

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

605

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. М. Катцова,
д-ра физ.-мат. наук В. П. Мелешко

Санкт-Петербург
2022

Адрес: 194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
Телефон: (812) 297-43-90
ФАКС: (812) 297-86-61
e-mail: director@main.mgo.rssi.ru
web site: <http://www.voeikovmgo.ru>

Редакционная коллегия

Д-р физ.-мат. наук В. М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Е. Л. Генихович,
чл. корр. РАН, д-р физ.-мат. наук С. К. Гулев, канд. физ.-мат. наук А. А. Киселев,
д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко, канд. физ.-мат. наук Т. В. Павлова,
канд. физ.-мат. наук Е. В. Розанов,
д-р техн. наук А. А. Синькевич, канд. физ.-мат. наук А. П. Соколов,
канд. физ.-мат. наук П. В. Спорышев, канд. физ.-мат. наук Е. Е. Федорович,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

В сборнике представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований по актуальным проблемам изменения климата и прогноза погоды, атмосферной диффузии и мониторинга состояния атмосферы, климатологии, дистанционного зондирования атмосферы.

Сборник рассчитан на широкий круг научных работников и инженеров, интересующихся результатами современных исследований в области метеорологии и прикладной геофизики и их практическим использованием.

В соответствии с решением Президиума высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки РФ журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата и доктора наук по специальностям: 25.00.29 – геофизика, 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология. соответствующих специальностей.

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. S. K. Gulev,
Dr. A. A. Kiselev, Dr. V. P. Meleshko,
Dr. T. V. Pavlova, Dr. E. V. Rozanov, Dr. A. A. Sinkevich, Dr. A. P. Sokolov, Dr. P. V. Sporyshev,
Dr. E. E. Fedorovich, Dr. E. L. Makhotkina (Editorial board secretary)

The publication deals with the results of theoretical and experimental studies on the present-day problems of changes in climate and weather forecast, atmospheric diffusion and atmospheric air condition monitoring, climatology, remote sounding of the atmosphere.

The publication is meant for a wide circle of specialists interested in the results of meteorological science development and their practical application.

It is recommended for post-graduates and students in their third or fourth year of respective speciality.

© Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Главная геофизическая обсерватория
им. А. И. Воейкова»,
2022

СОДЕРЖАНИЕ

<i>М. В. Клюева.</i> Влияние изменения климата на туризм в России.	5
<i>Д. В. Фасолько, Г. Б. Пигольцина.</i> Усовершенствование технологии учета микроклиматической информации при расчетах специализированных характеристик снежного покрова на пример горного рельефа Северного Кавказа.	25
<i>К. Акшалов, С. Байшоланов, Д. Ауесханов, О. Баймуканова.</i> Анализ агрометеорологических условий вегетационного периода и урожайности яровой пшеницы в Акмолинской области Республики Казахстан.	41
<i>В. Н. Морозов.</i> Влияние генераторов электрического поля, действующих в верхних слоях атмосферы на электричество приземного слоя.	58
<i>А. А. Родионов, В. С. Яковлев.</i> Международные сравнения пиргелиметров и мировой радиометрический эталон. ...	92
<i>И. Л. Калюжный, Т. В. Скороспехова.</i> Оценка современного состояния методов измерения и расчета испарения со снега.	109
<i>Я. В. Дробжева, О. В. Волобуева, Е. Н. Савенкова, Е. В. Винокурова.</i> Скорость ветра в нижней атмосфере: модель и эксперимент.	138
<i>Л. Т. Созаева, А. Х. Кагермазов, М. М. Жабоева.</i> Статистические модели оценки максимального размера града.	149
<i>М. В. Жарашуев.</i> Возможности оптимизации порядка радиолокационных наблюдений при противорадовых работах.	164
<i>К. Б. Лиев, А. Х. Гергоков, С. А. Куцев.</i> Эффективность противорадовых изделий типа «Алазань» при низкой нулевой изотерме в весенний период.	173

CONTENTS

<i>Khueva M. V.</i> The impact of climate change on tourism in Russia.	5
<i>Fasolko D. V., Pigoltsina G. B.</i> Improvement accounting technology for microclimate information in the calculation of specialized characteristics of snow cover on the example of the mountain relief of the North Caucasus.	25
<i>Akshalov K., Baisholanov S., Aueskhanov D., Baimukanova O.</i> Analysis of agrometeorological conditions of the growing season and the yield of spring wheat in the Akmola region of the Republic of Kazakhstan.	41
<i>Morozov V.N.</i> Influence of electric field generators operating in the upper layers of the atmosphere on the electricity of the surface layer.	58
<i>Rodionov A.A., Yakovlev V.S.</i> International Pyrheliometer Comparisons and World radiometric standard.	92
<i>Kalyuzhny I. L., Skorospekhova T. V.</i> Assessment of the modern state of methods for measurement and calculation of evaporation value from the snow cover surface.	109
<i>Drobzheva Y. V., Volobueva O. V., Savenkova E.N., Vinokurova E.V.</i> Wind speed in the lower atmosphere: model and experiment.	138
<i>Sozaeva L.T., Kagermazov A. Kh., Zhaboeva M.M.</i> Statistical models for estimating the maximum size hail.	149
<i>Zharashuev M.V.</i> Opportunities for optimizing the order of radar observations during anti-hail operations.	164
<i>Liev K. B., Gergokov A. H., Kushchev S. A.</i> Use The effectiveness of anti-hail products of the "Alazan" type at a low zero isotherm in the spring.	173

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ТУРИЗМ В РОССИИ

М. В. Клюева

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva st., 7

E-mail: kluevam@yandex.ru

Поступила в редакцию 4.04.2022
Поступила после доработки 6.07.2022

Введение

В 2018 г. вклад туризма в ВВП России составлял 4,2 % и, согласно совместному прогнозу специалистов ВТТС и Oxford Economics, к 2024 г. мог достичь 5,1 %, а занятость в туристской отрасли прогнозировалась на уровне 5,1 % или до 3,6 млн рабочих мест (Туриндустрия..., 2020). Однако в 2020 г. российская индустрия туризма столкнулась с тяжелым кризисом, связанным со стремительным распространением нового вида коронавируса (COVID-19). Падение оборота в сфере туризма достигло 95–100 %, а объем недополученных доходов к середине 2020 г. превысил 1,5 трлн рублей из-за ограничений, введенных в рамках борьбы с пандемией COVID-19 (Третьяк, 2021). Существует два сценария восстановления туристской отрасли России: умеренно оптимистичный и консервативный (Влияние пандемии..., 2020).

Безусловно, климат не единственный, хотя в значительной степени определяющий, фактор региональных рекреационных ресурсов, влияющий на комфортность условий отдыха, выбор туристских маршрутов, их продолжительность и сезонность. По прогнозам,

повышение температуры напрямую повлияет на зависящие от климата туристские рынки, прежде всего пляжный и зимний туризм (очень высокая степень достоверности) (Hoegh-Guldberg et al., 2018). Угрозы для сектора (прямые и косвенные) — это рост экстремальных погодных явлений, увеличение расходов на страхование и обеспечение безопасности, нехватка воды, потеря биоразнообразия и ущерб или утрата достопримечательностей в туристских местах. Для России среди группы факторов риска возможного влияния на отрасль (ослабление рубля, снижение внутреннего спроса, усиление геополитических рисков, ухудшение прозрачности туристского рынка) названо ухудшение экологической ситуации (Туриндустрия..., 2020), что в значительной степени связано с изменением климата и отразится, в первую очередь, на таких ключевых видах туризма, как пляжный, санаторно-курортный и спортивный.

1. Трансформация туристского спроса

Изменение климата приведет к трансформации пространственно-временного распределения климатических ресурсов для туризма и, следовательно, основных внутренних и международных туристских потоков и расходов (Золотокрылин и др., 2018). Это повлечет за собой перераспределение климатических активов между туристскими регионами, изменение сезонности туризма и спроса на него, а также моделей путешествий. Изменения в продолжительности и комфортности туристского сезона в теплую погоду могут иметь значительные последствия для конкурентных отношений между направлениями и для прибыльности туристских предприятий (Scott et al., 2004).

Изменение климата может привести к разным последствиям для индустрии туризма в зависимости от географического положения и вида туристской деятельности. Поэтому необходимы исследования на региональных уровнях — федеральном, областном, местном. Необходимо уделять внимание следующим вопросам: каковы диапазоны погодных и климатических условий, в которых происходит туристская деятельность; какие климатические границы должны соблюдаться, чтобы предложение туристских услуг было прибыльным;

как изменится уровень моря, прежде чем прибрежные туристские объекты окажутся под угрозой затопления.

Как правило, туристская климатическая привлекательность и потенциал оценивается по набору осредненных биоклиматических факторов отдельных курортов (Поволоцкая, 2012) или регионов (Григорьева, Фетисов, 2009) без учета динамики изменения климатических параметров. Другим направлением в отечественных исследованиях является оценка текущих изменений климата. В работах, посвященных выявлению тенденций изменения глобального и регионального климата и оценке их влияния на современное состояние и развитие туризма, определены перспективы развития зимнего туризма, отдыха и рекреации на Дальнем Востоке, в Кавказском регионе и на территории Черноморского побережья России (Пестерева и др., 2018; Pestereva, 2014a; Pestereva et al., 2015). На основании полученных выводов авторы планируют разработать метео- и эколого-экономические модели адаптации организационно-экономической деятельности горнолыжных курортов, комплексов и центров зимнего отдыха к изменению климата, разработать практические рекомендации по совершенствованию деятельности санаторно-курортной и туристско-рекреационной сферы для повышения качества жизни населения на Дальнем Востоке (Пестерева и др., 2018).

Несмотря на важность и перспективность данных исследований, в настоящее время необходимы оценки влияния изменения климата на туристско-климатические ресурсы для последующих десятилетий. По целому ряду направлений туристской деятельности, прежде всего зимних видов рекреации, изменение климата (смягчение суровости зим и ожидаемый рост количества твердых осадков в зимний период в восточной части страны) может привести к увеличению числа туристов в восточных районах, где в настоящее время не развита ни индустриальная, ни транспортная инфраструктура (Туриндустрия..., 2020). Долговременные оценки параметров, определяющих туристский комфорт, хотя и с некоторой степенью неопределенности прогноза, должны быть учтены при перспективном

планировании развития отрасли. В этом контексте следует отметить следующие работы:

- исследование по оценке рекреационных ресурсов с использованием универсального индекса теплового комфорта (UTCI) (Золотокрылин и др., 2018), где приводится прогноз изменений UTCI на середину XXI в. для территорий с особыми (дискомфортными) климатическими условиями;

- цикл исследований по оценке туристской привлекательности южных регионов страны, включающий прогноз на конец XXI в. для Черноморского, Каспийского и Азовского регионов, а также горных районов Большого Кавказа (Рыбак, Рыбак, 2019);

- изучение рекреационно-климатических ресурсов Мурманской области для современных условий и модельного климата в середине XXI в. (Виноградова, 2015).

Прогноз возможного влияния будущих изменений регионального климата на существующую пространственную структуру центров развития летнего туризма для территории России, выполненный с использованием региональной модели ГГО для «индекса туризма» TCI (Школьник, Ефимов, 2015; Mieczkowski, 1985), показал, что в целом к середине XXI в. изменение климата благоприятно скажется на развитии летних видов рекреации в регионах, которые традиционно рассматривались как климатически-дискомфортные для летнего туризма (рис. 1). Однако ожидание значительного повышения теплового комфорта «высоких» сезонов на побережьях Балтийского моря в XXI в. и увеличение за счет этого потока въездного туризма, по-видимому, не имеет достаточных оснований (Клюева и др., 2020).

Тем не менее, последствия климатических изменений для географического перераспределения туристского спроса в целом достаточно значительны и потребуют адаптации как для курортов, которые могут потерять туристскую привлекательность, так и для тех, кто, как ожидается, получит возможности для развития туризма.

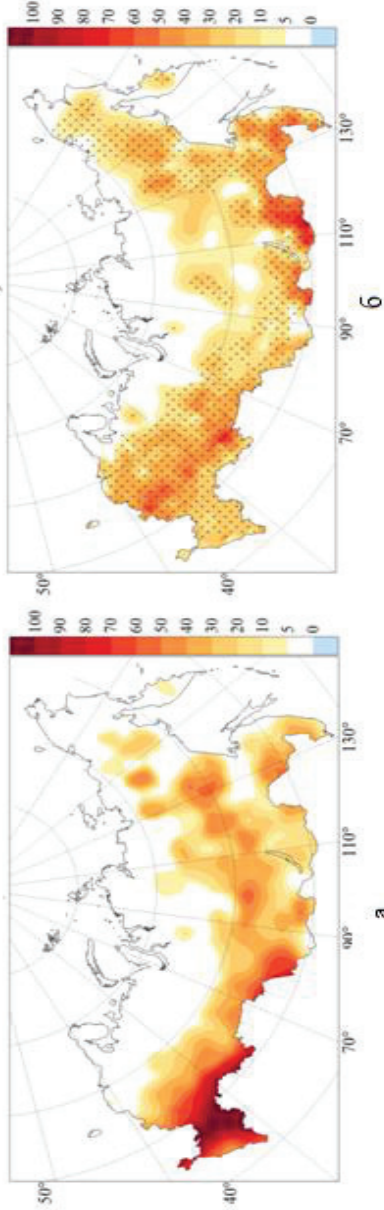


Рис. 1. Продолжительность комфортных для рекреации (категория «городской туризм») периодов, дни:
 а) 1981–2010 гг.; б) ожидаемые изменения (в среднем по ансамблю) к середине XXI в. (РКМ ГГО, сценарий RCP8.5).

Точками обозначены регионы, где отношение среднего по ансамблю изменения к стандартному отклонению изменений в ансамбле превышает 1

Конечно, неопределенности в отношении потенциального воздействия изменения климата на экологические ресурсы туризма, политические и социальные условия в настоящее время исключают любое окончательное заявление о чистом влиянии изменения климата на туристскую индустрию России даже на середину XXI в

Необходимы комплексные оценки спроса на туризм (международные и внутренние прибытия), как это сделано в работах (International tourism trends in EU-28, 2014; Transport-related CO₂ Emissions of the Tourism Sector, 2019; UNWTO, 2011), где представлен прогноз эволюции внутреннего туризма до 2030 г., а также информация о видах транспорта и длине маршрутов. И хотя эти оценки пока не включают прогноз всех составляющих туристской деятельности, зависящих от изменения климата, данные исследования являются пилотными для моделирования туристских потоков.

2. Пляжный туризм

Повышение уровня моря и высокая частота экстремальных погодных явлений (тайфуны, ураганы и т. д.), которые ставят под угрозу прибрежную туристскую инфраструктуру, повышение температуры воздуха выше критической — вот основные проблемы, обсуждаемые в контексте пляжного туризма. В России от аналогичных угроз может пострадать наиболее популярный с точки зрения туристской востребованности регион — побережье Черного и Азовского морей. Анализ возможных рисков для рекреации на территории Северного Кавказа (Рыбак, Рыбак, 2019) показал, что к концу столетия рост температуры воздуха понизит комфортность пребывания в этом регионе в летние месяцы, а ожидаемое увеличение количества осадков приведет к росту повторяемости опасных гидрологических явлений.

Прогнозируемое повышение уровня моря (ПУМ) может существенно повлиять на пляжный туризм и отдых за счет воздействия на ландшафты и важнейшие транспортные объекты, такие как дороги, гавани и аэропорты. Существуют опасения и по поводу воздействия ПУМ на туристские объекты, так как туристская инфраструктура часто

является причиной деградации естественной буферной среды (например, сжатие побережья).

Увеличение повторяемости сильных ветров и штормов, подъем уровня моря приводит к абразии пляжей на курортах Калининградской области, юга России, Каспийского региона в районе Махачкалы и Дербента (ОД-2, 2014). Для 48 % побережья Азовского моря характерна сильная и средняя активность абразионно-оползневых процессов. Здесь весьма вероятно затопление прибрежной инфраструктуры и поселков. Увеличение среднего уровня Азовского моря на 0,5–1 м с учетом сгонно-нагонных колебаний приведет к дальнейшему сильному размыву берега. В зоне затопления могут оказаться такие города, как Темрюк, Приморско-Ахтарск, Ейск и Таганрог (ОД-2, 2014), т. е. Приазовье — один из наиболее перспективных для развития рекреации регионов России — находится под серьезной угрозой. Методы берегозащиты, которые существуют в настоящее время (строительство бунов), значительно снижают эстетическую привлекательность курортов.

Для пляжного туризма большое значение имеет и качество морской воды. Например, потепление климата в Балтийском регионе должно способствовать развитию морского и берегового туризма. Однако, согласно прогнозу, развитие гипоксийно-аноксийных условий в Финском заливе Балтийского моря приведет к усилению насыщения его акватории биогенными организмами. В водах Калининградского шельфа, в Куршском и Вислинском заливах современный уровень эвтрофикации весьма значителен (ОД-2, 2014). Повышение температуры воды будет способствовать развитию теплолюбивых сине-зеленых водорослей, что существенно снизит привлекательность этих побережий для развития морского и пляжного туризма, а также может стать причиной увеличения популяций медуз, что не способствует комфорности данного вида отдыха.

3. Зимний спортивный туризм

Зависимость лыжного спорта от благоприятных атмосферных условий делает его особенно уязвимым к изменению климата.

Вопросам, связанным с чувствительностью лыжного туризма к погодным и/или снежным условиям, продолжительностью сезона и устойчивостью лыжной индустрии, а также разработке новых технологий и адаптационных мероприятий посвящено значительное количество работ, рассмотренное в обзорных статьях в России и за рубежом (Tarasova et al., 2015; Steiger et al., 2017).

В целом, туристской отрасли в России следует ориентироваться на развитие именно зимнего отдыха. Оценки трендов температуры воздуха в Уральском и Сибирском регионах показали сокращение числа дней с температурой воздуха от -5 до -25 °C в дневные часы и увеличение их с температурой от -5 до -10 °C; растёт и число дней с высотой снега более 20 см. Все это значительно улучшает комфортность пребывания на открытом воздухе в холодный период года в Сибири. Комплексная оценка изменения природно-климатических горнолыжных ресурсов для территории Дальнего Востока, в которой учитывалась мощность и длительность залегания снежного покрова и воздействие окружающей среды на комфортное теплоощущение человека в холодное время года, также показала, что в последнее десятилетие этот регион характеризуется наиболее благоприятными биоклиматическими условиями для зимнего туризма, отдыха и рекреации и имеет хорошие перспективы для их дальнейшего развития (Пестерева и др., 2018).

В последние годы в нашей стране наиболее популярным видом зимнего отдыха стал горнолыжный туризм, развитие которого поддерживается на государственном уровне, но в мировом объеме индустрии горнолыжного спорта доля России в настоящее время составляет только 2 %, хотя ее потенциал оценивается как достаточно высокий с возможным уровнем потребления до 10 млн человек (Безрукова, 2019). В Российской Федерации существует около 50 горнолыжных туристских курортов (основными из них являются Домбай, Хибиньы, Теберда, Азбеково, Красная Поляна), обладающих необходимыми природными ресурсами и инфраструктурой, а также более 300 туристских центров, предоставляющих возможность горнолыжного спуска. Наиболее уязвимыми к изменению климата

являются туристские центры Красной поляны, северо-западной части ЕТР и центральной России.

Анализ изменения температуры воздуха и количества осадков в районе Красной поляны на основе линейной модели показал, что современные тенденции достаточно благоприятны для развития горнолыжной индустрии в Сочи: с ноября по март наблюдается слабо выраженное понижение средних месячных температур и незначительное увеличение осадков, особенно заметное в марте (Pestereva et al., 2015). В период с 1960 по 2014 гг. в 10 сезонах устойчивый снежный покров не сформировался, и лишь в 7 сезонах продолжительность его залегания превышала 100 дней. Уменьшение длительности залегания снежного покрова произошло скачкообразно в 1980 г. и продолжается до настоящего времени (Сократов и др., 2014). По оценкам, выполненным с использованием региональной климатической модели ГГО (Школьник, Ефимов, 2015), к середине XXI в. расчетное количество твердых осадков в горных районах южного макросклона Большого Кавказа может уменьшиться на 25–30 %, что приведет к снижению максимальной декадной толщины снежного покрова на 29–35 % и сокращению числа дней со снежным покровом на 35–40 %. И хотя сейчас индустрией зимнего отдыха уже накоплен опыт реагирования на изменение климата путем искусственного оснежения, в районе Западного Кавказа ожидаются столь высокие температуры воздуха, что применение установок по производству искусственного снега потребует совершенствования существующих технологий, возможно с использованием химических добавок, что существенно снизит туристскую привлекательность курорта (Сократов и др., 2014).

Горнолыжные курорты центральной России и Северо-Западного региона, расположенные на высотах до 200 м, уже сейчас испытывают влияние изменения климата. Основной негативный вклад вносит состояние снежного покрова. Здесь на него, в отличие от сибирских регионов, негативно воздействуют уменьшение числа дней с высотой снега 20 см и более и увеличение частоты и интенсивности жидких осадков в зимнее время (рис. 2).

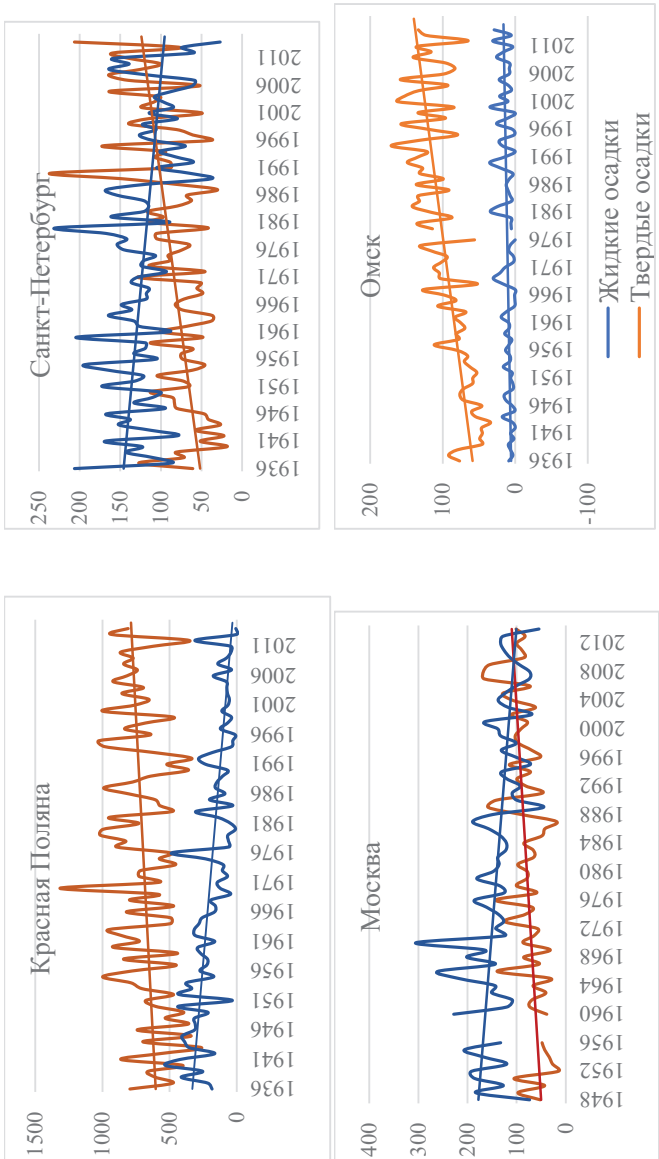


Рис. 2. Динамика соотношения твердых и жидких зимних осадков за период с ноября по март

При этом для центральных районов, начиная с 2000 г., это становится особенно критичным. Искусственное оснежение уже не всегда технически возможно из-за роста зимних температур, а в дальнейшем велика вероятность того, что курорты не смогут открыться на срок, окупающий их функционирование.

В настоящее время многие вопросы теории и практики оценки воздействия современных климатических тенденций на развитие российских горнолыжных курортов и центров зимних видов спорта разработаны недостаточно. Особенно это относится к оценке рисков, в том числе социально-экономических, от неблагоприятных погодноклиматических условий и разработке современных механизмов адаптации (Pestereva, 2014a). Сегодня существуют инженерные технологии для снижения риска воздействия неблагоприятных климатических условий и повышения устойчивости инфраструктуры горнолыжных курортов. Однако расходы на оборудование и адаптационные меры могут в разы увеличить цену пребывания туристов на горнолыжном курорте или поставить компании на грань банкротства (Pestereva, 2014б).

4. Природный туризм

Природный туризм — это знакомство туристов с дикой природой. К нему относят виды туризма, которые напрямую связаны с использованием ресурсов окружающей дикой природы, природных ландшафтов, водных ресурсов, рельефа, диких флоры и фауны. В России наиболее уязвимыми в этом подразделе туристской деятельности являются горный, арктический и экологический виды туризма

4.1 Горный туризм

Результаты многочисленных исследований показывают, что изменение основных климатических факторов, а именно температуры воздуха и осадков, определяют общую тенденцию изменения ледников в горных регионах России. Анализ изменений площади и объема ледниковой системы горы Эльбрус на Центральном Кавказе

с 1997 по 2017 г. показал, что площадь ледника уменьшилась с 125 в 1997 г. до 112 км² в 2017 г. (сокращение на 10,8 %). Скорость потери массы ледника Эльбруса в 1997–2017 гг. увеличилась вдвое по сравнению с периодом 1957–1997 гг. (Kutuzov et al., 2019). На Дальнем Востоке сокращение ледников во второй половине XX в. колеблется от 10,6 % (Камчатка) до 69 % (Корякское нагорье). Ледники Горного Алтая уменьшились на 20 % (Kutuzov et al., 2019). Площади ледников Полярного Урала сократились в среднем на 23 % в период с 1960-х по 2008 гг. (ОД-2, 2014). При этом скорость сокращения такова, что, если ситуация не изменится, то к середине XXI в. они могут полностью исчезнуть.

Деградация ледников, помимо снижения туристской привлекательности горных территорий и, как следствие, сокращения турпотока, повышает вероятность возникновения селей, лавин и оползней (Разумов и др., 2020). Все это создает угрозы для туристского бизнеса. Многие рекреационные объекты в высокогорной части Северного Кавказа все больше подвергаются этим опасным природным процессам.

4.2 Арктический туризм

Российская арктическая зона — уникальное природное пространство, на котором располагается девять государственных природных заповедников и два национальных парка. По мнению руководителей Федерального агентства по туризму, арктический туризм на Российском Севере в перспективе может обеспечить доход, сопоставимый с доходом от добычи полезных ископаемых (Васильева, Муратова, 2016). По статистике Ростуризма, в начале 2000-х гг. в круизах и других видах туристских программ в Арктике около 90 % участников составляли иностранные туристы, но в настоящее время число российских граждан в таких поездках значительно возросло и в среднем составляет 25–30 %.

Наиболее благоприятные условия для туризма складываются в западном секторе Российского сегмента Арктики, где погода становится более комфортной — «теплой» и «сухой», что позволяет

увеличивать продолжительность туристского сезона (Лебедева и др., 2021), а уменьшение площади морского льда способствует развитию морского и круизного туризма.

В последние годы предлагается все больше круизов, корабли путешествуют все дальше за один сезон, строятся специализированные полярные круизные суда с большим количеством пассажирских мест (Лукин, 2016). Одним из факторов развития арктического туризма стали ожидаемые негативные последствия изменения климата. Возник туристский рынок, известный как «туризм последнего шанса», когда туристы стремятся успеть увидеть морские пейзажи, а также природные и национальные объекты Арктики, прежде чем они исчезнут (Lemelin et al., 2010).

Вместе с тем, благоприятные и более комфортные условия для развития туризма могут быть абсолютно неприемлемыми или опасными для хрупких экосистем Арктического бассейна (Лебедева и др., 2021). По оценкам МГЭИК (Meredith et al., 2019), рост полярного круизного туризма создает риски, связанные с разрушением местных сообществ и экологической устойчивости, снижением биоразнообразия свободной ото льда территории (арктической маргинальной ледяной зоны), особенно уязвимой от прямого воздействия человека. Выработанные правила туризма для арктического региона (низкая туристская нагрузка, соблюдение дистанционных правил) часто нарушаются (Dawson et al., 2011; Johnston et al., 2017).

Арктический туризм обладает рядом специфических характеристик, сдерживающих его развитие для отечественного туриста. Помимо очевидных особых природно-климатических условий (суровый климат, ярко выраженная сезонность, сильная зависимость от текущих погодных условий), необходимо отметить удаленность и труднодоступность привлекательных для туристов районов и высокие транспортные расходы. Эти факторы сказываются на стоимости арктических путешествий, которая слишком велика для массового отечественного потребителя (Лебедева и др., 2021).

4.3 Экологический туризм

На сегодняшний день экологический туризм — наиболее быстроразвивающийся сектор индустрии туризма — занимает одну из ведущих позиций. По некоторым оценкам на долю экотуризма в мире приходится уже более 10 % прибыли от всего туристского рынка (Лапочкина и др., 2016). Благодаря природным запасам Россия рассматривается мировым сообществом как наиболее перспективная страна для развития экотуризма.

В России экологический туризм начал развиваться позднее, чем в Европе или США. Отсутствие дорог и средств связи в отдаленных районах тормозят его распространение. В то же время, в России существуют все предпосылки для развития экотуризма: огромная малозаселенная территория, разнообразие природных зон и ландшафтов, 29 объектов, находящихся в списке Всемирного наследия ЮНЕСКО, ежегодно привлекают всё больше местных и иностранных экотуристов, стремящихся посетить уникальные природные регионы (Всемирное природное наследие..., 2020). По состоянию на 01.01.2019 г. в нашей стране насчитывается 12 тысяч особо охраняемых природных территорий общей площадью 232,5 млн га с учетом водных акваторий. В 2020 г. национальные парки посетили более 8,5 млн туристов, а к 2024 г. планируется увеличить поток до 10 млн в год.

Оценки продолжительности комфортного периода для данного направления в настоящее время, среднесрочной и долгосрочной перспективе на севере Европейской территории России, в Сибири и на Дальнем Востоке показали, что тенденция изменения термического комфорта для экотуризма в целом благоприятна: в середине столетия продолжительность комфортного сезона увеличится в среднем на месяц на Европейском Севере, а к концу столетия в Мурманской области, в Республике Карелия и на юге Приморского края — на 2–3 месяца (Клюева и др., 2020).

Все виды природного туризма зависят не только от уровня климатического комфорта. Изменение климата — это расширение ареалов некоторых болезней, переносимых насекомыми (малярия,

клещевой энцефалит). Исследования влияния изменения климата на эпидемиологические процессы выявили увеличение площадей природно-очаговых инфекций, опасных для туристов. Повышение среднемесячной температуры воздуха, воды водоемов вызывает рост числа случаев инфекционных заболеваний за счет активизации размножения возбудителей (сальмонеллезы, шигеллезы, другие кишечные инфекции) (ОД-2, 2014).

Туристская привлекательность природных объектов снижается от участвовавших лесных пожаров. Современные модельные расчеты (ОД-2, 2014) показывают удвоение площади пожаров, рост частоты пожаров на 50 %, возрастание деструктивных послепожарных воздействий на лесные экосистемы и ландшафты для большей части территории России к концу XXI века (Лазарева и др., 2019; Третьяк, 2021).

Еще одна угроза для ландшафтов — увеличение числа вредителей. Например, жуки-короеды являются одной из главных причин гибели лесов уже сейчас. В годы с повышенной теплообеспеченностью формируются очаги их массового размножения (Маслов, 2010). Даже в северных районах, где ранее не было ни одной крупной вспышки численности короеда, жара 2010 г. и последовавшие вслед за ней лесные ветровалы привели к тому, что уже в 2013 г. численность насекомых-вредителей достигла эпидемиологических размеров.

Заключение

Еще в 2007 г. на Генеральной ассамблее UNWTO был поднят вопрос: является туризм «жертвой» или «причиной» изменения климата? «Само его существование и, надо признать, свойственные ему крайности, способствуют процессу потепления», — указывается в проекте итогового стратегического установочного документа «Развитие туризма и изменения климата: понимание, прогнозирование, адаптация, совместные усилия» (Туризм и климатические изменения, 2007).

В 2005 г. 982 млн т CO₂ были связаны с транспортом для туризма (Туризм и климатические изменения, 2007). В 2016 г. выбросы CO₂

от транспорта, включая как пассажирский (автомобильный, железнодорожный, воздушный), так и грузовой (морской, воздушный, наземный), составили уже 7 230 млн т. Согласно прогнозам на 2030 г. (UNWTO, 2011), несмотря на ожидаемое повышение эффективности использования топлива и появление экологически чистых видов транспорта, рост спроса на пассажирские и грузовые перевозки приведет к увеличению выбросов CO₂ на 21 % по сравнению с 2016 г. и достигнет 8 772 млн т, что составляет 23 % всех антропогенных выбросов CO₂.

Для обеспечения устойчивого развития туристской отрасли необходимо принимать ответные меры на изменение климата, для чего требуется снизить выбросы парниковых газов, особенно от транспорта и средств размещения, адаптировать туристские предприятия и турнаправления к изменению климатических условий, применять существующие и новые технологии для повышения эффективности использования энергии (Туризм и энергия будущего, 2017).

Отсутствие понимания комплексных воздействий изменения климата и эффективности стратегий адаптации потенциально препятствует развитию устойчивых туристских операций и направлений. Неопределенность в отношении реакции туристов на последствия изменения климата и политики их смягчения затрудняет прогнозирование туристского спроса.

В последнее время все чаще обсуждаются вопросы, как воплотить в жизнь идею устойчивого роста, а также совместить экономическое и социальное развитие со снижением воздействия на окружающую среду. В настоящее время уже приняты шаги в этом направлении. Это введение экологических сборов, создание «зеленых гостиниц» — «отелей с почти нулевым энергопотреблением» (neZEN), использующих энергоэффективные технологии и возобновляемые источники энергии. Всемирный совет по туризму и путешествиям в начале 2018 г. объявил о согласовании с Организацией Объединенных Наций международного договора, направленного на снижение выбросов парниковых газов в сфере путешествий и туризма.

Работа выполнена при поддержке Росгидромета в рамках направления 3.1 «Развитие методов и технологий климатического обслуживания, включая совершенствование моделей прогнозирования климата, методов оценки последствий изменения климата, климатического обоснования национальных адаптационных планов и мониторинга эффективности адаптаций».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Безрукова Н. Л. (2019). Ресурсный потенциал России в структуре мирового горнолыжного туризма // Вестник РМАТ. № 3. С. 115–119.

Васильева И. О., Муратова М. Н. (2016). Развитие туризма в Арктике // Международный научно-исследовательский журнал. № 11 (53). Часть 2. С. 78–83. DOI: 10.18454/IRJ.2016.53.230.

Виноградова В. В. (2015). Природно-климатические и биоклиматические условия жизни населения Мурманской области // Известия РАН. Серия географическая. № 6. С. 90–99.

Влияние пандемии COVID-19 на сферу туризма в РФ: текущая ситуация и перспективы восстановления (2020). КПМГ в России и СНГ. URL: kpmg.ru.

Всемирное природное наследие: 25 лет в России (2020) / М. Крейндин, А. Петров [и др.]. — М.: ОМННО «Совет Гринпис». 226 с.

Григорьева Е. А., Фетисов Д. М. (2009). Оценка пригодности климата района для спортивно-оздоровительной рекреации / Медицинская экология. № 6. С. 211–216.

Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., Глезер О. Б. (2018). Биоклимат и рекреационные ресурсы территорий с особыми климатическими условиями / в кн.: Природно-климатические условия и социально-географическое пространство России. — М.: Институт географии РАН. С. 90–111.

Клюева М. В., Школьник И. М., Рудакова Ю. Л. [и др.] (2020). Летний туризм в контексте будущих изменений климата России: оценки по большому ансамблю условных прогнозов высокого разрешения // Метеорология и гидрология. № 6. С. 47–59.

Лазарева А. А., Слаута А. А., Афонина Т. Е. (2019). Мониторинг геосистем особо охраняемых природных территорий в условиях антропогенной нагрузки // Наука. Инновации. Технологии. № 1. С. 35–46.

Лапочкина В. В., Косарева Н. В., Адашова Т. А. (2016). Экологический туризм в России: тенденции развития // Международный научно-исследовательский журнал. № 5 (47). Часть 1. С. 100–105.

Лебедева С. А., Пестерева Н. М., Белякова М. Ю. (2021). Состояние, развитие и продвижение экологического туризма в Российской Федерации / Туризм: региональные тенденции развития : коллективная монография / под. общ. ред. проф. В. В. Лихановой; Забайкал. гос. ун-т. — Чита: ЗабГУ. С. 63–80.

Лукин Ю. Ф. (2016). Арктический туризм в России // Арктика и Север. № 25. С. 211–216. DOI: 10.17238/issn2221-2698.2016.25.211.

Маслов А. Д. (2010). Короед-типограф и усыхание еловых лесов. — Пушкино: ВНИИЛМ. 138 с.

ОД-2 (2014). Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В. М. Катцова, С. М. Семенова. — М.: Росгидромет. 1009 с.

Пестерева Н. М., Хечумян А. Ф., Ворожбит Н. А. (2018). Комплексная биоклиматическая оценка комфортности территорий Дальнего Востока России для зимней рекреации и лечебно-оздоровительного туризма // Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физической культуры. № 2. С. 35–42. URL: <https://doi.org/10.17116/kurort201895237-42>.

Поволоцкая Н. П. (2012). Биоклиматический потенциал федерального курорта Кисловодск // Курортная медицина. № 2. С. 13–18.

Разумов В. В., Висхаджиева К. С., Богданова Н. Д., Лысенко А. В. (2020). Опасность и активность оползневой деятельности на территории Кавказских Минеральных Вод // Наука. Инновации. Технологии. № 1. С. 47–72. DOI: 10.37493/2308-4758.2020.1.4.

Рыбак О. О., Рыбак Е. А. (2019). Туризм и климат: примеры использования метеорологической информации для оценки туристской привлекательности регионов // Российские регионы рекреационно-туристской специализации: состояние, проблемы, перспективы развития / Белозёрова М. В., Волков А. В. [и др.] / под. ред. О. О. Рыбака, А. В. Волкова. — Сочи: Типография «Оптима». 420 с.

Сократов С. А., Селиверстов Ю. Г., Шньпарков А. Л. (2014). Оценка экономического риска для горнолыжных курортов, связанного с изменением продолжительности залегания снежного покрова // Лёд и Снег. № 3 (127). С. 100–106.

Третьяк Т. М. (2021). Спрос на туристические услуги в России во время пандемии COVID-19 // Статистика в современном мире: методы, модели, инструменты: Материалы VII Международной научно-практической конференции, Ростов-на-Дону, 22 апреля 2021 г. — Ростов-на-Дону: ООО «АзовПринт». С. 60–64.

Туризм и климатические изменения (2007). Семнадцатая сессия Генеральной ассамблеи UNWTO. Картахена де Индиас (Колумбия), 23–29 ноября 2007 г. URL: <https://www.e-unwto.org/doi/pdf/10.18111/unwtogad.2007.4.w9j6161k63mv8414>.

Туризм и энергия будущего (2017) / Всемирная конференция «Туризм и энергия будущего: Сокращение выбросов CO₂», Астана, Казахстан, 26–27 июня 2017 г.

Туриндустрия через призму драйверов и барьеров бизнеса (2020) / Центр социально-экономических исследований; Фонд «Центр стратегических разработок». URL: <https://www.csr.ru/ru/publications/turindustriya-cherez-prizmu-drayverov-i-barerov-biznesa/>.

Школьник И. М., Ефимов С. В. (2015). Региональная климатическая модель нового поколения для территории северной Евразии // Труды ГГО. Вып. 576. С. 201–211.

Dawson J., Johnston M. J., Stewart E. J., Lemieux C. J., Lemelin R. H., Maher P. T., Grimwood B. S. R. (2011). Ethical considerations of last chance tourism // *Journal of Ecotourism*. V. 10 (3). P. 250–265. DOI: 10.1080/14724049.2011.617449.

Hoegh-Guldberg O., Jacob D., Taylor M., Bindi M., Brown S., Camilloni I., Diedhiou A., Djalante R., Ebi K. L., Engelbrecht F., Guiot J., Hijioka Y., Mehrotra S., Payne A., Seneviratne S. I., Thomas A., Warren R., Zhou G. (2018). Impacts of 1.5 °C Global Warming on Natural and Human Systems / In: *Global Warming of 1.5 °C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development and efforts to eradicate poverty.*

International tourism trends in EU-28 – current situation and forecasts for 2020–2025–2030 (2014). URL: <https://ec.europa.eu/growth/tools-databases/vto/content/international-tourism-trends-eu-28-current-situation-and-forecasts-2020-2025-2030>.

Johnston M., Dawson J., De Souza E., Stewart E. J. (2017). Management challenges for the fastest growing marine shipping sector in Arctic Canada: pleasure crafts // *Polar Record*. V. 53 (1). P. 67–78. DOI: 10.1017/s0032247416000565.

Kutuzov S., Erofeev A., Lavrentiev I., Smirnov A., Kopysov S., Abbasov Z., Nikitin K. (2019). Observations were re-established on Aktru glaciers in Altai // *Ice and Snow*. V. 59. P. 306. DOI: 10.15356/2076-6734-2019-3-469.

Lemelin H., Dawson J., Stewart E. J., Maher P., Lueck M. (2010). Last-chance tourism: the boom, doom and gloom of visiting vanishing destinations // *Current Issues in Tourism*. V. 13 (5). P. 477–493. DOI: 10.1080/13683500903406367.

Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen C., Ekaykin A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M. M. C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E. A. G. (2019). Polar Regions / in: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* / H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N. M. Weyer (eds.).

Mieczkowski Z. (1985). The tourism climatic index: a method of evaluating world climates for tourism // *The Canadian Geographer*. V. 29. P. 220–233.

Pestereva N. M. (2014). Modern engineering technology to adapt to the adverse weather and climatic conditions at mountain ski resorts // *Life Science J.* V. 11 (9). P. 800–804.

Pestereva N., Vorozhbit N., Danilova M., Yanina J. (2015). Current Trends in Climate Change at the Krasnaya Polyana Ski Resort // *European Geographical Studies*. V. 5. P. 10–17. DOI: 10.13187/egs.2015.5.10.

Scott D., McBoyle G., Schwarzenruber M. (2004). Climate change and the distribution of climatic resources for tourism in North America // *Climate Research*. V. 27. P. 105–117. DOI: 10.3354/cr027105.

Steiger R., Scott D., Abegg B., Pons M., Aall C. (2017). A critical review of climate change risk for ski tourism. DOI: 10.1080/13683500.2017.1410110.

Tarasova E. V., Grivanova S. M., Grivanov I. Y., Tsvetyuk L. S. (2015). A Survey of Research Concerned with the Study of Modern Climate Change and Assessment of Its Impact on Tourism, Recreation and Sports // *European Geographical Studies*. V. 5, № 1. P. 42–63. DOI: 10.13187/egs.2015.5.42.

Transport-related CO₂ Emissions of the Tourism Sector – Modelling Results (2019). — Madrid: UNWTO. 68 p. DOI: 10.18111/9789284416660.

UNWTO (2011). United Nations World Tourism Organization. Tourism Towards 2030 / Global Overview. —UNWTO.

