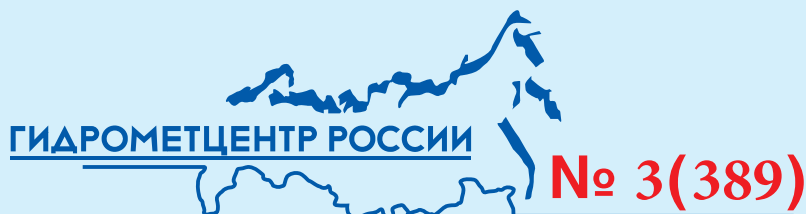


ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ



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 (389)

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

**HYDROMETEOROLOGICAL
RESEARCH and FORECASTING**

No. 3 (389)

Москва
2023

Гидрометеорологические исследования и прогнозы – научный рецензируемый журнал, продолжает серию периодического журнала «Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации» (ISSN 0371-7089). Издаётся с 1947 года.

Включен в Перечень рецензируемых научных изданий ВАК Минобрнауки с 01.12.2015 года.

Статьи, содержащиеся в сборнике, относятся к исследованиям гидрометеорологических процессов и явлений с целью их прогнозирования. Первая статья посвящена оценке радиолокационного наукастинга полей осадков. Две другие – расчету климатических характеристик осадков над Черным морем по данным региональных климатических моделей и изучению влияния атмосферных воздействий на крупномасштабную структуру океанографических полей. В разделе гидрологических прогнозов представлены исследования изменений гидрологических характеристик для бассейнов рек Северного Кавказа, реки Юкон (США) и реки Зеравшан (Таджикистан). В разделе климатических исследований рассматриваются изменение характеристик облачности на территории России и особенности развития активных конвективных процессов на Северном Кавказе и северо-восточном склоне Малого Кавказа.

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

Бориц 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

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

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

Страшина 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, МГУ имени М.В. Ломоносова, 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 papers in the present issue deal with the studies of hydrometeorological processes and phenomena for the purpose of their prediction. The first paper deals with the verification of the radar precipitation nowcasting. Two other papers consider the simulation of climatic characteristics of precipitation over the Black Sea with the data of regional climate models and investigate the impact of atmospheric forcing on the large-scale structure of oceanographic fields. The section of hydrological forecasting presents the studies of changes in hydrological characteristics for the basins of the North Caucasian rivers, Yukon River (USA), and Zeravshan River (Tajikistan). The section of climate research considers the change in cloud characteristics on the territory of Russia and specific features of development of active convective processes in the North Caucasus and on the northeastern slope of the Lesser Caucasus.

All papers contain important scientific and practical results that may be used in modern methods for hydrometeorological forecasting. The issue is of interest 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

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

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

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, Lomonosov Moscow State University, 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

Оценка радиолокационного наукастинга полей осадков 6
Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В.

Расчет климатических характеристик осадков над Черным морем по данным
региональных климатических моделей 59
Полонский А.Б., Сухонос П.А.

Расчеты и прогнозы элементов режима морей и океанов

Влияние короткопериодных вариаций атмосферных воздействий
на крупномасштабную структуру океанографических полей 75
Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Степанов В.Н., Струков Б.С.

Гидрологические прогнозы

Изменчивость сроков прохождения максимальных уровней воды
на реках Северного Кавказа 93
Мироненко А.А.

Долгосрочное прогнозирование сроков вскрытия реки Юкон
синоптико-статистическим методом 112
Павроз Ю.А.

Пространственное распределение метеорологических условий бассейна
реки Зеравшан и их корреляция со стоком реки Зеравшан 125
Норматов И.Ш., Шарофзода Ф.А., Норматов П.И., Аиуоров М.

Климатические исследования, обзоры

Изменение характеристик облачности на территории России 139
Коришнуова Н.Н., Дементьева Т.В.

Пространственно-временная изменчивость грозовой активности
на территории Северного Кавказа 152
Аджиев А.Х., Керефова З.М., Гятов Р.А.

Характеристики градовых процессов на северо-восточном склоне Малого Кавказа 165
Гусейнов Дж.С., Гулиев З.Г., Ибрагимова И.Т.

CONTENTS

Meteorological forecasts, mathematical modeling

Verification of the radar precipitation nowcasting 6
Muravev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V.

Simulation of climatic characteristics of precipitation over the Black Sea
 with the data of regional climate models 59
Polonsky A.B., Sukhonos P.A.

Computing and forecasting of the marine environment parameters

The influence of short-term variations in atmospheric forcing on the large-scale
 structure of oceanographic fields 75
Resnyanskii Yu.D., Zelenko A.A., Stepanov V.N., Strukov B.S.

Hydrological forecasts

The timing variability of maximum water levels in the rivers
 of the North Caucasus 93
Mironenko A.A.

Long-range forecasting of the ice break-up dates for the Yukon River
 by the synoptic statistical method 112
Pavroz Yu.A.

Spatial distribution of meteorological conditions in the Zeravshan River basin
 and their correlation with the Zeravshan River runoff 125
Normatov I.Sh., Sharofzoda F.A., Normatov P.I., Ashurov M.

Climate research, reviews

Changes in cloud characteristics on the territory of Russia 139
Korshunova N.N., Dementieva T.V.

Spatiotemporal variability of thunderstorm activity in the North Caucasus 152
Adzhiev A.H., Kerefova Z.M., Gyatov R.A.

Characteristics of Hail Processes on the Northeastern Slope
 of the Lesser Caucasus 165
Guseinov Dzh.S., Guliev Z.G., Ibragimova I.T.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-6-58>

УДК 551.509.313+551.509.324.2+551.508.85

Оценка радиолокационного наукастинга полей осадков

А.В. Муравьев, Д.Б. Киктев, А.В. Смирнов

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

Рассматривается метод "окрестной" оценки радиолокационного наукастинга полей осадков с помощью показателя FSS (Fractions Skill Score). Основная особенность метода состоит в оценках качества не в точках (или ячейках) полей, а в окрестностях этих точек (или ячеек). Верификация прогнозов полей приобретает вероятностный характер, благодаря чему устраняется известная опасность "двойного штрафования" при переходе от грубых расчетных сеток к более мелким. Более того, метод позволяет выделить такой интервал масштабов, в котором испытываемая модель порождает прогнозы, приемлемые или полезные как для синоптика-прогнозиста, так и для стороннего потребителя прогностической продукции.

Особенности и достоинства показателя FSS демонстрируются на данных радиолокационного наукастинга осадков в теплый и холодный периоды 2017–2018 гг. Использован информационный архив полей наблюдений и прогнозов в зонах обзора девяти радиолокаторов ДМРЛ-С на территориях ЦФО и СЗФО. Ввиду больших временных затрат на расчеты показателя протестирована возможность получения суммарных оценок по случайным выборкам. На основе выходной табличной и графической оценочной продукции сформулированы содержательные общие и частные выводы, стратифицированные по периодам года, радиолокаторам, порогам превышения интенсивности осадков и заблаговременности прогнозов.

Ключевые слова: наукастинг полей осадков, радиолокационные наблюдения, пространственная верификация прогнозов, окрестный метод оценки качества, показатель на основе пространственных долей (FSS)

Verification of the radar precipitation nowcasting

A.V. Muravev, D.B. Kiktev, A.V. Smirnov

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

The application of the Fraction Skill Score (FSS) to the radar nowcasting of precipitation fields is considered. The main feature of the method is that the quality is estimated not at the points (or cells) of the fields, but in their neighborhoods. Verification of field forecasts acquires a probabilistic character, due to which the well-known "double penalty" danger is eliminated when advancing from coarse computational grids to finer ones. Moreover, the method makes it possible to distinguish such range of scales within which the tested model generates forecasts that are acceptable or useful for both weather forecasters and third-party consumers of forecast products. The features and advantages of the FSS are demonstrated using the data of radar precipitation nowcasting in the warm and cold seasons of 2017–2018. An information archive of observation and forecast fields in the

coverage areas of nine DMRL-C radars on the territory of the Central and Northwestern federal districts was used. Due to the large time spent to calculate the skill score, the possibility of obtaining summary estimates based on random samples was tested. Based on the output tabular and graphical verification products, meaningful general and partial conclusions are formulated that are stratified by seasons, radars, thresholds for exceeding the precipitation intensity, and the forecast lead time.

Keywords: precipitation field nowcasting, radar observations, spatial forecast verification, neighborhood verification method, Fractions Skill Score (FSS)

Введение

В последние годы в исследовательских и оперативных метеорологических центрах большую популярность приобрела оценка качества прогноза метеорологических полей, предложенная в 2008 г. в статье [67] под названием Fractions Skill Score (FSS), что можно перевести словосочетанием "оценка качества с помощью пространственных долей". Основную причину широкого распространения в метеорологическом сообществе оценки FSS автор статьи [57], один из разработчиков и активный популяризатор этого показателя, видит в его "интуитивной ясности и простоте расчета". Благодаря упомянутым обстоятельствам, к настоящему времени хорошо известны достоинства и недостатки FSS, список которых можно найти в авторитетных статьях последних 15 лет [38, 39, 56–59, 66, 72, 73, 75]. Напомним, что пространственные методы верификации разрабатывались и внедрялись в дополнение и в противовес к стандартным точечным мерам качества для подавления "двойного штрафа" (double penalty) и для учета ошибок "почти промаха" (near miss errors) [2, 39, 45, 74].

При описании окрестных методов авторы [30] упоминают о многолетнем использовании в геофизике и геостатистике таких характеристик пространственной когерентности, как структурные функции и вариограммы. Добавим к этому, что простота оценки по долям достигнута на фоне глубоких и иногда замысловатых соотношений пространственно-временных масштабов в геофизике и метеорологии [1, 3, 5, 7, 16, 17, 49, 64], в геостатистике [6, 14, 44, 65]. В речной гидрологии известны соотношения между слоем осадков, площадью охвата и продолжительностью ливней [4, 78, 79], а в некоторых системах оперативного наукастинга осадков реализованы пространственные и динамические соотношения масштабов в облачных и дождевых системах, установленные около полувека назад [29, 68, 69].

Сильно расширилась и область приложения оценки FSS, вначале состоявшая почти исключительно из полей *осадков* и значительно реже из полей *скорости ветра*. К настоящему времени имеются примеры приложений к таким величинам и объектам, как *экстремальные осадки*, *облачность* [37, 52, 80], *горный ветер*, *шквалы*, *спиральность восходящего потока* [35, 43, 74, 76], *молниевая активность* [28], *положение кромки льда* [55], *нефтяной разлив* на морской поверхности [70].

Развитие моделей численного прогноза погоды (ЧПП) с разрешением конвекции вызвало потребность в стандартах оценок качества. Формат предложенной *оценочной карты* (scorecard) был описан в 2019 г. в статье [19], содержащей рекомендации применения "метрики" FSS к таким метеорологическим параметрам, как *осадки, нижняя граница облачности, видимость, отражаемость и спиральность восходящего потока*.

Наконец, благодаря метрическим и статистическим свойствам, показатель FSS был использован как *функция потерь* для глубокого обучения модели наукастинга конвекции по спутниковым наблюдениям [51].

В настоящее время место показателя FSS определено в группе *окрестных методов* (*neighbourhood*) *пространственной верификации*, ранее именовавшихся *нечеткими* (*fuzzy*) [2, 9, 34, 38, 45]. Несколько работоспособных окрестных методов было предложено уже к концу первого десятилетия этого века (в обзоре 2008 г. [38] перечислено 12 "нечетких" методов). Часть из них довольно быстро превратилась в регулярные оценки прогноза осадков высокого разрешения в национальных службах погоды, например, в Великобритании, Франции, Австралии, Германии, Финляндии и т. д. [38, 39].

Развитию пространственных методов верификации способствовали такие факторы, как доступность новых источников данных (например, от радиолокаторов и спутников), возросшие специфические потребности пользователей прогностической продукции, развитие моделей и прогнозов высокого пространственного и временного разрешения [34].

Идеальным полигоном испытания новых методов являются международные исследовательские и прогностические демонстрационные проекты, осуществляемые под руководством ВМО, как, например, проект FROST-2014 для метеорологического обеспечения Олимпиады в Сочи в 2014 г. [8, 50]. Для применения новых методов оценки прогнозов имелись все условия, перечисленные в обзоре [34]. Во-первых, метеорологическая сеть была насыщена новейшими аппаратными средствами, включая поляризационный радиолокатор на г. Ахун. Во-вторых, были четко сформулированы специфичные требования руководства соревнований к точности и своевременности прогнозов сверхвысокого разрешения. Наконец, задействованные отечественные и зарубежные гидродинамические модели отвечали наивысшим научно-техническим критериям того времени. В частности, прогнозы поступали в расчетных сетках с шагом от 7 км до 200 м. В общей сложности были развернуты системы трех типов прогнозов: наукастинг на ближайшие часы, краткосрочный прогноз на первые сутки и ансамблевый краткосрочный прогноз [8].

Одним из первых отечественных приложений пространственных методов верификации было сопоставление в районе Сочи прогностических полей осадков от моделей ЧПП с полями радиолокационных оценок осадков [60, 61]. Применялись объектно-ориентированный (CRA, Contiguous Rain Area [38]) и окрестный (FSS) методы верификации, реализованные

в программном комплексе SpatialVx в среде языка R [46]. Приобретенные знания и умения были использованы в проекте INSPECT консорциума COSMO, стартовавшем в 2015 г. с целью тестирования и усовершенствования тех методов и компьютерных средств, которые активно исследовались в ходе выполнения международного проекта MesoVICT (Mesoscale Verification Inter-Comparison over Complex Terrain, 2014–2019 гг.) [27].

В 2015 г. в Гидрометцентре России начались работы по созданию системы наукастинга осадков на основе радиолокационных данных отечественной сети ДМРЛ-С. После 2016 г. пространственные оценки качества системы наукастинга осадков проводились в рамках научно-исследовательских тем Росгидромета (с 2017 г.) и научного проекта консорциума COSMO под названием AWARE (Appraisal of Challenging Weather forecasts, 2019–2020 гг.) [48]. В докладах на семинарах COSMO [31–33] изложены результаты объектно-ориентированной оценки наукастинга осадков в теплый период 2018 г. с помощью метода CRA. Содержание и значение международных научных проектов по пространственной верификации, а также примеры приложений методов в отечественной практике детально описаны в обзорной статье [2].

В Гидрометцентре России – по инициативе Н.Ф. Вельтищева – также рассчитывались пространственные оценки прогнозов оперативных мезомасштабных моделей по данным сетей ДМРЛ-С и станционных наблюдений [11–13]. Первые результаты приложения объектно-ориентированной методики [36] к отечественным прогностическим данным были опубликованы В.З. Кисельниковой в 2013 году.

Сделаем общее замечание об объектно-ориентированном и окрестном методах верификации. В упомянутой классификации [45] они отнесены в различные категории методов *смещения* и методов *фильтрации* соответственно (displacement and filtering methods). Применение окрестного метода заключается в *фильтрации* исходных полей с выделением пространственного масштаба и последующим расчетом произвольной оценки различия как функции масштаба. Если внимание фокусируется не на пространственном масштабе, а на связных областях (*объектах*), выделяемых пороговым значением величины, то речь идет об *объектно-ориентированных* методах верификации [36]. Пространственные объекты в полях радиолокационных осадков были исследованы в наших работах в связи с оценками качества статистического наукастинга [19–21, 23] и будут частично использованы в данной статье.

В работе представлены окрестные оценки прогноза осадков системой наукастинга Гидрометцентра России в 2017–2018 гг. В это время расчетным ядром системы служила модель STEPS версии 2017 г. [29], которая эксплуатировалась в параллельном режиме на продукции девяти радиолокаторов ДМРЛ-С (рис. 1). На вход системы наукастинга подавались "плоские карты", или *поля осадков* в разрешении 1×1 км в сетке 504×504 [15].

Методология прогнозирования построена на спектральном разложении полей радиолокационных осадков в каскады и на статистической экстраполяции каскадов методом оптического потока [10]. В настоящее время эксплуатируется версия модели STEPS (pySTEPS) [63], обрабатывающая объединенное радиолокационное поле осадков размером 1951×2151 в километровом разрешении. Композит строится на наблюдениях около 30 ДМРЛ-С, развернутых на Европейской территории России [24]. Несмотря на довольно гладкое "сшивание" отдельных кругов обзора в единое поле, особенности радиолокаторов (концентричность полей в зонах обзора, теневые зоны, местные помехи, специфика калибровок по наземным данным и т. д.) продолжают проявляться в статистических характеристиках этих полей и в полях точечных показателей качества. Именно по этой причине важно рассчитывать, накапливать и по возможности учитывать характеристики наукастинга по индивидуальным радиолокаторам объединенной системы.

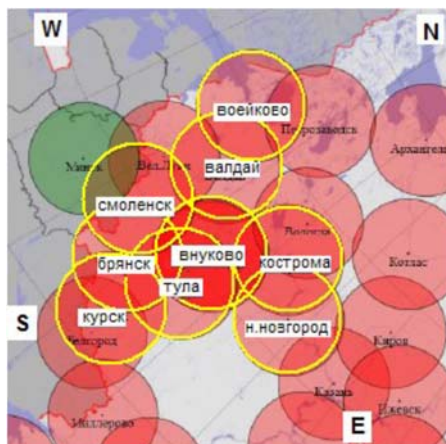


Рис. 1. Расположение девяти радиолокаторов ДМРЛ-С системы ЦАО (выделены желтыми окружностями) на территории ЦФО с указанием местоположений в центрах кругов обзора радиуса 250 км. Буквами N, S, W и E указаны условные направления на стороны света.

Fig. 1. Positioning of nine ДМРЛ-С radars of the CAO network (yellow circles) on the CDF territory with settlements at centers of the survey circles of 250 km radius. The letters N, S, W and E indicate the conditional directions to the cardinal points.

1. Архив данных, особенности полей осадков и планирование экспериментов

Условия и результаты испытаний системы наукастинга в "теплый" и "холодный" периоды года (май–сентябрь 2017 г. и ноябрь 2017 – март 2018 г. соответственно) были опубликованы в [23, 25], здесь приведем лишь основные сведения.

Начальные данные и контрольные поля для верификации поставлялись с девяти радиолокаторов (р/л) Центрального федерального округа (ЦФО) в следующих местоположениях (рис. 1): Курск (RAKU), Тула (RATL), Внуково (RAVN), Воейково (RAVO), Брянск (RUDB), Кострома (RUDK), Смоленск (RUDL), Нижний Новгород (RUDN) и Валдай (RUWJ); в скобках указаны идентификаторы р/л. Радиолокационные поля использованы в качестве контрольных из-за отсутствия независимых данных сопоставимого пространственно-временного разрешения.

Прогнозы на 2.5 часа через 10 минут обновлялись каждые 10 минут по мере поступления вторичной радиолокационной информации с серверов Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО). Исходные поля радиолокационных осадков имели размер 504×504 (разрешение 1 км), но начальные и прогностические поля для модели STEPS переводились прореживанием на сетку 256×256 (разрешение около 2 км). Угловые точки поля вне вписанных кругов обзора заполнялись в ЦАО либо данными смежных локаторов, либо фиктивными нулевыми значениями, которые позже стали заполняться метками отсутствующих данных и в таком формате учитываться в процедурах наукастинга и оценок качества [19].

Количество прогнозов по большинству р/л составило порядка 20 тысяч в каждый период, что сделало возможным сопоставление соответствующих оценок качества.

Было отмечено несколько систематических пространственных особенностей прогностических полей и полей показателей качества. Приведем для локатора Внуково (RAVN) карты суммарных осадков полей наблюдения (504×504) (рис. 2а, в) и 10-минутного прогноза (256×256) (рис. 2г, д), а также карты показателя Пирса-Обухова по трем категориям осадков для прогноза на 10 минут (рис. 3).

Во-первых, в оба периода происходит заметное сглаживание благодаря предварительной пространственной интерполяции и двумерному фильтру Фурье на этапе выделения каскадов; на рис. 2в и 2г этот эффект виден в полях прогноза на первые 10 минут. Спектральное сглаживание вместе с подавлением деталей реального поля заполняет числовыми данными некоторые теневые области (рис. 2а, в).

Во-вторых, в холодный период в прогностических полях и, менее контрастно, в полях показателей качества проявляются круговые структуры, почти незаметные в аналогичных полях теплого периода года (рис. 2 и 3). Это явление объясняется в первую очередь известным ограничением радиолокационного метода метеонаблюдений в этот период – подъемом луча локатора из-за кривизны Земли выше верхней границы низких слоистообразных облаков на дистанциях больше 120–150 км [15]. Именно это порождает круговые области уменьшающихся значений интенсивности и метрик качества: сумма осадков и качество прогноза оказываются функциями расстояний от локатора – чем дальше, тем сумма меньше и качество "хуже"

(рис. 2в, г и рис. 3г, д) [26]. На рис. 3д и 3е края обзора заполнены отрицательными значениями показателя Пирса-Обухова – здесь доля ложных тревог превышает долю попаданий.

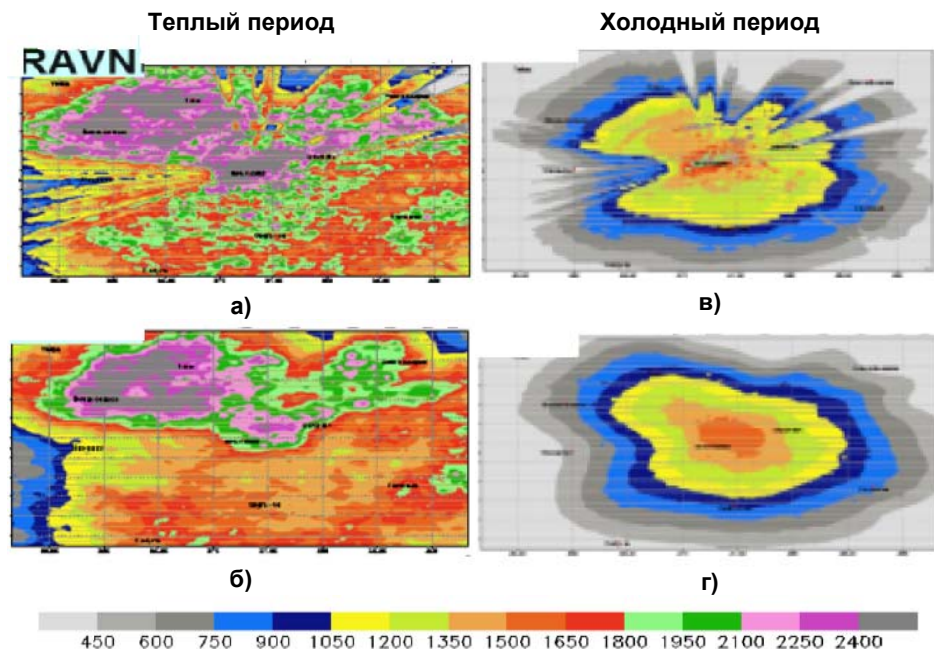


Рис. 2. Накопленные суммы радиолокационных (а, в) и прогностических (б, г) осадков на 10 мин за теплый (а, б) и холодный (в, г) периоды года по р/л на ЕТР. Единица измерения – [мм/ч], градуировка палитры – [мм·6/ч]. Суммирование проводится по синхронизированным срокам прогнозов заблаговременностью 10 мин.

Fig. 2. Accumulated sums of radar (а, в) and 10-min forecast (б, г) precipitation for the warm (а, б) and cold (в, г) periods of the year obtained from radars located on the European territory of Russia (ETR). The unit of measurement is [mm/h], the calibration of palette is [mm·6/h]. Sums are calculated over synchronized sequence with 10 minute forecasts.

Наконец, в холодный период из-за быстро уменьшающихся объемов выборок на высоких порогах интенсивности происходит существенная потеря связности полей категориальных показателей (рис. 3д, е). В дополнение к рис. 3 заметим, что в поле попаданий и в поле промахов для порога 4 мм/ч примерно 75 % точек были нулевыми; очевидно, велико пересечение, в котором ноль делится на ноль. Следует также учитывать, что в холодный период интенсивность осадков примерно вдвое ниже интенсивности в теплый период, поэтому в категориальных оценках качества сравнение рекомендуется проводить для разных порогов, например, на рис. 3 – это пары 4 мм/ч для теплого и 2 мм/ч для холодного периодов. Если нет

необходимости контролировать интенсивность осадков, то при достаточном объеме данных можно использовать квантильное определение порогов. В нашем случае был важен учет конкретной интенсивности.

RAVN, теплый период PSS (10 min frc)

Холодный период

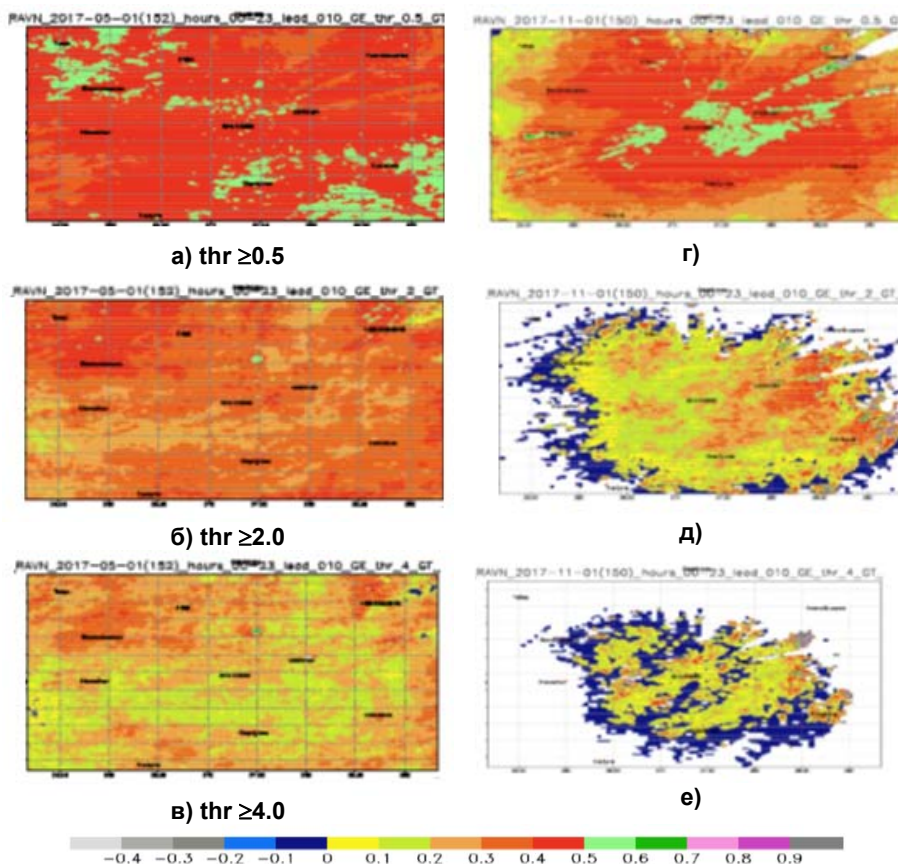


Рис. 3. Оценка Пирса-Обухова прогноза осадков на 10 мин в круге обзора р/л Внуково (RAVN) в теплый (а, б, в) и холодный (г, д, е) периоды года. Пороги превышения: 0.5 (а, г), 2 (б, д) и 4 (в, е) мм/ч. Белым цветом обозначен маркер бесконечного значения (inf).

Fig. 3. Peirce-Obukhov Skill Score for 10 min precipitation forecast in the survey circle of Vnukovo radar (RAVN). Exceedance thresholds: 0.5 (а, г), 2 (б, д) и 4 (в, е) mm/h. White color denotes infinite value label (inf).

На расчеты FSS тратится огромное количество процессорного времени, так как для каждого радиолокатора и одной заблаговременности имеется около 40 тыс. прогнозов с примерно таким же количеством пар полей для верификации, при этом оценка качества рассчитывается для набора порогов и для последовательно растущих окрестностей. Но очевидно, что расчет по всем парам полей не имеет смысла, так как большинство полей

окажутся "сухими". Кроме того, что расчеты будут проводиться вхолостую, показатель FSS может проявить чувствительность к парам пустых окрестностей с "раздуванием" мнимого качества [57]. В исследованиях осадков важнейшими были и остаются проблемы моделирования и прогнозирования сильных дождей, оценок их пространственной интенсивности, продолжительности и областей покрытия (особенно в задачах гидрологии [78, 79]). Верификация прогнозирования и радиолокационных оценок характеристик конвекции, гроз и ливней проводится, как правило, на отдельных случаях штормов и штормовых ситуаций с последующим агрегированием показателей качества и эффективности. Как известно, результаты верификации и их финальное агрегирование считаются корректными при соблюдении правил статистической независимости, которые часто сводятся к некоторым эвристическим оценкам физической независимости процессов и явлений.

В [19] описана методика автоматизированного выделения синоптических ситуаций, содержащих поля с областями осадков большой и максимальной площади для приложения теории экстремальных величин, в частности для разработки модели "пиков над порогом" с помощью обобщенного распределения Парето [20, 21]. Для этих целей были формализованы понятия *области*, *объекта* и *ситуации*. В поле осадков *область* выделяется пороговым значением, определяемым на основе статистических характеристик накопленного архива полей и с учетом климатологии осадков. Был выбран порог 1 мм/ч, так как для 10-минутных сумм радиолокационных осадков он является в климатологическом смысле достаточно высоким для средних широт, что обеспечивает не только заметные по площади объекты, но и временную непрерывность полей с этими объектами. Предполагается, что такая последовательность отражает отдельную синоптическую ситуацию, *условно* независимую с физической точки зрения. Этот порог предусмотрен опцией *threshold* функции *поиска объектов* *FeatureFinder()* библиотеки *SpatialVx* и называется *порогом идентификации объекта*. Важно уточнить, что объект идентифицируется как *односвязная область после* пространственного сглаживания исходного поля по *радиусу пространственного осреднения*. *Односвязность* означает, что объект состоит из точек поля, в которых значение интенсивности не меньше 1 мм/ч. Задание радиуса осреднения также невозможно без предварительного экспериментирования с накопленным архивом. Пространственное осреднение должно, с одной стороны, позволять соотносить выделенные объекты с известными мезомасштабными синоптическими процессами, а, с другой стороны, не усложнять задачу "спаривания" объектов в поле прогноза с объектами в поле наблюдения. В результате был выбран радиус осреднения в 9 узлов сетки, т. е. примерно 18 км. Функция *FeatureFinder()* имеет опцию *минимального объекта* для формирования выборок объектов желательного, в нашем случае значительного размера. Размер (или площадь) объекта оценивается по количеству попадающих в него узлов

(или ячеек); при таком определении связная одномерная «линия» всегда имеет ненулевую «площадь». Так как эксперименты с объектно-ориентированными и окрестными методами верификации планировались совместно, то минимальные размеры были унаследованы как наборы *параметров положения* Парето, равные 625=25×25, 900, 1225, 1600=40×40 узлов сетки. Для расчетов FSS подбирались поля с наличием объектов, площадь которых не меньше 1600 точек (эквивалент квадрата со стороной около 80 км). Выбор такой пороговой площади позволяет оценить качество модели в прогнозировании синоптических ситуаций, близких к экстремальным по площади покрытия осадками.

Общее количество полей наблюдения и прогнозов для разных заблаговременностей по данным девяти ДМРЛ-С с объектами размера не менее 1600 точек (в оба периода года) собрано в [19, табл. 8]. Будем называть такие поля *соответствующими*. В теплый период было выделено в среднем около 3000 соответствующих радиолокационных полей: для девяти р/л в диапазоне от 2147 (RAVN) до 3755 (RUWJ). В холодный период количество соответствующих полей оказалось менее равномерным: в среднем около 600 полей, но в диапазоне от 130 (RAVN) до 1387 (RAKU). Сходное количество соответствующих полей насчитывается в полях для всех заблаговременностей; например, для локатора Курск (RAVO) в наблюдениях в теплый (холодный) период обнаружено 2843 (1387) соответствующих полей, а во всех прогнозах обнаружено 2550–2560 (1495–1564) таких полей. Выборки пар полей наблюдение-прогноз для приложения показателя FSS формировались на основе соответствующих полей р/л наблюдений и синхронизированных полей прогнозов.

Ввиду вышесказанного эксперименты с расчетом FSS были проведены в два этапа. На первом этапе для экономии расчетного времени и для частичного устранения сильной статистической зависимости полей одной ситуации был реализован прием случайного выбора (без повтора) 200 сроков из архива наблюдений [18]. На втором этапе для ограниченного числа локаторов и для одной заблаговременности (60 минут) в расчетах использованы полные выборки пар полей для верификации.

2. Определение, свойства и алгоритмическая сложность показателя FSS

Физический и статистический смысл показателя FSS довольно прост, мы приведем здесь его описание, опираясь на изложение [67]. Предположим, что объектом верификации является поле осадков, представленное прямоугольной матрицей чисел размером $N \times M$, и оценивается качество прогноза осадков, превышающих некоторое пороговое значение. Будем интерпретировать поле не как набор точек, а как набор ячеек, в которые наливаются осадки. Назовем превышение порога *явлением дождя* и представим все ячейки в бинарном виде из нулей и единиц: 1 – для факта дождя, 0 – для его отсутствия.

Введем понятие *окрестности* каждой ячейки поля, включая граничные ячейки, в виде квадратного окна с центром в данной ячейке. Таким образом, сторона окна состоит из нечетного количества ячеек, которое может меняться от 1 до $2 \cdot \max(N, M) - 1$. Фиктивные ячейки окрестностей вне исходного поля не заполняются константами отсутствия, а обнуляются, что, по мнению авторов [67], мало влияет на конечные результаты, но, по нашему мнению, требует отдельной проверки. *Масштабом сетки* называется размер ячейки в каких-либо площадных единицах, например, в кв. км или в линейных единицах по длине стороны ячейки. Если считать размер ячейки изначально единичным, то в качестве характеристики размера выделенного квадратного окна можно взять количество ячеек на стороне окна.

Назовем *пространственной долей* (или просто *долей*) относительную частоту P дождя в окрестности, т. е. отношение количества ячеек "с дождем" к полному количеству ячеек в окне. В качестве меры различия (score) выбираем среднюю сумму $FBS_{(n)}$ квадратов разности соответствующих долей в окрестностях размера n в поле прогноза и в поле наблюдения с N ячейками:

$$FBS_{(n)} = \frac{1}{N} \sum (P_{frc(n)} - P_{obs(n)})^2. \quad (1)$$

Оценка $FBS_{(n)}$ – это аббревиатура словосочетания Fractions Brier Score в честь оценки Брайера для вероятностных прогнозов.

Оценка *мастерства* (skill score) рассчитывается по формуле:

$$FSS_{(n)} = 1 - FBS_{(n)} / FBS_{(n)ref},$$

где $FBS_{(n)ref}$ – максимально возможное значение $FBS_{(n)}$ для двух долей, т. е. средняя сумма квадратов этих долей. При расчетах пользуются формулировкой через суммы:

$$FSS_{(n)} = 1 - \frac{\sum (P_{frc(n)} - P_{obs(n)})^2}{\sum P_{frc(n)}^2 + \sum P_{obs(n)}^2}. \quad (2)$$

Запись $FSS_{(n)}$ делает показатель положительно ориентированным: чем он больше, тем прогноз лучше; он равен 1 при идеальном прогнозе и 0 – при полностью несовпадающем прогнозе. При расчете формулы для $FSS_{(n)}$ в ситуации с нулевыми осадками в прогнозе и наблюдении возникают нетривиальные последствия, которые обязательно следует учитывать [57, 67]. Очевидно, для $n=1$ (*масштаб сетки*, grid scale) оценка FSS совпадает с классической оценкой Брайера для верификации вероятностных прогнозов.

Результаты расчетов для набора окон с последовательно растущим размером представляются в виде графика зависимости FSS от *выделенных масштабов* (рис. 4), при этом в большинстве случаев увеличение масштаба

(апскейлинг) приводит к постепенному росту FSS от значения, близкого к 0, до некоторого уровня "насыщения" AFSS.

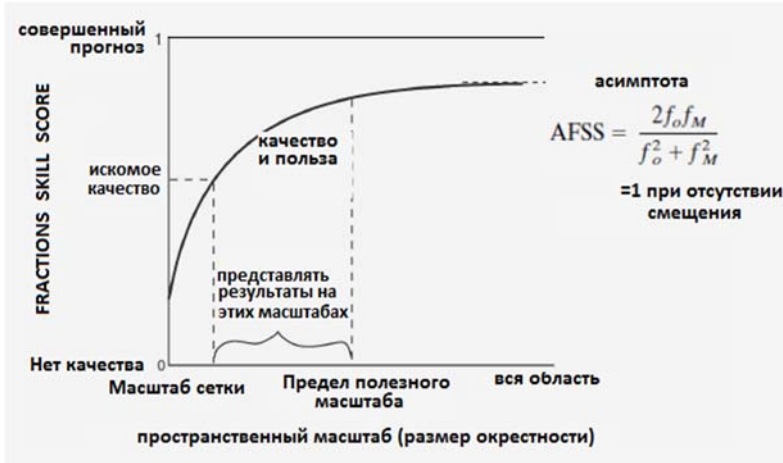


Рис. 4. Схематическое представление показателя FSS относительно пространственного масштаба.

Fig. 4. Schematic diagram of the FSS relative to the spatial scale.

Предельный уровень AFSS на максимальном масштабе и при наличии систематического смещения (сдвига), то есть при неравенстве количества единиц в обоих полях ($f_{obs} \neq f_{frc}$), равен

$$AFSS = 1 - \frac{(f_{obs} - f_{frc})^2}{f_{obs}^2 + f_{frc}^2} = \frac{2f_{obs}f_{frc}}{f_{obs}^2 + f_{frc}^2}, \quad (3)$$

где f_{obs} – наблюдаемая повторяемость (доля единиц во всем поле наблюдения); f_{frc} – прогностическая повторяемость (доля единиц во всем прогностическом поле).

Оценка FSS обладает важнейшим свойством для моделирования и прогнозирования, которое заключается в возможности отделения масштабов, не предсказуемых или трудно предсказуемых на основе испытываемой модели, от тех масштабов, в которых модель способна производить прогнозы удовлетворительного качества. По этой причине название статьи Робертса и Лина [64] начинается со словосочетания "scale-selective verification", т. е. верификация с выбором (или с целью выбора) масштаба. Прогнозы в меньших масштабах выпускать не рекомендуется, так как здесь доминирует "синоптический шум" и ошибки растут наиболее быстро в полном соответствии с представлениями о предсказуемости процессов [53]. Известно, что если при таких условиях оценивать прогнозы по точкам, то модель высокого разрешения (например, ~1 км) может оказаться хуже

модели грубого разрешения (~ 10 км) [54], что, как упоминалось во введении, вызвало рост интереса к *нетрадиционным* пространственным оценкам прогностических полей. Наименьший представительский масштаб определяется точностью сеточных решений ЧПП и должен превышать "эффективное разрешение" мезомасштабной модели [71], равное примерно семи шагам расчетной сетки, а наибольший должен определяться при компромиссном учете требований пользователя, расчетных затрат и допустимого качества прогнозов.

На графике рис. 4, помимо *уровня насыщения*, выделяются еще два важных уровня FSS, зависящие от повторяемости дождя в поле наблюдения (f_{obs}): уровень *случайного прогноза* (FSS_{random}), равный f_{obs} , и уровень *однородного прогноза* ($FSS_{uniform}$), равный $0.5 + f_{obs}/2$. Более детальное описание и мотивировка введения этих уровней даны в [64].

Наименьший масштаб, в котором FSS превышает значение $FSS_{uniform}$, называют *качественным* (skillful scale), иногда – *полезным, приемлемым* масштабом [39]. Предполагается, что пользователю легче воспринять данную величину в качестве контрольной, чем само значение показателя, поэтому этот уровень называют также *целевым качеством* (target skill) с записью показателя с другим индексом (FSS_{useful}) [58].

Во введении обсуждались расширяющиеся области приложения показателя FSS. Добавим несколько замечаний о некоторых важных, по нашему мнению, конструктивных элементах алгоритма расчета.

При определении показателя говорилось об окрестностях в форме сеточных квадратов (окон), хотя на практике используются также круговые формы. С помощью квадратов и кругов проще перейти к понятию пространственного масштаба и легко реализовать расчетный алгоритм, хотя для анализа прогноза линии шквалов, фронтов или топографически обусловленных элементов погоды были бы лучше вводить окрестности, отражающие их формы [39]. Возникает вопрос о количестве окрестностей в домене, которое в [67] точно равно полному количеству точек (или ячеек) в домене. Это существенно упрощает расчеты, в которых при таком подходе центры окон (или кругов), попадающие на границы или вблизи них, включаются в общие оценки долей, несмотря на то, что части окрестностей, попадающие внутрь домена, относятся к другим масштабам. Так, в квадратном домене угловые точки будут соответствовать лишь четверти размера выбранного окна, а остальные граничные точки – не более чем половине данного размера на каждом шаге расчетного цикла. Если же использовать только внутренние окрестности домена, то оценки долей в разных окнах будут рассчитываться на выборках разного объема. Возникающие вопросы также решаются с разной степенью общности (см., например, [62, 74, 75]).

Наконец, прямоугольная форма границы области верификации (домена) также используется для удобства организации расчетных циклов. На практике домены имеют иногда сложные геометрические особенности, включая не только нестандартную форму границ, но и несвязность поля

из-за внутренних пустот, которые должны заполняться константами отсутствия или малозначащими числами. В частности, до 2019 г. система наукастинга осадков Гидрометцентра России работала в режиме параллельного прогнозирования в отдельных кругах обзора девяти ДМРЛ на территории ЦФО, с данными в квадратных матрицах размера 504×504 [25]. В 2020 г. в систему наукастинга были подключены данные около 30 радиолокаторов, а поля осадков стали представляться в виде квадратных матриц размером 2151×1951 . В состав объединенных полей (композигов) вошли граничные и внутренние области с константами отсутствия, учет которых потребовал довольно значительных усилий при оценках качества прогнозов [19]. Проблемы границ произвольной формы и наличия констант отсутствия обсуждаются, например, в статье [62], однако в каждом конкретном случае приходится решать специфические задачи и прибегать к особым приемам обработки данных.

Как говорилось выше, критической проблемой окрестной верификации являются вычислительные затраты, заставляющие сокращать выборки пар полей и прореживать последовательности окрестностей, относительно которых строятся графики зависимости FSS(scale).

В этой связи чрезвычайно важными являются разработки более эффективных алгоритмов расчета. В функциях расчета FSS математического пакета SpatialVx на этапе пространственной фильтрации предусмотрена опция быстрого преобразования Фурье (БПФ) [46], внедренная в пакет в 2013 г. [47]. В 2015 г. для увеличения эффективности расчета FSS был предложен алгоритм компьютерной графики под названием *таблицы суммированных площадей* (summed area tables) [40], вычислительная сложность которого имеет порядок $O(M)$ ("О большое от М"), где М – количество ячеек расчетной сетки. С ростом размера окрестности вычислительная сложность БПФ, имеющая порядок $O(M \log M)$, быстро возрастает в сравнении со сложностью алгоритма *суммированных площадей*, которая инвариантна относительно внутренних масштабов. Этот алгоритм уже применяется в практике окрестных оценок, в частности в пакете пространственной оценки поля ветра в среде языка R [74].

3. Результаты экспериментов

Напомним, что поисковик *объектов* FeatureFinder настроен следующими параметрами пространственного осреднения, идентификации и размеров объекта: `smooth=9`, `thresh=1.0`, `min_size=40×40=1600` и `max_size=128×128=16384`. Ограничение объектов максимально допустимым размером, составляющим четверть размера исходной матрицы в $256 \times 256 = 65536$ узлов, предпринято для исключения областей сплошных осадков, с большой вероятностью занимающих зоны обзора нескольких локаторов. Области такого размера затрудняют объектно-ориентированные

оценки качества и нарушают корректность сопоставления значений FSS с внутренними областями исходного домена.

Для каждого радиолокатора формируется список сроков наблюдений и прогнозов заблаговременностей 30, 60, 90, 120 и 150 мин. В теплый период года из около 20 тысяч исходных радиолокационных полей одного локатора отбирается порядка двух-трех тысяч полей с выделенными *объектами* в полях наблюдений (прогностические поля произвольны). В холодный период количество соответствующих полей примерно в два-три раза меньше.

Как и в предыдущих работах по верификации наукастинга осадков [19, 23, 25], используется функция квартильного анализа `summary()` языка R, с помощью которой в последующем выбирается обобщенная (агрегированная) оценка для всего периода испытаний. Функция `summary()` рассчитывает минимум, 25%-ный квантиль, медиану, среднее значение, 75%-ный квантиль, максимум, интерквартильный размах и стандартное отклонение. По результатам статистических экспериментов в качестве агрегированной оценки FSS выбрано медианное значение. Ниже демонстрируются числовые, табличные и графические результаты оценки показателя FSS, характеризующие особенности наукастинга для различных комбинаций параметров верификации. Полный набор этих параметров таков: период года (теплый и холодный), радиолокатор (девять ДМРЛ-С), заблаговременность прогноза (30, 60, 90, 120 и 150 мин), порог интенсивности осадков для оценки превышения (0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, 3, 4 и 5 мм/ч).

3.1. Медианные оценки FSS по случайным выборкам: масштаб приемлемого прогноза

Случайная выборка для верификации состоит примерно из 200 пар полей наблюдение-прогноз. Вначале рассмотрим самый простой способ представления FSS с указанием уровня *приемлемого* прогноза, за который примем значение $FSS_{\text{accept}} = FSS = 0.5$, близкое к FSS_{usefu} при небольших f_{obs} .

Рассмотрим рис. 5, на котором размещены *медианные* оценки FSS прогноза на 60 мин превышений интенсивности 0.5, 1, 2, 3 и 4 мм/ч по данным обоих периодов. Панели помечены идентификаторами ДМРЛ-С, размещенных на рисунке по схеме статей [23, 25].

Каждая из девяти панелей состоит из двух частей: слева графики FSS для теплого периода, справа – для холодного периода. Координаты записаны в нечетных числах, соответствующих длине половины стороны квадратного окна, а истинный масштаб в кв. км равен квадрату удвоенного числа $2(k-1)+1$. Первой координате соответствует квадрат со стороной 2 км, второй координате ($k=3$) – со стороной 10 км и т. д. до координаты $k=21$, соответствующей стороне квадратного окна длиной 82 км.

На рисунке отчетливо видно общее сходство всех графиков теплого периода и холодного периода по отдельности, что свидетельствует об относительном сходстве качества наукастинга по данным всех локаторов.

Это в свою очередь означает, что и различия между результатами холодного и теплого периодов носят систематический характер, отражающий, возможно, климатические особенности полей осадков на территории ЦФО.

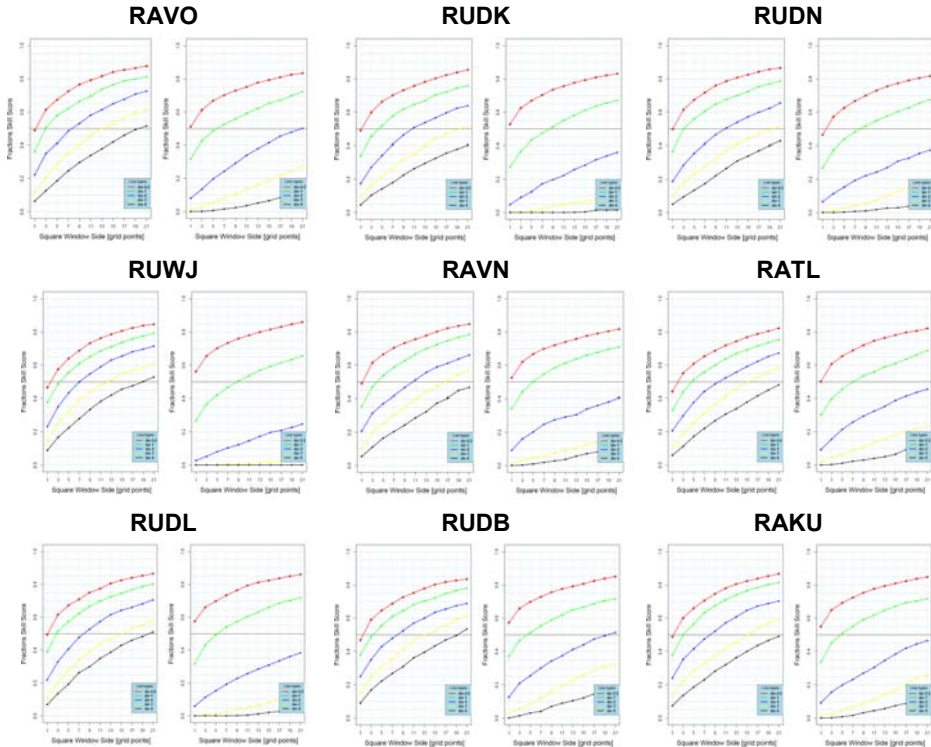


Рис. 5. Медианные оценки качества наукастинга интенсивности осадков на 60 мин в категориях превышений порогов (мм/ч): 0.5 (красный), 1 (зеленый), 2 (голубой), 3 (желтый) и 4 (черный). Линия 0.5 – контрольный уровень качества, соответствующий показателю Пирса-Обухова PSS=0.5 и оценке угроз CSI=0.333.

Fig. 5. Median rainfall intensity nowcasting quality scores for 60 min in threshold exceedance categories (mm/h): 0.5 (red), 1 (green), 2 (blue), 3 (yellow), and 4 (black). The 0.5 line denotes a reference quality level, corresponding to the Peirce Skill Score equaling PSS=0.5, and the Critical Success Index equaling CSI=0.333.

Обычно чем больше порог интенсивности осадков, тем ниже значение FSS. Для некоторых порогов кривые FSS не достигают приемлемого качества до конца графика: это означает, что в соответствующих окнах поля прогноза и поля наблюдения либо совсем нет ячеек с осадками этой категории, либо они не встречаются в соответствующих окнах площадью меньше 82 кв. км.

Кривые FSS холодного периода расположены заметно ниже одноцветных кривых теплого периода. Однако существует сходство кривых разных

цветов, возникающее в согласии с климатическими свойствами интенсивности осадков: в средних широтах в теплый период года интенсивность осадков вдвое-втрое выше интенсивности в холодный период. В частности, почти идеальное удвоение наблюдается на панели для локатора Воейково: красная кривая (0.5 мм/ч) в холодный период походит на зеленую кривую (1 мм), зеленая кривая – на голубую (2 мм/ч), а голубая – на черную (4 мм/ч).

Красная кривая (порог 0.5 мм) всегда пересекает контрольную линию на первых окнах со стороны в одну-пять ячеек, т. е. в линейных масштабах от 2 до 10 км.

В теплый период в большинстве случаев все кривые, кроме черной (4 мм), пересекают контрольную линию в интервале масштабов до 82 км.

Что дополнительно можно извлечь из этих графиков?

По масштабам, на которых кривая FSS пересекает уровень 0.5, составим таблицу (табл. 1). Очевидно, что чем меньше координата пересечения, тем лучше прогноз, поэтому напрашивается мысль ранжировать качество наукастинга по обзорам локаторов с помощью "кортежей" пересечений. Однако в столбцах таблицы имеется много совпадений, и строгое упорядочивание таких "кортежей" затруднительно, кроме некоторых столбцов с выделяющимися наилучшими или наихудшими прогнозами.

Таблица 1. Условный пространственный масштаб приемлемого прогноза: пересечение кривой FSS горизонтального уровня $FSS_{\text{accept}}=0.5$ прогноза превышения порога интенсивности в абсциссе под номером k . Фактическая длина масштабного окна рассчитывается по формуле $2[2(k-1)+1]$ км

Table 1. Conditional spatial scale of an acceptable forecast: the intersection of the FSS curve of the horizontal level $FSS_{\text{accept}}=0.5$ for the forecast of exceeding the intensity threshold in the abscissa numbered k . The actual length of the scale window is calculated using the formula $2[2(k-1)+1]$ km

	Масштаб приемлемого прогноза. Теплый период					Порог и масштаб приемлемого прогноза. Холодный период				
	4	3	2	1	0.5	4	3	2	1	0.5
RAKU	21	15	8	3	1	999	999	999	5	1
RATL	21	15	9	5	2	999	999	999	7	1
RAVN	21	17	11	4	1	999	999	999	5	1
RAVO	19	13	7	3	1	999	999	21	6	1
RUDB	19	13	8	3	1	999	999	19	4	1
RUDK	999	19	11	4	1	999	999	999	8	1
RUDL	20	15	8	3	1	999	999	999	5	1
RUDN	999	20	11	3	1	999	999	999	8	2
RUWJ	19	13	7	3	2	999	999	999	9	1

Примечание. Числом 999 отмечено отсутствие пересечения уровня $FSS=0.5$ на интервале окон.

Note. The number 999 marks the absence of crossing the $FSS=0.5$ level in the interval of windows.

По строкам таблицы для теплого периода хорошо видно, что уровни пересечения для всех р/л близки, а это численно подтверждает однородность наблюдений использованных ДМРЛ. Средние по столбцам значения координат пересечений равны $k = (1.2, 3.4, 8.9, 15.6)$ для порогов $thr = (0.5, 1, 2, 3)$ соответственно. Используя линейную оценку масштаба по формуле $4k-2$, получим последовательность размеров окон в км: 2.8, 11.6, 33.6 и 60.4. Можно считать удачным превышение порога FSS_{accept} при прогнозе интенсивности осадков выше 0.5 мм/ч в окне со стороной до 12 км (что, кстати, имеет порядок "эффективной" размерности сетки в $7\Delta x$ по Скамароку [71]). Однако если потребителя мезомасштабной прогностической продукции вполне удовлетворит качество $FSS \geq 0.5$ прогноза превышения 0.5 мм/ч в области порядка 10×10 кв. км, то аналогичное качество превышения 3 мм/ч в области размером не менее 60×60 кв. км может показаться ему бесполезным.

3.2. Медианные оценки FSS по случайным выборкам: масштаб полезного прогноза

Перейдем к более строгому порогу *полезного* прогноза: $FSS_{\text{useful}} = FSS_{\text{accept}} + f_{\text{obs}}/2$. Напомним, что превышение этого уровня эквивалентно положительному значению критерия Пирса-Обухова (Peirce Skill Score, PSS), когда доля попаданий превосходит долю ложных тревог, а критический индекс успешности (Critical Success Index, CSI) превышает 1/3, т. е. когда удвоенное количество попаданий превышает сумму промахов и ложных тревог [67].

Выходная табличная продукция значений FSS дополняется двумя значениями – долей осадков в поле наблюдения (f_{obs}) и долей осадков в синхронизированном поле прогноза (f_{frc}).

Рассмотрим, какие числовые и графические особенности возникают при этом уровне качества, и представим результаты расчетов FSS относительно набора порогов интенсивности и разных прогностических сроков.

3.2.1. Пространственная доля осадков в полях наблюдения и прогноза

Пространственная частота дождя в радиолокационных и прогностических полях равна относительному количеству единиц в бинарных полях, т. е. доле ячеек с осадками указанной интенсивности. Эти характеристики используются в определении калиброванности полей, в оценке уровня насыщения и минимального уровня качества случайного прогноза.

В табл. 2 собраны оценки этих долей при прогнозе на 60 мин превышения порога 1 мм/ч.

Таблица 2. Пространственная доля осадков (≥ 1 мм/ч) в полях р/л наблюдений (of0) и прогноза (ff0) на 60 мин. Обозначения (кроме очевидных): q25 и q72 – квантили 25% и 75%; IQR (inter-quartile range), межквартильный размах IQR=q75-q25

Table 2. Spatial fraction of precipitation (≥ 1 mm/h) in the fields of radar observations (of0) and forecast (ff0) for 60 min. Designations (except for the obvious ones): q25 and q72 are 25% and 75% quartiles; IQR is the interquartile range IQR=q75-q25

Р/л	Доли в домене	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
Теплый период								
RAKU	of0	0.012	0.038	0.054	0.063	0.076	0.212	0.038
	ff0	0.000	0.035	0.050	0.060	0.079	0.198	0.044
RATL	of0	0.013	0.033	0.048	0.053	0.068	0.160	0.035
	ff0	0.000	0.025	0.043	0.050	0.067	0.182	0.042
RAVN	of0	0.012	0.032	0.042	0.050	0.060	0.163	0.028
	ff0	0.000	0.027	0.041	0.046	0.060	0.187	0.033
RAVO	of0	0.015	0.038	0.052	0.059	0.070	0.167	0.032
	ff0	0.000	0.033	0.049	0.056	0.069	0.187	0.036
RUDB	of0	0.008	0.027	0.043	0.049	0.067	0.132	0.040
	ff0	0.000	0.022	0.037	0.049	0.065	0.185	0.043
RUDK	of0	0.016	0.040	0.057	0.064	0.085	0.165	0.045
	ff0	0.003	0.036	0.053	0.060	0.077	0.195	0.041
RUDL	of0	0.010	0.033	0.049	0.058	0.075	0.193	0.042
	ff0	0.000	0.026	0.048	0.057	0.078	0.261	0.052
RUDN	of0	0.014	0.040	0.062	0.069	0.088	0.201	0.048
	ff0	0.005	0.037	0.062	0.070	0.094	0.236	0.057
RUWJ	of0	0.016	0.035	0.049	0.059	0.070	0.183	0.035
	ff0	0.000	0.031	0.052	0.061	0.072	0.236	0.041
Холодный период								
RAKU	of0	0.024	0.045	0.069	0.079	0.105	0.205	0.060
	ff0	0.000	0.033	0.064	0.075	0.113	0.265	0.080
RATL	of0	0.023	0.038	0.052	0.062	0.076	0.196	0.038
	ff0	0.000	0.028	0.049	0.058	0.077	0.205	0.049
RAVN	of0	0.021	0.033	0.039	0.041	0.047	0.073	0.014
	ff0	0.000	0.024	0.037	0.039	0.057	0.085	0.033
RAVO	of0	0.019	0.035	0.047	0.058	0.075	0.143	0.040
	ff0	0.001	0.021	0.040	0.056	0.073	0.218	0.052
RUDB	of0	0.020	0.045	0.066	0.072	0.096	0.184	0.051
	ff0	0.000	0.033	0.057	0.070	0.099	0.252	0.066
RUDK	of0	0.021	0.037	0.048	0.055	0.068	0.149	0.031
	ff0	0.000	0.024	0.040	0.051	0.069	0.191	0.045
RUDL	of0	0.022	0.038	0.053	0.066	0.073	0.207	0.035
	ff0	0.002	0.029	0.047	0.070	0.088	0.295	0.059
RUDN	of0	0.026	0.045	0.060	0.075	0.090	0.208	0.045
	ff0	0.002	0.030	0.055	0.066	0.089	0.221	0.059
RUWJ	of0	0.024	0.037	0.047	0.057	0.058	0.223	0.021
	ff0	0.001	0.020	0.034	0.049	0.060	0.294	0.040

Уточним, пространственные доли оцениваются по количеству единиц относительно 65536 точек поля, а квартильные характеристики рассчитываются по ранжированным значениям этих долей (в количестве около 200 чисел). Например, медианное значение 0.054 означает, что половина полей (из выбранных примерно 2 сотен) заселена единицами в количестве меньше 3540 ячеек (округление до целого числа произведения 0.054×65536), а половина заселена единицами в количестве больше 3540 точек. Пороговое количество единиц эквивалентно квадрату со стороной около 120 км. В то же время значению 0.05 для прогностических полей соответствует меньшее количество ячеек (около 3277), что эквивалентно квадрату со стороной около 114 км. Жирным выделены значения медианной оценки пространственной доли осадков выше 1 мм/ч. Заметим, что нулевые значения в строках ff0 фиктивны из-за грубой точности округления при оценке долей относительно числа 65536.

По данным таблицы наблюдается довольно равномерное распределение значений по столбцам, что свидетельствует о ранее отмеченной однородности радиолокационных данных среди использованных локаторов. К общим особенностям можно отнести также то, что медианные значения в полях наблюдений превышают медианные значения в полях прогноза (кроме данных локатора RUWJ в теплый период). При этом максимальные значения медиан (столбцы max) ведут себя противоположно: медианы для прогнозов превышают медианы для наблюдений, что отражается и в межквартильном размахе. Напрашивается вывод, что по территории ЦФО модель STEPS более активно "засевает" прогностические поля осадками выше 1 мм/ч в оба периода года.

Распределение осадков выше заданного порога по всему домену может приводить к вырожденным ситуациям из-за делителя в формуле расчета FSS, когда оценка контрольного прогноза (сумма квадратов долей) может оказаться нулевой и расчет либо прекратится аварийно, либо породит фиктивное экстремальное значение показателя. Автор статьи [57] доказывает, что FSS превышает нулевое значение тогда и только тогда, когда в обоих полях имеются ячейки с соответствующими осадками, что, кстати, говорит о неспособности показателя FSS отделять промахи от ложных тревог. Ситуации с вырождением рекомендуется упреждать дополнительной проверкой полей на вырожденность, что при использовании функции `sumtagu()` не требуется: вырожденные случаи бракуются без аварийного останова, открывается счетчик нечисловых величин и характеристики рассчитываются по оставшимся числовым значениям с соответствующими комментариями. Значения пространственных долей для большого порога собраны в табл. 3.

Характеристики пространственных долей и количество забракованных прогнозов в табл. 3 убедительно демонстрируют, какие диапазоны порогов превышения и в какие периоды года рекомендуются для применения категориальных оценок качества.

