха, которая является переменной величиной и выражается следующим образом:

$$R_m = R_d(1 + 0,608q_v) = R_d(1 - q_v) + R_vq_v, \quad (19)$$

где R_d, R_v – удельные газовые постоянные сухого воздуха и водяного пара соответственно.

Продифференцируем соотношение (18), тогда

$$pdv_p = T_p dR_m + R_m dT_p - R_m T_p \frac{dp}{p}. \quad (20)$$

Уравнение (17) с учетом (20) принимает следующий вид:

$$dQ = (c_{vd}(1-q_v) + c_{vv}q_v) dT_p + T_p dR_m + R_m dT_p - R_m T_p \frac{dp}{p}. \quad (21)$$

Продифференцируем (19)

$$dR_m = 0,608R_d dq_v. \quad (22)$$

Подставляя (19) и (22) в уравнение (21), получаем

$$dQ = (c_{vd}(1-q_v) + c_{vv}q_v) dT_p + (R_d(1-q_v) + R_v q_v) dT_p + \\ + 0,608R_d T_p dq_v - R_m T_p \frac{dp}{p}. \quad (23)$$

Уравнение статики ($dp/p = -gdz/R_m T_p$) позволяет преобразовать выражение (23) следующим образом:

$$dQ = [(1-q_v)(c_{vd} + R_d) + q_v(c_{vv} + R_v)] dT_p + 0,608R_d T_p dq_v + gdz. \quad (24)$$

Если принять, что процесс протекает адиабатически ($dQ = 0$), то из (24) получаем уравнение адиабатического градиента температуры для влажного ненасыщенного воздуха

$$\gamma_a = -\frac{dT_p}{dz} = \frac{0,608R_d T_p \frac{dq_v}{dz} + g}{(1-q_v)c_{pd} + q_v c_{pv}}, \quad (25)$$

где c_{pd}, c_{pv} — удельные теплоемкости при постоянном давлении для сухого и влажного воздуха соответственно, которые выражаются через соотношения Майера:

$$c_{pd} = c_{vd} + R_d, \quad (26)$$

$$c_{pv} = c_{vv} + R_v. \quad (27)$$

Первое начало термодинамики для влажного насыщенного воздуха имеет следующий вид:

$$dQ = du_d + du_v + dw + L_v q_s, \quad (28)$$

где L_v — скрытая теплота парообразования воды; q_s — массовая доля насыщенного водяного пара.

Проведя рассуждения аналогично влажному ненасыщенному состоянию, можно получить уравнение адиабатического градиента температуры для влажного насыщенного воздуха

$$\gamma'_a = -\frac{dT_p}{dz} = \frac{(0,608R_dT_p + L_v)\frac{dq_s}{dz} + g}{(1-q_s)c_{pd} + q_sc_{pv}}. \quad (29)$$

Сопоставление уравнений (25) и (29) показывает, что изменение температуры при адиабатическом перемещении воздушной частицы во влажном насыщенном воздухе отличается от ненасыщенного состояния только по причине выделения дополнительной теплоты за счет конденсации водяного пара.

Массовая доля водяного пара (2) в упрощенном виде выражается следующим соотношением:

$$q_v = 0,622 \frac{e}{p}. \quad (30)$$

Прологарифмировав и продифференцировав (30) по высоте, получим

$$\frac{1}{q_v} \frac{dq_v}{dz} = \frac{1}{e} \frac{de}{dz} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dz}, \quad (31)$$

а с учетом уравнения статики ($dp/p = -gdz/R_mT_p$)

$$\frac{dq_v}{dz} = q_v \left(\frac{1}{e} \frac{de}{dz} + \frac{g}{R_mT_p} \right). \quad (32)$$

Подставляя в (25) соотношения (19) и (32), получаем

$$-\frac{dT_p}{dz} = \frac{0,608q_v \left(R_dT_p \frac{1}{e} \frac{de}{dz} + \frac{g}{1+0,608q_v} \right) + g}{(1-q_v)c_{pd} + q_vc_{pv}}. \quad (33)$$

Подставив в (33) уравнение (30) и проведя преобразования, получим окончательный вид уравнения адиабатического градиента температуры для влажного ненасыщенного воздуха

$$\gamma_a = -\frac{dT_p}{dz} = \frac{g}{c_{pd}} \frac{p + 0,378 \left(\frac{e}{1 + 0,378 \frac{e}{p}} + \frac{R_dT_p}{g} \frac{de}{dz} \right)}{p + 0,622e \left(\frac{c_{pv}}{c_{pd}} - 1 \right)}. \quad (34)$$

В состоянии насыщения массовая доля водяного пара определяется следующим образом:

$$q_s = 0,622 \frac{E}{p}, \quad (35)$$

где E – парциальное давление насыщенного водяного пара. Логарифмируя и дифференцируя по высоте (35), получаем

$$\frac{1}{q_s} \frac{dq_s}{dz} = \frac{1}{E} \frac{dE}{dz} - \frac{1}{p} \frac{dp}{dz}. \quad (36)$$

Подставив в (36) уравнение статики и формулу для определения массовой доли водяного пара, получим

$$\frac{dq_s}{dz} = 0,622 \frac{E}{p} \left(\frac{1}{E} \frac{dE}{dT_p} \frac{dT_p}{dz} + \frac{g}{R_m T_p} \right). \quad (37)$$

Применим (37) в уравнении адиабатического градиента для влажного насыщенного воздуха (29)

$$-\frac{dT_p}{dz} = \frac{g \left(1 + 0,378 \frac{R_d}{R_m} \frac{E}{p} + 0,622 \frac{L_v}{R_m T_p} \frac{E}{p} \right)}{(1 - q_s) c_{pd} + q_s c_{pv} + \frac{1}{p} (0,378 R_d T_p + 0,622 L_v) \frac{dE}{dT_p}}. \quad (38)$$

Подставляя в (38) уравнения (19), (35) и уравнение Клаузиуса – Клапейрона ($dE/dT_p = L_v E / R_v T_p^2$) и проводя преобразования, получаем окончательный вид уравнения адиабатического градиента температуры для влажного насыщенного воздуха

$$\gamma'_a = -\frac{dT_p}{dz} = \frac{g}{c_{pd}} \frac{p + \frac{0,378 E}{1 + 0,378 \frac{E}{p}} \left(1 + 1,646 \frac{L_v}{R_d T_p} \right)}{p + 0,622 \frac{E}{p} \left(\left(0,608 \frac{R_d}{R_v} + \frac{L_v}{R_v T_p} \right) \frac{L_v p}{c_{pd} T_p} + \frac{c_{pv}}{c_{pd}} - 1 \right)}. \quad (39)$$

С учетом уравнений (34) и (39) частота Брента – Вайсяля (13) для влажного ненасыщенного и влажного насыщенного воздуха принимает, соответственно, следующий вид:

$$N^2 = \frac{g}{T_{ve}} \left[\frac{dT_{ve}}{dz} + \frac{g}{c_{pd}} \frac{p + 0,378 \left(\frac{e}{1 + 0,378 \frac{e}{p}} + \frac{R_d T_p}{g} \frac{de}{dz} \right)}{p + 0,622 e \left(\frac{c_{pv}}{c_{pd}} - 1 \right)} \right], \quad (40)$$

$$N^2 = \frac{g}{T_{se}} \left[\frac{dT_{se}}{dz} + \frac{g}{c_{pd}} \frac{p + \frac{0,378E}{1 + 0,378 \frac{E}{p}} \left(1 + 1,646 \frac{L_v}{R_d T_p} \right)}{p + 0,622 \frac{E}{p} \left(\left(0,608 \frac{R_d}{R_v} + \frac{L_v}{R_v T_p} \right) \frac{L_v p}{c_{pd} T_p} + \frac{c_{pv}}{c_{pd}} - 1 \right)} \right], \quad (41)$$

где T_{ve} , T_{se} – виртуальная температура ненасыщенного и насыщенного влажного воздуха соответственно.

Влажным насыщенным воздухом вообще принято считать воздух при относительной влажности (RH) равной 100 %. Однако в реальных условиях такая влажность практически никогда не наблюдается из-за конденсации водяного пара и образования облаков и туманов, поэтому в работе за состояние насыщения принимается уровень влажности, наблюдаемый в облаках. На основании работ по изучению уровня влажности в облаках [13, 15, 35, 37, 38] при расчете уравнений (40) и (41) приняты критерии влажного насыщенного состояния воздуха, представленные в таблице.

Таблица. Критерии состояния насыщения воздуха водяным паром на различных высотах

Table. Criteria of saturated air at different altitudes

Диапазон высот, км	RH, %
0–2	92
2–6	90
6–12	88
>12	80

Расчеты характеристик турбулентности производились по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы на аэрологической станции Пермь за 2018–2024 гг. Всего за указанный период проанализировано 4844 наблюдений. С целью построения усредненных профилей исследуемых величин, данные наблюдений интерполированы кубическими сплайнами на вертикальную сетку с шагом 5 м, а затем в узлах сетки произведены расчеты по описанной методике.

Результаты и их обсуждение

Адиабатические градиенты

Результаты расчетов адиабатических градиентов по уравнениям (34) и (39) для Перми представлены на рис. 1–2. Из рисунков можно видеть, что адиабатический градиент для влажного воздуха отличается от сухоадиабатического.

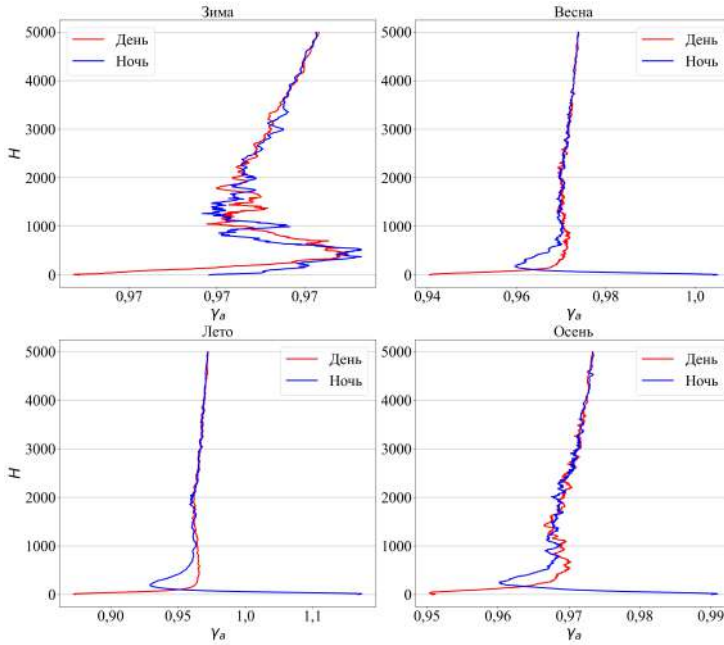


Рис. 1. Вертикальный адиабатический градиент температуры для влажного ненасыщенного воздуха.

Fig. 1. Vertical adiabatic gradient for moist unsaturated air.

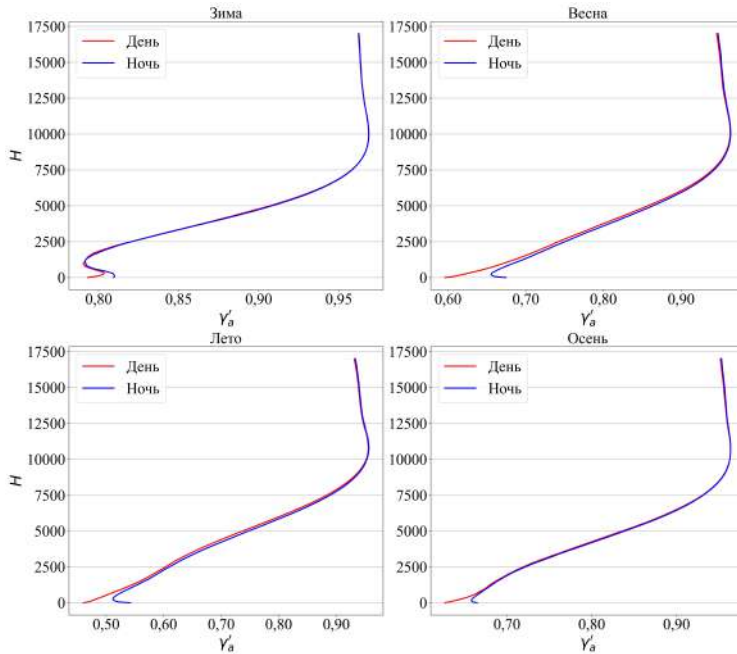


Рис. 2. Вертикальный адиабатический градиент температуры для влажного насыщенного воздуха.

Fig. 2. Vertical adiabatic gradient for moist saturated air.

В случае с влажным ненасыщенным воздухом в слое от земли до высоты 500 м адиабатический градиент температуры колеблется от 0,85 до 1,15 °C/100 м в теплый период года, а в более высоких слоях значения приближаются к сухадиабатическому градиенту. Учет этих отличий может иметь значение при исследовании процессов, происходящих в этом слое, например болтанка самолетов или рассеяние примесей в населенных пунктах.

Зимой адиабатический градиент во влажном ненасыщенном воздухе практически не отличается от сухадиабатического и составляет $0,97 \div 0,98$ °C/100 м.

Насыщенный влажноадиабатический градиент меняется в широких пределах: от 0,5 до 1,0 °C /100 м в теплый период и от 0,8 до 1,0 °C /100 м в холодный период года. Влажноадиабатический градиент возрастает в тропосфере, приближаясь к сухадиабатическому градиенту на уровне тропопаузы. В нижней части стратосферы значения сухо- и влажноадиабатических градиентов близки.

Частота Брента – Вайсяля

Результаты расчетов частоты Брента – Вайсяля по уравнениям (40) и (41) для Перми представлены на рис. 3.

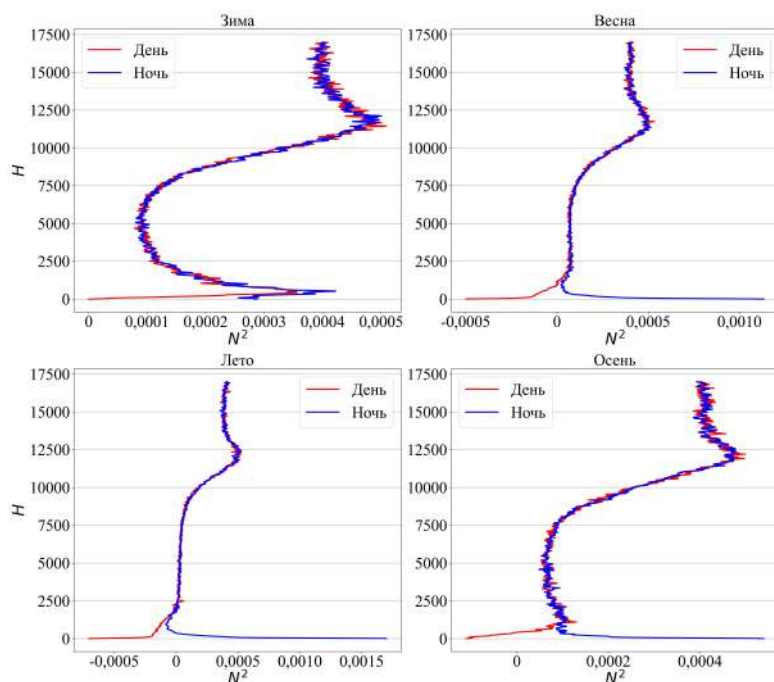


Рис. 3. Вертикальные профили частоты Брента – Вайсяля.
Fig. 3. Vertical profiles of the Brent – Väisälä frequency.

Можно видеть, что в теплый период года в пограничном слое атмосферы из-за дневного прогрева наблюдается неустойчивость в дневные сроки наблюдений (N^2 возрастает от $-5 \cdot 10^{-4}$ до 0 с^{-2}) и сильная устойчивость в ночные сроки (N^2 убывает от $15 \cdot 10^{-4}$ до 0 с^{-2}). Свободная атмосфера близка к нейтральному состоянию ($N^2 \approx 0 \text{ с}^{-2}$). В холодный период года частота Брента – Вайсяля N^2 в тропосфере колеблется от 0 до $4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-2}$ вне зависимости от времени суток. В свободной атмосфере пик устойчивости наблюдается выше тропопаузы, где N^2 достигает значения от 4 до $5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-2}$ вне зависимости от времени года и времени суток. Полученные в работе величины частоты Брента – Вайсяля не противоречат результатам, полученным ранее другими авторами [18, 34].