УДК 551.584.31

**УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ УЧЕТА
МИКРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
ПРИ РАСЧЕТАХ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ
ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПРИМЕРЕ
ГОРНОГО РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА**

Д. В. Фасолько, Г. Б. Пигольцина

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva st., 7

E-mail: dvfasolko@mail.ru

Поступила в редакцию 21.04.2022
Поступила после доработки 28.06.2022

Введение

В настоящее время для климатологического обеспечения различных отраслей экономики создано достаточно много климатических справочных пособий. Это, в первую очередь, климатические справочники и различные нормативные документы (СП, ТСН и др.). Однако потребителю, занимающемуся прикладными задачами и, в особенности, инженерными гидрометеорологическими изысканиями, при оценке специализированных климатических характеристик для конкретных территорий со сложным (горным) рельефом использовать напрямую данные справочных пособий чаще всего не представляется возможным. Это связано с тем, что в условиях сложного рельефа, как правило, наблюдаются значительные различия климатических показателей на близких расстояниях, а метеорологическая сеть обычно крайне редкая, и станции располагаются, в основном, в долинах. К тому же метеорологические станции, расположенные на территории

со сложным (горным) рельефом, отражают микроклиматические условия того элемента рельефа, в котором они находятся, и поэтому являются репрезентативными только для данного местоположения (Микроклимат СССР, 1967; Методические указания..., 1985; Пигольцина, Зиновьева, 2009, 2015; и др.). В данной ситуации правильную детальную оценку климатических условий конкретных горных территорий, особенно склоновых участков, можно дать только с помощью микроклиматической информации.

Количественная оценка климатических показателей в заданном пункте (для конкретных микроклиматических условий) выполняется методом введения микроклиматических поправок к фоновой климатической информации, которая в свою очередь определяется на основе данных репрезентативных метеостанций для конкретного метеорологического показателя. Обобщенные количественные значения микроклиматических поправок для основных элементов климата были получены в ГГО для различных географических районов. Однако указанные исследования были выполнены в основном для холмистого рельефа и теплого (вегетационного) периода. В связи с этим в настоящее время существуют большие проблемы при удовлетворении многочисленных запросов потребителей, касающихся детальной количественной характеристики микроклиматических условий конкретных участков в горном рельефе в зимний период. Решение этих задач вызвало необходимость дальнейшей разработки методов оценки микроклиматической изменчивости основных и специализированных климатических показателей в условиях сложного рельефа в холодный период года. К таким показателям, в первую очередь, относятся характеристики снежного покрова (Erwan et al., 2020). Для оценки пространственного распределения этих показателей в горном рельефе необходимо учитывать их изменение под влиянием абсолютной высоты над уровнем моря и различных форм рельефа.

Некоторые закономерности изменения характеристик снежного покрова в горах были установлены по данным наблюдений на разных высотах над уровнем моря в горном кластере района проведения Зимних Олимпийских и Паралимпийских игр «Сочи 2014»

(Пигольцина, Зиновьева, 2013, 2015). Определена методика выбора опорной метеостанции, получения микроклиматических поправок и их привязки к опорной метеостанции.

При отсутствии данных наблюдений в районе изысканий оценка пространственного распределения характеристик снежного покрова сопряжена с трудностями как информационного, так и методического характера. Новые методические подходы к решению этой сложной задачи, основанные на использовании средних многолетних данных метеорологических станций, расположенных в других районах рассматриваемой климатической зоны, но в аналогичных микроклиматических условиях (т. е. в так называемых «микроклиматических аналогах»), были ранее разработаны авторами статьи (Пигольцина, Фасолько, 2020, 2022).

Однако не везде можно подобрать микроклиматические аналоги горных территорий, поэтому была разработана методика детальной количественной оценки пространственной изменчивости характеристик снежного покрова в условиях сложного рельефа при дефиците метеорологической информации на основе использования данных кратковременных маршрутных наблюдений за снежным покровом. Разработанную методику целесообразно рассмотреть применительно к конкретной территории со сложным рельефом.

В качестве примера приведем расчеты изменения характеристик снежного покрова в горном рельефе Северного Кавказа для территории горнолыжного курорта, расположенного в районе с. Архыз Карачаево-Черкесской Республики (рис. 1). Расчеты выполнены для двух склонов: южного склона хребта Абишира-Ахуба (в пределах высот 1600–3000 м) и северного склона хребта Габулу (в пределах высот 1800–3000 м). На этих склонах расположены горнолыжные трассы (рис. 1 контур 2 и 3). Оба склона примыкают к очень узкой части долины р. Архыз.

Несмотря на интенсивное хозяйственное освоение района, до настоящего времени систематических наблюдений за снежным покровом на разных высотах здесь не проводилось. Научных публикаций также очень мало, в основном это работы В. М. Заруднева (Заруднев, 1980; Заруднев и др., 2004).

1. Материалы и методы исследования

В рассматриваемом районе (с. Архыз) находится метеостанция Архыз, которая расположена в котловинообразной части долины на высоте 1456 м и поэтому отражает особые микроклиматические условия, характерные для горных долин (рис. 1). Данные этой станции будут значительно отличаться по всем климатическим параметрам от участков, расположенных в других формах рельефа, в том числе и на рассматриваемых склонах, и их нельзя механически распространять на различные территории со сложным рельефом без учета особенностей местоположения исследуемой местности.

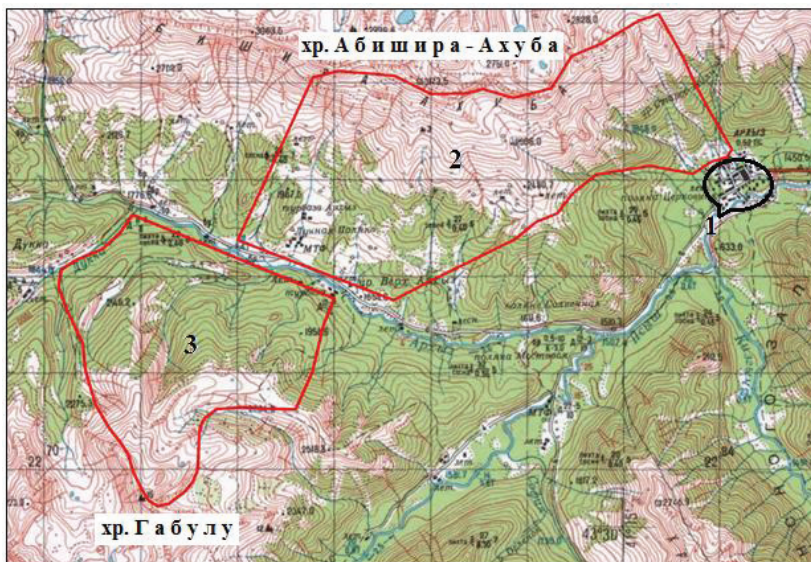


Рис. 1. Карта района горнолыжного курорта в районе с. Архыз:
1 – с. Архыз и метеостанция; 2, 3 – участки горнолыжных трасс

Ближайшая высотная метеостанция «Клухорский перевал» находится примерно в 60 км (по прямой) от станции Архыз на горном перевале Главного Кавказского хребта на высоте 2037 м и также

не является репрезентативной для исследуемых участков, расположенных на склонах. К тому же станции разделены сложной системой разновысотных хребтов и котловин с широким диапазоном абсолютных и относительных высот, что создает различия не только микроклиматических, но и мезоклиматических (фоновых) условий.

Основными источниками информации являются: Научно-прикладной справочник по климату России (2018); электронный ресурс meteo.ru; данные сборников «Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа» за 1979 – 1988 гг., картографический материал и другие аналитические материалы.

В настоящей работе расчетным методом получены количественные значения микроклиматической изменчивости характеристик снежного покрова, на основании которых выполнено микроклиматическое зонирование рассматриваемых склонов по снеговой нагрузке. Карты построены на гипсометрической основе масштаба 1:50000 с помощью геоинформационной системы Golden Software Surfer 16.

2. Методика расчета высоты снежного покрова в горном рельефе по данным маршрутных наблюдений

Высота снежного покрова для конкретных участков горного рельефа при отсутствии режимной информации может быть рассчитана на основе материалов полевых маршрутных снегосъемок, имеющих в справочной литературе, или полученных экспериментально путем проведения специальных (микроклиматических) наблюдений. В настоящей работе для оценки закономерностей пространственной изменчивости высоты снежного покрова были использованы данные маршрутных наблюдений в горах Северного Кавказа, которые проводились на склонах разной экспозиции в разные годы (Материалы наблюдений..., 1979–1988).

Для обоснования возможности использования краткосрочных маршрутных наблюдений за снежным покровом для расчета вертикальных градиентов рассматривались данные по наибольшей

за зиму высоте снежного покрова на склонах, полученные по одним и тем же маршрутам за отдельные годы. На рисунке 2 в качестве примера представлено изменение высоты снежного покрова в зависимости от высоты над уровнем моря на одном из склонов в разные годы.

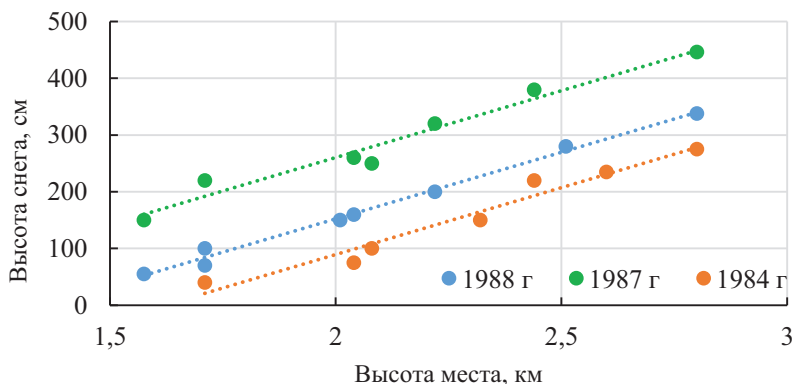


Рис. 2. Изменение наибольшей за зиму высоты снежного покрова на склоне, см, в зависимости от высоты над уровнем моря в различные годы наблюдений

График четко показывает, что в конкретной форме рельефа (в данном случае на склоне) и в малоснежные, и многоснежные зимы сохраняется одна и та же зависимость высоты снежного покрова (см) от высоты места (м). Соответственно, градиент высоты снежного покрова, выраженный в абсолютных значениях (см/100 м), во всех случаях имеет одну величину. Абсолютные значения высоты снежного покрова изменяются по годам, а закономерности их пространственного распределения и полученные на их основе относительные значения (градиенты, микроклиматические поправки) устойчивы во времени (Микроклимат СССР, 1967; Методические рекомендации..., 2017; Пигольцина, Зиновьева, 2013, 2015).

Таким образом, для определения вертикального градиента высоты снежного покрова для конкретной формы рельефа достаточно

провести маршрутную снеговосъемку в период максимального снегонакопления. Учитывая это обстоятельство, из указанных выше материалов наблюдений над снежным покровом в горах Северного Кавказа были выбраны данные для исследуемого района по наибольшей за зиму высоте снежного покрова для северных и южных склонов. По этим данным были определены вертикальные градиенты высоты снежного покрова для северных и южных склонов и осуществлена их привязка к данным метеостанции Архыз по общепринятой методике микроклиматических исследований (Микроклимат СССР, 1967; Пигольцина, Зиновьева, 2013, 2015; Пигольцина, Фасолько, 2020, 2022). Рассчитанные значения вертикальных градиентов высоты снежного покрова для северного и южного склонов составили соответственно 25,9 и 19,7 см на 100 м высоты.

По многолетним данным на метеостанции Архыз средняя из наибольших за зиму высота снежного покрова составляет 42 см. С увеличением абсолютной высоты места мощность снежного покрова увеличивается согласно установленным градиентам, однако в горных районах необходимо учитывать метелевый перенос на вершинах и в верхних частях хребтов, где снег будет сдуваться и переноситься через хребет, поэтому максимальная высота снежного покрова будет наблюдаться несколько ниже вершин.

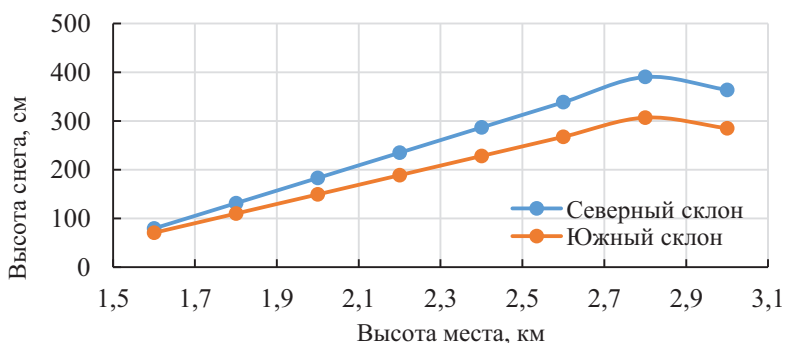


Рис. 3. Изменение с высотой мощности снежного покрова, см, на северном и южном склонах

В таблице 1 приведены результаты расчета, на рисунке 3 представлены соответствующие профили изменения высоты снежного покрова на северном и южном склонах в рассматриваемом районе.

Таблица 1

Средняя из наибольших за зиму высота снежного покрова на разных высотах на северном и южном склонах

Высота, м	Высота снега, см	
	Северный склон	Южный склон
1600	79	70
1800	131	110
2000	183	149
2200	235	189
2400	287	228
2600	338	267
2800	390	307
3000	364	285

3. Методика расчета запаса воды в снежном покрове

Методика расчета запаса воды в снежном покрове на северном и южном склонах рассматриваемого региона заключается в установлении зависимости между высотой снега и запасом в нем воды. На рисунке 4 представлена такая зависимость в целом для всех точек наблюдений без разделения по формам рельефа (344 точки). Как видно из графика, при малых высотах снежного покрова зависимость достаточно тесная. По мере роста мощности снежного покрова, связанного главным образом с увеличением абсолютной высоты места, зависимость значительно ухудшается. Это указывает на необходимость разделения данных по формам рельефа (местоположениям), особенно в верхних горизонтах гор.

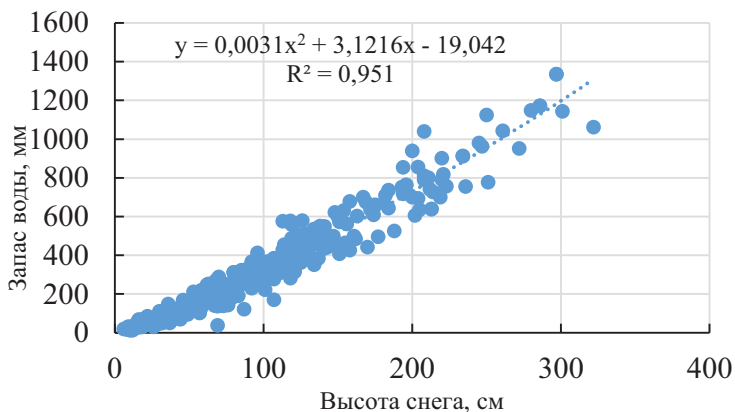


Рис. 4. Зависимость между высотой снежного покрова, см, и запасом воды в снежном покрове, мм, по наблюдениям в разных формах рельефа (344 точки)

Таким образом, для расчета запасов воды в снежном покрове на рассматриваемых склонах из указанных выше материалов маршрутных наблюдений были выбраны данные отдельно для северных и южных склонов, по которым были получены соответствующие зависимости (рис. 5).

Для северных склонов зависимость более тесная, чем для южных; величина достоверности аппроксимации (R^2) составляет 0,99 и 0,96 соответственно. Это связано с тем, что рассматриваемый район расположен в относительно низких широтах, и в период максимального снегонакопления (весной) значительно увеличивается приход солнечной радиации к южным склонам, вызывающий уплотнение снежного покрова.

Запас воды в снежном покрове на разных высотах для северного и южного склонов был рассчитан с использованием полученных зависимостей и среднего из наибольших значений высоты снега за зиму (табл. 2).

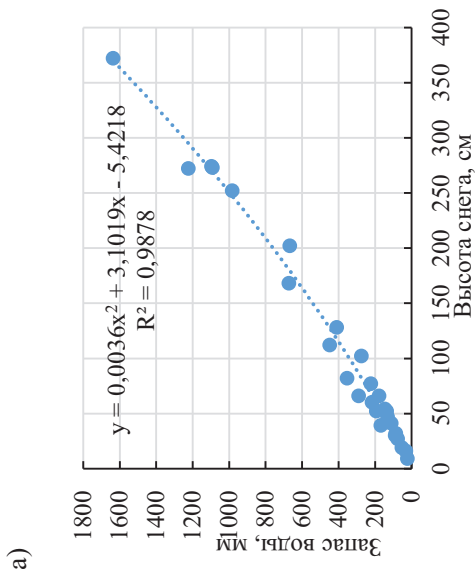
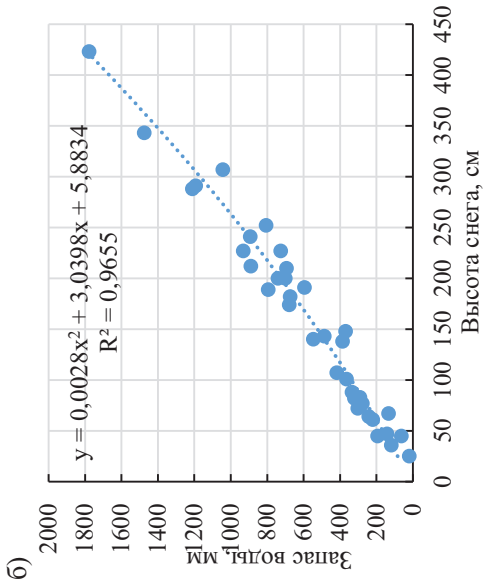


Рис. 5. Зависимость между высотой снежного покрова и запасом воды в снежном покрове на северных (а) и южных (б) склонах

Таблица 2

**Запас воды в снежном покрове на разных высотах
на северном и южном склонах**

Высота, м	Запас воды, мм	
	Северный склон	Южный склон
1600	263	234
1800	463	374
2000	683	522
2200	921	679
2400	1179	845
2600	1456	1019
2800	1753	1203
3000	1599	1100

4. Методика расчета снеговой нагрузки

Для определения снеговой нагрузки необходимо, прежде всего, рассчитать высоту снежного покрова 2 % обеспеченности (1 раз в 50 лет) на разных высотах рассматриваемых склонов. Для этого в качестве исходной информации можно использовать данные маршрутных снегосъемок на метеостанции Архыз. По этим данным (за период 30 лет) и полученным выше вертикальным градиентам высоты снежного покрова формируются ряды суточных высот снежного покрова за указанный период для разных высот над уровнем моря для северных и южных склонов, по которым далее рассчитываются высоты снежного покрова 2 % обеспеченности по распределению Гумбеля.

Для анализа экстремальных величин ВМО рекомендует использовать распределения Гумбеля, Фреше и Вейбула (Guide to Climatological Practices, 2018). В ряде исследовательских работ (Hong, Ye, 2014; Mo et al., 2016; Croce et al., 2021), а также в нормативных

документах различных стран (DIN EN..., 2010; ISO..., 2013) для аппроксимации максимальных значений рекомендовано использовать распределение Гумбеля, Вейбула или логнормальное. В Российской практике для нужд строительства наиболее часто применяется именно распределение Гумбеля, так как оно лучше всего подходит для определения расчетных характеристик снежного покрова и хорошо описывает годовые максимумы высоты снежного покрова.

По полученным значениям высоты снежного покрова 2 % обеспеченности, используя установленную зависимость между высотой снежного покрова и запасом воды в снежном покрове, определяется запас воды соответствующей обеспеченности для северных и южных склонов. Затем рассчитывается снеговая нагрузка согласно СП 20.13330.2016 «Нагрузки и воздействия» (2019). Итоговые результаты расчетов представлены в таблице 3.

Таблица 3

Высота снега и запас воды в снежном покрове, возможные 1 раз в 50 лет, и снеговая нагрузка

Высота, м	Высота снега, см		Запас воды, кПа		Снеговая нагрузка, кПа	
	Северный склон	Южный склон	Северный склон	Южный склон	Северный склон	Южный склон
1600	153	128	4,97	4,51	3,55	3,22
1800	237	185	7,16	6,01	5,12	4,29
2000	320	242	9,54	7,60	6,81	5,43
2200	403	299	12,11	9,27	8,65	6,62
2400	487	356	14,86	11,03	10,62	7,88
2600	570	413	17,81	12,88	12,72	9,20
2800	653	470	20,95	14,81	14,96	10,58
3000	535	386	19,32	13,81	13,80	9,87

Установленные закономерности изменения снеговой нагрузки в зависимости от высоты места и ориентации склона позволили, используя Геоинформационную систему Golden Software Surfer 16, выполнить микроклиматическое зонирование рассматриваемых склонов по снеговой нагрузке (рис. 6).

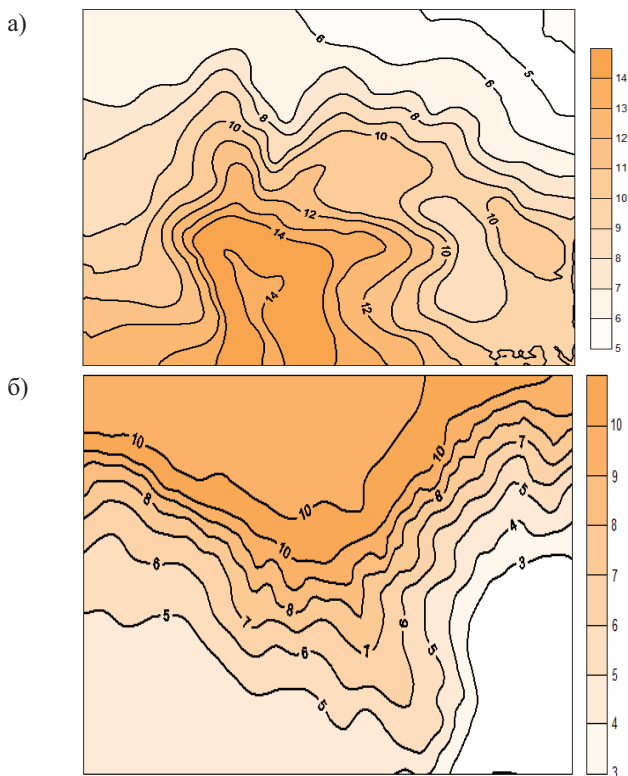


Рис. 6. Снеговая нагрузка, кПа, на северном склоне хребта Габулу (а) и на южном склоне хребта Абишира-Ахуба (б)

Заключение

Предлагаемая методика расчета специализированных характеристик снежного покрова в условиях сложного (горного) рельефа при дефиците режимной метеорологической информации является развитием выполненных ранее авторами статьи работ данного направления, позволивших усовершенствовать технологии учета микроклиматической информации при климатическом обслуживании отраслей экономики.

Выполненные исследования позволили установить закономерности изменения высоты снежного покрова в сложном рельефе Северного Кавказа и количественно оценить пространственную изменчивость специализированных показателей снежного покрова (запасов воды в снежном покрове, снеговой нагрузки).

Разработанная методика, позволяющая рассчитывать характеристики снежного покрова в сложных условиях рельефа при недостаточном метеорологическом освещении местности, может быть использована в других горных районах.

Полученные результаты дали возможность существенно дополнить и актуализировать существующую научно обоснованную систему таблиц микроклиматической изменчивости основных климатических показателей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Заруднев В. М. (1980). Лавинная опасность в бассейне р. Бол. Зеленчук / в сб. работ Ростовской ГМО. Вып. 17. — Л.: Гидрометеиздат. С. 17–33.

Заруднев В. М., Салпагаров А. Д., Ильичев Ю. Г., Хома И. И. (2004). Снежные лавины Западного Кавказа // Труды Тебердинского заповедника. Вып. 37. С. 195.

Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа за 1978–1979 (1979). — Ростов-на-Дону, 51 с.

Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа за 1979–1980 (1980). — Ростов-на-Дону, 52 с.

Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа за 1983–1984 (1984). — Ростов-на-Дону, 60 с.

Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа за 1984–1985 (1985). — Ростов-на-Дону, 79 с.

Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа за 1986–1987 (1987). — Ростов-на-Дону, 114 с.

Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа за 1987–1988 (1988). — Ростов-на-Дону, 118 с.

Методические рекомендации по расчету специализированных климатических характеристик для обслуживания различных отраслей экономики. Строительство. Транспорт (2017) / под ред. Н. В. Кобышевой, В. В. Стадник. — СПб. 160 с.

Методические указания по обобщению результатов микроклиматических исследований для целей сельскохозяйственного производства (1985). — Л.: Гидрометеиздат. 87 с.

Микроклимат СССР (1967). — Л.: Гидрометеиздат. 284 с.

Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А. (2009). Микроклиматические особенности территории проведения Зимних Олимпийских Игр «Сочи-2014» и методы их оценки // Труды ГГО. Вып. 559. С. 58–76.

Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А. (2013). Пространственное распределение высоты снежного покрова в горном кластере территории проведения Зимних Олимпийских игр «Сочи-2014» // Труды ГГО. Вып. 569. С. 137–147.

Пигольцина Г. Б., Зиновьева Н. А. (2015). Оценка микроклиматических условий горного кластера района Красной Поляны для обеспечения спортивных объектов детальной погодно-климатической информацией // Метеорология и гидрология. № 8. С. 88–97.

Пигольцина Г. Б., Фасолько Д. В. (2020). Микроклиматический подход к оценке пространственной изменчивости характеристик снежного покрова в сложном рельефе при недостаточной метеорологической информации // Труды ГГО. Вып. 599. С. 26–44.

Пигольцина Г. Б., Фасолько Д. В. (2022). Методика расчета пространственного распределения высоты снежного покрова в сложных условиях рельефа при недостаточной метеорологической информации (на примере Аннойского хребта) // Метеорология и гидрология. № 2. С. 45–52.

СП 20.13330.2016. Нагрузки и воздействия. Актуализированная редакция СНиП 2.01.07-85* (2019). — М.: Минстрой России. 105 с.

Croce P., Formichi P., Landi F. (2021). Probabilistic Assessment of Roof Snow Load and the Calibration of Shape Coefficients in the Eurocodes // Applied Sciences. V. 11 (7). P. 2984–2999. doi: 10.3390/app11072984.

DIN EN 1991-1-3:2010 Eurocode 1 – Actions on structures – Part 1–3: General actions – Snow loads (includes Corrigendum AC:2009) (2010). 44 p.

Erwan Le Roux E., Evin G., Eckert N., Blanchet J., Morin S. (2020). Non-stationary extreme value analysis of ground snow loads in the French Alps: a comparison with building standards // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. V. 20 (11). P. 2961–2977. doi: 10.5194/nhess-20-2961-2020.

Guide to Climatological Practices (2018) / WMO № 100.153 p.

Hong H. P., Ye W. (2014). Analysis of extreme ground snow loads for Canada using snow depth records // *Natural Hazards*. V. 73. P. 355–371. doi: 10.1007/s11069-014-1073-z.

ISO 4355:2013 Bases for design of structures — Determination of snow loads on roofs (2013). 48 p.

Mo H. M., Dai L., Fan F. (2016). Extreme snow hazard and ground snow load for China // *Natural Hazards*. V. 84. P. 1–26. doi: 10.1007/s11069-016-2536-1.

**АНАЛИЗ АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
ВЕГЕТАЦИОННОГО ПЕРИОДА И УРОЖАЙНОСТИ
ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ В АКМОЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН**

К. Акишалов¹, С. Байшоланов², Д. Ауесханов¹, О. Баймуканова¹

¹ Научно-производственный центр зернового хозяйства им. А. И. Бараева
Республика Казахстан, Акмолинская область, Шортандинский район,
п. Научный, ул. Бараева, 15

¹ A. I. Barayev Scientific and Production Center for Grain farming
Republic of Kazakhstan, Akmola region, Shortandinsky district,
v. Nauchny, Baraeva str., 15

E-mail: kanatakshalov@mail.ru

² Международный научный комплекс «Астана»
Республика Казахстан, г. Нур-Султан, пр. Кабанбай батыра, 8

² International Science Complex «Astana»
Republic of Kazakhstan, Nur-Sultan, Kabanbai Batyr Ave., 8

E-mail: saken_baisholan@mail.ru

Поступила в редакцию 14.06.2022
Поступила после доработки 19.07.2022

Введение

Рост и развитие яровой пшеницы зависит от сложившихся в вегетационный год погодных условий. Для выявления этой зависимости проведен анализ агрометеорологических условий и урожайности яровой пшеницы в Акмолинской области в период с 1991 по 2021 г.

В Акмолинской области посевные площади сельскохозяйственных культур составляют около 5100 тыс. га, из которых около 4500 тыс. га

заняты под зерновые и бобовые культуры. Яровая пшеница выращивается на площади около 3900 тыс. га. Анализ взаимосвязи многолетних агрометеорологических условий и урожайности яровой пшеницы в условиях Акмолинской области является актуальным.

Ранее были опубликованы исследования, посвященные оценке агроклиматических условий в Акмолинской области (Байшоланов и др., 2016, 2017, 2018; Байшоланов, Полевой, 2017). В работах (Павлова и др., 2018; Pavlova et al., 2014) исследуются тенденции агроклиматических ресурсов и продуктивности яровой пшеницы в степной зоне России и Казахстана, где отмечается снижение климатически обусловленной урожайности.

Исходные данные и методы исследования

В исследованиях использованы многолетние данные метеорологических станций (МС) РГП «Казгидромет» Министерства экологии, геологии и природных ресурсов Республики Казахстан за период 1991–2021 гг., обработанные общепринятыми в метеорологии и статистике методами.

В качестве основных агрометеорологических показателей были использованы:

- суммы осадков за холодный период года (октябрь–апрель), за летний сезон (июнь–август) и за период октябрь–август. Осадки холодного периода весной формируют запасы продуктивной влаги в почве. Осадки летнего сезона оказывают существенное влияние на урожайность яровой пшеницы;

- сумма эффективных температур (выше 5 °С) воздуха за июнь–август, характеризующая теплообеспеченность вегетационного периода;

- коэффициент увлажнения K — показатель влагообеспеченности вегетационного периода;

- гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова (ГТК) — показатель засушливости вегетационного периода.

Надо отметить, что запасы продуктивной влаги в почве не рассматривались из-за недостаточности данных.

В многолетнем ряду (1991–2021) были определены годы с наибольшими и наименьшими значениями сумм осадков и сумм эффективных температур воздуха, для которых отклонение от среднего превышало среднеквадратическое отклонение.

Влагообеспеченность вегетационного периода оценивалась по коэффициенту увлажнения K , а засушливость вегетационного периода — по ГТК, который наиболее подходит для засушливых условий Казахстана (Байшолоанов, 2010; Байшолоанов и др., 2018):

$$K = \frac{0,5 \sum R_{11-4} + \sum R_{5-8}}{0,12 \sum T_{5-8}}, \quad (1)$$

$$ГТК = \frac{\sum R_{5-8}}{0,1 \sum T_{5-8}}, \quad (2)$$

где $\sum R_{11-4}$ — сумма осадков за ноябрь–апрель; $\sum R_{5-8}$ — сумма осадков за май–август; $\sum T_{5-8}$ — сумма суточных температур воздуха выше 10 °С за май–август.

Данный коэффициент увлажнения K схож с коэффициентами увлажнения, предложенными Д. А. Бринкеном и С. А. Сапожниковой, Ю. И. Чирковым и Л. С. Кельчевской (Лосев, 1994; Грингоф, Павлова, 2013), Л. С. Кельчевской и Ю. С. Мельником (Гордеев и др., 2006). В различных индексах увлажнения коэффициент учета температуры воздуха (для характеристики испаряемости) составляет от 0,10 (Г. Т. Селянинов, Н. В. Бова, Л. С. Кельчевская, Е. С. Уланова) до 0,18 (М. И. Бudyко, Ю. И. Чирков). Нами было подобрано значение 0,12, чтобы в условиях Казахстана дефицит увлажнения (засушливость) соответствовал значениям менее 1,00 и оценочные градации были схожи с ГТК.

Наибольшие и наименьшие значения K и ГТК в многолетнем ряду определялись согласно критериям: $K > 1,00$ — оптимальная и устойчивая влагообеспеченность, $K < 0,60$ — дефицит влаги, $ГТК > 0,80$ — не засушливо, $ГТК < 0,60$ — засушливо (умеренно и сильно засушливо).

Анализ был проведен отдельно для каждой из трех природных зон Акмолинской области: южной лесостепной, степной и сухостепной. К южной лесостепной зоне территориально относятся 4 северо-западных района области (Буландынский, Бурабайский, Зерендинский, Сандыктауский), к степной зоне — 3 северных и центральных района (им. Биржан сала, Аккольский, Шортандинский), к сухостепной зоне — 10 южных и восточных районов (Аршалынский, Астраханский, Атбасарский, Егиндыкольский, Ерейментауский, Есильский, Жаксынский, Жаркаинский, Коргалжынский, Целиноградский).

Для анализа агрометеорологических условий были использованы усредненные данные: по южной лесостепной зоне — 3 МС (Щучинск, Балкашино, Кокшетау), по степной — 3 МС (Степногорск, Акколь, Шортанды), по сухостепной — 8 МС (Атбасар, Ерейментау, Жалтыр, Астана, Аршалы, Есиль, Жаксы, Коргалжын).

Анализ агрометеорологических условий

Климатические сроки начала массовых весенних полевых работ и сева ранних яровых зерновых культур в южной части Акмолинской области приходится на 5–10 мая, в северной и центральной — на 7–10 мая, а в районе Кокшетауской возвышенности — на 8–11 мая. В среднем посев яровой пшеницы проводится в период с 15 по 25 мая (Практические рекомендации..., 2022).

Полное созревание яровой пшеницы наступает в конце августа – начале сентября (Байшоланов и др., 2017).

В период сева очень важны запасы влаги в метровом слое почвы, которые формируются осадками холодного периода года. Для роста и развития зерновых культур особую роль играют режимы осадков и температуры воздуха за июнь–август.

Сумма осадков в Акмолинской области в среднем составляет:

- за холодный период года (октябрь–апрель): в лесостепной зоне — 144, в степной — 146, в сухостепной — 148 мм;
- за летний сезон (июнь–август): в лесостепной зоне — 160, в степной — 144, в сухостепной — 121 мм;

– за октябрь–август: в лесостепной зоне — 336, в степной — 332, в сухостепной — 300 мм.

За рассматриваемый период 1991–2021 гг. осадки, благоприятствующие развитию яровых культур, выпадали за лето: в лесостепной зоне области — 7 раз (1992, 1993, 1994, 2005, 2009, 2013, 2018), в степной — 5 раз (1992, 1993, 2009, 2013, 2018), в сухостепной — 4 раза (2001, 2011, 2013, 2016).

Недостаточное для нормального развития яровых культур количество осадков за летний период наблюдалось: в лесостепной зоне — 6 раз (1995, 1997, 1998, 2003, 2010, 2021), в степной — 6 раз (1997, 1998, 2010, 2017, 2019, 2021), в сухостепной — 7 раз (1991, 1997, 1998, 2010, 2012, 2017, 2021).

Сумма осадков за лето во всех трех природных зонах Акмолинской области за период 1991–2021 гг. имеет тенденцию к снижению, т. е. из года в год она меняется в широких пределах, но в среднем уменьшается (рис. 1). Линии тренда описываются уравнениями прямой:

$$y = -0,4778x + 167,58 \text{ (лесостепная зона);}$$

$$y = -0,2437x + 148,07 \text{ (степная зона);}$$

$$y = -0,157x + 123,58 \text{ (сухостепная зона).}$$

Коэффициенты детерминации (R^2) составляют 0,0013–0,0041.

Надо отметить, что у яровой пшеницы в период «выход в трубку – колошение» происходит интенсивный рост вегетативной массы и расходуется большое количество влаги (50–60 % общего количества). Этот период обычно приходится на середину лета. В Акмолинской области в годовом ходе максимальные осадки выпадают в июле, минимальные — в феврале. Период с максимальными осадками может начинаться в 3-й декаде июня (раннее наступление) и во 2-й декаде июля (позднее наступление). Продолжительность этого периода может составлять 15–30 дней. Среднее количество осадков в июле: в лесостепной зоне — 70–75, в степной — 55–65, в сухостепной — 40–60 мм.

Сумма эффективных (выше 5 °С) температур воздуха за три летних месяца в среднем составляет: в лесостепной зоне — 1183, в степной — 1240, в сухостепной — 1317 °С. В области менее теплообеспеченными

(более прохладные годы) были 1992, 2001, 2002, 2009, более теплообеспеченными (более жаркие годы) — 1991, 1998, 2008, 2010, 2012 гг.

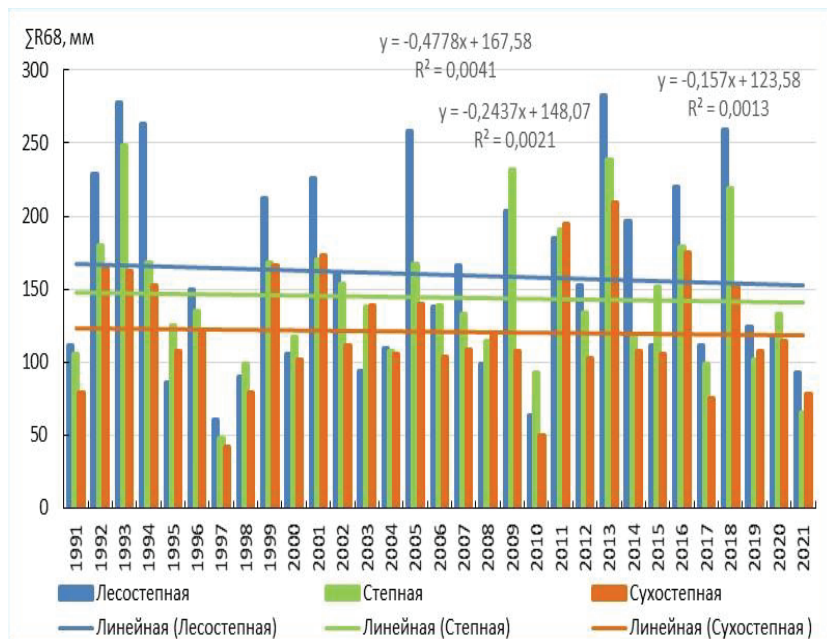


Рис. 1. Многолетняя динамика суммы осадков за июнь–август в лесостепной, степной и сухостепной зонах Акмолинской области

Сумма эффективных температур воздуха за три летних месяца во всех трех природных зонах Акмолинской области за рассматриваемый период имеет слабую тенденцию роста, т. е. из года в год меняется в широких пределах, а в среднем чуть повысилась (рис. 2). Линии тренда описываются прямой:

$$y = 1,1943x + 1164 \text{ (лесостепная зона),}$$

$$y = 0,8956x + 1225 \text{ (степная зона),}$$

$$y = 1,3997x + 1294 \text{ (сухостепная зона).}$$

Коэффициенты детерминации (R^2) составляют 0,0075–0,0164.

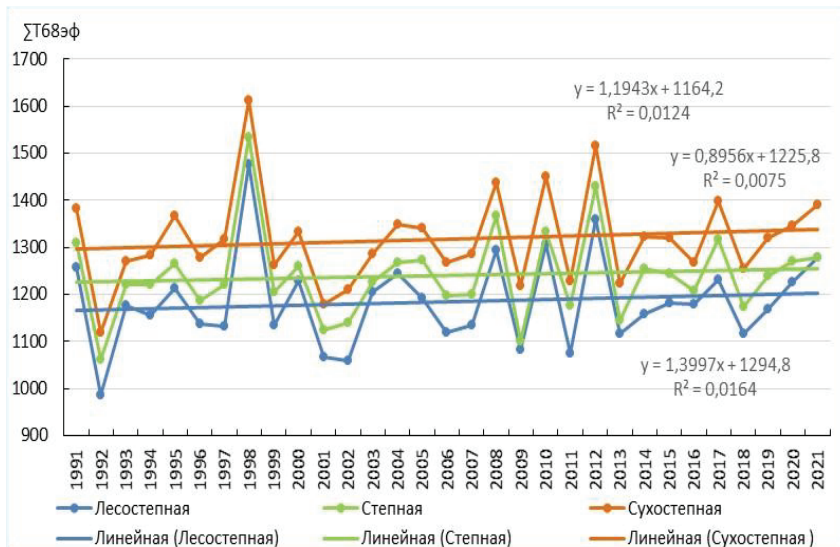


Рис. 2. Многолетняя динамика суммы эффективных температур воздуха за июнь–август в лесостепной, степной и сухостепной зонах Акмолинской области

В таблице 1 приведены значения влагообеспеченности по коэффициенту увлажнения K и засушливости по ГТК. Для облегчения восприятия значения K и ГТК менее 0,60 набраны красным шрифтом.

Таблица 1

Коэффициенты K и ГТК

Год	Лесостепная зона		Степная зона		Сухостепная зона	
	K	ГТК	K	ГТК	K	ГТК
1991	0,60	0,53	0,57	0,56	0,51	0,36
1992	1,40	1,44	1,47	1,11	1,12	1,00
1993	1,54	1,51	1,28	1,48	1,12	0,99
1994	1,44	1,48	1,27	1,07	0,91	0,86
1995	0,74	0,64	0,76	0,77	0,75	0,66

Продолжение таблицы 1

Год	Лесостепная зона		Степная зона		Сухостепная зона	
	К	ГТК	К	ГТК	К	ГТК
1996	0,93	0,82	0,84	0,79	0,79	0,69
1997	0,72	0,56	0,59	0,35	0,59	0,42
1998	0,55	0,46	0,46	0,51	0,55	0,40
1999	1,15	1,13	1,13	0,98	0,93	0,86
2000	0,88	0,78	0,89	0,78	0,87	0,77
2001	1,34	1,22	1,24	0,97	0,98	0,86
2002	1,24	1,06	1,05	0,98	0,91	0,72
2003	0,76	0,69	0,79	0,78	0,84	0,78
2004	0,62	0,53	0,53	0,63	0,59	0,50
2005	1,51	1,49	1,13	1,01	0,93	0,83
2006	0,98	0,89	0,80	0,84	0,66	0,58
2007	1,22	1,14	1,09	0,87	0,87	0,68
2008	0,63	0,56	0,51	0,63	0,68	0,59
2009	1,34	1,39	1,60	1,64	0,88	0,82
2010	0,54	0,36	0,51	0,51	0,49	0,32
2011	1,36	1,25	1,21	1,14	1,11	1,07
2012	0,81	0,83	0,75	0,67	0,56	0,53
2013	1,81	1,69	1,72	1,51	1,31	1,17
2014	1,14	1,04	0,92	0,64	0,71	0,56
2015	0,94	0,88	0,97	0,93	0,90	0,80
2016	1,31	1,20	1,01	1,04	1,05	0,93
2017	0,86	0,67	0,72	0,56	0,59	0,42
2018	1,63	1,65	1,31	1,33	1,04	0,93
2019	0,90	0,73	0,72	0,57	0,66	0,54
2020	0,84	0,62	0,76	0,70	0,77	0,54
2021	0,61	0,49	0,43	0,38	0,53	0,39
Ср.	1,04	0,96	0,94	0,86	0,81	0,70
max	1,81	1,69	1,72	1,64	1,31	1,17
min	0,54	0,36	0,43	0,35	0,49	0,32

Среднее многолетнее значение K в лесостепной зоне составляет 1,04, что характеризует влагообеспеченность вегетационного периода как «оптимальную и устойчивую». Среднее значение K в степной зоне — 0,94, в сухостепной — 0,81, т. е. влагообеспеченность вегетационного периода характеризуется как «достаточная, но неустойчивая».

Среднее многолетнее значение ГТК в лесостепной зоне составляет 0,96, в степной — 0,86, что характеризует вегетационный период как «не засушливый». В сухостепной зоне ГТК равен 0,70, т. е. вегетационный период характеризуется как «слабо засушливый».

