

СОДЕРЖАНИЕ

Том 57, номер 1, 2021

Специальный номер журнала, посвященный лауреатам Большой золотой медали Российской академии наук имени М.В. Ломоносова 2019 года

Двойной портрет: вклад Г.С. Голицына и П.Й. Крутцена в исследование физики и химии атмосферы

К. А. М. Бреннинкмайер, А. С. Гинзбург, Н. Ф. Еланский, И. И. Мохов 3

Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи

В. А. Семенов 21

Спиральность и турбулентность в атмосферном пограничном слое

Н. В. Вазаева, О. Г. Чхетиани, М. В. Курганский, М. А. Каллистратова 34

Влияние теплового загрязнения атмосферы на климат города (оценки с помощью модели COSMO-CLM)

А. С. Гинзбург, С. А. Докукин 53

Анализ частотных спектров морского волнения и законов разгона с точки зрения вероятностных законов А.Н. Колмогорова и его школы

Г. С. Голицын, Ю. И. Троицкая, Г. А. Байдаков 67

О термодинамике колмогоровского скейлинга в турбулентности

Е. Б. Гледзер 74

Наблюдения состава атмосферы над Россией: эксперименты TROICA

*Н. Ф. Еланский, Г. С. Голицын, П. Й. Крутцен, И. Б. Беликов,
К. А. М. Бреннинкмайер, А. И. Скороход* 79

Изменения общего содержания и вертикального распределения NO₂ по результатам 30-летних измерений на Звенигородской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН

А. Н. Груздев, А. С. Елохов 99

Моделирование влияния ионов на динамику формирования атмосферного аэрозоля

А. Е. Алоян, А. Н. Ермаков, В. О. Арутюнян 113

О влиянии глобального потепления на озоновый слой и УФ-В излучение

И. К. Ларин 120

Долговременные тенденции общего содержания окиси углерода в атмосфере Московского мегаполиса

*В. С. Ракитин, Н. Ф. Еланский, А. И. Скороход, А. В. Джола, А. В. Ракитина,
А. В. Шилкин, Н. С. Кириллова, А. В. Казаков* 126

Contents

Vol. 57, No. 1, 2021

Special Issue Dedicated to the Laureates of the M.V. Lomonosov Great Gold Medal of the Russian Academy of Sciences

Double Portrait: G.S. Golitsyn and P.J. Crutzen Contribution to the Physics and Chemistry of the Atmosphere Study <i>K. A. M. Brenninkmeijer, A. S. Ginzburg, N. F. Elansky, and I. I. Mokhov</i>	3
Modern Studies of the Arctic Climate: Progress, Change of Concepts, Problems to Solve <i>V. A. Semenov</i>	21
Helicity and Turbulence in the Atmospheric Boundary Layer <i>N. V. Vazaeva, O. G. Chkhetiani, M. V. Kurgansky, and M. A. Kallistratova</i>	34
Influence of Thermal Air Pollution on the Urban Climate (Estimates Using the COSMO-CLM Model) <i>A. S. Ginzburg and S. A. Dokukin</i>	53
Analysis of the Frequency Spectra and the Laws of Growth of Sea Waves from the Point of View of the Probabilistic Laws of A.N. Kolmogorov and His School <i>G. S. Golitsyn, Yu. I. Troitskaya, and G. A. Baydakov</i>	67
On Thermodynamics of Kolmogorov's Scaling in Turbulence <i>E. Gledzer</i>	74
Observations of the Atmosphere Composition over Russia: TROICA Experiments <i>N. F. Elansky, G. S. Golitsyn, P. J. Crutzen, I. B. Belikov, C. A. M. Brenninkmeijer, and A. I. Skorokhod</i>	79
Changes in the Column Content and Vertical Distribution of NO ₂ Based on Results of 30-year Measurements at the Zvenigorod Scientific Station of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences <i>A. N. Gruzdev and A. S. Elokhov</i>	99
Modeling the Ion Effect on the Dynamics of Atmospheric Aerosol Formation <i>A. E. Aloyan, A. N. Yermakov, and V. O. Arutyunyan</i>	113
On the Influence of Global Warming on the Ozone Layer and UV-B Radiation <i>I. K. Larin</i>	120
Long-Term Tendencies of Carbon Monoxid Total Content in the Moscow Megapolis Atmosphere <i>V. S. Rakitin, N. F. Elansky, A. I. Skorokhod, A. V. Dzhola, A. V. Rakitina, A. V. Shilkin, N. S. Kirillova, and A. V. Kazakov</i>	126

УДК 551.510

ДВОЙНОЙ ПОРТРЕТ: ВКЛАД Г.С. ГОЛИЦЫНА И П.Й. КРУТЦЕНА В ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИКИ И ХИМИИ АТМОСФЕРЫ

© 2021 г. К. А. М. Бреннинкмайер^a, А. С. Гинзбург^{b, *}, Н. Ф. Еланский^b, И. И. Мохов^{b, c}

^aИнститут химии Макса Планка, Хан-Мейенер ул., 1, Майнц, 55128 Германия

^bИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 109017 Россия

^cМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: gin@ifaran.ru

Поступила в редакцию 30.09.2020 г.

После доработки 12.10.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Вступительная статья к специальному выпуску журнала “Известия РАН. Физика атмосферы и океана”, посвященному присуждению Большой золотой медали Российской академии наук имени М.В. Ломоносова 2019 года академику РАН Георгию Сергеевичу Голицыну “за выдающийся вклад в изучение физики атмосферы Земли и планет и разработку теории климата и его изменений” и иностранному члену РАН профессору Паулю Йозефу Крутцену “за выдающийся вклад в химию атмосферы и оценку роли и биогеохимических циклов в формировании климата”. В этот выпуск журнала включены: статья, освещающая вклад Г.С. Голицына и П.Й. Крутцена в исследование физики и химии атмосферы, климата и биогеохимических циклов, а также статьи, написанные для этого специального выпуска с участием лауреатов и по их и редколлегии рекомендации.

Ключевые слова: физика и химия атмосферы, биогеохимические циклы, климат и его изменения

DOI: 10.31857/S000235152101003X

ВВЕДЕНИЕ: ДВОЙНОЙ ПОРТРЕТ ЛАУРЕАТОВ



Эти фотографии Г.С. Голицына и П.Й. Крутцена сделаны примерно десять лет назад и хорошо демонстрируют мудрый и пылкий взгляд настоящих ученых. Фотография Г.С. Голицына

сделана его дочерью Анной в подмосковном доме Голицыных (взято из статьи “Голицын, Георгий Сергеевич” на сайте <https://ru.wikipedia.org/wiki/>), фотография П.Й. Крутцена сделана в универси-

тете Хельсинки (https://en.wikipedia.org/wiki/Paul_J._Crutzen).

Академик Г.С. Голицын и профессор П.Й. Крутцен практически ровесники и оба за многие десятилетия своей успешной деятельности достигли всемирного призвания как выдающиеся ученые и крупные организаторы науки. Научному сообществу может быть интересно сравнить жизненные пути двух лауреатов высшей научной награды Российской академии наук.

Пауль Йозеф Крутцен (Paul Josef Crutzen) родился 3 декабря 1933 года в Амстердаме (Нидерланды). В 1951 году он окончил Колледж Св. Игнатия, а в 1954 – курс обучения по специальности Civil Engineering.

П.Й. Крутцен в молодые годы проходил срочную военную службу и работал в конструкторских бюро (Bridge Construction Bureau of the City of Amsterdam, The Netherlands и House Construction Bureau, Gävle, Sweden),

С 1959 года он связал свою жизнь с науками об атмосфере, работая сначала на факультете метеорологии университета Стокгольма, затем в Национальном центре атмосферных исследований в Боулдере и на факультете атмосферных наук в университете штата Колорадо (США).

В 1968 году П.Й. Крутцен защитил диссертацию “Определение параметров, входящих в “сухую” и “мокрую” фотохимические теории озона в стратосфере” (“Determination of parameters appearing in the “dry” and the “wet” photochemical theories for ozone in the stratosphere”) на получение степени доктора философии (Ph.D.). В защите принимал участие выдающийся шведский ученый Берт Болин (Bert Bolin). В 1973 году П.Й. Крутцен защитил диссертацию “О фотохимии озона в стратосфере и тропосфере и загрязнении стратосферы высоколетящими самолетами” (“On the photochemistry of ozone in the stratosphere and troposphere and pollution of the stratosphere by high-flying aircraft”) на степень доктора наук (D.Sc.). Консультантами этой работы были известные британские ученые Джон Хоутон (John Houghton) и Ричард Уэйн (R.P. Wayne). Обе диссертации были отмечены как наивысшие достижения в данной области науки.

В течение двух десятилетий (1980–2000 гг.) П.Й. Крутцен был директором Отдела химии атмосферы в Институте химии общества Макса Планка в Майнце (Германия), с 1992 по 2008 год – заслуженный профессор в Скрипптовском институте океанологии (Калифорния, США). (Distinguished Professor (part-time), Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, USA).

В настоящее время П.Й. Крутцен является почетным членом Общества Макса Планка (Германия); почетным директором Департамента химии атмосферы Института химии Макса Планка (Гер-

мания); почетным исследователем Международного института системных исследований (Австрия); почетным профессором Скрипптовского института океанологии Калифорнийского университета (США).

Профессор П.Й. Крутцен избран членом более десяти национальных и международных академий наук, в том числе иностранным членом Российской академии наук. Один только перечень его должностей, научных наград, членства в академиях, советах, комитетах и редколлегиях занимает 16 страниц на сайте Института химии Макса Планка (<https://www.mpic.de/3864937/curriculum-vitae>).

В 2016 году в издательстве Springer в серии “Кратко о лидерах науки и практики: Нобелевские лауреаты” (“Briefs on Pioneers in Science and Practice. Nobel Laureates”) была опубликована монография “Пауль Й. Крутцен: Первопроходец в науках о химии атмосферы и изменении климата во времена Антропоцена” (“Paul J. Crutzen: A Pioneer on Atmospheric Chemistry and Climate Change in the Anthropocene”), в которой подробно описан жизненный и научный путь лауреата нобелевской премии профессора П.Й. Крутцена.

Георгий Сергеевич Голицын родился в Москве 23 января 1935 года. В 1952 году он с золотой медалью окончил московскую среднюю школу № 126, а в 1958 году – с отличием физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. В том же году стал сотрудником Института физики атмосферы, созданного А.М. Обухова за два года до этого, и работает в этом институте по сей день.

В 1961 году Г.С. Голицын на ученом совете физфака МГУ защитил кандидатскую диссертацию “К теории ударных волн и флуктуационных явлений в магнитной гидродинамике”. В 1971 году на ученом совете Астрономического института им. П.К. Штернберга защитил докторскую диссертацию “Динамика планетных атмосфер”. Его докторская диссертация начиналась фразой: “В атмосферах планет дуют ветры”.

В 1979 году Г.С. Голицын был выбран членом-корреспондентом АН СССР, а в 1987 году – ее действительным членом. С 1988 по 2001 год он был членом Президиума АН СССР, а затем РАН. В течение многих лет он был председателем Научного совета АН СССР/РАН “Исследования по теории климата Земли”.

В Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова АН СССР (ныне РАН) Г.С. Голицын руководил Лабораторией энергетики планетных атмосфер, Лабораторией теории климата, Отделом исследования климатических процессов, Лабораторией взаимодействия атмосферы и океана. С 1990 года в течение двух десятилетий был директором Института. В настоящее время он заведующий Отделом динамики атмосферы ИФА им. А.М. Обухова РАН.

Результаты исследований Г.С. Голицына в самых различных областях физики, гидродинамики и наук об окружающем мире представлены в 400 статьях, опубликованных в российских и зарубежных научных изданиях. Он автор шести монографий, три из которых переведены на иностранные языки. В течение трех десятилетий он преподавал в Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова, является заслуженным профессором Московского университета (с 1999 года). В Московском физико-техническом институте Г.С. Голицын преподает с 1976 года по настоящее время.

Активная жизненная позиция Г.С. Голицына особенно ярко проявилась в период 1990–2008 гг., когда он был директором Института физики атмосферы. Под его руководством Институту физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН удалось не только пережить “лихие 90-е” прошлого века, но и преумножить научный потенциал Института, его престиж в российской и мировой науке. Под идейным и практическим руководством Г.С. Голицына были проведены крупномасштабные эксперименты по изучению взаимодействия атмосферы, океана и суши, солнечной и тепловой радиации и облачности, комплексные исследования дымовых аэрозолей, климатических эффектов интенсивных пыльных бурь.

Очень большую роль Г.С. Голицын сыграл в развитии международного сотрудничества. Здесь отметим организованную в 2007 г. совместную лабораторию по исследованиям атмосферы и климата двух Институтов физики атмосферы Российской и Китайской академий наук. Он дважды (в 1982–1987 гг. и 1992–1997 гг.) избирался членом Объединенного научного комитета, который управляет Всемирной программой исследования климата, в течение пяти лет (1992–1997 гг.) был председателем научного совета Международного Института прикладного системного анализа (Вена, Австрия).

Академик Г.С. Голицын Почетный ученый Международного института прикладного системного анализа (Honorary Scholar of IASA), Почетный член Королевского метеорологического общества Великобритании (Honorary Fellow of Royal Meteorological Society), член Европейской академии и Европейского союза наук о Земле. Он отмечен высшей наградой Европейского союза наук о Земле — медалью Альфреда Вегенера за выдающиеся заслуги в области наук об атмосфере, океане и климате.

Г.С. Голицын награжден многими российскими государственными и академическими наградами, в том числе орденом Почета и орденом “За заслуги перед Отечеством” IV степени. Среди его академических наград особое место занимает Золотая медаль имени А.М. Обухова РАН за работы, “внесшие выдающийся вклад в исследования магнитной гидродинамики, разработку ряда теорий в области планетологии, теории климата, физики атмосферы и геофизики: общей циркуляции планетных атмосфер, возникновения ураганов и других интенсивных атмосферных вихрей, радиационных эффектов и теплообмена между океаном и атмосферой и ряда других природных процессов и явлений”. Он удостоен премии имени А.А. Фридмана за цикл работ по исследованиям общей циркуляции атмосферы и конвекции, премии имени Б.Б. Голицына за монографию “Статистика и динамика природных процессов и явлений: методы, инструментарий, результаты”, Демидовской премии за выдающиеся заслуги в области наук о Земле.

В приведенной ниже таблице для наглядности параллельно представлены основные этапы жизни и научной карьеры Г.С. Голицына и П.Й. Крутцена.

Как уже отмечалось, списки научных, научно-популярных и биографических публикаций каждого из лауреатов, награжденных Большой золотой медалью Российской академии наук имени М.В. Ломоносова 2019 года, содержат

Таблица 1. Сравнительное жизнеописание Г.С. Голицына и П.Й. Крутцена

Г.С. Голицын	Годы	Пауль Крутцен
Родился 23 января 1935 г.	30-е годы XX века	Родился 3 декабря 1933 г.
Школьные годы	40-е годы XX века	Школьные годы (колледж)
Окончание средней школы с золотой медалью (1952) Первая научная статья в ЖЭТФ (1957) Окончание с отличием физического факультета МГУ и начало работы в ИФА (1958)	50-е годы XX века	Окончание Колледжа Св. Игнатия (1951) Завершение обучения по специальности “гражданский инженер” (1954) Служба в армии Начало работы в Стокгольмском университете (1959)

Таблица 1. Окончание

Г.С. Голицын	Годы	Пауль Крутцен
Защита кандидатской диссертации (1961) Ответственный секретарь редколлегии журнала Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана (с 1964)	60-е годы XX века	Получение степени доктора философии (1968)
Защита докторской диссертации (1971) Участие в рейсе Научно-исследовательского судна “Дмитрий Менделеев” (1974) Создание теории подобия для динамики планетных атмосфер Развитие теории конвекции с учетом вращения Избрание членом-корреспондентом АН СССР (1979)	70-е годы XX века	Открытие каталитического цикла разрушения стратосферного озонового слоя окислами азота Получение степени доктора наук (1973) Открытие каталитического механизма образования озона в тропосфере Описание процессов активации хлора в антарктической стратосфере Директор Департамента химии атмосферы Института химии общества Макса Планка (с 1980)
Статья в журнале Tellus “Comparative estimates of climatic consequences of Martian dust storms and a possible nuclear war” Избрание действительным членом АН СССР (1987) Директор Института физики атмосферы АН СССР (с 1989) Главный редактор журнала Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана (с 1989) Премия АН СССР имени А.А. Фридмана (1990)	80-е годы XX века	Директор Отдела химии атмосферы Института химии общества Макса Планка Статья “Последствия: Сумерки в полдень” в журнале Ambio, положившая начало исследованиям гипотезы “ядерной зимы”
Директор Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН Председатель Совета Международного института прикладного системного анализа (1992–1997) Демидовская премия за выдающиеся достижения в области наук о Земле (1995) Старт проекта TROICA (1995) Избрание членом Академии наук Европы (1999)	90-е годы XX века	Директор Отдела химии атмосферы Института химии общества Макса Планка (по 2000) Заслуженный профессор Скриптовского института океанологии (1992) Нобелевская премия по химии (1995) Старт проекта TROICA (1995) Иностранный член Российской академии наук (1999)
Директор Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (до 2008) Медаль Альфреда Вегенера – высшая награда Европейского союза наук о Земле (2004) Создание Российско-Китайской лаборатории по исследованиям атмосферы и климата (2007)	Первое десятилетие XXI века	Почетный член многих университетов и научных обществ Публикация статьи, положившей начало обсуждению гипотезы Антропоцена
Премия имени Б.Б. Голицына (2016) Золотая медаль имени А.М. Обухова (2018) Большая золотая медаль Российской академии наук имени М.В. Ломоносова (2019)	10-е годы XXI века	Почетный член Королевского химического общества (Нидерланды, 2017) Большая золотая медаль Российской академии наук имени М.В. Ломоносова (2019)

сотни наименований. Кроме того, имеется множество статей, развивающих идеи и освещающих жизнь и деятельность лауреатов. Многие из этих публикаций приведены в предыдущих персоналиях Г.С. Голицына и П.Й. Крутцена.

Сами лауреаты премии Ломоносова отмечают, что наиболее полно их научный путь отражен в монографиях последнего десятилетия [1, 2], обложки которых представлены на рисунке. В начале списка литературы приведены ссылки на основные монографии академика Голицына [3–8], профессора Крутцена [9–15] и на их совместную фундаментальную публикацию, посвященную проблеме взаимосвязи глобального потепления, истощения озонового слоя и других аспектов глобальных экологических изменений [16].

Г.С. ГОЛИЦЫН: АТМОСФЕРА И КЛИМАТ, СТАТИСТИКА И ЭНЕРГЕТИКА ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

В этом разделе кратко перечислены основные этапы научного пути академика Г.С. Голицына. Они в данной статье описаны относительно кратко, поскольку читатели журнала “Известия РАН. Физика атмосферы и океана” хорошо знакомы с его статьями и персоналиями, опубликованными в нашем журнале.

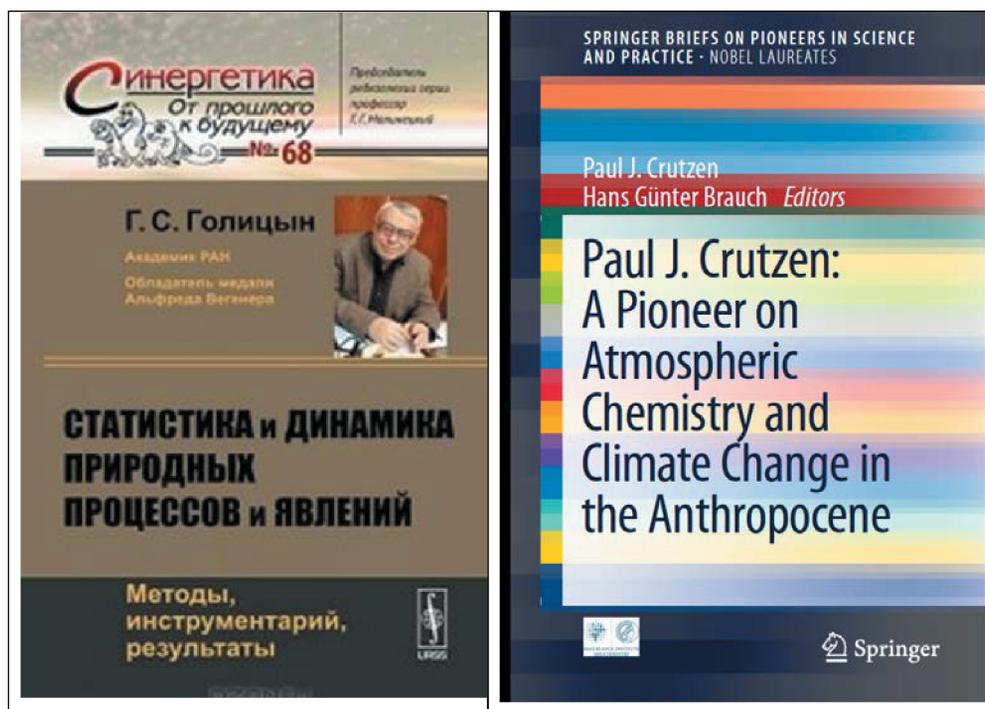
Первую научную статью, посвященную некоторым вопросам магнитной гидродинамики, Г.С. Голицын в соавторстве со своим научным руководи-

телем К.П. Станюковичем опубликовал в 1957 г., будучи еще студентом физфака МГУ.

Как отмечает сам Г.С. Голицын, за свою долгую научную жизнь ему пришлось заниматься многими различными предметами: “магнитной гидродинамикой, распространением различных волн в турбулентных средах, планетными атмосферами, конвекцией в различных, в том числе вращающихся, средах, спектром космических лучей, теорией землетрясений, постановкой и руководством природных экспериментов, в том числе международных, теорией морских ветровых волн и их ролью в распространении загрязнений на водной поверхности, теорией ураганов, объяснением экспериментальных результатов по статистической структуре рельефа планетных поверхностей и рядом других процессов и явлений”.

Г.С. Голицын получил важные новые результаты в области магнитной гидродинамики и в исследовании атмосферы, изучении волновых движений различной природы в атмосфере, в интерпретации данных измерений на космических аппаратах, теоретической планетологии и теории климата, изучении конвекции как гидродинамического явления, а также исследовании теплообмена между океаном и атмосферой. Им оценены скорости конвективных движений в атмосфере, океане и мантии Земли.

Г.С. Голицын один из авторов концепции “ядерной зимы” – изменений термического и динамического режимов задымленной атмосферы и



климатических последствий возможной ядерной войны. В 1980-е годы Г.С. Голицын являлся членом рабочей группы ООН по климатическим и иным последствиям ядерной войны. По докладу этой группы 44-я Генеральная ассамблея ООН в 1988 г. приняла резолюцию о недопустимости ядерной войны.

Важную роль сыграл Г.С. Голицын в процессе обсуждения и принятия Россией Киотского протокола, отстаивая на самом высоком уровне научно обоснованные положения теории климата и роли антропогенных факторов в процессе глобального потепления.

В числе основных научных результатов Г.С. Голицына:

- создание в конце 1960-х годов (время, когда еще не было численных моделей общей циркуляции атмосферы) теории подобия для планетных атмосфер, определяющей ключевые особенности динамики атмосфер планет Солнечной системы циркуляции;

- описание механизма глобальных пылевых бурь на Марсе в начале 1970-х годов;

- развитие основ теории климата, в том числе исследования чувствительности, устойчивости и экстремальных свойств климатической системы, изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря и Ладожского озера, изменений температуры в средней и верхней атмосфере;

- экспериментальные и теоретические исследования в области геофизической конвекции и турбулентности;

- системные исследования статистики и энергетики природных процессов и явлений;

- описание процессов взаимодействия атмосферы и океана, развитие теории тепло-массообмена между атмосферой и океаном при слабых ветрах;

- разносторонние исследования процессов формирования и статистики тропических циклонов, полярных мезоциклонов, внетропических циклонов и антициклонов;

- исследование феномена “ядерной зимы” – климатических последствий возможной ядерной войны;

- руководство комплексным проектом по исследованию роли облачности и аэрозоля в процессах переноса солнечной и тепловой радиации;

- теоретическое объяснение результатов натурных экспериментов по расплыванию по поверхности океана пятен примеси.

Развитая Г.С. Голицыным теория динамики планетных атмосфер имеет исключительное значение для понимания особенностей атмосферной и климатической динамик на Земле.

Одним из крупнейших региональных изменений климата на Земле в последние десятилетия было сильное изменение уровня Каспийского моря в 20 веке. В рамках российско-германского проекта под руководством Г.С. Голицына были исследованы механизмы изменений гидрологического режима, включая осадки, испарение, речной сток, в бассейне Каспийского моря при изменениях глобального климата. В том числе выявлена значимая связь изменений уровня Каспийского моря, стока Волги и осадков в бассейне с аномалиями температуры в тропической части Тихого океана – в области формирования явлений Эль-Ниньо. Эта связь была подтверждена в численных экспериментах с климатической моделью общей циркуляции. Получены прогностические модельные оценки со значительным увеличением стока Волги в 21 веке при существенном падении стока в первой трети века.

Значительный вклад Г.С. Голицын внес в исследования режимов атмосферных вихрей – тропических циклонов, полярных мезоциклонов, внетропических циклонов и антициклонов. Сделаны оценки на основе теории размерности и подобия, дана физическая интерпретация особенностям функций распределений, полученных на основе данных наблюдений, реанализа и модельных расчетов. Для значительной части атмосферных вихрей характерны экспоненциальные распределения в соответствии с распределениями Больцмана–Гиббса. При этом океан играет роль гигантского термостата, а для связанной с океаном атмосферы флуктуации распределены по экспоненте. Исключения составляют “хвосты” распределений, для которых характерны существенные отклонения от общего экспоненциального распределения.

Особое значение имеет использование Г.С. Голицыным общего методологического подхода к исследованию самых разнообразных процессов – от атмосферных микромасштабов до процессов во Вселенной. В круге его интересов и космические лучи, и планетотрясения – не только землетрясения, вулканическая активность, динамика литосферных плит, рельеф поверхности планет. Важное место в исследованиях Г.С. Голицына занимают исследования морского волнения, взаимодействия атмосферы и океана.

В рамках Советской программы климатологии облачности и радиации, которой руководил Г.С. Голицын, был проведен целый ряд уникальных исследований, в том числе в рамках Звенигородских экспериментов. Эти исследования получили продолжение в рамках международной программы ARM.

Особо надо отметить роль Г.С. Голицына в организации и руководстве (совместно с П.Й Крутценом) проектом TROICA (Trans-Continental Ob-

servations Into the Chemistry of the Atmosphere), в рамках которого было совершено 12 поездок вдоль Транссиба от Москвы до Дальнего Востока, 3 – с севера на юг от Мурманска до Кисловодска и Сочи, а также по большой кольцевой дороге вокруг Москвы.

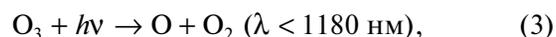
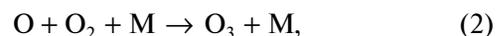
Полный список трудов Г.С. Голицына до 2010 года опубликован в издании “Георгий Сергеевич Голицын. М.: Наука, 2010 (Материалы к биобиблиографии ученых, физические науки, вып. 49)”. В 2015 году в журнале “Известия РАН. Физика атмосферы и океана” в редакционной статье, посвященной 80-летию Г.С. Голицына, представлены его публикации за 2010–2014 гг.

Академик Г.С. Голицын продолжает активную научную деятельность. Широту и разнообразие научных интересов Г.С. Голицына хорошо иллюстрирует перечень его публикаций за последние пять лет [16–41]. Кроме публикации оригинальных научных статей Г.С. Голицын активно участвует в проведении различных российских и международных научных конференций. Особое место среди них занимает конференция, посвященная столетию основателя Института физики атмосферы академика А.М. Обухова, труды которой опубликованы в книге “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, вышедшей в издательстве “Физматкнига” в 2018 году [43].

П.Й. КРУТЦЕН: ХИМИЯ АТМОСФЕРЫ

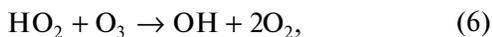
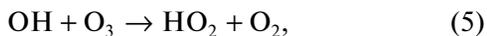
Основные направления научных исследований П.Й. Крутцена – химия тропосферы и стратосферы, роль биохимических циклов в формировании и изменениях климата. За достижения в этой области он получил Нобелевскую премию по химии в 1995 году вместе с Марио Молиной (Мексика) и Шервудом Роулэндом (США). Ключевым результатом его исследований, показавшим возможность катастрофического воздействия человеческой деятельности на состояние окружающей среды, явилось доказательство того, что азотные соединения антропогенного происхождения определяют разрушение стратосферного озона и образование высоких концентраций озона в тропосфере. Научные достижения П.Й. Крутцена подробно описаны во многих изданиях, в частности, в [2].

В течение нескольких десятилетий в соответствии с теорией С. Чепмена [44], опубликованной в 1930 г, считалось, что озоновый слой находится в состоянии устойчивого фотохимического равновесия. Образование “нечетного кислорода” ($O_x = O + O_3$) происходит в результате фотолиза молекулярного кислорода O_2 солнечным излучением, а разрушение озона O_3 – в процессе рекомбинации O и O_3 :



Поскольку озоновый слой формирует благоприятный для биосферы радиационный баланс на земной поверхности и вносит существенный вклад в тепловой баланс Земли, то наблюдениям озона уделялось большое внимание. При подготовке к Международному геофизическому году (1957 г.) и в ходе его проведения была создана глобальная сеть озонометрических станций. Только в России в это время начали регулярные наблюдения около 30 станций [45]. По данным наблюдений спектрального состава УФ отраженной от Земли солнечной радиации на российском спутнике Космос-121 в июне 1966 г. были построены первые карты глобального распределения озона [46]. Анализ данных многочисленных наблюдений показал большое влияние динамических процессов различного масштаба на пространственно-временную изменчивость озона [47]. Моделирование состояния озонового слоя путем решения уравнений переноса с включенным в них фотохимическим циклом Чепмена стало эффективным инструментом исследований воздействия на содержание озона атмосферной циркуляции, солнечной активности, волновых процессов и других факторов. Несколько таких аналитических и численных моделей было разработано в 1960–70-е годы на физическом факультете Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова под руководством профессора А.Х. Хргиана. В частности, одним из авторов настоящей статьи была построена аналитическая трехмерная модель воздействия на распределение озона струйного течения в верхней тропосфере, учитывающая спиральность воздушного потока, чепменовскую фотохимию в стратосфере и сухое осаждение озона на земной поверхности [48]. Проведенные расчеты продемонстрировали характерные особенности распределения озона в области полярных и субтропических струйных течений и подтвердили результаты наблюдений со спутника Космос-121 [46].

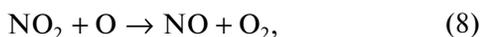
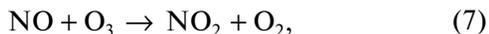
Вместе с тем, модельные построения вертикального распределения озона, как правило, заметно отличались от результатов измерений, проводимых с помощью озонозондов. Д. Бейтс и М. Николе [49] высказали предположение, что быстрое образование нечетного кислорода в мезосфере могут компенсировать каталитические реакции разрушения озона с участием радикалов OH и HO_2 . Принимая во внимание это предположение и результаты лабораторных экспериментов по оценке скоростей реакций, выполненных группой сотрудников Кембриджского университета [50, 51], Дж. Хэмпсон [52] постулировал реакции



как каталитический цикл разрушения озона в стратосфере. Этот цикл, введенный Б. Хантом [10] в фотохимическую стратосферную модель, приводил к результатам, значительно лучше согласующимся с данными наблюдений.

Включившись в работу по химии атмосферы, П.И. Крутцен [54] обратил внимание на то, что водородный цикл не объясняет вертикального распределения озона в нижней стратосфере и, более того, при выбранных в [52, 53] константах реакций (5) и (6) приводит к нереально быстрому разрушению озона в тропосфере. П.И. Крутцен указал на дополнительный сток OH в тропосфере – его реакцию с метаном (CH_4), и впоследствии показал, что цепь окисления CH_4 играет важную роль в химии тропосферы.

Включение CH_4 в систему фотохимических взаимодействий привело к выводу, что константы реакций (5) и (6) сильно завышены, и потому водородный цикл не может обеспечивать необходимый сток озона в стратосфере. Решение проблемы П.И. Крутцен нашел путем включения в систему взаимодействий окислов азота NO_x ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) и соответствующего каталитического цикла разрушения озона [55]:



Конечный результат этого цикла (7 + 8) эквивалентен прямой реакции (4). Но при этом эффективность азотного цикла намного выше, поскольку цикл активно действует даже при очень малых концентрациях NO_x . Небольшого количества NO, постоянно образующегося в атмосфере при окислении закиси азота N_2O атомарным кислородом $\text{O}(^1\text{D})$



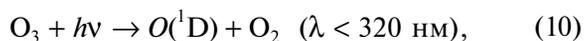
достаточно для того, чтобы азотный цикл играл определяющую роль в разрушении озона в стратосфере на высотах от 25 до 45 км.

Осенью 1970 г. П.И. Крутцен познакомился с материалами исследований критических экологических проблем [56], в которых, в частности, приводились оценки возможных выбросов в стратосферу окислов азота сверхзвуковыми самолетами (Конкорд, Ту-144, Боинг) при их активной эксплуатации. Сравнив интенсивность естественных источников NO_x в стратосфере с выбросами создающегося флота сверхзвуковых самолетов, П.И. Крутцен сразу понял, что человечество стоит

перед глобальной экологической угрозой. Вскоре после напряженной работы П.И. Крутцен сдает в печать статью с расчетами возможного воздействия сверхзвуковой авиации на озоновый слой [57]. В ней наглядно продемонстрирована серьезность проблемы: глобальное изменение озонового слоя будет заметным уже при полетах 500 сверхзвуковых самолетов, а над регионами с высокой интенсивностью полетов могут образовываться серьезные озоновые аномалии. Статья имела огромный научный и общественный резонанс и способствовала бурному развитию физики и химии атмосферы.

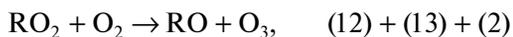
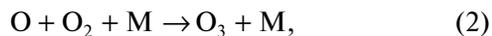
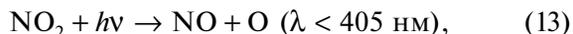
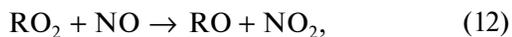
Одним из следствий возникшей полемики было образование в 1976 г. в Институте физики атмосферы АН СССР лаборатории, основной задачей которой являлось исследование атмосферного озона и его газов-предшественников. Лаборатория одной из первых в мире начала регулярные измерения двуокси азота (NO_2) на созданной на Северном Кавказе высокогорной станции, а также наблюдения пространственно-временной изменчивости NO_2 над Северной Евразией с борта самолета [58–60]. Полученные данные и их последующее использование в моделях стратосферы полностью соответствовали выводам П.И. Крутцена о преобладающей роли азотного цикла в химии озона в средней стратосфере.

Другим, подобным по значимости достижением П.И. Крутцена в области химии атмосферы явилось открытие и обоснование химического механизма образования высоких концентраций озона в тропосфере. Считалось, что источником озона в тропосфере является перенос из стратосферы. Однако эпизоды появления высоких и опасных для здоровья человека концентраций озона в условиях смога, которые особенно часто регистрировались в Калифорнии [61], не могли быть объяснены вторжениями стратосферного воздуха. Предположение о возможном существовании химических источников озона в тропосфере П.И. Крутцен высказал еще в 1969 г. [54]. Однако только после выхода в свет работы Х. Леви III [62] он получил основу для дальнейших исследований в этой области. Х. Леви III представил процесс образования гидроксила OH в виде фотолиза озона коротковолновой солнечной радиацией ($\lambda < 320$ нм) с последующим соединением $\text{O}(^1\text{D})$ и H_2O :



и показал, что OH инициирует процесс окисления CO и CH_4 в атмосфере. Опираясь на полученные Х. Леви III результаты, П.И. Крутцен нашел, что образование озона происходит в каталитическом цикле с участием NO и пероксирадикалов –

продуктов окисления CO, CH₄ и летучих органических соединений (ЛОС) в реакциях:



где R = H, CH₃, либо другие органические пероксирадикалы. Разрушение озона происходит в ходе реакций (5), (6) и (10), (11). Таким образом, каталитическая роль NO имеет двойное значение. В стратосфере на высотах более 25 км азотный цикл приводит к преобладанию разрушения озона над его образованием, а в тропосфере – к преобладанию образования озона над его разрушением. В чистых фоновых условиях, когда концентрация NO имеющая, в основном, антропогенное происхождение, может быть очень низкой (менее 10 ppt), окисление CO, CH₄ и ЛОС приводит к уменьшению содержания озона в воздухе, поскольку большая часть пероксирадикалов RO₂ вступает в реакцию с O₃ (см. (6)).

Включение NO в окислительные процессы, способствующие образованию O₃ и OH, имело большое значение для дальнейших исследований в области химии атмосферы и численного моделирования возможных изменений состава атмосферы. В частности, включение реакции (12) в моделирование последствий полетов сверхзвуковых самолетов резко снизило первоначально значительную величину разрушения озонового слоя и сняло остроту этой проблемы.

Выполненное П.Й. Крутценом и П. Циммерманом [63] численное моделирование атмосферы с учетом азотного цикла показало неизбежность возрастания концентрации O₃ и OH в тропосфере в индустриальную эпоху по сравнению с доиндустриальной. Этот результат вызвал обоснованную обеспокоенность не только из-за повышения содержания в воздухе токсичного озона, но и из-за возможных неблагоприятных и плохо предсказуемых последствий, связанных с возрастанием содержания OH. Во-первых, от OH зависит сток из атмосферы CH₄ – наиболее активного парникового газа, а во-вторых, к OH чрезвычайно чувствительна фотохимическая система тропической и субтропической атмосферы. Регулярные природные пожары в сухие сезоны служат активным источником аэрозолей и парниковых и являются важным элементом климатической системы Земли.

Открытие фотохимического механизма образования озона в тропосфере подвело теоретическую основу под предпринимаемые многими странами усилия по созданию систем мониторинга состояния приземного воздуха в городах и разработке мер

по повышению его качества. Большое внимание стало уделяться сокращению выбросов в атмосферу CO и NO_x. Электростанции в промышленно развитых странах стали активнее переводиться на использование в качестве топлива природного газа вместо угля. Начали разрабатываться новые модели автомобилей с пониженным выбросом химически активных соединений. Предпринимаемые действия привели к положительным результатам, особенно в странах, расположенных в низких широтах (Мексика, Япония и др.), где при высоком уровне УФ освещенности фотохимические процессы с образованием токсичных веществ идут наиболее активно [64]. Аналогичные действия предпринимались и в России [65], причем наиболее активно в последние два десятилетия. В крупнейшем в Европе Московском мегаполисе оптимизация городской инфраструктуры в эти годы способствовала снижению приземной концентрации CO, NO, SO₂ со скоростью 3.6, 5.0 и 3.7% в год соответственно [66].

Высокая чувствительность озонового слоя к антропогенному воздействию и угроза возможного его разрушения мобилизовали научное сообщество на проведение широкомасштабных исследований в области химии атмосферы. В 1974 г. одновременно были опубликованы четыре статьи [67–70], в которых представлен хлорный каталитический цикл гибели озона в стратосфере:



Основное различие между статьями состоит в предполагаемых источниках хлора в стратосфере. Если Р. Столярски и Р. Цицерон [67] считали источником вулканические извержения (впоследствии этот источник оказался незначительным), то М. Молина и Ф. Роуланд [68] и П.Й. Крутцен [69] связывали появление хлора в стратосфере с фотолизом фреонов 11 и 12, которые в большом количестве производятся промышленностью разных стран. По расчетам П.Й. Крутцена снижение концентрации озона на высоте 40 км могло достичь в будущем 40%, если уровень производства фреонов в мире сохранится на уровне 1970 г. Подобную оценку разрушения озона к 1980–1985 гг. приводят Р. Цицерон и др. [70] при условии, что выбросы хлорфторуглеродов будут продолжаться на уровне 1970 г.

Вскоре были определены и другие устойчивые в нижней атмосфере галогенсодержащие соединения, которые, попадая в стратосферу, подвергаются фотолизу, выделяя активные хлор, бром или йод. Возможность того, что деятельность человека может, даже непреднамеренно, вызывать катастрофические изменения состояния окружа-

ющей среды, всколыхнула общество, и началась компания за запрещение производства и выбросов в атмосферу озоноразрушающих веществ. Результаты теоретических исследований надо было подтвердить наблюдениями. Были организованы и проведены многочисленные национальные и международные эксперименты. Быстро развивались методы и средства измерений содержания примесей в атмосфере, численное моделирование. Значительный вклад в исследования состава атмосферы внес ИФА РАН. Измерения содержания в атмосфере озона, окислов азота, аэрозолей и других компонентов проводились на научных станциях Института, с борта самолетов-лабораторий, вертолетов, научных судов. Выполненные эксперименты на космической станции “Салют” выявили наличие характерной слоистой вертикальной структуры в глобальном распределении озона и аэрозоля [71–74]. По результатам наземных и самолетных наблюдений получены количественные оценки влияния внутренних гравитационных волн, солнечных затмений и атмосферной циркуляции и различных типов антропогенного воздействия на содержание в атмосфере озона, NO_2 и других примесей [75–77].

В 1985 г. Дж. Фарман [78] сообщил об аномалии озона над Антарктидой, которая получила название “озоновой дыры”. Совместными усилиями многих ученых был установлен механизм ее формирования. Ключевым звеном в процессе изучения этого явления являлось объяснение П.И. Крутценом конкурирующей роли в разрушении озона двух каталитических циклов – азотного и хлорного. В нормальных условиях взаимодействие между NO_x и ClO_x приводит к образованию нейтрального соединения ClONO_2 и HCl . Хлор присутствует в атмосфере, в основном, в составе этих соединений. Крутцен предположил, что NO_x может выходить из газовой фазы. Лабораторные опыты показали, что при температуре ниже 200 К могут образовываться твердые частицы тригидрата азотной кислоты [79]. В Антарктической стратосфере зимой температура опускается до 190 К. Радикалы NO_x переходят в твердое вещество, резко усиливая озоноразрушающее действие хлорного каталитического цикла. Предложенный П.И. Крутценом механизм лежит в основе описания процессов, которые происходят в Антарктической, а в последнее время и в Арктической, стратосфере.

П.И. КРУТЦЕН И Г.С. ГОЛИЦЫН: ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ЭКСПЕДИЦИИ

Получая важные результаты в области теоретической химии и численного моделирования, П.И. Крутцен всегда стремился найти им подтверждение путем проведения натурных наблюдений. Им были предложены и реализованы много-

численные полевые эксперименты по измерению состава атмосферы с использованием различных средств, включая спутники, суда, поезда и самолеты. В какой-то момент П.И. Крутцен, заметивший, что ученые-атмосферщики много путешествуют, предложил брать с собой специальные канистры, чтобы собирать пробы воздуха во время путешествий, особенно во время поездок на конференции. Немногие смогли сделать это из-за практических проблем с объяснением таможенникам на границе, но, тем не менее, была собрана важная информация о некоторых региональных особенностях состава приземного воздуха и содержания в нем парниковых газов. Интересно, что на такую инициативу откликнулись молодые ученые разных специальностей, что способствовало постановке новых задач и оказало влияние на быстрое развитие науки о химии атмосферы.

Высокая потребность в данных наблюдений химически и радиационно активных газовых примесей и аэрозолей в атмосфере способствовала расширению мировой сети наблюдательных станций. Под влиянием обозначенных П.И. Крутценом проблем были созданы фоновые высокогорные станции, такие, например, как Юнгфрауйох (Альпы) и Кисловодск (Северный Кавказ). В то же время оставалась непокрытой сетевыми измерениями территория мирового океана. Необходимо было активизировать проведение экспедиций, в основном международных, с использованием корабельных, воздушных и спутниковых средств. Однако стоимость специализированных платформ для проведения регулярных измерений состава атмосферы была слишком высокой. В этой связи П.И. Крутцен ориентировал коллег на использование грузовых и пассажирских транспортных средств. Хорошим примером такого подхода к измерениям на протяженных маршрутах с использованием судоходства стал проект INDOEX (Indian Ocean Experiment, 1998–1999 гг.) [35]. П.И. Крутцен и его коллеги убедили руководителей компании Narag Lloyd установить несколько газоанализаторов на грузовом судне, которое доставляло автомобили из Гамбурга в Японию и из Японии в Гамбург. Было много трудностей, связанных с расположением приборов, автоматизацией измерений, сменой экипажей, но, в конце концов, система заработала и продолжала работать в течение многих лет, собирая ценные данные об озоне в приводном слое атмосферы [80]. Насколько нам известно, столь длительная эксплуатация измерительной системы является большой редкостью.

Одним из наиболее успешных экспериментов в области атмосферных исследований оказался проект TROICA (Transcontinental Observations Into the Chemistry of the Atmosphere) [81–85]. Проект был инициирован П.И. Крутценом и Г.С. Голицыным и состоял в наблюдениях состава и состояния атмосферы на трансконтинентальных

железнодорожных маршрутах от Москвы до Владивостока и от Мурманска до Сочи и Кисловодска. Специально созданная лаборатория состояла из двух вагонов и проводила в автоматизированном режиме измерения большого числа газовых примесей (40–60 соединений), аэрозолей, радиационных и метеорологических характеристик атмосферы. Многочисленные результаты TROICA и сделанные научные открытия были широко опубликованы и внесли существенный вклад в понимание процессов, происходящих в континентальной атмосфере. В этом номере журнала результатам экспериментов TROICA посвящена отдельная статья.

Использование гражданских самолетов всегда было в центре внимания у специалистов по химии атмосферы. Быстрое перемещение в свободной атмосфере на большие расстояния делает самолеты удобной платформой для наблюдений. Однако, до извержения вулкана Пинатубо в 1991 году, когда авиакомпании столкнулись с тяжелыми последствиями для самолетов при прохождении облаков вулканической пыли, авиакомпании не являлись естественными партнерами ученых. Но необходимость контроля содержания аэрозоля в атмосфере, а также проблема воздействия авиации на озоновый слой и климат заметно подогрели интерес авиакомпаний к мониторингу состава атмосферы.

Действительно, появилось несколько проектов, некоторые из них работают и сейчас. Длительный проект CONTRAIL был осуществлен в Японии [86]. Исполнялась простая концепция, которая заключалась в сборе проб воздуха в полете без измерений на борту самолета. После приземления в аэропорту заполненные колбы анализировались в лаборатории. Такая методика измерений оказалась очень надежной, было собрано множество данных о концентрации углекислого газа на крейсерской высоте. Позже количество отслеживаемых газовых примесей было увеличено. Аналогичный проект действует на Тайване с 2007 года, предоставляя ценные данные о выбросах CO₂ над Тихим океаном (<https://calec.china-airlines.com/csr/environment/en/charity-plan-1.html>).

П.Й. Крутцен со своими сотрудниками в конце 1980-х годов намеревались получить и оборудовать самолет Airbus для атмосферных исследований и предприняли для этого значительные усилия. Однако, столкнувшись с проблемами совместного с другими странами ЕС использования крупных инвестиций, от самолета-лаборатории отказались. Вместо этого в рамках финансирования, предоставленного ЕС, родился финансируемый Францией проект MOZAIC (Measurement of Ozone and Water Vapor by Airbus in service Aircraft), который дал важные сведения о распределении озона и водя-

ного пара в верхней тропосфере [87]. Позднее этот проект был трансформирован в своего преемника IAGOS (In-Service Aircraft for a Global Observing System), ориентированного на исследование увеличения концентрации озона в тропосфере [88].

Разработанный и реализованный П.Й. Крутценом с сотрудниками проект CARIBIC (Civil Aircraft for the Regular Investigation of the atmosphere) использовал совершенно другую концепцию, а именно – измерения содержания примесей в атмосфере проводились с помощью приборов, заключенных в специальный контейнер. Измерения концентрации парниковых газов, озона, окиси углерода, окислов азота и некоторых других газов велись в реальном времени. Контейнер весом 1.5 т загружается в грузовой отсек самолета и подключается к специальному воздухозаборнику, который является частью конструкции самолета. Оборудование работает автоматически и снимается после 2–6 последовательных полетов. В лаборатории данные считываются и образцы анализируются. Полеты самолета с измерениями совершаются примерно раз в месяц в течение многих лет. Они дали огромный объем информации о глобальных особенностях состава верхней тропосферы и нижней стратосферы [89].

Как отмечает Г.С. Голицын в своей лекции на Общем собрании РАН самым крупным и длительным проектом Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН является проект TROICA (Tropospheric Investigation of Chemistry of Atmosphere), инициированный им совместно с П.Й. Крутценом четверть века назад и осуществлявшимся около двух десятилетий. В феврале 1995 г. будущие лауреаты премии Ломоносова договорились начать совместные измерения малых примесей в атмосфере, и уже в ноябре того же года первый специально оборудованный вагон прошел от Москвы до Хабаровска и Владивостока [90, 91]. Интересно отметить, такое звучное русское имя TROICA для этого проекта предложил именно профессор П.Й. Крутцен.

Проект получил мировую известность, и в нем участвовали ученые Германии, Австрии, США, Финляндии. Зарубежные специалисты предполагали, что повышение содержания метана в атмосфере связано с утечками из российских газопроводов, но изотопный анализ углерода тех мест, где наблюдался избыток метана, показал, что его происхождение в основном биогенное. За организацию работ по этому проекту Н.Ф. Еланский получил в США звание героя окружающей среды (Hero of Environment). Такое звание NOAA (Национальное управление по океанам и атмосфере США) присуждает в год одному человеку или одной группе ученых. Подробное описание работ, выполненных в рамках этого уникального проекта, приведено в

статье Н.Ф. Еланского, Г.С. Голицына, П.Й. Крутцена и др. “Наблюдения состава атмосферы над Россией: эксперименты TROICA”, публикуемой в этом номере журнала.

“СУМЕРКИ В ПОЛДЕНЬ” И “ЯДЕРНАЯ ЗИМА”

После II Мировой войны в 60-е и 70-е годы XX века в мире стало быстро нарастать количество и мощность ядерных зарядов, и возник вопрос об оценке воздействия взрывов большой мощности на крупные города и промышленные центры, а также возможных глобальных долгосрочных последствий казавшейся в то время вполне реальной ядерной войны.

В 1975 году Национальная академия наук США выпустила отчет “Долговременные широкомасштабные эффекты множественных ядерных взрывов”, где отмечалась возможность глобальных радиоактивных осадков, которые могут вызвать гибель десятков миллионов человек от рака и генетических изменений, а ионизирующая радиация может непредсказуемым образом изменить экологическую ситуацию на Земле. В докладе также обсуждалось уменьшение озонового слоя, которое в то время оценивалось в 30–70%, что может оказать существенное воздействие на стратосферу и вызвать за счет увеличения потока солнечного излучения незначительное воздействие на температуру у поверхности Земли. В 1980 году генеральному секретарю ООН был представлен доклад “Всеобъемлющее исследование, касающееся ядерного оружия”, подготовленный группой экспертов, в которую входили ученые, дипломаты и военные специалисты из многих стран мира.

Настоящий прорыв в исследовании возможных последствий ядерной войны случился в начале 80-х годов. В 1982 году международное научное сообщество было взбудоражено появлением специального выпуска шведского журнала АМБИО, вышедшего под броским заголовком “Nuclear War: The Aftermath” (Ядерная война: последствия). Особое внимание ученых во всем мире привлекла опубликованная в этом выпуске статья П.Й. Крутцена и Дж. Биркса “Атмосфера после ядерной войны: сумерки в полдень” [92]. Эта выдающаяся статья вызвала бум исследований гипотезы “ядерной зимы”, и первой публикацией на эту тему стала работа американских ученых [93].

Уже в 1983–85 гг. в работах американских и советских ученых были сформулированы основные положения гипотезы ядерной зимы и оценены климатические последствия возможного крупномасштабного ядерного обмена. Появились обзорные статьи о возможных атмосферных и климатических последствиях ядерной войны, где отмечалось, что до сих пор при рассмотрении атмосферных последствий основное внимание

уделялось озоновому слою атмосферы. Теперь началось изучение и других характеристик атмосферы, которые могут изменяться после взрывов и пожаров. Но картина здесь еще далеко не ясна. Ядерные взрывы и пожары также заметно изменят альбедо поверхности суши, привнесут в атмосферу огромное количество веществ, существенно повлияв, таким образом, на ее оптические свойства. Это, в свою очередь, приведет к изменениям атмосферной циркуляции, а затем — из-за большого числа прямых и обратных связей в земной климатической системе — к климатическим эффектам в региональном и в глобальном масштабах.

В эти годы стало понятно, что атмосферные процессы и связи, возникающие в результате ядерного обмена “нельзя рассматривать изолированно, изучены они недостаточно и могут давать эффекты различных знаков и интенсивности. Для оценки суммарного эффекта следовало бы использовать численные модели циркуляции атмосферы с учетом ее химических, оптических и других измерений”.

Поскольку основным механизмом формирования феномена “ядерной зимы” являются массовые пожары, то в ИФА АН СССР в 80-е годы XX века были развернуты работы по исследованию возможных атмосферных и климатических последствий полномасштабного ядерного конфликта и поиску природных аналогов этой климатической катастрофы.

На базе пионерских работ Г.С. Голицына по динамике планетных атмосфер и работы А.С. Гинзбурга о радиационном режиме атмосферы запыленной атмосферы Марса во время великого противостояния удалось построить простую аналитическую модель катастрофического похолодания на Земле в гипотетическом случае возникновения крупномасштабных пожаров от массового применения ядерного оружия [94, 95]. Эта модель оказалась впоследствии применима для оценки температурных эффектов крупных лесных и нефтяных пожаров.

Итоги первых лет исследования феномена “ядерной зимы” подведены в ряде международных отчетов, подготовленных при непосредственном участии Г.С. Голицына [96, 97]. Важно отметить, что в последние годы снова возрос интерес к феномену “ядерной зимы” в связи с описанием существенных изменений климата Земли.

В области поиска природных аналогов “ядерной зимы” особо интересным и важным стал анализ крупнейших природных пожаров, оптических свойств и температурных эффектов их дыма. Активное участие П.Й. Крутцена и Г.С. Голицына в оценке возможных атмосферных и климатических последствий ядерной войны в некотором смысле стало предтечей их идеи проекта TROICA.

АНТРОПОЦЕН

Свою лекцию для Общего собрания РАН профессор П.Й. Крутцен озаглавил “We live in the Anthropocene, so will our grandchildren”, что можно перевести как “Мы живем в Антропоцене, как и наши внуки будут”. Как подчеркивает П.Й. Крутцен, в основе концепции Антропоцена лежит сформулированная В.И. Вернадским концепция Ноосферы. Академик Вернадский еще в 1938 году писал о научной мысли как о геологической силе. В своих работах П.Й. Крутцен пишет, что советские ученые, похоже, использовали термин “Антропоцен” еще в 1960-х годах для обозначения четвертичного периода, самого последнего геологического периода. Американский эколог Ю.Ф. Штермер начал использовать термин “Антропоцен” в 1980-е годы в современном смысле.

Однако широкую популярность этот термин приобрел только в XXI веке после публикации в 2000 году статьи Нобелевского лауреата профессора П.Й. Крутцена и Ю.Ф. Штермера [98], в который был сформулирован тезис, что влияние человека на атмосферу Земли в последние столетия стало настолько значительным, что оно определяет новую геологическую эпоху. Интересно отметить, что хотя эта статья опубликована в IGBP Newsletters и не включена список рецензируемых публикация П.Й. Крутцена, она считается ключевой в большинстве последующих публикаций, посвященных дискуссии о том, наступила ли уже геологическая эпоха антропоцена и если да, то когда она началась.

Антропоцен — это предполагаемая геологическая эпоха, со времени начала значительного антропогенного воздействия на геологию и экосистемы Земли, включая антропогенное изменение климата, но не ограничиваясь им. Были предложены различные даты начала антропоцена: от начала сельскохозяйственной революции 12–15 тысяч лет назад до 60-х годов XX века [99–102].

По состоянию на февраль 2020 года Международная комиссия по стратиграфии (ICS) и Международный союз геологических наук (IUGS) еще официально не одобрили этот термин в качестве признанного подразделения геологического времени, хотя предложения для определения эпохи антропоцена в геологической шкале времени были представлены Международному геологическому конгрессу в 2016 году. Процесс ратификации продолжается, хотя дата начала эпохи антропоцена еще не определена окончательно. Сегодня наиболее предпочтительным временем начала эпохи антропоцена считается середина XX века — время взрыва первой атомной бомбы и заключения Договора о частичном запрещении ядерных испытаний. Роль Нобелевского лауреата профессора П.Й. Крутцена в этом процессе трудно переоценить.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем номере журнала собраны статьи, посвященные развитию идей академика Г.С. Голицына и профессора П.Й. Крутцена, в том числе публикации с участием самих лауреатов и авторов, приглашенных лауреатами и редколлегией журнала [103–112].

В статье Н.Ф. Еланского и др., как уже отмечалось выше, подводятся итоги проведения уникальных экспериментов по наблюдениям состава и состояния атмосферы над Россией, выполненные в рамках проекта TROICA, в котором участвовали ученые и техники из разных стран. В статье обсуждаются опубликованные ранее наиболее важные результаты и новые, полученные в последнее время, что позволяет сформировать целостную картину пространственного распределения и временной изменчивости состава атмосферы над обширной территорией Северной Евразии.

Статья В.А. Семенова “Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи” представляет собой обзор некоторых значимых достижений в исследованиях изменений климата в Арктике. В ней указаны механизмы положительных обратных связей, усиливающих климатические изменения в высоких широтах Северного полушария, и формулируются наиболее важные актуальные проблемы, требующие решения.

В работе Н.В. Вазаевой, О.Г. Чхетиани, М.В. Курганского и М.А. Каллистратовой “Спиральность в атмосферном пограничном слое” отмечается, что спиральность присуща множеству циркуляционных движений и структур в атмосферном пограничном слое, и поэтому фактор спиральности требует корректного учета при построении атмосферных моделей. В статье проводятся качественное и количественное сравнения измеренных значений и результатов численного моделирования с помощью квазидвумерной модели и мезомасштабной атмосферной негидростатической модели WRF-ARW.

Работа А.С. Гинзбурга и С.А. Докукина “Влияние теплового загрязнения атмосферы на климат города (оценки с помощью модели COSMO-CLM)” развивает идеи П.Й. Крутцена [63] о роли теплового загрязнения в формировании и динамике городского острова тепла.

Статья Г.С. Голицына, Ю.И. Троицкой и Г.А. Байдакова “Анализ частотных спектров морского волнения и законов разгона с точки зрения вероятностных законов А.Н. Колмогорова и его школы” анализирует данные натуральных измерений параметров поверхностного волнения, выполненные при различной степени его развития. В работе с использованием вероятностных законов А.Н. Колмогорова и его школы предлагается ин-

терпретация особенностей диффузии примеси в поле поверхностных волн на различных разгонах.

В работе Е.Б. Гледзера “О термодинамике колмогоровского скейлинга в турбулентности” модельные уравнения баланса энергии для турбулентности записаны в форме первого начала термодинамики и показано, что для распределения энергии по закону Колмогорова–Обухова энтропия принимает такую же форму, как для идеального газа в термодинамике. В статье предложена возможная формула для температуры турбулентности, учитывающая основной механизм передачи энергии в турбулентности – гидродинамическую неустойчивость.

Статья А.Н. Груздева и А.С. Елохова “Изменения общего содержания и вертикального распределения NO_2 по результатам 30-летних измерений на Звенигородской научной станции ИФА РАН” анализирует вариации и тренды общего содержания и вертикального распределения NO_2 за 30 лет наблюдений в западном Подмосковье. В ней получены сезонно-зависимые оценки трендов NO_2 .

В статье А.Е. Алояна, А.Н. Ермакова и В.О. Артюняна “Моделирование влияния ионов на динамику формирования атмосферного аэрозоля” описана новая численная модель переноса и трансформации в атмосфере газовых и аэрозольных примесей с учетом процессов фотохимии, нуклеации с участием нейтральных молекул и ионов, а также конденсации/испарения и коагуляции. Результаты моделирования указывают на значимую роль процесса ионной нуклеации в формировании атмосферного аэрозоля. Показано, что наряду с уровнем ионизации воздуха ключевыми факторами, определяющими динамику ионной нуклеации, являются также температура и относительная влажность.

Работа И.К. Ларина “О влиянии глобального потепления на озоновый слой и УФ-В излучение” посвящена влиянию глобального потепления на озоновый слой и интенсивность приземного околополуденного УФ-В излучения. В ней приводятся результаты расчетов изменений в озоновом слое к 2100 году, полученных с помощью одномерной фотохимической модели и интерактивной двумерной фотохимической модели.

В статье В.С. Ракитина, Н.Ф. Еланского, А.И. Скорохода и др. “Долговременные тенденции общего содержания окиси углерода в атмосфере московского мегаполиса” исследована долговременная изменчивость общего содержания (ОС) СО и метеопараметров, получены характеристики накопления окиси углерода в штилевые дни в пограничном слое атмосферы, получены оценки интегральных эмиссий Москвы, согласующиеся с литературными данными. В работе представлены результаты комплексного анализа измерений

общего содержания окиси углерода СО на станциях ИФА РАН в Москве и Московской области, данных автоматизированных станций сети Мосэкомониторинг с привлечением результатов спутникового мониторинга и информации о параметрах пограничного слоя атмосферы в Москве и окружающих регионах.

В статье Виrolайнен Я.А., Полякова А.В., Тимофеева Ю.М. “Анализ изменчивости стратосферных газов по данным наземных спектрометрических наблюдений в районе Санкт-Петербурга” анализируются озоновые аномалии, возникающие в зимне-весенний период в Северном полушарии, которые в последние десятилетия все чаще наблюдаются не только в полярных, но и средних приполярных широтах, в том числе вблизи городских агломераций таких как Санкт-Петербург. В работе показана роль температурного и динамического состояний стратосферы и общего содержания фтористого водорода (HF) в формировании условий химического разрушения озона.

В заключение приведем цитату из лекции профессора П.Й. Крутцена, подготовленной для Общего собрания РАН: “*Наше любопытство и стремление понять все, что нас окружает, включая нас самих, заставляет науку опрокидывать каждый камень*”. Это замечательное описание научного подхода к окружающему миру полностью отражает творчество лауреатов Большой золотой медали имени М.В. Ломоносова РАН и является путеводным примером для нынешних и будущих исследователей. Научные доклады лауреатов Большой золотой медали Российской академии наук имени М.В. Ломоносова 2019 года были представлены на общем собрании членов РАН 9 декабря 2020 года и опубликованы в журнале “Вестник Российской академии наук” [113, 114].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голицын Г.С. Статистика и динамика природных процессов и явлений: методы, инструментарий, результаты. М.: URSS, 2013. 344 с.
2. P.J. Crutzen, H.G. Brauch (eds.). Paul J. Crutzen: A Pioneer on Atmospheric Chemistry and Climate Change in the Anthropocene, Nobel Laureates 50. https://doi.org/10.1007/978-3-319-27460-7_2
3. Голицын Г.С. Введение в динамику планетных атмосфер. М.: Гидрометеиздат, 1973. 104 с.
4. Голицын Г.С. Исследование конвекции с геофизическими приложениями и аналогиями. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 56 с.
5. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеиздат, 1986. 159 с.
6. Voubnov B.M., Golitsyn G.S. Convection in Rotating Fluids. Dordrecht: Cluwer Acad. Publ. 1995. 232 p.
7. Голицын Г.С. Природные процессы и явления: волны, планеты, конвекция, климат, статистика. М.: Физматлит, 2004. 344 с.

8. Голицын Г.С. Микро- и макромиры и гармония. Библиотечка Квант. № 107. Приложение к журналу “Квант”. № 3. 2008. 204 с.
9. Crutzen P.J., Hahn J. Schwarzer Himmel (Черное небо: влияние ядерной войны на климат и глобальную окружающую среду). S. Fischer Verlag. 1985. 240 p.
10. Pittock A.B., Ackerman T.P., Crutzen P.J., MacCracken M.C., Shapiro C.S., Turco R.P. Environmental Consequences of Nuclear War, SCOPE 28, Volume I: Physical and Atmospheric Effects. Chichester: Wiley. 1986. 359 p.
11. Crutzen P.J., Müller M. Das Ende des Blauen Planeten? (Конец голубой планеты?) С.Н. Beck Verlag. 1989. 271 p.
12. Graedel T.E., Crutzen P.J. Atmospheric Change: An Earth System Perspective. New York: W.H. Freeman. 1993. 446 p.
13. Graedel T.E., Crutzen P.J. Chemie der Atmosphäre. Bedeutung für Klima und Umwelt (Химия атмосферы. Значение для климата и окружающей среды). Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag. 1994. 511 p.
14. Graedel T.E., Crutzen P.J. Atmosphere, Climate, and Change. New York: W.H. Freeman. 1995. 208 p.
15. P.J. Crutzen, V. Ramanathan (Eds.) Clouds, Chemistry and Climate. Nato ASI Subseries I. 1996.
16. Crutzen P.J., Golitsyn G.S. Linkages Between Global Warming, Ozone Depletion and Other Aspects of Global Environmental Change. II: I.M. Mintzer (Ed.): Confronting Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. 1992. P. 15–32.
17. Голицын Г.С. Скопления галактик, параметры подобия и соотношения между их измеряемыми характеристиками // УФН. 2015. Т. 185. № 12. С. 1323–1332.
18. Голицын Г.С., Гречко Е.И., Генчен Ван, Пусай Ван, Джола А.В., Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ракутин В.С., Сафронов А.Н., Фокеева Е.В. Исследование загрязнения атмосферы Москвы и Пекина окисью углерода и аэрозолем // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 1. С. 8.
19. Alexandrov G.A., Golitsyn G.S. Biological age from the viewpoint of the thermodynamic theory of ecological systems // Ecological Modelling. 2015. Т. 313. С. 103–108.
20. Скороход А.И., Панкратова Н.В., Беликов И.Б., Томпсон Р.Л., Новигатский А.Н., Голицын Г.С. Атмосферный метан и его изотопный состав над морями российской арктики по результатам судовых измерений летом и осенью 2015 года // ДАН. 2016. Т. 470. № 5. С. 580–584.
21. Чуличков А.И., Андреев М.С., Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Медведев А.П., Постыляков О.В. Об определении нижней границы облачности по цифровой стереосъемке с поверхности Земли // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 11. С. 980–986.
22. Боровский А.Н., Арабов А.Я., Голицын Г.С., Груздев А.Н., Еланский Н.Ф., Елохов А.С., Мохов И.И., Савиных В.В., Сенник И.А., Тимажев А.В. Вариации общего содержания диоксида азота в атмосфере на Северном Кавказе // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 29–44.
23. Голицын Г.С. Жизнь в науке об окружающем мире // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 5–15.
24. Голицын Г.С. Результаты анализа скоплений галактик с позиций теории подобия и размерности // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 164.
25. Голицын Г.С. Поправки и дополнения к статье Г.С. Голицына “Скопления галактик, параметры подобия и соотношения между их измеряемыми характеристиками” (УФН. 2015. Т. 185. № 12. С. 1323–1332) // УФН. 2016. Т. 186. № 2. С. 220.
26. Golitsyn G.S. On the cumulative distribution of the lithospheric plates by their areas // Russian J. of Earth Sciences // 2017. Т. 17. № 5. С. ES5001.
27. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Критерии подобия и масштабы для кристаллов // Физическая мезомеханика. 2017. Т. 20. № 1. С. 116–119.
28. Голицын Г.С. Теория подобия и размерности для галактик: объяснение давно известных результатов наблюдений // ДАН. 2017. Т. 475. № 4. С. 395–399.
29. Голицын Г.С. Законы случайных блужданий А.Н. Колмогорова – основа для описания большинства природных явлений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 3. С. 260–267.
30. Голицын Г.С. Законы случайных блужданий А.Н. Колмогорова 1934 года // Метеорология и гидрология. 2018. № 3. С. 5–15.
31. Slyunyaev N.N., Mareev E.A., Rakov V.A., Golitsyn G.S. Statistical distributions of lightning peak currents: why do they appear to be lognormal? // J. Geophys. Res.: Atmos. 2018. Т. 123. № 10. С. 5070–5089.
32. Wang P., Wang G., Ran L., Wang T., Elansky N.F., Golitsyn G.S., Rakiitin V.S., Shtabkin Y., Skorokhod A.I., Grechko E.I., Fokeeva E.V., Safronov A.N., Timofeev Y.M., Makarova M.V. Long-term trends of carbon monoxide total columnar amount in urban areas and background regions: ground- and satellite-based spectroscopic measurements // Adv. Atmos. Sci. 2018. Т. 35. № 7. С. 785–795.
33. Голицын Г.С. Степенные распределения площадей разливов в гидрологии // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 4. С. 380–384.
34. Горчаков Г., Голицын Г.С., Ситнов С., Карнов А.В., Горчакова И.А., Гуцин Р., Даценко О. Крупномасштабные дымки Евразии в июле 2016 г. // ДАН. 2018. Т. 482. № 2. С. 209–212.
35. Ермоленко С.И., Кукушкина А.Е., Голицын Г.С., Швед Г.М. Связь длиннопериодных собственных колебаний земли с процессами в атмосфере // ДАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 315–319.
36. Руткевич П.Б., Голицын Г.С., Руткевич Б.П., Шелехов А.П. Развитие подоблачного слоя над морем при вторжении холодного воздуха // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 4. С. 386–395.
37. Руткевич П.Б., Голицын Г.С., Руткевич Б.П. Формирование облачности над океаном при вторжении холодного воздуха // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 5. С. 516–524.
38. Александров Г.А., Гинзбург А.С., Голицын Г.С. Влияние североатлантического колебания на континентальность московского климата // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 5. С. 32–38.
39. Гледзер Е.Б., Голицын Г.С. Структура рельефа и гравитационного поля планет: правило Каулы – следствие законов теории вероятностей А.Н. Колмогорова

- рова и его школы // ДАН. 2019. Т. 485. № 4. С. 493–496.
40. Голицын Г.С., Васильев А.А. Изменение климата и его влияние на частоту экстремальных гидрометеорологических явлений // Метеорология и гидрология. 2019. № 11. С. 9–12.
 41. Копейкин В.М., Голицын Г.С., Гэнчэнь В., Пуцай В., Пономарева Т.Я. Вариации концентрации сажи в мегаполисах Пекине и Москве // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 6. С. 453–457.
 42. Голицын Г.С., Фортус М.И. Случайные процессы со стационарными приращениями и композитные спектры // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 4. С. 418–427.
 43. Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Под ред. Г.С. Голицына, И.И. Мохова, С.Н. Куличкова, М.В. Курганского, И.А. Репиной, О.Г. Чхетиани. М.: Физматкнига, 2018. 586 с.
 44. Chapman S.A Theory of Upper Atmospheric Ozone // In: Memoirs of the Royal Meteorological Society. 1930. V. 3. P. 103–125.
 45. Гуцин Г.П. Исследования атмосферного озона. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 267 с.
 46. Хргиан А.Х., Еланский Н.Ф., Березин В.М., Иозенас В.А., Краснопольский В.А. Некоторые результаты наблюдения озона со спутника 17–18 июня 1966 г. // Метеорология и гидрология. 1973. № 4. С. 3–12.
 47. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 291 с.
 48. Еланский Н.Ф. О механизме воздействия струйного течения на озоновый слой // Изв. АН СССР. ФАО. 1975. Т. 11. № 9. С. 916–925.
 49. Bates D.R., Nicolet M. The Photochemistry of Atmospheric Water Vapour // JGR. 1950. V. 55. P. 301.
 50. McGrath W.D., Norrish R.G.W. Studies of the Reaction of Excited Oxygen Atoms and Molecules Produced in the Flash Photolysis of Ozone // Proceedings of the Royal Society of London. A. 1960. V. 254. P. 317.
 51. Norrish R.G.W., Wayne R.P. The Photolysis of Ozone by Ultraviolet Radiation. The Photolysis of Ozone Mixed with Certain Hydrogen-Containing Substances // Proceedings of the Royal Society of London. A. 1965. V. 288. P. 361.
 52. Hampson J. Chemiluminescent Emission Observed in the Stratosphere and Mesosphere. Les problèmes météorologiques de la stratosphère et de la mesosphère. Paris: Presses Universitaires de France. 1965. P. 393.
 53. Hunt B.G. Photochemistry of Ozone in a Moist Atmosphere // JGR. 1966. V. 71. P. 1385.
 54. Crutzen P.J. Determination of Parameters Appearing in the “Dry” and “Wet” Photochemical Theories for Ozone in the Stratosphere // Tellus. 1969. V. 21. P. 368–388.
 55. Crutzen, P.J. The Influence of Nitrogen Oxides on the Atmospheric Ozone Content // QJRM. 1970. V. 96. P. 320–325.
 56. SCEPT (Study on Critical Environmental Problems). 1970. Man’s Impact on the Global Environment. Assessment and Recommendations for Action. Cambridge: The MIT Press.
 57. Crutzen, P.J. Ozone Production Rates in an Oxygen-Hydrogen-Nitrogen Oxide Atmosphere // JGR. 1971. V. 76. P. 7311.
 58. Еланский Н.Ф., Трутце Ю.Л. Некоторые особенности распределения общего содержания озона и NO₂ в атмосфере по наблюдениям с самолета // Изв. АН СССР. ФАО. 1979. Т. 15. № 1. С. 119–121.
 59. Еланский Н.Ф., Арабов А.Я. Измерения содержания двуокси азота в атмосфере во время солнечного затмения 31 июля 1981 г. // Изв. АН СССР. ФАО. 1982. Т. 18. С. 667–669.
 60. Груздев А.Н., Еланский Н.Ф. Наблюдения озона в области горных подветренных волн // Изв. АН СССР. ФАО. 1984. Т. 20. С. 705–714.
 61. Johnston H.S. Atmospheric Ozone // The Annual Review of Physical Chemistry. 1992. V. 43. P. 1–31.
 62. Levy III H., Normal Atmosphere: Large Radical and Formaldehyde Concentrations Predicted // Science. 1971. V. 173. P. 141–143.
 63. Crutzen P.J., Zimmermann P.H. The Changing Photochemistry of the Troposphere // Tellus. 1991. V. 43 AB. P. 136–151.
 64. Crutzen P.J. New Directions: The Growing Urban Heat and Pollution “Island” Effect—Impact on Chemistry and Climate // Atmos. Environ. 2004. V. 38. P. 3539–3540.
 65. Безуглая Э.Ю., Смирнова И.В. Воздух городов и его изменения. СПб: Астерион, 2008. 254 с.
 66. Elansky N.F., Ponomarev N.A., Verevkin Y.M. Air quality and pollutant emissions in the Moscow megacity in 2005–2014 // Atmos. Environ. 2018. V. 175. 2. P. 54–64. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2017.11.057>
 67. Stolarski R.S., Cicerone R.J. Stratospheric Chlorine: A possible Sink for Ozone // Canadian J. Chemistry. 1974. V. 52. P. 1610–1615.
 68. Molina M.J., Rowland F.S. Stratospheric Sink of Chlorofluoromethanes: Chlorine Atom-Catalyzed Destruction of Ozone // Nature. 1974. V. 249. P. 810–814.
 69. Crutzen P.J. Estimates of Possible Future Ozone Reductions from Continued Use of Fluorochloromethanes (CF₂Cl₂ CFC13) // Geophys. Res. Lett. 1974. V. 1. P. 205–?.
 70. Cicerone R.J., Stolarski R.S., Walters S. Stratospheric Ozone Destruction by Man-Made Chlorofluoromethanes // Science. 1974. V. 185. P. 1165–1167.
 71. Grechko G.M., Elansky N.F., Plotkin M.E., Postylyakov O.V. The ozone and aerosol fine structure experiment: observing the fine structure of ozone and aerosol distribution in the atmosphere from the “Salyut-7” orbiter. 1. Introduction and the occultation experiment // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 18647–18653.
 72. Elansky N.F., Plotkin M.E., Postylyakov O.V., Ukhinov S.A. The ozone and aerosol fine structure experiment: observing the fine structure of ozone and aerosol distribution in the atmosphere from the “Salyut-7” orbiter. 2. Formation of the Earth’s twilight limb coloration and radiance: Numerical calculations // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № D10. P. 18653–18660.
 73. Elansky N.F., Grechko G.M., Plotkin M.E., Postylyakov O.V. The ozone and aerosol fine structure experiment: observing the fine structure of ozone and aerosol distribution in the atmosphere from the “Salyut-7” orbiter. 3. Experimental Results // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 18661–18670.
 74. Grechko G.M., Elansky N.F., Plotkin M.E., Postylyakov O.V., Ukhinov S.A. The OZAFS experiment in observing the fine structure of the ozone and aerosol dis-

- tribution in the atmosphere // *Adv. Space Res.* 1992. V. 12. P. 157–160.
75. Груздев А.Н., Еланский Н.Ф. Оценка воздействия горных подветренных волн на содержание малых газовых примесей в тропосфере // *Изв. АН СССР. ФАО.* 1984. Т. 20. С. 558–565.
 76. Груздев А.Н., Еланский Н.Ф. Изменение содержания газовых примесей в стратосфере во время солнечного затмения // *Изв. АН СССР. ФАО.* 1982. № 5. С. 541–544.
 77. Elansky N.F., Investigation of mesoscale dynamics processes over mountain region by deformation of ozone field // In: “Ozone in the atmosphere”. Ed by A.D. Bojkov and P. Fabian. Hampton, Virginia USA: A. DEERAK Publ. 1989. P. 494–497.
 78. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large Losses of Total Ozone in Antarctica Reveal Seasonal ClO_x/NO_x Interaction // *Nature.* 1985. V. 315. P. 201.
 79. Crutzen P.J., Arnold F., Nitric Acid Cloud Formation in the Cold Antarctic Stratosphere: A Major Cause for the Springtime Ozone Hole // *Nature.* 1986. V. 324. P. 651.
 80. Lelieveld J., van Aardenne J., Fischer H., de Reus M., Williams J., Winkler P. Increasing Ozone over the Atlantic Ocean // *Science.* 2004. V. 304. P. 1483–1487.
 81. Elansky N.F., Belikov I.B., Berezina E.V., Brenninkmeijer C.A.M., Buklikova N.N., Crutzen P.J., Elansky S.N., Elkins J.V., Elokhov A.S., Golitsyn G.S., Gorchakov G.I., Granberg I.G., Grisenko A.M., Holzinger R., Hurst D.F., Ageev A.I., Kozlova A.A., Kopeikin V.M., Kuokka S., Lavrova O.V., Lisitsyna L.V., Moeseenko K.B., Oberlander E.A., Obvintsev Yu.I., Pankratova N.V., Postulyakov O.V., Putz E., Romashkin P.A., Safronov A.N., Shenfeld K.P., Skorokhod A.I., Shumsky R.A., Tarasova O.A., Turnbull J.C., Vartiainen E., Weissflog L., Zhernikov K.V. 2009. Atmospheric composition observations over Northern Eurasia using the mobile laboratory: TROICA experiment. M.: ISTC publisher. 73 p.
 82. Крутцен П.Й., Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Brenninkmeijer C.A.M., Шарффе Д., Беликов И.Б., Елохов А.С. Наблюдения малых примесей в атмосфере над территорией России с использованием железнодорожного вагона-лаборатории // *ДАН.* 1996. Т. 350. № 6. С. 819–823
 83. Crutzen P.J., Elansky N.F., Hahn M., Golitsyn G.S., Brenninkmeijer C.A.M., Scharffe D.H., Belikov I.B., Maiss M., Bergamaschi P., Röckmann T., Grisenko A.M., Sevostyanov, V.M. Trace Gas Measurements Between Moscow and Vladivostok Using the Trans-Siberian Railroad // *J. Atmosph. Chem.* 1998. V. 29. P. 179–194.
 84. Hurst D.F., Romashkin P.A., Elkins J.W., Oberlander E.A., Elansky N.F., Belikov I.B., Granberg I.G., Golitsyn G.S., Grisenko A.M., Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P.J. Emissions of ozone-depleting substances in Russia during 2001 // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. D14303 (1 of 9).
<https://doi.org/10.1029/2004JD004633>
 85. Oberlander E.A., Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P.J., Lelieveld J., Elansky N.F. Why Not Take the Train? Trans-Siberian Atmospheric Chemistry Observations across Central and East Asia // *EOS, Transactions, American Geophysical Union.* 2002. V. 83. № 45. P. 509. P. 515–516.
 86. Taku Umezawa, Hidekazu Matsueda, Yousuke Sawa, Yosuke Niwa, Toshinobu Machida, Lingxi Zhou. Seasonal evaluation of tropospheric CO₂ over the Asia-Pacific region observed by the CONTRAIL commercial airliner measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 14851–14866.
 87. Marengo Alain, Valerie Thouret, Philippe Nedelec, Herman Smit, Manfred Helten, Dieter Kley, Fernand Karcher, Pascal Simon, Kathy Law, John Pyle, Georg Poschmann, Rainer von Wrede, Chris Hume, and Tim Cook Measurement of ozone and water vapor by Airbus in-service aircraft: The MOZAIC airborne program, An overview // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. D19. № 25. P. 631–642.
 88. Gaudel Audrey, Owen R. Cooper, Kai-Lan Chang, Ilann Bourgeois, Jerry R. Ziemke, Sarah A. Strode Aircraft observations since the 1990s reveal increases of tropospheric ozone at multiple locations across the Northern Hemisphere // *Science Advances.* 2020. V. 6. № 34.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aba8272>
 89. Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P., Boumard F., Dauer T., Dix B., Ebinghaus R., Filippi D., Fischer H., Franke H., Frieß U., Heintzenberg J., Helleis F., Hermann M., Kock H.H., Koepfel C., Lelieveld J., Leuenberger M., Martinsson B.G., Miemczyk S., Moret H.P., Nguyen H.N., Nyfeler P., Oram D., O’Sullivan D., Penkett S., Platt U., Pucek M., Ramonet M., Randa B., Reichelt M., Rheel T.S., Rohwer J., Rosenfeld K., Scharffe D., Schlager H., Schumann U., Stelm F., Sprung D., Stock P., Thaler R., Valentino F., van Velthoven P., Waibel A., Wandel A., Waschitschek K., Wiedensohler A., Xueref-Remy I., Zahn A., Zech U., Ziereis H. Civil Aircraft for the regular investigation of the atmosphere based on an instrumented container: The new CARIBIC system // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 4953–4976.
 90. Crutzen P.J., Golitsyn G.S., Elanskii N.F., Brenninkmeijer C.A.M., Scharffe D., Belikov I.B., Elokhov A.S. Observations of Minor Impurities in the Atmosphere over the Russian Territory with the Application of a Railroad Laboratory Car // *Transaction of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections.* 1996. № 351. P. 1289–1293 (Translated from *Dokl. Akademii Nauk.* 1996. № 350. P. 819–823.).
 91. Oberlander E.A., Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P.J., Elansky N.F., Golitsyn G.S., Granberg I.G., Scharffe D.H., Hofmann R., Belikov I.B., Paretzke H.G., van Velthoven P.F.J. Trace Gas Measurements Along the Trans-Siberian Railroad: The TROICA 5 Expedition // *J. Geophys. Res.* 2002. 107.
 92. Crutzen P.J., Birks J. The Atmosphere After a Nuclear War: Twilight at noon // *Ambio.* 1982. V. 12. 114.
 93. Turco R.P., Toon O.B., Ackerman T.P., Pollack J.B., Sagan C. Nuclear winter: Global consequences of multiple nuclear explosions // *Science.* 1983. V. 222. P. 1283–1292.
 94. Гинзбург А.С. О радиационном режиме поверхности и запыленной атмосферы Марса // *ДАН СССР.* 1973. Т. 208. № 2. С. 295–298.
 95. Golitsyn G.S., Ginsburg A.S. Comparative estimates of climatic consequences of Martian dust storms and a possible nuclear war // *Tellus.* 1985. V. 37B. № 3. P. 173–181.