Таблица 3. Пространственная доля осадков (≥ 4 мм/ч) в полях р/л наблюдений (of0) и прогноза (ff0) на 60 мин. Обозначения те же, что и в табл. 2

Table 3. Spatial fraction of precipitation (≥ 4 mm/h) in the fields of radar observations (of0) and forecast (ff0) for 60 min. Designations are the same as in Table 2

Р/л	Доли в домене	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
Теплый период								
RAKU	of0	0.001	0.007	0.011	0.013	0.017	0.045	0.010
	ff0	0.000	0.005	0.008	0.012	0.016	0.044	0.011
RATL	of0	0.000	0.005	0.009	0.010	0.012	0.042	0.007
	ff0	0.000	0.003	0.007	0.009	0.013	0.050	0.010
RAVN	of0	0.000	0.005	0.008	0.010	0.012	0.045	0.007
	ff0	0.000	0.003	0.007	0.009	0.012	0.080	0.009
RAVO	of0	0.000	0.004	0.008	0.010	0.013	0.039	0.009
	ff0	0.000	0.003	0.007	0.009	0.013	0.052	0.010
RUDB	of0	0.001	0.006	0.010	0.013	0.015	0.052	0.009
	ff0	0.000	0.004	0.008	0.012	0.015	0.070	0.011
RUDK	of0	0.000	0.004	0.008	0.010	0.014	0.046	0.010
	ff0	0.000	0.002	0.006	0.010	0.013	0.050	0.011
RUDL	of0	0.001	0.005	0.009	0.012	0.016	0.066	0.011
	ff0	0.000	0.003	0.007	0.011	0.013	0.118	0.010
RUDN	of0	0.000	0.006	0.009	0.012	0.016	0.054	0.010
	ff0	0.000	0.004	0.009	0.012	0.017	0.062	0.013
RUWJ	of0	0.000	0.006	0.009	0.013	0.017	0.094	0.011
	ff0	0.000	0.004	0.009	0.012	0.016	0.092	0.012
Холодный период								
RAKU	of0	0.000	0.000	0.002	0.004	0.006	0.022	0.006
	ff0	0.000	0.000	0.001	0.003	0.005	0.026	0.005 (8)
RATL	of0	0.000	0.001	0.002	0.004	0.006	0.021	0.005
	ff0	0.000	0.000	0.001	0.003	0.005	0.025	0.005 (4)
RAVN	of0	0.000	0.001	0.002	0.003	0.004	0.008	0.003
	ff0	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.012	0.003 (5)
RAVO	of0	0.000	0.001	0.002	0.003	0.005	0.019	0.004
	ff0	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.026	0.002 (5)
RUDB	of0	0.000	0.001	0.003	0.006	0.008	0.031	0.007
	ff0	0.000	0.000	0.002	0.005	0.007	0.043	0.007 (7)
RUDK	of0	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.012	0.002
	ff0	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.018	0.001 (39)
RUDL	of0	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.029	0.003
	ff0	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.048	0.002 (31)
RUDN	of0	0.000	0.000	0.002	0.004	0.006	0.021	0.006
	ff0	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.025	0.004 (17)
RUWJ	of0	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.006	0.001
	ff0	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.012	0.001 (27)

Примечание: красным цветом указано количество прогнозов, исключенных из расчета FSS по причине вырождения полей осадков.

Note: red color indicates the number of forecasts excluded from the FSS calculation due to degeneration of precipitation fields.

3.2.2. Табличное и графическое представление оценок FSS

Агрегированные оценки FSS дают обобщенное представление о качестве наукастинга в круге обзора каждого локатора и позволяют нанести на один график много содержательной информации.

Вначале рассмотрим табличные представления. В табл. 4 собраны значения FSS оценки прогнозов превышения порогов 1, 2 и 3 мм/ч на 60 мин в области обзора ДМРЛ Курск (RAKU). Во внутренних таблицах для теплого периода и порогов 1 и 2 мм/ч оставлены только строки до красной строки холодного периода, которая выделяет минимальный приемлемый масштаб ($FSS_{\text{median}} \geq 0.5$) относительно заданного порога.

Таблица 4. Область обзора р/л Курск (RAKU). Пространственная доля осадков ($\geq 1, 2$ и 3 мм/ч) в полях р/л наблюдений (of0) и прогноза (ff0) на 60 мин. Обозначения те же, что и в табл. 2

Table 4. Coverage area of the Kursk radar (RAKU). Spatial fraction of precipitation ($\geq 1, 2$ and 3 mm/h) in the fields of radar observations (of0) and forecast (ff0) for 60 min. Designations are the same as in Table 2

Порог, мм/ч	Окно	Теплый период						
		min	q25	med	mean	q75	max	IQR
1	w01	0.001	0.277	0.378	0.376	0.496	0.718	0.219
	w03	0.001	0.383	0.500	0.486	0.617	0.802	0.234
	w05	0.001	0.453	0.566	0.548	0.685	0.844	0.232
2								
	w01	0.001	0.146	0.240	0.245	0.340	0.593	0.194
	w03	0.001	0.226	0.352	0.348	0.476	0.756	0.250
	w05	0.001	0.287	0.416	0.412	0.555	0.813	0.268
	w07	0.001	0.327	0.475	0.464	0.605	0.842	0.278
	w09	0.001	0.367	0.522	0.507	0.650	0.895	0.283
	w11	0.001	0.400	0.572	0.543	0.687	0.925	0.287
	w13	0.001	0.439	0.608	0.574	0.716	0.939	0.277
	w15	0.001	0.471	0.647	0.600	0.746	0.945	0.275
	w17	0.001	0.504	0.673	0.623	0.775	0.948	0.271
	w19	0.001	0.530	0.688	0.642	0.794	0.950	0.264
	w21	0.001	0.553	0.703	0.660	0.808	0.952	0.255
	w23	0.001	0.575	0.726	0.675	0.822	0.956	0.247
	w25	0.001	0.591	0.744	0.689	0.833	0.959	0.242
3								
	w01	0.001	0.054	0.134	0.156	0.220	0.519	0.166
	w03	0.001	0.104	0.220	0.244	0.354	0.705	0.250
	w05	0.001	0.154	0.282	0.302	0.432	0.776	0.278
	w07	0.001	0.205	0.328	0.351	0.502	0.815	0.297
	w09	0.001	0.241	0.374	0.394	0.550	0.865	0.309
	w11	0.001	0.264	0.420	0.430	0.591	0.891	0.327
	w13	0.001	0.294	0.455	0.462	0.633	0.903	0.339
	w15	0.001	0.324	0.496	0.489	0.672	0.909	0.348
	w17	0.001	0.345	0.538	0.514	0.699	0.910	0.354
	w19	0.001	0.368	0.570	0.536	0.719	0.916	0.351
	w21	0.001	0.390	0.591	0.555	0.733	0.926	0.343
	w23	0.001	0.411	0.606	0.573	0.755	0.932	0.344
	w25	0.001	0.430	0.629	0.589	0.766	0.937	0.336
	w27	0.001	0.451	0.655	0.604	0.776	0.941	0.325
	w29	0.001	0.467	0.663	0.618	0.794	0.945	0.327
	w31	0.001	0.480	0.675	0.630	0.806	0.953	0.326

Порог, мм/ч	Окно	Холодный период						
		min	q25	med	mean	q75	max	IQR
1	w01	0.001	0.218	0.336	0.326	0.430	0.721	0.212
	w03	0.001	0.308	0.451	0.426	0.541	0.846	0.233
	w05	0.001	0.367	0.510	0.477	0.591	0.902	0.224
								
2	w01	0.001	0.013	0.091	0.128	0.204	0.666	0.191
	w03	0.001	0.033	0.156	0.193	0.326	0.817	0.293
	w05	0.001	0.052	0.198	0.234	0.396	0.887	0.344
	w07	0.001	0.075	0.232	0.269	0.442	0.927	0.367
	w09	0.001	0.096	0.270	0.299	0.485	0.949	0.389
	w11	0.001	0.116	0.304	0.326	0.526	0.963	0.410
	w13	0.001	0.133	0.346	0.351	0.551	0.973	0.418
	w15	0.001	0.140	0.384	0.373	0.574	0.978	0.434
	w17	0.001	0.155	0.420	0.393	0.602	0.982	0.447
	w19	0.001	0.170	0.445	0.411	0.622	0.984	0.452
	w21	0.001	0.193	0.465	0.428	0.641	0.986	0.448
	w23	0.001	0.211	0.490	0.443	0.654	0.988	0.443
	w25	0.001	0.230	0.510	0.458	0.673	0.990	0.443
								
3	w01	0.001	0.001	0.013	0.068	0.100	0.660	0.099
	w03	0.001	0.001	0.025	0.111	0.172	0.809	0.171
	w05	0.001	0.001	0.046	0.139	0.246	0.876	0.245
	w07	0.001	0.001	0.068	0.165	0.294	0.919	0.293
	w09	0.001	0.002	0.086	0.187	0.336	0.949	0.334
	w11	0.001	0.003	0.114	0.208	0.370	0.970	0.367
	w13	0.001	0.006	0.139	0.227	0.398	0.982	0.392
	w15	0.001	0.010	0.167	0.245	0.424	0.988	0.414
	w17	0.001	0.013	0.201	0.262	0.444	0.990	0.431
	w19	0.001	0.019	0.241	0.277	0.471	0.992	0.452
	w21	0.001	0.028	0.257	0.292	0.490	0.993	0.462
	w23	0.001	0.033	0.287	0.306	0.508	0.993	0.475
	w25	0.001	0.036	0.292	0.320	0.520	0.994	0.484
	w27	0.001	0.038	0.311	0.332	0.552	0.994	0.514
	w29	0.001	0.041	0.337	0.344	0.572	0.995	0.531
	w31	0.001	0.046	0.356	0.356	0.594	0.995	0.548

Примечание. Красным цветом выделена строка для наименьшего масштаба, в котором медианное значение FSS превышает уровень приемлемого прогноза 0.5.

Note. The row for the smallest scale, in which the median FSS value exceeds the acceptable forecast level of 0.5, is highlighted in red.

Обилие числового табличного материала затрудняет возможность обобщений, но предоставляет информацию о важных деталях верификации. Например, табл. 4 позволяет увидеть особенности FSS в зависимости от роста размера окна (масштаба) и от порога превышения для периодов отдельно. Обратим внимание на отличие оценок качества между двумя периодами. В столбце третьего квартиля (q75) холодного периода зеленым цветом помечены минимальные масштабы гарантированного приемлемого

прогноза лишь для четверти прогнозов (около полусотни). Так, относительно порога 1 мм/ч не менее полусотни прогнозов обеспечены приемлемым качеством в масштабе 10×10 кв. км, относительно порога 2 мм/ч – в масштабе 42×42 кв. км, а относительно порога 3 мм/ч – в масштабе 90×90 кв. км, против масштабов 10×10, 18×18 и 26×26 кв. км относительно аналогичных порогов в теплый период.

Сравнивая столбцы для медианы и средней величины (mean), можно прийти к выводу, что оценки масштабов приемлемого прогноза в медианном обобщении будут в целом сходны с оценками при обобщении по среднему значению FSS.

Графическое представление намного экономичнее характеризует суммарное качество прогноза, чем труднообозримые числовые таблицы, но и здесь необходим рациональный выбор параметров верификации. Например, в дополнение к сравнительному анализу качества по периодам года можно добавить сравнение по географическому расположению ДМРЛ: локации Воейково (RAVO), Внуково (RAVN) и Курск (RAKU) расположены в некотором долготном поясе, а локации Смоленск (RUDL), Внуково (RAVN) и Нижний Новгород (RUDN) – в некотором широтном поясе. На рис. 6 показаны значения FSS для прогнозов на 60, 90 и 120 мин по данным широтно ориентированных р/л относительно семи порогов и семи уровней полезного прогноза FSS_{useful} .

В первую очередь рассмотрим уровни полезности, которые оказались различными в зависимости от порогов и заметно отличающимися от уровня приемлемого масштаба ($FSS=0.5$). Отличие от 0.5 равно половине пространственной доли превышения порога в радиолокационном поле наблюдения, поэтому чем ниже порог интенсивности, тем больше ячеек сетки занято соответствующей категорией осадков и тем выше порог полезности FSS_{useful} . Уровни полезности для высоких порогов (начиная с 3 мм/ч в теплый период и с 2 мм/ч в холодный) малы и почти неотличимы от 0.5. Так как уровень полезности зависит только от полей наблюдения, то он не зависит от заблаговременности, что отражено на данном рисунке. Как и следовало ожидать, с ростом заблаговременности все кривые дружно снижаются, при этом уменьшение значений довольно сходно для всех трех локаторов: отчетливого широтного различия не наблюдается. При этом чем больше порог, тем быстрее соответствующая кривая FSS "прилипают" к оси масштабов, создавая вырожденные ситуации [57]. Добавим, что визуального отличия не наблюдается и в ходе кривых для долготно ориентированных локаторов Воейково, Внуково и Курск.

Рассмотрим еще один способ более компактного графического представления оценок FSS. Во-первых, различие кривых и их расцветок для одинаковых порогов в двух периодах года позволяет поместить оба набора кривых на одну панель: один цвет, но одна линия сплошная, вторая – пунктирная. Во-вторых, можно избавиться от уровней полезности, перейдя к разности $FSS - FSS_{\text{useful}}$ с соответствующей заменой координатных значений.

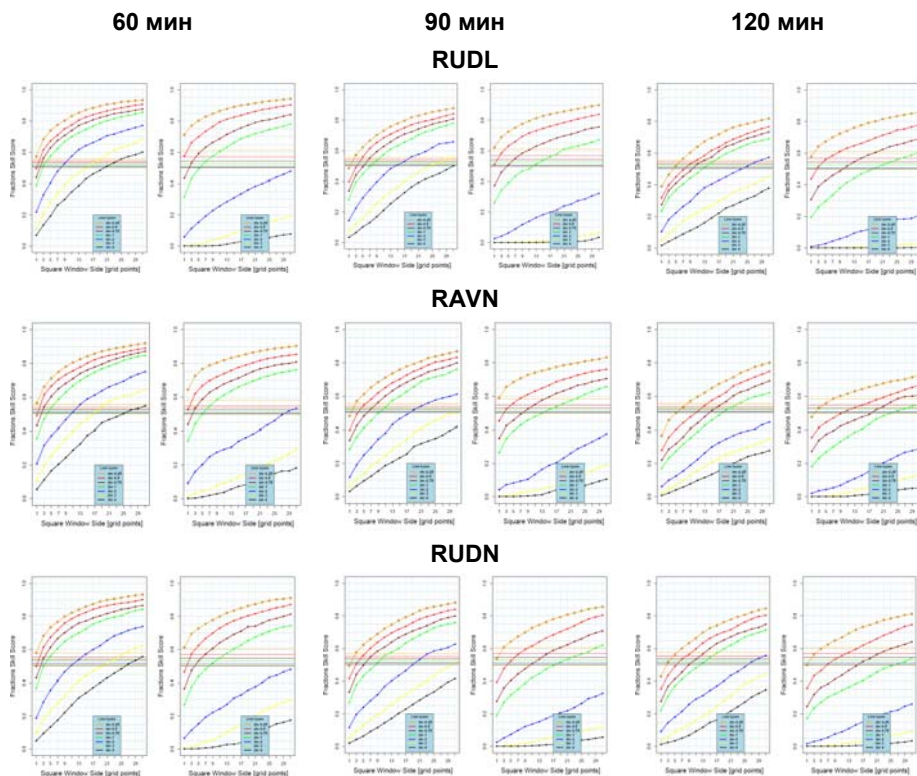


Рис. 6. Медианные оценки качества наукастинга осадков на 60, 90 и 120 мин в категориях превышений порогов (мм/ч): 0.25 (оранжевый), 0.5 (красный), 0.75 (коричневый), 1 (зеленый), 2 (голубой), 3 (желтый) и 4 (черный). Уровни *полезного* прогноза обозначены цветами соответствующих порогов.

Fig. 6. Median rainfall intensity nowcasting quality scores for 60 min in threshold exceedance categories (mm/h): 0.5 (red), 1 (green), 2 (blue), 3 (yellow), and 4 (black). *Useful* forecast levels are indicated by the colors of the corresponding thresholds.

На рис. 7 демонстрируется пример графика показателей FSS для прогноза на 30 мин по данным локатора Курск. Хорошо заметно, что отличие панелей состоит в более широком расположении кривых по вертикали на правой панели. Сплошные и точечные кривые одного цвета не сливаются, однако слабо просматривается точечная кривая желтого цвета (порог 2 мм/ч). На правой панели более контрастно видно, что кривые FSS для порогов 0.25 и 0.5 мм/ч в холодный период превышают кривые FSS для тех же порогов на всем диапазоне окон, в то время как для остальных порогов ситуация противоположная. От порога 0.75 до 4 мм/ч кривые одного цвета в холодный период отстают от аналогичных кривых в теплый период, и чем больше порог, тем сильнее отставание. Имеются похожие кривые между

холодным и теплым периодами: пороги 0.5 и 0.5, 0.75 и 1, 1 и 2, 2 и 4 мм/ч. Возможно, эти сопоставления уточняют интервал отмеченных выше климатологических соотношений между значениями интенсивности осадков в разные периоды года в средних широтах.

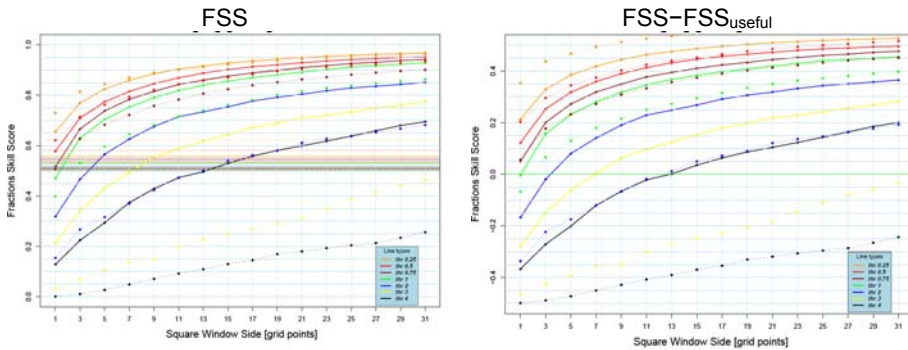


Рис. 7. Область обзора р/л Курск. Медианные оценки FSS и отклонений от уровня FSS_{useful} прогноза осадков на 30 мин в категориях превышений порогов (мм/ч): 0.25 (оранжевый), 0.5 (красный), 0.75 (коричневый), 1 (зеленый), 2 (голубой), 3 (желтый) и 4 (черный). Левая панель – значения FSS; уровни *полезного* прогноза отмечены цветами соответствующих порогов. Правая панель – отклонения $FSS - FSS_{useful}$; диапазон изменений от -0.5 до 0.5.

Fig. 7. Coverage area of the Kursk radar. Median FSS estimates and FSS_{useful} deviation for 30 min precipitation forecast in threshold exceedance categories (mm/h): 0.25 (orange), 0.5 (red), 0.75 (brown), 1 (green), 2 (blue), 3 (yellow) and 4 (black). Left panel – FSS values; *useful* forecast levels are marked with the colors of the corresponding thresholds. Right panel – $FSS - FSS_{useful}$ deviations; size of changing is from 0.5 to 0.5.

На рис. 8 демонстрируется поведение кривых FSS в отклонениях от уровней полезного прогноза на 60, 90, 120 и 150 мин для тех же порогов, что и на рис. 7. Видно, что с ростом прогностического срока общая тенденция состоит в снижении значений FSS и в постепенном уплотнении кривых без существенной перегруппировки их взаимного расположения.

Удобство и гибкость графических средств позволяют представить обобщение показателя FSS по всем использованным радиолокаторам. Рис. 9 содержит графики $FSS - FSS_{useful}$ для прогнозов на 60, 90, и 120 часов, для порогов превышения 1, 2, 3 и 4 мм/ч и для всех девяти использованных р/л.

Сформулируем общие замечания без детального анализа пространственных масштабов.

Кривые оценок наиболее плотно расположены на панелях для теплого периода года, чем для холодного периода. Для обоих периодов плотность кривых тем больше, чем меньше и порог, и заблаговременность: рост любого из этих параметров верификации приводит к снижению оценок

качества с одновременным "рассыпанием" кривых. Наиболее быстро "рассыпаются" кривые холодного периода, начиная с порога 2 мм/ч и с заблаговременности 60 мин.

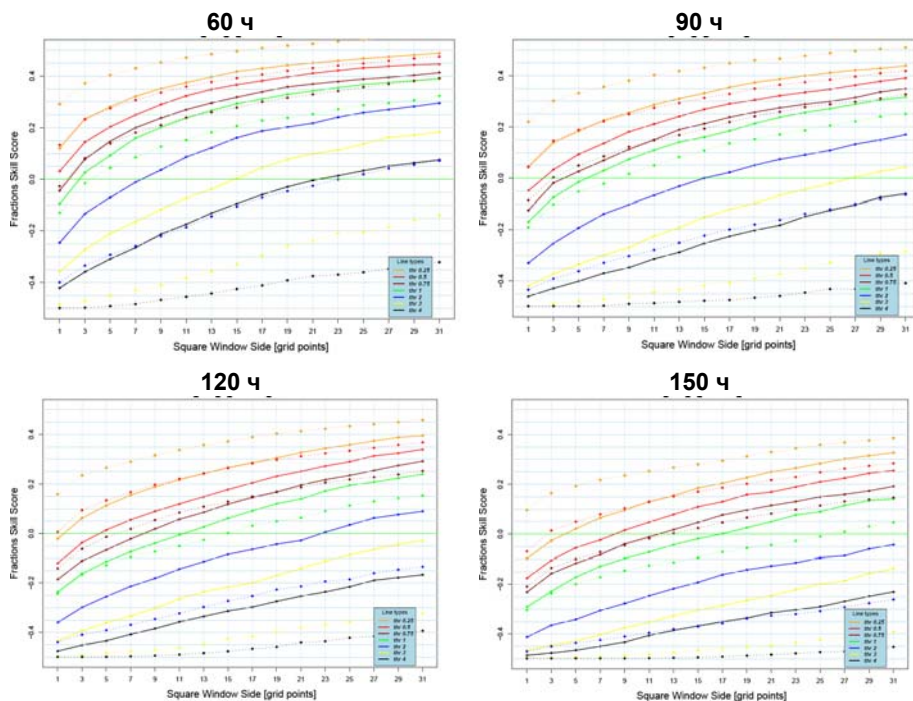


Рис. 8. Область обзора р/л Курск. Медианные оценки FSS прогноза осадков на 60, 90, 120 и 150 мин в категориях превышений порогов и в отклонениях от уровня полезного качества. Обозначения порогов: 0.25 (оранжевый), 0.5 (красный), 0.75 (коричневый), 1 (зеленый), 2 (голубой), 3 (желтый) и 4 (черный).

Fig. 8. Coverage area of the Kursk radar. Median FSS estimates of 60, 90, 120, and 150-minute precipitation forecasts in the categories of threshold exceedances and in deviations from the useful quality level. Threshold designations: 0.25 (orange), 0.5 (red), 0.75 (brown), 1 (green), 2 (blue), 3 (yellow), and 4 (black).

Есть заметное свойство веера кривых FSS для холодного периода. Кривые для прогноза превышения 2 мм/ч поворачиваются к оси масштабов, не меняя формы: верхняя кривая голубого цвета маркирует лоатор Брянск (RUBD), а нижняя черного цвета – лоатор Валдай (RUWJ). Для порогов 3 и 4 мм/ч картина иная: веер постепенно складывается и ранги не просматриваются. Но вряд ли имеет смысл использовать расходимость кривых для ранжирования радиолокаторов в этом диапазоне масштабов, так как в данных условиях и качество низкое, и полезность сомнительна.

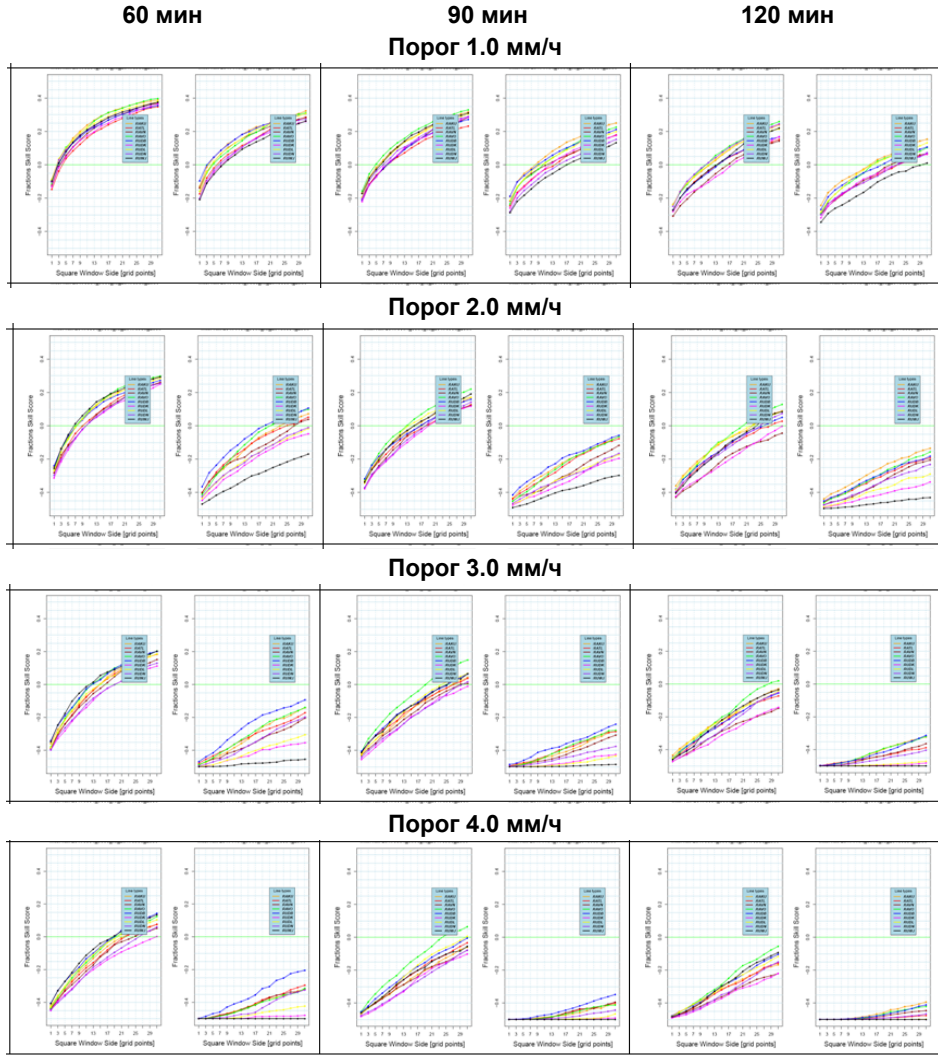


Рис. 9. Медианные оценки FSS качества прогноза осадков на 60, 90 и 120 мин в категориях превышений порогов 1, 2, 3 и 4 мм/ч, в отклонениях от уровня полезного качества FSS_{useful} . Обозначения радиолокаторов и цвет: RAKU (оранжевый), RATL (красный), RAVN (коричневый), RAVO (зеленый), RUDB (голубой), RUDK (сиреневый), RUDL (желтый), RUDN (фиолетовый) и RUWJ (черный).

Fig. 9. Median FSS estimates of the quality of the 60, 90 and 120 min precipitation forecast in the categories of threshold exceedances of 1, 2, 3 and 4 mm/h, in deviations from the FSS_{useful} level of useful quality. Radar designations and colors: RAKU (orange), RATL (red), RAVN (brown), RAVO (green), RUDB (cyan), RUDK (lilac), RUDL (yellow), RUDN (purple) and RUWJ (black).

Регулярное поведение кривых FSS при росте порога, заключающееся в ее постепенном повороте в сторону оси масштабов (минимальное значение остается неподвижным), напоминает стремление к пределу оценки качества экстремальной величины [22, 41]. Возникает заманчивая идея обобщить результат для скалярной величины (EDI или SEDI) на функцию (FSS) [41, Ch.10].

Рис. 10 иллюстрирует кардинальные перемены в поведении кривых оценки прогнозов на 30 мин. Для порогов 0.25 и 0.5 мм/ч качество прогнозов по всем локаторам в холодный период превышает качество прогнозов в теплый период. На пороге 1 мм/ч кривые для холодного периода немного ниже соответствующих кривых теплого периода, на пороге 2 мм/ч происходит заметное распадение кривых с возможностью отчетливого ранжирования радиолокаторов по их положению.

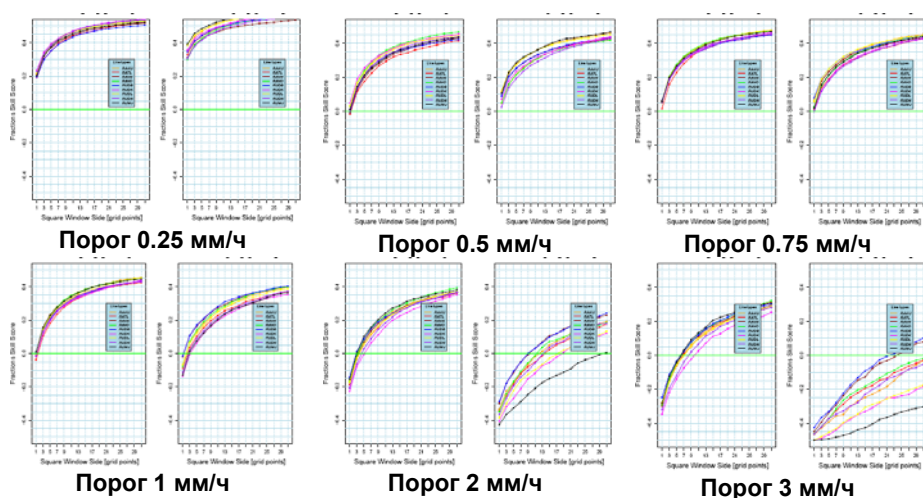


Рис. 10. Медианные оценки FSS качества прогноза осадков на 30 мин в категориях превышений порогов 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2 и 3 мм/ч в отклонениях от уровня полезного качества FSS_{useful} . Обозначения радиолокаторов и цвет: RAKU (оранжевый), RATL (красный), RAVN (коричневый), RAVO (зеленый), RUDB (голубой), RUDK (сиреневый), RUDL (желтый), RUDN (фиолетовый) и RUWJ (черный).

Fig.10. Median FSS estimates of the quality of the 30 min precipitation forecast in the categories of threshold exceedances of 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, and 3 mm/h, in deviations from the FSS_{useful} level of useful quality. Radar designations and colors: RAKU (orange), RATL (red), RAVN (brown), RAVO (green), RUDB (cyan), RUDK (lilac), RUDL (yellow), RUDN (purple) and RUWJ (black).

Важное обстоятельство заключается в том, что расположение кривых монотонно относительно масштабов (размера окон оценки FSS). Вернемся к рис. 9, предполагая, что общее качество прогностической системы тем

выше, чем на более высоких порогах и на более отдаленной заблаговременности это преимущество сохраняется. Уровнем допустимого качества будем считать только положительные значения кривых (FSS выше уровня полезности).

Для анализа поведения кривых на большой заблаговременности добавим рис. 11. с оценками качества прогнозов на 150 мин для порогов 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2 и 3 мм/ч.

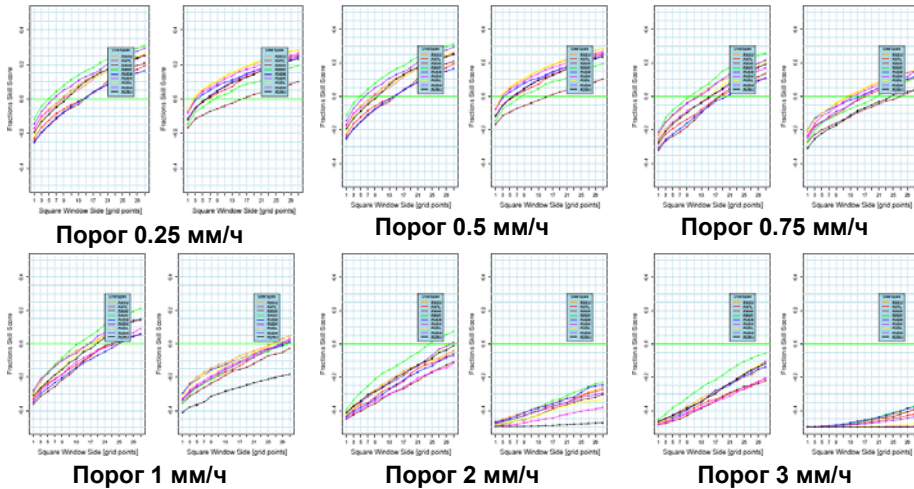


Рис. 11. Медианные оценки FSS качества прогноза осадков на 150 мин в категориях превышений порогов 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2 и 3 мм/ч в отклонениях от уровня полезного качества FSS_{useful} . Обозначения радиолокаторов и цвет: RAKU (оранжевый), RATL (красный), RAVN (коричневый), RAVO (зеленый), RUDB (голубой), RUDK (сиреневый), RUDL (желтый), RUDN (фиолетовый) и RUWJ (черный).

Fig. 11. Median FSS estimates of the quality of the 150 min precipitation forecast in the categories of threshold exceedances of 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, and 3 mm/h, in deviations from the FSS_{useful} level of useful quality. Radar designations and colors: RAKU (orange), RATL (red), RAVN (brown), RAVO (green), RUDB (cyan), RUDK (lilac), RUDL (yellow), RUDN (purple) and RUWJ (black).

В теплый период при прогнозе превышения порога 4 мм/ч уровень полезности пересекает на заблаговременности 90 мин единственная кривая локатора RAVO, зеленый цвет (Воейково). Точка пересечения соответствует масштабному окну со стороны 98 км. На заблаговременности 150 мин также единственная кривая зеленого цвета пересекает уровень полезности при прогнозе превышения 2 мм/ч. В теплый период первое место по условиям "соревнования" безоговорочно принадлежит данным ДМРЛ Воейково.

В холодный период нет лидера, но при прогнозе превышения порога 2 мм/ч верхняя кривая принадлежит ДМРЛ RUDB (Брянск, оранжевый

цвет), которая пересекает уровень полезности на заблаговременности 60 мин (масштаб полезности 74 км).

При прогнозе превышения 3 мм/ч две кривые пересекают уровень полезности на заблаговременности 30 мин (масштаб полезности 90 км), одна из них принадлежит локатору RUDB. При прогнозе на 150 мин верхняя кривая пересечения уровня полезности принадлежит группе локаторов, причем верхняя кривая идентифицируется как кривая локатора RAKU; но в группе присутствует также кривая локатора RUDB. Таким образом, в холодный период лидера не наблюдается, однако по набору признаков главным финалистом можно назначить ДМРЛ Брянск.

Аналогичное ранжирование локаторов можно провести на основе масштаба полезности, который определит заинтересованный потребитель прогнозов. Однако такое ответственное мероприятие следует проводить не по раскрашенным кривым, а по табличным данным с приемлемым уровнем статистической значимости оценок.

3.3. Медианные оценки FSS по полным выборкам

Второй этап оценки качества радиолокационного наукастинга осадков с помощью FSS заключается в использовании полного набора полей, фильтрованные образы которых содержат *объекты* размером не менее 1600 ячеек, выделенных изолинией 1 мм/ч. Назовем такие выборки *полными*. Демонстрируются результаты прогнозов на 60 мин в *теплый период года* по данным р/л RAKU (Курск), RATL (Тула), RAVN (Внуково), RAVO (Воейково), RUDB (Брянск) и RUDK (Кострома). Оценены FSS для прогнозов превышения порогов 0.5, 1, 2, 3, 4 и 5 мм/ч. Последний порог был включен ввиду роста объемов выборок, что способствует увеличению пространственной доли соответствующей категории осадков.

Вначале проверим правомерность использования случайной выборки на первом этапе верификации, заранее сообщив, что расчет оценок FSS по полной выборке часового прогноза объемом около 2500 пар полей занимает около 90 часов работы процессора Intel (R) с частотой 3.2 ГГц и ОЗУ 4 Гб.

3.3.1. Сопоставление характеристик случайных и полных выборок

Воспользуемся данными наблюдений и прогнозов на 60 мин в области обзора ДМРЛ Курск (RAKU). В табл. 5–7 содержатся характеристики пространственных долей и оценок FSS для прогнозов превышения порогов 1, 2 и 4 мм/ч.

В левых таблицах собраны характеристики по случайным выборкам (объемом около 200 пар полей прогнозов и наблюдений), а в правых таблицах собраны характеристики по полным выборкам (объемом около 2500 пар полей).

Таблица 5. Область обзора р/л Курск (RAKU). Суммарные характеристики пространственных долей осадков (≥ 1 мм/ч) в полях р/л наблюдений (of0) и прогноза (ff0) на 60 мин и значения FSS относительно масштабов w01–w31 (линейных размеров окон). Верхняя таблица – характеристики по случайной выборке (~200 пар). Нижняя – характеристики по полной выборке (~2500 пар). Обозначения характеристик те же, что и в табл. 2.

Table 5. Coverage area of the Kursk (RAKU) radar. The summary characteristics of spatial rainfall fractions (≥ 1 mm/h) in the fields of r/l observations (of0) and forecast (ff0) for 60 min, and the FSS values relative to the scales w01 - w31 (linear window sizes). The left table - characteristics for a random sample (~200 pairs). The right table - characteristics for the full sample (~2500 pairs). Characteristic designations are the same as in Table 2.

Доли и окно	Порог 1 мм/ч						
	Выборка случайная (ок. 200 пар полей)						
	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
of0	0.012	0.038	0.054	0.063	0.076	0.212	0.038
ff0	0.000	0.035	0.050	0.060	0.079	0.198	0.044
w01	0.001	0.277	0.378	0.376	0.496	0.718	0.219
w03	0.001	0.383	0.500	0.486	0.617	0.802	0.234
w05	0.001	0.453	0.566	0.548	0.685	0.844	0.232
w07	0.001	0.502	0.633	0.597	0.730	0.879	0.228
w09	0.001	0.542	0.674	0.636	0.765	0.920	0.223
w11	0.001	0.583	0.711	0.668	0.790	0.946	0.207
w13	0.001	0.602	0.740	0.694	0.809	0.961	0.207
w15	0.001	0.622	0.766	0.716	0.826	0.969	0.204
w17	0.001	0.651	0.784	0.735	0.844	0.974	0.193
w19	0.001	0.678	0.802	0.751	0.859	0.978	0.181
w21	0.001	0.700	0.815	0.765	0.874	0.982	0.174
w23	0.001	0.712	0.828	0.778	0.881	0.984	0.169
w25	0.001	0.722	0.840	0.789	0.891	0.985	0.169
w27	0.001	0.740	0.848	0.798	0.900	0.986	0.160
w29	0.001	0.756	0.855	0.807	0.905	0.988	0.149
w31	0.001	0.767	0.862	0.814	0.913	0.990	0.146
	Выборка полная (ок. 2500 пар полей)						
	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
of0	0.009	0.038	0.054	0.061	0.073	0.215	0.035
ff0	0.000	0.034	0.053	0.060	0.077	0.247	0.043
w01	0.001	0.256	0.364	0.365	0.473	0.805	0.217
w03	0.001	0.357	0.481	0.470	0.594	0.884	0.237
w05	0.001	0.417	0.545	0.530	0.659	0.919	0.242
w07	0.001	0.468	0.598	0.577	0.707	0.941	0.239
w09	0.001	0.512	0.637	0.616	0.745	0.954	0.233
w11	0.001	0.552	0.670	0.648	0.774	0.963	0.222
w13	0.001	0.584	0.699	0.674	0.799	0.970	0.215
w15	0.001	0.610	0.725	0.697	0.820	0.977	0.210
w17	0.001	0.635	0.747	0.717	0.837	0.983	0.202
w19	0.001	0.655	0.766	0.734	0.851	0.987	0.196
w21	0.001	0.670	0.782	0.749	0.864	0.990	0.194
w23	0.001	0.686	0.796	0.762	0.874	0.992	0.188
w25	0.001	0.704	0.810	0.774	0.883	0.993	0.179
w27	0.001	0.718	0.823	0.785	0.891	0.995	0.173
w29	0.001	0.731	0.834	0.795	0.899	0.995	0.168
w31	0.001	0.742	0.844	0.804	0.906	0.996	0.164

Таблица 6. То же, что в табл. 5, только для порога 2 мм/ч**Table 6.** Same as Table 5, only for threshold 3 mm/h

Доли и окно	Порог 2 мм/ч						
	Выборка случайная (ок. 200 пар полей)						
	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
of0	0.008	0.020	0.029	0.034	0.042	0.116	0.022
ff0	0.000	0.017	0.025	0.031	0.039	0.111	0.022
w01	0.001	0.146	0.240	0.245	0.340	0.593	0.194
w03	0.001	0.226	0.352	0.348	0.476	0.756	0.250
w05	0.001	0.287	0.416	0.412	0.555	0.813	0.268
w07	0.001	0.327	0.475	0.464	0.605	0.842	0.278
w09	0.001	0.367	0.522	0.507	0.650	0.895	0.283
w11	0.001	0.400	0.572	0.543	0.687	0.925	0.287
w13	0.001	0.439	0.608	0.574	0.716	0.939	0.277
w15	0.001	0.471	0.647	0.600	0.746	0.945	0.275
w17	0.001	0.504	0.673	0.623	0.775	0.948	0.271
w19	0.001	0.530	0.688	0.642	0.794	0.950	0.264
w21	0.001	0.553	0.703	0.660	0.808	0.952	0.255
w23	0.001	0.575	0.726	0.675	0.822	0.956	0.247
w25	0.001	0.591	0.744	0.689	0.833	0.959	0.242
w27	0.001	0.603	0.756	0.701	0.848	0.961	0.245
w29	0.001	0.616	0.768	0.712	0.854	0.964	0.238
w31	0.001	0.630	0.781	0.722	0.859	0.969	0.229
	Выборка полная (ок. 2500 пар полей)						
	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
of0	0.003	0.020	0.029	0.033	0.041	0.125	0.021
ff0	0.000	0.016	0.027	0.031	0.042	0.143	0.026
w01	0.001	0.128	0.222	0.235	0.319	0.739	0.191
w03	0.001	0.202	0.330	0.333	0.449	0.843	0.247
w05	0.001	0.256	0.396	0.394	0.527	0.884	0.271
w07	0.001	0.308	0.452	0.444	0.587	0.909	0.279
w09	0.001	0.353	0.499	0.487	0.634	0.933	0.281
w11	0.001	0.392	0.539	0.523	0.673	0.951	0.281
w13	0.001	0.426	0.571	0.553	0.706	0.968	0.280
w15	0.001	0.455	0.602	0.580	0.732	0.978	0.277
w17	0.001	0.479	0.630	0.603	0.753	0.983	0.274
w19	0.001	0.502	0.655	0.623	0.773	0.986	0.271
w21	0.001	0.524	0.678	0.641	0.790	0.988	0.266
w23	0.001	0.544	0.696	0.657	0.804	0.990	0.260
w25	0.001	0.561	0.712	0.671	0.817	0.991	0.256
w27	0.001	0.575	0.727	0.685	0.828	0.991	0.253
w29	0.001	0.591	0.741	0.697	0.840	0.992	0.249
w31	0.001	0.605	0.753	0.708	0.850	0.993	0.245

Сравнение верхних и нижних таблиц всех трех рисунков подтверждает правомерность использования случайных выборок вместо полного набора, но имеются стандартные особенности, характеризующие свойства подвыборок, такие как сужение размаха экстремумов. Однако разница в минимумах наблюдается только для оценок пространственных долей осадков, для FSS все минимумы совпадают, а максимумы отличаются незначительно. Еще меньшее различие наблюдается в квартилях q25, q75 и медиане.

Таблица 7. То же, что в табл. 5, только для порога 3 мм/ч**Table 7.** Same as Table 5, only for threshold 3 mm/h

Доли и окно	Порог 3 мм/ч						
	Выборка случайная (ок. 200 пар полей)						
	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
of0	0.001	0.007	0.011	0.013	0.017	0.045	0.010
ff0	0.000	0.005	0.008	0.012	0.016	0.044	0.011
w01	0.001	0.022	0.074	0.103	0.150	0.424	0.128
w03	0.001	0.053	0.136	0.174	0.268	0.635	0.215
w05	0.001	0.088	0.186	0.225	0.342	0.730	0.254
w07	0.001	0.114	0.230	0.270	0.404	0.804	0.290
w09	0.001	0.150	0.282	0.310	0.458	0.848	0.308
w11	0.001	0.166	0.320	0.346	0.514	0.873	0.348
w13	0.001	0.192	0.363	0.376	0.557	0.885	0.365
w15	0.001	0.218	0.400	0.404	0.589	0.891	0.371
w17	0.001	0.240	0.436	0.428	0.616	0.894	0.376
w19	0.001	0.261	0.466	0.450	0.647	0.907	0.386
w21	0.001	0.274	0.491	0.471	0.660	0.917	0.386
w23	0.001	0.287	0.509	0.490	0.674	0.926	0.387
w25	0.001	0.309	0.528	0.507	0.695	0.932	0.386
w27	0.001	0.340	0.546	0.523	0.718	0.936	0.378
w29	0.001	0.365	0.558	0.538	0.737	0.941	0.372
w31	0.001	0.384	0.570	0.552	0.742	0.946	0.358
	Выборка полная (ок. 2500 пар полей)						
	min	q25	med	mean	q75	max	IQR
of0	0.000	0.007	0.011	0.013	0.016	0.054	0.009
ff0	0.000	0.005	0.010	0.013	0.018	0.063	0.013
w01	0.001	0.021	0.071	0.102	0.145	0.677	0.124
w03	0.001	0.047	0.131	0.168	0.248	0.793	0.201
w05	0.001	0.077	0.182	0.217	0.321	0.835	0.244
w07	0.001	0.108	0.228	0.260	0.380	0.875	0.272
w09	0.001	0.140	0.272	0.300	0.432	0.911	0.292
w11	0.001	0.170	0.315	0.336	0.483	0.936	0.313
w13	0.001	0.196	0.353	0.367	0.521	0.955	0.325
w15	0.001	0.225	0.390	0.396	0.557	0.966	0.332
w17	0.001	0.249	0.422	0.421	0.588	0.973	0.339
w19	0.001	0.273	0.451	0.444	0.619	0.978	0.346
w21	0.001	0.293	0.475	0.464	0.642	0.981	0.349
w23	0.001	0.311	0.496	0.483	0.665	0.983	0.354
w25	0.001	0.330	0.518	0.500	0.686	0.985	0.356
w27	0.001	0.345	0.537	0.517	0.708	0.987	0.363
w29	0.001	0.363	0.558	0.532	0.727	0.988	0.364
w31	0.001	0.374	0.574	0.546	0.741	0.989	0.367

Изменение FSS в зависимости от пространственного масштаба для двух методов формирования выборок демонстрируется на рис. 12. Сравнение пар графиков для шести локаторов, использованных на втором этапе верификации, приводит к общему заключению о большей гладкости графиков по полной выборке (что вполне естественно) и о явном сходстве

одноцветных кривых справа и слева, включая уровни полезности и соответствующие масштабы полезных прогнозов.

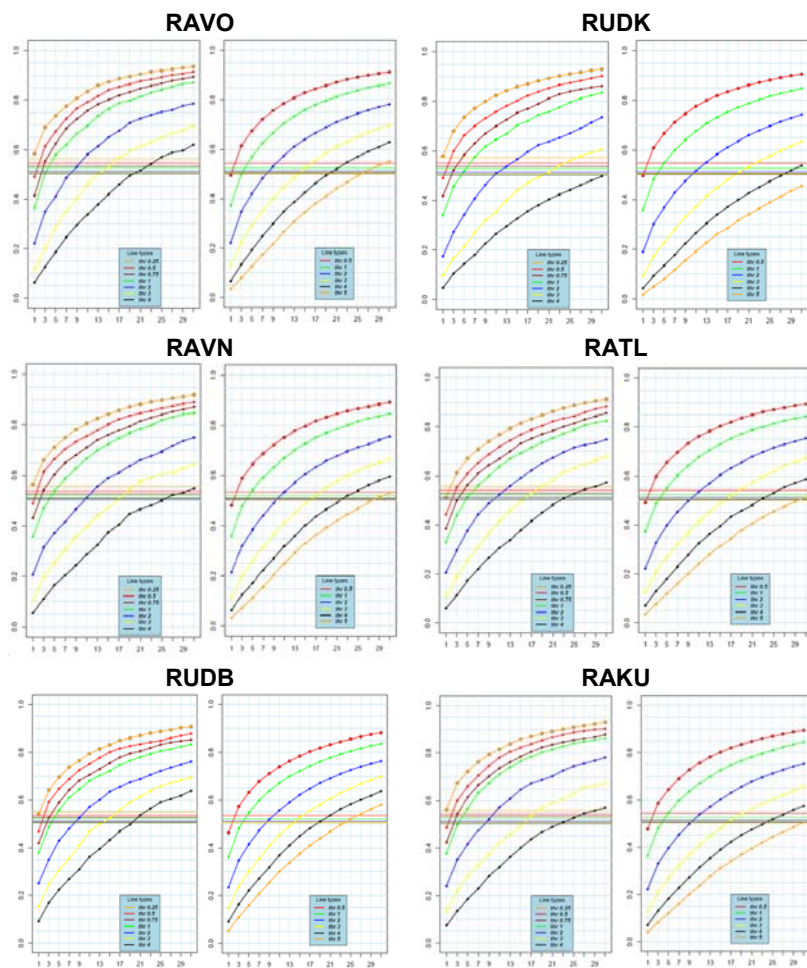


Рис. 12. Медианные оценки FSS для прогноза осадков на 60 мин на основе двух методов формирования выборок. Левые панели: оценки прогноза превышений порогов 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, 3 и 4 мм/ч методом случайных выборок (около 200 пар полей). Правые панели: оценки для превышений порогов 0.5, 1, 2, 3, 4 и 5 мм/ч на основе полного набора пар полей. Цвета совпадающих порогов одинаковы. Уровни полезности выделены цветами соответствующих порогов.

Fig. 12. Median FSS estimates for 60-minute precipitation forecast based on two sampling methods. Left panels: estimates of threshold exceedances of 0.25, 0.5, 0.75, 1, 2, 3, and 4 mm/h by random sampling (about 200 pairs of fields). Right panels: scores for threshold exceedances of 0.5, 1, 2, 3, 4, and 5 mm/h based on the full set of field pairs. The colors of matching thresholds are the same. Useful levels are highlighted by the colors of the corresponding thresholds.

Очевидно, что сходство суммарных оценок FSS при использовании случайных выборок на порядок меньшего размера позволяет экономить вычислительные ресурсы при расчетах агрегированных оценок FSS. Однако при этом утрачиваются возможности мониторинга качества прогнозов на существенных интервалах времени, когда, по сути, оценивается не только осредненное качество прогнозов (*forecast quality*), но и надежность (эффективность, производительность, результативность и т. д.) прогностической системы в целом (*forecast performance*).

3.3.2. Временные ряды пространственных долей категорий осадков

Под временными рядами понимаются последовательные во времени наборы полей наблюдений, в которых после пространственного осреднения обнаруживаются соответствующие *объекты* для верификации. Так как между такими полями временные интервалы не обязательно равны, то понятие гладкости неприменимо по математическому смыслу и может быть ложным по визуальному впечатлению.

На парах выделенных полей наблюдений и синхронизированных с ними полей часовых прогнозов рассчитываются пространственные доли осадков в выделенной градации и значения показателя FSS относительно масштабов. Матрица результатов для одного локатора состоит из массива NT строк и 2+NW столбцов, где NT – количество выделенных сроков (в формате ууууmmdd_hhmi, уууу – год, mm – месяц, dd – день, hh – час, mi – десятков минут), NW – количество окон (здесь 16, от сеточного масштаба 2 кв. км до 122 кв. км). Количество выделенных сроков разное для различных локаторов, в среднем около 2500. В начале строки результирующей матрицы записываются пространственные доли (*доли дождя*) для поля наблюдения и для поля прогноза, относящиеся к данному сроку.

Эти матрицы служат для дальнейших обобщений количественных оценок и их графического представления.

Так как доли категорий осадков используются при определении важных уровней, то представляют интерес их статистические особенности в зависимости от порогов и локаторов. Возникает возможность детального анализа распределения и пространственных долей категорий осадков и значений FSS на основе более информативных гистограмм, чем квартильные оценки.

На рис. 13 расположены временные ряды этих долей для порогов 0.5 и 1 мм/ч и гистограммы их распределения по всему временному интервалу для всех порогов осадков; рассматриваются данные зоны обзора локатора RAKU (Курск). Для порогов выше 1 мм/ч доля дождя невелика, поэтому в рис. 13 внесены ряды только для первых двух порогов. Гистограммы распределения строятся в автоматическом режиме без задания общих диапазонов величин, благодаря чему более отчетливо видны различия в их формах.

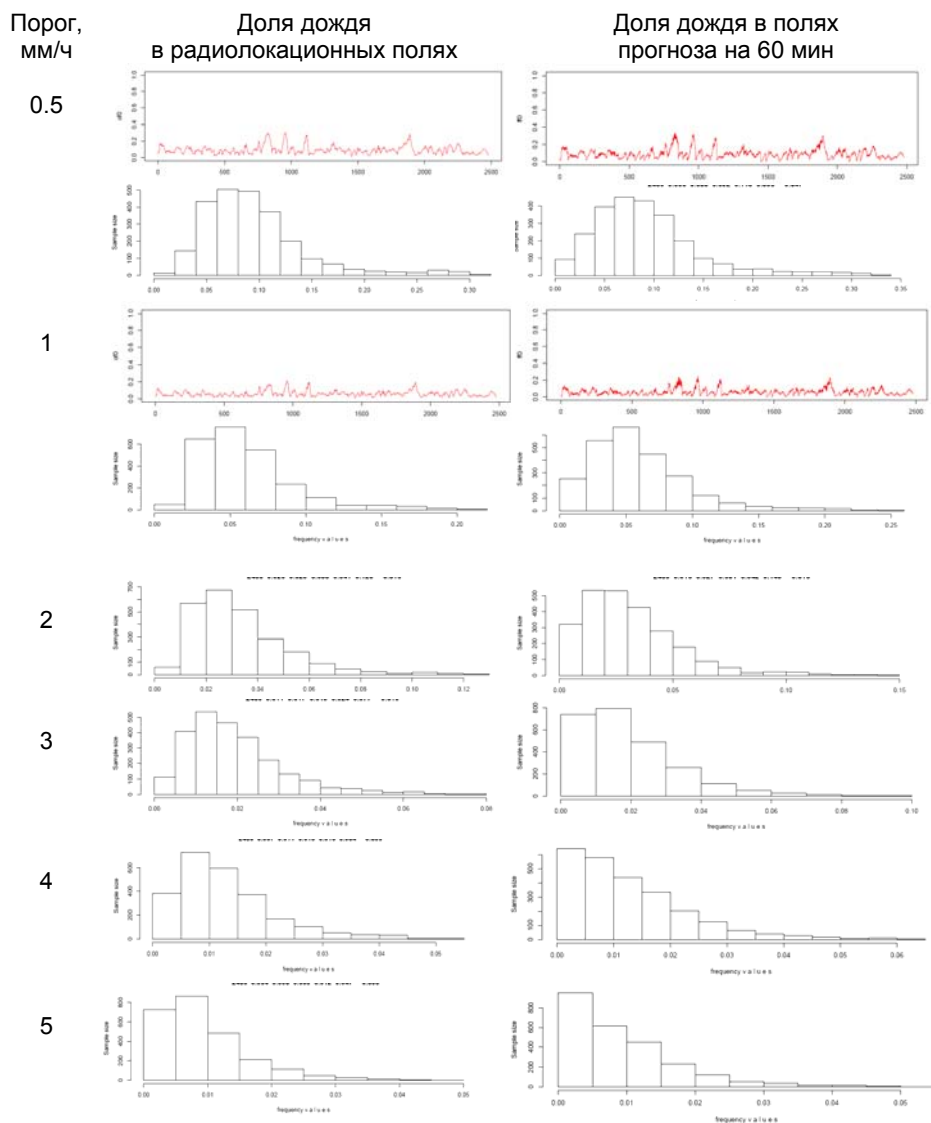


Рис. 13. Временные ряды пространственных долей осадков и гистограммы их распределения в полях наблюдения (левый ряд панелей) и в полях прогноза на 60 мин (правый ряд панелей) по полной выборке. Временные ряды показаны только для порогов 0.5 и 1 мм/ч. Гистограммы распределения долей показаны для всех порогов.

Fig. 13. Time series of spatial rainfall fractions and histograms of their distribution in the observation fields (left row of panels) and in the forecast fields for 60 minutes (right row of panels) for the full sample. Time series are shown only for thresholds of 0.5 and 1 mm/h. Fractions distribution histograms are shown for all thresholds.

Во временных рядах пространственных долей для полей наблюдения и полей прогноза заметно общее сходство, включая пики и совпадение их координат на оси времени. Эти факты свидетельствуют о способности системы наукастинга прогнозировать на интервале часового прогноза большие области осадков. Обе кривые для полей прогноза выглядят жирней кривых для полей наблюдений, что связано с более сильной изменчивостью во времени прогностической пространственной доли осадков выделенных категорий. Это свойство сохраняется и для высоких порогов (здесь не показано).

В поведении гистограмм с ростом порога интенсивности заметны следующие характерные особенности. На малых порогах (до 1 мм/ч) формы гистограмм для полей наблюдения и прогноза сходны и напоминают двухпараметрическое гамма-распределение с параметром формы больше единицы, хотя есть слабо выраженные намеки на толстые хвосты, особенно для полей наблюдений.

В случае толстых хвостов уместнее рассмотреть также двухпараметрическое распределение Парето, или обобщенное распределение Парето по аналогии с подходом статей [20, 21].

Если предположить применимость гамма-распределения к пространственным долям осадков в интервале 0.5–5 мм/ч и ориентироваться на поведение моды распределения, то можно утверждать, что параметр формы для полей прогнозов переходит границу 1 на меньшем пороге (между 3 и 4 мм/ч): гистограмма обретает отчетливую L-конфигурацию. Это значит, что с ростом порога осадки таких категорий встречаются заметно реже, чем в полях наблюдения. Если считать, что на более высоких порогах уместнее использовать распределение Парето, то отмеченное поведение гистограмм не противоречит тяжести хвоста для прогностических полей, так как все распределения Парето так же L-образны, как гамма-распределение при параметре формы меньше единицы.

3.3.3. Временные ряды значений показателя FSS

Рис. 14–16 содержат значения FSS в зонах обзора локаторов Воейково, Внуково и Курск для порогов 1, 2 и 4 мм/ч относительно линейных масштабов 2, 10, 50 и 106 км.

Визуальный анализ рис. 14–16 позволяет сделать вывод о значительном сходстве временных рядов значений FSS и гистограмм для пары (порог, масштаб), относящейся к разным локаторам. Порог полезности рассчитывается для каждого срока, и видно, что зеленая линия в этом представлении малоизменчива и почти не отличается от уровня приемлемого прогноза $FSS=0.5$.

Сконцентрируем внимание на графиках и гистограммах для локатора Воейково (рис. 14).

Идеальный прогноз на всем интервале испытаний означает расположение всего временного ряда FSS *выше* зеленой линии, что не встречается

ни на одной представленной панели. Наилучший, но не идеальный в данном смысле прогноз отражен на панели для порога 1 мм/ч и окна 106×106 кв.км, на которой имеются пары полей наблюдения и синхронизированного прогноза с низким качеством во всем диапазоне масштабов. Сроки некоторых прогнозов низкого качества сохраняются ("наследуются") от меньших масштабов вплоть до максимальных, что визуально представлено нитями, свисающими в сторону FSS=0. Прогнозы, качество которых не улучшается с ростом масштаба, являют собой случаи специфического вырождения и достойны отдельного анализа. Точные даты и время таких прогнозов легко восстановимы.

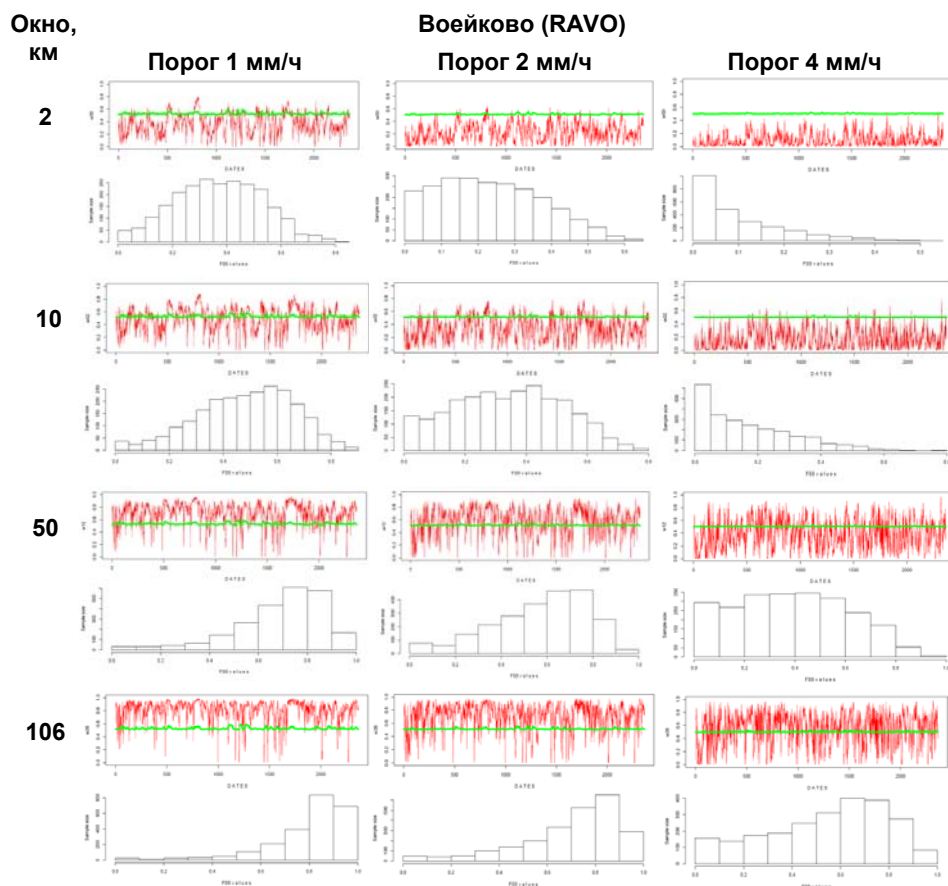


Рис. 14. Временные ряды и гистограммы распределения показателя FSS для часового прогноза превышения порога 1 мм/ч в зонах обзора локатора RAVO. Зеленой линией выделен уровень полезного прогноза. Окна заданы в линейном масштабе (длина стороны).

Fig. 14. Time series and distribution histograms of the FSS for an hourly forecast of exceeding the threshold of 1 mm/h in the RAVO radar coverage areas. The green line highlights the useful prediction level. The windows are given at a linear scale (side length).

Наихудший прогноз приводит к противоположной картине: весь ряд находится под зеленой линией, и такие ситуации нередки для прогнозов превышений больших порогов.