За период 1991–2021 гг. в лесостепной и степной зонах области наблюдалось больше оптимально влагообеспеченных и не засушливых лет, а в сухостепной зоне — больше засушливых и с дефицитом влаги. Если брать в комплексе показатели влагообеспеченности и засушливости (K и ГТК), то благоприятными в лесостепной зоне Акмолинской области были 14 лет, в степной — 13, а в сухостепной – всего 6 лет.

Дефицитом влаги ($K < 0,60$) или засушливостью (ГТК $< 0,60$) характеризовались: в лесостепной зоне — 7 лет (1991, 1997, 1998, 2004, 2008, 2010, 2021), в степной — 9 лет (1991, 1997, 1998, 2004, 2008, 2010, 2017, 2019, 2021), в сухостепной — 13 лет (1991, 1997, 1998, 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014, 2017, 2019, 2020, 2021).

В целом по Акмолинской области особенно неблагоприятно засушливыми были 1991, 1997, 1998, 2004, 2008, 2010, 2012 и 2021 гг.

Коэффициент увлажнения K в лесостепной зоне области почти не менялся, а в остальных двух природных зонах имеет слабую тенденцию снижения, т. е. влагообеспеченность вегетационного периода из года в год меняется в широких пределах, а в среднем чуть снизилась (рис. 3). Линии тренда описываются уравнениями прямой:

$$y = 0,0004x + 1,036 \text{ (лесостепная зона),}$$

$$y = -0,0028x + 0,9815 \text{ (степная зона),}$$

$$y = -0,0016x + 0,8398 \text{ (сухостепная зона).}$$

Коэффициенты детерминации (R^2) составляют 0,0001–0,0055.

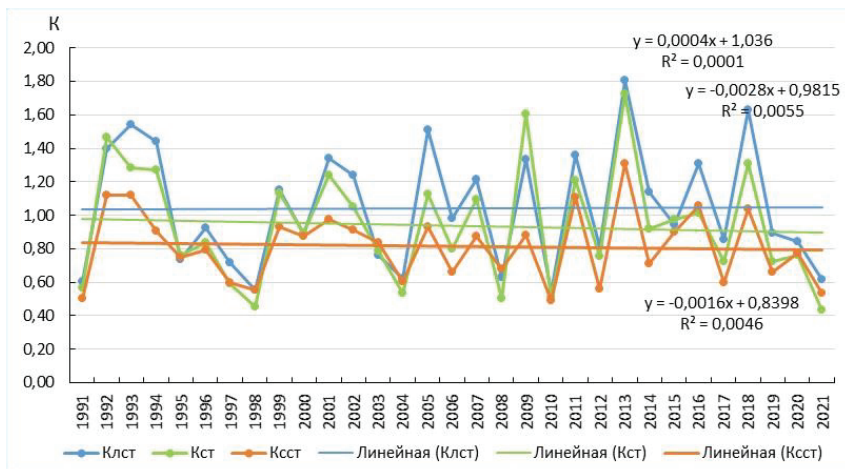


Рис. 3. Многолетняя динамика коэффициента увлажнения K в лесостепной (Клст), степной (Кст) и сухостепной (Ксст) зонах Акмолинской области

Зависимость урожайности яровой пшеницы от агрометеорологических показателей

Урожайность пшеницы лесостепной зоны Акмолинской области определялась по данным четырех районов (Буландинского, Бурабайского, Зерендинского, Сандыктауского), степной зоны — трех районов (Аккольского, им. Биржан сала, Шортандинского), сухостепной зоны — десяти южных районов (Аршалынского, Астраханского, Атбасарского, Егиндыкольского, Ерейментауского, Есильского, Жаксынського, Жаркаинского, Коргалжинского, Целиноградского).

В среднем за период 1991–2021 гг. урожайность яровой пшеницы в лесостепной зоне составила 13,0, в степной — 10,6, в сухостепной — 9,0 ц/га. Наиболее высокие урожаи пшеницы были получены в 1992, 1999, 2009, 2011, наиболее низкие — в 1991, 1998, 2008, 2010, 2012 гг. В 2021 г. из-за засушливого лета урожайность пшеницы также была

пониженной и составила: в лесостепной зоне — 11,3, в степной — 8,8, в сухостепной — 9,0 ц/га.

Урожайность яровой пшеницы во всех трех природных зонах области за рассматриваемый период имеет тенденцию роста (рис. 4). Это объясняется постепенным повышением уровня культуры земледелия за счет внедрения современных агротехнологий. Линии тренда описываются уравнениями прямой:

$$y = 0,085x + 11,671 \text{ (лесостепная зона),}$$

$$y = 0,0834x + 9,2649 \text{ (степная зона),}$$

$$y = 0,0817x + 7,9013 \text{ (сухостепная зона).}$$

Коэффициенты детерминации (R^2) составляют 0,0479–0,0763.

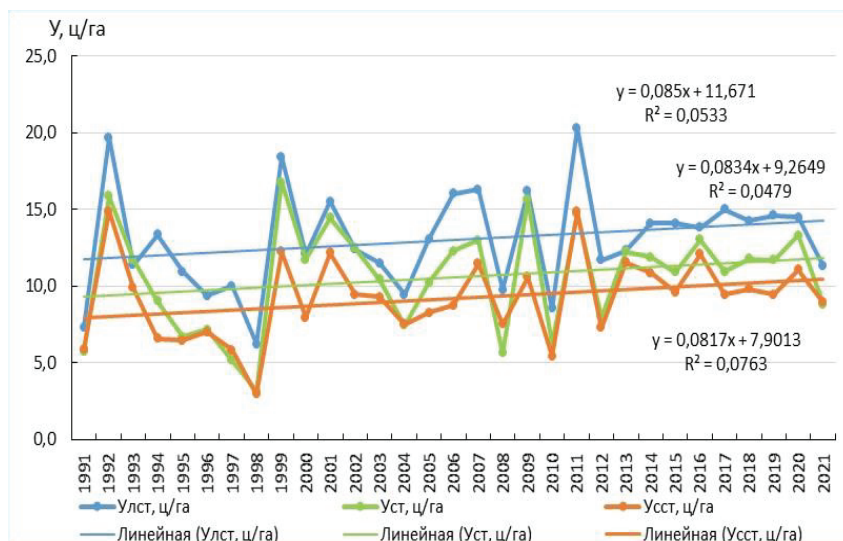


Рис. 4. Многолетняя динамика урожайности яровой пшеницы в лесостепной (Улст), степной (Уст) и сухостепной (Усст) зонах Акмолинской области

Урожайность яровой пшеницы увеличилась: в лесостепной зоне — от 11,8 до 14,2, в степной — от 9,4 до 11,9, в сухостепной — от 8,0 до 10,5 ц/га.

Устойчивый тренд роста урожайности яровой пшеницы отмечен после 1999 г. в результате восстановления культуры земледелия. Существенное влияние на рост урожайности оказала интенсификация технологий выращивания: увеличение внесения азотных и фосфорных удобрений на единицу площади посева, применение широкого спектра пестицидов, использование современных высокопроизводительных сельскохозяйственных машин для подготовки почвы и посева, современных комбайнов, а также зональное использование засухоустойчивых сортов. Применение системы прямого посева повысило эффективность сохранения почвенной влаги.

При прямом посеве яровая пшеница выращивается по системе No-Till. Проводятся технологические работы по сохранению растительных остатков и созданию мульчи, специальные мероприятия по повышению качества зерна пшеницы, влагонакоплению и сохранению почвенной влаги, защите растений от вредителей, болезней и сорных растений, вносятся азотные и фосфорные удобрения (сайт: <https://baraev.kz/uploads/intelekt.pdf>).

Расчеты показали высокую зависимость урожайности яровой пшеницы от суммы осадков за июнь–август ($\sum R_{6-8}$), суммы эффективных температур воздуха за лето ($\sum T_{6-8эф}$), коэффициента увлажнения K и показателя засушливости ГТК. Для всех показателей, кроме суммы осадков за холодный период года ($\sum R_{10-4}$), коэффициенты парной корреляции были значимыми (т. е. выше критического значения) и составили от 0,48 до 0,75 (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между урожайностью яровой пшеницы и агрометеорологическими показателями

Природная зона	$\sum R_{10-4}$	$\sum R_{6-8}$	$\sum R_{10-8}$	$\sum T_{6-8эф}$	K	ГТК
Лесостепная	0,16	0,48	0,51	-0,71	0,58	0,57
Степная	0,40	0,61	0,66	-0,73	0,73	0,63
Сухостепная	0,25	0,69	0,66	-0,75	0,70	0,67

При объеме выборки $n = 31$ лет и при 95 % уровне значимости ($P = 0,05$) критическое значение коэффициента корреляции равняется 0,36 (см. таблицу критических значений коэффициента корреляции в (Чичасов, 1995)).

Урожайность пшеницы находится в прямой зависимости от суммы осадков, от значений показателей влагообеспеченности и засушливости вегетационного периода и в обратной зависимости от суммы эффективных температур воздуха за летние месяцы. Это показывает, что в Акмолинской области летом температура воздуха превышает уровень, оптимальный для роста и развития яровой пшеницы.

В таблицах 3, 4 и 5 приведены обеспеченности (P , %) урожайности и агрометеорологических показателей в лесостепной, степной и сухостепной зонах Акмолинской области. Наибольшие и наименьшие значения влагообеспеченности (K) и засушливости (ГТК) вегетационного периода определялись согласно критериям: $K > 1,00$ — оптимальная и устойчивая влагообеспеченность, $K < 0,60$ — дефицит влаги; ГТК $> 0,80$ — не засушливо, ГТК $< 0,60$ — засушливо. Например, в лесостепной зоне Акмолинской области 1 раз в 10 лет урожайность яровой пшеницы (Улст) составляет более 16,3 ц/га, осадки за холодный период года — более 192 мм, осадки за лето — более 260 мм, осадки за октябрь–август — более 443 мм, сумма эффективных температур воздуха выше 5 °С за лето — более 1294 °С (табл. 3). Осадки за лето менее 100 мм крайне негативно влияют на урожайность.

Оптимально влагообеспеченный и не засушливый вегетационный период ($K > 1,00$ и ГТК $> 0,80$) наблюдается 4 раза за 10 лет, а засушливый или с дефицитом влаги ($K < 0,60$ или ГТК $< 0,60$) — 2 раза за 10 лет. В остальные 4 года из 10 погодные условия обеспечивают среднюю урожайность на уровне 10,0–14,0 ц/га.

В степной зоне Акмолинской области 1 раз в 10 лет урожайность яровой пшеницы (Уст) составляет более 14,7 ц/га, осадки за холодный период года — более 195 мм, осадки за лето — более 219 мм, осадки за октябрь–август — более 408 мм, сумма эффективных температур воздуха выше 5 °С за лето — более 1332 °С (табл. 4).

Таблица 3

**Обеспеченность (P , %) урожайности яровой пшеницы
и агрометеорологических показателей в лесостепной зоне
Акмолинской области**

P , %	Уст, ц/га	$\sum R_{10-4}$	$\sum R_{6-8}$	$\sum R_{10-8}$	$\sum T_{68\text{эф}}$	K	ГТК
10	16,3	192	260	443	1294	1,51	1,49
20	15,5	181	226	407	1245	1,36	1,39
30	14,5	162	204	391	1227	1,31	1,20
40	14,1	151	166	354	1193	1,15	1,06
50	13,1	148	150	332	1177	0,94	0,88
60	12,1	126	118	298	1155	0,88	0,78
70	11,4	114	111	273	1134	0,81	0,67
80	10,0	110	99	241	1115	0,72	0,60
90	9,4	108	90	230	1074	0,61	0,53
100	6,3	94	60	221	985	0,54	0,36

Таблица 4

**Обеспеченность (P , %) урожайности яровой пшеницы
и агрометеорологических показателей в степной зоне
Акмолинской области**

P , %	Уст, ц/га	$\sum R_{10-4}$	$\sum R_{6-8}$	$\sum R_{10-8}$	$\sum T_{68\text{эф}}$	K	ГТК
10	14,7	195	219	408	1332	1,31	1,33
20	13,0	183	179	388	1279	1,24	1,07
30	12,3	161	168	354	1268	1,13	0,98
40	11,8	150	151	329	1255	1,01	0,93
50	11,7	134	135	309	1226	0,89	0,79
60	10,4	130	133	295	1220	0,79	0,77
70	8,8	124	117	286	1199	0,75	0,64
80	7,2	114	106	260	1175	0,59	0,57
90	5,8	108	99	240	1140	0,51	0,51
100	3,2	105	48	201	1063	0,43	0,35

Оптимально влагообеспеченный и не засушливый вегетационный период ($K > 1,00$ и $ГТК > 0,80$) наблюдается 4 раза за 10 лет, а засушливый или с дефицитом влаги ($K < 0,60$ или $ГТК < 0,60$) — 3 раза за 10 лет. В остальные 3 года из 10 погодные условия обеспечивают среднюю урожайность на уровне 9,0–12,0 ц/га.

В сухостепной зоне Акмолинской области 1 раз в 10 лет урожайность яровой пшеницы ($У_{сст}$) составляет более 12,2 ц/га, осадки за холодный период года — более 189 мм, осадки за лето — более 173 мм, осадки за октябрь–август — более 359 мм, сумма эффективных температур воздуха выше 5 °С за лето — более 1437 °С (табл. 5).

Оптимально влагообеспеченный и не засушливый вегетационный период ($K > 1,00$ и $ГТК > 0,80$) наблюдается 2 раза за 10 лет, а засушливый или с дефицитом влаги ($K < 0,60$ или $ГТК < 0,60$) — 4 раза за 10 лет. В остальные 4 года из 10 погодные условия обеспечивают среднюю урожайность на уровне 8,0–10,0 ц/га.

Таблица 5

**Обеспеченность (P , %) урожайности яровой пшеницы
и агрометеорологических показателей
в сухостепной зоне Акмолинской области**

P , %	$У_{сст}$, ц/га	$\sum R_{10-4}$	$\sum R_{6-8}$	$\sum R_{10-8}$	$\sum T_{68\text{эф}}$	K	ГТК
10	12,2	189	173	359	1437	1,11	0,99
20	11,5	169	162	346	1383	1,00	0,86
30	10,6	163	140	340	1345	0,91	0,83
40	9,6	157	118	308	1323	0,88	0,78
50	9,5	144	108	294	1318	0,84	0,69
60	8,7	142	107	289	1282	0,75	0,60
70	7,5	129	105	265	1268	0,66	0,54
80	7,0	120	101	244	1254	0,60	0,50
90	5,9	111	78	230	1218	0,55	0,40
100	3,0	100	42	215	1118	0,49	0,32

Выводы

Анализ многолетних данных показал, что влагообеспеченность вегетационного периода в лесостепной зоне Акмолинской области в среднем характеризуется как «оптимальная и устойчивая», в степной и сухостепной зонах — как «достаточная, но неустойчивая». Вегетационный период является «не засушливым» в лесостепной и степной зонах, «слабо засушливым» — в сухостепной зоне. В лесостепной и степной зонах наблюдается больше оптимально влагообеспеченных и не засушливых лет, а в сухостепной зоне — больше засушливых и с дефицитом влаги.

Установлена высокая зависимость урожайности яровой пшеницы от сумм осадков, суммы эффективных температур воздуха, коэффициента увлажнения K и показателя засушливости ГТК.

Знание закономерностей и тенденций изменения агрометеорологических показателей и их связи с урожайностью яровой пшеницы позволит повысить устойчивость ее производства. Полученные данные будут полезны для рационального размещения яровой пшеницы по территории области и создадут основу диверсификации структуры посевов.

Работа выполнена в рамках научно-технической программы программно-целевого финансирования Министерства сельского хозяйства Республики Казахстан на 2021–2023 гг. BR10764908 «Разработать систему земледелия возделывания сельскохозяйственных культур (зерновых, зернобобовых, масличных и технических культур) с применением элементов технологии возделывания, дифференцированного питания, средств защиты растений и техники для рентабельного производства на основе сравнительного исследования различных технологий возделывания для регионов Казахстана».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Байшолонов С. С. (2010). О повторяемости засух в зерносеющих областях Казахстана // Гидрометеорология и экология. № 3. С. 27–38.

Байшолоанов С. С., Муканов Е. Н., Чернов Д. А., Жакиева А. Р. (2016). Агроклиматические особенности вегетационного периода в Акмолинской области // Гидрометеорология и экология. № 2. С. 27–37.

Байшолоанов С. С., Клеценко А. Д., Мусатаева Г. Б., Габбасова М. С., Жакиева А. Р., Муканов Е. Н., Акиалов К. А., Чернов Д. А. (2017). Агроклиматические ресурсы Акмолинской области: научно-прикладной справочник. 133 с. [Электронное издание]. URL: <http://kazneb.kz/site/catalogue/view?br=1596528>.

Байшолоанов С. С., Павлова В. Н., Жакиева А. Р., Чернов Д. А., Габбасова М. С. (2018). Агроклиматические ресурсы Северного Казахстана // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. № 1 (367). С. 168–184.

Байшолоанов С. С., Полевой А. Н. (2017). Агроклиматическое зонирование северной зерносеющей территории Казахстана // Украинский гидрометеорологический журнал. № 19. С. 82–89.

Гордеев А. В., Клеценко А. Д., Черняков Б. А., Сиротенко О. Д. (2006). Биоклиматический потенциал России: теория и практика. — М.: Т-во научных изданий КМК. 512 с.

Грингоф И. Г., Павлова В. Н. (2013). Основы сельскохозяйственной метеорологии. Том III, часть 1. Основы агроклиматологии. Часть 2. Влияние изменений климата на экосистемы, агросферу и сельскохозяйственное производство. — Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 384 с.

Лосев А. П. (1994). Практикум по агроклиматическому обеспечению растениеводства. — СПб: Гидрометеоиздат. 243 с.

Павлова В. Н., Calanca P., Караченкова А. А. (2018). Продуктивность яровой пшеницы в степной зоне России и Казахстана при современном изменении климата / В кн.: Новые методы и результаты исследований ландшафтов в Европе, Центральной Азии и Сибири. Т. 3 / под ред. В. Г. Сычева и Л. Мюллера. — М.: Изд-во ФГБНУ «ВНИИ агрохимии». С. 263–267.

Практические рекомендации по проведению весенне-полевых работ в хозяйствах Акмолинской области в 2022 году (2022). — Шортанды: НПЦ зернового хозяйства им. А. И. Бараева. 51 с.

Чичасов Г. Н. (1995). Численные методы обработки и анализа информации. — Алматы. 107 с.

Pavlova Vera N., Varcheva Svetlana E., Bokusheva Raushan, Calanca Pierluigi (2014). Modeling the effects of climate variability on spring wheat productivity in the steppe zone of Russia and Kazakhstan // J. Ecological Modeling. V. 277. P. 57–67.

**ВЛИЯНИЕ ГЕНЕРАТОРОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ,
ДЕЙСТВУЮЩИХ В ВЕРХНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ,
НА ЭЛЕКТРИЧЕСТВО ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ**

В. Н. Морозов

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva st., 7

E-mail: vn.morozov@inbox.ru

Поступила в редакцию 19.03.2022

Поступила после доработки 20.07.2022

Задача о проникновении ионосферных электрических полей в нижние слои неоднократно рассматривалась российскими и зарубежными исследователями. В работе (Roble, Haas, 1979) решение было получено в стационарном приближении для сферической системы координат с началом в центре Земли. Источником полей в этом случае был ионосферный генератор, возникающий вследствие солнечных и лунных приливов. Позднее была исследована трансформация ионосферных электрических полей под действием магнитосферного генератора, образующегося при взаимодействии солнечного ветра с земным магнитным полем (Морозов, Трошичев, 2008). Далее при анализе нестационарного варианта задачи распределение электрического потенциала задавалось на уровне ионосферы (Морозов, 2012). При этом было установлено, что для одномерного случая установление стационарного состояния напряженности электрического поля вблизи земной поверхности происходит с запаздыванием относительно стабилизации этого состояния в ионосфере.

В настоящей статье рассматривается трехмерная задача в предположении гармонического изменения потенциала ионосферы по времени и пространству.

1. Проникновение квазистационарных ионосферных электрических полей в нижние слои атмосферы

Одним из источников электрического поля в нижней атмосфере являются грозовые облака, и в первую очередь — облака экваториальной зоны (Roble, Hays, 1979). Изменчивость грозовой активности приводит к вариациям напряженности электрического поля в атмосфере глобального характера, которые получили название унитарной вариации потенциала и напряженности электрического поля (Имянитов, Чубарина, 1965). Вклад в вариации электрического поля наряду с грозовыми облаками вносят конвективный токовый генератор, действующий в пограничном слое атмосферы (Морозов, Селезнева, 1988; Мареева и др., 2012), магнитосферный генератор, действующий в околополярной зоне (Roble, Hays, 1979; Морозов, Трошичев, 2008), и ионосферное динамо, обусловленное солнечными и лунными приливными явлениями (Volland, 1977; Грунская и др., 2003, 2005). Свойства последних двух генераторов определяются свойствами магнитосферы и ионосферы. Мониторинг глобальной атмосферно-электрической цепи или глобальной электрической цепи, который проводился в течение десяти лет на станции «Восток» в Антарктиде (Frank-Kamenetsky et al., 2001), позволил установить, что вклад магнитосферного генератора в вариации напряженности электрического поля и потенциала ионосферы составляет 30...40 %. Наблюдения также выявили унитарную вариацию электрического поля, обусловленную грозовой активностью. Полученные результаты были подтверждены теоретическими расчетами (Морозов, Трошичев, 2008).

Экспериментальные работы по исследованию приливного ионосферного динамо, проведенные во Владимирском государственном университете, показали, что влияние солнечных термических приливов на электрическое поле атмосферы составляет

10 %, а лунных гравитационных приливов — около 5 %, что подтверждается теоретическими оценками (Грунская и др., 2003, 2005).

Исследования влияния аэрозольных загрязнений атмосферы на электрическую проводимость приземного слоя, проведенные в ГТО (пос. Воейково), позволили установить, что аэрозольные частицы с радиусом 0,02...0,3 мкм уменьшают электрическую проводимость на 10...20 % (Шварц, Огуряева, 1987). При изучении глобального аэрозольного загрязнения напряженность электрического поля, измеряемая в незагрязненных районах земного шара, может служить индикатором аэрозольных загрязнений на территориях протяженностью до 1000 км (Морозов, 2015).

Потенциал ионосферы определяется грозами экваториальной зоны земного шара и космическими факторами: взаимодействие солнечного ветра с земной магнитосферой и приливное воздействие на ионосферу со стороны Солнца и Луны. Потенциал ионосферы, определяемый грозами, не зависит от сферических координат (r, θ, ϕ) , а потенциал ионосферы, определяемый космическими факторами (магнитосферный генератор, ионосферное динамо), от них зависит. В этом случае в электрическом поле «хорошей погоды» появляются горизонтальные составляющие напряженности E_θ, E_ϕ , которые являются индикаторами генераторов этого типа. Теоретическое рассмотрение задачи о трансформации электрического поля, создаваемого на ионосферных высотах, в нижнюю атмосферу основывается на уравнении стационарного тока без источников, которое в сферической системе координат (r, θ, ϕ) с началом в центре Земли записывается в виде:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (r^2 \frac{\partial \varphi_3}{\partial r}) + \Delta_{\theta, \phi} \varphi_3 + \alpha \frac{d\varphi_3}{dr} = 0. \quad (1)$$

Для этого уравнения имеют место следующие граничные условия:

$$\varphi_3(r = R) = 0, \quad \varphi_3(r = r_1) = \varphi_3(r_1, \theta, \phi), \quad (2)$$

где $\varphi_3(r_1, \theta, \phi)$ — распределение потенциала электрического поля на нижней границе ионосферы, обусловленное космическими факторами; R — радиус Земли; r_1 — радиус нижней границы ионосферы.

α определяет экспоненциальное распределение электрической проводимости атмосферы: $\lambda(r) = \lambda_0 e^{\alpha(r-R)}$. Используя метод разложения по сферическим гармоникам, представленный в Приложении А, получаем выражение для распределения потенциала $\varphi_3(r, \theta, \phi)$:

$$\begin{aligned} \varphi_3(r = R) = 0, \quad \varphi_3(r = r_1) = \varphi_3(r_1, \theta, \phi), \\ \varphi_3(r, \theta, \phi) = \sum_{i=0}^{\infty} \sum_{j=-i}^i \frac{\varphi_{3,ij}(r_1)(e^{\beta_1(r-R)} - e^{\beta_2(r-R)})}{e^{\beta_1(r_1-R)} - e^{\beta_2(r_1-R)}} Y_{ij}(\theta, \phi), \quad (3) \\ \beta_1 = -\frac{\alpha}{2} + \frac{\sqrt{\alpha^2 + 4\mu/R^2}}{2} \quad \beta_2 = -\frac{\alpha}{2} - \frac{\sqrt{\alpha^2 + 4\mu/R^2}}{2}, \\ \mu = i(i+1), \quad i = 0, 1, 2, \dots \end{aligned}$$

Из решения (3) следует более упрощенная формула, поскольку для числа членов n до 20 выполнено условие $\alpha^2 \gg 4\mu/R^2$, и эта формула имеет вид:

$$\varphi_3(r, \theta, \phi) = \frac{1 - e^{-\alpha(r-R)}}{1 - e^{-\alpha(r_1-R)}} \varphi_3(r_1, \theta, \phi). \quad (4)$$

Из выражения (4) следуют выражения для вертикальной, широтной и долготной составляющих напряженности электрического поля, создаваемого ионосферным генератором:

$$E_r = E_z = -\frac{\partial \varphi_3}{\partial r} = -\frac{\alpha e^{-\alpha(r-R)}}{1 - e^{-\alpha(r_1-R)}} \varphi_3(r_1, \theta, \phi), \quad (5)$$

$$E_{\theta} = -\frac{\partial\varphi}{r\partial\theta} = -\frac{1-e^{-\alpha(r-R)}}{1-e^{-\alpha(r_1-R)}} \frac{\partial\varphi_3(r_1, \theta, \phi)}{r\partial\theta},$$

$$E_{\phi} = -\frac{\partial\varphi}{r\sin\theta\partial\phi} = -\frac{1-e^{-\alpha(r-R)}}{1-e^{-\alpha(r_1-R)}} \frac{1}{r\sin\theta} \frac{\partial\varphi_3(r_1, \theta, \phi)}{\partial\phi},$$

$$\lambda(r) = \lambda_0 e^{\alpha(r-R)},$$

где $\lambda(r)$ — электрическая проводимость атмосферы.

Используем формулы для оценки составляющих напряженности электрического поля, возникающей вследствие генерации электрического поля за счет солнечных и лунных приливов в ионосфере. В работе (Volland, 1977) были рассмотрены распределения потенциала электрического поля на уровне ионосферы, обусловленные солнечными и лунными приливами. Действительно, горизонтальные движения нейтральной компоненты совместно со слабоионизированной плазменной компонентой атмосферы поперек магнитного поля Земли приводят к генерации электрических токов и, следовательно, к возникновению разности потенциалов электрического поля. Солнечное воздействие, в основном, приводит к возникновению термических приливов или термической суточной приливной волны (1, -1). Для расстояний менее 100 км имеет место следующее представление для горизонтальных составляющих этой приливной волны (Volland, 1977):

$$v_{\theta} = \frac{5}{3} V_0^{sq} \cos\theta \cos\tau, \quad v_{\phi} = -\frac{1}{3} V_0^{sq} (6\cos^2\theta - 1) \sin\tau, \quad (6)$$

где τ — локальное (среднее солнечное) время: $\tau = \frac{t}{T}$, $T = 24$ ч;
 $V_0^{sq} = 20$ м/с.

Вычисления, проведенные в этой работе для дипольного магнитного поля Земли, дают следующее выражение для потенциала электрического поля:

$$\varphi(r_1, \theta, \phi) = \frac{r_1 B_{00} V_0^{sq}}{3} \sin \theta (3 + 4 \cos^2 \theta) \sin \tau, \quad (7)$$

где $B_{00} = 3 \times 10^{-5} T$ — напряженность магнитного поля на экваторе.

Численные оценки величины этого потенциала дают следующие значения:

$$\text{при } \theta = \frac{\pi}{6}, \quad \varphi(r, \theta, \phi) = 3,84 \sin \tau \text{ кВ,}$$

$$\text{при } \theta = \frac{\pi}{3}, \quad \varphi(r, \theta, \phi) = 4,43 \sin \tau \text{ кВ.}$$

С помощью выражений (5) и (7) можно найти отношение горизонтальной составляющей напряженности электрического поля E_θ к вертикальной составляющей E_r :

$$\left| \frac{E_\theta}{E_r} \right| = \frac{1 - e^{-\alpha(r-R)}}{\alpha r e^{-\alpha(r-R)}}. \quad (8)$$

Это отношение становится равным 1 на высоте $z = r - R = 42$ км при $\alpha = 1/6 \text{ км}^{-1}$, и с увеличением высоты оно возрастает.

Для расчета разности потенциала электрического поля, возникающей под действием различных космофизических факторов в ионосфере, необходимо рассмотреть вопрос об электрической проводимости ионосферы.

Как указывалось выше, в ионосфере начинает играть роль электронная проводимость, которая в нижних слоях атмосферы мала, так как электроны рекомбинируют с нейтральными молекулами за время порядка 10^{-7} с, образуя отрицательные ионы. Однако с ростом высоты роль электронной проводимости возрастает, и с высот порядка 70 км на эту проводимость начинает влиять магнитное поле Земли, за счет чего она приобретает анизотропный тензорный характер. При наличии магнитного поля основную роль в ионосфере играют три типа проводимости:

$$\lambda_{II} = Ne^2 \left(\frac{1}{m_e \nu_e} + \frac{1}{m_i \nu_i} \right),$$

$$\lambda_p = Ne^2 \left(\frac{\nu_e}{m_e (\nu_e^2 + \omega_e^2)} + \frac{\nu_i}{m_i (\nu_i^2 + \omega_i^2)} \right), \quad (9)$$

$$\lambda_H = Ne^2 \left(\frac{\omega_e}{m_e (\nu_e^2 + \omega_e^2)} + \frac{\omega_i}{m_i (\nu_i^2 + \omega_i^2)} \right),$$

где N — концентрации электронов и положительных ионов; e — заряд электрона; m_e, m_i — массы электронов и ионов; ν_e, ν_i — частота столкновений электронов и ионов с нейтральными молекулами;

$\omega_e = \frac{e|\vec{B}|}{m_e c}, \omega_i = \frac{e|\vec{B}|}{m_i c}$ — гирочастоты электрона и иона;

\vec{B} — напряженность магнитного поля; λ_{II} — обычная электропроводность, соответствующая электрическому полю, направленному вдоль магнитного поля; λ_p — электрическая проводимость Педерсона, соответствующая электрическому полю, направленному перпендикулярно магнитному полю; λ_H — электрическая проводимость Холла, соответствующая направлению, перпендикулярному электрическому и магнитному полям.

На высотах, меньших 70 км, $\nu_e \gg \omega_e, \nu_i \gg \omega_i$. При этом из выражений (9) следует $\lambda_{II} \approx \lambda_p \gg \lambda_H$ и, следовательно, электропроводность изотропна. Закон Ома для анизотропной электрической проводимости записывается в виде:

$$\vec{j} = \lambda_{II} \vec{E}_{II} + \lambda_p \vec{E}_{\perp} + \lambda_H \frac{[\vec{B} \times \vec{E}]}{B^2}. \quad (10)$$

Расчет электрических полей, связанных с продольными магнитосферными токами, и их влияние на электрические поля

в приземном слое описаны в работе (Морозов, Трошичев, 2008). Основное уравнение для определения этих полей в стационарном случае имеет вид:

$$\operatorname{div}(\vec{j} + \vec{j}_{\parallel}) = 0, \quad (11)$$

где \vec{j}_{\parallel} — плотность продольного стороннего тока.

Предполагается, что напряженность магнитного поля \vec{B} в высокоширотной ионосфере направлена вертикально вдоль оси z и является величиной постоянной. Поскольку $\lambda_{\parallel} \gg \lambda_p, \lambda_H$, то напряженность электрического поля \vec{E} будет иметь только горизонтальные компоненты (Gurevich et al., 1976). Предполагая, что в высокоширотной области $\vec{E}_{\parallel} = 0$, $\lambda_p = \text{const}$, $\lambda_H = \text{const}$, и используя для \vec{E} представление $\vec{E} = -\operatorname{grad}\varphi$, где φ — потенциал электрического поля, получим, используя соотношения (9) и (10), уравнение:

$$\lambda_p \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) = \operatorname{div} \vec{j}_{\parallel}, \quad (12)$$

где x и y — декартовы координаты, перпендикулярные оси Oz .

Интегрируя уравнение (12) по z и считая, что \vec{E}_{\perp} не зависит от z , получим уравнение для потенциала электрического поля в приближении тонкой ионосферы:

$$\Sigma_p \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) = \int_{z_0}^{\infty} \operatorname{div} \vec{j}_{\parallel} dz, \quad (13)$$

где Σ_p — интегральная электрическая проводимость Педерсона; z_0 — координата нижней границы ионосферы.

Записывая полученное уравнение в цилиндрической системе координат (r, ϕ, z) , имеем вместо (13):

$$\Sigma_p \left[\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \phi^2} \right] = \int_{z_0}^{\infty} \text{div} \vec{j}_{\parallel} dz. \quad (14)$$

В работе (Морозов, Трошичев, 2008) рассматривалось три модели для плотности продольного тока \vec{j}_{\parallel} . В модели аврорального овала (модель 1) плотность продольного тока задавалась выражениями:

$$\begin{aligned} \vec{j}_{\parallel} &= -\vec{e}_z \frac{I_{\parallel}}{\pi R} \theta(z - z_0) \delta(r - R), \quad 0 < \phi < \pi, \\ \vec{j}_{\parallel} &= \vec{e}_z \frac{I_{\parallel}}{\pi R} \theta(z - z_0) \delta(r - R), \quad \pi < \phi < 2\pi, \end{aligned} \quad (15)$$

где e_z — единичный вектор вдоль координаты z ; I_{\parallel} — величина полного продольного тока; $\theta(z - z_0)$ — функция Хевисайда; $\delta(r - R)$ — функция Дирака; R — радиус области втекания продольного тока (радиус аврорального овала).

В этом случае из (14) имеем следующие уравнения:

$$\begin{aligned} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \phi^2} &= -\frac{I_{\parallel}}{\pi R \Sigma_p} \delta(r - R) \quad 0 < \phi < \pi, \\ \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \phi^2} &= \frac{I_{\parallel}}{\pi R \Sigma_p} \delta(r - R) \quad \pi < \phi < 2\pi. \end{aligned} \quad (16)$$

Модель аврорального овала может быть обобщена на случай неоднородного распределения продольного тока по углу ϕ (модель 2). Предполагая, что распределение является гауссовой функцией, имеем:

$$\vec{j}_{\parallel} = -\vec{e}_z \frac{I_{\parallel}}{\pi\chi} e^{-(\phi-\frac{\pi}{2})^2/\Delta^2} \theta(z-z_0)\delta(r-R), \quad 0 < \phi < \pi, \quad (17)$$

$$\chi = 2\Delta \int_0^{\pi/2\Delta} e^{-x^2} dx = 2 \int_0^{\pi/2} e^{-\phi^2/\Delta^2} d\phi.$$

Уравнения для определения потенциала электрического поля в этом случае аналогичны уравнениям (16).

Наконец, существует модель продольных токов в области каспа. Касп — это воронка, расширяющаяся от поверхности Земли до магнитопаузы, образованная силовыми линиями геомагнитного поля (Volland, 1984). Существуют две воронки, по одной в каждом полушарии. Эти воронки разделяют силовые линии дневной магнитосферы Земли и геомагнитного хвоста. На ночной стороне магнитосферы Земли геомагнитный хвост образуется двумя пучками силовых линий с противоположными направлениями магнитного поля (Volland, 1984). Продольные токи в области каспа могут быть описаны как токи, направленные в противоположные стороны вдоль двух концентрических поверхностей с радиусами R_1 и R_2 , ограниченные сектором с азимутальным углом α относительно полуденного меридиана ($\pi - \alpha/2$, $\pi + \alpha/2$). Направление этих токов определяется компонентой межпланетного магнитного поля B_y и изменяется на противоположное, когда она меняет знак. Для случая, когда $B_y > 0$, при аналогичных упрощениях получено следующее выражение для плотности продольных электрических токов:

$$\vec{j}_{\parallel}^{(1)} = \vec{e}_z \frac{I_{\parallel}\delta(r-R_1)\theta(z-z_0)}{R_1\alpha},$$

$$\vec{j}_{\parallel}^{(2)} = -\vec{e}_z \frac{I_{\parallel}\delta(r-R_2)\theta(z-z_0)}{R_2\alpha}, \quad (18)$$

$$\pi - \frac{\alpha}{2} < \phi < \pi + \frac{\alpha}{2}.$$

Уравнение для потенциала электрического поля принимает вид:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \phi^2} = - \frac{I_{\parallel}}{R_2 \alpha \Sigma_p} \delta(r - R_2) + \frac{I_{\parallel}}{R_1 \alpha \Sigma_p} \delta(r - R_1). \quad (19)$$

Для всех трех моделей решение находилось с помощью разложения в ряд Фурье (Ли Цзун-Дао, 1965; Тихонов, Самарский, 1966):

$$\varphi(r, \phi) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \varphi_n(r) e^{in\phi} \quad \varphi_n(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \varphi(r, \phi) e^{-in\phi} d\phi. \quad (20)$$

С помощью этого метода было получено распределение электрического потенциала в области аврорального овала (модель 1):

$$\begin{aligned} \varphi(r, \phi) &= \frac{2I_{\parallel}}{\pi^2 \Sigma_p} \sum_{k=0}^{\infty} \left(\frac{r}{R} \right)^{2k+1} \frac{\sin(2k+1)\phi}{(2k+1)^2}, r < R, \\ \varphi(r, \phi) &= \frac{2I_{\parallel}}{\pi^2 \Sigma_p} \sum_{k=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{2k+1} \frac{\sin(2k+1)\phi}{(2k+1)^2}, r > R. \end{aligned} \quad (21)$$

Для неоднородного распределения плотности продольного тока по ϕ (модель 2) распределение электрического потенциала представляется в виде:

$$\begin{aligned} \varphi(r, \phi) &= \frac{I_{\parallel}}{\pi \chi \Sigma_p} \sum_{k=0}^{\infty} (-1)^k \eta_{2k+1} \left(\frac{r}{R} \right)^{2k+1} \frac{\sin(2k+1)\phi}{(2k+1)^2}, r < R, \\ \eta_{2k+1} &= 2 \int_0^{\pi/2} \exp(-\phi_1^2 / \Delta^2) \cos(2k+1)\phi_1 d\phi_1, \end{aligned} \quad (22)$$

где Δ — дисперсия в распределении продольного тока.

Наконец, в случае модели дневного каспа (модель 3) имеем:

$$\varphi(r, \phi) = -\frac{I_{\parallel}}{2\pi\Sigma_p} \left\{ \ln \frac{R_2}{r} - \frac{2}{\alpha} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{R_2}\right)^n - \left(\frac{R_1}{r}\right)^n \right] \times \frac{(-1)^n}{n^2} \sin \frac{\alpha}{2} n \cos n\phi \right\}, R_1 < r < R_2$$

$$\varphi(r, \phi) = -\frac{I_{\parallel}}{2\pi\Sigma_p} \left\{ \ln \frac{R_2}{R_1} - \frac{2}{\alpha} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{R_2}\right)^n - \left(\frac{r}{R_1}\right)^n \right] \times \frac{(-1)^n}{n^2} \sin \frac{\alpha}{2} n \cos n\phi \right\}, r < R_1$$

$$\varphi(r, \phi) = \frac{I_{\parallel}}{2\pi\Sigma_p} \left\{ \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{R_2}{r}\right)^n - \left(\frac{R_1}{r}\right)^n \right] \times \frac{(-1)^n}{n^2} \sin \frac{\alpha}{2} n \cos n\phi \right\}, r > R_2 \quad (23)$$

где R_1 — радиус каспа; R_2 — радиус аврорального овала.

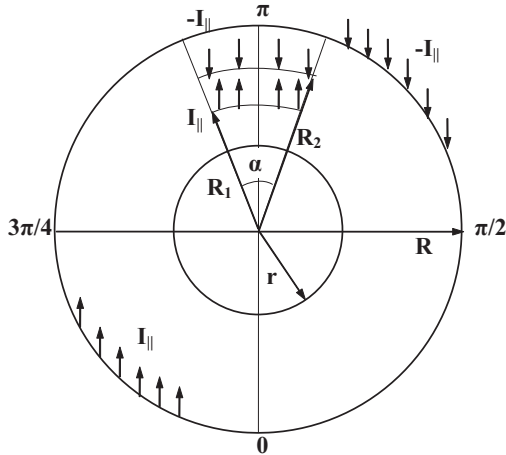


Рис. 1. Распределение продольных токов I_{\parallel} вдоль аврорального овала и дневного каспа

На рисунке 1 представлены распределения продольных токов I_{\parallel} вдоль аврорального овала и дневного каспа. Для расчета $\varphi(r, \phi)$ выбирались следующие значения параметров: радиус области аврорального овала $R = 1500$ км, радиусы области дневного каспа

$R_1 = 850$ км и $R_2 = 1000$ км, $r = 550$ км, $I_{\parallel} = 10^6$ А, $(\Sigma_p)^{-1} = 1$ Ом,

$$\Delta = \frac{\pi}{6}, \frac{\pi}{10}, \frac{\pi}{20}, \alpha = \frac{\pi}{3}, \frac{\pi}{6}.$$

Ток I_{\parallel} связан с напряженностью межпланетного магнитного поля (Frank-Kamenetsky et al., 2001) и при $R = R_1$ может принимать как положительные, так и отрицательные значения.

Полученные распределения потенциала электрического поля на нижней границе ионосферы можно использовать в качестве верхнего граничного условия при решении задачи о проникновении ионосферных электрических полей в нижнюю атмосферу. Предположение об изотропности электрической проводимости нижней атмосферы и равенстве нулю продольного электрического тока приводит к уравнению для потенциала электрического поля в области $0 < z < z_0$, записанному в цилиндрической системе координат:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) + \lambda \left[\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \phi^2} \right] = 0. \quad (24)$$

Электрическая проводимость λ в этой области определяется соотношением: $\lambda(z) = \lambda_0 e^{\beta z}$ ($\beta = 0,2 \dots 0,3$ км⁻¹).

Граничные условия для решения уравнения (24) записываются в виде:

$$\begin{aligned} \varphi(z = z_0, r, \phi) &= \widehat{\varphi}(r, \phi), \quad \varphi(z = 0, r, \phi) = 0, \\ \varphi(z = z_0, r, \phi) &= \widehat{\varphi}(r, \phi), \end{aligned} \quad (25)$$

где $\widehat{\varphi}(r, \phi)$ — распределение электрического потенциала на нижней границе ионосферы, определяемое распределениями, полученными выше.