96. *Golitsyn G.S., Philips N.A.* Possible climate consequences of a major nuclear war. Report to XXXVII WMO Executive Council. 1985. 54 p.
97. *MacCracken M., Golitsyn G.* Atmospheric and climatic consequences of nuclear war: results of recent research // Geneva. 1988. WMO. WCP-140. 60 p.
98. *Crutzen P.J., Stoermer E.F.* The “Anthropocene” // IGBP Newsletter. 2000. № 41. P. 17–18.
99. *Crutzen P.J.* Dowsing the Human Volcano // Nature. 2000. V. 407. P. 674–675.
100. *Crutzen P.J., Ramanathan V.* Atmospheric Chemistry and Climate in the Anthropocene. Where are we Heading? // In: *H.J. Schellnhuber, P.J. Crutzen, W.C. Clark, M. Claussen, H. Held* (Eds.): Earth System Analysis for Sustainability. Dahlem Workshop Report. 2004. Cambridge, USA: MIT Press. P. 265–292.
101. *Crutzen P.J.* The Anthropocene: When Humankind overrides Nature // In: *F. Schmidt, N. Nuttall* (Eds.): Contributions towards a sustainable world — in dialogue with Klaus Töpfer 2014. München: Oekom Verlag. P. 21–27.
102. *Zalasiewicz J., Water C.N., Williams M., Barnosky A.D., Cearreta A., Crutzen P., Ellis E., Ellis M.A., Fairchild I.J., Grinevald J., Haff P.K., Hajdas I., Leinfelder R., McNeill J., Odada E.O., Poirier C., Richter D., Steffen W., Summerhayes C., Syvitski J.P.M., Vidas D., Waple M., Wing S.L., Wolfe A.P., Zhisheng A., Oreskes N.* When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal // Quaternary International. 2015. 383. P. 196–203.
103. *Еланский Н.Ф., Голицын Г.С., Крутцен П.Й., Беликов И.Б., Бренникмайер К.А.М., Скороход А.И.* Наблюдения состава атмосферы над Россией: эксперименты TROICA // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
104. *Семенов В.А.* Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
105. *Алоян А.Е., Ермаков А.Н., Арутюнян В.О.* Моделирование влияния ионов на динамику формирования атмосферного аэрозоля // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
106. *Ларин И.К.* О влиянии глобального потепления на озоновый слой и УФ-В излучение // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
107. *Ракитин В.С., Еланский Н.Ф., Скороход А.И., Джолола А.В., Ракитина А.В., Шилкин А.В., Кириллова Н.С., Казаков А.В.* Долговременные тенденции общего содержания окиси углерода в атмосфере московского мегаполиса // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
108. *Вазеева Н.В., Чхетиани О.Г., Курганский М.В., Каллистратова М.А.* Спиральность в атмосферном пограничном слое // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
109. *Гинзбург А.С., Докукин С.А.* Влияние теплового загрязнения атмосферы на климат города (оценки с помощью модели COSMO-CLM) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
110. *Гледзер Е.Б.* О термодинамике колмогоровского скейлинга в турбулентности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
111. *Груздев А.Н., Елохов А.С.* Изменения общего содержания и вертикального распределения NO₂ по результатам 30-летних измерений на Звенигородской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
112. *Виротайнен Я.А., Поляков А.В., Тимофеев Ю.М.* Анализ изменчивости стратосферных газов по данным наземных спектрометрических наблюдений в районе Санкт-Петербурга // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. Наст. вып.
113. *Голицын Г.С.* Путь в науке об окружающем мире // Вестн. РАН. 2021. Т. 91. № 1.
114. *Крутцен П.Й.* Наши внуки, как и мы сегодня, будут жить в антропоцене // Вестн. РАН. 2021. Т. 91. № 1.

Double Portrait: G.S. Golitsyn and P.J. Crutzen Contribution to the Physics and Chemistry of the Atmosphere Study

К. А. М. Brenninkmeijer¹, А. S. Ginzburg^{2,*}, N. F. Elansky², and I. I. Mokhov^{2,3}

¹Max Plank Institute of Chemistry, Hahn-Meitner-Weg, 1, Mainz, 55128 Germany

²Obukhov Institute of Atmospheric Physics of RAS, Pyzhevsky lane, 3, Moscow, 119017 Russia

³Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: gin@ifaran.ru

Introductory article to a special issue of the journal “Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics” dedicated to the awarding of a Lomonosov large gold medal of the Russian Academy of Sciences, 2019. Academician Georgy Golitsyn awarded “for outstanding contribution to the study of atmospheric physics of the earth and planets and the development of the theory of climate and its changes”. The foreign member of RAS, Professor Paul Joseph Crutzen awarded “for outstanding contribution to the chemistry of the atmosphere and assess the role and biogeochemical cycles in the climate formation”. This issue of the journal includes: an article highlighting the contribution of G.S. Golitsyn and P.J. Crutzen to the study of physics and chemistry of the atmosphere, climate, and biogeochemical cycles, as well as articles written for this special issue with the participation or recommendation of the laureates.

Keywords: atmospheric physics and chemistry, biogeochemical cycles, climate and there changes

УДК 551.583(551.515)

СОВРЕМЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ: ПРОГРЕСС, СМЕНА КОНЦЕПЦИЙ, АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ

© 2021 г. В. А. Семенов^{a, b, *}

^aИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

^bИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, стр. 4, Москва, 119017 Россия

*e-mail: vasemenov@ifaran.ru

Поступила в редакцию 22.09.2020 г.

После доработки 08.10.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Представлен обзор некоторых значимых достижений в исследованиях изменений климата в Арктике в последнее десятилетие. Рассмотрены механизмы положительных обратных связей, усиливающих климатические изменения в высоких широтах Северного полушария. Приводятся примеры популярных до недавнего времени концепций, объясняющих изменения климата в Арктике и оказавшихся несостоятельными в свете современной динамики климата. Формулируются важные актуальные проблемы, требующие решения.

Ключевые слова: изменения климата Арктики, обратные связи в климатической системе, естественная изменчивость климата

DOI: 10.31857/S0002351521010119

ВВЕДЕНИЕ

Изменения климата в Арктике в последние десятилетия являются, пожалуй, наиболее заметным региональным проявлением продолжающегося глобального потепления. Темпы роста температуры в Арктике с конца 1970-х гг. превышают глобальные изменения примерно в два с половиной раза (рис. 1). Площадь морских льдов в Арктике в сентябре сократилась примерно на 40% за последние 40 лет [1]. Согласно данным палеорекострукций, современное потепление в Арктике беспрецедентно как минимум за последние 400 лет [2], а сокращение площади морских льдов превосходит все отрицательные аномалии за последнее тысячелетие [3]. Такое стремительное потепление в Арктике приводит к существенному уменьшению меридионального градиента температуры в средних и высоких широтах Северного полушария (СП), а также к изменению интенсивности и расположения источников и стоков тепла на нижней границе атмосферы (в т.ч. из-за сокращения площади морских льдов). Это, в свою очередь, сопровождается перестройкой атмосферной циркуляции, сменой погодных режимов, частоты экстремальных погодных явлений, в т.ч. в регионах Северной Евразии и Северной Америки [4, 5]. Изменениям климата Арктики посвящено огромное количество исследований, обзор которых приводится в рамках отчетов Межправительственной группы экспертов по изменению кли-

мата (<https://www.ipcc.ch/>), специального отчета в рамках деятельности Арктического совета [6], оценочных докладов Росгидромета по климату [7], где изменениям климата Арктики посвящены отдельные разделы. В последние два десятилетия существенно возросло количество и качество спутниковых наблюдений, усовершенствованы методики обработки данных дистанционного зондирования, накоплены новые данные океанографических измерений, произошел значительный прогресс в численном моделировании атмосферы, океана, климата и Земной климатической системы в целом, а также появились новые реанализы атмосферы и океана. Вместе с ростом вычислительных возможностей это позволило значительно точнее и полнее моделировать и диагностировать климатические процессы в Арктике. Все это способствовало не только значительному прогрессу в понимании механизмов происходящих изменений климата в последние годы, но в некоторых областях и к качественному изменению представлений о процессах и механизмах динамики климата Арктики как в современный период, так и в прошлом.

В данной работе приводится обзор некоторых важных с точки зрения автора недавних достижений в области исследования климата Арктики, примеры смены концепций, важных для понимания динамики климата, указывается на ряд нерешенных проблем. Ввиду ограниченного объема и

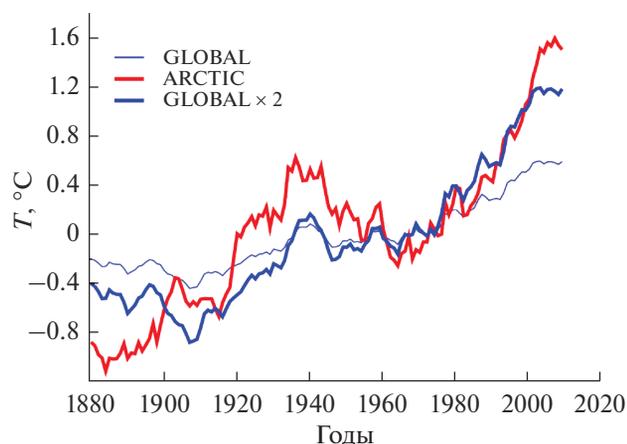


Рис. 1. Аномалии среднегодовой приповерхностной (в °С) температуры в Арктике (60° – 90° с.ш., красная кривая), глобальной температуры (тонкая синяя кривая), удвоенные аномалии глобальной температуры (жирная синяя кривая) по данным GISTEMP (13). Все ряды сглажены 5-летним скользящим усреднением.

широты рассматриваемой тематики, данный обзор не претендует на полноту, а скорее представляет собой субъективный взгляд автора, в значительной части основанный на опыте и результатах собственных исследований климата Арктики в последние два десятилетия.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ПЛОЩАДИ МОРСКИХ ЛЬДОВ В АРКТИКЕ

Основные особенности изменений климата Арктики можно сформулировать, сравнив динамику глобальной температуры и температуры в Арктике в период инструментальных изменений (рис. 1). Очевидны значительно более высокие темпы (более чем в два раза) современного потепления в Арктике с 1970-х гг. относительно глобального потепления. Эта особенность получила название арктического усиления (АУ) [8]. До недавнего времени считалось, что главной причиной АУ является положительная обратная связь между приповерхностной температурой и альбедо подстилающей поверхности, которая наиболее эффективно проявляется при наличии снежно-ледового покрова в высоких широтах СП. Такая положительная обратная связь была предложена М.И. Будыко как причина неустойчивости климата в энергобалансовой модели [9]. Но с начала 2000-х гг. эта концепция начала пересматриваться [10]. Появились работы [11], указывающие на существование АУ в идеализированных экспериментах с акваланетой при отсутствии положительной обратной связи альбедо–температура. Важную роль в АУ в этих экспериментах играло усиление меридионального переноса тепла в вы-

сокие широты за счет роста потока скрытого тепла. Количественный анализ различных радиационных и термодинамических обратных связей в моделях климата при стационарном отклике на рост парниковых газов показал значимый (сравнимый по величине) вклад трех процессов в арктическое усиление глобального потепления, это – изменение высоты эффективной излучающей поверхности, положительной обратной связи альbedo–температура и эффекта Планка [12].

Вторая особенность изменений климата в Арктике – значительная междесятилетняя положительная аномалия в середине XX в. (рис. 1), получившая название потепления середины XX в. (ПСДВ). Эта глобальная аномалия температуры наиболее сильно выражена в высоких широтах СП [14]. В Арктике амплитуда ПСДВ значительно (примерно в два раза) выше, чем в среднем на планете (рис. 1). Если для глобальных температур современное потепление превысило пик ПСДВ во второй половине 1970-х гг., то в Арктике это произошло лишь в середине 1990-х гг. На метеорологической станции Малые Кармакулы (Новая Земля) максимальные температуры во время ПСДВ оставались рекордными вплоть до 2012 г. [15]. Все это говорит о более интенсивной внутренней изменчивости климата в Арктике и/или о региональном усилении климатических колебаний в высоких широтах СП. Продолжительное похолодание в Арктике вслед за пиком ПСДВ, с середины 1940-х до середины 1970-х гг., длительное время не позволяло говорить о значимой тенденции к потеплению в Арктике вплоть до начала XXI в. Интересным примером такой неопределенности служит заметка Джона Уолша в 1993 г. “Ускользящее потепление в Арктике” [16], где на основе анализа данных стационарных и самолетных наблюдений был обнаружен отрицательный тренд температуры в Арктике в последние на то время четыре десятилетия. Также указывалось, что такая тенденция идет вразрез с результатами моделей климата, предсказывающими наиболее сильное потепление в Арктике вследствие антропогенного роста содержания парниковых газов.

Темпы роста температуры, как в среднем по планете, так и в Арктике в период ПСДВ, были сравнимы с современными трендами, хотя скорость увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере в 1920–30-х гг. была примерно в 4 раза меньше, чем в последние 40 лет. Таким образом, антропогенные эмиссии парниковых газов не могут объяснить феномен ПСДВ. Значительный вклад в это потепление могли внести пауза в крупных извержениях вулканов и вариации солнечной активности [17], но и они, согласно модельным оценкам, не способны объяснить столь сильный рост температуры в середине XX в.

Важным фактором в формировании ПСДВ считаются долгопериодные (с масштабом в несколько десятилетий) естественные колебания климата. Очевидным кандидатом на роль таких колебаний является Атлантическое долгопериодное колебание (АДК) – квазипериодические (с периодом 50–70 лет) колебания температуры поверхности океана в Северной Атлантике [18], связанные, как предполагается, с соответствующими колебаниями интенсивности Атлантической меридиональной океанической циркуляции (напр., [19]). АДК синфазно с изменениями арктической температуры [20]. Вместе с тем, такие колебания, объясняя изменения меридионального переноса тепла океаном в Северной Атлантике с амплитудой примерно 0.1 ПВт (около 10% общего океанического переноса тепла) через широту 30° с.ш., довольно слабо связаны с вариациями переноса тепла через параллели севернее 65° с.ш. [21]. Хотя гипотеза об АДК как главной причине квазициклических колебаний климата в Арктике является наиболее популярной, в последние годы появились работы, указывающие на роль других процессов, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, ПСДВ представляет собой интерес не только как значительная аномалия климата в историческом прошлом, но и как ключ к пониманию причин современного потепления. Если внутренняя изменчивость климата способна привести к потеплению такой величины, то каков вклад естественной изменчивости в современное потепление? Этот вопрос остается открытым, и некоторые модельные оценки указывают на то, что такой вклад может достигать половины наблюдаемого в последние десятилетия потепления [20]. В условиях сильной долгопериодной естественной изменчивости климата в Арктике на фоне монотонного потепления, вызванного глобальными изменениями климата, оценка климатических трендов принципиально (иногда даже качественно) зависит от продолжительности и начала выбранного для анализа периода [22, 23].

Третья важная проблема изменений климата в Арктике следует из сопоставления динамики аномалий температуры в Арктике и удвоенных аномалий глобальной температуры (рис. 1). Видно, что при таком масштабировании (принимая во внимание эффект АУ) удвоенные глобальные аномалии температуры очень хорошо соответствуют арктическим с 1960 по 2000 г., но аномалии во время ПСДВ значительно различаются. Также заметна разница в аномалиях в начале XX в. В то время как в глобальных аномалиях виден так называемый “сбой глобального потепления”, в Арктике температура продолжала расти. Это указывает на нелинейность в процессах взаимодействия глобального потепления и изменений климата в Арктике и/или на независимую динамику арктической климатической системы.

Таким образом, тремя важными особенностями изменений климата в Арктике, которые указывают и на главные актуальные научные задачи, являются арктическое усиление глобальных изменений климата, интенсивная внутренняя (в т.ч. долгопериодная) изменчивость климата и ПСДВ как ее возможное проявление, а также нелинейная связь между изменениями приповерхностной температуры в Арктике и в среднем по планете.

ПРОГРЕСС В ИССЛЕДОВАНИЯХ АРКТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Как и в других областях физики, прогресс в изучении изменений климата связан в первую очередь с появлением новых данных о динамике земной климатической системы. В Арктике проблема с эмпирическими данными стоит особенно остро, ввиду суровых погодных условий и наличия морского ледяного покрова, не позволяющего проводить регулярные метеорологические и океанографические измерения во многих регионах Северного Ледовитого океана (СЛО).

Регулярные океанографические измерения в высоких широтах СП, начатые с 1990-х гг. к настоящему времени позволили создать трехмерную картину изменчивости характеристик притока и трансформации атлантических вод в арктическом бассейне за последние несколько десятилетий. Это привело к выявлению важных особенностей современных изменений и их механизмов, в том числе к новым оценкам роли океанического притока в изменениях протяженности и толщины ледяного покрова [24, 25]. Среди важных достижений в области экспериментальной океанографии следует отметить прямые (с помощью буйковых станций) измерения скорости течения и температуры воды (от поверхности до придонного слоя) на разрезе вдоль западной границы Баренцева моря с 1997 г. [26], ежегодные (с 2002 г.) экспедиции в рамках проекта NAVOS [24], позволившие детально исследовать трансформацию атлантических вод в Евразийском бассейне Арктики, разработку однородного массива профилей температуры и солености в СЛО и прилегающих морях (UDASH [27]).

Вместе с сокращением количества стационарных метеорологических наблюдений в Арктике после развала Советского Союза, прекращением программы дрейфующих полярных станций в 1992 г. росло количество спутников, осуществляющих дистанционное зондирование атмосферы и поверхности Земли в полярных областях. В этой области принципиально важным достижением является появление данных о толщине морских льдов в Арктике, основанных на спутниковой альтиметрии. В отличие от концентрации морских льдов, достаточно точно определяемой с помощью спутниковых микроволновых радиомет-

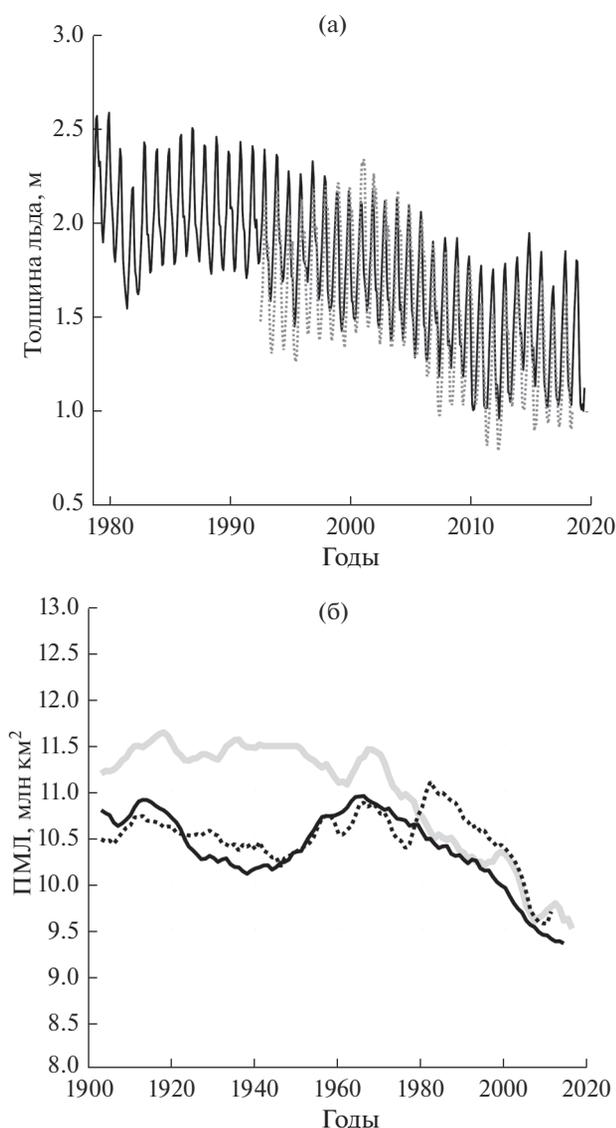


Рис. 2. (а) Среднемесячная толщина морских льдов (м) в Арктике по данным океанических реанализов PIOMAS (сплошная кривая) и MERCATOR (прерывистая кривая); (б) среднегодовая площадь морских льдов в Арктике по данным Центра Гадля HadISST1 (толстая серая кривая) и данным SIBT1850 (прерывистая кривая) и сеточным данным, реконструированным с использованием ковариационного анализа на основе температурных данных (сплошная кривая) [37]. Ряды данных по площади льда сглажены 7-летним скользящим усреднением.

ров с 1979 г. [28], толщина морских льдов до начала 2000-х гг. была известна только по разнородным и локальным данным стационарных сонаров и сонаров на подводных лодках, измерениям на дрейфующих станциях и самолетным данным, включая данные электромагнитного зондирования и альтиметрии [29]. Эмпирические оценки климатических трендов толщины морских льдов характеризовались большой неопределенностью, от со-

кращения примерно на 10%/десятилетие в последние 40 лет XX в. по данным сонаров подводных лодок до 3%/десятилетие по данным измерений колебаний поверхности морского льда на станциях “Северный полюс” [30, 31]. Оценки на основе результатов расчетов с моделями общей циркуляции океана и морских льдов также различались в разы [32]. Появление данных спутниковых альтиметрических измерений достаточной точности в 2003–2008 гг. (спутник NASA ICESat) и затем с 2010 г. по настоящее время (спутник ESA CryoSAT-2) наконец позволили сделать достоверные оценки толщины морских льдов, величины сезонных и межгодовых вариаций с практически полным пространственным покрытием Арктики и высоким пространственным разрешением [33]. Хотя период непрерывных измерений пока составляет лишь 10 лет, сезонный ход толщины льда и ее межгодовые вариации позволили убедиться в достоверности данных океанических реанализов – моделей океана, использующих в качестве граничных условий данные атмосферных реанализов и ассимилирующих доступные данные океанографических наблюдений и данные о концентрации морских льдов. Их результаты оказались очень схожими со спутниковыми данными [34, 35].

Появление океанических реанализов в начале XX в. является существенным прогрессом в изучении климата Арктики. Реанализы предоставляют полные пространственно-временные массивы данных о характеристиках морских льдов, температуре, солености, скорости течений и высоте поверхности океана, что делает возможным исследование процессов в регионах и на глубинах, где никогда не производились измерения. В том числе для анализа характеристик арктических морских льдов в настоящее время доступны результаты реанализа PIOMAS (Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System [34]), предоставляющие данные с 1979 г. Реанализ высокого разрешения (1/4 градуса) MERCATOR [35] предоставляет данные характеристик океана для периода с 1993 г. На рис. 2а показаны изменения средней толщины морских льдов в Арктике по данным этих двух реанализов. Видно, что толщина морских льдов в минимуме сезонного хода с 1980 г. сократилась почти в два раза. Также следует отметить значительные межгодовые вариации, в частности существенный рост с 2010 г. по 2015 г., который пришелся как раз на первые годы миссии CryoSAT-2 [36].

Что касается атмосферных реанализов, то для Арктики отсутствие регулярных данных радиозондирования атмосферы для областей, покрытых морским льдом, разреженная сеть стационарных наблюдений в пан-арктических регионах приводят к значительным систематическим ошибкам [38]. Ошибки связаны, прежде всего, с некоррект-

ным воспроизведением облачности, приповерхностных инверсий и турбулентных потоков над льдом. Ассимиляция спутниковых данных в ближайшее время вряд ли сможет существенно исправить ситуацию ввиду, в том числе, неоднородности измерений и неопределенности решения обратной задачи определения профиля температуры и влажности атмосферы с использованием сигнала GPS. Проблема уменьшения ошибок реанализов должна решаться путем улучшения параметризаций вышеупомянутых процессов в моделях атмосферы и ассимиляцией большего количества данных прямых наблюдений.

Вместе с тем, произошел прогресс в развитии реанализов с временным охватом данных не только для эпохи регулярных аэрологических и спутниковых наблюдений, но и для всего XX в. В начале XXI в. появилось три так называемых реанализа XX в. Это – NOAA-CIRES Twentieth-Century Reanalysis V2 [39] – совместный проект Управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration) – NOAA, и Совместного института по исследованиям в области наук об окружающей среде (Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences) – CIRES, реанализы Европейского центра среднесрочных прогнозов (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) – ECMWF ERA20C [40] и CERA20C [41]. Несмотря на привлекательность таких реанализов, предоставляющих данные для всех основных параметров атмосферы при полном пространственно-временном покрытии, использовать эти массивы данных для анализа изменений климата в Арктике до 1950-х гг. следует с осторожностью, ввиду некорректного воспроизведения температуры [14].

Следует также отметить недавнее появление реанализа характеристик арктических морских льдов для всего XX в. – PIOMAS-20C [42]. Заметим, что реанализ PIOMAS-20C использует данные атмосферного реанализа ERA20C как граничные условия для модели океана и, соответственно, ретранслирует ошибки воспроизведения атмосферных параметров в первой половине XX в., присущие ERA20C.

Помимо появления новых данных наблюдений для современного периода, в последние годы происходит расширение временного диапазона знаний о ключевых параметрах Арктической климатической системы в прошлое, как историческое, так и на масштабах тысячелетий. Ярким примером служат данные о морских льдах. До недавнего времени в зарубежной научной литературе считалось, что эволюция общей площади морских льдов в Арктике до начала современного сокращения в 1970-х гг. представляет собой “плато” без существенных декадных и мультидекадных колебаний (см. рис. 2б, данные HadISST1). Хотя

данные о ледовитости морей восточной Арктики, полученные в Арктическом и Антарктическом НИИ, свидетельствовали о существенной отрицательной аномалии в середине XX в. в летний период [43], такие аномалии считались региональным проявлением. Лишь в последнее десятилетие стали появляться косвенные (основанные на моделировании) данные [44] и данные реконструкций, свидетельствующие о существенной, сравнимой с современной, отрицательной аномалии площади морских льдов в Арктике в период ПСДВ [45]. Появились и полные сеточные архивы, основанные как на анализе региональных данных [46], так и на использовании связей ледовитости с вариациями температуры [37, 47]. Примеры таких данных показаны на рис. 2б и они указывают, что ПСДВ сопровождалось значительной отрицательной аномалией площади льдов, которая, тем не менее, примерно в два раза меньше, чем современные аномалии. Скрупулезный анализ станционных данных позволил также расширить в прошлое (до начала XX в.) и знания об облачности в Арктике [48] – пожалуй, самой малоизученной климатической характеристике, которая является ключевой для энергетического баланса и также является одним из главных источников неопределенностей в моделях климата. Из недавних реконструкций можно отметить палео реконструкции площади арктических морских льдов за последние 1450 лет [3] и интенсивности притока теплых атлантических вод в Арктику в последние 2000 лет [49], в обоих случаях свидетельствующие о беспрецедентности современных изменений.

Значительный прогресс наблюдается и в развитии моделей климата и их способности воспроизводить изменения климата в Арктике. В разы за последнее десятилетие увеличилось пространственное разрешение моделей, в частности ансамбль моделей CMIP5 в целом лучше воспроизводит характеристики арктических морских льдов, чем предыдущее поколение моделей CMIP3 [50]. Разработаны региональные модели климата Арктики, включая совместные модели атмосферы океана и морского льда, позволяющие детально исследовать процессы изменения климата. Такие модели значительно лучше воспроизводят региональные особенности изменчивости климата Арктики, в частности циклоническую активность (в т.ч. мезоциклоны), чем глобальные модели более низкого разрешения, а наличие модельного ансамбля позволяет оценить устойчивость результатов (напр., [51, 52]).

НОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Прогресс в океанографических измерениях, моделировании и теоретических исследованиях климата в Арктике привел в начале XX в. к открытию новых процессов и обратных связей в аркти-

ческой климатической системе. Заслуживающих внимания результатов в этой области очень много и в данной работе могут быть упомянуты лишь некоторые из них.

Одним из важных недавно обнаруженных процессов является так называемая атлантификация вод приатлантических областей Северного Ледовитого океана (СЛО), прежде всего в Баренцевом море и Евразийском бассейне (СЛО) [53, 54]. Этот процесс заключается в качественном изменении вертикальной структуры океана на путях проникновения теплых атлантических вод в Арктику [55, 56]. Сокращение морских льдов в Баренцевом море вместе с ростом температуры и солености приходящих атлантических вод приводят к ослаблению вертикальной стратификации и интенсивному теплообмену между атлантической водой, находящейся на глубинах ниже ста метров под поверхностью, и поверхностным слоем. Это еще больше препятствует образованию льда и приводит к формированию заглубленного однородного перемешанного слоя и ослаблению пикноклина, что напоминает зимнюю стратификацию в Северной Атлантике (поэтому процесс назван “атлантификацией”). Важно отметить, что такой процесс обладает положительной обратной связью, и новое состояние может стать устойчивым и необратимым [56, 57].

Другой процесс, способствующий ускоренному таянию многолетних морских льдов, также связан с особенностями притока атлантических вод в СЛО. Эта ветвь притока из пролива Фрама проходит между Шпицбергом и Землей Франца Иосифа в бассейне Нансена. Анализ описанных ранее буйковых измерений вертикальной структуры океана в этом регионе в начале XXI в. и численное моделирование процессов конвекции позволили выявить положительную обратную связь между сокращением толщины и площади льда и термохалинной конвекцией, перемешивающей теплые атлантические воды с поверхностным слоем, что приводит к еще более интенсивному таянию морских льдов [56, 57].

Выявлена новая положительная обратная связь между притоком атлантических вод в Баренцево море и толщиной морских льдов, действующая через увеличение содержания водяного пара в атмосфере зимой при сокращении площади морских льдов. При этом, благодаря специфическому отклику атмосферной циркуляции на сокращение площади льдов, положительная аномалия содержания водяного пара эффективно распространяется на центральную часть СЛО, приводя к росту нисходящей длинноволновой радиации и дополнительному сокращению толщины льда [58].

Накопление океанографических данных в атлантическом секторе Арктики, в т.ч. прямые измерения притока океанического тепла в Баренце-

во море с начала XXI в. (см. выше), позволило детально исследовать процессы взаимодействия атмосферы и океана в Баренцевом море — регионе с максимальной климатической изменчивостью в Арктике [59, 60]. Было обнаружено, что океанический приток в Баренцево море летом объясняет более 80% изменчивости площади морских льдов во всей Арктике следующей зимой [61] и может служить достаточно надежным предиктором зимних аномалий площади льдов с заблаговременностью 2 года [62]. Более того, данные о состоянии океана в северных регионах Северной Атлантики и морей Атлантического сектора Арктики могут обеспечить прогноз аномалий климата в Северной Европе с десятилетней заблаговременностью [63].

Важным шагом к пониманию механизмов современных изменений климата в Арктике стало выявление существенной роли внутренних естественных колебаний системы океан—атмосфера в северном Тихом океане, т.н. Тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК). Если влияние АДК на долгопериодные колебания климата в СП и в Арктике получило подтверждение в ряде исследований уже 15–20 лет назад (напр., [64–67]), то о вкладе процессов в Тихом океане в современные изменения климата заговорили в связи с т.н. “сбоем глобального потепления” в первом десятилетии XXI в. [68]. В последние годы были опубликованы работы, указывающие на сравнимую с АДК, а возможно, и ведущую роль ТДК в потеплении середины XX в. и в современном усилении глобального потепления в Арктике [69–72]. Механизм такого влияния связан главным образом с изменением интенсивности Алеутского минимума и аномальной адвекцией тепла в Арктику. Следует отметить и гипотезу о влиянии аномалий температуры в тропической Атлантике на колебания климата в Арктике [73].

Максимум климатической изменчивости в атлантическом секторе Арктики, прежде всего в Баренцевом море, объясняется вариациями притока теплых атлантических вод и их тесной связью с площадью морских льдов и турбулентными потоками тепла из океана в атмосферу в относительно неглубоком Баренцевом море. В начале XX в. были предложены механизмы положительных обратных связей, способных усиливать вариации океанического притока в Баренцево море [19]. Одна из таких связей формируется за счет циклонического отклика атмосферной циркуляции над Баренцевым морем в ответ на сокращение площади морских льдов при положительной аномалии океанического притока. Это приводит к усилению юго-западных ветров, увеличению положительного градиента уровня океана юг—север и еще большему усилению притока [74, 75]. Было показано, что такая положительная обратная связь, усиливающая отрицательную аномалию

притока, может приводить к полной остановке океанического притока и резким региональным изменениям климата [76], указывая на существование точек неустойчивости в климатической системе Арктики – концепции, объясняющей резкие региональные изменения климата [77]. Сокращение площади морских льдов в Баренцевом море приводит к более интенсивным потерям тепла океаном и формированию более плотных холодных вод в восточной части моря с усилением истока воды из Баренцева моря и понижением уровня на востоке моря, что также приводит к усилению притока на его западной границе [19]. Такой процесс формирует еще одну положительную обратную связь. Также следует отметить положительную обратную связь в виде усиления южных ветров на южной границе моря при увеличении площади открытой воды, что приводит к еще большему сокращению площади морских льдов как в результате атмосферной адвекции тепла, так и за счет динамического воздействия [78].

Несколько аномально холодных зим в начале XXI в. на территории Северной Евразии, в т.ч. в Европе, на фоне рекордно высокой глобальной температуры вновь сделали актуальным вопрос об отклике атмосферной циркуляции в средних и высоких широтах СП на сокращение площади морских льдов и АУ, интенсивно исследовавшийся с 1970-х гг. с развитием численного моделирования атмосферы (начиная с работ [79, 80]). В работах [81, 82] было показано, что сильные отрицательные аномалии температуры зимой в начале XXI в. могут быть связаны с ускорившимся сокращением площади морских льдов в восточной Арктике. Впоследствии на эту тему было опубликовано огромное количество исследований (см., напр., обзоры [4, 5, 83, 84]), часто с противоречивыми результатами, о чем будет вкратце сказано в разделе об остающихся нерешенных вопросах в области исследований климата Арктики.

При этом было отмечено, что как в целом изменения характеристик погодных режимов в средних широтах СП при ускоренном потеплении в Арктике, так и отклик атмосферной циркуляции на сокращение площади арктических морских льдов может быть существенно нелинейным, что не позволяет экстраполировать тенденции, наблюдающиеся в современный период, в будущее [82, 85, 86].

Важным прогрессом в исследованиях механизмов формирования аномалий климата в Арктике стало выявление важной роли процессов взаимодействия тропосферы и стратосферы в высоких широтах СП. В частности, изменения в генерации планетарных волн, вызванные аномальным нагревом в высоких широтах СП, воздействуют на полярный вихрь. Сигнал с некоторой задержкой распространяется обратно в тропосферу, влияя

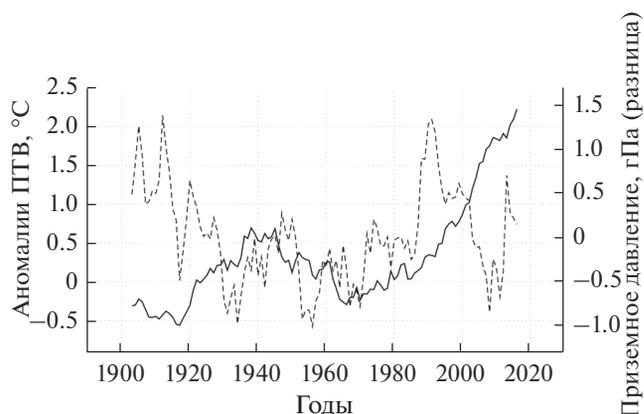


Рис. 3. Индекс Североатлантического колебания как аномалии разности приземного давления между Лиссабоном и Рейкьявиком (гПа, прерывистая кривая, ось справа) и аномалии среднегодовой температуры в Арктике (°С, сплошная кривая, ось слева). Ряды сглажены 5-летним скользящим осреднением.

на Североатлантическое колебание и погодные режимы (см. напр., [4]). Модельные эксперименты указывают на принципиально важную роль взаимодействия тропосферы и стратосферы в связях Североатлантического колебания и АДК [87] и в формировании отклика атмосферной циркуляции на аномалии ледяного покрова (напр., [88]).

ИЗМЕНЕНИЙ КОНЦЕПЦИЙ

В начале XXI в. произошли принципиальные смены некоторых концепций изменений климата Арктики в последние десятилетия XX в. Выше уже говорилось, что роль положительной обратной связи “альbedo поверхности–температура” была признана не главной в современных ускоренных изменениях климата в Арктике. Предполагается, что основной вклад в АУ вносит ряд радиационных и динамических обратных связей, описанных в предыдущих разделах.

В контексте меняющихся концепций важно рассмотреть гипотезу о роли САК в ускоренном потеплении в Арктике в последние три десятилетия XX в. Поскольку в этот период индекс Североатлантического колебания (САК) и арктическая температура одновременно росли (рис. 3), предполагалось, что усиление адвекции теплого воздуха в полярные широты при переходе к положительной фазе САК (и в целом понижении давления над центральной Арктикой) увеличивает положительный тренд температуры в Арктике [89]. При этом положительный тренд САК с середины 1960-х гг. объяснялся внешним воздействием. Считалось, что это связано с радиационным выхолаживанием стратосферы и нижней тропосферы при росте концентрации углекислого газа в ат-

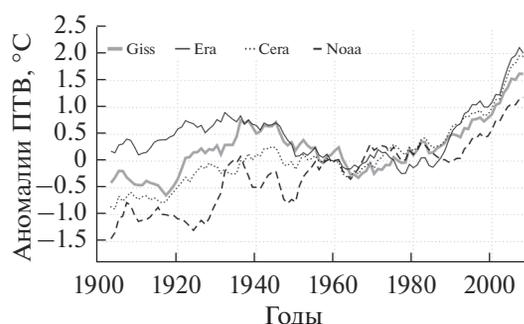


Рис. 4. Аномалии среднегодовой приповерхностной температуры ($^{\circ}\text{C}$, 5-летнее скользящее среднее) в высоких широтах (60° – 90° с.ш.) Северного полушария по данным наблюдений GISTEMP и реанализов XX века ERA20C, CERA20C и NOAA20C.

мосфере и усилением полярного вихря [90]. Также предполагалось, на основе результатов модельных экспериментов, что положительный тренд САК является откликом на характерную картину (триполь) аномалий температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике [91] или в тропическом Индийском и Тихом океанах [92].

Но анализ взаимодействия атмосферы и океана с помощью концептуальной стохастической модели показал, что результаты вышеупомянутых модельных экспериментов могут интерпретироваться неверно и не являются свидетельством воздействия ТПО на САК [93]. Далее, на основе продолжительных экспериментов с моделью климата и статистического анализа функции распределения трендов САК было показано, что гипотеза о стохастической природе наблюдаемого 30-летнего положительного тренда САК не может быть опровергнута с использованием существующего относительно короткого ряда данных. Также было продемонстрировано, что выявленная ранее связь между структурами ТПО и САК с середины 1990-х гг. уже не соответствует наблюдаемой динамике индекса САК [94]. Сейчас, в 2020 г., уже видно, что 30-летний положительный тренд в конце XX в. сменился сравнимым по magnitude 20-летним отрицательным трендом на фоне более сильного роста концентрации парниковых газов. Таким образом, гипотеза о вынужденном росте САК в связи с глобальным потеплением оказалась несостоятельной, а отрицательный тренд объясняется, в том числе, ослаблением полярного вихря вследствие увеличения потока волновой активности в стратосфере.

Другая концепция, оказавшаяся пересмотренной в начале XXI в., также связана с САК и состояла в ведущей роли САК в формировании декадных колебаний климата в Арктике. Об этом, в частности, свидетельствовала высокая корреляция

индекса САК с океанографическими характеристиками в атлантическом секторе Арктики [95]. Однако оказалось, что связь САК с климатом Арктики нестационарна, и корреляция между САК и характеристиками климата Арктики в течение XX в. менялась не только количественно, но и качественно [66, 19].

ОСТАЮЩИЕСЯ НЕРЕШЕННЫМИ ПРОБЛЕМЫ И АКТУАЛЬНЫЕ ЗАДАЧИ

В заключение нужно отметить некоторые важные нерешенные проблемы в понимании современных и прошлых, а также в прогнозировании будущих изменений климата Арктики. В начале работы отмечался прогресс в накоплении данных наблюдений, прежде всего за состоянием Северного ледовитого океана и криосферы. Вместе с тем, количества данных о состоянии арктической климатической системы до сих пор недостаточно для получения надежных эмпирических оценок происходящих изменений. Программа Argo по организации всемирной сети дрейфующих океанографических станций, начавшаяся в 2000 г. (<https://argo.ucsd.edu/>) и обеспечивающая практически полное покрытие океана с измерением температуры, солёности и скорости течений до глубины 2000 м, не охватывает Северный ледовитый океан. В настоящий момент развивается программа установки зондирующих буев на льду (Ice-Tethered Profilers, <https://www.whoi.edu/page.do?pid=20756>), что является арктическим аналогом программы Argo. Количество стационарных метеорологических станций в арктической зоне сократилось с начала 1990-х гг. [8]. Атмосферные реанализы в высоких широтах СП из-за отсутствия прямых измерений и проблем с однородностью спутниковых данных не всегда предоставляют достоверную информацию [38], что может приводить к большому разбросу оценок климатических изменений, в частности причин арктического усиления глобального потепления [96]. Недавно появившиеся реанализы всего XX в. также не решают проблемы редких данных наблюдений, особенно в первой половине XX в., что проиллюстрировано на рис. 4, где показаны аномалии среднегодовой температуры воздуха над сушей севернее 60° с.ш. по стационарным данным и данным нескольких реанализов XX в.

Несмотря на выявление важных радиационных и динамических процессов, приводящих к АУ, дебаты о его причинах, начавшиеся в 2006 г. [97], продолжают до сих пор. В частности, можно выделить существенный вклад в АУ процессов, связанных с водяным паром и облачностью [98]. Помимо отсутствия надежных количественных оценок вклада разных факторов в современное АУ, существует и гипотеза, что именно процессы в Арктике могут быть причиной ускоренного потепления в конце XX в. в целом в СП, а не

являться усиленным региональным проявлением глобального потепления [17].

Нет консенсуса и об относительной роли внешних радиационных факторов, главным образом антропогенного роста концентрации парниковых газов в атмосфере и внутренней изменчивости климата в Арктике в формировании современных тенденций изменений. С одной стороны, данные наблюдений указывают на устойчивые квазициклические колебания климата в северных полярных широтах [99, 43, 100, 101], что подразумевает существенный вклад естественных колебаний климата в современное потепление. С другой стороны, некоторые климатические модели практически идеально воспроизводят изменения практической температуры в современный период как отклик на внешнее радиационное воздействие [102, 103]. Сокращение площади морских льдов в моделях в целом также все лучше и лучше соответствует данным наблюдений [1]. Такие результаты подразумевают определяющую роль внешних факторов и не оставляют места для естественных колебаний климата в современном потеплении. Этот вопрос принципиально важен, потому что при наличии таких естественных колебаний, потепление в Арктике должно смениться похолоданием или существенно замедлиться в ближайшем десятилетии. Но стоит учитывать, что современное состояние климата существенно отличается от доиндустриального, рассмотренные выше механизмы положительных обратных связей, концепция точек неустойчивости и выявление новых процессов, таких как атлантификация, позволяют предположить, что арктическая климатическая система может перейти в новый динамический режим без интенсивных квазициклических колебаний.

Ключевым моментом в понимании роли естественной изменчивости климата в современном потеплении и сокращении площади арктических льдов является потепление середины XX в., механизмы которого также до сих пор являются предметом дискуссии [17, 72].

Значительная неопределенность остается и в вопросе отклика атмосферной циркуляции на АУ и сокращения площади арктических льдов (см. напр., [84]). Большое число исследований указывает на то, что АУ приводит к росту частоты формирования атмосферных циркуляционных систем, способствующих экстремальным погодным явлениям (напр., [104, 105]), но эта точка зрения аргументированно оспаривается (напр., [106, 107]). С другой стороны, уменьшение меридионального температурного градиента в средних и высоких широтах СП из-за более быстрого потепления в Арктике приводит к уменьшению интенсивности холодных (и теплых) вторжений и, соответственно, изменчивости температурных аномалий в це-

лом [108]. Это подтверждается и анализом вариаций суточных температур в разных спектральных диапазонах по стационарным наблюдениям на территории России [109]. Таким образом, вопрос о том, становится ли погода в средних и высоких широтах при глобальном потеплении более экстремальной остается открытым.

Важнейшей проблемой для реалистичного моделирования атмосферных процессов в Арктике является проблема параметризации турбулентных потоков тепла на границе океан—морской лед—атмосфера. Исследования показывают, что именно несовершенство используемых параметризаций в специфических условиях Арктики приводит к принципиальным ошибкам в воспроизведении потоков тепла на нижней границе атмосферы (напр., [19, 110]). Усовершенствование параметризаций турбулентных потоков и облачности в Арктике — одна из главных задач, требующих решения для улучшения результатов моделей атмосферы и климата.

Автор благодарен Т.А. Матвеевой и Д.Д. Бокучава за помощь в оформлении рисунков, Ю.А. Зюляевой и анонимному рецензенту за полезные замечания.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (в рамках проектов №18-05-60216 и №20-55-71003), а также с использованием результатов, полученных в рамках проекта РНФ 18-47-06203.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M.* Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles – variability and change // *The Cryosphere Discuss.* 2015. V. 9. P. 1077–1131.
2. *Overpeck J., Hughen K., Hardy D., Bradley R., Case R., Douglas M., Finney B., Gajewski K., Jacoby G., Jennings A., Lamoureux S., Lasca A., MacDonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G.* Arctic environmental change of the last four centuries // *Science.* 1997. V. 278. № 5341. P. 1251–1256.
3. *Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G.* Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1450 years // *Nature.* 2011. V. 479. P. 509–512.
4. *Cohen J., Screen J. A., Furtado J. C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J.* Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // *Nat. Geosci.* 2014. V. 7. P. 627–637.
5. *Мохов И.И., Семенов В.А.* Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // *Метеорология и гидрология.* 2016. № 2. С. 16–28.
6. *ACIA, 2005.* Arctic Climate Impact Assessment. ACIA Overview report. Cambridge University Press, 1020 p.
7. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории

- Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1535 с.
8. *Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A.* Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // *J. Climate*. 2010. V. 23. P. 3888–3906.
 9. *Budyko M.I.* The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth // *Tellus*. 1969. V. 21. P. 611–619.
 10. *Winton M.* Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L03701.
 11. *Alexeev V.A., Langen P.L., Bates J.R.* Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in ghost forcing experiments without sea ice feedbacks // *Clim. Dyn.* 2005. V. 24. P. 655–66.
 12. *Pithan F., Mauritsen T.* Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. // *Nat. Geosci.* 2014. V. 7. № 3. P. 181–184.
 13. *Lenssen N., Schmidt G., Hansen J., Menne M., Persin A., Ruedy R., Zyss D.* Improvements in the GISTEMP uncertainty model // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2019. V. 124. № 12. P. 6307–6326.
 14. *Бокучава Д.Д., Семенов В.А.* Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. № 1. С. 28–51.
 15. *Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A.* The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Rev. Geophys.* 2013. V. 51. № 3. P. 415–449.
 16. *Walsh J.* The elusive Arctic warming // *Nature*. 1993. V. 361. P. 300–301.
 17. *Hegerl G.C., Brönnimann S., Schurer A., Cowan T.* The early 20th century warming: Anomalies, causes, and consequences // *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. 2018. V. 9. № 4. P. e522.
 18. *Schlesinger M.E., Ramankutty N.* An Oscillation in the Global Climate System of Period 65–70 Years // *Nature*. 1994. V. 367. P. 723–726.
 19. *Delworth T.L., Knutson T.R.* Simulation of early 20th century global warming // *Science*. 2000. V. 287. P. 2246–2250.
 20. *Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W.* The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature // *J. Climate*. 2010. V. 23. P. 5668–5677.
 21. *Van der Swaluw E., Drijfhout S.S., Hazeleger W.* Bjerknes Compensation at High Northern Latitudes: The Ocean Forcing the Atmosphere // *J. Climate*. 2007. V. 20. P. 6023–6032.
 22. *Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R.L., Johnson M.A., Karklin V.P., Makstas A.P., Walsh D., Yulin V.* Observationally based assessment of polar amplification of global warming // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 1878.
 23. *Мохов И.И.* Современные изменения климата в Арктике // *Вестн. РАН*. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
 24. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Ashik I.M., Bacon S., Beszczynska-Möller A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fortier L., Gascard J.C., Hansen E., Hölemann Jens, Ivanov V.V., Kikuchi T., Kirillov S., Lenn Y.D., McLaughlin F.A., Piechura J., Repina I., Timokhov L.A., Walczowski W., Woodgate R.* Fate of early 2000s arctic warm water pulse // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2011. V. 92. № 5. P. 561–566.
 25. *Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C. et al.* Greater role for Atlantic inflows on sea ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science*. 2017. V. 356. № 6335. P. 285–291.
 26. *Ingvaldsen R.B., Asplin L., Loeng H.* Velocity field of the western entrance to the Barents Sea // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. C03021.
 27. *Behrendt A., Sumata H., Rabe B., Schauer U.* UDASH – Unified Database for Arctic and Subarctic Hydrography // *Earth Syst. Sci. Data*. 2018. V. 10. P. 1119–1138.
 28. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P. et al.* Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multi-sensor data sets // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 15803–15814.
 29. *Lindsay R., Schweiger A.* Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 269–283.
 30. *Нагурный А.П.* Климатические тенденции в изменении толщины многолетнего морского льда в Арктическом бассейне (1970–2005 гг.) // *Метеорология и гидрология*. 2009. № 9. С. 72–78.
 31. *Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurniy A.P., Zakharov V.F., Bobylev L., Pettersson L., Hasselmann K., Cattle H.P.* Arctic climate change: observed and modeled temperature and sea-ice variability // *Tellus*. 2004. V. 56A. P. 328–341.
 32. *Holloway G., Sau T.* Has arctic sea ice rapidly thinned? // *J. Climate*. 2002. V. 15. P. 1691–1698.
 33. *Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C., Hendricks S., Krishfield R., Kurtz N., Farrell S., Davidson M.* CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 732–737.
 34. *Zhang J.L., Rothrock D.A.* Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates // *Mon. Weather Rev.* 2003. V. 131. P. 845–861.
 35. *Ferry N., Remy E., Brasseur P., Maes C.* The Mercator global ocean operational analysis forecast system: assessment and validation of an 11-year reanalysis // *J. Marine Systems*. 2007. V. 65. P. 540–560.
 36. *Schröder D., Feltham D.L., Tsamados M., Ridout A., Tilling R.* New insight from CryoSat-2 sea ice thickness for sea ice modeling // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 125–139.
 37. *Семенов В.А., Матвеева Т.А.* Изменения арктических морских льдов в первой половине XX века:

- пространственно-временная реконструкция на основе температурных данных // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 5. С. 611–616.
38. *Graham R.M., Cohen L., Ritzhaupt N., Segger B., Graversen R.G., Rinke A., Walden V.P., Granskog M.A., Hudson S.R.* Evaluation of six atmospheric reanalyses over Arctic sea ice from winter to early summer // *J. Climate*. 2019. V. 32. № 14. P. 4121–4143.
 39. *Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D., Matsui N., Allan R.J., Yin X., Brönnimann S.* The twentieth century reanalysis project // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. № 654. P. 1–28.
 40. *Hersbach H., Peubey C., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Dee D.* ERA-20CM: a twentieth-century atmospheric model ensemble // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2015. V. 141. № 691. P. 2350–2375.
 41. *Laloyaux P., Balmaseda M., Dee D., Mogensen K., Janssen P.* A coupled data assimilation system for climate reanalysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2016. V. 142. № 694. P. 65–78.
 42. *Schweiger A.J., Wood K.R., Zhang J.* Arctic Sea Ice Volume Variability over 1901–2010: A Model-Based Reconstruction // *J. Climate*. 2019. V. 32. P. 4731–4752.
 43. *Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е.* Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
 44. *Semenov V.A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1231–1237.
 45. *Alekseev G., Glok N., Smirnov A.* On assessment of the relationship between changes of sea ice extent and climate in the Arctic // *Int. J. Climatol.* 2016. V. 36. № 9. P. 3407–3412.
 46. *Walsh J.E., Fetterer F., Stewart S.J., Chapman W.L.* A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850 // *Geogr. Rev.* 2017. V. 107. № 1. P. 89–107.
 47. *Brennan M.K., Hakim G.J., Blanchard-Wrigglesworth E.* Arctic sea-ice variability during the instrumental era // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. P. GL086843.
 48. *Chernokulsky A.V., Esau I., Bulygina O.N., Davy R., Mokhov I.I., Outten S., Semenov V.A.* Climatology and interannual variability of cloudiness in the Atlantic Arctic from surface observations since the late nineteenth century // *J. Climate*. 2017. V. 30. № 6. P. 2103–2120.
 49. *Spielhagen R.F., Werner K., Sørensen S.A., Zamelczyk K., Kandiano E., Budeus G., Husum K., Marchitto T.M., Hald M.* Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water // *Science*. 2011. V. 331. № 6016. P. 450–453.
 50. *Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С.* Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // *Лед и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107.
 51. *Akperov M., Rinke A., Mokhov I.I., Matthes H., Semenov V.A., Adakudlu M., Cassano J., Christensen J.H., Dembitskaya M.A., Dethloff K., Fettweis X., Glisan J., Gutjahr O., Heinemann G., Koenigk T., Koldunov N.V., Laprise R., Mottram R., Nikiéma O., Scinocca J.F., Sein D., Sobolowski S., Winger K., Zhang W.* Cyclone activity in the Arctic from an ensemble of regional climate models (Arctic CORDEX) // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2018. T. 123. № 5. С. 2537–2554.
 52. *Akperov M., Semenov V.A., Mokhov I.I., Dorn W., Rinke A.* Impact of Atlantic water inflow on winter cyclone activity in the Barents Sea: insights from coupled regional climate model simulations // *Environ. Res. Lett.* 2020. V. 15. P. 024009.
 53. *Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Rember R., Padman L., Carmack E.C., Jackson J.M.* Winter convection transports Atlantic water heat to the surface layer in the Eastern Arctic Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2013. V. 43. P. 2142–2155.
 54. *Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T.* Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // *Nat. Clim. Change*. 2018. V. 8. P. 634–639.
 55. *Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I.A., Koldunov N.V., Smirnov A.V.* Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard // *Advances in Meteorology*. 2012. V. 2012. P. 201818.
 56. *Ivanov V.V., Alexeev V.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandø A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A.V.* Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: A suggested positive feedback // *J. Physical Oceanography*. 2016. V. 46. № 5. P. 1437–1456.
 57. *Ivanov V., Smirnov A., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I., Semenov V.* Contribution of Convection-Induced Heat Flux to Winter Ice Decay in the Western Nansen Basin // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2018. V. 123. P. 6581–6597.
 58. *Alexeev V.A., Walsh J.E., Ivanov V.V., Semenov V.A., Smirnov A.V.* Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice // *Env. Res. Lett.* 2017. V. 12. P. 084011.
 59. *Schlichtholz P.* Observational evidence for oceanic forcing of atmospheric variability in the Nordic seas area // *J. Climate*. 2013. V. 26. P. 2957–2975.
 60. *Schlichtholz P.* Local wintertime tropospheric response to oceanic heat anomalies in the Nordic Seas area // *J. Climate*. 2014. V. 27. P. 8686–87.
 61. *Schlichtholz P.* Subsurface ocean flywheel of coupled climate variability in the Barents Sea hotspot of global warming // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. P. 13692
 62. *Onarheim I.H., Eldevik T., Årthun M., Ingvaldsen B.R., Smedsrud L.H.* Skillful prediction of Barents Sea ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. P. 5364–5371.
 63. *Årthun M., Eldevik T., Viste E., Drange H., Furevik T., Johnson H. L., Keenlyside, N. S.* Skillful prediction of northern climate provided by the ocean // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. P. 15875.
 64. *Dellworth T.L., Manabe S., Stouffer R.J.* Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean–atmosphere model // *J. Climate*. 1993. V. 6. P. 1993–2011.
 65. *Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E.,*

- Zakharov V.F.* Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years // *J. Climate*. 2004. V. 17. P. 4485–4497.
66. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
67. *Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I.* Barents Sea multidecadal variability // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 19. P. L19604.
68. *Kosaka Y., Xie S.* Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling // *Nature*. 2013. V. 501. P. 403–407.
69. *Tokinaga H., Xie S.P., Mukougawa H.* Early 20th-century Arctic warming intensified by Pacific and Atlantic multidecadal variability // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2017. V. 114. № 24. P. 6227–6232.
70. *Wegmann M., Brönnimann S., Compo G.P.* Tropospheric circulation during the early twentieth century Arctic warming // *Climate dynamics*. 2017. V.48. № 7–8. P. 2405–2418.
71. *Svendsen L., Keenlyside N., Bethke I., Gao Y., Omrani N.E.* Pacific contribution to the early twentieth-century warming in the Arctic // *Nature Clim. Chan.* 2018. V. 8. P. 793–797.
72. Малинин В.Н., Вайновский П.А. О причинах первого потепления Арктики в XX столетии // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 53. С. 34–55.
73. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390.
74. *Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M.* The early twentieth-century warming in the Arctic – a possible mechanism // *J. Climate*. 2004. V. 17. P. 4045–4057.
75. Калавиччи К.А., Башмачников И.Л. К механизму положительной обратной связи долгосрочной изменчивости конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла и площади ледяного покрова в Баренцевом море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 6. С. 171–181.
76. *Semenov V.A., Park W., Latif M.* Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes // *Geoph. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L14709.
77. *Lenton T.M.* Arctic climate tipping points // *Ambio*. 2012. V. 41. № 1. P. 10–22.
78. Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Туткова Т.Б. Влияние притока теплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики // Лед и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 73–82.
79. *Newson R.L.* Response of a general circulation model of the atmosphere to removal of the Arctic ice-cap // *Nature*. 1973. V. 241. P. 39–40.
80. *Herman G.T., Johnson W.T.* The sensitivity of the general circulation of Arctic sea ice boundaries: A numerical experiment // *Mon. Wea. Rev.* 1978. V. 106. P. 1649–1664.
81. *Honda M., Inoue J., Yamane S.* Influence of low Arctic sea-ice minima on wintertime Eurasian coldness // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L08707.
82. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents–Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2010. V. 115. P. D21111.
83. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review // *Surv. Geophys.* 2014. V. 35. P. 1175–214.
84. Мелешко В.П., Катцов В.М., Мурвис В.М., Байдин А.В., Павлова Т.В., Говоркова В.А. Существует ли связь между сокращением морского льда в Арктике и ростом повторяемости аномально холодных зим в Евразии и Северной Америке? Синтез современных исследований // Метеорология и гидрология. 2018. № 9. С. 49–67.
85. *Semenov V.A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. P. 054020.
86. *Overland J. E., Dethloff K., Francis J.A., Hall R.J., Hanna E., Kim S.J., Screen J.A., Shepherd T.G., Vihma T.* Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic // *Nat. Clim. Change*. 2016. V. 6. № 11. P. 992.
87. *Omrani N., Keenlyside N.S., Bader J., Manzini E.* Stratosphere key for wintertime atmospheric response to warm Atlantic decadal conditions // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. P. 649–663.
88. *Kim B.M., Son S.W., Min S.K., Jeong J.H., Kim S.J., Zhang X., Shim T., Yoon J.H.* Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss // *Nat. Commun.* 2014. V. 5. P. 4646.
89. *Moritz R.E., Bitz C.M., Steig E.J.* Dynamics of recent climate change in the Arctic // *Science*. 2002. V. 297. P. 1497–1502.
90. *Shindell D.T., Miller R.L., Schmidt G.A., Pandolfo L.* Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing // *Nature*. 1999. V. 399. P. 452–455.
91. *Rodwell M.J., Rowell D.P., Folland C.K.* Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate // *Nature*. 1999. V. 398. P. 320–323.
92. *Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T.* Tropical origins for recent North Atlantic climate change // *Science*. 2001. V. 292. P. 90–92.
93. *Bretherton C.S., Battisti D.S.* An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. P. 767–770.
94. *Semenov V.A., Latif M., Jungclauss J.H., Park W.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geoph. Res. Lett.* 2008. V. 35. P. L11701.
95. *Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W.* The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // *J. Climate*. 2000. V. 13. P. 2671–2696.
96. *Alexeev V.A., Esau I., Polyakov I.V., Byam S.J., Sorokina S.* Vertical structure of recent arctic warming from

- observed data and reanalysis products // *Clim. Change*. 2012. V. 111. P. 215–239.
97. *Serreze M.C., Francis J.A.* The arctic amplification debate // *Clim. Change*. 2006. V. 76. P. 241–264.
98. *Yoshimori M., Watanabe M., Abe-Ouchi A., Shiogama H., Ogura T.* Relative contribution of feedback processes to Arctic amplification of temperature change in MIROC GCM // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. P. 1613–1630.
99. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.
100. *Mahoney A.R., Barry R.G., Smolyanitsky V., Fetterer F.* Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006 // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. C11005.
101. *Miles M.W., Divine D.V., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.J.* A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 463–469.
102. *Gillett N.P., Stone D.A., Stott P.A., Nozawa T., Karpechko A.Y., Hegerl G.C., Wehner M.F., Jones P.D.* Attribution of polar warming to human influence // *Nat. Geosci.* 2008. V. 1. № 11. P. 750–754.
103. *Fyfe J.C., Von Salzen K., Gillett N.P., Arora V.K., Flato G.M., McConnell J.R.* One hundred years of Arctic surface temperature variation due to anthropogenic influence // *Sci. Rep.* 2013. V. 3. P. 2645.
104. *Francis J.A., Vavrus S.J.* Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. P. L06801.
105. *Crasemann B., Handorf D., Jaiser R., Dethloff K., Nakamura T., Ukita J., Yamazaki K.* Can preferred atmospheric circulation patterns over the North-Atlantic-Eurasian region be associated with arctic sea ice loss? // *Polar Sci.* 2017. V. 14. P. 9–20.
106. *Meleshko V.P., Johannessen O.M., Baidin A.V., Pavlova T.V., Govorkova V.A.* Arctic amplification: does it impact the polar jet stream? // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2016. V. 68. № 1. P. 32330.
107. *Perlwitz J., Hoerling M., Dole R.* Arctic tropospheric warming: Causes and linkages to lower latitudes // *J. Climate*. 2015. V. 28. № 6. P. 2154–2167.
108. *Screen J.A.* Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid-to high-latitudes // *Nat. Clim. Change*. 2014. V. 4. № 7. P. 577.
109. *Бабина Е.Д., Семенов В.А.* Внутримесячная изменчивость среднесуточной приземной температуры на территории России в период 1970–2015 гг. // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 8. С. 21–33.
110. *Chaudhuri A.H., Ponte R.M., Nguyen A.T.* A comparison of atmospheric reanalysis products for the Arctic Ocean and implications for uncertainties in air–sea fluxes // *J. climate*. 2014. V. 27. № 14. P. 5411–5421.

Modern Studies of the Arctic Climate: Progress, Change of Concepts, Problems to Solve

V. A. Semenov^{1, 2, *}

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics of Russian Academy of Sciences, Pyzhevskiy per., 3, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Geography of Russian Academy of Sciences, Staromonetniiy per., 29-4, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: vaseменов@ifaran.ru

A review of some major achievements in research on the Arctic climate change in the last decade is given. Mechanisms of positive feedbacks leading to accelerated climate changes in the northern high latitudes are considered. Some recently popular hypotheses of the rapid Arctic climate change that failed when confronted the observed climate changes are exemplified. Urgent problems on the Arctic climate change are formulated.

Keywords: Arctic climate change, feedbacks in climate system, natural climate variability

УДК 551.510.522,532.526.4,532.527

СПИРАЛЬНОСТЬ И ТУРБУЛЕНТНОСТЬ В АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ

© 2021 г. Н. В. Вазаева^{a, b, *}, О. Г. Чхетиани^a, М. В. Курганский^a, М. А. Каллистратова^a

^aИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

^bМГТУ им. Н.Э. Баумана, 2-я Бауманская ул., 5, стр. 1, Москва, 105005 Россия

*E-mail: vazaevanv@ifaran.ru

Поступила в редакцию 17.07.2020 г.

После доработки 03.08.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Спиральность присуща множеству циркуляционных движений и структур в атмосферном пограничном слое (АПС), в котором она непрерывно воспроизводится вследствие совместного действия вращения Земли и трения, что связано с явлениями обратного каскада и крупномасштабной перестройки течений. Фактор спиральности требует его корректного учета при построении атмосферных моделей и, соответственно, необходимо знание о распределении спиральности в АПС и ее связи с динамическими атмосферными процессами. В настоящем исследовании спиральность циркуляционных структур различного пространственного и временного масштаба в АПС определяется по результатам анализа данных полевых измерений. Качественное и количественное сравнения с измеренными значениями проводятся на основе результатов численного моделирования с помощью квазидвумерной модели и мезомасштабной атмосферной негидростатической модели WRF-ARW, в частности WRF-LES. Получено неплохое соответствие с наблюдаемыми пространственными распределениями циркуляционных движений. Показана связь турбулентных характеристик и спиральности исследуемых структур. Проводится сопоставление оценок спиральности циркуляционных структур различного масштаба в АПС и свободной атмосфере.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, мезомасштабная циркуляция, стрики, термики, спиральность, турбулентность, неустойчивость, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0002351521010120

1. ВВЕДЕНИЕ

Атмосферный пограничный слой (АПС) является одной из систем, в которых спиральность — скалярное произведение векторных полей скорости и завихренности — воспроизводится непрерывно и естественным путем, благодаря совместному действию вращения Земли и трения. С точки зрения гидродинамики интерес к спиральности обусловлен и тем, что это второй (после энергии) квадратичный по полю скорости инвариант движений идеальной баротропной жидкости. Он был обнаружен сравнительно недавно — в начале 1960-х гг. — и имеет тесную связь с топологическими характеристиками вихревых течений [1]. Роль спиральности в динамике турбулентных течений до сих пор не вполне прояснена и остается предметом дискуссий и интенсивных исследований. В ряде случаев, по всей видимости, именно со спиральностью связано явление обратного каскада энергии и крупномасштабной перестройки течений [2–4].

Фактор спиральности требует его корректного учета при развитии атмосферных моделей различных масштабов и, соответственно, необходимо знание о распределении спиральности в АПС и ее связи с динамическими атмосферными процессами.

В настоящей работе спиральность определяется для вихревой циркуляции различных пространственных и временных масштабов; термической конвекции, низкоуровневых струйных течений и полярных мезоциклонов (ПМЦ). Такие циркуляционные структуры значительно влияют на характеристики турбулентности, определяют вертикальный профиль среднего течения, играют существенную роль в процессах турбулентного перемешивания и переноса влаги, тепла, импульса и других субстанций через АПС. По оценкам [5], одни только мезомасштабные валиковые структуры отвечают за 20–60% всего тепломассопереноса через АПС. Р. Чижелски в своей работе [6] о параметризации турбулентности в потоках со

Таблица 1. Оценки спиральности для различных атмосферных вихрей [6]

Вихревая структура	Высота, м	Радиус, м	Спиральность, м/с ²
Тайфун	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁻¹
Шторм	10 ⁴	10 ³	10 ⁻²
Торнадо	10 ³	10 ²	10 ⁻¹ –10 ⁻²
Экмановский слой	10 ³	–	10 ⁻¹
Мезомасштабная валиковая циркуляция	10 ³	10 ³	10 ⁻² –10 ⁻³
Вращающийся термик	10 ³	10 ²	10 ⁻²
Пыльный вихрь	10 ³	10 ¹	10 ¹

спиральностью приводит сводные данные [7, 8] об оценках размера и спиральности нескольких видов циркуляционных структур (табл. 1). В нашем исследовании мы расширили и уточнили эти результаты.

Мезомасштабные упорядоченные спиралевидные вихри с горизонтальной осью образуются уже при достаточно слабом ветре 2–3.5 м/с [9–14], когда происходит перестройка трехмерных конвективных ячеек в продольно ориентированные, и представляют собой устойчивую систему вытянутых горизонтальных валов. Они наблюдаются при устойчивой и слабонеустойчивой стратификации пограничного слоя, могут достигать горизонтального масштаба в 3–5 км и существовать на протяжении нескольких дней [13, 15–17]. Детальное исследование валиковой циркуляции при различных условиях проводилось в [10, 18–20]. Анализ нелинейной задачи в диапазоне чисел Рейнольдса от 100 до 400 с применением квазидвумерной численной модели проводился в [21].

Постоянно существующие в АПС субмезомасштабные вихревые структуры – размером от десятков до сотен метров и длительностью от десятков секунд до минуты – в современной литературе называют стриками – короткоживущими, мелко-масштабными, расположенными близко к земле быстро чередующимися продольными валиками [22–27]. Их образование связывается с развитием немодальных или оптимальных возмущений в стратифицированном экмановском слое, испытывающих интенсивный алгебраический рост за конечные промежутки времени [28]. Анализ оптимальных возмущений в АПС впервые был выполнен Фостером [29]. Предложенная в [27] модель развития алгебраических немодальных возмущений позволяет оценить характерные масштабы стриков в АПС. Близкие к ним значения были получены при измерениях содаром высокого разрешения.

В нашем исследовании для получения данных о параметрах ветра и турбулентности в АПС, их

количественных измерений, для описания временных и спектральных характеристик горизонтальных когерентных структур различного масштаба, термической конвекции, низкоуровневых струйных течений используются результаты акустического зондирования, полученные в экспедициях ИФА им. А.М. Обухова РАН в 2007, 2012, 2016–2019 гг.

Помимо экспериментальных и теоретических подходов, в настоящее время широкое распространение получило численное моделирование. Передовые атмосферные негидростатические модели, в частности, негидростатическая атмосферная мезомасштабная WRF-ARW (Advanced Research WRF) и вихреразрешающая (LES – Large-Eddy Simulation) модель WRF-LES [30, 31], используются для воспроизведения и анализа чувствительности к начальным и граничным условиям наблюдаемой картины циркуляции в АПС. Прямое численное моделирование (DNS) [32–34] может приводить к неустойчивости и разрушению спиралевидных вихрей вследствие небольших трехмерных возмущений, поэтому в нашем исследовании оно не используется. Достаточно стабильная картина валиковой циркуляции воспроизводится LES-моделированием [35–38] при определенном соотношении глубины пограничного слоя и масштаба длины Мони́на–Обухова, когда конвективные ячейки Рэлея–Бенара трансформируются в валиковую циркуляцию [35, 39, 39]. При этом есть вероятность возникновения при детализированных расчетах сильно растущих оптимальных возмущений, приводящих к перманентной генерации стриков [20, 23, 24, 28, 29], устойчивость которых еще недостаточно изучена.

Наибольшими крупномасштабными структурами из анализируемых здесь являются полярные мезоциклоны (ПМЦ). Это достаточно коротко живущие образования – обычно от 3 до 36 ч – с масштабом до 1000 км, скоростью перемещения циклона приблизительно 50 км/ч и скоростью вет-

ра, превышающей у поверхности 15 м/с. ПМЦ в основном формируются вблизи главной бароклининой зоны (полярный фронт) в результате адвекции холодного воздуха над более теплой водной поверхностью. Для ПМЦ спиральность оценивалась как для целостного вихревого образования, путем усреднения по предварительно выбранной площади, “заметаемой” мезоциклоном при его движении. Использовались данные реанализа ECMWF (Европейского центра среднесрочных прогнозов) и результаты численного моделирования в модели WRF-ARW.

2. ОПИСАНИЕ АППАРАТУРЫ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Измерения вертикальных профилей компонент скорости ветра проводились акустическим зондированием атмосферы [40]. В настоящее время акустическое зондирование является хорошо апробированным, надежным и точным методом исследования нижней части АПС [41–43] и широко применяется во всем мире [44, 45].

В наших измерениях использовались разработанные и изготовленные в ИФА РАН доплеровские трехкомпонентные моностатические содары ЛАТАН-3М и минисодары ЛАТАН-3м с частотно-кодированным зондирующим импульсом (измерение вертикальных профилей 3-х компонент скорости ветра) [46–48]. Все измерения проходили в летний период, ниже показаны измерения, анализируемые в настоящей работе.