На рис. 14 это панель для порога 4 мм/ч и масштаба 2 км, при этом диапазон области определения гистограммы не превышает $FSS=0.5$. Для этого же порога рост масштаба приводит к появлению значений FSS выше уровня полезности. При этом в масштабе явлений около 100 км гистограмма приобретает форму распределения с толстым левым хвостом (много значений FSS около нуля), но с наибольшим количеством значений FSS выше уровня полезности (мода распределения правее $FSS=0.5$). Такое изменение гистограммы распределения FSS можно считать типичным для использованных р/л данных в теплый период года.

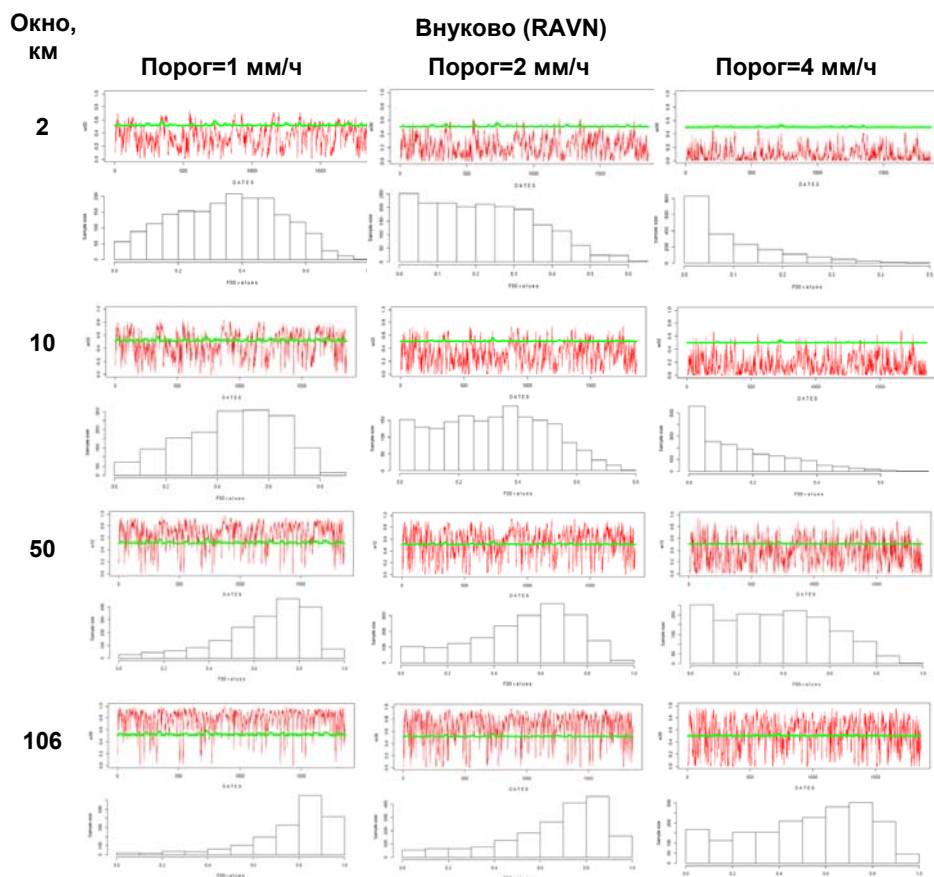


Рис. 15. То же, что на рис.14, только для лоатора RAVN.

Fig. 15. The same as in Fig. 14, only for the RAVN radar.

Рассмотренные варианты расположения временного ряда и формы гистограммы FSS, включая толщину хвостов и координату моды распределения относительно уровня полезности, дают содержательную информацию об "эксплуатационном качестве" (performance) системы радиолокационного наукастинга. Гистограммы FSS могут быть обобщены или приближены теоретическими распределениями известного типа (например, гамма-распределением или обобщенным распределением Парето) и оформлены в виде консультативного справочника. Пользователю системы радиолокационного наукастинга обобщенная гистограмма может помочь оценить вероятность *полезного* для него прогноза явления заданного пространственного масштаба и значимой для него интенсивности.

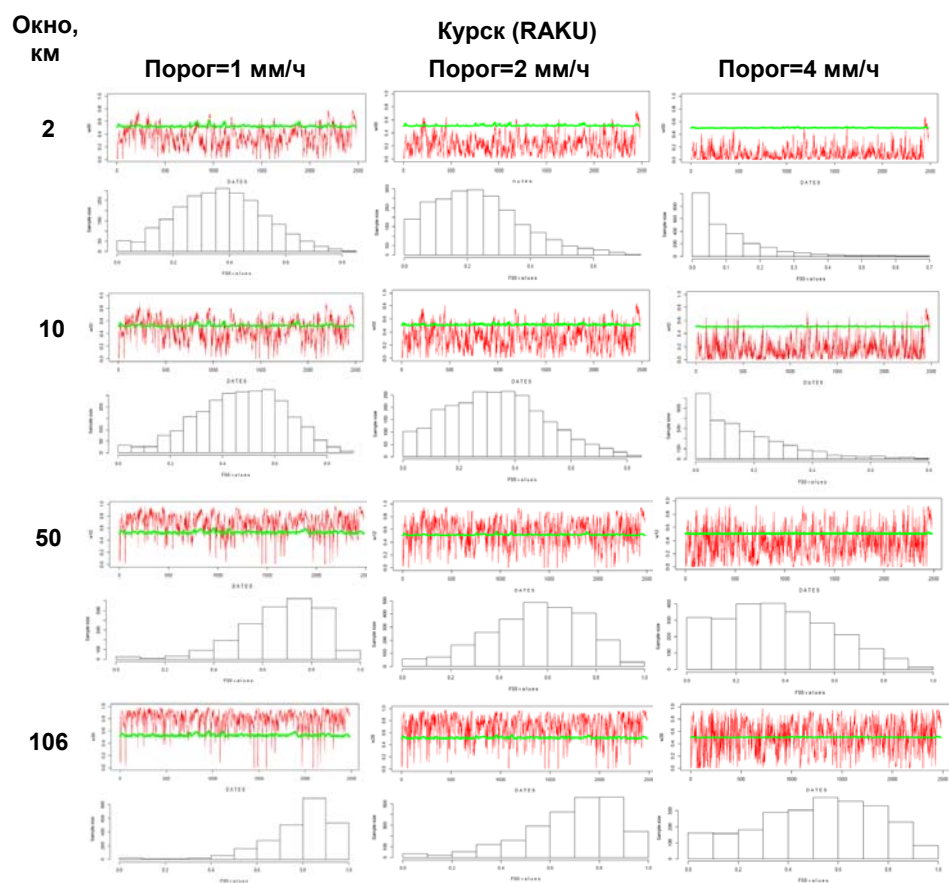


Рис. 16. То же, что на рис.14, только для локатора RAKU.

Fig. 16. The same as in Fig. 14, only for the RAKU radar.

В качестве примера рассмотрим часовой прогноз явлений масштаба 50 км и интенсивности выше 4 мм/ч и приведем соответствующие гистограммы для областей обзора шести испытанных радиолокаторов (рис. 17).

На рис. 17 оставлены важные характеристики, формируемые в автоматическом режиме на этапе верификации, соберем их в отдельную табл. 8.

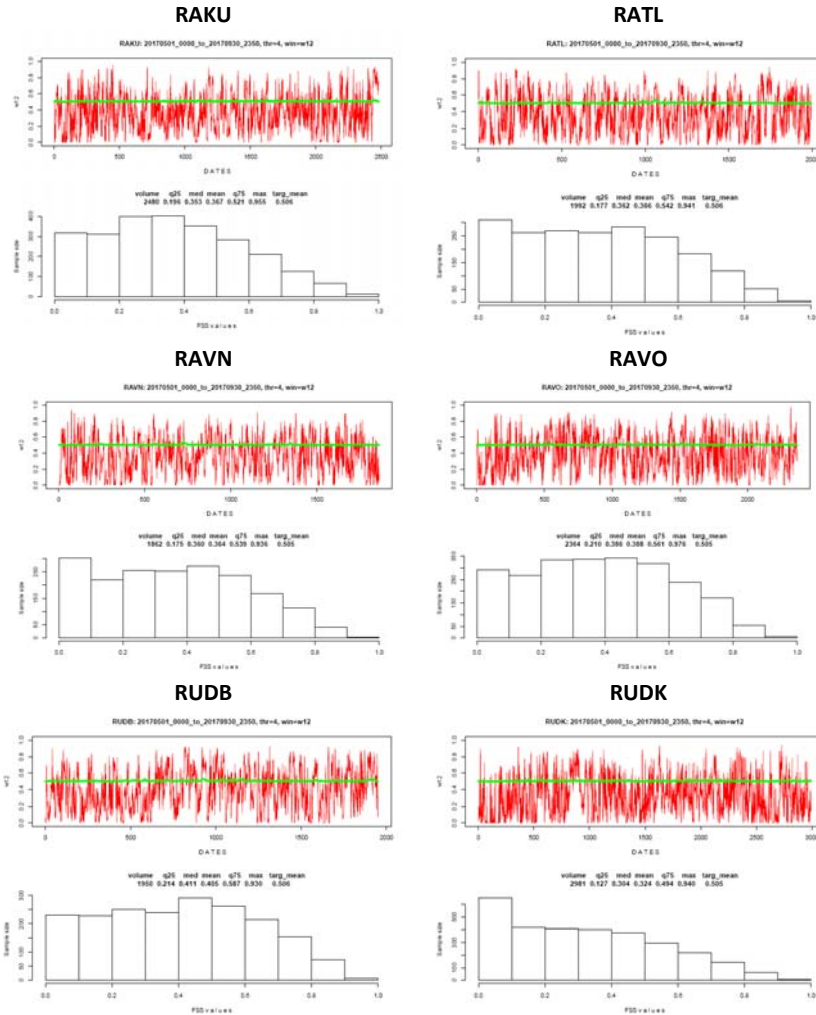


Рис. 17. Временные ряды и гистограммы распределения показателя FSS для часового прогноза превышения порога 4 мм/ч в зонах обзора локаторов RAKU, RATL, RAVN, RAVO, RUDB и RUDK. Зеленой линией выделен уровень полезного прогноза. Окна заданы в линейном масштабе (длина стороны).

Fig. 17. Time series and distribution histograms of the FSS estimate for an hourly forecast of exceeding the threshold of 4 mm/h in the coverage areas of RAKU, RATL, RAVN, RAVO, RUDB and RUDK radars. The green line highlights the useful forecast level. The windows are given at a linear scale (side length).

Таблица 8. Характеристики гистограмм распределения оценки FSS на полной выборке пар полей наблюдения в зонах обзора р/л RAKU, RATL, RAVN, RAVO, RUDB и RUDK, и прогнозов на 60 мин интенсивности осадков выше 4 мм/ч

Table 8. Characteristics of the FSS estimate distribution histograms on the full sample of pairs of observation fields in the coverage areas of the RAKU, RATL, RAVN, RAVO, RUDB and RUDK radars, and forecasts for 60 min of precipitation intensity above 4 mm/h

ДМРЛ-С	Характеристики гистограмм						
	объем	q25	median	mean	q75	max	FSS _{useful}
RAKU	2480	0.196	0.353	0.367	0.521	0.955	0.506
RATL	1992	0.177	0.362	0.366	0.542	0.941	0.506
RAVN	1862	0.175	0.360	0.364	0.539	0.936	0.505
RAVO	2364	0.201	0.386	0.388	0.561	0.976	0.505
RUDB	1950	0.214	0.411	0.405	0.587	0.930	0.506
RUDK	2981	0.127	0.304	0.324	0.494	0.940	0.505

На графиках временных рядов хорошо видны следующие особенности: сильная изменчивость оценки FSS во времени, преобладание значений FSS ниже линии полезности, значительные непрерывные интервалы бесполезных значений, отсутствие заметных непрерывных интервалов полезных значений.

Все гистограммы имеют более или менее одинаковую форму с очевидным перевесом значений, не превышающих 0.5. Однако имеется часть оценок полезного уровня, которые удобнее оценить на основе данных табл. 8.

Табличные данные подтверждают слабое влияние на результирующие характеристики различных объемов выборок. Низкое значение медианы (от 0.30 до 0.41) и близкое к нему среднее значение (mean) отразились на ранее показанных графиках медианных оценок FSS. Редкость явления "сильного дождя" (≥ 4 мм/ч) сказалась на близости уровня полезного прогноза FSS_{useful} уровню приемлемого прогноза FSS_{accept}=0.5. Столбец q75 гарантирует не менее четверти прогнозов выше уровня полезности (кроме, возможно, прогнозов в области обзора локатора RAKU, где прогноз еще хуже).

При надежности результатов окрестной верификации можно сформулировать вполне содержательный вывод. Если пользователя радиолокационного наукастинга не удовлетворяет прогноз осадков выше 4 мм/ч с вероятностью попадания чуть более 25% в областях размера 50×50 км, то ему рекомендуется или согласиться на расширение области прогнозирования, которая подразумевается в формулировках "ожидается местами", или воспользоваться иными прогнозами.

Выводы и обсуждение

Показатель *окрестной* верификации FSS применен для оценки прогнозов осадков в теплый и холодный периоды 2017–2018 гг. при испытаниях системы радиолокационного наукастинга. Поля осадков формируются по зонам обзора восьми ДМРЛ-С на территории Центрального федерального округа и ДМРЛ-С Воейково на территории Северо-Западного федерального округа. Эти поля используются и как начальные данные для статистической модели, и как контрольные данные для верификации.

В области обзора каждого локатора по каждому периоду года накоплено около 20 тысяч прогнозов, которые вместе с синхронизированными наблюдениями составляют выборку для верификации примерно такого же объема. Ввиду больших затрат времени при расчетах FSS проверена возможность обобщенных оценок на случайных выборках существенно меньшего объема. На основе вычислительных экспериментов объем случайной выборки удалось уменьшить примерно на порядок при сохранении основных свойств обобщенных оценок.

Результаты верификации стратифицированы по локаторам, периодам года, порогам превышения интенсивности осадков и заблаговременности прогнозов. Особое внимание уделяется зависимости оценки FSS от пространственного масштаба, определяемого по размеру прямоугольного окна, которое исполняет роль *окрестности* данного метода верификации. Рассчитываются специфические уровни значений FSS, позволяющие выделить масштабы *приемлемых* и *полезных* прогнозов.

На основе разнообразных табличных и графических материалов верификации получены выводы как общего, так и частного характера.

Общие выводы касаются свойств самого показателя, проверенных и подтвержденных на большом массиве отечественных данных. Этот показатель, обладающий привычными свойствами квадратичных мер качества для вероятностных прогнозов и сопоставляемый с последовательно растущими пространственными масштабами, позволяет изобразить на графике и свойства прогноза, и эффективность прогностической модели. При этом анализ качества прогноза может интерпретироваться в терминах предсказуемости явлений, так как предсказуемость – это фактически оценка качества прогностической модели в зависимости от заблаговременности прогноза и некоторого выделенного уровня качества. С другой стороны, переход от оценок прогноза *величин* в *точках* к прогнозу *долей* в *окрестностях* развивает вероятностное восприятие прогнозистов и пользователей, а также привносит содержательность в стандартные формулировки о "наблюдаемом местами" и "ожидаемом местами" дожде.

Сформулированы разнообразные частные выводы о свойствах характеристик в два периода года, а также для различных локаторов, порогов интенсивности, прогностических сроков и размеров окон. В частности, проявляется сходство в квартильных и медианных оценках по случайной и полной выборке для верификации. Различия в тех же характеристиках для теплого

и холодного периодов года ассоциируются с сезонными особенностями осадков на территории ЦФО и СЗФО.

Более чувствительны оценки *полезного* масштаба, которые предоставляют возможность ранжировать данные отдельных локаторов по тем или иным комбинациям трех основных параметров верификации – порога интенсивности, заблаговременности и масштаба полезности. Однако приведенные в статье примеры ранжирования по наборам кривых FSS(scale) не должны приниматься за приговор, так как, помимо качества радиолокационных наблюдений, нельзя исключать особенностей показателя FSS и влияния внешних параметров верификации, например, площади домена [62, 73]. Причина выставленных рангов может скрываться не в наблюдениях или в модели, а в самом методе верификации. На самом деле, установленное в статье "преимущество" данных локатора Брянск (RUDB) может быть мнимым из-за большой теневой области в южной части обзора, и причина высокого ранга может заключаться в способе числового заполнения указанной области.

Как известно, при переходе от точечных оценок к пространственным оценкам объем информации существенно возрастает и на место устраненных проблем (например, двойного штрафа и близкого промаха) встают новые, не менее сложные и важные проблемы.

Одной из новых, но требующих решения проблем окрестной верификации оперативного радиолокационного наукастинга Гидрометцентра России является сложная граница домена с внутренними пустотами, что заставляет искать нетривиальные формы окрестностей, а также учитывать переменное количество этих окрестностей для одного масштаба.

Методологической проблемой остается и сама формула расчета FSS как вероятностной оценки Брайера относительно качества наихудшего прогноза. Не является ли "наихудший прогноз", эквивалентный случайному прогнозу, слишком слабым уровнем сопоставления? Если пользоваться уровнем качества реальной прогностической системы (например, оперативной системы ЧПП, как в Германской службе погоды по рекомендации работы [77]), то корреляция между прогнозом и наблюдением (точнее, между соответствующими долями) окажется ненулевой и знаменатель формулы расчета "критерия мастерства" уменьшится. При этом оценки качества станут строже, т. е. заведомо меньше FSS, и на экстремальных параметрах верификации эти оценки могут стать отрицательными.

Работа выполнения в рамках темы 1.1.5 Плана НИТР Росгидромета.

Авторы благодарят Анастасию Юрьевну Бундель за полезные советы и ценные замечания.

Список литературы

1. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 224 с.
2. 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.

3. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. М.: Географический факультет МГУ, 2006. 100 с.
4. ВМО-168. Руководство по гидрологической практике. Том II. Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов: Изд. 6. 2012 (2009).
5. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 118 с.
6. Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геоestatистика. Теория и практика. М.: Наука, 2010. 330 с.
7. Казакевич Д.И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1977, 320 с.
8. Киктев Д.Б., Астахова Е.Д., Зарипов Р.Б., Муравьев А.В., Смирнов А.В., Цырульников М.Д. Проект FROST-2014 и метеорологическое обеспечение Олимпиады "Сочи-2014" // Метеорология и гидрология. 2015. № 8. С. 19-30.
9. Киктев Д.Б., Муравьев А.В., Бундель А.Ю. Методические рекомендации по верификации метеорологических прогнозов. М.: АМА ПРЕСС, 2021. 94 с.
10. Киктев Д.Б., Муравьев А.В., Смирнов А.В. Прогнозирование осадков с помощью модели мультипликативного каскада: опыт радарного наукастинга // Международная конференция «Турбулентность, динамика атмосферы и климата», посвященная 100-летию со дня рождения академика А.М. Обухова, Москва, 16–18 мая 2018 г. Тезисы докладов. С. 27.
11. Кисельникова В.З. Объектно-ориентированная оценка качества прогноза осадков WRF // Метеорология и гидрология. 2013. № 4. С. 5-10.
12. Кисельникова В.З. Объектно-ориентированная оценка качества прогноза осадков для теплого периода (май–сентябрь) 2016–2020 гг. по модели COSMO-Ru2 // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 2 (380). С. 43-51.
13. Кисельникова В.З. Результаты объектно-ориентированной оценки качества прогнозов осадков по мезомасштабной модели Гидрометцентра России // Труды Гидрометцентра России. 2014. Вып. 351. С. 34-42.
14. Матерон Ж. Основы прикладной геоestatистики. М.: Мир, 1968. 407 с.
15. Методические указания по использованию информации доплеровского метеорологического радиолокатора ДМРЛ-С в синоптической практике: Третья редакция. М.: Росгидромет, 2019. 129 с. https://method.meteorf.ru/norma/document/dop_3red.
16. Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 184 с.
17. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Том 2. Изд. 2-е. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 742 с.
18. Муравьев А.В. Программа верификации метеорологических прогнозов с помощью окрестной оценки «отношения пространственных долей» (FSS) для больших выборок с использованием методов Монте-Карло: Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020618547. Дата регистрации 30 июля 2020 г.
19. Муравьев А.В., Бундель А.Ю., Киктев Д.Б., Смирнов А.В. Опыт пространственной верификации радиолокационного наукастинга осадков: определение и статистика объектов, ситуаций и условных выборок // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 2 (384). С. 6-52.
20. 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.
21. 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.
22. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Бундель А.Ю., Дмитриева Т.Г., Смирнов А.В. Верификация прогнозов метеорологических явлений со значительными воздействиями в районе проведения Олимпиады Сочи-2014». Часть I // Метеорология и гидрология. 2015. № 9. С. 31-48.

23. 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.
24. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В. Усовершенствованная технология радиолокационного наукастинга осадков и результаты верификации в теплый период года (май-сентябрь 2020 г.) // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2021. Информационный сборник № 48. С. 13-41.
25. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В., Зайченко М.Ю. Оперативная технология наукастинга осадков на основе радиолокационных данных и сравнительные результаты точечной верификации для теплого и холодного периодов года // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 2 (372). С. 12-40.
26. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В., Павлюков Ю.Б., Серебрянник Н.И. Верификация детерминистского и вероятностного радиолокационного наукастинга осадков в теплый и холодный периоды года на Европейской территории России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 1 (387). С. 21-66.
27. 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.
28. Blaylock B., Horel J.D. Comparison of Lightning Forecasts from the High-Resolution Rapid Refresh Model to Geostationary Lightning Mapper Observations // Weather and Forecasting. 2020. Vol. 35. P. 401-416.
29. Bowler N., Pierce C., Seed A. STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2006. Vol. 132. P. 2127-2155.
30. Brown, B. G., E. Gilleland, and E. E. Ebert, 2012: Forecasts of spatial fields. Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science, 2nd ed. / I.T. Jolliffe and D.B. Stephenson, Eds. Wiley. P. 95-117. <https://doi.org/10.1002/9781119960003.ch6>.
31. 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.
32. Bundel A. and Coauthors. Spatial verification application in COSMO. ICCARUS 2018 // Book of Abstracts Offenbach. February 26–28. 2018. P. 35.
33. Bundel A. and Coauthors. The COSMO Priority Project INSPECT. Final Report // COSMO Technical Report No. 37. January 2019. DOI: 10.5676/DWD pub/nw/cosmo-tr37.
34. Casati B., Wilson L.J., Stephenson D.B., Nurmi P., Ghelli A., Pocernich M., Damrath U., Ebert E.E., Brown B.G., Mason S. Forecast verification: Current status and future directions // Meteor. Appl. 2008. Vol. 15. P. 3-18.
35. Coleman A., Ancell B. Toward the Improvement of High-Impact Probabilistic Forecasts with a Sensitivity-Based Convective-Scale Ensemble Subsetting Technique // Mon. Wea. Rev. 2020. Vol. 148. P. 4995-5014.
36. Davis C.A., Brown B.G., 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.
37. Dougherty K.J., Horel J.D., Nachamkin J.E. Forecast Skill for California Heavy Precipitation Periods from the High-Resolution Rapid Refresh Model and the Coupled Ocean–Atmosphere Mesoscale Prediction System // Weather and Forecasting. 2020. Vol. 36. P. 2275-2288.
38. Ebert E.E. Fuzzy verification of high resolution gridded forecasts: A review and proposed framework // Meteorol. Appl. 2008. Vol. 15. P. 51-64.
39. Ebert E.E. Neighborhood verification: A strategy for rewarding close forecasts // Weather and Forecasting. 2009. Vol. 24. P. 1498-1510. DOI:10.1175/2009WAF2222251.1.
40. Faggian N., Roux B., Steinle P., Ebert B. Fast calculation of the fractions skill score // Mausam. 2015. Vol. 66. P. 457-466. http://metnet.imd.gov.in/mausamdocs/166310_F.pdf.
41. Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science, 2nd ed. / Eds. Jolliffe, I.T., Stephenson, D.B. Wiley-Blackwell. 2012. 274 p.

42. Gallo B.T., Kalb C.P., Gotway J.H., Fisher H.H., Roberts B., Jirak I.I., Clark A.J., Alexander C., Jensen T. Initial development and testing of a convection-allowing model scorecard // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2019. Vol. 12. P. 367-383.
43. Gallo B.T., Wilson K.A., Choate J., Knopfmeier K., Skinner P., Roberts B., Heinselman P., Jirak I., Clark A.J. Exploring the Watch-to-Warning Space: Experimental Outlook Performance during the 2019 Spring Forecasting Experiment in NOAA's Hazardous Weather Testbed // Weather and Forecasting. 2022. Vol. 37. P. 617-637.
44. Gelfand, A.E., Diggle, P., Guttorp, P., Fuentes M. Handbook of Spatial Statistics. Chapman & Hall/CRC Handbooks of Modern Statistical Methods. CRC Press. 2010.
45. Gilleland, E., Ahijevych, D., Brown, B.G., Casati B., Ebert E.E. Intercomparison of spatial verification methods // Weather and Forecasting. 2009. Vol. 24. P. 1416-1430.
46. Gilleland E. 2022. <https://cran.r-project.org/web/packages/SpatialVx/SpatialVx.pdf>
47. Gilleland E. Two-dimensional kernel smoothing: Using the R package "smoothie" // NCAR Tech. Note NCAR/TN-5021STR. 2013. 17 p. <https://doi.org/10.5065/D61834G2>.
48. Gofa F. and Coauthors. Appraisal of Challenging Weather forecasts (AWARE) in COSMO. Program and abstracts of the Nov 2020 International Verification Method Workshop - Online. P. 47. https://backend.univie.ac.at/fileadmin/user_upload/i_jwgfvr/AbstractsBook2020ivmwo.pdf
49. Houze R.A.Jr. 100 years of research on mesoscale convective systems // A Century of Progress in Atmospheric and Related Sciences: Celebrating the American Meteorological Society Centennial, Meteor. Monogr. 2019. No. 59. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0001.1>
50. Kiktev D., Joe P., Isaac G.A., Montani A., Frogner I.-L., Nurmi P., Bica B., Milbrandt J., Tsyrlunikov M., Astakhova E., Bundel A., Belair S., Pyle M., Muravyev A., Rivin G., Rozinkina I., Paccagnella T., Wang Y., Reid J., Nipen T., Ahn K.-D. FROST-2014: The Sochi Winter Olympics International Project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2017. Vol. 98. P. 1908-1929.
51. Lagerquist R., Stewart J.Q., Ebert-Uphoff I., Kumler C. Using Deep Learning to Nowcast the Spatial Coverage of Convection from Himawari-8 Satellite Data // Mon. Wea. Rev. 2021. Vol. 149. P. 3897-3921.
52. Lledó L., Haiden T., Schrötle J., Forbes R. Scale-dependent verification of precipitation and cloudiness at ECMWF // Newsletter No. 174. Winter 2022/23. P. 18-22.
53. Lorenz E.N. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues // J. Atm. Sci. 1969. Vol. 26. P. 636-646.
54. Mass C.F., Ovens D., Westrick K., Colle B.A. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2002. Vol. 83. P. 407-430.
55. Melsom A., Palerm C., and Müller M. Validation metrics for ice edge position forecasts // Ocean Sci. 2019. Vol. 15. P. 615-630.
56. Mittermaier M. How interpolation and resolution can affect verification scores: A study based on the fractions skill score // Meteor. Z. 2019. Vol. 28. P. 181-192. <https://doi.org/10.1127/metz/2018/0890>.
57. Mittermaier M.A. "Meta" Analysis of the Fractions Skill Score: The Limiting Case and Implications for Aggregation // Mon. Wea. Rev. 2021. Vol. 149. P. 3491-3504.
58. Mittermaier M., Roberts N. Inter-comparison of spatial forecast verification methods: Identifying skillful spatial scales using the fractions skill score // Weather and Forecasting. 2010. Vol. 25. P. 343-354. <https://doi.org/10.1175/2009WAF2222260.1>.
59. Mittermaier M., Thompson S. A long-term assessment of precipitation forecast skill using the fractions skill score // Meteor. Appl. 2013. Vol. 20. P. 176-186. <https://doi.org/10.1002/met.296>.
60. Muraviev 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.
61. Muraviev A., Bundel A., Kiktev D., Bocharnikov N., Bazlova T. On the spatial verification of FROST-2014 precipitation forecast fields. COSMO GM, 07.09.2015. https://www.cosmo-model.org/content/consortium/generalMeetings/general2015/parallel/Bundel_SPATIAL_IN-SPECT_session_GM2015.pdf

62. Nachamkin J.E., Schmidt J. Applying a neighborhood fractions sampling approach as a diagnostic tool // *Mon. Wea. Rev.* 2015. Vol. 143. P. 4736-4749. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00411.1>.
63. 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. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4185-2019>
64. Richardson L.F. Weather prediction by numerical process. Cambridge University Press (republished by Dover. 1965). 1922.
65. Ripley B.D. Spatial Statistics. John Wiley & Sons, Inc, 1981. 267 p.
66. Roberts N. Assessing the spatial and temporal variation in the skill of precipitation forecasts from an NWP model // *Meteor. Appl.* 2008. Vol. 15. P. 163-169. DOI: 10.1002/met.57.
67. Roberts N., Lean H. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 136. P. 78-97. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2123.1>.
68. Schertzer D., Lovejoy S. Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 9692-9714.
69. Seed A.W. Modelling and forecasting rainfall in space and time // *Scales in Hydrology and Water management (IAHS Publ. 287)*. 2004. P. 137-152.
70. Simecek-Beatty D., Lehr W.J. Oil spill forecast assessment using Fractions Skill Score // *Marine Pollution Bulletin*. 2021. Vol. 164. 112041. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112041>.
71. Skamarock W.C. Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra // *Mon. Wea. Rev.* 2004. Vol. 132. P. 3019-3032. <https://doi.org/10.1175/MWR2830.1>.
72. Skok G. Analysis of fraction skill score properties for a displaced rainband in a rectangular domain // *Meteor. Appl.* 2015. Vol. 22. P. 477-484. DOI: 10.1002/met.1478.
73. Skok G. Analysis of fraction skill score properties for a displaced rainy grid point in a rectangular domain // *Atmos. Res.* 2016. Vol. 169. P. 556-565. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.04.012>.
74. Skok G., Hladnik V. Verification of Gridded Wind Forecasts in Complex Alpine Terrain: A New Wind Verification Methodology Based on the Neighborhood Approach // *Mon. Wea. Rev.* 2018. Vol. 146. P. 63-75.
75. Skok G., Roberts N. Analysis of fractions skill score properties for random precipitation fields and ECMWF forecasts // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2016. Vol. 142. P. 2599-2610, <https://doi.org/10.1002/qj.2849>.
76. Sun X., Huang X.-Y., Gordon C., Mittermeier M., Beckett R., Cheong W. K., Barker D., North R., Semple A. A Subjective and Objective Evaluation of Model Forecasts of Sumatra Squall Events // *Weather and Forecasting*. 2020. Vol. 35. P. 489-506.
77. Theis S.E., Hense A., Damrath U. Probabilistic precipitation forecasts from a deterministic model: A pragmatic approach // *Meteor. Appl.* 2005. Vol. 12. P. 257-268.
78. WMO-No. 237. Manual for depth-area-duration analysis of storm precipitation. 1969. TP. 129.
79. WMO-No. 168. Guide to Hydrological Practices, Volume II: Management of Water Resources and Applications of Hydrological Practices. 2009.
80. Woodhams B.J., Birch C.B., Marsham J.H., Bain C.L., Roberts N.M., Boyd D.F.A. What Is the Added Value of a Convection-Permitting Model for Forecasting Extreme Rainfall over Tropical East Africa? // *Mon. Wea. Rev.* 2018. Vol. 146. P. 2757-2780.

References

1. Alibegova Zh.D. Prostranstvenno-vremennaja struktura polej zhidkih osadkov Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1985, 224 p. [in Russ.]
2. 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, pp. 30-49 [in Russ.].
3. Vel'tishhev N.F., Stepanenko V.M. Mezometeorologicheskie processy. Moscow: Geograficheskij fakul'tet MGU publ., 2006, 100 p. [in Russ.]

4. WMO-168. Rukovodstvo po gidrologicheskoy praktike. Tom II. Upravlenie vodnymi resursami i praktika primeneniya gidrologicheskikh metodov. Izd.6. 2012 (2009) [in Russ.].
5. Gandin L.S. Ob'ektivnyy analiz meteorologicheskikh polej. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1963, 118 p. [in Russ.]
6. Dem'janov V.V., Savel'eva E.A. Geostatistika. Teoriya i praktika. Moscow: Nauka publ., 2010, 330 p. [in Russ.]
7. Kazakevich D.I. Osnovy teorii sluchajnykh funktsij i ejo primenenie v gidrometeorologii. L.: Gidrometeoizdat, 1977, 320 p. [in Russ.]
8. Kiktev D.B., Astahova E.D., Zaripov R.B., Murav'ev A.V., Smirnov A.V., Cyrul'nikov M.D. FROST-2014 project and meteorological support of the Sochi-2014 Olympics. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2015, vol. 40, no. 8, pp. 504-512. DOI: 10.3103/S1068373915080026.
9. Kiktev D.B., Murav'ev A.V., Bundel' A.Ju. Metodicheskie rekomendacii po verifikacii meteorologicheskikh prognozov. Moscow: AMA PRESS publ., 2021, 94 p. [in Russ.]
10. Kiktev D.B., Murav'ev A.V., Smirnov A.V. Prognozirovaniye osadkov s pomoshh'yu modeli mul'tiplikativnogo kaskada: opyt radarnogo naukastinga. Mezhdunarodnaya konferenciya «Turbulentnost', dinamika atmosfery i klimata», posvjashhennaya 100-letiju so dnja rozhdeniya akademika A.M. Obuhova, Moskva, 16-18 maja 2018, tezisy dokladov, 27 p. [in Russ.]
11. Kisel'nikova, V.Z. Object-based evaluation of precipitation forecast quality. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2013, vol. 38, no. 4, pp. 217-221. DOI: 10.3103/S1068373913040018.
12. Kisel'nikova V.Z. Object-oriented assessment of COSMO-Ru2 precipitation forecast quality for the warm season (May-September) in 2016-2020. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2021, vol. 380, no. 2, pp. 43-51 [in Russ.]
13. Kisel'nikova V.Z. The results of object-oriented estimation of precipitation forecast quality using the mesoscale model of the Hydrometcentre of Russia. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2014, vol. 351, pp. 34-42 [in Russ.]
14. Matheron G. Traité de géostatistique appliquée. Vol. 1. 1962, Editions Technip, Paris, 334 p.
15. Metodicheskie ukazaniya po ispol'zovaniju informacii dopplerovskogo meteorologicheskogo radiolokatora DMRL-S v sinopticheskoy praktike: Tret'ja redakcija. Moscow: Rosgidromet publ., 2019, 129 p. Available at: method.meteorf.ru/norma/document/dop_3red [in Russ.]
16. Monin A.S. Prognoz pogody kak zadacha fiziki. Moscow: Nauka publ., 1969, 184 p. [in Russ.]
17. Monin A.S., Jaglom A.M. Statisticheskaja gidromehanika. Tom 2. Izd. 2-e. Saint Petersburg: Gidrometeoizdat publ., 1996, 742 p. [in Russ.]
18. Murav'ev A.V. Programma verifikacii meteorologicheskikh prognozov s pomoshh'ju okrestnoj ocenki «otnosheniya prostranstvennykh dolej» (FSS) dlja bol'shih vyborok s ispol'zovaniem metodov Monte-Karlo. Svidetel'stvo o gosudarstvennoj registracii programmy dlja JeVM № 2020618547. Data registracii 30 ijulja 2020 g. [in Russ.]
19. Murav'ev A.V., Bundel' A.Ju., Kiktev D.B., Smirnov A.V. Expertise in spatial verification of radar precipitation nowcasting: identification and statistics of objects, situations and conditional samples. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2022, vol. 384, no. 2, pp. 6-52 [in Russ.]
20. Murav'ev A.V., Bundel' A.Ju., 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 [in Russ.]
21. Murav'ev A.V., Bundel' A.Ju., 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 [in Russ.]
22. Murav'ev A.V., Kiktev D.B., Bundel' A.Ju., Dmitrieva T.G., Smirnov A.V. Verification of high-impact weather event forecasts for the region of the Sochi-2014 Olympic Games. Part I: Deterministic forecasts during the test period. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2015, vol. 40, no. 9, pp. 584-597. DOI: 10.3103/S1068373915090034.

23. 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). *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2018, vol. 367, no.1, pp. 6–38 [in Russ.].
24. Murav'ev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V. Usovershenstvovannaja tehnologija radiolokacionnogo naukastinga osadkov i rezul'taty verifikacii v teplyj period goda (maj-sentjabr' 2020 g.). Rezul'taty ispytaniya novyh i usovershenstvovannyh tehnologij, modelej i metodov gidrometeorologicheskix prognozov. 2021. *Informacionnyj sbornik № 48*, pp. 13–41 [in Russ.].
25. Muravev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V., Zajchenko M.Yu. Operational precipitation nowcasting system based on radar data and comparative pointwise verification results for the warm and cold seasons. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy*. [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2019, vol. 372, no. 2, pp. 12–40 [in Russ.].
26. Murav'ev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V., Pavljukov Ju.B., Serebrjannik N.I. 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, vol. 387, no. 1, pp. 21–66 [in Russ.].
27. Alferov D. and Coauthors. Intercomparison of Spatial Verification Methods for COSMO Terrain (INSPECT): Preliminary Results. *EMS Annual Meeting Abstracts*, 2015, vol. 12, EMS2015-140, 15th EMS/12th ECAM.
28. Blaylock B., Horel J.D. Comparison of Lightning Forecasts from the High-Resolution Rapid Refresh Model to Geostationary Lightning Mapper Observations. *Weather and Forecasting*, 2020, vol. 35, pp. 401–416.
29. Bowler N., Pierce C., Seed A. STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2006, vol. 132, pp. 2127–2155.
30. Brown B.G., Gilleland E., Ebert E.E. Forecasts of spatial fields. *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, 2nd ed. 2012/ I. T. Jolliffe and D. B. Stephenson, Eds. Wiley, pp. 95–117. <https://doi.org/10.1002/9781119960003.ch6>.
31. 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.
32. Bundel A. and Coauthors. Spatial verification application in COSMO, ICCARUS 2018. *Book of Abstracts*, Offenbach, February 26–28, 2018, pp. 35.
33. 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.
34. Casati, B., Wilson L.J., Stephenson D.B., Nurmi P., Ghelli A., Pocerlich M., Damrath U., Ebert E.E., Brown B.G., Mason S. Forecast verification: Current status and future directions. *Meteor. Appl.*, 2008, vol.15. pp. 3–18.
35. Coleman A., Ancell B. Toward the Improvement of High-Impact Probabilistic Forecasts with a Sensitivity-Based Convective-Scale Ensemble Subsetting Technique. *Mon. Wea. Rev.*, 2020, vol. 148, pp. 4995–5014.
36. Davis C.A., Brown B.G., 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.
37. Dougherty K.J., Horel J.D., Nachamkin J.E. Forecast Skill for California Heavy Precipitation Periods from the High-Resolution Rapid Refresh Model and the Coupled Ocean–Atmosphere Mesoscale Prediction System. *Weather and Forecasting*, 2020, vol. 36, pp. 2275–2288.
38. Ebert E.E. Fuzzy verification of high resolution gridded forecasts: A review and proposed framework. *Meteorol. Appl.*, 2008, vol. 15, pp. 51–64.
39. Ebert E.E. Neighborhood verification: A strategy for rewarding close forecasts. *Weather and Forecasting*, 2009, vol. 24, pp. 1498–1510. DOI:10.1175/2009WAF2222251.1.
40. Faggian N., Roux B., Steinle P., Ebert B. Fast calculation of the fractions skill score. *Mausam*, 2015, vol. 66, pp. 457–466. http://metnet.imd.gov.in/mausamdocs/166310_F.pdf.
41. Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science, 2nd ed. / Eds Jolliffe, I.T., Stephenson, D.B. Wiley-Blackwell, 2012, 274 p.

42. Gallo B.T., Kalb C.P., Gotway J.H., Fisher H.H., Roberts B., Jirak I.I., Clark A.J., Alexander C., Jensen T. Initial development and testing of a convection-allowing model scorecard. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2019, vol. 12, pp. 367-383.
43. Gallo B.T., Wilson K.A., Choate J., Knopfmeier K., Skinner P., Roberts B., Heinselman P., Jirak I., Clark A.J. Exploring the Watch-to-Warning Space: Experimental Outlook Performance during the 2019 Spring Forecasting Experiment in NOAA's Hazardous Weather Testbed. *Weather and Forecasting*, 2022, vol. 37, pp. 617-637.
44. Gelfand, A.E., Diggle P., Guttorp P., Fuentes M. *Handbook of Spatial Statistics*. Chapman & Hall/CRC Handbooks of Modern Statistical Methods, CRC Press. 2010, Retrieved 2023-04-04.
45. Gilleland, E., Ahijevych D., Brown B.G., Casati B., Ebert E.E. Intercomparison of spatial verification methods. *Weather and Forecasting*, 2009, vol. 24, pp. 1416-1430.
46. Gilleland E. 2022. <https://cran.r-project.org/web/packages/SpatialVx/SpatialVx.pdf>
47. Gilleland E. Two-dimensional kernel smoothing: Using the R package "smoothingie." *NCAR Tech. Note NCAR/TN-5021STR*, 2013, 17 p. <https://doi.org/10.5065/D61834G2>.
48. Gofa F. and Coauthors. Appraisal of Challenging Weather forecasts (AWARE) in COSMO. Program and abstracts of the Nov 2020 International Verification Method Workshop - Online. p. 47. https://backend.univie.ac.at/fileadmin/user_upload/i_jwgfvr/AbstractsBook2020ivmwo.pdf
49. Houze R.A.Jr. 100 years of research on mesoscale convective systems. A Century of Progress in Atmospheric and Related Sciences: Celebrating the American Meteorological Society Centennial. *Meteor. Monogr.*, 2019, no. 59. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0001.1>
50. Kiktev D. Joe P., Isaac G.A., Montani A., Frogner I.-L., Nurmi P., Bica B., Milbrandt J., Tsyruinikov M., Astakhova E., Bundel A., Belair S., Pyle M., Muravyev A., Rivin G., Rozinkina I., Paccagnella T., Wang Y., Reid J., Nipen T., Ahn K.-D. FROST-2014: The Sochi Winter Olympics International Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 2017, vol. 98, pp. 1908-1929.
51. Lagerquist R., Stewart J.Q., Ebert-Uphoff I., Kumler C. Using Deep Learning to Nowcast the Spatial Coverage of Convection from Himawari-8 Satellite Data. *Mon. Wea. Rev.*, 2021, vol. 149, pp. 3897-3921.
52. Lledó L., Haiden T., Schrötte J., Forbes R. Scale-dependent verification of precipitation and cloudiness at ECMWF. *Newsletter no. 174*, Winter 2022/23, pp. 18-22.
53. Lorenz E.N. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *J. Atm. Sci.*, 1969, vol. 26, pp. 636-646.
54. Mass C.F., Ovens D., Westrick K., Colle B.A. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2002, vol. 83, pp. 407-430.
55. Melsom A., Palerme C., Müller M. Validation metrics for ice edge position forecasts. *Ocean Sci.*, 2019, vol. 15, pp. 615-630.
56. Mittermaier M. How interpolation and resolution can affect verification scores: A study based on the fractions skill score. *Meteor. Z.*, 2019, vol. 28, pp. 181-192. DOI: 10.1127/metz/2018/0890
57. Mittermaier M.A. "Meta" Analysis of the Fractions Skill Score: The Limiting Case and Implications for Aggregation. *Mon. Wea. Rev.*, 2021, vol. 149, pp. 3491-3504.
58. Mittermaier M., Roberts N. Inter-comparison of spatial forecast verification methods: Identifying skillful spatial scales using the fractions skill score. *Weather and Forecasting*, 2010, vol. 25, pp. 343-354. DOI: 10.1175/2009WAF2222260.1
59. Mittermaier M., Thompson S. A long-term assessment of precipitation forecast skill using the fractions skill score. *Meteor. Appl.*, 2013, vol. 20, pp. 176-186. DOI: 10.1002/met.296
60. Muravev A., A. Bundel, D. Kiktev, N. Bocharnikov, and T. Bazlova. On the spatial verification of FROST-2014 precipitation forecast fields. *EMS Annual Meeting Abstracts*, 2015, vol. 12, EMS2015-154-2, 15th EMS / 12th ECAM.
61. Muraviev A., Bundel A., Kiktev D., Bocharnikov N., Bazlova T. On the spatial verification of FROST-2014 precipitation forecast fields. COSMO GM, 07.09.2015. https://www.cosmo-model.org/content/consortium/generalMeetings/general2015/parallel/Bundel_SPATIAL_IN-SPECT_session_GM2015.pdf

62. Nachamkin J.E., Schmidt J. Applying a neighborhood fractions sampling approach as a diagnostic tool. *Mon. Wea. Rev.*, 2015, vol. 143, pp. 4736-4749. DOI: 10.1175/MWR-D-14-00411.1
63. 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. DOI: 10.5194/gmd-12-4185-2019
64. Richardson L.F. Weather prediction by numerical process. Cambridge University Press (republished by Dover. 1965), 1922.
65. Ripley B.D. Spatial Statistics. John Wiley & Sons, Inc, 1981, 267 pp.
66. Roberts N. Assessing the spatial and temporal variation in the skill of precipitation forecasts from an NWP model. *Meteor. Appl.*, 2008, vol.15, pp. 163-169. DOI: 10.1002/met.57
67. Roberts N., Lean H. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, 2008, vol. 136, pp. 78-97. DOI: 10.1175/2007MWR2123.1
68. Schertzer D., Lovejoy S. Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. *J. Geophys. Res.*, 1987, vol. 92, pp. 9692-9714.
69. Seed A.W. Modelling and forecasting rainfall in space and time. *Scales in Hydrology and Water management* (IAHS Publ. 287), 2004, pp. 137-152.
70. Simecek-Beatty D., Lehr W.J. Oil spill forecast assessment using Fractions Skill Score. *Marine Pollution Bulletin*, 2021, vol. 164, 112041. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2021.112041
71. Skamarock W.C. Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Mon. Wea. Rev.*, 2004, vol. 132, pp. 3019-3032. DOI: 10.1175/MWR2830.1
72. Skok G. Analysis of fraction skill score properties for a displaced rainband in a rectangular domain. *Meteor. Appl.*, 2015, vol. 22, pp. 477-484. DOI: 10.1002/met.1478
73. Skok G. Analysis of fraction skill score properties for a displaced rainy grid point in a rectangular domain. *Atmos. Res.*, 2016, vol. 169, pp. 556-565. DOI: 10.1016/j.atmosres.2015.04.012
74. Skok G., Hladnik V. Verification of Gridded Wind Forecasts in Complex Alpine Terrain: A New Wind Verification Methodology Based on the Neighborhood Approach. *Mon. Wea. Rev.*, 2018, vol. 146, pp. 63-75.
75. Skok G., Roberts N. Analysis of fractions skill score properties for random precipitation fields and ECMWF forecasts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2016, vol. 142, pp. 2599-2610. DOI: 10.1002/qj.2849.
76. Sun X., Huang X.-Y., Gordon C., Mittermaier M., Beckett R., Cheong W.K., Barker D., North R., Semple A. A Subjective and Objective Evaluation of Model Forecasts of Sumatra Squall Events. *Weather and Forecasting*, 2020, vol. 35, pp. 489-506.
77. Theis S.E., Hense A., Damrath U. Probabilistic precipitation forecasts from a deterministic model: A pragmatic approach. *Meteor. Appl.*, 2005, vol. 12, pp. 257-268.
78. WMO-No. 237. Manual for depth-area-duration analysis of storm precipitation, 1969, Tpp. 129.
79. WMO-No.168. Guide to Hydrological Practices, Volume II: Management of Water Resources and Applications of Hydrological Practices, 2009.
80. Woodhams B.J., Birch C.B., Marsham J.H., Bain C.L., Roberts N.M., Boyd D.F.A. What Is the Added Value of a Convection-Permitting Model for Forecasting Extreme Rainfall over Tropical East Africa? *Mon. Wea. Rev.*, 2018, vol. 146, pp. 2757-2780.

Поступила 21.08.2023; одобрена после рецензирования 20.09.2023;

принята в печать 06.10.2023.

Submitted 21.08.2023; approved after reviewing 20.09.2023;

accepted for publication 06.10.2023.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-59-74>

УДК 551.515.4

Расчет климатических характеристик осадков над Черным морем по данным региональных климатических моделей

А.Б. Полонский, П.А. Сухонос

*Институт природно-технических систем, г. Севастополь, Россия
pasukhonis@mail.ru*

Оценивается способность 16 региональных климатических моделей (РКМ) из исследовательской программы Coordinated Regional Downscaling Experiment (проект CORDEX) адекватно воспроизводить средние величины и долгосрочные тенденции изменений количества атмосферных осадков, выпадающих над Черным морем. Результаты расчетов, выполненных с помощью РКМ, сопоставляются с данными реанализа ERA5 за контрольный период (1959–2005 гг.). Проанализированы величины среднегодового и среднесезонного для зимы и лета количества осадков, а также долгосрочные тенденции их изменения во все месяцы в широком диапазоне квантилей. Получено, что среднесезонное количество осадков, выпадающих над Черным морем, в зимний сезон удовлетворительно воспроизводится большинством РКМ, а в летний сезон – всего шестью РКМ. При этом ежемесячные тренды осадков, оцененные на основании прогностических расчетов, близки к аналогичным трендам, полученным по данным ERA5, только для одной РКМ.

Ключевые слова: атмосферные осадки, квантильная регрессия, Черное море, CORDEX

Simulation of climatic characteristics of precipitation over the Black Sea with the data of regional climate models

A.B. Polonsky, P.A. Sukhonos

*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia
pasukhonis@mail.ru*

The ability of 16 regional climate models (RCMs) from the CORDEX project to adequately simulate the average values and long-term trends in precipitation over the Black Sea is assessed. The results of the simulations performed using the RCMs are compared with the data of the ERA5 reanalysis for the control period (1959–2005). Average annual precipitation and average seasonal precipitation for winter and summer, as well as long-term trends in precipitation for all months in a wide range of quantiles, are analyzed. It was found that average seasonal precipitation over the Black Sea is satisfactorily simulated by most RCMs in winter and by six RCMs in summer. At the same time, the monthly precipitation trends estimated on the basis of forecast calculations are close to those based on the ERA5 data only for one RCM.

Keywords: precipitation, quantile regression, Black Sea, CORDEX

Введение

Атмосферные осадки (АО) являются одним из ключевых факторов, влияющих на изменения гидролого-гидрохимического режима Черного моря [1, 2, 6, 8]. К сожалению, получение достоверных климатических оценок количества АО, выпадающих на поверхность Черного моря, затруднено из-за отсутствия длительных инструментальных гидрометеорологических наблюдений за АО на акватории моря. Это приводит к труднопреодолимым проблемам при проверке адекватности прогностических моделей, пригодных для диагноза изменчивости АО над Черным морем, и получения достоверных региональных климатических проекций.

Среднемесячные и среднегодовые карты сумм АО, построенные по данным многолетних береговых наблюдений и эпизодических судовых измерений АО, приведены в [2]. По данным, приведенным в этой работе, среднемноголетнее количество АО, выпадающих над Черным морем, составило 571 мм/год (за период 1923–1988 гг., исключая 1941–1944 гг.). Авторы работы [8] получили аналогичную оценку по данным за период 1923–2002 гг. (с разрывом в 1941–1944 гг.), которая оказалась равной 560 мм/год. Климатическая изменчивость количества АО, выпадающих над Черным морем, по 82-летнему ряду месячных и годовых величин, рассчитанных по методу модульных коэффициентов и по данным береговых станций продолжительностью около 100 лет, проанализирована в [5]. Показано, что до 2005 г. включительно среднее многолетнее количество АО, выпадающих на акваторию моря, составляло 590 мм/год. С учетом предлагаемой в этой работе поправки в 20 % средняя многолетняя величина АО за период 1923–2005 гг. увеличится приблизительно до 700 мм/год.

Оценки среднемноголетней величины АО, выпадающих на акваторию Черного моря, полученные с использованием регулярных спутниковых измерений и по данным атмосферных реанализов, также достаточно противоречивы. Так, количество АО, выпадающих над Черным морем, за период 1988–2006 гг., оцененное по массиву HOAPS-3, основанному на спутниковых данных, составляет 475 мм/год, а по данным атмосферных реанализов NCEP, ERA-40 и ERA-Interim за этот же период равно 658 мм/год, 454 мм/год и 490 мм/год соответственно [16].

В принципе, пересчет данных реанализа с низким пространственным разрешением на сетку с более высоким разрешением с помощью региональных климатических моделей (РКМ) позволяет существенно уточнить приведенные выше оценки. Результаты регионального численного моделирования при помощи модели PRECIS с входными данными из реанализа ERA-40 за период 1958–2001 гг. (региональной модели PRECIS с входными данными из реанализа ERA-Interim за период 1990–2001 гг., а также региональной модели RegCM с входными данными из реанализа ERA-Interim за период 1980–2013 гг.) позволили получить количество АО, выпадающих над Черным морем, равное, соответственно, 564 мм/год 528 мм/год и 475 мм/год [9]. Однако использование РКМ с различной

параметризацией облачности и осадков в отсутствие долговременных инструментальных наблюдений за АО над акваторией моря делает затруднительным установление наиболее адекватного варианта регионального моделирования.

Что касается долгопериодных тенденций изменения количества АО, то рост количества АО, выпадающих над Черным морем, с 510 мм/год в 1923–1926 гг. до 570 мм/год к 1998 г., позволил авторам работы [8] оценить коэффициент линейного тренда АО в 0,88 мм/год / год. По оценкам, опубликованным в [5], во временных изменениях годовых величин АО над Черным морем также отмечается значимый положительный тренд с угловым коэффициентом 1,9 мм/год / год. Напротив, по данным спутниковых наблюдений из массива HOAPS-3 за период 1988–2006 гг. линейный тренд количества АО, выпадающих над Черным морем, отрицателен с коэффициентом -7,3 мм/год / год, но значим на доверительном уровне 95 % только на 5 % площади акватории [16].

Таким образом, различия оценок среднего количества АО, выпадающих над Черным морем, и долгопериодных тенденций их изменения очень велики и варьируют вплоть до знака оцениваемых трендов. Причем в разных работах эти оценки рассчитываются по данным из разных источников и за разные временные периоды. При условии наличия высокоамплитудных междесятилетних вариаций гидрометеорологических параметров в Черноморском регионе (включая АО) изменение периода, по которому оценивается линейный тренд, само по себе может приводить к смене знака оцениваемого тренда [15].

Необходимо отметить, что процесс осадкообразования характеризуется сильной пространственной перемежаемостью, что приводит к возникновению большой дисперсии оценок средних по площади величин и большим различиям величин АО в близлежащих точках пространства. Нестационарный характер процесса выпадения АО и их сложная пространственно-временная изменчивость приводят к тому, что величины количества АО характеризуют случайный процесс, существенно отличный от простого гауссовского процесса [4]. Поэтому в данной работе основное внимание будет уделено оценке медианных значений количества АО и долгопериодных тенденций их изменения во все месяцы в широком диапазоне квантилей.

В связи с отмеченными выше обстоятельствами, выбор того или иного варианта РКМ для оценки климатических характеристик АО, выпадающих над акваторией Черного моря, и их изменения в будущем с использованием различных климатических сценариев представляет собой нетривиальную задачу. Применение ансамблевого усреднения, широко используемого при сценарных оценках, далеко не всегда представляется целесообразным, особенно при анализе региональных изменений количества АО. Как показано в ряде работ (см., например, [3, 11]), из всего набора доступных РКМ лучше отобрать лишь те из них, которые более точно описывают климатические

характеристики АО, известные из данных наблюдений. Ошибки в моделировании средних величин и климатических тенденций изменения АО могут привести к слишком большому разбросу ансамбля проекций РКМ и неопределенности будущих пространственно-временных характеристик АО в Черноморском регионе. Поэтому цель данной работы состоит в анализе способности РКМ из исследовательской программы Coordinated Regional Downscaling Experiment (CORDEX) адекватно воспроизводить средние величины и долгопериодные тенденции изменения количества АО, выпадающих на поверхность Черного моря, за контрольный период (1959–2005 гг.). Результаты регионального моделирования за этот период сопоставляются с данными одного из самых современных атмосферных реанализов – ERA5, которые в свою очередь сравниваются с данными наблюдений.

Используемые данные и методы их обработки

Использованы среднемесячные величины количества АО по данным 16 РКМ исследовательской программы CORDEX [13]. Данные имеются в свободном доступе на сайте Climate Explorer (<https://climexp.knmi.nl/>). Модельные расчеты выполнены с использованием различных сочетаний базовых глобальных моделей с грубым разрешением и РКМ, реализующих динамический даунскейлинг. Данные РКМ имеют пространственное разрешение $0,5 \times 0,5^\circ$ по территории Европейского региона ($27,75\text{--}72,25^\circ$ с. ш., $24,75^\circ$ з. д. – $44,75^\circ$ в. д.) и охватывают период 1951–2099 гг. Для сравнения с модельными расчетами величин количества АО использовались среднемесячные данные реанализа ERA5 с пространственным разрешением $0,25 \times 0,25^\circ$ за период 1959–2020 гг. [12]. Исходные величины количества АО по данным РКМ и реанализа имеют размерность $\text{кг}/(\text{м}^2 \times \text{с})$ и для удобства сравнения были преобразованы в эквивалентные мм/месяц и мм/год. Использовались данные численных экспериментов и реанализа за контрольный период 1959–2005 гг. для акватории Черного моря ($40\text{--}48^\circ$ с. ш., $26\text{--}42^\circ$ в. д.). С целью облегчения идентификации конкретного численного эксперимента в рамках проекта CORDEX в таблице приводится трехзначный шифр каждого численного эксперимента, проведенного с помощью РКМ с входными данными от определенного члена ансамбля реализаций глобальных климатических моделей (ГКМ).

Для оценки качества воспроизведения величин количества АО в реанализе ERA5 использованы суточные данные инструментальных наблюдений, взятые из базы данных European Climate Assessment & Dataset (E-OBS) (v. 27.0e) (<https://climexp.knmi.nl/>). Массив E-OBS основан на материалах инструментальных наблюдений национальных метеослужб, интерполированных на сетку с разрешением $0,25 \times 0,25^\circ$ для Европейского региона за период 1950–2019 гг. Эти данные показывают количество АО только над сушей и для анализа были преобразованы в ежемесячные данные.

Таблица. Список использованных численных экспериментов, проведенных с помощью региональных климатических моделей в рамках исследовательской программы CORDEX с различными входными данными из ансамбля реализаций глобальных климатических моделей

Table. List of used numerical experiments conducted using regional climate models within the framework of the CORDEX research program with various input data from an ensemble of implementations of global climate models

Шифр числен. эксперимента	Региональная климатическая модель	Глобальная климатическая модель	Член ансамбля глобальной климатич. модели
000	CNRM-ALADIN53	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	r1i1p1
001	DMI-HIRHAM5	ICHEC-EC-EARTH	r3i1p1
002	KNMI-RACMO22E	ICHEC-EC-EARTH	r1i1p1
003	KNMI-RACMO22E	MOHC-HadGEM2-ES	r1i1p1
004	MPI-CSC-REMO2009	MPI-M-MPI-ESM-LR	r1i1p1
005	MPI-CSC-REMO2009	MPI-M-MPI-ESM-LR	r2i1p1
006	SMHI-RCA4	CCCma-CanESM2	r1i1p1
007	SMHI-RCA4	CNRM-CERFACS-CNRM-CM5	r1i1p1
008	SMHI-RCA4	CSIRO-QCCCE-CSIRO-Mk3-6-0	r1i1p1
009	SMHI-RCA4	ICHEC-EC-EARTH	r12i1p1
010	SMHI-RCA4	IPSL-IPSL-CM5A-MR	r1i1p1
011	SMHI-RCA4	MIROC-MIROC5	r1i1p1
012	SMHI-RCA4	MOHC-HadGEM2-ES	r1i1p1
013	SMHI-RCA4	MPI-M-MPI-ESM-LR	r1i1p1
014	SMHI-RCA4	NCC-NorESM1-M	r1i1p1
015	SMHI-RCA4	NOAA-GFDL-GFDL-ESM2M	r1i1p1

Были выбраны четыре узла сетки, образующие трапецию, в Северном Крыму (координаты: 45,875° с. ш., 34,125° в. д.; 45,875° с. ш., 34,375° в. д.; 45,625° с. ш., 34,125° в. д.; 45,625° с. ш., 34,375° в. д.). Этот район был выбран, поскольку он представляет собой относительно однородный в пространстве степной ландшафт. Такие особенности подстилающей поверхности, как, например, Крымские горы, недостаточно хорошо описываются моделями с пространственным разрешением в несколько десятков километров. В тоже время они не оказывают существенного влияния на климатические величины АО, выпадающих над акваторией Черного моря. Поскольку рассматриваемая характеристика не является нормально распределенной, то между временными рядами, полученными в узлах

сетки с совпадающими координатами, рассчитаны коэффициенты ранговой корреляции Спирмена для каждого месяца и среднегодовых величин за период 1959–2019 гг.

По исходным данным о количестве АО для каждой РКМ и реанализа ERA5 рассчитаны величины среднегодового количества АО и среднесезонного количества АО для зимы (декабрь–февраль) и лета (июнь–август), а также их максимальные и минимальные величины, медиана и ее доверительный интервал.

В качестве количественного показателя долгопериодных тенденций использованы оценки трендов величин количества АО, основанные на методе квантильной регрессии [7, 14]. Преимущества этого метода для анализа тенденций изменения количества АО обсуждаются в [10]. В данной работе расчеты проводились отдельно по каждому массиву данных для 9 значений квантилей: от 0,1 с шагом 0,1 до 0,9 включительно для каждого месяца года. Далее рассчитывалась разность между коэффициентами квантильных трендов, оцененных по каждой РКМ и по данным реанализа ERA5. Коэффициент линейного тренда по данным РКМ выше, чем по данным реанализа ERA5, если разность положительна, и наоборот. Если величина разности находится в пределах $\pm 0,4$ мм/месяц / год, то принималось, что для данного месяца и значения квантиля долгопериодные тенденции изменения количества АО по данной РКМ и реанализу совпадают.