Эта задача решается в два этапа: сначала используется разложение в ряд Фурье (20), а затем к полученному уравнению применяется преобразование Фурье–Бесселя (Диткин, Прудников, 1974). В результате разложения в ряд Фурье получим уравнение:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial \varphi_n(r, z)}{\partial z} \right) + \lambda \left[\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \varphi_n}{\partial r} \right) - \frac{n^2}{r^2} \varphi_n(r, z) \right] = 0, \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots \quad (26)$$

После применения к (26) преобразования Фурье–Бесселя, в котором $J_n(xr)$ — функция Бесселя n -го порядка, получаем уравнение (27) для определения $\bar{\varphi}_n$:

$$\bar{\varphi}_n(z) = \int_0^\infty \varphi_n(r, z) J_n(xr) r dr, \quad \varphi_n = \int_0^\infty \bar{\varphi}_n J_n(xr) x dx, \quad (27)$$

$$\frac{d^2 \bar{\varphi}_n(z)}{dz^2} + \beta \frac{d \bar{\varphi}_n(z)}{dz} - x^2 \bar{\varphi}_n(z) = 0.$$

Общее решение уравнения записывается в виде:

$$\bar{\varphi}_n = C_{1n} \exp\left(-\frac{\beta - \sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right) + C_{2n} \exp\left(-\frac{\beta + \sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right), \quad (28)$$

где C_{1n}, C_{2n} — постоянные, подлежащие определению.

Граничные условия для определения этих постоянных записываются следующим образом:

$$\bar{\varphi}_n(z=0) = 0,$$

$$\bar{\varphi}_n(z=z_0) = \bar{\varphi}_n = \int_0^\infty \varphi_n J_n(xr) r dr = \int_0^\infty \frac{1}{2\pi} \left(\int_0^{2\pi} \varphi(r, \phi) \exp(-in\phi) d\phi \right) J_n(xr) r dr. \quad (29)$$

Принимая во внимание первое граничное условие, получим из (28)

$$C_{1n} = -C_{2n}. \quad \text{и} \quad \bar{\varphi}_n = 2C_{1n} \exp\left(-\frac{\beta}{2}z\right) sh\left(\frac{\sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}z\right) \quad (30)$$

Из второго граничного условия найдем:

$$C_{1n} = \frac{\bar{\varphi}_n \exp\left(-\frac{\beta}{2} z_0\right)}{2sh\left(\frac{\sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right)_{z_0}}. \quad (31)$$

Используя (31), получим для $\bar{\varphi}_n$:

$$\bar{\varphi}_n = \frac{\bar{\varphi}_n \exp\left(-\frac{\beta}{2}(z - z_0)\right) sh\left(\frac{\sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right)_z}{sh\left(\frac{\sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right)_{z_0}}. \quad (32)$$

В нижней атмосфере электрический потенциал может быть представлен в виде:

$$\varphi(r, \phi, z) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} \exp(in\phi) \left\{ \int_0^{\infty} \frac{\bar{\varphi}_n \exp\left(-\frac{\beta}{2}(z - z_0)\right) sh\left(\frac{\sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right)_z}{sh\left(\frac{\sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right)_{z_0}} J_n(xr) x dx \right\} \quad (33)$$

Используя (33), найдем выражение для вертикальной составляющей напряженности электрического поля при $z = 0$:

$$E_z|_{z=0} = - \sum_{n=-\infty}^{\infty} \exp(in\phi) \left\{ \int_0^{\infty} \frac{\bar{\varphi}_n \exp\left(\frac{\beta}{2} z_0\right) \sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2 \operatorname{sh}\left(\frac{\sqrt{\beta^2 + 4x^2}}{2}\right) z_0} J_n(xr) x dx \right\}. \quad (34)$$

Преобразуем (34), совершая в этом выражении замену из переменных $y = x \cdot r$. В результате получим:

$$E_z|_{z=0} = - \sum_{n=-\infty}^{\infty} \exp(in\phi) \left\{ \int_0^{\infty} \frac{\bar{\varphi}_n \left(\frac{y}{r}\right) \exp\left(\frac{\beta}{2} z_0\right) \beta \sqrt{1 + \frac{4y^2}{r^2 \beta^2}} e^{-\frac{\beta}{2} z_0 \sqrt{1 + \frac{4y^2}{r^2 \beta^2}}}}{\left(1 - e^{-\sqrt{1 + \frac{4y^2}{r^2 \beta^2}} \beta z_0}\right) r^2} J_n(y) y dy \right\} \quad (35)$$

где $J_n(y)$ — функция Бесселя n -порядка.

При $r^2 \beta^2 \gg 1$ ($r \gg \beta^1$, $\beta^1 \approx 3,3$ км), пренебрегая в (35) выражениями, содержащими $r^2 \beta^2$ в знаменателе и возвращаясь к прежней переменной, получим:

$$E_z|_{z=0} = - \frac{\beta \varphi(r, \phi)}{1 - \exp(-\beta z_0)}, \quad (36)$$

где z_0 — высота нижней границы ионосферы.

При $\beta z_0 \gg 1$ ($z_0 = 70 \dots 100$ км) экспоненциальной функцией в (36) можно пренебречь, и вместо (36) имеем:

$$E_z|_{z=0} = -\beta \varphi(r, \phi). \quad (37)$$

Полученная формула справедлива при выполнении условий $\beta r \gg 1$, $\beta z_0 \gg 1$ и отражает то обстоятельство, что напряженность

электрического поля вблизи земной поверхности пропорциональна электрическому потенциалу в зените.

Результаты расчетов напряженности электрического поля вблизи земной поверхности по формуле (37) представлены в таблице 1, из которой следует, что напряженность электрического поля, создаваемая за счет разности потенциалов в области аврорального овала и дневного каспа, может давать существенный вклад E_z (В/м) в его вариации.

Таблица 1

Модельное распределение электрического потенциала $\hat{\varphi}$ и напряженности электрического поля вблизи земной поверхности E_z в зависимости от ϕ при $r = 550$ км для моделей аврорального овала (модели 1 и 2) и дневного каспа (модель 3)

ϕ	0	$\pi/4$	$\pi/2$	$3\pi/4$	π	$5\pi/4$	$3\pi/2$	$7\pi/4$
<i>Модель 1</i>								
$\hat{\varphi}(\phi) \cdot 10^4, В$	0	5,3	7,3	5,3	0	-5,3	-7,3	-5,3
$E_z, В/м$	0	-16	-22	-16	0	16	22	16
<i>Модель 2, $\Delta = \pi/6$</i>								
$\hat{\varphi}(\phi) \cdot 10^4, В$	0	7,48 ⁴	11,1	7,48	0	-7,48	-11,1	-7,48
$E_z, В/м$	0	-22,4	-33,4	-22,4	0	22,4	33,4	22,4
<i>Модель 3, $\alpha = \pi/3$</i>								
$\hat{\varphi}(\phi) \cdot 10^4, В$	-1,63	-1,68	-3,19	-3,53	-5,33	-3,19	-1,95	-1,68
$E_z, В/м$	4,89	5,04	9,57	10,59	16,0	9,57	5,85	5,04

Таким образом, по результатам численных расчетов характерные значения $\hat{\varphi}(r, \phi)$ составляют $(7,5 \dots 11,1) \times 10^4$ В. Это значение должно быть добавлено к потенциалу ионосферы, создаваемому грозами. Как показывают проведенные вычисления вариации вертикальной составляющей напряженности электрического поля, ее значение в области аврорального овала составляет по абсолютной величине 35 В/м, которая является отрицательной в утренние часы и положительной — в вечерние, а в области дневного каспа

максимальная величина вариации составляет 18 В/м. Таким образом, представленные выше расчеты демонстрируют важную роль продольных токов в токовом балансе глобальной токовой цепи земной атмосферы и отражают космическое влияние, обусловленное взаимодействием солнечного ветра с земной магнитосферой.

2. Проникновение нестационарных гармонических ионосферных электрических полей в нижние слои атмосферы

Рассмотрим нестационарную трехмерную задачу о распространении возмущения потенциала электрического поля от ионосферного источника в нижние слои атмосферы. Основное уравнение, описывающее этот процесс, имеет следующий вид (Морозов, 2005):

$$\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} \Delta\varphi + \nabla(\lambda\nabla\varphi) = 0, \quad \vec{E} = -\nabla\varphi, \quad (38)$$

где φ — потенциал электрического поля; λ — электрическая проводимость атмосферы; \vec{E} — напряженность электрического поля.

Предположим, что электрическая проводимость атмосферы растет по экспоненциальному закону:

$$\lambda = \lambda_0 e^{\alpha(r-R)}, \quad (39)$$

где R — радиус Земли; λ_0 — электрическая проводимость вблизи земной поверхности; $\alpha = 0,2 \dots 0,3 \text{ км}^{-1}$.

Запишем уравнение (38) в сферической системе координат (r, θ, ϕ) с началом в центре Земли:

$$\begin{aligned} & \left[\frac{1}{4\pi} \frac{\partial}{\partial t} + \lambda(r) \left[\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin\theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin\theta \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} \right) + \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{1}{r^2 \sin\theta} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial \phi^2} \right] + \alpha \lambda(r) \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right] = 0. \end{aligned} \quad (40)$$

Предположим, что на нижней границе ионосферы при $r = R + H$ (H — высота нижней ионосферы, отсчитываемая от земной поверхности) потенциал электрического поля меняется со временем по гармоническому закону:

$$\begin{aligned}\varphi(r = R + H, \theta, \phi, t) &= e^{i\omega t} \bar{\varphi}(r = R + H, \theta, \phi), \\ \varphi(r = R, \theta, \phi, t) &= 0.\end{aligned}\quad (41)$$

В Приложении А рассмотрено решение уравнения (40) при граничных условиях (41). Используя результаты Приложения А, рассмотрим некоторые приближения, которые следуют из решений (А.19), (А.20). В предельном случае $k^2/\alpha^2 \ll 1$ для решения (А.19) получим представление:

$$\bar{\varphi}_{ij}(\omega, z) = \frac{C_{1,ij}}{(-i\omega\tau_0)^{k/\alpha}} e^{kz} + \frac{C_{2,ij}}{(-i\omega\tau_0)^{-k/\alpha}} e^{-kz}.\quad (42)$$

Предполагается, что $i(i+1) \ll \alpha^2 R^2 = (1,64 - 3,69) \times 10^6$.

Используя граничные условия (А.17), получим следующее решение задачи для частот, удовлетворяющих условию $4\pi\lambda_0 e^{\alpha z} < \omega$:

$$\varphi(z, \theta, \phi, t) = \bar{\varphi}(H, \theta, \phi) \frac{z}{H} \exp i\omega t.\quad (43)$$

Из (43) следует выражение для вертикальной составляющей напряженности электрического поля:

$$E_z = -\frac{\partial\varphi(z, \theta, \phi, t)}{\partial z} = -\bar{\varphi}(H, \theta, \phi)/H \exp i\omega t.\quad (44)$$

Для частот, удовлетворяющих условию $\omega < 4\pi\lambda_0 e^{\alpha z}$, используя решение (А.20), получим:

$$\bar{\varphi}_{ij}(\omega, z) = C_{3,ij} \ln(1 + i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}) + C_{4,ij}.\quad (45)$$

Используя граничные условия (А.17), получим следующее решение уравнения (А.16):

$$\varphi(z, \theta, \phi, t) = \bar{\varphi}(H, \theta, \phi) \frac{\ln(1+i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}) - \ln(1+i\omega\tau_0)}{\ln(1+i\omega\tau_0 e^{-\alpha H}) - \ln(1+i\omega\tau_0)} \exp i\omega t. \quad (46)$$

Для вертикальной составляющей напряженности электрического поля получим:

$$E_z = -\bar{\varphi}(H, \theta, \phi) \alpha \frac{i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}}{(1+i\omega\tau_0 e^{-\alpha z})[\ln(1+i\omega\tau_0 e^{-\alpha H}) - \ln(1+i\omega\tau_0)]} \exp i\omega t \quad (47)$$

Отметим, что при $|i\omega\tau_0| \ll 1$ из (46) и (47) получаем формулы для квазистационарного случая:

$$\begin{aligned} \varphi(z, \theta, \phi, t) &= \bar{\varphi}(H, \theta, \phi) \frac{1-e^{-\alpha z}}{1-e^{-\alpha H}} \exp i\omega t, \\ E_z &= -\bar{\varphi}(H, \theta, \phi) \alpha \frac{e^{-\alpha z}}{1-e^{-\alpha H}} \exp i\omega t. \end{aligned} \quad (48)$$

Сравнение формул (44) и (48) для вертикальной составляющей при $z = 0$ показывает, что напряженность электрического поля в квазистационарном случае в αH раз больше напряженности электрического поля, определяемой выражением (44), в 24 раза меньше напряженности электрического поля, определяемой выражением (48) (при $H = 80$ км, $\alpha = 0,3$ км⁻¹ получим $\alpha H = 24$).

Рассмотрим, наконец, случай, когда условие $\left| \frac{4\pi\lambda_0 e^{\alpha z}}{\omega} \right| < 1$, будучи выполненным в некоторой области изменения z , переходит в условие $\left| \frac{4\pi\lambda_0 e^{\alpha z}}{\omega} \right| > 1$ при $z_* = h(\omega) = \alpha^{-1} \ln \omega \tau_0$.

Оценим величину z_* для различных частот, переписав это выражение в следующем виде:

$$z_* = h(T) = \alpha^{-1} \ln 2\pi\tau_0/T, \quad \omega = 2\pi/T,$$

где T — период колебаний; $\tau_0 = (4\pi\lambda_0)^{-1}$ — время электрической релаксации вблизи земной поверхности, которое принимается равным 250 с.

Из таблицы 1 следует, что для частот, превышающих 628 с^{-1} , нужно использовать решение (А.19), а для частот, меньших 0,004 — решение (А.20). В промежуточном случае решения для областей, разделенных высотой $h(T) = h(\omega)$, получаются отдельно, а затем объединяются.

Используя результаты Приложения Б, получим следующее выражение для $\varphi_{ij}(\omega, z)$ при $z > h(\omega)$:

$$\varphi_{ij}(\omega, z) = \left[(-1)^{k/\alpha} C_{1,ij} + (-1)^{\frac{k}{\alpha}} C_{2,ij} \right] \times \\ \times [1 - (1/2)\ln(1 + i\omega\tau_0 e^{-\alpha z})].$$

Соотношение (Б.4), а также второе условие (А.17) дают следующее выражение для потенциала электрического поля при $z > |h(\omega)|$, $h(\omega) = \alpha^{-1} \ln i\omega\tau_0$:

$$\varphi(\omega, z, \theta, \phi) = \varphi(R + H, \theta, \phi) \frac{1 - \frac{1}{2}\ln(1 + e^{-\alpha(z-h(\omega))})}{1 - \frac{1}{2}\ln(1 + e^{-\alpha(H-h(\omega))})} \exp i\omega t. \quad (49)$$

В области $z < h(\omega)$ и $kz \ll 1$, $kh(\omega) \ll 1$ получим:

$$\varphi(\omega, z, \theta, \phi) = \bar{\varphi}(R + H, \theta, \phi) \times \\ \times \frac{z}{h(\omega)[1 - (1/2)\ln(1 + e^{-\alpha(H-h(\omega))})]} \exp i\omega t. \quad (50)$$

Оценки при $H > h(\omega)$ для знаменателей (49) и (50) дают следующие выражения для потенциала электрического поля в этих областях:

$$\varphi(\omega, z, \theta, \phi) = \bar{\varphi}(R + H, \theta, \phi) \frac{z}{h(\omega)} \exp(i\omega t), \quad z < h(\omega), \quad (51)$$

$$\begin{aligned} & \varphi(\omega, z, \theta, \phi) = \\ & = \bar{\varphi}(R + H, \theta, \phi) [1 - (1/2) \ln(1 + e^{-\alpha(z-h(\omega))})] \exp i\omega t, \\ & z > h(\omega). \end{aligned}$$

Для вертикальной составляющей напряженности электрического поля, используя первое из выражений (51), получим:

$$E_z(\omega, z, \theta, \phi) = -\frac{\bar{\varphi}(R+H, \theta, \phi)}{h(\omega)} \exp i\omega t. \quad (52)$$

Таким образом, полученные выражения для потенциала и напряженности электрического поля отличаются от выражений (44) и (48) тем, что для частот, меньших 628 с^{-1} , но больших $0,004 \text{ с}^{-1}$, высота ионосферы H заменяется на высоту $h(\omega)$, которая является границей между областью с малыми значениями времени электрической релаксации и областью, где влияние электрической проводимости невелико. Для частот, больших 628 с^{-1} , высота $h(\omega)$ близка к высоте H .

В таблице 3 приведены результаты вычислений амплитуды вертикальной составляющей напряженности электрического поля вблизи земной поверхности в зависимости от высоты переходной границы $h(\omega)$, которая является функцией частоты колебаний потенциала электрического поля на верхней границе. Как видно из таблиц 1 и 2, с уменьшением частоты высота $h(\omega)$ уменьшается, а амплитуда напряженности электрического поля возрастает. На низких частотах с характерным временным периодом порядка 1 ч, оценки по формуле (48) дают $E_z^0 = -(20 \dots 30) \text{ В/м}$ при $\alpha = 0,2 \dots 0,3 \text{ км}^{-1}$. Таким образом, низкочастотные колебания потенциала ионосферы эффективно проникают в приземный слой атмосферы, причем при $\bar{\varphi}(R + H, \theta, \phi) = 100 \text{ кВ}$ амплитуда вертикальной составляющей напряженности электрического поля вблизи земной поверхности составляет $20 \dots 30 \%$ от величины квазистационарного электрического поля, равного 100 В/м и определяемого действием грозových генераторов (Морозов, 2005).

Таблица 2

Зависимость высоты переходной границы h от частоты ω

$T, \text{ с}$	0,01	0,1	1	10	100	1570
$\omega = 2\pi/T, \text{ с}^{-1}$	628	62,8	6,28	0,628	0,0628	0,004
$h(T) = h(\omega), \text{ км}$	60	50	40	20	10	0

Примечание: $\alpha = 0,2 \text{ км}, \tau_0 = (4\pi\lambda_0)^{-1} = 250 \text{ с}$

Таблица 3

Зависимость амплитуды вертикальной составляющей напряженности электрического поля E_z^0 от высоты $h(\omega)$ вблизи земной поверхности

$h(\omega), \text{ км}$	60	50	40	30	10
$E_z^0, \text{ В/м}$	-1,7	-2	-2,5	-3,3	-10

Примечание: $E_z^0 = -\bar{\varphi}(R+H, \theta, \phi) \frac{1}{h(\omega)}, \bar{\varphi}(R+H, \theta, \phi) = 100 \text{ кВ}$

Таким образом, из проведенных выше расчетов следуют выражения для вертикальной составляющей напряженности электрического поля вблизи земной поверхности и оценки частотных интервалов:

$$E_r = -\frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial r} = -\varphi(R + \infty)/R, \quad \omega \gg \frac{R\alpha}{z}/\tau_0, \quad (53)$$

$$E_z = -\frac{\partial \varphi(z, \theta, \phi)}{\partial z} = -\frac{\bar{\varphi}(H, \theta, \phi)}{H \exp i\omega t}, \quad \omega > \frac{1}{\tau_0},$$

$$E_z = -\bar{\varphi}(H, \theta, \phi) \alpha \times \frac{i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}}{(1+i\omega\tau_0 e^{-\alpha z})[\ln(1+i\omega\tau_0 e^{-\alpha H}) - \ln(1+i\omega\tau_0)]} \exp i\omega t, \quad (54)$$

$$\omega < 1/\tau_0.$$

$$E_z = -\bar{\varphi}(H, \theta, \phi) \alpha \frac{e^{-\alpha z}}{1 - e^{-\alpha H}} \exp i \omega t, \quad \omega \ll 1/\tau_0. \quad (55)$$

В случае учета перехода от непроводящей области в проводящую при $z^* = h(\omega)$ получим:

$$E_z = -\bar{\varphi}(R + H, \theta, \phi) \frac{\exp i \omega t}{h(\omega)}, \quad \omega \gg 1/\tau_0, \quad z < h(\omega). \quad (56)$$

Эти выражения можно использовать для оценок значений вертикальной составляющей напряженности электрического поля в указанных частотных интервалах.

Таким образом в электростатическом приближении с учетом экспоненциально растущей с высотой электрической проводимости атмосферы получено решение задачи о проникновении нестационарных ионосферных электрических полей в нижние слои атмосферы. Анализ полученных распределений электрического потенциала в атмосфере в зависимости от частоты колебаний потенциала электрического поля на уровне ионосферы показал наличие трех случаев зависимости решения от частоты. Первый случай (случай высоких частот) соответствует кулоновскому приближению, когда электрическую проводимость атмосферы можно не учитывать. В случае низких частот, когда частота изменений потенциала ионосферы меньше величины, обратной электрической релаксации атмосферы, наблюдается квазистационарный режим, когда изменение электрического потенциала атмосферы определяется электрическими токами проводимости. В третьем случае вследствие роста электрической проводимости атмосферы возникают две сферических области: в нижней имеет место кулоновское приближение, а в верхней текут токи проводимости.

Проникновение ионосферных нестационарных электрических полей в приземный слой существенным образом зависит от частоты колебаний потенциала электрического поля, возникающего на уровне ионосферы. В случае высокочастотных колебаний амплитуда вертикальной составляющей напряженности электрического поля

вблизи земной поверхности составляет менее 1 % от квазистационарной напряженности электрического поля, равного 100 В/м. Для низкочастотных колебаний потенциала ионосферы эта величина составляет 20–30 % от величины квазистационарного электрического поля при заданном значении потенциала ионосферы $\bar{\varphi}(R+H, \theta, \phi) = 100$ кВ, который определяется действием грозových генераторов.

Заключение

Результаты решения рассмотренной в настоящей статье нестационарной задачи позволяют сделать следующие выводы.

Проникновение ионосферных нестационарных электрических полей в приземный слой существенно зависит от частоты колебаний потенциала электрического поля, возникающего на уровне ионосферы. В случае высокочастотных колебаний амплитуда вертикальной составляющей напряженности электрического поля вблизи земной поверхности составляет менее 1 % от квазистационарного значения напряженности электрического поля, равного 100 В/м. Для низкочастотных колебаний потенциала ионосферы эта величина составляет 20–30 % от величины квазистационарного электрического поля при заданной амплитуде колебаний потенциала ионосферы $\varphi_0 = 100$ кВ.

Проникновение ионосферных полей зависит от масштаба горизонтального возмущения потенциала ионосферы, определяемого величиной $L = 2\pi/k$. При $k = 0,1$ км⁻¹ амплитуда напряженности электрического поля в случае высокочастотных колебаний значительно уменьшается, а в случае низкочастотных колебаний это значение близко к случаю $k = 0,001$ км⁻¹.

Квазистационарные (стационарные) электрические поля эффективно проникают из верхних слоев атмосферы в приземный слой, что подтверждается в первом разделе статьи, посвященном рассмотрению квазистационарных изменений электрического поля в верхних слоях атмосферы.

Приложение А

Решение уравнения (40) при граничных условиях (41) будем искать в следующем виде:

$$\varphi(r, \theta, \varphi, t) = e^{i\omega t} \bar{\varphi}(r, \theta, \phi). \quad (\text{A.1})$$

Подставляя (A.1) в (40), получим уравнение для определения функции $\bar{\varphi}(r, \theta, \phi)$:

$$\left[\frac{i\omega}{4\pi} + \lambda(r) \right] \left[\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial^2 \bar{\varphi}}{\partial \phi^2} \right] + \alpha \lambda(r) \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial r} = 0. \quad (\text{A.2})$$

Предполагая, что пространственные изменения на нижней границе ионосферы определяются сферическими гармониками, представим решение уравнения (6) в виде разложения по сферическим гармоникам $Y_{ij}(\theta, \phi)$:

$$\bar{\varphi}(r, \theta, \varphi) = \sum_{i=0}^{\infty} \sum_{j=-i}^i \bar{\varphi}_{ij}(r) Y_{ij}(\theta, \phi), \quad (\text{A.3})$$

$$\bar{\varphi}_{ij}(r) = \int d\Omega \bar{\varphi}(r, \theta, \phi) Y_{ij}^*(\theta, \phi),$$

где Ω — телесный угол; Y_{ij}^* — комплексно-сопряженная сферическая гармоника.

Получим следующее уравнение для определения составляющих функций $\bar{\varphi}_{ij}(r)$, входящих в разложение (A.3):

$$\frac{d^2 \bar{\varphi}_{ij}}{dr^2} + \left(\frac{2}{r} + \frac{\alpha \lambda_0 e^{\alpha(r-R)}}{\lambda_0 e^{\alpha(r-R)} + \frac{i\omega}{4\pi}} \right) \frac{d\bar{\varphi}_{ij}}{dr} - \frac{\mu \bar{\varphi}_{ij}}{r^2} = 0, \quad (\text{A.4})$$

$$\mu = i(i+1), \quad i = 0, 1, 2, \dots, n$$

Рассмотрим случай решения уравнения (А.4), удовлетворяющий условию $\left| \frac{4\pi\lambda_0 e^{\alpha(r-R)}}{i\omega} \right| \ll \frac{2}{\alpha R} \approx 1,5 \times 10^{-3}$ при $\alpha = 0,2 \text{ км}^{-1}$, $R = 6400 \text{ км}$. При выполнении этого условия уравнение (А.4) сводится к уравнению:

$$\frac{d^2 \bar{\varphi}_{ij}}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{d\varphi_{ij}}{dr} - \frac{\mu \bar{\varphi}_{ij}}{r^2} = 0. \quad (\text{А.5})$$

Решение уравнения (А.5) записывается в следующем виде:

$$\begin{aligned} \bar{\varphi}_{ij}(r) &= C_{1,ij} r^{m_1} + C_{2,ij} r^{m_2} \\ &= C_{1,ij} r^{\frac{\sqrt{1+4\mu}-1}{2}} + C_{2,ij} r^{-\frac{\sqrt{1+4\mu}+1}{2}}, \end{aligned} \quad (\text{А.6})$$

$$\mu = i(i+1), \quad i = 0, 1, 2, \dots, n,$$

где $C_{1,ij}, C_{2,ij}$ — постоянные.

Для определения постоянных будем использовать следующие граничные условия:

$$\bar{\varphi}_{ij}(R) = 0, \quad \bar{\varphi}_{ij}(r = R + H) = \varphi_{ij}^0(R + H). \quad (\text{А.7})$$

Используя первое граничное условие, получим для выражения (А.6) представление:

$$\bar{\varphi}_{ij}(r) = C_{1,ij} (r^{\sqrt{1+4\mu}-1/2} - R^{\sqrt{1+4\mu}} / r^{\sqrt{1+4\mu}+1/2}). \quad (\text{А.8})$$

Рассмотрим два случая для представления решения (А.8). Пусть $r \in [R, \infty]$, тогда из физических свойств решения вытекает: $C_{1,ij} = 0$ для $i \neq 0$, $\mu \neq 0$ и $C_{2,ij} = 0$, откуда следует, что $\bar{\varphi}_{ij}(r) = 0$.

В частном случае $\mu = 0$ при $i = 0$ имеем:

$$\bar{\varphi}_{00}(r) = C_{1,00} + C_{2,00} \frac{1}{r}. \quad (\text{A.9})$$

Используя граничные условия (A.7) при $H = \infty$, получим следующее выражение для $\bar{\varphi}_{00}(r)$:

$$\bar{\varphi}_{00}(r) = \bar{\varphi}_{00}^{\infty} \left(1 - \frac{R}{r}\right), \quad (\text{A.10})$$

где $\bar{\varphi}_{00}^{\infty}$ определяется выражением:

$$\varphi_{00}^{\infty} = \frac{1}{\sqrt{4\pi}} \int_0^{\pi} \sin\theta d\theta \int_0^{2\pi} d\phi \varphi(R + \infty, \theta, \phi). \quad (\text{A.11})$$

Для пространственной составляющей потенциала электрического поля в атмосфере получим:

$$\bar{\varphi}(r, \theta, \phi) = \frac{1}{4\pi} \left(1 - \frac{R}{r}\right) \int_0^{\pi} \sin\theta d\theta \int_0^{2\pi} d\phi \varphi(R + \infty, \theta, \phi). \quad (\text{A.12})$$

В случае, если подынтегральное выражение не зависит от углов, то вместо (A.12) получим выражение:

$$\bar{\varphi}(r, \theta, \phi) = \varphi(R) \left(1 - \frac{R}{r}\right). \quad (\text{A.13})$$

Это выражение совпадает с выражением, полученным в статье (Морозов, 2005).

Для напряженности электрического поля вблизи земной поверхности получим выражение:

$$E_r = -\frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial r} = -\varphi(R)/R. \quad (\text{A.14})$$

Обратимся теперь к случаю, когда сферичностью земной поверхности можно пренебречь. В этом случае имеем уравнение:

$$\frac{d^2 \bar{\varphi}_{ij}}{dr^2} + \frac{\alpha \lambda_0 e^{\alpha(r-R)}}{\lambda_0 e^{\alpha(r-R)} + \frac{i\omega}{4\pi}} \frac{d\bar{\varphi}_{ij}}{dr} - k^2 \bar{\varphi}_{ij} = 0, k^2 = \frac{\mu}{R^2}. \quad (\text{A.15})$$

Производя в уравнении (A.15) замену переменной $z = r - R$, получим уравнение:

$$\frac{d^2 \bar{\varphi}_{ij}}{dz^2} + \frac{4\pi\alpha\lambda_0 e^{\alpha z}}{4\pi\lambda_0 e^{\alpha z} + i\omega} \frac{d\bar{\varphi}_{ij}}{dz} - k^2 \bar{\varphi}_{ij} = 0, k^2 = \frac{\mu}{R^2}. \quad (\text{A.16})$$

Граничные условия для решения уравнения (A.16) имеют вид:

$$\bar{\varphi}_{ij}(z = 0) = 0, \quad \bar{\varphi}_{ij}(z = H) = \bar{\varphi}_{ij}^0. \quad (\text{A.17})$$

Для получения решения уравнения (A.16) при граничных условиях (A.17) преобразуем это уравнение, вводя замену переменных $u = -\frac{4\pi\lambda_0 e^{\alpha z}}{i\omega}$. Тогда уравнение (A.16) преобразуется к следующему:

$$\frac{d^2 \bar{\varphi}_{ij}}{du^2} + \left(\frac{1}{u} + \frac{1}{u-1}\right) \frac{d\bar{\varphi}_{ij}}{du} - \frac{k^2}{\alpha^2 u^2} \bar{\varphi}_{ij} = 0. \quad (\text{A.18})$$

Решение уравнения (A.18) выражается через гипергеометрическую функцию и представляется в следующем виде при $\left|\frac{4\pi\lambda_0 e^{\alpha z}}{\omega}\right| < 1$ (Камке, 1971):

$$\begin{aligned}
\bar{\varphi}_{ij}(\omega, z) &= \left(-\frac{e^{\alpha z}}{i\omega\tau_0} \right)^{\bar{\alpha}_1} [C_{1,ij}F(\bar{\alpha}_2, \bar{\beta}_2, \gamma_1, -\frac{e^{\alpha z}}{i\omega\tau_0}) + \\
&+ C_{2,ij} \left(-\frac{e^{\alpha z}}{i\omega\tau_0} \right)^{1-\gamma_1} F(\bar{\alpha}_2 - \gamma_1 + 1, \bar{\beta}_2 - \gamma_1 + 1, 2 - \\
&\quad - \gamma_1, -\frac{e^{\alpha z}}{i\omega\tau_0})], \tag{A.19} \\
\bar{\alpha}_1 &= \frac{k}{\alpha}, \quad \bar{\alpha}_2 = \frac{k}{\alpha} + \frac{1+\sqrt{1+4k^2/\alpha^2}}{2},
\end{aligned}$$

$$\bar{\beta}_2 = \frac{k}{\alpha} + \frac{1-\sqrt{1+4k^2/\alpha^2}}{2}, \quad \gamma_1 = 1 + 2k/\alpha, \quad \tau_0 = (4\pi\lambda_0)^{-1}.$$

При $|u| > 1$, производя замену переменной $u = \frac{1}{u'}$, получим следующее решение:

$$\begin{aligned}
\bar{\varphi}_{ij}(\omega, z) &= \left(-\frac{i\omega\tau_0}{e^{\alpha z}} \right)^{\alpha_1} C_{3,ij}F(\bar{\alpha}, \bar{\beta}, \gamma, -\frac{i\omega\tau_0}{e^{\alpha z}}) + \\
&+ C_{4,ij} \left(\frac{i\omega\tau_0}{e^{\alpha z}} \right)^{1-\gamma+\alpha_1} F(\bar{\alpha} - \gamma + 1, \bar{\beta} - \gamma + 1, 2 - \gamma, -\frac{i\omega\tau_0}{e^{\alpha z}}), \tag{A.20} \\
\alpha_1 &= \frac{1+\sqrt{1+4k^2/\alpha^2}}{2}, \quad \bar{\alpha} = \frac{k}{\alpha} + \frac{1+\sqrt{1+4k^2/\alpha^2}}{2}, \\
\bar{\beta} &= -\frac{k}{\alpha} + \frac{1+\sqrt{1+4k^2/\alpha^2}}{2}, \quad \gamma = 1 + \sqrt{1 + 4k^2/\alpha^2}.
\end{aligned}$$

Гипергеометрическая функция $F(\alpha', \beta, \gamma, x)$ определяется выражением:

$$\begin{aligned}
F(\alpha', \beta, \gamma, x) &= 1 + \\
&+ \sum_{k=1}^{\infty} \frac{\alpha'(\alpha' + 1) \dots (\alpha' + k - 1)\beta(\beta + 1) \dots (\beta + k - 1)}{k! \gamma(\gamma + 1) \dots (\gamma + k - 1)} x^k. \tag{A.21}
\end{aligned}$$

Приложение Б

Для рассмотрения перехода решения (А.19) из области $u < 1$ в область $u > 1$ воспользуемся формулой (Бейтмен, Эрдейи, 1973):

$$\begin{aligned}
 F(a, b, c, u) &= \frac{\Gamma(c)\Gamma(b-a)}{\Gamma(b)\Gamma(c-a)} (-u)^{-a} \times \\
 &\times F(a, 1+a-c, 1+a-b, \frac{1}{u}) + \frac{\Gamma(c)\Gamma(a-b)}{\Gamma(a)\Gamma(c-b)} (-u)^{-b} \times \\
 &\times F(b, 1+b-c, 1+b-a, \frac{1}{u}),
 \end{aligned} \tag{Б.1}$$

где $\Gamma(x)$ — гамма-функция.

$$\begin{aligned}
 \varphi_{ij}(\omega, z) &= \\
 &= (-e^{kz} C_{1,ij} F(\alpha_1 + k/\alpha, \bar{\alpha}_1 + k/\alpha, 1 + 2k/\alpha, -\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{\alpha z}) + \\
 &+ (-e^{-kz} C_{2,ij} F(\alpha_1 - k/\alpha, \tilde{\alpha} - k/\alpha, 1 - 2k/\alpha, -\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{\alpha z})),
 \end{aligned} \tag{Б.2}$$

$$\alpha_1 = \frac{1 + \sqrt{1 + 4k^2/\alpha^2}}{2}, \tilde{\alpha}_1 = \frac{1 - \sqrt{1 + 4k^2/\alpha^2}}{2}.$$

Используя (Б.1) и (Б.2), получим решение в области $z > |h(\omega)|$,
 $h(\omega) = \alpha^{-1} \ln i\omega\tau_0$:

$$\begin{aligned}
\varphi_{ij}(\omega, z) = & F\left(\alpha_1 + \frac{k}{\alpha}, \alpha_1 - \frac{k}{\alpha}, 1 + \alpha_1 - \tilde{\alpha}_1, -i\omega\tau_0 e^{-az}\right) \times \\
& \times [(-1)^{\frac{k}{\alpha}} \frac{\Gamma\left(1 + \frac{2k}{\alpha}\right) \Gamma(\tilde{\alpha}_1 - \alpha_1)}{\Gamma^2\left(\tilde{\alpha}_1 + \frac{k}{\alpha}\right)} \times \left(\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{az}\right)^{-\alpha_1} C_{1,ij} + \\
& + (-1)^{-\left(\frac{k}{\alpha}\right)} \frac{\Gamma\left(1 - \frac{2k}{\alpha}\right) \Gamma(\tilde{\alpha}_1 - \alpha_1)}{\Gamma^2\left(\tilde{\alpha}_1 - \frac{k}{\alpha}\right)} \times \\
& \times \left(\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{az}\right)^{\alpha_1} C_{2,ij}] + \\
& + F\left(\tilde{\alpha}_1 + \frac{k}{\alpha}, \tilde{\alpha}_1 - \frac{k}{\alpha}, 1 + \tilde{\alpha}_1 - \alpha_1, -i\omega\tau_0 e^{-az}\right) \times \\
& \times [(-1)^{k/\alpha} \frac{\Gamma(1 + 2k/\alpha) \Gamma(\alpha_1 - \tilde{\alpha}_1)}{\Gamma^2(\alpha_1 + k/\alpha)} \times \left(\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{az}\right)^{-\tilde{\alpha}_1} \times \\
& \times C_{1,ij} + (-1)^{-(k/\alpha)} \frac{\Gamma(1 - 2k/\alpha) \Gamma(\alpha_1 - \tilde{\alpha}_1)}{\Gamma^2(\alpha_1 - k/\alpha)} \left(\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{az}\right)^{-\tilde{\alpha}_1} C_{2,ij}].
\end{aligned} \tag{Б.3}$$

Соотношение между постоянными $C_{1,ij}$ и $C_{2,ij}$ найдем, используя первое граничное условие (А.17). Оно имеет следующий вид:

$$C_{2,ij} = - \frac{F\left(\alpha_1 + \frac{k}{\alpha}, \tilde{\alpha}_1 + \frac{k}{\alpha}, 1 + \frac{2k}{\alpha}, -\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{az}\right) \times C_{1,ij}}{(i\omega\tau_0)^{\frac{2k}{\alpha}} F\left(\alpha_1 - k/\alpha, \tilde{\alpha}_1 - k/\alpha, 1 - 2k/\alpha, -\frac{1}{i\omega\tau_0} e^{az}\right)}. \tag{Б.4}$$

Для вычисления гипергеометрических функций, входящих в (Б.3), используются приближенные выражения при $k/\alpha \ll 1$ (Камке, 1971):

$$\begin{aligned}
 F\left(\alpha_1 + \frac{k}{\alpha}, \alpha_1 - \frac{k}{\alpha}, 1 + \alpha_1 - \tilde{\alpha}_1, -i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}\right) &\approx \\
 &\approx \frac{\ln(1 + i\omega\tau_0 e^{-\alpha z})}{i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}}, \\
 F\left(\tilde{\alpha}_1 + \frac{k}{\alpha}, \tilde{\alpha} - \frac{k}{\alpha}, 1 + \tilde{\alpha}_1 - \alpha_1, -i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}\right) &\approx \\
 &\approx 1 - \ln(1 + i\omega\tau_0 e^{-\alpha z}).
 \end{aligned}
 \tag{Б.5}$$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бейтмен Г., Эрдейи А.* (1973). Высшие трансцендентные функции. Гипергеометрическая функция. Функция Лежандра. — М.: Наука. Т. 3. 294 с.
- Грунская Л. В., Морозов В. Н., Ефимов В. А., Гаврилов И. Н., Тарасов А. В.* (2003). Лунно-солнечные приливы в электрическом поле атмосферы Земли // Известия вузов. Физика. № 12. С. 71–77.
- Грунская Л. В., Морозов В. Н., Ефимов В. А., Исакевич В. В.* (2005). Электрическое поле приземного слоя атмосферы в ультранизкочастотном диапазоне // Известия вузов. Физика. № 8. С. 33–39.
- Диткин В. А., Прудников А. П.* (1974). Интегральные преобразования и операционное исчисление. — М.: Наука. 542 с.
- Имянитов И. М., Чубарина Е. В.* (1965). Электричество свободной атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат. 239 с.
- Камке Э.* (1971). Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. — М.: Наука. 576 с.
- Ли Цзун-Дао* (1965). Математические методы в физике. — М.: Мир. 296 с.
- Мареева О. В., Мареев Е. А., Калинин А. В., Жидков А. А.* (2012). О роли конвективного генератора в глобальной электрической цепи // Солнечно-земная физика. Вып. 21. С. 115–118.
- Морозов В. Н.* (2005). Модель нестационарного электрического поля в нижней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 2. С. 268–278.

Морозов В. Н. (2012). Распределение электрического поля, создаваемого ионосферным генератором в нижних слоях атмосферы // Труды ГГО. Вып. 565. С. 205–215.

Морозов В. Н. (2015). Влияние глобального распределения аэрозольных частиц на электрический потенциал ионосферы // Труды ГГО. Вып. 577. С. 106–112.

Морозов В. Н., Селезнева А. Н. (1988). К обобщению модели глобальной атмосферно-электрической цепи с учетом влияния пограничного слоя атмосферы // Труды ГГО. Вып. 514. С. 60–74.

Морозов В. Н., Трошичев О. А. (2008). Моделирование вариаций полярного атмосферного электрического поля в полярной атмосфере, связанного с магнитосферными продольными токами // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 6. С. 759–769.

Тихонов А. Н., Самарский А. А. (1966). Уравнения математической физики. — М.: Наука. 724 с.

Шварц Я. М., Огуряева Л. В. (1987). Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. № 7. С. 59–64.

Frank-Kamenetsky A. V., Troshichev O. A., Papitashvili O. V., Burns G. B. (2001). Variations of atmospheric electrical field in the near pole region related to interplanetary magnetic field // J. Geophys. Res. V. 106, № A1. P. 179–190.

Gurevich A. V., Krylov A. L., Tsedilina E. E. (1976). Electric fields in the Earth's magnetosphere and ionosphere // Space Sci. Rev. V. 19, № 1. P. 59–160.

Roble R. G., Hays P. B. (1979). A quasi-static model of global atmospheric electricity. II. Electrical coupling between the upper and lower atmosphere // J. Geophys. Res. V. 84, № A12. P. 7247–7256.

Volland H. (1977). Global Quasi-Static Electric Fields in the Earth's Environment. Electrical Processes in Atmospheres / H. Dolezalek, R. Reiter (eds) / Proceeding of the Fifth International Conference on Atmospheric Electricity held at Garmisch-Partenkirchen (Germany), 2–7 September 1974, Verlag, Darmstadt. P. 509–528.

Volland H. (1984). Atmospheric Electrodynamics. — Berlin: Springer. 205 p.

МЕЖДУНАРОДНЫЕ СРАВНЕНИЯ ПИРГЕЛИОМЕТРОВ И МЕЖДУНАРОДНЫЙ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ЭТАЛОН

А. А. Родионов, В. С. Яковлев

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Voeikov Main Geophysical Observatory
194021 St. Petersburg, Karbysheva st., 7

E-mail: rodionov.artm@gmail.com,
vadosprod@gmail.com

Поступила в редакцию 17.03.2022
Поступила после доработки 7.07.2022

Введение

Измерения различных видов солнечной радиации проводятся на всем земном шаре. В странах-членах Всемирной метеорологической организации (ВМО) для наблюдений за солнечной радиацией используются приборы различных конструкций, выпускаемые разными производителями. Сопоставимость результатов этих измерений в соответствии с требованием, зафиксированным в Дополнении VIII к Техническому регламенту ВМО (ВМО № 1160, 2019), обеспечивается посредством «привязки» показаний эталонных приборов к единой пиргелиометрической шкале — в настоящее время к шкале Мирового радиометрического эталона (шкала МРЭ). Для передачи шкалы были организованы и с 1959 г. регулярно проводятся Международные сравнения пиргелиометров (International Pyrheliometer Comparisons — далее IPC).

В данной работе приведено описание современных методов и принципов организации IPC и поддержания шкалы МРЭ, а также представлены сведения о состоявшихся в 2021 г. IPC-XIII.