Масштабы турбулентности

На рис. 4 показаны результаты расчетов масштабов Торпа для Перми. Наибольший размер вихрей (200–300 м) наблюдается в пограничном слое в теплое время года за счет прогрева городской подстилающей поверхности. В свободной атмосфере в зимний период года размер турбулентных вихрей составляет 10–20 м, а в летний период 50–70 м. Вертикальная структура масштабов Торпа одинакова вне зависимости от времени года и времени суток, когда наблюдаются два максимума размеров вихрей: в пограничном слое атмосферы и в районе тропопаузы.

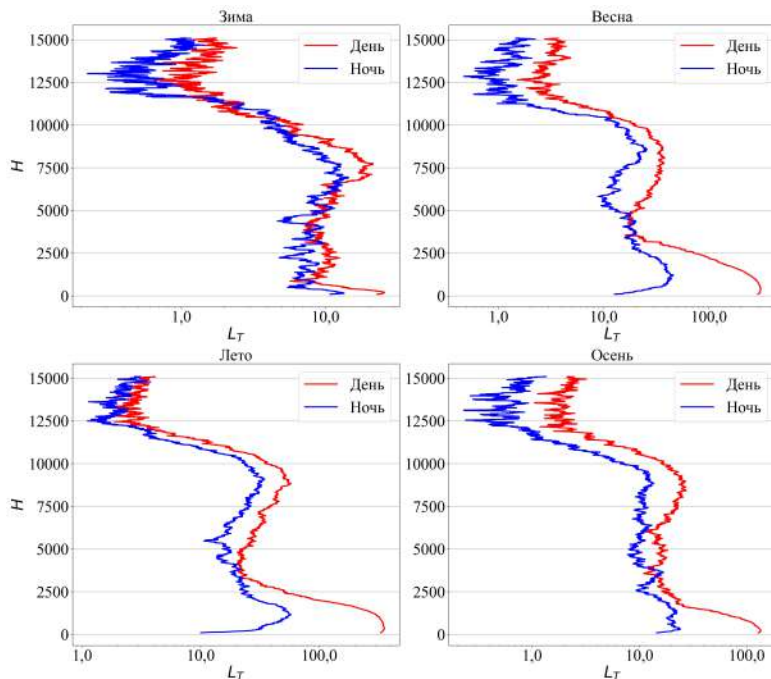


Рис. 4. Вертикальные профили масштабов Торпа.
Fig. 4. Thorpe scale vertical profiles.

Оценка масштабов турбулентных вихрей по методу Торпа сопоставима с методикой, используемой в модели COSMO-Ru Гидрометцентра России [7, 8]: в пограничном слое атмосферы турбулентные масштабы длины достигают сотен метров, а в вышележащих слоях уменьшаются до 20–50 метров.

Оценка масштабов турбулентности, основанная на вертикальных сдвигах ветра [5, 10, 36], показывает более равномерные значения по всему вертикальному профилю: от нескольких метров до нескольких десятков метров.

В работе [25] внешние масштабы турбулентности оцениваются по интенсивности оптических искажений на телескопе с большой апертурой, где отмечается, что в свободной атмосфере масштабы турбулентности больше, чем в пограничном слое атмосферы, и достигают 40–60 м в районе тропопавзы. Из рис. 3 видно, что методика Торпа дает схожие значения для свободной атмосферы, значительные отличия в пограничном слое в теплый период года, вероятно, связаны с тем, что пункт, результаты наблюдений которого используются в работе, располагается в крупном городе. Существенное влияние пограничного слоя на оценки масштабов турбулентности также отмечается в работе [11].

Модели пограничного слоя атмосферы, учитывающие кинетическую энергию турбулентности, вертикальный сдвиг ветра и температурную стратификацию [19], демонстрируют аналогичную структуру распределения масштабов турбулентных вихрей по высоте с максимальными значениями в пограничном слое и постепенным убыванием в свободной атмосфере.

Диссипация и диффузия турбулентной энергии

Величины диссипации турбулентной кинетической энергии для Перми представлены на рис. 5. Скорость диссипации энергии меняется в широком диапазоне, причем наиболее интенсивная диссипация происходит в пограничном слое атмосферы в летний период ($\epsilon \sim 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$). В свободной атмосфере на высотах 2–5 км скорость диссипации турбулентной кинетической энергии наименьшая ($\epsilon \sim 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}^3$). Второй максимум скорости диссипации энергии наблюдается в районе тропопавзы ($\epsilon \sim 10^{-5} \div 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$).

Зимой скорость диссипации энергии по всему профилю существенно ниже, чем летом ($\epsilon \sim 10^{-5} \div 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$).

Скорость диссипации энергии по методу Колмогорова, полученная на основе данных измерений лидара и акустического анемометра в приземном слое атмосферы [9, 14, 27], меняется в таком же большом диапазоне ($\epsilon \sim 10^{-6} \div 10^{-1} \text{ м}^2/\text{с}^3$), что и по методу Торпа. Аналогичные результаты получаются на основе измерений ветрового профилимера и самолетных наблюдений [17].

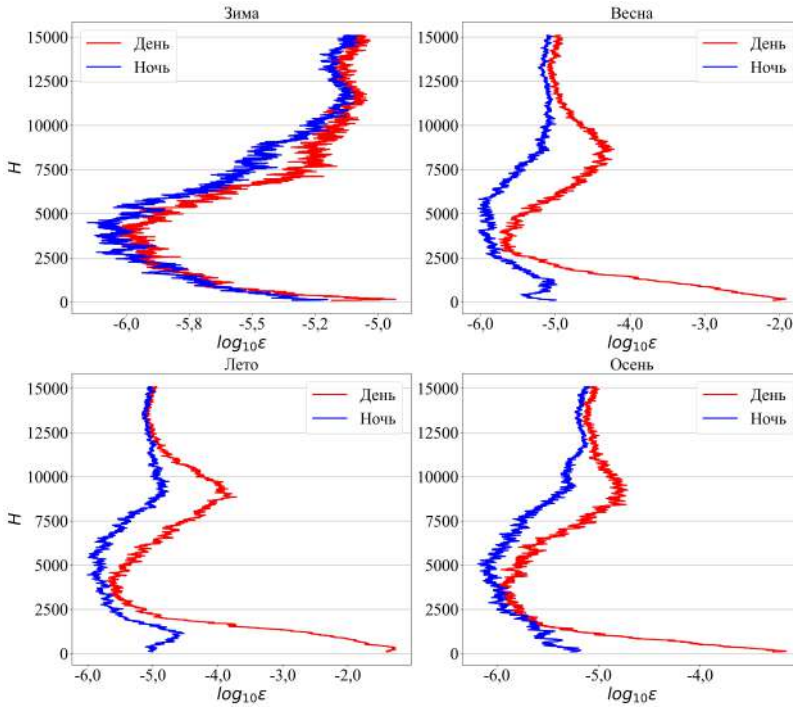


Рис. 5. Вертикальные профили скорости диссипации турбулентной кинетической энергии.

Fig. 5. Vertical profiles of the dissipation rate of turbulent kinetic energy.

Различные методы могут давать различные качественные и количественные оценки о скорости турбулентной диссипации, при этом их точность может зависеть от параметров конкретного потока. Например, в [21] показано, что метод Торпа дает хорошую количественную оценку в случаях, когда турбулентность обусловлена сдвигом скорости.

Величины коэффициента турбулентной диффузии для Перми представлены на рис. 6. В летний период в пограничном слое атмосферы достигаются очень большие значения коэффициента турбулентной диффузии ($K \sim 10^1 \div 10^2 \text{ м}^2/\text{с}$). Второй максимум коэффициента турбулентной диффузии наблюдается в районе тропопаузы ($K \sim 10^{-2} \div 10^0 \text{ м}^2/\text{с}$). Наименьшие значения наблюдаются в свободной атмосфере на высотах 2–5 км и в нижней стратосфере.

Модель анизотропной турбулентности на основе самолетных измерений [12] демонстрирует величины скорости диссипации энергии и турбулентной диффузии такого же порядка с резким выделением значений в пограничном слое. Масштабы турбулентных вихрей по этой же модели в пограничном слое на порядок меньше, чем по методу Торпа, но в более высоких слоях величины сопоставимы.

В зимний период также наблюдаются два максимума коэффициента турбулентной диффузии в пограничном слое атмосферы и в районе тропопавзы, но скорость турбулентной диффузии значительно ниже, чем в летний период ($K \sim 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$).

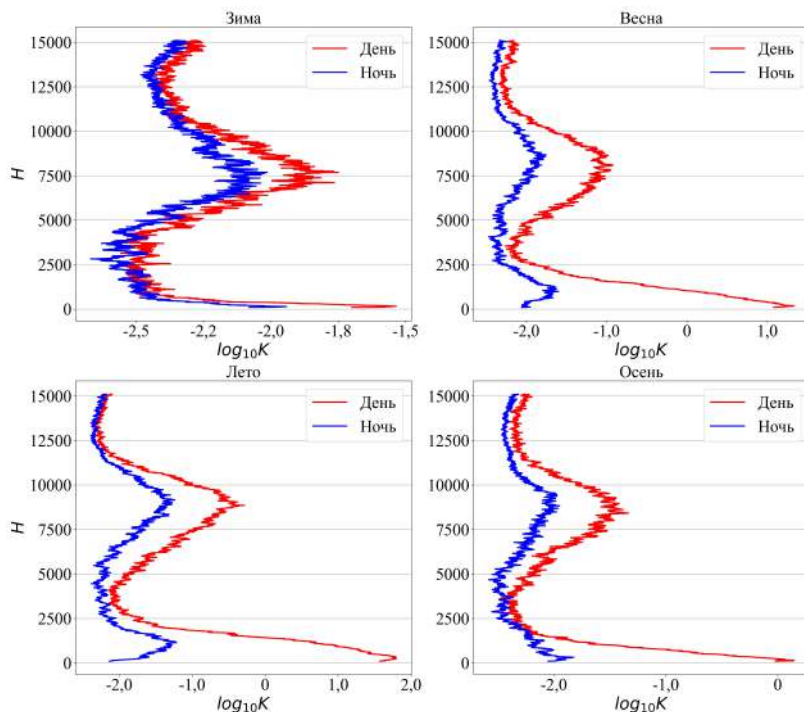


Рис. 6. Вертикальные профили коэффициента турбулентной диффузии.
Fig. 6. Vertical profiles of the diffusion coefficient.

Заключение

В результате выполненного исследования можно сделать следующие выводы:

Классическая методика Торпа разрабатывалась для определения масштабов турбулентности в океанических течениях, для ее применения необходимы данные с высоким разрешением. В связи с постепенным оснащением аэрологической наблюдательной сети современным оборудованием, становится возможным применение этой методики в атмосфере.

Методика Торпа при количественной оценке масштабов турбулентных вихрей, скорости диссипации и диффузии турбулентной энергии показывает вполне корректные результаты. Данная методика может быть применима при параметризации турбулентных течений в атмосфере, однако необходимы дальнейшие исследования с целью определения параметров воздушных течений, в которых данная методика будет показывать

наиболее точные результаты. Преимуществом методики является доступность вертикальных профилей параметров атмосферы, полученных в результате температурно-ветрового зондирования в оперативном режиме.

По результатам рассматриваемой методики наиболее неустойчивыми и турбулизированными слоями являются пограничный слой атмосферы и слой вблизи тропопаузы.

Список литературы

1. Джуман Б.М. Адиабатический градиент температуры во влажном ненасыщенном воздухе // Геодезия, картография и аэрофотосъемка. 1990. № 51. С. 36-39.
2. Должанский Ф.В. Лекции по геофизической гидродинамике. М.: ИВМ РАН, 2006. 378 с.
3. Калинин Н.А. Физическая метеорология: учебное пособие. Пермь: ПГНИУ, 2023. 257 с.
4. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 340 с.
5. Лукин В.П. Внешний масштаб турбулентности и его влияние на флуктуации оптических волн // Успехи физических наук. 2021. Т. 191, № 3. С. 292-317. DOI: 10.3367/UFNr.2020.10.038849
6. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 780 с.
7. Перов В.Л. Реализация алгоритма расчета турбулентного масштаба длины, основанного на методе смещения частиц воздуха под влиянием сил плавучести, в модуле пограничного слоя атмосферы модели COSMO-Ru Гидрометцентра России // Труды Гидрометцентра России. 2011. Вып. 346. С. 76-86.
8. Перов В.Л. Алгоритм расчета турбулентного масштаба длины в модуле пограничного слоя атмосферы модели COSMO-Ru при наличии слоисто-кучевой облачности // Труды Гидрометцентра России. 2014. Вып. 352. С. 103-114.
9. Смелихо И.Н., Банах В.А., Фалиц А.В., Руди Ю.А. Определение скорости диссипации энергии турбулентности из данных, измеренных лидаром «Stream Line» в приземном слое атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28, № 10. С. 901-907. DOI: 10.15372/AOO20151006
10. Шиховцев А.Ю., Ковadlo П.Г. Вертикальные профили оптической турбулентности и оценка внешнего масштаба турбулентности над Байкальской астрофизической обсерваторией // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37, № 9 (428). С. 808-814. DOI: 10.15372/AOO20240912
11. Abahamid A., Vernin J., Benkhaldoun Z., Jabiri A., Azouit M., Agabi A. Seeing, outer scale of optical turbulence, and coherence outer scale at different astronomical sites using instruments on meteorological balloons // Astronomy & Astrophysics. 2004. Vol. 422, no. 3. P. 1123-1127.
12. Aliabadi A.A., Staebler R.M., Liu M., Herber A. Characterization and Parametrization of Reynolds Stress and Turbulent Heat Flux in the Stably-Stratified Lower Arctic Troposphere Using Aircraft Measurements // Boundary-Layer Meteorol. 2016. Vol. 161, no. 1. P. 99-126.
13. Altaratz O., Bar-Or R.Z., Wollner U., Koren I. Relative humidity and its effect on aerosol optical depth in the vicinity of convective clouds // Environ. Res. Lett. 2013. Vol. 8, no. 3. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/8/3/034025>
14. Barot J. Some Characteristics of Clear-Air Turbulence in the Middle Stratosphere // J. Atmos. Sci. 1982. Vol. 39, no. 11. P. 2553-2564.
15. Chepfer H., Brogniez H., Noel V. Diurnal variations of cloud and relative humidity profiles across the tropics // Sci. Rep. 2019. Vol. 9, no 1. <https://www.nature.com/articles/s41598-019-52437-6>
16. Cuxart J. Planetary Boundary Layer Simulation: from LES to General Circulation Models. Barcelona: Universitat de Barcelona, 1997. 276 p.