Результаты и их анализ

Перед тем, как перейти к анализу качества РКМ, сравним величины количества АО, выпадающих в степной части Крыма, рассчитанных по двум типам данных за 61-летний период (1959–2019 гг.): полученным из реанализа ERA5 и из массива E-OBS. Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена между соответствующими величинами для зимних месяцев составляют $\sim 0,85$ – $0,9$, а для летних месяцев находятся в диапазоне $\sim 0,55$ – $0,7$. В качестве иллюстрации на рис. 1 показаны временные ряды количества АО из массивов E-OBS и ERA5 с наибольшим коэффициентом корреляции, равным $0,92$ (рис. 1а) и с наименьшим коэффициентом корреляции, равным $0,57$ (рис. 1б). Среднегодовые величины количества АО, полученные из этих массивов, за указанный период коррелированы с коэффициентами корреляции в диапазоне $\sim 0,75$ – $0,80$. Таким образом, в целом между реанализом ERA5 и данными инструментальных наблюдений из массива E-OBS отмечается высокое согласие, по крайней мере в зимний период и для степной части Крыма, т. е. области, расположенной на севере Черноморского региона. Отметим вместе с тем, что в летний период соответствующие коэффициенты корреляции существенно понижаются, несмотря на то, что инструментальные данные, доступные для территории Крыма, усваиваются в реанализе ERA5 и в этот сезон, что свидетельствует о худшей параметризации осадков конвективного типа в реанализе ERA5.

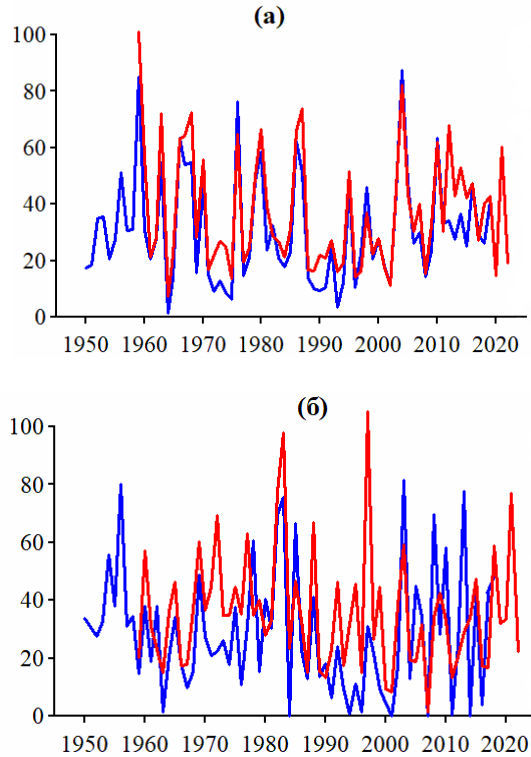


Рис. 1. Временные ряды количества АО (мм/месяц) из массива E-OBS (дано синим цветом) и реанализа ERA5 (дано красным цветом), выпадающих в Северном Крыму в январе в узле сетки с координатами 45,875° с.ш., 34,125° в.д. (а) и в июле в узле сетки с координатами 45,625° с.ш., 34,125° в.д. (б).

Fig. 1. Time series of the amount of precipitation (mm/month) from the E-OBS dataset (blue) and ERA5 re-analysis (red) over the Northern Crimea in January at the grid point with coordinates 45,875° N 34,125° E (a) and in July at the grid point with coordinates 45,625° N, 34,125° E (б).

По полученным результатам расчетов величин среднегодового количества АО и среднесезонного количества АО для зимы и лета были построены диаграммы, представленные на рис. 2. По горизонтальной оси на этих диаграммах отложены номера каждой PKM из проекта CORDEX, приведенные в таблице, и реанализ ERA5. По вертикальной оси отображены значения в мм/год. Построенные таким образом диаграммы позволяют визуализировать особенности межмодельных различий и оценить согласие с данными о величинах количества АО из реанализа ERA5.

Минимальная величина среднегодовых АО, выпадающих над Черным морем, по данным реанализа ERA5 равна 401 мм/год, максимальная – 677 мм/год (рис. 2а).

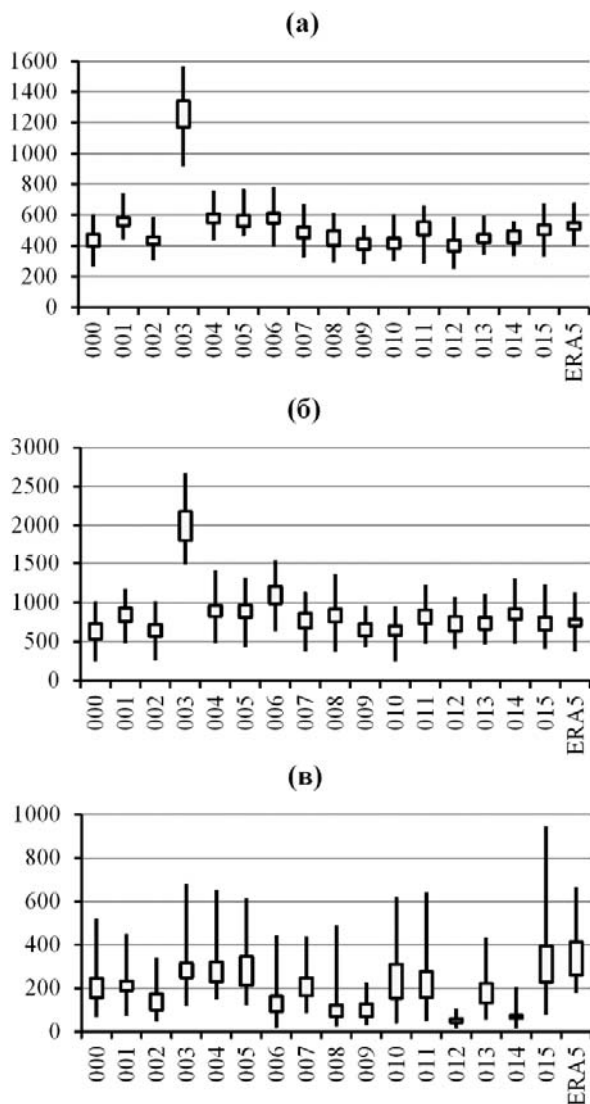


Рис. 2. Величины (мм/год) среднегодового количества АО (а), среднесезонного количества АО для зимнего (б) и летнего (в) сезонов над Черным морем по данным РКМ из проекта CORDEX и реанализа ERA5 за период 1959–2005 гг.: вертикальные отрезки показывают диапазон от минимальной до максимальной величины, вертикальные размеры блоков соответствуют доверительному интервалу для медианы на уровне 99 %.

Fig. 2. Values (mm/year) of the average annual amount of precipitation (a), average seasonal amount of precipitation for the winter (б) and summer (в) over the Black Sea in the RCM data from the CORDEX project and the ERA5 re-analysis for the period 1959–2005: vertical segments show the range from the minimum to the maximum value, the vertical sizes of the blocks correspond to the confidence interval for the median at the level of 99 %.

Доверительный интервал медианы среднегодовых АО по этим данным составляет 508–551 мм/год. По литературным данным среднее значение количества АО, выпадающих над Черным морем, равно 528 мм/год [1]. Ширина доверительного интервала медианы среднегодовых АО по данным РКМ 008 и 011 в 2 раза, а по данным РКМ 003 – в 4 раза превышает соответствующую величину по данным реанализа ERA5. Разность между максимальными и минимальными значениями среднегодовых АО по данным реанализа ERA5 составляет 275 мм/год. Эта разность по данным РКМ, за исключением перечисленных выше, составляет от 80 % до 140 % по сравнению с данными реанализа.

Минимальная величина среднесезонного количества АО, выпадающих над Черным морем за зиму, по данным реанализа ERA5 равна 373 мм/год, максимальная – 1126 мм/год (рис. 2б). Доверительный интервал медианы на уровне 99 % для среднесезонного количества АО за зимний сезон по этим данным составляет 700–782 мм/год. Эта величина (82 мм/год) наименьшая по сравнению с соответствующей величиной по данным всех РКМ. Доверительный интервал медианы среднесезонного количества АО за зиму по данным РКМ 002, 004, 005, 009, 010, 013 и 014 не более чем в 2 раза, а по данным РКМ 003 – более чем в 4,5 раза превышает соответствующую величину по данным реанализа ERA5. РКМ 003 неадекватно воспроизводит АО над Черным морем в зимний сезон, завышая величины количества АО более чем в 2,5 раза. Это негативно сказывается на оценках среднегодовых величин количества АО по этой модели и на ансамблевой статистике. Осреднение по ансамблю моделей часто встречается при анализе мульти-модельных результатов. Такой подход предполагается более надежным при изучении климатических изменений. Однако он не всегда является наиболее благоприятным [3, 11]. Разность между максимальной и минимальной величинами среднесезонного количества АО для зимы по данным РКМ, за исключением РКМ 003, составляет от 70 % до 132 % по сравнению с данными реанализа ERA5.

В летний сезон отмечают наиболее сильные межмодельные различия в воспроизведении величин количества АО РКМ (рис. 2в). Минимальная величина среднесезонного количества АО за летний сезон по данным реанализа ERA5 равна 178 мм/год, максимальная – 665 мм/год. Доверительный интервал медианы на уровне 99 % для среднесезонного количества АО за летний сезон по этим данным составляет 260–413 мм/год. Верхняя граница указанного интервала у РКМ 000, 001, 002, 006, 007, 008, 009, 012, 013 и 014 ниже нижней границы соответствующего интервала для количества АО по данным реанализа ERA5. Эти РКМ неадекватно воспроизводят АО над Черным морем в летний сезон, занижая их величины в 3–6 раз. Величины среднесезонного количества АО за летний сезон по данным РКМ 003, 004, 005, 010, 011 и 015 находятся в более удовлетворительном согласии с соответствующими величинами по данным реанализа ERA5 по сравнению с остальными РКМ.

Рассмотрим далее квантильные тренды для величин количества АО над Черным морем по данным реанализа ERA5 в период 1959–2005 гг. (рис. 3) и их соответствие квантильным трендам, рассчитанным по данным каждой PKM из проекта CORDEX (рис. 4). По данным реанализа ERA5 наиболее значительные тенденции уменьшения количества выпадающих АО отмечаются в зимний сезон. В зимние месяцы преобладают отрицательные тренды на всем диапазоне значений квантиля (коэффициенты менее $-0,4$ мм/месяц / год). Вместе с тем в октябре по данным реанализа ERA5 отмечаются значительные тенденции увеличения количества выпадающих АО (коэффициенты более $0,6$ мм/месяц / год), особенно интенсивных осадков (таким АО соответствуют высокие значения квантиля). В остальные месяцы значимых тенденций изменения количества выпадающих АО над Черным морем в рассматриваемый период не обнаружено.

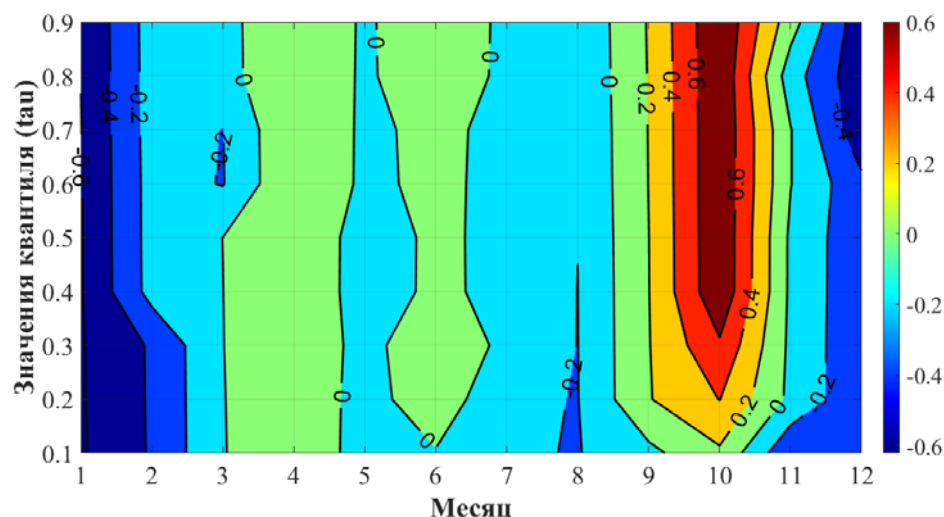


Рис. 3. График зависимости коэффициента линейной квантильной регрессии (мм/месяц / год) от значения квантиля, рассчитанного для величин количества АО, выпадающих над Черным морем. Использованы данные реанализа ERA5 для каждого месяца за период 1959–2005 гг.

Fig. 3. Linear quantile regression coefficient (mm/month / year) vs. quantile value calculated for the amount of precipitation over the Black Sea. The ERA5 atmospheric re-analysis data for each month for the period 1959–2005 have been used.

Рис. 4 демонстрирует различия характера изменений квантильных трендов, рассчитанных по данным о количестве АО на основе модельных расчетов по каждой PKM из проекта CORDEX и на основе реанализа ERA5.

Положительные тенденции изменения количества выпадающих АО в зимний сезон и близкие к нулю в октябре получены по данным PKM 000, 001, 002, 015. Разность между коэффициентами квантильных трендов

по данным этих РКМ и реанализа ERA5 в зимние месяцы высока и положительна, а в октябре высока и отрицательна. Для этих РКМ характерны тенденции, которые противоположны по знаку обнаруженным в данных реанализа.

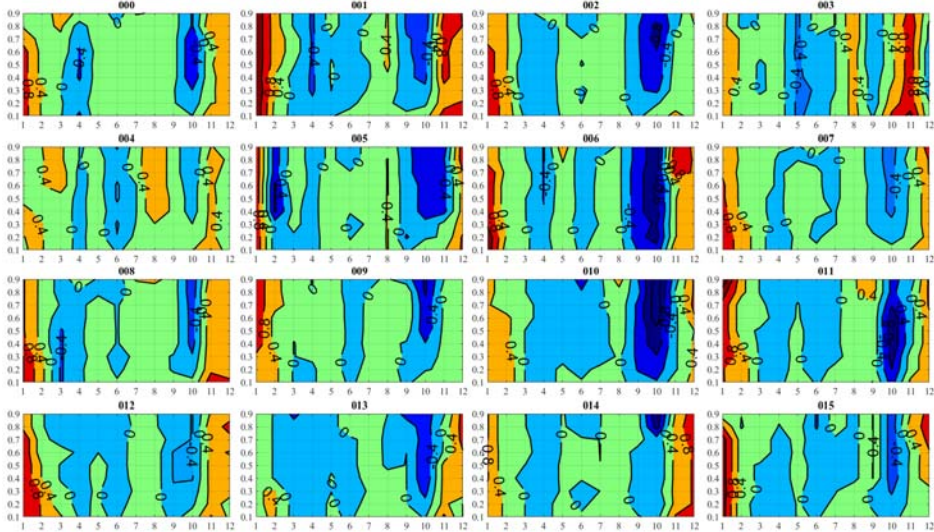


Рис. 4. Разность между коэффициентом линейной квантильной регрессии (мм/месяц / год) для каждого значения квантиля, рассчитанного для величин количества АО, выпадающих над Черным морем, для каждого месяца за период 1959–2005 гг., по данным РКМ из проекта CORDEX и реанализа ERA5. Если разность положительна, то коэффициент по данным РКМ больше, чем по данным ERA5. Если разность отрицательна – наоборот.

Fig. 4. The difference between the linear quantile regression coefficient (mm/month/ year) for each quantile value calculated for precipitation over the Black Sea for each month for the period 1959–2005, in the RCM data from the CORDEX project and the ERA5 re-analysis. If the difference is positive, then the coefficient in RCM is greater than in ERA5. If the difference is negative, vice versa.

Отсутствие однонаправленных тенденций изменения количества выпадающих АО с января по март, отрицательные тенденции в мае и декабре и положительные в октябре–ноябре обнаружены по данным РКМ 003. Разность между коэффициентами квантильных трендов по данным этой РКМ и реанализа ERA5 в январе положительна, в мае отрицательна, а в октябре и декабре – около нуля. Таким образом, для этой РКМ характерно совпадение по знаку и величине тенденций АО в октябре и декабре с данными реанализа, однако в целом очень неточное моделирование величины АО для зимнего периода (рис. 2) не позволяет рекомендовать использование РКМ 003 для получения реалистичных сценарных оценок.

Невысокие отрицательные тенденции изменения количества выпадающих АО в зимние месяцы и положительные тенденции в октябре выделены по данным РКМ 004. Разность между коэффициентами квантильных трендов по данным этой РКМ и реанализа ERA5 в зимние месяцы невысока и положительна, а в октябре невысока и отрицательна. Для этой РКМ характерно совпадение по знаку тенденций в зимние месяцы и октябре, но величины коэффициентов трендов меньше, чем по данным реанализа.

Существенные тенденции изменения количества выпадающих АО в большей части диапазона значений квантилей не обнаружены почти во все месяцы по данным РКМ 005, 006, 007, 008, 010, 011, 013 и 014. Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что коэффициенты квантильных трендов по данным этих РКМ и реанализа ERA5 схожи между собой по абсолютной величине, но противоположны по знаку. Разница между соответствующими коэффициентами в зимние месяцы высока и положительна, а в октябре высока и отрицательна.

Невысокие положительные тенденции изменения количества выпадающих АО в январе и октябре и существенные отрицательные тенденции в декабре получены по данным РКМ 009. Разность между коэффициентами квантильных трендов по данным этой РКМ и реанализа ERA5 в январе положительна, в октябре отрицательна, а в декабре – около нуля. На рис. 5 для иллюстрации совпадения тенденций изменения количества выпадающих АО приведены временные ряды в декабре (месяце максимального количества АО в годовом цикле [2]).

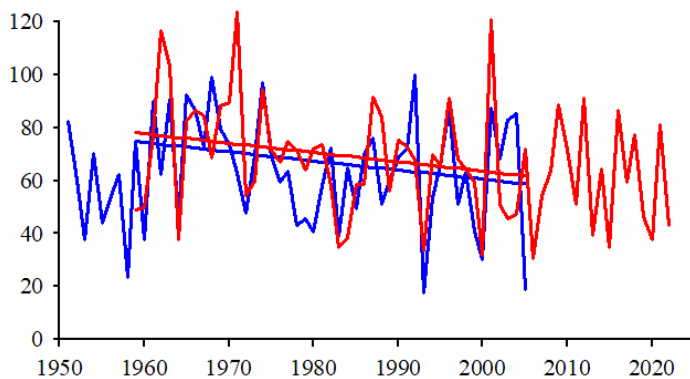


Рис. 5. Временные ряды количества АО (мм/месяц), выпадающих над Черным морем в декабре, по данным РКМ 009 из проекта CORDEX (дано синим цветом) и реанализа ERA5 (дано красным цветом). Прямые линии – медианные тренды (для значения квантиля 0,5) за общий период 1959–2005 гг.

Fig. 5. Time series of the amount of precipitation (mm/month) at the Black Sea surface in December in RCM 009 data from the CORDEX project (blue) and reanalysis ERA5 (red). Straight lines are median trends (for a quantile value of 0,5) over the overlapped period 1959–2005.

Угловой коэффициент медианного тренда (для значения квантиля 0,5) по данным РКМ 009 составляет $-0,34$ мм/месяц / год, а по данным реанализа ERA5 равен $-0,35$ мм/месяц / год. Отмечается также хорошее согласие межгодовых изменений количества выпадающих АО по данным этой РКМ и реанализа ERA5 с коэффициентом ранговой корреляции Спирмена, равным $0,45$ в период 1959–2005 гг.

Невысокие положительные тенденции изменения количества выпадающих АО в зимние месяцы и октябре выделены по данным РКМ 012. Разность между коэффициентами квантильных трендов по данным этой РКМ и реанализа ERA5 в зимние месяцы положительна, а в октябре невысока и отрицательна. Для этой РКМ, по сравнению с данными реанализа, характерны противоположные тенденции в зимние месяцы, а в октябре совпадающие по знаку, но меньшие по величине.

Заключение

Проанализирована способность 16 РКМ из проекта CORDEX адекватно воспроизводить средние величины и долгопериодные тенденции изменения количества АО, выпадающих над Черным морем. Данные РКМ сопоставляются с данными реанализа ERA5 в контрольный период (1959–2005 гг.). Показано, что величины количества АО из этого реанализа для зимы хорошо согласованы с данными инструментальных наблюдений из массива E-OBS, относящимися к северной части Крыма. Для лета соответствующие коэффициенты ранговой корреляции по Спирмену уменьшаются приблизительно в 1,5 раза. Оценены величины среднегодового количества АО и среднесезонного количества АО для зимы и лета, а также долгопериодные тенденции их изменения во все месяцы в широком диапазоне квантилей. Получено, что среднесезонное количество АО, выпадающих над Черным морем, в зимний сезон удовлетворительно воспроизводится большинством РКМ, за исключением РКМ 003, а в летний сезон – всего шестью РКМ. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости более точной параметризации осадков конвективного типа, как в РКМ из проекта CORDEX, так и в реанализе ERA5.

Количество АО, выпадающих над Черным морем, по данным половины из всех РКМ, представленных в проекте CORDEX, характеризуется незначительными тенденциями в большей части диапазона изменения квантилей почти во все месяцы. Величины количества АО по данным четырех РКМ показывают значительные тенденции, которые противоположны по знаку тенденциям, обнаруженным в данных реанализа ERA5. РКМ 003 воспроизводит высокие положительные тенденции изменения количества выпадающих АО в октябре и отрицательные тенденции в декабре, но сильно завышает зимние и, как следствие, среднегодовые АО. Тенденции изменения количества выпадающих АО, полученные по данным РКМ 004, совпадают по знаку с тенденциями, выделенными по данным реанализа ERA5, но соответствующие коэффициенты квантильных трендов по результатам

модельных расчетов занижены. РКМ 009 (012) верно воспроизводит отрицательные (положительные) тенденции изменения количества выпадающих АО в декабре–январе (в октябре).

Таким образом, анализ численных расчетов количества АО, выпадающих над Черным морем, в рамках проекта CORDEX показал, что использование отдельных РКМ, а именно MPI-CSC-REMO2009 с входными данными из ГKM MPI-M-MPI-ESM-LR (PKM 004) во все месяцы, SMHI-RCA4 с входными данными из ГKM ICHEC-EC-EARTH в зимние месяцы (PKM 009) и SMHI-RCA4 с входными данными из ГKM MOHC-HadGEM2-ES в октябре (PKM 012) представляется оптимальным для оценок тенденций будущих изменений количества АО в рассматриваемом регионе.

Авторы статьи выражают благодарность анонимному рецензенту за полезные рекомендации, позволившие улучшить первый вариант статьи, и редакции за оперативное и профессиональное рассмотрение рукописи.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИПТС, № госрегистрации 121122300074-7.

The research was supported by the state assignment of the Institute of Natural and Technical Systems (Project Reg. No. 121122300074-7).

Список литературы

1. Белокопытов В.Н. Климатические изменения гидрологического режима Чёрного моря: Дис. ... докт. геогр. наук. Севастополь: МГИ РАН, 2017. 377 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 430 с.
3. Елисеев А.В., Семенов В.А. Изменения климата Арктики в XXI веке: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата // ДАН. 2016. Т. 471, № 2. С. 214-218. DOI: 10.7868/S0869565216320190.
4. Ефимов В.В., Шакалова Е.С. О формировании атмосферных сезонных осадков в Черноморском регионе // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 4. С. 43-51.
5. Репетин Л.Н., Долотов В.В., Липченко М.М. Пространственно-временная и климатическая изменчивость атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. 2006. Т. 14. С. 462-476.
6. Справочник по климату Черного моря. М.: Гидрометеиздат, 1974. 406 с.
7. Тимофеев А.А., Стерин А.М. Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // Метеорология и гидрология. 2010. № 5. С. 27-41.
8. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Климатический мониторинг атмосферных осадков и радиации на Чёрном море по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 1. С. 68-84.
9. Яровая Д.А., Ефимов В.В. Численные климатические оценки осадков и температуры приповерхностного воздуха для Черноморского региона // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 3 (189). С. 63-76.
10. Abbas S.A., Xuan Y., Song X. Quantile regression based methods for investigating rainfall trends associated with flooding and drought conditions // Water Resources Management. 2019. Vol. 33. P. 4249-4264. DOI: 10.1007/s11269-019-02362-0
11. Basharin D., Polonsky A., Stankūnavičius G. Projected precipitation and air temperature over Europe using a performance-based selection method of CMIP5 GCMs // J. Water Clim. Change. 2016. Vol. 7, no. 1. P. 103-113. DOI: 10.2166/wcc.2015.081

12. 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., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. Vol. 146, no 730. P. 1999-2049. DOI: 10.1002/qj.3803
13. Kotlarski S., Keuler K., Christensen O.B., Colette A., Déqué M., Gobiet A., Goergen K., Jacob D., Lüthi D., van Meijgaard E., Nikulin G., Schär C., Teichmann C., Vautard R., Warrach-Sagi K., Wulfmeyer V. Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble // *Geoscientific Model Development*. 2014. Vol. 7, no. 4. P. 1297-1333. DOI: 10.5194/gmd-7-1297-2014
14. Koenker R. Quantile Regression. *Econometric Society Monographs*. Cambridge, 2005. 349 p.
15. Polonsky A. The Ocean's Role in Climate Change. Cambridge Scholars Publishing. Newcastle, UK, 2019. 294 p.
16. Romanou A., Tselioudis G., Zerefos C.S., Clayson C.-A., Curry J.A., Andersson A. Evaporation-precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates // *J. Clim.* 2010. Vol. 23, no. 19. P. 5268-5287. DOI: 10.1175/2010JCLI3525.1

References

1. Belokopytov V.N. Klimaticheskiye izmeneniya gidrologicheskogo rezhima Chernogo morya: Diss. doct. geogr. nauk [Climatic changes in the hydrological regime of the Black Sea]. Doct. geogr. sci. thesis, Sevastopol: MGI, 2017, 377 p. [in Russ.].
2. *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morey SSSR. T.IV. Chernoye more. Vyp.1. Gidrometeorologicheskiye usloviya* [Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. T.IV. Black Sea. Issue 1. Hydrometeorological conditions]. Saint-Petersburg: Gidrometeoizdat publ., 1991, 430 p. [in Russ.].
3. Eliseev A.V., Semenov V.A. Arctic climate changes in the 21st century: ensemble model estimates accounting for realism in present-day climate simulation. *Dokl. Earth Sci.*, 2016, vol. 471, no. 1, pp. 1183-1187. DOI: 10.1134/S1028334X16110131.
4. Efimov V.V., Shakalova E.S. On the formation of atmospheric seasonal precipitation in the Black Sea region. *Phys. Oceanogr.*, 2008, vol. 18, pp. 204-211. DOI: 10.1007/s11110-008-9022-6.
5. Repetin L.N., Dolotov V.V., Lipchenko M.M. Prostranstvenno-vremennaya i klimaticheskaya izmenchivost' atmosferykh osadkov, выпадаяшчих на поверхност' Chernogo morya [Spatial-temporal and climatic variability of atmospheric precipitation falling on the surface of the Black Sea]. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shel'fovoy zon*, 2016, vol. 14, pp. 462-476 [in Russ.].
6. *Spravochnik po klimatu Chernogo morya* [Guidebook on the climate of the Black Sea]. Moscow: Gidrometeoizdat publ., 1974, 406 p. [in Russ.].
7. Timofeev A.A., Sterin A.M. Using the quantile regression method to analyze changes in climate characteristics. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2010, vol. 35, no. 5, pp. 310-319. DOI: 10.3103/S106837391005002X.
8. Timofeev N.A., Yurovsky A.V. Klimaticheskiy monitoring atmosferykh osadkov i radiatsii na Chornom more po sputnikovym dannym [Climatic monitoring of precipitation and radiation in the Black Sea based on satellite data]. *Phys. Oceanogr.* 2009, no. 1. pp. 68-84 [in Russ.].
9. Iarovaia D.A., Efimov V.V. Numerical climatic estimations of precipitation and surface air temperature for the Black Sea region. *Phys. Oceanogr.* 2016, no. 3, pp. 57-69. DOI: 10.22449/1573-160X-2016-3-57-69
10. Abbas S.A., Xuan Y., Song X. Quantile regression based methods for investigating rainfall trends associated with flooding and drought conditions. *Water Resources Management*, 2019, vol. 33, pp. 4249-4264. DOI: 10.1007/s11269-019-02362-0

11. Basharin D., Polonsky A., Stankūnavičius G. Projected precipitation and air temperature over Europe using a performance-based selection method of CMIP5 GCMs. *Journal of Water and Climate Change*, 2016, vol. 7, no. 1, pp. 103-113. DOI: 10.2166/wcc.2015.081
12. 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., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2020, vol. 146, no. 730, pp. 1999-2049. DOI: 10.1002/qj.3803
13. Kotlarski S., Keuler K., Christensen O.B., Colette A., Déqué M., Gobiet A., Goergen K., Jacob D., Lüthi D., van Meijgaard E., Nikulin G., Schär C., Teichmann C., Vautard R., Warrach-Sagi K., Wulfmeyer V. Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, 2014, vol. 7, no. 4, pp. 1297-1333. DOI: 10.5194/gmd-7-1297-2014
14. Koenker R. Quantile Regression. Econometric Society Monographs. Cambridge, 2005, 349 p.
15. Polonsky A. The Ocean's Role in Climate Change. Cambridge Scholars Publishing. Newcastle, UK, 2019, 294 p.
16. Romanou A., Tselioudis G., Zerefos C.S., Clayson C.-A., Curry J.A., Andersson A. Evaporation–precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates. *Journal of Climate*, 2010, vol. 23, no. 19, pp. 5268-5287. DOI: 10.1175/2010JCLI3525.1.

Поступила 03.07.2023; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.

Submitted 03.07.2023; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-75-92>

УДК 551.465

Влияние короткопериодных вариаций атмосферных воздействий на крупномасштабную структуру океанографических полей

**Ю.Д. Реснянский, А.А. Зеленко,
В.Н. Степанов, Б.С. Струков**

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

Исследована зависимость крупномасштабной структуры океанографических полей от короткопериодных вариаций атмосферных воздействий (АВ) на поверхности океана. Оценки такой зависимости получены путем сопоставления результатов двух численных экспериментов с моделью NEMO в конфигурации ORCA1, используемой в качестве вычислительного ядра в системе усвоения данных в Гидрометцентре России. Аналогичные во всех прочих отношениях эксперименты различались лишь дискретностью задания АВ: 3–24 часа в основном эксперименте и 1 месяц в эксперименте с осредненными по времени АВ. Сопоставлены крупномасштабные характеристики: осредненная по крупным регионам кинетическая энергия, атлантическая меридиональная циркуляция, меридиональный перенос тепла, толщина верхнего перемешанного слоя, объемы морского льда. Показано, что исключение высокочастотной изменчивости АВ может существенно исказить воспроизводимую океанскими моделями долговременную эволюцию океанских полей и тем самым влиять на качество составляемых с помощью моделей прогнозов.

Ключевые слова: океанографические поля, крупномасштабная структура, модель NEMO, атмосферные воздействия, короткопериодные вариации

The influence of short-term variations in atmospheric forcing on the large-scale structure of oceanographic fields

**Resnyanskii Yu.D., Zelenko A.A.,
Stepanov V.N., Strukov B.S.**

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

The dependence of the large-scale structure of oceanographic fields on short-term variations in atmospheric forcing (AF) at the ocean surface has been studied. Estimates of this dependence were obtained by comparing the results of two numerical experiments with the NEMO model in the ORCA1 configuration used as a computational core in the data assimilation system at the Hydrometeorological Center of Russia. The experiments similar in all other respects differed only in the discreteness of the AF data: 3–24 hours in the main experiment and 1 month in the experiment with time-averaged AF. Large-scale characteristics were compared: kinetic energy averaged over large regions, Atlantic Meridional Overturning Circulation, meridional heat transport, mixed layer depth, sea ice volume. It is shown that neglecting high-frequency AF variability can significantly

distort the long-term evolution of oceanographic fields reproduced by ocean models and thereby affect the quality of model forecasts.

Keywords: oceanographic fields, large-scale structure, NEMO model, atmospheric forcing, short-term variations

Введение

Становящаяся все более популярной концепция так называемого бесшовного прогноза основывается на представлении о том, что в атмосфере не существует искусственных временных границ между различными временными масштабами [20, 26, 33, 42]. В силу нелинейности атмосферы процессы различных временных масштабов оказываются взаимосвязанными, так что для воспроизведения эволюции атмосферы необходимо учитывать явления всех временных масштабов.

Аналогичная ситуация имеет место и в морской среде [37, 43], включающей морские льды [39]. Изменчивость этой среды контролируется атмосферными воздействиями (АВ) на ее поверхности и собственной динамикой морских вод и льдов. При воспроизведении морских и океанских процессов в качестве атмосферных воздействий обычно задаются потоки тепла F_T , пресной воды F_Q и количества движения (касательное напряжение ветра $|\tau| \sim u_*^2$ или поток механической энергии $M \sim u_*^3$; u_* – скорость трения в воздухе, в первом приближении пропорциональная скорости ветра U). Метеорологические величины, от которых зависят F_T , F_Q и τ или M , испытывают колебания в широком диапазоне частот – суточные, синоптические, сезонные, межгодовые. Одной из выраженных мод в непрерывном спектре изменчивости АВ, наряду с сезонными изменениями, являются синоптические вариации с максимумом в частотном спектре на периодах около четырех суток [6].

При воспроизведении изменчивости океана с помощью численных моделей не всегда удавалось учесть весь спектр этих колебаний. Из-за недостаточной точности АВ в первых версиях атмосферных реанализов, использовавшихся в численных экспериментах с океанскими моделями, или по соображениям вычислительного характера текущие значения метеорологических переменных иногда заменялись осредненными по времени, в результате чего отфильтровывались более высокие частоты, например, суточный ход и синоптические вариации при расчете сезонных или межгодовых изменений.

Одним из следствий такого осреднения является искажение средних потоков, задаваемых в качестве атмосферных воздействий. Из-за нелинейности формул для F_T , F_Q , τ и M средние по времени потоки $\bar{F}_T$,

$\bar{F}_Q$, $\bar{\tau}$ и $\bar{M}$ отличаются от $\hat{F}_T$, $\hat{F}_Q$, $\hat{\tau}$ и $\hat{M}$, получаемых подстановкой осредненных метеорологических переменных в формулы для этих потоков (при месячном осреднении на $\sim 10\%$ и более; см. [5, 7, 21, 30]). Так, на масштабах времени свыше одного месяца источники отличий связаны с непропорционально большим вкладом в $\bar{\tau}$ и $\bar{M}$ относительно небольшого числа штормовых эпизодов, сопровождающихся сильными ветрами: $|\bar{\tau}|/|\hat{\tau}| \sim 1,5 \div 10,0$ [2]; $\bar{M}/\hat{M} \sim 1,7 \div 2,5$ [28]; $(\bar{M} - \hat{M})/\bar{M} \sim 0,4$ [21].

Из-за временного осреднения, сопровождающегося исключением высокочастотной части АВ, теряются также некоторые результирующие эффекты высокочастотных вариаций на более длинных временных масштабах. Поскольку АВ приложены к поверхности океана, наиболее заметные проявления таких эффектов прослеживаются в его верхнем слое. Одно из показательных проявлений такого рода эффектов – реакция океана на интенсификацию ветрового перемешивания во время штормов. Характерное время развития штормовых ситуаций составляет несколько суток, так что по отношению к сезонному ходу эпизодические прохождения штормов суть короткопериодные колебания [9, 29].

Эффекты короткопериодных вариаций атмосферных воздействий исследовались как на основе анализа рядов наблюдений, так и в численных экспериментах с одномерными моделями верхнего перемешанного слоя [10, 11, 21, 29, 40]. Влияние суточного хода, в частности, обсуждалось в [1, 14, 15, 31, 45, 46].

Хотя вариации АВ сказываются в первую очередь на верхнем слое океана, их эффекты могут проявляться и в толще воды. Для анализа таких эффектов требуются уже более полные модели, воспроизводящие изменчивость океанографических полей на всех глубинах наряду с эволюцией его верхнего слоя. С использованием одной из таких моделей [12] в работе [13] показано, что эффекты накопленных воздействий на больших глубинах возникают вследствие зависимости процессов плотностной конвекции от непродолжительных эпизодов сильного охлаждения поверхности океана. Величина этих эффектов зависит от географического положения и от сезона. В поле температуры поверхности океана в средних широтах эти эффекты накапливаются преимущественно в течение теплого сезона, тогда как в холодную половину года отмечается тенденция к их затуханию.

Влияние суточного хода температуры воды на прогрев верхнего слоя моря с использованием достаточно полной циркуляционной модели NEMO исследовалось также в работах [14, 15].

Сходные эффекты, связанные с влиянием суточного хода атмосферных воздействий на эволюцию верхнего слоя океана, отмечены в трехмерной модели океанского пограничного слоя, основанной на численном интегрировании уравнений гидродинамики с высоким пространственным разрешением [44], а также в модели общей циркуляции NCOM [35].

Влияние короткопериодных вариаций может прослеживаться на очень длительных масштабах, таких как интердекадные колебания, исследовавшиеся в работе [4] с помощью модели общей циркуляции океана с сезонно меняющимися климатическими атмосферными воздействиями с добавлением короткопериодных случайных возмущений типа «белого шума».

Подобного рода эффекты отмечаются и в изменениях других океанографических параметров, таких как характеристики морских льдов. Так, в работе [32] на основе сопоставления результатов экспериментов с одномерной термодинамической моделью льда получено, что учет суточных изменений поверхностных потоков, влияющих на толщину снега, альбедо и поверхностную температуру, в конечном итоге сказываются и на сезонной эволюции. Ежечасные изменения потоков при сохранении среднесуточных величин приводят к более раннему началу снеготаяния и увеличению продолжительности безледного периода на 21 день.

Перечисленные свидетельства служат указанием на то, что реалистичное воспроизведение эволюции океана (особенно важной в связи с его ролью как основного носителя "тепловой памяти" климатической системы), да и климатической системы в целом, даже на очень больших временных масштабах зависит и от высокочастотной изменчивости АВ, вплоть до самых коротких масштабов. Поэтому остаются актуальными оценки эффектов короткопериодных вариаций АВ на основе численных экспериментов с современными моделями общей циркуляции океана, используемыми в исследованиях климатической системы и в разнообразных практических приложениях, включая диагноз и прогнозирование состояния гидрофизических полей океана, а также распространения загрязняющих веществ [8, 22, 23].

В данной статье такие оценки получаются для модели NEMO/LIM3, входящей в состав системы усвоения океанографических данных в Гидрометцентре России [3, 17–19].

Схема численных экспериментов

Для проведения описываемых здесь численных экспериментов использовалась версия 3.6 модели NEMO в конфигурации ORCA1 [36], совмещенная с ледовой моделью LIM3 [41]. В этой конфигурации расчеты осуществляются на трехполюсной сетке, имеющей горизонтальное разрешение $1^\circ \times 1^\circ$ в средних широтах ($1/3^\circ$ по широте в приэкваториальном поясе) и особым отличающимся от широтно-долготного расположением узлов в северной приполярной области (шаг сетки здесь ≈ 50 км).

Интересующие нас оценки эффектов короткопериодных вариаций оценивались путем сопоставления результатов двух экспериментов. Каждый из них представлял собой численное интегрирование модели NEMO/LIM3 на интервале времени 2001–2014 гг., отправляясь от начального состояния покоя с январскими климатическими распределениями

температуры и солености воды. Все опции, относящиеся к выбору параметризаций подсеточных процессов и модельных параметров, в обоих экспериментах были одинаковыми (такими как в [16]), за исключением параметров атмосферных воздействий. В обоих случаях для задания АВ использовался набор DFS5.2 (DRAKKAR Forcing Sets) [27]. Различия касались лишь временной дискретности метеорологических данных, подаваемых на вход расчетной модели. В первом эксперименте, в дальнейшем обозначаемом как ESyn, температура и влажность воздуха на высоте 2 м, зональная и меридиональная компоненты скорости ветра на высоте 10 м изменялись через каждые 3 часа, а нисходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации и скорость выпадения осадков, включая жидкую и твердую фазы бюджета пресной воды, с дискретностью в одни сутки. Во втором эксперименте, далее обозначаемом как EMon, подаваемые на вход океанской модели атмосферные воздействия задавались в виде среднемесячных полей.

Турбулентные составляющие потока тепла и пресной воды (разности осадков и испарения), а также поток количества движения (касательное напряжение ветра) на поверхности океана рассчитывались по интегральным аэродинамическим формулам (англ. bulk formulae) с использованием алгоритма CORE (Coordinated Ocean Research Experiments) [34]. Поступление пресной воды на боковых границах с речным, материковым и ледниковым стоками определялось по климатическим данным из [24, 25] за каждый из 12 месяцев климатического годового цикла.

Для предотвращения дрейфа солености, возникающего при выбранном способе определения поверхностных потоков вследствие отсутствия обратной связи между поверхностной соленостью и задаваемым извне потоком пресной воды, в ходе расчетов осуществлялась релаксация поверхностных значений солености к климатическим данным WOA13 [47] с коэффициентом релаксации $\alpha_{relax} = 166,67$ мм/сут.

Результаты расчетов в обоих экспериментах выводились в виде осредненных по времени 5-суточных полей.

Результаты расчетов

Интенсивность циркуляции

Наиболее показательной мерой интенсивности циркуляции является кинетическая энергия океанских движений. Из сопоставления результатов численных экспериментов с двумя типами атмосферных воздействий следует, что фильтрация короткопериодных вариаций в эксперименте EMon приводит к недооценке осредненной по Мировому океану кинетической энергии $KE = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ (u и v – осредненные за 5-днев компоненты горизонтальной скорости, черта сверху – знак осреднения по площади и глубине) в сравнении с ESyn примерно на 20% ($4,5 \pm 0,3$ и $5,6 \pm 0,3$ см²/с² в экспериментах EMon и ESyn соответственно). Основной вклад в разность

между глобально осредненными KE вносит экваториальная область (со средними величинами $15,9 \pm 2,2$ и $20,3 \pm 2,5$ $\text{см}^2/\text{с}^2$ для EMon и ESyn соответственно). В Северном полушарии разность между ESyn и EMon составляет около 13 % (соответственно, $3,3 \pm 0,3$ и $2,9 \pm 0,3$ $\text{см}^2/\text{с}^2$).

Еще сильнее влияние короткопериодной изменчивости АВ сказывается на кинетической энергии меняющихся со временем течений $EKE = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$, где $(u', v') = (u, v) - (\langle u \rangle, \langle v \rangle)$, $\langle u \rangle, \langle v \rangle$ – компоненты горизонтальной скорости, осредненные по времени за 2001–2014 гг. Осредненная по всему Мировому океану EKE в эксперименте ESyn оказывается на ~35 % выше, чем в EMon (соответственно, 2,3 и 1,6 $\text{см}^2/\text{с}^2$). Как и для KE , основной вклад в разность между средними по Мировому океану EKE вносит экваториальная область (со средними величинами 15,1 и 10,1 $\text{см}^2/\text{с}^2$ для ESyn и EMon соответственно).

Другой часто рассматриваемый показатель крупномасштабной структуры течений – это функция тока Атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ), характеризующая меридиональное обращение вод и связанное с ним межширотное перераспределение тепла. Средние за 2009–2014 гг. функции тока АМЦ качественно похожи в обоих экспериментах, но в ESyn верхняя ячейка АМЦ получилась интенсивнее, чем в EMon, почти во всей Атлантике с наибольшими разностями между ESyn и EMon к югу от 20° с. ш. ($2\text{--}5$ Св, $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). Приповерхностная циркуляционная ячейка, обусловленная прямым ветровым воздействием между 30° с. ш. и 60° с. ш., в ESyn получается тоже интенсивнее примерно на 2 Св.

Исключение короткопериодных вариаций АВ приводит также к ослаблению ячейки Дикона (Deacon cell) в Южном океане. В EMon она оказывается примерно на 15 Св слабее, чем в ESyn. Поскольку образование этой ячейки в основном обусловлено действием западных ветров над Антарктическим циркумполярным течением, то можно полагать, что ослабление ячейки Дикона вызвано ослаблением ветра за счет месячного осреднения данных DFS5.

Еще одним следствием фильтрации короткопериодной изменчивости АВ является уменьшение меридионального переноса тепла (МПТ) от 35° ю. ш. до $\sim 30^\circ$ с. ш. почти на 30 %. Это уменьшение происходит в основном за счет ослабления АМЦ. Севернее $\sim 45^\circ$ с. ш. МПТ уменьшается на $\sim 15\text{--}20$ % за счет уменьшения вклада океанского круговорота в EMon. Исключением является регион от $\sim 37^\circ$ с. ш. до $\sim 45^\circ$ с. ш. (на границе океанских круговоротов), где величина МПТ из EMon превышает величину из ESyn и разность величин МПТ на $\sim 40^\circ$ с. ш. достигает почти 40 %. Очевидно, что задание более гладких полей атмосферного воздействия на океанском фронте фильтрует возмущения, которые могут приводить к существенным флуктуациям МПТ на границе океанских круговоротов.

Верхний перемешанный слой и термохалинные поля

Как отмечалось в [13], исключение короткопериодных вариаций ослабляет развитие глубокой конвекции в отдельных непродолжительных эпизодах сильного охлаждения поверхности океана и, как следствие, приводит к уменьшению расчетных значений толщины верхнего перемешанного слоя.

На рис. 1 показаны разности между толщинами верхнего перемешанного слоя (ВПС) в экспериментах ESyn и EMon, осредненные за март (а) и сентябрь (б) периода 2009–2014 гг. В течение летнего океанографического сезона (сентябрь и март, соответственно, в Северном и Южном полушариях) в умеренных и высоких широтах обоих полушарий ВПС в ESyn оказывается на ~25 м глубже в сравнении с EMon.

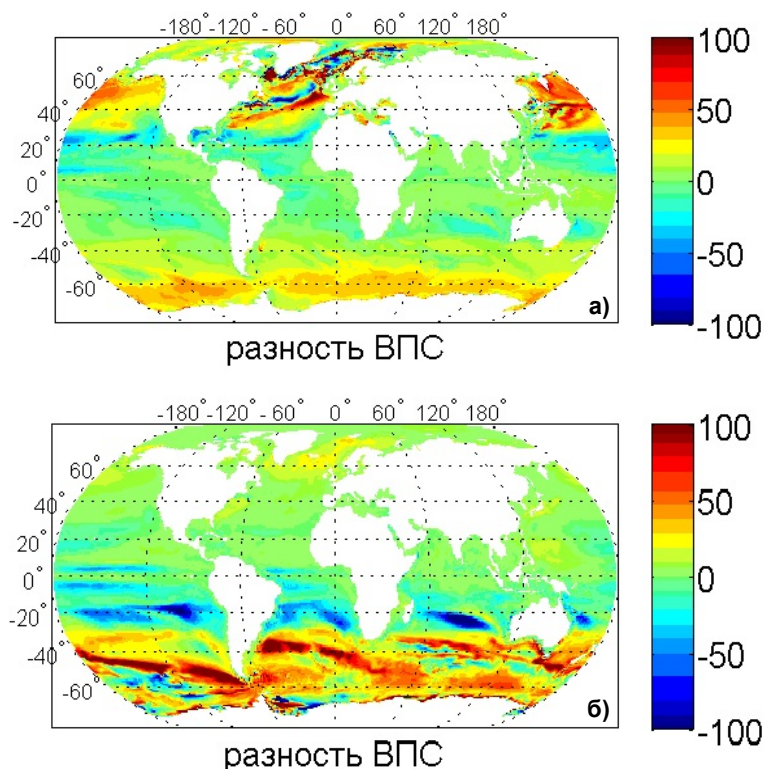


Рис. 1. Разности между толщинами верхнего перемешанного слоя (м) в экспериментах ESyn и EMon, осредненные за март (а) и сентябрь (б) периода 2009–2014 гг. Толщина ВПС определяется по положению глубины, на которой плотность воды отличается от приповерхностной на $0,01 \text{ кг/м}^3$.

Fig. 1. Differences between the thicknesses of the upper mixed layer (UML) (m) in the ESyn and EMon experiments, averaged for March (a) and September (b) over the 2009–2014. The thickness of the UML is determined by the position of the depth at which the density of water differs from the surface density by 0.01 kg/m^3 .

Более сложная картина имеет место в течение зимнего сезона, когда во внутритропической зоне конвергенции и в регионе $20\text{--}30^\circ$ обоих полушарий (зона пассатов) ВПС в EMon оказывается на ~ 25 м глубже в сравнении с ESyn. В Северной же Атлантике и в Южном океане, наоборот, более глубокий ВПС отмечается в ESyn. Наличие областей с отрицательными значениями разности ВПС между ESyn и EMon в этот период обусловлено различиями в расположении зон интенсивной конвекции в ESyn и EMon: они слегка сдвинуты относительно друг друга в ESyn и EMon.

Другим следствием воздействия короткопериодных колебаний атмосферных воздействий, отмеченным в работе [13], является уменьшение амплитуды сезонных изменений температуры воды в приповерхностном слое, отчетливее всего выраженное в средних и высоких широтах (рис. 2а).

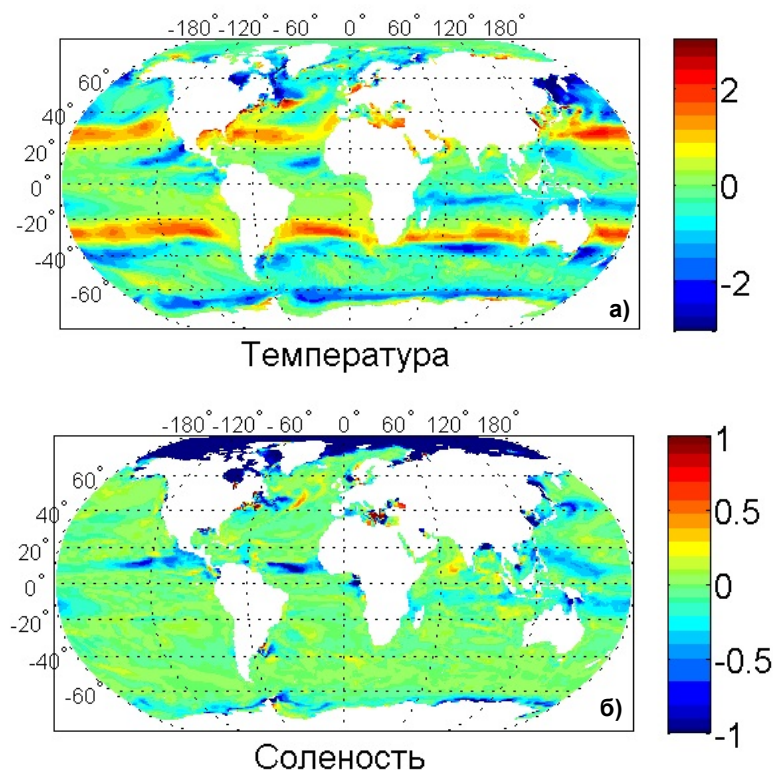


Рис. 2. Разности амплитуд осредненных за 2009–2014 гг. сезонных изменений поверхностной температуры воды (а) и ее солености (б) в экспериментах ESyn и EMon. Амплитуда определена как модуль разности среднемесячных величин в сентябре и марте.

Fig. 2. Differences in amplitudes of averaged over the 2009–2014 seasonal changes of surface water temperature (a) and salinity (b) in the ESyn and EMon experiments. The amplitude is defined as the modulus of the difference between the monthly averages in September and March.

Однако в широтных зонах между 20° и 30° обоих полушарий амплитуда сезонных изменений в приповерхностном слое в ESyn оказывается большей, чем в EMon, – вследствие перераспределения сезонного прогрева в более глубоком ВПС в эксперименте EMon.

В географическом распределении разности амплитуд сезонных изменений для приповерхностной солености между ESyn и EMon максимальные значения отмечаются в полярных районах, в западной части Тихого океана, в регионе северных пассатов и в энергоактивных районах (Гольф-стрим и Курисио) (в ESyn более, чем на 1 епс ниже, чем в EMon, рис. 2б). Разности амплитуд сезонной изменчивости для солености максимальны там, где высока сама сезонная изменчивость.

В зонально осредненных вертикальных распределениях температуры и солености воды отмечается чередование положительных и отрицательных разностей между ESyn и EMon на разных глубинах с максимальными различиями в поверхностном слое и на глубинах 300–500 м в широтных поясах от $\sim 50^\circ$ до $\sim 30^\circ$ обоих полушарий и около 60° с. ш. Для температуры воды значения этих разностей, осредненных за период 2009–2014 гг., достигают 2°C для температуры и 1 епс для солености.

Из сопоставления расчетных полей температуры с данными атласа WOA13 следует, что результаты расчетов в ESyn лучше согласуются с данными WOA13, нежели в EMon. За счет более сильной экмановской накачки в ESyn соленость в области субтропических океанских круговоротов оказывается выше. Поле солености немного лучше воспроизводится в EMon до $\sim 45^\circ$ с. ш., однако севернее модельное поле солености в ESyn ближе к данным наблюдений. Таким образом, учет короткопериодной изменчивости АВ позволяет точнее воспроизводить поле температуры во всех районах Мирового океана и поле солености в высоких широтах.

Ледовые характеристики

Для оценки результатов воспроизведения характеристик морского льда в двух экспериментах использовались спутниковые данные о сплошности льдов, представляющие собой совместный продукт Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) и Национального центра данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center, USA) [38]. Эти данные представлены для обеих полярных областей на сетках с размером ячейки 25 км (далее данные NOAA/NSIDC).

Как видно из рис. 3, на котором показаны распределения разностей сплошности морских льдов между расчетами и данными NOAA/NSIDC вместе с самими данными NOAA/NSIDC, географическое распределение сплошности в Северном полушарии в конце зимнего сезона (март месяц) не сильно различается между двумя экспериментами и неплохо согласуется с данными NOAA/NSIDC (рис. 3 а–в), за исключением периферийной области.

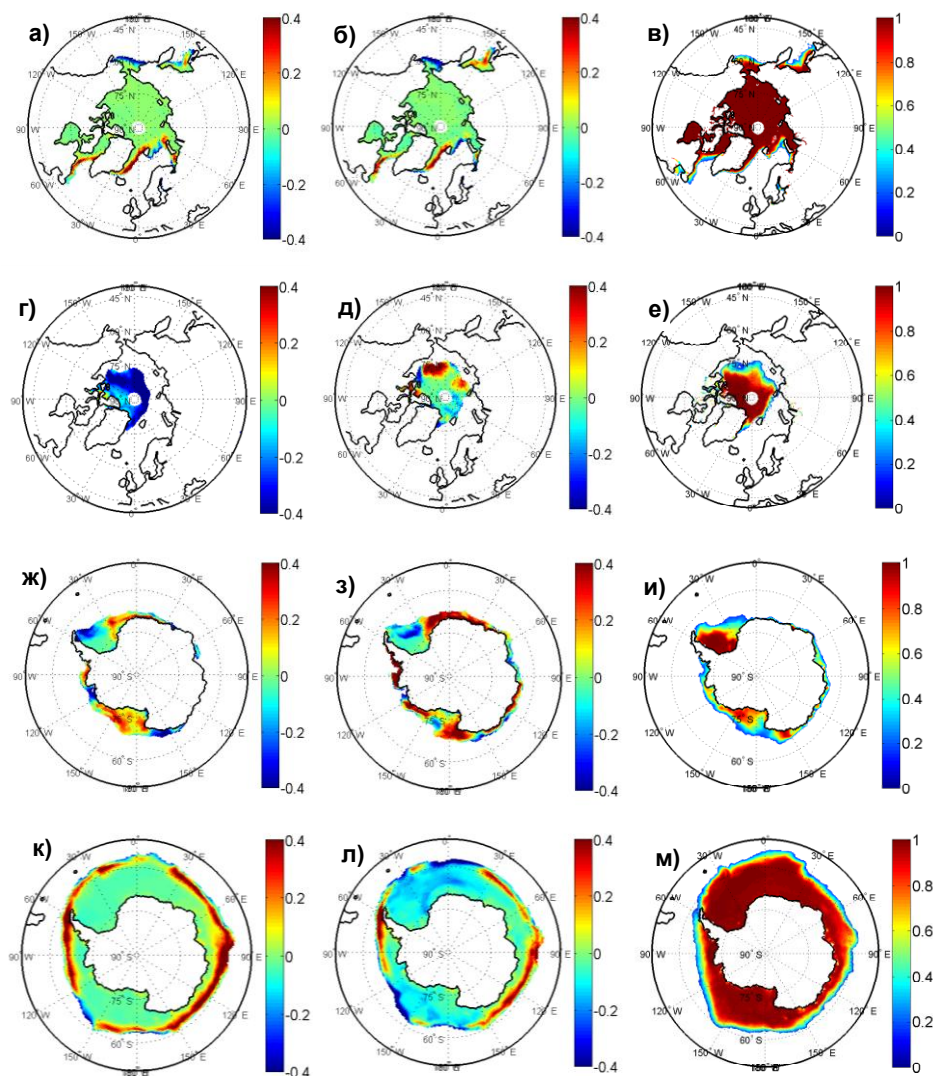


Рис. 3. Разности сплоченности морского льда между расчетами в эксперименте ESyn и данными NOAA/NSIDC (левая колонка панелей), между расчетами в эксперименте EMon и данными NOAA/NSIDC (средняя колонка), а также данные NOAA/NSIDC (правая колонка) в Арктике (а–е) и Антарктике (ж–м), осредненные за март (а–в, ж–и) и сентябрь (г–е; к–м) в период 2009–2014 гг.

Fig. 3. Differences in sea ice concentration between calculations in the ESyn experiment and NOAA/NSIDC data (left column), between calculations in the EMon experiment and NOAA/NSIDC data (middle column), as well as NOAA/NSIDC data (right column) in the Arctic (a–e) and Antarctica (ж–м), averaged for March (a–в, ж–и) and September (г–е; к–м) over the period 2009–2014.

В обоих экспериментах получается завышенное значение сплоченности (на ~50 %) на краю ледового покрытия в Атлантике у побережья Гренландии и в Охотском море (рис. 3 а, б), хотя для ESyn это расхождение немного ниже.

В сентябре для Северного полушария сплоченность льда в Центральной Арктике в ESyn недооценивается на ~50 % (рис. 3г). Расхождение между наблюдениями и модельным расчетом сплоченности в EMon в Центральной Арктике ниже, но в районе от моря Бофорта к Евразийскому побережью расчетная сплоченность оказывается завышенной более чем на 50 % (рис. 3д).

Положение границы морского льда в ESyn/EMon в Южном полушарии для марта и сентября находится в хорошем соответствии со спутниковыми данными, географическое распределение сплоченности морского льда также хорошо согласуется с данными наблюдений (рис. 3 ж–м), но снова за исключением периферийной области для зимнего сезона (в сентябре). Однако расхождение между наблюдениями и модельным расчетом для сплоченности льда в ESyn ниже, чем для EMon. Оба расчета в основном дают для зимнего сезона завышенное значение сплоченности (>50 %) на краю ледового покрытия в Антарктике (рис. 3к, л), но для ESyn это расхождение ниже.

В марте модельный морской лед в основном приурочен к западному побережью моря Уэдделла, к южному побережью морей Беллинсгаузена и Амундсена и в юго-восточной части моря Росса. В марте также имеются некоторые различия со спутниковыми наблюдениями. В расчетах ESyn и EMon недооценивается сплоченность морского льда в юго-западной части моря Уэдделла и к югу от Австрало-Антарктической котловины (~30 %). Оба расчета дают завышенную сплоченность в восточной части моря Уэдделла и в морях Амундсена и Росса, но для ESyn эти различия существенно меньше (~10–20 %), чем для EMon (~20–40 %).

Более тесное согласование результатов эксперимента ESyn с данными ледовых реанализов PIOMAS и GIOMAS отмечается и для расчетов сезонной изменчивости объема морского льда. В Северном полушарии среднемесячный объем морского льда в ESyn/EMon ($14,3 \times 10^3 / 15,3 \times 10^3$ км³) меняется от минимума $4,1 \times 10^3 / 7,8 \times 10^3$ км³ в августе-сентябре до максимума $25,1 \times 10^3 / 22,9 \times 10^3$ км³ в апреле (по данным PIOMAS минимум $4,2 \times 10^3$ км³). В Южном полушарии среднемесячный объем морского льда в ESyn достигает своего максимума в октябре ($18,9 \times 10^3$ км³) и затем уменьшается до $2,7 \times 10^3$ км³ в феврале (по данным GIOMAS максимум в сентябре-октябре $18,7 \times 10^3$ км³, минимум в феврале $1,9 \times 10^3$ км³).

Заключение

На основе численных экспериментов с моделью NEMO/LIM3 исследована зависимость крупномасштабной динамики океана и морских льдов от короткопериодной изменчивости атмосферных воздействий (AB) с характерными периодами в несколько суток.

Показано, что короткопериодная изменчивость АВ существенно влияет на крупномасштабные характеристики. При учете такой изменчивости повышаются средние уровни кинетической энергии океанских течений (на ~25 %) и меридионального переноса тепла (на 20–35 % в зависимости от широты). Изменяются поля температуры и солёности воды, как в приповерхностном слое, так и на больших глубинах. В поверхностных слоях амплитуда сезонных изменений температуры воды, как правило, уменьшается.

Короткопериодные вариации АВ способствуют уменьшению сплошности арктических льдов в период наименьшего развития ледяного покрова (сентябрь).

В целом, результаты моделирования, полученные с учетом короткопериодной изменчивости АВ, лучше согласуются с фактическими данными по температуре и солёности в сравнении с отсутствием такого учета. Лучшее согласование с данными наблюдений отмечается и для ледовых характеристик в обоих полушариях – сезонных изменений площади, занимаемой морским льдом, и объема льда.

Таким образом, исключение короткопериодной изменчивости АВ может существенно искажать воспроизводимые океанскими моделями крупномасштабные характеристики океана и морских льдов и тем самым влиять на качество прогнозов, составляемых с помощью таких моделей.

Необходимо отметить, что приведенные результаты относятся к циркуляционной модели с невысоким (~1 градус) сеточным разрешением, при котором большинство мезомасштабных океанских вихрей параметризовано. В моделях с высоким разрешением эти эффекты могут быть выражены еще сильнее.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУ «Гидрометцентр России».