В 2007 г. акустическое зондирование проводилось в прикаспийской низменности в республике Калмыкия вблизи поселка Комсомольский, южнее национального парка “Черные земли”. Использовались содар ЛАТАН-3М с разрешающей способностью по высоте 30 м, интервалом между посылками импульсов 10 с, высотным диапазоном 800 м и базовой несущей частотой 2 кГц и три минисодара с вертикальным разрешением 20 м, периодом следования импульсов 5 с, высотным диапазоном 400 м, базовой несущей частотой 3.5 кГц.

В 2016 г. содарные измерения проводились в республике Калмыкия. Использовался содар с разрешающей способностью по высоте 10 м, интервалом между посылками импульсов 3 с, высотным диапазоном 400 м и базовой несущей частотой 2 кГц.

В 2012, 2017 гг. содарные измерения проводились на Цимлянской научной станции ИФА. Использовался содар с разрешающей способностью по высоте 10 м, интервалом между посылками импульсов 5 с, высотным диапазоном 340 м и ба-

зовой несущей частотой 2 кГц. Кроме того, использовался доплеровский трехкомпонентный минисодар высокого разрешения, получивший название ВРМС – Высокого Разрешения Мини Содар (английская аббревиатура – HRMS) [49–51], с высокой достоверностью и хорошей точностью данных. Измерения проводились с разрешающей способностью по высоте 1 м на высотах 3–45 м с временным интервалом 1 с. В [51] приведены сведения об определении точности измерения скорости ветра.

В 2018 г. содарные измерения проводились на Цимлянской научной станции ИФА. Использовался содар с разрешающей способностью по высоте 10 м, интервалом между посылками импульсов 12 с, высотным диапазоном 400 м и базовой несущей частотой 2 кГц. Использовался доплеровский трехкомпонентный минисодар высокого разрешения

В 2019 г. содарные измерения проводились на Цимлянской научной станции ИФА. Использовался содар с разрешающей способностью по высоте 10 м, интервалом между посылками импульсов 5 с, высотным диапазоном 340 м и базовой несущей частотой 2 кГц. Использовался доплеровский трехкомпонентный минисодар высокого разрешения.

Для детектирования когерентных структур различного масштаба применялась последовательная фильтрация. Мезомасштабные структуры, струйное течение и конвекция хорошо фиксируются при 10 минутном осреднении, мелко-масштабные – при 3–5 минутном осреднении для вертикальных скоростей и при 3–5 минутном осреднении с вычетом 9–12 минутного среднего для горизонтальных компонент скорости.

При вычислении спиральности проводилась аппроксимация компонент скорости кубическими сплайнами для сглаживания профиля скорости при вычислении производных.

Вертикальная составляющая спиральности оказывается значительной и превосходящей горизонтальную для интенсивных атмосферных вихрей типа торнадо (смерчей) и пыльных вихрей [6]. Для когерентных структур, исследуемых по данным акустического зондирования, основной вклад в спиральность дают горизонтальные составляющие.

$$H_x = u \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad H_y = v \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right). \quad (1)$$

Здесь u , v , w – компоненты скорости по осям координат x , y , z . Горизонтальными градиентами вертикальной скорости можно пренебречь, и для

Таблица 2. Моделирование ПМЦ. Описание сетки и схем параметризации

Расчетное время	01.03.2013 00 UTC–31.03.2013 18 UTC
Количество вложенных сеток	2
Тип проекции карты	Polar
Шаг сетки	10000 м (10 км)/3333 м (3.333 км)
Количество шагов сетки в направлении север–юг	327/109
Количество шагов сетки в направлении восток–запад	207/90
Количество вертикальных уровней	50
Шаг по времени для первой области	60 с
Длинноволновая радиация	CAM/CAM (Community atmosphere model, W. D. Collins et al., 2004)
Поверхностный слой	Monin–Obukhov (Zilitinkevitch)
Модель поверхности земли	Noah (Chen et al., 2001)
Атмосферный пограничный слой	Mellor–Jamada–Janjic scheme (Janjic, 1994, MWR)

плотности спиральности с хорошей точностью имеем:

$$H = H_x + H_y \approx v \frac{\partial u}{\partial z} - u \frac{\partial v}{\partial z}. \quad (2)$$

3. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ WRF-ARW

Для исследования синоптической ситуации была выбрана открытая исследовательская негидростатическая мезомасштабная атмосферная модель WRF – Weather Research and Forecasting [30, 31] (версия 3.9.1.1 и 4.1.1), в частности модуль WRF-LES для воспроизведения мезомасштабной вихревой циркуляции с высоким разрешением.

При расчетах мезомасштабных когерентных структур с горизонтальной осью использовались вложенные сетки. Модификация модели совпадает с использованной в [14]. Вся расчетная область 300×225 км рассчитывается на крупной сетке 210×138 узлов по горизонтали с шагом 1620 м. Вложенная область детализованного расчета 75×50 км считается на сетке 556×355 узлов с шагом 540 м, вложенная область для последующего LES-моделирования 75×50 км – на сетке 742×607 узлов по горизонтали с шагом 180 м. По вертикали все три области имеют 35 уровней до высоты 5000 м со сгущением в пограничном слое. В качестве начальных и граничных данных использованы поля реанализа GFS. Расчет начат за сутки до изучаемого момента. Одному шагу расчета по времени для крупной области соответствуют 3 шага расчета по времени для вложенной области. Временной интервал между начальными полями метеопараметров глобального операционного анализа GFS на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ ра-

вен 6 часам. Координаты центра расчетной области соответствуют 45.33° с.ш. и 46.04° в.д. В настоящем случае для мезомасштабных когерентных структур определено оптимальное пространственное разрешение примерно 100–180 м. Область попадает в так называемую “серую зону”, исследованию которой в настоящее время посвящено все возрастающее количество публикаций, например, [52]. При дальнейшем уменьшении шага сетки начинают воспроизводиться короткоживущие вихри – стрики.

Для параметризации пограничного слоя использована схема Меллора–Ямады–Янича, промежуточная Shin–Hong scheme и LES параметризация; для параметризации приземного слоя используется теория Монины–Обухова; Rapid Radiative Transfer Model и Goddard shortwave (Two-stream multi-band scheme) выбраны для параметризации длинноволнового и коротковолнового излучения; для параметризации турбулентности принята схема полной диффузии с использованием трехмерного метода Смагоринского и для LES-моделирования – схема простой диффузии с использованием двухмерного метода (коэффициент K определяется только с использованием горизонтальной деформации); Morrison double-momentum scheme применена для параметризации микрофизики; Unified Noah land-surface model – для параметризации параметров земной поверхности.

При расчетах ПМЦ также использовались вложенные сетки. Характеристики сетки и схемы параметризации кратко приведены в табл. 2.

Для вычисления спиральности ПМЦ как целостного вихревого образования использовалась

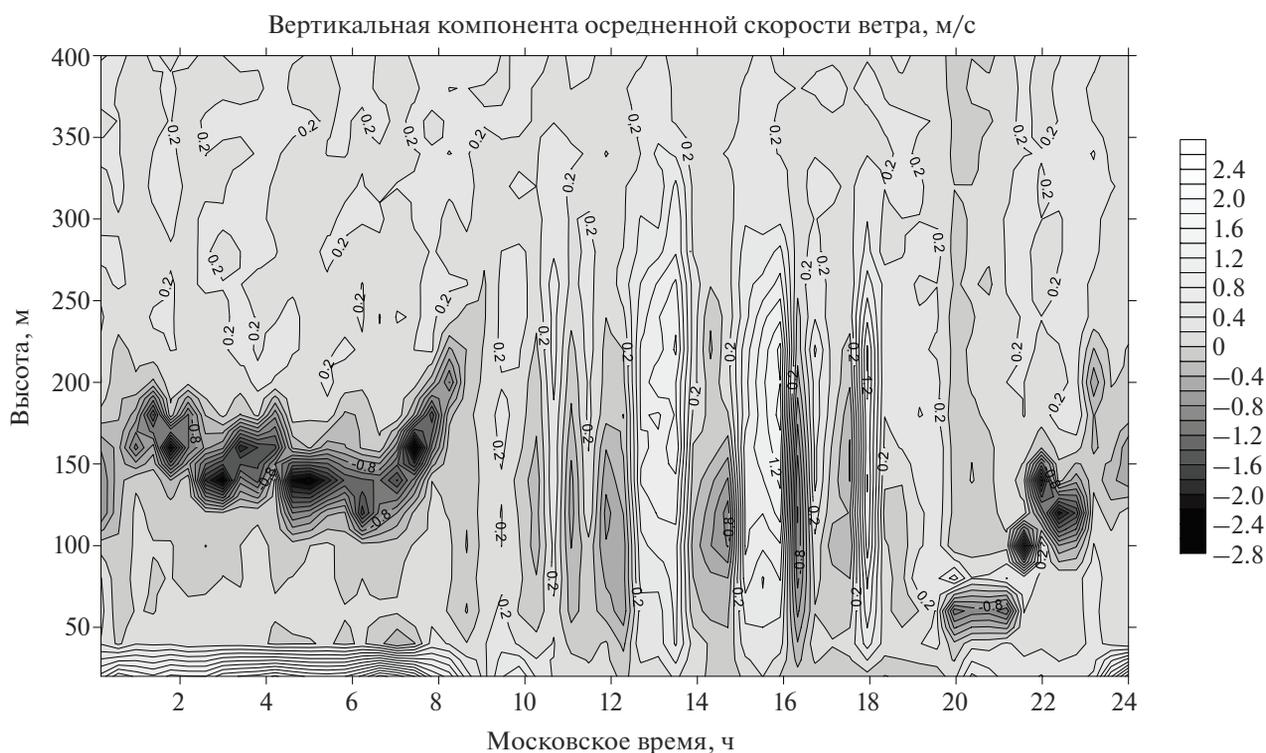


Рис. 1. Вертикальная компонента осредненной скорости ветра. Содарные измерения, Калмыкия, 28 июля 2007 г. Параметр осреднения — 10 мин.

хорошая корреляция спиральности с временным ходом полусуммы квадратов компонент скорости ветра на верхней границе АПС [53, 54]. Исследовался путь прохождения циклона, и на охватывающей этот путь площади рассчитывалось среднее значение такой полусуммы — оценки спиральности. Результаты сравнивались с аналогичными оценками по данным реанализа ECMWF.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ СПИРАЛЬНОСТИ

Мезомасштабные когерентные структуры с горизонтальной осью и низкоуровневое струйное течение

Одним из самых характерных случаев за весь период наблюдений было 28 июля 2007 г. в Калмыкии [46]. В дневное время были зафиксированы мезомасштабные когерентные структуры с горизонтальной осью (роллы), что хорошо видно на рис. 1 — периодическое чередование положительного и отрицательного значения вертикальной компоненты осредненной скорости. В ночные и утренние часы присутствовало низкоуровневое струйное течение (рис. 2).

Значение средней по слою плотности спиральности, рассчитанной для роллов, составляет $0.02\text{--}0.06\text{ м/с}^2$ (рис. 3). На графике показано среднее значение по слоям, которые затрагивает

валиковая циркуляция. Суточный ход плотности спиральности по всем уровням показан на рис. 4а—4г. Исходя из этих характерных данных, плотность спиральности низкоуровневых струйных течений составляет приблизительно $0.2\text{--}0.8\text{ м/с}^2$. На рис. 4д—4з показаны профили спиральности по высоте. Достаточную статистическую обеспеченность имеют в этом случае данные до 200—400 м.

Плотность спиральности развивающейся мезомасштабной циркуляции в АПС по результатам численного моделирования показана на рис. 5. Согласно [14], максимальная положительная и отрицательная спиральность в широтном разрезе составляет 0.026 м/с^2 и -0.056 м/с^2 соответственно. Максимальная положительная и отрицательная спиральность в долготном разрезе составляет 0.07 м/с^2 и -0.038 м/с^2 соответственно. Таким образом, по результатам численного моделирования можно выделить диапазон $0.02\text{--}0.08\text{ м/с}^2$, что согласуется с экспериментальными данными. Значения спиральности по расчетам с помощью квазидвумерной модели с перебором всех возможных значений чисел Рейнольдса от 100 до 400, $0.01\text{--}0.16\text{ м/с}^2$ [21] включают в себя диапазоны экспериментальных исследований и численного моделирования отдельного частного случая 28 июля 2007 г. (рис. 6).

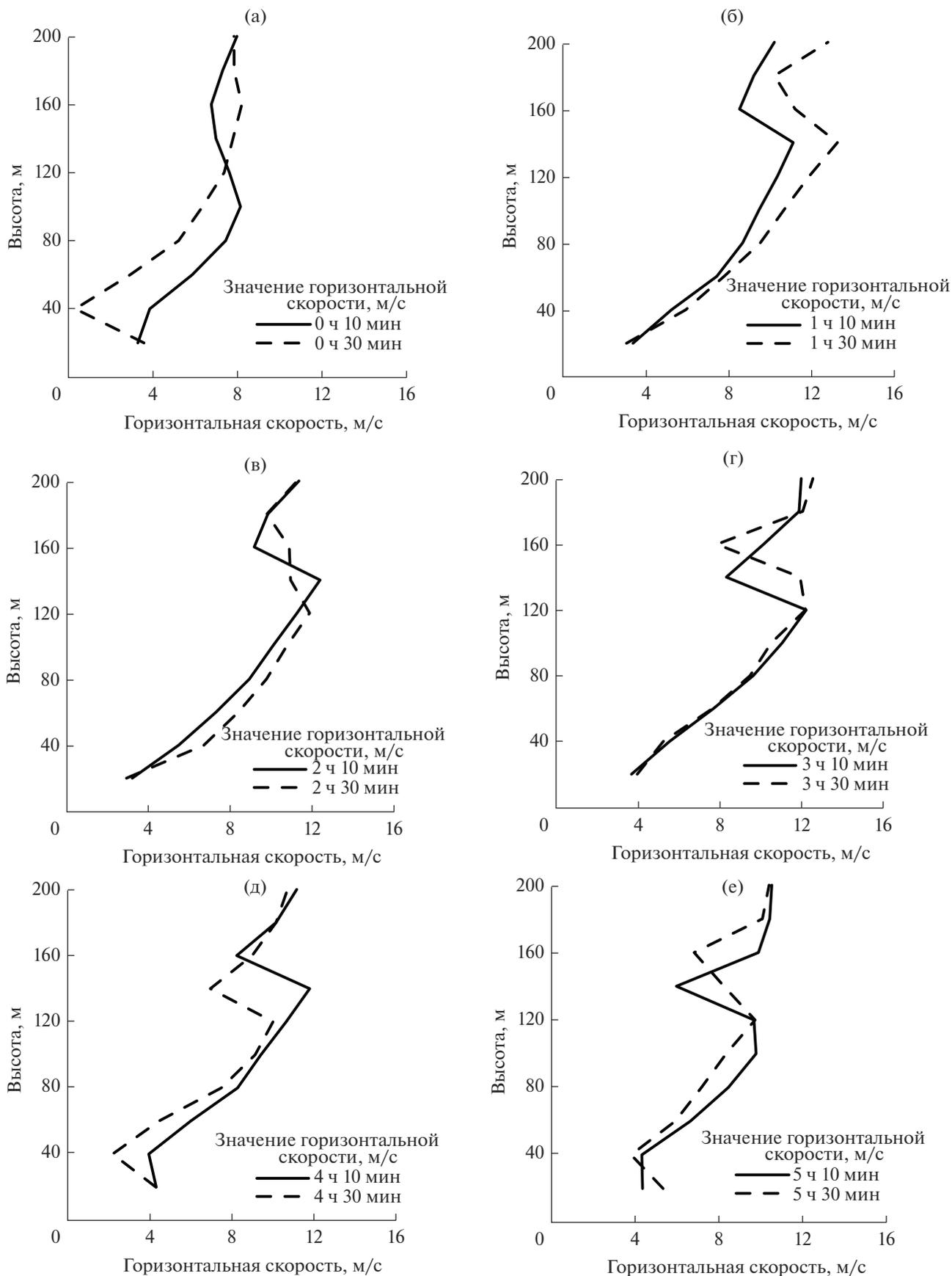


Рис. 2. Профили скорости ветра. Содарные измерения, Калмыкия, 28 июля 2007 г. Параметр осреднения – 10 мин.

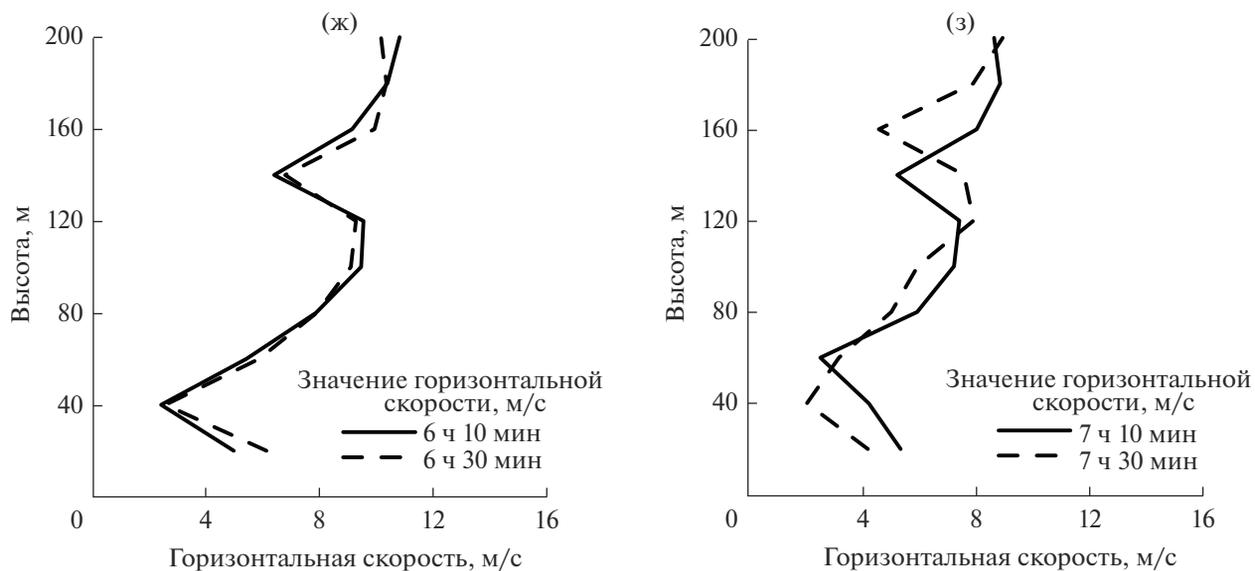


Рис. 2. Окончание

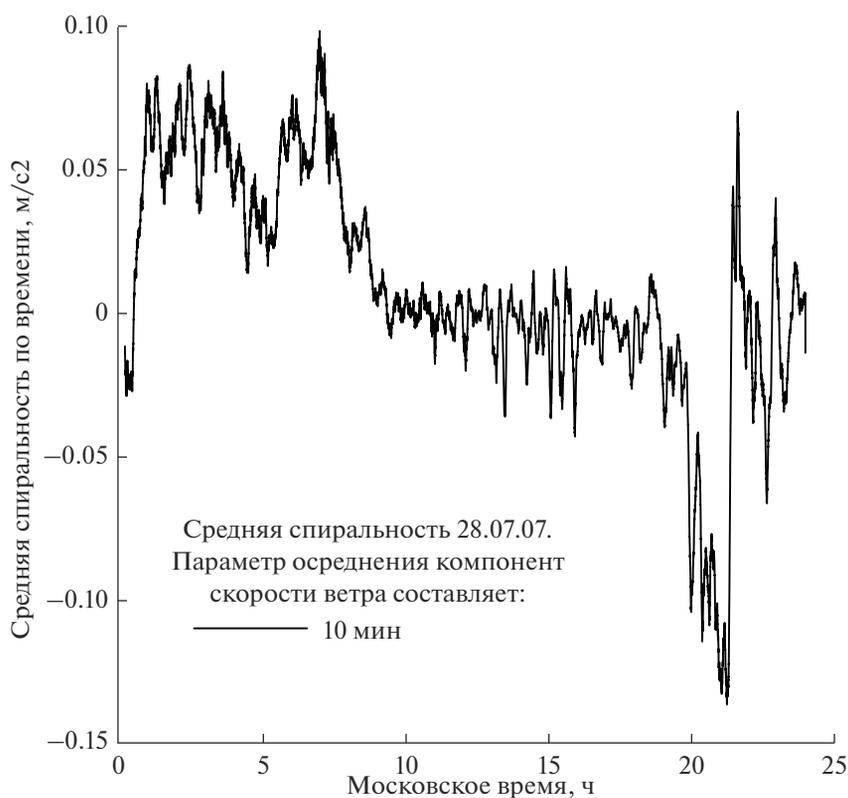
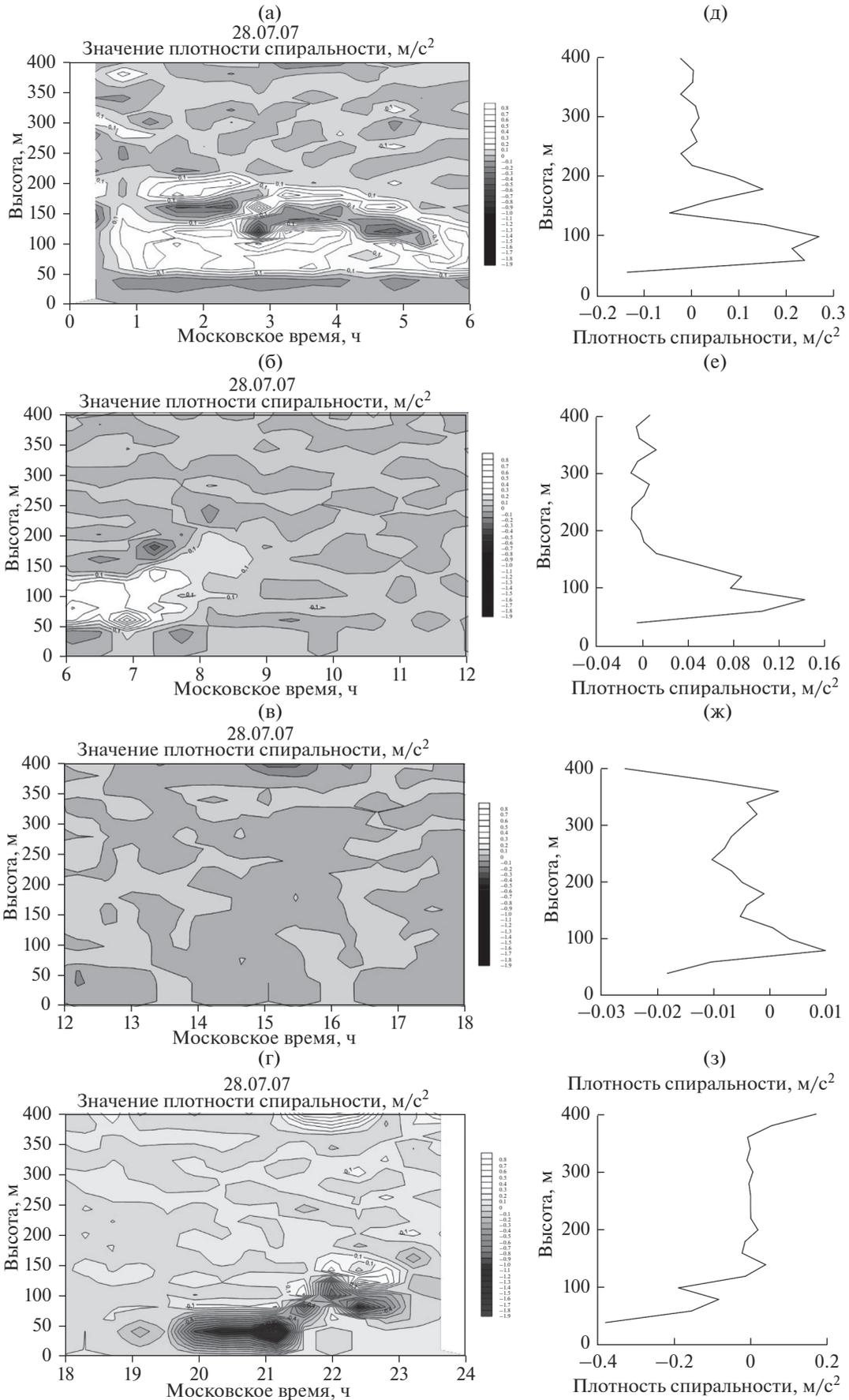


Рис. 3. Средняя по слою плотность спиральности за 28 июля 2007 г. Содарные измерения, Калмыкия. Параметр осреднения – 10 мин.

Рис. 4. Суточный ход плотности спиральности по всем уровням: (а): для 0–6 ч, (б): для 6–12 ч, (в): для 12–18 ч, (г): для 18–24 ч; и профили спиральности по высоте (д): для 0–6 ч, (е): для 6–12 ч, (ж): для 12–18 ч, (з): для 18–24 ч. Содарные измерения, Калмыкия, 28 июля 2007 г. Параметр осреднения – 10 мин.



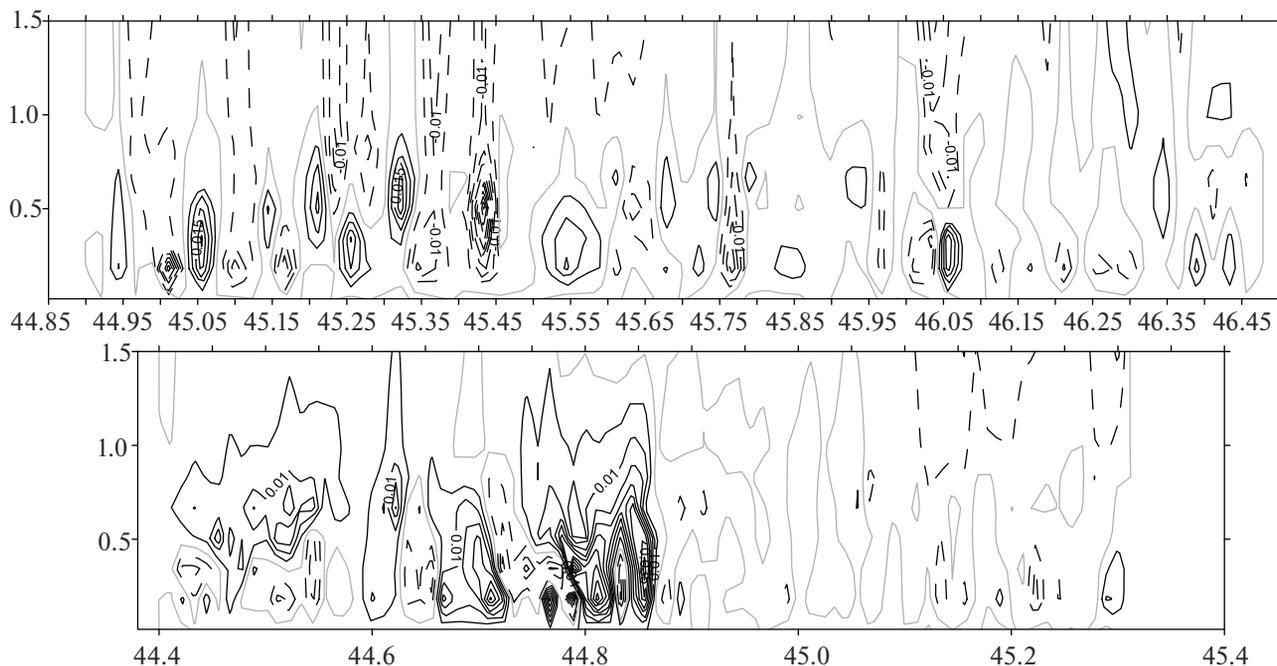


Рис. 5. Пространственное распределение по осям $Y(\text{lat})Z$ и $X(\text{lon})Z$ (сверху вниз) соответствующей компоненты спиральности H , интервал между контурами равен $0.01 \text{ м}^2/\text{с}^2$. Отрицательные значения показаны пунктирной линией, нулевые – серой сплошной. Модель WRF-ARW, 28 июля 2007 г., 8 UTC. Шаг сетки 180 м. По оси ординат – высота Z км, по оси абсцисс – долгота и широта (сверху вниз) в градусах [14].

Стрики

Плотность спиральности в стриках по результатам экспериментальных исследований составляет $0.5\text{--}4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ (рис. 7). Содар с высоким разрешением фиксирует кратковременные быстроразвивающиеся структуры, что хорошо заметно на рис. 7б. На рис. 8 представлено поле скорости для часовой записи от 23 июля 2018 г. со слабым ветром (11.00–12.00) на Цимлянской научной станции (ЦНС) с 5-минутным осреднением. Хорошо фиксируется основной крупный временной масштаб – 6–8 минут.

На рис. 9 (для 26.07.2017) хорошо фиксируется основной крупный временной масштаб 5–7 мин, наблюдаемый во всех 3 компонентах поля скорости и соответствующий масштабу 300–500 м, определяемому через среднюю скорость ветра, переносящего структуры по методике, описанной в [27]. На рис. 10 представлено поле скорости для 30 июля 2019 г. на ЦНС с 4 минутным осреднением. Масштаб структур крупнее, порядка 7–10 минут.

Частотные спектры вертикальной компоненты скорости, измеренные (а) с помощью акустического анемометра Gill Wind Master Pro HS Part 1951-РК-020 и (б) с помощью содара высокого разрешения, хорошо коррелируют между собой в области совмещения частотных спектров (рис. 11).

Для горизонтальных компонент скорости корреляция отсутствует в силу конструктивных особенностей содара, в котором антенны направлены под углом к горизонтальной плоскости. Результа-

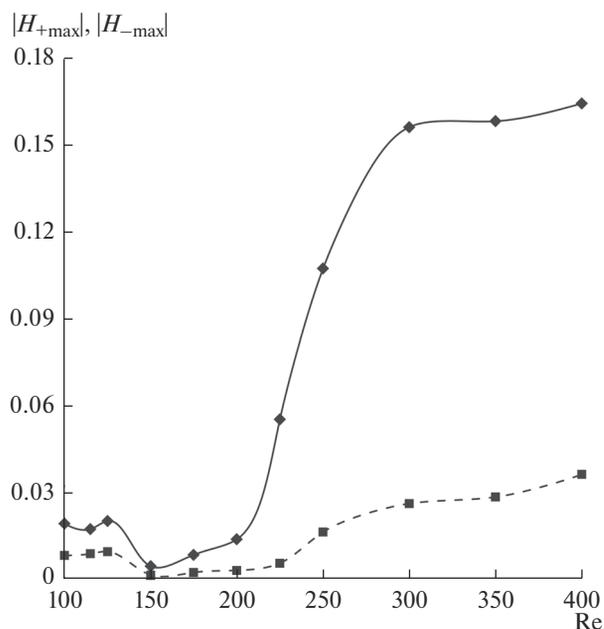


Рис. 6. Изменение амплитуд положительной (сплошная линия) и отрицательной (пунктир) составляющей спиральности в зависимости от числа Рейнольдса [21].

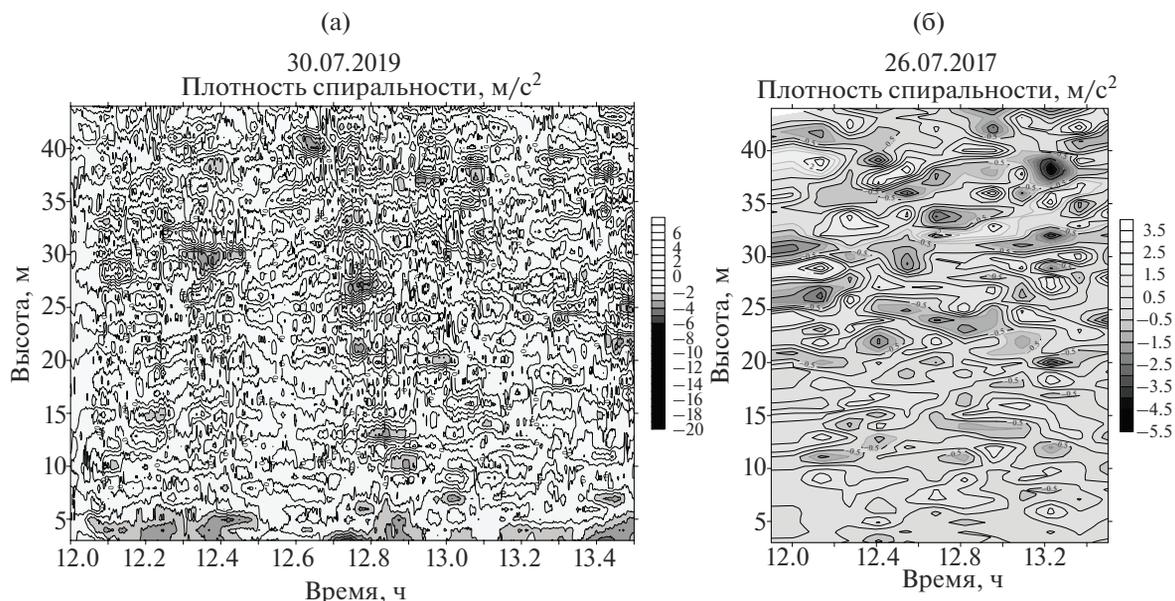


Рис. 7. Плотность спиральности стриков, м/с^2 . Содарные измерения, Цимлянск, а) 30 июля 2019 г., б) 26 июля 2017 г. Параметр осреднения – 5 мин.

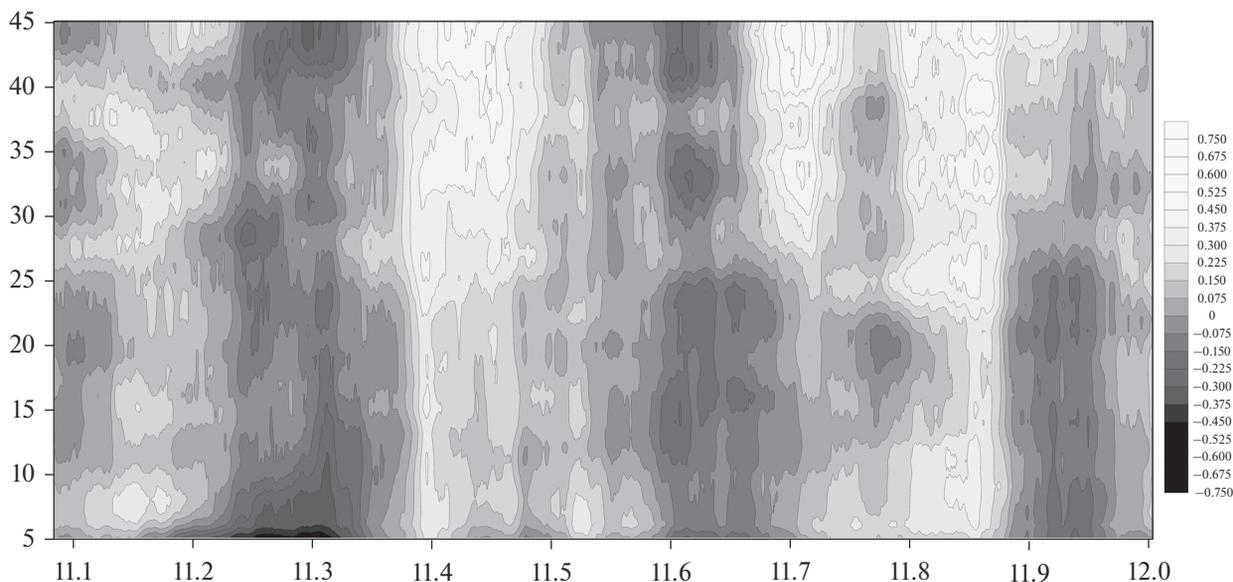


Рис. 8. Вертикальное поле скорости для часовой записи, выполненной минисодаром приземного слоя от 23 июля 2018 г. (Цимлянская научная станция (ЦНС), 11.00–12.00) с 5-минутным осреднением [51].

ты показывают, что в области малых частот спектр имеет наклон, близкий к -1 , что также наблюдалось в [55]; при увеличении частоты спектр имеет наклон, близкий к $-5/3$. Наклон -1 связан с развитием стриков [30] в АПС.

Распределение плотности спиральности по высоте показано на рис. 13, видно, что диапазон изменения спиральности для термической конвекции в этих характерных случаях равен примерно $0.2\text{--}2.2 \text{ м/с}^2$.

Термическая конвекция

Термическая конвекция четко детектируется 27 июля 2018 г. (рис. 12а) и 31 июля 2019 г. (рис. 12б).

Термики

Отдельные термики хорошо визуализируются для данных, полученных в Калмыкии 23 и 24 июля

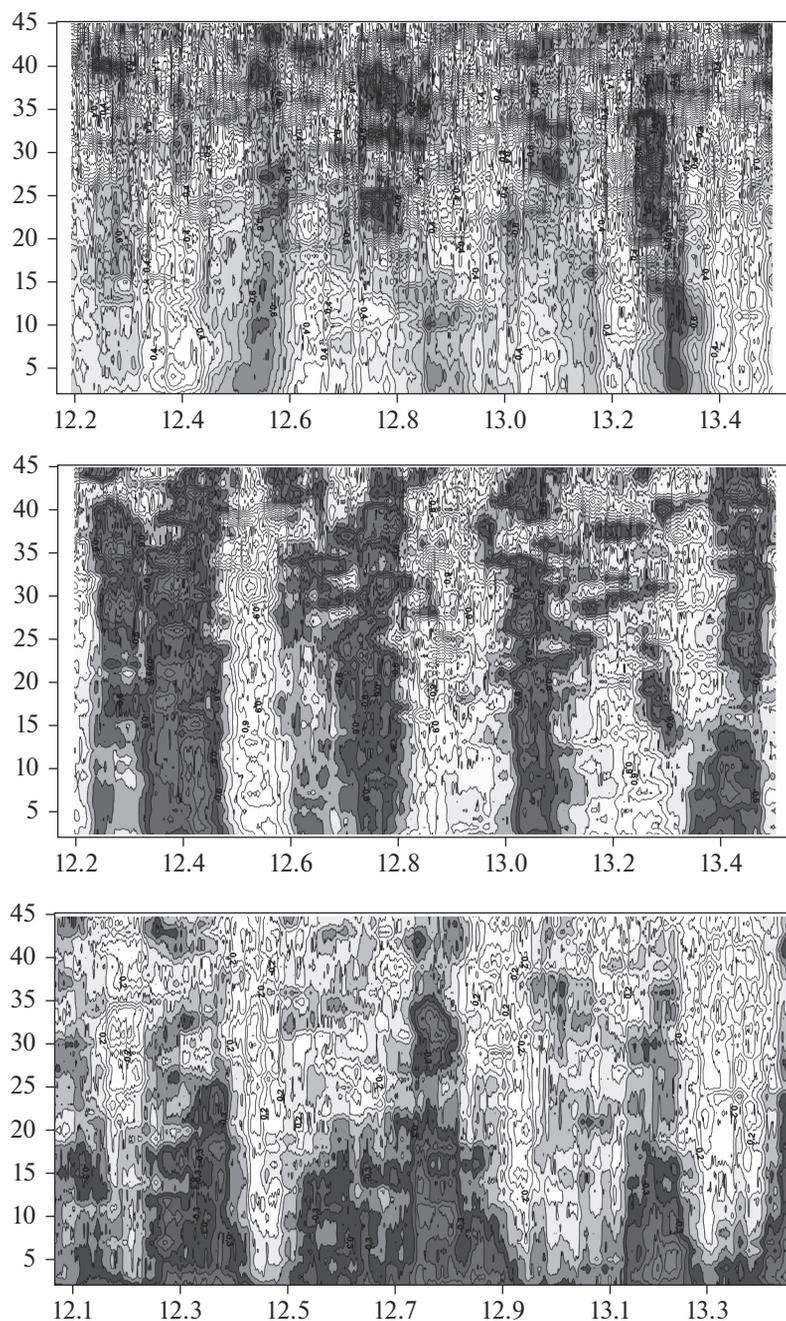


Рис. 9. Компоненты скорости (U , V , W) от 26.07.2017 (ЦНС, 12.00–13.30) по данным минисодара. Горизонтальные компоненты с 4-минутным осреднением за вычетом 12-минутного среднего. Вертикальная компонента (нижний график) – 4-минутное осреднение [51].

2016 г. (рис. 14а, 14б). Распределение плотности спиральности по высоте показано на рис. 15: диапазон изменения спиральности для отдельных термиком равен примерно $0.4\text{--}1.4\text{ м/с}^2$.

Полярные мезоциклоны

ПМЦ в основном формируются в Арктической области и способны за период своего суще-

ствования проходить около 100 км, достигая побережья материка. Рассмотрим случаи ПМЦ, наблюдаемые над Норвежским и Баренцевым морями в период с 27 по 31 марта 2013 г. Оценка плотности спиральности ПМЦ по данным реанализа составляет примерно $0.04\text{--}0.14\text{ м/с}^2$; по результатам численного моделирования – $0.1\text{--}0.45\text{ м/с}^2$ (рис. 16).

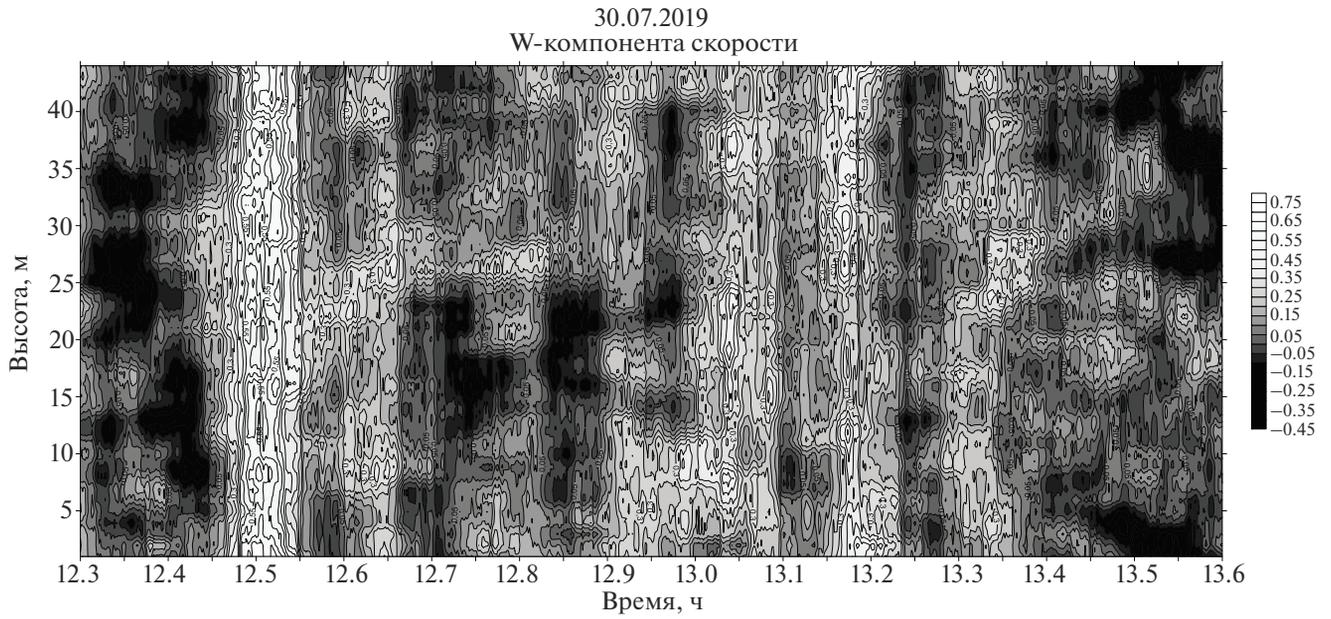


Рис. 10. Вертикальное поле скорости для часовой записи, выполненной минисодаром приземного слоя от 30 июля 2019 г. (Цимлянская научная станция (ЦНС) с 4-минутным осреднением.

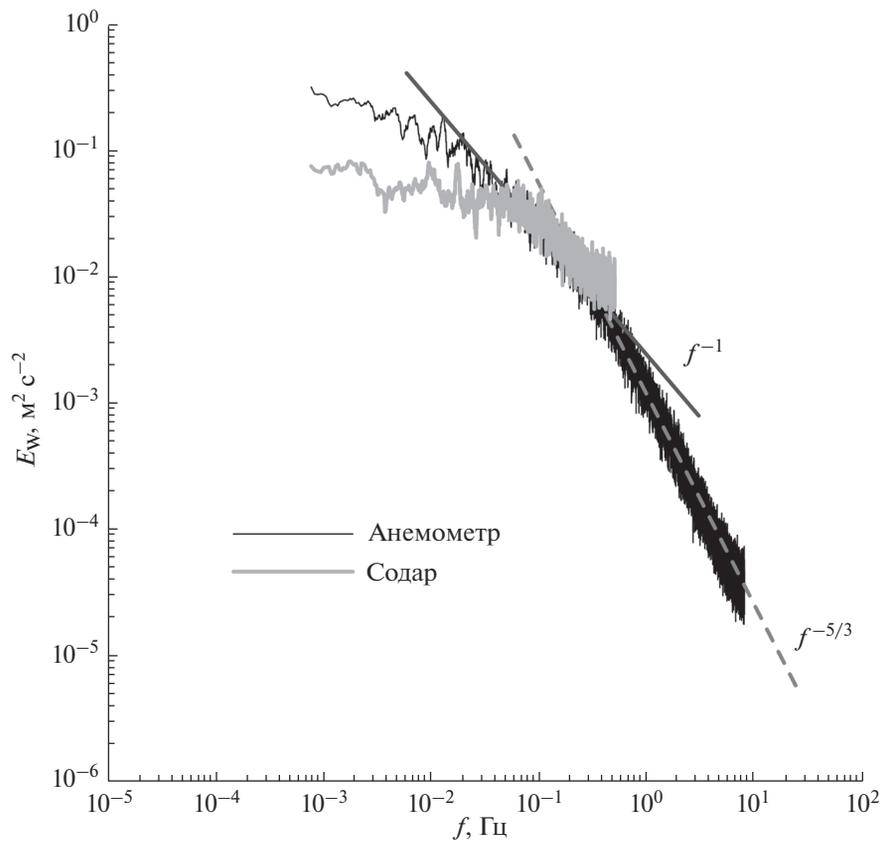


Рис. 11. Частотный спектр вертикальной компоненты скорости w . Цимлянск, 30 июля 2019 г.

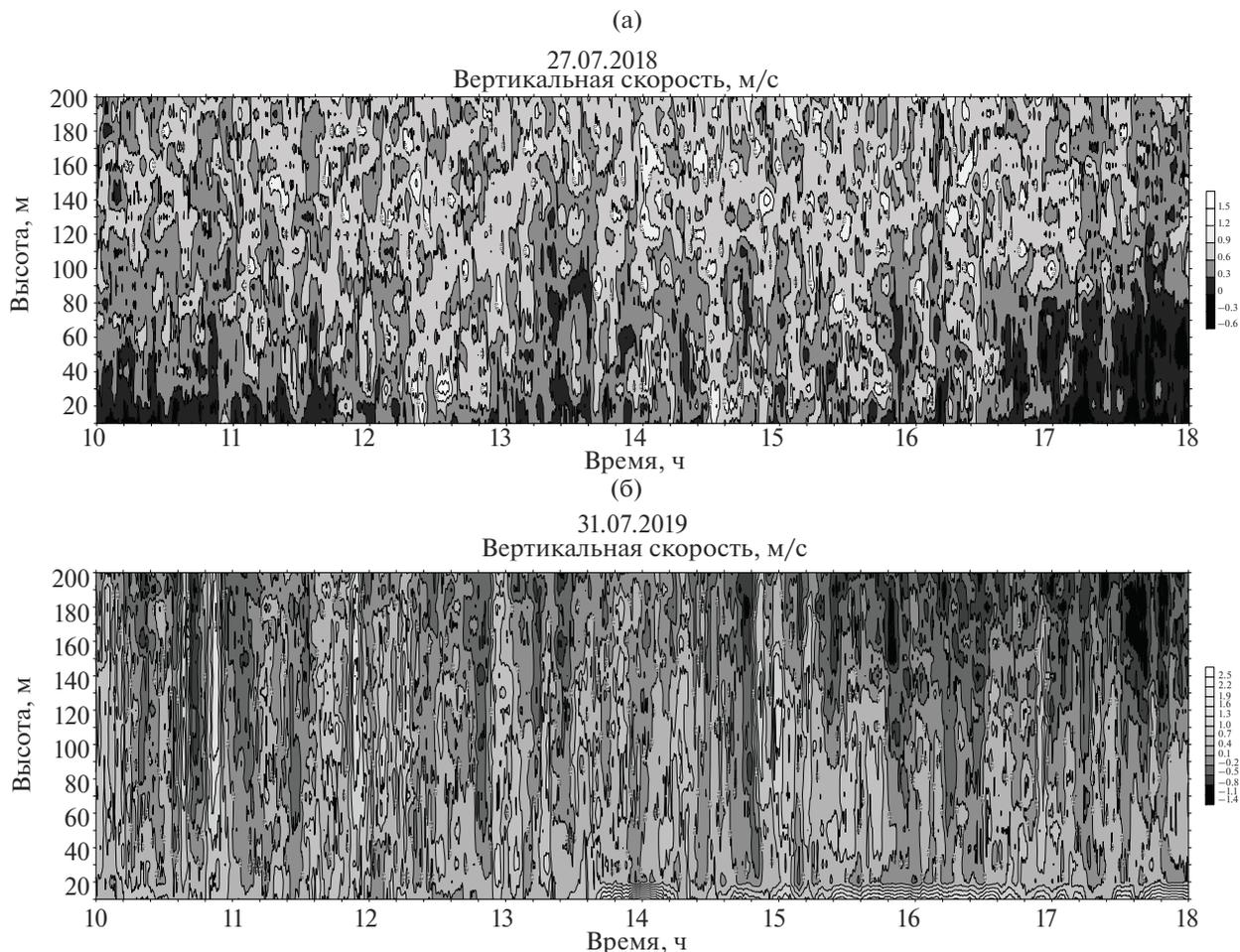


Рис. 12. Распределение вертикальной скорости по высоте, м/с. Содарные измерения, Цимлянск, (а) 27 июля 2018 г., (б) 31 июля 2019 г. Параметр осреднения – 4 мин.

5. ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

Измерение турбулентной спиральности, ротора (вихря) скорости и получение данных о спектрах ранее проводилось в ИФА РАН с использованием акустического фазового метода [56–58], предполагающего измерения циркуляции скорости по замкнутому контуру. Отметим также данные измерений турбулентности и вертикальных токов в АПС [59]. В [55] получены значения турбулентной спиральности, примерно равные 0.02 – 0.03 м/с². В эксперименте 2012 г. для измерения ротора скорости, спиральности и потенциального вихря была использована установка, состоявшая из четырех акустических анемометров, размещенных в вершинах прямоугольного тетраэдра, горизонтальное основание которого представляло собой прямоугольный треугольник с равными катетами, а верхняя точка тетраэдра находилась точно над вершиной прямого угла. Методика расчета подробно описана в [60]. Источники и стоки турбулентной спиральности – суперспиральность,

сила Кориолиса, термическая стратификация, – а также знак турбулентной спиральности и его зависимость от локальных метеорологических условий детально исследованы в [4].

Данные эксперимента 2012 г. в [60] сравнивались с измеренными содарами значениями. На рис. 17 приведены результаты измерения турбулентной спиральности с усреднением 15 мин, и данные акустического зондирования с усреднением 10 мин. Турбулентная спиральность измерялась в приземном слое – до высоты 10 м, спиральность поля скорости, вычисленная по данным акустического зондирования, усреднена в слое до 70 м. Видна хорошая корреляция в вечерние часы (коэффициент корреляции с 20:00 до 21:00 ч равен 0.784), при отсутствии конвекции. В утренние часы временной ход обеих измеренных спиральностей хорошо коррелирует между собой, но амплитудные значения не совпадают, вероятнее всего за счет развивающихся конвективных движений – термиком.

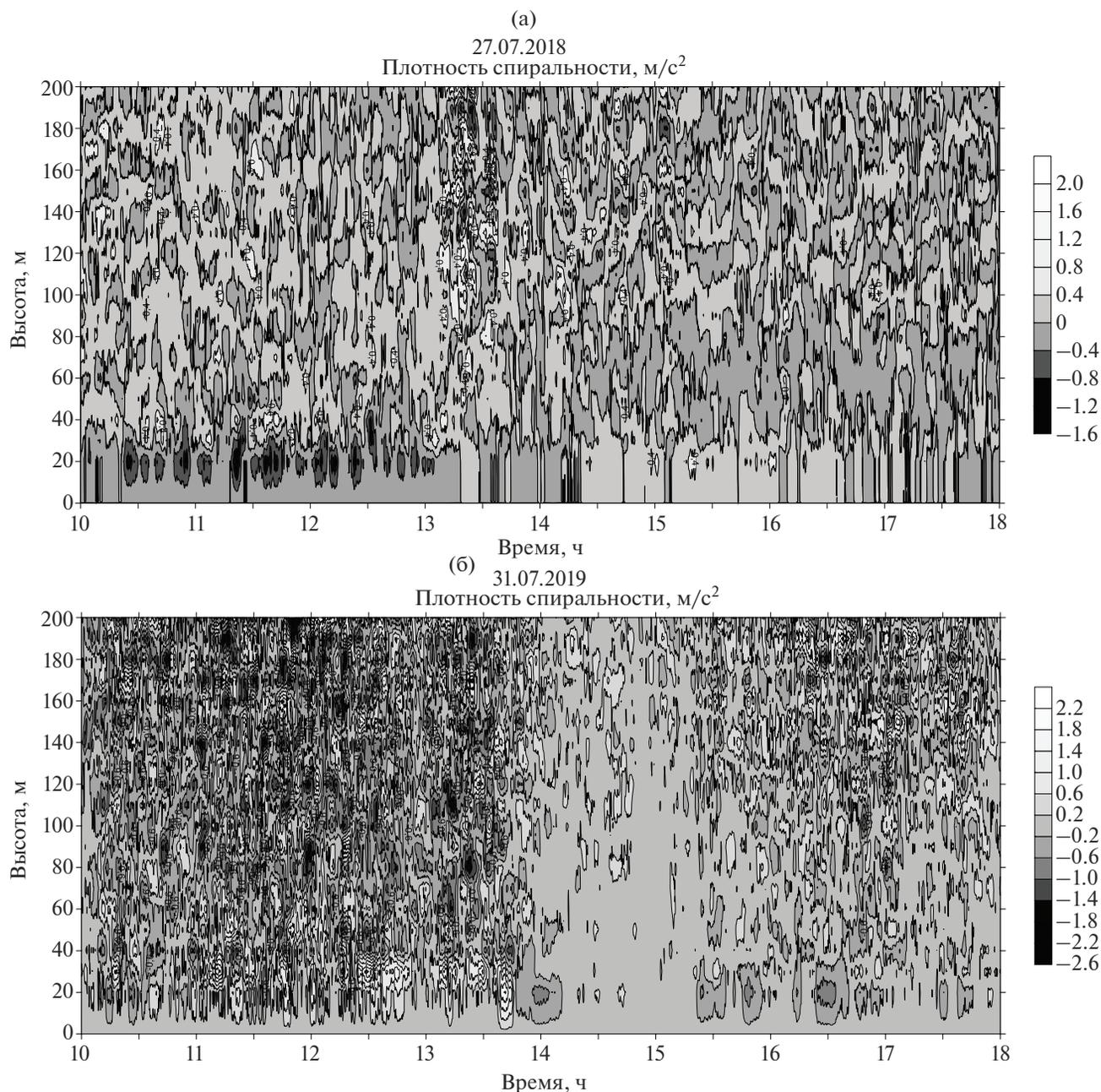


Рис. 13. Распределение плотности спиральности по высоте, м/с^2 . Содарные измерения, Цимлянск, (а) 27 июля 2018 г., (б) 31 июля 2019 г. Параметр осреднения компонент скорости ветра – 4 мин.

Значение турбулентной спиральности по данным измерений с учетом 15 минутного осреднения – примерно $0.01\text{--}0.1 \text{ м/с}^2$.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем исследовании получены зависимости плотности спиральности от вида циркуляционных структур АПС. Уточнены и дополнены данные, представленные в [6]. Показаны спектры

крупномасштабной турбулентности в момент интенсивного развития когерентных структур небольшого масштаба – стриков. Все результаты исследования отображены на итоговом графике (рис. 18).

По результатам численного моделирования для роллов средняя спиральность составляет приблизительно $0.02\text{--}0.08 \text{ м/с}^2$, по результатам моделирования в квазидвумерной модели с перебором всех возможных чисел Рейнольдса – $0.01\text{--}0.16 \text{ м/с}^2$; по

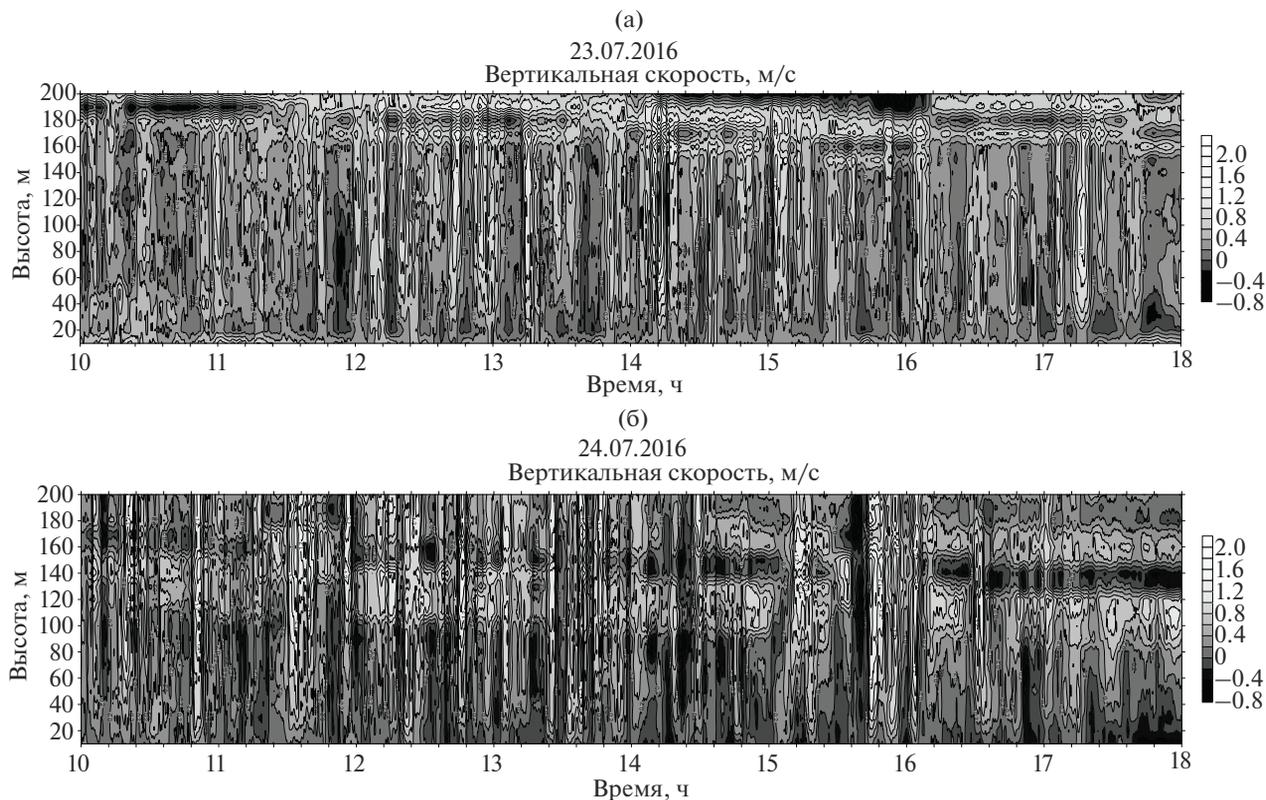


Рис. 14. Распределение вертикальной скорости по высоте, м/с. Содарные измерения, Калмыкия, (а) 23 июля 2016 г., (б) 24 июля 2016 г. Параметр осреднения – 4 мин.

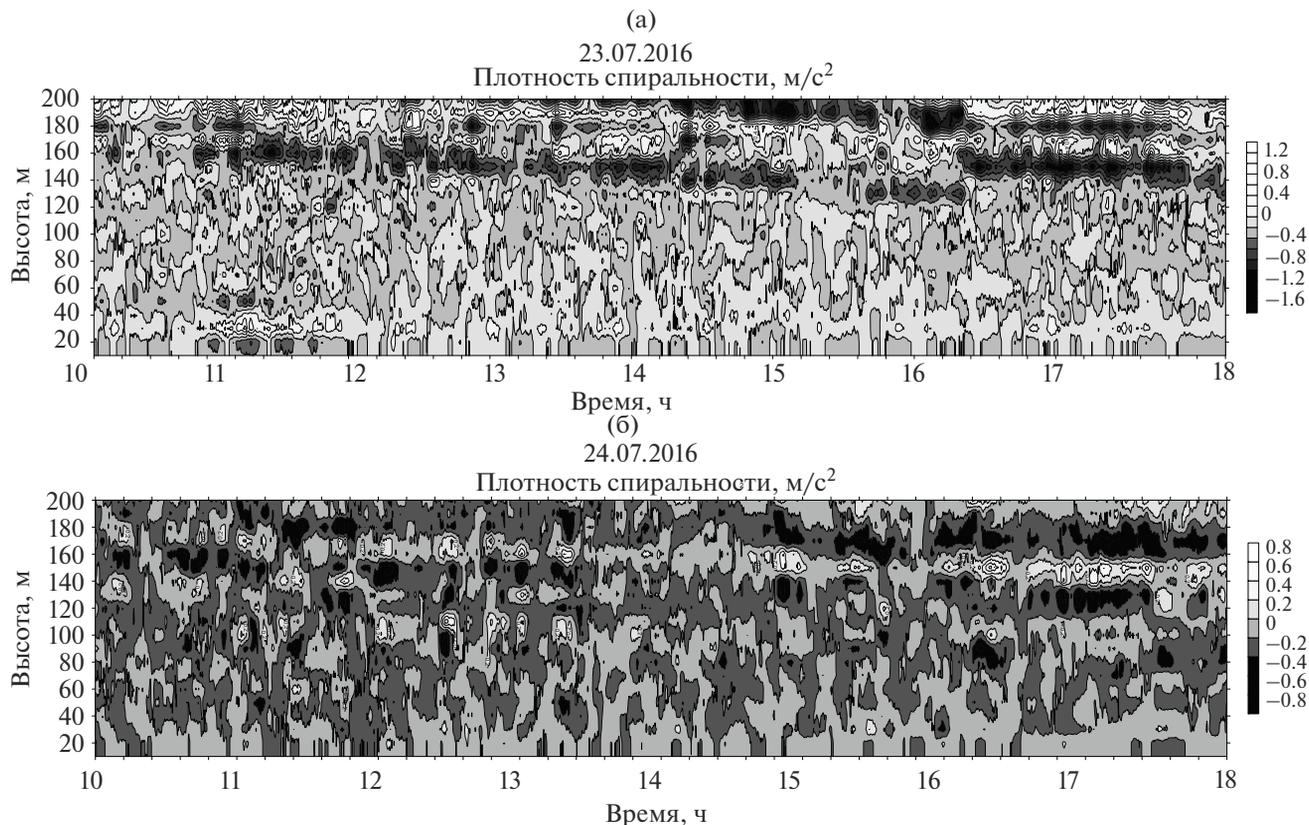


Рис. 15. Распределение плотности спиральности по высоте, м/с^2 . Содарные измерения, Калмыкия, (а) 23 июля 2016 г., (б) 24 июля 2016 г. Параметр осреднения компонент скорости ветра – 4 мин.

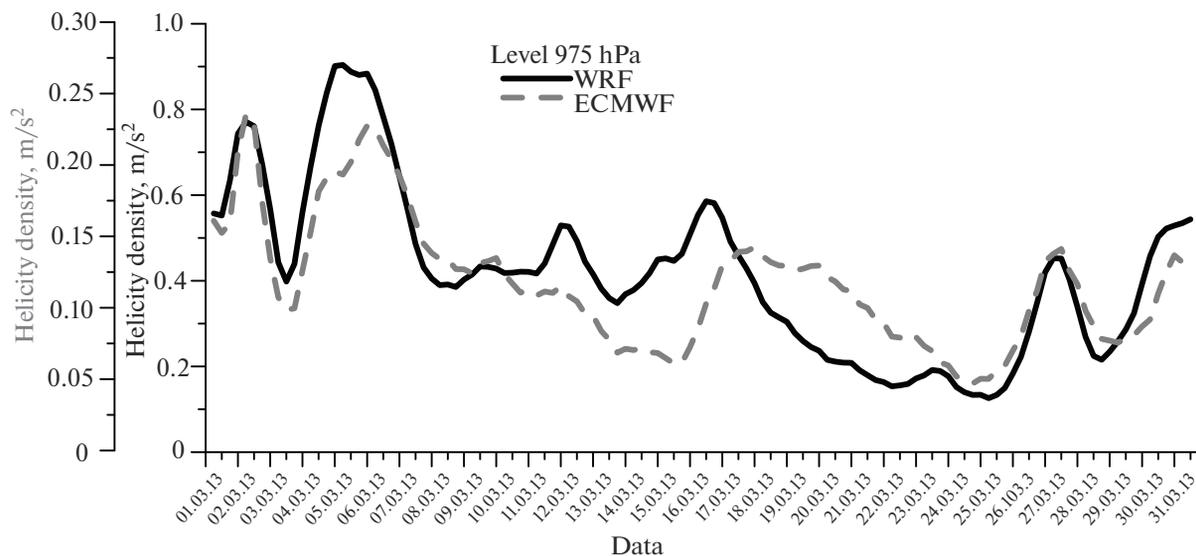


Рис. 16. Временной ход оцененных значений плотности спиральности по данным ECMWF и по результатам WRF на примере полярных мезоциклонов 27–31 марта, 2013. Уровень 975 гПа.

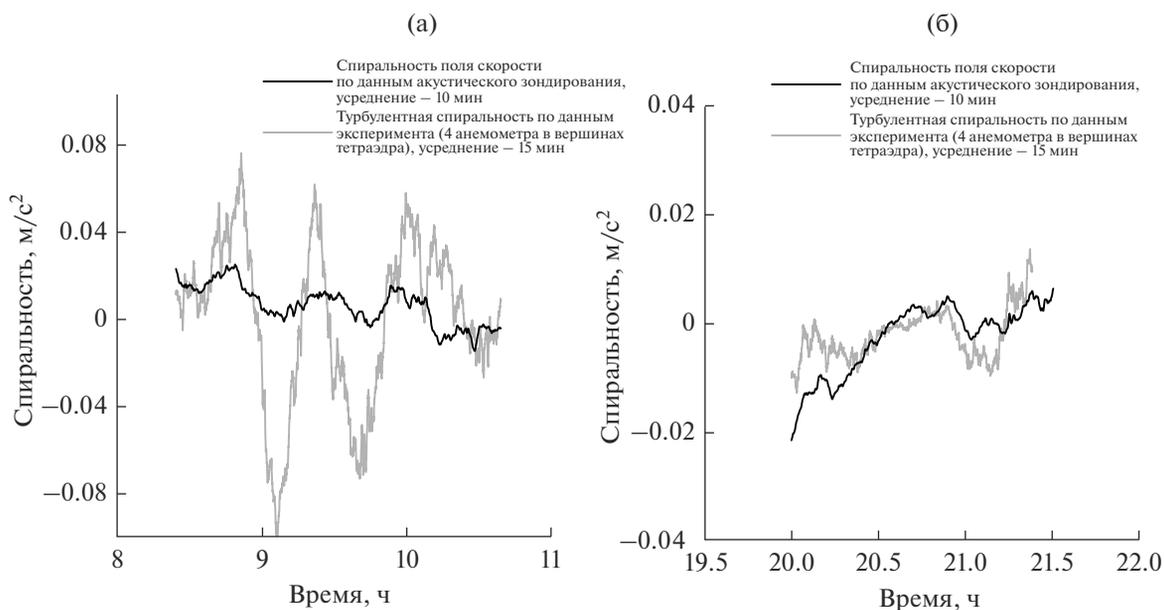


Рис. 17. Турбулентная спиральность и спиральность по данным акустического зондирования, Цимлянск, 8 августа 2012. (а) – утро, (б) – вечер.

результатам экспериментальных наблюдений – $0.02\text{--}0.06\text{ м/с}^2$. Плотность спиральности стриков по результатам экспериментальных исследований – $0.5\text{--}4\text{ м/с}^2$; полярных мезоциклонов по данным реанализа – $0.04\text{--}0.14\text{ м/с}^2$; по результатам численного моделирования – $0.1\text{--}0.45\text{ м/с}^2$; низкоуровневых струйных течений по результатам экспериментальных измерений – $0.2\text{--}0.8\text{ м/с}^2$; термической конвекции по данным эксперимен-

тальных измерений – $0.1\text{--}1.4\text{ м/с}^2$; турбулентной спиральности – $0.01\text{--}0.1\text{ м/с}^2$; вращающихся термиков, “пыльных вихрей” и тайфунов по различным сторонним оценкам – $0.01, 10\text{ и }0.1\text{ м/с}^2$ соответственно.

Авторы выражают особую признательность Голицыну Г.С. за проявленный интерес к работе и конструктивные замечания, за постоянную поддержку настоящего исследования. Авторы

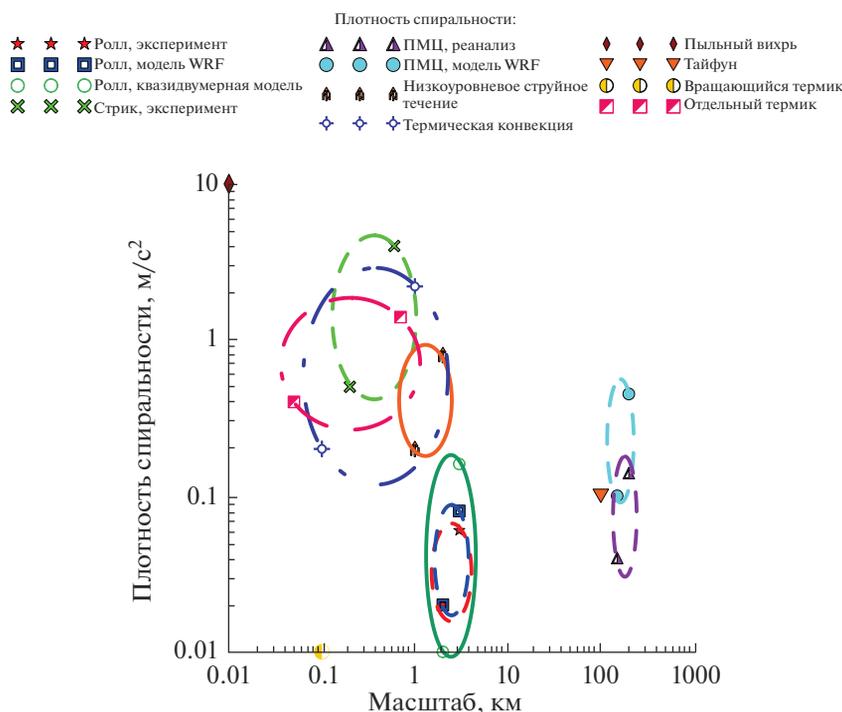


Рис. 18. Оценки плотности спиральности для различных циркуляционных структур АПС.

глубоко благодарны В.Ф. Крамару, Р.Д. Кузнецову, В.С. Люлюкину, Д.А. Зайцевой, Д.Д. Кузнецову, Е.А. Шишову за совместное участие в полевых измерениях и предоставленные экспериментальные данные. Отдельно хочется поблагодарить В.А. Безверхнего и Л.О. Максименкова за постоянную помощь и консультации по вопросам обработки данных и моделирования.

Статью хотелось бы посвятить памяти Бориса Михайловича Копрова, чей неизменный интерес к исследованию атмосферного пограничного слоя, неиссякаемый оптимизм, точность и энтузиазм при проведении экспериментов внесли большой вклад в развитие работ по турбулентности и спиральности.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ: проекты №№ 19-05-01008, 18-35-00600, 17-05-01116.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Moffatt H.K., Tsinober A.* Helicity in laminar and turbulent flow // *Annu. Rev. Fluid Mech.* 1992. Т. 24. № 1. С. 281–312.
2. *Гледзер Е.Б., Чхетиани О.Г.* Обратный каскад энергии в развитой турбулентности при нарушении симметрии спиральных мод. // *Письма в ЖЭТФ.* 2015. Т. 102. № 7. С. 521–529.
3. *Chkhetiani O.G., Gledzer E.B.* Helical turbulence with small-scale energy and helicity sources and external intermediate scale noises as the origin of large scale generation // *Phys. A.* 2017. Т. 486. С. 416–433.
4. *Chkhetiani O.G., Kurgansky M.V., Vazaeva N.V.* Turbulent Helicity in the Atmospheric Boundary Layer // *Boundary-Layer Meteorology.* 2018. V. 168. P. 361–385.
5. *Chou S.H., Ferguson M.P.* Heat fluxes and roll circulations over the western Gulf Stream during an intense cold-air outbreak. // *Boundary-Layer Meteorology.* 1991. V. 55 № 3. P. 255–281.
6. *Чижелски Р.* Параметризация турбулентности в потоках со спиральностью // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 1999. Т. 35. № 2. С. 174–188.
7. *Etling D.* Some aspects of helicity in atmospheric flows // *Beitraege zur Physik der Atmosphaere.* 1985. Т. 58. № 1. С. 88–100.
8. *Zhemin Tan, Rongsheng Wu.* Helicity dynamics of atmospheric flow // *Adv. Atmos. Sci.* 1994. Т. 11. № 2. С. 175–188.
9. *Etling D., Brown R.A.* Roll vortices in the planetary boundary layer. A review. // *Boundary-Layer Meteorology.* 1993. V. 65. № 3. P. 215–248.
10. *Михайлова Л.А., Орданович А.Е.* Моделирование двумерных упорядоченных вихрей в пограничном слое атмосферы // *Метеорология и гидрология.* 1988. № 11. С. 29–42.
11. *Weckwerth T.M., Wilson J.W., Wakimoto R.M., Crook N.A.* Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics // *Mon. Weather Rev.* 1997. V. 125. № 4. P. 505–526.

12. *Young G.S., Kristovich D.A.R., Hjelmfelt M.R., Foster R.C.* Supplement to rolls, streets, waves, and more // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2002. V. 83. № 7. P. 1001–1001.
13. *Foster R.* Signature of large aspect ratio roll vortices in synthetic aperture radar images of tropical cyclones // *Oceanography*. 2013. V. 26. № 2. P. 58–67.
14. *Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О.* Организованная валиковая циркуляция и перенос минеральных аэрозолей в атмосферном пограничном слое // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 2. С. 17–31.
15. *Chou S.H., Atlas D.* Satellite estimates of ocean-air heat fluxes during cold air outbreaks // *Mon. Weather Rev.* 1982. V. 110. № 10. P. 1434–1450.
16. *Hein P.F., Brown R.A.* Observations of longitudinal roll vortices during arctic cold air outbreaks over open water // *Boundary-Layer Meteorology*. 1988. V. 45. № 1–2. P. 177–199.
17. *Brümmer B.* Roll and cell convection in wintertime arctic cold-air outbreaks // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. № 15. P. 2613–2636.
18. *Brown R.A.* Longitudinal instabilities and secondary flows in the planetary boundary layer // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1980. V. 18. № 3. P. 683–697.
19. *Stensrud D.J., Shirer H.N.* Development of boundary layer rolls from dynamic instabilities // *J. Atmos. Sci.* 1988. V. 45. № 6. P. 1007–1019.
20. *Dubos T., Barthlott C., Drobinski P.* Emergence and secondary instability of Ekman layer rolls // *J. Atmos. Sci.* 2008. V. 65. № 7. P. 2326–2342.
21. *Drobinski P., Carlotti P., Redelsperger J.-L., Banta R., Masson V., Newsom R.* Numerical and experimental investigation of the neutral atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64. P. 137–156.
22. *Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Шестакова Л.В., Максименков Л.О.* Нелинейное развитие структур в экмановском слое // *Вычисл. мех. сплош. сред.* 2017. Т. 10. № 2. С. 197–211.
23. *Anderson P.S.* Fine-scale structure observed in a stable atmospheric boundary layer by sodar and kite-borne tethered sonde // *Boundary-Layer Meteorology*. 2003. V. 107. № 2. P. 323–351.
24. *Mason P., Thomson D.* Large-eddy simulations of the neutral-static-stability planetary boundary layer. // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1987. V. 113. № 476. P. 413–443.
25. *Lin C.-L., McWilliams J., Moeng C.-H., Sullivan P.* Coherent structures and dynamics in a neutrally stratified planetary boundary layer flow // *Phys. Fluids*. 1996. V. 8. P. 2626–2639.
26. *Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Мацкевич М.К.* Измерение компонент завихренности в нижнем 300-метровом слое атмосферы // *Изв. РАН Физика атмосферы и океана*. 1996. Т. 32. № 3. С. 323–328.
27. *Шишов Е.А., Копров Б.М., Копров В.М.* Статистические характеристики пространственно-временной изменчивости направления ветра в приземном слое // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 1. С. 23–28.
28. *Hibino K., Ishikawa H., Ishioka K.* Effect of a capping inversion on the stability of an Ekman boundary layer // *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II*. 2012. V. 90. № 2. P. 311–319.
29. *Foster R.C.* Structure and energetics of optimal Ekman layer perturbations // *J. Fluid Mech.* 1997. V. 333. P. 97–123.
30. *Чхетиани О.Г., Вазаева Н.В.* Об алгебраических возмущениях в атмосферном пограничном слое // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 5. С. 62–75.
31. *Skamarock W.C. et al.* A description of the Advanced Research WRF Version 3. // *NCAR Techn. Note—475 + STR*. June 2008. 125 p.
32. *Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д.* Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM. 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. С. 94–135.
33. *Coleman G.N., Ferziger J.H., Spalart P.R.* A numerical study of the turbulent Ekman layer // *J. Fluid Mech.* 1990. V. 213. P. 313–348.
34. *Coleman G.N., Ferziger J.H., Spalart P.R.* A numerical study of the convective boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 1994. V. 70. № 3. P. 247–272.
35. *Deusebio E., Lindborg E.* Helicity in the Ekman boundary layer // *J. Fluid Mech.* 2014. V. 755. P. 654–671.
36. *Moeng C.H. et al.* Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model // *Mon. Weather Rev.* 2007. V. 135. № 6. P. 2295–2311.
37. *Ito J., Niino H., Nakanishi M.* Large eddy simulation on dust suspension in a convective mixed layer // *SOLA*. 2010. V. 6. P. 133–136.
38. *Ching J. et al.* Convectively induced secondary circulations in fine-grid mesoscale numerical weather prediction models // *Mon. Weather Rev.* 2014. V. 142. № 9. P. 3284–3302.
39. *Zhang Y., Hu R., Zheng X.* Large-scale coherent structures of suspended dust concentration in the neutral atmospheric surface layer: A large-eddy simulation study // *Phys. Fluids*. 2018. V. 3. № 4. P. 046601.
40. *Salesky S.T., Chamecki M., Bou-Zeid E.* On the nature of the transition between roll and cellular organization in the convective boundary layer // *Boundary-layer meteorology*. 2017. V. 163. № 1. P. 41–68.
41. *Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Петенко И.В.* Реализация идей А.М. Обухова о наземном дистанционном зондировании нижней тропосферы акустическими и электромагнитными волнами // Г.С. Голицын, И.И. Мохов, С.Н. Куличков, М.В. Курганский, О.Г. Чхетиани (Ред.) “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”. Труды международной конференции, посвященной памяти А.М. Обухова, Москва, 13–16 мая 2013 г. М: ГЕОС, 2014. С. 593–620.
42. *Crescenti G.H.* A look back on two decades of Doppler sodar comparison studies // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* V. 78. № 4. 1997. С. 651–673.
43. *Coulter R.L., Kallistratova M.A.* The role of acoustic sounding in a high technology era // *Meteorol. Atmos. Phys.* 1999. V. 71. № 1–2. P. 3–13.