17. Dehghan A., Hocking W.K., Srinivasan R. Comparisons between multiple in-situ aircraft turbulence measurements and radar in the troposphere // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2014. Vol. 118. P. 64-77.
18. Durran D.R., Klemp J.B. On the Effects of Moisture on the Brunt-Väisälä Frequency // *J. Atmos. Sci.* 1982. Vol. 39, no. 10. P. 2152-2158.
19. Hrasinski M., Mašek J., Bašták Ďurán I., Grisogono B., Brožková R. Regime-Dependent Turbulence Length-Scale Formulation for NWP Models Based on Turbulence Kinetic Energy, Shear, and Stratification // *Monthly Weather Review*. 2025. Vol. 153, no. 11. P. 2571-2591.
20. Hu X., Wu X., Huang Y., Qing C. Characteristics of atmospheric optical turbulence in the free atmosphere over China derived from radiosonde data using the Thorpe method // *Opt. Express*. 2025. Vol. 33, no. 14. <https://opg.optica.org/abstract.cfm?URI=oe-33-14-29471>
21. Jalali M., Chalamalla V.K., Sarkar S. On the Accuracy of Overturn-Based Estimates of Turbulent Dissipation at Rough Topography // *Journal of Physical Oceanography*. 2017. Vol. 47, no. 3. P. 513-532.
22. Jalali M., Sarkar S. Large Eddy Simulation of Flow and Turbulence at the Steep Topography of Luzon Strait // *Geophysical Research Letters*. 2017. Vol. 44, no. 18. P. 9440-9448.
23. Jeričević A., Kraljević L., Grisogono B., Fagerli H., Večenaj Ž. Parameterization of vertical diffusion and the atmospheric boundary layer height determination in the EMEP model // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. Vol. 10, no. 2. P. 341-364.
24. Kantha L. Reinterpretation of the Thorpe Length Scale // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2024. Vol. 81, no. 8. P. 1495-1510.
25. Maire J., Ziad A., Borgnino J., Martin F. Measurements of profiles of the wavefront outer scale using observations of the limb of the Moon // *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*. 2007. Vol. 377, no. 3. P. 1236-1244.
26. Mater B.D., Schaad S.M., Venayagamoorthy S.K. Relevance of the Thorpe length scale in stably stratified turbulence // *Physics of Fluids*. 2013. Vol. 25, no 7. <https://pubs.aip.org/pof/article/25/7/076604/314450/Relevance-of-the-Thorpe-length-scale-in-stably>
27. Muñoz-Esparza D., Sharman R.D., Lundquist J.K. Turbulence Dissipation Rate in the Atmospheric Boundary Layer: Observations and WRF Mesoscale Modeling during the XPIA Field Campaign // *Monthly Weather Review*. 2018. Vol. 146, no. 1. P. 351-371.
28. Park Y.-H., Durand I., Lee J.-H., Provost C. Revisiting Thorpe scale analysis and diapycnal diffusivities in Drake Passage // *Front. Mar. Sci.* 2024. Vol. 11. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2024.1444468/full>
29. Park Y.-H., Lee J.-H., Durand I., Hong C.-S. Validation of Thorpe-scale-derived vertical diffusivities against microstructure measurements in the Kerguelen region // *Biogeosciences*. 2014. Vol. 11, no. 23. P. 6927-6937.
30. Scotti A. Biases in Thorpe-Scale Estimates of Turbulence Dissipation. Part II: Energetics Arguments and Turbulence Simulations // *Journal of Physical Oceanography*. 2015. Vol. 45, no. 10. P. 2522-2543.
31. Stoll R., Gibbs J.A., Salesky S.T., Anderson W., Calaf M. Large-Eddy Simulation of the Atmospheric Boundary Layer // *Boundary-Layer Meteorol.* 2020. Vol. 177, no. 2-3. P. 541-581.
32. Stull R.B. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Springer, 2009. 670 p.
33. Thorpe S.A. Turbulence and mixing in a Scottish Loch // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. 1977. Vol. 286, no. 1334. P. 125-181.
34. Tsuda T., VanZandt T.E., Mizumoto M., Kato S., Fukao S. Spectral analysis of temperature and Brunt-Väisälä frequency fluctuations observed by radiosondes // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96, no. D9. P. 17265-17278.
35. Wang M., Wang L., Wu Q., Cheng H., Sun X., Wang Y., Li Q. A dynamic critical relative humidity based on temperature in cloud parameterization to improve low cloud in an AGCM // *Atmospheric Research*. 2025. Vol. 323. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809525002753>
36. Xu M., Shao S., Weng N., Liu Q. Analysis of the Optical Turbulence Model Using Meteorological Data // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, no. 13. <https://www.mdpi.com/2072-4292/14/13/3085>

37. Yang Y., Cai H., Chen Q.-L. The relationship between cloud distribution characteristics and meteorological elements over China // *Sci Rep.* 2025. Vol. 15, no. 1. <https://www.nature.com/articles/s41598-025-15003-x>
38. Zhang J., Chen H., Li Z., Fan X., Peng L., Yu Y., Cribb M. Analysis of cloud layer structure in Shouxian, China using RS92 radiosonde aided by 95 GHz cloud radar // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115, no. D7. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2010JD014030>
39. Zhang J., Zhang S. D., Huang C.M., Huang K.M., Gong Y., Gan Q., Zhang Y.H. Statistical Study of Atmospheric Turbulence by Thorpe Analysis // *JGR Atmospheres.* 2019. Vol. 124, no. 6. P. 2897-2908.
40. Guide to Instruments and Methods of Observation. Volume I – Measurement of Meteorological Variables // WMO-No. 8. Geneva: WMO, 2023. 601 p.

References

1. Dzhuman B.M. Adiabaticeskij gradient temperature vo vlazhnom nenasysshennom vozduhe [Adiabatic lapse rate in moist unsaturated air]. *Geodezija, kartografija i ajerofotos'emka*, 1990, no. 51, pp. 36-39 [in Russ].
2. Dolzhanskij F.V. Lekcii po geofizicheskoy gidrodinamike [Lectures on geophysical fluid dynamics]. Moscow, INM RAS publ., 2006, 378 p. [in Russ].
3. Kalinin N.A. Fizicheskaja meteorologija: uchebnoe posobie [Physical meteorology: tutorial]. Perm, PSU publ., 2023, 257 p. [in Russ].
4. Lajhtman D.L. Fizika pogranchnogo sloja atmosfery [Physics of the boundary layer of the atmosphere]. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1970, 340 p. [in Russ].
5. Lukin V.P. Vneshnij masshtab turbulentnosti i ego vlijanie na fluktuacii opti-cheskih voln [Outer scale of turbulence and its influence on fluctuations of optical waves]. *Uspekhi Fizicheskikh Nauk* [Advances in Physical Sciences], 2021, vol. 191, no 03, pp. 292-317. <https://doi.org/10.3367/UFNe.2020.10.038849> [in Russ].
6. Matveev L.T. Fizika atmosfery [Atmospheric physics]. Sankt Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 2000, 780 p. [in Russ].
7. Perov V.L. Implementation of the calculation algorithm for the turbulent length scale, based on the method of air parcel displacement under the influence of buoyancy forces, in the atmospheric boundary layer module of the COSMO-RU model of the Hydrometcentre of Russia. *Trudy Gidrometcentra Rossii* [Proceedings of Hydrometcentre of Russia], 2011, vol. 346, pp. 76-86 [in Russ].
8. Perov V.L. Algorithm for calculating turbulent length scale in the atmospheric boundary layer module of the COSMO-Ru model in the presence of stratocumulus clouds. *Trudy Gidrometcentra Rossii* [Proceedings of Hydrometcentre of Russia], 2014, vol. 352, pp. 103-114 [in Russ].
9. Smaliho I.N., Banah V.A., Falic A.V., Rudi Yu.A. Determination of the turbulent energy dissipation rate from data measured by a "Stream Line" lidar in the atmospheric surface layer. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics], 2015, vol. 28, no 10, pp. 901-907. DOI: 10.15372/AOO20151006 [in Russ].
10. Shihovcev A.Yu., Kovadlo P.G. Optical turbulence vertical profiles and estimates of the turbulence outer scale above the Baykal Astrophysical Observatory. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics], 2024, vol. 37, no 9, pp. 808-814. DOI: 10.15372/AOO202409012 [in Russ].
11. Abahamid A., Vernin J., Benkhaldoun Z., Jabiri A., Azouit M., Agabi A. Seeing, outer scale of optical turbulence, and coherence outer scale at different astronomical sites using instruments on meteorological balloons. *Astronomy & Astrophysics*, 2004, vol. 422, no 3, pp. 1123-1127. DOI: 10.1051/0004-6361:20040215
12. Aliabadi A.A., Staebler R.M., Liu M., Herber A. Characterization and Parametrization of Reynolds Stress and Turbulent Heat Flux in the Stably-Stratified Lower Arctic Troposphere Using Aircraft Measurements. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2016, vol. 161, no 1, pp. 99-126. DOI: 10.1007/s10546-016-0164-7

13. Altaratz O., Bar-Or R.Z., Wollner U., Koren I. Relative humidity and its effect on aerosol optical depth in the vicinity of convective clouds. *Environ. Res. Lett.*, 2013, vol. 8, no. 3. DOI: 10.1088/1748-9326/8/3/034025. Available at: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/8/3/034025>
14. Barat J. Some Characteristics of Clear-Air Turbulence in the Middle Stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1982, vol. 39, no. 11, pp. 2553-2564. DOI: 10.1175/1520-0469(1982)039<2553:SCOCAT>2.0.CO;2
15. Chepfer H., Brogniez H., Noel V. Diurnal variations of cloud and relative humidity profiles across the tropics. *Sci Rep.*, 2019, vol. 9, no. 1, DOI: 10.1038/s41598-019-52437-6. Available at: <https://www.nature.com/articles/s41598-019-52437-6>
16. Cuxart J. Planetary Boundary Layer Simulation: from LES to General Circulation Models. Barcelona: Universitat de Barcelona publ., 1997, 276 p.
17. Dehghan A., Hocking W. K., Srinivasan R. Comparisons between multiple in-situ aircraft turbulence measurements and radar in the troposphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2014, vol. 118, pp. 64-77. DOI: 10.1016/j.jastp.2013.10.009
18. Durran D.R., Klemp J.B. On the Effects of Moisture on the Brunt-Väisälä Frequency. *J. Atmos. Sci.*, 1982, vol. 39, no. 10, pp. 2152-2158. DOI: 10.1175/1520-0469(1982)039<2152:OTEOMO>2.0.CO;2
19. Hrasinski M., Mašek J., Bašták Ďurán I., Grisogono B., Brožková R. Regime-Dependent Turbulence Length-Scale Formulation for NWP Models Based on Turbulence Kinetic Energy, Shear, and Stratification. *Monthly Weather Review*, 2025, vol. 153, no. 11, pp. 2571-2591. DOI: 10.1175/MWR-D-24-0184.1
20. Hu X., Wu X., Huang Y., Qing C. Characteristics of atmospheric optical turbulence in the free atmosphere over China derived from radiosonde data using the Thorpe method. *Opt. Express*, 2025, vol. 33, no. 14. Available at: <https://opg.optica.org/abstract.cfm?URI=oe-33-14-29471> DOI: 10.1364/OE.566459
21. Jalali M., Chalamalla V.K., Sarkar S. On the Accuracy of Overturn-Based Estimates of Turbulent Dissipation at Rough Topography. *Journal of Physical Oceanography*, 2017, vol. 47, no. 3, pp. 513-532. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0169.1
22. Jalali M., Sarkar S. Large Eddy Simulation of Flow and Turbulence at the Steep Topography of Luzon Strait. *Geophysical Research Letters*, 2017, vol. 44, no. 18, pp. 9440-9448. DOI: 10.1002/2017GL074119
23. Jeričević A., Kraljević L., Grisogono B., Fagerli H., Večenaj Ž. Parameterization of vertical diffusion and the atmospheric boundary layer height determination in the EMEP model. *Atmos. Chem. Phys.*, 2010, vol. 10, no. 2, pp. 341-364. DOI: 10.5194/acp-10-341-2010
24. Kantha L. Reinterpretation of the Thorpe Length Scale. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2024, vol. 81, no. 8, pp. 1495-1510. DOI: 10.1175/JAS-D-23-0137.1
25. Maire J., Ziad A., Borgnino J., Martin F. Measurements of profiles of the wavefront outer scale using observations of the limb of the Moon. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 2007, vol. 377, no. 3, pp. 1236-1244. DOI: 10.1111/j.1365-2966.2007.11681.x
26. Mater B.D., Schaad S.M., Venayagamoorthy S.K. Relevance of the Thorpe length scale in stably stratified turbulence. *Physics of Fluids*, 2013, vol. 25, no. 7. Available at: <https://pubs.aip.org/pof/article/25/7/076604/314450/Relevance-of-the-Thorpe-length-scale-in-stably>. DOI: 10.1063/1.4813809
27. Muñoz-Esparza D., Sharman R.D., Lundquist J.K. Turbulence Dissipation Rate in the Atmospheric Boundary Layer: Observations and WRF Mesoscale Modeling during the XPIA Field Campaign. *Monthly Weather Review*, 2018, vol. 146, no. 1, pp. 351-371. DOI: 10.1175/MWR-D-17-0186.1
28. Park Y.-H., Durand I., Lee J.-H., Provost C. Revisiting Thorpe scale analysis and diapycnal diffusivities in Drake Passage. *Front. Mar. Sci.*, 2024, vol. 11. DOI: 10.3389/fmars.2024.1444468. Available at: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmars.2024.1444468/full>

29. Park Y.-H., Lee J.-H., Durand I., Hong C.-S. Validation of Thorpe-scale-derived vertical diffusivities against microstructure measurements in the Kerguelen region. *Biogeosciences*, 2014, vol. 11, no. 23, pp. 6927-6937. DOI: 10.5194/bg-11-6927-2014
30. Scotti A. Biases in Thorpe-Scale Estimates of Turbulence Dissipation. Part II: Energetics Arguments and Turbulence Simulations. *Journal of Physical Oceanography*, 2015, vol. 45, no. 10, pp. 2522-2543. DOI: 10.1175/JPO-D-14-0092.1
31. Stoll R., Gibbs J.A., Salesky S.T., Anderson W., Calaf M. Large-Eddy Simulation of the Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2020, vol. 177, no. 2-3, pp. 541-581. DOI: 10.1007/s10546-020-00556-3.
32. Stull R.B. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht, Springer, 2009, 670 p.
33. Thorpe S.A. Turbulence and mixing in a Scottish Loch. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1977, vol. 286, no. 1334, pp. 125-181. DOI: 10.1098/rsta.1977.0112
34. Tsuda T., VanZandt T.E., Mizumoto M., Kato S., Fukao S. Spectral analysis of temperature and Brunt-Väisälä frequency fluctuations observed by radiosondes. *J. Geophys. Res.*, 1991, vol. 96, no. D9, pp. 17265-17278. DOI: 10.1029/91JD01944
35. Wang M., Wang L., Wu Q., Cheng H., Sun X., Wang Y., Li Q. A dynamic critical relative humidity based on temperature in cloud parameterization to improve low cloud in an AGCM. *Atmospheric Research*, 2025, vol. 323. DOI: 10.1016/j.atmosres.2025.108183. Available at: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169809525002753>
36. Xu M., Shao S., Weng N., Liu Q. Analysis of the Optical Turbulence Model Using Meteorological Data. *Remote Sensing*, 2022, vol. 14, no. 13. Available at: <https://www.mdpi.com/2072-4292/14/13/3085>. DOI: 10.3390/rs14133085
37. Yang Y., Cai H., Chen Q.-L. The relationship between cloud distribution characteristics and meteorological elements over China. *Sci Rep.*, 2025, vol. 15, no. 1. DOI: 10.1038/s41598-025-15003-x. Available at: <https://www.nature.com/articles/s41598-025-15003-x>
38. Zhang J., Chen H., Li Z., Fan X., Peng L., Yu Y., Cribb M. Analysis of cloud layer structure in Shouxian, China using RS92 radiosonde aided by 95 GHz cloud radar. *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, no. D7. DOI: 10.1029/2010JD014030. Available at: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2010JD014030>
39. Zhang J., Zhang S.D., Huang C.M., Huang K.M., Gong Y., Gan Q., Zhang Y.H. Statistical Study of Atmospheric Turbulence by Thorpe Analysis. *JGR Atmospheres*, 2019, vol. 124, no. 6, pp. 2897-2908. DOI: 10.1029/2018JD029686
40. Guide to Instruments and Methods of Observation. Volume I – Measurement of Meteorological Variables. WMO-No. 8. Geneva: WMO publ., 2023, 571 p.

Поступила 02.08.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 02.08.2026; accepted for publication 22.10.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-154-166>

УДК 551.513:311(281)

Оценка внутренней структуры тропосферных волн над тропическими акваториями Атлантики по данным реанализа

**Э.Н. Мартинез¹, В.С. Балакин², Ю.В. Шипко²,
О.В. Колычев², М.Е. Семенов³**

¹*Военно-воздушная академия имени профессора Н.Е. Жуковского и Ю.А. Гагарина
(Минобороны России), г. Воронеж, Россия;*

²*Центральный научно-исследовательский институт Военно-воздушных сил
(Минобороны России), г. Москва, Россия;*

³*Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия
yshipko@mail.ru*

Предметом исследования являются восточные тропические волны средней тропосферы района Атлантики, развитие которых сопровождается обширными ливнями и грозами и иногда приводит к образованию тропических циклонов. Исходный материал – срочные данные реанализа параметров атмосферы NCEP/DOE AMIP-II на изобарических уровнях 850 и 700 гПа в период активности волн (июнь–октябрь) за 2018–2023 гг. Методы исследования – подходы прикладной статистики: кластерный, факторный, дискриминантный анализы. Построена факторная модель количественной оценки синоптических ситуаций. Выявлены статистически различающиеся группы объектов циркуляции, для которых даны описания с примерами типовых карт барической топографии. Представлена модель классификации синоптических ситуаций по типам, в том числе реализующих тропические волны.