Краткий исторический очерк о проведении Международных сравнений пиргелиометров

До середины XX в. в мире существовали две пиргелиометрические шкалы (Кмито, Скляров, 1981):

- европейская шкала или шкала Ангстрема, основанная на измерениях пиргелиометра Ангстрема, принятая в 1905 г.;
- американская или Смитсоновская шкала, основанная на измерениях пиргелиометра Аббота с серебряным диском, созданная в 1913 г.

Анализ точности приборов, поддерживающих эти шкалы, и их сравнения выявили наличие значительного систематического расхождения двух шкал, которое составляло от 3 до 7 %. В результате в сентябре 1956 г. на Международной радиационной конференции в Давосе (Швейцария) была принята Международная пиргелиометрическая шкала МПШ-56 (International Pyrheliometer Scale — IPS-56). Она стала компромиссной: к шкале Ангстрема была введена поправка +1,5, а к Смитсоновской шкале –2,0 %. Одновременно с введением МПШ-56 было принято решение о регулярном (с периодичностью 1 раз в 5 лет) проведении в Давосе Международных сравнений пиргелиометров для приведения всех национальных эталонных пиргелиометров к новой шкале и обеспечения единства измерений солнечной радиации (Кмито, Скляров, 1981).

С 1959 г. Международные сравнения пиргелиометров проводит Мировой радиационный центр (МРЦ), находящийся в Физико-метеорологической обсерватории Давоса (The Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos / World Radiation Center — далее PMOD/WRC).

На первых сравнениях IPC-I (1959) в качестве единого эталона МПШ-56 был принят пиргелиометр Ангстрема Å158, изготовленный в 1912 г. Соответственно, переводные коэффициенты региональных и национальных эталонных пиргелиометров были приведены к показаниям этого прибора. По той же процедуре были проведены вторые сравнения IPC-II (1964). Однако на региональных сравнениях

во Франции (г. Карпантра) в 1969 г. было обнаружено значительное отклонение (около 1,2 %) показаний эталонного пиргелиометра от показаний пиргелиометров, которые участвовали в ИРС-I и ИРС-II (Покровская, 1975). Данный факт послужил основанием для изменений принципов передачи МПШ-56 и порядка проведения Международных сравнений пиргелиометров.

Третьи международные сравнения (1970) ознаменовались принятием решения о создании группового эталона из семи пиргелиометров Ангстрема: Å525, Å21, Å212, Å140, Å542, Å2273, Å576, показания которых отличались высокой стабильностью (Покровская, 1975). Еще одной отличительной особенностью ИРС-III стало участие в них приборов нового типа: полостных пиргелиометров (или абсолютных радиометров), разработанных в США, которые впоследствии составили группу эталонных приборов.

Технический прогресс в разработке абсолютных полостных радиометров и утрата первоначальной единицы МПШ-56 (в связи с неудовлетворительным хранением эталонов) стали основанием для введения новой шкалы. В 1975 г. на ИРС-IV по результатам анализа сравнений 12-ти абсолютных полостных пиргелиометров была принята шкала Мирового радиометрического эталона, которая отличалась от МПШ-56 на +2,2 %, а погрешность воспроизведения единицы новой шкалы была оценена в $\pm 0,3$ % (Клеванцова и др., 1977). В состав группы пиргелиометров, поддерживающих шкалу МРЭ, изначально вошли приборы типа ПАКРАД 3, АКР 310, КРОМ, ПМО 2 (Кмито, Скляров, 1981).

В дальнейшем, вплоть до ИРС-XII (2015), планомерно проводилась модернизация технического оснащения и способов передачи единицы энергетической освещенности солнечной радиацией региональным и национальным эталонам. Состав эталонной группы МРЭ менялся как из-за технических проблем отдельных пиргелиометров (механические неисправности, проблемы с установкой и т. д.), так и из-за нестабильности их показаний, которая выявлялась в ходе регулярных сравнений в периоды между ИРС. Общее число пиргелиометров эталонной группы увеличивалось, доля абсолютных полостных эталонов в группе возрастала. Появление новых цифровых

технологий позволило усовершенствовать процесс синхронизации измерений, сбор и обработку показаний пиргелиометров при проведении ИРС. Также улучшались условия хранения и эксплуатации приборов эталонной группы МРЭ.

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова впервые приняла участие в ИРС-II в 1964 г. с пиргелиометром Ангстрема Å212, который с 1928 г. являлся национальным эталоном Гидрометслужбы СССР, а в 1970 г. на ИРС-III был включен в групповой эталон, состоящий из семи пиргелиометров. Вплоть до ИРС-XI (2010) пиргелиометр Å212 участвовал в ИРС и передавал единицу шкалы МПШ-56, а затем и МРЭ на российскую актинометрическую сеть. Хранителями эталона, представлявшими его на международных сравнениях, были В. А. Клеванцова (ИРС-IV, 1975 – ИРС-VIII, 1995) и А. В. Павлов (ИРС-IX, 2000 – ИРС-XII, 2015).

С 1995 г. (ИРС-VIII) от нашей страны в сравнениях стал принимать участие Всероссийский научно-исследовательский институт оптико-физических исследований (ВНИИОФИ) с пиргелиометрами собственной разработки MAR-1-1 (а позднее MAR-1-2, MAR-1-3) из состава российского первичного эталона.

Мировой радиометрический эталон

Мировой радиометрический эталон — это эталон, реализованный в виде группы международных эталонов (World Standard Group — далее WSG) (ВМО № 8, 2018, п. 7.1.2.2).

В соответствии с утвержденными ВМО требованиями WSG должна состоять не менее чем из четырех абсолютных пиргелиометров различной конструкции, удовлетворяющих следующим условиям:

- стабильность показаний пиргелиометра на протяжении десятилетий должна составлять менее 0,2 % измеренного значения;
- неопределенность серии измерений пиргелиометром должна с доверительным интервалом 95 % находиться в пределах неопределенности МРЭ;

– по конструкции прибор должен отличаться от других приборов WSG.

С момента утверждения состав WSG менялся, но с IPC-X (2005) по IPC-XII (2015), а также на последних IPC-XIII (2021) он остается постоянным и представлен шестью полостными пиргелиометрами (абсолютные пиргелиометры с приемником в виде зачерненной полости) (WMO, 2006, 2011, 2016a):

- PMO2 (PMOD/WRC, Швейцария);
- CROM2L (Д. Кроммелинк, Бельгия);
- МК67814 (абсолютный радиометр Д. Кендалла, США);
- HF18748 (абсолютный радиометр Хикке-Фрейдена, Лаборатория Эппли, США);
- PAC3 (первичный абсолютный полостной радиометр, Д. Кендалл, США);
- PMO5 (PMOD/WRC, Швейцария).

Конструкция и принципы работы некоторых из этих типов пиргелиометров описаны в книге А. А. Кмито и Ю. А. Склярова «Пиргелиометрия» (1981).

Хранением, техническим обслуживанием и исследованиями WSG занимается PMOD/WRC.

Для передачи единицы МРЭ другим пиргелиометрам в ходе IPC эталонные значения солнечной радиации вычисляют как среднее, полученное из показаний как минимум трех пиргелиометров из WSG, которые определяет специальная группа экспертов из числа участников IPC и специалистов Физико-метеорологической обсерватории Давоса, которая назначается каждые IPC (BMO № 8, 2018, п. 7.1.2.2). При этом показания приборов, входящих в WSG, всегда корректируются на коэффициент, определяемый при включении прибора в эталонную группу.

В настоящее время активно прорабатывается вопрос об изменении способа передачи шкалы и замены WSG на прибор нового типа — криогенный абсолютный солнечный радиометр (Cryogenic Solar Absolute Radiometer — CSAR). Это связано с тем, что при нескольких последних сравнениях МРЭ со стандартами международной системы единиц СИ мощности излучения и площади (длины) выявилось отклонение приблизительно в 0,3 % (Walter et al., 2017). Описание

конструкции и принципа работы радиометра CSAR представлено в работе R. Winkler (2013).

Организация проведения Международных сравнений пиргелиометров

Методы организации IPC менялись со временем в силу различных причин, поэтому ниже приводятся методы организации, которые реализовывались в последних трех: IPC-XI, -XII, -XIII.

Общая организация. IPC проводятся в Давосе (46,81° с. ш., 9,84° в. д.) на высоте 1610 м над уровнем моря, где в МРЦ хранится Мировой радиометрический эталон. МРЦ совместно с ВМО проводит работы по подготовке и проведению IPC, а также обрабатывает результаты измерений и составляет итоговый отчет.

Сравнения, как правило, проходят осенью в период с конца сентября по конец октября. Текущая периодичность сравнений, по возможности, остается пятилетней.

Площадка для проведения совместных измерений расположена перед главным входом в Физико-метеорологическую обсерваторию Давоса. Специально оборудованные столы участников с затеняющими экранами располагают в несколько рядов вдоль всей площадки (рис. 1). Рядом с площадкой имеются помещения для хранения пиргелиометров, следящих систем и вспомогательной аппаратуры.

Радиометры WSG на одной следящей системе расположены отдельно (на постоянном месте их хранения и эксплуатации). Это место оборудовано специальным контейнером, у которого крыша вместе со стенками сдвигается на время проведения измерений и возвращается обратно, когда наблюдения заканчиваются. Тем самым контейнер защищает пиргелиометры группового эталона и оборудование, расположенное вместе с ними на одной платформе, от воздействия внешней среды.

Участие в IPC принимают Региональные радиационные центры (РРЦ) и Национальные радиационные центры (НРЦ) стран-участников ВМО. Состав РРЦ, а также требования к РРЦ и НРЦ определены

в приложении 7С Руководства ВМО по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО № 8, 2018). Помимо РРЦ и НРЦ в ИРС участвуют производители датчиков солнечной радиации, оптико-физические лаборатории научных метрологических институтов и лаборатории научных институтов солнечной энергетики.



Рис. 1. Общий вид площадки для проведения совместных измерений во время ИРС-ХІІІ (2021)

За каждый день наблюдений для каждого пиргелиометра доступны статистически обработанные данные отношений его показаний к показаниям МРЭ. По этим данным можно сделать выводы о различного рода неисправностях пиргелиометра (если имеется существенное отклонение от МРЭ) и, при возможности, устранить их.

В период ИРС в соответствии с Резолюцией 1 одиннадцатой сессии Комиссии по приборам и методам наблюдений (КПМК) ВМО (ВМО № 807, 1994) организуется специальная группа из числа участников ИРС под руководством сотрудника МРЦ в качестве эксперта. В задачи группы входит утверждение критериев приемлемости совместных измерений (критериев отбора измерений

для окончательного расчета) и выработка рекомендаций по обновлению коэффициентов пиргелиометров, представленных на сравнения, и пиргелиометров группы WSG.

Окончательный и полный отчет об IPC публикуется ВМО в срок от полугода до года после завершения сравнений.

Измерения. Центральным звеном проведения IPC являются совместные синхронные измерения прямой солнечной радиации всеми пиргелиометрами участников и группой пиргелиометров МРЭ. Сопоставимость результатов обеспечивается тем, что измерения проводятся пиргелиометрами, расположенными на одной площадке, в непосредственной близости друг от друга и на одинаковой высоте над уровнем моря. Единовременность измерений обеспечивается синхронизацией часов компьютеров и автоматических систем управления и сбора данных с пиргелиометров, установкой на измерительной площадке часового циферблата и подачей звуковых сигналов в моменты записи измерений. Время измерений отсчитывается по центральноевропейскому времени — СЕТ (UTC+1).

Измерения прямой солнечной радиации проводятся сериями продолжительностью 21 мин. Каждая серия включает 14 измерений с периодичностью 1,5 мин (90 с). Новая серия начинается через каждые 30 мин.

Пиргелиометры, входящие в WSG, имеют единую систему сбора данных, которая обеспечивает единовременное снятие и запись их показаний. При наличии собственной системы сбора данных участники отправляют файл с данными об измерениях на общий сервер PMOD/WRC в конце каждого дня измерений в формате, установленном перед началом IPC. Для тех участников, которые снимают показания вручную, организован web-интерфейс для загрузки их результатов на общий сервер PMOD/WRC.

Измерения проводятся только в солнечные дни, но после начала серии она продолжается независимо от состояния атмосферы. При последующей обработке происходит контроль результатов измерений с учетом мутности атмосферы, облачности и других критериев, которые утверждает специальная группа. Измерения,

выполненные при неподходящих для проведения сравнений условиях, исключаются из рассмотрения.

Обработка совместных измерений. В статистическую обработку включаются только те измерения, которые проходят контроль по критериям пригодности. Эти критерии для IPC-X, -XI и -XII несколько различались в зависимости от типов представленных пиргелиометров и способов контроля атмосферных условий. Но самые важные критерии оставались неизменными (WMO, 2006, 2011, 2016a, п. 2.1):

1) не используются в расчете:

- измерения пиргелиометрами Ангстрема, при которых на солнечном диске и в зоне 15° от него находились облака,
- измерения полостными пиргелиометрами (угол зрения 5°), при которых облака находились в пределах 8° от центра солнечного диска,
- измерения, выполненные при оптической плотности аэрозоля на длине волны 500 нм (Aerosol Optical Depth — AOD) более 0,120,
- измерения, выполненные при скорости ветра более 2,5 м/с (при IPC-X данное условие отсутствовало);

2) измерения должны проводиться не менее трех дней, за которые для PMO2 (из состава WSG) должно быть принято к обработке не менее 150 наблюдений.

Стабильность атмосферных условий в процессе измерений обеспечивается за счет исключения из серии отдельных отсчетов, если стандартное отклонение прямой солнечной радиации в момент измерения за односекундный промежуток времени превышает 1 Вт/м^2 (основанное на шести быстрых измерениях, выполненных PMO2 из состава WSG). В такой формулировке критерий был принят на IPC-XII.

После контроля пригодности по измерениям прямой солнечной радиации рассчитывают среднее по всем моментам времени значение отношения измерений МРЭ к измерениям пиргелиометра-участника (*WRR*-фактор) по формуле (WMO, 2016a):

$$WRR_{k, IPC} = \left\langle \frac{WRR(t)}{Irr_k(t)} \right\rangle_t,$$

где $WRR_{k, IPC}$ — определяемый WRR -фактор k -го пиргелиометра-участника на текущих IPC (как среднее по всем моментам времени t);

$Irr_k(t)$ — значение прямой солнечной радиации, измеренное k -м пиргелиометром-участником в момент времени t ;

$WRR(t)$ — значение прямой солнечной радиации по МРЭ в момент времени t , определяемое как среднее из значений не менее четырех пиргелиометров WSG с учетом их WRR -факторов, определенных в предыдущие IPC:

$$WRR(t) = \langle WSG_j(t) \times WRR_j \rangle_j,$$

где $WSG_j(t)$ — значение j -го пиргелиометра из состава WSG (к примеру, для IPC-XII $j \in \{PMO2, CROM2L, PAC3, PMO5\}$);

WRR_j — WRR -фактор j -го пиргелиометра из состава WSG, определенный в предыдущие IPC.

Перед окончательным осреднением значений WRR -факторов по всем моментам времени производится подгонка полученной совокупности к нормальному распределению. Значения, не удовлетворяющие условиям нормального распределения, исключаются из совокупности до тех пор, пока распределение значений WRR -факторов не станет нормальным с вероятностью выше 90 % или пока все значения не будут лежать в пределах определенного диапазона относительно среднего (обычно этот пороговый диапазон равен $\pm 0,002$, но для некоторых случаев он определяется индивидуально).

Окончательное среднее значение WRR -фактора для каждого пиргелиометра-участника приводится в отчете IPC с указанием количества значений (N) и стандартного отклонения (σ). Этот WRR -фактор в дальнейшем должен применяться при калибровке, выполняемой с помощью пиргелиометра, для обеспечения привязки к МРЭ.

Тринадцатые международные сравнения пиргелиометров

Тринадцатые международные сравнения пиргелиометров (IPC-XIII) были проведены с 27 сентября по 15 октября 2021 г. Эти сравнения должны были состояться в 2020 г., но из-за пандемии COVID-19 были перенесены по решению ВМО.

В IPC-XIII приняли участие 56 представителей из 23 стран (это наименьшее количество участников со времен IPC-VIII, 1995). На сравнения были представлены 113 пиргелиометров. Это меньше, чем в предыдущих IPC-XII (134 пиргелиометра), однако общая тенденция к росту числа участвующих в сравнениях пиргелиометров сохраняется. С пиргелиометрами четырех стран, представители которых не смогли присутствовать на сравнениях, работал персонал PMOD/WRC и коллеги из других институтов.

Значимым отличием IPC-XIII от всех ранее проведенных стало отсутствие на них пиргелиометра Ангстрема. В состав поверяемых приборов входили преимущественно абсолютные полостные пиргелиометры Хикке-Фрейдена (АНФ и НФ, производство фирмы Eppley Laboratory, США), пиргелиометры типа РМО (РМО6 и РМО8, производства PMOD/WRC и Davos Instruments) и пиргелиометры с термопарными датчиками (типов СНР и SHP фирмы Kipp&Zonen, Нидерланды; NIP и sNIP фирмы Eppley Laborator).

В общей сложности сравнения проводились в течение 11 дней, но не все измерения оказались пригодными для обработки. По результатам предварительной обработки измерений за период с 27 сентября по 11 октября сотрудниками МРЦ был сделан доклад, в котором указывалось, что для РМО2 из состава WSG пригодно 725 измерений за четыре дня (после 11 октября было еще два солнечных дня с измерениями).

С российской стороны в IPC-XIII участвовали два сотрудника ФГБУ «ГГО» с абсолютным пиргелиометром (радиометром) РМО6 № 0817 (рис. 2).



Рис. 2. Пиргелиометр (радиометр) РМО6 № 0817

Данный пиргелиометр уже принимал участие в IPC-XII в 2015 г., а до этого в 2012 г. — в Балтийских региональных сравнениях пиргелиометров (Baltic Region Pyrheliometer Comparison — далее BRPC) в Норрчёпинге, Швеция (WMO, 2013). По итогам последних были оценены коэффициенты других четырех пиргелиометров, входивших в состав группового эталона Регионального радиационного центра ГГО (Богомолов и др., 2013). *WRR*-факторы РМО6 № 0817, полученные по результатам BRPC 2012, IPC-XII и IPC-XIII, приведены в таблице 1.

**Значения *WRR*-факторов для РМО6 № 0817
по итогам сравнений последних лет**

Сравнения	<i>WRR</i> -фактор	<i>N</i>	σ , ppm
BRPC 2012	0,999974 *	250	382
IPC-XII (2015)	0,999516	312	624
IPC-XIII (2021) (предварительная оценка)	0,999753 **	1029	515

* — на BRPC 2012 эталонным значением, по отношению к которому определялся *WRR*-фактор, являлось среднее значение из показаний восьми пиригелиметров с учетом их *WRR*-факторов, установленных на IPC-XI (2010);

** — предварительная оценка.

Окончательный *WRR*-фактор для РМО6 № 0817 будет рассчитан после более полного анализа измерений (применения всех критериев оценки измерений) и может несколько отличаться от приведенного в таблице. Однако предварительная оценка свидетельствует о долговременной стабильности РМО6 за шестилетний период между IPC-XII и IPC-XIII (изменение *WRR*-фактора на 0,02 % по отношению к IPC-XII).

Официальные результаты IPC-XIII будут опубликованы в общем отчете ВМО в 2022 г. и выложены в свободный доступ в библиотеке ВМО (<https://library.wmo.int>).

По традиции в период IPC-XIII был проведен научный симпозиум, на котором были представлены доклады специалистов МРЦ, производителей эталонных и рабочих актинометрических датчиков, представителей региональных и национальных радиационных центров. Доклады были посвящены исследованиям и разработкам в области наземных и заатмосферных (спутниковых) измерений солнечного излучения, длинноволнового земного и атмосферного

излучения, физики Солнца. Активно обсуждалась тема отклонения шкалы МРЭ от шкалы СИ и перспективы перехода к последней.

Сотрудники ФГБУ «ГГО» сделали доклад о группе эталонных пиргелиометров, составляющих вторичный эталон энергетической освещенности солнечным излучением, и об организации передачи единицы на актинометрическую сеть России.

Сборник с докладами симпозиума IPC-XIII будет подготовлен и опубликован в 2023 г. в библиотеке ВМО в свободном доступе.

Международные сравнения пиргеометров (IPgC) и радиометров с фильтрами (FRC)

За время своего существования IPC показали себя весьма эффективной формой международной стандартизации в области измерений солнечной радиации. В связи с этим с IPC в свое время были объединены другие важные международные сравнения приборов для измерений оптической плотности аэрозоля (Filter Radiometer Comparisons — далее FRC) и длинноволновой радиации (International Pyrgometer Comparisons — далее IPgC).

Международные сравнения пиргеометров. Международный групповой эталон инфракрасного излучения (World Infrared Standard Group — далее WISG) был создан в 2004 г. в качестве временного эталона для калибровки пиргеометров с целью обеспечения сопоставимости наземных измерений длинноволнового излучения. В настоящее время в состав эталона входят два пиргеометра типа PIR (производство Eppley, США) и два пиргеометра типа CGR4 (производство Kipp&Zonen, Нидерланды). Современные требования к WISG и IPgC были утверждены в Резолюции 1 XVII сессии КПМН (ВМО № 1227, 2018). Калибровка участвующих в IPgC пиргеометров проводится в соответствии с процедурой, описанной в отчете ВМО (WMO, 2015).

ФГБУ «ГГО» принимало участие в IPgC-II (2015) и IPgC-III (2021) с пиргеометром CGR4 № 100210. Калибровочные данные пиргеометра приведены в таблице 2.

Калибровочные данные пиргеометра CGR4 № 100210

Сравнения	Чувствительность пиргеометра, мкВ/Вт·м ⁻²	Неопределенность измерения чувствительности, мкВ/Вт·м ⁻²
IPgC-II (2015)	10,26	0,33
IPgC-III (2021)	10,24	0,33

По результатам сравнений можно сделать вывод о стабильности прибора за прошедшие шесть лет (2015–2021): отклонение коэффициента чувствительности не превышает 0,2 % и находится в пределах неопределенности его измерения, которая осталась без изменений, по большей части, вследствие неизменности процедуры калибровки.

Международные сравнения радиометров с фильтрами. КПМН ВМО в 2006 г. признала необходимость создания центра для проведения международных сравнений радиометров с фильтрами и оценки качества данных измерений оптической плотности аэрозоля, необходимых для изучения климата. По решению ВМО № 1019 (2007) в PMOD/WRC был организован Всемирный центр исследований и калибровки оптической плотности (World Optical Depth Research and Calibration Center — далее WORCC).

Оптическая плотность аэрозоля (AOD) характеризует ослабление оптического излучения в атмосфере за счет его поглощения и рассеяния аэрозолем (ВМО № 8, 2018, раздел 16.6). ВМО рекомендует измерять AOD не менее чем на трех из длин волн: 368, 412, 500, 675, 778, 862 нм, с шириной полосы 5 нм. Геометрия поля зрения радиометров с фильтрами должна соответствовать спецификациям ВМО (WMO, 1986).

Цель FRC состоит в сравнении различных приборов, используемых для измерения AOD, для оценки сопоставимости результатов, получаемых на сетях разных стан.

Каждый прибор, участвующий в FRC, сравнивается с группой из трех радиометров с прецизионными фильтрами, которая хранится

и исследуется в WORCC. В группу входят радиометры с фильтрами типа PFR-N № 01, № 25, № 27 (производство PMOD/WRC).

Более подробно с принципами FRC и их результатами можно ознакомиться в отчете ВМО о FRC-IV (WMO, 2016b).

Заключение

Международные сравнения пиргелиометров были и остаются важнейшим метрологическим мероприятием в области измерений солнечной радиации.

IPC не только обеспечивают единство измерений солнечной радиации, но и являются платформой для проведения научных дискуссий и обмена опытом среди специалистов в области пиргелиометрии.

На сегодняшний день один из наиболее обсуждаемых вопросов — это обеспечение прямой привязки измерений солнечной радиации к единицам СИ. Вероятно, что решение этого вопроса может привести к очередному изменению шкалы и ее реализации на базе радиометров CSAR.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богомолов И. В., Клеванцова В. А., Павлов А. В. (2013). Уточнение характеристик пиргелиометров, входящих в эталонную группу приборов Росгидромета // Труды ГГО. Вып. 569. С. 233–238.

ВМО № 807 (1994). Сокращенный окончательный отчет одиннадцатой сессии / Комиссия по приборам и методам наблюдений (КПМН).

ВМО № 1019 (2007). Сокращенный окончательный отчет четырнадцатой сессии. Рек. 6 / Комиссия по приборам и методам наблюдений (КПМН).

ВМО № 8 (2018). Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений.

ВМО № 1227 (2018). Сокращенный окончательный отчет семнадцатой сессии / Комиссия по приборам и методам наблюдений (КПМН).

ВМО № 1160 (2019). Дополнение VIII к Техническому регламенту ВМО. Наставление по Интегрированной глобальной системе наблюдений ВМО. Приложение 5.1.

Клеванцова В. А., Никольский Г. А., Скляр Ю. А. (1977). Современное состояние международной пиргелиметрической шкалы. Международные сравнения пиргелиметров в 1975 г. // Труды ГГО. Вып. 392. С. 16–22.

Кмито А. А., Скляр Ю. А. (1981). Пиргелиметрия. — Ленинград: Гидрометеиздат. 229 с.

Покровская И. А. (1975). О воспроизведении и хранении международной пиргелиметрической шкалы 1956 г. // Труды ГГО. Вып. 331. С. 105–111.

Walter B., Winkler R., Graber F., Finsterle W., Fox N., Li V., Schmutz W. (2017). Direct Solar Irradiance measurements with a Cryogenic Solar Absolute Radiometer / AIP Conference Proceedings 1810, 080007. URL: <https://doi.org/10.1063/1.4975538>.

Winkler R. (2013). Cryogenic Solar Absolute Radiometer — a potential SI Standard for Solar Irradiance. Doctoral Thesis, UCL (University College London).

World Meteorological Organization (1986). Recent progress in sunphotometry: determination of the aerosol optical depth / WMO/TD № 143, GAW Report № 43.

World Meteorological Organization (2006). International Pyrheliometer Comparison IPC-X / W. Finsterle, ed. / WMO IOM Report № 91.

World Meteorological Organization (2011). International Pyrheliometer Comparison IPC-XI / W. Finsterle, ed. / WMO IOM Report № 108.

World Meteorological Organization (2013). Baltic Region Pyrheliometer Comparison 2012 / T. Carlund, ed. / WMO IOM Report № 112.

World Meteorological Organization (2015). Pyrgometer Calibration Procedure at the PMOD/WRC-IRS / J. Gröbner, S. Wacker, eds. / WMO IOM Report № 120.

World Meteorological Organization (2016a). International Pyrheliometer Comparison IPC-XII / W. Finsterle, ed. / WMO IOM Report № 124.

World Meteorological Organization (2016b). Fourth WMO Filter Radiometer Comparison FRC-IV (28 September – 16 October 2015, Davos, Switzerland) / GAW Report.

УДК 556.13; 556.124

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ И РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ СО СНЕГА

И. Л. Калюжный, Т. В. Скороспехова

Государственный гидрологический институт
199053 Санкт-Петербург, В.О., 2-я линия, 23

State Hydrology Institute
199053 St. Petersburg, V.O., 2nd line, 23

E-mail: hfl@mail.ru

Поступила в редакцию 14.07.2021
Поступила после доработки 20.08.2021

Введение

Испарение со снежного покрова является важной составляющей водного баланса речных водосборов. В южных районах России на испарение со снега может расходоваться до 30 % накопленного запаса воды, в северных районах эта величина значительно меньше, но ее недоучет приводит к некорректной оценке запасов воды в снеге.

В 1950–1960-х годах процесс испарения с естественного снежного покрова изучался и теоретически, и экспериментально. Несмотря на полученный экспериментальный материал, многие аспекты формирования испарения со снежного покрова, особенно в переходные периоды года, изучены далеко не полно. Наиболее значимые результаты этих работ изложены в монографиях А. И. Дюнина (1961, 1963) и П. П. Кузьмина (1953, 1957, 1961).

Работы А. И. Дюнина показали, что теория испарения со снега очень сложна поскольку процесс испарения существенно не стационарен, температура и концентрация пара в среде распределяется неравномерно, теплообмен одновременно

осуществляется разными механизмами — теплопроводностью, конвекцией, радиацией.

Было установлено, что испарение со снега определяется, во-первых, величиной и направлением притока энергии к испаряющей поверхности, турбулентным переносом водяного пара в приземном слое. Вторым значимым фактором является упругость водяного пара.

Полученные П. П. Кузьминым результаты были использованы при разработке эмпирического метода расчета испарения со снега, а также при обосновании конструкции испарителя со снежного покрова, и организации пунктов наблюдений за испарением в системе Гидрометслужбы,

Работы, проведенные в 1980–1985 гг., позволили впервые установить особенности испарения со снега при ведении снежных мелиораций и обосновать рекомендации по повышению эффективности использования запасов воды на полях степной зоны страны. Организация в районах выращивания зерновых культур агротехнических мероприятий по задержанию и накоплению снега на полях позволила существенно снизить непродуктивные потери снеготпасов на испарение (Деларов и др., 1985).

Несмотря на это остаются открытыми вопросы об испарении в переходные периоды года, о режимных наблюдениях за испарением со снежного покрова с различных видов подстилающей поверхности, об испарении снега при ветровой деятельности, о математическом моделировании испарения с учетом требований гидрологических расчетов и прогнозов

Приход энергии к поверхности снежного покрова

Испарение со снежного покрова в основном определяется величиной и направлением притока энергии к испаряющей поверхности, дефицитом влаги и характеристиками турбулентного переноса водяного пара в приземном слое атмосферы.

Теоретической основой для изучения процессов испарения со снега и снеготаяния является уравнение теплового баланса снежного покрова, представленное в виде:

$$(1 - \alpha) Q + J + P + LE + B + lmp = 0, \quad (1)$$

где α — альbedo снега; Q — суммарная солнечная радиация; J — баланс длинноволновой радиации; P — турбулентный теплообмен в приземном слое воздуха; LE — затраты энергии на суммарное испарение, l — удельные затраты энергии на снеготаяние, m — величина снеготаяния; ρ — плотность снега.

Отсюда следует, что основным компонентом, формирующим приток энергии к испаряющей поверхности, является солнечная радиация: поток тепла из почвы на порядки меньше, чем величина суммарной солнечной радиации.

Поскольку удельные затраты энергии при снеготаянии $l = 0,33$ МДж/кг, а при испарении $L = 2,5$ МДж/кг, то при положительном тепловом балансе таяние энергетически выгоднее испарения. При отрицательном балансе энергия снеготаяния отсутствует, а испарение осуществляется за счет транзитного влагопереноса. Регулирующим фактором является отражательная способность снежного покрова (альbedo снега).

Из уравнения (1) следует, что ведущая роль в процессе формирования испарения со снега принадлежит поглощенной солнечной радиации $Q_{\text{п}}$, которая равна:

$$Q_{\text{п}} = (1 - \alpha) Q. \quad (2)$$

По результатам полевых работ установлено, что в светлое время суток, когда на снежный покров воздействует солнечная радиация, зависимость испарения E_{δ} (мм) от поглощенной радиации описывается уравнением:

$$E_{\delta} = 0,00424 Q_{\text{п}} - 0,09. \quad (3)$$

Коэффициент корреляции полученной зависимости $0,92 \pm 0,02$. При этом затраты энергии на испарение со снега связаны с поглощенной солнечной радиацией $Q_{\text{п}}$ следующим уравнением:

$$LE_{\delta} = 0,334 Q_{\text{п}} - 7,1 \text{ (Вт/м}^2\text{)}. \quad (4)$$

Анализ зависимости (3) позволяет предположить, что на испарение со снега расходуется только часть (около 1/3) поглощенной радиации. Далее испарение сменяется конденсацией при некотором пороговом значении, которое ориентировочно близко к 20 Вт/м^2 .

Когда солнечная радиация на поверхность снега на поступает, испарение со снега обусловлено диффузией водяного пара под влиянием температурного градиента. Водяной пар в снежной толще находится в состоянии насыщения, и его плотность определяется исходя из температуры t ($^{\circ}\text{C}$) по формуле Магнуса:

$$q_0 = (0,622/p)e_0 \exp [17 t/(235 + t)], \quad (5)$$

где p — атмосферное давление, мбар; e_0 — плотность пара при 0°C ($e_0 = 6,11$ мбар).

При этом водяной пар перемещается из слоев с высокой плотностью в слои с меньшей плотностью. Из-за разности температур поток пара направлен вверх. В ночные часы из верхних горизонтов снега происходит диффузионный вынос водяного пара в атмосферу, который не компенсируется притоком снизу. В свою очередь этот вынос состоит из потока пара из почвы, проходящего транзитом через снег, и выноса из самой снежной толщи. В дневные часы в этих слоях происходит конденсация водяных паров. В сумме, за длительные промежутки времени, происходит вынос водяного пара из нижних слоев и конденсация его в верхнем (5–10 см) слое, разность представляет собой поток в атмосферу. Пар переносится от участка с более высокими температурами и большим давлением насыщенного пара к охлажденным участкам, где происходит кристаллизация.

Таблица 1

**Диффузионный вынос водяного пара с поверхности снежного покрова
на протяжении зимнего периода 1983–1984 гг. в Казахстане**

Параметр	Месяц, декада							Среднее за декаду
	декабрь		январь		февраль		март	
	I	II	III	I	II	III	I	
Интенсивность выноса, 10^{-7} кг/(м ² ·с)	2,08	9,84	11,2	2,78	1,50	2,08	1,39	1,79
Вынос за декаду, мм	0,18	0,85	0,97	0,24	0,13	0,18	0,12	0,15
Температура поверхности снега, °С	-15,3	-16,7	-22,6	-22,7	-17,6	-15,9	-17,7	-18,4
Высота снежного покрова, м	0,04	0,28	0,10	0,32	0,24	0,30	0,23	0,22
Плотность снега, г/см ³	0,31	0,30	0,29	0,33	0,32	0,32	0,350	0,317

Таблица 2
Диффузионный вынос водяного пара со снежной толщи по данным наблюдений в Казахстане

Район работ	Зимний период, г.	Число измерений	Диффузионный вынос		Влажность почвы, %
			средний за сутки, 10^{-7} кг/(м ² ·с)	за холодный период, мм	
пг. Кустанай	Март 1982	73	1,84	—	15,2
Аэропорт	1982–1983	41	1,86	1,93	23,1
	1983–1984	196	1,41	1,46	15,7
п. Миалы	1987–1988	54	1,59	1,64	18,8
п. Затобольск	1984–1985	61	1,38	1,43	15,4
Среднее			1,62	1,61	

В таблице 1 приведены результаты наблюдений за диффузионным выносом водяного пара в Казахстане. В начальный период зимы, при высоте снежного покрова до 4–8 см и температуре поверхности снега $-15 \dots -17$ °С, вынос пара за декаду составляет 0,18 мм. При увеличении высоты снега до 28 см и практически такой же температурной нагрузке он возрастает до 0,85 мм. В феврале и марте вынос уменьшается, что, по-видимому, объясняется увеличением промерзания почвы до глубины более 1,0 м. В среднем поток составлял 13 % от величины суммарного испарения.

Результаты пятилетних наблюдений за диффузионным выносом водяного пара на сельскохозяйственных полях Северного Казахстана приведены в таблице 2. Установлено, что величина выноса за холодный период года не превышает 2,0 мм и в среднем составляет 1,61 мм. При этом наблюдается вполне обоснованная зависимость величины выноса q (мм) от влажности почвы W (%):

$$q \approx 0,064 \cdot W + 0,445 \text{ (мм)}. \quad (6)$$

Альbedo снежного покрова

Альbedo снежного покрова определяется отношением отраженной солнечной радиации от снежного покрова к количеству падающей радиации на этот покров.

Наиболее полные исследования отражательной способности снега были выполнены в Валдае (Кузьмин, 1961; Кузнецов, 1964; Шутов, 1991, 1999). Они позволили установить зависимость альbedo снега от его плотности, структуры и влажности, а также от степени загрязнения его поверхности. Эти исследования позволили обосновать и разработать шкалу, предназначенную для определения величины альbedo снежного покрова по визуальным наблюдениям над его состоянием (табл. 3). Этот метод определения альbedo достаточно обоснован. Ошибки определения альbedo этим методом не выходят за пределы $\pm 0,10$ (в долях от единицы).

Таблица 3

Коэффициент отражения тающего снега в зависимости от состояния его влажности, степени загрязненности поверхности и размеров снежных зерен (Кузьмин, 1961)

Структура снега	Состояние снега	Коэффициент отражения
Свежевыпавший	Сухой, чистый	0,86
	Влажный, чистый	0,82
Мелкозернистый	Сухой, чистый	0,78
	Влажный, чистый	0,74
	Влажный, серый	0,70
Среднезернистый	Сухой, чистый	0,70
	Влажный, чистый	0,66
	Влажный, серый	0,62
Крупнозернистый	Сухой, чистый	0,62
	Влажный, серый	0,56
	Влажный, грязноватый	0,50
	Влажный, грязный, намечаются проталины	0,44
	Сильно загрязненный, пестрый ландшафт	0,38
	На сходе отдельных пятен снега	0,32

Альbedo чистого и сухого снега увеличивается с уменьшением высоты солнца. Наименьшая величина альbedo наблюдается около полудня, что связано с подтаиванием снега. В течение зимы альbedo изменяется в зависимости от физических свойств снега, к весне с загрязнением и увлажнением снега оно уменьшается. Установлено,

что альbedo влажного снега увеличивается с возрастанием плотности снега (рис. 1) (Калужный, Шутов, 1998). Зависимость, полученная на основе полевых наблюдений, имеет вид:

$$A = -1,533 \rho + 1,274 \text{ (в долях от единицы), } r = 0,75 . \tag{7}$$

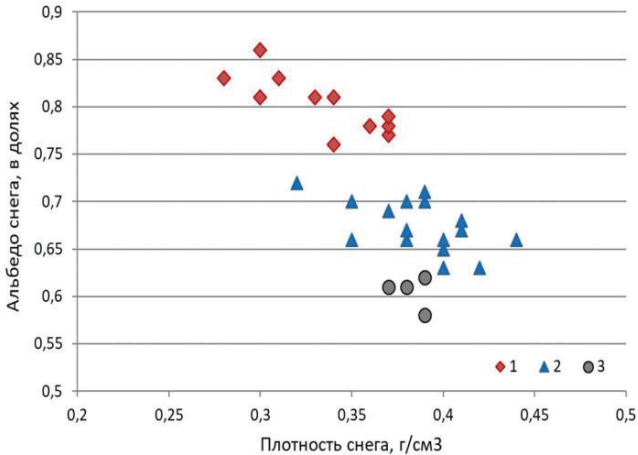


Рис. 1. Альbedo влажного (тающего) снега в зависимости от его плотности по наблюдениям в Усадье (Валдай):
 1 — снег свежеснеживший; 2 — снег среднезернистый;
 3 — снег, переходящий в крупнозернистый

Показано, что при изменении плотности снега от 0,28 до 0,44 г/см³ альbedo уменьшается на 33 %, однако полученная зависимость не является универсальной, так как весной существенно увеличивается степень загрязнения снега.

На Валдае (Шутов, 1999) были поставлены опыты по оценке изменения альbedo снежного покрова при снеготаянии, охватывающие интервал времени от начала снеготаяния (16 марта) до схода снежного

покрова. Опыты проводились на четырех опытных площадках с разной степенью их загрязнения. Результаты приведены на рисунке 2.

Вне зависимости от степени загрязнения хорошо прослеживается синхронность изменения альбедо в процессе снеготаяния. На естественной поверхности снега альбедо снижается от 0,8 (начальный период снеготаяния) до 0,45 (в период окончания).

Изменение альбедо снежного покрова в процессе весеннего снеготаяния удовлетворительно описывается эмпирическим выражением (Шутов, 1999):

$$\alpha = \alpha_0 \exp(-0,36\Sigma m/H_0), \tag{8}$$

где α_0 — альбедо в начале снеготаяния; Σm — суммарный слой стаивания на дату расчета; H_0 — начальный запас воды в снеге.

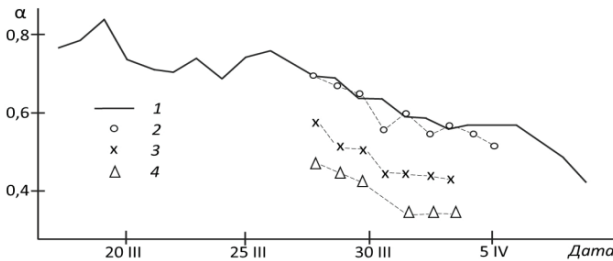


Рис. 2. Изменение альбедо снежного покрова в процессе снеготаяния 1988 г. по данным наблюдений на метеорологической площадке (1) и на площадках с искусственно загрязненным снегом при концентрации примеси 10 (2), 50 (3) и 100 (4) г/м³

Загрязнение снежного покрова техногенными выбросами наиболее ярко выражено на урбанизированных территориях. Оно хорошо

прослеживается на космических снимках (Прокачева и др., 1988; Шутов, 1991) и значительно влияет на режим снеготаяния. Концентрация примесей на снежном покрове обычно не превышает $10\text{--}25 \text{ г/см}^3$. В зонах промышленного загрязнения и вблизи крупных городов она может достигать $100\text{--}150 \text{ г/см}^3$ и более.

На основании опытов по оценке изменения альбедо снежного покрова при его загрязнении частицами почвы и золы на площадках Валдая и Северного Казахстана (Деларов и др., 1985; Шутов, 1991) приведена зависимость отношения альбедо загрязненного к альбедо естественного снега от логарифма поверхностной концентрации примеси k (рис. 3).

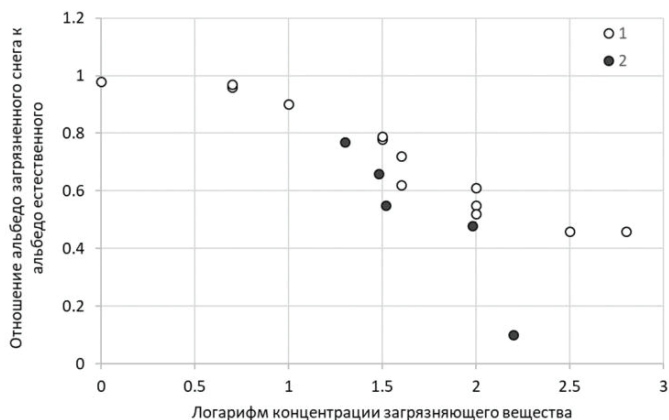


Рис. 3. Зависимость отношения альбедо загрязненного снега к альбедо естественного снега от логарифма концентрации загрязняющих веществ по данным опытов, проведенных на Валдае (1) и в Северном Казахстане (2)

Опыты показали, что загрязнение дозой 50 г/м^3 вызывает ускоренный сход снега на 10–12 суток, а в отдельных случаях — уменьшение испарения со снега, обусловленное уменьшением продолжительности снеготаяния. При концентрации примесей более

500 г/м³ дальнейшего снижения альбедо и усиления таяния не наблюдается. Эффект от воздействия загрязнения снега на процесс таяния наблюдается только при солярном типе снеготаяния, при облачной погоде (адвективный тип снеготаяния) он отсутствует.

Для решения ряда прикладных гидрологических задач в Государственном гидрологическом институте были проведены работы по выделению зон загрязнения вокруг крупных городов России и на водосборах крупных рек (Прокачева и др., 1988). Зона ограничивалась контуром, в котором загрязнение в 2 раза превышало фоновые значения. Средний уровень загрязнения превышал площадь среднего города в 6–8, а в отдельных случаях в 50 раз. При отсутствии космических снимков ареалы загрязнения можно оценивать при помощи корреляционных зависимостей площади загрязнения от факторов, ее определяющих. Ожидаемая погрешность оценена авторами в 30 %.