44. *Emeis S.* Surface-Based Remote Sensing of the Atmospheric Boundary Layer (Chapter 3) // *Atmos. Oceanogr. Sci. Library*. Springer, 2011. V. 40.
45. *Anderson P.S., Ladkin R.S., Renfrew I.A.* An autonomous Doppler sodar wind profiling system // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2005. V. 22. № 9. P. 1309–1325.
46. *Kallistratova M.A., Kouznetsov R.D., Kramar V.F., Kouznetsov D.D.* Profiles of vertical wind speed variances within nocturnal low-level jets observed with a sodar // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2013. V. 30. № 9. P. 1970–1977.
47. *Гранберг И.Г., Крамар В.Ф., Кузнецов Р.Д., Чхетиани О.Г., Каллистратова М.А., Куличков С.Н., Артамонова М.С., Кузнецов Д.Д., Перепелкин В.Г., Погарский Ф.А.* Исследование пространственной структуры атмосферного пограничного слоя сетью доплеровских содаров // *Изв. РАН. ФАО*. 2009. Т. 45. № 5. С. 579–587.
48. *Кузнецов Р.Д.* Акустический локатор ЛАТАН-3 для исследований атмосферного пограничного слоя // *Оптика атмосферы и океана*. 2007. Т. 20. № 8. С. 749–753.
49. *Kouznetsov R.D.* The multi-frequency sodar with high temporal resolution // *Meteorologische Zeitschrift*. 2009. V. 18. № 2. P. 169–173.
50. *Yagi A., Inagaki A., Kanda M., Fujiwara C., Fujiyoshi Y.* Nature of streaky structures observed with a doppler lidar // *Boundary-layer meteorology*. 2017. V. 163. № 1. P. 19–40.
51. *Крамар В.Ф., Чхетиани О.Г., Вазаева Н.В., Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Куличков С.Н., Люлюкин В.С., Кузнецов Д.Д.* Сodar для исследований микроструктуры приземного слоя атмосферы. “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”. Международная конференция, посвященная столетию со дня рождения акад. А.М. Обухова. Москва. 16–18 мая 2018 г. Сборник трудов. Москва: Физматкнига, 2018. С. 238–249.
52. *Doubrawa P., Muñoz-Esparza D.* Simulating Real Atmospheric Boundary Layers at Gray-Zone Resolutions: How Do Currently Available Turbulence Parameterizations Perform? // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 4. P. 345.
53. *Курганский М.В.* О связи между спиральностью и потенциальным вихрем в сжимаемой вращающейся жидкости // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1989. Т. 25. № 12. С. 1326–1329.
54. *Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Кузнецов Р.Д., Каллистратова М.А., Крамар В.Ф., Люлюкин В.С., Кузнецов Д.Д.* Оценка спиральности в атмосферном пограничном слое по данным акустического зондирования // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 2. С. 174–186.
55. *Копров Б.М., Копров В.М., Пономарев В.М., Чхетиани О.Г.* Измерение турбулентной спиральности и ее спектра в пограничном слое атмосферы // *Докл. АН*. 2005. Т. 403. № 5. С. 627–630.
56. *Бовшверов В.М., Гурвич А.С., Кочетков А.Н., Ломадзе С.О.* Измерение частотного спектра мелкомасштабной циркуляции скорости в турбулентном потоке // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1971. Т. 7. № 4. С. 371–376.
57. *Koprov B.M., Azizyan G.V., Kalugin V.V.* Spectra of velocity circulation in the surface layer of the atmosphere // *Topics in Micrometeorology. A Festschrift for Arch Dyer*. Dordrecht: Springer, 1988. С. 137–143.
58. *Новиков Е.А.* Поток вихря // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1972. Т. 8. № 7. С. 759–762.
59. *Воронцов П.А.* Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 295 с.
60. *Копров Б.М., Копров В.М., Курганский М.В., Чхетиани О.Г.* Спиральность и потенциальный вихрь в приземной турбулентности // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 6. С. 637–647.

Helicity and Turbulence in the Atmospheric Boundary Layer

N. V. Vazaeva^{1, 2, *}, O. G. Chkhetiani¹, M. V. Kurgansky¹, and M. A. Kallistratova¹

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Pyzhevskiy per., 3, Moscow, 119017 Russia*

²*Bauman Moscow State Technical University, 2-ya Baumanskaya ul., 5/1, Moscow, 105005 Russia*

*e-mail: vazaevanv@ifaran.ru

Helicity is inherent in many circulation movements and structures in the atmospheric boundary layer (ABL) and is continuously reproduced due to the combined action of the Earth’s rotation and friction. This fact is closely related to the phenomena of the reverse cascade and large-scale restructuring of the flows. The helicity factor requires its correct consideration when constructing atmospheric models. Accordingly, the knowledge of the helicity distribution in the ABL and its relationship with dynamic atmospheric processes is required. In this study, the helicity of the circulation structures of various spatial and temporal scales in the ABL is determined from the field measurements. A qualitative and quantitative comparison with the observed values is carried out based on the results of numerical simulations. We use here a quasi-two-dimensional model and a mesoscale atmospheric non-hydrostatic model WRF-ARW, in particular, WRF-LES. A good agreement with the observed spatial distributions of circulation movements has been obtained. The relationship between the turbulent characteristics and helicity of the structures is shown. A comparison of the helicity estimates for circulating structures of various scales in ABL and free atmosphere has been made.

Keywords: atmospheric boundary layer, mesoscale circulation, streaks, thermals, helicity, turbulence, instability, numerical simulation

УДК 551.581.1, 551.515.6, 551.588.7

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛООВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ НА КЛИМАТ ГОРОДА (ОЦЕНКИ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ COSMO-CLM)

© 2021 г. А. С. Гинзбург^{a, *}, С. А. Докукин^{a, b}

^aИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*E-mail: gin@ifaran.ru

Поступила в редакцию 10.08.2020 г.

После доработки 28.08.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Известно, что большие города и городские агломерации не только вносят решающий вклад в рост содержания парниковых газов в атмосфере, но и в значительной мере формируют свой собственный климат путем трансформации подстилающей поверхности урбанизированных территорий, а также теплового, газового и аэрозольного загрязнений городского пограничного слоя атмосферы. Наиболее сильным проявлением влияния города на локальные и региональные климатические процессы является тепловое загрязнение атмосферы, создаваемое антропогенными потоками тепла, формирующимися в первую очередь за счет энергопотребления городского хозяйства. В настоящей работе подводятся результаты работы авторов по моделированию влияния антропогенных потоков тепла (теплового загрязнения городской атмосферы) на климатические характеристики городских агломераций с помощью мезомасштабной климатической модели COSMO-CLM в рамках проекта РНФ “Анализ влияния региональных изменений климата на энергопотребление городского хозяйства российских мегаполисов”.

Ключевые слова: климат города, тепловое загрязнение, остров тепла, мезомасштабные климатические модели

DOI: 10.31857/S0002351521010053

ВВЕДЕНИЕ

В современном мире подавляющая часть энергии, получаемой за счет использования ископаемого топлива, расходуется на территории городских агломераций. Поскольку вся использованная в городах энергия превращается в тепло, результатом является повышение температуры поверхности и приземного воздуха, а также тепловое загрязнение пограничного слоя атмосферы. Основным фактором воздействия городов на мезомасштабные атмосферные и климатические процессы являются антропогенные потоки тепла (АПТ), обусловленные всеми видами источников тепловой энергии на урбанизированных территориях – от промышленности и отопления до метаболизма жителей.

Начиная с середины XX в. стали появляться фундаментальные работы по исследованию формирования климата города и роли антропогенных потоков тепла в этом процессе. В первую очередь надо отметить монографию Г. Ландсберга, опубликованную в США в 1981 г. и вышедшую в русском переводе в 1983 г. [1], и вышедшую ранее монографию П. Кратцера [2]. Важный вклад в ис-

следование городского климата внесли статьи и монографии Т. Оке, опубликованные за последние полвека, из которых отметим одну из его первых статей [3] и монографию 2017 г. [4]. Во второй половине прошлого столетия доминировал феноменологический подход к описанию климата отдельных крупнейших городов мира. С начала XXI в. на первый план выходят работы по численному моделированию городского климата и его изменений на фоне глобального потепления.

Для оценки влияния теплового загрязнения атмосферы на климат городских агломераций очень важно понимать, что вырабатываемое в процессе производства и потребления энергии тепло является климатически активной примесью. Примерно полвека назад была опубликована одна из первых работ по исследованию критических проблем окружающей среды [5]. В отчете рабочей группы Келлога про тепловое загрязнение сказано, что к 2000 г. производство тепловой энергии вряд ли скажется на глобальных изменениях климата, но по мере роста производства тепловой энергии тепловое загрязнение может создавать региональные климатические эффекты. Динамика климата городов за

последние десятилетия полностью подтвердила этот прогноз.

На рубеже тысячелетий появился ряд работ по систематизации методов оценки теплового загрязнения атмосферы. В первые годы XXI в. внимание этому вопросу уделили и лауреаты Большой золотой медали им. М.В. Ломоносова РАН 2019 г. акад. Г.С. Голицын [6] и иностранный член РАН, лауреат Нобелевской премии П. Крутцен [7]. Статья Г.С. Голицына с соавторами из Центральной аэрологической обсерватории и Гидрометцентра Росгидромета РФ посвящена одному из наиболее сложных методов оценки характеристик городского острова тепла — с помощью дистанционного зондирования.

В течение многих лет в журнале *Atmospheric Environment* в специальной рубрике *New Directions* публикуются колонки приглашенных авторов о последних прорывных, спорных или спекулятивных проблемах всех аспектов атмосферных наук. В такой колонке в 2004 г. П. Крутцен, судя по всему, впервые четко сформулировал тезис о том, что тепловое загрязнение является таким же климатообразующим фактором, как и выбросы аэрозоля и парниковых газов.

В последние десятилетия появился целый набор так называемых мезомасштабных (локальных) моделей, описывающих основные метеорологические и климатические процессы в масштабах городских агломераций. Обзор антропогенного воздействия на климат урбанизированных территорий представлен, например, в [8, 9] и других публикациях.

Одной из мезомасштабных моделей, широко используемых для оперативного прогноза погоды, атмосферных и климатических исследований во многих странах Европы и в России, является модель COSMO и ее различные версии, такие как COSMO-CLM, COSMO-ART, ICON. Описание этих моделей представлено на сайте консорциума [10] и в публикациях разработчиков этого семейства моделей (см. [11, 12] и др.). Для этого семейства моделей разработана простая и удобная схема TERRA_URB [13–15] описания процессов, происходящих на урбанизированной подстилающей поверхности, и, в частности, антропогенных потоков тепла, что особенно важно для исследования роли энергопотребления городского хозяйства в формировании климатических особенностей городских агломераций. Результаты моделирования климата городов России с использованием модели COSMO-CLM подробно описаны в монографии [16], а также в статьях [17–22] и ряде других публикаций.

В данной работе кратко излагаются методы и алгоритмы описания полей антропогенных потоков тепла в атмосферу с поверхности урбанизированных территорий, используемые в современ-

ных региональных климатических моделях на примере модели COSMO-CLM. Обсуждается место климатических процессов городского масштаба в спектре атмосферных и климатических процессов. Представлены также результаты численных экспериментов по оценке влияния антропогенных потоков тепла на температуру, влажность и скорость ветра в городской агломерации.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ТЕПЛООВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ГОРОДСКОЙ АТМОСФЕРЫ

Тепловое загрязнение городской атмосферы за счет антропогенных потоков тепла существенно влияет на энергетический баланс поверхности урбанизированной территории (*SEB* — *surface energy balance*). Запишем выражение для энергетического баланса поверхности B_S аналогично [23]:

$$B_S = Q^* + Q_F - Q_H - Q_E - \Delta Q_S, \quad (1)$$

где Q^* — суммарный баланс радиационных потоков на поверхности (солнечного и теплового), Q_H и Q_E — потоки явного и скрытого тепла от поверхности в атмосферу, ΔQ_S — поток тепла в грунт и сооружения, называемый также потоком теплового накопления, Q_F — антропогенный поток тепла. В (1) для антропогенного потока тепла использовано обозначение Q_F , принятое еще в работе [23] и наиболее распространенное в публикациях последних лет (в ряде публикаций этот поток обозначается Q_A или Q_H). Для исследования влияния теплового загрязнения атмосферы на климат города и его пригородов необходимо оценить величину и пространственно-временное распределение тепловых выбросов городского хозяйства.

Опыт такой оценки сталкивается с большими трудностями, главная из которых заключается в отсутствии единой международной методологии статистического учета объектов производства и потребления энергии. В разных странах на различных урбанизированных территориях имеется огромное количество источников выделения антропогенного тепла: система теплоснабжения города, включающая в себя крупные тепловые станции и тепловые сети, автомобильный транспорт, котельные, а также промышленные, жилые, офисные и торговые здания, потребляющие тепловую и электроэнергию. При этом электроэнергия производится, как правило, вне городских территорий, и статистические данные по ее производству могут относиться к одному региону, а данные по потреблению — к другому. Аналогичная ситуация со статистикой потребления автомобильного топлива.

Если речь идет о городе в его административных границах, то существенная трудность состоит в том, что в силу исторических причин площадь различных городов оценивается по-разно-

му. С административной точки зрения, в одних случаях город имеет четко очерченные границы компактного проживания горожан, а в других случаях город рассматривается как огромная агломерация, состоящая из исторического центра, спальных районов, промышленных, природных и пригородных территорий.

Напомним основные современные методы оценки величины антропогенных потоков тепла:

1. Непосредственные (*in situ*) измерения антропогенных тепловых потоков, условно говоря, на уровне крыш.

2. Дистанционные спутниковые измерения потоков теплового излучения и выделение антропогенных потоков тепла с учетом данных о свойствах городской поверхности, застройки и пограничного слоя атмосферы.

3. Идентификация и суммирование всех потребителей тепловой и электрической энергии в городе с учетом транспортных средств, протяженности дорог и инженерных коммуникаций.

4. Расчет тепловой эмиссии по данным о суммарном энергопотреблении на душу населения и плотности населения.

Сравнительный анализ применимости этих методов приведен в [24, 25], где показано, что первый из перечисленных методов не может использоваться для описания пространственно-временного распределения антропогенных потоков тепла даже в пределах городского района. Второй метод может охватывать большие территории, но его применение достаточно сложное из-за трудностей решения обратных задач дистанционного зондирования в тепловой области спектра. В настоящее время для оценки пространственно-временного распределения антропогенных потоков тепла используются в основном третий и четвертый подходы, которые в ряде современных работ по климату города определяются как *top-down* (нисходящий, сверху вниз) и *bottom-up* (восходящий, снизу вверх) подходы.

В работах по физике атмосферы и изменению климата эти подходы наиболее широко используются при описании методик инвентаризации эмиссии парниковых газов. Всемирная метеорологическая организация (ВМО) инициировала разработку Интегрированной глобальной информационной системы по парниковым газам (ИГИСПГ), в которой предлагается объединить данные измерений концентраций парниковых газов в атмосфере (метод “сверху вниз”) с кадастровыми данными о выбросах (метод “снизу вверх”). В методе “снизу вверх” суммируются выбросы от конкретных источников с учетом статистических данных, например о количестве и типе работающих предприятий и количестве автотранспорта. В методе “сверху вниз” эмиссия парниковых газов оценивается посредством инверсионного моделирова-

ния измеренных концентраций парниковых газов в атмосфере [26].

В ряде работ по оценке антропогенных потоков тепла также используется терминология *top-down* (сверху вниз) и *bottom-up* (снизу вверх) [27, 28]. Как правило, эти подходы описаны только в общих чертах. Мы будем считать, что инвентаризация различных источников антропогенного тепла является методом оценки суммарного потока снизу вверх, а эмпирические расчеты на основе данных о потреблении энергии на душу населения и плотности населения — методом оценки суммарного потока сверху вниз.

В [28] оценка АПТ методом сверху вниз описана следующим образом:

$$Q_F = Q_V + Q_B + Q_M, \quad (2)$$

где Q_V — тепло, выделяемое городским транспортом, Q_B — тепло, выделяемое зданиями, сооружениями и другими объектами инфраструктуры города, Q_M — тепло человеческого метаболизма. По различным оценкам величина Q_M составляет 2–3% от Q_F и поэтому обычно не учитывается. Существенным недостатком такого подхода являются трудности учета всех возможных источников тепла, например свалок бытовых отходов.

Основой метода сверху вниз является использование данных о потреблении энергии на душу населения в стране, где расположен тот или иной город, и данных о плотности населения на территории всей земной суши. Такие эмпирические формулы используются как для характеристики средних значений тепловой эмиссии для мегаполисов мира, так и для распределения антропогенного потока тепла по территории городских агломераций и их окрестностей (см., например, [29–32] и др.) Для оценки осредненной по территории города величины антропогенного потока тепла в [30] была предложена формула, уточняющая формулу, используемую в [29], за счет учета среднего энергопотребления на душу населения в конкретной стране по данным ООН [33],

$$Q_F = k \cdot PD \cdot EC, \quad (3)$$

где PD — плотность населения в пределах городской агломерации, EC — энергопотребление на душу населения (*per capita*) в стране. Если Q_F измеряется в Вт/м², PD — в чел./км², EC — в килограммах нефтяного эквивалента (кг н. э.), то коэффициент $k = 1.325$.

Интересно отметить, что хотя данные о суммарном энергопотреблении на душу населения во всех странах мира ежегодно приводятся во множестве национальных статистических сборников и обобщаются на мировом уровне агентствами ООН, в наиболее доступном виде они содержатся

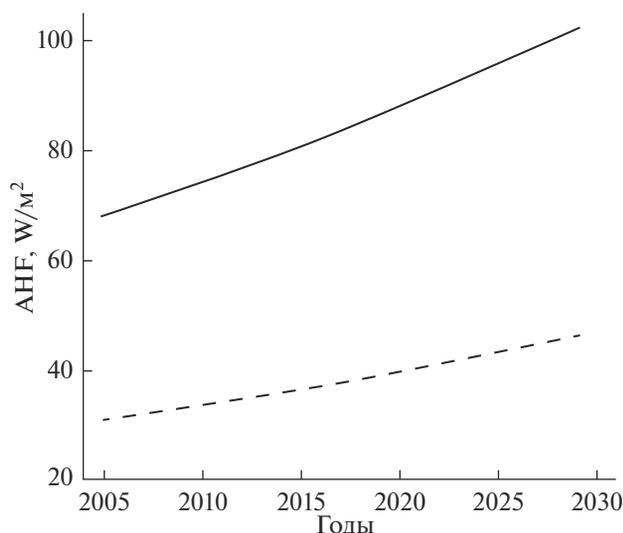


Рис. 1. Изменения среднегодовых значений АПТ в Москве с 2005 по 2030 гг. согласно сценарию [31]: пунктир — ячейка 0.5 на 0.5 градуса площадью примерно 1700 км² (больше площади Москвы в границах 2011 г.), сплошная кривая — 2.5 на 2.5 минуты площадью примерно 12 км² (в районе третьего транспортного кольца Москвы).

в ежегодной публикации Всемирного банка “Little Green Data Book” (см., например, [33]).

Для нужд численного моделирования локальных климатических процессов в городских агломерациях разрабатываются схемы описания пространственно-временного распределения антропогенных потоков тепла на всей поверхности суши Земли. В схеме TERRA_URB [13] используются среднегодовые значения антропогенного потока тепла $\overline{Q_F}$, представленные на сайте NCAR/UCAR [34]. Эти данные получены top down с использованием данных о плотности населения и энергопотребления на душу населения по состоянию на 2005 г. и сценария развития мировой энергетики до 2030 г. Годовой и суточный ход этих потоков получен с помощью формул, предложенных в [31],

$$Q_F(t_d, t_y) = \overline{Q_F} w_d(t_d) w_y(t_y), \quad (4)$$

где Q_F — антропогенный поток тепла в данное время в данном месте, t_d и t_y — местное время дня и года.

Весовая функция суточного хода АПТ w_d в зависимости от t_d рассчитывается как

$$w_d(t_d) = N(t_d) E1 b_1 + H(t_d) E1 E2 + b_2, \quad (5)$$

где $N(t_d) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-(t_d-\mu)^2/2\sigma^2}$ — нормальное распределение, $H(t_d) = A_1 \cos(2\pi f t_d)$ — гармоническая функция, $E1 = 0.5 \{ \operatorname{erf} [\alpha(t_d - \mu + \epsilon)/\sigma] + 1.0 \}$ и $E2 = 0.5 \{ \operatorname{erf} [-\alpha(t_d - \mu - \epsilon)/\sigma] + 1.0 \}$ — первая и вто-

рая функции ошибок. Значения коэффициентов в данных функциях равны $b_1 = 0.451$, $b_2 = 0.8$, $\sigma = 0.18$, $\mu = 0.5$, $A_1 = -0.3$, $f = 2.0$, $\alpha = 10.0$, $\epsilon = 0.25$.

Весовая функция годового хода АПТ w_y в зависимости от t_y рассчитывается как

$$w_y(t_y) = 1 + A_2(\theta) \sin[2\pi(t_y + 0.25)], \quad (6)$$

где θ — широта в градусах, а весовая функция для Северного полушария на широтах севернее 33° с.ш.

равна $A_2(\theta) = 1 - e^{-(\theta-33)/25}$, $\theta > 33$, от экватора до 33° с.ш. предполагается отсутствие сезонного хода. Следует отметить, что в используемой в COSMO-CLM версии TERRA_URB некоторые коэффициенты в вышеприведенных выражениях скорректированы, а именно $\sigma = 0.3$, $A_1 = -0.5$.

Формулы Фланнера [31], несмотря на свою некоторую громоздкость, достаточно универсальны и удобны для численного моделирования влияния антропогенных потоков тепла на мезомасштабные погодные и климатические процессы. В последние годы стали появляться публикации с более простыми формулами для расчета пространственно-временного распределения антропогенных потоков тепла на конкретных городских агломерациях, но процесс получения новых универсальных алгоритмов описания АПТ еще далек от завершения.

В модели COSMO-CLM среднегодовые значения АПТ для конкретной ячейки сетки меняются со временем в соответствии со сценарием, предложенным в [31]. На рис. 1 показана динамика величин АПТ по [31] для двух размеров ячейки — 0.5 на 0.5 градуса и 2.5 на 2.5 минуты в Московском регионе.

В расчетах для подготовки файла с внешними параметрами используется онлайн система WebPER (Web utility for Preparation of External Parameters) [35], при этом страница доступна только пользователям, зарегистрированным в консорциуме COSMO (Лаборатория математической экологии ИФА им. А.М. Обухова РАН является таким пользователем). Программа является web интерфейсом для программы EXTPAR, которая подготавливает файлы с внешними параметрами путем аппроксимации на рассматриваемую вычислительную сетку исходных данных об орографии подстилающей поверхности, растительности, аэрозолях, антропогенных потоках тепла и т.д. В качестве исходных данных об антропогенных потоках тепла используются данные [34].

Надо отметить, что данные [34] и подготовленные системой WebPER [35] несколько отличаются друг от друга. На рис. 2 показаны поля АПТ в московском регионе по данным [34] для 2005 и 2016 гг. и полученные с помощью системы WebPER. В последнем случае различия величин АПТ в пределах Москвы (в границах 2011 г.) выражены значительно ярче.

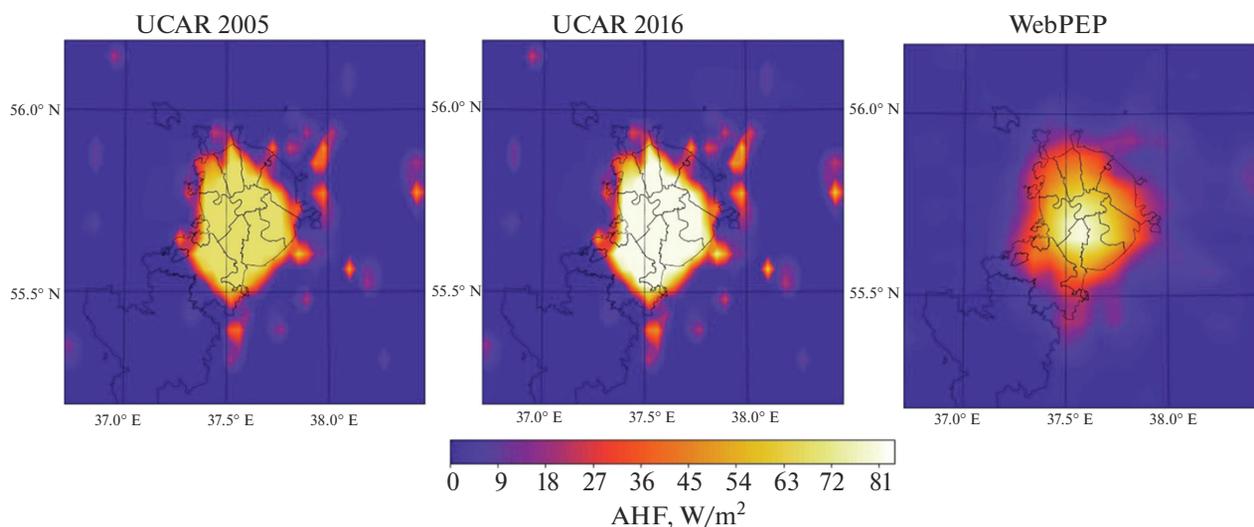


Рис. 2. Поля среднегодовых значений антропогенных потоков в московском регионе в 2005 и в 2016 гг. в соответствии со сценарием [31] и поле этих потоков, используемых для расчетов по модели COSMO-CLM.

На рис. 3 показаны среднегодовые значения АПТ для регионов, где расположены некоторые крупные города России и мира (Москва, Санкт-Петербург, Новосибирск, Нью-Йорк, Пекин, Лондон), полученные с помощью системы WebPER.

Сравнение этих полей показывает, что Москва является одним из наиболее “горячих” мегаполисов мира. Более интенсивные антропогенные потоки тепла получены среди указанных городов только в Нью-Йорке. Напомним, что данные [34] основаны на оценках АПТ за 2005 г. и в настоящее время для отдельных городов (например, для Пекинской агломерации) могут быть сильно занижены. Отметим также, что в расчетах по модели COSMO-CLM по умолчанию используется набор данных, для которого среднегодовые значения АПТ на модельной сетке перераспределяются в соответствии с полем водонепроницаемости (“заасфальтированности”) городской территории (impervious surface area – ISA). Поэтому предполагается, что районы с большой долей ISA (в том числе промышленные районы с низкой плотностью населения) имеют более высокие значения антропогенных потоков тепла [15]. Учет доли водонепроницаемой поверхности может частично объяснять различие полей АПТ на рис. 2.

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Исследование и моделирование мезомасштабных процессов в атмосфере берет свое начало в середине XX в. практически одновременно с усилением интереса к изучению климата города, что вполне естественно, поскольку масштабы городских агломераций находятся практически в середине спектра мезомасштабных атмосферных процессов.

Согласно [36], понятие мезомасштабных атмосферных процессов появилось в процессе становления исследования атмосферы с помощью радаров и было впервые употреблено в работе [37]. Подробно классификация мезомасштабных атмосферных процессов описана в [38, 39] и других обзорах.

На рис. 4 показан спектр атмосферных процессов от турбулентности (метры и секунды) до “длинных волн” (десятки тысяч километров и месяцы). Естественно, меньшие по горизонтали процессы являются более быстрыми и наоборот, но интересно отметить, что отношение пространственного и временного размеров, как это показано в [39], имеет примерно одинаковый порядок величины для большинства атмосферных процессов $\sim 10 \text{ м с}^{-1}$. Временные шкалы мезомасштабных явлений по [39] лежат в пределах от периода Брента–Вайсяля, равного $2\pi/N$ (примерно 10 мин), до периода вращения плоскости маятника Фуко (маятниковый день или *pendulum day*), равного $2\pi/f$ или примерно 17 часов на широте 45° . Здесь N – частота Брента–Вайсяля, а f – параметр Кориолиса.

При разработке новых версий численных моделей городского климата и постановке численных экспериментов необходимо учитывать, что в процессе роста и расширения городских агломераций атмосферные процессы “городского” масштаба сдвигаются по шкале мезомасштабных процессов “вправо” и “вверх” согласно диаграмме на рис. 4.

Одним из наиболее гибких в смысле возможностей моделирования влияния энергопотребления урбанизированных территорий на мезомасштабные атмосферные процессы является семейство моделей COSMO, разработанное, развиваемое и поддерживаемое Европейским консорциумом по

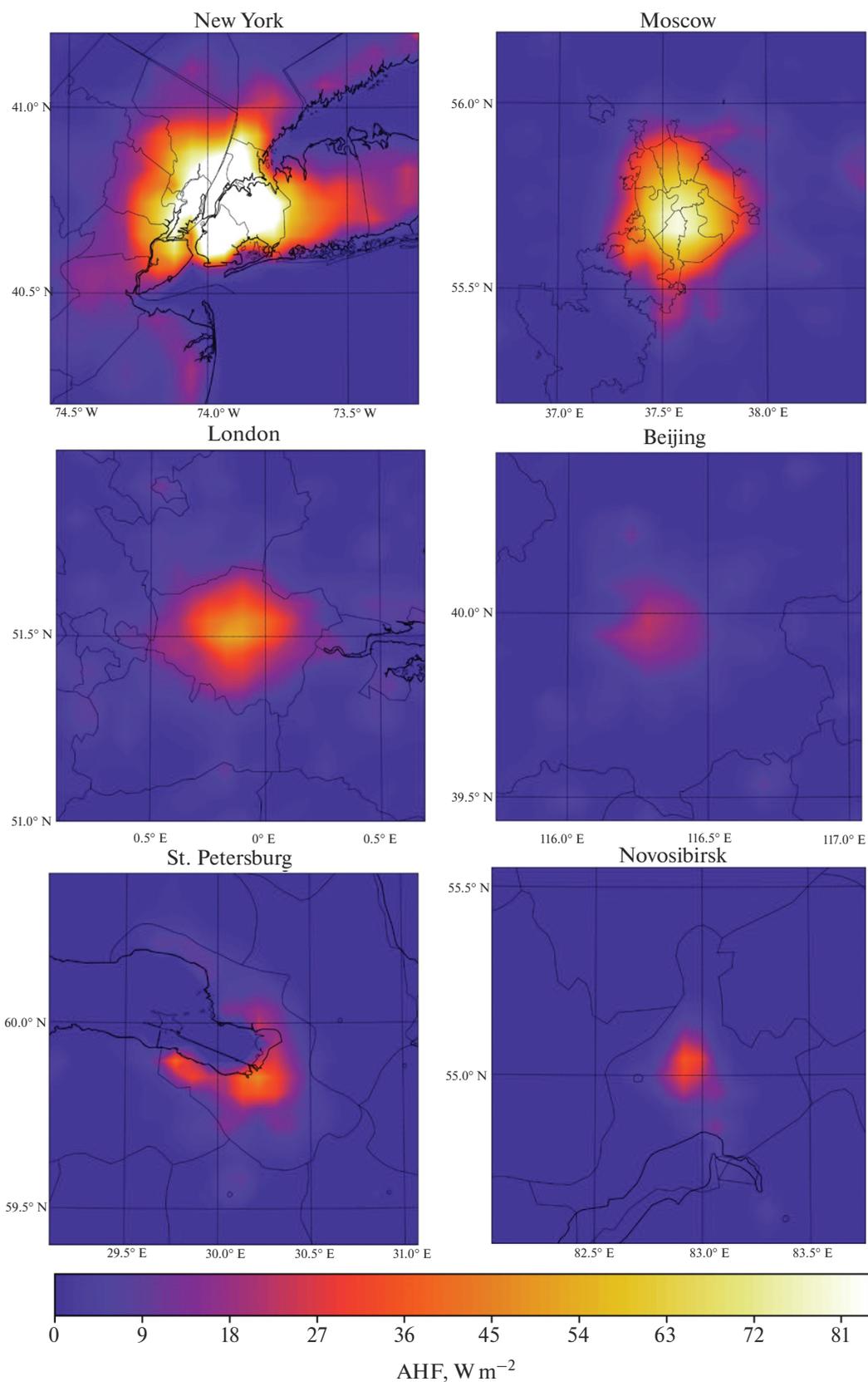


Рис. 3. Поля АПТ в регионах ряда мегаполисов мира, полученные с использованием утилиты WebPER на основе базы данных [34].

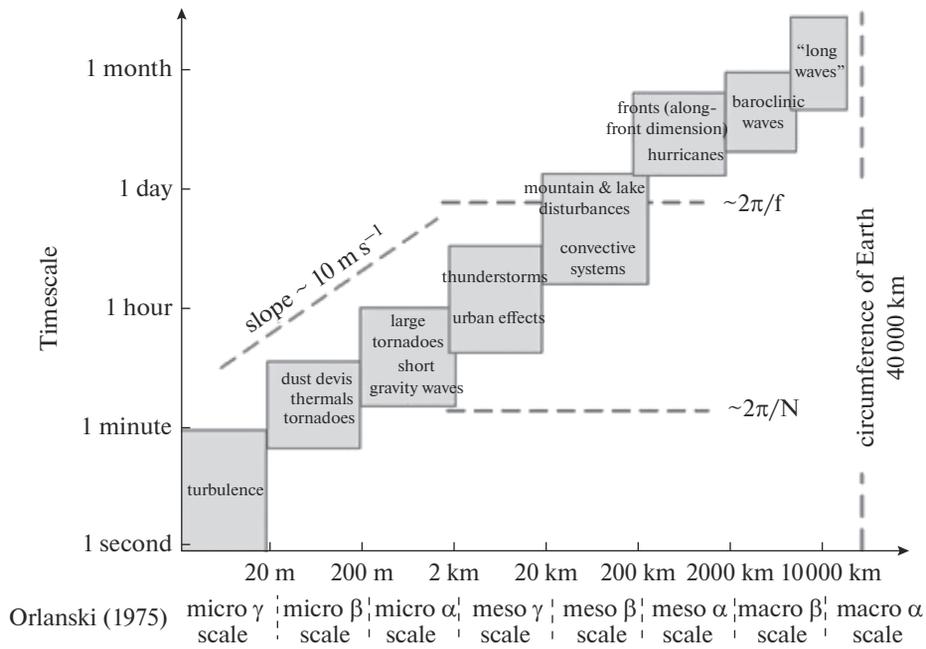


Рис. 4. Спектр атмосферных процессов (адаптировано из [36]).

мезомасштабному моделированию. По правилам консорциума Немецкая служба погоды (DWD) в оперативном режиме предоставляет из своей системы глобального моделирования начальные и граничные условия, необходимые для проведения расчетов на конкретной территории. Регулярно происходит обновление версий модели COSMO с включениями новых алгоритмов и возможностей. Подробную информацию о проектах и публикациях, связанных с использованием этой модели, можно найти на сайте <http://www.clm-community.eu/>.

Различные модификации моделей семейства COSMO в настоящее время широко используются как в научных исследованиях, так и в оперативной практике. Теория и практика использования моделей в России подробно описана в трудах сотрудников Росгидромета РФ и географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Одной из разновидностей моделей семейства COSMO является модель COSMO-CLM, предназначенная для исследования региональных климатических процессов и моделирования изменений климатического режима выбранной ограниченной территории.

В предыдущих работах авторов [20–22] был обоснован выбор модели COSMO-CLM с блоком описания баланса городской подстилающей поверхности TERRA_URB для оценки воздействия антропогенных потоков тепла на процессы формирования и трансформации городского острова тепла и показано, что воздействие особенно значимо в холодный период года.

В [20–22] было также показано, что антропогенные потоки тепла оказывают заметное влияние на ветровой режим мегаполиса. Так, в преде-

лах московской агломерации среднегодовая скорость ветра при учете антропогенных потоков тепла оказывается больше примерно на 1 м/с, чем при расчетах без учета антропогенных потоков тепла. При этом мезомасштабная атмосферная адвекция существенно влияет на интенсивность городского острова тепла и роль антропогенных потоков тепла в формировании температурного режима городской территории.

В модели COSMO происходит численное интегрирование системы термодинамических уравнений для сжимаемого потока воздуха во влажной атмосфере. Уравнения записываются в сферической системе координат со смещенным положением полюса для уменьшения искажений, связанных со схождением меридианов к полюсу. Значения параметров задаются на сетке С по классификации Аракавы по горизонтали и на сетке Лоренца по вертикали

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} &= -\nabla p + \rho \mathbf{g} - 2\boldsymbol{\Omega} \times (\rho \mathbf{v}) - \nabla \cdot (\mathbf{T}), \\
 \frac{dp}{dt} &= -(c_{pd}/c_{vd}) p \nabla \cdot \mathbf{v} + (c_{pd}/c_{vd} - 1) Q_h, \\
 \rho c_{pd} \frac{dT}{dt} &= \frac{dp}{dt} + Q_h, \\
 \rho \frac{dq^v}{dt} &= -\nabla \cdot \mathbf{F}^v - (I^l + I^f), \\
 \rho \frac{dq^{l,f}}{dt} &= -\nabla \cdot (\mathbf{P}^{l,f} + \mathbf{F}^{l,f}) + I^{l,f}, \\
 \rho &= p \left\{ R_d \left(1 + (R_v/R_d - 1) q^v - q^l - q^f \right) T \right\}^{-1},
 \end{aligned}
 \tag{7}$$

где t – время, p – давление, T – температура, ρ^x – парциальная плотность составляющей смеси x , $\rho = \sum_x \rho^x$ – общая плотность воздушной смеси, $q^x = \rho^x / \rho$ – массовая доля (удельное содержание) составляющей x , $v = \rho^{-1}$ – удельный объем, e – удельная внутренняя энергия, $h = e + pv$ – удельная энтальпия, \mathbf{v} – барицентрическая скорость (относительно вращающейся земли), I^x – источники/поглотители составляющей x , \mathbf{J}^x – диффузионный поток составляющей x , \mathbf{J}_e – диффузионный поток внутренней энергии (тепловой поток), \mathbf{R} – плотность потока солнечного и теплового излучения, $\boldsymbol{\Omega}$ – постоянная угловая скорость вращения Земли, \mathbf{g} – кажущееся ускорение силы тяжести, $d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$ – оператор полной (лагранжевой) производной по времени, $\partial/\partial t$ – оператор локальной (эйлеровой) производной по времени, ∇ – оператор градиента (набла), c_{px} – удельная теплоемкость составляющей x при постоянном давлении, $c_v = \sum_x c_{vx} q^x$ – удельная теплоемкость влажного воздуха при постоянном объеме, $l_V = L_V - (c_{pl} - c_{pv})(T - T_0)$ – скрытая теплота парообразования, $l_S = L_V - (c_{pl} - c_{pv})(T - T_0)$ – скрытая теплота сублимации, $l_S = L_F - (c_{pl} - c_{pv}) \times (T - T_0)$ – разность l_S и l_V , $L_V = -(h_l^0 - h_v^0)$ и $L_F = L_S - L_V$ – значения l_V , l_S и l_F при эталонной температуре $T_0 = 273.15$ К, $h_x = h_x^0 + c_{px}(T - T_0)$ – частичные удельные энтальпии, h_x^0 – удельная энтальпия составляющей x , $\mathbf{T} = \rho \mathbf{v}'' \mathbf{v}''$ – турбулентный поток импульса (тензор напряжений Рейнольдса), $\mathbf{F}^x = \rho \mathbf{v}'' q^x$ – турбулентный поток составляющей x ($\sum_x \mathbf{F}^x = 0$), $\mathbf{F}_h = \rho \mathbf{v}'' h$ – турбулентный поток энтальпии, $\mathbf{P}^l = \rho q^l \mathbf{v}_T^l$ и $\mathbf{P}^f = \rho q^f \mathbf{v}_T^f$ – потоки осадков жидкой воды и льда, зависящие от средних скоростей падения соответствующих частиц, то есть их конечной скорости \mathbf{v}_T^l и \mathbf{v}_T^f , $Q_h = L_V I^l + L_S I^f - \nabla \cdot (\mathbf{H} + \mathbf{R})$ – скорость диабатического нагрева/охлаждения, $\mathbf{H} = \mathbf{F}_h - \sum_x \widehat{h}_x \mathbf{F}^x$ – турбулентный поток ощутимого тепла, $\widehat{\psi}$ – усреднение переменной ψ по массе (среднее по Гессельбергу), $\overline{\psi}$ – усреднение ψ по конечному промежутку времени Δt и элемента объема ΔV , определяемое формулой $\overline{\psi} = \frac{1}{\Delta t \Delta V} \int \int \psi dt dV$, $x = d$ для сухого воздуха, $x = v$ для водного пара, $x = l$ для жидкой воды, $x = f$ для льда.

Отличительной особенностью COSMO-CLM является учет годового хода характеристик растительности и возможность задания зависимости концентрации парниковых газов от времени. Программный комплекс COSMO-CLM состоит из двух логических частей. Первая часть (int2lm) служит для предобработки данных. В данной работе использовалась программа int2lm версии 2.00_clm4. Вторая часть (cclm) занимается непосредственно реализацией численных вычислений модели COSMO-CLM. В данной работе использовалась программа cclm версии 5.00_clm9.

COSMO-CLM работает на мезо- γ и мезо- β масштабах. Для возможности вычислений на сетках с маленьким пространственным шагом применяется процедура динамического даунскейлинга [40]. В данной работе на первом шаге моделирования использовалась сетка с пространственным шагом ~ 16.9 км, покрывающая большую часть европейской территории России (рис. 5).

В качестве входных динамических параметров (температура воздуха, давление, скорость ветра и т.д.) для этой сетки использовалась аппроксимация данных реанализа ERA-Interim [41] (шаг сетки данных реанализа ~ 0.75 градусов). Величина шага по времени составляла 100 с. На втором шаге моделирования использовалась сетка с пространственным шагом ~ 5 км, примерно совпадающая по размеру с Московской областью (рис. 5). В качестве входных параметров для второго шага моделирования использовались значения переменных, полученных на первом шаге моделирования. Для моделирования на сетке с пространственным шагом 5 км использовался шаг по времени 30 с. Величина шага по времени для обеспечения устойчивости конечно-разностной схемы выбирается согласно правилу $\Delta t \leq \frac{\Delta s}{2v_{\max}}$, где Δs – минимальная величина пространственного шага сетки, а v_{\max} – значение максимальной скорости ветра.

Для работы COSMO-CLM также необходимы значения статических параметров (таких как высота поверхности над уровнем моря, глубина залегания корней и т.д.). Значения параметров для каждого домена были получены с помощью онлайн утилиты WebPEP, в основе которой лежит программа EXTPAR версии 4.0.1. Вычислительная сетка по вертикали состояла из 40 слоев атмосферы (верхняя граница ~ 22.7 км) и 10 слоев почвы (нижняя граница 11.5 м).

Схема учета физических процессов на подстилающей поверхности в условиях урбанизированной территории с городскими каньонами – TERRA_URB [11, 13, 15], представленная на рис. 6, была разработана на основе модуля учета природных процессов на подстилающей поверхности (почва и растительность) и взаимодействия под-

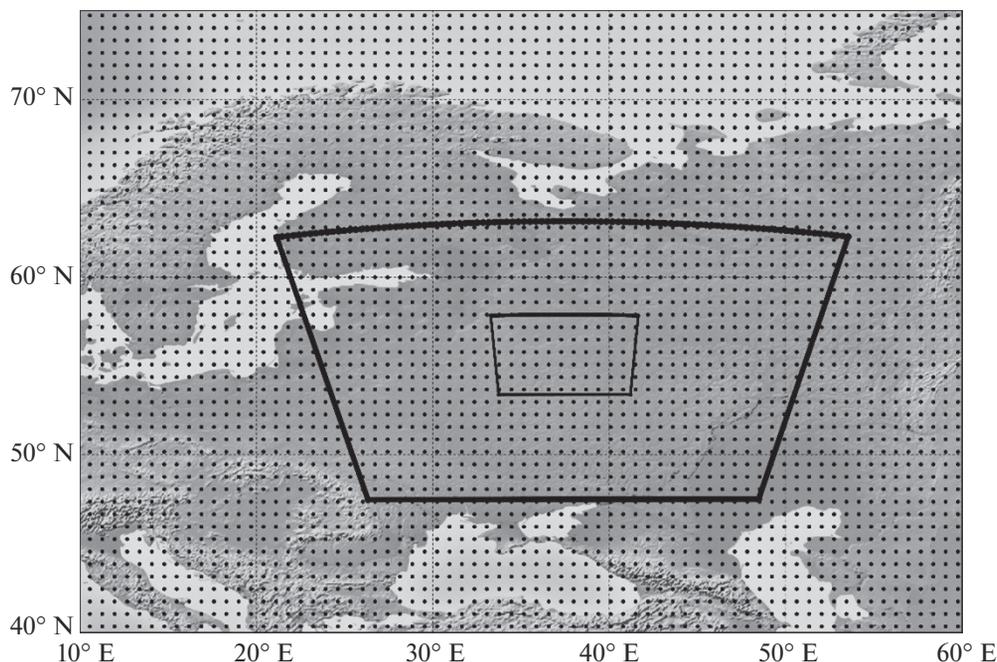


Рис. 5. Границы используемых при моделировании доменов и положение точек реанализа ERA Interim [41].

стиляющей поверхности с атмосферными процессами - SOILVEG и TERRA_ML, а также с учетом полуэмпирической параметризации SURY [11]. Данная схема была создана для исследования городского климата и прогнозирования погоды на урбанизированных территориях с помощью семейства моделей COSMO. Схема TERRA_URB включает в себя параметризацию альбедо урбанизированной территории с городскими каньонами, ее излучательную способность в тепловой области, аэродинамическую шероховатость, теплоемкость и теплопроводность. В схеме TERRA_URB также учитывается перенос турбулентной кинетической энергии вблизи поверхности. Антропогенные потоки тепла в TERRA_URB задаются на основе работы [31]. Также в TERRA_URB учитывается, что часть городской поверхности водонепроницаема и позволяет описывать гетерогенность городской среды, состоящей из непроницаемых поверхностей, почвы, растительности, луж и снега. В данном исследовании рассматривалась/использовалась параметризация, аналогичная представленной в работе [17].

ВЛИЯНИЕ АПТ НА ТЕМПЕРАТУРУ, ВЛАЖНОСТЬ И ВЕТЕР В ГОРОДЕ

В данной работе обобщены предыдущие исследования авторов и их коллег и представлены новые результаты моделирования метеорологических условий в Москве и ее окрестностях в период с декабря 2015 г. по январь 2018 г. В качестве граничных условий использовались данные ре-

анализа ERA INTERIM [41]. В качестве начальных данных использовались данные, получаемые с помощью утилиты EXTPAR [42, 43].

В работе производилось сравнение результатов моделирования в двух режимах: при отсутствии антропогенных потоков тепла — *no AHF* и при их наличии — *AHF*. Результаты расчета сезонного хода городского острова тепла в Московской агломерации за 2016–2017 гг. показали принципиальное различие влияния антропогенных потоков тепла на термический и ветровой режимы

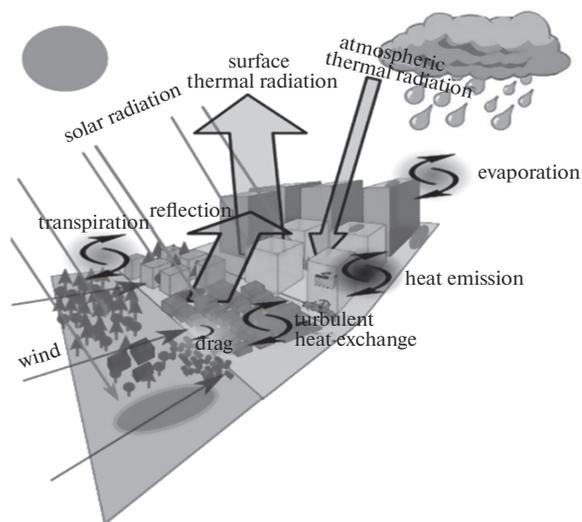


Рис. 6. Схема TERRA_URB [13].

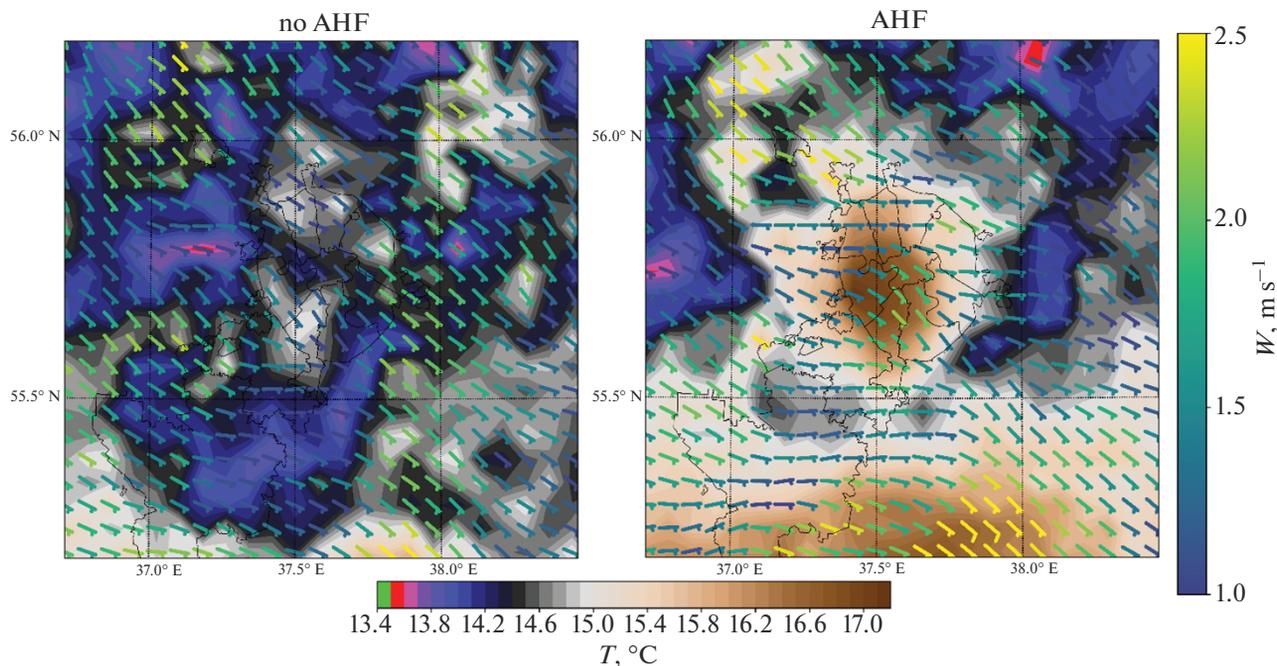


Рис. 7. Поля температуры, скорости и направления ветра 21.06.2016 г. при отсутствии (слева) и при учете (справа) антропогенных потоков тепла.

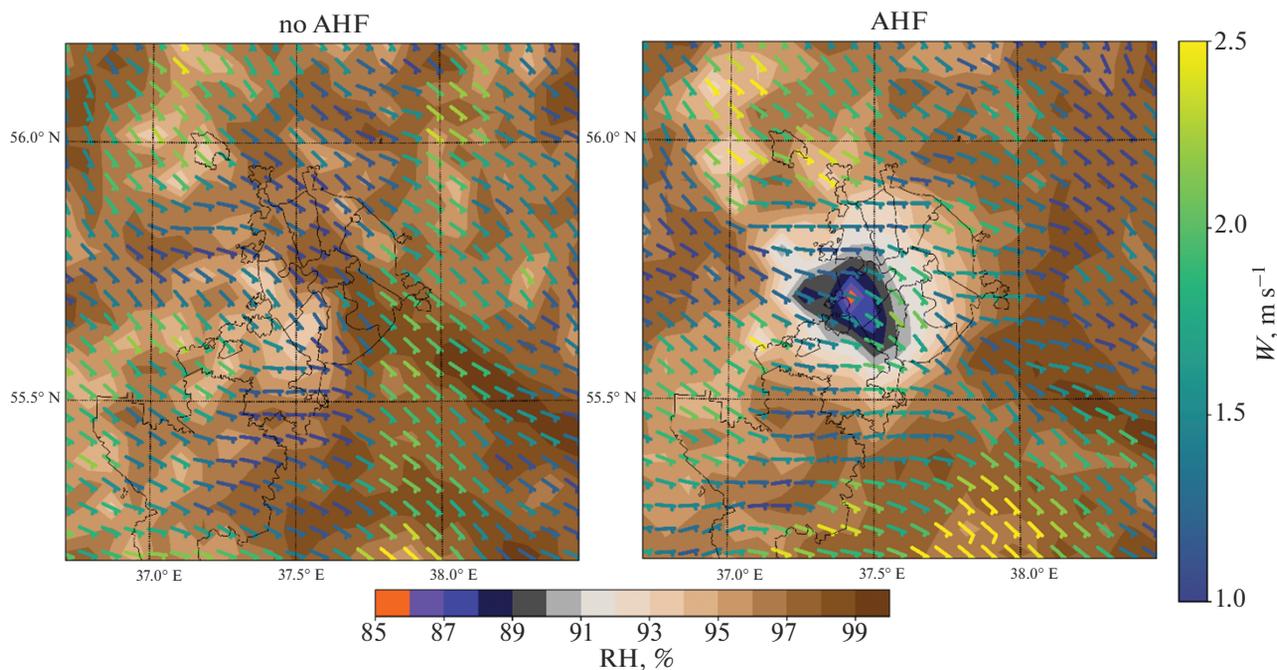


Рис. 8. Поля относительной влажности, скорости и направления ветра 21.06.2016 г. при отсутствии (слева) и при учете (справа) антропогенных потоков тепла.

городской атмосферы в теплый и холодный периоды года. Характерные примеры влияния наличия антропогенных потоков тепла на температурный, ветровой и влажностный режимы атмосферы московской агломерации для летних условий

(июнь 2016 г.) представлены на рис. 7 и 8, а для зимних условий (декабрь 2016 г.) — на рис. 9 и 10.

Результаты моделирования наглядно показывают, что влияние антропогенных потоков тепла на значение температуры существенным образом

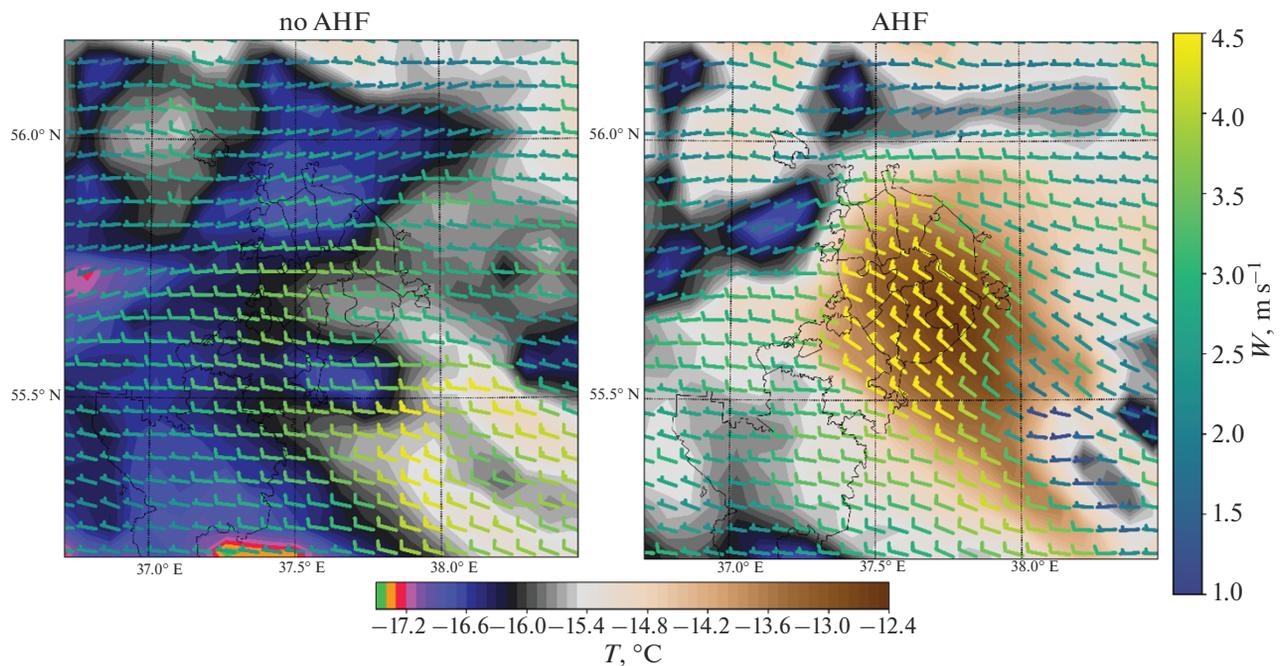


Рис. 9. Поля температуры, скорости и направления ветра 13.12.2016 г. при отсутствии (слева) и при учете (справа) антропогенных потоков тепла.

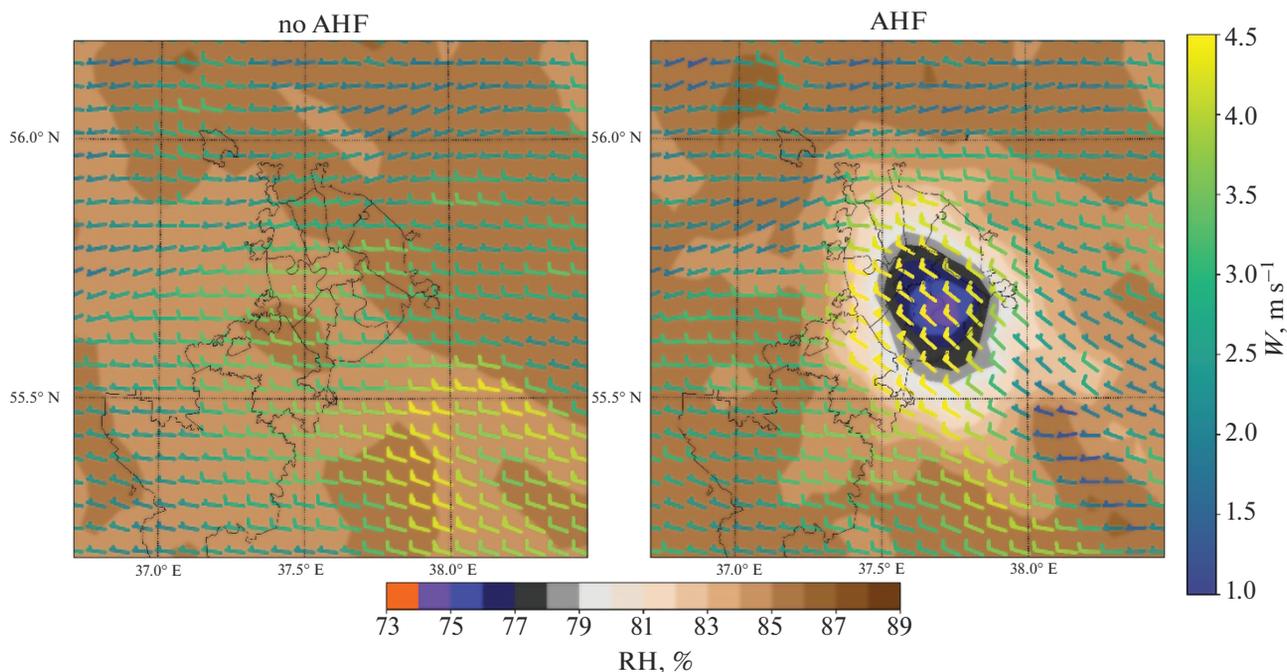


Рис. 10. Поля относительной влажности, скорости и направления ветра 13.12.2016 г. при отсутствии (слева) и при учете (справа) антропогенных потоков тепла.

зависит от погодных условий. Чем выше скорость ветра, тем меньше увеличение температуры под действием АПТ.

В процессе моделирования были выделены некоторые специфические метеорологические си-

туации, как, например, 12 января 2017 г., когда антропогенные потоки тепла “остановили” продвижение холодного северного фронта, и разность температур с и без учета АНФ составила 7 градусов. За исключением таких особых случаев про-

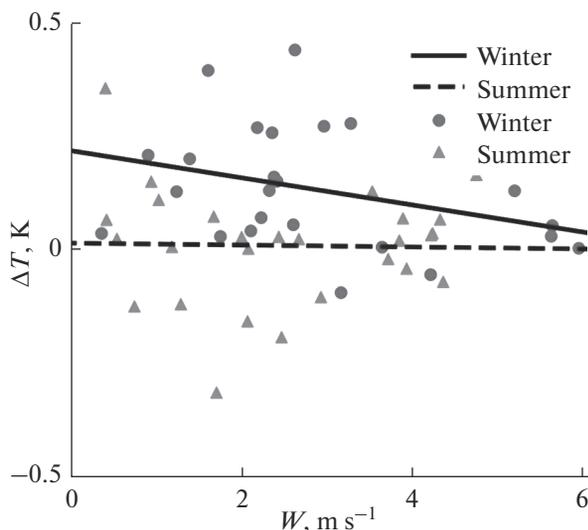


Рис. 11. Зависимость увеличения температуры под действием АПТ от скорости ветра.

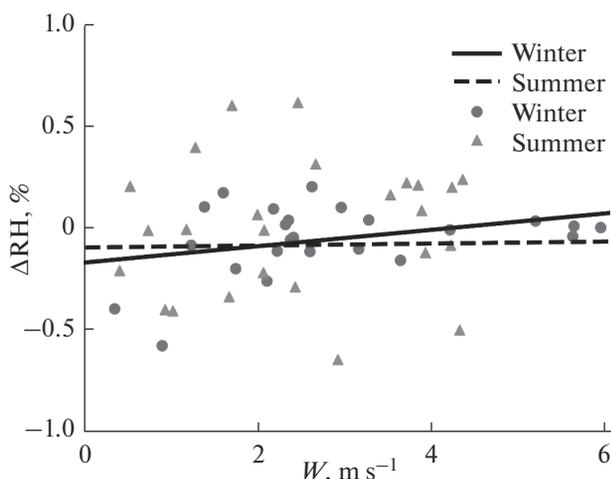


Рис. 12. Зависимость изменения относительной влажности воздуха под действием АПТ от скорости ветра.

слеживается практически линейная взаимосвязь между увеличением под действием АПТ средней по внутреннему домену температуры и средней скорости ветра (рис. 11).

Давление водяного пара при включении антропогенных потоков тепла меняется не очень сильно. Однако давление насыщенного водяного пара растет вместе с ростом температуры. Поэтому включение в рассмотрение антропогенных потоков тепла приводит к уменьшению относительной влажности воздуха — образуется остров сухости (см. рис. 8 и 10). Отметим, что наблюдается линейная зависимость между уменьшением под действием АПТ средней по внутреннему домену относительной влажности и средней скорости ветра (рис. 12).

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках выполнения проекта РНФ были выполнены расчеты влияния энергопотребления урбанизированных территорий на мезомасштабные атмосферные процессы с помощью модели COSMO-CLM с блоком TERRA_URB. Расчеты показали, что из всех составляющих баланса энергии на урбанизированных территориях именно антропогенные потоки тепла определяют процессы формирования и трансформации городского острова тепла, особенно в холодный период года.

Исследование воздействия антропогенных потоков тепла на влагообмен поверхности и атмосферы урбанизированной территории показало, что тепловые выбросы незначительно влияют на общее содержание водяного пара в городской атмосфере, однако, поскольку давление насыщения водяного пара резко растет с ростом температуры, включение антропогенных потоков тепла приводит к уменьшению относительной влажности воздуха и образованию городского “острова сухости”.

Проведено моделирование влияния антропогенных потоков тепла на ветровой режим мегаполиса. В случае московской агломерации среднегодовая скорость ветра увеличивается при учете влияния антропогенных потоков тепла более чем на 1 м/с, при этом преобладающее направление ветра меняется незначительно. В свою очередь, региональная атмосферная адвекция существенно влияет на интенсивность городского острова тепла, усиление или ослабление обратных связей между температурным режимом и энергопотреблением урбанизированных территорий.

Как широко известно и было отмечено выше, в последние десятилетия особенно большое внимание влиянию АПТ на климат города уделяется в странах Юго-Восточной Азии, особенно в Японии, Китае и Южной Корее. В работах [44–48] и множестве других публикаций японских, китайских и корейских ученых, как правило, для оценки величины антропогенных потоков тепла используются локальные (обычно муниципальные) данные об энергопотреблении азиатских мегаполисов. Аналогичный подход развивается и в работах участников проекта РНФ “Анализ влияния региональных изменений климата на энергопотребление городского хозяйства российских мегаполисов” [49–51]. Описанные в данной статье методы и результаты моделирования влияния теплового загрязнения городской атмосферы позволяют оценивать эффекты изменения энергопотребления городского хозяйства на локальные и региональные метеорологические и климатические процессы.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 16-17-00114 в части численного моделирования и анализа результатов рас-

четов и проекта РФФИ № 20-05-00254 в части описания и сравнения мезомасштабных климатических моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ландсберг Г.Е. Климат города. / Пер. с англ. Л.: ГИМИЗ, 1983. 248 с.
2. Кратцер П.А. Климат города / Пер. с нем. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 239 с.
3. Oke T.R., East C. The urban boundary layer in Montréal // *Boundary-Layer Meteorology*. 1971. № 1. P. 411–437.
4. Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt J.A. *Urban Climates*. Cambridge University Press, 2017. 510 p.
5. Kellogg W.W. *Man's Impact on the Climate*. Cambridge (MA): MIT Press, 1971. P. 123–132.
6. Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н., Голицын Г.С. Остров тепла в пограничном слое атмосферы над большим городом: новые результаты на основе дистанционных данных // *Докл. РАН*. 2002. Т. 385. № 4. С. 541–548.
7. Crutzen P.J. New Directions: The growing urban heat and pollution “island” effect – impact on chemistry and climate // *Atmos. Environ.* 2004. V. 38. P. 3539–3540.
8. Chapman S., Watson J.E.M., Salazar A., Thatcher M., McAlpine C.A. The impact of urbanization and climate change on urban temperatures: a systematic review // *Landscape Ecol.* 2017. V. 32. P. 1921–1935.
9. Гинзбург А.С., Демченко П.Ф. Антропогенные мезометеорологические обратные связи: обзор современных исследований // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 6. С. 94–113.
10. <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>
11. Wouters H., Demuzere M., Blahak U. et al. The efficient urban canopy dependency parametrization (SURY) v1.0 for atmospheric modelling: description and application with the COSMO-CLM model for a Belgian summer // *Geosci. Model Dev.* 2016. V. 9. P. 3027–3054
12. Vogel B., Vogel H., Baumer D. et al. The comprehensive model system COSMO-ART – Radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 8661–8680.
13. Wouters H., Varentsov M., Blahak U. et al. User guide for TERRA_URB v2.2: The urban-canopy land-surface scheme of the COSMO model. Technical Report. 2017. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.33691.87847/1>
14. COSMO Technical Report No. 40. Analysis and Evaluation of TERRA_URB Scheme. 2019. <https://doi.org/10.5676/DWD/pub/nwv/cosmo-tr40>
15. Wouters H., Demuzere M., De Ridder K., Van Lipzig N. The impact of impervious water-storage parametrization on urban climate modelling // *Urban Climate*. 2015. № 11. 24–50.
16. Климат Москвы в условиях глобального потепления / Под. ред. А.В. Кислова. М.: Изд-во Московского университета, 2017. 288 с.
17. Varentsov M., Wouters H., Platonov V., Konstantinov P. Megacity-Induced Mesoclimatic Effects in the Lower Atmosphere: A Modeling Study for Multiple Summers over Moscow, Russia // *Atmosphere*. 2018. V. 9. P. 50. <https://doi.org/10.3390/atmos9020050>
18. Varentsov M., Konstantinov P., Baklanov A., Esau I., Miles V., Davy R. Anthropogenic and natural drivers of a strong winter urban heat island in a typical Arctic city // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 17573–17587.
19. Alexandrov G.G., Belova I.N., Varentsov M.I., Dokukin S.A. 2017 Impacts of climate change on energy consumption of Russian cities in the winter period // *Proc. SPIE 10466. 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics 104666K* (30 November 2017). <https://doi.org/10.1117/12.2287766>
20. Ginzburg A.S., Dokukin S.A. Numerical modeling of anthropogenic heat flux impact on air temperature in Moscow in wintertime // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2018. V. 211. P. 012019. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/211/1/012019>.
21. Ginzburg A.S., Dokukin S.A. Anthropogenic heat fluxes in urban agglomerations and their impact on meteorological processes // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2019. V. 386. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/386/1/012049>
22. Dokukin S.A., Ginzburg A.S. The influence of anthropogenic heat fluxes on the temperature and wind regimes of the Moscow and St. Petersburg regions // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2020. V. 606 (in press).
23. Oke T.R. The energetic basis of the urban heat island // *Quart. J. R. Met. Soc.* 1982. V. 108. № 455. P. 1–24.
24. Гинзбург А.С., Белова И.Н., Расплетина Н.В. Антропогенные потоки тепла в городских агломерациях // *Докл. РАН*. 2011. Т. 439. № 2. С. 256–259.
25. Александров Г.Г., Белова И.Н., Гинзбург А.С. Антропогенные потоки тепла в столичных агломерациях России и Китая // *Докл. РАН*. 2014. Т. 457. № 1. С. 101–106.
26. Lee S.H., McKeen S.A., Sailor D.J. A regression approach for estimation of anthropogenic heat flux based on a bottom-up air pollutant emission database // *Atmos. Environ.* Oct., 2014. V. 95. P. 629–633.
27. Sailor D.J. A review of methods for estimating anthropogenic heat and moisture emissions in the urban environment // *Int. J. Climatol.* 2011. V. 31. P. 189–199.
28. Allen L., Lindberg F., Grimmond C.S.B. Global city scale urban anthropogenic heat flux: model and variability // *Int. J. Climatol.* 2011. V. 31. P. 1990–2005.
29. Block A., Keuler K., Schaller E. Impacts of anthropogenic heat on regional climate patterns // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L12211.
30. Ginzburg A., Raspletina N. Anthropogenic heat fluxes estimation for metropolitan areas and urban regions // *Geophys. Res. Abstr. Vienna*. 2008. Vol. 10. EGU2008-A-02526.
31. Flanner M.G. Integrating anthropogenic heat flux with global climate models // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. L02801.

32. *Мохов И.И.* Связь интенсивности “острова тепла” города с его размерами и количеством населения // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 4. С. 530–533.
33. The Little Green Data Book 2017. Washington DC: World Bank. <https://doi.org/10.1596/978-1-4648-1034-3>
34. <http://www.cgd.ucar.edu/tss/ahf/data>
35. https://tools.clm-community.eu/web_per/gui/web_per.php
36. *Markowski P., Richardson Y.* Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Wiley-Blackwell, 2010. 414 p.
37. *Ligda M.G.H.* In: Radar storm observations // Compendium of Meteorology, American Meteorological Society. USA, Boston, 1951. P. 1265–1282.
38. *Orlanski I.* A rational subdivision of scales for atmospheric processes // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1975. V. 56. № 5. P. 527–530.
39. *Thunis P., Bornstein R.* Hierarchy of mesoscale flow assumptions and equations // J. Atmos. Sci. 1996. V. 53. P. 380–397.
40. *Murphy J.* An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate // J. Climate. 1999. V. 12. P. 29.
41. *Dee D.P. et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. 137. P. 553–597.
42. http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/int2lm_2.05.pdf
43. <http://www.cosmo-model.org/content/tasks/work-Groups/wg3b/default.htm#EXTPAR>
44. *Ichinose T., Shimodozono K., Hanaki K.* Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo // Atmos. Environ. 1999. V. 33. P. 3897–3909.
45. *Feng J.-M., Wang Y.-I., Ma Z.-J., Liu Y.-H.* Simulating the regional impacts of urbanization and anthropogenic heat release on climate across China // J. Clim. 2012. V. 2012. P. 7187–7203.
46. *Wang K.S., Jiang J., Wang C., Zhou X., Wang X., Lee X.* Comparing the diurnal and seasonal variabilities of atmospheric and surface urban heat islands based on the Beijing meteorological network // J. Geoph. Res. Atmos. 2017. V. 122. P. 2131–2154.
47. *Ryu Y.H., Baik J.J., Lee S.H.* Effects of anthropogenic heat on ozone air quality in a megacity // Atmos. Environ. 2013. V. 80. P. 20–30.
48. *Lee S.H., Song C.K., Baik J.J., Park S.U.* Estimation of anthropogenic heat emission in the Gyeong-In region of Korea // Theor. Appl. Climatol. 2009. V. 96. P. 291–303. <https://doi.org/10.1007/s00704-008-0040-6>
49. *Клименко В.В., Гинзбург А.С., Демченко П.Ф., Терешин А.Г., Белова И.Н., Касилова Е.В.* Влияние урбанизации и потепления климата на энергопотребление больших городов // Докл. РАН. 2016. Т. 470. № 5. С. 519–524.
50. *Гинзбург А.С., Решетарь О.А., Белова И.Н.* Влияние климатических факторов на энергопотребление в отопительный сезон // Теплоэнергетика. 2016. № 9. С. 20–27.
51. *Alexandrov G.G., Ginzburg A.S.* Anthropogenic impact of Moscow district heating system on urban environment // Energy Procedia. 2018. V. 149. P. 161–169.

Influence of Thermal Air Pollution on the Urban Climate (Estimates Using the COSMO-CLM Model)

A. S. Ginzburg^{1,*} and S. A. Dokukin^{1,2}

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russian Federation*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russian Federation*

*e-mail: gin@ifaran.ru

It is known that large cities and urban agglomerations not only make a decisive contribution to the growth of greenhouse gases in the atmosphere, but also significantly shape their own climate by transforming the underlying surface of urban areas, as well as thermal, gas and aerosol pollution of the urban boundary layer of the atmosphere. The most powerful manifestation of the city’s influence on local and regional climate processes is the thermal pollution of the atmosphere created by anthropogenic heat flows, which are formed primarily due to the energy consumption of the urban economy. This paper summarizes the results of the authors’ work within the framework of the RSCF project on numerical modeling of the influence of anthropogenic heat flows (thermal pollution of the urban atmosphere) on the climatic characteristics of urban agglomerations using the mesoscale climate model COSMO-CLM.

Keywords: urban climate, thermal pollution, heat island, mesoscale climate models

УДК 551.468;551.466

АНАЛИЗ ЧАСТОТНЫХ СПЕКТРОВ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ И ЗАКОНОВ РАЗГОНА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ЗАКОНОВ А.Н. КОЛМОГОРОВА И ЕГО ШКОЛЫ

© 2021 г. Г. С. Голицын^а, Ю. И. Троицкая^{а, б}, Г. А. Байдаков^{а, б, *}

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

^бИнститут прикладной физики РАН, ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород, 603950 Россия

*e-mail: baydakov@ipfran.ru

Поступила в редакцию 07.07.2020 г.

После доработки 12.10.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

В работе дан анализ данных натуральных измерений параметров поверхностного волнения, выполненных при различной степени его развития. Обсуждаются соотношения Тобы, связывающие высоты и периоды ветровых волн. Обсуждаются факторы, которые обуславливают отклонение этих законов от классического закона $3/2$. С использованием вероятностных законов А.Н. Колмогорова и его школы предлагается интерпретация особенностей диффузии примеси в поле поверхностных волн на различных разгонах.

Ключевые слова: ветровое волнение, законы разгона, диффузия примесей

DOI: 10.31857/S0002351521010077

1. СПЕКТРЫ И ЗАКОНЫ РАЗГОНА ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Вид морской поверхности при ветре имеет очевидную статистическую структуру. Первым в 1958 г. описание высокочастотной части спектра ветрового волнения предложил О.М. Филлипс [1], используя теорию подобия и размерности, считая, что там ветер уже не играет существенной роли, а только нелинейное взаимодействие между спектральными компонентами. При этом спектральная плотность в зависимости от частоты имеет вид

$$S_h(\omega) = \alpha_1 g^2 \omega^{-5}, \quad (1)$$

где α_1 – численный коэффициент, который позднее был найден зависящим от возраста волнения

$$\Omega = \frac{U_{10} \omega_p}{g} = \frac{2\pi U_{10}}{g T_p}, \quad (2)$$

где частота и период относятся к пику волнения.