Ключевые слова: тропическая волна, реанализ, геопотенциальная высота, изобарический уровень, фактор, кластер, карта барической топографии

Estimation of the internal structure of tropospheric waves over the tropical Atlantic according to reanalysis data

**E.N. Martinez¹, V.S. Balakin², Yu.V. Shipko²,
O.V. Kolychev², M.E. Semenov³**

¹*Air Force Academy named after professor N.E. Zhukovskiy and Yu.A. Gagarin
(RF Ministry of Defense), Voronezh, Russia;*

²*Central Scientific Research Institute of Air Force (RF Ministry of Defense), Moscow, Russia;*

³*Voronezh State University, Voronezh, Russia
yshipko@mail.ru*

A subject of research is the eastern tropical mid-tropospheric waves over the Atlantic region, the development of which is accompanied by heavy rains and thunderstorms and sometimes leads to the formation of tropical cyclones. The initial data are the data from the NCEP/DOE AMIP-II reanalysis of atmospheric parameters at the levels of 850 and 700 hPa during the wave activity period (June–October) for 2018–2023. The research methods are

the applied statistics approaches: cluster, factor, and discriminant analyses. A factor model for quantitative assessment of synoptic conditions is built. Statistically different groups of circulation objects are identified, for which descriptions are given with examples of typical constant pressure charts. A model is presented for classification of synoptic conditions by types, including those implementing tropical waves.

Keywords: tropical wave, reanalysis, geopotential height, isobaric level, factor, cluster, constant pressure chart

Введение

Рассматриваются так называемые тропические (или восточные, или Африканские восточные [8, 14]) волны, представляющие собой синоптические системы (возмущения в зоне пассатов, проявляющиеся обычно на уровнях 850–700 гПа [15]), локализованные в регионах Западной Африки, Атлантического и Тихого океанов в летний и осенний периоды Северного полушария. Волны оказывают влияние на формирование погодно-климатических условий обширных территорий: дают развитие мощных кучево-дождевых облаков, результатом которых становятся ливни и грозы [6], вносят существенный вклад в сумму годовых осадков в Мексике, странах Карибского бассейна и Центральной Америки. Иногда восточные волны становятся источником образования тропических циклонов, выходящих на юго-восток Северной Америки (80–90 % тропических циклонов формируются в пределах 8–20° с. ш. района Атлантики [10]).

Предмету исследования уделяется большое внимание, особенно в зарубежных источниках. Данная тема не теряет актуальности: изучаются пространственно-временные характеристики волн, изменчивость, периоды, длины волн, рассматриваются условия образования циклонических объектов в регионе Западной Африки в период муссонов [10–12, 14]. Однако в существующих подходах не раскрыт вопрос автоматизированной типологизации синоптических ситуаций с проявлением случаев волновых образований. Цель данного исследования – построение методики идентификации и выявления внутренней структуры (пространственного строения) восточных тропических волн в районе Атлантики в автоматизированном режиме.

Исходный материал

В качестве исходной информации в работе использованы данные реанализа параметров атмосферы NCEP/DOE AMIP-II [13] в узлах регулярной сетки с шагом 2,5° на изобарических уровнях 850 и 700 гПа в сроки 00, 06, 12, 18 ч ВСВ: геопотенциальной высоты и меридиональной составляющей скорости ветра. Данные указанных параметров реанализа с таким разрешением сетки могут быть использованы для качественного анализа синоптических процессов с характерными горизонтальными масштабами порядка 1000 км [4]. Кроме того, приложение к исследованию данных реанализа диктуется отсутствием метеостанций в рассматриваемом регионе.

К расчету принят период июнь–октябрь 2018–2023 гг. (6 лет). Автоматизированная обработка файлов реанализа, расчет представленных ниже параметров атмосферной циркуляции и построение карт барической топографии проведены с использованием разработанных программных модулей на языке Python. Расчетное поле: район Атлантики 5–20° с. ш., 20–80° з. д.

Методы расчета

В настоящее время в научных исследованиях используется автоматизированная обработка файлов реанализа с процедурами программного выделения циклонов и антициклонов, поиска их характеристик (центров, ближайших к ним замкнутых изогипс, площади, интенсивности) [2–5]. Однако рассматриваемый регион относится к зоне экваториальной депрессии, которая не имеет четко выраженных центров, и в данной работе построены процедуры поиска областей пониженного давления в виде ложбин, характерных для тропических волн [8]. На массиве данных геопотенциальной высоты в узлах сетки для каждого срока производился поиск минимума по долготе в скользящей области $3 \times 7^\circ$ (долготы, широты) для уровней 850 и 700 гПа. Полагалось, что сформированная волна представляется ложбиной сразу на этих уровнях синхронно (в один срок), поэтому случаи с пересечением центров (совпадением координат узлов сетки со значениями минимумов на двух уровнях) фиксировались как «наличие волны». Для этого варианта расчетных процедур повторяемость волн в июне–октябре по выборке 2016–2025 гг. представлена относительной частотой (p) на рис. 1.

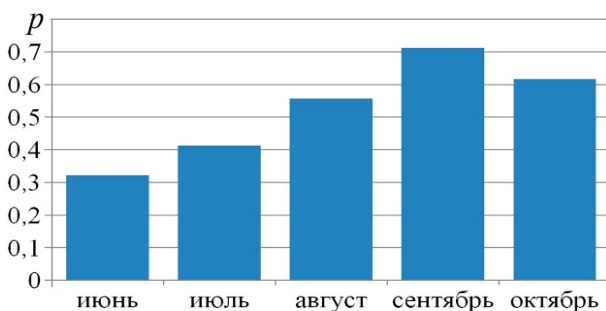


Рис. 1. Распределение относительной частоты проявления тропических волн (ложбины, прослеживающиеся синхронно на двух уровнях) по месяцам (июнь–октябрь 2018–2023 гг.).

Fig. 1. The distribution of the relative frequency of tropical waves (hollow traced synchronously at two levels) over the months June–October, 2018–2023.

Второй вариант расчета выполнен с использованием методов прикладной статистики. Во-первых, сформирован набор признаков атмосферной циркуляции, от которого сделан переход к небольшому числу

определяющих ортогональных факторов. Во-вторых, выявлены кластеры синоптических ситуаций; построено правило отнесения (классификатор) объекта к одному из выявленных кластеров.

Для количественной характеристики атмосферной циркуляции в заданной области, где узлы сетки при шаге $2,5^\circ$ вдоль широты $i = 1, \dots, n$, $n = 25$ и вдоль долготы $j = 1, \dots, m$, $m = 7$, определены следующие признаки (по каждому уровню 850 и 700 гПа).

Вдоль меридианов выделяются пары точек и вычисляются разности геопотенциальной высоты $\Delta H_i = H_{20} - H_5$, что соответствует разности между зоной высокого значения H_{20} на широте 20° (объясняется влиянием южной периферии Азорского антициклона) и относительно низкой H_5 широты 5° (зоны экваториальной депрессии). Определяется индекс зональной циркуляции (индекс Россби), позволяющий оценить для выделенного района изменение циркуляции в определенный срок

$$\bar{H} = \frac{1}{n} \sum \Delta H_i. \quad (1)$$

Учитывая, что волна – суть возмущение ветрового поля, в диапазоне широт $5-20^\circ$ ($j = 1, \dots, m$) определяется максимальный модуль меридиональной составляющей скорости в узлах сетки $|v|_{\max i}$. Вводится величина средней максимальной меридиональной составляющей скорости ветра как характеристики проявления ветрового возмущения (отклонения от восточного направления пассата):

$$\bar{V} = \frac{1}{n} \sum |v|_{\max i}. \quad (2)$$

Как правило, центр циклона определяется областью пониженного давления или областью максимальной завихренности. Поэтому для оценки степени циклоничности в заданном районе вычисляется лапласиан $\nabla^2 H_{ij} = H_{i+1j} + H_{i-1j} + H_{ij+1} + H_{ij-1} - 4H_{ij}$ (без учета шага сетки), где $i = 2, \dots, 24$; $j = 2, \dots, 6$. Привлекаются только положительные величины (для циклонической циркуляции $\nabla^2 H_{ij} > 0$) числом k . В качестве признака циклонического вихря скорости определяется средний лапласиан по рассматриваемой области

$$\bar{L} = \frac{1}{k} \sum \nabla^2 H_{ij}. \quad (3)$$

С целью сжатия информации и определения структуры данных проведен факторный анализ, где применяется модель [1] описания переменных x_m ($m = 1, 2, \dots, p$) линейной комбинацией r ненаблюдаемых общих факторов $f_1, f_2, \dots, f_r$, при этом $r < p$:

$$x_m^* = a_{m1}f_1 + a_{m2}f_2 + \dots + a_{mr}f_r + e_m, \quad (4)$$

где x_m^* – центрированные и нормализованные исходные данные; a_{mi} – коэффициенты, имеющие специальное название – факторные нагрузки; e_m – остаток, или специфичный фактор для переменной x_m .

Без потери информативности проведено снижение размерности пространства признаков (с варимакс-вращением [1]) до трех некоррелированных факторов f_1, f_2, f_3 , отражающих существенные черты и взаимосвязи набора исходных признаков (1)–(3) и объясняющих 88,6 % общей дисперсии выборки. Факторные нагрузки на параметры (1)–(3) представлены в табл. 1, где выделены значения нагрузок, превышающие по модулю 0,7 [1].

Таблица 1. Факторные нагрузки после варимакс-вращения

Table 1. Factor loads after varimax-rotation

Параметр	f_1	f_2	f_3
H_{850}	-0.073303	0.952860	-0.160637
V_{850}	0.203439	-0.074569	0.877449
L_{850}	0.935505	-0.041059	0.131986
H_{700}	0.038286	0.970730	0.012006
V_{700}	0.065505	-0.086186	0.904687
L_{700}	0.938591	0.008215	0.104928

С учетом факторных нагрузок сделана содержательная интерпретация факторов:

f_1 – фактор обобщенного лапласиана (вихря скорости), основную нагрузку оказывают переменные (3) изобарических уровней 850 и 700 гПа; определяет 39,1 % общей дисперсии;

f_2 – фактор зональной циркуляции, основная нагрузка переменной (1) изобарических уровней; определяет 29,5 % общей дисперсии;

f_3 – фактор меридиональной скорости, основная нагрузка переменных (2) всех уровней; определяет 20,0 % общей дисперсии.

На базе выделенных ортогональных факторов проведена процедура иерархической (древовидной) кластеризации по методу Варда [7], где в качестве целевой функции применяется внутригрупповая сумма квадратов расстояний между каждым объектом и средней по кластеру, содержащему этот объект. Процедура кластеризации последовательно объединяет исходные объекты и соответственно уменьшает число кластеров (в начале работы алгоритма все объекты являются отдельными кластерами). Мерой сходства объектов (синоптических ситуаций) выбрано евклидово расстояние D [7].

Результаты и их анализ

Построенное в автоматизированном режиме «дерево» (дендрограмма) кластеризации отображает три хорошо различимых «ветви» (рис. 2, где по горизонтальной оси – номера ситуаций). При этом получено количество сроков/дней для каждого кластера: кластер 1 – 806/201; кластер 2 – 1335/334; кластер 3 – 1531/383 (соответственно, относительная частота синоптических ситуаций в каждом кластере следующая: кластер 1 – 0,22; кластер 2 – 0,36; кластер 3 – 0,42).

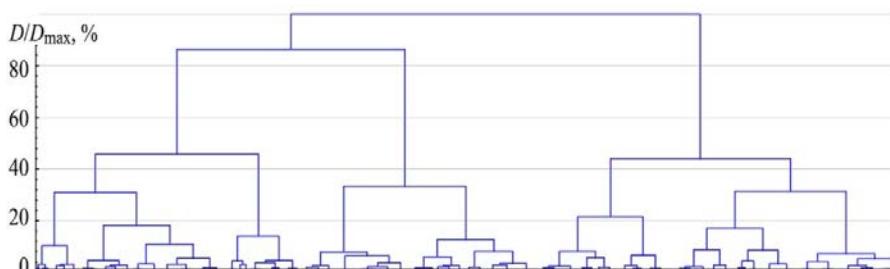


Рис. 2. Дерево кластеризации синоптических ситуаций (июнь–октябрь, 2018–2023 гг.).

Fig. 2. Clustering tree of synoptic situations (June–October, 2018–2023).

Распределения синоптических ситуаций выявленных кластеров удобно представить на факторной плоскости. Четкой границы между объектами кластеров не наблюдается, поэтому для лучшей визуализации распределений отображения даны на плоскостях общих факторов условно без одного кластера (рис. 3).

Проведено сравнение статистических распределений факторов в соответствующих кластерах с использованием непараметрического критерия Колмогорова – Смирнова, не требующего предпосылки закона распределения параметров [7]. Установлено статистически значимое (на уровне значимости 0,05) различие распределений факторов в каждом кластере. Схематическое отображение статистических характеристик (медиана, интервал попадания 50 % наблюдений, минимальное и максимальное значения) общих факторов в разных кластерах представлено на рис. 4.

Анализ циркуляционных ситуаций (полей геопотенциальной высоты), соответствующих определенным кластерам, показал, что во всех схемах с чередованием барических ложбин и гребней имелись два очага пониженного давления (с расположением областей на востоке рассматриваемого региона – в районе островов Зеленого Мыса и западного побережья Африки и на западе – в районе Панамы, Колумбии) и гребень – к северу от Венесуэлы, Гайаны. Различие определялось лишь циркуляционными особенно-

стями над океаном. Перманентный циклонический характер на западе и востоке региона в рассматриваемый период (сезон дождей) объясняется климатическими характеристиками на отмеченных территориях.

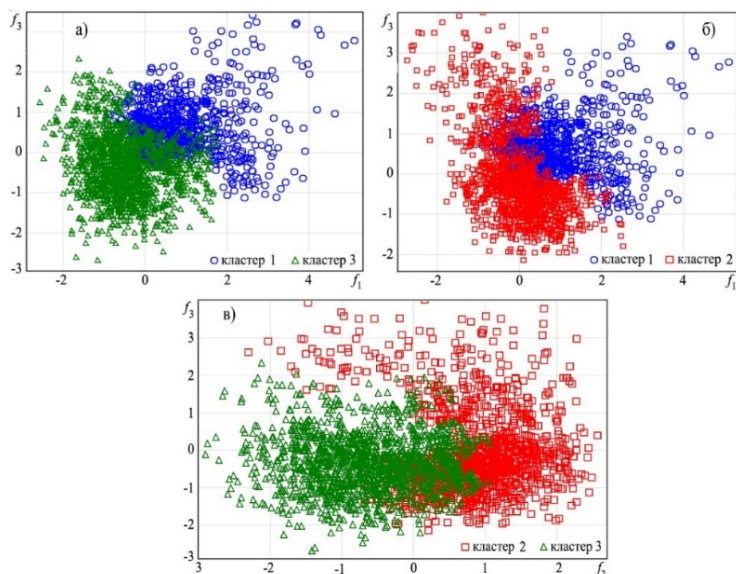


Рис. 3. Отображение выделенных кластеров на факторной плоскости (июнь–октябрь, 2018–2023 гг.).

Fig. 3. Imaging selected clusters on factor plane (June–October, 2018–2023).

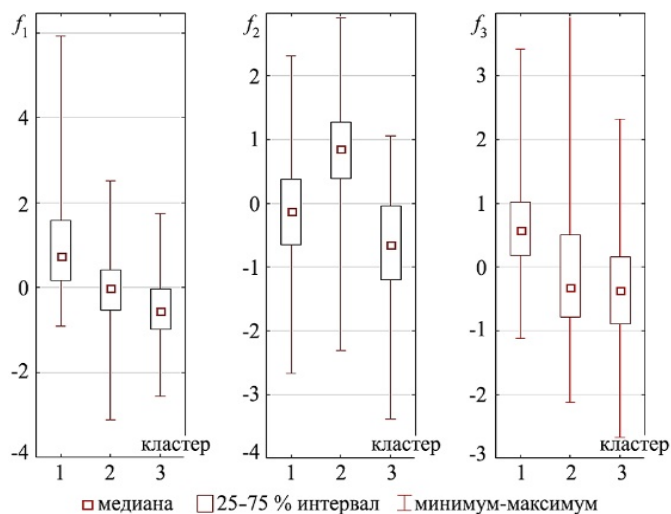


Рис. 4. Схема сравнения распределений факторов в кластерах (июнь–октябрь, 2018–2023 гг.).