Производство наблюдений за испарением со снежного покрова в системе Росгидромета

В основу создания сети наблюдений Росгидромета за испарением со снежного покрова положены работы П. П. Кузьмина и его последователей (Кузьмин, 1957; Кузнецов, 1964; Методические рекомендации..., 1991).

На Европейской территории России действующая сеть состояла из 27 пунктов наблюдений в 8-и УГМС, на азиатской территории — из 29 пунктов в 8-и УГМС. Самый северный пункт наблюдений — Пулозеро (Мурманское УГМС) располагался на 68,4° с. ш., самый южный — Прикумск (Северо-Кавказское УГМС) на 44,8° с. ш. Первые сетевые наблюдения были начаты на Валдае (1953 г.) и на Подмосковной водно-балансовой станции (1955 г.). В 2021 г. на ЕТР действовали 4 пункта наблюдений, на АТР — 9.

Наблюдения проводятся на открытом ровном участке, который размещают на расстоянии не более 10 м от метеорологической

площадки. Основным прибором является стандартный снеговой испаритель ГГИ-500-6 с площадью испаряющей поверхности 500 см² и высотой корпуса 6 см. Конструктивно прибор состоит из трех металлических частей: цилиндра, в котором располагается монолит снежного покрова, съемного дна, на которое устанавливается цилиндр, и крышки, которая закрывает его при транспортировке к месту взвешивания. В комплект прибора входит гнездо и лопатка. Гнездо представляет собой емкость, в которую устанавливается цилиндр со снегом. На снегоиспарительной площадке устанавливают два прибора таким образом, чтобы каждый из них погружался в снег заподлицо с его поверхностью. Приборы взвешивают на весах грузоподъемностью 5 кг два раза в сутки. Величину испарения определяют по разности массы испарителя в начале и в конце опыта.

Работы по определению испарения со снежного покрова на сети станций Росгидромета регламентированы Методическими рекомендациями по производству наблюдений за испарением с почвы и снежного покрова (1991). Испарители типа ГГИ-500-6 не обеспечивают получения непрерывной информации из-за пропусков в наблюдениях, обусловленных снегопадами и ветровым переносом снега. Локальные расчетные зависимости величин испарения от скорости ветра и разности парциального давления водяного пара устраняют пропуски наблюдений.

Недостатком прибора является влияние металлического корпуса на монолит снега в период солярного типа снеготаяния. Под воздействием солнечных лучей происходит нагрев металлического цилиндра, вследствие чего между монолитом снега и внутренней стороной цилиндра возникает пустое пространство (кольцевая пора), влияющее на интенсивность испарения.

Для устранения этого эффекта был разработан и использовался в опытах на Валдае и в Казахстане испаритель, полностью изготовленный из стеклопластика (Деларов и др., 1985; Шутов, 1991).

А. В. Павлов (1979) на стационарах в Сибири применял испарители из органического стекла. Результаты его наблюдений позволили выявить корреляционную зависимость между испарителями,

изготовленными из металла и органического стекла, в виде уравнения $E_{орг} = 0,95E_{мет}$, при $R = 0,96$. Опыты, проведенные в Казахстане, с испарителями, изготовленными из стеклопластика, показали близкий результат: $E_{пласт} = 0,92E_{дюр}$. Отсюда следует, что испарители из оргстекла (или другого пластика) при солярном типе снеготаяния повышают точность измерения на 5–10 %.

Испарители подобного типа (высотой 6 см) не учитывают в полной мере поток водяного пара со снежной толщи. Для оценки этого фактора нами были изготовлены испарители высотой 10 и 20 см, снабженные сетчатым дном. Не останавливаясь на методике их применения, укажем, что с увеличением высоты испарителя в 2 раза потери влаги на испарение возрастают в 2,4 раза. Это обусловлено тем, что в процессе формирования испарения учитывается весь поток водяного пара, идущий из всей толщи снега.

Иные методы определения испарения со снега (пульсационный и теплового баланса) на сети Росгидромета из-за их трудоемкости и отсутствия приборов не применяются. В настоящее время также отсутствует инструментальный метод определения испарения с заснеженного леса, что влияет на разработку метода его расчета.

Влияние плотности снега на испарение

В течение зимних сезонов 1981–1983 гг. на Валдае проводился эксперимент по определению влияния плотности снега на величину испарения. Измерения испарения проводились дважды в день в течение 66 суток по испарителям ГГИ-500-6. Обобщенные результаты эксперимента для фиксированных значений плотности снега приведены в таблице 4.

Наблюдения показали, что при потоке тепла, идущего к поверхности снега, с увеличением его плотности испарение усиливается, а при обратном направлении градиента температуры — с ростом плотности, в основном, убывает.

Полученные результаты позволили установить связь суточных величин испарения при плотности снега 0,30 и 0,40 г/см³ с испарением со снега с плотностью 0,20 г/см³:

$$E_{0,30} = 0,92 E_{0,20} + 0,015; \quad r = 0,96 \pm 0,01 \quad (9)$$

$$E_{0,40} = 1,04 E_{0,20} + 0,025; \quad r = 0,90 \pm 0,02 \quad (10)$$

Таблица 4

Средний месячные значения испарения со снега (мм/сут.) при его различной плотности. Валдай, 1981–1983 гг.

Плотность снега, г/см ³	Месяцы		
	Январь	Февраль	Март
0,20	–0,040	0,035	0,132
0,30	–0,030	0,046	0,139
0,40	–0,019	0,060	0,180

Испарение со снежного покрова заснеженного леса

Лесная растительность оказывает существенное влияние на пространственное распределение снежного покрова, задерживая твердые осадки и предотвращая метелевый перенос снега. Определению количества осадков, задерживаемых кронами лесной растительности, посвящено множество исследований. Их краткий обзор приведен в работе А. А. Молчанова (1960). Анализ литературных источников и экспериментальных данных позволили качественно установить закономерности формирования снежного покрова в лесу и механизм взаимодействия твердых осадков с кронами деревьев (Калюжный и др., 1979). Количество осадков, достигающих почвы, зависит от состава древостоя, сомкнутости его крон, их формы и строения. Зимой значительная часть зависшего снега попадает на почву. Испарение происходит как с зависшего на кронах,

так и находящегося под кронами снега. Потеря влаги со снега на кронах обуславливает различие в снегозапасах в лесу и на открытой местности.

Суммарное испарение с поверхности снежного покрова в хвойных лесах, и осадков, задержанных кронами, достигает 30–40 мм и, по мнению С. Ф. Федорова (1977), превышает испарение с поверхности снега на 25 %.

Большую роль в задержании твердых осадков играет сомкнутость древостоя. Естественно, сомкнутые молодые насаждения задерживают осадков больше, чем изреженные старые. В таблице 5 приведены данные об увеличении площади задержания осадков для хвойного леса, характеристики которого приведены в (Бочаров, 1971).

Из таблицы следует, что площадь испаряющей поверхности большая в молодом и средневозрастном лесу. Коэффициент увеличения площади η уменьшается от 8,8 в молодом лесу до 1,7 — в перестойном. Аналогично уменьшаются и потери влаги на испарение.

Испарение под пологом леса со снега и почвы составляет: в лиственном лесу — 80, в смешанном — 50, в хвойном — 36 % от общего испарения с лесного массива (Калюжный и др., 1979).

По данным наблюдений на водосборе р. Вятки в 1973–1976 гг. (табл. 6) доля снегозапасов, не участвующих в формировании снежного покрова в лесу и испарившихся с крон деревьев, при сомкнутости полога 0,5 составляет от 1,0 до 21, а при сомкнутости 0,9–1,0 — от 42 до 58 %, что составляет в условиях этого водосбора 93–121 мм. Разность в 16 % объясняется различием климатических характеристик зим 1973–1974 и 1974–1975 гг.) (Вершинина и др., 1985; Калюжный и др., 1979).

Наблюдения также показывают, что при близком фациальном составе и равной сомкнутости крон доли неучтенных снегозапасов близки между собой, а их отличие не превышает 6 %. Установлено, что доля испарившихся осадков при одной и той же сомкнутости крон уменьшается с увеличением максимальных снегозапасов на открытой местности (на поляне).

Таблица 5

Увеличение площади испаряющей поверхности снега в зависимости от возраста леса

Возраст леса	Характеристика древостоя			Число деревьев на 1 га, шт.	Увеличение площади ρ , раз
	Высота, м	Диаметр ствола, см	Диаметр кроны, м		
Молодняк (10–15 лет)	5–7	5–6	1–1,2	10000–5000	8,8
Жердняк (30 лет)	8–10	7–10	1,3–1,8	5000–3000	6,8
Средневозрастной (50 лет)	12–16	11–16	2–3	3000–1500	6,0
Приспевающий (70–90 лет)	18–20	19–23	3–4	1200–700	4,4
Спелый (60–100 лет)	20–25	24–30	4–5	600–400	2,8
Перестойный (> 150 лет)	26–30	30–37	5–6	200–100	1,7

Таблица 6

**Характеристики запасов воды в снеге в различных фациях хвойного леса
на водосборе р. Вятки по данным наблюдений 1973 г.**

Фация	Сомкнутость крон	Наибольшие снегозапасы	Отношение снегозапасов	Неучтенные снегозапасы	
				в долях	в мм
Поляна в лесу	0,0	185	1,00	0,00	
Ельник-березняк кислично-черничный	0,3-0,4	156	0,84	0,16	29
Ельник-кисличник	0,5	145	0,79	0,21	40
Ельник кислично-черничный	0,6-0,7	125	0,68	0,32	60
	0,7-0,8	113	0,61	0,39	72
Ельник чернично-сфагновый	0,7-0,8	118	0,64	0,36	67
Ельник-черничник	0,8-0,9	110	0,59	0,41	75
Ельник сфагновый	0,9-1,0	86	0,46	0,54	99

Так, в ельнике кислично-черничном при сомкнутости крон 0,7–0,8 доля испарившихся осадков составляет 0,39 при снегозапасе на поляне 185 мм, а при снегозапасе 258 мм — 0,32.

На основании упрощенной модели изменения сомкнутости древостоя от географической широты местности, в основу которой положена гипотеза о зависимости расстояния между деревьями от средней высоты солнца, получена зависимость, которая связывает долю осадков, задерживаемых кронами, характеристики древостоя и географическую широту местности. Зависимость имеет вид:

$$A \approx 1 - [\pi R/2(d + Htgh)],$$

где A — доля осадков, задерживаемых кронами; R и d — радиус кроны и диаметр ствола дерева высотой H ; h — высота солнца.

Так, для деревьев высотой 20 м с диаметром кроны 6 м коэффициент A изменяется от 0,819 на широте 45° до 0,923 на широте 70° . На фиксированной широте для деревьев с высотой H с увеличением диаметра кроны A уменьшается (на широте 55° при $H = 15$ м A уменьшается от 0,877 до 0,828 при увеличении d от 4 до 6 м). На одной и той же широте при постоянном диаметре крон с ростом высоты деревьев A увеличивается в пределах 11–15 %.

Главной трудностью оценки испарения в условиях заснеженного леса является полное отсутствие экспериментальных данных об испарении со снега, зависшего на кронах древостоя. Это не позволяет создать надежно работающий метод расчета испарения с заснеженного леса. В действующих Рекомендациях по расчету испарения с поверхности суши (1976) приведен крайне упрощенный метод расчета месячных величин испарения с заснеженного леса, в соответствии с которым величину испарения для условий открытой местности оценивают по формуле:

$$E = 0,37 \cdot n \cdot d_{200}, \quad (11)$$

где n — число суток в расчетном периоде; d_{200} — дефицит влажности воздуха на уровне 2,0 м, мбар.

В зимние месяцы испарение над открытой местностью (полем) превышает испарение над сосновым лесом на 25% (Федоров, 1977). Таким образом переходный коэффициент для расчета испарения над хвойным заснеженным лесом составляет 1,25. Умножая полученную сумму испарения на открытой местности на коэффициент 1,25, получают общее испарение за месяц с площади, занятой заснеженным хвойным лесом.

Испарение со снега при его метелевом переносе

Перенос снега ветром наблюдается при скорости воздушного потока не менее 4–5 м/с на высоте флюгера. По интенсивности снегопереноса, зависящей от скорости ветра, различают виды метели от слабой (при скорости ветра 4–6 м/с и расходе снега около 0,2 кг/м·с) до очень сильной (при скорости ветра 30–40 м/с и расходе снега около 2,0 кг/м·с). В ветреных степных районах страны при относительно небольших запасах воды в снеге расход влаги на испарение со снега достигает 30–40 % от снегозапасов.

В настоящее время методы расчета испарения при метелевом переносе снега отсутствуют. Работы А. И. Дюнина (1961, 1963) позволили установить факторы, влияющие на процесс испарения снега при метелях. При метелевом переносе снега снежинки в потоке сублимируются, т. е. происходит возгонка, при которой твердое тело (снег) переходит в газ (пар), минуя жидкую фазу. Удельная теплота возгонки снега равна сумме удельной теплоты плавления и испарения, т. е. 2834 Дж/г при температуре 0 °С. В воздушном потоке мелкие снежинки испаряются быстрее крупных, так как время их полного испарения пропорционально квадрату их линейного размера. Испарение снега возможно лишь в воздухе, не насыщенном паром. В период оттепелей или снеготаяния испарение жидкости и возгонка ледяных частиц происходят одновременно.

Продолжение этих работ, вероятно, позволит создать расчетный метод определения испарения со снега при метелях.

Определение испарения со снега по эмпирическим формулам

В практике гидрологических расчетов при определении испарения со снега используются рекомендации, изложенные в работе (Рекомендации по расчету ..., 1976).

Наиболее часто применяют формулу П. П. Кузьмина (1961):

$$E = (0,18 + 0,098 u_{1000}) (e_n - e_{200}) \text{ мм/сут.} \quad (12)$$

где u_{1000} — среднесуточная скорость ветра на высоте флюгера, м/с; e_n — максимальная упругость водяного пара, определенная по температуре поверхности снежного покрова, мбар; e_{200} — упругость водяного пара на высоте 2 м от поверхности снега, мбар.

Максимальная упругость водяного пара определяется для каждого срока наблюдений, а затем рассчитывается ее среднее значение за сутки или за любой иной принятый расчетный период. При снеготаянии или оттепелях, вне зависимости от показаний термометра, температуру поверхности снега принимают равной 0 °С.

При отсутствии экспериментальных данных для определения величины $(e_n - e_{200})$ используют расчетную формулу:

$$E = (0,24 + 0,05 u_{1000}) d_{200} \text{ мм/сут.} \quad (13)$$

где d_{200} — дефицит влажности воздуха на уровне 2,0 м, мбар.

В формуле (12) свободный член в первой скобке (0,18) учитывает влияние термической конвекции. По этой формуле допускается расчет величины испарения от суток до месяца. При определении испарения за месяц и более применяется формула (11).

Формула Кузьмина (12) и ее упрощенные варианты получены на основе 357 серий наблюдений на территории лесостепной, степной

зон Казахстана и Валдайской возвышенности, а также 115 часовых серий наблюдений, приведенных в работе (Kohler, 1950).

Формула применима в диапазоне скоростей ветра от 0 до 12–14 м/с. Относительная ошибка вычисления месячных величин по формуле (12) составляет $\pm 25\%$.

Независимая проверка формулы Кузьмина была выполнена на Валдае по результатам измерений испарения со снега на большом гидравлическом испарителе (БГИ) и данным метеостанции ВНИГЛ (Федоров, 1977). Площадь испаряющей поверхности БГИ — 5 м². Погрешность определения испарения со снега $\pm 0,01$ мм. Для сравнения были использованы данные за 126 дней наблюдений в период 1956–1969 гг. (табл. 7).

Таблица 7

**Результаты сравнения испарения со снега (мм)
по показаниям БГИ и по формуле Кузьмина (12)**

Год	Месяц	Продолжительность периода, число дней	Испарение за расчетный период, мм	
			Наблюдения	Расчет
1956	III	10	5,4	6,8
1957	XI	8	1,6	1,1
1957	XII	11	2,7	2,2
1958	I	6	1,4	0,7
1958	III	16	10,4	7,5
1958	IV	9	5,9	8,0
1959	III	12	4,8	8,2
1959	IV	4	2,8	3,0
1960	III	8	3,2	4,3
1961	III	7	4,9	3,6

Продолжение таблицы 7 :

Год	Месяц	Продолжительность периода, число дней	Испарение за расчетный период, мм	
			Наблюдения	Расчет
1961	IV	4	2,6	2,5
1962	III	5	1,0	2,0
1964	IV	10	3,5	4,4
1966	IV	8	2,6	2,0
1969	III	8	3,2	5,6

Из таблицы 7 следует, что между измеренными и рассчитанными величинами испарения имеется хорошая сходимость, что позволяет использовать ее в расчетах и прогнозах стока.

А. Р. Константинов предложил для E расчетную формулу, учитывающую температурную стратификацию (Павлов, 1979):

$$E = [0,018(\theta_n - \theta_{200})/u_{1000} + 0,097 u_{1000}] \cdot (e_n - e_{200}) \text{ мм/сут.}, \quad (15)$$

где θ_n и θ_{200} — температура поверхности снега и температура воздуха на высоте 2 м соответственно.

Результаты расчета испарения по формулам (12) и (15) приведены в таблице 8.

Таблица 8

Испарение со снега (мм) в районе г. Валдая за период снеготаяния 1958 г.

Метод определения испарения	Холодный период			
	28–31/III	1–10/IV	11–20/IV	Сумма
По показаниям испарителя	1,97	5,58	3,80	11,4
По формуле П. П. Кузьмина	2,14	5,47	3,05	10,7
По формуле А. Р. Константинова	0,30	1,84	1,46	3,6

Основной недостаток формулы Константинова заключается в том, что в период снеготаяния она занижает испарение более, чем в два раза, поскольку выражение $0,018(\theta_n - \theta_{200})/u_{1000}$, учитывающее влияние термической устойчивости, становится отрицательным.

Применительно к прогнозам весеннего половодья В. Д. Комаровым (1959) была предложена формула, аналогичная формуле Кузьмина:

$$E = (e_n - e_{200}) (0,10 + 0,14u_{1000}) \text{ мм/сут.} \quad (16)$$

Результаты расчетов по этой формуле близки к формуле Кузьмина (12).

Основные закономерности испарения со снежного покрова

Анализ ряда работ, в которых рассматриваются материалы наблюдений за испарением из снега (Вершинина и др., 1985; Крестовский и др., 1979; Кузнецов, 1964; Павлов, 1979; Федоров, 1977), а также материалы наблюдений, полученные на сети станций Росгидромета, позволяют выявить некоторые общие закономерности испарения со снежного покрова на территории России.

Установлено, что в холодный период зимы (за исключением оттепелей) испарение за сутки не превышает 0,3 мм. В отдельных случаях наблюдается конденсация. Испарение увеличивается в ранневесенний период в связи с увеличением солнечной радиации. Максимум испарения наблюдается в период снеготаяния. На открытых территориях (полях и лугах) в отдельные дни суточные величины испарения достигают 1,5 мм и более, на лесных полянах и слабо облесенных болотах они приближаются к 2–2,5 мм. В среднем, на протяжении всего снеготаяния испарение не превышает 0,5–0,7 мм/сут. В таблице 9 приведены результаты наблюдений за испарением со снежного покрова в поле и лесном участке стационара в Якутске (Павлов, 1979).

Результаты наблюдений показывают большую изменчивость годовых величин испарения. На открытом участке они изменяются от 6,6 до 20,2 мм. За период с ноября по февраль испарение составляет 0,2–0,3 мм, а сумма испарения за март и, частично, апрель, определяет испарение за весь зимний период. В апреле испарение составляет 87–97 % от испарения за зиму. Расход влаги на испарение за период с 1969 по 1977 г. составил в среднем 16,8 % от максимальных запасов влаги в снежном покрове. Зимой 1973–1974 гг. эта величина составила 26 %.

Согласно таблице 9, потери влаги в лесу в 2–3 раза меньше, чем на открытом участке.

Таблица 9

**Испарение снежного покрова (мм) на открытом
и лесном участках стационара в Якутске**

Год	Март	Апрель		Σ за зиму	Март	Апрель		Σ за зиму
		До начала снеготаяния	В период снеготаяния			До начала снеготаяния	В период снеготаяния	
	<i>Открытый участок</i>				<i>Сосновый лес</i>			
1969	2,2	7,3	1,1	10,6				
1970	1,9	3,2	1,4	6,6	1,0	2,9		
1971	3,6	13,0	3,4	20,2	1,8	3,1	3,2	8,1
1972	1,7	3,1	3,1	8,0	0,8	1,0	0,8	2,6
1973	1,0	6,3	9,4	16,9	0,4	4,1	2,7	7,2
1974	3,2	5,2	11,2	19,8	0,5	1,1	6,1	7,7
1975	2,3	1,4	3,0	6,9	<i>Наблюдения не проводились</i>			
1976	1,2	1,8	11,2	14,5	0,3	4,0	1,2	5,5
1977	1,3	2,2	6,5	10,3	0,7	2,0	2,0	4,8
Средн.	2,0	4,8	5,6	12,6	0,8	2,6	2,7	6,0

На основе достаточно разрозненных и малочисленных материалов наблюдений на сети Росгидромета была составлена карта среднего многолетнего испарения со снега для территории СССР (Кузнецов,

1964). На большей части территории страны испарение не превышает 5–10 мм за сезон и только в отдельных случаях увеличивается до 10–15 мм, что свидетельствует о явно заниженных результатах. В современных условиях, при изменении климата, она не может быть использована для оценки величин испарения.

В 1960–1980 гг. были проведены обширные экспедиционные работы на водосборах рек Дона и Вятки с целью исследования всех составляющих потерь талых вод в период формирования весеннего половодья (Вершинина и др., 1985). При анализе потерь стока рассматривались и потери на испарение со снега. Испарение со снега определялось при помощи испарителей ГГИ-500-6, а пропуски в наблюдениях за испарением восстанавливались по эмпирическим формулам. По результатам этих работ были сформулированы следующие выводы:

1. Установлено, что наиболее надежным методом расчета потерь влаги на испарение, от даты наибольших снеготпасов до начала водоотдачи из снега, является методика П. П. Кузьмина. Расчетная формула, основанная на значениях среднесуточного дефицита влажности воздуха (d мбар), имеет вид:

$$E = 0,37 \cdot \Sigma d_{200}. \quad (17)$$

2. Для приближенной оценки за этот период можно принять среднесуточную величину испарения, равную 0,30 мм/сут.

3. Испарение со снега в период от начала водоотдачи до появления массовых проталин наиболее целесообразно определять по средней интенсивности 0,5 мм/сут.

4. Испарение за период пестрого ландшафта (со снега, воды и почвы) определяется по среднесуточному дефициту влажности с использованием формулы А. Н. Постникова (Постников, 1977):

$$E = 0,44 \cdot \Sigma d_{200}. \quad (18)$$

Оценка испарения может производиться по его средней величине от 0,5 до 0,8 мм/сут.

5. Учитывая, что испарение за стокообразующий период пропорционально снегозапасам к началу весны, то приближенный расчет испарения за весь период снеготаяния в лесах можно выполнять на основе зависимости величины испарения от наибольших запасов воды в снеге (Вершинина и др., 1985). Для отдельных рек Европейской территории России эта зависимость приведена на рисунке 4. Ошибка расчета не выходит за пределы 6 мм, или 20–30 %, суммарной величины испарения.

6. Испарение с лесных комплексов за период снеготаяния равно испарению с поля. При детальном расчете можно принимать следующие соотношения испарения с леса и поля: для вырубок, полей и открытых болот — 0,7; лиственного леса — 0,6; смешанного леса с преобладанием хвойных пород — 1,1; хвойного густого леса — 1,2.

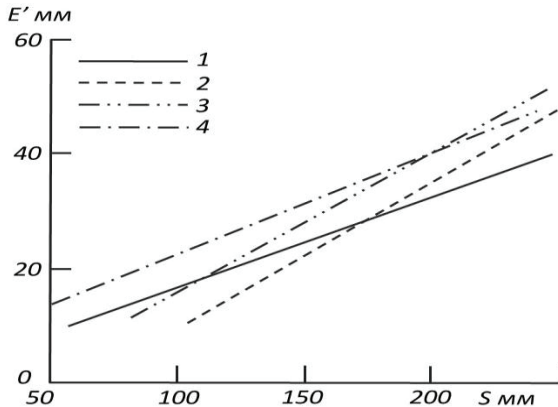


Рис. 4. Связь испарения E' за стокообразующий весенний период со снегозапасами к началу весны. Бассейны р. Вятки (1), Чепцы (2), Кильмезь (3) и Луги (4)

Выводы

Приведен критический анализ работ по испарению с поверхности снежного покрова равнинной территории речных бассейнов. Установлено, что имеется целый ряд нерешенных вопросов, которые возникают в практике гидрологических расчетов и прогнозов, ведении мониторинга состояния естественного и нарушенного снежного покрова. Они требуют научных и технических решений.

Существующие расчетные формулы являются приближенными и в полной мере не учитывают гидрофизические процессы, формирующие испарение с поверхности снега. Отсюда возникают требования усовершенствования метода расчета или математической модели, учитывающей особенности формирования испарения со снега, а также разработки метода оценки испарения с заснеженного леса. Создание метода оценки величин испарения со снега при метелевом переносе снежной массы требует разработки подходов к решению этого вопроса, обоснование гипотезы и проведения экспериментальных исследований с применением современной измерительной базы и приемлемой конструкции аэродинамического лотка. Необходима также разработка конструкции испарителя, изготовленного из стеклопластика, снабженного паропроницаемым дном, а также комплекса приборов для измерения испарения со снега, зависшего на кронах деревьев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бочаров Л. К. (1971). Методы математической статистики в географии. — М.: Наука. 375 с.

Вершинина Л. К., Крестовский О. И., Калюжный И. Л., Павлова К. К. (1985). Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья. — Л.: Гидрометеоиздат. 190 с.

Дюнин А. И. (1961). Испарение снега. — Новосибирск: Изд-во АН СССР. 119 с.

Дюнин А. И. (1963). Механика метелей. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 379 с.

Деларов Д. А., Калюжный И. Л., Шутов В. А. (1985). Испарение со снега при снегозадержании на сельскохозяйственных полях // Метеорология и гидрология. № 9. С. 95–107.

Калюжный И. Л., Павлова К. К., Попов Б. А. (1979). Биогеофизические условия взаимодействия твердых осадков с пологом хвойного леса // Вестник ЛГУ. Вып. 4, № 24. С. 82–90.

Калюжный И. Л., Шутов В. А. (1998). Современное состояние и проблемы натуральных исследований снежного покрова // Водные ресурсы. Т. 25, № 1. С. 34–42.

Комаров В. Д. (1959). Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР. — М.: Гидрометеиздат. 295 с.

Крестовский О. И., Постников А. Н., Сергеева А. Г. (1979). Оценка испарения с леса в ранний весенний период // Труды ГГИ. Вып. 259. С. 75–86.

Кузьмин П. П. (1953). К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова // Труды ГГИ. Вып. 41 (95). С. 34–52.

Кузьмин П. П. (1957). Физические свойства снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат. 179 с.

Кузьмин П. П. (1961). Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат. 345 с.

Кузнецов В. И. (1964). Испарение со снежного покрова // Труды ГГИ. Вып. 109. С. 3–36.

Методические рекомендации по производству наблюдений за испарением с почвы и снежного покрова (1991). — Л.: Гидрометеиздат. 234 с.

Молчанов А. А. (1960). Гидрологическая роль леса. — М.: Изд-во АН СССР. 454 с.

Павлов А. В. (1979). Теплофизика ландшафтов. — Новосибирск: Наука. 285 с.

Постников А. Н. (1977). Схема расчета испарения с поверхности почвы в лесостепной и степной зонах ЕТС // Труды ГГИ. Вып. 233. С. 87–96.

Прокачева В. Г., Чмутова Н. П., Абакуменко В. П., Усачев В. Ф. (1988). Зоны загрязнения снежного покрова вокруг городов на территории СССР. Каталог ареолов для городов с населением более 50 тыс. человек. — Л.: Изд-во ГГИ. 125 с.

19. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши (1976). — Л.: Гидрометеиздат. 96 с.

Федоров С. Ф. (1977). Исследование элементов водного баланса в лесной зоне Европейской территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат. 264 с.

Шутов В. А. (1991). Оценка влияния загрязнения снежного покрова на интенсивность его таяния // Труды ГГИ. Вып. 346. С. 75–86.

Шутов В. А. (1999). Актинометрическая информация в расчетах снеготаяния // Сборник работ по гидрологии. № 23. С. 98–107.

Kohler H. (1950). On evaporation from snow surfaces // Arkiv för Geofysik, Bd. 1. №. 8. P. 159–185.

УДК: 551.509.53

СКОРОСТЬ ВЕТРА В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ: МОДЕЛЬ И ЭКСПЕРИМЕНТ

*Я. В. Дробжеева, О. В. Волобуева, Е. Н. Савенкова,
Е. В. Винокурова*

Российский государственный гидрометеорологический университет
192007 Санкт-Петербург, ул. Воронежская, 79

Russian State Hydrometeorological University
192007 St. Petersburg, st. Voronezhskaya, 79

E-mail: ydrobzheva@mail.ru,
ovvolobueva@rshu.ru

Поступила в редакцию 6.07.2022
Поступила после доработки 8.08.2022

Введение

Знание высотных профилей ветра для различных точек пространства необходимо при решении различных метеорологических задач прикладного характера. Так, например, для расчета траектории падения ступеней ракетносителей была создана модель, описывающая траекторию полета отделяемых частей ракеты-носителя, и на ее основе исследовано влияние различных факторов (параметров атмосферы, включая скорость и направление ветра, и характеристик ракеты-носителя) на изменение координат точки падения (Девяткин и др., 2012). Анализ результатов исследования дал возможность обосновать и разработать способ диагностирования состояния атмосферы вдоль траектории полета отделяемых частей ракеты-носителя.

Глобальное распределение ветров описывается моделями горизонтального ветра «Horizontal Winds Model» (HWM). Модель

HWM93 позволяет получить значения зональной и меридиональной компонент горизонтального ветра для высотной области от поверхности земли до экзосферы. Эта модель также позволяет получать данные для определения уровня загрязнения и направления переноса выбросов промышленных предприятий в городах, для исследования распространения в атмосфере акустических волн от различных источников. Однако использование модели требует предварительной оценки ее адекватности экспериментальным данным конкретного региона.

Целью настоящей работы является проверка соответствия высотных профилей скорости и направления горизонтального ветра, рассчитанных по модели HWM93, экспериментальным данным для северо-запада Европейской территории России.

Краткая характеристика модели

Модель ветра «Horizontal Winds Model» в своих первых версиях (HWM87 и HWM90) являлась эмпирической моделью горизонтального нейтрального ветра верхней термосферы (Hedin et al., 1988, 1991, 1996). Первоначальная версия модели (модель HWM87) (Hedin et al., 1988) была получена на основе спутниковых наблюдений Atmospheric Explorer (AE-E) и Dynamics Explorer (DE 2) и описывала только термосферные ветры выше 220 км без привязки к высоте (Drob et al., 2008). В версию модели HWM90 (Hedin et al., 1991) были включены измерения наземного интерферометра Фабри-Перо 6300 А°, наблюдения радаров некогерентного рассеяния, что позволило понизить нижнюю границу модели до 100 км, включить параметризации геомагнитной активности и эффекты солнечного цикла. Впоследствии в модели стали учитываться данные ракетного зондирования и радаров, использующих метод частичных отражений.

Версия модели HWM93 (Hedin et al., 1994, 1996) была расширена до земной поверхности путем включения среднемесячных значений среднезональных компонент и приливных амплитуд, полученных с использованием результатов многолетних измерений горизонтального ветра на сети метеорных радаров (на уровнях

от 75 до 110 км), базы данных ракетного зондирования (на уровнях от 20 до 100 км) и градиентов ветра, полученных из справочных моделей CIRA-86 и MSISE-90 (на уровнях от 0 до 120 км) (Hedin et al., 1991). На высотах от поверхности Земли до 35 км в HWM93 используется набор статистических данных архива NCEP для 4-летнего периода (Wu et al., 1987). Таким образом, появилась возможность использовать модель HWM не только для исследования верхних слоев атмосферы, но и в задачах нижней атмосферы.

Входными данными модели HWM93 являются: день, время, высота, географические координаты, значения индексов солнечной (F10.7) и геомагнитной (Ap) активности.

Экспериментальные и модельные данные

При разработке эмпирической модели ветра HWM93 использовались данные аэрологических станций мировой сети, включая станции Российской Федерации. Однако на северо-западе ЕТР объем получаемой на сети информации ограничен: в данных наблюдений имеются пропуски, а высота подъема радиозонда в ряде случаев оказывается недостаточной.

Оценка адекватности модели HWM93 для указанного региона должна проводиться на основе наиболее полных и качественных экспериментальных данных с минимальным количеством пропусков и максимальной высотой подъема. Анализ показал, что в указанном регионе наиболее полная и качественная информация имеется по станции Воейково за 2015 г.

На основе модельных расчетов был сформирован архив вертикальных профилей скорости и направления ветра для 00 UTC каждого дня 2015 г. в Санкт-Петербурге, а по данным радиозондирования аэрологической станции Воейково (26075 ULLI St.Petersburg (Voejkovo) Observations) — архив экспериментальных вертикальных профилей скорости и направления ветра. Поскольку экспериментальные профили имеют неравномерный шаг по высоте, они путем линейной интерполяции были преобразованы в профили с шагом по высоте 1 км, а данные о направлении

и скорости ветра на поверхности Земли были получены экстраполяцией.

Оценка ошибок модельных расчетов направления и скорости ветра на основе экспериментальных данных

Для оценки погрешностей модели HWM93 при воспроизведении распределения скорости и направления ветра с высотой для Санкт-Петербурга рассматривались среднемесячные характеристики ветра, полученные на основе экспериментальных и модельных профилей в области от 0 до 27 км.

Для получения экспериментальных данных для каждого месяца 2015 г. рассчитывались среднемесячные высотные профили направления и скорости ветра, профиль среднеквадратического отклонения и 95-процентные доверительные интервалы. Расчеты статистических характеристик выполнялись в предположении, что анализируемые случайные величины распределены по нормальному закону. Для оценки расхождений модельных расчетов и экспериментальных данных рассчитывались относительные отклонения модельных высотных профилей скорости и направления ветра от экспериментальных в процентах.

Оценка адекватности высотных профилей направления ветра экспериментальным для зимнего сезона показала, что модельные профили с вероятностью 95 % не соответствуют эксперименту практически во всем рассмотренном высотном диапазоне для декабря и января. Только в феврале на высотах от 5 до 17 км модельные значения направления ветра находятся в пределах доверительного интервала, что дает возможность использовать ширину доверительного интервала как количественную оценку ошибки расчета направления ветра по модели для февраля. При этом максимальное значение относительных ошибок модельных расчетов (30 %) соответствует высоте 5 км, а далее с увеличением высоты несколько уменьшается (до 10 % на высоте 17 км). Результаты сопоставления для декабря и февраля 2015 г. представлены на рисунке 1.

Сопоставление модельных и экспериментальных профилей направления ветра в весенний сезон показало, что в целом для марта (рис. 2) и мая модельные профили с вероятностью 95 % соответствуют эксперименту на высоте от 2 до 12 км, при этом относительная ошибка расчетов уменьшается с высотой, достигая в области 10–12 км 6 и 10 % соответственно. В апреле модельные расчеты не совпадают с данными эксперимента по всему исследуемому высотному профилю (рис. 2).

В летний период расчеты по модели HWM93 для направления ветра существенно отличаются от экспериментальных значений, за исключением июня, в котором в тропосфере значения относительной ошибки варьировали от ± 25 до ± 1 %, причем на высотах от 5 до 10 км расхождения были минимальными.

В осенний период с вероятностью 95 % модельные расчеты соответствуют эксперименту лишь для сентября во всем диапазоне исследуемых высот, при этом значение относительной ошибки составляет ± 30 % на высотах от 0 до 10 км и не превышает 10 % для высот от 10 до 27 км.

На рисунке 3 для примера представлены результаты сопоставления расчетов и эксперимента для июня и сентября. Обращает на себя внимание результат модельных расчетов для июня: в области высот от 16 до 18 км направления ветра резко меняется. К сожалению, данный результат сложно объяснить, но аналогичный результат был получен при исследовании адекватности модели ветра для станции Йокийнен (Финляндия) по материалам 2021 г.

Анализ модельных и экспериментальных среднемесячных профилей скорости ветра показал, что значения скорости ветра существенно расходятся с экспериментом практически для всех высот и сезонов (см. пример для апреля на рис. 4). Осенью (октябрь и ноябрь) модельные профили скорости ветра не соответствуют экспериментальным в тропосфере, однако выше 20 км (в стратосфере) они с вероятностью 95 % совпадают с экспериментом, при этом относительная ошибка модельных расчетов не превышает 10 % (см. рис. 4 для ноября).

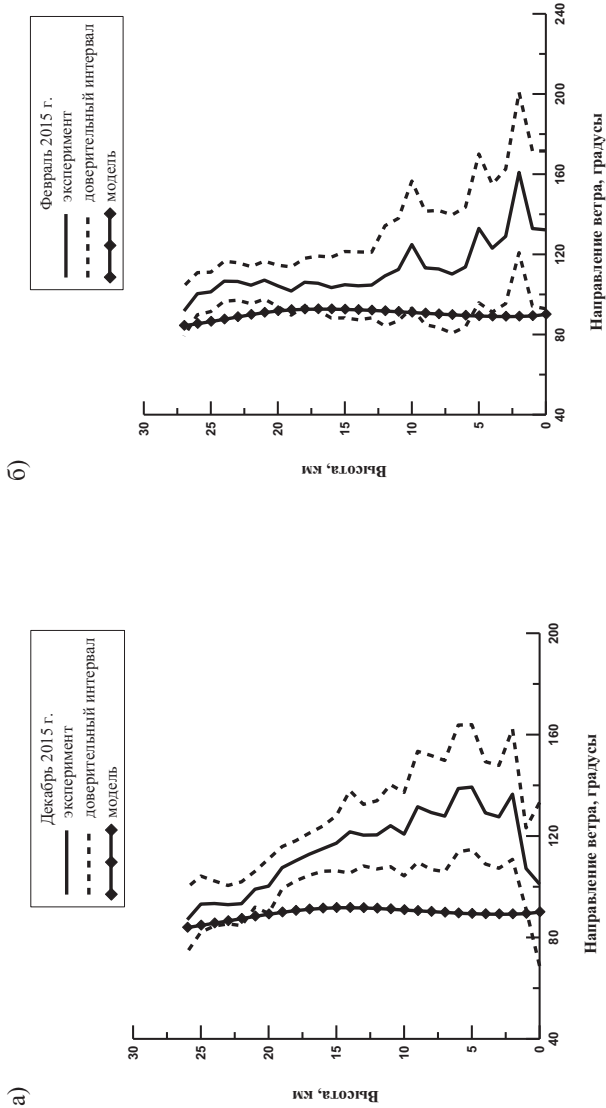


Рис. 1. Среднемесячные высотные профили направления ветра в декабре (а) и феврале (б), Санкт-Петербург

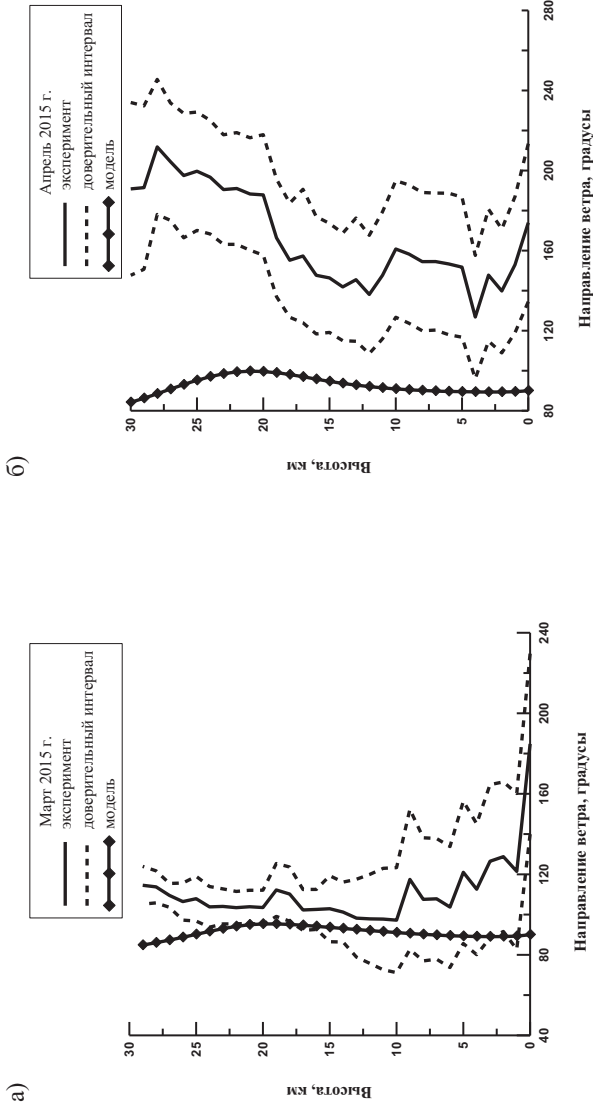
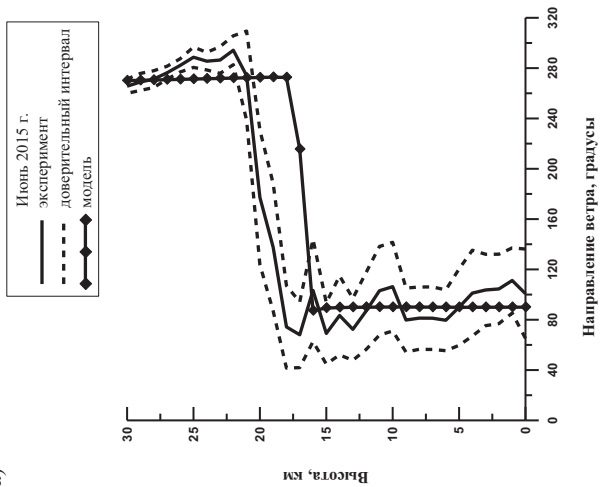


Рис. 2. Среднемесячные высотные профили направления ветра в марте (а) и апреле (б), Санкт-Петербург

а)



б)

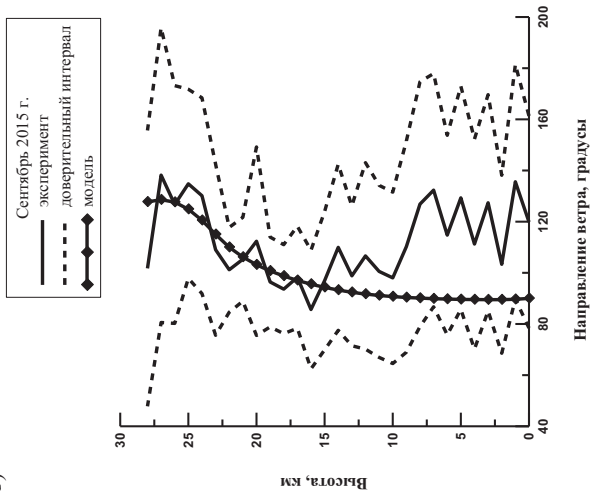
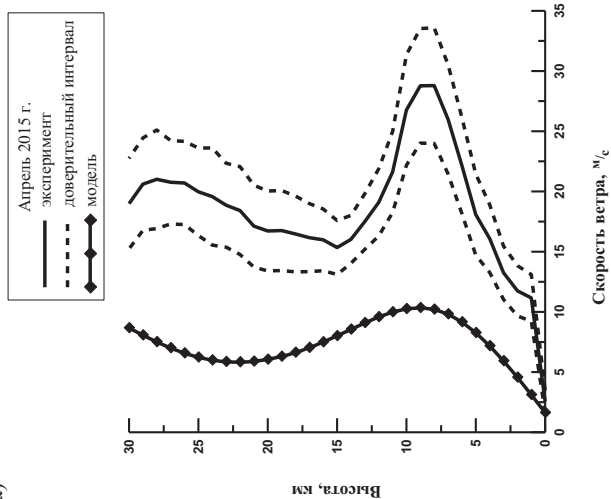


Рис. 3. Среднемесячные высотные профили направления ветра в июне (а) и сентябре (б), Санкт-Петербург

а)



б)

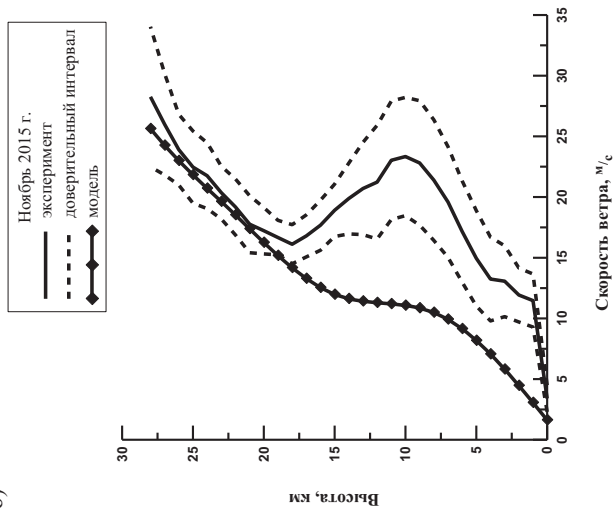


Рис. 4. Среднемесячные высотные профили скорости ветра в апреле (а) и ноябре (б), Санкт-Петербург

Таким образом, сравнительный анализ результатов расчетов высотных профилей скорости и направления ветра по данным модели NWM93 с фактическими данными аэрологического зондирования для Санкт-Петербурга показал, что данная модель требует корректировки практически по всему высотному профилю скорости ветра для всего рассматриваемого временного ряда (2015 г.).