В 1962 г. С.А. Китайгородский [2] учел и ветер с помощью скорости трения u_* , и ускорение силы тяжести g и для частотного спектра вывел формулу

$$S_h(\omega) = \alpha_2 g u_* \omega^{-4}. \quad (3)$$

В 1966 г. В.Е. Захаров и Н.Н. Филоненко [3] из “первых принципов”, т.е. полученного ими кинетического уравнения для случайной водной поверхности вывели ту же формулу (3). Другой вы-

вод этой же формулы дал Тоба [4] в 1973 г. Обе формулы (1) и (3) хорошо подтверждались в многочисленных экспериментах (см., например, [5] и обзор в книге [6]). Отношение спектров (3) и (1), охватывается, определяется возрастом волнения Ω по формуле (2), для чего надо учесть, что $u_* = c_D U_{10}$, где c_D – коэффициент сопротивления водной поверхности ветру, слабая функция скорости ветра [7] до $U_{10} \leq 25$ м/с. При больших ветрах величина c_D заметно растет от 1.3×10^{-3} до примерно 3×10^{-3} , а далее видно его насыщение [8, 9].

В последнее время В.Е. Захаров [10] разделил частотный спектр на два участка: $\omega_p \leq \omega \leq (4/5)\omega_p$ и $\omega > 5\omega_p$. Первый он назвал “морем Хассельмана”, где действует спектр ω^{-4} , а второй – “морем Филлипса” со спектром ω^{-5} . В первом участке, который описывается формулой (3), содержится до 95% энергии волнения. Здесь, как показывает численное решение уравнения Хассельмана, проведенное в [11], действуют небольшие модификации спектра в зависимости от стадии развития.

$$S_h(\omega) \sim \omega^{-13/3} \quad (4)$$

для начальной стадии развития волнения, $\Omega > 2$,

$$S_h(\omega) \sim \omega^{-4} \quad (5)$$

для промежуточной стадии развития волнения, $1.2 < \Omega < 2$, и

$$S_h(\omega) \sim \omega^{-11/3} \quad (6)$$

для полностью развитого волнения, $\Omega < 1.2$.

Более крутой спектр (4) был получен в 1974 г. Хассельманом [12], а более пологий (5) — в 1982 г. М.М. Заславским и В.Е. Захаровым [13].

В 1972 г. Тоба [14] опубликовал удивительный график, на котором с невероятно малым разбросом была представлена зависимость высоты безразмерного пика волны H от ее безразмерного периода T , именно возраста (2). На протяжении двух порядков величин $H \propto T^{3/2}$. В 1978 г. он же [15] подтвердил в целом зависимость $H^2 \propto T^3$, но с гораздо большим разбросом данных, привычных для природных закономерностей при использовании самых разнообразных полевых измерений. В [14] эта зависимость была получена на основе гипотезы о локальности процессов передачи количества движения и механической энергии от воздуха к морю. Альтернативное объяснение такой нестандартной зависимости дал В.Е. Захаров на Международном симпозиуме по волнам и турбулентности в августе 2009 г., посвященном его 70-летию, в г. Черноголовке на основе концепции слабой турбулентности поверхностных волн. Если проинтегрировать правую часть спектра от ω_p до ∞ , то слева будет h^2 , а справа $\omega^{-3} \sim T^3$. Следуя этой концепции, аналогичным образом для спектров (4) и (6) можно получить

$$h^2 \approx \alpha_3 T^{10/3} \quad (7a)$$

для $\Omega > 2$ и

$$h^2 \approx \alpha_4 T^{8/3} \quad (7б)$$

для $\Omega < 1.2$.

Такое видоизменение показателя степени может объяснить, вместе с другими причинами, довольно широкий разброс экспериментальных данных вокруг кривой закона Тобы $h \sim T^{3/2}$. В то же время вывод об уменьшении показателя степени у периода при развитии волнения не находит подтверждения в данных эксперимента. Это следует из рис. 1, основанного на взятом из работы Тобы (рис. 7 в [2]), на котором точки в координатах H и T соответствуют отдельным измерениям или коротким сериям измерений высот и периодов для пика волнения. Там же приведены соответствующие (7) зависимости $h \sim T^n$, где $n = \frac{3}{2} \pm \frac{1}{6}$, где, согласно [11], $n = \frac{5}{3}$ соответствует крутым модам волнам, а $n = \frac{4}{3}$ — волнам зыби. На этом же

рисунке приведены данные для спектров волнения, полученных на Горьковском водохранилище. В случаях, когда волнения Ω находились в интервале 1.5–3.5, что соответствует более ранней стадии развития волнения, показатель степени был ниже 3/2 (рис. 1, серые кружки). Напротив, для сравнительно редких измерений, проведенных в условиях слабых ветров, когда $\Omega = 0.3–0.8$ (рис. 1, черные кружки), показатель степени оказывается больше 3/2. Это указывает на то, что для объяснения тонких деталей развития волнения необходимо привлекать дополнительные факторы, которыми могут стать, например, особенности взаимодействия волнения с полем ветра или когерентные эффекты в поле нелинейных волн.

2. ОСОБЕННОСТИ ДИФфуЗИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ В ПРИСУТСТВИИ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ

Спектры (4)–(6) хорошо согласуются с теорией [16] и опытами по диффузии примесей в присутствии волн разного возраста на морской поверхности. Спектр $\omega^{-13/3}$, соответствующий “молодому волнению”, объясняет ранние мелкомасштабные эксперименты по диффузии Ричардсона и Стомела [17, 18], а спектр $\omega^{-11/3}$ (6), относящийся к зыби, удивительно хорошо объясняет крупномасштабные эксперименты Окубо [19–21].

Морское волнение вызывает дисперсию пятен загрязнений поверхностных вод. Существенную роль при этом играет частотный спектр возвышений водной поверхности. В 1950–70 гг. в связи с прикладными аспектами проблемы и отсутствием тогда адекватных моделей прогноза волнения много усилий было направлено на натурные измерения дисперсии пятен примесей.

Работы были начаты в конце 1940-х гг. Ричардсоном и Стоммелом. Наиболее полные данные о росте таких пятен были опубликованы Окубо [19]. Работы 1948 и 1949 гг. позволили определить, что для масштабов в пределах 100 м коэффициент относительной турбулентной диффузии $K(r) \sim r^{4/3}$, как в атмосфере, что соответствует спектру возвышений $S_h(\omega) \sim \omega^{-13/3}$. Теория дисперсии поверхностных загрязнений морскими волнами была развита Голицыным [20] и уточнена Голицыным и Чхетиани [21] с учетом вихревой компоненты волнения, дающей для жидкой частицы в волне рассогласование в фазах для вертикальной и горизонтальной компонент скорости частицы порядка угловой минуты. Это приводит к возникновению горизонтальной скорости порядка 1 см/с. Это достаточно для распространения пятен за несколько месяцев наблюдений на несколько сотен км. В статье Голицына [20] для степенного спектра скоростей волнений с учетом

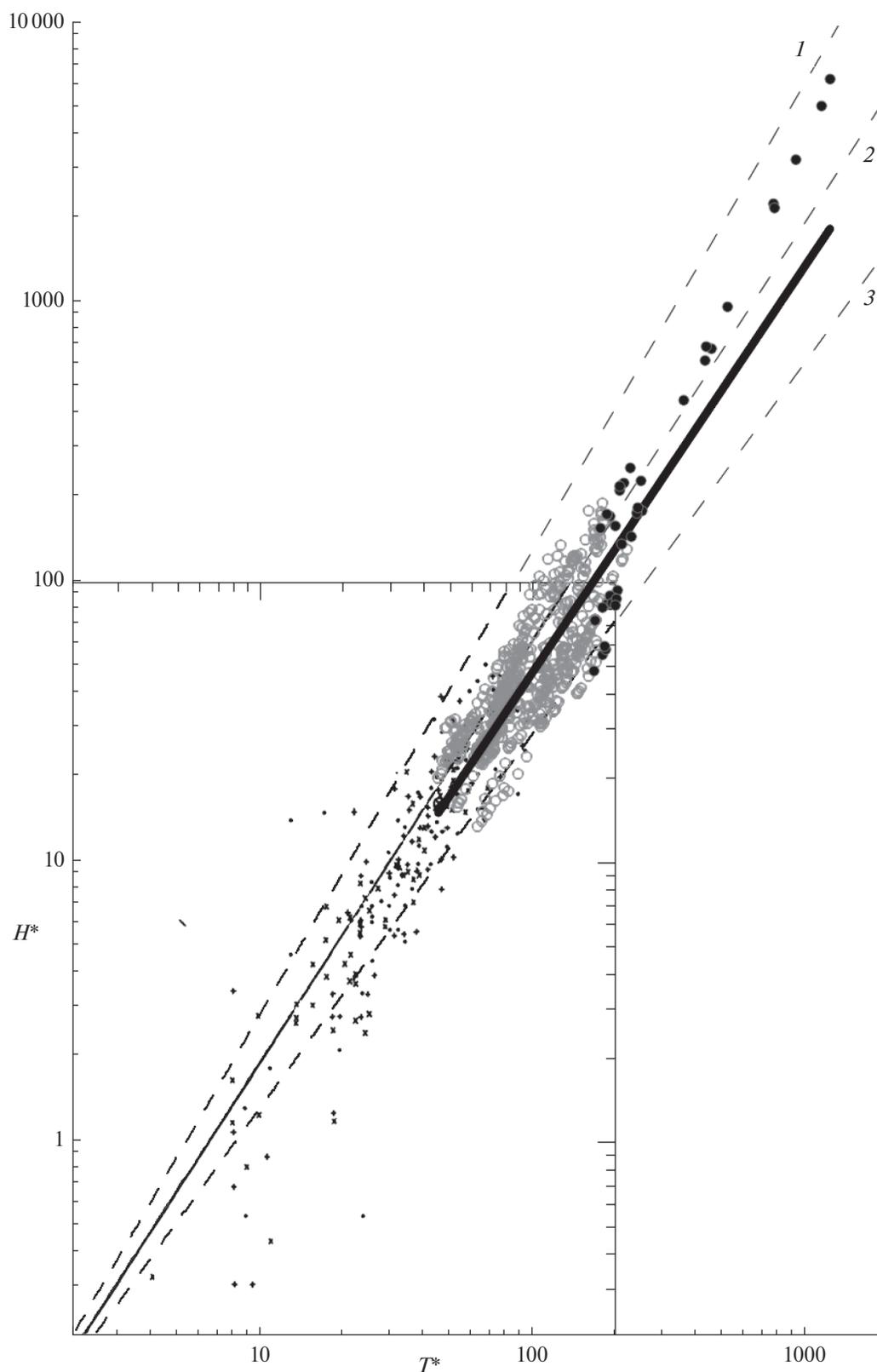


Рис. 1. Проверка статистического закона Тоба по данным для индивидуальных волн. 1 – $H^* = 0.062T^{*(3/2)}$, 2 – $H^* = 0.062T^{*(5/3)}$, 3 – $H^* = 0.062T^{*(4/3)}$. Черные крестики – результаты из работы [15]. Серые и черные кружки – данные, полученные на Горьковском водохранилище (серые кружки – $\Omega = 1.5\text{--}3.5$, черные кружки – $\Omega = 0.3\text{--}0.8$), сплошная черная линия – аппроксимация $H^* = 0.062T^{*(1.448 \pm 0.003)}$.

дисперсионного соотношения на глубокой воде и учета $E_u(k) = c_{rp} E_\omega(\omega)$, $c_{rp} = d\omega/dk$,

$$E_u(k) = 2g^{1/2} k^{-5/2} E_k(\omega(k)). \quad (8)$$

Коэффициент турбулентности диффузии оценивали по формуле Тэйлора (1915 г.):

$$K(r) = r\delta u(r) = \frac{d}{dt} S(r) = rD_u^{1/2}(r), \quad (9)$$

где δu – разность скоростей на границах пятна площади $S(r)$, $D_u(r)$ – структурная функция скоростей. Знание спектра горизонтальных скоростей позволяет оценить соответствующую структурную функцию $D_u(r)$, после чего согласно (9)

$$K_n(r) \approx a_n r^\gamma, \quad \gamma = \frac{n+1}{4}, \quad (10)$$

где n – показатель степени в энергонесущей части частотного спектра возмущений, где $\omega_p < \omega < 5\omega_p$ (“море Хассельмана”).

Здесь рассматриваются молодые волны $n = 13/3$, волны среднего возраста $1.2 < \Omega < 2$ с $n = 4$ и волны зыби с $n = 11/3$ (см. выше).

Тогда для молодых волн $K \sim r^{4/3}$, что с высокой точностью описывает экспериментальные результаты, для средних волн $\gamma = 5/4$, что почти не наблюдается, т.к. средние возрасты переходят быстро [20] в насыщенные, т.е. в зыбь, и при $n = 11/3$ получаем $\gamma = 7/6$, а у Окубо [19] $\gamma = 1.15$ и у Голицына [20] $\gamma = 7/6 \pm 0.05$. Не менее впечатляющее совпадение и по площадям: у Окубо $S(t) \sim t^{2.34}$, а у Голицына t^m , $m = 8(7-n)^{-1}$, и при $n = 11/3$ показатель $m = 12/5 = 2.4$, а пересчет показателя m по экспериментальным данным Окубо дал $m = 2.33 \pm 0.11$. Следует поражаться точности глазомера Окубо, который на глаз определял величины показателей степени. Значение $\gamma = 7/5$ определено по данным, относящимся к большим масштабам, когда волны уже близки к насыщению и показатель спектра $n = 11/3$. Так что данные по диффузии пятен одни из первых (если не первые) хорошо подтверждают этот теоретический результат.

Полезно также упомянуть, что два независимых параметра подобия в теории волн – разгон и возраст – в процессе эволюции волн оказываются связанными друг с другом [20] соотношением $\Omega = 2\pi A F^{-\alpha} = 2\pi A \tau^{\frac{\alpha}{1-\alpha}}$, где $\tau = (1 - \alpha) \times \frac{t}{T_0} = \frac{(1 - \alpha) g T}{4\pi A U_{10}}$.

3. ЗАКОНЫ ДИФФУЗИИ ПЯТЕН ЗАГРЯЗНЕНИЙ В СВЕТЕ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ЗАКОНОВ А.Н. КОЛМОГОРОВА

Соотношение между высотой волн и их периодом прекрасно объясняют законы диффузии пятен загрязнений на разных стадиях развития волнения. Объяснения этой тенденции дают вероятностные законы А.Н. Колмогорова, прослеживаемые в самых разнообразных природных явлениях [14, 22]. А.М. Обухов в 1958 г. [23, 24] рассмотрел основное уравнение Колмогорова [22] для функции распределения вероятностей 6-мерного вектора $p(t, x_i, u_i)$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + u_i \frac{\partial p}{\partial x_i} = D \frac{\partial^2 p}{\partial u_i^2}. \quad (11)$$

Коэффициент диффузии D в [23] найден равным половине скорости диссипации кинетической энергии турбулентности ϵ , т.е. он является удвоенным коэффициентом диффузии в пространстве скоростей [23]. Колмогоров выписал фундаментальное решение уравнения (11), которое детально обсуждено в §24.4 книги А.С. Монина и А.М. Яглома [24].

В работе [23] и в книге [24] устанавливается, что уравнение Фоккера–Планка–Колмогорова (8)–(11) имеет три вероятностных масштаба:

$$\langle v_i^2 \rangle = \epsilon t, \quad (12)$$

$$\langle x_i^2 \rangle = \epsilon t^3, \quad (13)$$

$$\langle v_i x_i \rangle = \epsilon t^2, \quad (14)$$

и если выразить из (13) время как $t = (r^2/\epsilon)^{1/3}$, где $r^2 = \langle x_i^2 \rangle$, и подставить это в (12), то получится выражение для пространственной структурной функции скорости теории турбулентности Колмогорова–Обухова $D_u(r) = (\epsilon r)^{2/3}$, а если это же время подставить в (12), то получим закон турбулентной диффузии Ричардсона–Обухова $K = \epsilon^{1/3} r^{4/3}$.

Выражение (13) допускает трактовку как структурная функция случайной координаты жидкой частицы с нулевыми начальными данными. Тогда для нее можно найти спектр, как преобразование Фурье, случайного процесса со стационарными приращениями второго порядка. Общая теория таких процессов развита А.М. Ягломом в книге [25]. Терминология здесь такова: случайные силы – это ускорения на жидкие частицы, распределенные по Маркову, или, в современных терминах, дельта-коррелированные по времени, относительные скорости между каждой парой из общего числа N жидких частиц – это приращения первого порядка, а расстояние между частицами – это стационарные прираще-

ния второго порядка. Соответствующие численные расчеты таких вторых моментов (12)–(14) проведены в [26]. Они подтверждают, что ансамбли даже из 10 частиц неплохо согласуются с масштабами (9)–(12) и (10)–(13), ансамбли из 100 частиц дают для них зависимости, практически не отличающиеся от теоретических, точные для бесконечных ансамблей. Масштаб (11)–(14) требует для расчетов ансамбли уже в сотни частиц.

Если структурная функция имеет степенную форму $D(t) = At^\gamma$, то и спектр также степенной $S(\omega) \sim C\omega^{-\gamma-1}$, и между коэффициентами A и C имеются специальные соотношения, в случае стохастических приращений первого порядка [25, 26]

$$C = A\pi^{-1}\Gamma(\gamma + 1)\sin(\pi\gamma/2), \quad (15)$$

а для приращений второго порядка [27], когда $D(t) = At^\gamma$, $2 < \gamma < 4$,

$$C_2 = \frac{\Gamma(\gamma + 1)|\sin(\pi\gamma/2)|A}{\pi(2^{1-\gamma} - 2^3)}, \quad (16)$$

где $\Gamma(v)$ – гамма-функция Эйлера. Отсюда сразу видно, что масштабу (13) соответствует спектр ω^{-4} . Таким образом, этот спектр, как и соотношение Тобы, является прямым следствием вероятностных законов Колмогорова [22], доведенных учениками его школы в [24] до вида, удобного для конкретных приложений (см. также [14]).

Результаты А.Н. Колмогорова [22] достаточно общие и не зависят от числа измерений пространства и требуют только некоторой однородности (вроде отсутствия разрывов) в поведении функций распределения вероятностей многомерного вектора $p(t, x_i, u_i)$. Поэтому они могут служить моделью изучаемого процесса и использования для его анализа методов теории подобия и размерности. Однако рамки для пределов оправданности результатов, полученных таким образом, устанавливаются из физических соображений, например путем нахождения в изучаемой системе параметров подобия [28]. Эти параметры могут возникнуть при сравнении формул, полученных из размерности, с конкретными данными измерений (или расчетов). Для морского волнения таким параметром является прежде всего возраст (2), а затем и разгон. С возрастом слегка меняется наклон спектра возвышения согласно формулам (5), что и приводит к разбросу экспериментальных данных (см. [28]).

Нужно упомянуть, что соотношение размер–период (13) неплохо проявляется в законах разгона, описывающих изменение высоты и периода пика волны [6, 10], которые имеют вид

$$\frac{U_{10}}{gT_p} = AF_p^{-\alpha}, \quad (17)$$

$$\frac{g^2 \epsilon}{U_{10}^4} = BF_p^\beta, \quad (18)$$

где $\epsilon = h_p^2/16$, индекс p относится к пику волнения.

Исключая из этих двух формул разгон $F = gx/U^2$, где x – расстояние от подветренного берега, получим

$$16\epsilon = h_p^2 = \frac{U^4}{g^2} \left(\frac{AgT_p}{U} \right)^\beta. \quad (19)$$

Согласно книге [6] и более поздней работе [10], где собраны значения α и β по полевым экспериментам и 8 численным расчетам, значения α заключены в пределах от 0.23 до 0.33 (полевые данные) и от 0.2 до 0.3 по расчетам, а значения β – от 0.7 до 1.0 (по полевым) – и от 0.6 до 1.0 – по расчетам. По полевым данным, меньшим значениям α соответствуют и меньшие значения β , но довольно очевидно прослеживается, что величины α примерно втрое меньше β , т.е. показатель степени справа в (19) примерно равен 3. В случаях из 23 полевых данных в [10] значения $\alpha = 0.33$ и $\beta = 1.0$, т.е. соотношение $\beta = 3\alpha$ выполняется точно. Таким образом, и здесь прослеживается соотношение (13) в законах Колмогорова [22, 14].

Проанализируем более детально статистику данных в [11] и показателей степени в законах разгона, собранных там в табл. 1 и 2. Если, не задумываясь, просто осреднить 23 значения показателей, то получим $\alpha = 0.275 \pm 0.026$ и $\beta = 0.888 \pm 0.087$, откуда $\beta = 3.2\alpha (1 \pm 0.19)$. Таким образом, соотношение Колмогорова (13) выполняется с точностью лучше 10%. Однако внимательное рассмотрение данных полевых измерений выявляет некоторую группировку данных о парах α и β . Например, менее полные данные полевых экспериментов, собранные до 1994 г. в [6], указывают, что эти пары, измеренные в условиях, когда вода холоднее воздуха, систематически меньше, чем в противоположных случаях, хотя и тут $\alpha = 0.23$, а $\beta = 0.7$, т.е. $3\alpha = 0.69 \approx 0.7$. Пять последних случаев табл. 1 из [11] дают $\alpha = 0.33$ и $\beta = 1.0$, т.е. лучшего подтверждения масштаба (13) ожидать и не приходится, хотя таких случаев 6 из 23. С другой стороны, высоты пика волнения различаются более чем в 4 раза, согласно первому столбцу табл. 1 из [11], а их периоды – в 2.5 раза. Отсутствие данных о температурах воды и воздуха, т.е. о стратификации атмосферы, весьма сильно влияющей на рост волнения, мешает произвести более аккуратный анализ данных с учетом возраста волн, когда, например, при более теплой, чем воздух, воде для зыби с более пологим спектром можно ожидать, что $\epsilon \sim h^2 \propto T^{8/3}$, т.е. $\beta \propto T^n$, где $n = \pm 1/6$, согласно (7). Таким образом, отсутствие данных по возрастам Ω , неучет стратификации атмосферы и

просто недостаточность числа измерений – все это объясняет разброс в зависимости $\beta \approx 3\alpha$.

Таблица 2 из [11] приводит результаты восьми численных расчетов параметров волнения. Показатели α и β находятся в более широких пределах: $0.19 < \alpha < 0.3$ и $0.5 < \beta < 1.0$, чем данные табл. 1 из [11], пределы для частот пика примерно совпадают, но энергии могут быть и на порядок больше, чем в полевых данных. При простом осреднении волновых параметров получаем $\beta = 0.64 \pm 0.24$ и $\alpha = 0.22 \pm 0.02$. Соотношение $3\alpha \approx \beta$ приблизительно сохраняется (с точностью до 40%).

В.Е. Захаров и его школа (см. [10]) вывели “магическое” соотношение

$$2\beta = 10\alpha + 1,$$

которое по данным табл. 1 из [11] выполняется с точностью до 20% по различию параметров $\alpha_{\text{эксп}}$ и $\alpha_{\text{теор}}$ (строка 16 там и до 17% к выполнению формулы (9) в табл. 2 из [11]).

В последнем случае длительные и дорогие численные эксперименты выполнялись в зависимости только от разгона и рассчитывались интегрально осредненные разгоны и возрасты. Эти величины также в этих расчетах демонстрировали степенное поведение, причем простое осреднение этих результатов табл. 2 дало в наших обозначениях

$$\beta = 2.83(1 \pm 0.09)\alpha,$$

а по табл. 1 имеем

$$\beta = 3.25(1 \pm 0.07)\alpha.$$

В книге Янга (1999) [29] автор дает значения β и α , осредненные по многим полевым экспериментам: $\alpha = 0.25$, $\beta = 0.8$, т. е. $\beta/\alpha = 3.2$.

Резюмируя степенные законы разгона, можно сказать, что нередко встречающиеся экспериментальные значения $\alpha = 0.33$ и $\beta = 1.0$ относятся к случаям, когда развивающиеся волны близки к возрастам $1.2 < \Omega < 2$. Случаи $0.22 < \alpha < 0.33$ и $0.7 \leq \beta < 1$ относятся либо к зыби, либо к $0.83 < \Omega < 1.2$, когда по всей видимости спектр возвышений пропорционален $\omega^{-11/3}$, соотношение Тобы меняется с $h^2 \sim T^3$ на меньшую степень – $8/3$ у периода T . Прекрасное совпадение результатов анализа данных по диффузии примесей на морской поверхности именно с этим спектром $\omega^{-11/3}$ [19, 20] указывает на его преобладание на большей части площадей океана и большую часть времени. Однако следует признать, что согласно данным измерений, с точностью до нескольких процентов всегда $\beta \approx 3\alpha$, что указывает на действие и здесь законов Колмогорова.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложность системы с развивающимися волнами, зависящей от разгона и возраста волнения, от переменности ветра по силе и по направлению, ограниченность по времени периодов наблюдений, разнообразие погодных условий, далеко не всегда фиксируемых в полевых, – все эти факторы пока не дают возможности сделать четкие разграничения для пар α и β по всем этим перечисленным параметрам. Вероятно, если такое разграничение и будет когда-нибудь сделано, то это будет иметь вид многомерной матрицы.

Работа частично поддержана грантом РФФ (20-77-00097), за счет которой Г.А. Байдаковым проведена обработка данных экспериментов по измерению волнения на водохранилище.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Phillips O.M. The equilibrium range in the spectrum of wind-generated ocean waves // J. Fluid Mech. 1958. № 4(3). P. 426–434.
2. Китайгородский С.А. Применение теории подобия к анализу волн, возбуждаемых ветром, как случайному процессу // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 1. С. 73–82.
3. Захаров В.Е., Филоненко Н.Н. Спектр энергии для стохастических колебаний поверхности жидкости // Докл. АН СССР. 1966. № 170(6). С. 1292–1295.
4. Toba Y. Total balance in the air-sea boundary processes: III. On the spectrum of wind waves // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1973. № 29(3). P. 209–229.
5. Волков Ю.А. Анализ спектров морского волнения, развивающегося под действием турбулентного ветра // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1968. № 4(9). С. 968–987.
6. Komen G.J., Cavaleri L., Donelan M. et al. Dynamics and Modelling of Ocean Waves. Cambridge: CUP, 1994.
7. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.H. et al. Bulk parametrization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. // J. Climate. 2003. № 16(4). P. 572–591.
8. Троицкая Ю.И., Рыбушкина Г.В. Квазилинейная модель взаимодействия поверхностных волн с сильными и ураганскими ветрами // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. № 44(5). С. 670–694.
9. Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V.I. Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. № C00J21. 13 p.
10. Zakharov Vladimir. Analytic theory of a wind-driven sea // Scientific Direct. Proceeding IUTAM Symposium Wind Waves. 4–8 September, 2017. London, UK.
11. Gagnaire-Renou E., Benoit M., Badulin S. On weakly turbulent scaling of wind sea in simulation of fetch-limited growth // J. Fluid Mech. 2011. № 689. P. 178–213.

12. *Hasselmann K.* On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecapping. // *Bound.-Layer Meteorol.* 1974. № 6(2). P. 107–127.
13. *Заславский М.М., Захаров В.Е.* Форма спектра энергонесущих компонент в слабонелинейной теории ветровых волн // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1983. № 19(3). С. 207–212.
14. *Toba Y.* Local balance in the air-sea boundary processes. I. On the growth process of wind waves // *J. Oceanogr. Soc. Japan.* 1972. V. 28. P. 109–120.
15. *Toba Y.* Stochastic form of the growth of wind waves in a single-parameter representation with physical implications // *J. Phys. Oceanogr.* 1978. № 8(5). P. 494–507.
16. *Golitsyn G.S.* Laws of random walks by A. N. Kolmogorov 1934 // *Soviet Meteorol. Hydrol.* 2018. № 3. P. 5–15.
17. *Richardson L.F., Stommel H.* Note on eddy-diffusion in the sea // *J. Meteorol.* 1948. № 5(5). P. 238–240.
18. *Stommel H.* Horizontal diffusion due to oceanic turbulence // *J. Marine Res.* 1949. № 8(3). P. 199–225.
19. *Okubo Y.* Oceanic diffusion diagrams // *Deep-Sea Res.* 1971. № 18(6). P. 789–902.
20. *Голицын Г.С.* Коэффициент турбулентной диффузии примеси на водной поверхности в зависимости от стадии развития волнения // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. № 47(3). С. 426–432.
21. *Голицын Г.С., Чхетиани О.Г.* Влияние вязкости на горизонтальную диффузию примеси в поле ветровых волн // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2014. № 50(6).
22. *Kolmogorov A.N.* Zufällige Bewegungen // *Ann. Math.* 1934. № 35. P. 116–117.
23. *Obukhov A.M.* Description of turbulence in terms of Lagrangian variables // *Adv. in Geophysics.* 1959. V. 6. P. 113–115.
24. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Т. 2. М.: Наука, 1967 (English ed. MIT Press, 1975).
25. *Yaglom A.M.* Correlation Theory of Stationary and Related Random Functions. I. Basic Results. Berlin. Springer Verlag. 1986.
26. *Гледзер Е.Б., Голицын Г.С.* Скейлинг и конечные ансамбли частиц в движении с притоком энергии // *ДАН.* 2010. № 433(3). С. 466–470.
27. *Голицын Г.С., Фортус М.И.* Случайные процессы со стационарными приращениями и композитные спектры // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. № 56(3).
28. *Barenblatt G.I.* Scaling. Cambridge: CUP, 2003.
29. *Young I.R.* Wind Generated Ocean Waves. Elsevier, 1999.

Analysis of the Frequency Spectra and the Laws of Growth of Sea Waves from the Point of View of the Probabilistic Laws of A.N. Kolmogorov and His School

G. S. Golitsyn¹, Yu. I. Troitskaya^{1, 2}, and G. A. Baydakov^{1, 2, *}

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Sciences, Pyzhevskiy per., 3, Moscow, 119017 Russia*

²*Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Ul'yanov Str., 6, Nizhny Novgorod, 603950 Russia*

*e-mail: baydakov@ipfran.ru

The paper analyzes the data of *in situ* measurements of the parameters of surface waves, carried out at various degrees of its development. The Toba relations relating the heights and periods of wind waves are discussed. The factors that determine the deviation of these laws from the classical 3/2 law are discussed. Using the probabilistic laws of A.N. Kolmogorov and his school, an interpretation of the features of the diffusion of an impurity in the field of surface waves at various accelerations is proposed.

Keywords: wind waves, fetch law, impurity diffusion

УДК 551.551;536.1

О ТЕРМОДИНАМИКЕ КОЛМОГОРОВСКОГО СКЕЙЛИНГА В ТУРБУЛЕНТНОСТИ

© 2021 г. Е. Б. Гледзер*

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

*E-mail: aegledzer@gmail.com

Поступила в редакцию 28.05.2020 г.

После доработки 14.08.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Выписаны модельные уравнения баланса энергии для турбулентности в форме первого начала термодинамики. С помощью интегрирующего множителя (обратная энергия турбулентности) получены формулы для энтропии. Для распределения энергии по закону Колмогорова–Обухова энтропия принимает такую же форму, как для идеального газа в термодинамике. Предложена возможная формула для температуры турбулентности, учитывающая основной механизм передачи энергии в турбулентности – гидродинамическую неустойчивость.

Ключевые слова: энтропия, скейлинг, турбулентный каскад

DOI: 10.31857/S0002351521010065

1. ВВЕДЕНИЕ

Известные подходы в турбулентности с использованием методов термодинамики и статистической физики, как правило, связаны с применением формул для энтропии Больцмана–Гиббса–Шеннона [1, 2], вида $S \sim \int f(x, t) \ln f(x, t) dx$. Сюда входит распределение вероятностей молекулярных частиц турбулентной среды, которое аппроксимируется либо максвелловским распределением с выделением скорости турбулентной составляющей потока, либо на основе модельных представлений о полях скорости и диссипации в развитой турбулентности [3–5].

При этом в таком подходе трудно обнаружить связь с каскадными процессами в турбулентности и соответствующими колмогоровскими закономерностями, а энтропия уступает по важности другим характеристикам турбулентности – распределениям вероятностей, потокам энергии, спектрам и т.д. Кроме того, не удается найти параметр, аналогичный термодинамической температуре, который аккумулировал бы в себе как энергетические характеристики турбулентности, так и меру каскадной передачи энергии по спектру масштабов. В турбулентности таким параметром служит число Рейнольдса как характеристика глубины каскада и его энергии. Однако можно ли его связать с известными термодинамическими представлениями о температуре?

Известны также аппроксимации энтропии формами Реньи и Тсаллиса [6–9], что свидетельствует о неоднозначности при выборе форм для энтропии.

В равновесной термодинамике энтропия определяется как функция состояния с введением интегрирующего множителя из первого начала:

$$\delta Q = dE + p dV, \quad pV = (2/3)NE.$$

Здесь δQ – приток тепла, E – энергия (для идеального газа $E = (3/2)kT$), N – число молекул в объеме V , k – постоянная Больцмана. Также напомним, что $N_a k = R$ – удельная газовая постоянная, где N_a – число Авогадро. Используя интегрирующий множитель $\frac{1}{E}$, получим полный дифференциал энтропии S как функции состояния

$$\begin{aligned} \frac{\delta Q}{E} = dS &= \frac{dE}{E} + \frac{2}{3} N \frac{dV}{V}; \\ S &= S_0 + \ln E + \frac{2}{3} N \ln V. \end{aligned} \quad (1)$$

Если газ неидеальный, т.е. внутренняя энергия E зависит и от объема V , то для того, чтобы форма $\frac{\delta Q}{T}$ была полным дифференциалом, необходимо

$$\left. \frac{\partial E}{\partial V} \right|_T = T \left. \frac{\partial p}{\partial T} \right|_V - T.$$

Используем далее этот подход для развитой турбулентности с учетом существенных отличий

от равновесной термодинамики, в которой рассматриваются процессы с характерными временами намного больше времен релаксации. Для турбулентности существенным является сток или диссипация энергии, извне подводимой в турбулентный поток. Кроме того, взаимодействие между возмущениями различных масштабов, приводящее к возникновению потока энергии по спектру, характеризуется временными масштабами, определяемыми величиной этого потока и пространственным масштабом возмущений.

Связи величин энергии, характерных времен и масштабов, потоков энергии, выражаемые через структурные функции скорости и смещений частиц жидкости, приведены в работах [10, 11] как следствия из простейшей модели неравновесной лагранжевой динамики в конечном ансамбле частиц с притоком энергии.

2. ЭНТРОПИЯ В ТУРБУЛЕНТНОСТИ

В изотермической турбулентности вместо притока тепла δQ можно, виртуально, ввести внешний механический привод (какие-то механические мешалки, турбинки различных масштабов), который генерирует соответствующие разномасштабные движения в жидкости. Вместо внутренней энергии $E(T, V)$ молекулярного движения газа возьмем энергию турбулентных пульсаций с масштабами от минимальных $l = 0$ до масштаба l :

$$E(l, \varepsilon) = \int_k^\infty E(k)dk, \quad k = \frac{2\pi}{l},$$

где $E(k)$ -спектр энергии пульсаций. Для спектра Колмогорова–Обухова $E(k) = C\varepsilon^{2/3}k^{-5/3}$ имеем $E(l, \varepsilon) = C_0(\varepsilon l)^{2/3}$. Это энергия всех пульсаций с масштабами от $l = 0$ до l . В качестве внешнего параметра присутствует ε -поток энергии по спектру.

Механическая генерация движений с формой δQ дает изменение энергии $dE(l, \varepsilon)$ турбулентных пульсаций с масштабами l и менее. Но эта же генерация создает также сквозной по масштабам поток энергии ε , который за интервал времени $d\tau$ даст прирост энергии $\varepsilon d\tau$. Для заданного пространственного масштаба l потока ε масштаб времени τ зависит от l и ε , $\tau = \tau(l, \varepsilon)$.

Амплитуда скорости \sqrt{E} , задаваемая энергией E , за время τ создает ускорение $\frac{\sqrt{E}}{\tau}$ (или силу для единицы массы). Это ускорение (сила) при изменении размера возмущений на dl совершает работу, пропорциональную $\frac{\sqrt{E}}{\tau} dl$.

Все вместе: внешний привод δQ дает изменение энергии $dE(l, \varepsilon)$ прирост $\varepsilon d\tau$ при потоке энергии по спектру масштабов и, кроме того, работу $\alpha \frac{\sqrt{E}}{\tau} dl$ ($\alpha > 0$ – численный коэффициент, поскольку для работы имеется только оценка порядка величины). В результате вместо первого начала термодинамики для турбулентности имеем уравнение баланса

$$\delta Q = dE + \varepsilon d\tau + \alpha \frac{\sqrt{E}}{\tau} dl. \quad (2)$$

Для характерного времени $\tau(l, \varepsilon)$ примем

$$\tau(l, \varepsilon) = c \frac{E}{\varepsilon}, \quad c = \text{const}. \quad (3)$$

Это некий аналог уравнения состояния $pV = RT$ в термодинамике.

Тогда $d\tau = c dE/\varepsilon - c(E/\varepsilon^2) d\varepsilon$ и (2) примет вид

$$\delta Q = (1 + c)dE - c \frac{E}{\varepsilon} d\varepsilon + \frac{\alpha}{c} \frac{\varepsilon}{\sqrt{E}} dl. \quad (4)$$

Как и в термодинамике (1), вводим интегрирующий множитель $\frac{A}{E}$ ($A > 0$ – нормировочная константа, которой можно воспользоваться для некоторых упрощений):

$$\frac{A\delta Q}{E} = dS = A(1 + c)d(\ln E) - Acd(\ln \varepsilon) + \frac{A\alpha}{c} \frac{\varepsilon}{E^{3/2}} dl. \quad (5)$$

Здесь последний член может иметь дифференциальную форму, если величина $\frac{\varepsilon}{E^{3/2}}$ зависит только от масштаба l ,

$$\frac{\varepsilon}{E^{3/2}} = f(l). \quad (6)$$

Как частный случай, положим

$$\frac{\varepsilon}{E^{3/2}} = \frac{1}{C_0^{3/2}} \frac{1}{l}. \quad (7)$$

Это соответствует колмогоровской зависимости

$$E(l, \varepsilon) = C_0(\varepsilon l)^{2/3}. \quad (8)$$

Тогда получаем

$$\frac{A\delta Q}{E} = dS = Ad[(1 + c)\ln E - c\ln \varepsilon + qlnl], \quad (9)$$

$$q = \frac{\alpha}{cC_0^{3/2}}, \quad S = S_0 + Acln\left(\frac{E}{\varepsilon} \frac{1+c}{c}\right) + Aqlnl.$$

С использованием (8) при исключении ε эта формула примет вид

$$S = S_0 + A \ln(E^{1-c/2}) + A \ln(l^{c+q}). \quad (10)$$

Если исключить E , то имеем

$$S = S_0 + A \frac{2}{3} \left[\ln(\varepsilon^{1-c/2}) + \ln(l^{1+c+3q/2}) \right]. \quad (11)$$

Логарифмические зависимости функций S от E , ε и l соответствуют энтропии (1) для идеального газа, если учесть, что $\ln l = (1/3) \ln l^3 = (1/3) \ln V$.

Если вместо колмогоровской зависимости (8) принять в (5), (6) аномальный скейлинг

$$E(l, \varepsilon) = C_0(\varepsilon l)^{2/3} \left(\frac{l}{L} \right)^{2z/3}, \quad (12)$$

то вместо (7) имеет место

$$\frac{\varepsilon}{E^{3/2}} = \frac{1}{C_0^{3/2}} \frac{1}{l} \left(\frac{l}{L} \right)^z,$$

а для энтропии получим

$$S = S_0 + A \ln(E^{1-c/2}) + A(1+c) \ln l - \frac{Aq}{z} \left(\frac{l}{L} \right)^z. \quad (13)$$

При $z \rightarrow 0$ после перенормировки S_0 можно перейти к (9). Здесь энтропия уже не имеет форму, как для идеального газа.

Рассмотрим адиабатическую турбулентность, когда энтропия не меняется, т.е. согласно (10), (11)

$$\begin{aligned} E^{1-c/2} l^{c+q} &= \text{const}, \\ \varepsilon^{1-c/2} l^{1+c+3q/2} &= \text{const}. \end{aligned} \quad (14)$$

Из (14) следует, что при $c < 2$ увеличение E или ε требует уменьшения l для сохранения энтропии. Напротив, при $c > 2$ увеличение E или ε требует увеличения l . Эти два случая аналогичны процессам потока энергии, соответственно, для трехмерной (к мелким масштабам) и двумерной (в сторону крупных масштабов) турбулентности. Константа c задает характерное время для возмущений с масштабами l и потоком ε , т.е. для $c > 2$ (димеризация) время τ – увеличенное – по сравнению с трехмерной турбулентностью при $c < 2$.

При $c = 2$ имеем вырождение: энтропия (10) зависит только от масштаба l , а при $c > 2$ (как бы двумерная турбулентность) энтропия при увеличении E для фиксированного масштаба l уменьшается (что-то вроде отрицательной теплоемкости).

3. ТЕМПЕРАТУРА ТУРБУЛЕНТНОГО КАСКАДА

Если использовать классическое соотношение $\frac{\partial S}{\partial E} = \frac{1}{\Theta}$, связывающее энтропию, энергию и тем-

пературу, то из (10), (13) получим $\Theta = \frac{E}{A(1-c/2)}$, т.е. (без учета численных констант)

$$\Theta_k = \varepsilon^{2/3} l^{2/3} \frac{1}{A(1-c/2)} \equiv \left(\frac{\varepsilon^2}{l} \right)^{1/3} \frac{1}{A(1-c/2)}. \quad (15)$$

Такая форма для температуры имеет определенную привлекательность, поскольку при $c > 2$ (указанная выше тенденция к димеризации) значение $\Theta_k < 0$, что напоминает известную отрицательную вязкость. Однако эту форму для температуры Θ для турбулентного каскада вряд ли можно принять: если в газах передача энергии происходит при смешении объемов с разными температурами и соответствующим их выравниванием из-за движений молекул с разными скоростями, то в турбулентности основным механизмом передачи энергии является гидродинамическая неустойчивость. При этом в равновесном состоянии энергии пульсаций разного масштаба не выравниваются. И можно говорить только о температуре как характеристике для состояния совокупности движений с масштабами в достаточно широком диапазоне (например, от колмогоровского до l).

Есть несколько соображений, согласно которым температура турбулентности может быть линейной функцией по масштабу l , а не $l^{2/3}$, как в (15). В термодинамике работа расширения до объема V при постоянном давлении p , $\int_0^V p dv = pV$, равна NkT (T – кинетическая температура). Рассмотрим турбулентность с внешним масштабом L и потоком энергии по спектру ε . Тогда величина $a = \left(\frac{\varepsilon^2}{L} \right)^{1/3}$ по размерности – сила на единицу массы. При делении на l^2 получаем давление $p_a = \frac{a}{l^2}$, так что аналогом термодинамической величины pV для турбулентности является $p_a l^3 = al = \left(\frac{\varepsilon^2}{L} \right)^{1/3} l$, что соответствует некоторой энергетической величине – аналогу кинетической температуры. Таким образом, вместо (15) можно ввести температуру

$$\Theta_l = \left(\frac{\varepsilon^2}{L} \right)^{1/3} l. \quad (16)$$

Если в (16) $l = L$, то $\Theta_L \sim E(\varepsilon, L)$ – температура для всей области турбулентности пропорциональна колмогоровской энергии. С другой стороны, т.к. $\varepsilon \sim \frac{U^3}{L}$, то $\Theta_l \sim U^2 \frac{l}{L}$, т.е. температура Θ_l – это доля полной энергии U^2 , которая приходится

на масштабы до l . Кроме того, согласно (16) величина $U \frac{\partial \Theta_l}{\partial l}$, равная переносу температуры Θ_l (т.е. энергии) по масштабу l со скоростью $U = (\varepsilon L)^{1/3}$, совпадает с величиной потока энергии по спектру ε .

Заметим, что температура Θ_k (15) по колмогоровской энергии много больше температуры Θ_l , которую, как показано ниже, можно связать с числом Рейнольдса турбулентных возмущений с масштабом l : $\Theta_l \ll \Theta_k$ при $l \ll L$. Это объяснимо, поскольку каскадные процессы в турбулентности связаны с неустойчивостью гидродинамических течений, а для неустойчивости нет необходимости больших скоростей или энергий. Здесь большее значений имеет форма гидродинамического течения и, в частности, сдвиг скорости.

Характер потери устойчивости гидродинамических течений в самом простейшем виде был рассмотрен Ландау в его модели. Если $A(t)$ — амплитуда возмущений на фоне стационарного течения, то соответствующее модельное уравнение имеет вид

$$\frac{dA^2}{dt} = 2\gamma A^2 - \alpha A^4,$$

где α — постоянная Ландау, $\gamma > 0$ — инкремент неустойчивости. Постоянную α можно по размерности представить в виде $\alpha = \frac{\lambda_0}{U^2}$, где U — амплитуда скорости основного течения, $\lambda_0 = \text{const}$. В простейшем случае $\alpha > 0$. Величина A^2 асимптотически стремится к

$$A^2 = \frac{2\gamma}{\alpha}, \quad \frac{1}{\alpha} = \frac{U^2}{\lambda_0} = \frac{A^2}{2\gamma}, \quad U = \pm A \sqrt{\frac{\lambda_0}{2\gamma}}.$$

Предположим, что величина U — случайная и, как крупномасштабная скорость, имеет гауссовское распределение

$$P(U) = P_0 e^{-\frac{U^2}{2D^2}} = P_0 e^{-\frac{A^2 \lambda_0}{\gamma 4D^2}} \equiv \tilde{P}(A),$$

что дает функцию распределения A .

Распределение $\tilde{P}(A)$ можно рассматривать как микроканоническое, предполагая, что дискретный (с шагом $2\pi/L$, L — внешний масштаб турбулентности) спектр волновых чисел от $2\pi/l_k$ (l_k — колмогоровский масштаб) до $2\pi/l$ разбивается на интервалы Δk , $2\pi/L \ll \Delta k \ll 2\pi/l$. Тогда энергию A^2 можно отнести к интервалу Δk . В соответствии с распределением Гиббса формулу для $\tilde{P}(A)$, как вероятность состояния вблизи волнового числа

k , можно представить в виде $\exp\left(-\frac{A^2}{\Theta}\right)$, где величину $\Theta = \gamma \frac{4D^2}{\lambda_0}$, пропорциональную инкременту, следует определить как кинетическую температуру.

Инкремент вблизи критического числа Рейнольдса, следуя Ландау, представляем в виде $\gamma = \text{const}(\text{Re} - \text{Re}_{cr})$, т.е. кинетическую температуру для турбулентности можно связать с числом Рейнольдса: $\Theta \sim \text{Re}$. Число Рейнольдса для пульсаций с максимальным масштабом l равно $\text{Re}_l = \frac{Ul}{\nu}$, где U — амплитуда скорости в потоке, т.е. температура Θ пропорциональна масштабу l .

С другой стороны, неустойчивость гидродинамических течений в своей основе имеет сдвиговый характер, т.е. инкремент $\gamma \sim U(x)k \sim \Omega l k$, где l — масштаб изменения скорости по координате x , Ω — локальная завихренность, что также задает линейность по l инкремента γ .

Форма (16) для предполагаемой температуры учитывает гидродинамический характер турбулентности, связанный с каскадными процессами передачи энергии, однако никак не отражает возможность разнознакового направления каскада, как, например, формула (15), допускающая разные знаки температуры. В качестве такой формулы можно принять величину, связанную со структурной функцией третьего порядка $D_{LLL}(l) = \langle (u_L(x+l) - u_L(x))^3 \rangle$, линейной по сдвигу l

$$\Theta_L = -\frac{D_{LLL}(l)}{U}, \quad U = (\varepsilon L)^{1/3}. \quad (17)$$

Для инерционного диапазона в трехмерной турбулентности имеется соотношение Колмогорова $D_{LLL}(l) = -\frac{4}{5}\varepsilon l$, и формула (17) с точностью до константы переходит в (16). В этом случае $D_{LLL} < 0$, так что $\Theta_L > 0$. Наоборот, для двумерной турбулентности $D_{LLL} > 0$, поскольку поток энергии направлен в сторону укрупнения масштабов, что задает отрицательную температуру $\Theta_L < 0$.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для существования энтропии с интегрирующим множителем $\sim \frac{1}{E}$ (как в термодинамике) необходимо, чтобы форма $\frac{\varepsilon}{E^{3/2}}$ зависела только от масштаба l . Отсюда $E \sim \varepsilon^{2/3} f(l)$.

2. Если $f(l) \sim l^{2/3}$ (закон Колмогорова—Обухова), то энтропия принимает такую же форму, как для идеального газа в термодинамике, с отличиями, естественно, в коэффициентах. Полученные формулы для энтропии показывают ряд свойств, аналогичных для энтропии термодинамики.

3. В турбулентности основным механизмом передачи энергии является гидродинамическая неустойчивость. Поэтому температура, аналогичная термодинамической $T \sim E$, не отражает разномасштабность турбулентности с потоками энергии по спектру. Предложена формула для кинетической температуры $\Theta_L = -\frac{D_{LLL}(l)}{U}$, включающая структурную функцию третьего порядка, связанную с величиной и направлением потока энергии по спектру масштабов турбулентного течения.

Автор благодарен Г.С. Голицыну и О.Г. Чхетиани за интерес, обсуждения и помощь в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. М. Наука, 1964. 567 с.
2. Зорич В.А. Математические аспекты классической термодинамики. М.: МЦНМО, 2019. 164 с.
3. Климонтович Ю.Л. Турбулентное движение и структура хаоса. Новый подход к статистической теории открытых систем. М.: КомКнига, 2007. 328 с.
4. Uruba V. Energy and entropy in turbulence decompositions // Entropy. 2019. V. 21. P. 124. <https://doi.org/10.3390/e21020124>
5. Montgomery D. Maximal entropy in fluid and plasma turbulence: a review. In Maximum-Entropy and Bayesian Methods in Inverse Problems // Springer-Science + Business Media. B.V. 1985. P. 455–468.
6. Arimitsu T., Arimitsu N. Analysis of fully developed turbulence in terms of Tsallis statistics // Phys. Rev. E. 2000. V. 61. № 3. P. 3237–3240.
7. Arimitsu T., Arimitsu N. Tsallis statistics and turbulence // Chaos, Solutions and Fractals. 2002. V. 13. P. 479–489.
8. Bashkirov A.G. On maximum entropy principle, superstatistics, power-law distribution and Renyi parameter // Physica A. 2004. V. 340. № 1–3. P. 153–162.
9. Egolf P.W., Hutter K. Nonlinear, Nonlocal and Fractional turbulence // Springer. 2020. 474 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-26033-0>.
10. Гледзер Е.Б., Голицын Г.С. Скейлинг и конечные ансамбли частиц в движении с притоком энергии // Докл. АН. 2010. Т. 433. С. 466–470.
11. Голицын Г.С. Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментари, результаты. М.: КРАСАНД, 2012. 400 с.

On Thermodynamics of Kolmogorov's Scaling in Turbulence

E. Gledzer*

Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per., 3, Moscow, 109017 Russia
*e-mail: aegledzer@gmail.com

The model balance equation of turbulence is presented as the form of the first thermodynamics law. The forms for entropy are derived with the help of integrating factor. For Kolmogorov–Obukhov law the entropy has the same expression as for ideal gas. Some possible formula for turbulence temperature is proposed on the basis of hydrodynamical instability processes.

Keywords: entropy, scaling, turbulent cascade

УДК 551.510.4

НАБЛЮДЕНИЯ СОСТАВА АТМОСФЕРЫ НАД РОССИЕЙ: ЭКСПЕРИМЕНТЫ TROICA

© 2021 г. Н. Ф. Еланский^{а, *}, Г. С. Голицын^а, П. Й. Крутцен^б,
И. Б. Беликов^а, К. А. М. Бреннинкмайер^б, А. И. Скороход^а

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 109017 Россия

^бИнститут химии Макса Планка, Йоахим Бехер Вег, 27, Майнц, 55128 Германия

*e-mail: n.f.elansky@mail.ru

Поступила в редакцию 30.05.2020 г.

После доработки 06.07.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

В статье подводятся итоги проведения уникальных экспериментов по наблюдениям состава и состояния атмосферы над Россией (эксперименты TROICA). В работах участвовали ученые и техники из разных стран. Основной частью экспериментов являлось проведение измерений содержания газовых примесей и аэрозолей в атмосфере, ее метеорологических и радиационных характеристик на передвижной лаборатории, которая была специально сконструирована и построена для проведения трансконтинентальных наблюдений на сети электрифицированных железных дорог России. В ходе экспедиционных работ с участием передвижной лаборатории, наблюдений на научных станциях и в полевых экспериментах был собран большой объем информации, который продолжает анализироваться. В статье обсуждаются опубликованные ранее наиболее важные результаты и новые, полученные в последнее время, что позволяет сформировать целостную картину пространственного распределения и временной изменчивости состава атмосферы над обширной территорией Северной Евразии.

Ключевые слова: TROICA, состав атмосферы над Северной Евразией, качество воздуха, трансграничный перенос загрязнений, газовые примеси, аэрозоли, летучие органические соединения, озоноразрушающие вещества, эмиссии загрязняющих примесей

DOI: 10.31857/S0002351521010041

1. ВВЕДЕНИЕ

В последние несколько десятилетий загрязнение окружающей среды превратилось в глобальную экологическую проблему. Величайшие научные открытия, уникальные технологии и инженерные проекты индустриальной эры определили, с одной стороны, новое качество жизни человека, а с другой стороны, поставили ее под угрозу существования из-за достигнутого критического уровня загрязнения окружающей среды.

Одной из наиболее серьезных проблем является загрязнение атмосферы. Как следствие, ухудшается качество воздуха (особенно в крупных городах), изменяются радиационный режим и климат Земли. Экономический рост в мире сопровождается увеличением выбросов в атмосферу парниковых газов, химически активных и токсичных соединений, стойких органических загрязнителей и аэрозолей. К сожалению, начавшиеся в мире в 90-е годы бурное развитие исследований в области химии атмосферы и организация глобальной системы мониторинга состава атмосферы под эгидой Всемир-

ной метеорологической организации практически не затронули Россию [1–3]. Более того, заметно ухудшилось состояние действующих с 60-х годов станций мониторинга загрязнения атмосферного воздуха в городах, уменьшилось количество станций, выполнявших наблюдения по Программе трансграничного переноса загрязнений, отложено участие России в программе глобального мониторинга атмосферы (GAW WMO). В это сложное для страны время П.Й. Крутцен – Нобелевский лауреат по химии (с М. Молиной и Ф.С. Роуландом), директор Института химии атмосферы Макса Планка (MPIAC) – и Г.С. Голицын – директор Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН – инициировали и поддержали средствами Института проведение в ноябре–декабре 1995 г. международной экспедиции по наблюдению состава и состояния атмосферы над территорией России на передвижной железнодорожной лаборатории по маршруту Москва–Хабаровск–Москва. ВНИИ железнодорожного транспорта Министерства путей сообщения РФ (ВНИИЖТ) предоставил вагон-лабораторию и обеспечил его движение



Рис. 1. Передвижная лаборатория TROICA в полном составе (из 2 вагонов) (вверху). Внутренний вид вагона-обсерватории с автоматизированным комплексом для измерения состава атмосферы (внизу).

по Транссибирской магистрали. Экспедиция в составе сотрудников ИФА им. А.М. Обухова РАН Н.Ф. Еланского, А.С. Елохова, И.Б. Беликова и Б.С. Денисова, проведенная в ноябре–декабре 1995 г. в сложных условиях (морозы до -35°C), показала, что наблюдения на передвижной лаборатории, расположенной непосредственно за электровозом, передвигающейся по электрифицированной железной дороге, дают достоверные данные о химическом составе и термодинамическом состоянии как загрязненной, так и фоновой атмосферы [4].

Впоследствии подобные экспедиции с участием иностранных ученых проводились ежегодно до 2001 г. на более комфортабельном вагоне-лаборатории [5, 6]. Экспедиционные исследования сочетались с наблюдениями на научных станциях и в полевых условиях. По предложению П.И. Крутца эти комплексные эксперименты получили название *Transcontinental Observations Into the Chemistry of the Atmosphere* (TROICA). Благодаря активному участию в работе сотрудников МРИАС, существенно увеличилось количество измеряемых газовых примесей, и начались измерения изотопного состава CO и CH_4 . Сотрудничество с Научно-исследовательским физико-химическим институтом им. Л.Я. Карпова (НИФХИ) расширило возможности аэрозольных исследований. Позднее к работам подключились специалисты из лаборатории исследований земной системы (ESRL

NOAA), Университета Хельсинки (УН), Финского метеорологического института (FMI).

В 2003 г. на Торжокском вагоностроительном заводе по разработанной с участием ИФА им. А.М. Обухова РАН и ВНИИЖТ технической документации была построена специализированная передвижная лаборатория (рис. 1). Она состояла из двух вагонов: один из них был предназначен для непрерывных измерений концентрации газовых примесей и аэрозолей, радиационных и метеорологических параметров, дистанционного зондирования атмосферы, второй являлся лабораторией для контроля радиоактивного загрязнения, химического анализа проб воздуха, воды, почвы, растительности и обеспечения работ в экстремальных экологических ситуациях. Во втором вагоне также размещался специально оборудованный автомобиль для отбора проб и проведения измерений вдали от железной дороги [7].

С 1995 по 2010 гг. было проведено 15 экспериментов TROICA с участием ученых из российских и зарубежных научных центров (табл. 1). Большая часть наблюдений на передвижной лаборатории выполнена вдоль Транссиба (рис. 2). Несколько меридиональных разрезов сделано по маршруту Москва–Мурманск–Кисловодск (или Сочи)–Москва. В рамках эксперимента TROICA-6 в апреле–мае 2000 г. комплексные исследования состояния региональной атмосферы с участием вагона-лаборатории и автомобильной лаборатории

Таблица 1. Расписание и маршруты экспериментов TROICA (1995–2010 гг.)

Экспедиция	Период работы	Маршрут
TROICA-1	1995 17.11–2.12	Н. Новгород–Хабаровск–Москва
TROICA-2	1996 26.07–13.08	Н. Новгород–Владивосток–Москва
TROICA-3	1997 1.04–14.04	Н. Новгород–Хабаровск–Москва
TROICA-4	1998 17.02–7.03	Н. Новгород–Хабаровск–Н. Новгород
TROICA-5	1999 26.06–13.07	Н. Новгород–Хабаровск–Москва
TROICA-6	2000 6.04–25.06	Москва–Мурманск–Кисловодск–Мурманск–Москва
TROICA-7	2001 27.06–10.07	Москва–Хабаровск–Москва
TROICA-8	2004 19.03–1.04	Москва–Хабаровск–Москва
TROICA-9	2005 04.10–18.10	Москва–Владивосток–Москва
TROICA-10	2006 04.10–7.10	Объезд вокруг Москвы
TROICA-11	2007 22.07–5.08	Москва–Владивосток–Москва
TROICA-12	2008 21.07–4.08	Москва–Владивосток–Москва
TROICA-13	2009 9.10–23.10	Москва–Владивосток–Москва
TROICA-14	2010 26.05–24.06	Москва–Мурманск–Адлер–Мурманск–Москва
TROICA-15	2010 7.12–10.12	Москва–Н. Новгород–С.-Петербург–Н. Новгород–Москва

проводились на Северном Кавказе. При этом одновременно в районе г. Кисловодска на разных высотных уровнях в переходный период от зимы к лету велись стационарные измерения газовых примесей и аэрозоля. В подобный переходный период (на Севере – в мае–июне) исследования региональной атмосферы были проведены на Кольском полуострове. В октябре 2006 г. сделан 3-х кратный объезд по электрифицированной областной окружной железной дороге вокруг Москвы (средний радиус ~70 км) и двукратное пересечение города через его центр (TROICA-10). В ходе эксперимента TROICA-5 были проведены измерения с корабля, прошедшего 2000 км от Новосибирска вниз по реке Оби в район интенсивной добычи нефти и газа [7, 8].

В настоящей статье опубликованные ранее наиболее важные результаты дополнены новыми, полученными в последнее время, что позволяет сформировать подробную картину состояния атмосферы над значительной частью территории Северной Евразии.

2. ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС И КАЧЕСТВО ДАННЫХ

В течение первых четырех лет созданный для передвижной лаборатории измерительный комплекс постепенно модернизировался. В основном, его формирование было завершено к 1999 г. (TROICA-5), и позднее он только дополнялся отдельными измерительными приборами [5]. В состав штатного оборудования входили следующие приборы и устройства:

– приборы для непрерывных измерений приземной концентрации O_3 , NO , NO_2 , CO , CO_2 , CH_4 , SO_2 , NH_3 , суммы неметановых углеводородов (NMHC), ^{222}Rn , концентрации и микрофизи-

ческих свойств аэрозоля (включая сажевый и биологический аэрозоль); вертикального профиля температуры (0–600 м), потоков солнечной УФ, В и ИК радиации, метеорологических параметров;

– приборы для дистанционных измерений общего содержания и вертикальных профилей O_3 и NO_2 , повышенной концентрации NO_2 в шлейфах промышленных предприятий, расположенных на некотором удалении от железной дороги;

– устройства для отбора проб воздуха, аэрозолей, почвы и растительности;

– приборы для трехмерной навигации, управления измерительным комплексом, сбора данных и передачи их в реальном времени в центр данных, видео регистрации состояния окружающей местности и условий наблюдений.

В каждой экспедиции использовались уникальные приборы, принадлежащие нашим коллегам из других организаций: многоканальный газовый хроматограф для измерения содержания озоноразрушающих и парниковых газов (ESRL NOAA, США), протонный масс-спектрометр для измерения летучих органических соединений (MPIAC), ионный хроматограф, измерители подвижности ионов и другие аэрозольные приборы (UH, FMI) и многие другие. Все данные наблюдений и навигационные параметры были собраны в базе данных. В этой базе содержится информация о всех объектах и условиях наблюдений, которая практически непрерывно в течение всех маршрутов заносилась операторами в электронный дневник. В ней также хранятся изображения окружающей местности, которые записывались каждые 5 с с видеокамер, расположенных по обеим сторонам вагона-лаборатории.

Для облегчения работы с большими объемами данных был создан специальный интерфейс базы

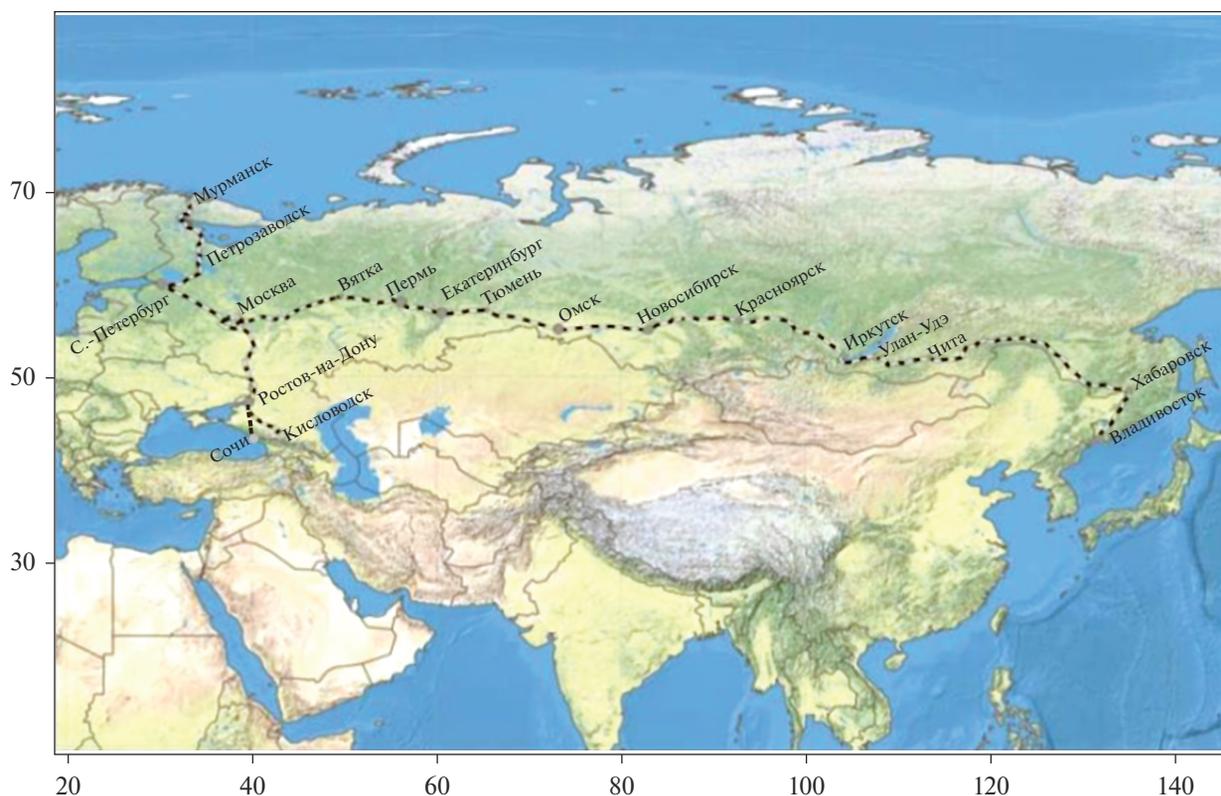


Рис. 2. Схема маршрутов экспедиций TROICA.

данных. Он позволял по соотношению концентраций различных примесей и метеоданным выделять участки маршрута, проходящие по загрязненной городской или промышленной территории, сельской местности и в чистых фоновых условиях. Проведенные детальные исследования качества данных [9, 10] показали незначительное влияние электровоза, непосредственно за которым располагалась лаборатория, и изменения скорости движения. Непродолжительное влияние встречных поездов на результаты измерений некоторых компонентов (в основном, грубодисперсного аэрозоля) легко исключалось с помощью специально разработанных процедур.

Поскольку большинство измерений проводилось с частотой 10 с, то наблюдения на передвижной лаборатории позволяют выявлять особенности состава и состояния атмосферы различных масштабов: от континентальных до нескольких десятков метров.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИМЕСЕЙ НАД КОНТИНЕНТОМ

3.1. Озон

Измерениям приземной концентрации озона уделялось особое внимание. Во всех 15 экспедициях с участием передвижной лаборатории, на

стационарных наблюдательных пунктах и в полевых условиях измерения O_3 проводились одновременно двумя-тремя приборами. Большой объем собранных данных позволил выявить неизвестные ранее особенности пространственной и временной изменчивости озона над континентом. Подробные результаты этих исследований представлены в [11–15] и некоторых других публикациях.

Концентрация O_3 между Москвой и Владивостоком, осредненная по всем данным и по данным, полученным в незагрязненных условиях, ниже, чем на фоновых станциях Европы, но несколько выше, чем на фоновой сибирской станции Зотино (60.75° с.ш., 89.35° в.д.), расположенной в удаленной местности значительно севернее Транссиба (рис. 3). В холодный период года распределение среднесуточных значений O_3 вдоль всего маршрута близко к однородному. В теплый период отмечается рост его концентрации к востоку. Временные вариации O_3 определяются адвекцией чистого воздуха из Арктики и температурными инверсиями, которые в центре континента особенно частые и интенсивные. Были проведены специальные исследования такой Сибирской аномалии озона с самолета-лаборатории Як-40 и продолжительные наблюдения озона и его предшественников на высотной (301 м) мачте

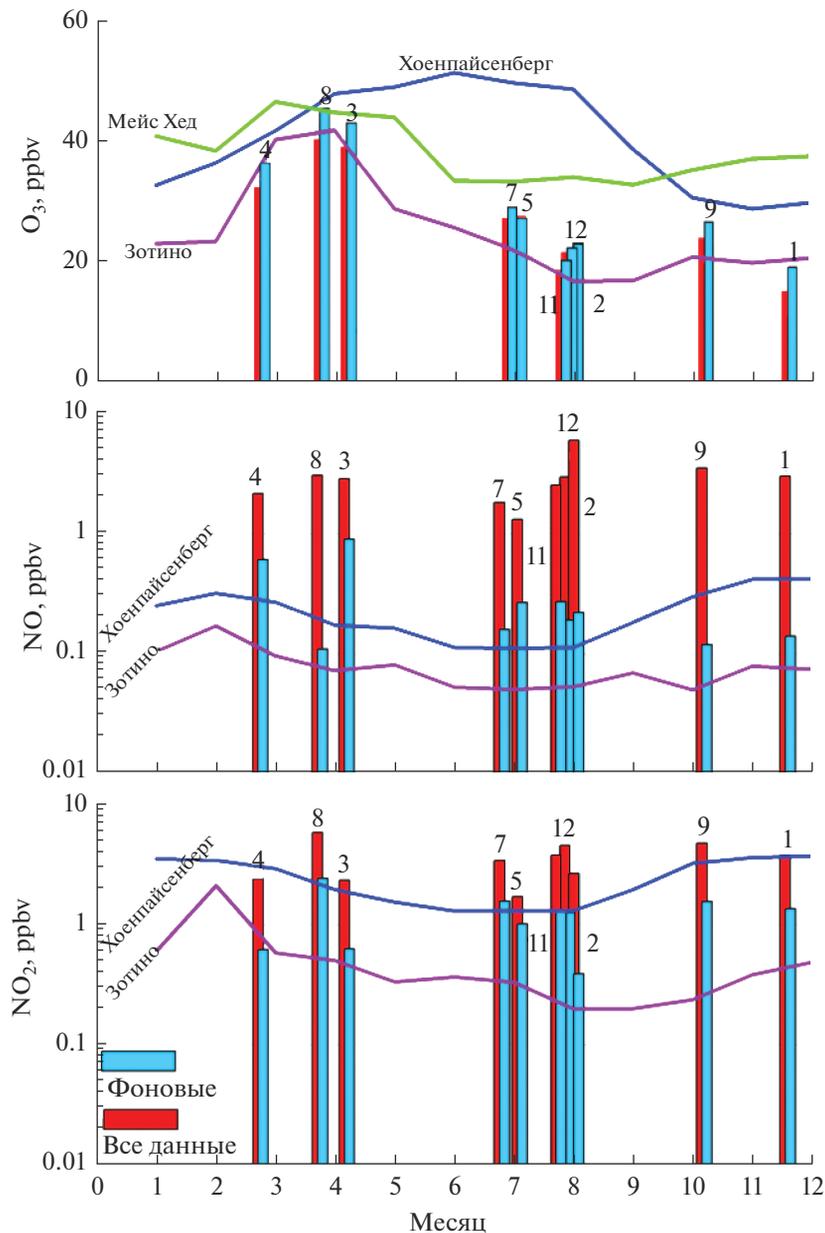


Рис. 3. Средние концентрации O_3 , NO и NO_2 (цифрами обозначены номера экспедиций TROICA) в сравнении с содержанием этих газовых примесей на станциях Хоенпайсенберг, Мейс Хед и Зотино, рассчитанные по всем данным и для незагрязненных (фоновых) условий.

на станции Зотино [16]. Они показали, что борельные леса Сибири являются стоком для тропосферного озона. Этот результат подтвержден численным моделированием состояния атмосферы над Северной Евразией с помощью лагранжевой модели FLEXPART. Заметное воздействие на поле O_3 оказывают фотохимические процессы в загрязненном воздухе и в шлейфах лесных и степных пожаров, а также стратосферные вторжения. Совокупным действием этих факторов объясняется увеличение концентрации озона при пересечении континента с Запада на восток [8, 14].

В экспериментах TROICA проводились измерения общего содержания и вертикального распределений O_3 и NO_2 до высоты 40–50 км над регионами, не охваченными стационарной глобальной сетью атмосферного мониторинга. Вертикальные профили O_3 и NO_2 рассчитывались по спектрам поглощения рассеянного в зените солнечного излучения, которые измерялись непрерывно по мере движения лаборатории. Вычислительный алгоритм основывался на разработанной в ИФА модели МСС++ [17, 18]. Полученные данные использовались для валидации результатов зондиро-

вания состава атмосферы с космических аппаратов OMI, SCIAMACH, GOMOS, GOME II.

3.2. Оксиды азота

Средние по экспедициям концентрации NO и NO₂ приведены на рис. 3. В незагрязненных условиях летом они примерно совпадают с концентрациями на высокогорной фоновой европейской станции Хойнпайсенберг, осенью и зимой — намного меньше. Осреднение по всем данным, включая полученные в городах и их шлейфах, показывает существенно более высокие концентрации, чем в чистых условиях. Характерной особенностью распределения NO и NO₂ вдоль Транссиба является наличие многочисленных, локализованных по пространству пиков их концентрации, которые вызваны эмиссиями от антропогенных источников [13, 19]. Наиболее протяженные области повышенного содержания NO и NO₂ наблюдаются при движении лаборатории вдоль шлейфов загрязненного воздуха от городов. Протяженность таких шлейфов в среднем составляет несколько десятков километров. В зимних условиях в устойчивом или нейтральном пограничном слое атмосферы шлейфы NO и NO₂ от крупных городов регистрировались на протяжении 300–400 км.

Превышение концентрации NO₂ в загрязненных условиях существенно меньше, чем аналогичное превышение NO, т.к. NO является преобладающим компонентом эмиссий NO_x (NO_x = NO + NO₂), в то время как большая часть NO₂ образуется в атмосфере при взаимодействии NO с O₃. Сезонный цикл NO_x, осредненный по всему маршруту, не ярко выражен, суточный цикл NO_x также ослаблен в данном широтном поясе. В то же время заметно проявляется суточный ход NO в малых и средних городах как результат дневного сжигания топлива для приготовления пищи и отопления в частных домовладениях. Заметным источником NO_x весной и осенью являются горение сухой травы вблизи населенных пунктов и сжигание отходов сельскохозяйственного производства. Максимальные концентрации NO и NO₂ регистрировались в шлейфах лесных пожаров в окрестностях Транссиба. Данные наблюдений NO и NO₂ использовались также для верификации численных химико-транспортных моделей и изучения пространственно-временной изменчивости состава атмосферы над Евразией [20, 21].

3.3. Углеродсодержащие соединения CO, CO₂, CH₄

Большая часть соединений углерода имеет природное происхождение. Чтобы выявить антропогенный вклад, в особенности в удаленных районах, необходимо, чтобы измерительные приборы имели высокую чувствительность. Поэтому в

экспериментах TROICA использовались приборы, измеряющие фоновые концентрации CO, CO₂ и CH₄ с погрешностью ±10 ppb, ±1 ppm и ±5 ppb соответственно. На рис. 4 показаны пространственные градиенты CO, CO₂ и CH₄ в холодное и теплое время года. Как видно на рисунке, распределение CO по континенту в холодные периоды практически равномерно [22–25]. Небольшое увеличение средних значений в данной широтной зоне наблюдается на тех участках маршрута, которые включают большие города и их шлейфы. Зональный градиент концентрации CO, равный 0.6 ppb/град в восточном направлении, четко выражен в Сибири в теплые периоды. Этот градиент связан с почти регулярным в это время горением биомассы в Восточной Сибири, Приморском крае и Северо-Восточном Китае. Средняя концентрация CO в холодный период составляет 0.21 ± 0.03 ppm, в теплый период — 0.12 ± 0.02 ppm. Сезонные изменения определяются стоком CO в реакции с OH, которого в средних широтах летом значительно больше, чем зимой. Пространственная изменчивость CO наибольшая зимой, что объясняется более высокой стабильностью атмосферного пограничного слоя (АПС) и неоднородным распределением антропогенных источников CO вдоль Транссиба.

Пространственное распределение CO₂ (рис. 4) в холодные периоды также практически однородно [22, 25]. Зимой изменчивость CO₂ небольшая, значения концентрации в начале 2000-х годов (TROICA-3–8) находились в пределах 380–400 ppm. Летом активная биосфера вносит существенные изменения в пространственно-временную изменчивость CO₂, особенно значительную при наличии приземных температурных инверсий. Средняя летняя концентрация CO₂ в данном широтном поясе по наблюдениям в период 1997–2004 гг. равна 376 ppm. Превышение зимних уровней CO₂ над летними показывает, что биосфера в России на этих широтах является стоком CO₂. Тем не менее, летние пики в CO₂ (например, при ночных температурных инверсиях или в районах горения биомассы) часто превышают средний зимний уровень CO₂. Анализ суточных изменений CO₂ показал, что наиболее высокие его концентрации наблюдаются в ночное время летом, когда эмиссии от растительности и почвы наиболее интенсивны, а перемешивание слабое, что приводит к накоплению CO₂ в АПС особенно значительному при ночных температурных инверсиях. В урбанизированных районах под инверсиями также происходит заметное накопление CO₂, но антропогенного происхождения.

Наблюдаемые в холодное время года неоднородности распределения концентрации CH₄ (рис. 4) обусловлены, как и в случае CO, действием ан-

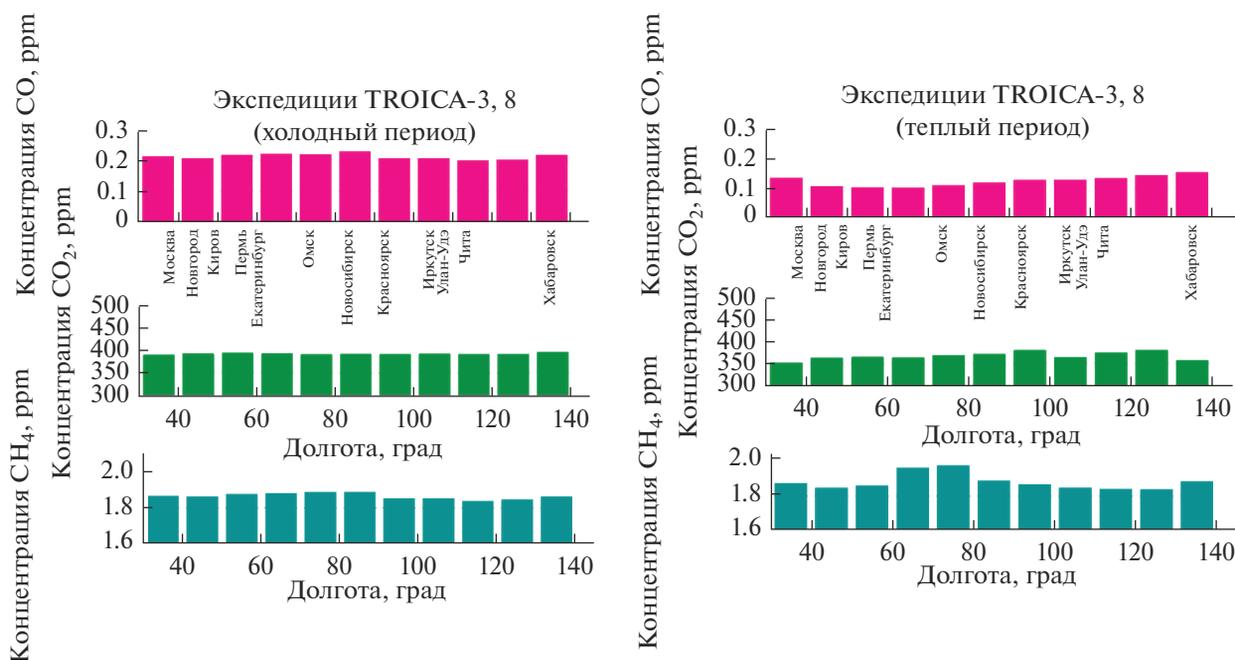


Рис. 4. Пространственное распределение концентраций CO, CO₂, CH₄ над континентом в холодный (слева) и теплый (справа) периоды.