Список литературы

1. Арсеньев С.А. Численное моделирование деятельного слоя океана // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1977. Том 13, № 12. С. 1325-1329.
2. Гаврилин Б.Л., Монин А.С. О расчете климатических корреляций по численным моделям атмосферы // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1970. Т. 6, № 7. С. 659-665.
3. Думанская И.О., Зеленько А.А., Мысленков С.А., Нестеров Е.С., Попов С.К., Решнянский Ю.Д., Струков Б.С. Морские гидрологические прогнозы и оперативная океанология в Гидрометцентре России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (374). С. 149-183.
4. Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Влияние аномалий температуры поверхности океана и ветра на изменчивость характеристик Мирового океана с периодами от одного до нескольких десятилетий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, № 2. С. 226-240.
5. Зилитинкевич С. С., Монин А. С., Чаликов Д. В. Взаимодействие океана и атмосферы // Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана. М.: Наука, 1978. С. 208-339.
6. Колесникова В.Н., Монин А.С. О спектрах микрометеорологических, синоптических и климатических колебаний метеорологических полей // Метеорологические исследования. 1968. № 16. С. 30-56.

7. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабной тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 336 с.

8. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 629-642.

9. Нестеров Е.С. О влиянии штормов на формирование температурных аномалий в океане в осенний период // Метеорология и гидрология. 1984. № 5. С. 111-114.

10. Реснянский Ю.Д. Прогрев верхнего слоя океана при циклических атмосферных воздействиях // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26, № 3. С. 227-233.

11. Реснянский Ю.Д. Моделирование реакции верхнего слоя океана на короткопериодные колебания атмосферных воздействий // Метеорология и гидрология. 1992. № 10. С. 68-76.

12. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Численная реализация модели общей циркуляции океана с параметризацией верхнего перемешанного слоя // Труды Гидрометцентра России. 1992. Вып. 323. С. 3-31.

13. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Эффекты синоптических вариаций атмосферных воздействий в модели общей циркуляции океана: прямые и косвенные проявления // Метеорология и гидрология. 1999. № 9. С. 66-77.

14. Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В., Мизюк А.И. Влияние суточных колебаний температуры на особенности термического прогрева верхнего слоя моря // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых, Москва, 2021. С. 170-171.

15. Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. Суточный ход температуры приповерхностного слоя вод и его влияние на прогрев глубинных слоев по результатам расчета одномерной гидродинамической модели POM // Моря России: Вызовы отечественной науки: Тезисы докладов Всероссийской научной конференции. Севастополь, 2022. С. 248-249.

16. Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Крупномасштабная циркуляция океана и характеристики ледового покрова по данным численных экспериментов с использованием модели NEMO // Метеорология и гидрология. 2019. № 1. С. 50-66.

17. Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Оценка эффектов усвоения данных наблюдений в модели общей циркуляции океана методом ансамблевого фильтра Калмана: численные эксперименты с имитацией наблюдений // Метеорология и гидрология. 2021. № 2. С. 50-66.

18. Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Структура внутригодовой изменчивости гидрофизических полей океана в глобальной версии модели NEMO с системой усвоения данных // Океанологические исследования. 2019. Т. 47, № 3. С. 139-151. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).12.

19. Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Релаксационный метод усвоения данных по сплоченности морского льда в модели NEMO-LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2020. № 2. С. 65-77.

20. Толстых М.А., Шапкин В.В., Фадеев Р.Ю., Шляева А.В., Мизяк В.Г., Розутов В.С., Богословский Н.Н., Гойман Г.С., Махнорылова С.В., Юрова А.Ю. Система моделирования атмосферы для бесшовного прогноза. М.: Триада лтд, 2017. 166 с.

21. Adamec D., Elsberry R.L. The use of mean atmospheric forcing in an ocean mixed layer model // J. Phys. Oceanogr. 1984. Vol. 14 (10). P. 1670-1676.

22. Barker C.H., Kourafalou V.H., Beegle-Krause C., Bouffadel M., Bourassa M.A., Buschang S.G., Androulidakis Y., Chassignet E.P., Dagestad K.-F., Danmeier D.G., Dissanayake A.L., Galt J.A., Jacobs G., Marcotte G., Özgökmen T., Pinardi N., Schiller R.V., Socolofsky S.A., Thrift-Viveros D., Zelenke B., Zhang A., Zheng Y. Progress in Operational Modeling in Support of Oil Spill Response // J. Mar. Sci. Eng. 2020. Vol. 8. <https://doi.org/10.3390/jmse8090668>.

23. Bell M.J., Schiller A., Le Traon P.-Y., Smith N.R., Dombrowsky E., Wilmer-Becker K. An introduction to GODAE OceanView // Journal of Operational Oceanography. 2015. Vol. 8, no. S1. P. s2–s11. <http://dx.doi.org/10.1080/1755876X.2015.1022041>.
24. Dai A., Trenberth K.E. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // J. Hydrometeorol. 2002. Vol. 3. P. 660–687.
25. Dai A., Qian T., Trenberth K.E., Milliman J.D. Changes in continental freshwater discharge from 1948–2004 // J. Climate. 2009. Vol. 22. P. 2773–2791.
26. Dirmeyer P.A., Ford T.W. A Technique for Seamless Forecast Construction and Validation from Weather to Monthly Time Scales // J. Climate. 2020. Vol. 148. P. 3589–3603. DOI: 10.1175/MWR-D-19-0076.1.
27. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf
28. Elsberry R.L., Camp N.T. Oceanic thermal response to strong atmospheric forcing. I. Characteristics of forcing events // J. Phys. Oceanogr. 1978. Vol. 8, no. 2. P. 206–214.
29. Elsberry R.L., Garwood R.W. Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1978. Vol. 59, no. 7. P. 786–789.
30. Esbensen S.K., Reynolds R.W. Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method // J. Phys. Oceanogr. 1981. Vol. 11, no. 4. P. 457–465.
31. Garwood R.L., Halpern D. Numerical simulation of the long-period response of the upper ocean to diurnal-period fluctuations of wind-stress and surface buoyancy flux // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1976. Vol. 57, no. 1. P. 134.
32. Hanesiak J.M., Barber D.G., Flato V. Role of diurnal processes in the seasonal evolution of sea ice and its snow cover // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104, no. C6. P. 13593–13603.
33. Hoskins B. The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2013. Vol. 139. P. 573–584. DOI:10.1002/qj.1991.
34. Large W.G., Yeager S.G. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models: the data sets and flux climatologies. Technical Report NCAR/TN460+STR, CGD Division of the National Centre for Atmospheric Research (NCAR), 2004.
35. Li Y., Han W., Shinoda T., Wang C., Lien R.-C., Moum J. N., Wang J.-W. Effects of the diurnal cycle in solar radiation on the tropical Indian Ocean mixed layer variability during wintertime Madden-Julian Oscillations // J. Geophys. Res. Oceans. 2013. Vol. 118. P. 4945–4964. DOI: 10.1002/jgrc.20395.
36. Madec G. and the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, no. 27. 2008. 386 pp.
37. Mathis, M., Logemann, K., Maerz, J., Lacroix, F., Hagemann, S., Chegini, F. et al. Seamless integration of the coastal ocean in global marine carbon cycle modeling // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2022. Vol. 14. e2021MS002789. <https://doi.org/10.1029/2021MS002789>.
38. Meier W., Fetterer F., Savoie M., Mallory S., Duerr R., Stroeve J. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA. DOI: 10.7265/N55M63M1, updated 2016, 2013.
39. Mu L., Nerger L., Tang Q., Loza S. N., Sidorenko D., Wang Q. et al. Toward a data assimilation system for seamless sea ice prediction based on the AWI Climate Model // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2020. Vol. 12. e2019MS001937; <https://doi.org/10.1029/2019MS001937>
40. Polonsky A.B., Baev S.A., Diakite A. On the response of the ocean upper layer to synoptic variability of the atmosphere // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1992. Vol. 16. P. 225–248.
41. Rousset C., Vancoppenolle M., Madec G., Fichefet T., Flavoni S., Barthélemy A., Benshila R., Chanut J., Levy C., Masson S., Vivier F. The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: global and regional capabilities // Geosci. Model Dev. 2015. Vol. 8. P. 2991–3005; <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015>.

42. Ruti P.M., Tarasova O., Keller J.H., Carmichael G.I., Hov Ø., Jones S.C., Terblanche D., Anderson-Lefale C., Barros A.P., Bauer P., Bouchet V., Brasseur G., Brunet G., DeCola P., Dike V., Kane M.D., Gan C., Gurney K.R., Hamburg S., Hazeleger W., Jean M., Johnston D., Lewis A., Li P., Liang X., Lucarini V., Lynch A., Manaenkova E., Jae-Cheol N., Ohtake S., Pinardi N., Polcher J., Ritchie E., Sakya A.E., Saulo C., Singhee A., Sopaheluwakan A., Steiner A., Thorpe A., and Yamaji M. Advancing Research for Seamless Earth System Prediction // Bull. Amer. Meteorol. Soc.2020. Vol. 101(1). P. E23-E35; <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0302.1>.
43. She J., Murawski J. Towards seamless ocean modelling for the Baltic Sea – In: Operational Oceanography serving Sustainable Marine Development // Proceedings of the Eight EuroGOOS International Conference. 3-5 October 2017, EuroGOOS. Brussels, Belgium. 2018. D / 2018 / 14.040 / 1. 516 pp. P. 233-241.
44. Wang D., Large W.G., McWilliams J.C. Large-eddy simulations of the equatorial ocean boundary layer: Diurnal cyclinf, eddy viscosity, and horizontal rotations // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, no. C2. P. 3649-3662.
45. Woods J.D. Diurnal and seasonal variation of convection in the wind-mixed layer of the ocean // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1980. Vol. 106, no. 449. P. 379-394.
46. Woods J.D., Barkmann W. The response of the upper ocean to solar heating. I. The mixed layer // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.1986. Vol. 112, no. 471. P. 1-27.
47. Zavala-Garay J., Zhang C., Moore Andrew M., Wittenberg A. T., Harrison M. J., Rosati A., Vialard J., Kleeman R. Sensitivity of Hybrid ENSO Models to Unresolved Atmospheric Variability // J. Climate. 2008. Vol. 21. P.3704–3721. DOI: 10.1175/2007JCLI1188.1
48. Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Johnson D.R., Seidov D., Biddle M.M. World Ocean Atlas 2013. Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 2012, 39 pp.

References

1. Arsen'ev S.A. Chislennoe modelirovanie deyatel'nogo sloya okeana. *Izvestiya AN SSSR. FAO [Izvestiya of the Academy of Sciences of the USSR. Atmospheric and Oceanic Physics]*, 1977, vol. 13, no. 12, pp. 1325-1329 [in Russ.].
2. Gavrilin B.L., Monin A.S. O raschete klimaticheskikh korrelyatsiy po chislenным modelyam atmosfery. *Izvestiya AN SSSR. FAO [Izvestiya of the Academy of Sciences of the USSR. Atmospheric and Oceanic Physics]*. 1970, vol. 6, no. 7, pp. 1325-1329 [in Russ.].
3. Dumanskaya I.O., Zelenko A.A., Myslenkov S.A., Nesterov E.S., Popov S.K., Resnyansky Yu.D., Strukov B.S. Marine hydrological forecasts and operational oceanology in the Hydrometeorological Center of Russia. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2019, vol. 374, no.4, pp. 149-183 [in Russ.].
4. Zalesnyy V.B., Moshonkin S.N. Vliyaniye anomalii temperatury poverhnosti okeana i veta na izmenchivost' harakteristik Mirovogo okeana s periodami ot odnogo do neskol'kih desyatiletiy *Izvestiya AN SSSR. FAO [Izv., Atmos. Oceanic Phys.]*, 2002, vol. 38, no. 2, pp. 226-240 [in Russ.].
5. Zilitinkevich S.S., Monin A.S., Chalikov D.V. Vzaimodeystvie okeana i atmosfery. *Fizika okeana. T. 1. Gidrofizika okeana*. Moscow: Nauka publ., 1978, pp. 208-339 [in Russ.].
6. Kolesnikova V.N., Monin A.S. O spektrah mikrometeorologicheskikh, sinopticheskikh i klimaticheskikh kolebaniy meteorologicheskikh poley. *Meteorologicheskie issledovaniya*, 1968, no. 16, pp. 30-56 [in Russ.].
7. Lappo S.S., Gulev S.K., Rozhdestvenskiy A.E. Krupnomasshtabnoy teplovoe vzaimodeystvie v sisteme okean-atmosfera i energoaktivnye oblasti Mirovogo okeana. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1990, 336 p. [in Russ.].
8. Marchuk G.I., Paton B.E., Korotaev G.K., Zalesny V.B. Data-computing technologies: a new stage in the development of operational oceanography. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2013, vol. 49, no. 6, pp. 579-591. DOI: 10.1134/S000143381306011X.

9. Nesterov E.S. O vliyanii shtormov na formirovanie temperaturnykh anomalii v okeane v osennii period. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 1984, no. 5, pp. 111-114 [in Russ.].
10. Resnyanskiy Yu.D. Heating of the upper layer of the ocean by cyclical atmospheric factors. *Izvestiya, Academy of Sciences, USSR. Atmospheric and Oceanic Physics*, 1990, vol. 26, no. 3, pp. 163-167.
11. Resnyanskiy Yu.D. Modeling of the response of the upper ocean layer to short-term oscillations of atmospheric forcing. *Soviet Meteorology and Hydrology*, 1992, no. 10, pp. 55-61.
12. Resnyanskiy Yu.D., Zelenko A.A. Chislennaia realizatsiia modeli obshchei tsirkulatsii okeana s parametrizatsiei verkhnego peremeshannogo sloia. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia], 1992, vol. 323, pp. 3-31 [in Russ.].
13. Resnyanskiy Yu.D., Zelenko A.A. Effects of Synoptic Variations of Atmospheric Forcing in an Ocean General Circulation Model: Direct and Indirect Manifestations. *Russian Meteorology and Hydrology*, 1999, no.9, pp. 42-50.
14. Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichnyy S.V., Mizyuk A.I. Vliyanie sutochnykh kolebaniy temperatury na osobennosti termicheskogo progrena verhnego sloya moray. Kompleksnyye issledovaniya Mirovogo okeana: Materialy VI Vserossiyskoj nauchnoj konferencii molodykh uchennyh. Moscow, 2021, pp. 170-171 [in Russ.].
15. Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichnyy S.V. Cutochnyy hod temperatury pri povernostnogo sloya vod i ego vliyanie na progrev glubinnnykh sloev po rezul'tatam rascheta odnomernoj gidrodinamicheskoy modeli POM. Morya Rossii: Vyzovy otechestvennoy nauki: Tezisy dokladov Vserossiyskoj nauchnoj konferencii. Sevastopol', 2022, pp. 248-249 [in Russ.].
16. Stepanov V.N., Resnyanskiy Y.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Large-scale Ocean Circulation and Sea Ice Characteristics Derived from Numerical Experiments with the NEMO Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2019, vol. 44, no. 1, pp. 33-44. DOI: 10.3103/S1068373919010047.
17. Stepanov V.N., Resnyanskiy Y.D., Strukov B.S. et al. Evaluating Effects of Observational Data Assimilation in General Ocean Circulation Model by Ensemble Kalman Filtering: Numerical Experiments with Synthetic Observations. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2021, vol. 46, pp. 94-105. DOI: 10.3103/S1068373921020047.
18. Strukov B.S., Resnyanskiy Yu.D., Zelenko A.A. The structure of intra-annual variability of hydrophysical fields of the ocean in the global version of the nemo model with a data assimilation system. *Journal of Oceanological Research*, 2019, vol. 47, no. 3, pp. 139-151. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).12 [in Russ.].
19. Strukov B.S., Resnyanskiy Y.D., Zelenko A.A. Relaxation Method for Assimilation of Sea Ice Concentration Data in the NEMO-LIM3 Multicategory Sea Ice Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, vol. 45, pp. 96-104. DOI: 10.3103/S1068373920020053.
20. Tolstykh M.A., Shashkin V.V., Fadeev R.YU., Slyayeva A.V., Mizyak V.G., Rogutov V.S., Bogoslovskiy N.N., Gajman G.S., Mahnorylova S.V., Yurova A.Yu. Sistema modelirovaniya atmosfery dlya besshovnogo prognoza. Moscow: Triada LTD publ., 2017, 166 p. [in Russ.].
21. Adamec D., Elsberry R.L. The use of mean atmospheric forcing in an ocean mixed layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, 1984, vol. 14, no. 10, pp. 1670-1676.
22. Barker C.H., Kourafalou V.H., Beegle-Krause C., Bouffadel M., Bourassa M.A., Buschang S.G., Androulidakis Y., Chassignet E.P., Dagestad K.-F., Danmeier D.G., Dissanayake A.L., Galt J.A., Jacobs G., Marcotte G., Özgökmen T., Pinardi N., Schiller R.V., Socolofsky S.A., Thrift-Viveros D., Zelenko B., Zhang A., Zheng Y. Progress in Operational Modeling in Support of Oil Spill Response. *J. Mar. Sci. Eng.*, 2020, vol. 8, 668 p. DOI: 10.3390/jmse8090668.
23. Bell M.J., Schiller A., Le Traon P.-Y., Smith N.R., Dombrowsky E., Wilmer-Becker K. An introduction to GODAE OceanView. *Journal of Operational Oceanography*, 2015, vol. 8, no. S1, pp. s2-s11. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022041.
24. Dai A., Trenberth K.E. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.*, 2002, vol. 3, pp. 660-687.
25. Dai A., Qian T., Trenberth K.E., Milliman J.D. Changes in continental freshwater discharge from 1948-2004. *J. Climate*, 2009, vol. 22, pp. 2773-2791.

26. Dirmeyer P.A., Ford T.W. A Technique for Seamless Forecast Construction and Validation from Weather to Monthly Time Scales. *J. Climate*, 2020, vol. 148, pp. 3589-3603. DOI: 10.1175/MWR-D-19-0076.1.
27. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p. Available at: www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf.
28. Elsberry R.L., Camp N.T. Oceanic thermal response to strong atmospheric forcing. I. Characteristics of forcing events. *J. Phys. Oceanogr.*, 1978, vol. 8, no. 2, pp. 206-214.
29. Elsberry R.L., Garwood R.W. Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1978, vol. 59, no. 7, pp. 786-789.
30. Esbensen S.K., Reynolds R.W. Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, vol. 11, no. 4, pp. 457-465.
31. Garwood R.L., Halpern D. Numerical simulation of the long-period response of the upper ocean to diurnal-period fluctuations of wind-stress and surface buoyancy flux. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1976, vol. 57, no. 1, 134 p.
32. Hanesiak J.M., Barber D.G., Flato V. Role of diurnal processes in the seasonal evolution of sea ice and its snow cover. *J. Geophys. Res.*, 1999, vol. 104, no. C6, pp. 13593-13603.
33. Hoskins B. The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2013, vol. 139, pp. 573-584. DOI: 10.1002/qj.1991.
34. Large W.G., Yeager S.G. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models: the data sets and flux climatologies. Technical Report NCAR/TN460+STR, CGD Division of the National Centre for Atmospheric Research (NCAR), 2004.
35. Li Y., Han W., Shinoda T., Wang C., Lien R.-C., Moum J. N., Wang J.-W. Effects of the diurnal cycle in solar radiation on the tropical Indian Ocean mixed layer variability during wintertime Madden-Julian Oscillations. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 2013, vol. 118, pp. 4945-4964. DOI: 10.1002/jgrc.20395.
36. Madec G. and the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, no. 27. 2008, 386 p.
37. Mathis M., Logemann K., Maerz J., Lacroix F., Hagemann S., Chegini F. et al. Seamless integration of the coastal ocean in global marine carbon cycle modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2022, vol. 14, e2021MS002789. DOI: 10.1029/2021MS002789.
38. Meier W., Fetterer F., Savoie M., Mallory S., Duerr R., Stroeve J. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA, 2016, 2013. DOI: 10.7265/N55M63M1
39. Mu L., Nerger L., Tang Q., Loza S. N., Sidorenko D., Wang Q. et al. Toward a data assimilation system for seamless sea ice prediction based on the AWI Climate Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, vol. 12, pp. e2019MS001937. DOI: 10.1029/2019MS001937.
40. Polonsky A.B., Baev S.A., Diakite A. On the response of the ocean upper layer to synoptic variability of the atmosphere. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1992, vol. 16, pp. 225-248.
41. Rousset C., Vancoppenolle M., Madec G., Fichet T., Flavoni S., Barthélemy A., Benshila R., Chanut J., Levy C., Masson S., Vivier F. The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: global and regional capabilities. *Geosci. Model Dev.*, 2015, vol. 8, pp. 2991-3005. DOI: 10.5194/gmd-8-2991-2015.
42. Paolo M. Ruti, Oksana Tarasova, Julia H. Keller, Greg Carmichael, Øystein Hov, Sarah C. Jones, Deon Terblanche, Cheryl Anderson-Lefale, Ana P. Barros, Peter Bauer, Véronique Bouchet, Guy Brasseur, Gilbert Brunet, Phil DeCola, Victor Dike, Mariane Diop Kane, Christopher Gan, Kevin R. Gurney, Steven Hamburg, Wilco Hazeleger, Michel Jean, David Johnston, Alastair Lewis, Peter Li, Xudong Liang, Valerio Lucarini, Amanda Lynch, Elena Manaenkova, Nam Jae-Cheol, Satoru Ohtake, Nadia Pinardi, Jan Polcher, Elizabeth Ritchie, Andi Eka Sakya, Celeste Saulo, Amith Singhee, Ardhasena Sopaheluwakan, Andrea Steiner, Alan Thorpe and Moeka Yamaji Advancing Research for Seamless Earth System Prediction. *BAMS*. 2020, vol. 101, no. 1, pp. E23-E35. DOI: 10.1175/BAMS-D-17-0302.1.

43. She J., Murawski J. Towards seamless ocean modelling for the Baltic Sea – In: Operational Oceanography serving Sustainable Marine Development. *Proceedings of the Eight EuroGOOS International Conference*. 3-5 October 2017, EuroGOOS. Brussels, Belgium. 2018, D/2018/ 14.040/ 1. 516, pp. 233-241.

44. Wang D., Large W.G., McWilliams J.C. Large-eddy simulations of the equatorial ocean boundary layer: Diurnal cycle, eddy viscosity, and horizontal rotations. *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, no. C2, pp. 3649-3662.

45. Woods J.D. Diurnal and seasonal variation of convection in the wind-mixed layer of the ocean. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1980, vol. 106, no. 449, pp. 379-394

46. Woods J.D., Barkmann W. The response of the upper ocean to solar heating. I. The mixed layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1986, vol. 112, no. 471, pp. 1-27.

47. Zavala-Garay J., Zhang C., Moore Andrew M., Wittenberg A.T., Harrison M.J., Rosati A., Vialard J., Kleeman R. Sensitivity of Hybrid ENSO Models to Unresolved Atmospheric Variability. *J. Climate*, 2008, vol. 21, pp. 3704-3721. DOI: 10.1175/2007JCLI1188.1

48. Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Johnson D.R., Seidov D., Biddle M.M. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 2012, 39 p.

*Поступила 11.09.2022; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.*

*Submitted 11.09.2022; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-93-111>

УДК 991.9

Изменчивость сроков прохождения максимальных уровней воды на реках Северного Кавказа

А.А. Мироненко

*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
г. Москва, Россия
nastya-mir@list.ru*

Исследовано внутригодовое распределение сроков прохождения максимальных уровней воды на реках Северного Кавказа. Использованы данные наблюдений на 54 гидрологических постах за период с 1961 по 2017 год. Выполнена типизация внутригодового распределения этих сроков, согласно которой для каждого сезона года их частота может превышать 80 %, находиться в интервале от 50 до 80 % или не превышать 50 %. На этой основе предложено районирование участков рек Северного Кавказа по характеру изменчивости сроков прохождения максимальных уровней воды. Географическая обоснованность предлагаемого районирования подтверждается его достаточно хорошим соответствием существующим представлениям об особенностях питания исследуемых рек и их водном режиме. Полученные результаты могут быть использованы в целях уточнения вероятности прохождения опасных паводков на реках Северного Кавказа в различные сезоны года.

Ключевые слова: реки Северного Кавказа, максимальные уровни воды, сроки прохождения пиков, типы распределения по сезонам, районирование

The timing variability of maximum water levels in the rivers of the North Caucasus

A.A. Mironenko

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
nastya-mir@list.ru*

The intra-annual distribution of the timing of maximum water levels in the rivers of the North Caucasus has been studied. Observation data from 54 hydrological gauges for the period from 1961 to 2017 were used. The intra-annual distribution of these dates was typified, according to which for each season of the year their frequency may exceed 80%, be in the range from 50 to 80% or not exceed 50%. On this basis, the zoning of river sections in the North Caucasus is proposed according to the type of variability in the timing of maximum water levels. The geographical validity of the proposed zoning is confirmed by its good enough correspondence to the existing ideas about the peculiarities of flow formation and water regime of the studied rivers. The obtained results can be used to estimate the probability of dangerous floods in the rivers of the North Caucasus in different seasons of the year.

Keywords: the rivers of the North Caucasus, maximum water levels, timing of water level peaks, types of seasonal distribution, zoning

Введение

Тема наводнений на реках широко освещена в научной литературе [11–13, 16]. Высокий интерес к этому опасному природному явлению в научном сообществе подогревает и увеличение частоты и интенсивности наводнений в последние десятилетия, что подчеркивается в исследованиях [2, 9, 17]. Причины увеличения числа связанных с опасными гидрологическими явлениями катастрофических ситуаций, по мнению [15, 18], кроются в современных изменениях климата.

Изучению рек Северного Кавказа – региона России с высокой степенью природной опасности наводнений [3, 7] – посвящено много научных трудов. Особое внимание уделяется характеристикам максимального стока рек. Так, в [21] показано увеличение максимальных уровней воды практически на всех гидрологических постах в бассейне р. Терек за период 1966–2002 гг. Подобная тенденция, характерная для рядов максимальных срочных годовых уровней воды периода 1961–2017 гг., выявлена и для большинства рек Северного Кавказа в рамках исследования [8]. Показано увеличение числа превышений отметок неблагоприятных и опасных явлений от 1960–1990 к 1991–2017 гг. на реках Черноморского побережья и бассейна Кубани, в то время как в бассейнах Кумы и Терека отмечено уменьшение повторяемости превышений отметок опасных явлений при неизменном числе превышений отметок неблагоприятных явлений. Исследованы связи между максимальными уровнями и расходами воды, обнаружившие заметные вертикальные русловые деформации на отдельных участках рек Северного Кавказа. В [20] рассмотрены различные характеристики стока рек Северного Кавказа и показано, что среднегодовой сток в последние десятилетия возрос до 30 % на реках предгорий и до 70 % на равнинах. Условия формирования максимального стока рек Северо-Западного Кавказа освещены в [6]. Принципы и рекомендации по совершенствованию системы мониторинга опасных паводков на реках Северного Кавказа рассмотрены в [10].

При изучении характеристик паводкового стока и факторов, их формирующих, важным оказывается не только анализ максимальных расходов и уровней воды, но и дат и сезонов их прохождения, реагирующих на изменение климата [14]. Так, в Европе [13] за последние 50 лет изменились сроки прохождения паводков в течение года. Для территории Северного Кавказа в [19] изучено изменение средних дат наступления годовых максимумов расходов воды за период 1981–2016 гг. В качестве одной из возможных причин смещения сроков годового максимума стока с весны на конец весны и начало лета в низменных районах Северного Кавказа и в центральной, относительно низменной части Кубанской впадины указывается рост интенсивности конвективных осадков летнего периода. Показано, что уменьшение весенне-летней волны снеготаяния на Северном Кавказе становится преобладающим фактором в тенденциях максимального

стока, наблюдается незначительное уменьшение среднего значения и стандартного отклонения годовых максимумов расходов воды на реках центральной и восточной части Северного Кавказа.

В рамках данного исследования рассмотрены даты прохождения максимальных срочных годовых уровней воды, выполнен анализ их сезонного распределения, предложена классификация рек Северного Кавказа по сезонам прохождения максимумов уровней воды. На основе полученных данных выполнено районирование исследуемой территории с выделением характерных областей с особенностями распределения максимальных срочных годовых уровней воды.

Материалы и методы

Анализ проведен на основе данных о максимальных срочных годовых уровнях воды (далее – максимальные уровни воды) и датах их прохождения, наблюденных на 54 гидрологических постах на реках Северного Кавказа за период 1961–2017 гг. (далее – рассматриваемый период). Среди них – 26 постов в бассейне Кубани и на реках бассейна Черного моря, 15 – в бассейне Терека, 13 – на других реках бассейна Каспийского моря. Продолжительность рядов дат прохождения максимальных уровней воды в бассейне Кубани в среднем составляет 54 года, на реках Черноморского побережья Кавказа – 44 года, на реках Каспия (без учета Терека) – 42 года, в бассейне Терека – 39 лет.

Для того, чтобы установить характер сезонного распределения максимальных уровней воды рек Северного Кавказа за рассматриваемый период, определены сезоны, в которые наблюдались максимальные уровни воды в створах гидрологических постов. Вычислена повторяемость наступления максимальных уровней воды в каждый из сезонов за рассматриваемый период, построены диаграммы сезонного распределения максимальных уровней воды рек исследуемого региона.

Неоднородность дат прохождения максимальных уровней воды рек Северного Кавказа отражена в классификации, в основу которой легла классификация М.И. Львовича, предусматривающая выделение различных типов водного режима рек земного шара по источнику питания и сезону наибольшего стока [4, 5].

Для выражения максимальных уровней воды в рамках классификации предложен индекс h_{max} . Обозначение сезонов, в которые наблюдались максимумы уровней воды, принято согласно классификации рек М.И. Львовича, где P – весна, E – лето, A – осень, H – зима [4, 5]. Таким образом, комбинации индекса h_{max} с индексами P , E , A и H выражают различные типы распределения максимальных уровней воды по сезонам. Причем индексы P , E , A и H в рамках данной классификации могут иметь как прописное, так и строчное написание в зависимости от величины повторяемости максимальных уровней воды за сезон. Так, если более чем в 80 % случаев за рассматриваемый период максимальные уровни воды наблюдались

в один из сезонов, прохождение таких уровней охарактеризовано как почти исключительное и обозначено как P , E , A и H . Если максимальные уровни воды наблюдались в 50–80 % за один из сезонов, их распределение охарактеризовано как преимущественное в данный сезон – Ph_{max} , Eh_{max} , Ah_{max} и Hh_{max} соответственно. В случае повторяемости максимальных уровней воды менее 50 % за один из сезонов распределение сроков их прохождения охарактеризовано как преобладающее в данный сезон – ph_{max} , eh_{max} , ah_{max} и hh_{max} соответственно.

Таким образом, получено четыре группы рек, объединенных по сезонам прохождения максимальных уровней воды, и 12 теоретически возможных вариантов (типов) сезонного распределения максимальных уровней воды, выраженных индексами.

Анализ сезонного распределения максимальных уровней воды позволил осуществить районирование участков рек Северного Кавказа по географическому признаку с выделением областей с характерным сезонным распределением максимальных уровней воды на основании предложенной классификации. В рамках каждой из таких областей выделены группы рек по принципу их принадлежности к тому или иному крупному бассейну для получения представления о географической неоднородности сроков прохождения максимальных уровней воды.

Результаты

Полученные результаты позволили выполнить классификацию рек Северного Кавказа по преобладающему сезону прохождения максимальных уровней воды.

Согласно предложенной классификации, всего на территории Северного Кавказа встречается 7 типов сезонного распределения максимальных уровней воды из теоретически возможных 12 (см. табл. 1). Самая многочисленная группа – 37 гидрологических постов – группа с наиболее часто встречающимися летними максимумами уровней воды. Данная группа наиболее широко представлена: на 17 гидрологических постах максимальные уровни воды наблюдались летом в 80 % случаев (E), еще на 17 – в 50–80 % случаев (Eh_{max}). На 3 постах зафиксировано менее 50 % случаев в летний сезон (eh_{max}). Участки рек с летними максимумами уровней воды встречаются повсеместно на территории Северного Кавказа.

Наиболее вероятное прохождение максимальных уровней воды в зимний период свойственно участкам рек Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани в створе 9 гидрологических постов. В отличие от группы рек с летними максимумами, к данной группе относятся реки, в створах гидрологических постов которых максимумы уровней воды наблюдались в 50–80 % случаев (Hh_{max}) и менее чем в 50 % случаев (hh_{max}) за период. Причем гидрологических постов с преимущественно зимними максимумами больше, чем постов с преобладающими зимними максимумами в сезонном распределении 7 против 2.

Таблица 1. Классификация сезонного распределения максимальных уровней воды рек Северного Кавказа**Table 1.** Classification of seasonal distribution of maximum water levels of the North Caucasian rivers

Сезон	Распределение максимальных срочных годовых уровней воды по сезонам		
	почти исключительное	преимущественное	преобладающее
Весна	P –	Ph_{max} –	ph_{max} Мзымта (область IIa); Фарс, Белая (бассейн Кубани) (область IIb); Кума*
Лето	E Андийское Койсу, Аварское Койсу, Казикумухское койсу, Самур, Терек, Цея, Урух, Малка, Баксан, Чегем (область IV); Кубань**	Eh_{max} Кума, Золка, Сулак, Кара-Самур, Курах, Кубань, Уруп, Боль- шая Лаба, Чамлык, Терек, Фиагдон, Урсдон, Нальчик (область III)	eh_{max} Курджипс, Лаба, Малая Лаба (область IIb)
Осень	A –	Ah_{max} –	ah_{max} Белая (бассейн Кубани), Шахе, Сочи (область IIa)
Зима	H –	Hh_{max} Вулан, Пшиш, Афипс, Убин, Адегой, Адагум (область I)	hh_{max} Куапсе, Пшеха (область IIa)

Примечание. * Участок р. Кума в створе ст. Александрийская не отнесен ни к одной из областей; ** участок р. Кубань в створе ст. Ладожская не отнесен ни к одной из областей.

Повторяемость осенних и весенних максимумов уровней воды на реках Северного Кавказа не превышала 50 % случаев за рассматриваемый период. Преобладание весенних максимумов характерно для участков рек Фарс, Мзымта, Кума и Белая (бассейн Кубани) в створах 4 гидрологических постов, осенних максимумов – для участков рек Сочи, Шахе и Белая (бассейн Кубани) в створах 4 гидрологических постов.

Стоит отметить, что некоторые реки, рассмотренные в данном исследовании, являются полизональными. Это говорит о том, что на формирование их гидрологического режима могут оказывать влияние различные факторы, что в свою очередь определяет тот или иной характер сезонного распределения гидрологических характеристик на конкретном участке реки. Это отражается на повторяемости максимальных уровней воды в рамках одного сезона отдельных рек. Так, например, на р. Кубань

($F=57\,900\text{ км}^2$) обнаружены участки рек, для которых свойственно прохождение максимумов уровней воды преимущественно в летний сезон (в створе г. Армавир – в 77 % случаев за период, в створе с. Успенское – 78 %). Однако ниже по течению р. Кубань, в створе ст. Ладожская, максимумы уровней характеризуются как почти исключительно летние – 82 %. Обратная ситуация на р. Терек ($F=43\,200\text{ км}^2$), где в среднем ее течении наблюдались почти исключительно летние максимумы уровней воды (посты расположены от истока к устью): в створе г. Владикавказ – в 93 % случаев за период, г. Моздок – 89 %, с. Хангиш-Юрт – 100 %, в створе Каргалинского гидроузла – 82 %. В то же время преимущественно летние максимумы характерны для участков р. Терек в створе ст. Котляревская в верхнем течении и с. Аликазган в нижнем течении, повторяемость которых составила 77 и 64 % соответственно. На крупном притоке Кубани – р. Лаба ($F=12\,500\text{ км}^2$) – также заметна неоднородность сезонного распределения максимальных уровней воды за рассматриваемый период. Для ее правого притока – р. Большая Лаба, ниже Азиатского моста – характерны преимущественно летние максимумы уровней воды (Eh_{max}), в то время как для левого притока – р. Малая Лаба, в створе пос. Бурный – свойственно смешанное распределение уровней воды с их преобладанием в летний сезон (eh_{max}).

В бассейне р. Сулак ($F=15\,200\text{ км}^2$) участкам рек в створе 3 гидрологических постов свойственны почти исключительно летние максимумы уровней воды (E), однако на посту в створе пгт Сулак за рассматриваемый период распространены преимущественно летние максимумы (Eh_{max}). Аналогичная ситуация и на р. Самур ($F=7\,330\text{ км}^2$), где на главной реке (с. Лучек, с. Ахты, с. Усучай) зафиксированы почти исключительно летние максимумы уровней воды (E), в то время как данные наблюдений на реках Кара-Самур и Курах указывают на преимущественно летние максимумы (Eh_{max}).

Однако в ходе данного исследования выявлены и реки, отдельным участкам которых свойственна различная степень вклада максимумов в рамках не только одного, но и нескольких сезонов. Так, заметные различия в структуре сезонного распределения максимальных уровней воды свойственны отдельным участкам левого притока Кубани – р. Белой ($F=5\,990\text{ км}^2$). В створе пос. Гузерипль для р. Белая характерно смешанное распределение сроков прохождения уровней воды с преобладанием осенних максимумов, повторяемость которых за рассматриваемый период составляет 38 % (ah_{max}). В 42 км ниже по течению реки, в створе пос. Каменноостский, вклад осенних максимумов уменьшается до 29 % за период и в общей структуре сезонного распределения уже преобладают весенние максимумы уровней воды – 39 % за период (ph_{max}).

Менее пестрая картина сезонного распределения в бассейне Кумы ($F=33\,500\text{ км}^2$). На 3 гидрологических постах – на р. Золка в створе х. Михайловский, на р. Кума в створе г. Зеленокумск и г. Буденновск, расположенных в пределах участка реки протяженностью около 188 км,

за рассматриваемый период максимальные уровни воды наблюдались преимущественно в летний сезон (Eh_{max}). Однако в 64 км выше по течению р. Кума, в створе ст. Александрийская, максимумы уровней воды наблюдались весной в 49 % случаев за период (ph_{max}).

Всего на территории Северного Кавказа выделены четыре области с характерным сезонным распределением максимальных уровней воды (рисунок). Три участка рек не отнесены к той или иной области и рассмотрены отдельно в разделе Обсуждение.

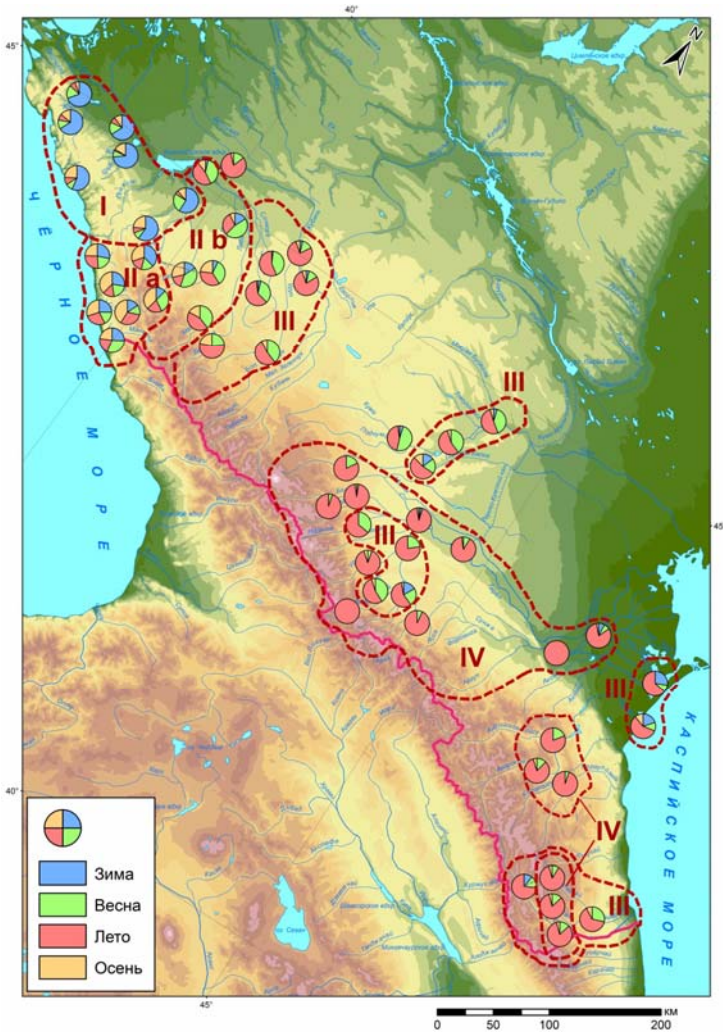


Рис. Распределение дат прохождения максимальных срочных годовых уровней воды на реках Северного Кавказа за период 1961–2017 гг. по сезонам, %.
Fig. Seasonal distribution of maximum urgent annual water levels of the North Caucasian rivers over the period 1961–2017, %.

Для рек **области I** (см. рисунок), к которым относятся левобережные притоки в нижнем течении р. Кубань и некоторые реки северо-западной части Черноморского побережья Кавказа, характерно прохождение максимальных уровней воды преимущественно в зимний период (Hh_{max}): повторяемость зимних дат в среднем здесь составляет 64 %. Повторяемость весенних и осенних максимумов примерно одинакова – в среднем около 15 % случаев. Наименьший процент приходится на летние максимумы уровней воды – в среднем 7 %. Хотя участки рек Пшиш, Афипс, Убин, Адегой, Адагум и Вулан отнесены к одной области, в структуре их сезонного распределения максимальных уровней воды видны различия: для р. Вулан, протекающей по Черноморскому побережью, характерна более низкая доля зимних и весенних максимумов и более высокая доля осенних максимумов уровней воды за рассматриваемый период при сравнении с реками бассейна Кубани (табл. 2).

Таблица 2. Сезонное распределение максимальных срочных годовых уровней воды на реках Северного Кавказа. Область I

Table 2. Seasonal distribution of maximum urgent annual water levels in the rivers of the North Caucasus. Area I

Реки в области	Кол-во г/п	Повторяемость дат, %				Диа- грамма распре- деления
		зимних	весенних	летних	осенних	
Область I						
<i>Hh_{max}</i> Бассейн Кубани (Адагум, Адегой, Афипс, Пшиш, Убин)	6	$\frac{59-74\%}{66\%}$	$\frac{8-25}{14}$	$\frac{2-8}{6}$	$\frac{6-24}{14}$	
<i>Hh_{max}</i> Реки побережья Черного моря (Вулан)	1	57	9	9	25	
В среднем для области I	7	$\frac{57-74}{64}$	$\frac{8-25}{14}$	$\frac{2-9}{7}$	$\frac{6-25}{15}$	

Примечание. В числителе дроби – диапазон значений повторяемости максимальных срочных годовых уровней воды за сезон, %; в знаменателе – средняя повторяемость максимальных срочных годовых уровней воды группы рек за сезон, %; группы рек в рамках одной области расположены в порядке убывания повторяемости максимумов уровней воды преобладающего сезона.

Область Па (см. рисунок) представлена преимущественно реками юга Черноморского побережья Кавказа и отдельных участков рек в бассейне Кубани, где процент прохождения годовых максимумов уровней по различным сезонам за рассматриваемый период примерно одинаков. Среди них – реки Куапсе, Шахе, Сочи и Мзымта, а также отдельные участки р. Белая (бассейн Кубани) и ее притока – р. Куапсе. Распределение максимальных уровней воды по сезонам в среднем по постам здесь можно характеризовать как смешанное с преобладанием осенних дат – около 32 % (ah_{max}). Однако в пределах данной области присутствуют и посты с преобладанием зимних (hh_{max}) и весенних (ph_{max}) максимумов уровней воды (табл. 3). Причем посты с преобладанием зимних максимумов области Па тяготеют к ее северной части, граничащей с областью I (см. рисунок). Таким образом, мы наблюдаем увеличение доли зимних максимумов уровней воды в структуре их сезонного распределения с юга на север Черноморского побережья Кавказа за рассматриваемый период.

В **область Пб** (см. рисунок) входят левые притоки р. Кубань в ее среднем течении – р. Белая и р. Лаба, в том числе реки Курджипс, Фарс и Малая Лаба. Для области Пб характерно преобладание постов с летними (eh_{max}) максимумами уровней воды в структуре их сезонного распределения, повторяемость которых в среднем составляет 41 % за рассматриваемый период. При удалении от побережья Черного моря вглубь материка на реках увеличивается доля весенних дат прохождения максимальных уровней: появляются гидрологические посты с преобладанием весенних максимумов (ph_{max}), заметно сокращается вклад зимних максимумов в их сезонное распределение. Таким образом, область Пб является своего рода переходной зоной между Па и III (см. табл. 3).

Если к областям I и II относятся только реки Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани, то в **область III** (см. рисунок) входят участки рек пяти крупных бассейнов – Кубани, Терека, Кумы, Сулака и Самура (табл. 4). Данная область является самой многочисленной: к ней отнесены участки рек в створе 17 гидрологических постов с преимущественно летними максимумами уровней воды (Eh_{max}). Наибольшая доля летних максимумов уровней воды в среднем по бассейнам свойственна р. Самур (69 %), наименьшая – р. Кума (53 %), в то время как абсолютный максимум повторяемости в летний сезон зафиксирован на р. Кубань в створе с. Успенское – 43 случая, или 78 % за рассматриваемый период. В рамках данной области выделяется бассейн р. Кума, для которого велика доля весенних максимумов уровней воды, в среднем достигающая 33 % за рассматриваемый период. Для 15 из 17 гидрологических постов данной области вторыми по повторяемости являются весенние максимумы, составляющие от 13 % до 42 % в общей структуре сезонного распределения. На двух постах в пределах области III, на р. Сулак в створе пгт Сулак и на р. Терек в створе с. Аликазган, вторыми по повторяемости являются зимние максимумы уровней воды, составляющие 20 % и 27 % соответственно.

Таблица 3. Сезонное распределение максимальных срочных годовых уровней воды на реках Северного Кавказа. Область II

Table 3. Seasonal distribution of maximum urgent annual water levels in the rivers of the North Caucasus. Area II

Реки в области	Кол-во г/п	Повторяемость дат, %				Диа- грамма распреде- ления
		зимних	весенних	летних	осенних	
Область IIa						
ah_{max} Реки побережья Черного моря (Сочи, Шахе) Бассейн Кубани (Белая)	4	$\frac{13-28}{20}$	$\frac{13-30}{20}$	$\frac{15-31}{23}$	$\frac{30-41}{37}$	
hh_{max} Реки побережья Черного моря (Куапсе) Бассейн Кубани (Пшеха)	2	$\frac{28-38}{33}$	$\frac{16-21}{19}$	$\frac{16-26}{21}$	$\frac{25-30}{27}$	
ph_{max} Реки Черного моря (Мзымта)	1	26	31	20	23	
В среднем для области IIa	7	$\frac{13-38}{25}$	$\frac{13-31}{21}$	$\frac{15-31}{22}$	$\frac{23-41}{32}$	
Область IIb						
eh_{max} Бассейн Кубани (Курджипс, Лаба, Малая Лаба)	3	$\frac{0-7}{4}$	$\frac{34-40}{38}$	$\frac{36-46}{41}$	$\frac{11-23}{17}$	
eh_{max} Бассейн Кубани (Белая, Фарс)	2	16	$\frac{39-46}{43}$	$\frac{16-30}{23}$	$\frac{7-29}{18}$	
В среднем для области IIb	5	$\frac{0-16}{9}$	$\frac{34-46}{40}$	$\frac{16-46}{34}$	$\frac{7-29}{17}$	

Примечание. В числителе дроби – диапазон значений повторяемости максимальных срочных годовых уровней воды за сезон, %; в знаменателе – средняя повторяемость максимальных срочных годовых уровней воды группы рек за сезон, %; группы рек в рамках одной области расположены в порядке убывания повторяемости максимумов уровней воды преобладающего сезона.

Таблица 4. Сезонное распределение максимальных срочных годовых уровней воды на реках Северного Кавказа. Область III**Table 4.** Seasonal distribution of maximum urgent annual water levels in the rivers of the North Caucasus. Area III

Реки в области	Кол-во г/п	Повторяемость дат, %				Диа- грамма распреде- ления
		зимних	весенних	летних	осенних	
Область III						
Eh_{max} Бассейн Самура (Кара-Самур, Курах)	2	$\frac{0-11}{6}$	$\frac{15-28}{21}$	$\frac{64-74}{69}$	$\frac{0-8}{4}$	
Eh_{max} Бассейн Кубани (Большая Лаба, Кубань, Уруп, Чамлык)	6	$\frac{0-4}{2}$	$\frac{13-42}{28}$	$\frac{53-78}{63}$	$\frac{0-22}{7}$	
Eh_{max} Бассейн Терека (Нальчик, Терек, Урсдон, Фиагдон)	5	$\frac{0-27}{9}$	$\frac{9-41}{26}$	$\frac{54-77}{63}$	$\frac{0-5}{2}$	
Eh_{max} Бассейн Сулака (Сулак)	1	20	11	58	11	
Eh_{max} Бассейн Кумы (Кума, Золка)	3	$\frac{0-15}{7}$	$\frac{19-40}{33}$	$\frac{15-55}{53}$	$\frac{5-12}{7}$	
В среднем для области III	17	$\frac{0-27}{6}$	$\frac{9-42}{27}$	$\frac{51-78}{62}$	$\frac{0-22}{5}$	

Примечание. В числителе дроби – диапазон значений повторяемости максимальных срочных годовых уровней воды за сезон, %; в знаменателе – средняя повторяемость максимальных срочных годовых уровней воды группы рек за сезон, %; группы рек в рамках одной области расположены в порядке убывания повторяемости максимумов уровней воды преобладающего сезона.

Область IV (см. рисунок) представлена реками бассейнов Терека, Самура и Сулака. К данной области относятся участки рек в створе 16 гидрологических постов, 10 из них – на реках бассейна Терека, 3 – Самура, 3 – Сулака. Здесь доля летних максимумов уровней воды в общей структуре сезонного распределения за период наблюдения наибольшая: в среднем для области она составляет 89 % при наибольшем значении 100 % на р. Цей

в створе пгт Бурон и на р. Терек в створе с. Хангиш-Юрт (табл. 5). Значительные доли летних максимумов – выше 90 % случаев за период – также отмечены на р. Казикумухское Койсу у с. Гергебиль (95 %), на р. Терек в створе г. Владикавказ (93 %), р. Урух в створе с. Хазнидон (90 %), р. Малка в створе ст. Прохладная (93 %), р. Баксан близ с. Заюково (95 %), р. Чегем у с. Нижний Чегем (95 %).

Таблица 5. Сезонное распределение максимальных срочных годовых уровней воды на реках Северного Кавказа. Область IV

Table 5. Seasonal distribution of maximum urgent annual water levels in the rivers of the North Caucasus. Area IV

Реки в области	Кол-во г/п	Повторяемость дат, %				Диа- грамма распреде- ления
		зимних	весенних	летних	осенних	
Область IV						
<i>E</i> Бассейн Терека (Баксан, Малка, Терек, Урух, Цея, Чегем)	10	$\frac{0-8}{1}$	$\frac{0-18}{6}$	$\frac{81-100}{92}$	$\frac{0-5}{1}$	
<i>E</i> Бассейн Сулака (Аварское Койсу, Андийское Койсу, Казикумухское Койсу)	3	0	$\frac{5-19}{12}$	$\frac{81-95}{86}$	$\frac{0-5}{2}$	
<i>E</i> Бассейн Самура (Самур)	3	0	$\frac{9-13}{12}$	$\frac{83-87}{84}$	4	
В среднем для области IV	16	$\frac{0-8}{1}$	$\frac{0-19}{8}$	$\frac{81-100}{89}$	$\frac{0-5}{2}$	

Примечание. В числителе дроби – диапазон значений повторяемости максимальных срочных годовых уровней воды за сезон, %; в знаменателе – средняя повторяемость максимальных срочных годовых уровней воды группы рек за сезон, %; группы рек в рамках одной области расположены в порядке убывания повторяемости максимумов уровней воды преобладающего сезона.

Обсуждение

Классификация рек Северного Кавказа по датам прохождения максимальных уровней воды в пределах тех или иных сезонов, основанная на принципах классификации М.И. Львовича, выполнена впервые. Значимость предложенной классификации заключается в том, что она обобщает

основные закономерности распределения максимальных уровней воды по сезонам в регионе. Преимуществом классификации является ее универсальность: классификация может быть применена к рекам других географических областей. Предложенная классификация также может быть усложнена сведениями о месяцах прохождения максимальных уровней воды на реках, а также информацией о генезисе максимумов уровней воды.

Предложенное районирование рек Северного Кавказа показало свою успешность – области с характерным сезонным распределением максимальных уровней воды географически четко идентифицированы. Это подтверждают и результаты сопоставления предложенной классификации рек Северного Кавказа с картой водного режима рек России и сопредельных территорий [1], отражающей типы водного режима рек, выделенные на основе данных о внутригодовом распределении стока репрезентативных створов. Несмотря на существенные различия между классификациями, их сопоставление выявило схожие очертания областей с характерным типом сезонного распределения максимальных уровней воды и схожими чертами внутригодового распределения стока. Так, например, границы области III в бассейне Кубани, включающей участки рек с преимущественно летними максимумами уровней воды, повторяют очертания области, к которой по [1] отнесены горные реки с весенне-летним половодьем. Аналогичная ситуация наблюдается при рассмотрении области IV, объединяющей участки рек бассейна Терека с почти исключительно летними максимумами уровней воды, очертания которой соответствуют области рек с летним половодьем.

Сопоставление выявило, что на отдельных участках Северного Кавказа одна область с характерным сезонным распределением максимальных уровней воды включает в себе несколько областей с различным типом водного режима рек, при этом, однако, распределение уровней воды по сезонам коррелирует с особенностями распределения наибольшего стока. Так, 6 из 7 створов области IIa с наблюдаемым за рассматриваемый период смешанным сезонным распределением максимальных уровней воды ($ah_{max}-hh_{max}-ph_{max}$) находятся в области, для рек которой, по [1], характерны паводки в течение всего года. Исключение составляет один пост в створе пос. Гузерибль на р. Белая, который отнесен к типу рек с весенним половодьем, в то время как сезонное распределение максимумов уровней воды за период характеризуется как смешанное с преобладанием осенних экстремумов. В область IIb ($eh_{max}-ph_{max}$) предложенной классификации входят реки с дождевыми паводками теплого периода, за исключением участка р. Малая Лаба в створе с. Бурное, который отнесен к типу рек с весенне-летним половодьем, хотя распределение уровней по сезонам определено как смешанное с преобладанием летних максимумов. Сопоставление классификаций в пределах области I (реки с преимущественно зимними максимумами уровней воды) за рассматриваемый период, напротив, выявило существенные их различия. Для участков р. Вулан в с. Архипо-

Осиповка и р. Адегой в ст. Шапсугская по [1] характерны паводки в течение всего года, р. Пшиш в створах г. Хадыженск и ст. Бжедуховская отнесена к типу рек с дождевыми паводками теплого периода. Только три участка на реках Афипс, Убинка и Адагум можно привести в соответствие с [1]: они охарактеризованы как участки рек с паводками преимущественно осенью и зимой.

Показанные различия в районировании рек оправданы, они объясняются тем, что, во-первых, за основу предложенной автором классификации рек Северного Кавказа взяты сведения об уровнях воды, в классификации же [1] рассмотрен сток воды. Во-вторых, в предложенной классификации тип рек определен по одному параметру – сезону прохождения максимального уровня воды, в то время как в [1] районирование рек выполнено с учетом возможных различий стока зимнего и летне-осеннего периодов.

Однако во всякой классификации существуют некоторые исключения и обобщения, в том числе и в предложенном районировании рек Северного Кавказа. Так, в результате анализа сезонного распределения максимальных уровней воды два участка рек не отнесены к одной из областей и выделены отдельно. Для участка р. Кубань в створе ст. Ладожская характерны почти исключительно летние максимальные уровни воды за рассматриваемый период – 82 % (E), в то время как близлежащие посты выше по течению (область III) имеют преимущественно летние максимумы, не превышающие 78 % (р. Кубань – с. Успенское). Однако ввиду того, что значение повторяемости летних дат, по данным поста в ст. Ладожская, приближено к граничному значению существующей классификации – 80 %, с некоторым допущением участок р. Кубань в створе ст. Ладожская можно охарактеризовать тяготеющим к области III, хотя в целом его сезонное распределение свойственно участкам рек области IV.

Несколько иная ситуация сложилась при исследовании сезонного распределения максимумов уровней воды, зафиксированных на р. Кума в створе ст. Александрийская. Доля весенних максимумов за рассматриваемый период здесь составляет 49 % (ph_{max}), что также является практически граничным значением, равным 50 %. Однако другие посты на р. Кума, задействованные в исследовании, расположенные ниже по течению, имеют преимущественно летние максимумы (Eh_{max}). В данном случае участок р. Кума близ ст. Александрийская назвать тяготеющим к группе рек бассейна Кумы области III едва ли допустимо.

Выводы

В рамках данного исследования рассмотрены сроки прохождения максимальных срочных годовых уровней воды на реках Северного Кавказа за период 1961–2017 гг. На основе анализа сезонности их распределения предложена классификация рек Северного Кавказа, выполненная по подобию классификации рек М.И. Львовича. Из 12 теоретически возможных

типов сезонного распределения годовых максимумов уровней воды подробно описаны 7 основных типов, встречающихся на реках Северного Кавказа. Самой многочисленной является группа рек с летними максимумами уровней воды, к наиболее распространенным относятся типы рек с почти исключительно летними максимумами (E , более 80 % случаев за период) и преимущественно летними максимумами (Eh_{max} , 50–80 %).

Выявлены географические закономерности в сезонном распределении максимальных уровней воды, которые легли в основу выделения четырех характерных областей (I–IV) на территории Северного Кавказа. Область I представлена левыми притоками р. Кубань в ее нижнем течении и р. Вулан, для которых свойственно прохождение максимумов уровней воды преимущественно в зимний сезон (Hh_{max}) за рассматриваемый период. К областям IIa и IIb относятся участки рек, имеющие смешанное распределение сроков прохождения максимальных уровней воды с преобладанием осенних дат (ah_{max}) для области IIa и весенних дат (ph_{max}) для области IIb. Причем к области IIa отнесены реки южной части Черноморского побережья Кавказа и левые притоки р. Кубань, к области IIa – левые притоки р. Кубань в ее среднем течении. Область III, наиболее широко представленная на территории Северного Кавказа, включает участки рек с преимущественно летними максимумами за рассматриваемый период (Eh_{max}). В область IV входят участки рек бассейна Терека, Сулака и Самура с почти исключительно летними максимумами (E) в структуре сезонного распределения за рассматриваемый период.

Для рек Северного Кавказа установлены следующие закономерности в сезонном распределении максимальных уровней воды, наблюдаемых за период 1961–2017 гг.:

1. Характерные для северо-восточной части Черноморского побережья Кавказа преимущественно зимние максимальные уровни воды к югу побережья сменяются пестрой картиной сезонного распределения с преобладанием в его структуре осенних максимумов (от области I к области IIa).

2. При удалении от Черного моря к западу, вглубь материковой части, смешанное распределение сроков прохождения максимумов уровней воды сменяется сначала преобладанием весенних максимумов от области IIa к области IIb, а затем переходит в область с преобладанием летних максимумов в структуре сезонного распределения от области IIb к области III (бассейн Кубани). Доля зимних максимумов, напротив, заметно сокращается от области IIa к области III.

3. При движении с северо-запада на юго-восток Северного Кавказа доля зимних максимумов заметно уменьшается, в то же время в структуре сезонного распределения наблюдаются преимущественно летние или почти исключительно летние максимумы уровней воды от области I к областям III и IV (бассейн Самура).

4. Выявлена пространственная неоднородность сезонного распределения максимальных уровней воды в пределах бассейнов крупных рек Северного Кавказа. Различная степень вклада летних максимумов свойственна отдельным участкам рек Кубань, Лаба, Терек, Сулак и Самур (Eh_{max} и E). К рекам с максимумами уровней воды в пределах нескольких сезонов относятся приток р. Кубани, р. Белая (ah_{max} , ph_{max}) и р. Кума (Eh_{max} , ph_{max}).

Таким образом, сведения о сроках прохождения максимальных срочных годовых уровней воды позволили выполнить анализ сезонного распределения, выявить их географические закономерности и установить границы областей с характерным распределением максимальных уровней по сезонам.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90120). The research was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 20-35-90120).

Благодарности. Автор выражает признательность научному руководителю, профессору, д.г.н., зав. кафедрой гидрологии суши Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова Н.Л. Фроловой, к.г.н., с.н.с. Института водных проблем РАН Е.П. Рец и д.г.н., профессору, г.н.с. Гидрометцентра России А.В. Христофорову за ценные рекомендации по улучшению текста рукописи.

Acknowledgements. The author expresses gratitude to the scientific supervisor, Doctor of Geographical Sciences, Professor, the Head of Land Hydrology Department of the Faculty of Geography of Lomonosov Moscow State University N.L. Frolova, Candidate of Geographical Sciences, Senior researcher of Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences E.P. Rets and Doctor of Geographical Sciences, Professor, Principal researcher of Russian Hydrometeorological Center A.V. Khristoforov for valuable recommendations on preserving the text of the manuscript.

Список литературы

1. Водный режим рек России и сопредельных территорий: Карта для высших учеб. заведений / Геогр. фак. МГУ и др. Новосибирск: Роскартография, 2001.
2. Воробьев Ю.Л., Акимов В.А., Соколов Ю.И. Катастрофические наводнения начала XXI века: уроки и выводы. М.: ООО «ДЭКС-ПРЕСС», 2003. 352 с.
3. Гладкевич Г.И., Терский П.Н., Фролова Н.Л. Оценка опасности наводнений на территории Российской Федерации // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2012. № 2. С. 29-46.
4. Львович М.И. Опыт классификации рек СССР // Труды ГГИ. 1938. Вып. 6. С. 58-108.
5. Львович М.И. Элементы режима рек земного шара. М.: Гидрометеиздат, 1945. 126 с.
6. Мельникова Т.Н. Максимальный сток дождевых паводков рек Северо-Западного Кавказа // Вестник Адыг. Гос. Университета. Серия 5: География. 2011. № 3. С. 25.
7. Мироненко А.А., Рец Е.П., Фролова Н.Л. Оценка и картографирование опасности наводнений на Северном Кавказе: обзор и сопоставление существующих подходов // Геоиск. 2018. Т. XII, № 2. С. 26-36.