Следует отметить, что для исследуемой области высот влияние солнечной и геомагнитной активности на скорость и направление ветра не существенно в отличие от времени суток, сезона и географических координат. Так, например, наша оценка точности модельных расчетов для станции Йокиойнен (Финляндия) по материалам за 2021 г. (12 UTC), показала, что в области высот от 0 до 23 км модельные высотные профили скорости ветра с вероятностью 95 % адекватны экспериментальным профилям во все сезоны, за исключением осеннего, а модельные высотные профили направления ветра неадекватно отражают реальную картину. Полученные результаты показывают, что проверка работоспособности модели для Санкт-Петербурга оказалась полезной.

Заключение

Анализ результатов проверки точности расчетов по модели NWM93 на основе экспериментальных высотных профилей скорости и направления ветра, полученных на аэрологической станции Воейково за каждый день 2015 г. для 00 UTC, показал, что модель требует корректировки практически по всему высотному профилю скорости ветра для всех месяцев.

Очевидно, что использование модели горизонтального ветра NWM93 для решения прикладных задач в области тропосферы и нижней стратосферы требует предварительной оценки ее точности для данного региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Десяткин А. М., Краснов В. М., Кулешов Ю. В., Маков А. Б., Суворов С. С. (2012). Современное состояние и перспективы использования информации о состоянии

атмосферы в задачах определения районов падения отделяемых частей ракет космического назначения // *Метеорология и гидрология*. № 2. С. 41–51.

Drob D. P., Emmert J. T., Crowley G., Picone J. M., Shepherd G. G., Skinner W., Hays P., Niciejewski R. J., Larsen M., She C. Y., Meriwether J. W., Hernandez G., Jarvis M. J., Sipler D. P., Tepley C. A., O'Brien M. S., Bowman J. R., Wu Q., Murayama Y., Kawamura S., Reid I. M., Vincent R. A. (2008). An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07 // *J. Geophys. Res.* V. 113. A12304. DOI: 10.1029/2008JA013668.

Hedin A. E., Spencer N. W., Killeen T. L. (1988). Empirical Global Model of Upper Thermosphere Winds Based on Atmosphere and Dynamics Explorer Satellite Data // *J. Geophys. Res.* V. 93. P. 9959–9978.

Hedin A. E., Biondi M. A., Burnside R. G., Hernandez G., Johnson R. M., Killeen T. L., Mazaudier C., Meriwether J. W., Salah J. E., Sica R. J., Smith R. W., Spencer N. W., Wickwar V. B., Virdi T. S. (1991). Revised Global Model of Thermosphere Winds Using Satellite and Ground-Based Observations // *J. Geophys. Res.* V. 96. P. 7657–7688.

Hedin A. E., Buonsanto M. J., Codrescu M., Duboin M.-L., Fesen C. G., Hagan M. E., Miller K. L., Sipler D. P. (1994). Solar activity variations in the midlatitude thermospheric meridional winds // *J. Geophys. Res.* V. 99. P. 17601–17608.

Hedin A. E., Fleming E. L., Manson A. H., Schmidlin F. J., Avery S. K., Clark R. R., Franke S. J., Fraser G. J., Tsuda T., Vial F., Vincent R. A. (1996). Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 58. P. 1421–1447.

Wu M. F., Geller M. A., Nash E. R., Gelman M. E. (1987). Global atmospheric circulation statistics — Four year averages / NASA Technical Memorandum 100690. NASA, Washington, D.C.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНОГО РАЗМЕРА ГРАДА

Л. Т. Созаева, А. Х. Кагермазов, М. М. Жабоева

Высокогорный геофизический институт
360030 Нальчик, пр. Ленина, 2

High-Mountain Geophysical Institute
360030 Nalchik, Lenin Ave., 2

E-mail: ljk_62@rambler.ru

Поступила в редакцию 1.08.2022

Поступила после доработки 18.09.2022

Введение

Известно, что опасные явления погоды, связанные с атмосферной конвекцией, наносят существенный ущерб экономике и имеют выраженную тенденцию к росту (Оганесян, Орлова, 2016; Инюхин и др., 2017). Град приводит к огромным финансовым потерям во всем мире и до настоящего времени остается одним из самых сложных явлений для прогнозирования (Dzombak, 2021). Вывод о том, что опасность града определяется в основном его размерами, был сделан на основе анализа публикации, посвященной современным подходам к разработке моделей града и его прогнозированию (Raupach et al., 2021). Указанная публикация обобщает результаты 176 исследований, выполненных в различных регионах мира, в которых прогноз града с необходимой заблаговременностью признается в качестве одной из главных проблем, которая сегодня выходит на первый план.

Основными причинами недостаточной оправдываемости прогнозов опасных явлений погоды, в том числе и града, является дефицит данных о состоянии атмосферы и несовершенство известных методов прогнозирования конвективных процессов.

Недостаток данных о параметрах атмосферы является результатом того, что количество пунктов, в которых проводится аэрологическое зондирование атмосферы, ограничено, а время запуска аэрологического зонда не совпадает со временем максимальной стадии развития конвективных процессов.

Вместе с тем, появились и постоянно совершенствуются глобальные математические модели атмосферы (Haiden et al., 2019; Dueben et al., 2020; <https://www.emc.ncep.noaa.gov>), прогностическая продукция которых может заменить фактические данные о параметрах атмосферы. Сравнительный анализ фактических и модельных данных показал возможность использования последних для прогноза града с нарастающей заблаговременностью до 5 суток (Кагермазов, Созаева, 2020, 2021). Этот результат явился основанием для проведения расчетов максимального размера града.

Целью настоящего исследования является оценка возможностей расчета максимального размера града по прогностическим данным о стратификации полей метеорологических элементов атмосферы различной заблаговременности.

Для достижения этой цели были проведены:

- сбор данных о датах выпадения града и о максимальном размере выпавшего на подстилающую поверхность града;
- расчеты наборов данных метеорологических элементов атмосферы по глобальной модели атмосферы с нарастающей заблаговременностью (1, 3 и 5 суток);
- расчет параметров атмосферы, в наибольшей степени ответственных за развитие конвективных явлений;
- создание регрессионных моделей оценки размера града;
- расчет параметров, характеризующих статистическую значимость и практическую применимость созданных моделей, и их сравнительный анализ.

Исследования были проведены методами статистического анализа с помощью программы SPSS (Бююль, Цёфель, 2005). Данные о метеорологических параметрах атмосферы были получены на основе выходной продукции Глобальной системы прогнозов

Национальных центров прогнозирования процессов в окружающей среде (GFS NCEP).

Материалы и методы исследования

Материалами исследования послужили данные аэрологического зондирования метеостанции «Минеральные Воды» о максимальном диаметре выпавшего на подстилающую поверхность града, предоставленные военизированными службами по активному воздействию на метеорологические и другие геофизические процессы.

По информации служб по борьбе с градом были установлены даты выпадения града в градоопасные сезоны по годам и информация о максимальном диаметре выпавшего града. Для дней с градом по данным глобальной модели атмосферы с заблаговременностью от 1 до 5 суток была определена стратификация атмосферы. По набору метеозлементов (температура, влажность, направление и скорость ветра) для географических координат метеостанции «Минеральные Воды» были рассчитаны 45 параметров атмосферы, наиболее часто применяемых в прогнозах конвекции и связанных с ней опасных явлений погоды. Такое количество признаков усложняет вычислительную процедуру прогноза, что вызывает необходимость их сокращения путем выделения наиболее информативных. Отбор проводился с помощью бисериального коэффициента корреляции. В результате количество параметров атмосферы было сокращено до 10 (Кагермазов, 2015). В состав наиболее информативных параметров вошли:

– *DTM* — максимальная разность температур в облаке и окружающем воздухе;

– *HM* — уровень, на котором разность температур в облаке и окружающем воздухе максимальна;

– *DTK* — вертикальный градиент температуры в слое выше уровня конденсации на 4–4,5 км;

– *SQZ5* — суммарная удельная влажность в слое «подстилающая поверхность — 500 гПа» (определяется суммированием влажности от подстилающей поверхности до 500 гПа по стандартным уровням);

- *TDSR5* — средний дефицит влажности в слое выше уровня конденсации на 5 км (осреднение производится по интерполированным данным между стандартными уровнями с шагом 10 гПа);
- *PH1* — уровень конвекции;
- *TH1* — температура на уровне конвекции;
- *DJ* — индекс неустойчивости Джорджа;
- *TTMI* — индекс интегральной суммы Миллера;
- *DSS* — энергетическая характеристика подоблачного слоя.

Для каждого случая выпадения града были сформированы три набора параметров атмосферы, отличающиеся заблаговременностью, на основе каждого из которых составлялась регрессионная модель оценки максимального размера града.

Параметры атмосферы *DTM*, *HM*, *DTK*, *SQZ5*, *TDSR5*, *PH1*, *TH1*, *DJ*, *TTMI*, *DSS* были приняты в расчет в качестве независимых переменных. Максимальный диаметр града (*D*), известный из наблюдений, рассматривался в качестве зависимой переменной.

Линейные множественные регрессионные уравнения для оценки максимального диаметра града рассчитывались в виде:

$$D = f(DTM, HM, DTK, SQZ5, TDSR5, PH1, TH1, DJ, TTMI, DSS) + const, \quad (1)$$

где *const* — свободный член уравнения регрессии.

Известно, что построение регрессионной модели сводится к определению свободного члена и коэффициентов уравнения (1), а также показателей, характеризующих статистическую значимость и практическую применимость регрессионного уравнения.

Максимальная разность температур в облаке и окружающем воздухе (*DTM*) и уровень, на котором разность температур в облаке и окружающем воздухе максимальна (*HM*), рассчитывались по Методическим указаниям по прогнозу опасных и особо опасных явлений погоды Северо-Кавказского УГМС на основе полей метеопараметров, полученных из данных аналога аэрологического зонда (Методические указания..., 1974; Кагермазов, 2015).

Независимые переменные модели (параметры атмосферы) являются широко известными. Заметим, что степень развития

конвекции определяется индексами, в которых кроме стратификации температуры присутствуют характеристики влажности (George, 1960; Miller, 1961; Reap, Foster, 1979):

- индекс неустойчивости Джорджа

$$DJ = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700}),$$

- индекс Миллера

$$TMI = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500}),$$

где T_{850} — температура на уровне 850 гПа, °С;

T_{700} — температура на уровне 700 гПа, °С;

T_{500} — температура на уровне 500 гПа, °С;

TD_{850} — температура точки росы на уровне 850 гПа, °С;

TD_{700} — температура точки росы на уровне 700 гПа, °С.

Энергетическая характеристика подоблачного слоя DSS (количественная характеристика состояния нижнего слоя тропосферы) равна разности между работой, совершаемой подъемной силой при перемещении единицы массы сухого воздуха от подстилающей поверхности до уровня конденсации S_+ , и работой, затрачиваемой на испарение конденсирующегося водяного пара и сопротивление поднимающемуся воздуху в подоблачном слое S_- :

$$DSS = (\beta S_+ - \alpha S_-)k,$$

где β — коэффициент, пропорциональный продолжительности развития конвекции;

α — коэффициент, учитывающий вовлечение окружающего воздуха и продолжительность развития кучево-дождевого облака;

k — размерный коэффициент (Беленцова и др., 1982).

Результаты расчетов и их обсуждение

В данной работе для оценки максимального размера града с заблаговременностью 1 сутки были отобраны дни с градом за период

2005–2019 гг., а в случаях с заблаговременностью 3 и 5 суток — за сезон 2021 г.

В сводной таблице 1 приведены коэффициенты регрессионных моделей оценки максимального диаметра града с нарастающей заблаговременностью и показатели, характеризующие их качество.

В таблице приняты следующие обозначения:

t — критерий Стьюдента;

Sig — уровень статистической значимости коэффициентов регрессии;

tol — показатель толерантности;

VIF — фактор инфляции дисперсии;

R — коэффициент множественной корреляции;

R^2 — коэффициент детерминации;

DW — коэффициент Дарбина–Уотсона;

p — тест Колмогорова–Смирнова;

$beta$ — стандартизированные коэффициенты регрессии;

b — нестандартизированные коэффициенты регрессии;

$Std. ошибки$ — стандартные ошибки коэффициентов регрессии;

F и $(Sig F)$ — значение критерия Фишера и уровень его значимости.

Модели были построены для трех заблаговременностей:

– модель № 1 — для заблаговременности 1 сутки;

– модель № 2 — для заблаговременности до 3 суток;

– модель № 3 — для заблаговременности до 5 суток.

Перед выполнением регрессионного анализа проводилась проверка зависимой и независимых переменных на подчинение нормальному распределению. Анализ показал, что распределения всех переменных близки к нормальному. Стандартные отклонения независимых переменных оказались отличными от нуля, что свидетельствует об отличии от нуля и их дисперсии, что является еще одним условием проведения регрессионного анализа. Кроме того, была построена матрица корреляции Пирсона для всех переменных, участвующих в регрессионном анализе (зависимой и независимых), которая показала отсутствие связи между исследуемыми переменными (мультиколлинеарности). Исключением из этого

правила явились независимые переменные $PH1$ и HM , которые не были приняты в расчет при дальнейшем анализе.

Качество построенной модели оценивается коэффициентами множественной корреляции и детерминации. Коэффициент множественной корреляции показывает степень совместного влияния независимых переменных на зависимую. Коэффициент детерминации показывает долю вариации зависимой переменной, объясняемую совместным влиянием независимых переменных (для приемлемых моделей он должен быть не менее 0,5). Оценка статистической значимости уравнения регрессии в целом осуществляется с помощью критерия Фишера F . Если значение $F > 1$ и его значимость $Sig < 0,05$, то уравнение регрессии статистически значимо, следовательно, модель адекватная и пригодна для практического использования.

Оценка статистической значимости константы и коэффициентов уравнения регрессии оценивается с помощью t -теста Стьюдента. Если уровни $Sig < 0,05$, то регрессионные коэффициенты значимы.

Для модели № 1 коэффициент множественной корреляции R равен 0,76, для модели № 2 — $R = 0,78$, что свидетельствует о высокой связи между максимальным размером града и параметрами атмосферы. Коэффициент детерминации R^2 для модели № 1 равен 0,58, а для модели № 2 — $R^2 = 0,61$, т. е. около 60 % вариаций максимального диаметра града объясняется совместной вариацией параметров атмосферы. Значимость критерия Фишера равна $Sig < 0,05$, т. е. уравнения регрессии в целом и коэффициенты множественной корреляции значимы.

Коэффициент множественной корреляции R для модели № 3 равен 0,5, что указывает на заметную связь максимального размера града с параметрами атмосферы. Только 25 % изменений размера града определяется параметрами атмосферы $R^2 = 0,25$. Но значимость по коэффициенту Фишера $Sig = 0,1$ (т. е. $> 0,05$) не признает статистическую значимость уравнения регрессии (табл. 1).

Таблица коэффициентов моделей оценки максимального диаметра града с нарастающей заблаговременностью

Параметры модели	<i>b</i>	Станд. ошибки	<i>beta</i>	<i>t</i>	Sig	<i>tol</i>	VIF
<i>Модель № 1</i>							
$R = 0,78; R^2 = 0,57; DW = 2,059; p = 0,58; F = 6,54 (Sig F = 0,001)$							
<i>Const</i>	-17,839	13,076		-1,364	0,185		
<i>TDSR5</i>	0,123	0,058	0,334	2,121	0,044	0,711	1,406
<i>TH1</i>	-0,056	0,023	-0,620	-2,428	0,023	0,270	3,702
<i>DJ</i>	0,123	0,040	0,673	3,041	0,006	0,361	2,774
<i>TTMI</i>	-0,097	0,041	-0,734	-2,356	0,027	0,182	5,501
<i>DSS</i>	0,006	0,002	0,540	3,464	0,002	0,725	1,379
<i>Модель № 2</i>							
$R = 0,78; R^2 = 0,61; DW = 2,084; p = 0,91; F = 9,74 (Sig F = 0,000)$							
<i>Const</i>	16,131	10,38		1,554	0,133		
<i>DTM</i>	-0,161	0,040	-0,509	-4,024	0,000	0,978	1,023
<i>DTK</i>	0,290	0,072	0,720	4,044	0,000	0,493	2,030
<i>DJ</i>	-0,059	0,034	-0,248	-1,741	0,094	0,770	1,299
<i>DSS</i>	0,005	0,002	0,462	2,351	0,027	0,406	2,466
<i>Модель № 3</i>							
$R = 0,50; R^2 = 0,25; DW = 2,428; p = 0,19; F = 2,36 (Sig F = 0,100)$							
<i>Const</i>	3,585	1,072		3,344	0,003		
<i>TDSR5</i>	-0,126	0,062	-0,495	-2,052	0,053	0,611	1,637
<i>TTMI</i>	-0,096	0,041	-0,930	-2,343	0,029	0,226	4,423
<i>DTK</i>	0,199	0,104	0,827	1,906	0,070	0,189	5,284

Регрессионные модели для оценки максимального диаметра града с нарастающей заблаговременностью были построены методом пошагового исключения:

– модель № 1 (заблаговременность 1 сутки)

$$D = -17,839 + 0,123 TDSR5 - 0,056 TH1 + 0,123 DJ - 0,097 TTMI + 0,006 DSS, \quad (2)$$

– модель № 2 (заблаговременность 3 суток)

$$D = 16,131 - 0,161DTM + 0,290DTK - 0,059DJ + 0,005 DSS, \quad (3)$$

– модель № 3 (заблаговременность 5 суток)

$$D = 3,585 - 0,126 TDSR5 - 0,096 TTMI + 0,199 DTK. \quad (4)$$

Отметим, что коэффициенты всех моделей относятся к параметрам состояния атмосферы, характеризующим стратификацию температуры и режим влажности.

Исключение параметров атмосферы из регрессионной модели проводилось также согласно критерию Фишера F .

Значения статистик толерантности (значение толерантности tol , коэффициент инфляции VIF) в случае адекватной модели должны принимать значения: $tol > 0,1$ и $VIF < 10$ (табл. 1). Для всех трех моделей это условие выполняется, что является еще одним подтверждением отсутствия эффекта мультиколлинеарности, т. е. связи между независимыми переменными моделей.

Стандартные ошибки указывают, что при доверительном интервале 95 % каждый нестандартизированный коэффициент уравнения регрессии может отклоняться от среднего значения на две стандартные ошибки.

Математическая интерпретация свободного члена уравнения множественной регрессии $const$ — это среднее значение зависимой переменной при нулевых значениях независимых. В данном исследовании это условие не соблюдается, поэтому они физически не интерпретируются. Это является следствием того, что независимые

переменные (параметры атмосферы) разномасштабные и одновременно не могут принимать нулевые или близкие к нулю значения. Это приводит к тому, что *const* имеет большой разброс в пределах двух стандартных ошибок с вероятностью 95 % (для модели № 1, например, от -44,827 до 9,149). Кроме того, поскольку нестандартизированные коэффициенты регрессии *b* имеют разные единицы измерения, затруднено их прямое сравнение для оценки степени вариации значения зависимой переменной при изменении независимых переменных на единицу значения.

Стандартизация переменных регрессии позволяет устранить данную проблему за счет выражения коэффициентов в едином наборе статистически обоснованных единиц, что позволяет, по крайней мере, попытаться провести сравнение.

В таких случаях для приведения всех переменных к одной шкале обычно применяют *z*-стандартизацию по формуле:

$$zX_i = (X_i - \bar{X}) / \sigma ,$$

где X_i — исходное *i*-значение переменной *X*;

zX_i — стандартизированное значение;

\bar{X} — среднее арифметическое;

σ — стандартное отклонение.

С учетом *z*-стандартизации были построены регрессионные модели с нарастающей заблаговременностью:

– модель № 1 (заблаговременность 1 сутки)

$$zD = 0,334 zTDSR5 - 0,62 zTH1 + 0,673 zDJ - 0,734 zTTMI + 0,54 zDSS , \quad (5)$$

– модель № 2 (заблаговременность 3 суток)

$$zD = -0,509 zDTM + 0,72 zDTK - 0,248 zDJ + 0,462 zDSS , \quad (6)$$

– модель № 3 (заблаговременность 5 суток)

$$zD = -0,495 zTDSR5 - 0,930 zTTMI + 0,827 zDTK . \quad (7)$$

Свободные члены в моделях (5)–(7) с вероятностью 100 % равны нулю.

Для модели № 1 все коэффициенты уравнения регрессии значимы на уровне 0,05 (все значения $Sig < 0,05$). Для модели № 2 коэффициенты уравнения регрессии оказались значимыми, за исключением слабо значимого индекса неустойчивости Джорджа ($Sig = 0,094$). Для модели № 3 два из трех коэффициентов регрессии также оказались слабо значимыми.

Абсолютные значения стандартизованных коэффициентов $beta$ показывают степень влияния независимых переменных на значение зависимой переменной, т. е. характеризуют удельный вклад каждого параметра атмосферы в вариации максимального размера града.

Анализ значений стандартизованных коэффициентов (табл. 1) показывает, что по модели № 1 вариации значений среднего дефицита влажности в слое выше уровня конденсации на 5 км, индекса неустойчивости Джорджа, энергетической характеристики подоблачного слоя, температуры на уровне конвекции и индекса Миллера на одну стандартизованную единицу приводят к изменениям максимального размера града на 33, 67, 54, 62 и 73 % от стандартизованных значений соответственно. На размер града оказывают наибольшее влияние индексы неустойчивости Джорджа и Миллера.

Для модели № 2 вариации вертикального градиента температуры в слое выше уровня конденсации на 4–4,5 км, энергетической характеристики подоблачного слоя, максимальной разности температур в облаке и окружающей среде и индекса неустойчивости Джорджа на стандартизованную единицу приводят к изменениям максимального размера града на 72, 46, 51 и 25 % от стандартизованных значений соответственно. На размер града оказывает наибольшее влияние вертикальный градиент температуры в слое выше уровня конденсации на 4–4,5 км.

Для модели № 3 вариации вертикального градиента температуры в слое выше уровня конденсации на 4–4,5 км, среднего дефицита

влажности в слое выше уровня конденсации на 5 км и индекса Миллера приводят к изменению размера града на 83, 50 и 93 %. На размер града большее влияние оказывает индекс Миллера.

Однако результаты интерпретации стандартизированных коэффициентов не всегда могут быть удовлетворительными, потому что физические взаимосвязи между самими параметрами атмосферы (независимыми переменными) могут привести к принципиальной невозможности оценить, какая из них действительно больше влияет на увеличение размера града.

Важной особенностью регрессионного анализа является условие отсутствия автокорреляции остатков (независимости остатков между собой), которое проверяется с помощью теста Дарбина–Уотсона (DW) на автокорреляцию. Если значение DW близко к 2, это означает, что автокорреляция отсутствует. Для моделей № 1 и 2 значения DW равны 2,059 и 2,084 соответственно, что свидетельствует об отсутствии автокорреляции остатков. Критерий Дарбина–Уотсона для модели № 3 оказался равным 2,438, что также свидетельствует об отсутствии системных связей между остатками.

Проверка остатков на нормальность распределения осуществлялась по тесту Колgomорова–Смирнова. Для всех трех моделей вероятность отклонения остатков от нормального распределения незначима, подтверждением этому является значение $p > 0,05$.

Визуализация оценочных (прогнозируемых) и фактических (наблюдаемых) значений размера града продемонстрировала их хорошее согласие (рис. 1), что свидетельствует о возможности применения предлагаемой модели для оценки максимального диаметра града. При этом следует иметь в виду, что фактические данные о размере града получены на территории регулярного проведения активных воздействий на градовые процессы. Такое вмешательство в естественный ход развития конвективных явлений могло повлиять на значения параметров облаков, которые ответственны за образование града.

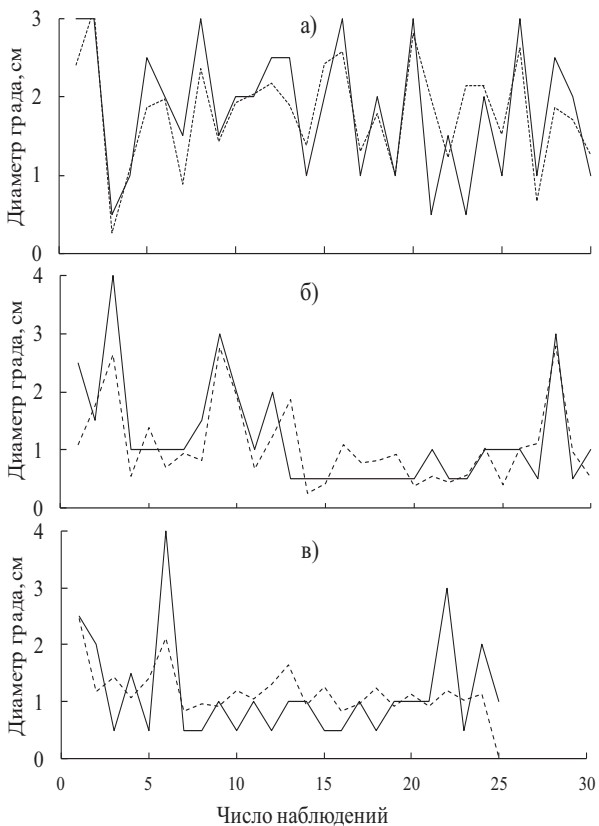


Рис. 1. Фактические (сплошные линии) и оценочные (пунктирные кривые) значения максимального диаметра града при прогнозе с заблаговременностью: а) 1 сутки; б) 3 суток; в) 5 суток

По результатам ранее проведенных исследований выявлено хорошее совпадение фактических данных аэрологического зондирования со значениями соответствующих параметров по глобальной модели атмосферы с нарастающей заблаговременностью до 5 суток (Кагермазов, Созаева, 2020).

При прогнозировании града по данным глобальной модели атмосферы также показано, что прогнозный потенциал при увеличении заблаговременности до 3 суток сохраняется и не приводит к заметному снижению критериев качества прогнозов (Кагермазов, Созаева, 2021).

В настоящем исследовании все показатели, характеризующие статистическую значимость и практическую применимость регрессионных уравнений для моделей № 1 и 2, свидетельствуют о том, что построенные модели позволяют адекватно оценить максимальный диаметр града. Качество прогноза заметно ухудшается для случая заблаговременности до 5 суток.

Заключение

Оценка максимального размера града, выполненная методом многомерного линейного регрессионного анализа для центральной части Северного Кавказа, показала возможность его применения для прогноза с заблаговременностью до 3 суток. В дальнейшем повышение точности регрессионных моделей может быть достигнуто за счет использования исходной информации о размере выпавшего на подстилающую поверхность града в естественных условиях (на территориях, где воздействия на градовые процессы не проводятся).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беленцова В. А., Гораль Г. Г., Терскова Т. Н., Федченко Л. М., Чеповская О. И. (1982). Аэросиноптические и термодинамические особенности возникновения и развития интенсивных градобитий и шквалов в условиях Северного Кавказа // Труды ВГИ. Вып. 51. С. 88–99.

Бююль А., Цёфель П. (2005). SPSS: Искусство обработки информации. Анализ статистических данных и восстановление скрытых закономерностей. — СПб: ДиаСофтЮП. 608 с.

Инохин В. С., Куцев С. А., Сустицина Ю. В. (2017). Климатические особенности выпадения града в двух регионах Центрального Кавказа на начало XXI века // Труды ВГИ. Вып. 100. С. 45–52.

Кагермазов А. Х. (2015). Цифровая атмосфера. Современные методы и методология исследования опасных метеорологических процессов и явлений. — Нальчик: Печатный двор. 215 с.

Кагермазов А. Х., Созаева Л. Т. (2020). Валидация выходных данных глобальной модели атмосферы по данным аэрологического зондирования с нарастающей заблаговременностью // Наука. Инновации. Технологии. № 4. С. 137–148.

Кагермазов А. Х., Созаева Л. Т. (2021). Использование глобальной модели атмосферы (GFS NCEP) для прогноза грозоградовых процессов с нарастающей заблаговременностью // Гидрометеорология и экология. № 65. С. 671–680.

Методические указания по прогнозу опасных и особо опасных явлений погоды СК УГМС (1974). — Ростов-на-Дону: СК УГМС. 91 с.

Оганесян В. В., Орлова Е. Ф. (2016). Оценки рисков нанесения ущерба экономике опасными метеорологическими явлениями погоды // Труды ГМЦ. № 362. С. 214–223.

Официальный сайт Национальных центров экологического прогнозирования США. Центр экологического моделирования [Электронный ресурс]. URL: <https://www.emc.ncep.noaa.gov/> (дата обращения: 16.04.2021).

Dueben P., Wedi N., Saarinen S., Zeman C. (2020). Global simulations of the atmosphere at 1.45 km grid-spacing with the integrated forecasting system // Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. DOI: 10.2151/jmsj.2020-016.

Dzombak B. (2021). Severe hailstorms are costly and hard to predict // EOS. № 102. URL: <https://doi.org/10.1029/2021EO158268>.

George J. J. (1960). Weather forecasting for Aeronautics. — New York and London: Academic Press. 673 p.

Haiden T., Janousek M., Vitart F., Ferranti L., Prates F. (2019). Evaluation of ECMWF forecasts, including the 2019 upgrade // ECMWF Technical Memorandum. № 853.

Miller R. G. (1961). An application of multiple discriminant analysis to the probabilistic prediction of meteorological conditions affecting operation decisions : Technical Memorandum / Harvard University.

Raupach T. H., Martius O., Allen J. T. et al. (2021). The effects of climate change on hailstorms // Nat. Rev. Earth Environ. № 2. P. 213–226. URL: <https://doi.org/10.1038/s43017-020-00133-9>.

Reap R. M., Foster D. C. (1979). Automated 12–36 Hour probability forecasts of thunderstorms and severe local storms // J. Appl. Met. V. 18. № 10. P. 1304–1315.

**ВОЗМОЖНОСТИ ОПТИМИЗАЦИИ ПОРЯДКА
РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ
ПРИ ПРОТИВОГРАДОВЫХ РАБОТАХ**

М. В. Жарашуев

Высокогорный геофизический институт
Нальчик, пр. Ленина, 2

High-Mountain Geophysical Institute
360030 Nalchik, Lenin Ave., 2

E-mail: mgk777@mail.ru

Поступила в редакцию 11.04.2022
Поступила после доработки 19.09.2022

Введение

Радиолокация играет важную роль в процессе исследования и мониторинга атмосферы (Тарабукин, 2017). С развитием техники и технологий возрастают требования к качеству получаемой и обрабатываемой метеорологической информации. У разных типов информации, используемой как в оперативных, так и в режимных работах, есть свои достоинства и недостатки. Переход к автоматическим измерениям обеспечивает получение такого количества сведений о состоянии природной среды, которое на порядки превосходит их прежний объем (Кондратюк и др., 2012). Современные технические средства позволяют проводить комплексный анализ данных, получаемых различными системами наблюдений, что дает возможность адекватно оценивать существующую метеорологическую обстановку и выявлять закономерности развития физических процессов, наблюдаемых, в частности, на защищаемых от града территориях.

На этапе становления отечественных работ по защите сельскохозяйственных культур от града площадь охраняемых

территорий составляла порядка 10 млн га (Абшаев и др., 2009). В 1990-е гг. противогородовые работы в Российской Федерации были существенно сокращены, и к 2012 г. (даже после частичного восстановления) площадь противогородовой защиты (ПГЗ) составила 2,5 млн га (Абшаев и др., 2014).

На сегодняшний день все работы по ПГЗ регламентированы требованиями руководящих документов, которые постоянно дополняются в соответствии с совершенствованием технических средств и развитием технологий воздействия на городовые процессы.

В данной работе рассматриваются возможности модернизации процесса радиолокационных наблюдений в период ПГЗ.

Проведение радиолокационных наблюдений в сезон противогородовых работ осуществляется с помощью автоматизированной системы управления (АСУ) противогородовыми операциями (Абшаев и др., 2014). Согласно регламенту АСУ, дежурный инженер по воздействию ежедневно должен принимать и анализировать прогнозы погоды, а также оценивать степень градоопасности облаков (РД 52.37.731-2010). Для этого в каждом цикле обзора оператору необходимо измерять и сохранять параметры наиболее мощных конвективных ячеек (КЯ), нумеруя их в первом обзоре с запада на восток и с севера на юг в хронологическом порядке их зарождения. Оператор также определяет категорию объекта воздействия (ОВ), тип городового процесса, проводит анализ особенностей пространственного строения КЯ, выявляя наличие навеса радиоэха КЯ, его высоту и протяженность (Абшаев и др., 2014).

Для усовершенствования и оптимизации технологии воздействия на городовые процессы были разработаны методы автоматической идентификации КЯ и навеса радиоэха (Жарашуев, 2010; Жарашуев, Гергоков, 2015), автокалибровки локаторов сети штормооповещения (Жарашуев и др., 2017), а также метод сопоставления радиолокационной и наземной информации (Жарашуев и др., 2018).

Оптимизация процесса радиолокационных наблюдений при проведении противоградовых работ

Для оптимизации процесса радиолокационных наблюдений предлагается проводить мониторинг погодных условий на защищаемых от града территориях, используя программу RadMet, которая в автоматическом режиме формирует карту с метеорологической информацией для защищаемой территории (рис. 1). Для построения карты используются данные официального сайта Гидрометцентра РФ <http://meteoinfo.ru>.

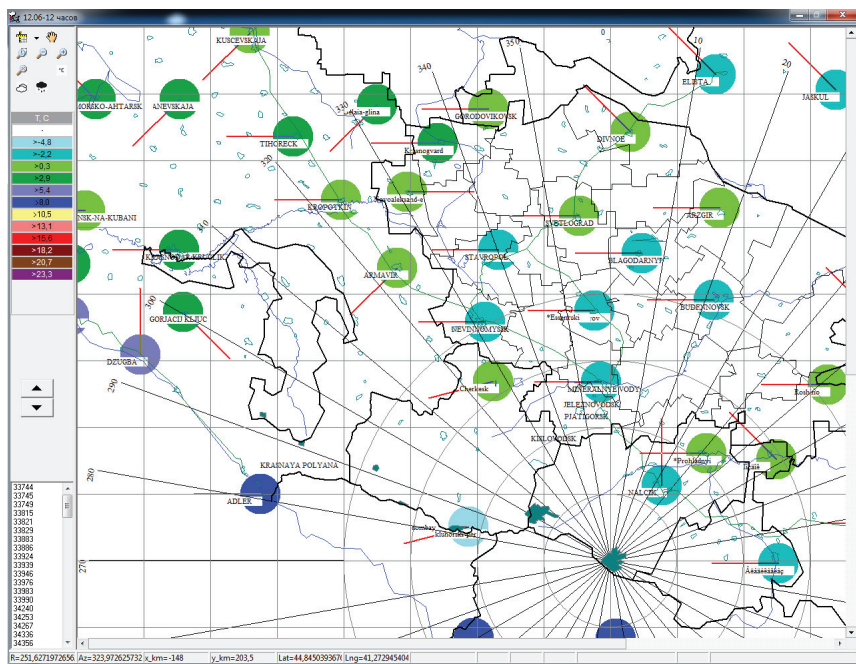


Рис. 1. Пример тепловой карты с данными о температуре и направлении ветра на метеостанциях

Цветовая шкала формируется автоматически в зависимости от максимальной и минимальной температуры, давления, влажности

и количества (балл) облаков (рис. 2). Такой набор данных позволяет в оперативном режиме отслеживать метеобстановку на защищаемой территории.

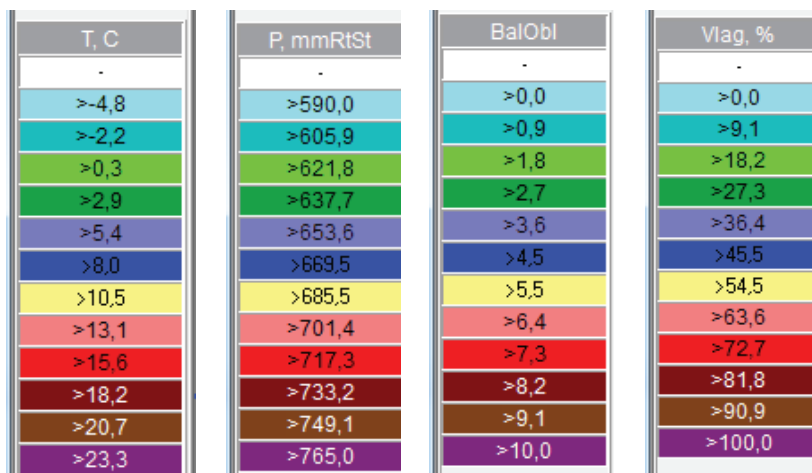


Рис. 2. Пример автоматически сформированных градаций температуры, давления, количества облаков (балл) и влажности

При появлении отражаемости в области радиолокационного зондирования программа методом автоматической идентификации КЯ нумерует ячейки с запада на восток и с юга на север, а также фиксирует временной ход параметров каждой из них (рис. 3). При этом определяет категорию, направление и скорость перемещения объекта воздействия (Жарашуев, 2010).

Программа RadMet по данным о температуре, давлении и влажности позволяет спрогнозировать тенденцию эволюции КЯ (ее развития или диссипации), а также определить направление и скорость ее перемещения. Особенно это актуально для объектов воздействия II категории, тенденция развития у которых играет ключевую роль при принятии решения об активном воздействии.

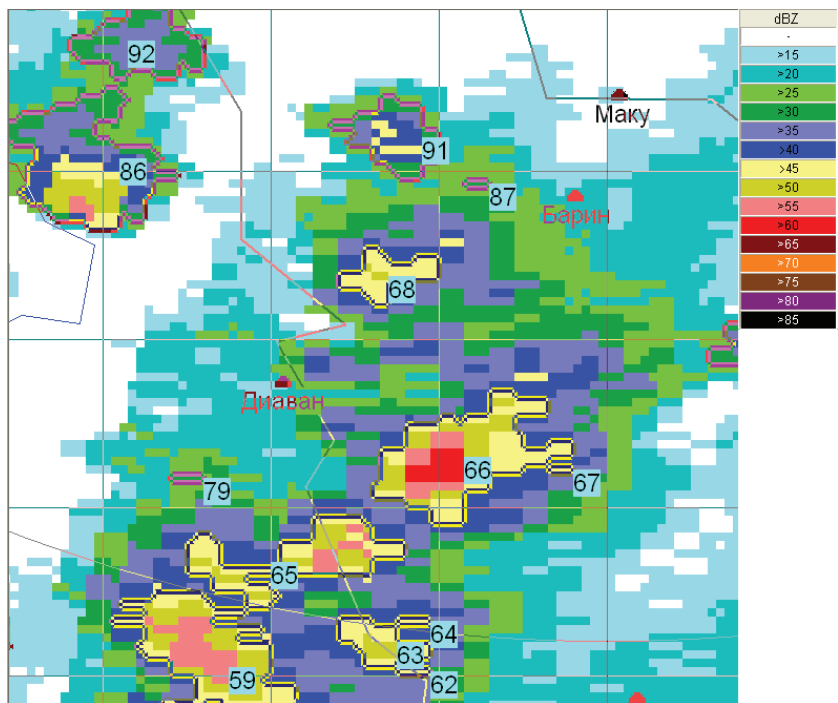


Рис. 3. Выделение мощных (с периметром более 10 км) конвективных ячеек

На следующем этапе в автоматическом режиме определяется навес радиоэха — область, нависающая над областью слабого радиоэха и расположенная на правом или левом наветренном фланге КЯ (Жарашуев, Гергоков, 2015). Засев объекта воздействия любой категории осуществляется в областях нависающего радиоэха, где создаются условия для зарождения града (Абшаев и др., 2014). В существующей системе навес радиоэха, его высота и протяженность определяются на основе анализа серии вертикальных сечений в разных направлениях для каждой КЯ. Все эти операции отнимают значительное время и требуют определенного опыта, что не может

не сказаться на оперативности и эффективности работ по активному воздействию на градовые процессы.

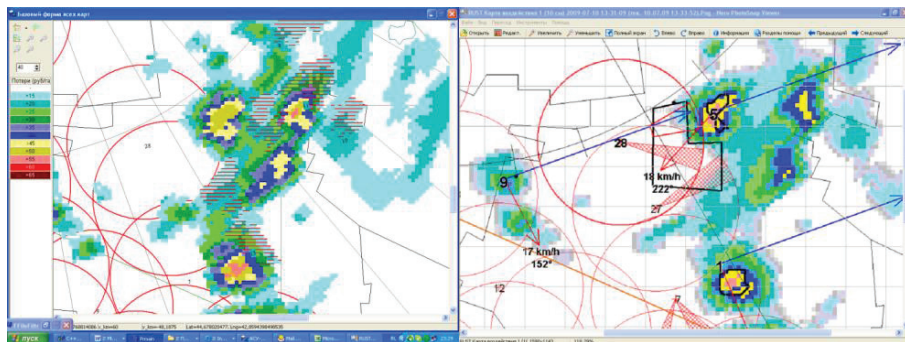
Автоматическая идентификация навеса радиоэха базируется на методе автоматической идентификации КЯ. За навес радиоэха в автоматически локализованных конвективных ячейках принимают проекцию области на карте максимальной отражаемости, где элементарная ячейка с максимальными значениями отражаемости в столбе располагается на высоте более 5 км при отражаемости менее 20 dBz (Жарашуев, Гергоков, 2015).