тропических источников [26–28]. Повышение концентрации CH₄ в районе 70–90° в.д. обусловлено выбросами крупнейшего в России Кузнецкого угольного бассейна, который является одним из наиболее мощных антропогенных источников CH₄ в любое время года. Этот вывод был дополнительно подтвержден с помощью изотопного анализа метана. В теплые периоды в Западной Сибири наблюдается заметное увеличение концентрации CH₄ биогенного происхождения в увлажненных почвах и болотах.

3.4. Изотопный состав CH₄ и CO

Анализ изотопного состава CH₄ и CO в пробах воздуха, собранных в экспедициях TROICA, использовался для определения источников этих соединений и оценки их вклада в глобальный и региональный баланс углерода [29, 30]. Анализ проб воздуха на ¹³C, ¹⁴C, ¹⁸O и D проводился в МРИАС. Эксперимент TROICA-5 включал также проведение научной экспедиции по р. Оби с использованием специально оборудованного для атмосферных измерений речного судна [24, 27].

Анализ изотопного состава метана (¹³C и D) вдоль Транссиба показал, что на всем протяжении пути от Москвы до Владивостока метан в приземном слое атмосферы имеет преимущественно биогенное происхождение [27–29]. Наиболее высокие концентрации CH₄ регистрировались в Западной Сибири на участке пути между Екатеринбург и Новосибирском и в среднем течении р. Оби, где

основным его источником являются болота. Утечки природного газа при добыче, переработке и транспортировке природного газа в этом регионе в целом вносят небольшой вклад в содержание метана в атмосфере. Однако по мере приближения по реке Оби к месту газодобычи в центральной части Западной Сибири изменение содержания в воздухе изотопа ¹³C показывало рост вклада термогенного метана, а на расстояниях 0.5–1 км от места добычи природного газа соотношение биогенного и термогенного метана достигало 50%. В большинстве экспедиций по Транссибу значительное превышение CH₄ над фоном наблюдалось в Пермском крае, где лаборатория пересекала несколько газопроводов, соединяющих газовые месторождения Полярного Урала и Западной Сибири с Центральной Россией. При этом содержание в пробах изотопа ¹³C ($\delta^{13}C_{source} = -52.4\%$) говорило о присутствии в воздухе термогенного метана. Значительная доля термогенного метана наблюдалась также вблизи крупных городов, где локальные пики CH₄ были связаны с утечками газа из газораспределительных сетей низкого давления.

Анализ изотопов ¹⁴C и ¹⁸O в CO в сочетании с анализом траекторий переноса воздушных масс позволил идентифицировать источники CO в летних кампаниях как горение биомассы, в частности, лесные пожары и сжигание отходов сельского хозяйства в Китае [24, 29, 30]. Выявленные источники CO вдоль р. Оби в кампании TROICA-5 связаны как с окислением метана (содержание $\delta^{13}C_{source} = -36.8 \pm 0.6\%$), так и с процессами го-

рения (содержание $\delta^{18}\text{O}_{\text{source}} = 9.0 \pm 1.6\text{‰}$). Чрезвычайное истощение ^{13}C и сопутствующее обогащение ^{18}O однозначно указывают на выбросы CO в результате сжигания природного газа (предполагаемые значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{source}} = -40.3\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{source}} = 17.5\text{‰}$). Влияние на содержание CO промышленного сжигания природного газа регулярно отмечалось в районе Пермь—Кунгур.

3.5. Изотопный состав CO_2

Уникальная информация о пространственном распределении концентрации $\delta^{14}\text{CO}_2$ была получена в экспедиции TROICA-8 между Москвой и Хабаровском [31]. Было показано, что преимущественное влияние на пространственное распределение $\delta^{14}\text{CO}_2$ оказывает сгорание ископаемого топлива. Не было замечено сколь-нибудь существенного влияния дальнего переноса продуктов деятельности атомных электростанций на содержание $\delta^{14}\text{CO}_2$ на территории, по которой проходит Транссибирская магистраль. Небольшое увеличение $\delta^{14}\text{CO}_2$ искусственного происхождения в ходе экспериментов TROICA отмечалось только в ближайших окрестностях АЭС [31].

На маршруте Москва—Хабаровск содержание $\delta^{14}\text{CO}_2$ увеличивается в восточном направлении на $5.0 \pm 1.0\%$ (уровень значимости 99%). Такое увеличение $\delta^{14}\text{CO}_2$ соответствует снижению концентрации CO_2 от сжигания ископаемого топлива на 1.8 ppm. Для удаленных фоновых районов Восточной Сибири величина $\delta^{14}\text{CO}_2$ оказалась равной $62.8 \pm 0.5\text{‰}$. Содержание $\delta^{14}\text{CO}_2$ в чистом воздухе свободной тропосферы равно $66.8 \pm 1.3\text{‰}$ (данные станции Нивот Ридж, 3475 м над уровнем моря). Такое различие в изотопном составе привело к выводу, что, несмотря на заметное перемешивание загрязнений в АПС в ходе дальнего переноса, влияние Европейских эмиссий CO_2 еще остается значительным вплоть до восточных границ Северной Евразии.

Данные наблюдений $\delta^{14}\text{CO}_2$ в чистом воздухе сравнивались с результатами численного моделирования переноса CO_2 над Северной Евразией (трехмерная транспортная модель ТМ-5). Расчеты подтвердили, что распределение $\delta^{14}\text{CO}_2$ почти полностью определяется эмиссиями CO_2 от сжигания ископаемого топлива [31]. При этом величина градиента существенно менее чувствительна к неопределенностям оценки эмиссий продуктов сгорания топлива, чем к параметрам вертикального перемешивания. Отсюда следует, что $\delta^{14}\text{CO}_2$ является хорошим индикатором точности параметризации в транспортных моделях процессов перемешивания.

3.6. Летучие органические соединения

Многие ЛОС обладают токсичными, мутагенными и канцерогенными свойствами. Разрушаясь в атмосфере, они образуют активные радикалы, которые определяют систему химических взаимодействий в атмосфере и ее состав. В первых 7 экспедициях для определения концентрации ЛОС (40–50 соединений) использовались пробы воздуха, которые отбирались на сорбенты или закачивались в специальные канистры [32, 33]. Наиболее высокие концентрации ЛОС регистрировались в городах и их шлейфах, причем в жаркую летнюю погоду, когда испарение различных материалов наиболее интенсивное. В весенний период особенно ярко проявляется увеличение концентрации ЛОС антропогенного и биогенного происхождения при движении с севера на юг (маршруты Мурманск—Сочи/Кисловодск), что связано с высокой зависимостью ЛОС от температуры воздуха и солнечной освещенности [32, 33].

Впервые в России освоен и применен метод протонной масс-спектрометрии для измерения концентрации летучих органических соединений в приземном воздухе [34]. Измерения 15–20 соединений прибором PTR-MS проводились в непрерывном режиме (время реагирования прибора — несколько секунд) в экспериментах TROICA-6–15 и на стационарах. В частности, получены первые данные о содержании в разных климатических зонах таких важных для химии атмосферы соединений, как изопрен и монотерпены. Определены их характерные концентрации в приземном воздухе над территорией России, составляющие в летний период для изопрена 0.31 ± 0.06 – 0.48 ± 0.06 ppb, а для монотерпенов — 0.31 ± 0.05 – 0.43 ± 0.06 ppb (рис. 5). Обнаружено, что широколиственные леса на Дальнем Востоке являются мощными источниками изопрена (концентрация изопрена здесь достигала 4.0 ppb), а хвойные леса в южной части Восточной Сибири — мощными источниками монотерпенов. Рассчитаны средние дневные эмиссии изопрена в лесных зонах в летний период: в широколиственных лесах $12.6 \text{ мг/м}^2 \text{ ч}$, в хвойных лесах $2.0 \text{ мг/м}^2 \text{ ч}$ и мелколиственных лесах $0.7 \text{ мг/м}^2 \text{ ч}$. Выявлена корреляция между содержанием изопрена и суммарным содержанием метилвинилкетона и метакролеина в анализируемом воздухе, что позволило сделать вывод о преобладании летом в средних широтах биогенных эмиссий метилвинилкетона и метакролеина над их антропогенными эмиссиями.

Несмотря на относительно невысокий уровень загрязнения воздуха в России антропогенными ЛОС [35], часть из них (особенно ароматические углеводороды) вносят существенный вклад в образование приземного озона при условии высокого содержания оксидов азота [36]. Биогенные ЛОС (изопрен и монотерпены) могут быть глав-

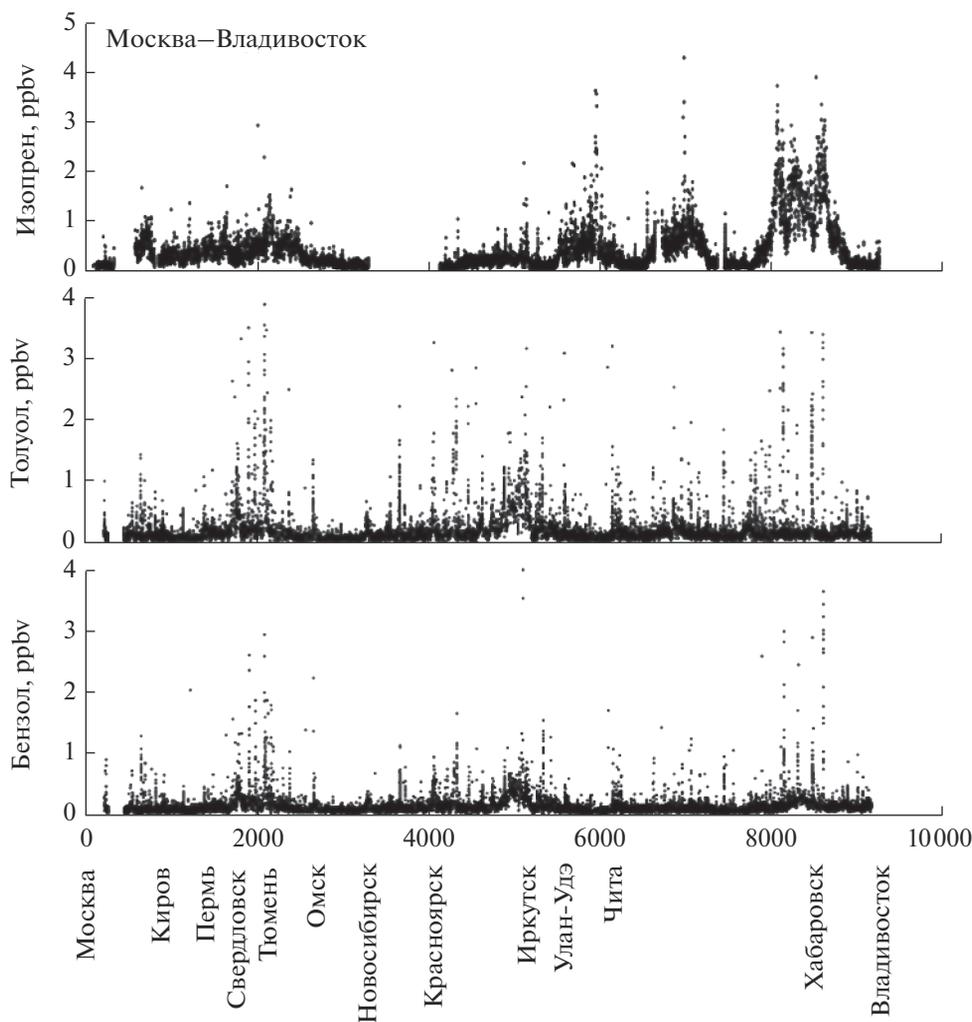


Рис. 5. Пространственное распределение концентрации изопрена, толуола и бензола при движении на восток по маршруту Москва–Владивосток (эксперимент TROICA-12, 2008 г.).

ным источником O_3 в городах восточной Сибири и Дальнего Востока, обеспечивая дополнительную генерацию до 40 ppb [37].

3.7. Аэрозоль

В ходе экспериментов TROICA был собран обширный архив данных о концентрации, микрофизических свойствах и химическом составе аэрозоля на обширной территории России. В настоящее время значительная часть этого архива все еще продолжает обрабатываться и анализироваться. Городской, сельской и фоновой атмосфере свойственны большие различия параметров аэрозоля [38–41]. В городах и их шлейфах концентрации аэрозольных частиц достигают 100–120 $\mu\text{кг}/\text{м}^3$. Для городов также характерен аэрозольный недельный цикл. В сельской местности недельный цикл слабо выражен – концентрация аэрозоля в течение недели в среднем не выходит за пределы

10–20 $\mu\text{кг}/\text{м}^3$. Максимальные концентрации частиц – до 800 $\mu\text{кг}/\text{м}^3$ – регистрировались в шлейфах лесных пожаров. Сажевый аэрозоль (черный углерод или BC) составляет значительную долю общей массы частиц. Подробно анализ его распределения и изменений со временем представлен в работах [39, 40]. Средняя концентрация BC на маршруте Мурманск–Кисловодск зимой–весной, например, составляет 1–2 $\mu\text{кг}/\text{м}^3$. В тот же период средняя концентрация BC вдоль Транссиба в 2 раза выше.

Ценная информация о свойствах аэрозолей была получена в экспедиции TROICA-9 (октябрь 2005 г.), в которой участвовали ученые из Финляндии, России, Германии. Детальный анализ полученных результатов представлен в работах [41, 42]. Число частиц на маршруте Москва–Владивосток–Москва в этой экспедиции варьировало от 300 до 40000 в 1 см^3 , причем наименьшее

значение отмечено в Восточной Сибири. В то же время минимальная концентрация ионов наблюдалась в Центральной Сибири (от Красноярска до Читы). На общем фоне выделялись события резкого увеличения концентраций частиц разного размера, связанные с переносом загрязненного воздуха из Северо-Восточного Китая. Повышенное содержание в этих воздушных массах оксалата калия указывает на горение биомассы как основного источника аэрозолей.

Химический анализ собранных в октябре 2005 г. вдоль Транссиба проб аэрозолей показал, что субмикронные частицы содержат 15–48.7% (среднее значение 27.6%) сажи; 2.7–33.5% (13.0%) SO_4^{2-} ; 1.2–10.5% (4.1%) NH_4^+ и 0.5–2.4% (1.4%) NO_3^- [41]. Содержание металлов в субмикронном аэрозоле составляло 0.4–9.8%. Доля ангидридов моносахаридов 0.4–1.6%. Во фракции $\text{PM}_{2.5}$ массовая доля углерода была выше, чем в Западной Европе. Содержание NO_3^- и NH_4^+ , наоборот, ниже, чем в Европе. Содержание SO_4^{2-} примерно одинаково над Россией и Западной Европой.

Подробно исследован ионный состав приземного воздуха [42]. Концентрация отрицательных ионов на большей части маршрута выше и меняется в более широких пределах, чем концентрация положительных ионов. Выявлена высокая корреляция концентрации ионов и радона-222. В лесной зоне Сибири были отмечены два уникальных события образования мелкодисперсных аэрозольных частиц. Самая высокая скорость роста этих частиц 11.4 ± 0.7 нм/ч соответствовала образованию ионов в утренние часы (местное время) 10 октября 2005 г. с диаметрами от 4.1 до 9.8 нм. Рост ионов меньших и больших размеров происходил медленнее, со скоростями 2.4 ± 0.1 и 4.4 ± 2.4 нм/ч, соответственно. Аналогичное событие наблюдали 8 октября 2005 г. после полудня. Скорость роста отрицательных 10.2–25.6 нм ионов составляла 4.2 ± 0.3 нм/ч. Эти и целый ряд других важных результатов наблюдений и анализа собранных аэрозольных проб дали подробную картину образования, переноса и химической трансформации аэрозолей на ранее слабо изученной территории России.

4. СОСТАВ АТМОСФЕРЫ НАД УРБАНИЗИРОВАННЫМИ ТЕРРИТОРИЯМИ

4.1. Качество воздуха в городах

Транссибирская магистраль Москва–Хабаровск (Владивосток) проходит через 110 городов и, как правило, через центральные районы. За период 1995–2008 гг. передвижная лаборатория пересекла каждый город 22 раза. Поскольку измерения велись непрерывно, в том числе на стоянках,

то была собрана уникальная база данных о временной и пространственной изменчивости приземной концентрации газовых примесей и аэрозолей на территории городов [10, 44–46]. В [46] приведены средние по сезонам концентрации основных загрязняющих веществ в 3 группах городов, состоящих из 10 крупных городов (более 500 тыс. жителей), 33 средних городов (50–500 тыс. жителей) и 47 малых городов (19–50 тыс. жителей), в сравнении со средними значениями в чистых фоновых условиях. Даже малые города являются значительным источником NO и NO_2 , независимо от сезона. Антропогенные выбросы оказывают также существенное влияние на содержание CO , SO_2 и NMHC , в особенности в холодный период года, когда их интенсивность возрастает из-за работы систем отопления. Накоплению примесей в приземном воздухе зимой способствуют частые и мощные в это время температурные инверсии. Концентрации CO и CH_4 наиболее высокие летом и осенью, когда антропогенные выбросы накладываются на повышенный фон биогенного происхождения. Суточные вариации концентрации примесей во многом зависят от совпадения или несовпадения по времени утренней и вечерней активности антропогенных источников (транспорт, жилищный сектор) с образованием и разрушением температурной инверсии. Зимой инверсия формируется рано до начала утреннего часа пик, а разрушается позже вечернего часа пик, что способствует накоплению примесей в устойчивом приземном слое атмосферы и приводит к формированию утреннего и вечернего максимумов в суточном изменении концентрации примесей. Летом, когда ночная инверсия существует короткое время, интенсивные утренние и вечерние выбросы происходят в условиях неустойчивого пограничного слоя атмосферы, и утренний и вечерний максимумы либо отсутствуют, либо сильно сглажены.

В распределении примесей на территории городов также выявлены характерные особенности [10, 46]. Максимальное превышение концентраций NO и NO_2 над окружающей сельской местностью наблюдается в центре городов в течение всего года. Распределение CO и NMHC – примесей с большим временем жизни и преимущественно антропогенного происхождения – на территории городов более или менее равномерное. Впервые выявлены характерные особенности распределения CO_2 на территории городов в разные сезоны. В частности, показано, что летом концентрация CO_2 на большей части территории городов ниже, чем в окружающей сельской местности. Из-за высокой застройки в центральной части городов и запаздывания смены ночного режима на дневной режим концентрация CO_2 в центре несколько выше, чем в среднем по городу. Также из-за превалиру-

ющих западных ветров на восточной окраине городов концентрация CO_2 повышенная, причем даже выше, чем в среднем в окружающей город местности. Зимой концентрация CO_2 в городах значительно превышает уровень за их пределами, а резкий максимум такого превышения приходится на городские центры.

4.2. Влияние Москвы на региональную атмосферу

В ходе трансконтинентальных экспедиций передвижная лаборатория многократно пересекала территорию Московского мегаполиса по разным направлениям и в разное время года, что позволило получить уникальную информацию о тонкой структуре региональных полей метеоэлементов, химического состава приземного воздуха, радиационных и других характеристик атмосферы. Подробные результаты исследований антропогенного воздействия на состояние атмосферы в Московском регионе представлены в [47–49]. Средние значения превышения температуры и концентрации основных загрязняющих примесей на территории Московского мегаполиса относительно окружающей местности, а также параметры городского “острова тепла” (ОТ) для 10 крупных городов России приведены в [47]. ОТ распространяется на весь Московский мегаполис. Средняя по мегаполису его величина меняется от 0.7°C зимой в дневное время до 1.7°C летом в ночное время. В пределах МКАД наибольшее значение ОТ (2.0°C) достигается ночью в летний период. Примерно такое же изменение температуры для этого времени года и суток наблюдалось во многих крупных городах России [3]. Загрязнение воздушного бассейна Московского мегаполиса оксидами азота и углерода в среднем невелико. По этим показателям Москва является одним из самых чистых мегаполисов мира [50]. Сказывается хорошая проветриваемость города, расположенного на равнине. Пониженная концентрация озона говорит и об относительно малой активности фотохимических процессов в Московском мегаполисе – самом северном мегаполисе мира. Влияние Москвы на региональную атмосферу проявляется в повышении температуры воздуха и ухудшении его качества. Влияние города простирается в среднем за год на расстояние до 150–200 км и охватывает слой атмосферы до высоты 300–400 м.

С 3 по 7 октября 2006 г. был проведен уникальный эксперимент (TROICA-10) по наблюдению состава приземного воздуха в Московском мегаполисе [48, 49]. Передвижная лаборатория из 2 вагонов со специально выделенным электровозом совершила 3 круга по кольцевой железной дороге, охватывающей Московский мегаполис и его окрестности. Протяженность дороги 526 км, средняя удаленность от центра Москвы 70 км. В начале и конце эксперимента были проведены

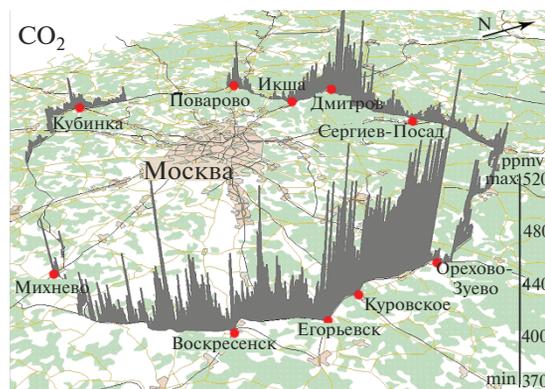


Рис. 6. Среднее за период наблюдений 3–7 октября 2006 г. распределение концентрации CO_2 вокруг Московского мегаполиса (эксперимент TROICA-10).

два радиальных пересечения Москвы. В каждом проезде по кольцу концентрации всех атмосферных составляющих антропогенного происхождения существенно возрастали на востоке области при пересечении шлейфа загрязненного воздуха от г. Москвы (на рис. 6 в качестве примера показано распределение концентрации CO_2 вдоль кольцевого маршрута). Минимальные концентрации загрязняющих примесей и максимальные концентрации озона отмечались в натекающем на город воздушном потоке. На общем более или менее однородном фоне отмечались кратковременные пики концентрации загрязняющих веществ от небольших городов, промышленных предприятий и крупных автомагистралей. Интересной особенностью состава атмосферы в регионе является более высокая концентрация ароматических углеводородов в вытекающем из мегаполиса воздушном потоке по сравнению с центром г. Москвы. Это связано с преимущественным положением промышленных предприятий в восточном секторе Московской области, которые вносили значительный вклад в загрязнение атмосферы. Изменения состава приземного воздуха отмечены вблизи крупных свалок и мест складирования промышленных отходов. Некоторые из них, например отходы завода минеральных удобрений под Воскресенском (гипсовая белая гора), являются мощными загрязнителями и заметно влияют на качество воздуха.

5. ТРАНСГРАНИЧНЫЙ ПЕРЕНОС И СТРАТОСФЕРНЫЕ ВТОРЖЕНИЯ

5.1. Трансграничный перенос примесей

Способность мобильной лаборатории отслеживать тонкую пространственную структуру химического состава воздуха, метеорологических и радиационных характеристик приземного слоя атмосферы позволяет оценивать эмиссии приме-

сей при пересечении шлейфов загрязнений от удаленных источников и исследовать процессы химической трансформации газов и аэрозолей при движении вдоль шлейфов. Особое значение такие наблюдения имеют для изучения трансграничных потоков загрязняющих веществ и их влияния на качество воздуха в России. Выше уже говорилось о влиянии Европейских стран на содержание CO_2 в Сибири вплоть до ее восточного побережья [31]. Одним из важнейших результатов проведенных работ явилось обоснование влияния трансграничного переноса загрязнений на образование в городах Хабаровского и Приморского краев экстремальных экологических ситуаций, способных оказывать воздействие на здоровье людей [51]. В период Тихоокеанского муссона (июль–сентябрь) на территорию региона поступает загрязненный воздух из Японии, Кореи и Северо-Восточного Китая. Во время движения воздушной массы происходит активное окисление первичных летучих органических соединений и образование вторичных ЛОС. Из-за малого количества радикалов в чистом воздухе над океаном и тайгой генерация O_3 в этой воздушной массе ослаблена. Но когда с территории городов в эту недоокисленную воздушную массу поступает большое количество NO_x , которые вступают в реакцию с пероксирадикалами, происходит быстрый рост O_3 . Практически во всех городах, которые охватила такая воздушная масса, наблюдались высокие концентрации озона, часто превышающие ПДК. Например, 3 июля 1999 г. концентрация O_3 в городах Хабаровского края, расположенных на Транссибе на протяжении 600 км, в среднем выросла не менее чем на 8 ppb, а в Биробиджане достигла 230 ppb (ПДК равна 76 ppb). Численное химико-транспортное моделирование, выполненное для подобных условий, показало, что высокие концентрации O_3 формируются в течение нескольких часов в дневное время в малоподвижной воздушной массе, охватывая территорию городов и их ближайших окрестностей [51]. Такие экстремальные ситуации очень опасны для здоровья местных жителей и требуют тщательного изучения.

Более часто, практически в течение всего года, регистрировались выносы продуктов сжигания угля и остатков сельскохозяйственных отходов в Северо-Восточном Китае. Для моделирования переноса продуктов горения и решения обратных задач с целью определения источников и величины эмиссий использовалось несколько Лагранжевых химико-транспортных моделей [7, 8]. В целом они давали близкие результаты, но отличия в описании процессов переноса приводили к наилучшему совпадению с данными наблюдений (в разных метеорологических ситуациях) результатов расчетов по модели MM5 v3/NOAA hysplit.

Проведенные численные эксперименты показали высокую значимость данных наблюдений на

передвижной лаборатории, пересекающей шлейфы загрязненного воздуха от удаленных источников, для верификации химико-транспортных моделей.

5.2. Стратосферные вторжения

Протяженные маршруты экспедиций позволили зарегистрировать и детально исследовать несколько стратосферных вторжений, сопровождавшихся увеличением приземной концентрации озона на 10–15 ppb на протяжении пути от 10 до 100 км [52]. На основе результатов наблюдений и данных оперативного объективного анализа рассчитывались поля эквивалентной температуры, потенциального вихря, максимального ветра и другие параметры, характеризующие состояние атмосферы. Вторжения в основном наблюдались в тылу бароклинической зоны холодного фронта. Также были замечены случаи поступления стратосферного воздуха в областях интенсивного конвективного перемешивания при низкой тропопаузе. Впервые зарегистрированы разнообразные проявления стратосферных вторжений и тонкая структура области вторжения, которая оказалась резко неоднородной.

6. ЛОКАЛЬНЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

6.1. Линии электропередач

Во время движения вагона-лаборатории сменные операторы непрерывно заносили в электронный дневник информацию о метеорологических условиях, состоянии растительности и всех замеченных объектах, которые могли бы оказать влияние на состав атмосферы. Операторы располагались на втором этаже вагона лаборатории, имели обзор в 360° и подключение к центральному компьютеру, что позволяло непрерывно следить за показаниями основных приборов. Две видеокмеры записывали изображение местности по обеим сторонам железной дороги. Полученная информация была использована для анализа быстрых изменений показаний приборов и определения характера и степени воздействия на состав атмосферы таких объектов, как автомагистрали, промышленные предприятия, состав встречных поездов и многое другое. Так, в экспериментах TROICA были впервые собраны данные об изменчивости концентрации озона при пересечении высоковольтных линий электропередач [53, 54]. Прохождение ЛЭП 110 кВ не вызывало изменения концентрации озона. При пересечении ЛЭП напряжением 220 и 500 кВ (обработано около 1000 таких пересечений, сделанных в разные сезоны и время суток) увеличение озона составило 2.1 ± 0.5 и 2.9 ± 0.6 ppb соответственно (рис. 7). В целом, эти вариации невелики и лежат в пределах естественной изменчивости озона. Однако, во-

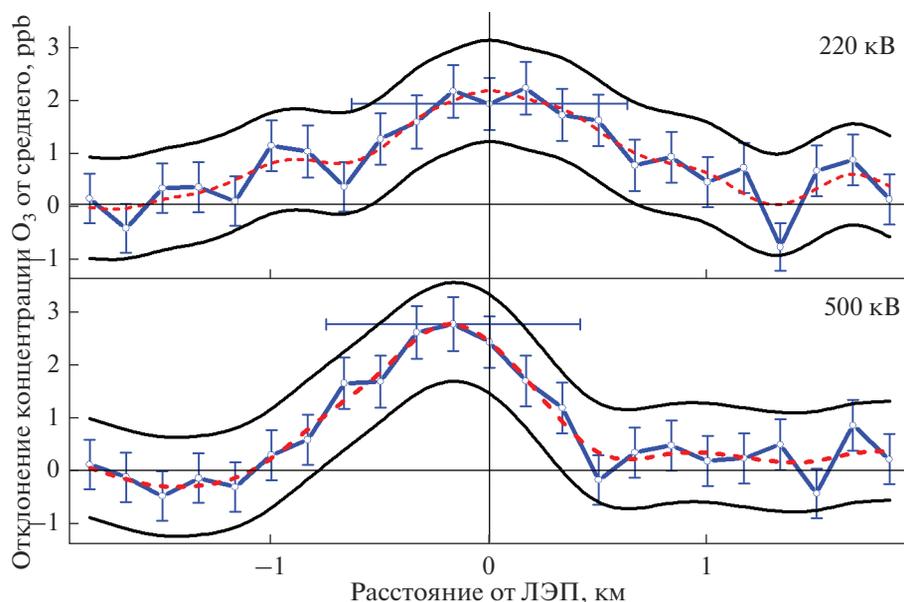


Рис. 7. Осредненные отклонения концентрации озона в районе ЛЭП 220 и 500 кВ (вертикальные и горизонтальные линии – стандартные отклонения).

первых, в условиях существования ночных температурных инверсий увеличение концентрации озона существенно превышает средние значения, а во вторых, это увеличение существует постоянно. Поэтому ЛЭП могут заметно влиять на концентрацию озона (и других примесей) в регионах с большой плотностью электрических сетей, например, в Западной и Центральной Европе.

Результаты наблюдений были проверены экспериментально и с помощью численной фотохимической модели [54]. Эксперименты проводились в Московской области в разные сезоны и в разных метеоусловиях на специально оборудованном автомобиле, многократно пересекавшем ЛЭП-500. Измерялись O_3 , NO и NO_2 . Среднее увеличение O_3 составило 2.5 ± 0.5 ppb, что совпало с измерениями на вагоне-лаборатории. Численные расчеты позволили оценить интенсивность образования радикала OH в области коронного разряда и пероксирадикалов в зоне влияния ЛЭП. Было показано, что в загрязненном воздухе ЛЭП повышают окислительные свойства атмосферы и поэтому могут служить своеобразными очистными сооружениями.

6.2. Объекты железнодорожного транспорта

Основное загрязнение атмосферы железнодорожным транспортом вызвано эмиссиями в атмосферу аэрозолей при перевозке насыпных грузов и органических соединений при перевозке нефтепродуктов и других жидкостей [7, 8]. Аэрозольные наблюдения показали, что основные насыпные

грузы – уголь, руда, щебень и т.д. – сопровождаются выбросом в атмосферу крупных частиц размером более 5 мкм. В среднем, 90% их массы оседает на поверхности земли в течение 20 мин. Концентрация мелких частиц с временем жизни несколько часов и более в полосе отвода железной дороги с частотой движения поездов более 20 мин практически не отличается от фоновой. Но на участках с интенсивным движением, при наличии приземной температурной инверсии и отсутствии ветра, концентрация субмикронных частиц может возрастать на порядок и более.

Повышенные концентрации CH_4 и $NMHC$, регистрировались при прохождении встречных поездов и разъездов со стоящими грузовыми поездами, в составе которых были нефтеналивные цистерны [7, 8]. Концентрация $NMHC$ сильно варьирует в зависимости от количества цистерн, температуры воздуха, направления ветра и других факторов. Тем не менее собранная подробная информация о более чем 200 встречных поездах с нефтеналивными цистернами на Сибирском участке Транссиба, где в восточном направлении передвигаются в основном заполненные цистерны, а в обратном направлении – порожние, позволила установить некоторые закономерности. В частности, в шлейфах поездов, состоящих на 30, 50 и 100% из нефтеналивных цистерн, превышение концентрации $NMHC$ над фоновой составило в среднем 0.1, 0.2 и 0.5 ppb соответственно (экспедиции TROICA-7–9 и 11–13 в теплый сезон с марта по октябрь). Для поездов с открытыми люками у цистерн превышение достигало 1.3 ppb.

Значимое повышение концентрации NMHC регистрировалось в среднем в течение 3 мин от момента встречи электровоза встречного поезда.

Активное накопление примесей происходит в протяженных двухпутных тоннелях [7, 8]. Так, при прохождении тоннелей на участке Транссиба Буря-Биробиджан в марте 1998 г. (TROICA-8) отмечался рост концентраций всех основных загрязняющих примесей. При этом концентрации аэрозолей и диоксида азота превышали ПДК.

6.3. Утечки из газотранспортной системы

Транссиб пересекает около 10 крупных магистральных газопроводов. На некоторых участках газопроводы проходят вдоль железной дороги в непосредственной близости к ней (например, между Тюменью и Новосибирском). В первых экспедициях TROICA-2–5 неоднократно регистрировались скачки концентраций CH_4 и NMHC вблизи газопроводов [27–29]. Пробы $^{14}\text{CH}_4$, взятые в этих районах, показали присутствие метана термогенного происхождения. Наличие утечек природного газа из газопроводов подтверждает и отсутствие подобных скачков концентрации $^{14}\text{CH}_4$ в тех же местах в экспедициях после 2002 г., т.е. после приведения газотранспортной системы в порядок. Значительные утечки природного газа регулярно наблюдались в городах, в частности, от компрессорных станций. В [7] приведен пример расчета параметров шлейфа метана от компрессорной станции, где проводился ремонт, расположенной на участке газопровода Омск-Павлодар. Оценка величины выброса в этом случае дала 2.1×10^{10} мкг/ч, или 0.5 т/сут, а протяженность шлейфа составила примерно 550 км.

Высокий уровень концентрации метана на севере Европейской территории России и в Западной Сибири первоначально связывался с утечками природного газа при его добыче, обработке и транспортировке. Полученные на этой основе интегральные оценки эмиссий метана в СССР и Российской Федерации дали, соответственно, значения 31–45 и 25–35 Мгт/год [55, 56]. Эти опубликованные эмиссии в последствии учитывались при инвентаризации антропогенных источников и создания баз данных для численного моделирования. Изотопный анализ $^{14}\text{CH}_4$, выполненный на передвижной лаборатории и на борту корабля, прошедшего по Оби, показал, что большая часть метана в приземной атмосфере Западной Сибири имеет биогенное происхождение. Доля антропогенного метана составляет всего 2% на юге и востоке Западной Сибири и 30–50% вблизи областей добычи природного газа [27]. Рассчитанные эмиссии природных утечек метана в России составили 8–10 Мгт/год, что сопоставимо с утечками природного газа в США и на Ближнем Востоке [7].

7. ЭМИССИИ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ

7.1. Эмиссии радона-222 из почвы

Радиоактивный газ радон (^{222}Rn) является одним из продуктов распада изотопа ^{238}U , в атмосферу попадает из почвы. ^{222}Rn представляет собой химически нейтральный газ с периодом полураспада 3.82 дня. Поэтому ^{222}Rn служит удобным трассером процессов переноса в атмосфере и часто используется для оценки эмиссий газов биогенного происхождения [57, 58]. При этом обычно предполагается, что потоки ^{222}Rn в атмосферу распределены более или менее равномерно по континенту и равны нулю на морской поверхности. Однако необходимость знания точных значений эмиссий парниковых и химически активных газов, определяющих состояние климатической системы, требует адекватного отношения к оценкам эмиссий ^{222}Rn . В экспериментах TROICA (1999–2009 гг.) измерения концентрации ^{222}Rn сопровождалась измерениями вертикальных профилей температуры до высоты 600 м, что позволило с помощью диффузионной модели с достаточно высокой точностью рассчитать потоки ^{222}Rn в атмосферу в ночное время при наличии приземной температурной инверсии [57]. Осредненные по регионам эмиссии ^{222}Rn меняются от 29 ± 8 мБк/м² с на Европейской территории России до 95 ± 51 мБк/м² в Южной Сибири. Наибольшие значения эмиссий зарегистрированы в районах с высокой тектонической активностью Центральной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Повышенное увлажнение почвы летом 1999 г. (повсеместно выпали обильные осадки) явилось причиной в 2–4 раза меньших эмиссий ^{222}Rn , чем осенью 2005 г., отличавшейся очень малым количеством осадков и низким уровнем грунтовых вод. В целом, значительные изменения эмиссий ^{222}Rn являются следствием изменения состояния почвы и метеорологической ситуации, что проявляется, в частности, в их сезонных вариациях.

7.2. Эмиссии озоноразрушающих веществ

В соответствии с Монреальским протоколом 1987 г. о защите озонового слоя развитые страны обязаны были прекратить, а развивающиеся страны – резко сократить к 1.01.1996 г. производство основных озоноразрушающих веществ (ОРВ): хлорфторуглеродов (ХФУ), галонов, четыреххлористого углерода и метилхлороформа. Проведенные в конце 90-х годов измерения содержания ОРВ в атмосфере и модельные расчеты показали явное несоответствие между заявленными странами и отдельными компаниями снижением производства ОРВ и реальными выбросами их в атмосферу. Поскольку Советский Союз являлся одним из лидеров в мировом производстве ХФУ и

Таблица 2. Концентрация озоноразрушающих веществ (ОРВ) и оценка российских и глобальных эмиссий (Гг/год)

ОРВ	Среднее значение (ppt)	Российские эмиссии	Глобальные эмиссии
Фреон-12	573.0	32–129	122
Галон-1211	4.66	0.6–2.3	8.67
Фреон-113	82.3	0.4–1.5	8.0
Фреон-11	262.9	0.6–2.3	78.2
CCl ₄	102.7	0.3–1.1	63.6
CH ₃ CCl ₃	39.0	–	41.4

Таблица 3. Интегральные эмиссии NO_x, CO, CH₄ в городах России, рассчитанные по данным экспериментов TROICA (Гг/год)

№	Название города	NO _x	CO	CH ₄
1.	Новосибирск	6.6	96	43
2.	Екатеринбург	6.3	133	40
3.	Нижний Новгород	4.3	87	37
4.	Омск	4.2	105	40
5.	Пермь	4.3	74	44
6.	Красноярск	4.8	90	25
7.	Агломерация Иркутск–Ангарск–Шелехов	4.6	93	22
8.	Ярославль	3.3	50	38
9.	Тюмень	4.0	58	25
10.	Иркутск	3.8	73	17

галонов (10 и 14% соответственно), то высказывались подозрения в нарушении Россией требований Монреальского протокола. В этой связи измерения эмиссий ОРВ в экспериментах TROICA, проведенные совместно специалистами ESRL (США) и ИФА РАН, представляли особый интерес [59]. В ходе экспедиции TROICA-7 в июне-июле 2001 г. были проведены оценки российских эмиссий хлорфторуглеродов (CFC-11, CFC-12, CFC-113), четыреххлористого углерода, метилхлороформа и галона-1211 с помощью нескольких тысяч измерений их концентрации в приземном воздухе вдоль Транссибирской магистрали (табл. 2). Для оценки эмиссий ОРВ от расположенных вдоль Транссиба городов и промышленных предприятий использовались результаты измерений скорости накопления ²²²Rn в ночном подинверсионном слое атмосферы. По методическим о скорости адвективного переноса ОРВ определялся размер коридора, из которого в места наблюдений поступают ОРВ. Проведенные расчеты эмиссий ²²²Rn и ОРВ позволили оценить суммарные выбросы ОРВ в данном коридоре, охватывающем густонаселенную территорию страны вдоль Транссиба от Москвы до Владивостока. Пользуясь данными наблюдений ОРВ, картами эманации ²²²Rn на территории России и распределением по территории страны населения и промышленных предприятий, были сделаны оценки

выбросов ОРВ на всей территории России. Оценки эмиссий приведены в табл. 2. Расчеты показали, что российские эмиссии ОРВ в целом вносят несущественный вклад в глобальные эмиссии, и что заявленное властями страны сокращение выбросов ОРВ полностью соответствует результатам измерений. Эти выводы сняли все спекулятивные обвинения России в нарушении обязательств по исполнению Монреальского протокола. Статья [59], опубликованная в ведущем журнале Journal of Geophysical Research, была признана редакцией журнала лучшей статьей за 2004 г.

7.3. Эмиссии загрязняющих веществ от городов

Многочисленные пересечения городов, выполненные в период с 1995 по 2009 гг. в разные сезоны и разное время суток, позволили собрать информацию о составе и состоянии атмосферы, характерную для крупных городов и достаточную для оценки средних за период измерений эмиссий основных загрязняющих веществ: CO, NO, NO₂ и CH₄. Оценки эмиссий были выполнены для 9 самых больших городов, расположенных вдоль Транссиба, и Иркутской агломерации, включающей города Иркутск, Ангарск, Шелехов и промышленных предприятия в их окрестностях [10] (табл. 3). Для расчетов использовался метод, основанный на применении бокс-модели [47, 57]. Рассчитанные по данным измерений интегральные

городские эмиссии CO , NO_x и CH_4 тесно связаны с количеством населения и размером урбанизированной территории, т.к. их основным источником являются автомобильный транспорт и промышленные предприятия [10]. Города, расположенные в Европейской части России, имеют высокий уровень газификации и практически завершили к началу 2000-х годов перевод устаревшего автомобильного парка на современные автомобили с высокотемпературным сжиганием топлива и каталитическими конвертерами. Эта группа городов, к которой может быть отнесена и быстро развивающаяся Тюмень, сильно отличается от сибирских городов, где преимущественно в качестве топлива используется уголь и велика доля частного сектора с индивидуальным отоплением. Для западной группы городов характерны высокие значения отношения $Q(\text{CH}_4)/Q(\text{CO})$ и более интенсивные эмиссии метана. Наиболее низкие значения этого отношения соответствуют Иркутской агломерации и Красноярску, где крупные энергетические предприятия работают на угле и где низок уровень газификации частного домовладения. Многократные пересечения Московского мегаполиса также использовались для расчетов эмиссий загрязняющих примесей от Москвы. Полученные значения стали основой для прогнозирования качества воздуха в городе с помощью химико-транспортной модели SILAM.

Рассчитанные городские эмиссии по некоторым параметрам заметно отличаются от антропогенных эмиссий, которые содержатся в базе данных широко используемой в моделировании инвентаризации EDGAR v.4.2. Если значения эмиссий CO довольно близки, то эмиссии NO_x и CH_4 сильно различаются. Резко завышенными в EDGAR v.4.2 и необъяснимо меняющимися от города к городу представляются эмиссии NO_x . Эмиссии CH_4 из базы данных EDGAR v.4.2 для этих городов больше, чем полученные из экспериментов TROICA, в 4–8 раз. Подобные расхождения эмиссий NO_x и CH_4 между рассчитанными по данным измерений и EDGAR v.4.2 имеют место и для Москвы, что демонстрирует большую неопределенность инвентаризационных оценок, которые делаются в основном по косвенным сведениям о количестве и мощности источников примесей [50, 60]. Как отмечалось выше, инвентаризационные оценки утечек CH_4 в газотранспортной системе России, выполненные по косвенным данным (отчеты, газетные публикации, частные сообщения и др.), приведенные в [7], дали абсолютно нереальные значения. Однако эти оценки, видимо, вошли в базы данных многих инвентаризаций и, в частности, в базу EDGAR v.4.2 и v.4.3, которые до сих пор используются, внося большую долю неопределенности в результаты моделирования.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2020 г. исполнилось 25 лет со времени возникновения замысла о наблюдении озона в купе пассажирского поезда (февраль 1995 г.) и проведения первой экспедиции (ноябрь 1995 г.) по Транссибу на вагоне-лаборатории, расположенном в голове пассажирского поезда Москва–Хабаровск–Москва. С этой экспедиции начались международные эксперименты TROICA, в которых принимали участие многие ученые, инженеры и техники из разных стран. Благодаря научному сотрудничеству и объединению технических возможностей, была получена уникальная информация о состоянии атмосферы над Северной Евразией и ее взаимодействии с континентальными экосистемами. Эта информация лежит в основе многочисленных научных исследований, открывших не известные ранее закономерности в области экологии, физики и химии атмосферы и давшие им объяснения. Основой для проведения таких широкомасштабных экспериментов стала передвижная железнодорожная лаборатория, которая была оборудована по типу Глобальной станции мониторинга атмосферы (Global station of the GAW WMO [58]). Лаборатория способна действовать на всей сети электрифицированных дорог России и соседних стран. Ее основное преимущество перед всеми другими передвижными лабораториями состоит в способности проводить измерения структуры фонового состава приземного слоя атмосферы с высоким пространственным и временным разрешением, что практически невозможно выполнить, используя автомобильные платформы и речные суда. Наиболее приоритетным направлением работы лаборатории являлось наблюдение химического состава атмосферы и сопутствующих радиационных и метеорологических параметров. Именно в этой области сосредоточены основные экологические проблемы, являющиеся предметом Национального проекта “Экология” и целого ряда крупных международных соглашений о защите озонового слоя, изменения климата, трансграничном переносе загрязнений, устойчивых органических загрязнений и др.

Созданный для передвижной лаборатории измерительный комплекс включал высокочувствительные приборы, рекомендованные GAW WMO, для непрерывных измерений приземной концентрации газов, физико-химических свойств аэрозолей, метеорологических и радиационных параметров. Все приборы проходили регулярные калибровки и поверки. В состав измерительного комплекса входили также новые уникальные приборы для непрерывных измерений летучих органических соединений, химических и микрофизических свойств аэрозолей, естественной и искусственной радиоактивности, дистанционного зондирования O_3 и NO_2 . В вагоне-лаборатории

были предусмотрены технические средства для отбора проб воздуха, аэрозолей, воды, почвы и растительности для последующего химического, биологического и изотопного анализов. Измерительный комплекс может быть установлен на других платформах [7] или использоваться как стационарная станция (с 2002 по 2014 г. действовал на Московской экологической станции [47]). Включение автоматизированной измерительной системы, базирующейся на железнодорожной платформе, и созданных в России высокотехнологических измерительных систем на базе автомобиля и самолета [62, 63] в состав российской системы мониторинга атмосферы, модернизация которой предусмотрена Национальным проектом “Экология” и Федеральным проектом “Чистый воздух”, может существенно повысить ее эффективность.

Эксперименты TROICA велись 15 лет, вплоть до 2010 г. Собрана уникальная по объему и высокому качеству информация о состоянии атмосферы и ее взаимодействии с наземными экосистемами на обширной территории Северной Евразии. Анализ этой информации продолжается, и, очевидно, она будет служить основой еще многих научных исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Проведение измерений на передвижной лаборатории в составе поездов и создание новой лаборатории стало возможным благодаря финансовой, организационной и технической поддержке Министерства путей сообщения и ВНИИЖТ и заинтересованного личного участия в проведении экспериментов TROICA их руководителей и ведущих специалистов: А.Л. Лисицына, И.С. Беседина, А.Е. Семечкина, В.В. Севостьянова, К.П. Шенфельда, А.М. Грисенко, О.В. Лавровой, И.В. Богородской. На разных этапах экспериментов в создании измерительной системы и проведении измерений участвовали сотрудники ИФА РАН: Г.И. Горчаков, И.Г. Гранберг, А.С. Елохов, А.И. Игаев, А.А. Козлова, В.М. Копейкин, Б.С. Денисов, Л.В. Лисицына, Р.А. Шумский, Н.В. Панкратова, Е.В. Березина; сотрудники НИФХИ им. Л.Я. Карпова: А.В. Андропова, М.А. Иорданский, В.М. Минашкин, И.А. Невский, Ю.И. Обвинцев.

В экспериментах TROICA принимали участие несколько зарубежных организаций. Особое значение имело сотрудничество с Институтом Химии Макса Планка (Германия) – активным и надежным партнером российских организаций на протяжении всей многолетней работы. Директор МПИАС П. Крутцен является одним из идеологов и инициаторов проведения экспериментов TROICA. Его постоянная поддержка и активное участие в работах сотрудников МПИАС Й. Левильеда, Е. Оберландер, Д. Шарффе обеспечили успешное проведение первых экспериментов TROICA и заложили основу их последующего развития. Большую помощь в оборудовании новой лаборатории оказали

сотрудники ESRL NOAA (США) Дж. Элкинс, Д. Хёрст, П. Ромашкин. Тесное сотрудничество между ESRL и ИФА РАН проявилось в присуждении NOAA профессору Н.Ф. Еланскому Почетного звания “Герой окружающей среды (Environmental Hero Award)” в 2004 г. Участники экспериментов выражают глубокую благодарность руководителям и менеджерам фирм: АТТЕХ – Е.Н. Кадыгрову, HORIBA – Л. Бётлеру, Kipp and Zonen – Б.А.Х. Дитеринку, MLU – Т. Килгусу и Й. Килгусу за предоставленные для проведения измерений приборы. Успешной работе над проектами МНТЦ способствовало доброжелательное и заинтересованное отношение коллег: В.-М. Керминена, М. Кулма-ла, М. Хайманна.

Подготовка и проведение экспериментов требовали значительного финансирования. Большое значение имела финансовая поддержка Международного научно-технического центра, Российского фонда фундаментальных исследований, Российской академии наук, а также международных программ INCO-COPERNICUS и INTAS.

При подготовке данной статьи были использованы результаты, полученные в рамках выполнения проектов РФФИ № 19-05-00352 (раздел 3.7), 17-29-05102 (разделы 4.1 и 5.1), 18-35-20031 (раздел 3.6) и РФФИ № 16-17-10275 (раздел 7.3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Еланский Н.Ф.* Международные конвенции по атмосфере и климату и интересы России // Региональное развитие и сотрудничество. 1998. № 1–2. С. 7–69.
2. The Global Atmospheric Watch (GAW). Strategic Plan 2001–2007 // WMO, Geneva, 2000. 61 p.
3. *Безуглая Э.Ю., Смирнова И.В.* Воздух городов и его изменения // СПб.: Астерион, 2008. 254 с.
4. *Крутцен П.Й., Голицын Г.С., Еланский Н.Ф., Бренникмайер К.А.М., Шарффе Д., Беликов И.Б., Елохов А.С.* Наблюдения малых примесей в атмосфере над территорией России с использованием железнодорожного вагона-лаборатории // ДАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 819–823.
5. *Elansky N.F.* Observations of the atmospheric composition over Russia using a mobile laboratory: the TROICA experiments // International Global Atmospheric Chemistry. Newsletter. 2007. № 37. P. 31–36.
6. *Crutzen P.J., Elansky N.F., Hahn M., Golitsyn G.S., Brenninkmeijer C.A.M., Scharffe D., Belikov I.B., Maiss M., Bergamaschi P., Rockmann T., Grisenko A.M., Sevastyanov V.V.* Trace gas measurements between Moscow and Vladivostok using the Trans-Siberian Railroad // J. Atmos. Chem. 1998. № 29. P. 179–194.
7. *Elansky N.F., Belikov I.B., Berezina E.V., Brenninkmeijer C.A.M., Buklikova N.N., Crutzen P.J., Elansky S.N., Elkins J.V., Elokho A.S., Golitsyn G.S., Gorchakov G.I., Granberg I.G., Grisenko A.M., Holzinger R., Hurst D.F., Igaev A.I., Kozlova A.A., Kopeikin V.M., Kuokka S., Lavrova O.V., Lisitsyna L.V., Moeseenko K.B., Oberlander E.A., Obvintsev Yu.I., Pankratova N.V., Postylyanina*

- kov O.V., Putz E., Romashkin P.A., Safronov A.N., Shenfeld K.P., Skorokhod A.I., Shumsky R.A., Tarasova O.A., Turnbull J.C., Vartiainen E., Weissflog L., Zhernikov K.V.* Atmospheric Composition Observations over Northern Eurasia using the Mobile Laboratory: TROICA Experiments // Moscow: ISTC Publ., 2009. 73 p. <http://www.ifaran.ru/troica/index.html>.
8. *Elansky N.F., Belikov I.B., Lavrova O.V., Skorokhod A.I., Shumsky R.A., Brenninkmeijer C.A.M., Tarasova O.A.* Chapter 8. Train-Based Platform for Observations of the Atmosphere Composition (TROICA Project). P. 175–196 // In “Air Pollution-Monitoring, Modelling and Health”. Ed. *Mukesh Khare*. Publisher: In Tech. 2012. 386 p. <https://doi.org/10.5772/1801>.
 9. *Panin L.V., Elansky N.F., Belikov I.B., Granberg I.G., Andronova A.V., Obvintsev Yu.I., Bogdanov V.M., Grisenko A.M., Mozgrin V.S.* Estimation of Reliability of the Data on Pollutant Content Measured in the Atmospheric Surface Layer in the TROICA Experiments // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2001. V. 37. Suppl. 1. P. S81–S91.
 10. *Elansky N.F., Lavrova O.V., Skorokhod A.I., Belikov I.B.* Trace gases in the atmosphere over Russian cities // *Atmos. Environ.* 2016. V. 143. P. 108–119. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.08.046>
 11. *Elansky N.F., Markova T.A., Belikov I.B., Oberlander E.A.* Transcontinental Observations of Surface Ozone Concentration in the TROICA Experiments: 1. Space and Time Variability. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2001. V. 37. Suppl. 1. P. S24–S38.
 12. *Golitsyn G.S., Elansky N.F., Markova T.A., Panin L.V.* Surface Ozone behavior over Continental Russia. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2002. V. 38. Suppl. 1. P. S116–S126.
 13. *Markova T.A., Elansky N.F.* Transcontinental Observations of the Surface Ozone and Nitrogen Oxide concentrations by using the Carriage-Laboratory // Ed. *I. Barnes*. *Global Atmospheric Change and its Impact on Regional Air Quality* / Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 2002. P. 249–254.
 14. *Панкратова Н.В., Еланский Н.Ф., Беликов И.Б., Постыляков О.В., Скороход А.И., Шумский Р.А.* Озон и окислы азота в приземном воздухе Северной Евразии по наблюдениям в экспериментах TROICA // *Иzv. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 3. С. 343–358.
 15. *Еланский Н.Ф.* Исследования атмосферного озона в России в 2007–2010 гг. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48. № 3. С. 314–333.
 16. *Engvall Stjernberg A.-C., Skorokhod A., Paris J.D., Elansky N., Stohl A.* Low concentrations of near-surface ozone in Siberia // *Tellus. Series B-Chemical and Physical Meteorology*. 2012. V. 64. № 11607. P. 1–13.
 17. *Wagner T., Burrows J.P., Deutschmann T., Dix B., von Friedeburg C., Frieß U., Hendrick F., Heue K.-P., Irie H., Iwabuchi H., Kanaya Y., Keller J., McLinden C.A., Oetjen H., Palazzi E., Petritoli A., Platt U., Postlyakov O., Pukite J., Richter A., van Roozendaal M., Rozanov A., Rozanov V., Sinreich R., Sanghavi S., Wittrock F.* Comparison of box-air-mass factors and radiances for Multiple-Axis Differential Optical Absorption Spectroscopy (MAX-DOAS) geometries calculated from different UV/visible radiative transfer models // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. P. 1809–1833.
 18. *Postlyakov O.V., Belikov I.B., Elansky N.F., Elovkov A.S.* Observations of the ozone and nitrogen dioxide profiles in the TROICA-4 experiment // *Advances in Space Research*. 2006. V. 37. P. 2231–2237.
 19. *Маркова Т.А., Еланский Н.Ф., Беликов И.Б., Грисенко А.М., Севастьянов В.В.* Распределение окислов азота в приземном слое атмосферы над континентальными районами России // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2004. Т. 40. № 6. С. 811–813.
 20. *Konovalov I.B., Beekmann M., Vautard R., Burrows J.P., Richter A., Nub H., Elansky N.* Composition and evaluation of modeled and GOME measurement derived troposphere NO₂ columns over Western and Eastern Europe // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5. P. 169–190.
 21. *Konovalov I.B., Elansky N.F., Zvyagintsev A.M., Belikov I.B., Beekmann M.* Validation of a chemistry transport model of the lower atmosphere over central European Russia using the data of ground-based and satellite measurements // *Meteorology and Hydrology*. 2009. № 4. P. 65–74.
 22. *Oberlander E.A., Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P.J., Elansky N.F., Golitsyn G.S., Granberg I.G., Scharffe D.H., Hofmann R., Belikov I.B., Paretzke H.G., van Velthoven P.F.J.* Trace gas measurements along the Trans-Siberian railroad: The TROICA-5 expedition // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D14. <https://doi.org/10.1029/2001JD000953>
 23. *Тарасова О.А., Бренникмайер К.А.М., Еланский Н.Ф., Кузнецов Г.И.* Исследование изменчивости концентрации СО над Россией по данным экспедиций TROICA // *Оптика атмосферы и океана*. 2005. Т. 18. № 5–6. P. 511–516.
 24. *Tarasova O.A., Brenninkmeijer C.A.M., Assonov S.S., Elansky N.F., Röckmann T., Sofiev M.A.* Atmospheric CO along the Trans-Siberian Railroad and River Ob: Source Identification using Isotope Analysis // *J. Atmos. Chem.* 2007. V. 57. № 2. P. 135–152.
 25. *Беликов И.Б., Бренникмайер К.А.М., Еланский Н.Ф., Ралько А.А.* Приповерхностная концентрация метана и оксидов углерода над континентальной территорией России по результатам экспериментов TROICA // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2006. Т. 42. № 1. С. 50–63.
 26. *Tarasova O.A., Brenninkmeijer C.A.M., Assonov S.S., Elansky N.F., Hurst D.F.* Methane variability measured across Russia during TROICA expeditions // *Environmental Sciences*. 2005. V. 2(2–3). P. 241–251.
 27. *Tarasova O.A., Brenninkmeijer C. A. M., Assonov S.S., Elansky N. F., Röckmann T., Brass, M.* Atmospheric CH₄ along the Trans-Siberian Railroad (TROICA) and River Ob: Source Identification using Stable Isotope Analysis // *Atmospheric Environment*. 2006. V. 40. № 29. P. 5617–5628.
 28. *Tarasova O.A., Houweling S., Elansky N., Brenninkmeijer C.A.M.* Application of stable isotope analysis for improved understanding of the methane budget: comparison of TROICA measurements with TM3 model simulations // *J. Atmos. Chem.* 2009. V. 63. № 1. P. 49–71.
 29. *Bergamaschi P., Brenninkmeijer C.A.M., Hahn M., Rockmann T., Schaffe D., Crutzen P.J., Elansky N.F.,*

- Belikov I.B., Trivett N.B.A., Worthy D.E.J.* Isotope analysis based on source identification for atmospheric CH₄ and CO sampled across Russia using the Trans-Siberian railroad // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № D7. P. 8227–8235.
30. *Rockmann T., Brenninkmeijer C.A.M., Hahn M., Elansky N.* CO mixing and isotope ratios across Russia; trans-Siberian railroad expedition TROICA-3, April 1997 // *Chemosphere: Global Change Science.* 1999. № 1. P. 219–231.
31. *Turnbull J.C., Miller J.B., Lehman S.J., Hurst D., Peters W., Tans P.P., Southon J., Montzka S., Elkins J., Mondeel D.J., Romashkin P.A., Elansky N., Skorokhod A.* Spatial distribution of $\Delta^{14}\text{CO}_2$ across Eurasia: measurements from the TROICA-8 expedition // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 175–187.
32. *Еланский Н.Ф., Голицын Г.С., Власенко Т.С., Волох А.А.* Летучие органические соединения в приземном воздухе по наблюдениям вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали // *ДАН.* 2000. Т. 373. № 6. С. 816–821.
33. *Elansky N.F., Golitsyn G.S., Vlasenko T.S., Volokh A.A.* Concentrations of Volatile Organic Compounds in Surface Air along the Trans-Siberian Railroad // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2001. V. 37. Suppl. 1. P. S10–S2.
34. *Тимковский И.И., Еланский Н.Ф., Скороход А.И., Шумский Р.А.* Исследование биогенных летучих органических соединений над территорией России // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46. № 3. С. 347–356.
35. *Skorokhod A.I., Berezina E.V., Moiseenko K.B., Elansky N.F., Belikov I.B.* Benzene and Toluene in the surface air of North Eurasia from TROICA-12 campaign along the Trans-Siberian railway // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 5501–5514. <https://doi.org/10.5194/acp-17-5501-2017>
36. *Березина Е.В., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Беликов И.Б., Еланский Н.Ф.* Ароматические летучие органические соединения и их роль в формировании озона на территории северной Евразии // *ДАН.* 2017. Т. 474. № 3. С. 356–360.
37. *Berezina E., Moiseenko K., Skorokhod A., Elansky N., Belikov I., Pankratova N.* Isoprene and monoterpenes over Russia and their impacts in tropospheric ozone formation // *Geography, Environment, Sustainability.* 2019. № 12(1). <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2017-24>
38. *Andronova A.V., Granberg I.G., Iordansky M.A., Kopeikin V.M., Minashkin M.A., Nevsky I.A., Obvintsev Yu.I.* Studies of the Spatial and Temporal Distribution of Surface Aerosol along the Trans-Siberian Railroad. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2003. V. 39. Suppl. 1. P. S27–S34.
39. *Копейкин В.М.* Наблюдение сажевого аэрозоля в атмосфере над Россией в международных экспедициях TROICA // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2007. Т. 20. № 7. С. 641–646.
40. *Копейкин В.М.* Наблюдение содержания субмикронного аэрозоля в атмосфере над Россией в международных экспедициях TROICA // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2008. Т. 21. № 11. С. 970–976.
41. *Kuokka S., Teinilä K., Saarnio K., Aurela M., Sillanpää M., Hillamo R., Kerminen V.-M., Pyy K., Vartiainen E., Kulmala M., Skorokhod A.I., Elansky N.F., Belikov I.B.* Using a moving measurement platform for determining the chemical composition of atmospheric aerosols between Moscow and Vladivostok. *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. № 18. P. 4793–4805.
42. *Vartiainen E., Kulmala M., Ehn M., Hirsikko A., Junninen H., Petäjä T., Sogacheva L., Kuokka S., Hillamo R., Skorokhod A., Belikov I., Elansky N., Kerminen V.-M.* Ion and particle number concentrations and size distributions along the Trans-Siberian railroad. *Boreal. Env. Res.* 2007. V. 12. № 3. P. 375–396.
43. *Еланский С.Н., Леконцева С.Н.* Распределение концентраций грибных спор различных таксономических групп в приземном воздухе в умеренных широтах России // *Микология и фитопатология.* 1998. Т. 32. № 1. С. 37–43.
44. *Еланский Н.Ф.* Исследования атмосферного озона в России в 2007–2010 гг. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2012. Т. 48. № 3. С. 314–333.
45. *Еланский Н.Ф., Лаврова О.В., Мохов И.И., Ракин А.А.* Структура острова тепла над городами России по наблюдениям с передвижной лаборатории // *ДАН.* 2012. Т. 443. № 3. С. 366–371.
46. *Еланский Н.Ф., Лаврова О.В.* Малые газовые примеси в атмосфере российских городов по наблюдениям с мобильной лаборатории (Эксперименты TROICA) // *ДАН.* 2014. Т. 459. С. 1603–1608.
47. *Еланский Н.Ф., Локощенко М.А., Беликов И.Б., Скороход А.И., Шумский Р.А.* Изменчивость газовых примесей в приземном слое атмосферы Москвы // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2007. Т. 43. № 2. С. 246–259.
48. *Еланский Н.Ф., Лаврова О.В., Ракин А.А., Скороход А.И.* Антропогенные возмущения состояния атмосферы в Московском регионе // *ДАН.* 2014. Т. 454. № 4. С. 456–460.
49. *Еланский Н.Ф., Беликов И.Б., Голицын Г.С., Грисенко А.М., Лаврова О.В., Панкратова Н.В., Сафронов А.Н., Скороход А.И., Шумский Р.А.* Наблюдения состава атмосферы в Московском мегаполисе с мобильной лаборатории // *ДАН.* 2010. Т. 432. № 1. С. 649–655.
50. *Elansky N.F., Ponomarev N.A., Verevkin Y.M.* Air quality and pollutant emissions in the Moscow megacity in 2005–2014 // *Atmos. Environ.* 2018. V. 175(2). P. 54–64.
51. *Еланский Н.Ф., Моисеенко К.Б., Панкратова Н.В.* Фотохимическая генерация озона в шлейфах антропогенных выбросов над Хабаровским краем // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2005. Т. 41. № 4. С. 511–519.
52. *Shakina N.P., Ivanova A.R., Elansky N.F., Markova T.A.* Transcontinental Observations of Surface Ozone Concentration in the TROICA Experiments: 2. The Effect of the Stratosphere-Troposphere Exchange. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2001. V. 37. Suppl. 1. P. 39–48.
53. *Еланский Н.Ф., Невраев А.Н.* Высоковольтные линии электропередач как возможный источник озона в атмосфере // *ДАН.* 1999. Т. 365. № 4. С. 533–536.

54. *Elansky N.F., Panin L.V., Belikov I.B.* Influence of High-Voltage Transmission Lines on Surface Ozone Concentration. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2001. V. 37. Suppl. 1. P. S92–S101.
55. *Reshetnikov A.I., Paramonova N.N., Shashkov A.A.* An evaluation of historical methane emissions from the Soviet gas industry // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. D3. P. 3517–3529.
56. *Dedikov J.V., Akopova G.S., Gladkaja N.G., Piotrovsky A.S., Markellov V.A., Salikhov S.S., Kaesler H., Ramm A., Mueller von Blumencron A., Lelieveld J.* Estimating methane releases from natural gas production and transmission in Russia // *Atmos. Environ.* 1999. V. 33. P. 3291–3299.
57. *Berezina E.V., Elansky N.F., Moiseenko K.B., Belikov I.B., Shumsky R.A., Safronov A.N., Brenninkmeijer C.A.M.* Estimation of nocturnal ^{222}Rn soil fluxes over Russia from TROICA measurements // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. № 13. P. 11695–11708. <https://doi.org/10/5194/acp-13-11695-2013>
58. *Березина Е.В., Еланский Н.Ф., Моисеенко К.Б., Сафронов А.Н., Скороход А.И., Беликов И.Б., Шумский Р.А.* Оценка биогенных эмиссий CH_4 , CO_2 и сухого осаждения O_3 по одновременным измерениям ^{222}Rn в экспедициях TROICA // *ФАО.* 2014. Т 50. № 6. С. 663–674.
59. *Hurst D.F., Romashkin P.A., Elkins J.W., Oberlander E.A., Elansky N.F., Belikov I.B., Granberg I.G., Golitsyn G.S., Grisenko A.M., Brenninkmeijer C.A.M., Crutzen P.J.* Emissions of ozone-depleting substances in Russia during 2001 // *J. Geophys. Res.*, 2004. V. 109. № D14303. <https://doi.org/10.1029/2004JD004633>
60. *Elansky N.F.* Air quality and CO emissions in the Moscow megacity // *Urban Climate.* 2014. Vol. 8. P. 42–56. <https://doi.org/10.1016/juclim.2014.01.007>
61. WMO Global Atmosphere Watch Strategic Plan: 2008–2015 // GAW Report № 172. 2007. 104 p.
62. *Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Козлов А.С., Маринайте И.И., Пененко В.В., Покровский Е.В., Симоненков Д.В., Фофанов А.В., Ходжер Т.В.* Сравнительная оценка состава воздуха промышленных городов Сибири // *Оптика атмосферы и океана.* 2007. Т. 20. № 5. С. 428–437.
63. *Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Дудорова Н.В., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Краснов О.А., Максюттов Ш.Ш., Machida T., Панченко М.В., Петстунов Д.А., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Sasakawa Motoki., Симоненков Д.В., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В.* Исследование динамики концентрации парниковых газов на территории Западной Сибири // *Оптика атмосферы и океана.* 2019. Т. 32. № 9. С. 777–785.

Observations of the Atmosphere Composition over Russia: TROICA Experiments

N. F. Elansky^{1, *}, G. S. Golitsyn¹, P. J. Crutzen², I. B. Belikov¹,
C. A. M. Brenninkmeijer², and A. I. Skorokhod¹

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Pyzhevskii per., 3, Moscow, 119017 Russia*

²*Max Planck Institute of Chemistry, Joh.-Jochim Becher-Weg, 27, Mainz, 55128 Germany*

**e-mail: n.f.elansky@mail.ru*

The article summarizes results of unique experiments on observing the composition and state of the atmosphere over Russia (TROICA experiments). Scientists and technicians from different countries participated in these works. The main part of the experiments was the measurement of the content of trace gases and aerosols in the atmosphere, its meteorological and radiation characteristics on a mobile laboratory, which was specially designed and built for transcontinental observations on the network of electrified railways of Russia. During the TROICA experiments, a large amount of information which continues to be analyzed has been collected. The article discusses previously published most important results and newer ones, which allows us to form an integral picture of the spatial distribution and temporal variability of the atmospheric composition over the vast territory of Northern Eurasia.

Keywords: TROICA, atmospheric composition over the Northern Eurasia, air quality, air pollution, long-range transport, trace gases, aerosols, volatile organic compounds, ozone-depleting substances, emissions of pollutants

УДК 551.510.4

ИЗМЕНЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ И ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ NO_2 ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 30-ЛЕТНИХ ИЗМЕРЕНИЙ НА ЗВЕНИГОРОДСКОЙ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ ИФА ИМ. А.М. ОБУХОВА РАН

© 2021 г. А. Н. Груздев^а, *, А. С. Елохов^а

^аИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

*E-mail: a.n.gruzdev@mail.ru

Поступила в редакцию 10.06.2020 г.

После доработки 15.07.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Представлены результаты анализа вариаций и линейных трендов общего содержания и вертикального распределения NO_2 по данным 30-летних спектрометрических измерений на Звенигородской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН в западном Подмосковье. В частности, получены сезонно-зависимые оценки трендов NO_2 , связи содержания NO_2 с квазидвухлетней циклическостью, Североатлантическим колебанием, Эль-Ниньо-Южным колебанием, 11-летним циклом солнечной активности.

Ключевые слова: NO_2 , спектрометрические измерения, изменчивость, тренд, вариации

DOI: 10.31857/S0002351521010089

1. ВВЕДЕНИЕ

Двуокись азота NO_2 , вместе с другими окислами азота, играет важную роль в стратосферной и тропосферной химии. В стратосфере азотный цикл вносит основной вклад в каталитическое разрушение озона [1, 2]. В загрязненной тропосфере, содержащей перекисные радикалы, NO_2 может приводить к фотохимическому образованию озона [3, 4]. Кроме того, в урбанизированных районах NO_2 является одним из предшественников азотной кислоты, которая растворима в воде и может входить в состав осадков и атмосферного аэрозоля. Азотные соединения также активно участвуют в гетерогенных химических процессах на поверхности аэрозольных частиц в стратосфере и тропосфере [3, 4]. Они, в частности, входят в состав стратосферных полярных облаков, играющих ключевую роль в фотохимическом механизме озонных “дыр” в полярных областях. Наряду с большим значением для химии атмосферы, NO_2 является чувствительным индикатором крупномасштабных динамических процессов в атмосфере [5].

Благодаря наличию хорошо структурированных полос поглощения в видимой области спектра, содержание NO_2 можно измерять дистанционными методами по прямому или рассеянному солнечному излучению. Первые измерения общего содержания (ОС) NO_2 были выполнены в

1970-х гг. в Канаде, США и СССР [6–8]. В настоящее время спектрометрические измерения ОС NO_2 выполняются на нескольких десятках станций в северном и южном полушариях. Часть станций, в том числе Звенигородская научная станция Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ЗНС), включена в международную Сеть по обнаружению изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change – NDACC).

В 1981 г. были начаты измерения ОС NO_2 по прямому солнечному излучению на Кисловодской высокогорной научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН, выполнявшиеся на протяжении 28 лет [9]. В 1990 г. нами начаты измерения по рассеянному из зенита солнечному излучению на ЗНС, продолжающиеся по сей день [10]. Наряду с ОС мы определяем вертикальный профиль NO_2 . ЗНС – единственная в мире станция с зондированием вертикального распределения NO_2 в стратосфере.

В настоящей статье будут, в частности, представлены оценки линейных трендов и изменений содержания NO_2 в связи с 11-летним циклом солнечной активности, квазидвухлетней циклическостью (КДЦ) в экваториальной стратосфере, Эль-Ниньо-Южным колебанием (ЭНЮК), Североатлантическим колебанием (САК), влиянием вулканического аэрозоля. Поэтому приведем краткий

обзор важных работ, касающихся этих вопросов. Прежде всего, укажем на пионерскую в этом плане работу [11], где впервые оценены линейный тренд и эффекты солнечного цикла, КДЦ и ЭНЮК в ОС NO_2 по результатам измерений на среднеширотной станции Лаудер в Новой Зеландии. До этого было обнаружено (впервые) влияние КДЦ на стратосферное содержание NO_2 в тропической области на основе коротких рядов спутниковых измерений (SAGE II) [12]. Широтное распределение квазидвухлетних вариаций ОС NO_2 от Арктики до Антарктиды (исключая экваториальную область), по данным измерений на станциях NDACC, было впервые представлено в [13]. Подробный обзор эффектов КДЦ в NO_2 приведен в [14].

Эффект ЭНЮК в ОС NO_2 , помимо [11], рассматривался позднее в [15] и [9], а с учетом его сезонной зависимости – в [16]. Влияние САК на ОС NO_2 было впервые оценено, по-видимому, в [16].

Авторы [11] не выявили заметных изменений ОС NO_2 над Новой Зеландией в связи с 11-летним солнечным циклом. Анализ спутниковых измерений (прибор HALOE) концентрации NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$) в [17] обнаружил влияние изменений уровня солнечной активности на содержание NO_x в средней и верхней стратосфере над экватором и в полярных широтах. Там же выявлена связь концентрации NO_x в среднеширотной верхней стратосфере северного полушария с геомагнитной активностью. В [18, 19] представлены широтно-зависимые оценки изменений ОС NO_2 в течение солнечного цикла, а в [19] к тому же указано на возможность влияния геомагнитной активности на ОС NO_2 в полярных областях. Влияние солнечного цикла на содержание NO_2 в верхней стратосфере средних широт северного полушария выявлено по коротким рядам спутниковых измерений (прибор GOMOS) в [20].

Данные о значительном влиянии вулканического аэрозоля на ОС NO_2 в разных регионах появились вскоре после извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г. [21–24]. Максимальный эффект уменьшения концентрации NO_2 был нами выявлен в слое вулканического аэрозоля [24, 25]. В [18] представлены широтно-зависимые оценки уменьшения ОС NO_2 в средних и высоких широтах северного и южного полушарий после извержения вулкана Пинатубо. В [11], наряду с оценкой для вулкана Пинатубо, оценено уменьшение ОС NO_2 после извержения в 1982 г. вулкана Эль-Чичон. Более подробный обзор литературы о воздействии вулканического аэрозоля на NO_2 можно найти в [26].

Хронологически первые оценки линейного тренда стратосферного содержания NO_2 получены в [27] по результатам менее чем восьмилетних

измерений со спутника (HALOE). К настоящему времени имеются оценки трендов ОС NO_2 для различных регионов [9, 11, 15, 18, 19, 28, 29]. Они различаются по величине и по знаку.

Полученный нами 30-летний ряд измерений на ЗНС дает возможность выполнить всесторонний анализ изменений содержания NO_2 . Это составляет цель настоящей работы.

2. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЙ И ДАННЫХ

Подробное описание метода измерений ОС и вертикального распределения NO_2 на ЗНС приведено в [10, 30, 31]. Измерения выполняются по рассеянному из зенита солнечному излучению в спектральном диапазоне 435–450 нм во время утренних и вечерних сумерек в диапазоне зенитных углов Солнца 84° – 96° с помощью автоматизированного монохроматора МДР-23. По измеряемому т.н. наклонному содержанию NO_2 путем решения обратной задачи восстанавливается вертикальное распределение NO_2 , а по нему путем интегрирования определяется ОС NO_2 . При восстановлении профилей NO_2 учитываются фотохимические превращения между окислами азота при восходе и заходе солнца. Для этого используется одномерная фотохимическая модель атмосферы с сезонно зависимыми параметрами, задаваемыми по результатам измерений или эмпирическим моделям.

Ошибки восстановления содержания NO_2 имеют различную природу и подробно освещены в [30]. Суммарная случайная ошибка ОС NO_2 находится в пределах $(0.3\text{--}0.6) \times 10^{15}$ молекул $\times \text{см}^{-2}$, что может составлять до 50% зимой и менее 10% летом. Валидация метода измерений наклонного и ОС NO_2 проводилась в рамках международных сравнений приборов и методов, проводимых под эгидой NDACC. Звенигородский прибор (и применяемый метод определения содержания NO_2) аттестован на основании отменных показателей как сетевой прибор NDACC.