8. Мироненко А.А., Рец Е.П., Фролова Н.Л. Современная динамика показателей опасности наводнений на реках Северного Кавказа России // Водные ресурсы. 2022. Т. 49, № 2. С. 225-237.
9. Фалеев М.И., Черных Г.С., Старостин А.С. Оценка опасностей и угроз, обусловленных катастрофическими наводнениями, и предложения по защите населения и территорий от них // Стратегия гражданской защиты: проблемы и исследования. 2014. Т. 4, № 2. С. 18-32.
10. Юмина, Н.М., Рец, Е.П. Совершенствование системы мониторинга опасных паводков на реках Северного Кавказа // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2012. № 1. С. 47-62.
11. Apel H., Bruno M., Thielen A. Quantification of uncertainties in flood risk assessment // International Journal of River Basin Management. 2008. Vol. 6. P. 149-162.
12. Arnell N.W., Gosling S.N. The impacts of climate change on river flood risk at the global scale // Climatic Change. 2016. Vol. 134. P. 387-401.
13. Blöschl G., Hall J., Parajka J., Perdigão R.A.P et al. Changing climate shifts timing of European floods // Science. 2017. Vol. 357. P. 588-590.
14. Blöschl G., Hall J., Viglione A., Perdigao R.A.P, et al Changing climate both increases and decreases European river floods // Nature. 2019. Vol. 573. P. 108-111.
15. Demuth S., Gustard A., Planos E., Scatena F., Servat E. Climate Variability and Change – Hydrological Impacts. Wallingford: IAHS Press, 2006. 308 p.
16. DeVries B., Huang C., Armston J., Huang W., Jones J.W., Lang M.W. Rapid and robust monitoring of flood events using Sentinel-1 and Landsat data on the Google Earth Engine // Remote Sensing of Environment. 2020, Vol. 240. DOI:10.1016/j.rse.2020.111664
17. Frolova N.L., Kireeva M.B., Magritskiy D.V., Bolgov M.B., Kopylov V.N., Hall J., Semenov V.A., Kosolapov A.E., Dorozhkin E.V., Korobkina E.A., Rets E.P., Akutina Y., Dzhamalov R.G., Efremova N.A., Sazonov A.A., Agafonova S.A., Belyakova P.A. Hydrological hazards in Russia: origin, classification, changes and risk assessment // Natural Hazards. 2016. Vol. 88, no. 1. P. 103-131.
18. IPCC: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Field C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 2012. 582 pp.
19. Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B. Peak Runoff in the North Caucasus: Recent Trends in Magnitude, Variation and Timing // Water Resources, 2019. Vol. 46. P. S56-S66.
20. Rets E.P., Dzhamalov R.G., Kireeva M.B., Frolova N.L., Durmanov I.N., Telegina A.A., Telegina E.A., Grigoriev V.Y. Recent trends of river runoff in the North Caucasus // Geogr., Environ., Sustain. 2018. Vol. 11. P. 61-70.
21. Rets E., Kireeva M. Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin // Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources: proc. of the Sixth World FRIEND Conference, IAHS Publ., 2010. Vol. 340. P. 126-134.

References

1. *Vodnyy rezhim rek Rossii i sopredel'nyh territoriy*: Karta dlya vysshih ucheb. zavedeniy [Water regime of rivers of Russia and adjacent territories: Map for higher educational institutions]. Geogr. fak. MGU i dr. Novosibirsk: Roskartografiya publ., 2001 [in Russ.].
2. Vorob'ev Yu.L., Akimov V.A., Sokolov Yu.I. Katastroficheskie navodneniya nachala XXI veka: uroki i vyvody [Catastrophic floods of the early twenty-first century: lessons and conclusions]. Moscow: OOO «DEKS-PRESS» publ., 2003, 352 p. [in Russ.].
3. Gladkevich G.I., Terskiy P.N., Frolova N.L. Otsenka opasnosti navodneniy na territorii Rossiyskoy Federatsii [Flood hazard assessment on the territory of the Russian Federation]. *Vodnoe khozyaystvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie* [Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management], 2012, no. 2, pp. 29-46 [in Russ.].

4. L'vovich M.I. Opyt klassifikatsii rek SSSR [Experience in classifying rivers of the USSR]. *Trudy GGI*, 1938, vyp. 6, pp. 58-108 [in Russ.].
5. L'vovich M.I. Elementy rezhima rek zemnogo shara [Elements of the globe's river regime]. Moscow: Gidrometeoizdat publ., 1945, 126 p. [in Russ.].
6. Mel'nikova T.N. Maksimal'nyy stok dozhdevykh pavodkov rek Severo-Zapadnogo Kavkaza [Maximum rainfall flood runoff in rivers of the North-West Caucasus]. *Vestnik Adyg. Gos. Universiteta. Seriya 5: Geografiya*, 2011, no. 3, p. 25 [in Russ.].
7. Mironenko A.A., Rets E.P., Frolova N.L. Otsenka i kartografirovaniye opasnosti navodneniy na Severnom Kavkaze: obzor i sopostavleniye sushchestvuyushchikh podkhodov [Flood hazard evaluation and mapping in the Northern Caucasus: review and comparison of existing approaches]. *Georisk*, 2018, vol. XII, no. 2. pp. 26-36 [in Russ.].
8. Mironenko A.A., Frolova N.L., Rets E.P. Present-day dynamics of flood hazard characteristics in rivers in the North Caucasus, Russia. *Water Resources*. 2022, vol. 49, no. 2, pp. 271-282.
9. Faleev M.I., Chernykh G.S., Starostin A.S. Otsenka opasnostey i ugroz, obuslovlennykh katastroficheskimi navodneniyami, i predlozheniya po zashchite naseleniya i territoriy ot nikh [Assessment of hazards and threats caused by catastrophic floods and proposals for the protection of population and territories from them]. *Strategiya grazhdanskoj zashchity: problemy i issledovaniya*, 2014, vol. 4, no. 2, p. 18-32 [in Russ.].
10. Yumina N.M., Rets Y.P. Sovershenstvovaniye sistemy monitoringa opasnykh pavodkov na rekah Severnogo Kavkaza. *Vodnoe khozyaystvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravleniye* [Water Sector of Russia: Problems, Technologies, Management], 2012, no. 1, pp. 47-62 [in Russ.].
11. Apel H., Bruno M., Thielen, A. Quantification of uncertainties in flood risk assessment. *International Journal of River Basin Management*, 2008, vol. 6, pp. 149-162.
12. Arnell N.W., Gosling S.N. The impacts of climate change on river flood risk at the global scale. *Climatic Change*. 2016, vol. 134, pp. 387-401. DOI: 10.1007/s10584-014-1084-5
13. Blöschl G., Hall J., Parajka J., Perdigão R.A.P., Merz B., Arheimer B., Aronica G.T., Bilibashi A., Bonacci O., Borga M., Čanjevac I., Castellarin A., Chirico G.B., Claps P., Fiala K., Frolova N., Gorbachova L., Gül A., Hannaford J., Harrigan S., Kireeva M., Kiss A., Kjeldsen T.R., Kohnová S., Koskela J.J., Ledvinka O., Macdonald N., Mavrova-Guirguinova M., Mediero L., Merz R., Molnar P., Montanari A., Murphy C., Osuch M., Ovcharuk V., Radevski I., Rogger M., Salinas J.L., Sauquet E., Šraj M., Szolgay J., Viglione A., Volpi E., Wilson D., Zaimi K., Živković N. Changing climate shifts timing of European floods». *Science*, 2017, vol. 357, pp. 588-590.
14. Blöschl G., Hall J., Viglione A., Perdigao R.A.P., Parajka J., Merz B., Lun D., Arheimer B., Aronica G.T., Bilibashi A., Bohac M., Bonacci O., Borga M., Canjevac I., Castellarin A., Chirico G.B., Claps P., Frolova N., Ganora D., Gorbachova L., Gul A., Hannaford J., Harrigan S., Kireeva M., Kiss A., Kjeldsen T., Kohnova S., Koskela J.J., Ledvinka O., Macdonald N., Mavrova-Guirguinova M., Mediero L., Merz R., Molnar P., Montanari A., Murphy C., Osuch M., Ovcharuk V., Radevski I., Salinas J.L., Sauquet E., Sraj M., Szolgay J., Volpi E., Wilson D., Zaimi K., Zivkovic N. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*. 2019, vol. 573, pp. 108-111.
15. Demuth S., Gustard A., Planos E., Scatena F., Servat E. Climate Variability and Change – Hydrological Impacts. *Wallingford: IAHS Press*. 2006, 308 p.
16. DeVries B., Huang C., Armston J., Huang W., Jones J.W., Lang M.W. Rapid and robust monitoring of flood events using Sentinel-1 and Landsat data on the Google Earth Engine. *Remote Sensing of Environment*. 2020, vol. 240. DOI:10.1016/j.rse.2020.111664
17. Frolova N.L., Kireeva M.B., Magritckiy D.V., Bolgov M.B., Kopylov V.N., Hall J., Semenov V.A., Kosolapov A.E., Dorozhkin E.V., Korobkina E.A., Rets E.P., Akutina Y., Dzhamalov R.G., Efremova N.A., Sazonov A.A., Agafonova S.A., Belyakova P.A. Hydrological hazards in Russia: origin, classification, changes and risk assessment. *Natural Hazards*. 2016, vol. 88, no. 1, pp. 103-131.
18. IPCC: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 2012, 582 pp.

19. Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B. Peak Runoff in the North Caucasus: Recent Trends in Magnitude, Variation and Timing. *Water Resources*. 2019, vol. 46, pp. S56–S66.

20. Rets E.P., Dzhamalov R.G., Kireeva M.B., Frolova N.L., Durmanov I.N., Telegina A.A., Telegina E.A., Grigoriev V.Y. Recent trends of river runoff in the North Caucasus. *Geogr., Environ., Sustain.* 2018, vol. 11, pp. 61-70.

21. Rets E., Kireeva M. Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources: proc. of the Sixth World FRIEND Conference*, IAHS Publ., 2010, vol. 340, pp. 126-134.

*Поступила 08.09.2023; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.*

*Submitted 08.09.2023; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-112-124>

УДК 556.06

Долгосрочное прогнозирование сроков вскрытия реки Юкон синоптико-статистическим методом

Ю.А. Павроз

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

Предлагается схема получения долгосрочного прогноза сроков вскрытия ото льда североамериканской реки Юкон. В основе схемы лежит хорошо зарекомендовавший себя в отечественной практике ледовых прогнозов синоптико-статистический метод, в котором используется линейная зависимость прогнозируемой величины от характеристик полей температуры и давления в северной части Атлантического и Тихого океанов. Отобраны наиболее информативные предикторы. Проверена статистическая устойчивость параметров формулы получения прогноза. Его средняя заблаговременность составляет 40 суток. Выполненная для трех участков реки Юкон проверка предлагаемой методики на независимом материале за период с 2009 по 2015 год показала, что она позволяет получать вполне удовлетворительные результаты с достаточно низкой среднеквадратической погрешностью и достаточно высокой оправдываемостью прогнозов.

Ключевые слова: вскрытие реки, долгосрочный прогноз, синоптико-статистический метод, поля температуры и давления, предикторы, устойчивость, проверка методики

Long-range forecasting of the ice break-up dates for the Yukon River by the synoptic statistical method

Yu.A. Pavroz

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

A scheme for obtaining a long-range forecast of the dates of ice break-up is proposed for the Yukon River (North America). The scheme is based on a well-proven national practice of ice forecasting, namely, on the meteorological statistical method. The method utilizes a linear dependence of the predicted value on the characteristics of temperature and pressure fields in the North Atlantic and the North Pacific. The most informative predictors are selected. Statistical stability of the forecast formula parameters is verified. The average forecast lead time is 40 days. The verification of the proposed methodology performed for three stretches of the Yukon River on the basis of independent data for the period from 2009 to 2015 showed that it allows obtaining quite satisfactory results with a fairly low root-mean-square error and a fairly high accuracy of forecasts.

Keywords: river ice break-up, long-range forecast, synoptic statistical method, temperature and pressure fields, predictors, stability, method verification

Введение

Изучением влияния теплового состояния поверхности океанов и метеорологических процессов на особенности формирования и разрушения ледяного покрова рек, озер и водохранилищ в различных регионах нашей страны занимались многие отечественные ученые, из которых можно выделить Б. М. Гинзбурга [2, 3, 4], Е. И. Савченкову [7, 8], Т. Б. Подсечину [6], Н. Д. Ефремову [5], С. В. Борща [2] и других авторов. Конечной целью этих исследований была разработка методов, позволяющих прогнозировать сроки начала и продолжительности периода с различными фазами ледового режима. В результате в Гидрометцентре СССР (ныне ФГБУ «Гидрометцентр России») был предложен синоптико-статистический подход к долгосрочному прогнозированию ледовых явлений для водоемов суши [7, 8], который в дальнейшем был широко использован в практике ледовых прогнозов.

На сегодняшний день Гидрометцентр России располагает внушительным опытом в области разработки методов для долгосрочного прогнозирования ледовых явлений на реках, расположенных на территории России. В связи с этим представляется целесообразным изучить возможность применения разработанных методов для других регионов нашей планеты. Бассейн реки Юкон был выбран для исследований неслучайно. В 2008–2013 годах развивалось устойчивое сотрудничество Росгидромета и НОАА. В рамках сотрудничества с НОАА в ответ на просьбу американских специалистов был разработан современный метод для подготовки долгосрочных прогнозов сроков вскрытия ото льда реки Юкон, который успешно применялся в оперативной практике.

Краткое физико-географическое описание бассейна реки Юкон

Река Юкон – пятая по протяженности река в Северной Америке: длина составляет 3700 км и площадь водосбора – 855 тыс. км². Основная часть питания реки поступает за счет снеготаяния. Река вытекает из озера Марш и протекает по территории Канады и штата Аляска в США, впадая в залив Нортон Берингова моря.

Верхняя часть бассейна представляет собой холмистую местность и невысокие скалистые горы, тогда как нижняя часть – низкорослые с равнинами и низменностями. Главные притоки р. Юкон – Танана, Пелли, Поркпайн, Коюкук.

Климат на большей части бассейна реки Юкон субарктический с продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. Годовое количество осадков невелико, при этом 50 % осадков выпадает в виде дождя в течение трех летних месяцев, а с ноября по март осадки выпадают в виде снега. Снег может выпадать круглый год в высокогорьях, где большая его часть длительное время хранится в ледниках и ледяных полях. Самый холодный месяц года – январь со средней температурой воздуха от -25 °С

на севере территории и до -8°C в южных регионах. Самый теплый месяц – июль, средняя температура воздуха в этом месяце на севере региона равна 5°C , а на юге превышает 15°C .

В гидрологическом режиме реки Юкон выделяется весеннее половодье в течение двух месяцев (май-июнь). Самый многоводный месяц – июнь. Маловодный период года приходится на август–апрель, минимальный объем стока реки в марте. В летний период года заметную долю в питание реки вносит таяние ледников, позволяющее обеспечивать сток реки в течение всего летнего сезона.

Ледяной покров на реке сохраняется в течение большей части года: с октября и до первой-второй декады мая. Весной в бассейне р. Юкон подъем уровня воды происходит до разрушения ледяного покрова при сплошном ледоставе за счет поступления талой воды с южной части бассейна. В результате интенсивного увеличения водности реки за счет поступления талых вод происходят подвижки льда (в среднем в начале первой декады мая) и через 3–4 дня начинается ледоход. При бурном снеготаянии в верхней (южной) части бассейна в отдельные годы вскрытие Юкона сопровождается заторами льда, которые могут привести к катастрофическим наводнениям. Наиболее мощные заторы льда на реке Юкон зафиксированы весной 2013 г., когда за одну ночь уровень воды поднялся на 5 метров, что привело к затоплению больших территорий. Катастрофических масштабов достигло наводнение 2009 г., когда при резком повышении температуры воздуха и обильном снеготаянии произошло образованию ледовых заторов, сопровождавшихся повсеместным затоплением прибрежных населенных пунктов. Мощные заторы сопровождали вскрытие Юкона и весной нынешнего года. В связи с этим заблаговременный прогноз сроков начала вскрытия ото льда реки позволяет заранее подготовиться к возможному неблагоприятному развитию гидрологических процессов, в том числе и к формированию заторов льда.

Исходные гидрометеорологические данные

Долгосрочные прогнозы ледовых процессов в Гидрометцентре России составляются уже более 70 лет. Самым многообещающим является подход, основанный на физико-статистическом анализе [2–5, 7, 8]. За основу этого метода берется положение, что ледовые явления в речных бассейнах связаны с особенностями атмосферных процессов, которые в свою очередь зависят от состояния энергоактивных областей тепловой поверхности океана (ТПО).

Циркумполярный вихрь, существующий в стратосфере и тропосфере, определяет циркуляцию во всех районах Северного полушария. В работах Е.И. Савченковой [10] предложено рассматривать поля геопотенциалов H_{500} и H_{100} на всей протяженности Северного полушария в качестве характеристики атмосферной циркуляции. Геопотенциалы (расстояние от уровня моря до поверхности с соответствующим уровнем давления) были взяты в зимние месяцы, а именно в январе и феврале. Возможность получения прогностических зависимостей определялась тем фактом, что

в выбранные периоды циркумполярный вихрь развивается до максимальных показателей и создается определенное положение барических центров. [7, 8] Количественные характеристики атмосферной циркуляции в значимых районах Северного полушария (районах, в пределах которых атмосферные процессы оказывают наибольшее влияние на формирование ледовых явлений) были получены посредством разложения метеорологических полей геопотенциалов H_{500} и H_{100} по естественным ортогональным функциям (е.о.ф), т. е. с использованием процедуры компонентного анализа. Процедура разложения позволяет получить основной объем информации по каждому полю в нескольких первых членах разложения.

В основу анализа метеорологических полей заложены данные ЕЦСПП (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды) из проекта ERA5 – атмосферного реанализа пятого поколения глобального климата, охватывающего период с января 1950 года по настоящее время [<https://apps.ecmwf.int/data-catalogues/era5/>]. ЕЦСПП на сегодняшний день предоставляет самую надежную, объективную и регулярно обновляющуюся метеорологическую базу данных в рамках своей оперативной деятельности по мониторингу и накоплению данных. Ежедневно обрабатываются и используются в общей сложности 40 миллионов наблюдений, подавляющее большинство из которых являются спутниковыми измерениями. ЕЦСПП также пользуется всеми имеющимися наблюдениями из неспутниковых источников, включая наземные наблюдения и авиационные отчеты. Как известно, суть реанализа заключается в том, что накопленные в архивах данные наблюдений различных платформ за период нескольких десятилетий подвергаются обработке с помощью схем четырехмерного усвоения, причем параметры схем усвоения не изменяются при обработке данных за весь период. В результате рассчитывается большое число полей, которые затем используются для исследований изменений климата различного временного масштаба, взаимодействий океан – атмосфера, исследований гидрогеологического цикла и т. д. В данной работе были использованы данные в пределах области Северного полушария, расположенной от 40° до 85° с. ш., включающие значения полей геопотенциалов на уровнях нижней стратосферы (H_{100}) и тропосферы (H_{500}) за январь, февраль и март с широтно-долготным разрешением сетки $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

Проведенные исследования в работах [3, 4] выявили существенное влияние пространственного распределения аномалий ТПО Северной Атлантики и северо-запада Тихого океана, а также полей геопотенциалов на формирование ледового режима рек России. Поэтому в данной работе при получении прогностических уравнений были использованы данные о ТПО, осредненные по месячным интервалам времени в так называемых энергоактивных зонах, расположенных в районах течения Курисио, Алеутских островов, Охотского и Берингова морей на северо-западе Тихого океана и Ньюфаундлендской акватории Северной Атлантики. Были использованы данные информационного архива отдела речных гидрологических прогнозов Гидрометцентра России, содержащего сведения о среднемесечной аномалии ТПО Северного полушария в узлах пятиградусной сетки.

В Северной Атлантике были выбраны 48 точек, охватывающих ключевые, активные с точки зрения теплообмена с атмосферой зоной в гренландской, бермудской, ньюфаундлендской, канарской областях. В северо-западной части Тихого океана были взяты 50 точек, расположенных в энергетически активных зонах Охотского и Берингова морей, а также течения Курисио (рис. 1).

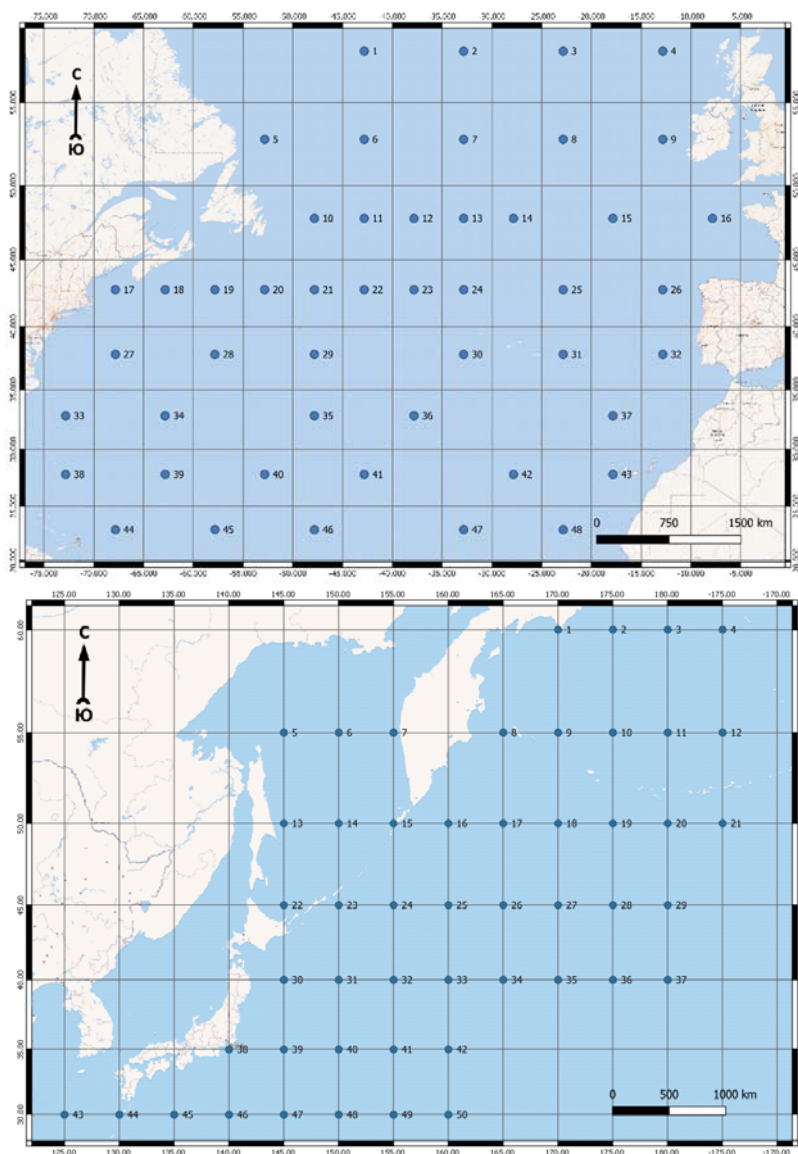


Рис. 1. Схема расположения точек в энергоактивных зонах Северной Атлантики и северо-запада Тихого океана.

Fig. 1. A diagram of the location of the points of the anomaly fields of the surface temperature of the North Atlantic and the Northwest Pacific Ocean.

Данные, характеризующие особенности атмосферной циркуляции, а также поля аномалий среднемесячных значений температуры поверхности океана в энергоактивных зонах были подвергнуты компонентному анализу с целью получения рядов коэффициентов разложения этих полей. Коэффициенты разложения (первые десять коэффициентов) полей аномалий температуры по е.о.ф. принято обозначать для Атлантики AB^{I-II}_{1-10} и, соответственно, для северо-западной части Тихого океана TB^{I-II}_{1-10} , где 1–10 – номер коэффициента разложения; I–II – номер месяца.

Сведения о сроках начала вскрытия реки Юкон выбирались из базы данных Национальной службы погоды США (NWS) (рис. 2). Как известно, надежность получаемых прогностических уравнений зависит от объема выборки: чем она больше, тем меньше вероятность получить неустойчивые прогностические зависимости. Исходя из этих соображений были выбраны семь гидрологических постов в среднем и нижнем течении реки, для которых данные наблюдений о сроках вскрытия были подвергнуты проверке гипотезы о статистической однородности рядов по критериям Стьюдента и Фишера. Суть проверки заключалась в том, что ряд разбивался на две приблизительно равные части и проверялись гипотезы о равенстве математических ожиданий и равенстве дисперсий этих двух рядов. Проверка показала, что в нашем случае гипотеза об однородности рядов не опровергается как по критерию Фишера ($F < F_{кр}$), так и по критерию Стьюдента ($t < t_{кр}$).

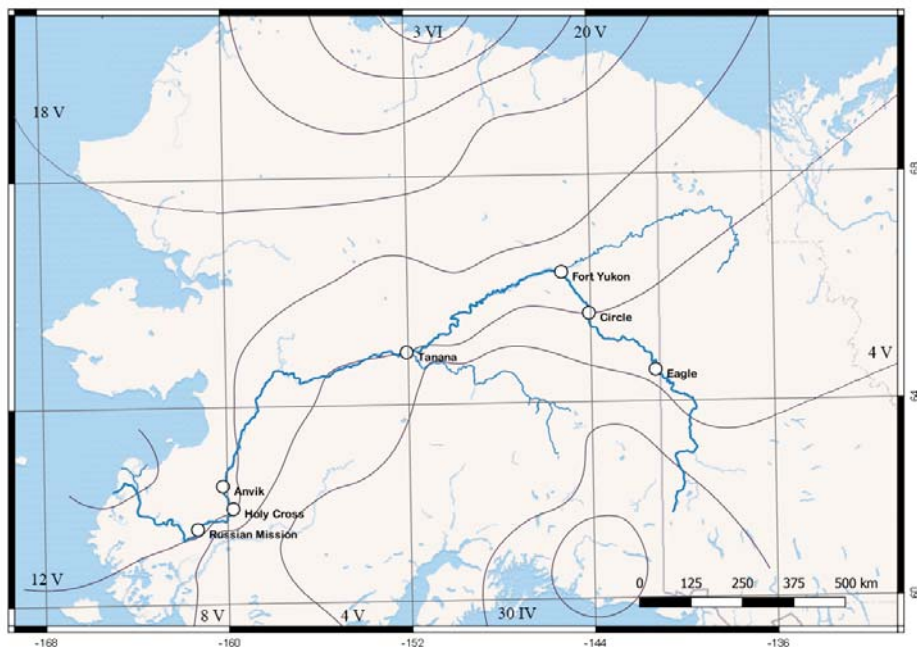


Рис. 2. Пространственное распределение среднееголетних сроков вскрытия реки Юкон за период с 1980–2021 гг. по данным NWS.

Fig. 2. Spatial allocation of average long-term periods of Yukon River breakup from 1980 to 2021 according to NWS data.

Методика долгосрочного прогноза вскрытия ото льда реки Юкон

Процесс разработки метода долгосрочного прогноза вскрытия ото льда р. Юкон может быть разделен на три этапа.

На первом этапе в полях потенциальных предикторов выявляют наиболее информативные районы, в пределах которых атмосферные процессы или ТПО оказывают наибольшее влияние на ледовый режим изучаемого водного объекта.

На втором этапе выполняется процедура компонентного анализа данных наблюдений в установленных информативных районах с целью сжатия информации и выделения наиболее информативной ее части.

На третьем этапе выполняется регрессионный анализ с целью разработки прогностических уравнений, которые могут быть использованы для прогнозирования сроков наступления ледовых явлений на изучаемых водных объектах.

Для выявления характеристик атмосферной циркуляции, которые могут быть использованы в качестве потенциальных предикторов, применялся синоптико-статистический метод, предложенный Е.И. Савченковой [7, 8]. Особенностью и преимуществом данного метода является то, что поля метеорологических элементов рассматриваются на всем пространстве Северного полушария с целью выделения информативных районов.

Для выделения в полях геопотенциалов на уровнях 500 и 100 гПа наиболее информативно значимых районов, где особенности атмосферной циркуляции оказывают наиболее сильное влияние на процессы вскрытия ото льда р. Юкон, был использован объективный метод дискриминантного анализа. Задача данного метода заключается в том, чтобы найти наибольшие отличия между группами объектов с использованием данных о разнообразии нескольких признаков, отличающих объекты друг от друга. В нашем случае анализу подвергались ряды ежегодных сроков вскрытия ото льда р. Юкон. Каждый временной ряд сроков вскрытия разбивался на три группы: 1) вскрытие произошло раньше нормы; 2) вскрытие произошло в нормальные сроки; 3) вскрытие произошло позже нормы. Близкими к норме считались сроки, когда отклонение от среднего значения не превышало наиболее вероятного значения среднеквадратического отклонения, т. е. $0,673\sigma$ (здесь σ – среднеквадратическое отклонение сроков вскрытия ото льда р. Юкон в каждом гидрологическом посту от нормальных сроков). По этим классам сгруппированы и ежегодные значения анализируемой метеорологической величины в каждом узле координатной сетки на всем Северном полушарии. Далее вычислялись 1) средние значения величин геопотенциалов в каждой точке, раньше и позже нормы, и 2) их разность $\delta = \overline{\Delta H}_n - \overline{\Delta H}_p$. Значимыми считались узлы, для которых выполнялось неравенство $d^2/\sigma^2 \geq 0,60$, а в качестве потенциально значимых полей рассматривались лишь те, которые включали в себя не менее 15 смежных

значимых узлов сетки [3]. Критическое значение 0,60 установлено путем проведения многочисленных экспериментов с разными водными объектами.

В результате дискриминантного анализа были выявлены наиболее информативно значимые районы в полях геопотенциала на высотах H_{100} и H_{500} . Для получения количественных характеристик значения H_{100} и H_{500} в каждом информативно значимом районе были разложены по е.о.ф. Первые 10 коэффициентов разложения в дальнейшем были использованы в качестве потенциальных предикторов для предвычисления сроков вскрытия.

Использование компонентного анализа, или иначе разложения полей по е.о.ф., применительно к задачам метеорологии было предложено Н.А. Багровым [1]. В результате процедуры компонентного анализа происходит разложение поля метеорологического элемента на совокупность полей наиболее часто встречающегося типа циркуляции и оценка веса этих полей в общей их совокупности [8]. Таким образом, компонентный анализ позволяет отсеять мелкомасштабные компоненты и случайные шумы, проанализировать большие объемы метеоданных, дать характеристику метеополей и сконцентрировать информацию о них в первых членах разложения. Такой подход позволяет анализировать, давать объективную оценку особенностей атмосферной циркуляции на Северном полушарии в целом, что обуславливает возможность объективно выявлять все главные особенности и характеристики атмосферных процессов в пределах изучаемых районов.

Разработка прогностических уравнений выполнялась методом пошагового регрессионного анализа, где в качестве предиктанта выступали ряды сроков вскрытия, а в качестве предикторов коэффициенты разложения метеорологических полей. Для определения влияния коэффициентов разложения на сроки разрушения ледового покрова рек был использован пошаговый регрессионный анализ, который позволил выявить наиболее информативные предикторы и построить наиболее оптимальный и устойчивый вариант прогностического уравнения. Такая процедура была применена для всех гидрологических постов на р. Юкон, включенных в данное исследование. В общем виде прогностические уравнения имеют вид:

$$\Delta D = C + C_1 B_1 + C_2 B_2 + C_3 B_3 + \dots + C_{10} B_{10},$$

где ΔD – сроки вскрытия реки ото льда, представленные в виде отклонений от средних сроков; $C_1, \dots, C_{10}$ – коэффициенты уравнения; $B_1, \dots, B_{10}$ – коэффициенты разложения геопотенциалов и аномалии ТПО (индексы 1, ..., 10 соответствуют номеру члена разложения).

Следует отметить, что в уравнения одновременно вошли предикторы, характеризующие как пространственное распределение ТПО, так и поля геопотенциалов. Это позволяет говорить о том, что зависимости получились комплексными, предикторы входят в уравнения практически поровну (табл. 1).

Таблица 1. Предикторы, вошедшие в прогностические уравнения, и характеристики качества уравнений для долгосрочного прогноза разрушения ледяного покрова р. Юкон

Table 1. Predictors included in forecast equations and characteristics of the quality of equations for long-term ice cover break-up forecasting Yukon River

Пункт	Зависимый ряд (расчетный)	Предикторы, вошедшие в уравнение	s/σ	Дата выпуска прогноза	Заблаговре- менность, дни	
					min	max
Fort Yukon	1983–2008	H ^I 1004, H ^I 5001, H ^{II} 5001, AB ^{II} 9, AB ^{III} 8	0.45	1 IV	30	53
Circle	1983–2008	H ^I 1005, H ^I 5001, H ^{II} 5001, H ^{II} 5004, H ^{II} 1002, AB ^{II} 9, AB ^{III} 8	0.40	1 IV	29	54
Tanana	1980–2009	H ^{II} 5001, AB ^I 5, AB ^I 10, TB ^I 8, TB ^{II} 1	0.66	1 IV	29	50
Russian Mission	1984–2009	H ^{II} 1001, AB ^I 2, AB ^{III} 9	0.70	1 IV	25	58

Анализируя разработанные уравнения, следует отметить, что из числа предикторов, характеризующих тепловое состояние океана, около 80 % относятся к району Северной Атлантики и лишь 20 % – поля на северо-западе Тихого океана. Таким образом, большинство предикторов относятся к району Северо-Атлантического течения, где наблюдается интенсивный теплообмен между океаном и атмосферой.

Анализ метеорологических предикторов, вошедших в прогностические уравнения, показал, что большинство из них (60 %) – это значения геопотенциала на уровне 500 гПа (тропосфера), на уровне 100 гПа (нижняя стратосфера) – 40 %.

Рассматривая географическое расположение значений геопотенциала, можно отметить, что значимые поля, которые вошли в прогностические уравнения, распределены в зонах основных центров действия атмосферы Исландского минимума, Алеутского минимума, над севером Евразии и Северным Казахстаном (рис. 3).

Поля геопотенциал H₅₀₀ за февраль имеют наибольшую прогностическую значимость, так как в 40 % случаев они включены в прогностические уравнения, а сами поля расположены в областях Исландского минимума, Алеутского минимума и севера Европы. Остальные атмосферные предикторы, вошедшие в прогностические уравнения, имеют равный вклад по 20 % и располагаются над севером Европейской территории России, Северным Казахстаном и в зоне Исландского минимума.

Прогнозы могут быть рассчитаны в начале апреля, средняя заблаговременность в этом случае составит 40 суток. Качество разработанных

уравнений оценивалось традиционно по соотношению s/σ , которое для различных гидрологических постов составило от 0,40 до 0,70, а допустимая ошибка прогнозов ± 5 дней.

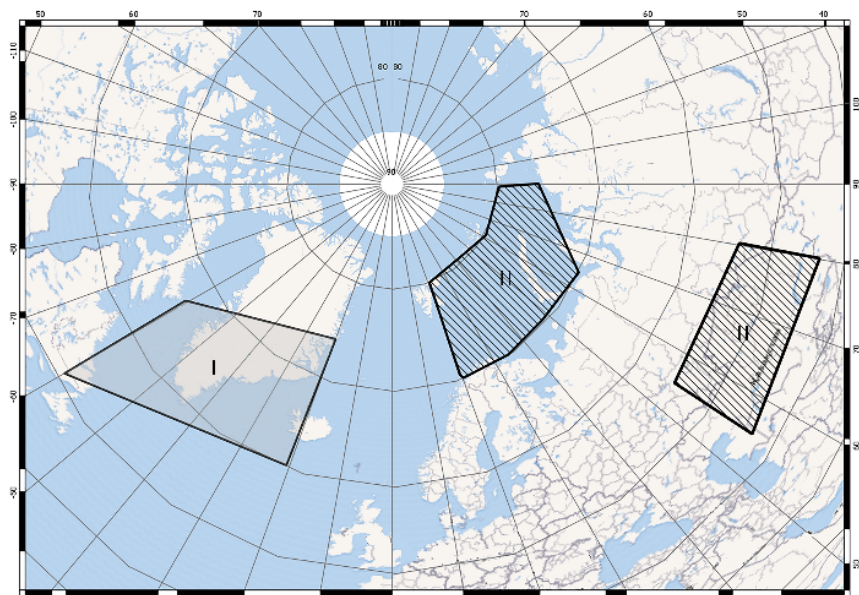
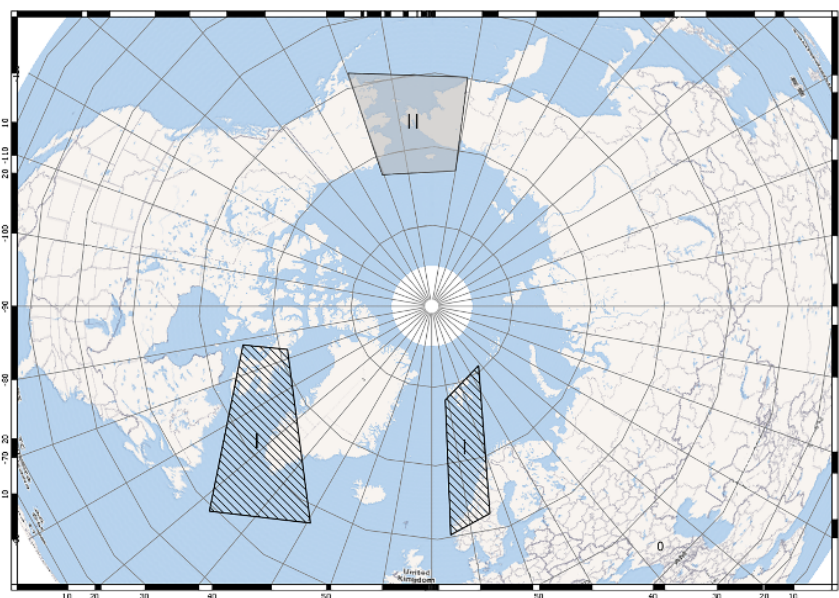
а) H_{100} б) H_{500}

Рис. 3. Схема расположения выявленных информативных значимых районов в полях H_{100} (а) и H_{500} (б) в январе (I) и феврале (II).

Fig. 3. Scheme of location of identified informative significant areas in fields H_{100} (a) and H_{500} (б).

Проверочные прогнозы, выполненные на независимых данных за 2009–2015 и 2010–2015 гг., показали практическую устойчивость прогностических уравнений, а оправдываемость проверочных прогнозов по всем пунктам в среднем составила 77 %, что говорит о их удовлетворительном качестве.

На следующем этапе исследования был составлен второй вариант прогностических уравнений, который преследовал цель получить прогностическое уравнение не для каждого гидрологического поста, а общее для участка реки. Попытка построения районных прогностических уравнений была выполнена для района, расположенного в верховьях реки, ограниченного населенными пунктами Eagle, Circle и Fort Yukon. Этот район был выбран, так как условия вскрытия ото льда р. Юкон здесь близки по генезису.

Разработка районных прогностических уравнений производилась по той же схеме, что и в первой части исследования. В итоге было разработано общее прогностическое уравнение, структура которого представлена в табл. 2. При этом для различных лет минимальная заблаговременность прогноза вскрытия на участке реки составляет от 25 до 30 суток, а максимальная – от 48 до 54 суток, при этом критерий качества метода составляет $s/\sigma = 0,42 - 0,56$. Для проверки на независимом материале был произведен расчет по данным за период с 2009 по 2015 год. Оправдываемость проверочных прогнозов за 7 лет составила в среднем 72 %, что подтверждает устойчивость уравнения и свидетельствует об удовлетворительном качестве прогнозов.

Таблица 2. Предикторы, вошедшие в прогностическое уравнение, и характеристики качества для долгосрочного прогноза вскрытия по району

Table 2. Predictors included in the predictive equation and quality characteristics for the long-term forecast of the river breakup by areas

Пункт	Зависимый ряд (расчетный)	Предикторы, вошедшие в уравнение	s/σ	Дата выпуска прогноза	Заблаговременность, дни	
					min	max
Circle	1983–2008	$H^{II}_{1002} H^{I}_{5001} H^{II}_{5003} TB^{II}_1$ $TB^{III}_7 AB^{II}_9 AB^{III}_8$	0.50	1 IV	29	54
Fort Yukon			0.42		30	53
Eagle			0.56		25	48

Сравнивая прогностические уравнения, полученные для прогнозирования по пунктам и по району, можно отметить, что наиболее значимыми предикторами оказались:

- данные об аномалиях ТПО Северной Атлантики за февраль AB^{II}_9 и за март AB^{III}_8 , которые вошли во все уравнения;
- значения геопотенциала в тропосфере за январь H^{I}_{5001} , которые вошли во все уравнения;

– значения геопотенциала в тропосфере H_{500}^H за февраль, которые вошли во все уравнения;

– по одному разу вошли почти во все уравнения коэффициенты разложения полей геопотенциала в нижней стратосфере H_{100} .

Таким образом из выполненного анализа можно сделать вывод о том, что такая концентрация влияния одинаковых значимых предикторов в разных прогностических уравнениях:

– подтверждает *неслучайность* и устойчивость разработанных прогностических уравнений;

– свидетельствует о том, что предложенный в Гидрометцентре России подход к долгосрочному прогнозированию сроков наступления ледовых явлений на реках применим к речным бассейнам, расположенным в различных регионах Северного полушария нашей планеты;

– подтверждает, что совместный учет особенностей атмосферной циркуляции и теплового состояния океана в его энергоактивных зонах в период, предшествующий началу разрушения ледяного покрова, дает возможность выпускать удовлетворительного качества ледовые прогнозы с достаточной для практических целей заблаговременностью (более 25 суток).

Заключение

Целью проведенных исследований было установление влияния теплового состояния океанов и особенностей атмосферной циркуляции в предвесенний период на процессы разрушения ледяного покрова на реке Юкон (США).

Выполнению исследований предшествовала разработка метода долгосрочного прогноза сроков вскрытия ото льда реки Юкон с использованием синоптико-статистического метода, разработанного в Гидрометцентре России и широко применяемого в практике оперативных ледовых прогнозов в нашей стране. В качестве потенциальных предикторов были взяты поля аномалий среднемесячных значений температуры поверхности океана в его энергоактивных зонах, поля геопотенциала на уровнях H_{100} и H_{500} в предвесенний период в значимых информативных районах. Разработка прогностических уравнений осуществлялась в двух вариантах:

1) для каждого гидрологического створа разрабатывалось свое прогностическое уравнение;

2) разработка прогностического уравнения выполнялась для средних по выбранному району ежегодных сроков вскрытия.

При разработке прогностических уравнений использовались дискриминантный, компонентный и регрессионный анализы. Анализ качества прогностических уравнений для каждого гидрологического поста и по району показал их устойчивость и удовлетворительное качество.

В ходе проведенного анализа структуры прогностических уравнений установлено существенное влияние показателей теплового состояния северо-запада Тихого океана и Северной Атлантики, а также характеристик

атмосферной циркуляции в зимние месяцы в пределах так называемых информативных районов Северного полушария, на сроки начала весенних ледовых явлений в бассейне реки Юкон.

Список литературы

1. Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеополей посредством естественных ортогональных составляющих // Труды ЦИП. 1969. Вып. 74. С. 3-24.
2. Борщ С.В., Гинзбург Б.М., Ефремова Н.Д. Долгосрочный фоновый прогноз сроков вскрытия рек европейской территории СНГ // Метеорология и гидрология. 2001. № 7. С. 101-110.
3. Гинзбург Б.М. Влияние температуры поверхности океанов на сроки замерзания и вскрытия рек. Методы его учета в прогнозах. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. 99 с.
4. Гинзбург Б.М., Сильницкая М.И. Влияние распределения температуры поверхности океанов на сроки вскрытия рек европейской территории России // Метеорология и гидрология. 2000. № 6. С. 86-91.
5. Ефремова Н.Д., Каракаш Е.С. Метод долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек Лены и Енисея // Труды Гидрометцентра СССР. 1977. Вып. 186. С. 78-87.
6. Подсечина Т.В. Нарастание льда на волжских водохранилищах и его зависимость от атмосферных процессов // Труды Гидрометцентра СССР. 1988. Вып. 295. С. 130-137.
7. Савченкова Е.И. Опыт исследования связей появления плавающего льда на некоторых реках СССР с особенностями циркуляции атмосферы Северного полушария // Труды Гидрометцентра СССР. 1970. Вып. 67. С. 3-36.
8. Савченкова Е.И. Естественные функции полей дат появления льда на реках // Труды Гидрометцентра СССР. 1974. Вып. 117. С. 74-82.

References

1. Bagrov N.A. Analiticheskoe predstavlenie posledovatel'nosti meteopoley posredstvom estestvennykh ortogonal'nykh sostavlyayushchih. *Trudy CIP*, 1969, vol. 74, pp. 3-24 [in Russ.].
2. Borshch S.V., Ginzburg B.M., Efremova N.D. Long-Term Background Forecast of Ice Breakup Dates in European CIS Territory. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 2001, no.7, pp.101-110 [in Russ.].
3. Ginzburg B.M. Vliyanie temperatury poverhnosti okeanov na sroki zamerzaniya i vskrytiya rek. *Metody ego ucheta v prognozhah*. Saint Petersburg: Gidrometeoizdat publ., 2005. 99 p.
4. Ginzburg B.M., Silnitskaya M.I. The Effect of Sea Surface Temperature Distribution on the Dates of River Breakup in European Russia. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 2000, no.6, pp.86-91 [in Russ.].
5. Efremova N.D., Karakash E.S. Metod dolgosrochnogo prognoza srokov vskrytiya rek Leny i Eniseya. *Trudy Gidromettsentra SSSR* [Proceedings of the Hydrometcentre of the USSR] 1977, vol. 186, pp. 78-87 [in Russ.].
6. Podsechina T.V. Narastanie l'da na volzhskikh vodohranilishchah i ego zavisimost' ot atmosferynykh processov. *Trudy Gidromettsentra SSSR* [Proceedings of the Hydrometcentre of the USSR], 1988, vol. 295, pp. 130-137 [in Russ.].
7. Savchenkova E.I. Opyt issledovaniya svyazey poyavleniya plavuchego l'da na nekotorykh rekah SSSR s osobennostyami cirkulyacii atmosfery Severnogo polushariya. *Trudy Gidromettsentra SSSR* [Proceedings of the Hydrometcentre of the USSR], 1970, vol. 67, pp. 3-36 [in Russ.].
8. Savchenkova E.I. Estestvennye funkcii poley dat poyavleniya l'da na rekah. *Trudy Gidromettsentra SSSR* [Proceedings of the Hydrometcentre of the USSR], 1974, vol. 117, pp. 74-82 [in Russ.].

Поступила 05.07.2023; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.

Submitted 05.07.2023; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-125-138>

УДК 551.506:551.557:551.579.4

Пространственное распределение метеорологических условий бассейна реки Зеравшан и их корреляция со стоком реки Зеравшан

***И.Ш. Норматов¹, Ф.А. Шарофзода²,
П.И. Норматов³, М. Ашуров¹***

¹Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Таджикистан;

*²Академия Министерства внутренних дел Республики Таджикистан,
г. Душанбе, Таджикистан;*

*³Институт математики Национальной академии наук Таджикистана,
г. Душанбе, Таджикистан
inomnor@gmail.com*

Для западного, центрального и восточного субрегионов бассейна реки Зеравшан в Таджикистане исследована взаимосвязь среднемноголетних значений метеорологических параметров на метеорологических станциях за период 1950–2021 гг. Корреляционный анализ позволил получить информацию о воздушных массах, несущих влагу в бассейн реки Зеравшан, и распределение атмосферных осадков в зависимости от орографии местности, географических широт и высоты расположения местности.

Изучено сезонное распределение многолетнего среднегодового значения стока реки Зеравшан. Получены корреляционные зависимости периода максимального стока реки от распределения атмосферных осадков и температуры по сезонам года. Установлено, что увеличение летних значений стока реки Зеравшан происходит за счет осадков, аккумулированных на леднике Зеравшан в весенний период.

Ключевые слова: корреляция, река Зеравшан, атмосферные осадки, температура, сток реки

Spatial distribution of meteorological conditions of the Zeravshan River basin and their correlation with the Zeravshan River runoff

***I.Sh. Normatov¹, F.A. Sharofzoda²,
P.I. Normatov³, M. Ashurov¹***

¹Tajik National University, Dushanbe, Tajikistan;

*²Academy of the Ministry of Internal Affairs of the Republic of Tajikistan,
Dushanbe, Tajikistan;*

*³Mathematics Institute of the Tajik National Academy of Sciences,
Dushanbe, Tajikistan
inomnor@gmail.com*

Correlations between average long-term values of meteorological parameters at weather stations over the period of 1950–2021 are investigated for the western, central, and eastern subregions of the Zeravshan River basin. The correlation analysis made it possible to obtain the information about the air masses transporting moisture, as well as about the distribution of precipitation depending on local orography, geographic latitude, and elevation. The seasonal distribution of long-term average annual runoff of the Zeravshan

River is studied. It is established that the increase in summer values of the flow of the Zeravshan River occurs due to precipitation accumulated on the Zeravshan glacier in the spring period.

Keywords: correlation, Zeravshan River, precipitation, temperature, river runoff

Введение

Зарафшан является одним из важнейших притоков Амударьи и обеспечивает более шести миллионов человек в Таджикистане и Узбекистане водными ресурсами для удовлетворения их бытовых, экономических и сельскохозяйственных потребностей [1, 8, 12].

Истоки реки расположены на леднике Зарафшан между горными хребтами Туркестан и Зарафшан в северном Таджикистане на высоте 2810 м над уровнем моря. Оттуда река течет с уклоном 5,1 % на протяжении 260 км в западном направлении через каньонообразную долину, образованную двумя горными хребтами Матча Река. Близ Айни к реке Матча присоединяется река Фондаря, идущая с юга, и теперь она называется рекой Зарафшан. Общая длина реки Зарафшан составляет 870 км со средним уклоном 2,9 %, а нынешний размер ее водосборного бассейна составляет 40 600 км² (по сравнению с 131 000 км² до 1957 года [14]). Примерно 29 % водосбора расположено в Таджикистане (11 700 км², 8,4 % территории Таджикистана), а остальные 71 % – в Узбекистане (28 900 км², 6,5 % территории Узбекистана). Река в основном питается талыми водами ледников, что приводит к максимальному расходу в конце весны и начале лета и минимальному расходу зимой [14]. Среднеголетний сток реки Зеравшан составляет 158 м³/с, среднегодовой объем воды – примерно 5 км³.

Горный рельеф, высотная зональность климата, значительная неоднородность метеорологических условий являются причинами больших геоэкологических контрастов бассейна реки Зеравшан. Изучение особенностей геоэкологических изменений и метеорологических условий Зеравшанской долины имеет важное значение для разработки региональных сценариев прогнозирования изменения климата и решения ряда практических проблем, таких как рациональное использование гидроэнергетических ресурсов путем эффективного размещения гидротехнических сооружений, планирование развития сельского хозяйства, комплексное и эффективное использование рекреационного потенциала долины [13].

Сравнение многолетних наблюдений за метеорологическими параметрами бассейна реки Зеравшан в Таджикистане позволяет выявить общие закономерности и индивидуальные особенности, способствует разработке эффективных механизмов адаптации геоэкологических систем к изменению климата и их устойчивости к чрезвычайным природным ситуациям [5, 6, 10, 11]. Для стран Центральной Азии водный фактор, а именно водность рек, представляет особое значение, и проблема идентификации воздушных масс, ответственных за обеспечения речных бассейнов атмосферными осадками, является актуальной.

Данные последних десятилетий свидетельствуют об усилении сокращения площадей оледенения и снежного покрова в горах как Южного, так и Северного полушария Земли [9]. Ожидается, что географические районы, в водных циклах которых доминирует гидрология таяния ледников и снега, будут более восприимчивыми к изменению климата, то есть к изменению сезонности стока речной системы [4]. Эти климатические реакции горной речной гидрологии в сочетании с потенциальными изменениями на поверхности Земли, ростом численности населения и уже существующим дефицитом водных ресурсов могут создавать серьезные проблемы для горных регионов. Региональные климатические прогнозы МГЭИК (2007 г.) показывают, что к концу XXI в. ожидается потепление в Центральной Азии на $3,7^{\circ}\text{C}$ с наибольшим значением на более высоких террасах, особенно на Тибетском плато и в Гималаях [7].

Пространственная неоднородность количественного распределения атмосферных осадков и глубина снежного покрова на высокогорьях обусловлена главным образом орографией горной местности и особенностью продвижения воздушных масс [2].

Целью настоящей работы является установление видов воздушных масс, несущих влагу в бассейн реки Зеравшан путем определения взаимной корреляции количеств атмосферных осадков, измеренных на метеорологических станциях бассейна, расположенных на различных широтах и высотах над уровнем моря.

Объект исследования. Горная часть долины р. Зеравшан является уникальным местом во всей Центральной Азии. Бассейн реки вытянут с востока на запад и обрамлен высокими горами. Туркестанский хребет с севера, Зеравшанский и Гиссарские хребты с юга (рис. 1) надежно экранируют долину от южных и северных влажных воздушных масс, следствием чего является выпадение в долине р. Зеравшан незначительных количеств осадков (115–500 мм/год) [3].

Для учета распределения атмосферных осадков по территории бассейна были использованы данные метеорологических станций западного, центрального и восточного субрегионов бассейна реки Зеравшан. На рис. 2 приведены географические координаты, высоты расположения метеостанций бассейна реки и среднемноголетние значения осадков. Взаимосвязь между результатами измерения среднегодовых осадков на разных метеорологических станциях определялась с применением статистических методов обработки (корреляции Пирсона и Спирмена).

Согласно [15], прямой корреляции между результатами наблюдений за температурой, осадками и речным стоком нет. Отсутствие таких взаимосвязей вызвано фактором аккумуляции осадков в ледниках. Например, в годы с низкими температурами осадки могут не вызвать увеличения речного стока, поскольку основное количество осадков будет накапливаться в ледниках. В период повышенных температур эта вода может повысить сток рек, даже если количество осадков не слишком велико.

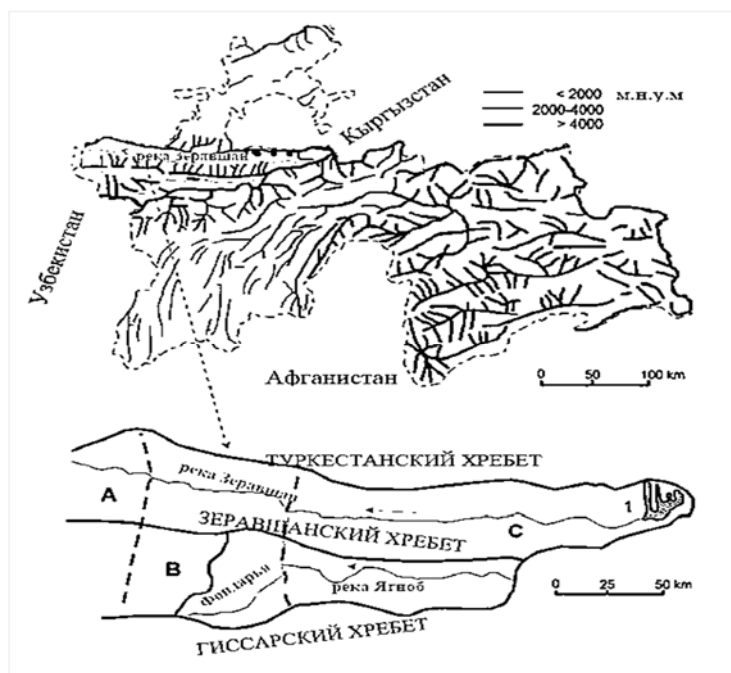


Рис. 1. Распределение основных горных хребтов Таджикистана и верховье бассейна реки Зеравшан с субрегионами: А – западный, В – центральный и С – восточный. 1 – Зеравшанский ледник.

Fig. 1. The distribution of the main mountain ranges in Tajikistan and the upper reaches of the Zeravshan River with subregions: A – western, B – central, C – eastern, 1 – Zeravshan glacier.

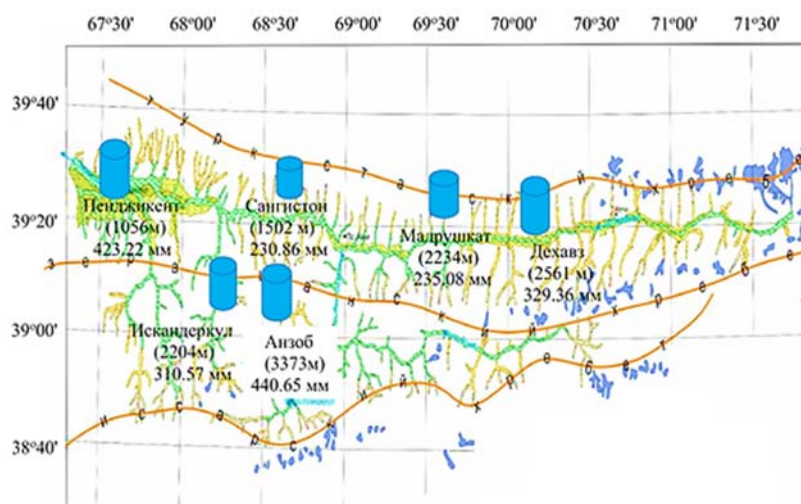


Рис. 2. Кординаты метеорологических станций и среднемноголетние значения атмосферных осадков.

Fig. 2. The coordinates of weather stations and average long-term values of precipitation.

В табл. 1 представлены результаты корреляционных зависимостей атмосферных осадков между метеостанциями бассейна реки Зеравшан.

Таблица 1. Результаты взаимной корреляции атмосферных осадков на метеорологических станциях бассейна реки Зеравшан

Table 1. The results of the cross correlation of precipitation at the weather stations of the Zeravshan River basin

	Анзоб	Искандеркул	Сангистон	Мадрушкат	Пенджикент	Дехавз
Анзоб	1					
Искандеркул	0,446	1				
Сангистон	0,423	0,794	1			
Мадрушкат	0,410	0,748	0,821	1		
Пенджикент	0,224	0,476	0,399	0,450	1	
Дехавз	0,283	0,632	0,621	0,765	0,438	1

Расчеты показывают, что тесная взаимосвязь среднесезонных значений атмосферных осадков наблюдается между метеорологическими станциями центрального и восточного субрегионов бассейна реки Зеравшан на высотах 1500–2600 м н.у.м. Среднесезонные значения атмосферных осадков на метеорологических станциях западного субрегиона бассейна (Анзоб, Пенджикент) не коррелируют со значениями осадков центрального и восточного субрегионов бассейна.

Полученные результаты дают основание предположить, что поступление влаги в бассейн реки Зеравшан обусловлено проникновением северо-западных и южных воздушных масс. Метеорологическая станция Пенджикент расположена в начале бассейна с западной стороны, а метеостанция Анзоб – на границе северной части бассейна. Не исключен также механизм, согласно которому влажная воздушная масса, проникая в субрегионы бассейна, застревает между Туркестанскими и Зеравшанскими хребтами, благодаря чему среднегодовые значения атмосферных осадков по метеорологическим станциям центрального и восточного субрегионов (Дехавз, Искандеркул, Мадрушкат, Сангистон) принимают значения, близкие со средней величиной 277 ± 45 мм.

В пользу предположения о существенной роли орографии в распространении воздушных масс можно привести распределение средней температуры по бассейну реки Зеравшан. Из табл. 2 видно, что взаимосвязь среднесезонных значений температуры по метеорологическим станциям бассейна реки Зеравшан значительно теснее, чем между осадками. Это обусловлено прежде всего тем, что Туркестанский хребет с севера, Зеравшанский и Гиссарские хребты с юга надежно экранируют долину Зеравшан от ветров, и тем самым в долине создается квазиравновесный температурный режим.

Таблица 2. Результаты взаимной корреляции температуры на метеорологических станциях бассейна реки Зеравшан

Table 2. The results of the cross correlation of temperature at the weather stations of the Zeraвшan River basin

	Анзоб	Дехавз	Мадрушкат	Искандеркул	Пенджикент	Сангистон
Анзоб	1					
Дехавз	0,65	1				
Мадрушкат	0,58	0,80	1			
Искандеркул	0,61	0,81	0,90	1		
Пенджикент	0,60	0,66	0,76	0,75	1	
Сангистон	0,65	0,74	0,86	0,89	0,83	1

Сравнение количеств атмосферных осадков на южных склонах Гиссарского хребта (2000 мм/год) и в долине Зеравшан (100–500 мм/год) указывает на определенный вклад влажных южных воздушных масс со стороны Гиссарского хребта в обеспечение долины атмосферными осадками.

Об этом свидетельствуют результаты корреляционных зависимостей атмосферных осадков, измеренных на метеорологических станциях Анзоб, расположенной в самом начале долины Зеравшан с северной части, и Мадрушкат в средней части с данными метеорологических станций Сангистон, Искандеркул, Пенджикент и Дехавз бассейна реки Зеравшан (рис. 3 и 4).

Из рис. 3 и рис. 4 видно, что атмосферные осадки, измеренные на метеорологической станции Анзоб хотя коррелируют положительно с данными метеорологических станций Искандеркул, Сангистон, Мадрушкат, Дехавз и Пенджикент, однако характеризуются более низкими значениями коэффициента Пирсона и критерия Стьюдента. При этом атмосферные осадки на метеорологической станции Мадрушкат имеют тесную взаимосвязь с атмосферными осадками, измеренными на метеорологических станциях Искандеркул, Сангистон, Дехавз, с высокими значениями коэффициента корреляции Пирсона и критерия Стьюдента.

Метеорологическая станция Пенджикент, расположенная в самой восточной части долины Зеравшан, показывает наиболее высокие значения атмосферных осадков и температуры (рис. 2, рис. 5).

Однако, как видно из рис. 2 и рис. 5, атмосферные осадки данной метеостанции слабо коррелируют с данными метеорологических станций Анзоб и Мадрушкат. Согласно нашему предположению, расположение метеорологической станции на низких широтах и теплая среднегодовая температура способствуют тому, что поступающая холодная западная воздушная масса обеспечивает район достаточным количеством осадков в жидкой фазе; облегченная, сухая воздушная масса далее проникает в центральную часть бассейна реки Зеравшан.