Fig. 4. Comparison scheme of factor distributions in clusters (June–October, 2018–2023).

Чтобы дифференцировать ситуации, относящиеся к разным типам, выбирались случаи (сроки), когда значения общих факторов в комплексе были близки к медианным значениям в соответствующем кластере. Результаты оформлены на совмещенных картах АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀, где для детального представления картины циркуляции изогипсы нанесены через 1 гПа (черным цветом показаны изогипсы уровня 850 гПа, красным – уровня 700 гПа).

Схему циркуляции кластера 1 (обозначим как тип 1) можно характеризовать следующим образом: три очага пониженного давления и два разделяющих их гребня, что условно можно обозначить Н-В-Н-В-Н (рис. 5).

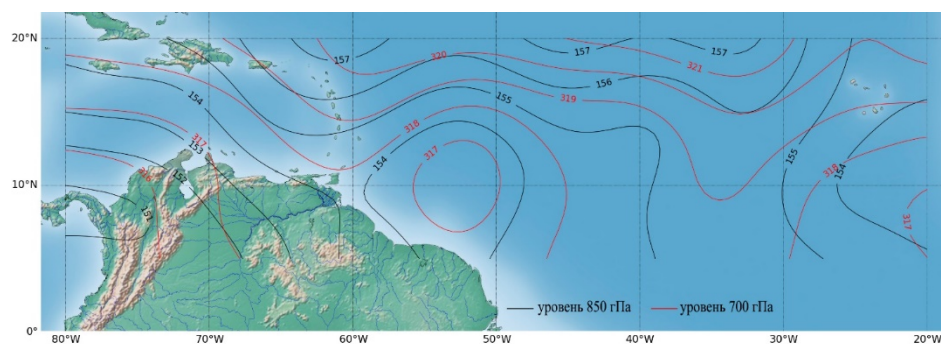


Рис. 5. Синоптическая ситуация 27.08.2018, 12 ч ВСВ на совмещенных картах АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

Fig. 5. Synoptic situation 27.08.2018, 12 h UTC on combined maps АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

К этому типу можно отнести и синоптические ситуации, предшествующие формированию тропического урагана Флоренс 31 августа 2018 г. [9] (например, рис. 6).

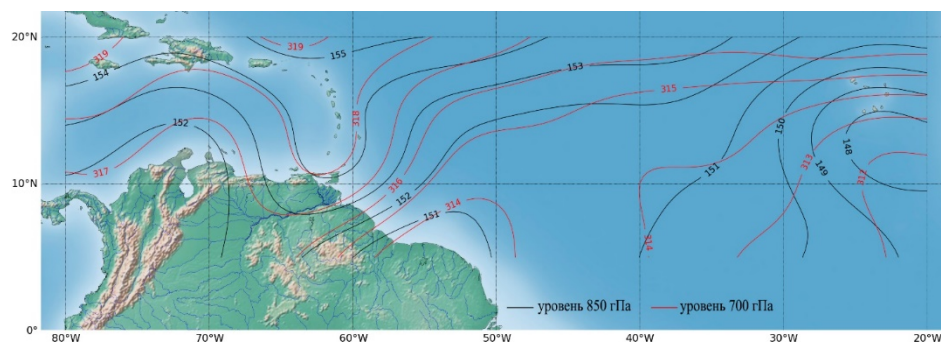


Рис. 6. Синоптическая ситуация 31.08.2018, 06 ч ВСВ на совмещенных картах АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

Fig. 6. Synoptic situation 31.08.2018, 06 h UTC on combined maps АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

Как отображено на рис. 6, над западным побережьем Африки появилось частное падение давления (31 августа, 06 ч), это барическое образование имело одну замкнутую изогипсу на 850 гПа и развитую ложбину на уровне 700 гПа. В 18 ч ВСВ сформировался циклон (рис. 7). К этому времени все частные циклоны и ложбины, расположенные западнее островов Зеленого Мыса до Южной Америки, были заполнены и вытеснены гребнем. Как показал анализ предыдущих синоптических ситуаций третьей декады августа, все случаи чередования развития барических ложбин и формирования частных циклонов закончились их заполнением, что дало эффект накопления энергии неустойчивости.

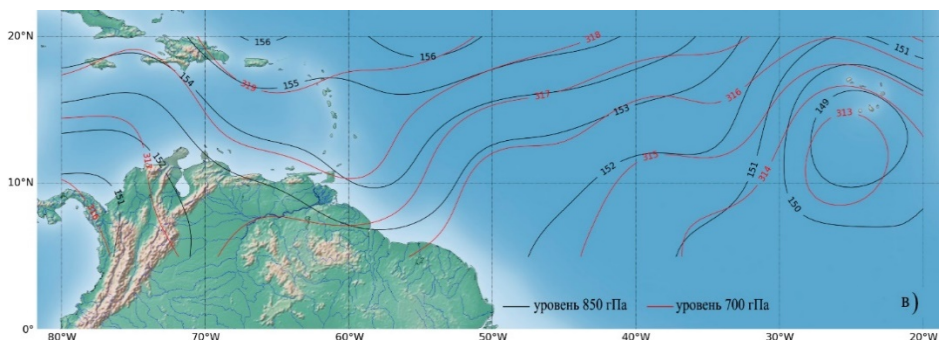


Рис. 7. Синоптическая ситуация 31.08.2018, 18 ч ВСВ на совмещенных картах AT₈₅₀ и AT₇₀₀.

Fig. 7. Synoptic situation 31.08.2018, 18 h UTC on combined maps AT₈₅₀ и AT₇₀₀.

Синоптические ситуации типа 2 отличаются от типа 1 тем, что нет хорошо выраженного гребня, разделяющего центры низкого давления, расположенные на Западе Африки и в Атлантическом океане. Эти центры объединяются в одну обширную область пониженного давления (депрессию) от берегов Африки до северного побережья Южной Америки. Такую схему циркуляции обозначим как Н-В-Н-Н, где обозначение Н-Н условно характеризует размытую область пониженного давления (рис. 8).

Для процесса типа 3 характерно два очага низкого давления у западного побережья Африки и в районе севера Южной Америки (Колумбия), а между ними обширный гребень (малоградиентное барическое поле высокого давления). Обозначение Н-В-Н (рис. 9).

Расчеты показали, что при каждом типе синоптической ситуации относительное число «проявления волновых образований» (когда центры циклонических образований регистрируются одновременно на двух изобарических уровнях) следующее: тип 1 – 0,74; тип 2 – 0,48; тип 3 – 0,53. Таким образом, можно сделать вывод, что возникновение волновых ситуаций наиболее часто при типе 1 синоптической ситуации, а при типах 2 и 3 – примерно одинаковое: в половине случаев. Графическое представление

объектов отмеченных кластеров и случаев реализации «волн» дано на рис. 10.

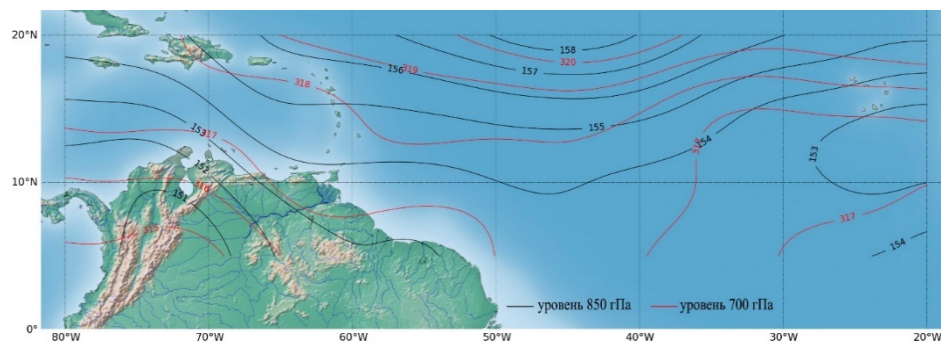


Рис. 8. Синоптическая ситуация 23.07.2018, 12 ч ВСВ на совмещенных картах АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

Fig. 8. Synoptic situation 23.07.2018, 12 h UTC on combined maps АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

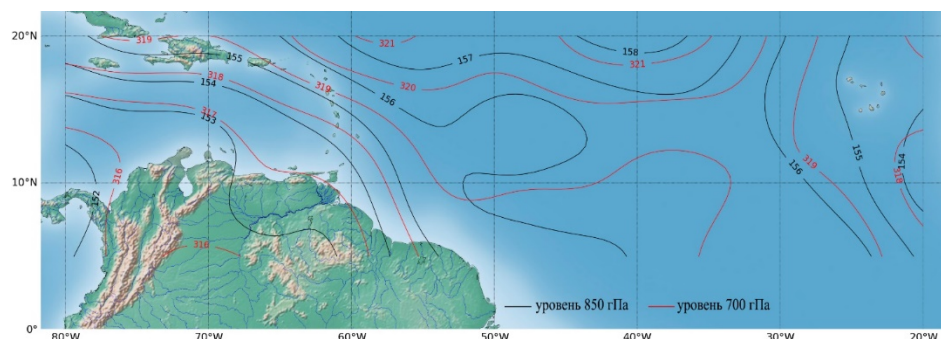


Рис. 9. Синоптическая ситуация 19.08.2018, 12 ч ВСВ на совмещенных картах АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

Fig. 9. Synoptic situation 19.08.2018, 12 h UTC on combined maps АТ₈₅₀ и АТ₇₀₀.

В результате дискриминантного анализа определены классификационные функции принадлежности синоптической ситуации к кластеру 1, 2 или 3 (типу):

$$\begin{aligned} C_1 &= -2,723 + 1,717 f_1 + 0,162 f_2 + 1,192 f_3, \\ C_2 &= -1,592 + 0,138 f_1 + 1,433 f_2 + 0,134 f_3, \\ C_3 &= -1,666 - 1,024 f_1 - 1,335 f_2 - 0,744 f_3. \end{aligned} \quad (5)$$

Синоптическая ситуация относится к тому типу, для которого классификационная функция (5) принимает максимальное значение. Данную модель (5) можно использовать как для диагностики типа циркуляции, так и для прогноза тропических волн и связанных с ними циклонов.

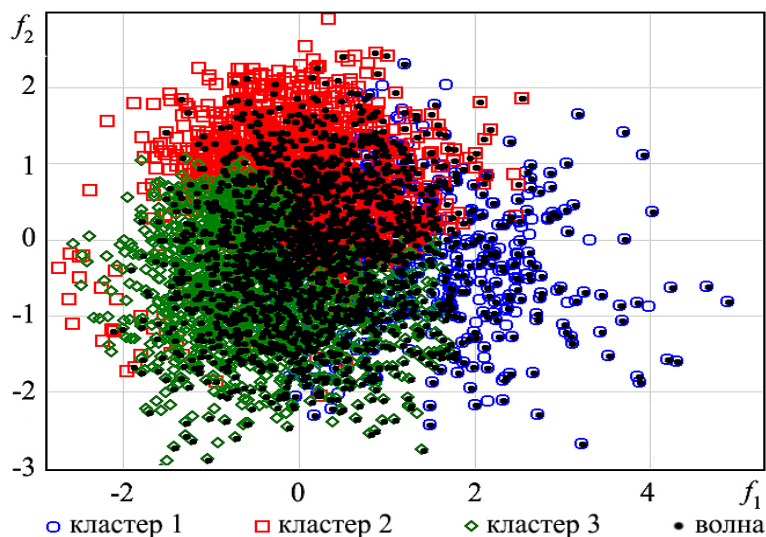


Рис. 10. Отображение кластеров с визуализацией реализации «волн» (июнь–октябрь, 2018–2023).

Fig. 10. Imaging clusters with visualization of realization «waves» (June–October, 2018–2023).

Заключение

На основе так называемого разведочного анализа [1], направленного на выявление «геометрической» природы исходных данных, установлено, что в структуре тропических волн Атлантики имеют место три типа синоптических ситуаций, где каждому типу соответствует определенная схема атмосферной циркуляции (условно обозначенная Н-В-Н-В-Н, Н-В-Н-Н, Н-В-Н). Тип 1 чаще несет выраженные волновые образования (с частотой 0,74), когда на двух уровнях отмечается совпадение центров циклонических образований (с развитием мощных кучево-дождевых облаков). Типы 2 и 3 синоптических ситуаций проявляют волновые образования примерно в половине случаев.

Результаты работы могут иметь приложение как в целях диагностики синоптических ситуаций с волновыми образованиями в Атлантике, так и в прогностических, например с использованием классификационных функций (5).

Значительный объем исходных данных, использование классических методов прикладной статистики, программная реализация расчетных процедур обосновывают достоверность полученных результатов исследования.

Полученные результаты могут служить основой продолжения исследования внутренней структуры тропических волн. Во-первых, следует обратить внимание на циркуляционные особенности на других изобарических уровнях (925 гПа, 500 гПа), возможно, на влияние экваториального

струйного течения. Во-вторых, можно предложить к рассмотрению другие признаки (предикторы) синоптических ситуаций в регионе Атлантики. В-третьих, наряду с геопотенциальной высотой следует рассмотреть комплекс параметров с учетом температуры и влажности воздуха. Кроме того, представляет интерес расширение территории исследования на район Тихого океана, где можно дифференцировать восточные волны в зависимости от процессов Ла-Нинья и Эль-Ниньо.

Список литературы

1. Айвазян С.А., Бухштабер В.М., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. Классификация и снижение размерности: Справ. издание. М.: Финансы и статистика, 1989. 607 с.
2. Акперов М.Г., Бардин М.Ю., Володин Е.М., Голицын Г.С., Мохов И.И. Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа NCEP/NCAR и модели климата ИВМ РАН // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43, № 6. С. 764-772.
3. Акперов М.Г., Мохов И.И. Сравнительный анализ методов идентификации внутритропических циклонов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46, № 5. С. 620-637.
4. Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41, № 2. С. 147-157.
5. Голицын Г.С., Мохов И.И., Акперов М.Г., Бардин М.Ю. Функции распределения вероятности циклонов и антициклонов в период 1952–2000 гг.: Инструмент для определения изменений глобального климата // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413, № 2. С. 254-256.
6. Петросяниц М.А., Тесля И.В., Фалькович А.И. Тропическая атмосфера во время дождливых и бездождных периодов // Метеорология и гидрология. 1990. № 2. С. 28-32.
7. Справочник по прикладной статистике. Т. 2 / Под ред. Э. Ллойда, У. Ледермана, С.А. Айвазяна, Ю.Н. Тюрина. М.: Финансы и статистика, 1990. 526 с.
8. Тараканов Г.Г. Тропическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 176 с.
9. Флоренс (ураган). [https://ru.wikipedia.org/wiki/Флоренс_\(ураган\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Флоренс_(ураган)).
10. Frank W.M., Roundy P.E. The role of tropical waves in tropical cyclogenesis // Mon. Weather Review. 2006. Vol. 134 (9). P. 2397-2417. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3204.1>
11. Hopsch S.B., Thorncroft C.D., Tyle K.R. Analysis of African easterly wave structures and their role in influencing tropical cyclogenesis // Mon. Weather Review. 2010. Vol. 138. P. 1399-1419. DOI: 10.1175/2009MWR2760.1.
12. Kiladis G.N., Thorncroft C.D., Hall N.M. Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part I. Observations // Journal of the Atmospheric Sciences. 2006. Vol. 63. P. 2212-2230. DOI: 10.1175/JAS3741.1
13. NCEP/DOE AMIP II Reanalysis. https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2_pressure.html.
14. Thorncroft C., Hodges K. African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity // Journal of Climate. 2001. Vol. 14. P. 1166-1179. DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<1166:AEWVAI>2.0.CO;2
15. Tropical waves. <https://web.archive.org/web/20110518175236/http://www.hpc.ncep.noaa.gov/international/training/tropicalwaves/sld005.htm>.

References

1. Ajvazyan S.A., Buxhtaber V.M., Enyukov I.S., Meshalkin L.D. Prikladnaya statistika. Klassifikatsiya i snizhenie razmernosti [Applied statistics. Classification and dimensionality reduction]: Sprav. izdanie. Moscow: Finansy i statistika publ., 1989, 607 p. [in Russ].