Сопоставление наших профилей NO_2 с профилями измеренными со спутников (эксперименты SAGE II и CRISTA-2), показало достаточно хорошее их соответствие [10, 24, 25]. ЗНС была включена в программу Европейского космического агентства по валидации спутниковых измерений содержания NO_2 с помощью прибора OMI [32]. Отметим эволюцию соответствия данных OMI результатам наземных измерений по мере совершенствования метода обработки спутниковых данных [30, 32, 33].

3. МЕТОДЫ АНАЛИЗА

В работе применены спектральный, спектрально-временной (скользящий спектральный) и множественный регрессионный анализы. Спектры рассчитывались с помощью метода максимальной энтропии [34].

Регрессионный анализ применялся к среднемесячным значениям содержания NO₂. Использована модель множественной линейной регрессии. В ней в качестве предикторов (независимых переменных) использованы следующие данные: оптическая толщина стратосферного аэрозоля (<http://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer/>) — для учета воздействия на NO₂ продуктов извержения вулкана Пинатубо, поток радиоизлучения Солнца F10.7 (<https://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/> и <https://www.spaceweather.gc.ca/solar-flux/sx-en.php>) — в качестве индекса солнечной активности, зональная скорость экваториального стратосферного ветра на изобарической поверхности 40 гПа — для учета эффекта КДЦ в NO₂, индекс Ниньо-3.4, характеризующий среднюю температуру поверхности воды в экваториальном поясе 170° W–120° W Тихого океана (<http://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer/>) — для учета влияния на NO₂ крупномасштабных процессов, связанных с ЭНЮК, индекс САК (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/>).

Отклик содержания атмосферных примесей на воздействие экваториальной КДЦ, 11-летнего цикла солнечной активности и ЭНЮК может запаздывать относительно самого воздействия [13, 14, 16, 35]. Поэтому в регрессионную модель включены не по одному, а по два индекса КДЦ, Ниньо-3.4 и F10.7. Один из индексов в каждой паре получен смещением истинного индекса вперед по времени на величину, при которой отсутствует корреляция между смещенным и истинным индексами, то есть они взаимно ортогональны (независимы). Для периода наблюдений NO₂ смещение составило 6 мес. для КДЦ, 14 мес. для индекса Ниньо-3.4 и 37 мес. для индекса солнечной активности.

Для КДЦ и солнечного цикла характерно наличие основного, доминирующего, колебания. Поэтому по откликам на прямое и ортогональное ему воздействие можно приблизительно оценить величину и фазу (запаздывание) суммарного отклика. Этот прием неприменим к эффекту Ниньо-3.4, так как индекс Ниньо-3.4 не имеет фиксированного периода колебаний. Отметим использование двух ортогональных индексов КДЦ в более ранних работах [16, 36, 37]. Однако определение на их основе задержки отклика на квазициклическое воздействие ранее не делалось.

Все искомые коэффициенты в регрессионной модели представлены в виде разложений в ряд

Фурье по парам синус–косинус, соответствующим годовой и полугодовой гармоникам, с целью учета годового хода NO₂, сезонной зависимости трендов NO₂ и сезонной зависимости воздействия других предикторов на NO₂ (см. также [16, 36, 37]). Таким образом, регрессионная модель включает в качестве независимых переменных свободный член, линейный по времени член (тренд), аэрозольную оптическую толщину, индекс САК, ортогональные пары индексов КДЦ, Ниньо-3.4 и F10.7, а также пары их Фурье-разложений — всего 50 переменных.

Для решения системы уравнений регрессионной модели воспользуемся предложенным в [16, 38] методом, позволяющим учитывать наличие памяти в данных наблюдений в большом диапазоне временных масштабов. В задаче регрессионного анализа она проявляется как автокорреляция остаточного ряда, что ведет к сокращению числа степеней свободы, влияющих на достоверность регрессионных оценок. Метод [16, 38] позволяет произвести коррекцию регрессионных оценок и их доверительных интервалов, используя представление коррелированного остаточного ряда в виде процесса авторегрессии, порядок которого может быть весьма большим. Представленные в настоящей работе результаты, как и в [38], получены при порядке авторегрессионного процесса, равном 90.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Перед изложением результатов сделаем замечание об использованной в работе терминологии. Под общим содержанием (ОС) мы будем подразумевать интегральное по высоте содержание NO₂ за исключением содержания в приземном слое атмосферы (ПСА), которое во время эпизодов загрязнения может быть значительным и зачастую превышает интегральное содержание в стратосфере [30, 31]. Основной вклад в определенное таким образом ОС вносит содержание NO₂ в стратосфере.

Толщина загрязненного слоя не может быть определена по результатам наших измерений, однако мы будем для определенности предполагать, что загрязнение окислами азота антропогенного происхождения сосредоточено в основном в ПСА.

4.1. Общие характеристики изменчивости NO₂

Общее содержание NO₂ и содержание NO₂ в ПСА по результатам утренних и вечерних измерений приведены на рис. 1. ОС NO₂ испытывает сильные и регулярные суточные и годовые колебания, обусловленные в основном фотохимическими процессами [1, 10, 30]. В 1992–1993 гг. произошло существенное уменьшение ОС NO₂, обусловленное вулканическим аэрозолем после

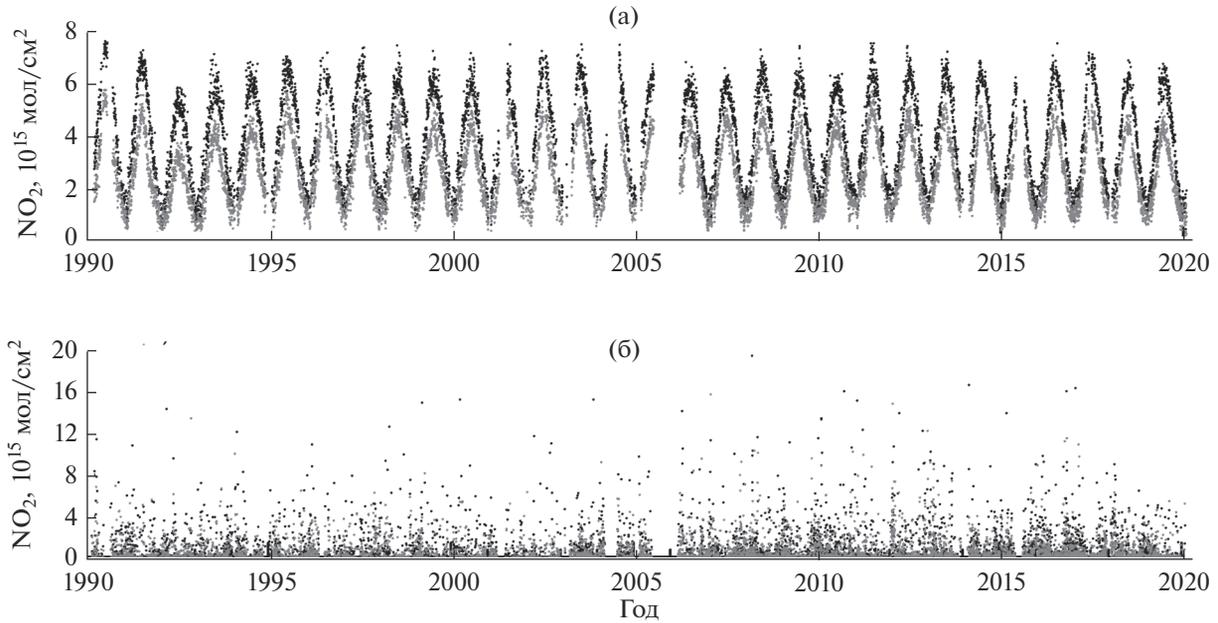


Рис. 1. Общее содержание NO_2 за вычетом содержания в приземном слое (а) и содержание NO_2 в приземном слое атмосферы (б) по результатам утренних (серые точки) и вечерних (черные точки) измерений.

извержения вулкана Пинатубо. Этот эффект подробно освещен в [26] и в цитируемой там литературе.

Летний максимум ОС NO_2 в 5–7 раз превышает зимний минимум. Содержание NO_2 вечером больше, чем утром, и разность зависит от сезона. Разность в абсолютном исчислении максимальна летом, что обусловлено летним годовым максимумом ОС NO_2 . Разность в относительном выражении наиболее велика в период с конца зимы по начало весны и осенью. В эти периоды она может превышать 40% от полусуммы утренних и вечерних значений ОС NO_2 . Сокращение продолжительности дня или ночи способствует уменьшению разности. Отметим, что разность между вечерними и утренними значениями ОС NO_2 составляет лишь небольшую часть суточного хода NO_2 [30].

Содержание NO_2 в ПСА изменяется в больших пределах (рис. 1б). Его малые значения соответствуют фоновым условиям в регионе, а большие значения указывают на загрязнение ПСА окислами азота. Загрязнение связано преимущественно с переносом со стороны Москвы и крупных автомагистралей, расположенных южнее ЗНС. Величина и частота высоких значений содержания NO_2 максимальны зимой и минимальны летом, при этом вечерние значения обычно больше утренних. Последний факт объясняется накоплением окислов азота в ПСА в течение дня за счет работы автотранспорта. Уменьшению частоты и интенсивности загрязнения ПСА на ЗНС в летнее время способствуют меньшее по сравнению с зимой время

жизни окислов азота и более интенсивный турбулентный (конвективный) перенос примесей в более высокие слои атмосферы.

На рис. 2а приведено высотное-временное распределение среднемесячных значений концентрации NO_2 в стратосфере по результатам утренних измерений, а на рис. 2б – распределение разности между вечерними и утренними значениями концентрации. Высотный максимум концентрации NO_2 со значениями $\sim 2 \times 10^9$ молекул $\times \text{см}^{-3}$ расположен в слое 25–30 км. Высотный максимум разности концентраций находится в окрестности высоты 25 км. Годовой ход NO_2 на стратосферных высотах синхронный и отражается в годовом ходе ОС NO_2 на рис. 1.

Суточное и годовое колебания NO_2 отчетливо проявились в спектре мощности флуктуаций на рис. 3, рассчитанном по объединенному ряду утренних и вечерних значений ОС NO_2 . В области больших периодов в спектре присутствуют максимумы в окрестности 2.7, 4 и 8 лет. Хотя они слабо выступают за пределы общего шумового фона, укажем, что первый из периодов примерно соответствует периоду КДЦ, второй соответствует временному масштабу ЭНЮК, а третий присущ спектру индекса САК. Неслучайный характер этих максимумов подкрепляется дальнейшим анализом.

В области внутрисезонных и межсуточных масштабов трудно по данному спектру, который в этой области имеет шумовой характер, выявить регулярные вариации NO_2 . Для детализации изменчивости NO_2 на этих масштабах применим спектрально-

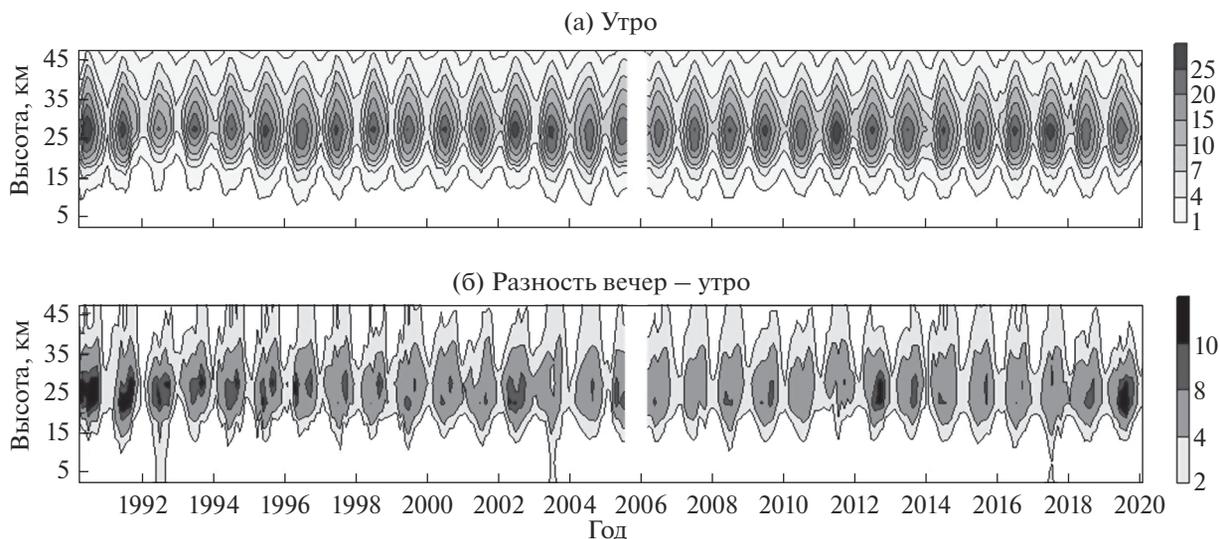


Рис. 2. Высотно-временные разрезы среднемесячных значений концентрации NO₂ по результатам утренних измерений (а) и разности между вечерними и утренними значениями концентрации NO₂. Единицы: 10⁸ молекул см⁻³.

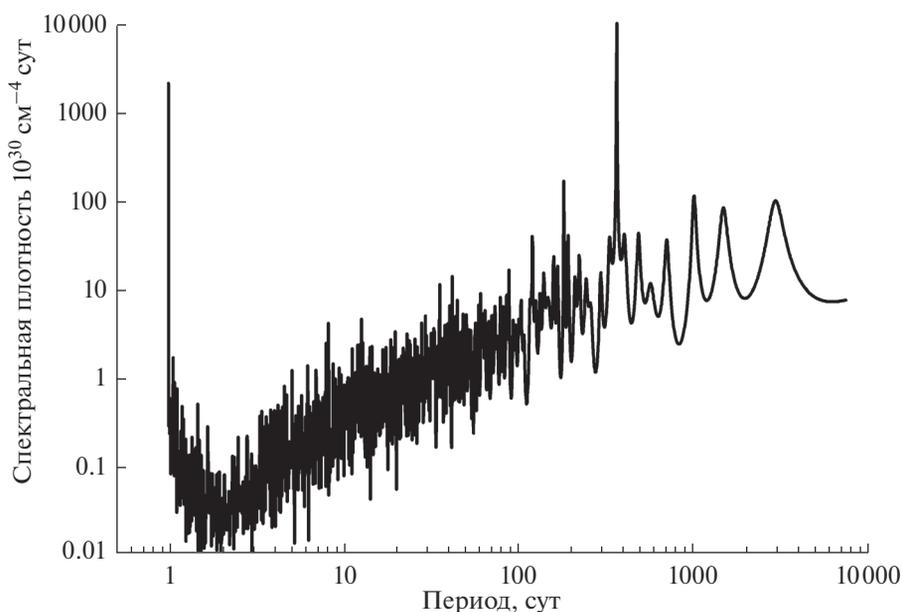


Рис. 3. Спектр мощности флуктуаций общего содержания NO₂.

временной анализ. Полученный спектр утренних значений ОС NO₂, рассчитанный по скользящему 2-летнему интервалу, приведен на рис. 4. Он показывает, что в течение ограниченных интервалов времени ОС NO₂ испытывает вариации определенных масштабов. Например, спектр указывает на наличие довольно устойчивых вариаций NO₂ с периодом около 40 сут в течение 1990-х гг., месячных вариаций в 2004–2012 гг. Наряду с последними присутствуют менее устойчивые вариации с изменяющимся в окрестности 35 сут периодом.

В скользящем спектре выделяются также более короткие фрагменты с вариациями 50-суточного и 70-суточного периодов. Мы отмечаем наличие разномасштабных вариаций NO₂ как наблюдаемый факт. Их интерпретация требует специального анализа.

4.2. Межгодовые и многолетние изменения

Для более детального анализа межгодовых и многолетних изменений содержания NO₂, свя-

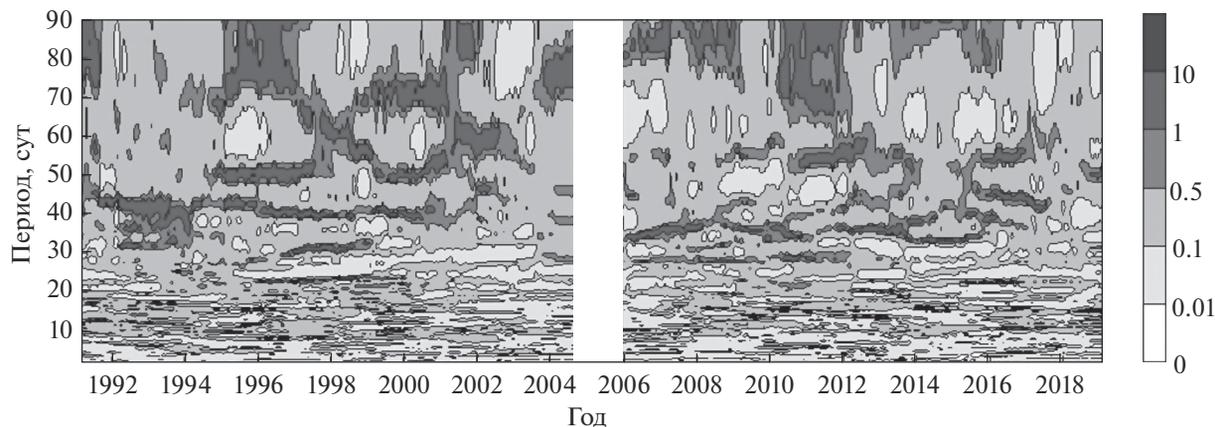


Рис. 4. Временная эволюция спектра мощности флуктуаций общего содержания NO_2 по результатам утренних измерений. Спектр рассчитан по скользящему двухлетнему интервалу. Единицы: 10^{30} (молекул см^{-2})² сут.

занных с внутренними и внешними факторами, которые могут влиять на содержание атмосферных примесей, использована описанная выше модель множественной линейной регрессии.

4.2.1. Линейные тренды NO_2 . На рис. 5а приведены годовые, месячные и сезонные оценки линейного тренда ОС NO_2 по результатам утренних и вечерних измерений. Значения тренда нормированы на многолетние среднегодовые, среднемесячные и среднесезонные значения ОС NO_2 соответственно. Тренд отрицателен и имеет значительную сезонную зависимость. Годовой тренд составляет около -3% за 10 лет. Наиболее сильный тренд, около -6% за 10 лет, отмечен в январе–марте, а самый слабый (около -2% за 10 лет по утренним данным и -1% за 10 лет и статистически незначимый по вечерним данным) — в июне–июле, когда стратосферное содержание NO_2 максимально. Приведенные на рис. 5 оценки тренда согласуются с оценками в [16], и видимые расхождения между ними вызваны разной нормировкой: в [16] все значения нормировались на одну и ту же величину — на среднесезонное содержание NO_2 .

Как уже отмечалось, тренды ОС NO_2 в разных регионах отличаются не только по величине, но и по знаку. Использование одномерных и двумерных фотохимических моделей не позволило дать объяснение наблюдаемым трендам ОС NO_2 [18, 39].

Долговременный тренд стратосферного содержания NO_2 как химически активной примеси может формироваться под действием нескольких факторов, к которым относятся долговременные изменения содержания газов-источников (N_2O , HNO_3), содержания озона и температуры [18]. При этом вклады каких-то факторов могут частично компенсировать друг друга. В зимних условиях важную роль могут играть динамические процес-

сы. Для объяснения наблюдаемых региональных трендов содержания NO_2 в стратосфере следует использовать трехмерные модели. Корректное описание долговременных изменений содержания NO_2 в стратосфере важно для уточнения оценок разрушения стратосферного озона под действием озоноразрушающих веществ [40].

Значения и сезонная зависимость линейного тренда содержания NO_2 в ПСА совершенно другие (рис. 5б). Доминирует увеличение содержания NO_2 . Годовая оценка трендов составляет около 15% за 10 лет утром и 20% за 10 лет вечером. Зимние, статистически значимые значения тренда достигают 30% за 10 лет утром и приближаются к 40% за 10 лет вечером. Летние оценки трендов статистически незначимы. Отметим, однако, большие значения июньской и июльской оценок утреннего тренда.

Привлекая данные реанализа ERA-Interim, мы выполнили анализ зависимости содержания NO_2 в ПСА на ЗНС от направления ветра на изобарической поверхности 975 гПа. Он показал, что при доминирующей юго-западной розе ветров загрязнение ПСА окислами азота в основном вызывается переносом с восточного (со стороны Москвы), юго-восточного и южного (со стороны Можайского и Минского шоссе) направлений. С учетом деградации промышленности в постсоветский период можно предположить, что вероятной причиной долговременного увеличения содержания NO_2 в ПСА служит усиление автомобильного движения в регионе. В связи с этим отметим, что в [41, 42] по спутниковым данным выявлено уменьшение содержания NO_2 в тропосфере над крупными городами и городскими агломерациями западной Европы.

На рис. 6а приведены вертикальные профили годовых оценок утренних и вечерних трендов кон-

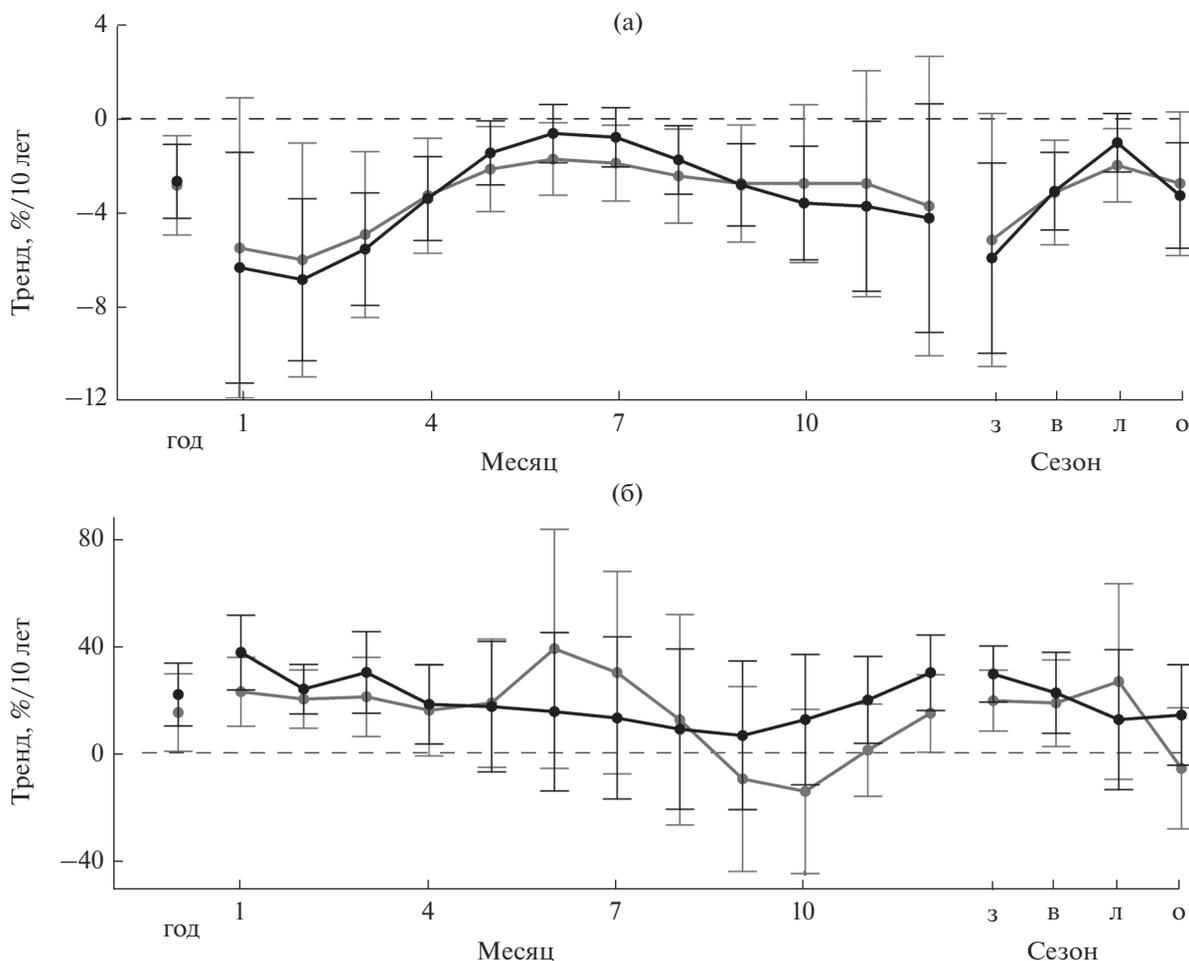


Рис. 5. Годовые (точки в левых частях рисунков), месячные (кривые в средних частях рисунков) и сезонные (кривые в правых частях рисунков) оценки линейного тренда общего содержания NO₂ (а) и содержания NO₂ в приземном слое атмосферы (б) по результатам утренних (серый цвет) и вечерних (черный цвет) измерений. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы.

центрации NO₂. Тренд отрицательный в слое высотного максимума NO₂ и выше, при этом величина тренда, выраженного в относительных единицах, нарастает с высотой до значений $-(12-17)\%$ за 10 лет. В стратосфере ниже высотного максимума NO₂ тренд мал и статистически незначим. В тропосфере выше ПСА утренний и вечерний тренды принципиально различаются. Утренний тренд отрицательный, а вечерний положительный с нарастанием величины тренда при уменьшении высоты и приближении к ПСА.

Высотно-сезонные распределения трендов, приведенные на рис. 7, предоставляют более детальную информацию о трендах концентрации NO₂ и позволяют дать интерпретацию их особенностей в тропосфере. Заметим, что значения трендов на рисунке даны в абсолютных единицах. Тренд в верхней стратосфере во все сезоны отрицательный. Утренний и вечерний тренды на стра-

тосферных высотах в летний сезон отрицательны выше уровня 25 км (включая уровень максимума NO₂) и положительны ниже его. По контрасту с летним сезоном, в конце зимы и весной отмечен отрицательный тренд NO₂ в нижней стратосфере.

Максимальные (по модулю) значения трендов выявлены летом в верхней и нижней окрестностях высотного максимума NO₂ и составляют около 8×10^7 и 10^8 молекул $\times \text{см}^{-3}$ за 10 лет утром и вечером соответственно. Подобный высотный ход тренда отражает долговременное понижение стратосферного слоя NO₂ летом.

Сезонные зависимости утреннего и вечернего трендов тропосферного содержания NO₂ различаются. В конце зимы и весной утренний тренд имеет отрицательные значения во всем слое тропосферы выше ПСА, образуя с нижней стратосферой единую область отрицательного тренда (рис. 7а) и контрастируя с положительным трендом в ПСА

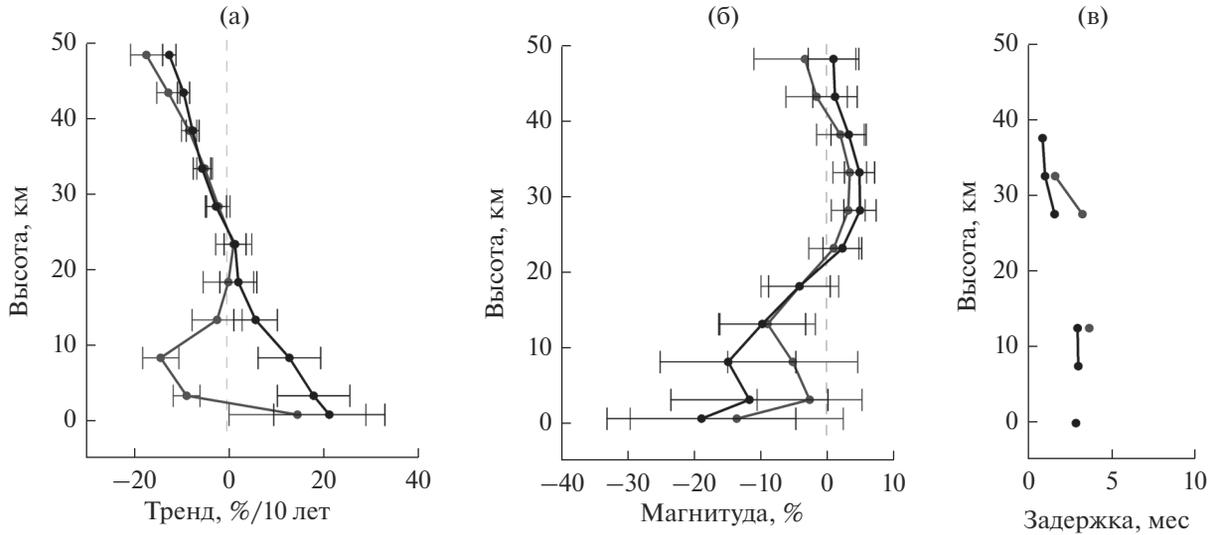


Рис. 6. Вертикальные профили годовых оценок тренда концентрации NO_2 (а), изменений концентрации NO_2 , обусловленных КДЦ (б), и задержки эффекта КДЦ в NO_2 относительно КДЦ в экваториальной стратосфере (в) по результатам утренних (серый цвет) и вечерних (черный цвет) измерений. Задержка приведена только для статистически значимого эффекта КДЦ.

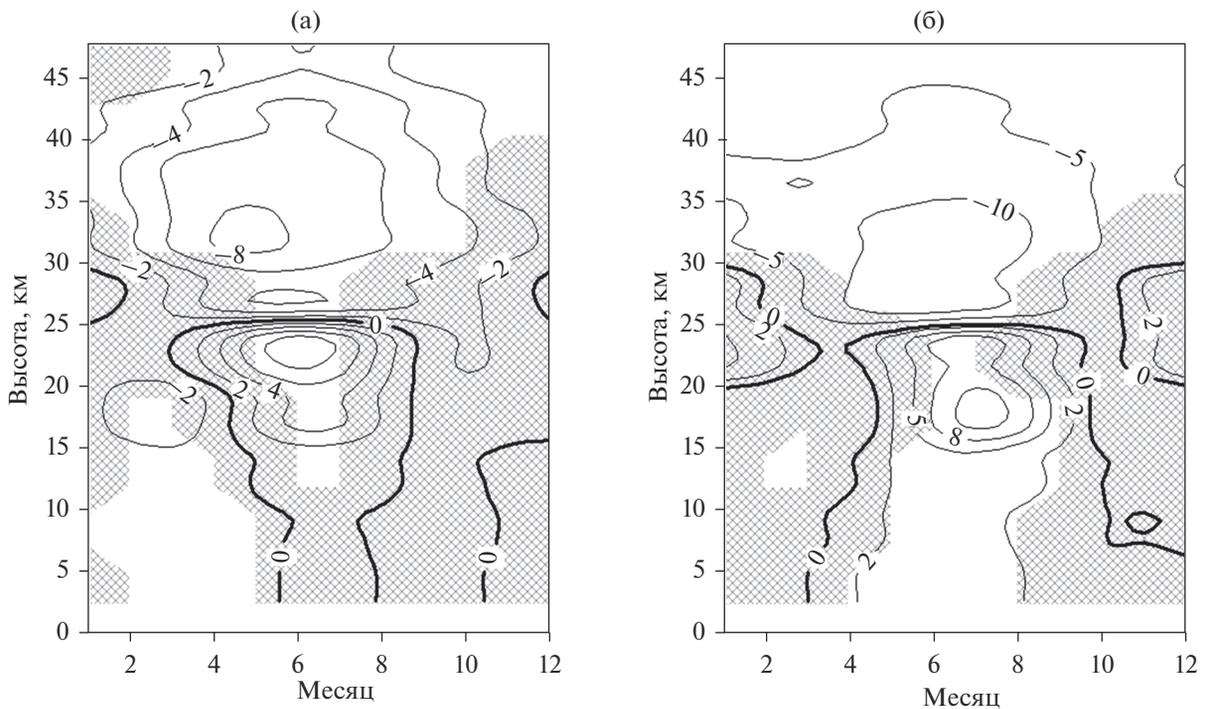


Рис. 7. Тренд концентрации NO_2 в зависимости от высоты и месяца по результатам утренних (а) и вечерних (б) измерений. Единицы: 10^7 молекул \times $\text{см}^{-3}/10$ лет. Области статистически значимого (95%) тренда не заштрихованы. Значения тренда в ПСА не приведены.

(рис. 5б). Это указывает на динамическую изолированность ПСА от вышележащей тропосферы в этот период года. Вечерний тренд тропосферного содержания NO_2 имеет положительные значения в конце весны и летом (рис. 7б). Вероятной причиной служит вертикальное (турбулентное, конвек-

тивное) перемешивание, приводящее к распространению окислов азота из загрязненного ПСА в вышележащие слои тропосферы. Подобный эффект не выявлен по утренним данным ввиду того, что пограничный слой атмосферы утром статически более устойчив, чем вечером.

4.2.2. Межгодовые и многолетние вариации NO₂. Для удобства представления результатов регрессионного анализа коэффициенты регрессии умножены на масштабные множители. Для эффектов САК и Ниньо-3.4 в качестве множителей выбраны среднеквадратичные отклонения соответствующих индексов. Для эффектов солнечного цикла и КДЦ взяты средние разности между максимумами и минимумами соответствующих колебаний (т.е. размах, или магнитуда, колебаний). Для аэрозольного эффекта в качестве множителя принято среднее за 1992 г. значение аэрозольной оптической толщи.

На рис. 6б в приведены вертикальные профили годовых оценок величины (магнитуды) и фазы эффектов КДЦ в концентрации NO₂ по данным утренних и вечерних измерений. Магнитуда рассчитывалась как квадратный корень из откликов на прямое и смещенное (ортогональное прямому) воздействия. Положительный знак магнитуды означает, что максимумы квазидвухлетних вариаций NO₂ следуют за максимумами скорости западного ветра, а минимумы вариаций NO₂ следуют за максимумами скорости восточного ветра (имеющей отрицательные значения в общепринятой системе координат) с задержкой, не превышающей полупериод КДЦ. Отрицательный знак магнитуды означает, что максимумы вариаций NO₂ следуют за максимумами скорости восточного ветра (отрицательные значения скорости), а минимумы вариаций NO₂ — за максимумами скорости западного ветра с задержкой, не превышающей полупериод КДЦ.

Как следует из рис. 6б, годовые оценки эффекта КДЦ в NO₂ статистически значимы в слое высотного максимума NO₂ в стратосфере и его верхней окрестности, в слое тропопаузы и в тропосфере. При этом квазидвухлетние колебания содержания NO₂ в слое тропопаузы и в тропосфере примерно противоположны по фазе колебаниям в стратосфере (с учетом близких значений задержки — см. рис. 6в). Магнитуда вариаций NO₂ в окрестности высотного максимума составляет около 5%, а в тропосфере она заметно больше (это справедливо только при исчислении в относительных единицах). Запаздывание вариаций NO₂ находится в пределах 3 мес.

Высотно-сезонные распределения эффекта КДЦ (рисунки не приводим) показывают наличие статистически значимых квазидвухлетних вариаций NO₂ во все сезоны в широком слое средней и верхней стратосферы. Их магнитуда может превышать 10%, а фаза зависит от сезона, претерпевая быстрые изменения в весенний период. Максимальные изменения концентрации NO₂ под влиянием КДЦ, выраженные в абсолютных единицах, отмечены летом в окрестности стратосфер-

ного максимума NO₂. Их величина в 2–2.5 раза больше десятилетних изменений в результате линейных трендов.

На рис. 8 приведены величина и фаза эффекта КДЦ в ОС NO₂ по вечерним данным. Серым и черным цветом показаны два варианта представления — с соблюдением требования неотрицательности фазовой задержки (в этом случае магнитуда может быть отрицательной) и без его соблюдения (магнитуда всегда положительна). Сезонный ход магнитуды и фазы указывает на различие зимне-весеннего и летнего режимов квазидвухлетних вариаций ОС NO₂ с переходом между ними в конце весны. Отметим, что сезонная зависимость фазы квазидвухлетних вариаций ОС NO₂ обсуждалась в [14]. Вероятно, определенную роль в этом играет меридиональная циркуляция Брюера–Добсона.

Согласно рис. 8а, величина эффекта КДЦ в ОС NO₂ (размах колебаний) составляет в конце зимы и начале весны около 10%. Квазидвухлетние вариации NO₂ в стратосфере и тропосфере в этот период проявляются примерно синхронно. В связи с этим отметим, что и тренд NO₂ в стратосфере и тропосфере в конце зимы и начале весны имеет один знак (рис. 7). Эффект КДЦ летом относительно невелик, а осенью он повышается. Летнее уменьшение эффекта в ОС вызвано тем, что вариации концентрации NO₂ в стратосфере выше примерно 20 км и вариации в нижележащем слое в летний сезон проявляются приблизительно в противофазе друг с другом. В такой особенности проявления КДЦ в стратосферном и тропосферном содержании NO₂ в летний период также можно увидеть аналогию с особенностью высотного распределения летнего тренда (рис. 7). Можно предположить, что в долговременных изменениях (трендах) и изменениях под влиянием КДЦ участвуют схожие механизмы, вероятно динамической природы.

Магнитуда эффекта солнечного цикла в ОС NO₂ приведена на рис. 9а. Статистически значимый эффект получен для февраля–марта. В этот период вариации ОС NO₂, связанные с солнечным циклом, приблизительно противофазны ему, то есть ОС NO₂ в максимумах солнечной активности в целом меньше, чем в минимумах. Высотно-сезонные распределения солнечного эффекта показывают, что изменения ОС NO₂ в этот период обусловлены изменениями содержания NO₂ в нижней и средней стратосфере.

Несмотря на недостаток достоверности (на уровне 95%) летнего отклика ОС NO₂ на солнечный цикл, мы все же отметим величину отклика в 2% и то, что он находится примерно в фазе с солнечным циклом, а также что, судя по высотно-се-

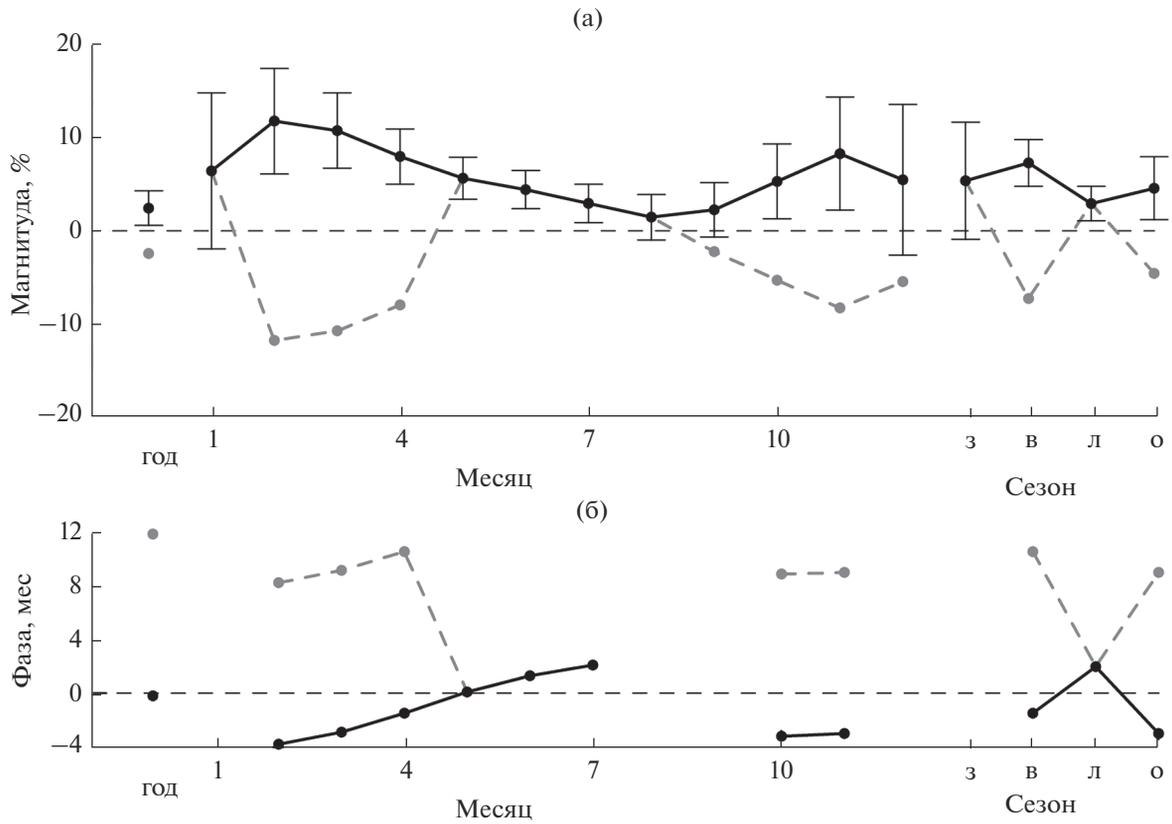


Рис. 8. Годовые, месячные и сезонные оценки величины (а) и фазы (б) изменений вечерних значений ОС NO₂ под влиянием экваториальной КДЦ. Значения фазы приведены только для статистически значимого эффекта. Цветовые различия объяснены в тексте.

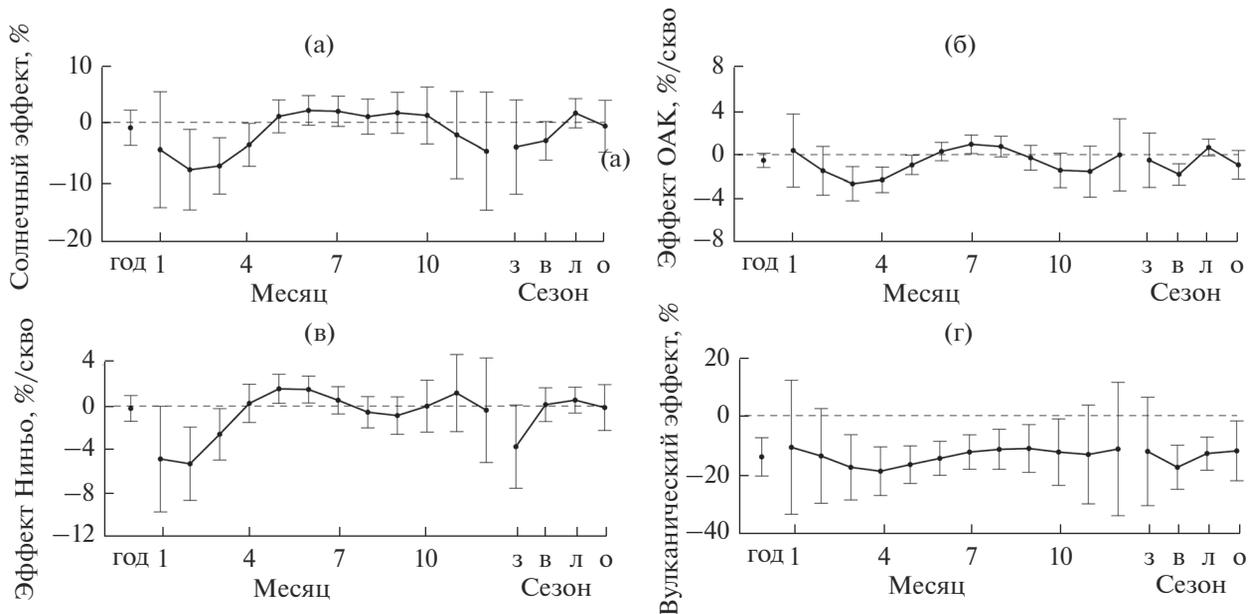


Рис. 9. Годовые, месячные и сезонные оценки влияния на вечерние значения ОС NO₂ 11-летнего солнечного цикла (а), Североатлантического колебания (б), температуры поверхности океана в области Ниньо-3.4 без задержки (в) и вулканического аэрозоля после извержения вулкана Пинатубо (г).

зонным распределениям, летний эффект заметен в нижней и верхней стратосфере.

Годовые оценки эффекта солнечного цикла по данным вечерних (рис. 9а) и утренних измерений статистически незначимы, хотя утренние данные дают большее (по модулю) значение годовой оценки. Ранее были получены совпадающие с ними по знаку (отрицательные), но существенно более высокие и статистически значимые годовые оценки [18, 19]. Расхождение связано, по-видимому, с тем, что в новых оценках дополнительно проявилось влияние последнего цикла солнечной активности, максимум которого в 2–2.5 меньше, чем максимумы двух предыдущих циклов. Отметим, что по расчетам на двумерной фотохимической модели получен слабый, около –2%, эффект солнечного цикла в ОС NO₂ [18].

Связь ОС NO₂ с САК проявляется весной (рис. 9б). Амплитуда вариаций NO₂ составляет около 2%. Изменения ОС NO₂ под влиянием САК обусловлены изменениями стратосферного содержания NO₂. Высокие значения индекса САК, отражающие усиление тропосферного зонального ветра в северной Атлантике, способствуют уменьшению ОС NO₂.

Физически связь стратосферной NO₂ с САК может осуществляться через связь между САК и стратосферным циркумполярным вихрем. Так, согласно [43], увеличение индекса САК сопровождается усилением вихря. ОС NO₂ севернее примерно 45° N зимой и в начале весны уменьшается с широтой [19, 44]. Сильный стратосферный вихрь препятствует меридиональному переносу тепла и стратосферных примесей и способствует поддержанию широтного градиента NO₂. Слабый стратосферный вихрь сопровождается более сильным переносом тепла и стратосферных примесей в направлении полюса, что должно способствовать увеличению стратосферного содержания NO₂ севернее 45° N. Согласно [45, 46], стратосферное содержание NO₂ на Звенигородской станции в конце зимы–начале весны при слабом, возмущенном вихре в целом больше, чем при сильном, устойчивом вихре. Отрицательный знак эффекта САК на рис. 9б согласуется с описанным механизмом влияния САК на ОС NO₂ в зимне-весенний период.

Статистическая связь ОС NO₂ с индексом Ниньо-3.4 отрицательная в январе–марте с амплитудой ~4% и положительная в мае–июне с амплитудой менее 2% (рис. 9в). Эти изменения обусловлены изменениями содержания NO₂ в средней и верхней стратосфере.

Известно, что ЭНЮК оказывает влияние на стратосферу тропических, средних и полярных широт [47]. Зимне-весенние события Эль-Ниньо (положительные аномалии индекса Ниньо-3.4) способствуют ослаблению стратосферного поляр-

ного вихря и внезапным стратосферным потеплениям (ВСП) [47, 48]. Однако связь событий Ла-Нинья (отрицательных аномалий индекса Ниньо-3.4) с усилением стратосферного вихря проявляется только в отсутствие ВСП [48, 49], которые могут происходить при этой фазе ЭНЮК. Таким образом, мы не можем объяснить зимне-весенний эффект ЭНЮК в ОС NO₂ на рис. 9в по той же схеме, что и эффект САК. Требуется дополнительный анализ, выходящий за рамки настоящей работы.

Для полноты картины межгодовых изменений ОС NO₂ мы приводим также рис. 9г с оценками уменьшения ОС NO₂ после извержения вулкана Пинатубо. Уменьшение вечерних значений ОС NO₂ составило около 15% относительно соответствующего своему времени значения. Максимальный вклад обусловлен уменьшением концентрации NO₂ в слое 20–25 км. Максимальное уменьшение в относительных единицах отмечено в нижней окрестности высоты 20 км.

Причиной уменьшения стратосферного содержания NO₂ после извержения вулкана Пинатубо служит уменьшение концентрации окислов азота в результате гетерогенного гидролиза азотного ангидрида N₂O₅ на поверхности аэрозольных частиц, образовавшихся из продуктов извержения [50, 51]. Согласно [52], вулканический аэрозоль на широте Звенигорода (~56° N) наблюдался в слое 15–25 км с максимальным объемом аэрозольных частиц в слое 16–18 км (см. рис. 14, 20, 23 в [52]). Выявленный нами эффект уменьшения стратосферного содержания NO₂ вполне согласуется с этими данными.

5. ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Приведенные результаты позволили охарактеризовать изменчивость атмосферного содержания NO₂ в большом диапазоне временных масштабов от суточного масштаба до многолетнего. Суточный и годовой циклы составляют наиболее регулярные колебания NO₂. Межсуточные и внутрисезонные вариации NO₂ выражены в течение ограниченных временных интервалов

Вариации NO₂ межгодового и многолетнего масштаба можно частично связать с важными факторами изменчивости атмосферы, такими как квазидвухлетняя цикличность, Североатлантическое колебание, Эль-Ниньо-Южное колебание, 11-летний цикл солнечной активности, стратосферный вулканический аэрозоль. Эффекты КДЦ, ЭНЮК, САК и солнечного цикла в стратосферном содержании NO₂ наиболее отчетливо проявились в конце зимы и/или начале весны. Для этого же сезона получен наиболее значительный отрицательный тренд ОС NO₂, обусловленный уменьшением концентрации NO₂ в средней и верхней стра-

тосфере. Эта особенность указывает на важную роль циркуляционных механизмов в межгодовых и многолетних изменениях содержания NO_2 в этот период. В частности, изменения содержания NO_2 могут происходить в результате крупномасштабной эволюции стратосферного полярного вихря. Начало весны характеризуется финальным стратосферным потеплением, сопровождающимся ослаблением и разрушением вихря, и быстрым фотохимическим ростом стратосферного содержания NO_2 . Поэтому содержание NO_2 в этот период может быть особенно чувствительным к факторам, влияющим на стратосферный вихрь.

Влияние некоторых из рассмотренных факторов на содержание NO_2 также проявилось в летний сезон. При этом в соответствующих изменениях содержания NO_2 и особенно в летних трендах выявлены противоположные тенденции в верхней и нижней окрестностях высотного максимума NO_2 . Это указывает на вертикальные смещения высотного максимума NO_2 , вызванные, возможно, упорядоченными вертикальными движениями воздуха. В частности, отрицательный тренд NO_2 в средней и верхней стратосфере и положительный тренд в нижней стратосфере летом могли бы отражать ослабление восходящей ветви циркуляции Брюера–Добсона.

В приземном слое атмосферы отмечено значительное многолетнее нарастание содержания NO_2 , вызванное, вероятно, усилением автомобильного движения в мегаполисе. Вертикальное перемешивание в пограничном слое атмосферы в летний период способствует переносу окислов азота из загрязненного ПСА в более высокие слои. В результате вечерний тренд NO_2 в нижней тропосфере имеет летом положительный знак.

Полученные результаты имеют, вероятно, региональный характер. Выявленные закономерности изменений стратосферного содержания NO_2 под влиянием различных факторов указывают, прежде всего, на изменения под их действием крупномасштабной атмосферной циркуляции. Стратосферное содержание NO_2 (в составе других азотсодержащих примесей) служит чувствительным индикатором таких изменений, зачастую более чувствительным, чем озон [5, 14, 44–46, 53]. Ввиду того, что стратосферный слой NO_2 располагается выше слоя озона, вариации NO_2 могут давать информацию о циркуляционных процессах в более высоких слоях стратосферы.

NO_2 не играет заметной роли в радиационных процессах в атмосфере. Однако, благодаря ключевой роли окислов азота в фотохимическом балансе озона, вариации содержания NO_2 должны порождать обусловленные ими вариации содержания озона, который является важнейшей радиационно-активной примесью в атмосфере и может

влиять на стратосферную циркуляцию. Оценка модуляции за счет этого механизма изменений циркуляции, порождаемых КДЦ, САК, ЭНЮК, солнечной активностью и другими факторами, может быть сделана только с помощью численных моделей. Для полноценной интерпретации полученных в данной работе результатов также необходимо привлекать трехмерные численные модели.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 20-05-00274. Данные измерений общего содержания NO_2 и содержания NO_2 в приземном слое атмосферы архивированы NDACC. Данные об индексе солнечной активности $F10.7$ представлены для свободного доступа Национальным центром экологической информации NOAA (NOAA National Center for Environmental Information) и канадским Министерством природных ресурсов (Natural Resources Canada). Данные о зональной скорости экваториального стратосферного ветра подготовлены Свободным берлинским университетом (Freie Universität Berlin). Индекс Ниньо-3.4 представлен Лабораторией физических наук NOAA (NOAA Physical Science Laboratory). Данные об индексе САК представлены Климатическим отделом Университета Восточной Англии (Climatic Research Unit, University of East Anglia). Данные об аэрозольной оптической толщине подготовлены Годдардовским институтом космических исследований НАСА (NASA Goddard Institute for Space Studies).

Авторы благодарны рецензенту и члену редколлегии журнала за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Brasseur G.P., Solomon S.* Aeronomy of the middle atmosphere. Dordrecht, the Netherlands: Springer, 2005. 644 p.
2. *Pyle J., Shepherd Th., Bodeker G., Canciani P., Dameris M., Forster P., Gruzdev A., Müller R., Muthama N.J., Pitari G., Randel W.* Ozone and climate: A review of interconnections // Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System. Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons. IPCC Special Report. IPCC, 2005. P. 83–132.
3. *Gradeel T.E., Crutzen J.P.* Atmospheric change. An Earth system perspective. NY: W.H. Freeman and Company, 1993. 446 p.
4. Atmospheric chemistry and global change / Eds *G.P. Brasseur, J.J. Orlando, G.S. Tyndall.* New York, NY: Oxford University Press, 1999. 688 p.
5. *Груздев А.Н., Кропоткина Е.П., Соломонов С.В., Елохов А.С.* Аномалии содержания озона и двуокиси азота в стратосфере над Московским регионом как проявление динамики стратосферного полярного вихря // Докл. АН. 2016. Т. 468. № 4. С. 451–455.
6. *Brewer A.W., McElroy C.T., Kerr J.J.* Nitrogen dioxide concentrations in the atmosphere // Nature. 1973. V. 246. P. 129–133.

7. *Noxon J.F.* Nitrogen dioxide in the stratosphere and troposphere measured by ground-based absorption spectroscopy // *Science*. 1975. V. 189. P. 547–549.
8. Кузнецов Г.И., Нугматуллина К.С. Определение содержания двуокиси азота в атмосфере оптическим методом // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1977. Т. 13. № 8. С. 896–899.
9. Боровский А.Н., Арабов А.Я., Голицын Г.С., Груздев А.Н., Еланский Н.Ф., Елохов А.С., Мохов И.И., Савиных В.В., Сеник И.А., Тимажев А.В. Вариации общего содержания диоксида азота в атмосфере на Северном Кавказе // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 2. С. 29–44.
10. Елохов А.С., Груздев А.Н. Измерения общего содержания и вертикального распределения NO₂ на Звенигородской научной станции // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана*. 2000. Т. 36. № 6. С. 831–846.
11. *Liley J.B., Johnston P.V., McKenzie R.L., Thomas A.J., Boyd I.S.* Stratospheric NO₂ variations from a long term series at Lauder, New Zealand // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № D9. P. 11633–11640.
12. *Zawodny J.M., McCormick M.P.* Stratospheric Aerosol and Gas Experiment-II measurements of the quasi-biennial oscillations in ozone and nitrogen dioxide // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № D5. P. 9371–9377.
13. Груздев А.Н. Квазидвухлетние вариации общего содержания NO₂ // *Докл. АН*. 2011. Т. 438. № 5. С. 678–682.
14. Агеева В.Ю., Груздев А.Н. Сезонные особенности квазидвухлетних вариаций стратосферного содержания NO₂ по результатам наземных измерений // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 1. С. 74–85.
15. *Cook P.A., Roscoe H.K.* Variability and trends in stratospheric NO₂ in Antarctic summer, and implications for stratospheric NO_y // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 2601–3612.
16. Груздев А.Н. Учет автокорреляции в задаче линейной регрессии на примере анализа общего содержания NO₂ в атмосфере // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 1. С. 73–82.
17. *Hood L.L., Soukharev B.E.* Solar induced variations of odd nitrogen: Multiple regression analysis of UARS HALOE data // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L22805.
18. Груздев А.Н. Широтная зависимость вариаций стратосферного содержания NO₂ // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44. № 3. С. 345–359.
19. *Gruzdev A.N.* Latitudinal structure of variations and trends in stratospheric NO₂ // *Internat. J. Remote Sensing*. 2009. V. 30. № 15. P. 4227–4246.
20. *Kyrölä E., Tamminen J., Sofieva V. et al.* GOMOS O₃, NO₂, and NO₃ observations in 2002–2008 // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. № 16. P. 7723–7738.
21. *Johnston P.V., McKenzie R.L., Keys J.G., Matthews W.A.* Observations of depleted stratospheric NO₂ following the Pinatubo volcanic eruption // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. № 2. P. 211–213.
22. *Solomon S., Sanders R.W., Jakoubek R.O., Arpag K.H., Stephens S.L., Keys J.G., Garcia R.R.* Visible and near-ultraviolet spectroscopy at McMurdo Station, Antarctica. 10. Reductions of stratospheric NO₂ due to Pinatubo aerosols 1994 // *J. Geophys. Res. D*. 1994. V. 99. № 2. P. 3509–3516.
23. *Van Roozendaal M., Hermans C., De Mazière M., Simon P.C.* Stratospheric NO₂ observations at the Jungfraujoch Station between June 1990 and May 1992 // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 13. P. 1383–1386.
24. *Elokhov A.S., Gruzdev A.N.* Estimation of tropospheric and stratospheric NO₂ from spectrometric measurements of column NO₂ abundances // *Proc. SPIE*. 1995. V. 2506. P. 444–454.
25. *Elokhov A.S., Gruzdev A.N.* Measurements of column contents and vertical distribution of NO₂ at Zvenigorod Scientific Station // *Proc. SPIE*. 1998. V. 3583. P. 547–554.
26. Груздев А.Н. Оценка эффектов извержения вулкана Пинатубо в стратосферном содержании O₃ и NO₂ с учетом вариаций уровня солнечной активности // *Оптика атмосферы и океана*. 2014. Т. 27. № 6. С. 506–514.
27. *Randel W.J., Wu F., Russell J.M., Waters J.* Space-time patterns of trends in stratospheric constituents derived from UARS measurements // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № D3. P. 3711–3727.
28. *Hendrick F., Mahieu E., Bodeker G.E. et al.* Analysis of stratospheric NO₂ trends above Jungfraujoch using ground-based UV-visible, FTIR, and satellite nadir observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. P. 8851–8864.
29. *Yela M., Gil-Ojeda M., Navarro-Comas M. et al.* Hemispheric asymmetry in stratospheric NO₂ trends // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 13373–13389.
30. *Gruzdev A.N., Elokhov A.S.* Validation of Ozone Monitoring Instrument NO₂ measurements using ground based NO₂ measurements at Zvenigorod, Russia // *Internat. J. Remote Sensing*. 2010. V. 31. № 2. P. 497–511.
31. *Gruzdev A.N., Elokhov A.S.* Variability of stratospheric and tropospheric nitrogen dioxide observed by visible spectrophotometer at Zvenigorod, Russia // *Internat. J. Remote Sensing*. 2011. V. 32. № 11. P. 3115–3127.
32. Груздев А.Н., Елохов А.С. Валидация результатов измерений содержания NO₂ в вертикальном столбе атмосферы с помощью прибора OMI с борта спутника EOS–Aura по результатам наземных измерений на Звенигородской научной станции // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 4. С. 477–488.
33. Груздев А.Н., Елохов А.С. Новые результаты валидации данных измерений содержания NO₂ с помощью прибора OMI на основе данных измерений на Звенигородской научной станции // *Исслед. Земли из космоса*. 2013. № 1. С. 16–27.
34. *Kay S.M., Marple S.L.* Spectrum analysis – A modern perspective // *Proc. IEEE*. 1981. V. 69. № 11. P. 1380–1419.
35. Груздев А.Н. Оценка влияния 11-летнего цикла солнечной активности на содержание озона в стратосфере // *Геомагн. аэрон.* 2014. Т. 54. № 5. С. 678–684.
36. *Bodeker G.E., Boyd I.S., Matthews W.A.* Trends and variability in vertical ozone and temperature profiles measured by ozonesondes at Lauder, New Zealand:

- 1986–1996 // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № D22. P. 28661–28681.
37. *Harris N.R.P., Hassler B., Tummon F. et al.* Past changes in the vertical distribution of ozone – Part 3: Analysis and interpretation of trends // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 9965–9982.
38. *Gruzdev A.N.* Accounting for long-term serial correlation in a linear regression problem // *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* 2019. V. 231. 012020. P. 1–10. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/231/1/012020> <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/231/1/012020/meta>
39. *McLinden C.A., Olsen S.C., Prather M.J., Liley J.B.* Understanding trends in stratospheric NO_y and NO₂ // *J. Geophys. Res.* V. 106. № D21. P. 27787–27793.
40. *Груздев А.Н.* Чувствительность стратосферного озона к долговременным изменениям содержания двуокиси азота и соляной кислоты // *Докл. АН.* 2009. Т. 427. № 3. С. 384–387.
41. *Hilboll A., Richter A., Burrows J.P.* Long-term changes of tropospheric NO₂ over megacities derived from multiple satellite instruments // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 4145–4169.
42. *Schneider P., Lahoz W.A., van der A.R.* Recent satellite-based trends of tropospheric nitrogen dioxide over large urban agglomerations worldwide // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 1205–1220.
43. *Ambaum M.H.P., Hoskins B.J.* The NAO troposphere–stratosphere connection // *J. Climate.* 2002. V. 15. P. 19679–1978.
44. *Noxon J.F.* Stratospheric NO₂. 2. Global behavior // *J. Geophys. Res.* V. 84. № C8. P. 5067–5076.
45. *Груздев А.Н., Кропоткина Е.П., Соломонов С.В., Елохов А.С.* Зимне-весенние аномалии содержания O₃ и NO₂ в стратосфере над московским регионом в 2010 и 2011 гг. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2017. Т. 53. № 2. С. 223–231.
46. *Агеева В.Ю., Груздев А.Н., Елохов А.С., Мохов И.И., Зуева Н.Е.* Внезапные стратосферные потепления: статистические характеристики и влияние на общее содержание NO₂ и O₃ // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2017. Т. 53. № 5. С. 545–555.
47. *Domeisen D.V., Garfinkel C.I., Butler A.H.* The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere // *Rev. Geophys.* 2019. V. 57. P. 5–47.
48. *Song K., Son S.-W.* Revisiting the ENSO–SSW relationship // *J. Climate.* 2018. V. 31. P. 2133–2143.
49. *Iza M., Calvo N., Manzini E.* The stratospheric pathway of La Niña // *J. Climate.* 2016. V. 29. P. 8899–8914.
50. *Rinsland C.P., Gunson M.R., Abrams M.C., Lowes L.L., Zander R., Mahieu E., Goldman A., Ko M.K.W., Rodriguez J.M., Sze N.D.* Heterogeneous conversion of N₂O₅ to HNO₃ in the post-Mount Pinatubo eruption stratosphere // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № D4. P. 8213–8219.
51. *Koike M., Jones N.B., Matthews W.A., Johnston P.V., McKenzie R.L., Kinnison D., Rodriguez J.* Impact of Pinatubo aerosols on the partitioning between NO₂ and HNO₃ // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 7. P. 597–600.
52. *Bauman J.J., Russell P.B., Geller M.A., Hamill P.* A stratospheric aerosol climatology from SAGE II and CLAES measurements: 2. Results and comparison, 1984–1999 // *J. Geophys. Res.* V. 108. № D13. 4383,
53. *Груздев А.Н., Агеева В.Ю., Елохов А.С.* Изменения вертикального распределения и общего содержания NO₂ под действием внезапных стратосферных потеплений // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2018. Т. 54. № 4. С. 417–427.

Changes in the Column Content and Vertical Distribution of NO₂ Based on Results of 30-year Measurements at the Zvenigorod Scientific Station of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences

A. N. Gruzdev¹, * and A. S. Elokhov¹

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: a.n.gruzdev@mail.ru*

Results of analysis of variations and linear trends in the column content and vertical distribution of NO₂ are presented based on 30-year spectrometric measurements at Zvenigorod Scientific Station A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, located in the west Moscow region. In particular, we derive seasonally-dependent estimates of NO₂ trends and relationships of NO₂ with the quasi-biennial oscillation, the North Atlantic Oscillation, the El Niño–Southern Oscillation, and the 11-year cycle of solar activity.

Keywords: NO₂, variability, spectrometric measurements, trend, variations

УДК 551.511.32+551.516.6

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ИОНОВ НА ДИНАМИКУ ФОРМИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

© 2021 г. А. Е. Алоян^а, А. Н. Ермаков^{б, *, **, **}, В. О. Аругян^а

^аИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^бИнститут энергетических проблем химической физики РАН им. В.Л. Тальрозе ФИЦ ХФ им. Н.Н. Семёнова РАН, Ленинский просп., 38, корп. 2, Москва, 119334 Россия

*e-mail: ezmakr2010@yandex.ru

**e-mail: polclouds@yandex.ru

Поступила в редакцию 07.05.2020 г.

После доработки 03.09.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

В работе описана новая численная модель переноса и трансформации в атмосфере газовых и аэрозольных примесей с учетом процессов фотохимии, нуклеации с участием нейтральных молекул и ионов, а также конденсации/испарения и коагуляции. Приводятся результаты расчетов временной изменчивости счетных концентраций, спектра аэрозольных частиц в атмосфере, а также скоростей процессов нуклеации. Полученные применительно к северному полушарию и зимнему времени результаты указывают на значимую роль процесса ионной нуклеации в формировании атмосферного аэрозоля. При этом наряду с уровнем ионизации воздуха ключевыми факторами, определяющими динамику ионной нуклеации, являются также температура и относительная влажность.

Ключевые слова: численная модель, атмосфера, бинарная нуклеация, ионная нуклеация, аэрозольные частицы

DOI: 10.31857/S0002351521010028

ВВЕДЕНИЕ

Исследования формирования частиц аэрозоля остаются актуальными в физике и химии атмосферы. Их участие в рассеянии и поглощении солнечного излучения, а также в гетерогенных химических реакциях сказывается на климате и содержании в воздухе малых примесей [1–3]. Ранее в [4–6] нами сообщалось о построении численной модели переноса многокомпонентных газовых и аэрозольных микропримесей в обоих полушариях с учетом химических и кинетических процессов их трансформаций, а также бинарной нуклеации паров воды и серной кислоты и последующих процессов конденсационного роста частиц и их коагуляции. В последние годы все большее внимание привлекают процессы формирования аэрозольных частиц с участием атмосферных ионов [1]. Цель данной работы – дополнить численную модель [4–6] блоком процессов нуклеации с участием ионов и проследить за влиянием этого процесса на высотный профиль концентрации частиц сульфатного аэрозоля в атмосфере.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АЭРОЗОЛЯ

Расчеты пространственно-временной структуры формирующихся частиц аэрозоля в атмосфере

выполнялись в системе координат (λ, ψ, z) , где λ – долгота, ψ – дополнение до широты, z – высота [4–6]. Основные уравнения для скорости изменения концентраций газовых примесей и аэрозолей имеют следующий вид [4–6]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_i}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \psi} \frac{\partial C_i}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial C_i}{\partial \psi} + w \frac{\partial C_i}{\partial z} = \\ = F_{\text{gas}} - P_{\text{nucl}} - P_{\text{cond}} + P_{\text{phot}} + \\ + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial C_i}{\partial z} + \frac{1}{a^2 \sin^2 \psi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \mu \frac{\partial C_i}{\partial \lambda} + \\ + \frac{1}{a^2 \sin \psi} \frac{\partial}{\partial \psi} \mu \sin \psi \frac{\partial C_i}{\partial \psi}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi_k}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \psi} \frac{\partial \varphi_k}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \varphi_k}{\partial \psi} + (w - w_g) \frac{\partial \varphi_k}{\partial z} = \\ = F_{\text{aer}} + P_{\text{cond}} + P_{\text{coag}} + P_{\text{nucl}} + \\ + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial \varphi_k}{\partial z} + \frac{1}{a^2 \sin^2 \psi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \mu \frac{\partial \varphi_k}{\partial \lambda} + \\ + \frac{1}{a^2 \sin \psi} \frac{\partial}{\partial \psi} \mu \sin \psi \frac{\partial \varphi_k}{\partial \psi}. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь C_i ($i = 1, \dots, N_g$), φ_k ($k = 1, \dots, N_a$) – концентрации газовых примесей и аэрозолей; N_g и N_a – число газовых компонент и аэрозольных фракций соот-

ветственно; (u, v, w) – компоненты вектора скорости ветра в направлениях λ, ψ, z соответственно; w_g – скорость гравитационного оседания; a – средний радиус Земли; μ и ν – коэффициенты турбулентного обмена в горизонтальном и вертикальном направлениях соответственно; F_{gas} и F_{aer} – источники газовых примесей и аэрозолей; P_{nuc1} , P_{cond} , P_{coag} и P_{phot} – операторы нуклеации, конденсации, коагуляции и фотохимической трансформации соответственно. В данной работе наряду с бинарной нуклеацией паров воды и серной кислоты (J_{byn} , $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$) рассматривался процесс их нуклеации и за счет атмосферных ионов (J_{ion} , $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$). Уравнения (1)–(2) рассматриваются в области $D_t = G \times [0, T]$, где $G = S \times [0, H]$, $S = \{(\lambda, \psi): 0 \leq \lambda \leq 2\pi, 0 \leq \psi \leq \pi\}$, H – верхняя граница расчетной области. На боковых границах задаются условия периодичности всех функций по долготе, а на полюсах предполагается ограниченность функций по ψ .

Уравнения переноса и трансформации многокомпонентных газовых примесей и аэрозолей в атмосфере решались в границах заданной расчетной области. На боковых границах задавались условия периодичности всех функций по долготе, а на полюсах предполагалась ограниченность функций по ψ . На поверхности земли ($z = h$) поглощение газовых примесей рассчитывалось с учетом суммы аэродинамического сопротивления, квазиламинарного сопротивления приземного слоя молекулярной диффузии и сопротивления поверхностному осаждению.

Для задания краевого условия на первом расчетном уровне (на верхней границе приземного слоя атмосферы) $z = h$, сопротивление вхождению примеси на поверхности земли задавалось суммой трех слагаемых: аэродинамического сопротивления r_a , квазиламинарного сопротивления приземного слоя r_b , возникающего вследствие молекулярной диффузии вблизи Земли, и поверхностного сопротивления r_c , обусловленного поверхностным осаждением. Потоки примесей в приземном слое атмосферы рассматривались в виде:

$$v \frac{\partial C_i}{\partial z} = \frac{1}{r_a + r_b + r_c} (C_i - C_{i, \text{surf}}) - \text{для газа}, \quad (3)$$

$$v \frac{\partial \varphi_k}{\partial z} = \frac{\varphi_k - \varphi_{k, \text{surf}}}{r_a + r_b + r_c} + w_g \varphi_k - \text{для аэрозоля}, \quad (4)$$

где $r_b = \frac{2}{\kappa u_*} \left(\frac{S_c}{\text{Pr}} \right)^{2/3}$, $S_c = 1.5 \times 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, $\text{Pr} = 0.71$ – число Прандтля, u_* – динамическая скорость.

Аэродинамическое сопротивление вычисляли по формуле $r_a = \frac{1}{c_u c_\theta |u|}$. Коэффициент поверх-

ностного сопротивления r_c над сушей определяется из модели, описывающей перенос примесей в почве и деятельном слое океана с одновременным использованием потоков на разделе атмосфера–почва и атмосфера–океан. Для определения коэффициентов горизонтального и вертикального турбулентного обмена используется метод, предложенный в [7].

Ионная нуклеация

Эксперимент показывает, что в процессе ионной нуклеации участвуют по преимуществу отрицательные ионы [8, 9]. В присутствии в воздухе паров H_2SO_4 ионы $\text{NO}_3^-(\text{HNO}_3)_x(\text{H}_2\text{O})_y$ преобразуются в кластерные ионы HSO_4^- , рост размеров которых в процессах кластеризации и рекомбинации с противоионами приводит, в конечном итоге, к зародышам аэрозольных частиц. Скорость нуклеации (J_{ion}) рассчитывалась как поток частиц, проходящих через критический размер зародыша (r_{cr}). Одновременно возникающие в воздухе нейтральные кластеры, включающие молекулы серной кислоты и воды, коагулируют как с нейтральными, так и с отрицательно заряженными кластерами. При этом захват последних нейтральными аэрозольными частицами ведет к снижению J_{ion} [10].

В кинетической модели ионной нуклеации [10] формирования аэрозоля с участием атмосферных ионов первичные ионы (N_2^+ , O_2^+ , H^+ , O^+) и электроны преобразуются в кластерные ионы протонированных оснований ($\text{H}_3\text{O}^+(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{NH}_4^+(\text{H}_2\text{O})_n$ и др.), а также сопряженные основания сильных кислот (например, $\text{NO}_3^-(\text{HNO}_3)_x(\text{H}_2\text{O})_y$) [8]. Их свободные энергии образования (энергии Гиббса), измеренные с использованием масс-спектральных методов, а константы скорости обратимых процессов кластеризации, рассчитанные с применением квантовой химии [8, 9], открывают возможность количественного рассмотрения влияния скорости ионной нуклеации на динамику формирования аэрозольных частиц и их концентраций в атмосфере. При этом прямое вычисление J_{ion} в значительной мере снижает вычислительные ресурсы [10]. В то же время известные параметризованные выражения для J_{ion} с большим числом входных параметров [11] приводят нередко к их некорректным значениям [12]. Недавно в [10] сообщалось, что расчеты динамики этих ионных процессов по ходу моделирования переноса газовых и аэрозольных микропримесей удаётся совместить в рамках единой модели, не затрагивая при этом вычислительных ресурсов. Такой подход учета ионной нуклеации при моделировании формирова-

ния аэрозоля в верхней тропосфере используется и в данной работе.

Для интегрирования блока этих процессов в численную модель нами заимствовались сводка рассчитанных значений $J_{\text{ион}}$ [10], отвечающих стационарным условиям при характерных для атмосферы концентрациях нуклеирующих молекул серной кислоты ($[\text{H}_2\text{SO}_4]$), температуре (T , К), относительной влажности, скорости ионизации (J , $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$) и общей поверхности аэрозольных частиц (S , $\text{мкм}^2/\text{см}^3$). Была заимствована и подпрограмма интерполяции величин этих параметров при промежуточных их значениях. Найденные таким образом $J_{\text{ион}}$ использовались при численном решении кинетических уравнений (1), (2), что и позволило судить о пространственно-временной изменчивости распределения концентраций зародышей и динамике их превращений в аэрозольные частицы.

Модель фотохимической трансформации

В качестве предшественников частиц т.н. вторичного аэрозоля [1] рассматривались процессы фотоокисления эмитируемых с поверхности серосодержащих компонентов антропогенного и биогенного происхождения, в том числе эмитируемого океанами диметилсульфида (CH_3SCH_3). Всего учитывалось 72 индивидуальных газовых компонента [5].

Ядра конденсации

Для описания изменчивости в атмосфере их концентраций и спектра размеров в расчетах использовались 20 дискретных интервалов от ≈ 4 нм до 0.58 мкм. Отметим в этой связи, что по данным натуральных экспериментов счетная концентрация ядер конденсации изменяется по высоте в пределах от ~ 10 до нескольких сотен частиц в 1 см^3 [13]. В настоящих расчетах было принято, что концентрация ядер конденсации с ростом высоты остается неизменной и составляет $1 \times 10^9 \text{ м}^{-3}$ (10^3 см^{-3}). При этом считалось, что ядра конденсации представляют собой инертные частицы, превращающиеся в сульфатный аэрозоль лишь после оседания на них молекул серной кислоты и воды или захвата мелких частиц сульфатного аэрозоля, возникающих в процессе нуклеации. Распределение концентрации ядер конденсации по размерам задавалось в диапазоне от 0.18 до $9.98 \times 10^8 \text{ м}^{-3}$ [14]. Суммарная удельная поверхность ядер конденсации в начальный момент составила $\approx 0.26 \text{ мкм}^2/\text{м}^3$. По данным [10] это сводит к минимуму их влияние на динамику ионной нуклеации.

Численные эксперименты выполнялись применительно к точкам, расположенным в умеренных широтах (120° E , 70° N ; 10° E , 50° N) и вблизи

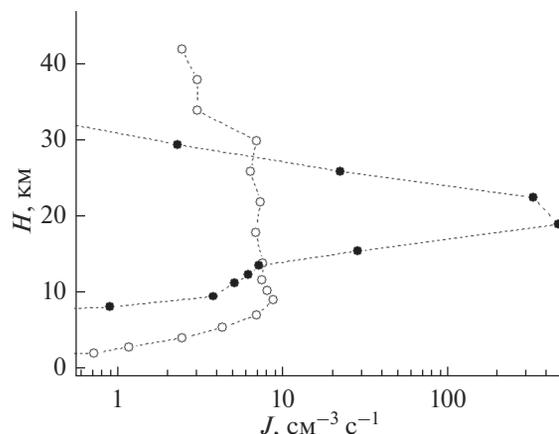


Рис. 1. Высотный профиль скорости нуклеации (J , $\text{см}^{-3} \text{ с}^{-1}$). Зимнее время (январь 2002 г.). Светлые кружки – умеренные широты (10° E , 50° N), темные кружки – тропики (5° E , 5° N).

тропиков (5° E , 5° N) при следующих входных параметрах. Число уровней по вертикали – 20 (от 100 до 46000 м). В экспериментах вычислялись скорость бинарной нуклеации паров H_2O и H_2SO_4 , необходимая для нуклеации пороговая концентрация H_2SO_4 , скорость нуклеации, критический размер кластера, а также временная изменчивость функции распределения частиц по размерам. Метеорологическая информация заимствовалась из базы данных Европейского центра по среднесрочным прогнозам (ECMWF) для января 2002 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ РАСЧЕТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 в качестве примера приводятся рассчитанные высотные профили скорости нуклеации паров воды и серной кислоты в зимнее время (январь 2002 г.) в умеренных широтах (10° E , 50° N) и вблизи тропиков (5° E , 5° N). Их скорости рассчитывались при этом как сумма $J_{\text{ион}}$ и J_{byn} . Оба рассчитанных таким образом высотных профиля скорости нуклеации обнаруживает максимумы (≈ 7 и $\approx 5000 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$) на высотах 10.4 и 18 км соответственно. Положение максимумов $J_{\text{byn}} + J_{\text{ион}}$ оказывается в этих точках близким к положению минимумов в высотном профиле температуры (≈ 210 и $\approx 193 \text{ K}$), что говорит о решающей роли температуры в процессе нуклеации. При этом сдвиг максимумов $J_{\text{byn}} + J_{\text{ион}}$ над тропической зоной к большим высотам обусловлен ускорением бинарной нуклеации, вызванным понижением температуры при подъеме над подстилающей поверхностью.