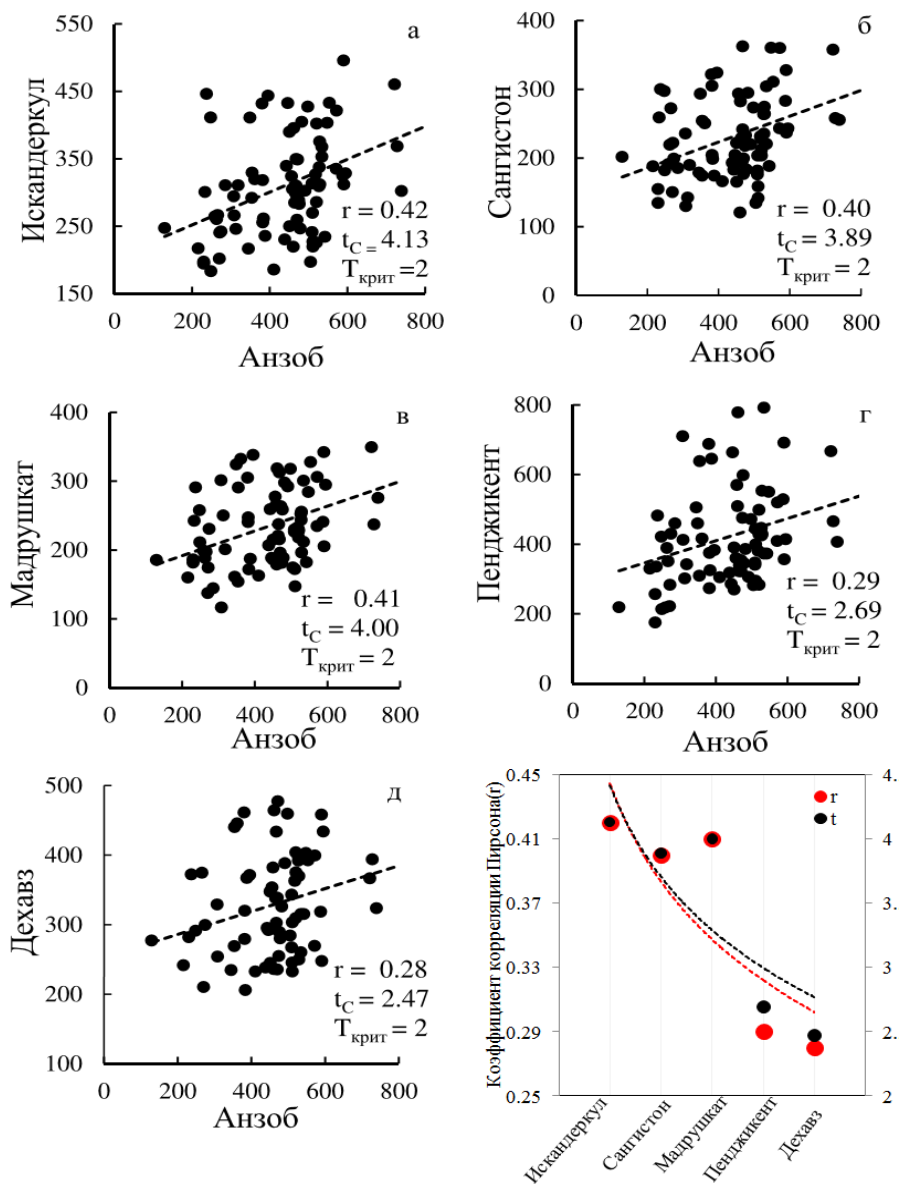


Рис. 3. Взаимная корреляция значений атмосферных осадков на метеостанциях Анзоб и Искандеркул, Сангистон, Мадрушкат, Дехавз, Пенджикент.

Fig. 3. The cross correlation of the values of precipitation at Anzob Iskanderkul, Sangiston, Panjakent, and Dehavz weather stations.

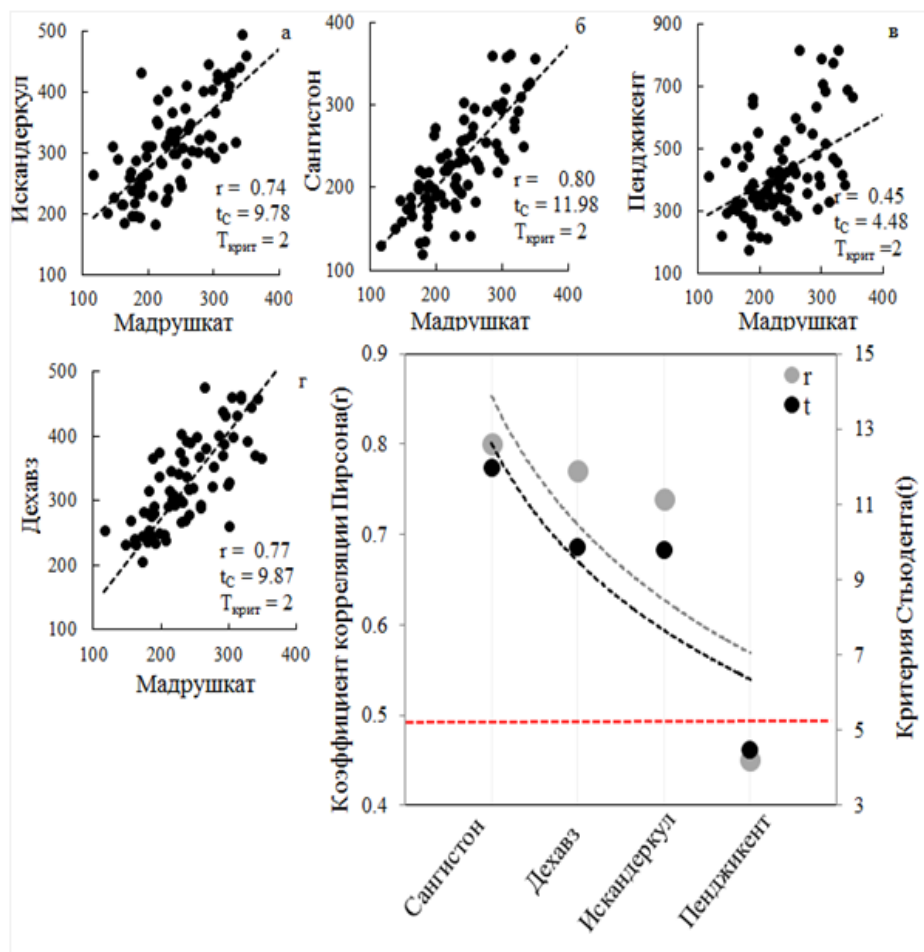


Рис. 4. Взаимная корреляция значений атмосферных осадков на метеостанции Мадрушкат с данными метеостанций Искандеркул, Сангистон, Пенджикент и Дехавз.

Fig. 4. The cross correlation of the values of precipitation at Madruskkat weather station with the data from Iskanderkul, Sangiston, Panjakent and Dehavz stations.

Следует отметить, что реализация перспективных государственных программ по освоению гидроэнергетического потенциала в верховьях и развитию сельского хозяйства в низовьях реки Зеравшан главным образом основана на широком использовании водных ресурсов бассейна реки Зеравшан. В условиях изменения климата непрерывный и последовательный мониторинг водных и снежно-ледовых ресурсов представляет существенное значение для планирования и корректировки планов реализации программ по строительству гидротехнических сооружений и ирригационных схем водообеспечения сельскохозяйственных земель.

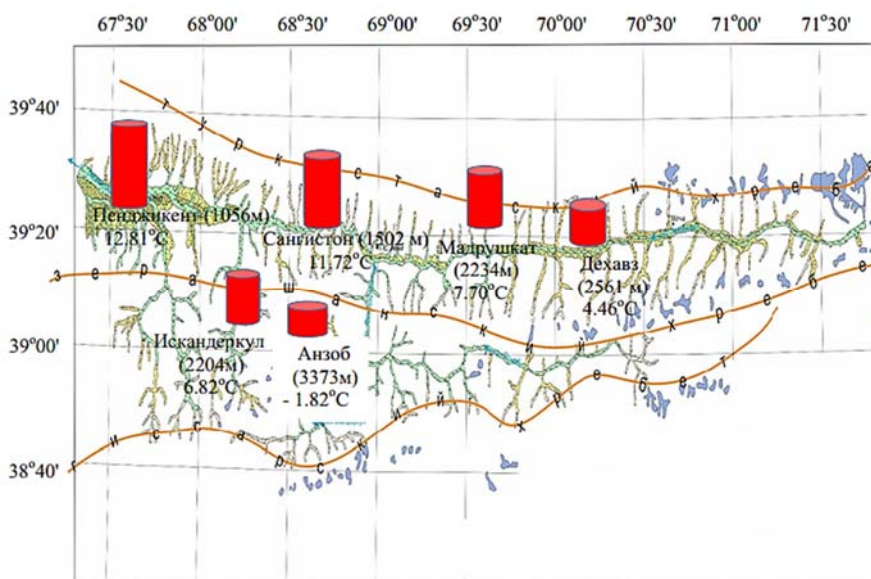


Рис. 5. Пространственное распределение температуры по субрегионам бассейна реки Зеравшан.

Fig. 5. The spatial distribution of temperature in the subregions of the Zerafshan River basin.

Естественно, что атмосферные осадки являются ключевым фактором в формировании стока рек. Следовательно, установление сезонного распределения атмосферных осадков и их вклада в образование стока реки Зеравшан является актуальным с точки зрения предотвращения природных чрезвычайных ситуаций.

На рис. 6 представлено сезонное распределение многолетнего среднегодового значения стока реки Зеравшан за период 1950–2021 гг. Из рис. 6 видно, что максимум стока реки соответствует летнему сезону (VI–VIII) и составляет $394,3 \text{ м}^3/\text{с}$.

Несомненно, важно выявить вклад атмосферных осадков различных сезонов года в формирование стока реки. Была исследована корреляционная зависимость периода максимального стока реки (VI–VIII) с распределением атмосферных осадков и температуры по сезонам года (рис. 7). Максимальные значения коэффициентов корреляции соответствуют весеннему (III–V) и летнему (VI–VIII) сезонам и составляют $r(P) = 0.40$, $r(T) = 0.18$ соответственно.

Полученные результаты дают основание предположить, что увеличение летних значений стока реки Зеравшан происходит за счет осадков, аккумулированных на леднике Зеравшан в весенний период.

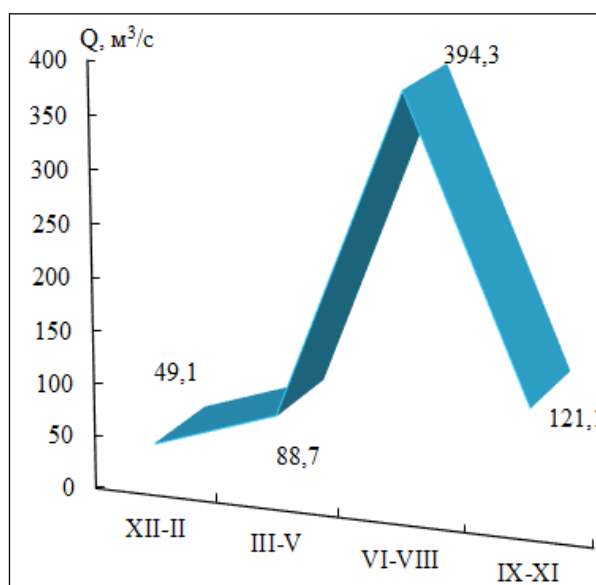


Рис. 6. Сезонное распределение стока реки Зеравшан.

Fig. 6. The seasonal distribution of the Zeravshan River runoff.

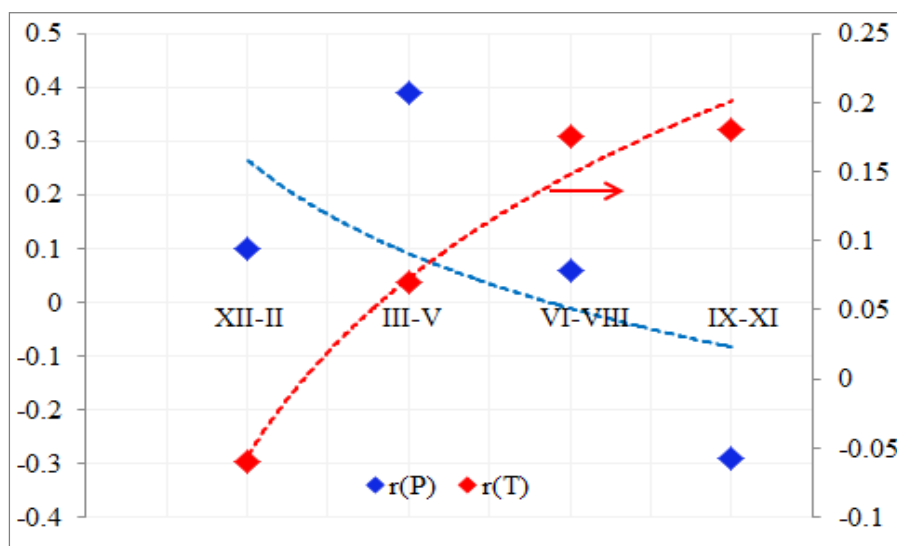


Рис. 7. Значения коэффициента корреляции Пирсона $r(P)$ и критерия Стьюдента $r(T)$ зависимости атмосферных осадков в бассейне реки Зеравшан от сезонов года.

Fig. 7. The values of the Pearson correlation coefficient $r(P)$ and t -test statistic $r(T)$ for the dependence of precipitation in the Zeravshan River basin on a season.

По данным метеорологической станции Дехавз, наиболее близко расположенной и характеризующей метеорологические условия района расположения ледника Зеравшан, максимальное значение атмосферных осадков (рис. 8) приходится на весенний период, а максимальная температура – на летний сезон. Наблюдаемый характер распределения температуры и атмосферных осадков в районе расположения ледника подтверждает результаты корреляционного анализа.

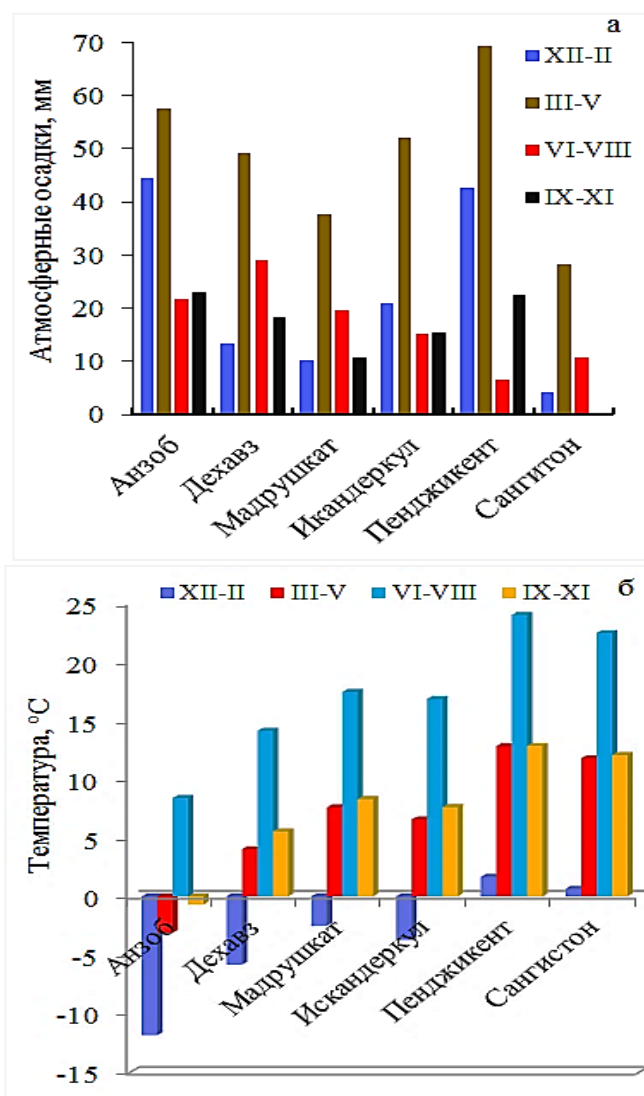


Рис. 8. Сезонное распределение атмосферных осадков (а) и температуры (б) в бассейне реки Зеравшан по данным метеорологических станций.

Fig. 8. The seasonal distribution of (a) precipitation and (б) temperature in the Zerafshan River basin according to weather station data.

Заключение

Обнаружено, что из-за экранирования бассейна реки с севера и юга Туркестанскими и Гиссарскими хребтами метеорологические условия, а именно количество атмосферных осадков в центральной и восточной части бассейна, проявляют небольшие различия.

Показано, что при статистическом анализе корреляционных зависимостей метеорологических параметров бассейна реки и расхода воды реки Зеравшан можно получить информацию о воздушных массах, несущих влагу, а также о распределении атмосферных осадков в зависимости от орOGRAPHии местности, географических широт и высоты расположения местности.

Показано, что поступление влаги в бассейн реки Зеравшан обусловлено проникновением северо-западных и южных воздушных масс.

Обнаружено, что взаимосвязь среднемноголетних значений температуры по метеорологическим станциям бассейна реки Зеравшан значительно теснее, чем между осадками. Это обусловлено прежде всего тем, что Туркестанский хребет с севера, Зеравшанский и Гиссарские хребты с юга надежно экранируют долину Зеравшан от ветров, и тем самым в долине создается квазиравновесный температурный режим.

Установлено, что максимальное значение коэффициентов корреляции периода максимального значения стока (VI–VIII) со значением атмосферных осадков соответствует весенним (III–V) сезонам, с температурой – летним сезонам (VI–VIII).

Благодарность: Авторы выражают благодарность профессору Г.Т. Фрумину за интерпретацию результатов и конструктивные замечания и предложения по значительному улучшению статьи.

Acknowledgments: The authors express their gratitude to Professor G.T. Frumin for interpreting the results and for constructive comments and suggestions for significant improvement of the article.

Список литературы

1. Норматов П.И., Фрумин Г.Т. Сравнительный анализ гидрохимических параметров верховья и низовья трансграничной реки Зеравшан // Ученые записки РГГМУ. 2015. Т. 39. С. 181-188.
2. Мирзохонова С.О., Маркаев Б.А., Норматов П.И., Эшанкулова Р.У. Пространственное распределение осадков по климатическим зонам верховья трансграничной реки Пяндж // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2018. Т. 23. С. 74-82. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2018.23.74>.
3. Реки и озера Таджикистана. Душанбе: Главное управление по гидрометеорологии и наблюдениям за природной средой Министерства охраны природы Республики Таджикистан, 2003. С. 1-23.
4. Adam J. C., Hamlet A. F., Lettenmaier D. P. Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century // Hydrological Processes. 2009. No. 23. P. 962-972.
5. *Analytical Report: Water quality of the Amudarya and Syrdarya River Basins*, Tashkent. 2011, 80p. http://www.cawater-info.net_analytic_report_en.

6. *Analytical review*. Status and prospects of integrated water resources management in the Zeravshan river basin. The project EU-UNDP project (2009–2012): support integrated water resources management and Transboundary dialogue in Central Asia, Dushanbe, 2010, 95p.

7. *Bhattarai B.Ch., Dhananjay R.D.* Impact of Climate Change on Water Resources in View of Contribution of Runoff Components in Stream Flow: A Case Study from Langtang Basin Nepal // *J. Hydrol. Meteorol.* 2015. Vol. 9, no 1. P. 75-84. DOI:10.3126/jhm.v9i1.15583

8. *Groll M., Opp Ch., Kulmatov R., Ikramova M., Normatov I.* Water quality, potential conflicts and solutions – an upstream – downstream analysis of the transnational Zeravshan River (Tajikistan, Uzbekistan) // *Environ Earth Sci.* 2015. Vol. 73. P. 743-763. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2988-5>

9. *IPCC.* Climate change 2007: Synthesis Report // Eds. C. W. Team, R. K. Pachauri, A. Reisinger. Geneva, Switzerland, 2007. 125 p.

10. *Normatov P.I.* Quantitative estimation of Hyman intervention Rivers on quality of waters of the Transboundary Rivers of the Central Asia // *The book of Abstracts, Goldschmidt, California*, 2014. P. 1827.

11. *Normatov P.I.* Water Quality of the Zeravshan River and chemical analysis of seasonal snow on the glaciers of the Zeravshan river basin // *Vestnik Tajik National University.* 2015. Vol. 1, no 1 (102). P. 306-310.

12. *Normatov P.I., Armstrong R., Normatov I. Sh., Narzullov N.* Monitoring Extreme Water Factors and Studying the Anthropogenic Load of Industrial Objects on Water Quality in the Zeravshan River Basin // *Russian Meteorology and Hydrology.* 2015. Vol. 40 (5). P. 347-354. DOI: 10.3103/s106837391505009x.

13. *Normatov P.I.* Monitoring Impact of industrial complexes on water quality and chemical analyses of seasonal snow of the Zeravshan River Basin glaciers // *Proc. 16th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences, Jawaharlal Nehru University, New Delhi, India*, 2016. P. 208-212.

14. *Olsson O, Gassmann M, Wegerich K, Bauer M.* Identification of the effective water availability from stream flows in the Zeravshan river basin, Central Asia // *J. Hydrol.* 2010. Vol. 390. P. 190-197.

15. *Savitskaya D.* Statistical picture of climate changes in Central Asia: Temperature, precipitation, and river flow // *International Congress on Environmental Modeling and Software.* P. 300. <https://scholarsarchive.byu.edu/iemssconference/2010/all/300>.

References

1. *Normatov P.I., Frumin G.T.* Comparative analysis of hydrochemical parameters of upstream and downstream of the transboundary Zeravshan river. *Uchenye zapiski RGGMU [Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University]*, 2015, vol. 39, pp. 181-188 [in Russ.].

2. *Mirzohonova S.O., Markaev B.A., Normatov P.I., Eshankulova R.U.* The spatial distribution of precipitation by climatic zones of the upstream of the transboundary pyanj river. *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya Nauki o Zemle*, 2018, vol. 23, pp. 74-82. DOI: 10.26516/2073-3402.2018.23.74 [in Russ.].

3. *Reki i ozera Tadjikistana.* Dushanbe: Glavnoe upravlenie po gidrometeorologii i nablyudeniym za prirodnoy sredoy Ministerstva ohrany prirody Respubliki Tadjikistan, 2003, pp. 1-23 [in Russ.].

4. *Adam J. C., Hamlet A. F., Lettenmaier D. P.* Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*, 2009, no. 23, pp. 962-972.

5. *Analytical Report: Water quality of the Amudarya and Syrdarya River Basins*, Tashkent. 2011, 80 p. Available at: http://www.cawater-info.net_analytic_report_en.

6. *Analytical review*. Status and prospects of integrated water resources management in the Zeravshan river basin. The project EU-UNDP project (2009–2012): support integrated water resources management and Transboundary dialogue in Central Asia, Dushanbe, 2010, 95 p.

7. Bhattarai B.Ch., Dhananjay R.D. Impact of Climate Change on Water Resources in View of Contribution of Runoff Components in Stream Flow: A Case Study from Langtang Basin Nepal. *J. Hydrol. Meteorol.*, 2015, vol. 9, no 1, pp. 75-84. DOI:10.3126/jhm.v9i1.15583

8. Groll M., Opp Ch., Kulmatov R., Ikramova M., Normatov I. Water quality, potential conflicts and solutions – an upstream – downstream analysis of the transnational Zeravshan River (Tajikistan, Uzbekistan). *Environ Earth Sci.*, 2015, vol. 73, pp. 743-763. DOI: 10.1007/s12665-013-2988-5.

9. IPCC. Climate change 2007: Synthesis Report. Eds. C.W. Team, R.K. Pachauri, A.Reisinger. Geneva, Switzerland, 2007, 125 p.

10. Normatov P.I. Quantitative estimation of Hyman intervention Rivers on quality of waters of the Transboundary Rivers of the Central Asia. The book of Abstracts, Goldschmidt, California, 2014, pp. 1827.

11. Normatov P.I. Water Quality of the Zeravshan River and chemical analysis of seasonal snow on the glaciers of the Zeravshan river basin. *Vestnik Tajik National University*, 2015, vol. 1, no 1, (102), pp. 306-310.

12. Normatov P.I., Armstrong R., Normatov I. Sh., Narzulloev N. Monitoring Extreme Water Factors and Studying the Anthropogenic Load of Industrial Objects on Water Quality in the Zeravshan River Basin. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2015, vol. 40, no. 5, pp. 347-354. DOI: 10.3103/s106837391505009x.

13. Normatov P.I. Monitoring Impact of industrial complexes on water quality and chemical analyses of seasonal snow of the Zeravshan River Basin glaciers. *Proc. 16th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences*, Jawaharlal Nehru University, New Delhi, India, 2016, pp. 208-212.

14. Olsson O, Gassmann M, Wegerich K, Bauer M. Identification of the effective water availability from stream flows in the Zeravshan river basin, Central Asia. *J. Hydrol.*, 2010, vol. 390, pp. 190-197.

15. Savitskaya D. Statistical picture of climate changes in Central Asia: Temperature, precipitation, and river flow // *International Congress on Environmental Modeling and Software*. 300 p. Available at: <https://scholarsarchive.byu.edu/iemssconference/2010/all/300>.

Поступила 25.03.2023; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.

Submitted 25.03.2023; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-139-151>

УДК 551.583.1(470+571)

Изменение характеристик облачности на территории России

Н.Н. Коршунова, Т.В. Дементьева

*Всероссийский научно-исследовательский институт
гидрометеорологической информации – Мировой центр данных,
г. Обнинск Калужской обл., Россия
nnk@meteo.ru*

Исследуются такие характеристики облачности, как повторяемость пасмурного (8–10 баллов) и ясного (0–2 балла) неба. Анализ сезонной повторяемости этих характеристик позволил выявить некоторые региональные особенности. Для включения в национальную систему мониторинга облачности рассчитаны нормы за новый базовый период 1991–2020 гг. по среднему количеству общей и нижней облачности, повторяемости случаев с различным состоянием неба (ясное, полужасное, пасмурное) по общей и нижней облачности, а также нормы повторяемости различных форм облачности. Проанализированы многолетние изменения повторяемости ясного и пасмурного неба, которые выявили практически повсеместное уменьшение повторяемости ясного неба по общей облачности во все сезоны.

Ключевые слова: общая облачность, нижняя облачность, формы облачности, пасмурное небо, ясное небо

Changes in cloud characteristics on the territory of Russia

N.N. Korshunova, T.V. Dementieva

*All-Russian Research Institute
of Hydrometeorological Information – World Data Center (RIHMI-WDC),
Obninsk, Kaluzhsky region, Russia
nnk@meteo.ru*

Such characteristics of the cloud cover as the frequency of cloudy (8–10/10) and clear (0–2/10) sky are investigated. The analysis of the seasonal frequency of these characteristics revealed some regional features. To be included in the national cloud monitoring system, the normals for the new base period of 1991–2020 for the average amount of total and low-level clouds, the frequency of cases with different sky conditions (clear, semi-cloudy, cloudy) for total and low-level clouds, as well as the frequency of various forms of clouds were calculated. Long-term changes in the frequency of clear and cloudy sky are analyzed, which revealed an almost universal decrease in the frequency of clear sky for the total cloud cover in all seasons.

Keywords: total cloud cover, low-level clouds, cloud forms, cloudy sky, clear sky

Введение

Облачность является важнейшим компонентом климатической системы, поскольку в значительной степени влияет на поступление солнечной радиации и на обратное земное излучение. Ранее исследователи для изучения облачности использовали данные наблюдений наземных метеорологических станций [3, 5, 11] и аэрологических зондов [1, 21]. На метеорологических станциях наблюдатель визуально определяет форму облаков [2] и оценивает степень покрытия небосвода облаками [15]. Однако при наличии сплошной облачности нижнего яруса невозможно оценить состояние облачности среднего и верхнего ярусов. Кроме того, наземная наблюдательная сеть Росгидромета очень неравномерна, особенно в северных и северо-восточных районах Азиатской территории России (АТР), что не позволяет получить достоверные данные об облачности в этих регионах.

В последние годы появляется все больше работ по исследованию облачности с использованием спутниковых данных [17, 20]. Спутниковые данные отличаются от наземных более высоким пространственным и временным разрешением, но имеют свои недостатки. Во-первых, обработка спутниковых данных очень сложна и трудоемка, во-вторых, спутниковая информация чаще всего отражает состояние самого верхнего слоя облаков. Кроме того, спутниковые данные доступны за довольно короткий временной период, что не позволяет изучить долгопериодные климатические изменения характеристик облачности.

В связи с возросшей в последние годы изменчивостью климата необходимо вести постоянное наблюдение за состоянием климатической системы, учитывая максимальное число параметров, в том числе облачности. Необходимость включения облачности в национальную систему климатического мониторинга назрела давно. В течение последних лет в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» проводились подготовительные работы по разработке подсистемы мониторинга облачности, которые начались с подготовки верифицированных массивов данных для информационной базы. Создан специализированный массив «Среднемесячное количество общей облачности и облачности нижнего яруса» [7]. База данных содержит информацию о среднемесячном количестве общей облачности и облачности нижнего яруса с 1966 года для 518 пунктов наблюдений, выбранных на основании Списка станций Росгидромета, включенных в Глобальную сеть наблюдений за климатом, регулярно (один раз в год) пополняется данными за прошедший год. Эмпирико-статистический анализ количества облачности, проведенный с целью апробации этого массива в [8], позволил выявить некоторые сезонные и региональные особенности, хорошо согласующиеся с последними на тот момент данными мониторинга климатических параметров, что свидетельствовало о высоком качестве специализированного массива и возможности его использования в исследовательских и прикладных целях.

Целью данной работы является обобщение исследований характеристик облачности на территории России по данным большого числа наземных метеорологических станций для включения этого важнейшего компонента в национальную систему климатического мониторинга.

Данные

В исследовании использовались данные 8-срочных наблюдений 1356 метеорологических станций Российской Федерации за период 1966–2020 гг., которые содержатся в архивах Госфонда ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» ВОСХОД [14], ТММ1 [6] и ТМС [12].

Пасмурным состоянием неба называются те случаи, когда облачность покрывает 80–100 % небосвода, или 8–10 баллов [15]. Повторяемость рассчитывалась как доля (%) случаев того или иного состояния облачности от общего количества наблюдений за месяц. Ясным состоянием неба считаются сроки, облачность во время которых была от 0 до 2 баллов (по 10-бальной шкале) согласно оценке наблюдателя [15].

Климатические нормы для нового базового периода 1991–2020 гг. рассчитаны по реальным данным в соответствии с требованиями ВМО, изложенными в [19]. Это необходимо для получения сопоставимых оценок текущего состояния параметров климатической системы и происходящих изменений климата.

Тенденция изменений повторяемости пасмурного (8–10 баллов) и ясного (0–2 балла) неба оценивалась коэффициентами линейного тренда. Тренд рассчитан методом наименьших квадратов, уровень статистической значимости тренда определялся с помощью критерия Стьюдента.

Результаты представлены в виде карт, подготовленных с помощью ГИС в регулярной стереографической проекции, в которой используется стандартный метод обратных взвешенных расстояний с коэффициентами, обратно пропорциональными квадрату расстояния.

Результаты

Климатические характеристики облачности

Как уже упоминалось, анализ пространственно-временной структуры среднего количества общей и нижней облачности на территории России проведен в [8]. Однако наиболее показательной и наглядной характеристикой облачности является повторяемость пасмурного (8–10 баллов) неба.

На рис. 1 показана сезонная повторяемость пасмурного неба (8–10 баллов) по общей облачности. Максимальная повторяемость пасмурного неба по общей облачности на территории России наблюдается осенью. На большей части страны, за исключением южных районов Европейской территории России (ЕТР), Забайкалья и дальневосточного юга, она составляет 60–70 %, а на северо-востоке ЕТР, в Предуралье превышает 80 %. В Забайкальском крае, где во второй половине осени начинается перестройка

атмосферных процессов на зимний режим, повторяемость пасмурного неба минимальна и не превышает 30–40 %.

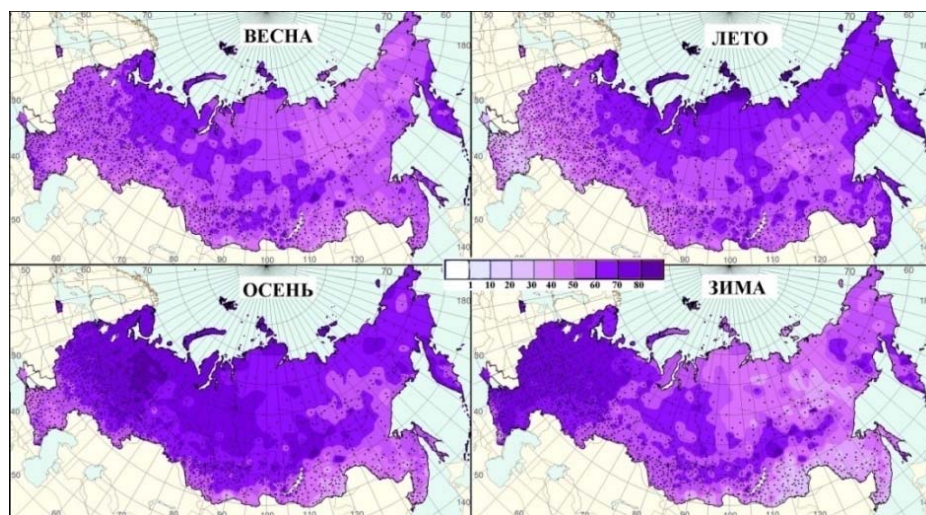


Рис. 1. Сезонная повторяемость (%) пасмурного неба (8-10 баллов) по общей облачности.

Fig. 1. Seasonal frequency (%) of cloudy skies (8-10 points) for total cloud cover.

На дальневосточном юге и Камчатке пасмурная погода чаще всего наблюдается летом, когда юго-восточный муссон выносит с океана большое количество водяного пара. Зона повышенной повторяемости пасмурного неба (60–70 %) летом тянется вдоль всего арктического побережья, превышая 70 % на севере Таймыра и арктических островах. Наименьшая повторяемость пасмурного неба (20–30 %) летом отмечается на юге ЕТР и в Крыму, за исключением высокогорных районов Северного Кавказа.

Зимой наибольшая повторяемость (60–70 %) пасмурного неба по общей облачности наблюдается на всей ЕТР, включая Калининградскую область и Крым. ЕТР в значительной степени подвержена влиянию Атлантики и исландского минимума, откуда приходят глубокие циклоны, приносящие пасмурную с осадками погоду. В последние годы в регионе, как отмечалось в [4, 18], наблюдается увеличение циклоничности, т. е. увеличение повторяемости циклонов. Повышенная повторяемость пасмурного неба в центральных районах Западной Сибири и Красноярского края обусловлена проникновением в эти районы скандинавских ныряющих циклонов, а также выходом южных циклонов из Казахстана. Область повышенной повторяемости большого количества облаков простирается до Прибайкалья и Верхнеленских районов Иркутской области. Значительно реже пасмурное небо наблюдается в центральных районах Якутии

и на дальневосточном юге в зоне действия Сибирского антициклона. Повторяемость пасмурного неба в этих районах составляет 30–40 %. Такая же полоса пониженной повторяемости пасмурного неба наблюдается непосредственно за Уральским хребтом, который выполняет «затеняющую» роль по отношению к влагонесущему потоку.

Наименьшая повторяемость пасмурного неба как по общей, так и по нижней облачности (рис. 2) отмечается весной. Общая облачность 8–10 баллов чаще всего наблюдается на севере ЕТР, где повторяемость превышает 60 %. На АТР зона максимальных значений повторяемости по общей облачности (более 60 %) в виде отдельных очагов протянулась от Полярного Урала до Предбайкалья. Такая же повторяемость пасмурного неба отмечается на Камчатке.

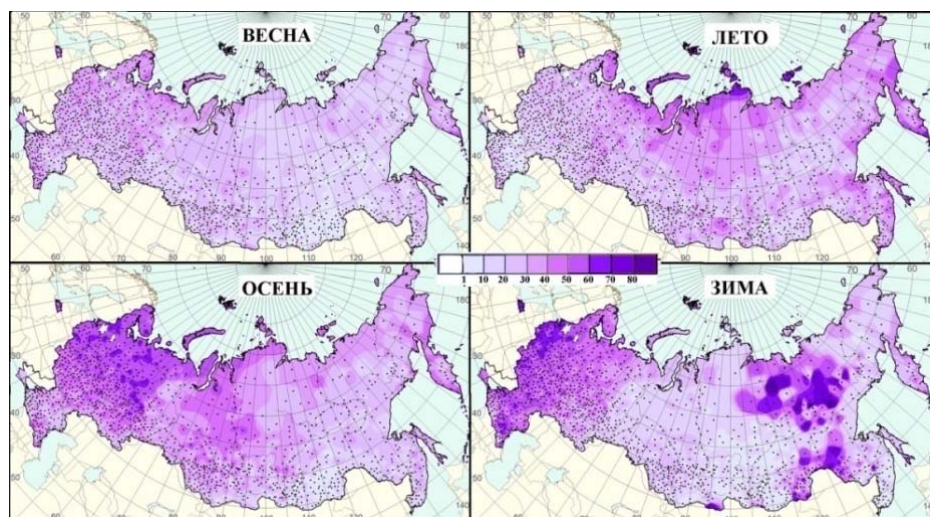


Рис. 2. Сезонная повторяемость (%) пасмурного неба (8-10 баллов) по нижней облачности.

Fig. 2. Seasonal frequency (%) of cloudy skies (8-10 points) for lower cloud cover.

Значения повторяемости облачности нижнего яруса 8–10 баллов значительно ниже, чем общей облачности, но пространственно распределяются схожим образом во все сезоны, кроме зимы. Зимой на большей части Якутии, в восточных районах Забайкальского края и Амурской области значительно увеличилась повторяемость пасмурного неба по нижней облачности. Это связано с уменьшением в этих районах атмосферного давления [13], вызванного ослаблением Сибирского антициклона и смещением его основного и вторичного центров [9, 10].

Для включения в национальную систему мониторинга облачности необходимо решить одну из основных задач мониторинга – оценку аномальности конкретного сезона. Для этого рассчитаны нормы за новый

базовый период 1991–2020 гг. по среднему количеству общей и нижней облачности, а также по повторяемости случаев с различным состоянием неба (ясное, полужасное, пасмурное) по общей и нижней облачности.

Проанализировано изменение норм повторяемости ясного и пасмурного состояния неба, рассчитанных за два 30-летних периода 1981–2010 и 1991–2020 гг. Значения, отраженные на рис. 3, – это разность средней годовой повторяемости между двумя периодами. Вычитание производилось из значения, полученного за более поздний период.

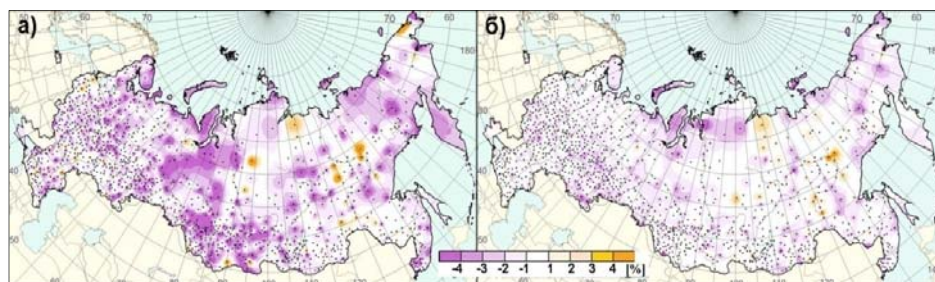


Рис. 3. Изменение норм повторяемости ясного (0–2 балла) состояния неба по облачности нижнего яруса (а) и общей облачности (б).

Fig. 3. Change in the rates of frequency of the clear (0-2 points) sky according to low-level clouds (a) and total clouds (b).

Анализ изменения норм повторяемости ясного состояния неба по общей облачности (рис. 3б) показывает, что на большей части страны повторяемость изменилась не более, чем на 1 % (белый цвет). Пунктов, где средний процент случаев ясного неба (фиолетовый цвет) уменьшился, больше, чем пунктов с увеличением того же значения (оранжевый цвет). Нормы повторяемости облачности 0–2 балла нижнего яруса изменились гораздо больше (рис. 3а). На большей части страны нормы за последнее 30-летие уменьшились, особенно заметное уменьшение наблюдается в Западной Сибири (3–4 %).

Нормы повторяемости пасмурного неба по общей и нижней облачности изменились незначительно на большей части России (рис. 4). Можно отметить увеличение на 3–4 % повторяемости пасмурного неба по нижней облачности в отдельных районах Западной Сибири, на юго-востоке Якутии и в континентальных районах Магаданской области. По общей облачности повторяемость пасмурного неба на 3–4 % уменьшилась в северо-западных районах Якутии и на отдельных метеорологических станциях Иркутской области и Забайкальского края.

Для нового базового периода 1991–2020 гг. также рассчитаны нормы повторяемости различных форм облачности. При расчете повторяемости различных форм облаков использовалась методика, приведенная в [16]. При этом, как указывалось в [11], следует учитывать, что повторяемости

облаков верхнего и среднего ярусов не являются абсолютными. В связи с этим сравнивать повторяемость облаков разных ярусов некорректно. В таблице представлены нормы 1991–2020 гг. повторяемости различных форм облаков для метеорологических станций, расположенных в различных климатических зонах. Видно, что преобладающими формами облаков практически на всей территории России являются облака верхнего яруса Ci, среднего яруса Ac и нижнего яруса Sc.

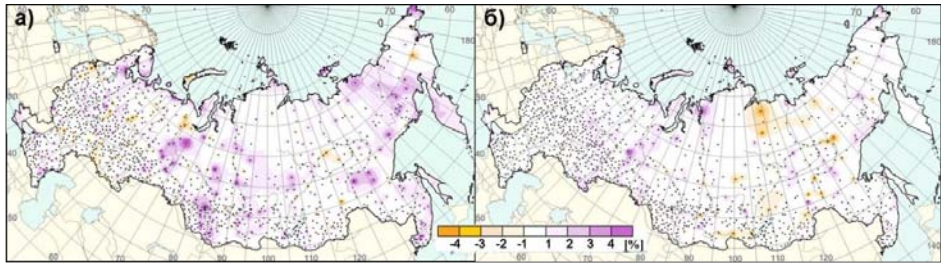


Рис. 4. Изменение норм повторяемости пасмурного (8-10 баллов) состояния неба по облачности нижнего яруса (а) и общей облачности (б).

Fig. 4. Change in the rates of frequency of cloudy (8-10 points) sky conditions according to low-level clouds (a) and total clouds (b).

Таблица. Повторяемость основных форм облаков
Table. The repeatability of the main forms of clouds

Название станции	Форма облаков											Ясно
	Ci	Cc	Cs	Ac	As	Cu	Cb	Sc	Ns	St	Frnb	
Европейская территория России												
Санкт-Петербург	29.6	2.8	7.5	37.9	14.8	12.1	6.2	44.5	10.4	7.5	11.5	12.5
Калининград	30.8	1.3	6.6	32.5	6.4	19.9	7.3	45.4	7.1	3.3	3.4	16.1
Москва	32.2	2.3	4.8	27.1	14.7	14.1	5.8	60.0	5.2	13.2	10.5	15.8
Казань	39.3	2.9	7.3	43.1	26.4	8.4	5.9	37.2	7.5	4.2	6.6	16.5
Симферополь	44.6	2.8	2.0	43.1	5.2	8.4	20.9	24.8	1.5	18.8	4.1	21.1
Сочи	57.0	9.3	8.7	45.8	4.3	20.7	30.2	39.9	0.3	2.9	5.3	18.7
Азиатская территория России												
Якутск	89.4	0.2	23.0	51.8	3.8	14.0	12.2	26.7	0.8	1.0	1.0	8.0
Тюмень	59.0	1.0	7.0	39.0	24.5	14.3	12.3	8.7	3.8	3.1	1.1	18.4
Минусинск	69.1	2.5	7.9	49.6	29.7	13.3	25.2	40.9	0.7	0.2	0.9	15.8
Чита	81.7	0.8	8.4	50.9	17.5	17.3	20.4	15.4	0.2	1.1	1.1	21.8
Владивосток	40.1	4.7	25.0	27.7	19.9	9.8	11.9	20.9	3.7	17.7	5.9	32.9
Петропавловск-Камчатский	64.5	2.0	1.4	58.2	0.6	3.6	29.4	51.2	1.8	11.4	8.0	10.9

В большинстве районов северной половины ЕТР преобладающей формой облачности являются облака нижнего яруса Sc, повторяемость которых превышает 40 %. Следует отметить значительно возросшую повторяемость этой формы облаков в Москве по сравнению с данными, приведенными в [11]. Помимо климатических факторов, это может быть связано со значительной урбанизацией московского региона. На юге ЕТР, включая Крым, возрастает повторяемость облаков верхнего и среднего ярусов (Ci и Ac). На АТР преобладающей формой облачности являются облака верхнего яруса Ci. Однако в тех районах, где облака нижнего яруса наблюдаются реже, довольно значительна повторяемость Cs (Якутск).

Анализируя годовой ход преобладающих форм облачности в различных регионах страны (рис. 5), можно отметить наибольшую повторяемость в течение всего года облаков нижнего яруса в Москве и верхнего яруса в Минусинске.

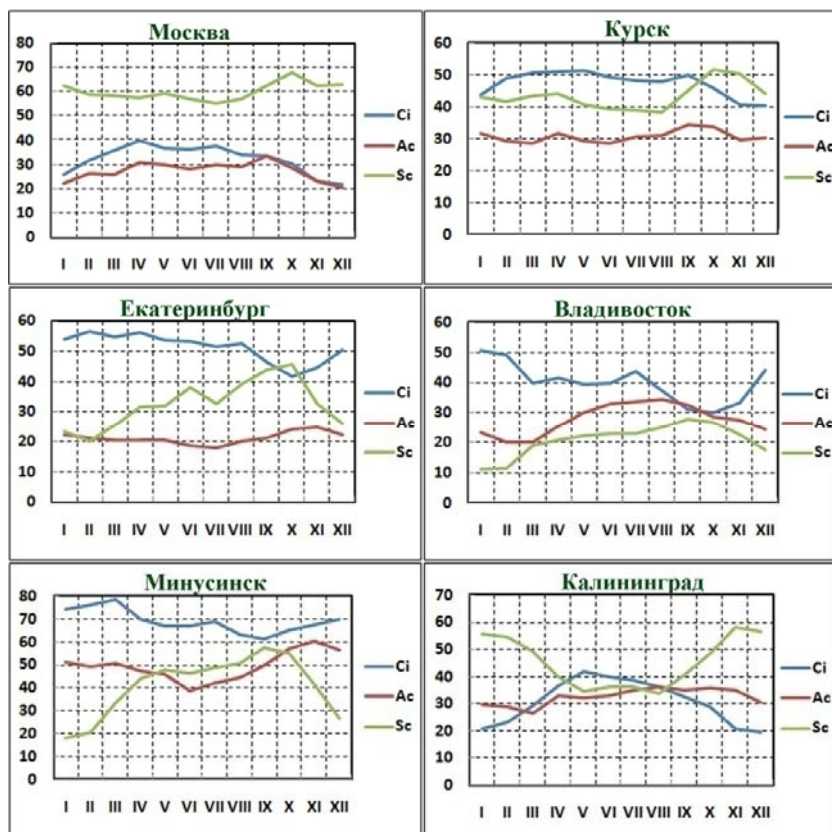


Рис. 5. Годовой ход преобладающих форм облачности на отдельных метеорологических станциях Российской Федерации.

Fig. 5. Annual course of the prevailing forms of clouds at individual meteorological stations of the Russian Federation.

В Екатеринбурге повторяемость облаков нижнего яруса увеличивается в течение теплого периода, достигая максимума в октябре (46 %), причем наряду с Sc велика повторяемость Cu и Cb. В Калининграде, наоборот, летом отмечается минимальная повторяемость облаков Sc (около 35 %). В холодный период повторяемость Sc в Калининграде достигает почти 60 %. Во Владивостоке в августе-сентябре повторяемость облаков всех ярусов почти сравнивается, что связано с частым выходом в это время на дальневосточный юг глубоких южных циклонов (тайфунов). При сплошной облачности в системе тайфуна сложно выделить отдельные формы облаков.

Многолетние изменения характеристик облачности

Пространственное распределение локальных оценок трендов, характеризующих знак и среднюю скорость изменений повторяемости пасмурного неба, показано на рис. 6. Приведены значения трендов, значимых на 5%-ном уровне. Заметно, что во все сезоны на территории России преобладают области, где выявлена тенденция увеличения повторяемости пасмурного неба. Особенно ярко эта тенденция выражена зимой на ЕТР, Урале и в примыкающих к нему районах Западной Сибири, что обусловлено увеличением в этих районах циклоничности. Коэффициенты линейного тренда в западных и центральных областях ЕТР составляют 2–4 %-пункт/10 лет. Наиболее значительные отрицательные коэффициенты линейного тренда зимой получены в северных и центральных районах Якутии и прибрежных районах Магаданской области.

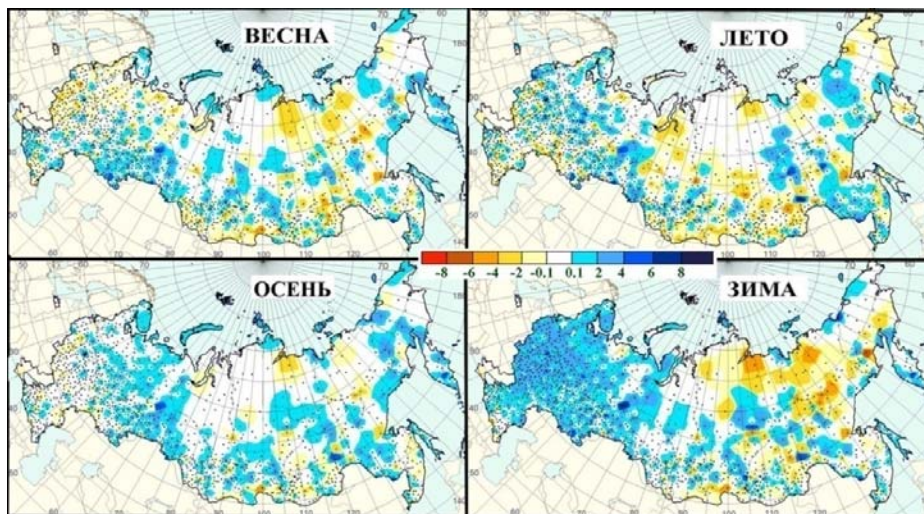


Рис. 6. Коэффициенты линейного тренда (%-пункт/10 лет) повторяемости пасмурного (8–10 баллов) неба по общей облачности (значимые на 5%-ном уровне).

Fig. 6. Linear trend coefficients (%-point /10 years) of the frequency of cloudy (8–10 points) sky for total cloud cover (5% level of significance).

Летом и весной пространственное распределение трендов носит более очаговый характер. Однако можно отметить, что весной на ЕТР, в северных и центральных районах Якутии, горных районах Алтая и Саян, на севере Забайкалья преобладают отрицательные значения коэффициентов линейного тренда, а на Южном Урале, Камчатке и Сахалине – положительные. Наименьшие изменения повторяемости пасмурного неба происходят осенью, хотя области с положительными значениями коэффициентов линейного тренда преобладают. Значительные площади занимают «белые» области, т. е. области, где повторяемость пасмурного неба не меняется. Интересно, что в Крыму во все сезоны выявлена тенденция слабого уменьшения пасмурного неба по общей облачности.

Анализ пространственного распределения локальных оценок трендов ясного неба (0–2 балла) показывает практически повсеместное уменьшение повторяемости ясного неба по общей облачности во все сезоны (рис. 7). Тенденция увеличения повторяемости ясного неба выявлена зимой и весной в северных и центральных районах Якутии, на отдельных метеорологических станциях муниципальных районов Красноярского края, Магаданской области и Хабаровского края. Летом слабое увеличение повторяемости ясного неба, помимо упомянутых районов, получено в центральных районах Красноярского края и на востоке Западной Сибири.

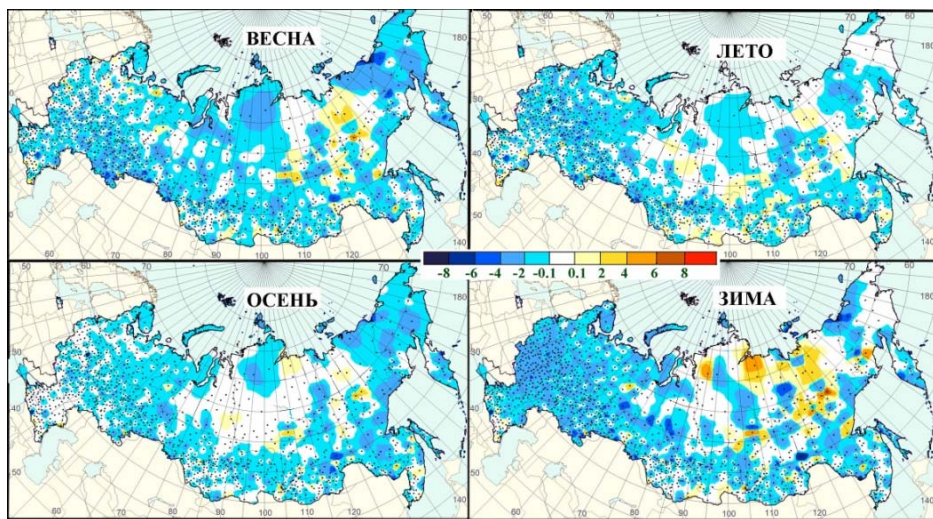


Рис. 7. Коэффициенты линейного тренда (%-пункт/10 лет) повторяемости ясного (0-2 балла) неба по общей облачности (значимые на 5%-ном уровне).
Fig. 7. Linear trend coefficients (%-point/10 years) of the frequency of clear (0-2 points) sky for total cloud cover (5% level of significance).

Заключение

Наблюдаемые в последние десятилетия климатические изменения требуют постоянного мониторинга всех компонентов климатической системы, в том числе облачности, которая играет важную роль в формировании радиационного баланса планеты. Анализ сезонной повторяемости облачности пасмурного (8–10 баллов) и ясного (0–2 балла) неба позволил выявить некоторые региональные особенности. В частности, выявлено, что на большей части Якутии, в восточных районах Забайкальского края и Амурской области значительно увеличилась повторяемость пасмурного неба по нижней облачности. Это связано с уменьшением в этих районах атмосферного давления, вызванного ослаблением Сибирского антициклона и смещением его основного и вторичного центров.

Для включения в национальную систему мониторинга облачности рассчитаны нормы за новый базовый период 1991–2020 гг. по среднему количеству общей и нижней облачности, повторяемости случаев с различным состоянием неба (ясное, полужасное, пасмурное) по общей и нижней облачности, а также нормы повторяемости различных форм облачности. Проанализированы многолетние изменения повторяемости ясного и пасмурного неба, которые выявили практически повсеместное уменьшение повторяемости ясного неба по общей облачности во все сезоны. Проведенные исследования различных характеристик облачности позволяют разработать методику мониторинга облачности.

Список литературы

1. Алдухов О.А., Черных И.В. Методы анализа и интерпретации данных радиозондирования атмосферы. Т. 2. Восстановленные облачные слои. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2013. 152 с.
2. Атлас облаков / Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), Гл. геофиз. обсерватория им. А.И. Воейкова; [Д.П. Беспалов и др.; ред.: Л.К. Сурыгина]. СПб.: Д'АРТ, 2011. 248 с.
3. Байкова И.М., Ефимова Н.А., Строкина Л.А. Современное изменение облачного покрова над территорией России // Метеорология и гидрология. 2002. № 9. С. 52–61.
4. Бардин М.Ю. Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. 1995. № 11. С. 24–37.
5. Берлянд Т.Г., Сиротенко Л.А. Глобальное распределение общего количества облаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 71 с.
6. Гусаров С.Д. и др. Архив ТММ1. Основные метеорологические наблюдения. Описание архива. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1983. 35 с.
7. Дементьева Т.В. Среднемесячное количество общей облачности и облачности нижнего яруса: Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2020621717 от 18.09.2020.
8. Дементьева Т.В., Коршунова Н.Н. Эмпирико-статистический анализ количества общей облачности и облачности нижнего яруса на территории России // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2020. Вып. 187. С. 197–204.
9. Ипполитов И.И., Кабанов В.В., Логинов С.В., Харюткина Е.В. Структура и динамика метеорологических полей на азиатской территории России в период интенсивного глобального потепления 1975–2005 гг. // Журнал Сибирского федерального университета. Биология. 2008. № 1 (4). С. 323–344.

10. Ипполитов И.И., Логинов С.В., Харюткина Е.В., Морару Е.И. Изменчивость климата Азиатской территории России в 1975–2012 гг. // География и природные ресурсы. 2014. № 4. С. 13–21.
11. Кобышева Н.В. и др. Климат России / Под ред. Н.В. Кобышевой. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 654 с.
12. Ковалев Н.П., Правосудько Т.П. Архив ТМС. Текущая метеорологическая информация станций. Описание архива. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1987. 118 с.
13. Коришнова Н.Н., Швець Н.В. Региональные особенности изменения норм основных климатических параметров на территории России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 1 (387). С. 131–147. DOI: 10.3762/2618-9631-2023-1-131-147
14. Мамонтов Н.В. Описание метеорологического архива ВОСХОД режимно-справочного банка данных «Метеорология и климат». Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1982. 44 с.
15. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3. Часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 301 с.
16. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 1–34. Л.: Гидрометеиздат, 1988–1990.
17. Покровский О.М. Климатология облачности по результатам международного спутникового проекта // Труды ГГО. 2012. Вып. 565. С. 115–131.
18. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 15–25.
19. Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм // ВМО-№ 1203. 2017. 21 с.
20. Чернокульский А. В., Мохов И. И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследования Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
21. Черных И.В., Алдухов О.А. Оценки числа облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы за 1964–2014 гг. на российских станциях // Метеорология и гидрология. 2018. № 3. С. 29–39.

References

1. Aldukhov O.A., Chernykh I.V. Metody analiza i interpretacii dannyh radiozondirovaniya atmosfery. T. 2. Vosstanovlennyye oblachnyye sloi [Methods of analysis and interpretation of atmospheric radiosonde data. Vol. 2. Recovered cloud layers]. Obninsk: RIHMI-WDC publ., 2013, 152 p. [in Russ.].
2. Atlas oblakov [Atlas of Clouds]. Feder. sluzhba po gidrometeorologii i monitoringu okruzhayushchey sredy (Rosgidromet), Gl. geofiz. observatoriya im. A.I. Voeykova; [D.P. Bespalov i dr.; red.: L.K. Surygina]. Saint-Petersburg: D'ART publ., 2011, 248 p. [in Russ.].
3. Baikova I.M., Efimova N.A., Strokina L.A. Current Change of Cloud Cover over Russian Territory. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 2002, no. 9, pp. 52–61 [in Russ.].
4. Bardin M.Yu. Variability of cyclonicity characteristics in the middle troposphere of the temperate latitudes of the Northern Hemisphere. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 1995, no. 11, pp. 24–37 [in Russ.].
5. Berlyand T.G., Sirotenko L.A. Global'noe raspredelenie obshchego kolichestva oblakov. [Global distribution of the total number of clouds]. Leningrad: Gidrometeizdat publ., 1980, 71 p. [in Russ.].
6. Gusarov S.D. et al. Arhiv TMM1. Osnovnyye meteorologicheskie nablyudeniya. Opisanie arhiva. Obninsk: RIHMI-WDC publ., 1983, 35 p. [in Russ.].
7. Dementieva T.V. Srednemesyachnoe kolichestvo obshchey oblačnosti i oblačnosti nizhnego yarus: Svidetel'stvo o gosudarstvennoy registracii bazy dannyh № 2020621717 ot 18.09.2020. [Average monthly amount of total clouds and clouds of the lower tier // Certificate of state registration of the database No. 2020621717 of 18.09.2020] [in Russ.].

8. Dementieva T.V., Korshunova N.N. Empirical and statistical analysis of the amount of total clouds and clouds of the lower tier on the territory of Russia. *Trudy VNIIGMI-MTSD [Proceedings of RIHMI-WDC]*, 2020, no. 187, pp.197-204 [in Russ.].
9. Ippolitov I.I., Kabanov V.V., Loginov S.V., Kharyutkina E.V. Structure and dynamics of meteorological fields in the Asian territory of Russia during the period of intense global warming 1975-2005. *Journal of Siberian Federal University. Biology*, 2008, no. 1(4), pp. 323-344 [in Russ.].
10. Ippolitov I.I., Loginov S.V., Kharyutkina E.V., Moraru E.I. Climate variability of the Asian territory of Russia in 1975-2012. *Geography and Natural Resources*, 2014, vol. 35, no. 4, pp. 310-318.
11. Kobysheva N.V. *i dr. Klimat Rossii* [Climate of Russia]; edited by N.V. Kobysheva. Saint Petersburg: Gidrometeoizdat publ., 2001, 654 p. [in Russ.].
12. Kovalev N.P., Pravosudko T.P. Arhiv TMS. Tekushchaya meteorologicheskaya informatsiya stanciy. Opisanie arhiva. [Archive of TMS. Current meteorological information of the stations. Description of the archive]. Obninsk: RIHMI-WDC, 1987, 118 p. [in Russ.].
13. Korshunova N.N., Shvets N.V. Regional peculiarities of changes in the norms of the main climatic parameters on the territory of Russia *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2023, vol. 387, no. 1, pp.131-147. DOI: 10.3762/2618-9631-2023-1-131-147 [in Russ.].
14. Mamontov N.V. Opisanie meteorologicheskogo arhiva VOSKHOD rezhimno-spravochnogo banka dannyh «Meteorologiya i klimat» [Description of the meteorological archive of the VOSKHOD regime reference data bank "Meteorology and Climate"]. Obninsk: RIHMI-WDC, 1982, 44 p. [in Russ.].
15. Nastavleniya gidrometeorologicheskim stanciyam i postam [Instructions to hydrometeorological stations and posts]. Issue 3. Part1. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1985, 301 p. [in Russ.].
16. Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Series 3. Long-term data. Ch. 1-6. Is. 1-34. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1988-1990. [in Russ.].
17. Pokrovsky O.M. Climatology of clouds according to the results of the international satellite project. *Trudy GGO [Proceedings of Voeikov Geophysical Observatory]*, 2012, no. 565, pp. 115-131 [in Russ.].
18. Popova V.V., Shmakina A.B. Circulation mechanisms of large-scale air temperature anomalies in winter in Northern Eurasia at the end of the twentieth century. *Meteorologiya i Gidrologiya [Russ. Meteorol. Hydrol.]*, 2006, no. 12. pp. 15-25 [in Russ.].
19. WMO Guidelines on the Calculation of climate standards. *WMO-No. 1203*, 2017, 21 p.
20. Chernokulsky A.V., Mokhov I. I. Sravnitel'nyy analiz harakteristik global'noy i zonal'noy oblachnosti po razlichnym sputnikovym i nazemnym nablyudeniyam [Comparative analysis of the characteristics of global and zonal clouds by various satellite and ground observations]. *Earth Studies from space*, 2010, no. 3, pp. 12-29 [in Russ.].
21. Chernykh I.V., Aldukhov O.A. Estimating the Number of Cloud Layers through Radiosonde Data from Russian Aerological Stations for 1964–2014. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2018, vol. 43, no. 3, pp. 152-160. DOI: 10.3103/S1068373918030032.