2. Akperov M.G., Bardin M.Yu., Volodin E.M., Golitsyn G.S., Mokhov I.I. Probability distributions for cyclones and anticyclones from the NCEP/ NCAR reanalysis data and the INM RAS climate model. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2007, vol. 43, no. 6, pp. 705-712. DOI: 10.1134/S0001433807060047
3. Akperov M.G., Mokhov I.I. A comparative analysis of the method of extratropical cyclone identification. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2010, vol. 46, no. 5, pp. 574-590. DOI: 10.1134/S0001433810050038
4. Bardin M.Yu., Polonskij A.B. North Atlantic oscillation and synoptic variability in the European-Atlantic region in winter. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2005, vol. 41, no. 2, pp. 127-136.
5. Golitsyn G.S., Mokhov I.I., Akperov M.G., Bardin M.Yu. Distribution functions of probabilities of cyclones and anticyclones from 1952 to 2000: an instrument for the determination of global climate variations. *Doklady Earth Sciences*, 2007, vol. 413, no. 1, pp. 324-326. DOI: 10.1134/S1028334X07020432
6. Petrosyancz M.A., Teslya I.V., Falkovich A.I. Tropicheskaya atmosfera vo vremya dozhdivykh i bezdozhdnykh periodov [Tropical atmosphere during rainy and rainless periods]. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 1990, no. 2, pp. 28-32 [in Russ].
7. Spravochnik po prikladnoj statistike [Applied Statistics Handbook]. Vol. 2, ed. E. Llojd, U. Lederman, S.A. Ajvazyany, Yu.N. Tyurin. Moscow: Finansy i statistika publ., 1990, 526 p. [in Russ].
8. Tarakanov G.G. Tropicheskaya meteorologiya [Tropical meteorology]. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1980, 176 p. [in Russ].
9. Florens (uragan), available at: [https://ru.wikipedia.org/wiki/Florens\(uragan\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Florens(uragan)) [in Russ].
10. Frank W.M., Roundy P.E. The role of tropical waves in tropical cyclogenesis. *Mon. Weather Review*, 2006, vol. 134 (9), pp. 2397-2417. DOI: <https://doi.org/10.1175/MWR3204.1>
11. Hopsch S.B., Thorncroft C.D., Tyle K.R. Analysis of African easterly wave structures and their role in influencing tropical cyclogenesis. *Mon. Weather Review*, 2010, vol. 138, pp. 1399-1419. DOI: 10.1175/2009MWR2760.1.
12. Kiladis G.N., Thorncroft C.D., Hall N.M. Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2006, vol. 63, pp. 2212-2230. DOI: 10.1175/JAS3741.1
13. NCEP/DOE AMIP II Reanalysis, available at: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.pressure.html>.
14. Thorncroft C., Hodges K. African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 2001, vol. 14, pp. 1166-1179. DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014<1166:AEWVAI>2.0.CO;2
15. Tropical waves, available at: <https://web.archive.org/web/20110518175236/http://www.hpc.ncep.noaa.gov/international/training/tropicalwaves/sld005.htm>.

Поступила 14.05.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 14.05.2026; accepted for publication 22.10.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-3-167-183>

УДК 631.559:528.8:551.501.86:551.586

Метод подекадной оценки вклада агрометеорологических условий в ожидаемую продуктивность озимых зерновых культур на основе спутниковой и наземной информации

А.Д. Клещенко, О.В. Савицкая

*Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной
метеорологии, г. Обнинск, Россия
cxm-dir@obninsk.ru*

В статье представлен разработанный и апробированный метод подекадной диагностики вклада агрометеорологических факторов в продуктивность озимых зерновых культур, основанный на интегральном анализе спутниковых спектральных индексов и наземных метеорологических данных для территории Северо-Кавказского, Приволжского и Центрально-Черноземного УГМС. В качестве спутниковой информации использованы данные радиометров MODIS (спутник Terra) и VIIRS (спутник SUOMI NPP), на основе которых рассчитывались вегетационные индексы NDVI, VCI и VCNI. Наземная информация включает декадные метеорологические и агрометеорологические показатели, отражающие температурно-влажностные условия. Созданные в рамках исследования алгоритм и программные модули позволяют в автоматизированном режиме отслеживать ежедекадные изменения агрометеорологических условий и количественно ранжировать факторы по их вкладу в формирование ожидаемой урожайности озимых зерновых культур, обеспечивая информационную основу для обоснованного планирования агротехнических мероприятий.

Ключевые слова: агрометеорологические условия, подекадный мониторинг, урожайность, метеорологическая информация, спутниковые индексы (NDVI, VCI, VCNI), MODIS, VIIRS

Method for ten-day assessment of the contribution of agrometeorological conditions to expected winter grain crop productivity based on satellite and ground-based information

A.D. Kleshchenko, O.V. Savitskaya

*All-Russian Research Institute of Agricultural Meteorology, Obninsk, Russia
cxm-dir@obninsk.ru*

The paper presents a developed and tested method for 10-day assessment of the contribution of agrometeorological factors to winter grain crop productivity. The method is based on an integrated analysis of satellite spectral indices and ground-based meteorological data for the North Caucasus, Volga and Central Black Earth regions. Satellite data from MODIS (Terra satellite) and VIIRS (SUOMI NPP satellite) radiometers were used to calculate the NDVI, VCI, and VCNI vegetation indices. Ground-based information includes meteorological and agrometeorological indicators reflecting temperature and humidity conditions.

The algorithm and software modules developed within the study allow for automated tracking of 10-day changes in agrometeorological conditions and quantitative ranking of factors based on their contribution to the expected winter grain crop yield, providing an information basis for informed planning of agricultural measures.

Keywords: agrometeorological conditions, 10-day monitoring, crop yield, meteorological information, satellite indices (NDVI, VCI, VCNI), MODIS, VIIRS

Введение

Изменчивость агрометеорологических условий остается ключевым фактором риска для устойчивого земледелия в России. Частота и интенсивность засух [2, 8, 9], температурных аномалий, неравномерного распределения осадков существенно влияют на формирование урожайности зерновых культур, что требует разработки современных методов количественной оценки учета агрометеорологических условий при формировании и прогнозировании урожайности зерновых культур. При этом для учета пространственной неоднородности важно получать информацию о складывающихся условиях формирования урожайности не только на уровне субъектов, как это сейчас и происходит, но и для более мелких муниципальных образований. В последние годы в ФГБУ «ВНИИСХМ» ведутся исследования по разработке метода оценки средней районной урожайности колосовых зерновых культур на основе комплексирования спутниковой информации MODIS и данных наземных агрометеорологических наблюдений [1, 3]. Результаты исследований показали достаточно хорошую сходимость между фактическими и расчётными данными оценки средней районной урожайности озимой пшеницы для субъектов Северо-Кавказского, Приволжского и Центрально-Черноземного УГМС [6]. Полученные результаты позволили приступить к решению следующей достаточно сложной, но важной задачи – подекадной количественной оценке влияния метеорологических факторов на ожидаемую урожайность озимых зерновых культур. Важно также оценить, какую долю вносят метеорологические факторы и спутниковые индексы при ежедекадных расчетах прогнозируемой урожайности озимых зерновых культур.

Целью настоящей работы является разработка и апробация подхода подекадной диагностики вклада агрометеорологических факторов в продуктивность озимых зерновых культур на примере озимой пшеницы на основе интегрального анализа спутниковых спектральных индексов (NDVI, VCI, VCNI) и метеорологических параметров для территории Северо-Кавказского, Приволжского и Центрально-Черноземного УГМС.

Входная информация, методы её обработки, структурирования и хранения

В рамках настоящего исследования были использованы следующие виды информации: данные дистанционного зондирования Земли, сведения наземных наблюдений на гидрометеорологических станциях Росгидромета

и данные средней районной урожайности из официальной государственной статистики.

В исследовании были использованы спутниковые данные, полученные со спектрорадиометра MODIS, установленного на спутнике Тегга, обеспечивающего пространственное разрешение 250 м. Также применялись данные с радиометра VIIRS спутника SUOMI NPP, обладающего разрешением в 375 метров.

Спутниковые данные MODIS доступны на спутниковом сервисе ВЕГА-Science (<http://sci-vega.ru>), разработанным Институтом космических исследований (ИКИ РАН) [5].

Спутниковые данные VIIRS преобразуются в цифровые композиты в ФГБУ «НИЦ «Планета» и затем раз в десять дней в течение вегетационного сезона передаются в ФГБУ «ВНИИСХМ». Композиты формируются на основе данных из четырёх спектральных каналов (табл. 1) и сохраняются в двоичном формате в файлах с расширением «bin».

Таблица 1. Каналы VIIRS с разрешением 375 м, используемые для формирования композитов

Table 1. VIIRS channels with 375 m resolution used to form composites

Канал	Диапазон спектра	Спектральный диапазон, мкм
I1	Видимый	0,60–0,68
I2	Ближний инфракрасный	0,85–0,88
I4	Средний инфракрасный	3,55–3,93
I5	Длинноволновый инфракрасный	10,50–12,40

Для очистки композитов от облачности применялись данные из первого спектрального канала, который наиболее чувствителен к наличию облачного покрова (табл. 1). По данным MODIS и VIIRS были получены следующие спутниковые индексы: NDVI, VCI, VCNI.

Индекс NDVI представляет собой отношение разности сигналов в ближнем инфракрасном и красном диапазонах к их сумме. Индекс NDVI получил широкое распространение в исследованиях при интерпретации спутниковой информации применительно к оценке состояния растительности [12]. Индекс состояния растительности (VCI) [13] вычисляется на основе NDVI следующим образом:

$$VCI_j = \frac{NDVI_j - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \cdot 100 \%, \quad (1)$$

где $NDVI_j$ – значение NDVI для даты j ; $NDVI_{\max}$ – значения максимальных NDVI внутри всего набора данных; $NDVI_{\min}$ – значение минимальных NDVI внутри всего набора данных; j – дата.

Индекс VCNI позволяет выявлять аномальные изменения в развитии сельскохозяйственных культур [4, 11] и рассчитывается по следующей формуле:

$$VCNI_j = \frac{NDVI_j - NDVI_{avg}}{NDVI_{avg}} \cdot 100\%, \quad (2)$$

где $VCNI_j$ – значение индекса для даты j ; $NDVI_j$ – значение NDVI для даты j ; $NDVI_{avg}$ – среднее значение NDVI внутри всего набора данных.

Наземные метеорологические данные были получены на основе наблюдений на гидрометеорологических станциях Росгидромета и включали в себя следующие показатели: средняя декадная температура воздуха (T), отклонение средней декадной температуры воздуха от среднего многолетнего значения (T_0), сумма осадков за декаду (P), осадки в процентах от среднего (P_0), среднедекадный дефицит влажности воздуха (D), запасы продуктивной влаги в слое почвы 0–20 см, 0–50 см и 0–100 см. Важно подчеркнуть, что продолжительное воздействие неблагоприятных агрометеорологических условий представляет наибольшую угрозу для устойчивого развития сельскохозяйственных культур в критические фазы развития. В связи с этим, наряду с ежедекадными индикаторами, дополнительно проанализированы интегральные данные за трехдекадный период, обеспечивающие более репрезентативную кумулятивную оценку: средний дефицит влажности воздуха за 3 декады (D_3), а также использовался гидротермический показатель Селянинова ($ГТК$), который отражает баланс между теплом и влагой:

$$ГТК_i = \frac{\sum R_{[i+(i-1)+(i-2)]}}{0,1 \sum T_{10^\circ C [i+(i-1)+(i-2)]}}, \quad (3)$$

где i – номер оцениваемой декады; $i-1$ – номер декады, предшествующей на одну декаду от оцениваемой; $i-2$ – номер декады, предшествующей на две декады от оцениваемой; $\sum R$ – сумма осадков, мм; $\sum T > 10^\circ C$ – сумма температур воздуха $10^\circ C$ и выше.

Расчет значений параметров D_3 и $ГТК$ осуществляется на основе данных трёх предшествующих скользящих декад, а итоговые показатели соответствуют третьей, анализируемой декаде.

Статистическая информация основана на показателях средней урожайности озимой пшеницы по районам начиная с 2012 года, а также на данных о площадях, занятых под этой культурой. Указанная информация представлена в виде временных рядов средних районных значений урожайности, размещённых на официальном ресурсе Федеральной службы госстатистики.

Для структурированной организации и хранения входных данных разработана реляционная база данных на базе СУБД SQLite, обеспечивающая

эффективное управление многолетними рядами пространственно-временных данных. База данных поддерживает ежедекадную загрузку метеорологических и спутниковых параметров на протяжении всего календарного года. Учитывая недельный интервал представления данных MODIS на платформе BEGA-Science, реализован алгоритм пересчета спутниковых индексов путем их сведения к декадне временному масштабу. Спутниковые данные MODIS поступают в базу с учётом маски сельскохозяйственных культур, дифференцирующей три класса посевов: озимые культуры, яровые культуры и пашня. Данные VIIRS загружаются после предварительной композитной обработки. Интерфейс модуля композитной обработки представлен на рис. 1.

Рис. 1. Интерфейс модуля обработки композитов.

Fig. 1. Composite processing module interface.

Обработка композитных изображений выполняется дискретно для каждой декады вегетационного периода. В ходе композитной обработки рассчитываются вегетационные индексы: NDVI, VCI и VCNi. Предварительно задаются декада, минимальный и максимальный порог значений индекса NDVI (рис. 1). Выбор диапазона значений NDVI осуществляется индивидуально для каждого конкретного временного промежутка и региона. Вычисление VCI осуществляется только по значениям NDVI в пределах установленного диапазона. Расчет спутниковых индексов проводится с учетом маски сельскохозяйственных земель, ограничиваясь пикселями,

относящимися к классу пашни по глобальной классификации подстилающей поверхности (Land Cover Classification, International Steering Committee for Global Mapping). Маска сформирована на основе данных радиометра MODIS (<http://globalmaps.github.io>), где подстилающая поверхность детализирована на 20 классов, наименования которых достаточно точно отражают преобладающий тип подстилающей поверхности.

Метеорологические данные заносятся в базу для каждой метеостанции, при этом осуществляется привязка метеостанции к муниципальному району. Поскольку количество районов превышает количество станций в субъекте, для районов, не обеспеченных метеорологическими наблюдениями, данные восстанавливаются с применением метода обратных взвешенных квадратов расстояний [10]. Данный подход позволяет минимизировать влияние более удаленных наблюдений, обеспечивая доминирующее влияние ближайших метеостанций.

Для загрузки в базу данных фактических значений средней районной урожайности исследуемых культур разработан модуль, отвечающий за импорт и визуализацию указанной информации.

Результаты исследования

Исследование проводилось на основе данных, охватывающих временной период с 2012 по 2025 год. Длительность изучаемого периода определялась наличием сведений о средней районной урожайности в базе данных показателей муниципальных образований.

В рамках исследования были выполнены следующие этапы:

1. Построение (разработка, формирование) карт пространственного распределения и аналитических диаграмм динамики спутниковых и наземных агрометеорологических параметров в течение вегетационного периода.

2. Определение междекадных разностей (значения данных за текущую декаду в сравнении с предыдущей) метеорологических и спутниковых параметров с целью количественной оценки их влияния на изменения ожидаемой урожайности.

3. Расчёт междекадных разностей ожидаемой урожайности, обеспечивающий выявление критических фаз формирования урожая и локализацию районов с выраженным снижением продуктивности.

4. Ежедекадная количественная оценка вклада каждого показателя (спутниковые и метеорологические параметры) в ожидаемую урожайность озимой пшеницы.

На первом этапе для оценки состояния посевов и выделения зон с неблагоприятными агрометеорологическими условиями были построены карты пространственного распределения спутниковых индексов и метеорологических параметров по исследуемой территории. Для примера на рис. 2 показаны карты распределения спутниковых индексов NDVI, VCNI и VCI, полученных по спутниковой информации VIIRS по территории

Ставропольского края для третьей декады мая 2025 года. Это картографическое представление сформировано в растровом формате с попиксельной детализацией, при которой значения рассматриваемых показателей вычислялись для каждой отдельной ячейки растра.