Известно, что градовые облака существуют недолго: одноячейковые — 3–40, а многоячейковые — 20–60 мин (Хромов, Петросянц, 2001). При этом время существования навеса радиоэха в многоячейковых градовых процессах составляет от 10 до 20 мин (Абшаев и др., 2014). Динамические процессы приводят к слиянию многоячейковых облаков и существенной трансформации их свойств (Синькевич и др., 2018). Поэтому оперативность и скорость принятия решений при активных воздействиях на градовые процессы имеют принципиальное значение. Автоматизация идентификации навесов радиоэха особенно важна в многоячейковых процессах, когда персоналу необходимо в оперативном режиме одновременно следить за несколькими объектами воздействий и проводить множество манипуляций по определению навеса радиоэха.

На рисунке 4а приведен пример автоматически идентифицированных навесов радиоэха градоопасных облаков в многоячейковом процессе, на которые осуществлялось активное воздействие (рис. 4б) с определением навеса радиоэха по вертикальным разрезам (рис. 4в), соответствующим проекции максимальных значений отражаемостей на плоскость (рис. 4з).

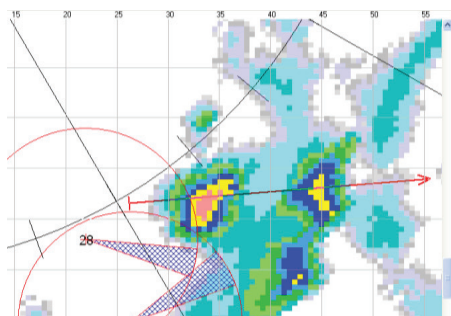
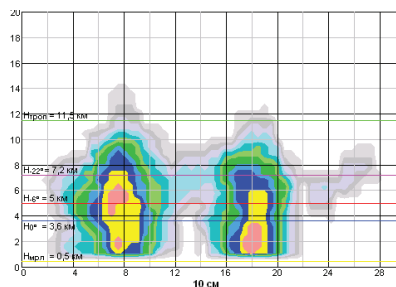
После идентификации навеса радиоэха, перебирая все значения матрицы, соответствующей контуру навеса радиоэха, определяют максимум радиоэха. По столбу отражаемостей, содержащему максимальное значение радиоэха, автоматически определяют высоту нижней границы навеса. Если ячейка была идентифицирована как ОВ, выделяют площадку засева в области нависающего радиоэха объекта

воздействия, перемещаясь по часовой стрелке и фиксируя ее границы по точкам перегиба (Абшаев и др., 2014).



а)

б)



в)

г)

Рис. 4. Автоматически выделенные навесы радиоэха (а) и выделенная в ручном режиме область, на которую проводилось реальное воздействие (б).
Вертикальный разрез по высоте (в) и на плоскости (г)

Заключение

Разработка новых методов и программных средств является неотъемлемой составляющей оптимизации процесса радиолокационных наблюдений в период противоголоводной защиты. Комплексный

подход, включающий в себя автоматизированную обработку радиолокационной и наземной информации от метеостанций и постов, обеспечивает повышение эффективности противоградовых работ. Метод автоматической идентификации конвективных ячеек позволяет снизить требования к квалификации персонала, проводящего активные воздействия на градовые процессы. За счет участия автоматики в оценке тенденции развития конвективных облаков противоградовая служба может заметно сократить расходы на активные воздействия по предотвращению града из диссипирующих облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абшаев М. Т., Абшаев А. М., Барекова М. В., Малкарова А. М. (2014). Руководство по организации и проведению противоградовых работ. — Нальчик: Печатный двор. С. 159–381.

Абшаев М. Т., Буранова И. А., Малкарова А. М. (2009). Особенности климатологии града в разных регионах // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. № 4. С. 116–121.

Жарашуев М. В. (2010). Метод идентификации конвективных ячеек и результаты его применения для исследования градовых процессов : дис. ... канд. физ.-мат. наук / М. В. Жарашуев ; ВГИ. — Нальчик. С. 49–62.

Жарашуев М. В., Гергоков А. Х. (2015). Методика автоматической идентификации площадок засева градовых облаков // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. № 3. С. 25–31.

Жарашуев М. В., Макитов В. С., Кагермазов А. Х., Кулиев Д. Д. (2017). Метод калибровки МРЛ сети штормооповещения // Труды ГГО. Вып. 586. С. 164–174.

Жарашуев М. В., Гергоков А. Х., Кагермазов А. Х., Макитов В. С., Созаева Л. Т. (2018). Метод повышения эффективности сопоставления радиолокационной и наземной информации // Труды ГГО. Вып. 588. С. 139–149.

Кондратюк В. И., Медведев Д. Н., Персин С. М. (2012). Совершенствование технологий метеобеспечения на основе комплексирования автоматизированных метеорологических информационно-измерительных систем и сетей // Труды ГГО. Вып. 566. С. 203–213.

Синькевич А. А., Матросов С. Ю., Попов В. Б., Михайловский Ю. П., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е. (2018). Радиолокационные и спутниковые наблюдения

слияния кучево-дождевых облаков и выпадающих из них осадков // Труды ГГО. Вып. 591. С. 7–24.

Тарабукин И. А. (2017). Радиометеорологические исследования в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова // Труды ГГО. Вып. 585. С. 212–260.

РД 52.37.731-2010 (2010). Организация и проведение противогололедной защиты. — Нальчик: ВГИ. 21 с.

Хромов С. П., Петросяц М. А. (2001). Метеорология и климатология. — М.: Изд-во МГУ. С. 269–278.

**ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ПРОТИВОГРАДОВЫХ
ИЗДЕЛИЙ ТИПА «АЛАЗАНЬ» ПРИ НИЗКОМ ПОЛОЖЕНИИ
ИЗОТЕРМЫ –6 °С**

К. Б. Лиев, А. Х. Гергоков, С. А. Куцев

Высокогорный геофизический институт
360030 Нальчик, пр. Ленина, 2

High-Mountain Geophysical Institute
360030 Nalchik, Lenin Ave., 2

E-mail: buffy-li@mail.ru,
ahmat-0007@mail.ru, stasuk6@mail.ru

Поступила в редакцию 18.05.2022
Поступила после доработки 6.06.2022

Введение

В России выпадение града отмечается практически на всей территории, где возможно развитие активных конвективных процессов. Интенсивные градобития наносят значительный ущерб сельскому хозяйству, зачастую приводя к сокращению или гибели урожая агропромышленных культур. Северный Кавказ является одним из наиболее градоопасных районов Российской Федерации (Инюхин и др., 2017).

В связи с этим встает вопрос о возможности борьбы с этим опасным явлением. На данный момент в РФ существует утвержденная методика (Приказ Росгидромета № 529 от 03.12.2020 г.), которая устанавливает правила организации и проведения защиты сельскохозяйственных культур от градобитий и включает в себя порядок выполнения радиолокационных наблюдений, распознавания объектов воздействия, оценки физической и экономической эффективности противоградовой защиты и подготовки оперативной и итоговой отчетности.

Целью данной работы является исследование эффективности использования противогорадовых ракет типа «Алазань» при низкой нулевой изотерме в весенний период.

В основу современной российской автоматизированной технологии противогорадовой защиты положена концепция ускорения осадкообразования в областях возможного развития града, искусственно создаваемых в развивающихся и зрелых градовых облаках, путем их массивированного засева кристаллизующими реагентами с целью:

- вымывания областей нового роста (зон формирования и зарождения града) преждевременными осадками;
- динамического подавления слабых восходящих потоков преждевременными осадками;
- понижения траекторий растущих градин;
- создания благоприятных условий конкуренции естественных зародышей града с искусственными, созданными на ранних стадиях градообразования одновременно с естественными (Абшаев и др., 2014).

Успешность предотвращения града определяется совершенством физических методов воздействия на градовые процессы и качеством их реализации с помощью применяемых технических средств. В нашей стране для борьбы с градом используют ракетную технологию внесения реагента AgI в области будущего осадкообразования. Ракетные противогорадовые комплексы, состоящие из ракетных пусковых установок и ракет, обеспечивают оперативную доставку реагента в заданную часть облака и генерацию кристаллизующих частиц вдоль траектории полета. Многолетний опыт противогорадовых работ в различных регионах мира и сотрудничество специалистов в области модификации погоды, пиротехники и ракетной техники позволили создать в России противогорадовые комплексы трех поколений, превышающие аналоги по радиусу действия, точности, целевой нагрузке, надежности и безопасности функционирования.

Противоградовые изделия

В настоящее время в противоградовых службах Росгидромета применяются противоградовые изделия (ПГИ) типа «Алазань-6» и «Алазань-9», технические характеристики которых указаны в таблице 1 (РД 52.37.710-2012, 2012).

Таблица 1

**Технические характеристики противоградовых изделий
«Алазань-6» и «Алазань-9»**

Технические характеристики	Алазань-6	Алазань-9
Калибр, мм	82,5	60
Длина изделия, см	1402	1342
Стартовая масса, кг	$8,8 \pm 0,2$	$4,4 \pm 0,1$
Эффект, радиус засева, км	$10,2 \pm 1,3$	$9,2 \pm 1,2$
Масса реагента, г	660	700
Количество AgI, г	26,4	56
Выход реагента, при $t -10$ °C	$6,6 \cdot 10^{15}$	$6,6 \cdot 10^{15}$
при $t -6$ °C	$2,0 \cdot 10^{15}$	$2,0 \cdot 10^{15}$

Ракета «Алазань-6» представляет собой оперенный неуправляемый реактивный снаряд калибра 82,5 мм (рис. 1). Она имеет двухрежимный двигатель (с временной паузой между режимами б с), головную часть, а также ленточный ликвидатор корпуса отработавшего изделия. Наличие двух режимов работы двигателя обеспечивает повышенную дальность и пологие траектории полета для внесения реагента в заданный облачный слой в радиусе от 8,4 до 12,2 км в зависимости от высоты пусковой позиции и высоты засева облаков. Безопасность применения ракеты в густонаселенных

районах обеспечивается дроблением бумажно-бакелитового корпуса на безопасные осколки после завершения работы шашки активного дыма.



Рис. 1. Ракеты «Алазань-6» (слева) и «Алазань-9» (справа)

Ракета «Алазань-9» (рис. 1) представляет собой оперенный неуправляемый реактивный снаряд калибра 60 мм, обеспечивающий эффективный засев облаков в радиусе от 9,2 до 11,4 км в зависимости от высоты засева и стартовой позиции (табл. 1). «Алазань-9» имеет стартовый и маршевый реактивные двигатели, сопловой блок с жестким оперением, головной обтекатель, внутри которого размещается шашка кристаллизующего реагента, и систему

самоликвидации корпуса отработавшего ПГИ. Стартовый двигатель обеспечивает повышенную до 50 м/с скорость схода с направляющей, что снижает влияние приземного ветра на траекторию полета ПГИ.

Результаты воздействия

Поводом для написания статьи стал случай пропуска градобития на защищаемой территории Краснодарского края 21 апреля 2022 г.

Синоптическая ситуация в этот день определялась гребнем с юго-запада и влиянием фронта окклюзии вдоль Главного Кавказского хребта. Направление ведущего потока — ЮЮЗ, скорость — 79 км/ч. Максимальная скорость вертикальных потоков 13 м/с, ветер северо-восточный 3–8 м/с. Высота уровня нулевой изотермы — 2300 м. Высота уровня изотермы $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ — 3100 м. Влажность в активном слое составляла 87 %. В этот день ожидалось развитие облачности кучевой, местами кучево-дождевой, днем без осадков, вечером кратковременные дожди.

Анализ термодинамического состояния воздушных масс в исследуемый день проводился на основе глобальной модели прогнозного зондирования тропосферы (<https://www.ready.noaa.gov/>). По прогнозным данным с помощью программного обеспечения RAOB нами была построена аэрологическая диаграмма (рис. 2), показывающая энергетическое состояние атмосферы в этот день. В программе декодируются данные, полученные из модели глобальной атмосферы, и строится аэрологическая диаграмма.

Как видно из рисунка 2, значение полной энергии неустойчивости атмосферы 435 Дж/кг, что недостаточно для развития даже одноячейковых процессов.

Приведенная на нижней врезке рисунка столбчатая диаграмма, построенная по большому количеству синоптических параметров, позволяет быстро оценить соотношение вероятностей процессов слабой, средней и большой интенсивности.

В 16:23 на защищаемой территории на расстоянии 40 км от радиолокатора обнаружено первое радиоэхо облака, которое впоследствии то приближалось, то удалялось до 50 км.

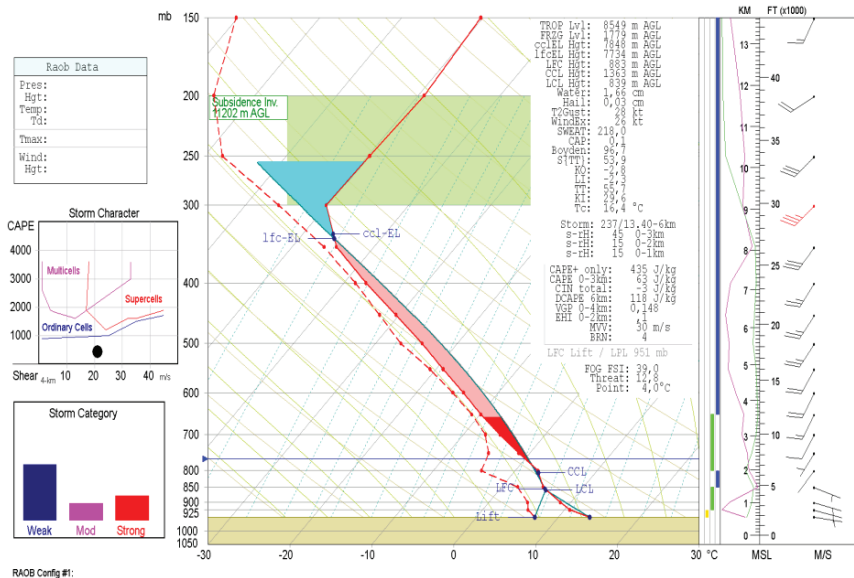


Рис. 2. Аэрологическая диаграмма, построенная на основе глобальной модели прогнозного зондирования тропосферы 21.04.2022 г.

В 16:37 ячейка достигла градового состояния, но область засева была за пределами защищаемой территории. В 17:01 было проведено первое воздействие и продолжалось с 17:01 до 17:49, при этом было израсходовано 164 ракеты типа «Алазань-9». Радиолокационная отражаемость этой ячейки в стадии максимального развития достигла 70 dBZ высота верхней границы по изолинии 45 dBZ составила 8,1 км. В начале засева градоопасная ячейка характеризовалась следующими радиолокационными параметрами: максимальная отражаемость $Z_{max} = 64$ dBZ, высота изолинии 45 dBZ $H_{45} = 7,1$ км. Воздействие проводилось на ячейку до ее выхода с защищаемой территории. Несмотря на проводимое воздействие на градовые ячейки, из них выпадал град размером до 1 см, отдельные градины достигали 3 см.

Для данного случая был построен график временного хода радиолокационных характеристик градового облака (рис. 3), полученных с помощью метеорологического радиолокатора МРЛ-5

и автоматизированной системы управления «Мерком». Синяя линия — верхняя граница облачности (км), красная — максимальная отражаемость (dBZ), зеленая — высота отражаемости 45 dBZ, розовая — верхняя граница максимальной отражаемости (км), желтым цветом отмечено количество израсходованных ПГИ «Алазань-9» (шт.) (Лиев, Куцев, 2020).

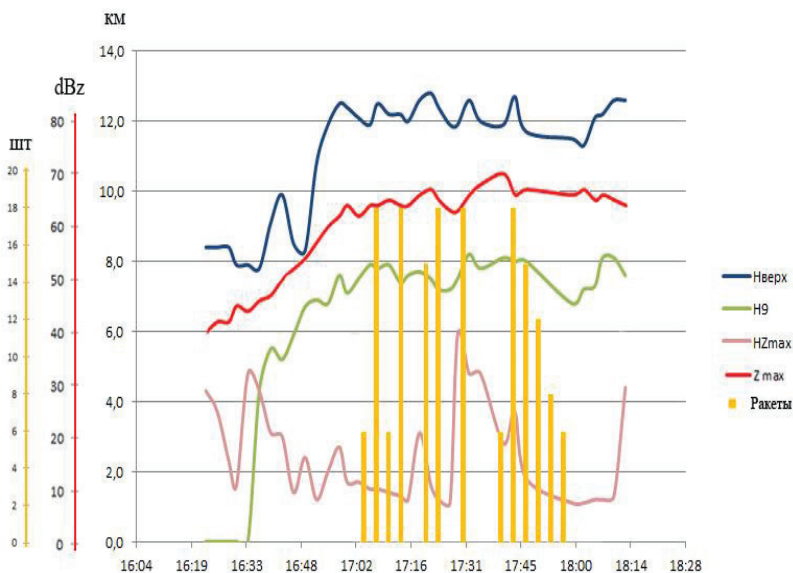


Рис. 3. Временной ход радиолокационных характеристик градового облака 21.04.2022 г.

Анализируя ход радиолокационных характеристик градового облака, можно заметить, что воздействие на конвективную ячейку не помогло сдержать развитие облака, хотя засев был довольно интенсивным. Из графика видно, что облако не реагировало на воздействие, хотя на данную ячейку было израсходовано 164 противоградовых изделия «Алазань-9». Также видно, что воздействие было начато с опозданием на 20–30 минут, так как

развитие градовой ячейки началось за пределами защищаемой территории, и на ранних стадиях ее развития служба просто не имела возможности для воздействия.



Рис. 4. Град, выпавший 21.04.2022 г.

Отдельные градины, выпавшие из данной ячейки, достигали 3 см в диаметре (рис. 4). Всего на охраняемой территории 21 апреля 2022 года градом были частично повреждены сельскохозяйственные культуры на площади 1599 га.

Для определения причин пропуска градобития обратимся к аэрологическому зондированию атмосферы за этот день (рис. 2), а также к баллистическим характеристикам противорадовых изделий и значениям нулевой изотермы (рис. 5).

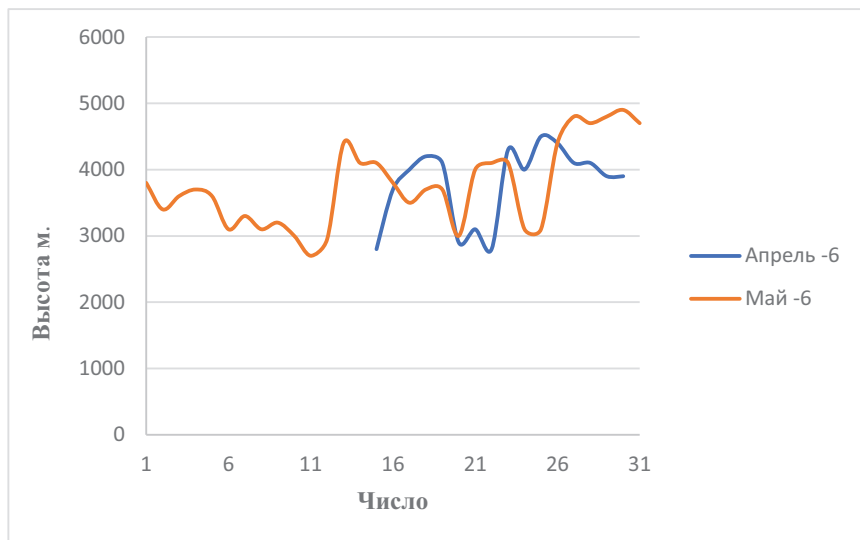
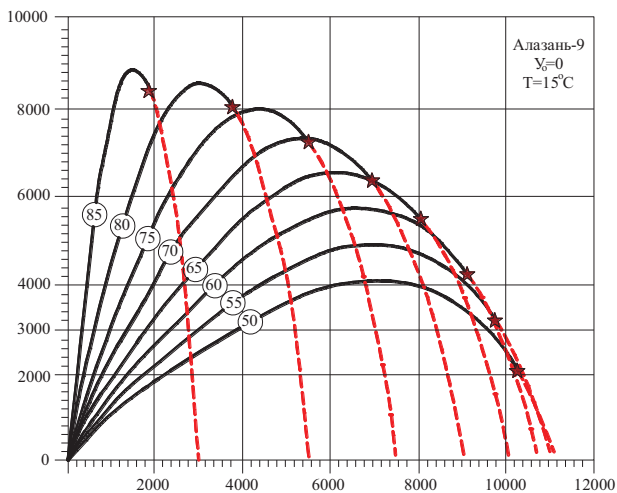


Рис. 5. Значения изотермы -6°C в весенний период

На рисунке 5 показан ход изотермы -6°C в весенний период с момента начала активных воздействий в Краснодарском крае. Одним из главных факторов пропуска градобития послужило низкое расположение изотермы -6°C : она располагалась на высоте 3100 м. Выше данной изотермы находится рекомендуемая зона внесения реагента до высоты 3500 м, а баллистические характеристики противорадовых изделий типа «Алазань-9» (рис. 6а) не позволили засеять необходимый уровень из-за запрета стрельбы ниже 50° . Минимальный уровень засева данным типом ракет 4000 м для пунктов воздействия, находящихся на высоте 0 м над уровнем моря. Высота стояния пунктов, принимавших участие в воздействии на данную ячейку, составляет 450–700 м над уровнем моря, т. е. минимальная высота засева при угле 50° составляет 4450 м. На данной высоте температура составляла -16°C , в связи с чем снизилась эффективность кристаллизующего реагента. Значение уровня нулевой изотермы в летний период описано в статье (Лиев, Долова, 2017).

а)



б)

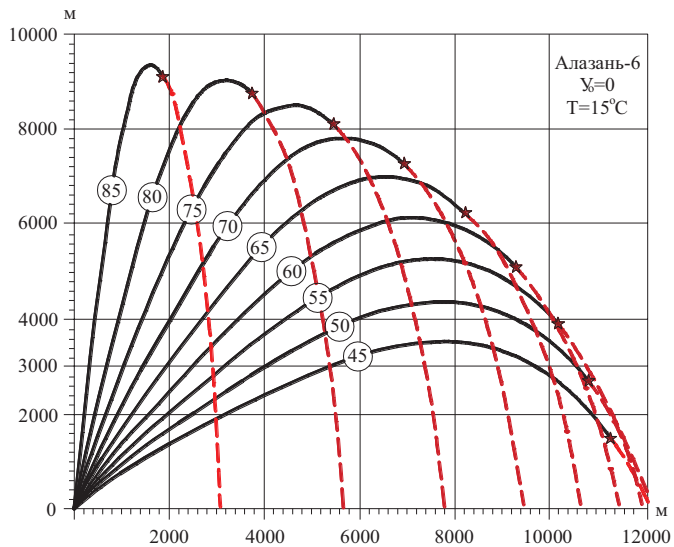


Рис. 6. Баллистические траектории противорадиовых изделий «Алазань-9» (а) и «Алазань-6» (б)

Возможно, использование противорадовых ракет «Алазань-б» помогло бы сдерживать развитие конвективной ячейки, так как разрешенные углы начинаются с 45° . Однако минимальный уровень засева данным типом ракет 3500 м для пунктов воздействия, находящихся на высоте 0 м над уровнем моря, и ее баллистические характеристики не позволили получить положительный эффект воздействия.

На рисунках 6а и 6б черным цветом показаны траектории движения ракет при разных углах запуска, красным цветом — траектории падения фрагментов ракет после ликвидации, звездочками обозначены места самоликвидации ПГИ. Y_0 — высота стояния пункта воздействия, T — температура.

Выводы

В весенний период (апрель–май) использование противорадовых изделий «Алазань-б» допустимо ввиду отсутствия альтернатив.

Для повышения эффективности воздействий на градовые процессы целесообразно рассмотреть возможность разработки новой ракеты, баллистические траектории которой позволят засеивать на нижних углах возвышения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абшаев А. М., Абшаев М. Т., Баркова М. В., Малкарова А. М. (2014). Руководство по организации и проведению противорадовых работ. — Нальчик: Печатный двор.

Итхоин В. С., Лиев К. Б., Куцев С. А., Макитов В. С. (2017). Радиолокационные исследования распределения районов формирования первого радиоза градовых облаков / Доклады всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Ч. 1. — Нальчик. С. 311–319.

Лиев К. Б., Долова М. Л. (2017). Исследование радиолокационных и физических параметров конвективных облаков для оценки их пригодности к воздействию // Устойчивое развитие горных территорий. Т. 9. № 3 (33). С. 233–239.

Лиев К. Б., Куцев С. А. (2020). Анализ активного воздействия на градовый процесс 24 июня 2020 года // Дневник науки. № 7 (43). С. 6.

РД 52.37.710-2012 (2012). Порядок применения модернизированного противорадового комплекса «Алазань» для активных воздействий на метеорологические и другие геофизические процессы. — Нальчик: Изд-во «Эльбрус». 60 с.

УДК [551.583].001.572

Влияние изменения климата на туризм в России. Клюева М. В. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 5–24.

В статье обсуждаются последствия изменения климата для туристического бизнеса в России. Очевидно, что влияние изменения климата на туризм будет проявляться по-разному в зависимости как от региона, так и от вида туристической деятельности. Многие из этих воздействий будут проявляться косвенно в результате увеличения нагрузки на экологические системы. В статье акцент сделан на негативные последствия, так как уже сегодня они должны стать основными вопросами развития и управления туризмом в стране, особенно в отношении природного туризма, который является наиболее уязвимым.

Ключевые слова: изменение климата, пляжный туризм, зимний туризм, арктический туризм, экологический туризм

Ил. 2. Библ. 39.

УДК 551.584.31

Усовершенствование технологии учета микроклиматической информации при расчетах специализированных характеристик снежного покрова на пример горного рельефа Северного Кавказа. Фасолько Д. В., Пигольцина Г. Б. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 25–40.

Предложена методика детальной количественной оценки пространственной изменчивости специализированных характеристик снежного покрова в сложных условиях рельефа при недостаточном метеорологическом освещении местности.

Представлены результаты расчётов изменений высоты снежного покрова, запасов воды в снежном покрове и снеговой нагрузки в зависимости от высоты места и ориентации склонов в горном рельефе Северного Кавказа.

Ключевые слова: снежный покров, горный рельеф, изменчивость микроклиматическая.

Ил. 6. Табл. 3. Библ. 24.

УДК 551.586; 633.11

Анализ агрометеорологических условий вегетационного периода и урожайности яровой пшеницы в Акмолинской области Республики Казахстан. Акшалов К., Байшолоанов С., Ауесханов Д., Баймуканова О. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 41–57.

Обобщены агрометеорологические условия, сложившиеся в период с 1991 по 2021 г. в Акмолинской области Республики Казахстан. По природным зонам определены суммы осадков, сумма эффективных температур воздуха, показатели влагообеспеченности и засушливости вегетационного периода, а также установлена зависимость от них урожайности яровой пшеницы.

Ключевые слова: осадки, температура воздуха, влагообеспеченность, засушливость, вегетационный период, яровая пшеница.

Ил. 4. Табл. 5. Библ. 12.

УДК 551.508.21

Влияние генераторов электрического поля, действующих в верхних слоях атмосферы на электричество приземного слоя.

Морозов В. Н. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 58–91.

Рассматривается обзор работ по влиянию электрических генераторов, действующих на ионосферных и магнитосферных высотах на электрические поля в приземном слое. На основании решения теоретических задач приводятся оценки этих полей, как для стационарного, так и нестационарного случаев сигнал, передаваемый вниз к земной поверхности зависит от частоты. Наиболее эффективно ионосферные электрические поля проникают в приземный в случае малых частот (квазистационарный случай). В тоже время высокочастотные поля проникают в приземный слой с эффективностью составляющей 1% от значения квазистационарных полей.

Ключевые слова: ионосферный и магнитосферный генераторы, электрическая проводимость ионосферы и магнитосферы, частота колебаний потенциала ионосферы.

Ил. 1. Табл. 3. Библ. 20.

УДК 551.508.21

Международные сравнения пиргелиометров и международный радиометрический эталон. Родионов А. А., Яковлев В. С. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 92–108.

Приведено описание современных методов и принципов организации Международных сравнений пиргелиометров (IPC), и описание Мирового радиометрического эталона. Представлен краткий исторический очерк IPC и описаны IPC-XIII, проведенные в 2021 году. В статью включены сведения об участии ГГО в IPC-XIII и Международных сравнениях пиргеометров.

Ключевые слова: пиргелиометрия, международные сравнения пиргелиометров, мировой радиометрический эталон, МРЭ, пиргелиометры, пиргеометры, радиометры с фильтрами

Ил. 2. Табл. 2. Библ. 18.

УДК 556.13;556.124

Оценка современного состояния методов измерения и расчета испарения со снега. Калюжный И.Л., Скороспехова Т.В. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 109–137.

Приведен анализ работ по испарению с поверхности снежного покрова на равнинной территории речных бассейнов. Установлены основные факторы и закономерности процесса формирования испарения со снежного покрова в различных природных условиях и антропогенного воздействия. Показано, что существующие методы расчета в полной мере не учитывают физические процессы, формирующие испарение в полевых и лесных условиях, а также при интенсивной ветровой деятельности. Методы измерения величин испарения ограничены весовым испарителем ГГИ-500-6, применяемого на сети Росгидромета. Необходима усовершенствована конструкция этого прибора, разработка комплекса приборов для измерения испарения в условиях заснеженного леса и ветровой деятельности. Приведены рекомендации по учету величин испарения со снега в различные периоды года.

Ключевые слова: снежный покров, испарение, факторы, методы измерения и расчета

Ил. 4. Табл. 9. Библ. 23.

УДК: 551.509.53

Скорость ветра в нижней атмосфере: модель и эксперимент.
Дробжева Я.В., Волобуева О.В., Савенкова Е.Н., Винокурова Е.В. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 138–148.

Проведен анализ количественных оценок ошибок расчета высотных профилей скорости и направления ветра, полученных на основе модели HWM93 путем их сопоставления с экспериментальными профилями для Санкт-Петербурга в 2015 году.

Ключевые слова: поле ветра, высотный профиль, модель, эксперимент

Ил. 4. Библ. 7.

УДК 551.578.7

Статистические модели оценки максимального размера града.
Созаева Л. Т., Кагермазов А. Х., Жабоева М. М. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 149–163.

Методами многомерного линейного регрессионного анализа проведена оценка максимального размера града с заблаговременностью сутки, трое и пять суток. Данные стратификации атмосферы получены из глобальной модели атмосферы GFS NCEP с нарастающей заблаговременностью. Фактическая информация о максимальных значениях размера града предоставлена службами по борьбе с градом, расположенными в радиусе репрезентативности данных фактического аэрологического зондирования на метеостанции «Минеральные воды» Центральной части Северного Кавказа. В ходе исследований предложены модели оценки максимального размера града с нарастающей заблаговременностью. Отмечено, что наличие исходной информации о размере выпавшего на землю града на территории, где не проводится воздействие на градовые процессы, позволило бы улучшить точность регрессионных моделей.

Ключевые слова: глобальная модель атмосферы, аэрологическое зондирование, заблаговременность, метеорологические параметры, многомерный линейный регрессионный анализ, максимальный размер града.

Ил. 1. Табл. 1. Библ. 16.

УДК 551.58

Возможности оптимизации порядка радиолокационных наблюдений при противоградовых работах. Жарашуев М. В. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 164–172.

Предлагаются методы и программы для оптимизации порядка радиолокационных наблюдений при проведении противоградовых работ. На основе метода автоматической идентификации конвективных ячеек, можно проводить автоматическую локализацию и контроль параметров всех конвективных ячеек. Далее по критериям определения навеса радиозащитного облака, автоматизировано локализовать и измерять параметры навеса радиозащитного облака. Используя программу автоматического скачивания и визуализации данных метеостанций и постов, предлагается в оперативном режиме отслеживать ситуацию вокруг защищаемой территории, что позволяет повысить точность в отслеживании тенденции развития потенциально опасных конвективных ячеек. Этот комплекс мероприятий позволит повысить скорость и оперативность проведения противоградовых операций, понизит требования к квалификации персонала а также позволит сократить затраты на проведение активных воздействий на градовые процессы.

Ключевые слова: Автоматизация, идентификация, метод, град, воздействие, оптимизация.

Ил. 4. Библ. 11.

УДК 551.515.9

Эффективность противоградовых изделий типа «Алазань» при низкой нулевой изотерме в весенний период. Лиев К.Б., Гергоков А.Х., Кушев С.А. Труды ГГО. 2022. Вып. 605. С. 173–184.

В работе рассказывается о использовании противоградовых изделий типа «Алазань» описана процедура их работы, проведен сравнительный анализ. Поводом для написания статьи стал случай пропуска градобития на защищаемой территории Краснодарского края 21 апреля 2022 года, одним из факторов градобития послужила низкий уровень нулевой изотермы, что характерно для весеннего периода.

Ключевые слова: град, активное воздействие, ущерб, градовые ячейки, градоопасность, нулевая изотерма, противоградовые изделия, Алазань-9.

Ил. 6. Tab. 1. Библ. 5.

The impact of climate change on tourism in Russia. Klueva M. V.
Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 5–24.

The article discusses the consequences of climate change for the tourism business in Russia. It is obvious that the impact of climate change on tourism will manifest itself in different ways, depending on both the region and the type of tourism activity. Many of these impacts will manifest themselves indirectly as a result of increased stress on ecological systems. The article focuses on the negative consequences, since today they should become the main issues of development and management of tourism in the country, especially in relation to natural tourism, which is the most vulnerable.

Keywords: climate change, beach tourism, winter tourism, Arctic tourism, ecological tourism

Fig. 2. Ref. 39.

Improvement accounting technology for microclimate information in the calculation of specialized characteristics of snow cover on the example of the mountain relief of the North Caucasus. Faselko D.V., Pigoltsina G.B.
Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 25–40.

A methodology for detailed quantitative assessment of the spatial variability of the snow cover characteristics in the conditions of difficult terrain and insufficient meteorological information is proposed.

The results of calculations of changes in the snow cover depth, water equivalent of snow cover and snow load depending on the terrain altitude and the orientation of the slopes in the mountainous relief of the North Caucasus are presented.

Keywords: snow cover, mountainous relief, microclimatic variability.

Fig. 6. Tab. 3. Ref. 24.

Analysis of agrometeorological conditions of the growing season and the yield of spring wheat in the Akmola region of the Republic of Kazakhstan.

K. Akshalov, S. Baisholanov, D. Aueskhanov, O. Baimukanova. Proceedings of MGO. 2022. V.605. P. 41–57.

The agrometeorological conditions that have developed in the period from 1991 to 2021 in the Akmola region Republic of Kazakhstan are analyzed. By natural zones, the sums of precipitation, the sum of effective air temperatures, indicators of moisture supply and aridity of the growing season were analyzed, and the dependence of the yield of spring wheat on them was established.

Key words: precipitation, air temperature, moisture availability, aridity, growing season, spring wheat

Fig. 4. Tab. 5. Ref. 12.

Influence of electric field generators operating in the upper layers of the atmosphere on the electricity of the surface layer. Morozov V. N.

Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 58–91.

A review of works on the influence of electric generators is considered. acting at ionospheric and magnetospheric heights on electric fields in the surface layer. Based on the solution of theoretical problems, estimates of these fields are given, both for the stationary and non-stationary cases of the code transmitted down to the earth's surface depends on the frequency. Most effectively, ionospheric electric fields penetrate into the surface layer in the case of low frequencies (quasi-stationary case). At the same time, high-frequency fields penetrate into the surface layer with an efficiency of 1% of the value of quasi-stationary fields.

Keywords: Ionospheric and magnetospheric generators, electrical conductivity of the ionosphere and magnetosphere, frequency of oscillations of the ionosphere potential.

Fig 1. Tab. 3. Ref. 20.

International Pyrheliometer Comparisons and World radiometric standard. Proceedings of MGO. Rodionov A.A., Yakovlev V.S. 2022. V. 605. P. 92–108.

The article presents the description of modern methods and principles of organization of the International Pyrheliometer Comparisons (IPC), as well as the description of the World Radiometric Reference. A brief historical outline of the IPC is given, and the IPC-XIII held in 2021 is described. Also, the article contains short description of the International Pyrgeometer Comparisons (IPgC), the International Filter Radiometer Comparisons (FRC) and the participation of the Voeikov MGO in the IPC.

Keywords: pyrheliometry, international pyrheliometer comparisons, IPC, world radiometric reference, WRR, world standard group, WSG, pyrgeometer, filter radiometer, IPgC, FRC.

Fig. 2. Tab. 2. Ref. 18.

Assessment of the modern state of methods for measurement and calculation of evaporation value from the snow cover surface. Kalyuzhny I. L., Skorospekhova T. V. Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 109–137.

Analysis of publications devoted to evaporation from the snow cover surface over the even land of the watersheds is given in the paper. Established are basic factors and regularities of the process of evaporation forming in various natural zones and under different anthropogenic activity. It is shown, that current methods of evaporation value calculation not fully take into account physical processes forming evaporation within the field and forest landscapes and under intensive wind effect. Methods of evaporation value measurement are limited by the weighting evaporimeter of GGI-500-6, used at the Rosgidromet station network. It is necessary to modernize used instrument design and to develop complex of instruments for evaporation measurements within snow-covered forest and under the effect of wind activity. Recommendation on the account of evaporation value from the snow cover surface is given for different periods of the year.

Keywords: snow cover, evaporation, factors, methods for measurements and calculations

Fig. 4. Tab. 9. Ref. 23.

Wind speed in the lower atmosphere: model and experiment.

Drobzheva Y. V., Volobueva O. V., Savenkova E.N., Vinokurova E.V. Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 138–148.

The paper analyzes the quantitative estimates of the errors in calculating the altitude profiles of wind speed and direction obtained on the basis of the HWM93 model by comparing them with the experimental profiles for St. Petersburg in 2015.

Keywords: wind field, height profile, model, experiment

Fig. 4. Ref. 7.

Statistical models for estimating the maximum size hail.

Sozaeva L.T., Kagermazov A. Kh., Zhaboeva M.M. Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 149–163.

Methods of multidimensional linear regression analysis were used to estimate the maximum size of hail with a lead time of a one, three and five days. Atmospheric stratification data are obtained from the global model of the atmosphere GFS NCEP with increasing lead time. The actual information on the maximum values of the hail size is provided by the hail control services located within the radius of the representativeness of the actual aerological sounding data at the «Mineralnye Vody» weather station in the Central part of the North Caucasus. In the course of research, models for estimating the maximum hail size with increasing lead time are proposed. It is noted that the availability of initial information about the size of hail that fell to the ground in the territory where no impact on hail processes is carried out would improve the accuracy of regression models.

Keywords: global model of the atmosphere, aerological sounding, timing, meteorological parameters, multidimensional linear regression analysis, maximum hail size.

Fig. 1. Tab. 1. Ref. 16.

Opportunities for optimizing the order of radar observations during anti-hail operations. Zharashuev M.V. Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 164–172.

The article suggests methods and programs for optimizing the order of radar observations during anti-hail operations. Based on the method of automatic identification of convective cells, it is possible to carry out automatic localization and control of the parameters of all convective cells. Further, according to the criteria for determining the radio echo canopy of hail clouds, it is automated to localize and measure the parameters of the radio echo canopy. Using the program for automatic downloading and visualization of data from weather stations and posts, it is proposed to monitor the situation around the protected area online. This makes it possible to increase the accuracy in tracking the development trend of potentially explosive convective cells. This set of measures will increase the speed and efficiency of anti-hail operations, lower the requirements for the qualification of personnel and will also reduce the cost of providing active impacts on hail processes.

Keywords: Automation, identification, method, hail, impact, optimization.

Fig. 4. Ref. 11.

The effectiveness of anti-hail products of the "Alazan" type at a low zero isotherm in the spring. Liev K. B., Gergokov A.H., Kushchev S. A. Proceedings of MGO. 2022. V. 605. P. 173–184.

The paper describes the use of anti-hail products of the Alazan type, describes the procedure for their work, and conducts a comparative analysis. The reason for writing the article was the case of missing hail in the protected territory of the Krasnodar Territory on April 21, 2022, one of the factors of hail was the low level of the zero isotherm, which is typical for the spring period.

Keywords: hail, active influence, damage, hail cells, hail hazard, zero isotherm, anti-hail products, Alazan-9.

Fig. 6. Tab. 1. Ref. 5.

Информация для авторов, представляющих рукописи в журнал «Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова»

К публикации в журнале «Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова» (далее –Труды ГГО) принимаются статьи с результатами оригинальных исследований, сообщения и обзоры по разделам: физика атмосферы, прикладная метеорология, загрязнение атмосферы, климатология. дистанционное зондирование и активные воздействия.

Все представленные для публикации статьи рецензируются анонимно.

Библиографическое описание всех статей журнала представлено в Научно-электронной библиотеке elibrary.ru.

Публикация в журнале бесплатная.

Представляемые в журнал статьи должны быть оригинальными, не допускается дублирование ранее опубликованных рукописей или рукописей, представленных для публикации в другие издания.

Рекомендуемая структура статьи: введение, материалы и методы исследования, результаты, обсуждение, выводы (или заключение), благодарности или ссылки на гранты, при поддержке которых выполнена работа, список литературы.

В рукописи статьи должны быть приведены: индекс по универсальной десятичной классификации (УДК), название статьи, инициалы и фамилии авторов, название и адрес организации (все на русском и английском языке), электронный адрес ведущего автора. Аннотация объемом не более 12 строк, ключевые слова не более 10 на русском и английском языках.

В разделе Выводы (или Заключение) нежелательно дословное тезисное повторение текста из предыдущих разделов статьи.

Список литературы не нумеруется. Фамилия и инициалы автора (авторов) выделяются курсивом. В тексте ссылки приводятся в круглых скобках, например: (Иванов и др., 2020). При наличии ссылок на несколько работ одного автора, опубликованных в одном году, рядом с годом издания указывается буква русского алфавита,

показывающая порядок данного издания в списке литературы, например, (Иванов, 2020а).

Рисунки и таблицы помещаются в тексте. Номер и название таблицы указываются над ней, номер название рисунка – под ним.

Рукопись должна быть набрана шрифтом Times New Roman размером – 12 и напечатана через двойной интервал на одной стороне листа А4; с полями: нижнее и верхнее 20 мм, левое и правое – 15 мм.

Объем статьи не должен превышать 25 страниц формата А4, включая список литературы, таблицы и рисунки.

Рукопись должна быть подписана авторами с указанием фамилии, имени и отчества (полностью), ученой степени, звания, телефонов, адреса электронной почты.

В комплект статьи также входят экспертное заключение о возможности публикации рукописи в открытой печати (с подписью руководителя и печатью организации) и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организации или учреждения, где работают авторы.

Комплект документов для публикации (текст статьи, экспертное заключение о возможности публикации рукописи в открытой печати, сопроводительное письмо) следует присылать в ФГБУ «ГГО»:

194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7.

Электронная версия всех документов **в обязательном порядке** представляется по адресам: director@main.mgo.rssi.ru и makhotk@main.mgo.rssi.ru

Редакция сохраняет за собой право делать необходимые редакционные исправления, дополнения, сокращения.

**Сборник научных трудов
Труды ГГО. Вып. 605**

Подписано в печать 27.10.22. Формат 60x84/16. Бумага офсетная.

Печать офсетная. Печ. л. 12,375. Тираж 300 экз. Заказ №0802.

Изготовлено в ООО «Д'АРТ».

194044, Санкт-Петербург, Пироговская наб., д. 17 к. 6, литера А, помещ. 8.