Поступила 17.07.2023; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.

Submitted 17.07.2023; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-152-164>

УДК 551.515.4

Пространственно-временная изменчивость грозовой активности на территории Северного Кавказа

А.Х. Аджиев, З.М. Керефова, Р.А. Гятов

*Высокогорный геофизический институт, г. Нальчик, Россия
zknyaz-kbsu@mail.ru*

Выполнен анализ данных многолетних наблюдений (с 2008 по 2019 год) за грозовой активностью на территории Северного Кавказа грозопеленгационной сети ФГБУ «ВГИ» с пространственно-разнесенными датчиками LS8000 и LS7002. Установлены климатические и орографические региональные факторы, формирующие пространственную неоднородность грозоразрядной деятельности на рассматриваемой территории. Показано, что количество грозовых явлений, их продолжительность и интенсивность молниевых разрядов определяют микрофизические процессы в атмосфере, а именно интенсивность облако- и осадкообразования.

Ключевые слова: грозовая активность, климат, молнии, грозопеленгационная сеть, осадки, радиолокация

Spatiotemporal variability of thunderstorm activity in the North Caucasus

A.H. Adzhiev, Z.M. Kerefova, R.A. Gyatov

*High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia
zknyaz-kbsu@mail.ru*

The analysis of the long-term observations (2008–2019) of thunderstorm activity in the North Caucasus using the High-mountain Geophysical Institute lightning detection network with LS8000 and LS7002 sensors is performed. Climatic and orographic regional factors forming the spatial heterogeneity of thunderstorm activity in the analyzed region are identified. It is shown that the number of thunderstorm events, their direction and lightning discharge intensity determine microphysical processes in the atmosphere, namely, the intensity of cloud and precipitation formation.

Keywords: thunderstorm activity, climate, lightning, lightning detection network, precipitation, radar

Введение

Факторы грозовой активности относятся к числу наиболее опасных явлений погоды. Грозы реализуются в виде молний различных типов – наземных и облачных. Воздействия молний особо опасны для жизни человека и негативно сказываются на безопасность авиации, линии электропередач и другие погодозависимые объекты.

Поскольку вероятностные распределения параметров молний могут существенно отличаться по территориям, имеющим различные физико-географические характеристики, необходимо получить данные о грозоразрядной деятельности для конкретной местности. Не учет этого обстоятельства при решении задач молниезащиты различных объектов приводит обычно к занижению или неоправданному завышению уровней надежности грозозащиты, а следовательно, и к экономическим потерям.

Главными параметрами для расчетов молниезащиты объектов и сооружений являются среднегодовая плотность ударов молнии в поверхность земли и продолжительность гроз.

В этой связи целью настоящей работы является оценка региональных факторов грозовой активности на территории Северного Кавказа. Для этого использована грозопеленгационная сеть (ГПС) ФГБУ «ВГИ» с пространственно-разнесенными датчиками LS8000 и LS7002. Датчики грозопеленгационной сети разнесены на расстояния 70–100 км и имеют по две антенны для приема электромагнитного излучения молниевых разрядов: в низкочастотном (LF) и высокочастотном (VHF) диапазонах длин волн.

Принимаемое датчиками ГПС электромагнитное излучение молнии передается по спутниковому каналу связи в центральный сервер, где после обработки программным обеспечением формируется следующая информация о каждом молниевом разряде:

- Дата и время. Разницу времени прихода электромагнитного излучения молнии датчиками (грозопеленгаторами) ГПС определяет с точностью до 100 наносекунд.

- Координаты места разряда (широту, долготу) в системе геодезических координат (WGS-84).

- Максимальное значение тока в канале разряда молнии «облако-земля», в кА.

- Классификация молний на виды: разряды «облако-земля» или разряды «внутриоблачные» и «облачные».

- Классификация (разделение) разрядов молний «облако-земля» на положительные и отрицательные. ГПС LS8000 определяет полярность молнии «облако-земля» по знаку нейтрализуемого заряда. Если нейтрализуется отрицательный заряд, то молния отрицательная, если нейтрализуется положительный заряд – молния положительная. Для облачных и межоблачных молний ГПС не определяет знак (полярность) нейтрализуемого заряда.

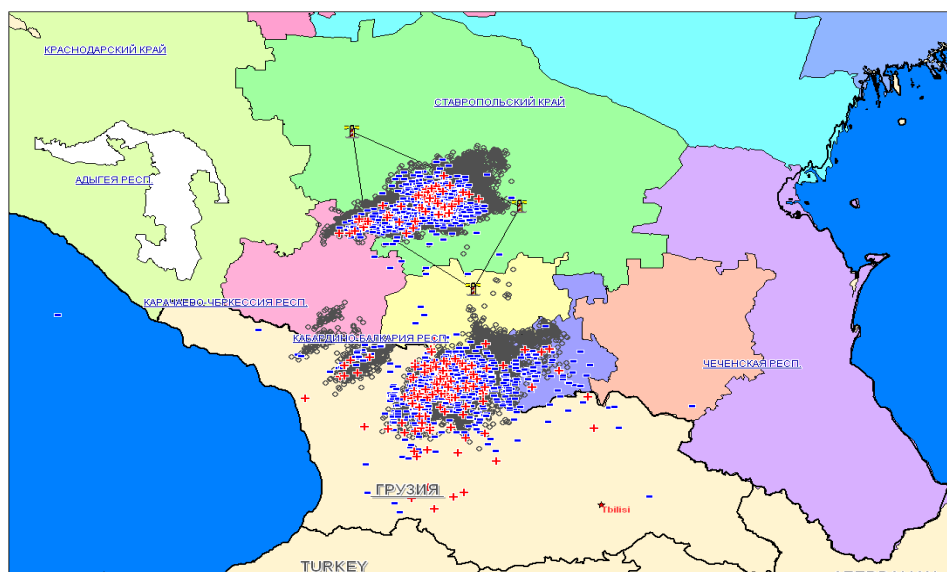
- Время роста тока молнии «облако-земля» до пикового значения, в мкс.

- Время спада сигнала от пикового значения до нуля, в мкс.

- Максимальное значение скорости увеличения сигнала (крутизна тока молнии), в кА/мкс.

Система грозопеленгации вышеуказанную информацию о молниях принимает со всей территории Северного Кавказа, архивирует ее и

передает потребителям. Для разрядов «облако-земля» радиус области обзора равен около 625 км от центра сети ГПС, а разрядов «облако-облако» – 325 км. Область охвата системы покрывает территории юга европейской части России и республик Закавказья. Пример отображения на карте местности получаемых грозопеленгационных данных о молниевых разрядах на территории Северного Кавказа за грозовой день представлен на рис. 1. По такому рисунку можно судить о местоположении и границах грозовой деятельности за конкретный день. При этом контроль ведется в режиме реального времени. В ГПС предусмотрены комплексирования грозоразрядной информации с радиолокационной и спутниковой информацией наложением координат разрядов молний на радиоэхо облаков и космоснимки.



"+" – молнии на землю положительной полярности;

"-" – молнии на землю отрицательной полярности;

"o" – облачные разряды;



– пункты размещения грозопеленгаторов LS8000 на Северном Кавказе.

Рис. 1. Наложения разрядов молний на картосхему Северного Кавказа.

Fig. 1. Superposition of lightning discharges with a map of the North Caucasus.

Для определения среднестатистических характеристик грозовой деятельности в работе использованы многолетние данные с 2008 по 2019 г. указанной грозопеленгационной сети.

Проданный анализ данных с грозопеленгационной системы LS8000 подтверждает, что по территории Северного Кавказа наземные молнии распределены неравномерно.

Во всем мире создаются грозопеленгационные системы для предупреждения о появлении опасных грозовых облаков. Широко используется современная грозопеленгационная система LS8000, которая фиксирует радиоизлучение от электрических разрядов в двух диапазонах длин волн VHF = Very High Frequency range (110–118 МГц) и LF = Low Frequency range (30–350 КГц). При интерпретации результатов измерений считается, что в диапазоне LF регистрируется около 30 % разрядов «облако-облако» и «облако-земля», а в диапазоне VHF регистрируются все разряды, включая внутриоблачные.

Для расчета грозозащитных мероприятий необходимо знать конкретную величину, характеризующую грозовую деятельность в данной местности. Такой величиной является интенсивность грозовой деятельности, которую принято определять числом грозовых часов или грозовых дней в году, вычисляемых как среднеарифметическое значение за ряд лет наблюдений.

Плотность ударов молнии в землю, или удельная поражаемость, выраженная через число поражений 1 км² земной поверхности за год, определяется по данным метеорологических наблюдений в месте размещения объекта. Если же плотность ударов молнии в землю n (1/км² год) неизвестна, ее можно рассчитать по следующей формуле:

$$n = 6,7 \cdot \frac{T}{100}, \quad (1)$$

где T – среднегодовая продолжительность гроз в часах.

На рис. 2 приводятся осредненные значения поражаемости молниями на территориях Западного Кавказа, Центрального Кавказа и Восточного Кавказа, полученные по данным ГПС.



Рис. 2. Поражаемость Северного Кавказа наземными молниями.

Fig. 2. The susceptibility of the North Caucasus to ground-based lightning.

Как видно из рисунка, наибольшая удельная поражаемость молниями наблюдается на юге Западного Кавказа, в районе побережья Черного моря – до 12 молний/км²·год. Наименьшая удельная поражаемость молниями наблюдается на территории северо-восточной части Восточного Кавказа – от 0,5 молний/км²·год.

В горных районах большая часть разрядов молний происходит между разноименными областями в облаках или между разными облаками, поэтому удельная поражаемость существенно меньше, чем на равнине. Территории земной поверхности, где имеются слои почвы с высокой электропроводностью, как показывают наблюдения, также поражаются молниями. Избирательно могут поражаться участки, где проложены протяженные металлические коммуникации (кабели, трубопроводы, подземные хранилища). Избирательно поражаются возвышающиеся над поверхностью земли металлические объекты (трубы, вышки и др.).

Проанализированы основные факторы, формирующие пространственно-временную неоднородность грозовой активности на Северном Кавказе. Выявлена значительная неоднородность удельной поражаемости рассматриваемой территории молниями, которая формируется за счет действия следующих факторов:

- различие погодно-климатических условий территорий региона, отличающихся как по высоте, так и по местоположению;
- разное количество грозовых дней по регионам: на территории Восточного Кавказа – до 60 дней с грозой в году, Центрального Кавказа – до 40 дней с грозой в году; Западного Кавказа – 10–15 дней с грозой в году;
- разные значения среднегодовой продолжительности гроз по регионам: на территории Восточного Кавказа – до 100 часов в году, Центрального Кавказа – до 60 часов в году; Западного Кавказа – до 20–30 часов в году;
- орографические особенности территорий.

Климатические условия в регионе различаются как по высоте, так и по местоположению. Температура воздуха снижается по мере увеличения высоты в горах и увеличивается по мере приближения к морю [1]. Средняя годовая температура в районе Сухуми составляет +12 °С, на склонах гор при высоте 4000 метров температура может опуститься до -10 °С. В северной части Большого Кавказского хребта температура всегда на 5 °С ниже, чем на южных склонах. На Северном Кавказе преобладает континентальный климат, характеризующийся жарким летом и морозной зимой.

Климатическая картина в регионе достаточно разнообразна и в зависимости от времени года изменчива. В летнее время года большое количество тепла влияет на радиационный баланс, поэтому описывают его как тропический [5]. Зимой картина примерно похожая, с приходом холодов наблюдаются положительные значения радиационного баланса тоже из тропиков.

Такое расположение климатических особенностей обусловлено следующей циркуляцией атмосфер: в летний период времени года с южной

части Северного Кавказа наступают субтропические области с повышенным давлением и приносят тропический воздух из Азии. Отметим, что благодаря субтропическому климату в летнее время – это период сухого и жаркого воздуха. Исключением является западная часть Закавказья, тут процесс циркуляции атмосферы сбивается за счет дождей местного происхождения. В зимнее время года в районах Черноморского побережья, в западной части Большого Кавказа проходят средиземноморские воздушные массы с определенными характеристиками, а в южной стороне региона – иранские.

Разница температур между западной и восточной частью вполне ощутима: в западной части средняя температура в середине лета составляет 21–25 °С, в восточной части – 26–30 °С. Высокие температуры отмечаются на Кура-Араксинской низменности, где температура воздуха в летний период достигает 35 °С.

В горах температура воздуха зависит от высоты. На Черноморском побережье температура 13–15 °С, в предгорьях – 7–9 °С, на высоте выше 4500 метров температура воздуха в летнее время от 0 до минус 5 °С [2].

Среднегодовое количество осадков растет преимущественно с востока на запад. При этом в горной части осадков гораздо больше, чем в низменной части. Северо-восточная часть и Малый Кавказ являются сухими областями, дождей и снега тут выпадает не так много. Среднее годовое количество осадков в западной части – 800–3500 мм, в восточной и северной части – 500–2000 мм, в районах Сочи и Адлера – 4200 мм, Прикаспийской низменности – 300 мм.

Нами была выбрана общепринятая классификация климата Кеппена – Гейгера [8, 9]. Она делит климат на пять основных климатических групп, каждая из которых делится на основе сезонных осадков и температурных режимов. Рассматриваемый нами регион можно отнести по этой классификации к субтропическому климату. В западной части климат теплый, умеренный, с теплым и сухим летом (Csb – средиземноморский климат). В средней и южной части климат влажный, континентальный, с жарким летом, осадки выпадают в течение всего года (Dfb – умеренный (влажный) континентальный климат). В восточной части климат полусухливый (BWh – жаркий степной (семиаридный) климат). За год количество осадков значительно меняется по территории. В августе в западной части выпадает около 80 мм, в центральной – 45 мм, восточной – 36 мм осадков. Август является самым теплым месяцем для всех трех областей. Учитывая, что процесс электризации и молниевая активность обуславливаются интенсивностями облако- и осадкообразования [6, 7], отмеченные особенности климата Северного Кавказа и приводят к различию грозовой активности по территории.

Проведенные исследования показали, что продолжительность грозы и количество разрядов молний определяются интенсивностью облако- и осадкообразования. Изменение во времени частоты молниевых разрядов

по данным грозопеленгации, интенсивности осадков по спутниковым данным, объема облака с отражаемостью не ниже 45 dBZ и вертикально интегрированной водности облака по данным радиолокаторов показано на рис. 3.

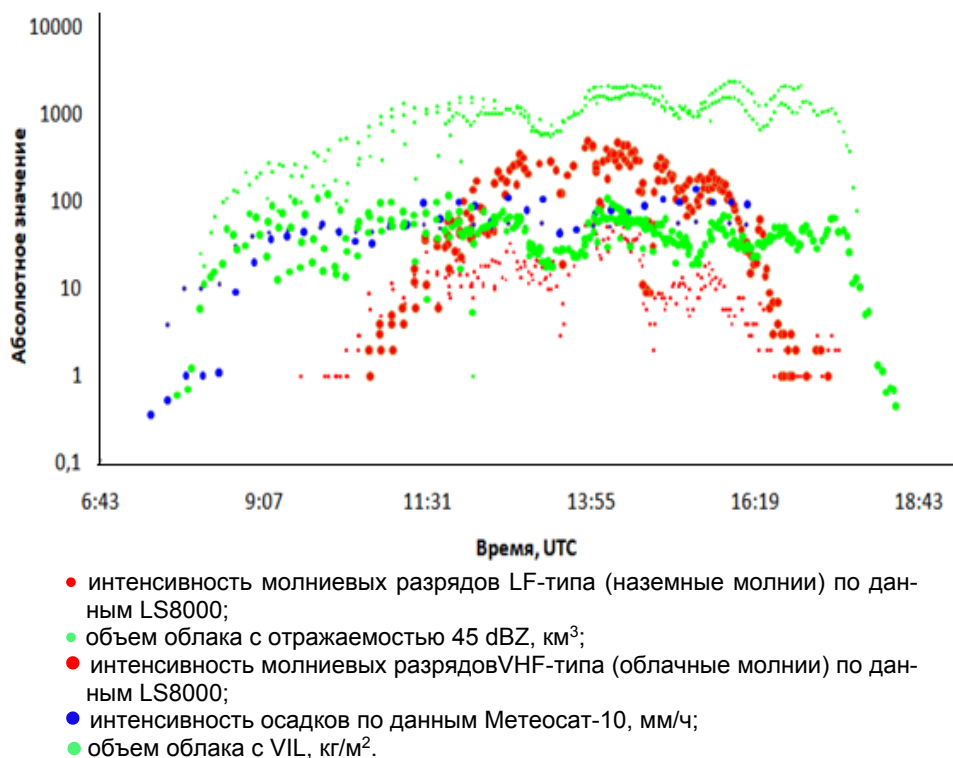


Рис. 3. Ход спутниковых, радиолокационных и грозовых характеристик суперячейкового конвективного облака.

Fig. 3. The course of satellite, radar and lightning characteristics of a supercell convective cloud:

За рассмотренный промежуток времени видим, что все параметры почти синхронно проходят стадии роста и уменьшения. Наилучшая синхронность отмечается между изменениями радиолокационных и спутниковых параметров облака. При этом радиолокационные характеристики достигают своих максимумов раньше, чем максимум молниевой активности. Вероятно, это связано с тем, что электрические процессы являются следствием микрофизических преобразований в облаке. Частота молний для данного случая не может служить репрезентативной характеристикой опасных явлений погоды на всей территории развития суперячейки. Этот факт хорошо демонстрирует рис. 4, где представлены временной ход вертикального интегрированного водосодержания (VIL, кг/м²) и количество наземных молний положительной и отрицательной полярности в грозовом облаке (15.05.2016).

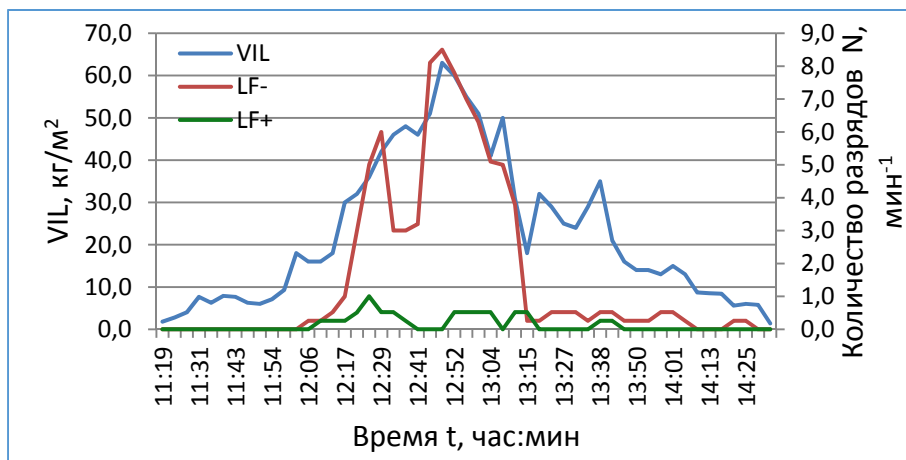


Рис. 4. Временной ход вертикального интегрированного водосодержания (VIL, кг/м²) и количества наземных молний положительной и отрицательной полярности в грозо-градовом облаке (15.05.2016).

Fig. 4. Time course of the vertical integrated water content (VIL, kg/m²) and the number of ground-based lightning of positive and negative polarity in a hail-storm cloud (05.15.2016).

В то же время, как было показано ранее, в зоне уверенной регистрации интенсивность грозовых разрядов может использоваться для решения задач наукастинга или краткосрочного прогноза развития и перемещения грозо-градовых облаков, особенно в период развития и зрелости облака, и обладает некоторыми преимуществами в сравнении с радиолокационными и спутниковыми характеристиками [10].

Приведенные рисунки показывают, что микрофизические процессы в атмосфере – образование конвективных облаков, осадкообразование и их интенсивность в регионе – определяют количество и продолжительность грозовых явлений и интенсивность молниевых разрядов. Эти процессы в различных частях Северного Кавказа, на Восточном Кавказе, Центральном Кавказе и Западном Кавказе протекают с разной продолжительностью и интенсивностью. Важным фактором формирования осадков и, как следствие, грозы являются также горы Большого Кавказа, высота над уровнем моря которых с востока на запад убывает.

Анализ связей радиолокационных данных, определяющих осадкообразование с электрическими характеристиками [11], показал, что они достаточно тесно связаны друг с другом для облаков Северного Кавказа. В частности, частоты молний в НЧ и СВЧ диапазонах коррелируют с объемом переохлажденной части с отражаемостью более 35 дБZ и коэффициентом корреляции r , равным 0.8 и 0.95 соответственно. Таким образом, частоты молний могут использоваться для прогноза и диагноза ливневых осадков и града.

По результатам анализа многолетних данных с 2008 по 2019 г. с ГПС LS8000 наблюдается снижение грозовой активности на территории Восточного Кавказа и в равнинной части Центрального Предкавказья. В центральных районах существенных изменений режима гроз не зафиксировано, в то время как в предгорной зоне имеет место возрастание грозовой активности, выражающееся в увеличении как числа дней с грозой, так и суммарной продолжительности гроз.

В таблице приведены среднемесячные и среднегодовые значения числа грозовых дней и продолжительности гроз на Северном Кавказе по месяцам за период с 2008 по 2019 г. по данным ГПС ФГБУ «ВГИ».

Таблица. Число дней с грозой и суммарная продолжительность гроз в месяц на территории Северного Кавказа

Table. The number of days with thunderstorms and the total duration of thunderstorms in the North Caucasus

Месяцы	Число дней с грозой, дни	Продолжительность гроз, часы
1	1	6.0
2	2	10.8
3	4	19.8
4	8	51.6
5	21	209.54
6	26	281.78
7	25	287.62
8	19	234.87
9	13	164.05
10	10	77.76
11	4	25.20
12	3	10.05
Всего	136	1379.07

На Северном Кавказе грозовые явления имеют место во все периоды года. Из таблицы видно, что наибольшее число дней с грозой и наибольшая продолжительность гроз на Северном Кавказе наблюдаются в июне и июле. Наименьшее число дней с грозой – в зимний период. В течение года наблюдается синхронный ход грозовой активности и продолжительности гроз.

На рис. 5 представлена полученная с помощью инструментальных данных LS8000 карта среднегодовой продолжительности гроз на Северном Кавказе [3].



Рис. 5. Карта среднегодовой продолжительности гроз на Северном Кавказе, построенная по инструментальным наблюдениям LS8000.

Fig. 5. A map of the average annual duration of thunderstorms in the North Caucasus, based on instrumental observations of LS8000.

К основным причинам изменения режима грозовой активности можно отнести потепление климата, а также изменения атмосферной циркуляции. В целом по территории Северного Кавказа наблюдается незначительный региональный положительный тренд увеличения количества дней с грозой (5 дней/10 лет), а также увеличение количества молниевых вспышек за один грозовой процесс.

Трансформация динамической структуры фронтальных поверхностей в условиях Центрального Предкавказья происходит при их движении к югу и по мере перехода рельефа от равнинного к горному. Это обуславливает определенную трансформацию полей метеозлементов в нижней тропосфере, которая инициирует развитие конвекции или тормозит ее. При этом теоретически показано [4], что рельефу принадлежит исключительно важная роль в процессе формирования и развития конвективных процессов в атмосфере, вплоть до возникновения конвективных движений в условиях отрицательной плавучести. Произшедшие изменения атмосферной циркуляции в связи с потеплением климата усилили действие динамических процессов, что привело к повышению грозовой активности в южных

и юго-западных районах Центрального Предкавказья в условиях относительно больших высот и значительной расчлененности рельефа.

Сильные электрические поля в атмосфере, возникающие в кучево-дождевых облаках проявляются в виде электрических разрядов различной протяженности и формы. Появление электрических зарядов в облаках и последующих электрических разрядов тесно связано с микрофизическими и динамическими процессами. Этим вопросам посвящено довольно много публикаций. Здесь можно отметить работы специалистов ГГО, которые показали, что появление кристаллической фракции в конвективных облаках сопровождается увеличением напряженности электрического поля [6, 7]. Прайс и Райнд [10] определили, что частота молний пропорциональна скорости восходящего потока в степени 4,55.

На протяжении последних лет значительные усилия прилагались для получения корреляционных связей между частотой разрядов и высотой верхней границы облака, полученной из радиолокационных данных [11], частотой разрядов и максимальным значением радиолокационной отражаемости на разных высотах [3], а также частотой разрядов и количеством ледяных кристаллов, полученных по результатам радиолокационных измерений [4].

Учитывая значимость контактного механизма электризации для заряжения облачных частиц, можно ожидать тесной связи между микрофизическими характеристиками облака, частотой электрических разрядов и динамикой напряженности электрического поля атмосферы. В большинстве исследованных случаев разряды предшествовали появлению осадков. Все исследователи указывают на региональные и сезонные особенности полученных связей.

На сегодняшний день пока не получены достаточно строгие зависимости между микрофизическими и динамическими процессами в облаках и характеристиками электрических разрядов и электрическими полями в облаке и под облаком.

Заключение

Выполнен анализ данных многолетних наблюдений за грозами на территории Северного Кавказа с использованием грозопеленгационной сети с пространственно-разнесенными датчиками LS8000 и LS7002. Получено, что наибольшее число дней с грозой (до 26 дней) и наибольшая продолжительность гроз (до 287 часов) на Северном Кавказе наблюдаются в июне и июле. Наименьшее число дней с грозой (1–2 дня) и наименьшую продолжительность гроз (6–10 часов) наблюдаем в зимний период. Наблюдается синхронный ход в течение года грозовой активности и продолжительности гроз. На Северном Кавказе грозовые явления имеют место во все периоды года.

Показано, что продолжительность грозы и количество разрядов молний определяются интенсивностью облако- и осадкообразования. Микрофизические процессы в атмосфере – образование конвективных облаков,

осадкообразование и их интенсивность в регионе – определяют количество и продолжительность грозовых явлений и интенсивность молниевых разрядов. Проанализированы климатические и орографические факторы, формирующие пространственную неоднородность грозоразрядной деятельности по территории Северного Кавказа.

Список литературы

1. Абшаев М.Т., Абшаев А.М., Михайловский Ю.П., Синькевич А.А., Попов В.Б., Аджиев А.Х. Исследование дистанционными радиофизическими средствами особенностей развития процессов электризации и градообразования в суперячейковом облаке // Труды ГГО. 2020. Вып 596. С. 96-130.
2. Аджиева А.А., Кондратьева Н.В. Изменение климата и гидрометеорологические явления в горных районах Кавказа // Устойчивое развитие горных территорий. 2009. Т. 1, № 1. С. 68-72.
3. Аджиева А.А., Кереева З.М., Гятов Р.А., Тумгоева Х.А. Исследование числа дней с грозой и продолжительности гроз в году на территории Северного Кавказа // Успехи современного естествознания. 2020. № 8. С. 32-36.
4. Бадахова Г.Х., Лапманов Ю.К., Шмигельский В.А. Динамика и современный режим грозовой активности над Центральным Предкавказьем // Наука. Инновации. Технологии. 2018. № 4. С. 117-130.
5. Барашкова Е.П., Гаевский В.Л., Дьяченко Л.Н., Лугина К.М., Пивоварова З.И. Радиационный режим территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 528 с.
6. Михайловский Ю.П., Синькевич А.А., Абшаев А.М., Аджиев А.Х., Каишева Л.В. О контроле электрического генератора конвективных облаков для прогноза и диагноза опасных явлений погоды // Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Часть 1. Нальчик: АЭТЕРНА, 2017. С. 320-327.
7. Михайловский Ю.П., Синькевич А.А., Павар С.Д., Гонпалакришнан В., Довгало Ю.А., Веремей Н.Е., Богданов Е.В., Куров А.Б., Аджиев А.Х., Малкарова А.М., Абшаев А.М. Исследования развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков // Метеорология и гидрология. 2017. № 6. С. 31-45.
8. Beck H.E., Zimmermann N.E., McVicar T.R., Vergopolan N., Berg A., Wood E.F. Present and future 374 Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution // Sci. Data. 2018. № 5. P. 180-214.
9. Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate 376 classification // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2007. № 11 (5). P. 1633-1644.
10. Price C., Rind D. A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, no. D9. P. 9919-9933.
11. Ushio T., Heckman S.J., Boccippio D.J., Christian H.J., Kawasaki Z.-I. A survey of thunderstorm flash rates compared to cloud top height using TRMM satellite data // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, no. D20. P. 24089-24095.
12. Zipser E.J., Lutz K.R. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? // Mon. Weather Rev. 1994. Vol. 122.

References

1. Abshaev M.T., Abshaev A.M., Mikhaylovsky Yu.P., Sinkevich A.A., Popov V.B., Adzhiev A.H. Investigation of the peculiarities of the development of electrification and hail formation processes in a SuperCell cloud by radiophysical means. *Trudy GGO [Proceedings of Voeikov Geophysical Observatory]*, 2020, vol. 596, pp. 96-130 [in Russ.].
2. Adzhieva A.A., Kondrat'eva N.V. *Izmenenie klimata i gidrometeorologicheskie yavleniya v gornyh rajonah Kavkaza. Ustoichivoe razvitie gornyh territorij*, 2009, vol. 1, no 1, pp. 68-72 [in Russ.].

3. Adzhieva A.A., Kerefova Z.M., Gyatov R.A., Tumgoeva H.A. Issledovanie chisla dney s grozoy i prodolzhitel'nosti groz v godu na territorii Severnogo Kavkaza. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*, 2020, no. 8, pp. 32-36 [in Russ.].
4. Badakhova G.Kh., Lashmanov Yu.K., Shmigelsky V.A. Dynamics and modern regime of thunderstorm activity over Central Precaucasus territory. *Nauka. Innovacii. Tekhnologii* [Science. Innovations. Technologies], 2018, no. 4, pp. 117-130 [in Russ.].
5. Barashkova E.P., Gaevskiy V.L., D'yachenko L.N., Lugina K.M., Pivovarova Z.I. Radiacionnyy rezhim territorii SSSR. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1961, 528 p. [in Russ.].
6. Mihaylovskiy Yu.P., Sin'kevich A.A. Abshaev A.M., Adzhiev A.H., Kashleva L.V. O kontrole elektricheskogo generatora konvektivnykh oblakov dlya prognoza i diagnoza opasnykh yavleniy pogody // Doklady Vserossiyskoy konferencii po fizike oblakov i aktivnym vozdeystviyam na gidrometeorologicheskie processy. Chast' 1. Na'chik: AETERNA publ., 2017, pp. 320-327 [in Russ.].
7. Mikhailovskii Y.P., Sin'kevich A.A., Pawar S.D., Gopalakrishnan V., Dovgalyuk Yu.A., Veremei N.E., Bogdanov E.V., Kurov A.B., Adzhiev A.Kh., Malkarova A.M., Abshaev A.M. Investigations of the development of thunderstorm with hail. Part 2. Analysis of methods for the forecast and diagnosis of the electrical properties of clouds. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2017, vol. 42, no. 6, pp. 377-387. DOI: 10.3103/S1068373917060036.
8. Beck H.E., Zimmermann N.E., McVicar T.R., Vergopolan N., Berg A., Wood E.F. Present and future 374 Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Sci. Data*, 2018, no. 5, pp. 180-214.
9. Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate 376 classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2007, no. 11, vol. 5, pp. 1633-1644.
10. Price C., Rind D. A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *J. Geophys. Res.*, 1992, vol. 97, no. D9, pp. 9919-9933.
11. Ushio T., Heckman S.J., Boccippio D.J., Christian H.J., Kawasaki Z.-I. A survey of thunderstorm flash rates compared to cloud top height using TRMM satellite data. *J. Geophys. Res.*, 2001, vol. 106, no. D20, pp. 24089-24095.
12. Zipser E.J., Lutz K.R. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon. Weather Rev.*, 1994, vol. 122.

Поступила 23.03.2023; одобрена после рецензирования 20.09.2023;

принята в печать 06.10.2023.

Submitted 23.03.2023; approved after reviewing 20.09.2023;

accepted for publication 06.10.2023.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-165-174>

УДК 551.578.7

Характеристики градовых процессов на северо-восточном склоне Малого Кавказа

Дж.С. Гусейнов¹, З.Г. Гулиев¹, И.Т. Ибрагимова²

¹ ЗАО «Азербайджан Хава Йоллары», УВД «Азераэронавигация»,
г. Баку, Азербайджан;

² Министерство экологии и природных ресурсов Азербайджана,
Национальная Гидрометеорологическая Служба, г. Баку, Азербайджан
camal_huseynov_88@mail.ru; zakir956@mail.ru; ilashka04@gmail.com

Проанализированы особенности активных конвективных процессов с образованием и выпадением града на северо-восточном склоне Малого Кавказа, расположенном на территории Азербайджана, в период 1979–2020 гг. Анализ проведен с использованием математико-статистических и картографических методов. Приведена повторяемость градовых процессов и карта-схема высотного распределения среднегодовых показателей количества градовых дней. Показано, что в горной части территории наблюдается рост повторяемости градовых процессов, однако на равнинных участках отмечено снижение их количества. Исследованы последствия региональных климатических изменений и многолетняя тенденция показателей градовых процессов. В результате проведенных исследований установлено, что в последние годы в регионе градовые процессы наблюдаются чаще, повторяемость их больше во второй половине дня.

Ключевые слова: конвективные процессы, опасные атмосферные явления, градовые процессы, повторяемость, изменение климата, тенденция, радиолокационная информация МРЛ-5

Characteristics of Hail Processes on the Northeastern Slope of the Lesser Caucasus

Dzh.S. Guseinov¹, Z.G. Guliev¹, I.T. Ibragimova²

¹ "Azerbaijan Airlines" Closed Joint-Stock Company,
Azeraeronavigation Air Traffic Control, Baku, Azerbaijan;

² Ministry of Ecology and Natural Resources of Azerbaijan,
National Hydrometeorological Service, Baku, Azerbaijan
camal_huseynov_88@mail.ru; zakir956@mail.ru; ilashka04@gmail.com

Features of active convective processes with the formation and fall of hail on the northeastern slope of the Lesser Caucasus located on the territory of Azerbaijan during 1979–2020 are analyzed. The analysis was carried out using mathematical, statistical, and cartographic methods. The frequency of hail processes and the schematic map of the vertical distribution of average annual parameters of the number of hail days is presented. It is shown for the mountain part of the territory that there is an increasing frequency of hail processes, while their reduced number was registered in flat areas. The consequences of regional climate change and a long-term trend in the parameters of hail processes are investigated. It was found that hail processes in the region in the recent years have been more frequent, the frequency is higher in the afternoon.

Keywords: convective processes, severe atmospheric events, hail processes, frequency, climate change, trend, MRL-5 radar data

Введение

Для территории Азербайджанской Республики характерен сложный рельеф, что выделяет ее по физико-географическим условиям в регионе Южного Кавказа [1]. Поэтому опасные атмосферные явления здесь не являются редкостью, что негативно сказывается на различных сферах экономики. В результате глобальных климатических изменений происходит увеличение количества опасных гидрометеорологических явлений, таких как наводнения, паводки, лавины, засухи, грозы, град, ливневые дожди, а также растет их продолжительность [4]. На сегодняшний день изучение опасных атмосферных явлений является одной из актуальнейших задач, так как до сих пор остается проблема точности их прогнозирования.

Одним из опасных атмосферных явлений, часто повторяющихся в Азербайджане, является град, вызванный активными конвективными процессами [5]. На территории страны наиболее подверженным градобитиям районом являются северо-восточные склоны гор Малого Кавказа [9].

В Азербайджане климатологией градовых процессов занимались С.Г. Сафаров [6, 7], Р.Н. Махмудов [4], Н.Ш. Гусейнов [2] и другие ученые. Они исследовали повторяемость града в отдельных регионах, прибрежных районах, аэропортах, а также изучали синоптические условия конвективных процессов, обуславливающих образование града, и меры борьбы с градобитиями. В последние годы увеличивается число зафиксированных случаев, однако исследованиям последствий изменения климата внимания уделяется мало.

Цель исследования

Основная цель исследований – изучить градовые процессы в период 1979–2020 гг., уделив особое внимание их повторяемости и распространению по территории, особенно с детализацией внутри суток.

Используемые данные и методы

В статье использованы данные наблюдений радиолокатора МРЛ-5 Агстафинской радиометеостанции Центра радиометеорологии и аэрологии Национальной гидрометеорологической службы, расположенной в регионе Малого Кавказа, а также гидрометеостанций Шамкир, Товуз, Гянджа, Кедабек и Дашкесан за период 1979–2020 гг. Изучение процессов проводилось математико-статистическим и картографическим методами с использованием радиолокационной информации. При исследовании повторяемости града с детализацией внутри суток по месяцам

использовались данные наблюдений за 1991–2020 гг., для подсчета количества дней с градом – за 2000–2020 гг., а для изучения климатических особенностей – за весь рассматриваемый период (1979–2020 гг.). Результаты исследования представлены в графическом и табличном виде, а также подготовлена карта-схема (с использованием программного обеспечения ArcGIS).

Обсуждение результатов исследования

Территория Азербайджана, особенно северо-восточный склон Малого Кавказа, является одним из градоопасных районов Южного Кавказа. Причиной этого является сложная орография, резкие контрасты температуры воздуха по высоте, экспозиции горных склонов [7]. Синоптические условия в регионе круглогодично формирует взаимодействие континентальных, морских арктических и влажных воздушных масс умеренных широт (Азорский максимум) [2].

Использование метеорологических радиолокационных данных при анализе градовых явлений имеет большое практическое значение. Преимуществом радиолокационного метода является возможность ведения наблюдений в районах, где отсутствуют наземные метеостанции. Это непрерывное наблюдение за процессом от стадии образования градообразующих кучево-дождевых облаков до их рассеивания, определение траектории движения и скорости перемещения, оценка вероятности образования града, определение размера градин. Также данные метеорологического радара МРЛ-5 позволяют анализировать другие важные метеорологические параметры, такие как высота верхней границы градообразующего конвективного облака H_v (км), площадь поперечного сечения облака и ядра града, радиолокационная отражательная способность Z (dbz) от облака и др. [6]. Комплексы автоматизированного контроля, созданные на базе метеорологических радиолокаторов МРЛ-5, позволяют определять общую облачность и отдельные облака, осадки, опасные атмосферные явления, связанные с конвективной облачностью, а также наблюдать за градом и степенью опасности градобития.

Обычно на практике для определения состояния градоопасных облаков при радиолокационной оценке в двухполяризметрических радарах (dual polarization weather radar) используют несколько критериев (табл. 1).

Для анализа градовых процессов использовались 946 случаев, произошедших в 1979–2020 гг. в северо-восточной части Малого Кавказа, где эти явления наблюдаются чаще всего. В ходе исследований рассмотрена повторяемость града в суточном разрешении (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что максимальная фаза повторяемости града в течение суток приходится на дневные часы, а минимальная – на утренние [10]. Более 80 % случаев града в этом регионе произошло с 14 до 22 часов. Причиной этого является максимальный прогрев почвы днем и усиление конвекции.

Таблица 1. Радарные параметры для определения атмосферных явлений
Table 1. The radar parameters for the identification of atmospheric events

Атмосферное явление	Z_h (dBZ)	Z_{DR} (dB)	P_{hv}	$K_{DP}(^{\circ}\text{km}^{-1})$	LDR(dB)
Снег	35	0–5	$> 0,97$	0–1	от -25 до -34
Мокрый снег	< 45	0–3	0.8–0.95	0–2	от -13 до -18
Град < 2 см	50–60	-0.5–0.5	> 0.95	-0.5–0.5	< -27
Град > 2 см	55–70	< -0.5	> 0.96	-1–1	от -10 до -15

Примечание. Z_h (dBZ) – отражение горизонтальной поляризации; Z_{DR} (dB) – дифференциальное отражение; P_{hv} – полярометрический коэффициент корреляции; $K_{DP}(^{\circ}\text{km}^{-1})$ – удельная дифференциальная фаза; LDR(dB) – уровень линейной деполяризации [6].

Таблица 2. Распределение случаев града по часам суток, %
Table 2. The distribution of hail cases for different hours of the day, %

Административный район	Часы суток											
	0–2	2–4	4–6	6–8	8–10	10–12	12–14	14–16	16–18	18–20	20–22	22–24
Агстафа	1	3	2	1	0	0	3	14	28	20	20	8
Газах	2	5	1	0	0	0	1	16	27	20	19	9
Кедабек	1	1	0	0	1	2	8	24	30	18	10	5
Дашкесан	1	0	1	1	1	1	4	26	32	16	13	4
Товуз	1	1	0	0	0	0	6	19	25	27	14	7
Шамкир	4	1	0	0	0	1	5	11	25	19	29	5

Максимальная повторяемость града наблюдалось в Газахском, Агстафинском, Кедабекском и Дашкесанском районах в 16–18 часов, в Товузе в 18–20 часов, в Шамкирском районе в 20–22 часов. Кроме того, 55–58 % града в Кедабекском и Дашкесанском районах приходится на период с 14 до 18 часов, в Агстафинском, Газахском и Товузском районах – 40–43%, в Шамкирском районе – 36 %. Этому способствуют конвективные процессы, активизирующиеся в ранние часы в горных районах, и параметры траекторий фронтальных градовых процессов с воздушными потоками.

В ходе исследования также был проанализирован характер распределения случаев града по месяцам. Здесь не случайно использованы данные о случаях возникновения града, а не число дней с градом. Считается, что возникновение града является более информативным показателем II градовой активности.

Согласно табл. 3, активизация градовых процессов в исследуемом районе начинается с начала теплого сезона, т. е. с апреля, но повторяемость градообразования в этом месяце слабая и составляет 1–5 % от общего числа случаев.

Таблица 3. Распределение градовых явлений по месяцам, %
Table 3. The distribution of hail events for different months, %

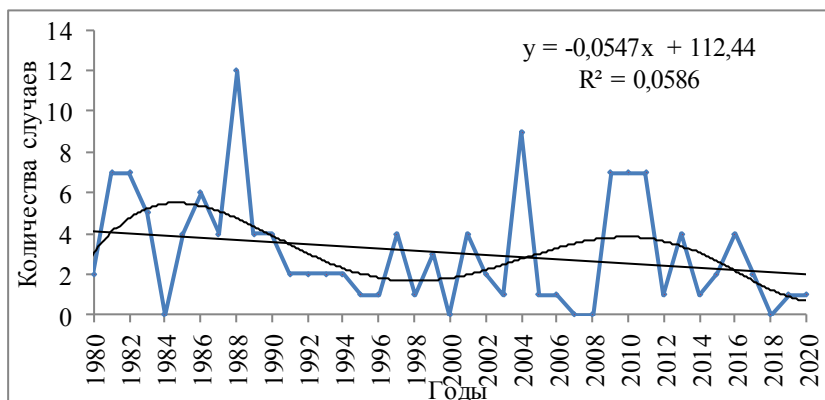
Административный район	Месяц								Кол-во явлений
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
Агстафа	0	3	26	35	15	18	4	0	131
Газах	0	3	24	31	20	17	5	0	123
Кедабек	1	2	22	39	21	7	7	2	234
Дашкесан	0	1	28	35	17	7	8	5	179
Товуз	0	5	23	41	14	6	6	6	195
Шамкир	1	1	31	39	13	8	7	0	84
Регион	0	2	24	38	17	10	6	2	946

В период 1979–2020 гг. 75–85 % градовых процессов в регионе приходится на май–июль, но активность градовых процессов в Газахе и Агстафе в августе также была достаточно высокой (см. табл. 3). Максимум градовой активности приходится на июнь.

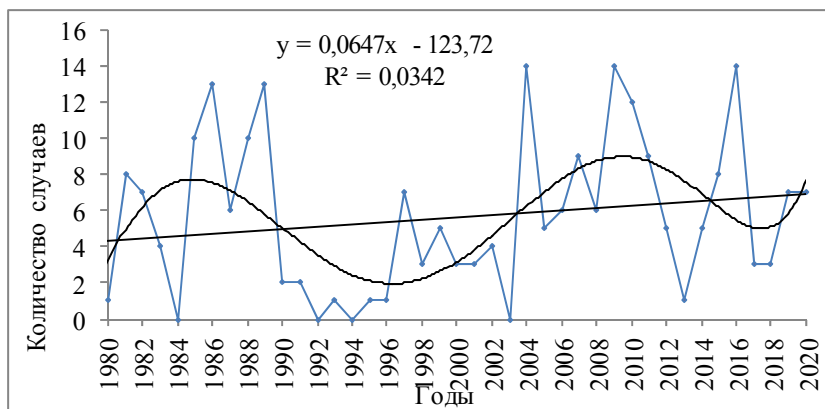
При исследовании также обращалось внимание на многолетние тенденции возникновения града на северо-востоке Малого Кавказа. На рис. 1 представлена многолетняя динамика, линейный и полиномиальный тренды градовых явлений в Агстафинском, Кедабекском и Дашкесанском районах. Как видно, количество случаев града наблюдается с резкими колебаниями от года к году. На графиках можно видеть небольшое снижение линейных трендов в Агстафе, но заметный рост в Кедабекском и Дашкесанском районах. Однако это заметно отличается от линейных тенденций с 1979 по 2020 год.

На рис. 1 видно, что градовая активность постепенно снижалась с начала 1980-х гг. и достигла минимальных значений в период с 1991 по 2000 год. Начиная с 2001 г. наблюдается усиление активности конвективных процессов, а в 2007–2009 гг. она достигла максимального уровня.

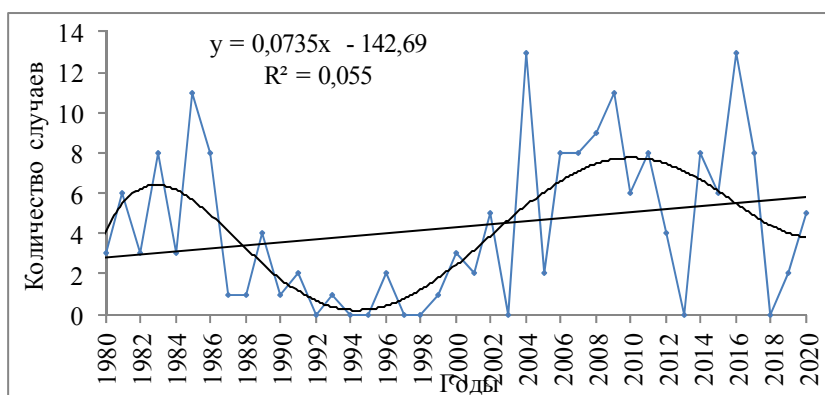
Хотя линейные тренды на графиках отражают общую тенденцию изменений за рассматриваемый период, характер таких изменений в отдельные годы весьма различен. Для определения этих периодов были построены соответствующие кривые с применением 6-летних фильтров полиномиального тренда. Эти кривые можно рассматривать как изменяющиеся с определенным периодом временные ряды многолетних изменений общего количества градовых явлений, исключая отклонения, возникающие в небольшие периоды времени. Как видно из кривых Кедабекского и Дашкесанского районов, где градовые процессы более активны, полный период этих изменений составляет около 22–24 лет.



а)



б)



в)

Рис. 1. Повторяемость случаев с градом в Агстафинском (а), Кедабекском (б) и Дашкесанском (в) районах в 1979–2020 гг.

Fig. 1. The frequency of cases with hail in (a) the Agstafa, (б) Gadabay, and (в) Dashkasan districts in 1979–2020.

В последние годы хотя и наблюдается относительное снижение градовой активности, амплитуда изменений повторяемости выше, чем в предыдущие периоды. Такие показатели не исключают регистрации достаточно большого количества случаев града и в этот период. Поэтому возникает особая потребность в детальном изучении опасных атмосферных явлений, связанных с конвективной облачностью, а также в разработке надежных методов прогнозирования, связанных с градовыми процессами, и проведении мероприятий по борьбе с градобитиями [11]. С помощью программного обеспечения ArcGIS составлена карта-схема высотного распределения среднегодовых показателей количества градовых дней за 2000–2020 гг. на северо-восточном склоне Малого Кавказа (рис. 2). На карте видно, что в исследуемом регионе наименее градоопасные территории в течение всего года – это равнины. Среднегодовая величина этого показателя несколько увеличивается по мере подъема в высокогорную местность, а в высокогорье град наблюдается более 5 дней в году.

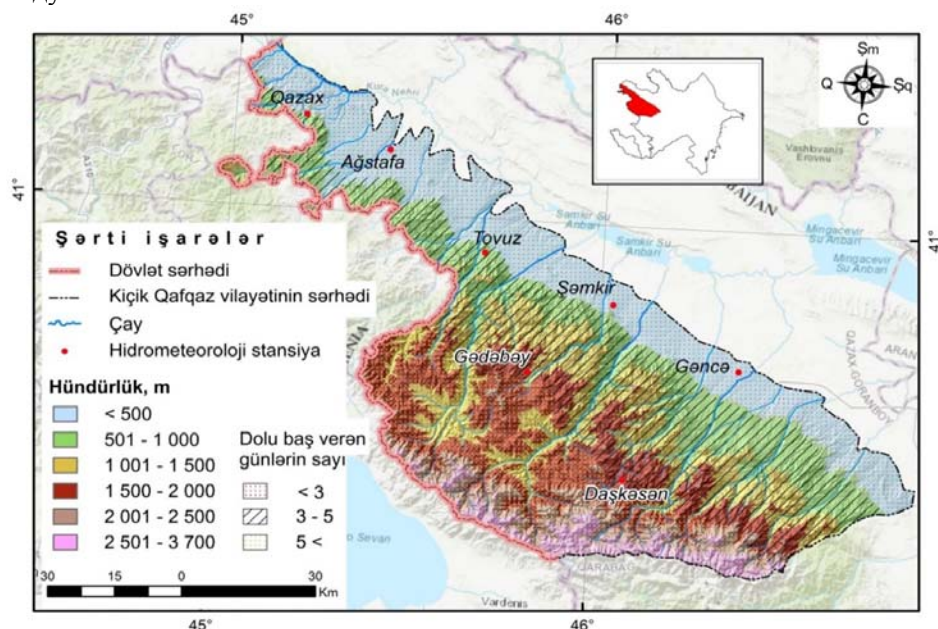


Рис. 2. Среднегодовое количество дней с градом в 2000–2020 гг. на северо-восточном склоне Малого Кавказа.

Fig. 2. The average annual number of days with hail on the northeastern slope of the Lesser Caucasus in 2000–2020.

Последствия климатических изменений, связанных с глобальным потеплением, в последние десятилетия усиливаются на территории Азербайджанской Республики [12]. Результаты исследований, проведенных в этой связи в последние годы, показали, что северо-восточная часть Малого Кавказа является одной из территорий страны, где в 1991–2020 гг.

наблюдался самый высокий рост температуры по сравнению с 1961–1990 гг.: на 1,0 °C в период 1991–2005 гг., 1,3 °C – в 2006–2020 гг. Значительно уменьшилось количество осадков в 1991–2020 гг. по сравнению с 1961–1990 гг. – на 6 %, или на 23 мм [3, 8].

Особое значение имеет изучение влияния региональных климатических изменений на опасные атмосферные процессы, в том числе градовые, от которых серьезно страдают сельское хозяйство и инфраструктура. Проведен сравнительный анализ градовых явлений в 2001–2020 гг. по сравнению с 1979–2000 гг. (табл. 4).

Таблица 4. Аномалии градовых явлений за 2001–2020 гг., %

Table 4. The anomalies of hail events during 2001–2020, %

Административный район	Месяц								Год
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
Газах	-10	0	0	30	40	0	20	0	80
Кедабек	2	-4	-7	-4	1	-3	2	1	-12
Дашкесан	0	4	35	35	8	8	12	4	104
Шамкир	-4	-4	-4	7	4	-4	-4	-4	-14
Гейгёль	0	4	-8	15	15	-15	0	4	15
Регион	-2	0	3	17	14	-3	6	1	35

Анализ показал, что в период с 2001 по 2020 год в регионе увеличилась повторяемость случаев града в июне и июле. Этот показатель вырос в Газахе, расположенном в низкогорье, и в Дашкесане и Гейгёле, расположенных в среднегорье. За исследуемый период увеличение числа случаев града составляет 35 %. Только на станциях Шамкир и Кедабек наблюдается уменьшение повторяемости града, что связано с небольшим смещением вверх конвективных процессов и изменениями, связанными с географическим положением.

Выводы

На основании анализа данных наблюдений за градовыми процессами на северо-восточном склоне Малого Кавказа в 1979–2020 гг. получены следующие результаты.

1. В 1979–2020 гг. повторяемость градовых процессов увеличилась в высокогорных районах и уменьшилась в равнинных районах.

2. Повторяемость града чаще всего наблюдалась в мае.

3. 80 % случаев града приходится на вторую половину дня (около 14–22 часов).

4. Количество дней с градом в течение года увеличивается от равнинных к горным районам региона.

5. Активность градовых процессов увеличилась в июне и июле в связи с изменением климата.

Изучение случаев возникновения града по регионам позволяет в дальнейшем расширить знания об этом явлении и разработать меры борьбы с ним. Выявление новых особенностей климата и составление атласов Газах-Товузского, Гянджа-Дашкесанского, Карабахского и Восточно-Зангезурского экономических районов, сформировавшихся на территории гор Малого Кавказа, необходимо при создании инфраструктуры и объектов, связанных с туризмом, сельским хозяйством, пищевой промышленностью и др.

Благодарность. Авторы выражают благодарность Севиндж Гусейновой за поддержку в сборе и обработке статистических материалов исследования, Гюльзар Байрамовой за решение технических вопросов, Магомеду Рагимову и Рагифу Ахмедову за сбор первичных данных.

Список литературы

1. География Азербайджанской Республики. Физическая география. Том I. Баку: Европа, 2015. 530 с. [на азербайджанском].
2. Гусейнов Н.Ш., Агаева А.Н. Энергия неустойчивости атмосферы и ее оценка // I International scientific conference of young researchers. Dedicated to the 90th Anniversary of the National leader of Azerbaijan, ГейдарАлиев, Баку, 26–27 апреля 2013 г. С. 261-262.
3. Гусейнов Д.С. Оценка влияния климатических изменений на режим осадков в северо-восточной части Малого Кавказа // Материалы научно-практической конференции «Организация и управление природно-хозяйственными системами Карабахского и Восточно-Зангезурского экономических районов», 26 апреля 2022 г., Баку. С. 477-488.
4. Махмудов Р.Н. Региональные изменения климата и опасные гидрометеорологические явления в Азербайджане. Баку: Национальная авиационная академия, 2022. С. 210.
5. Сафаров С.Х. Краткосрочный прогноз градовых и ливневых процессов // Гидрометеорология и мониторинг окружающей среды. Баку, 2006. № 3. С. 106-114.
6. Сафаров С.Х. Радарная метеорология. Баку: Национальная авиационная академия, 2016. 148 с.
7. Сафаров С.Х., Насибли А.А. Анализ градовых явлений в западных районах Азербайджана по радиолокационным данным за многолетний период // Материалы Республиканской научно-практической конференции «Глобальные экономические условия и экономико-географическое положение Азербайджана», Баку, 2017 г. С. 295-296.
8. Сафаров С.Х., Гусейнов Д.С., Ибрагимова И.В. Характеристика многолетних изменений температуры в западных районах Азербайджанской Республики. Баку: Научные труды Национальной авиационной академии, 2018. № 1. С. 101-108.
9. Сафаров С.Г. Особенности грозоградовых процессов на территории Азербайджана // Известия НАН Азербайджана. Серия науки о земле. 2005. № 1. С. 101-109.
10. Сафаров С.Г., Кулиев З.Г. Грозоградовый процесс 10 июня 2014 г. в западных регионах Азербайджана // Межд. научная конференция «Инновационные методы и ср. исследования в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата», 21-25 сентября 2015 г., г. Ставрополь. С. 111-113.
11. Safarov S.H., Nasibli A.N., Huseynov J.S., Ibrahimova I.V. Influence of climate warming on hail events in the western part of Azerbaijan // Proceedings of International Scientific Conference on Sustainable Development Goals. Transforming our world: The role of Science to foster the integration and the implementation of the sustainable development goals (SDGs), 24-25 November 2017, Baku. P. 83-89.

12. Huseynov N.Sh., Huseynov J.S. Distribution of the Contemporary Precipitation Regime and the Impact of Climate Change on It Within the Territory of Azerbaijan // *Journal of Geography & Natural Disasters*. August 2022. Is. 4. P. 1-15. DOI:10.21203/rs.3.rs-1958992/v1

References

1. Geografiya Azerbaydzhanskoy Respubliki. Fizicheskaya geografiya. Tom I. Baku: Evropa publ., 2015, 530 p. [in Azerbaijani]
2. Guseynov N.Sh., Agaeva A.N. Energiya neustoychivosti atmosfery i ee ocenka. I International scientific conference of young researchers. *Dedicated to the 90th Anniversary of the National leader of Azerbaijan*, GeydarAliev, Baku, 26–27 april 2013, pp. 261-262 [in Azerbaijani]
3. Guseynov D.S. Ocenka vliyaniya klimaticheskikh izmeneniy na rezhim osadkov v severo-vostochnoy chasti Malogo Kavkaza. Materialy nauchno-prakticheskoy konferencii «Organizatsiya i upravlenie prirodno-hozyaystvennymi sistemami Karabahskogo i Vostochno-Zangezurskogo ekonomicheskikh rayonov», 26 april 2022, Baku, pp. 477-488 [in Azerbaijani]
4. Mahmudov R.N. Regional'nye izmeneniya klimata i opasnye gidrometeorologicheskie yavleniya v Azerbaydzhane. Baku: Nacional'naya aviacionnaya akademiya publ., 2022, 210 p. [in Azerbaijani]
5. Safarov S.H. Kratkosrochnnyy prognoz gradovyh i livnevnyh processov // *Gidrometeorologiya i monitoring okruzhayushchey sredy*. Baku, 2006, no 3, pp. 106-114. [in Azerbaijani]
6. Safarov S.H. Radarnaya meteorologiya. Baku: Nacional'naya aviacionnaya akademiya publ., 2016, 148 p. [in Azerbaijani]
7. Safarov S.H., Nasibli A.A. Analiz gradovyh yavleniy v zapadnyh rayonah Azerbaydzhana po radiolokatsionnym dannym za mnogoletniy period. Materialy Respublikanskoy nauchno-prakticheskoy konferencii «Global'nye ekonomicheskie usloviya i ekonomiko-geograficheskoe polozhenie Azerbaydzhana», Baku, 2017, pp. 295-296 [in Azerbaijani]
8. Safarov S.H., Guseynov D.S., Ibragimova I.V. Harakteristika mnogoletnih izmeneniy temperatury v zapadnyh rayonah Azerbaydzhanskoy Respubliki. Baku: Nauchnye trudy Nacional'noy aviacionnoy akademii publ., 2018, no. 1, pp. 101-108 [in Azerbaijani]
9. Safarov S.G. Osobennosti grozogradovyh processov na territorii Azerbaydzhana // *Izvestiya NAN Azerbaydzhana. Seriya nauki o zemle*. 2005, no. 1, pp. 101-109 [in Azerbaijani]
10. Safarov S.G., Kuliev Z.G. Grozogradovyy process 10 iyunya 2014 g. v zapadnyh regionah Azerbaydzhana. Mezhd. nauchnaya konferenciya «Innovatsionnye metody i sr. issledovaniya v oblasti fiziki atmosfery, gidrometeorologii, ekologii i izmeneniya klimata», 21-25 sentyabrya 2015, Stavropol', pp. 111-113 [in Azerbaijani]
11. Safarov S.H., Nasibli A.N., Huseynov J.S., Ibrahimova I.V. Influence of climate warming on hail events in the western part of Azerbaijan. *Proceedings of International Scientific Conference on Sustainable Development Goals. Transforming our world: The role of Science to foster the integration and the implementation of the sustainable development goals (SDGs)*, 24-25 November 2017, Baku, pp. 83-89.
12. Huseynov N.Sh., Huseynov J.S. Distribution of the Contemporary Precipitation Regime and the Impact of Climate Change on It Within the Territory of Azerbaijan. *Journal of Geography & Natural Disasters*, August 2022, no. 4, pp. 1-15. DOI:10.21203/rs.3.rs-1958992/v1.

Поступила 27.12.2022; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.

Submitted 27.12.2022; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.

**Новая номенклатура специальностей ВАК
и что изменилось в журнале
«Гидрометеорологические исследования и прогнозы»**

На основании рекомендации Высшей аттестационной комиссии (ВАК) приказом Минобрнауки России от 24 февраля 2021 года № 118 утверждена новая номенклатура научных специальностей, по которым присуждаются ученые степени. Количество специальностей сократилось с 430 до 351. Их укрупнение позволит развивать междисциплинарные исследования. Актуализированы наименования научных специальностей. С новой номенклатурой научных специальностей можно ознакомиться на сайте <https://izd-mn.com/wp-content/uploads/novaya-nomenklatura-vak.pdf>.

В соответствии с новой номенклатурой журнал «Гидрометеорологические исследования и прогнозы» включен в Перечень рецензируемых научных изданий ВАК по научным специальностям и соответствующим им отраслям науки, по которым присуждаются ученые степени:

1.6.16 Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия
(географические науки)

1.6.17 Океанология (географические науки)

1.6.18 Науки об атмосфере и климате
(географические науки, технические науки,
физико-математические науки)

С 22.06.2023 в Перечне рецензируемых научных изданий ВАК журналу добавлена **новая** научная специальность:

1.2.2. Математическое моделирование, численные методы и
комплексы программ (технические науки,
физико-математические науки)

Гидрометеорологические исследования и прогнозы

№ 3 (389)

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 06.10.2023. Формат 70×100/16 Печать
офсетная. Печ. л. 11. Тираж 150 экз. Заказ № 1300
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»