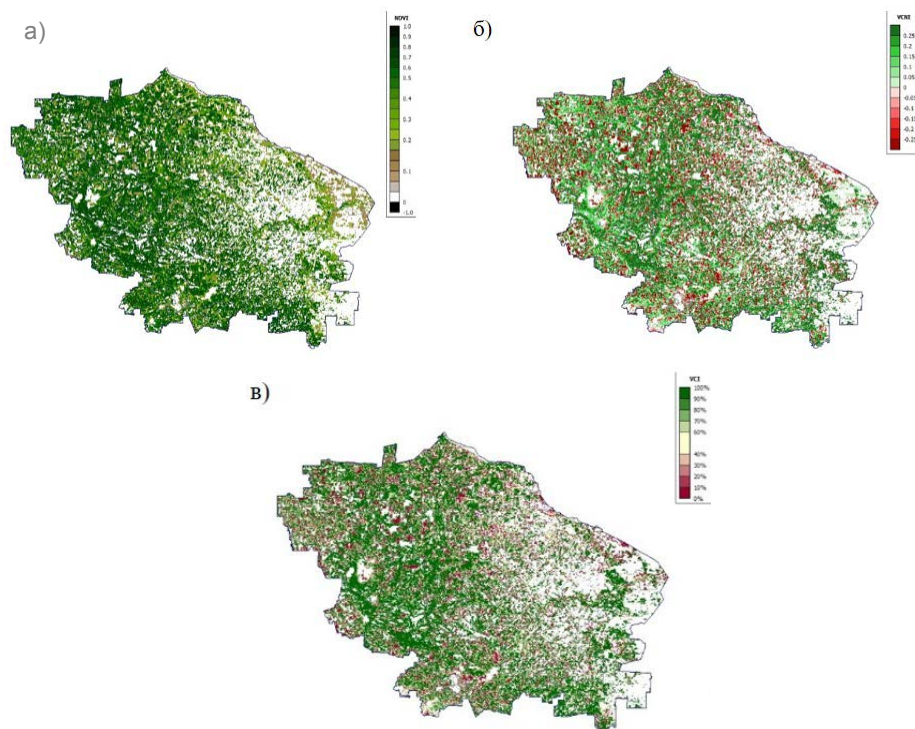


Рис. 2. Распределение спутниковых индексов NDVI (а), VCNI (б) и VCI (в), полученных по спутниковой информации VIIRS по территории Ставропольского края за третью декаду мая 2025 г.

Fig. 2. Distribution of satellite indices NDVI (a), VCNI (б), and VCI (в), obtained from VIIRS satellite information for the territory of Stavropol region for the third decade of May 2025.

На представленных картах выделяются локальные участки с пониженными значениями спутниковых индексов, такие зоны указывают на наличие стрессовых условий для растений (засушливые периоды, дефицит или избыток влаги и другие неблагоприятные факторы). Для интерпретации выявленных аномалий (выявления причин снижения значений) спутниковых вегетационных индексов необходимо провести анализ метеорологических параметров, характеризующих температурные и влажностные условия территории. Для этого разработаны карты распределения агрометеорологических параметров по территории в разрезе районов. Как было сказано ранее, для получения метеорологической информации для каждого района проводилась дополнительно интерполяция с помощью метода обратных взвешенных квадратов расстояний [10].

Была разработана процедура построения карт следующих параметров: средняя декадная температура воздуха, отклонение средней декадной температуры воздуха от среднего многолетнего значения, сумма осадков за декаду, сумма осадков в процентах от среднего, среднедекадный дефицит влажности воздуха, ГТК, запасы продуктивной влаги в слоях почвы 0–20 см, 0–50 см и 0–100 см. Комплексное использование указанных метеорологических параметров обеспечивает достаточно полную характеристику погодных условий, влияющих на развитие сельскохозяйственных культур. В частности, ГТК представляет собой интегральный показатель, учитывающий условия увлажнения и теплообеспеченности [7]. Анализ запасов продуктивной влаги в разных почвенных слоях позволяет оценить доступность влаги для растений на разных глубинах, а показатели температуры и осадков характеризуют условия теплообеспеченности и распределение влаги во времени и пространстве. Для примера рассмотрим карты распределения ГТК и запасов продуктивной влаги в слое почвы 0–20 см для районов Воронежской области за период со второй декады мая по первую декаду июня 2025 года (рис. 3).

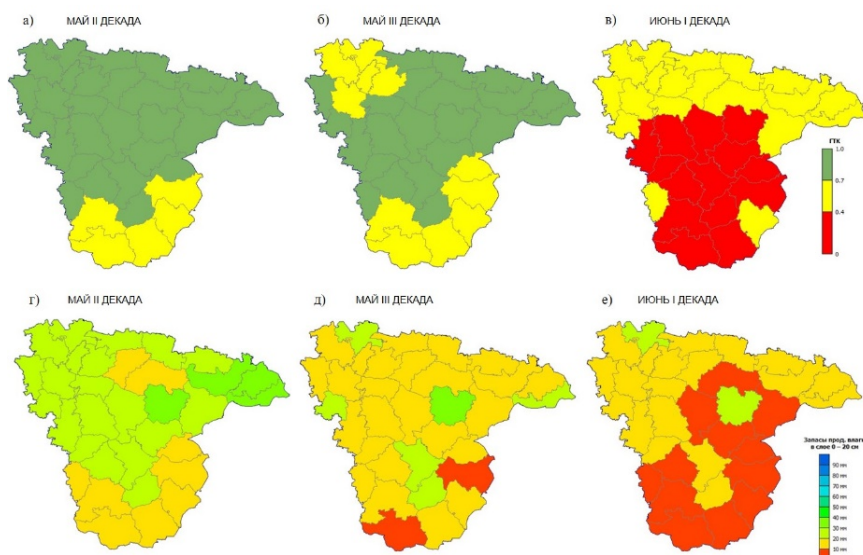


Рис. 3. Распределение ГТК (а–в) и запасов продуктивной влаги в слое почвы 0–20 см (г–е) для районов Воронежской области за период со второй декады мая по первую декаду июня 2025 г.

Fig. 3. Distribution of hydrothermal coefficient (а–в) and productive moisture reserves in the 0–20 cm soil layer (г–е) for districts of the Voronezh region for the period from the second decade of May to the first decade of June 2025.

Из рисунка видно, что со второй декады мая к первой декаде июня происходит последовательное ухудшение агрометеорологических условий: в начале периода преобладают благоприятные или близкие к нормальным значения ГТК и запасы продуктивной влаги, однако уже к третьей

декаде мая площадь территорий с пониженными значениями влагообеспеченности и ГТК заметно расширяется, а к первой декаде июня значительная часть области оказывается в зоне низких значений ГТК и выраженного дефицита продуктивной влаги в слое почвы 0–20 см.

Таким образом, разработанные карты пространственного распределения (на районном уровне) спутниковых и агрометеорологических параметров позволяют выявлять аномалии температурно-влажностных условий и обеспечивают оценку погодных условий, важных для роста и развития посевов. Для мониторинга комплексной оценки агрометеорологических условий в течение всего вегетационного периода разработаны аналитические диаграммы в виде временных рядов, визуализирующие динамику декадных спутниковых и наземных агрометеорологических параметров по каждому исследуемому району в различные периоды развития сельскохозяйственных культур. Для примера на рис. 4 представлены аналитические диаграммы для Матвеево-Курганского и Ремонтненского районов Ростовской области за 2025 год.

В качестве спутниковой информации на аналитических диаграммах доступно отображение значений вегетационных индексов (NDVI, VCNi, VCI) для различных типов сельскохозяйственных земель: пахотные земли, посевы озимых и яровых культур. Дифференцированный подход к анализу по типам сельскохозяйственных угодий позволяет отдельно оценивать состояние озимых и яровых культур, а также пашни в целом, повышая информативность агрометеорологического мониторинга. На представленных диаграммах (рис. 4) отражена динамика вегетационных индексов для озимых культур. В Матвеево-Курганском районе зафиксирован негативный тренд: с конца апреля по начало июня отмечается систематическое снижение вегетационных индексов. Данная тенденция свидетельствует о прогрессирующем ухудшении состояния посевов, что может быть связано с неблагоприятными агрометеорологическими условиями. В то же время в Ремонтненском районе подобного снижения индексов не зафиксировано. Это указывает на стабильное состояние посевов и более благоприятные условия вегетационного периода в данном районе. В Матвеево-Курганском районе, согласно данным диаграмм динамики осадков и запасов продуктивной влаги, также отмечается формирование периода с дефицитом влаги, который создает стрессовые условия для роста и развития посевов. В Ремонтненском районе, несмотря на то что он расположен в более аридной зоне юго-востока Ростовской области, агрометеорологические условия 2025 г. оказались более благоприятными по сравнению с Матвеево-Курганским. Ход вегетационных индексов и агрометеорологических параметров в этих районах демонстрируют согласованность с результатами оценок ожидаемой урожайности озимой пшеницы. В Матвеево-Курганском районе по оценкам за первую декаду июня 2025 г. ожидаемая урожайность озимой пшеницы составила на 10,1 ц/га ниже средней многолетней, тогда как в Ремонтненском районе ожидается превышение среднемноголетнего уровня на 3,8 ц/га, что подтверждает ранее выявленные различия в агрометеорологических условиях этих территорий.

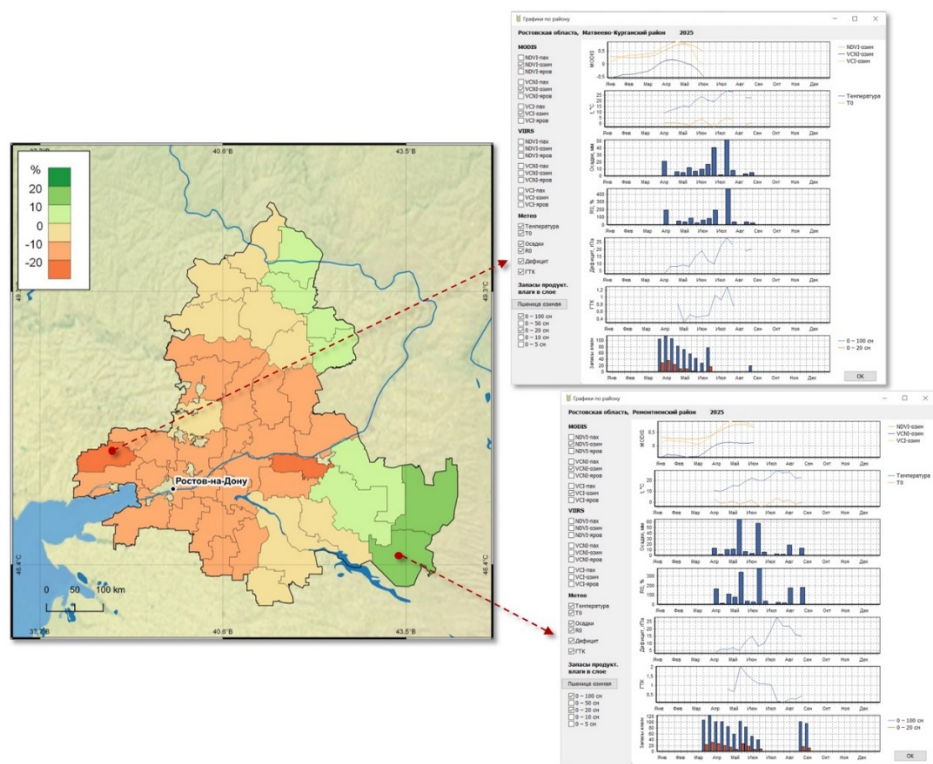


Рис. 4. Ожидаемая урожайность озимой пшеницы за 1 декаду июня 2025 г. (а) и аналитические диаграммы динамики агрометеорологических и спутниковых параметров для Матвеево-Курганского (б) и Ремонтненского (в) районов Ростовской области за 2025 г.

Fig. 4. Expected yield of winter wheat for the first decade of June 2025 (a) and analytical diagrams of the dynamics of agrometeorological and satellite parameters for the Matveevo-Kurgan (б) and Remontnensky (в) districts of the Rostov region for 2025.

На следующем этапе исследований были разработаны процедуры получения оценки изменения метеорологических, спутниковых параметров и ожидаемой урожайности между декадами вегетационного периода. Такой подход позволяет выявить временные изменения в темпах роста и развитии растений, определить периоды воздействия неблагоприятных агрометеорологических условий (дефицита влаги или переувлажнения, температурного стресса и др.), а также локализовать участки с замедленным развитием или снижением продуктивности. На рис. 5 показано изменение ожидаемой урожайности озимой пшеницы между декадами 2025 г. для районов Ростовской области.

Картографический анализ показывает тенденцию последовательного снижения ожидаемой урожайности озимой пшеницы от мая к первой де-

каде июня 2025 года. Наиболее значимая пространственная дифференциация определяется в период перехода от третьей декады мая к первой декаде июня. Данный интервал совпадает с фазами развития цветения и молочной спелости, в которые озимая пшеница очень уязвима к воздействию неблагоприятных агрометеорологических факторов. Выявленные районы с ожидаемой пониженной продуктивностью посевов целесообразно рассматривать в качестве приоритетных зон агрономического мониторинга, результаты которого формируют информационную основу для разработки и реализации корректирующих агротехнологических решений.

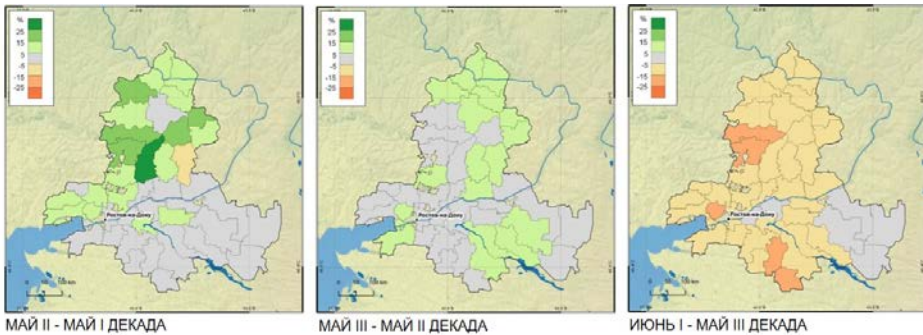


Рис. 5. Изменение ожидаемой урожайности озимой пшеницы по декадам на 2025 г. для районов Ростовской области.

Fig. 5. Change in the expected yield of winter wheat by decades for 2025 for districts of the Rostov region.

Завершающим этапом описываемого метода служит процедура количественной оценки вклада агрометеорологических условий декады в формирование ожидаемой урожайности озимой пшеницы на основе интеграции наземной и спутниковой информации. Как было представлено выше, в рамках разработанного подхода реализованы процедуры количественной оценки междекадных изменений урожайности, метеорологических факторов и спутниковых индексов. Анализ полученных изменений позволяет установить относительный вклад вариаций метеорологических параметров и спутниковых индексов в изменения ожидаемой урожайности. Эта доля или вклад может быть выражена как в процентах, так и в значениях ц/га. Был разработан соответствующий программный модуль и вставлен в общий программный модуль расчетов. На рис. 6 для примера приведена оценка количественного вклада изменений агрометеорологических параметров и спутниковых индексов за декаду в расчётную величину междекадного изменения ожидаемой урожайности озимой пшеницы для Белоглинского района Краснодарского края для третьей декады мая относительно второй декады мая 2025 года.

На рисунке слева показаны оценки изменений агрометеорологических параметров и спутниковых индексов между третьей и второй декадами мая. Для удобства нами приводились средние показатели изменений

для спутниковых индексов, в данном случае для VCNI и VCI, средние показатели для температурно-влажностных параметров, в данном случае дефицит влажности воздуха, ГТК и средние показатели запасов влаги в почве по слоям 0–100 см, 0–50 см, 0–20 см.



Рис. 6. Оценка количественного вклада изменений агрометеорологических параметров и спутниковых индексов за декаду в расчётную величину междекадного изменения ожидаемой урожайности озимой пшеницы для Белоглинского района Краснодарского края для третьей декады мая относительно второй декады мая 2025 г.

Fig. 6. Assessment of the quantitative contribution of changes in agrometeorological parameters and satellite indices over a decade to the calculated value of the interdecadal change in the expected yield of winter wheat for the Beloglinsky district of Krasnodar region for the third decade of May relative to the second decade of May 2025.

Как видно из рисунка, ожидаемая урожайность на третью декаду мая уменьшилась по сравнению с предыдущей на 8,4 ц/га, что составляет 13,8 %. Все три группы факторов (спутниковые индексы, температурно-влажностные параметры и запасы продуктивной влаги в почве) внесли отрицательный вклад в формирование данной тенденции, что свидетельствует о комплексном неблагоприятном характере агрометеорологических условий в Белоглинском районе. Если величину снижения урожайности (8,4 ц/га) принять за 100 %, то вклад спутниковых индексов составил 1,2 ц/га (13,8 %), температурно-влажностных параметров 3,0 ц/га (36,2 %), а запасов влаги 4,2 ц/га (50,0 %). Доминирующим фактором снижения урожайности являлся дефицит почвенной влаги, его вклад составил 50,0 % и свидетельствует о прогрессирующем истощении почвенных влагозапасов.

Наиболее значительное сокращение запасов продуктивной влаги зафиксировано в пахотном слое почвы (0–20 см), что непосредственно ограничивает водоснабжение корневой системы. Это особенно значимо с учетом того, что рассматриваемый период соответствует фазам цветения и молочной спелости, когда потребность озимой пшеницы во влаге очень высока. Полученные результаты для Белоглинского района Краснодарского края свидетельствуют о необходимости проведения первоочередных агротехнических мероприятий, направленных на сохранение почвенной влаги. Таким образом применяемый подход позволяет не только констатировать факт ухудшения агрометеорологических условий, но и количественно ранжировать лимитирующие факторы по степени их негативного воздействия на посевы, что повышает обоснованность принимаемых агрономических решений.

Принципиально иная картина агрометеорологических условий наблюдалась в Самарской области, где к третьей декаде мая зафиксировано улучшение условий вегетации относительно второй декады мая 2025 г. На рис. 7 приведена оценка количественного вклада изменений агрометеорологических параметров и спутниковых индексов за декаду в расчётную величину междекадного изменения ожидаемой урожайности озимой пшеницы для Большечерниговского района Самарской области для третьей декады мая относительно второй декады мая 2025 года.

Как видно из рисунка, ожидаемая урожайность озимой пшеницы на третью декаду мая увеличилась по сравнению с предыдущей декадой на 3,1 %. Все три группы факторов (спутниковые индексы, температурно-влажностные параметры и запасы продуктивной влаги в почве) сформировали положительный вклад в динамику ожидаемой урожайности. Вклад спутниковых индексов составил 0,2 ц/га (22,2 %), температурно-влажностных параметров – 0,4 ц/га (44,4 %), запасов продуктивной влаги в почве – 0,3 ц/га (33,3 %). Позитивным фактором формирования урожайности в рассматриваемый период являлись температурно-влажностные параметры, которые свидетельствуют об улучшении условий увлажнения и снижении атмосферной засухливости. Пополнение запасов продуктивной влаги, наиболее выраженное в слое почвы 0–20 см (+53,3 %), обеспечивает улучшение условий водоснабжения корневой системы в период активной вегетации. Рассматриваемый период соответствует фазам колошения и цветения озимой пшеницы. Положительная динамика спутниковых индексов – рост VCNi на 13,4 % и VCI на 19,3 % – дополнительно подтверждает улучшение общего состояния посевов. Таким образом, агрометеорологическая обстановка в Большечерниговском районе Самарской области к третьей декаде мая 2025 г. оценивается как благоприятная, что контрастирует с одновременно складывающейся неблагоприятной ситуацией в отдельных районах Краснодарского края и наглядно демонстрирует возможности разработанного подхода к выявлению пространственной неоднородности агрометеорологических условий.

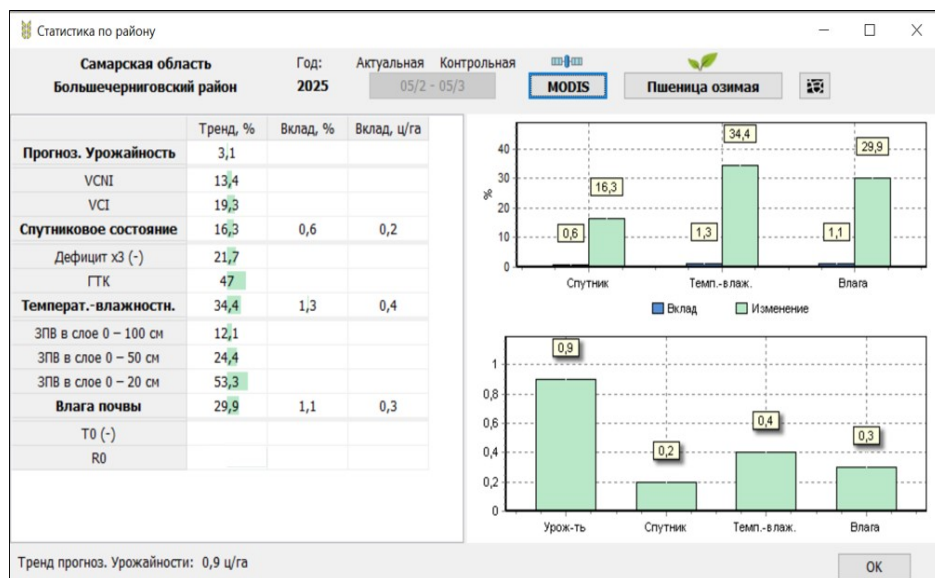


Рис. 7. Оценка количественного вклада изменений агрометеорологических параметров и спутниковых индексов за декаду в расчётную величину междекадного изменения ожидаемой урожайности озимой пшеницы для Большечерниговского района Самарской области для третьей декады мая относительно второй декады мая 2025 г.

Fig. 7. Assessment of the quantitative contribution of changes in agrometeorological parameters and satellite indices over a decade to the calculated value of the interdecadal change in the expected yield of winter wheat for the Bolshechernigovsky district of the Samara region for the third decade of May relative to the second decade of May 2025.

Таким образом, разработан метод подекадной диагностики вклада агрометеорологических факторов в продуктивность озимых зерновых культур (озимая пшеница), основанный на интегральном анализе спутниковых спектральных индексов (NDVI, VCI, VCNI) и наземных агрометеорологических параметров. Разработанный метод состоит из четырех последовательных этапов. На первом этапе строятся аналитические диаграммы, визуализирующие декадную динамику спутниковых и наземных агрометеорологических параметров на протяжении вегетационного периода. Затем вычисляются междекадные разности ожидаемой урожайности, что позволяет выявлять критические фазы формирования урожая и локализовать районы с выраженным снижением продуктивности. Далее рассчитываются междекадные разности метеорологических и спутниковых параметров с целью установления их влияния на динамику ожидаемой урожайности. Завершающим этапом служит ежедекадная количественная оценка вклада каждой группы показателей – спутниковых индексов и агрометеорологических параметров в ожидаемую урожайность озимой пшеницы.

Заключение

В процессе исследования разработан и апробирован метод подекадной количественной оценки вклада агрометеорологических условий в ожидаемую урожайность озимой пшеницы на основе комплексирования наземной и спутниковой информации. Разработанный метод позволяет оценить в количественной форме влияние отдельных факторов (агрометеорологических, спутниковых) на ожидаемую урожайность озимой пшеницы. При анализе ежедекадно проводится оценка прироста либо снижения ожидаемой урожайности в зависимости от изменения погодных условий, что позволяет выявлять лимитирующие факторы роста и развития посевов и более точно оценить ожидаемую урожайность. В рамках исследования созданы алгоритм и программные модули, обеспечивающие автоматизированную обработку, позволяющие получать ежедекадную динамику изменений используемых метеорологических и спутниковых факторов в разрезе районов. Программные средства для визуализации разработаны с использованием геоинформационной системы QGIS. Разработанный подход, в отличие от традиционных качественных оценок состояния посевов, позволяет не только констатировать факт ухудшения или улучшения агрометеорологических условий, но и количественно идентифицировать приоритетные лимитирующие факторы, что может повысить обоснованность принимаемых агрономических и управленческих решений.

Список литературы

1. Клещенко А.Д., Савицкая О.В. Оценка пространственно-временного распределения урожайности зерновых культур и стандартизованного индекса осадков (SPI) по спутниковой и наземной информации // Труды ГГО. 2014. Вып. 571. С. 147-161.
2. Клещенко А.Д., Савицкая О.В. Оценка возможности использования спутниковой информации для мониторинга засух на территории южных регионов России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 3 (393). С. 142-157. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-3-142-157>
3. Клещенко А.Д., Савицкая О.В., Косякин С.А. Оценка средней районной урожайности озимой пшеницы по спутниковой и наземной метеорологической информации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 3 (377). С. 103-121. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2020-3-103-121>
4. Лупян Е.А., Барталев С.А., Толпин В.А., Крашенинникова Ю. С. Возможности использования пространственно-временных вегетационных индексов на примере анализа аномальных условий развития озимых культур на Европейской части России в 2016 году // XIV Всероссийская открытая конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Сборник тезисов докладов. Москва, ИКИ РАН, 14-18 ноября 2016 г. С. 361.
5. Лупян Е.А., Прошин А.А., Бурцев М.А., Кашицкий А.В., Балашов И.В., Барталев С.А., Брилль А.А., Егоров В.А., Жарко В.О., Константинова А.М., Кобец Д.А., Мазуров А.А., Марченков В.В., Матвеев А.М., Миклашевич Т.С., Плотников Д.Е., Радченко М.В., Стыценок Ф.В., Сычуглов И.Г., Толпин В.А., Уваров И.А., Хвостиков С.А., Ховратович Т.С. Система «Вега-Science»: особенности построения, возможности и опыт использования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 6. С. 9-31.

6. Развитие методов агрометеорологического прогнозирования и технологий информационного обеспечения сельского хозяйства: отчет о НИР / Клещенко А.Д. Обнинск: ФГБУ «ВНИИСХМ», 2024. 146 с.
7. Селянинов Г.Т. Методика сельскохозяйственной характеристики климата // Мировой агроклиматический справочник. Л.-М.: Гидрометеиздат, 1937. 419 с.
8. Селянинов Г.Т. Происхождение и динамика засух // Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л.: Гидрометеиздат, 1958. С. 5-30.
9. Страшина А.И., Максименкова Т.А., Чуб О.В. Агрометеорологические особенности засухи 2010 года в России по сравнению с засухами прошлых лет // Труды Гидрометцентра России. 2011. Вып. 345. С. 171-188.
10. Ткачева Ю.В. Методика интерполяции кусочно-линейных данных об эмиссиях автотранспорта на регулярную модельную сетку // Труды Гидрометцентра России. 2018. Вып. 368. С. 170-180.
11. Толпин В.А., Лупян Е.А., Барталев С.А., Плотников Д.Е., Матвеев А.М. Возможности анализа состояния сельскохозяйственной растительности с использованием спутникового сервиса «ВЕГА» // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27, № 7. С. 581-586.
12. Щербенко Е.В. Дистанционные методы выявления сельскохозяйственной засухи // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2007. Т. 2, №. 4. С. 408-419.
13. Kogan F.N. NOAA / AVHRR Satellite Data-Based Indices for Monitoring Agricultural Droughts // Monitoring and Predicting Agricultural Drought. Oxford: University Press, 2005. P. 79-89.

References

1. Kleshchenko A.D., Savitskaya O.V. Otsenka prostranstvenno-vremennogo raspredeleniya urozhajnosti zernovykh kul'tur i standartizovannogo indeksa osadkov (SPI) po sputnikovoj i nazemnoj informatsii [Assessment of the spatio-temporal distribution of grain crop yields and the standardized precipitation index (SPI) using satellite and ground-based information]. *Trudy GGO [Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory]*, 2014, vip. 571, pp. 147-161 [in Russ.].
2. Kleshchenko A.D., Savitskaya O.V. Otsenka vozmozhnosti ispol'zovaniya sputnikovoj informatsii dlya monitoringa zasukh na territorii yuzhnykh regionov Rossii [Assessment of the possibility of using satellite information for monitoring droughts in the southern regions of Russia]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological research and forecasts]*, 2024, no. 3 (393), pp. 142-157. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-3-142-157> [in Russ.].
3. Kleshchenko A.D., Savitskaya O.V., Kosyakin S.A. Otsenka srednej rajonnoj urozhajnosti ozimoy pshenitsy po sputnikovoj i nazemnoj meteorologicheskoy informatsii [Estimation of average regional yield of winter wheat based on satellite and ground-based meteorological information]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological research and forecasts]*, 2020, no 3, pp. 103-121. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2020-3-103-121> [in Russ.].
4. Lupyan E.A., Bartalev S.A., Tolpin V.A., Krashennnikova Yu.S. Vozmozhnosti ispol'zovaniya prostranstvenno-vremennykh vegetatsionnykh indeksov na primere analiza anomal'nykh uslovii razvitiya ozimyykh kul'tur na Evropeiskoi chasti Rossii v 2016 godu [Possibilities of using spatiotemporal vegetation indices on the example of analysis of abnormal conditions for the development of winter crops in the European part of Russia in 2016]. *XIV Vserossiyskaya otkrytaya konferenciya "Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa" [Current problems in remote sensing of the Earth from space]*. Sbornik tezisev dokladov. Moscow, IKI PAS, November 14-18, 2016, pp. 361 [in Russ.].
5. Lupyan E.A., Proshin A.A., Burtsev M.A., Kashnitskij A.V., Balashov I.V., Bartalev S.A., Bril' A.A., Egorov V.A., Zharko V.O., Konstantinova A.M., Kobets D.A., Mazurov A.A., Marchenkov V.V., Matveev A.M., Miklashevich T.S., Plotnikov D.E., Radchenko M.V., Stytsenko F.V., Sychugov I.G., Tolpin V.A., Uvarov I.A., Khvostikov S.A., Khovratovich T.S. Sistema «Vega-Science»: osobennosti postroeniya, vozmozhnosti i opyt ispol'zovaniya [Vega-Science system: design

features, main capabilities and usage experience]. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [Current problems in remote sensing of the Earth from space], 2021, vol. 18, no 6, pp. 9-31 [in Russ.].

6. Razvitie metodov agrometeorologicheskogo prognozirovaniya i tekhnologij informatsionnogo obespecheniya sel'skogo khozyajstva: otchet o NIR [Development of methods of agrometeorological forecasting and technologies for information support of agriculture: research report]. *Kleshchenko A.D.* Obninsk: FGBU VNIISKHM, 2024, 146 p. [in Russ.].

7. *Selyaninov G.T.* Metodika sel'skhozajstvennoj harakteristiki klimata [Methodology of agricultural climate characteristics]. *Mirovoj agroklimaticheskij spravochnik*. Leningrad-Moscow: Gidrometeoizdat publ., 1937, 419 p. [in Russ.].

8. *Selyaninov G.T.* Proiskhozhdenie i dinamika zasukh [Origin and dynamics of droughts]. *Zasukhi v SSSR, ikh proiskhozhdenie, povtoryaemost' i vliyanie na urozhaj*. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1958, pp. 5-30 [in Russ.].

9. *Strashnaya A.I., Maksimenkova T.A., Chub O.V.* Agrometeorologicheskie osobennosti zasukhi 2010 goda v Rossii po sravneniyu s zasukhami proshlykh let [Agrometeorological features of a drought of 2010 in Russia in comparison with droughts of last years]. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of Hydrometcentre of Russia], 2011, vip. 345, pp. 171-188 [in Russ.].

10. *Tkacheva Yu.V.* Metodika interpolatsii kusochno-lineinykh dannykh ob emissiyakh avto-transporta na regul'yarnuyu model'nyuyu setku [Methodology for interpolating piecewise linear data on vehicle emissions onto a regular model grid]. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of Hydrometcentre of Russia], 2018, vip. 368, pp. 170-180 [in Russ.].

11. *Tolpin V.A., Lupyan E.A., Bartalev S.A., Plotnikov D.E., Matveev A.M.* Vozmozhnosti analiza sostoyaniya sel'skokhozyaistvennoi rastitel'nosti s ispol'zovaniem sputnikovogo servisa «VEGA» [Possibilities of agricultural vegetation condition analysis with the "VEGA" satellite service]. *Optika atmosfery i okeana*, 2014, vol. 27, no. 7, pp. 581-586 [in Russ.].

12. *Shcherbenko E.V.* Remote methods for detecting agricultural drought. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [Current problems in remote sensing of the Earth from space], 2007, vol. 2, no. 4, pp. 408-419 [in Russ.].

13. *Kogan F.N.* NOAA / AVHRR Satellite Data-Based Indices for Monitoring Agricultural Droughts. *Monitoring and Predicting Agricultural Drought*. Oxford: University Press, 2005, pp. 79-89.

Поступила 19.06.2026; принята в печать 22.10.2026.
Submitted 19.06.2026; accepted for publication 22.10.2026.

Гидрометеорологические исследования и прогнозы

№ 3 (401)

Под редакцией
д-ра геогр. наук А.А. Васильева

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 09.10.2026. Формат 70×100/16 Печать
офсетная. Печ. л. 11,5. Тираж 110 экз. Заказ № 0914
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»