На рис. 2 показано, как изменяется вид спектра частиц ядер конденсации на высотах 10.4 и 18 км в умеренных широтах и вблизи тропиков. Эти рас-

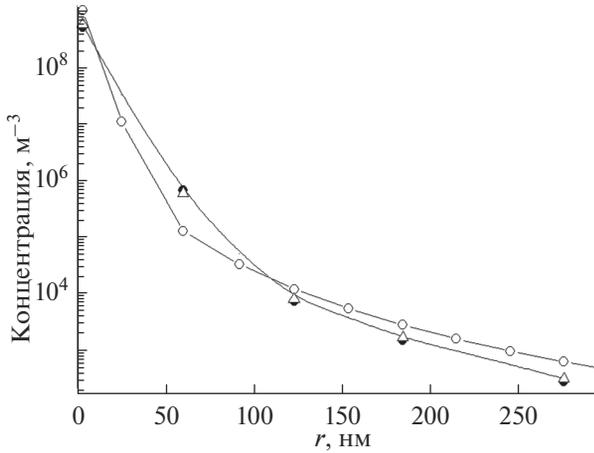


Рис. 2. Спектр аэрозольных частиц в атмосфере над умеренными широтами (10.4 км) и над тропиками (18 км) спустя 47 ч после инициализации модели. Светлыми кружками показан спектр ядер конденсации.

четыре отвечают виду спектра через 48 ч после инициализации модели. Рассматриваемые изменения вида спектра частиц вызваны генерацией в воздухе мельчайших новых частиц при нуклеации паров воды и серной кислоты и их захватом ядрами конденсации. Отчетливо видно снижение

счетной концентрации частиц аэрозоля с радиусом меньшим 11 нм и большим 110 нм, а также рост концентраций частиц промежуточных размеров за прошедшее время. При этом, несмотря на почти ≈ 50 кратный прирост скорости нуклеации в тропической зоне, характер изменений спектра частиц в умеренных широтах и вблизи тропиков и их абсолютные концентрации остаются практически одинаковыми.

На рис. 3 в качестве примера показаны кинетические кривые изменения концентрации аэрозольных частиц для умеренных широт (120° E , 70° N) на высотах 4.2, 10.4 и 18 км. Эти расчеты отвечают концентрациям частиц по истечении 24 ч спустя инициализации модели. Видно, что на высоте 4.2 км концентрации частиц в первой и в третьей модах (см. вставку на рисунке) несмотря на низкие температуры ($\approx 243 \text{ K}$) остаются практически неизменными. При этом расчеты указывают на возникновение зародышей частиц лишь в процессе ионной нуклеации ($J \approx J_{\text{ion}} \approx 3.5 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$). Этот процесс не сопровождается, однако, заметные изменения концентраций аэрозольных частиц первой и других мод в таких условиях. Их концентрации остаются близкими к первоначальным концентрациям ядер конденсации. Это говорит, во-первых, о низкой скорости процесса гетерогенной нуклеации паров серной кислоты и воды

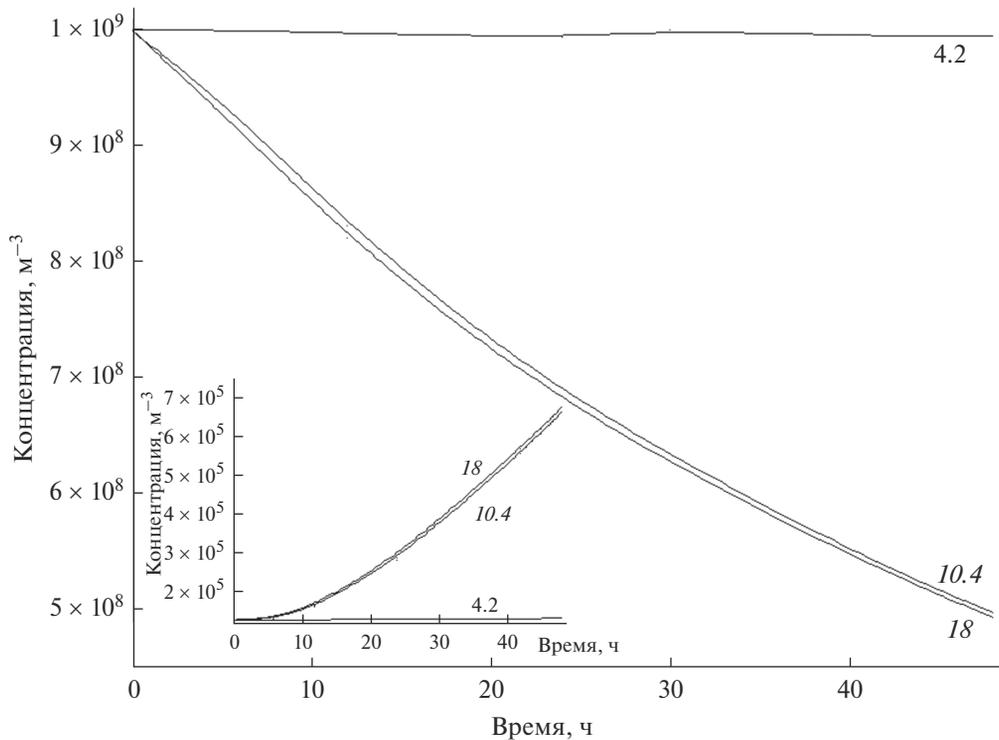


Рис. 3. Кинетические кривые изменчивости концентрации частиц атмосферного аэрозоля в умеренных широтах (первая мода, $r = 3.45 \text{ мкм}$). На вставке показаны кинетические кривые изменчивости концентрации частиц третьей моды (60 нм). Цифрами показаны высоты (км) над подстилающей поверхностью.

на ядрах конденсации. При этом следует иметь в виду, что оценка равновесного давления паров H_2SO_4 в составе осевшего на поверхности частиц композита, включающего молекулы воды и серной кислоты ($\approx 50\%/50\%$), оказывается на много порядков более низким ($\approx 10^{-19}$ атм¹ [15]) чем уровень парциального давления H_2SO_4 ($\approx 10^{-13}$ атм). Во-вторых, на это указали и результаты автономных расчетов, полагая $J_{\text{byn}} = J_{\text{ion}} = 0$. Эти расчеты указали, наконец, и на малое влияние процессов коагуляции с участием ядер конденсации.

Ситуация меняется при переходе к бóльшим высотам, т.е. к условиям более низких температур и бóльших скоростей нуклеации, см. кривые 10.4 (≈ 206 К) и 18 (≈ 211 К) на рис. 3. Обе эти кривые демонстрируют значительную убыль концентрации частиц первой моды и одновременно заметный прирост концентрации частиц третьей моды (см. на вставке). И это несмотря на чуть больший, чем двукратный рост скорости нуклеации. Налицо существование критических условий формирования частиц аэрозоля в атмосфере, отвечающего переходу через пороговое содержание в воздухе газовых молекул H_2SO_4 ($[\text{H}_2\text{SO}_4]_{\text{threshold}} \approx 2.5 \times 10^6 \text{ см}^{-3}$). Подобная картина убыли и прироста концентрации частиц 1-й и 3-й мод в умеренных широтах наблюдается и на высоте 18 км, отвечающей близкой к максимальной скорости нуклеации, см. рис. 1. Эти данные во избежание загромождения рис. 3 не приводятся. При этом в сравнении данными, отвечающими 10.4 км, отмечается также небольшое снижение убыли концентрации частиц в первой моде. Этот результат говорит о маскирующем убыль частиц пополнении новыми частицами первой моды за счет их генерации в процессах нуклеации. Об этом свидетельствуют и данные вставки, также свидетельствующие о небольшом приросте концентрации частиц третьей моды. Эти данные говорят также о преимущественном росте частиц этой моды не путем непосредственного захвата ими мелких частиц, возникающих в процессах нуклеации. Рост частиц третьей и частиц последующих мод происходит, по-видимому, в результате межмодового перехода, вызванного ростом размеров частиц первой моды, обусловленного захватом мелких частиц, возникающих в процессах нуклеации. С этим, возможно, связан и практически неизменный вид спектра аэрозольных частиц в умеренных широтах и вблизи тропиков. Из данных вставки на рис. 3 следует, что характерное время установления близкой к стационарной концентрации мелких новых частиц в воздухе ≈ 10 –15 ч. Продолжительность этого промежутка времени оценивали, экстраполируя касательную к кривым роста концентрации частиц

3-й моды к начальной их концентрации. Это время остается почти неизменным и при более низких температурах. Это значит, что фактором, определяющим концентрацию новых частиц, наряду со скоростью нуклеации, оказывается, по-видимому, и концентрация ядер конденсации первой моды.

Похожие данные о динамике изменения концентраций аэрозольных частиц первой и третьей мод были получены для высот 4.2, 10.4 и 18 км и вблизи тропиков, см. рис. 4. Как и ранее, в умеренных широтах заметных изменений концентраций аэрозоля на высоте 4.2 км не происходит. Это связано с недостатком содержания в воздухе газовых молекул H_2SO_4 уступающего $[\text{H}_2\text{SO}_4]_{\text{threshold}}$ над тропиками. При переходе через “порог” скорость нуклеации резко нарастает, что обеспечивает формирование мельчайших частиц аэрозоля захватываемых частицами ядер конденсации. При этом на высоте 18 км отмечается также прирост содержания частиц первой моды в сравнении с их содержанием на высоте 10.4 км. Это говорит о пополнении частиц первой за счет процесса нуклеации и последующего конденсационного роста этих частиц, маскирующего их убыль за счет межмодового перехода $1 \rightarrow 3$.

Как соотносятся рассчитанные нами данные о динамике изменения концентрации аэрозольных частиц с результатами наблюдений в атмосфере? Оценка динамики этого процесса в природных условиях по данным настоящих расчетов проводилась нами по результатам измерений самой мелкой фракции частиц, контроль которых в зимнее время (январь, 1989) проводился над Laramie, Wyoming (41° N) на высоте 10.4 км. По данным [14] концентрации “ядер конденсации” ($r \geq 10$ нм) составили $\sim 50 \text{ см}^{-3}$ ($\sim 5 \times 10^7 \text{ м}^{-3}$). Их концентрация заимствовалась при этом из вида высотного профиля концентраций этих частиц, а не приводимого в публикации ее численного значения при $H = 10400$ м, отвечающего, по-видимому, случайному всплеску. Из данных наших оценок динамики межмодового перехода ($1 \rightarrow 3$), обуславливающего рост концентраций частиц третьей моды в умеренных широтах (см. рис. 3), следует, что скорость этого процесса составляет: $\approx 5 \times 10^5 / 1.8 \times 10^5 \approx 3 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Здесь $5 \times 10^5 \text{ м}^{-3}$ – прирост концентрации частиц третьей моды, а $1.8 \times 10^5 \text{ с}$ – промежуток времени, за который достигается этот прирост. Считая, что рассматриваемые натурные данные отвечают стационарным условиям, для времени установления стационарной концентрации частиц размером $r \geq 10$ нм над Laramie будем иметь отсюда $\tau \geq 5 \times 10^7 / 3 \geq 2 \times 10^7 \text{ с}$, т.е. около одного года. Отметим, что эта оценка выполнена в приближении отсутствия влияния частиц аэрозоля на динамику процесса ионной нуклеации. При учете их негативного влияния

¹ Приведенная оценка равновесного давления паров H_2SO_4 производилась с учетом влияния размеров ядер конденсации первой моды [1].

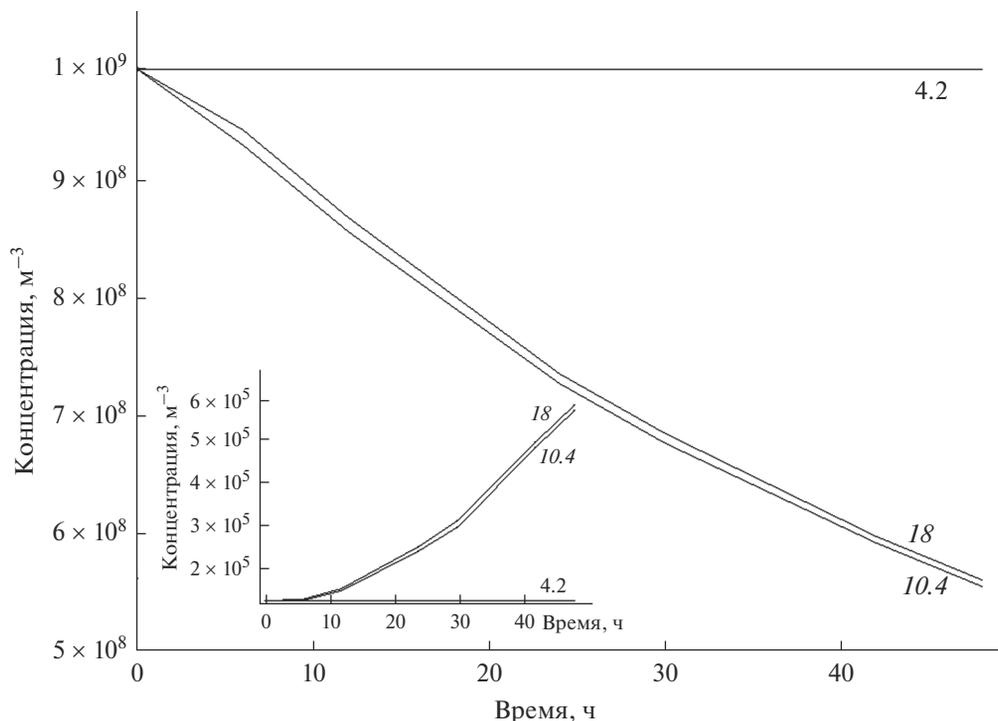


Рис. 4. Кинетические кривые изменчивости концентрации частиц атмосферного аэрозоля над тропиками (первая мода, $r = 3.45$ мкм). На вставке показаны кинетические кривые изменчивости концентрации частиц третьей моды (60 нм). Цифрами показаны высоты (км) над подстилающей поверхностью.

этот процесс может занять гораздо больший промежуток времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе сообщается о построении физически полной модели глобального переноса многокомпонентных газовых примесей и аэрозолей в обоих полушариях и сопутствующих физико-химических процессах. Наряду с бинарной нуклеацией паров воды и серной кислоты учитывалась и их нуклеация с участием атмосферных ионов. Приводятся результаты расчетов высотных профилей счетной концентрации вторичных аэрозольных частиц и временной изменчивости их спектра. По этим данным проведены оценки динамики межмодового перехода при формировании спектра частиц атмосферного аэрозоля и скорости ионной нуклеации. Полученные в работе результаты указывают на определяющую роль процесса нуклеации с участием атмосферных ионов при формировании частиц вторичного аэрозоля в умеренных широтах в зимнее время. При этом определяющими факторами динамики этого процесса в разных географических точках оказываются температура, скорость ионизации в атмосфере и относительная влажность.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований 18-05-00289 и 19-05-50007 (Микромир), а также при финансировании Госзаданий ИВМ РАН и ИНЭП ХФ РАН им. В.Л. Тальрозе (тема АААА-0047-2018-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change. Wiley-Interscience: New York, 1997.
2. *Akimoto H.* Atmospheric Reaction Chemistry. Springer, 2016.
3. *Lowe D., MacKenzie R.* Review of polar stratospheric cloud microphysics and chemistry // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2008. V. 70. № 1. P. 13–40.
4. *Алоян А.Е., Ермаков А.Н., Арутюнян В.О.* Формирование сульфатных аэрозолей в тропосфере и нижней стратосфере. Исследование возможной стабилизации климата с помощью новых технологий. М.: Росгидромет, 2012. С. 75–98.
5. *Алоян А.Е., Ермаков А.Н., Арутюнян В.О.* Аэрозоль в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Сульфатные частицы в северных широтах // *Оптика атмосферы и океана.* 2018. Т. 31. № 2. С. 136–142.
6. *Aloyan A.E.* Mathematical modeling of the interaction of gas species and aerosols in atmospheric dispersive systems // *Russ. J. Num. Anal. Math. Model.* 2000. 15(1–4). P. 211–224.

7. *Kurihara Y., Televa R.E.*, Structure of tropical cyclone developed in three-dimensional numerical simulation model // *J. Atmos. Sci.* 1974. V. 31. № 5. 893–919.
8. *Ferguson E.E.* Ion-molecule reactions in the atmosphere, *Kinetics of Ion-Molecule Reactions*. Ed. by *P. Ausloos*. Springer, Boston, 1979. P. 377–403.
9. *Froyd K.D., Lovejoy E.R.* Experimental thermodynamics of cluster ions composed of H_2SO_4 and H_2O . 1. Positive ions // *J. Phys. Chem. A* 2003. V. 107 № 45. P. 9800–9811.
10. *Yu F.* Ion-mediated nucleation in the atmosphere: Key controlling parameters, implications, and look-up table // *Geophys. Res.* 2010. V. 115. D03206. <https://doi.org/10.1029/2009JD012630>
11. *Modgil M.S., Kumar S., Tripathi S.N., Lovejoy E.R.* A parameterization of ion-induced nucleation of sulphuric acid and water for atmospheric conditions // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. D19205. <https://doi.org/10.1029/2004JD005475>
12. *Yu F., Turco R.P.* Case studies of particle formation events observed in boreal forests: Implications for nucleation mechanisms // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8. P. 6085–6102.
13. *Hofmann D. J.* Measurement of the concentration nuclei profile to 31 km in the Arctic in January and comparison with Antarctic measurements // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. №4. P. 357–360
14. *Алоян А.Е.* Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере. М.: Наука, 2008.
15. <http://www.aim.env.uea.ac.uk/aim/aim.php>.

Modeling the Ion Effect on the Dynamics of Atmospheric Aerosol Formation

A. E. Aloyan¹, A. N. Yermakov^{2,*,**}, and V. O. Arutyunyan¹

¹*Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Institute of Energy Problems of Chemical Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: ezmakr2010@yandex.ru

**e-mail: polclouds@yandex.ru

This paper describes a new numerical model of transport and transformation of gaseous and aerosol species in the atmosphere incorporating photochemistry, nucleation with neutral molecules and ions, condensation/evaporation, and coagulation. The temporal variations in aerosol number concentrations and size distributions in the atmosphere as well particle nucleation rates have been calculated. The results obtained for the northern hemisphere in winter conditions indicate a significant role of the process of ion nucleation in the formation of aerosol. In addition to air ionization, temperature and relative humidity are also among key factors determining the dynamics of ion nucleation.

Keywords: numerical model, atmosphere, binary nucleation, ion-mediated nucleation, aerosol

УДК 504.3.054.541.124,541.124.7

О ВЛИЯНИИ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ОЗОНОВЫЙ СЛОЙ И УФ-В ИЗЛУЧЕНИЕ

© 2021 г. И. К. Ларин*

Институт энергетических проблем химической физики им. В.Л. Тальрозе Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра химической физики им. Н.Н. Семёнова Российской академии наук, Ленинский просп., 38, корп. 2, Москва, 119334 Россия

*E-mail: iklarin@narod.ru

Поступила в редакцию 04.05.2020 г.

После доработки 26.05.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Представлены данные о влиянии глобального потепления на озоновый слой и интенсивность приземного околополуденного УФ-В излучения в 2100 г. по сравнению с 2000 г. Изменения в озоновом слое рассчитывались на широте 50° с.ш. для января и июня 2100 г. по сравнению с 2000 г. с помощью одномерной фотохимической модели, а также интерактивной двумерной фотохимической модели SOCRATES с использованием данных о концентрациях парниковых газов, приведенных в сценариях Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) RCP 4.5 и RCP 6.0. Расчеты потоков приземного УФ-В излучения для указанных выше условий проводились с помощью программы, разработанной в Норвежском институте атмосферных исследований в 2005 г. (автор Ola Engelsen).

Ключевые слова: глобальное потепление, озоновый слой, температура стратосферы, общее содержание озона, УФ-В излучение

DOI: 10.31857/S0002351521010090

ВВЕДЕНИЕ

Изменение климата, которое в настоящее время проявляется в том числе в виде глобального потепления, может повлиять на интенсивность приземного биологически активного УФ-В излучения (280–318 нм) через изменение толщины озонового слоя, который эффективно поглощает излучение в указанном диапазоне длин волн. Сам же озоновый слой при изменении климата может изменяться различными путями, из которых в качестве наиболее существенных следует выделить изменение химического состава стратосферы, а также изменение ее температуры и динамики. Происходящие в озоновом слое изменения в свою очередь оказывают влияние на климат – через изменение радиационных потоков, следствием чего является изменение градиентов температуры и, соответственно, динамики стратосферы. Таким образом, изменения климата и озонового слоя оказываются взаимосвязанными, причем часто – нелинейным образом, что осложняет анализ ситуации [1].

Из общей сложной картины взаимодействия климата и озонового слоя можно выделить достаточно узкую проблему воздействия на озоновый слой (а через него – и на уровень приземного УФ-

В излучения) глобального потепления, под которым мы далее будем понимать ожидаемое в конце XXI в. изменение температуры стратосферы на высотах 15–50 км. Таким образом, задачей настоящей работы является оценка изменения уровня приземного УФ-В излучения в январе и июне 2100 г. по сравнению с 2000 г. на широте 50° с.ш. под действием глобального потепления в указанном выше смысле.

Оценка изменения уровня приземного УФ-В излучения под действием глобального потепления в 2100 г. по сравнению с 2000 г.

Поставленная задача решалась в два этапа: сначала было рассчитано изменение толщины озонового слоя в единицах Добсона в 2100 г. по сравнению с 2000 г. для указанных выше условий, а затем с помощью специальной программы – изменение уровня приземного полуденного УФ-В излучения для тех же условий.

1. РАСЧЕТ ВЛИЯНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ОЗОНОВЫЙ СЛОЙ

Расчет влияния глобального потепления на озоновый слой проводился с помощью одномерной фотохимической модели, разработанной в

Институте энергетических проблем химической физики им. В.Л. Гальперина РАН [2], и сценариев эмиссии парниковых газов Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) RCP 4.5 и RCP 6.0 [3] для условий января и июня 2000 и 2100 гг. Целью расчетов было установление толщины озонового слоя в единицах Добсона (высоты 15–50 км) для указанных выше условий.

В этих расчетах использовались данные о температуре и коэффициенте турбулентной диффузии, полученные с помощью двумерной интерактивной фотохимической модели SOCRATES [4].

Использовавшаяся одномерная фотохимическая модель позволяла находить решения системы одномерных дифференциальных уравнений диффузии с нелинейной правой частью, а также рассчитывать поля солнечной радиации и вычислять коэффициенты фотодиссоциации газовых составляющих атмосферы по их сечениям поглощения УФ-В излучения и величинам квантовых выходов продуктов. Общее число рассчитываемых в модели компонент атмосферы может достигать нескольких десятков. Для части этих компонент задавались постоянные профили концентрации, остальные профили рассчитывались. Поскольку рассчитываемые компоненты имели широкий разброс времен жизни, то для сокращения времени счета использовался метод семейств, описанный в [5]. В связи с тем, что правые части уравнений системы существенно нелинейные, решение находили методом итераций. Поля солнечной радиации вычислялись в приближении прямого поглощения. Учитывалось поглощение O_2 , O_3 и рэлеевское рассеяние. Поглощение и диссоциация O_2 в полосах Шумана–Рунге рассчитывалось с помощью параметризаций, представленной в [6]. Привязка к сезонным условиям счета проводилась с помощью параметризации [7], учитывающей зависимость среднедневного зенитного угла от широты места и сезона. Модель позволяла рассчитывать временные и высотные профили 39 атмосферных компонент, включая O_3 , $O(^3P)$, $O(^1D)$, H , OH , HO_2 , H_2O_2 , NO , NO_2 , NO_3 , N_2O_5 , HNO_2 , HNO_3 , HNO_4 , CH_4 , CH_3 , CH_3O_2 , CH_2O , CO . Химический блок модели включал более ста химических реакций, а фотохимический (сечения поглощения света и квантовые выходы) — более шестидесяти реакций. Модель допускает практически любое расширение обоих блоков при выполнении конкретных задач. Химические и фотохимические данные заимствованы из [8].

Задача изменения толщины озонового слоя под действием глобального потепления в диапазоне высот 15–50 км на широте 50° с.ш. в июне и январе 2100 г. по сравнению с 2000 г. решалась следующим образом. Сначала с помощью одно-

мерной модели были рассчитаны толщины озонового слоя в единицах Добсона по сценариям IPCC RCP 4.5 и RCP 6.0 для условий 2000 г. Различие сценариев RCP 4.5 и RCP 6.0 заключается в том, что в сценарии RCP 6.0 концентрации парниковых газов в 2100 г. принимаются более высокими, чем в сценарии RCP 4.5, который считается более умеренным. Для 2000 г. сценарии RCP 4.5 и RCP 6.0 совпадают, поэтому совпадали и результаты. Затем для тех же условий и сценариев с помощью модели SOCRATES были получены данные о высотном профиле температуры в 2100 г. Далее эти данные были использованы для аналогичных расчетов, что и ранее, в которых использовались данные о концентрациях активных частиц для 2000 г., а данные о температуре — для 2100 г. Это позволило исключить влияние на озон изменений в концентрациях компонент, происходящих в течение XXI в., и учесть только влияние изменений в температуре, т.е. влияние глобального потепления в чистом виде.

Расчеты толщины озонового слоя на высотах 15–50 км для условий 2100 г. проводились с учетом нового (по сравнению с 2000 г.) высотного распределения температуры, которое возникло благодаря изменению атмосферного содержания парниковых газов в 2100 г. в соответствии со сценариями IPCC RCP 4.5 и RCP 6.0. Высотные профили температуры для условий июня и января 2000 и 2100 гг. по сценариям RCP 4.5 и RCP 6.0, которые учитывались в расчетах, показаны на рис. 1. Можно видеть, что помимо естественных сезонных изменений, происходят изменения, связанные со сценариями: при переходе от сценария RCP 4.5 к сценарию RCP 6.0 похолодание стратосферы увеличивается, что объясняется разницей в прогнозах атмосферного содержания парниковых газов в этих сценариях. Подчеркнем еще раз, что в расчетах для 2100 г. изменялась только температура стратосферы (высоты 15–50 км), а концентрации активных компонент, участвующих в каталитических циклах разрушения озона, оставались теми же, что и в 2000 г.

Следует также сказать, что в расчетах для 2100 г. на высотах тропосферы (0–15 км) профиль температуры оставался неизменным (т.е. таким же, как в 2000 г.), что должно было оставить неизменным и содержание озона в тропосфере. Таким образом, в расчетах учитывалось только изменение температуры стратосферы, происходящее под действием глобального потепления. Результаты расчета общего содержания озона в единицах Добсона в диапазоне высот от 0 до 50 км для указанных выше условий показаны на рис. 2.

Можно видеть, что переход от условий 2000 г. к условиям 2100 г. приводит к росту общего содержания озона как в январе, так и в июне, что

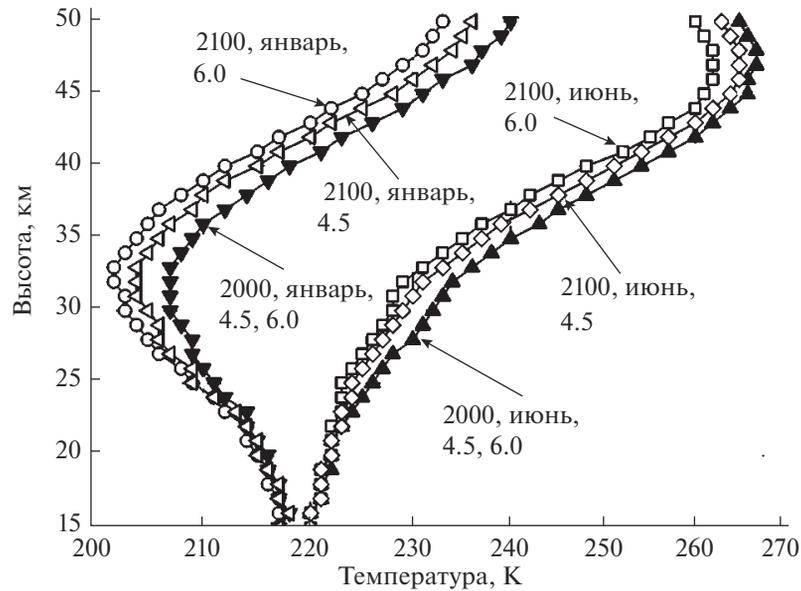


Рис. 1. Высотные профили температуры в стратосфере для июня и января 2000 и 2100 гг. по сценариям IPCC RCP 4.5 и RCP 6.0 на широте 50° с.ш.

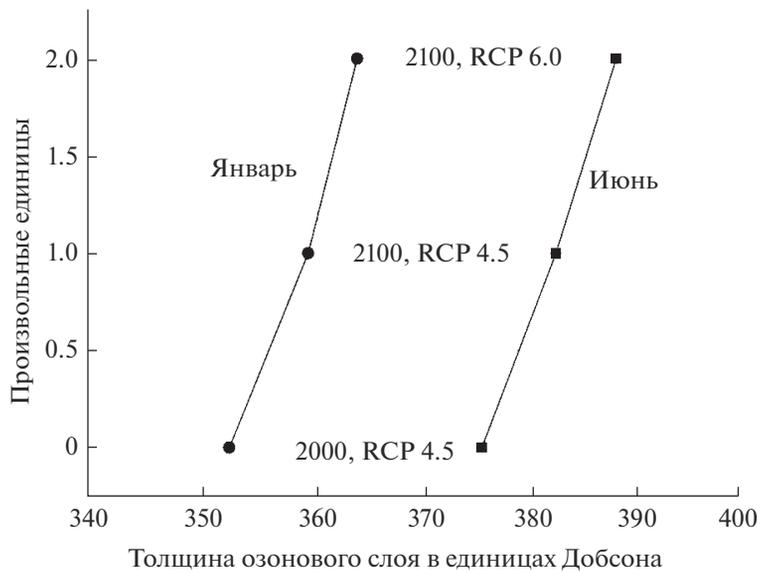


Рис. 2. Изменение общего содержания озона в диапазоне высот 0–50 км в единицах Добсона с учетом изменений стратосферного озона (высоты 15–50 км) для разных сценариев и сезонов.

объясняется похолоданием стратосферы и соответствующим уменьшением скорости разрушения озона в каталитических циклах, что автоматически ведет к росту озона. Рост общего содержания озона по сценарию RCP 6.0 по сравнению со сценарием RCP 4.5 объясняется различием температурных профилей для этих сценариев (см. рис. 1).

В заключение этой части заметим, что помимо температуры и химически активных компонент, содержание озона в тропосфере может изменять-

ся в результате стратосферно-тропосферного обмена. Однако, как показывают оценки, для крайних случаев различия в общем содержании озона в тропосфере, связанные с этим фактором, не превышают 3%, поэтому в дальнейших расчетах они не принимались во внимание, т.е. считалось, что во всех случаях общее содержание озона в тропосфере остается таким же, как в 2000 г. по сценарию RCP 4.5 и RCP 6.0.

Переходим теперь к решению основной задачи работы.

2. РАСЧЕТ ВЛИЯНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА УФ-В ИЗЛУЧЕНИЕ

УФ-В излучение (280–318 нм) играет важную роль в жизни окружающей среды и человека. Границы области определяются зависимостью сечения поглощения света озоном от длины волны: при $\lambda < 280$ нм сечение становится столь большим, что озон практически перестает пропускать солнечное излучение, а при $\lambda > 318$ нм озон практически перестает влиять на него. Т.о., УФ-В излучение занимает такой интервал длин волн, в котором озон оказывает максимальное воздействие на уровень приземного ультрафиолетового солнечного излучения. Роль УФ-В излучения в жизни человека и окружающей среды объясняется тем, что сечение поглощения света озоном в диапазоне длин волн 240–320 нм (включающего диапазон УФ-В излучения) практически полностью совпадает с сечением поглощения света молекулами ДНК живых систем. В результате при любом изменении общего содержания озона (т.е. его отклонении от некоторого среднего значения, при котором на протяжении последних четырехсот миллионов лет озон обеспечивал защиту ДНК от ультрафиолетового излучения солнца [9]) происходит изменение интенсивности УФ-В излучения, которое воздействует непосредственно на ДНК живых систем, вызывая соответствующие негативные эффекты. При истощении озонового слоя и росте УФ-В излучения – эритему и рак кожи, а при росте озона и уменьшении УФ-В излучения – недостаток витамина D и ослабление иммунитета.

Расчеты влияния глобального потепления на УФ-В излучение проводились с помощью программы [10], предназначенной для моделирования нисходящего УФ-доз, УФ-индексов и потоков коротковолнового излучения вблизи поверхности Земли. Программа позволяет анализировать 21 вид биологически активной ультрафиолетовой радиации, включая эритему, образование витамина D, рак кожи и другие факторы. В программе используются следующие входные параметры: месяц, день, мировое время (или зенитный угол Солнца), широта и долгота места, различные показатели облачности (включая безоблачное небо, параметр Ангстрема, количество воды в столбе в единицах г м^{-2} и др.), общее содержание озона в единицах Добсона, альbedo поверхности (в виде числа в диапазоне 0–1), либо тип поверхности (трава, песок и т.д.), высота места (в диапазоне 0–6 км). При задании этих параметров программа позволяет вычислять интенсивность УФ излучения на любой длине волны в диапазоне 290–400 нм в единицах $\text{мВатт м}^{-2} \text{нм}^{-1}$, а также УФ индекс. УФ индекс является показателем опасности солнечного УФ излучения для здоровья человека. При его значении равном 1.2 защита от солнца не тре-

Таблица 1. Относительное изменение интенсивности околополуденного приземного УФ-В излучения в январе и июне 2100 г. по сравнению с 2000 г. для сценариев RCP 4.5 и RCP 6.0.

	Январь	Июнь
2100, RCP 4.5	–3.49%	–1.88%
2100, RCP 6.0	–5.66%	–3.40%

буется, при 3–7 защита требуется (тень, одежда, защитные кремы, пребывание на солнце не более 20–40 мин, в зависимости от индекса), при 8–10 требуется повышенная защита (тень, одежда, более сильные защитные кремы, пребывание на солнце не более 10 мин). Помимо этого программа позволяет вычислять так называемые спектры действия для различных типов биологически активно ультрафиолетового излучения, включая эритему (загар), рак кожи, повреждение ДНК, образование витамина D и др. Специальный вариант программы позволяет рассчитывать время пребывания на солнце, необходимое для образования в коже человека достаточного количества витамина D. В этом случае, наряду с указанными выше параметрами, учитывается тип кожи и степень открытости тела человека солнечным лучам.

Наши расчеты проводились с помощью основной программы [10] для условий околополуденных часов 20 июня и 21 января, безоблачного неба, на широте 50° с.ш., при альbedo, соответствующего альbedo травы летом и снега зимой, на высоте 0 км. В качестве толщины озонового слоя использовались соответствующие данные, приведенные на рис. 2. Результаты расчетов показаны в табл. 1

Можно видеть, что во всех случаях интенсивность УФ-В излучения в 2100 г. будет меньше, чем в 2000 г., что объясняется ростом общего содержания озона в стратосфере под действием глобального потепления. Еще раз подчеркнем, что рассчитанный эффект глобального потепления связан только с изменением температуры стратосферы. И хотя в расчетах изменения УФ-В излучения использовалась толщина озона в диапазоне высот 0–50, однако содержание озона в тропосфере при этом не изменялось (с учетом оговорки, сделанной выше).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты удовлетворительно согласуются с литературными данными.

В работе [11] говорится, что благодаря успешному выполнению требований Монреальского протокола, увеличение УФ-В излучения в конце XX в. вне Антарктической озоновой дыры было незначительным, что объясняется высокой вариативностью других (помимо озона) факторов,

воздействующих на это излучение, таких, как облачность и аэрозоли. Без Монреальского протокола пиковые значения солнечной ультрафиолетовой радиации могли бы быть утроены к 2065 г. в средних северных широтах, что имело бы серьезные последствия для окружающей среды и здоровья человека. Помимо Монреальского протокола на озон оказывают существенное влияние выброс парниковых газов, приводящий к снижению температуры стратосферы и ускорению процессов циркуляции. Эти изменения, как правило, приводят к уменьшению общего содержания озона в тропиках и его увеличению в средних и высоких широтах. Прогнозируемые изменения озона и облачности могут привести к значительному уменьшению УФ-В радиации в высоких широтах (где его и так мало) и к незначительному увеличению в низких широтах (где он и так высок), что будет иметь негативные последствия для здоровья человека и окружающей среды. По сравнению с 1980 г., уровень УФ-В излучения к концу XXI в., по прогнозам, будет ниже в средних и высоких широтах на 5 и 20% соответственно и выше на 2–3% в низких широтах. Однако к этим прогнозам следует относиться с осторожностью, поскольку они также сильно зависят от изменений в облачном покрове, от степени загрязнения воздуха и уровня аэрозолей, контролирующего изменение климата.

Хотя полученные нами данные относительно изменений уровня УФ-В излучения в конце XXI в. попадают в диапазон прогнозов, сделанных в [11], однако такое сравнение затрудняется из-за отсутствия в [11] сведений о входных параметрах (сценарий, по которому рассчитывался озон, месяц года). Следует также иметь в виду, что наши данные учитывали только изменения озона в стратосфере, а данные [11] включали изменения озона и в тропосфере, где его содержание, как показывают собственные оценки, выполненные с помощью модели SOCRATES, росло в течение XXI в.

В другой работе [12] анализируется вопрос об изменении эритемного излучения в период с 1960 по 2100 гг. Анализ проводился с использованием 14 транспортно-химических климатических моделей, с помощью которых анализировались вопросы переноса излучения, изменения озона, температуры и облачности. Укажем здесь, что воздействие эритемного излучения на здоровье человека проявляется в покраснении кожи незагорелого человека, которое затем может приводить к возникновению загара, а в тяжелых случаях сопровождается образованием волдырей, солнечных ожогов и впоследствии может привести к различным кожным заболеваниям, в том числе к раку кожи.

Полученные в [12] оценки дают общую картину возможного изменения интенсивности эритемы излучения ($УФ_{эр}$) в XXI в. Из этих оценок сле-

дует, что по сравнению с 1980 г., средние значения $УФ_{эр}$ в 2090-х гг. будут в среднем на 12% ниже в высоких широтах в обоих полушариях, на 3% ниже в средних широтах и незначительно выше (~1%) в тропиках. Наибольшее изменение (16%) в $УФ_{эр}$ прогнозируется для Антарктиды в октябре. Облака ответственны за 2–3% уменьшения $УФ_{эр}$ излучения в высоких широтах и примерно за 1% в средних широтах.

В связи с приведенными данными укажем, что если УФ-В излучение занимает диапазон 280–318 нм, то $УФ_{эр}$ излучение лежит в диапазоне 290–400 нм, т.е. включает значительный участок спектра (318–400 нм), в котором озон не должен оказывать никакого действия на любое приземное УФ излучение, в том числе и на $УФ_{эр}$ излучение. Это подтверждается собственными оценками, из которых следует, что изменение $УФ_{эр}$ при переходе от 2000 к 2100 г. в диапазоне 318–400 нм изменяется на ~0.1%, а в диапазоне 290–318 нм — на ~3%. Тем не менее можно утверждать, что приведенные в [12] оценки не противоречат нашим данным.

Хотя в большинстве случаев прогнозируется уменьшение поверхностной УФ радиации и ее производных в 2100 г. по сравнению с современным уровнем, однако в некоторых работах высказывается иная точка зрения. Так, в [13] сообщается о результатах комплексного моделирования поверхностной УФ радиации с помощью новой модели MIROC-ESM-CHEM, которая учитывает ключевые процессы, воздействующие на поверхностное УФ излучение, включая динамику и химию атмосферы, определяющих содержание озона в стратосфере и тропосфере, аэрозоли и облака в тропосфере, а также изменения альbedo поверхности с морским льдом и снежным покровом. В отличие от предшествующих оценок, рассматривающих только эффект долгосрочного изменения стратосферного озона, моделирующие долгосрочное поведение УФ излучения, в [13] учитывается вклад других факторов, воздействующих на УФ излучение. Согласно одному из двух прогнозов, в XXI в., несмотря на ожидаемое восстановление озонового слоя, уровень ультрафиолетового излучения в северных средних широтах должен возрасти, что можно объяснить сокращением уровня аэрозолей и облачности, в результате чего будет скомпенсирован эффект восстановления озонового слоя.

Приведенный пример показывает, насколько сложной является проблема прогнозирования процессов, течение которых зависит от многих факторов, зачастую имеющих разнонаправленный характер. Напомним в связи с этим, что в настоящей работе действует один единственный фактор — температура стратосферы, которая известным образом изменяет содержание озона в стратосфере,

что, в свою очередь, известным образом изменяет уровень приземного УФ-В излучения.

ВЫВОДЫ

1. Рассчитано влияние глобального потепления на озоновый слой для условий января и июня 2000 и 2100 гг. на широте 50° с.ш. по сценариям IPCC RCP 4.5 и RCP 6.0.

2. Полученные данные об озоне в стратосфере использованы для расчетов уровня приземного околополуденного УФ-В излучения для указанных выше условий при ясном небе.

3. Показано, что при переходе от 2000 к 2100 г. поверхностный уровень УФ-В излучения изменяется следующим образом: в январе падает на 3.49% (RCP 4.5) и на 5.66% (RCP 6.0); в июне падает на 1.88% (RCP 4.5) и на 3.40% (RCP 6.0).

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 19-05-00080, а также Госзаданий ИНЭП ХФ РАН им. В.Л.Тальрозе АААА-0047-2018-0012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006. World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project-Report № 50.

2. Угаров А.А. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Институт энергетических проблем химической физики РАН, 2003.
3. <http://tntcat.iiasa.ac.at:8787/RcpDb/dsd?Action=html-page&page=welcomе>
4. <http://acd.ucar.edu/models/SOCRATES/>
5. Brasseur G., Solomon S. Aeronomy of the Middle Atmosphere: Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere. Third revised and enlarged edition. Montreal, Canada: Springer, 2005. P. 644.
6. Nicolet M. Etude des reactions chimiques de l'ozone dans la stratosphere. Institut Royal Meteorologique de Belgique, 1978. P. 536.
7. Gerstl S.A.W., Zardecki A., Wiser H.L. Biologically damaging radiation amplified by ozone depletions // Nature. 1981. V. 294. № 5839. P. 352–354.
8. <https://jpldataeval.jpl.nasa.gov/index.html>
9. Wayne R.P. Chemistry of Atmospheres. 2nd ed. UK, Oxford: Clarendon Press, 1991. P. 806.
10. <http://zardoз.nilu.no/~olaeng/fastrt/fastrt.html>
11. McKenzie R.L., Aucamp P.J., Bais A.F., Björn L.O., Ilyas M., Madronich S., Ozone depletion and climate change: effects on UV radiatio // Photochem Photobiol Sci. 2011 V.10. № 2. P. 182–198.
12. Bais A.F., Tourpali K., Kazantzidis A. et al. Projections of UV radiation changes in the 21st century: impact of ozone recovery and cloud effects // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. P. 7533–7545.
13. Watanabe S., Sudo K., Nagashima T., Takemura T., Kawase H., Nozawa T., Future projections of surface UV-B in a changing climate // JGR. 2011. V. 116. Iss. D16118. P. 1–11.

On the Influence of Global Warming on the Ozone Layer and UV-B Radiation

I. K. Larin*

Talrose Institute of Energy Problems of Chemical Physics of the Semenov Federal State Budgetary Institution of Science of Chemical Physics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: iklarin@narod.ru

The data on the effect of global warming on the ozone layer and the intensity of near-surface near noon UV-B radiation in 2100 compared to the year 2000 are presented. Changes in the ozone layer were calculated at a latitude of 50° N for January and June of 2100 compared to 2000 using the one-dimensional photochemical model, as well as the SOCRATES interactive two-dimensional photochemical model using greenhouse gas concentrations given in the scenarios of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) RCP 4.5 and RCP 6.0. The calculation of surface UV-B radiation fluxes for the above conditions was carried out using a program developed at the Norwegian Institute for Atmospheric Research in 2005 (author Ola Engelsen).

Keywords: global warming, stratosphere temperature, total ozone content, UV-B radiation

УДК 551.510.4:551.588.7,551.510.42

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОКИСИ УГЛЕРОДА В АТМОСФЕРЕ МОСКОВСКОГО МЕГАПОЛИСА

© 2021 г. В. С. Ракитин^{a, *}, Н. Ф. Еланский^{a, **}, А. И. Скороход^{a, ***},
А. В. Дзола^{a, ****}, А. В. Ракитина^{a, *****}, А. В. Шилкин^{a, b, *****},
Н. С. Кириллова^{a, *****}, А. В. Казаков^{a, *****}

^aИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

^bНПО “Тайфун”, ул. Победы, 4, Обнинск, Калужская область, 249038 Россия

*e-mail: vadim@ifaran.ru

**e-mail: n.f.elansky@mail.ru

***e-mail: skorokhod@ifaran.ru

****e-mail: dzhola@yandex.ru

*****e-mail: rakitinarabota@gmail.com

*****e-mail: dogget@list.ru

*****e-mail: n.kirillova65@gmail.com

*****e-mail: artem.kasakov@gmail.com

Поступила в редакцию 02.06.2020 г.

После доработки 22.08.2020 г.

Принята к публикации 14.10.2020 г.

Представлены результаты комплексного анализа измерений общего содержания окиси углерода СО на станциях ИФА РАН в Москве и Московской области, данных автоматизированных станций сети Мосэкомониторинг с привлечением результатов спутникового мониторинга и информации о параметрах пограничного слоя атмосферы в Москве и окружающих регионах. Исследована долговременная изменчивость общего содержания (ОС) СО и метеопараметров, получены характеристики накопления окиси углерода в штилевые дни в пограничном слое атмосферы. Установлено убывание среднегодовых величин ОС СО в 2000–2018 гг. в Москве ($-2.56 \pm 0.52\%$ /год) и на ЗНС ($-1.15 \pm 0.37\%$ /год). Однако скорость убывания в обоих пунктах в разные сезоны и периоды различна. После примерно 2007–2008 г. скорость убывания ОС СО уменьшилась в обоих пунктах. В период 2008–2018 гг. на ЗНС зафиксирован рост ОС СО в летние и осенние месяцы со скоростью около 0.7%/год. Установлено увеличение скорости ветра в атмосферном пограничном слое Москвы в разные периоды 2000–2018 гг. со скоростью 0.4–1.6%/год. При этом в Калужской области не обнаружено статистически значимых изменений скорости ветра. Повторяемость штилевых дней в Москве в период 2006–2017 гг. уменьшалась ($-7.06 \pm 3.96\%$ /год) при уменьшении антропогенной части содержания СО в этот же период ($-6.72 \pm 3.48\%$ /год). Полученные результаты свидетельствуют о влиянии климатического (метеорологического) фактора на качество воздуха в Москве.

Ключевые слова: состав атмосферы, окись углерода, атмосферная спектроскопия, дистанционное зондирование, мегаполис, тренды

DOI: 10.31857/S0002351521010107

ВВЕДЕНИЕ

Окись, или монооксид, углерода (СО) является одной из ключевых малых газовых примесей атмосферного воздуха. Хотя собственный парниковый потенциал окиси углерода невелик, она способствует удалению гидроксидов (ОН) из атмосферы, предотвращая окисление метана, а также участвует в производстве тропосферного озона (О₃) и углекислого газа (СО₂). С учетом непрямых воздействий радиационный форсинг от СО оценивается больше, чем, например, от закиси азота

(N₂O) и галоидоуглеводородов, что подтверждает большую роль окиси углерода в процессах изменений состава атмосферы и климата [1]. В глобальном масштабе содержание СО определяет концентрацию гидроксидов (ОН) как основного окислителя в атмосферных фотохимических процессах, уменьшение концентрации которого приводит к разрушению в стратосфере важнейшего газа – атмосферного озона [2, 3]. Окись углерода является относительно пассивной в химическом отношении примесью (время жизни атмосфере

от 2 недель до 3 мес.); поэтому СО можно считать почти идеальным трассером для исследования процессов дальнего атмосферного переноса. Высокоточные методы измерений атмосферного содержания СО, в том числе спутниковые, разработаны и применяются уже в течение нескольких десятилетий.

Помимо этого, мониторинг атмосферного СО чрезвычайно важен при исследованиях атмосферного загрязнения в городах, поскольку:

- приземная концентрация СО является одним из основных параметров оценки качества воздуха;

- содержание СО в атмосфере во многом определяется мощностью антропогенных источников и таким образом является индикатором экономической активности;

- антропогенные эмиссии СО, определяемые в основном сжиганием топлива в автомобильных двигателях и на промышленных предприятиях, взаимосвязаны с эмиссиями многих парниковых газов и летучих органических соединений (ЛОС);

- в условиях фотохимического смога реакции разрушения СО приводят к образованию высоких концентраций приземного озона.

В течение последних десятилетий интенсивные исследования пространственно-временных вариаций содержания СО, долгосрочных трендов, различных источников и стоков были осуществлены с помощью наземных локальных и дистанционных измерений на многочисленных российских [4–9] и международных научных станциях (в том числе NDACC и TCCON) [10, 11], с помощью самолетных и спутниковых измерений [12, 13], а также численного прямого и обратного моделирования [12, 14–17].

Многочисленные публикации свидетельствуют об уменьшении с начала XXI в. атмосферных концентраций не только СО, но и некоторых других загрязняющих примесей, NO_x и аэрозолей, включая сажевый углерод (“black carbon”, или BC) в Европе, Северной Америке и странах Юго-Восточной Азии, исключая Индию [1, 4–10], а также отдельных климатически значимых газов (тропосферного озона, фреонов CFC-11, CFC-12 и хлориннитрата ClONO₂) [6]. Москва в этом отношении не является исключением; примерно с начала нового века в городском воздухе наблюдается существенное уменьшение как общего содержания, так и приземных концентраций СО [4, 5, 9]. Аналогичные тенденции наблюдаются и во втором по величине российском городе Санкт-Петербурге [6, 8]. Отрицательные тренды атмосферного содержания и приземных концентраций упомянутых примесей в урбанизированных и фоновых районах Северного полушария до недавнего времени связывались в основном с уменьшением антропогенных эмиссий [1, 4, 13]; однако в более

поздних работах высказывались предположения о существовании других факторов, влияющих на состав атмосферы, например изменения соотношения источники/стоки этих примесей, а также изменения метеорологических условий на фоне климатических изменений [12, 18].

Настоящая работа коллектива авторов ИФА им. А.М. Обухова РАН продолжает цикл исследований состава атмосферы с применением спектроскопических методов. Анализируются долгосрочные измерительные ряды общего содержания СО (ОС СО), полученные методом абсорбционной солнечной спектроскопии в Москве (ИФА РАН) и на Звенигородской научной станции (ЗНС), расположенной в районе г. Звенигорода. Измерения проводятся уже около 50 лет (с 1970 г. на ЗНС и с 1972 г. – в Москве). Анализ самых продолжительных измерительных рядов ОС СО в мире дал ряд важных результатов. Изучены особенности временной изменчивости ОС СО и его антропогенной доли в мегаполисах Москвы и Пекина [4, 5], связь уровня атмосферного загрязнения СО с температурной стратификацией ПСА и скоростью ветра [4, 19]. С привлечением спутниковых данных и обратного моделирования получены оценки эмиссий СО от природных пожаров 2010 г. на Европейской территории России; исследованы вариации содержания и концентрации СО в воздушном бассейне Москвы во время этих пожаров [15, 20].

Анализ результатов многолетних (2002–2014 гг.) измерений приземной концентрации СО на станциях Мосэкомониторинга и экологической станции ИФА РАН выявил характерные особенности пространственно-временной изменчивости концентрации СО в приземном воздухе Московского региона [9]. Применение численной химико-транспортной модели SILAM позволило описать пространственно-временные вариации полей концентрации СО с учетом городской инфраструктуры и погодных условий [9, 17, 21].

Наряду с убыванием с начала XXI в. среднегодовых величин содержания и концентрации СО в атмосфере Москвы ($-2.1 \pm 2.8\%$ /год, ОС СО, разные периоды 1998–2016 гг. и -3.4% /год, концентрация, 2005–2014 гг.), а также убыванием среднегодовых ОС СО в Звенигороде ($-0.6 \pm 1.6\%$ /год, разные периоды 1998–2016 гг.) был установлен рост фоновых ОС СО в летние и осенние месяцы (до 0.9% /год для ЗНС для сентября–ноября 2007–2016 гг.) [5, 9, 18]. Одновременно было отмечено уменьшение скорости убывания ОС СО в Москве после 2007 г. в любые сезоны [18].

Кроме того, приведенная в работе [9] величина отрицательных трендов интегральных эмиссий СО Москвы (около -1.7% /год) оказалась меньше скорости снижения усредненных по городу концентраций (-3.4% /год). Это несоответствие на-

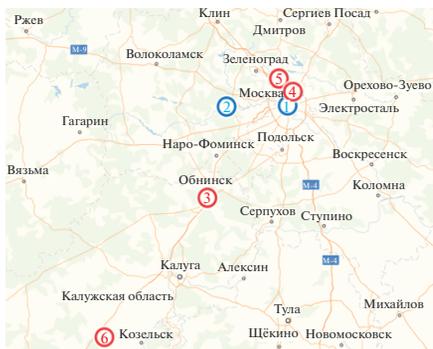


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений: 1) Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва (ОС CO , H_2O ; приземная концентрация CO , CH_4 , NO_x , аэрозолей и др.); 2) Звенигородская научная станция ИФА РАН, Московская обл. (ОС CO , CH_4 , H_2O ; приземная концентрация CO , CH_4 , NO_x); 3) Обнинск, Калужская обл. (метеопараметры, концентрации CO на разных высотных уровнях); 4) Метеостанция ВДНХ (ВВЦ), Москва; 5, 6) Станции аэрологического зондирования № 27612 (г. Долгопрудный, 5) и № 27707 (г. Сухиничи, Калужская обл., 6)

водило на мысль о возможном существовании иных факторов (кроме уменьшения эмиссий), влияющих на качество воздуха в Москве.

Проведенные исследования поставили ряд вопросов, от решения которых зависит понимание процессов, определяющих качество воздуха в регионе и возможность образования экстремальных экологических ситуаций. Какова причина начавшегося после 2007 г. роста фонового содержания CO на ЗНС в летние и осенние месяцы, и является ли причиной этого возрастание влияния Москвы? Является ли уменьшение приземных концентраций и ОС CO в ПСА Москвы следствием только уменьшения антропогенных эмиссий или частично имеет другое объяснение (например, изменение метеорологических условий)? и другие.

Основной задачей данной работы являлось продолжение исследований временной и пространственной изменчивости содержания CO в атмосфере Московского мегаполиса с использованием новых методов и подходов, а также экспериментальных данных последних лет. Особый интерес представлял комплексный анализ взаимосвязи трендов ОС CO в Московском мегаполисе с изменениями метеорологических условий и антропогенных эмиссий.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И БАЗЫ ДАННЫХ. НАЗЕМНЫЕ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Для анализа вариаций общего содержания (ОС) CO в атмосфере Московского мегаполиса и окружающих его районов использовались результаты долговременных спектроскопических изме-

рений в Москве (центр города, пункт ИФА РАН), также на ЗНС, находящейся на расстоянии 53 км к западу от центра (рис. 1). Измерения в обоих пунктах проводятся с помощью идентичных спектрометров среднего разрешения (0.2 см^{-1}) с использованием эффекта поглощения молекулами примеси солнечного излучения в области основной полосы поглощения CO (около 4.67 мкм). Измерения проводятся в солнечные дни (около 70–80 измерительных дней в год) и, как правило, синхронно в обоих пунктах, что позволяет определить вклад Москвы (антропогенную часть содержания) как разницу между измеренными ОС CO в Москве (городской пункт) и на ЗНС (фоновый пункт). Все спектры, записанные с 1970 г. по настоящее время, обработаны единой методикой, подробно изложенной в [19, 22]. Спектрометры прошли прямую взаимокалибровку между собой и косвенную — со спектрометрами NDACC; погрешность единичного измерения составляет 5–6% [23].

Кроме того, для исследования вариативности CO в незагрязненных районах использовались данные измерений концентраций на высотной метеорологической мачте (ВММ) НПО “Тайфун” (г. Обнинск, Калужская область, 100 км к юго-западу от Москвы, рис. 1).

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Для исследования долговременных тенденций параметров пограничного атмосферного слоя Москвы и окружающих районов были привлечены данные акустического лоатора SODAR (пункты ИФА и ЗНС) [24], а также данные аэрологического зондирования (г. Долгопрудный, город-спутник Москвы) и г. Сухиничи (небольшой город в Калужской области, 235 км к юго-западу от Москвы) — станции № 27612 и № 27707 соответственно. Расположение пунктов приведено на рис. 1. Данные доступны на сайте <http://weather.uwo.edu/upperair/sounding.html>.

Кроме того, для оценки повторяемости штилевых дней были привлечены данные о скорости ветра на метеостанции ВДНХ на уровне 2 м над земной поверхностью. День считался штилевым, если сумма скоростей ветра за сутки (8 стандартных измерений с дискретностью 3 ч) не превышала 3 м/с.

Для исследования эпизодов накопления загрязнений в воздушном бассейне Москвы были выбраны дни со штилевыми условиями не только у поверхности, но и в ПСА (когда скорость ветра в дневные часы не превышала 2 м/с в атмосферном слое 2–200 м).

Для всех предварительно выбранных дней был произведен анализ на предмет возможного влияния дальнего атмосферного переноса загрязнений с использованием данных наземных станций сети

Мосэкомониторинг, траекторного анализа и спутниковой информации. В результате было отобрано 13 дней 2018 г., удовлетворяющих выбранным критериям и совпадающих с многочасовыми спектроскопическими измерениями в пунктах ИФА и ЗНС.

СПУТНИКОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ СОСТАВА АТМОСФЕРЫ

Спектрометр AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) запущен на борту спутника Aqua 4 мая 2002 г., выведенного на околополярную солнечно-синхронную орбиту высотой 680 км. Научный инструмент предназначен для измерения влажности, температуры, характеристик облачного покрова и содержания некоторых парниковых газов, а также окиси углерода в атмосфере. Основным элементом, орбитальный дифракционный спектрометр, записывает спектры атмосферного поглощения инфракрасного излучения Земли в спектральном диапазоне от 3.75 до 15.4 мкм [25–27] дважды в сутки, с покрытием более 80% земной поверхности. Полоса захвата сканера – 800 км. Данные первичных уровней рассчитываются для ячеек примерно 45×45 км. В настоящей работе использовались данные третьего уровня (Level 3 v6, разрешение $1^\circ \times 1^\circ$, только дневные измерения ОС СО) с восходящей орбиты (ascending, т.е. около 12:30–13:30 местного времени для каждого пункта). Количество измерительных дней в году для каждой ячейки $1^\circ \times 1^\circ$ составляет у AIRS около 300–320 для средних широт Евразии. Данные L3 ОС СО AIRS v6 находятся в открытом доступе (https://acdisc.gesdisc.eosdis.nasa.gov/opendap/Aqua_AIRS_Level3/AIRS3STD.006/contents.html).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АТМОСФЕРНОГО ПЕРЕНОСА ЗАГРЯЗНЕНИЙ

Чтобы исключить влияние заносов загрязнений, дополнительно проводились исследования переноса воздушных масс на разных уровнях методом обратных траекторий с помощью интерактивной модели NOAA HYSPLIT MODEL [28].

Для этой же цели были использованы распределения СО, полученные с использованием орбитальных данных AIRS. Эти распределения в сочетании с обратными траекториями позволяют оценить наличие или отсутствие интенсивных источников СО на пути следования воздушной массы и таким образом выявить перенос загрязнений (или его отсутствие) в район Москвы из других районов. Для совмещения распределений разных орбитальных систем мониторинга с траекториями было разработано программное обеспечение, позволившее в данном случае в интерактивном режиме накла-

дывать траектории HYSPLIT на архивные спутниковые распределения ОС СО AIRS v6.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ТРЕНДОВ

Межгодовые вариации и долговременные тенденции изменения исследуемых параметров анализировались в разные периоды наблюдения 2000–2018 гг. и для разных сезонов. Тренды ОС СО, а также тренды скорости ветра и характеристик температурных инверсий вычислялись на основе среднесезонных (или среднегодовых) значений с последующим построением линейной регрессии и вычислением ее параметров и статистических характеристик. Все оценки трендов приведены с указанием 90% доверительного интервала.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

1. Региональный фон: влияние заносов из Москвы и других дополнительных факторов

Москва является крупнейшим Европейским городом и располагается на равнине. Большую часть года городской воздушный бассейн хорошо проветривается натекающими воздушными потоками. Но иногда возникают ситуации, сопровождающиеся резким ухудшением качества воздуха. Малоподвижные антициклоны и сопутствующие им штили, температурные инверсии способствуют накоплению антропогенных выбросов в атмосфере мегаполиса и окружающих районов. Кроме этого, к ухудшению качества воздуха в регионе может привести атмосферный перенос загрязнений из районов действия интенсивных источников, например природных пожаров [20, 28]. ЗНС расположена примерно в 50 км к западу от центра Москвы (см. рис. 1) в сельском районе, удаленном как от небольшого г. Звенигорода, так и от автомагистралей. Однако в случае направления ветра с востока возможен занос загрязнений из Москвы в район Звенигорода. В этой связи представляет интерес оценка влияния Москвы на измерения ОС СО на ЗНС. Как будет показано ниже, эпизоды заноса СО относительно редки.

На рис. 2 и в табл. 1 представлен анализ случаев повышенных среднедневных содержаний СО на ЗНС (более чем на 10% над типичными значениями). Увеличение ОС СО на ЗНС над типичными сезонными значениями происходит под влиянием разных факторов. Этими факторами являются заносы из Москвы, сельскохозяйственные выжигания, дальний перенос. Установлено, что заносы из Москвы приводят к существенному повышению ОС СО в ЗНС лишь в 5–6% случаев от общего количества измерительных дней (в зависимости от выбранного периода). Таким образом, установлено, что данные ЗНС о содержании СО могут быть использованы в качестве региональных фоновых характеристик.

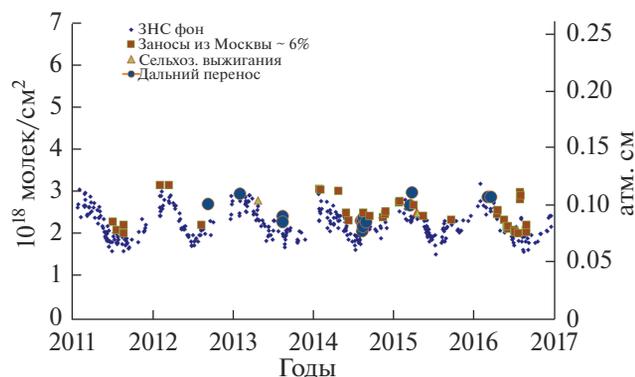


Рис. 2. Влияние дополнительных факторов на общее содержание СО в Звенигороде в 2011–2016 гг.

Статистический анализ факторов, оказывающих заметное влияние на содержание СО в Звенигороде, приведен в табл. 1.

2. Сезонные вариации и тренды

Анализ межгодовых вариаций ОС СО в Москве указывает на уменьшение общего содержания СО в Москве в 2000–2018 гг. со скоростью $(-2.56 \pm 0.43\%/год)$, оценка по среднегодовым значениям), см. рис. 3а и табл. 2. Отметим, что в разные сезоны и временные интервалы скорость уменьшения различна. Минимальная скорость уменьшения характерна для теплого (июль–сентябрь) сезона $(-1.81 \pm 0.57\%/год)$ для 2000–2018 гг. и $-0.99 \pm 1.07\%/год$ для 2008–2018 гг.), см. рис. 3б и табл. 2.

На рис. 3б и 3в представлены межгодовые вариации ОС СО в Москве и области (ЗНС) для холодного (январь–март) и теплого (июль–сентябрь) сезонов. Среднегодовые и летние (июль–сентябрь) тренды для периода 2000–2018 гг. вычислялись без учета 2002 г. (год продолжительных лесных и торфяных пожаров на ЕТР, длившихся с июля по октябрь). Период влияния аналогичных пожаров в 2010 г. был значительно короче (22.07–20.08), поэтому среднегодовое и среднесезонное (для летних месяцев) значения ОС СО были вычислены при исключении небольшого количества данных, относящихся именно к этому периоду. Все характе-

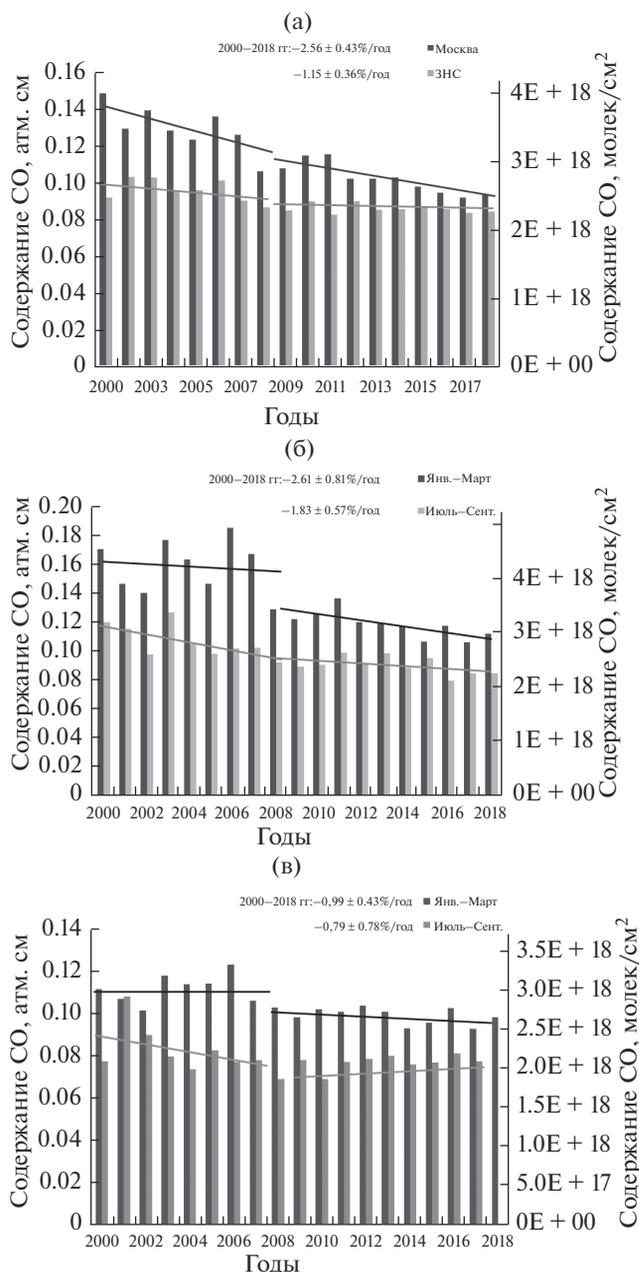


Рис. 3. Межгодовые вариации и тренды ОС СО в разные периоды и сезоны 2000–2018 гг.: (а) – в Москве и Звенигороде (ЗНС) (по среднегодовым значениям); (б) – в Москве в холодный (январь–март) и теплый (июль–сентябрь) сезоны; (в) – в Звенигороде (ЗНС) в холодный (январь–март) и теплый (июль–сентябрь) сезоны.

Таблица 1. Факторы, влияющие на содержание СО в Звенигороде, периоды 2005–2010 и 2011–2016 гг.

Название фактора	Число случаев/% от общего количества дней измерений	
	2006–2011 гг.	2011–2016 гг.
Дальний перенос	3/0.5	13/3.4
Занос из Москвы	29/4.8	24/6.4
Сельхоз. выжигания	15/2.5	3/1.3
Лесные пожары на ЕТР	18/3.2	0/0
Общее кол-во измерений	589/100	377/100

Таблица 2. Тренды общего содержания СО в Москве и Звенигороде в разные сезоны 2000–2018 гг. Некоторые значения вычислялись без учета 2002 г. (год продолжительных летне-осенних природных пожаров на ЕТР)

Пункт	Период	Сезон	Тренд \pm дов.интервал, %/год
Звенигород	2000–2018	Ср. год	-1.06 ± 0.36
		Январь–март	-0.99 ± 0.43
		Июль–сентябрь	-0.79 ± 0.78
	2000–2008	Ср. год	-1.05 ± 1.59
		Январь–март	0.03 ± 1.69
		Июль–сентябрь	-2.34 ± 3.27
	2008–2018	Ср. год	-0.28 ± 0.46
		Январь–март	-0.59 ± 0.63
		Июль–сентябрь	0.73 ± 0.85
Москва	2000–2018	Ср. год	-2.56 ± 0.43
		Январь–март	-2.61 ± 0.81
		Июль–сентябрь	-1.83 ± 0.57
	2000–2008	Ср. год	-2.53 ± 1.83
		Январь–март	-0.48 ± 3.09
		Июль–сентябрь	-2.73 ± 2.12
	2008–2018	Ср. год	-1.99 ± 0.77
		Январь–март	-1.83 ± 0.89
		Июль–сентябрь	-0.99 ± 1.07

ристики трендов ОС СО в Москве и Звенигороде в разные периоды и сезоны приведены в табл. 2.

Снижение в последние годы содержания и концентрации СО в атмосфере Москвы и повышение качества воздуха подтверждается нашими недавними результатами, основанными на анализе более коротких измерительных рядов [4, 5, 9, 18] и свидетельствует, в первую очередь, о сокращении городских выбросов оксида углерода. Основные причины уменьшения загрязненности атмосферы города – это:

- закрытие, перепрофилирование и модернизация промышленных предприятий в городе или перевод их за городскую черту;
- изменение состава автомобильного парка и улучшение качества автомобильных двигателей и автомобильного топлива, а также ограничительные меры правительства Москвы в отношении большегрузного транспорта.

Возможно также влияние т.н. “климатического фактора”, связанного с улучшением условий удаления примесей из городского воздушного бассейна (например, уменьшение продолжительности существования температурных инверсий или повторяемости штилевых условий).

В то же время в Московской области (ЗНС) тренды ОС СО отличаются от московских по ве-

личине и направленности (в зависимости от периода и сезона). Так, в зимние и весенние месяцы наблюдаются отрицательные тренды (например, -0.99 ± 0.43 и $-0.59 \pm 0.63\%/год$, для 2000–2018 и 2008–2018 гг. соответственно); в летние и осенние месяцы после 2007 г. фоновое ОС СО начало расти ($0.73 \pm 0.85\%/год$, июль–сентябрь 2008–2018 гг.), см. рис. 5 и табл. 2. О начале возрастания величин фонового ОС на ЗНС в летние и осенние месяцы примерно с 2007–2008 г. СО сообщалось в наших предыдущих работах [5, 18, 30]. Аналогичная тенденция (увеличение СО в осенние месяцы после 2007 г.) наблюдается и в Обнинске (Калужская обл.), где усредненные концентрации на уровнях 121 и 302 м росли в 2008–2017 гг. со скоростью $\sim 0.7\%/год$.

Причины начала летне-осеннего роста фонового СО в Московской и Калужской областях пока неясны. Возможно, этот рост связан с разрастанием Московского мегаполиса и городов Московской и сопредельных областей, с интенсификацией и изменением инфраструктуры транспортных потоков и хозяйственной деятельности в Московском мегаполисе, а также с переносом загрязнений. В особенности вопросы вызывает осенний период, когда влияние природных пожаров маловероятно. Полученные нами результаты об увели-

Таблица 3. Тренды средней скорости ветра в слое 100–500 м над поверхностью Земли по дневным данным аэрологического зондирования в г. Долгопрудный (пригород Москвы, станция № 27612) и г. Сухиничи (Калужская обл., станция № 27707)

Станция	Период, годы	Сезоны (усреднение)	Тренд %/год \pm дов. инт
Долгопрудный	2000–2018	Год	0.64 ± 0.29
		Январь–март	0.62 ± 0.51
		Июль–сентябрь	1.55 ± 0.69
Сухиничи	2002–2018	Год	-0.04 ± 0.71
		Январь–март	-0.55 ± 0.71
		Июль–сентябрь	0.23 ± 1.12

чении СО в незагрязненных районах Московской и Калужской областей согласуются с подобными оценками для различных фоновых районов Европы и Азии. Например, в наших предыдущих работах также было отмечено возрастание содержания СО над Северной и Центральной Европой в летние и осенние месяцы и положительная динамика трендов СО в этих районах во все сезоны примерно после 2007–2008 г. при уменьшении эмиссий от природных пожаров в Европе и Западной части Сибири в 2008–2017 гг. [18, 30].

3. Влияние метеорологических процессов

Величина содержания СО в атмосфере Москвы зависит от скорости ветра и наличия температурных инверсий [4, 19], а в дни со слабым ветром происходит накопление загрязнений в ПСА Москвы [19]. Так, в дни со слабым ветром 2011–2016 гг. средняя величина накопления ОС СО составила примерно 12% за 9 ч [н. р.].

В настоящей работе проведено исследование долговременных трендов метеорологических параметров в ПСА Москвы и окружающих районов.

По данным аэрологического зондирования в пригороде Москвы (г. Долгопрудный) и в Калужской области (г. Сухиничи) были изучены межгодовые вариации скорости ветра в ПСА после 2000 г. Получено, что изменения скорости ветра в Москве и Калужской области отличаются. Так, в дневные часы в слое 100–500 м над земной поверхностью средняя скорость ветра в Москве увеличивается в разные сезоны и периоды; в то же самое время в Калужской области тренды скорости ветра слабоотрицательны или близки к нулю. Параметры трендов скорости ветра в разные сезоны 2000–2018 гг. для обоих пунктов приведены в табл. 3.

Получен статистически незначимый положительный тренд среднегодового времени существования (средней продолжительности в течение суток) температурных инверсий в ПСА Москвы ($0.64 \pm 3.05\%$ /год для 2006–2016 гг.), см. рис. 4а.

Направленность сезонных трендов продолжительности инверсий в ПСА в Москве и Звенигороде отличается. Так, в холодные месяцы (январь–март) установлен отрицательный тренд этого параметра как в Москве, так и в области ($-5.7 \pm 4.9\%$ /год, 2006–2016 гг. для Москвы и $-5.5 \pm 10.0\%$ /год, 2009–2016 гг. для Звенигорода); в теплые месяцы (июль–сентябрь) в Москве установлен рост ($3.7 \pm 3.3\%$ /год, 2006–2016 гг.), в то время как в Звенигороде наблюдалось уменьшение продолжительности инверсий ($-9.3 \pm 7.5\%$ /год, 2008–2016 гг.).

Поскольку наиболее высокие значения концентрации и содержания СО в воздушном бассейне Москвы наблюдаются обычно в январе–марте [4, 9, 19], а направленность трендов продолжительности инверсий для сезонов отличается, то пока преждевременно однозначно утверждать о существенном влиянии изменений повторяемости устойчивой стратификации ПСА на качество воздуха в Москве.

Как было сказано выше, наибольшие уровни атмосферного загрязнения в Москве реализуются, как правило, в штилевые дни или дни со слабым ветром. Поэтому при оценке роли метеоро-

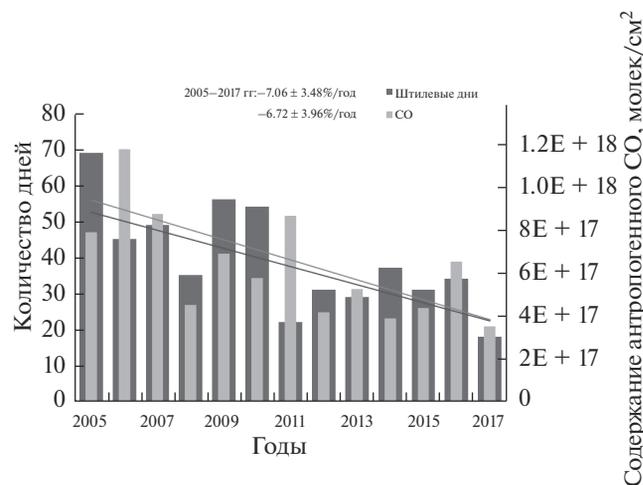


Рис. 4. Повторяемость штилевых дней и антропогенная часть содержания СО в период 2005–2017 гг.

логического фактора и его влияния на качество воздуха изучение повторяемости штилевых условий в городе и ее долговременных тенденций представляет дополнительный интерес.

В результате анализа метеоданных станции ВДНХ (ВВЦ) (период 2005–2017 гг.) о скорости ветра на уровне 2 м над земной поверхностью были выбраны дни, когда сумма скоростей ветра по 8 трехчасовым срокам наблюдений не превышала 3 м/с в сутки. Эти дни считались штилевыми.

Среднегодовое количество штилевых дней с 2005 по 2017 гг. уменьшалось со скоростью около 7%/год ($-7.06 \pm 3.96\%$ /год), см. рис. 4. В этот же период антропогенная часть содержания СО снижалась практически с той же скоростью ($-6.72 \pm 3.48\%$ /год).

Итак, в результате анализа метеорологических условий в ПСА Москвы установлены:

- статистически незначимые изменения времени существования температурных инверсий при выборке за год и отрицательные тренды этого параметра в холодные месяцы;
- увеличение в слое 100–500 м скорости ветра в дневные часы;
- уменьшение повторяемости штилевых дней.

При этом в окружающих Москву сельских районах тенденции изменений метеорологических параметров иные. Так, скорость ветра в ПСА (пункт Сухиничи) практически не менялась, а время существования инверсий уменьшалось (пункт ЗНС).

Одним из возможных объяснений различий в характеристиках изменений метеопараметров ПСА Москвы и окружающих районов может быть увеличение влияния городского “острова тепла” (как результат разрастания мегаполиса и увеличения высотности городской застройки); для подтверждения правоты этого предположения необходимы дальнейшие исследования.

Таким образом, отрицательные тренды ОС СО в Москве могут быть частично объяснены не только уменьшением городских выбросов, но также уменьшением повторяемости неблагоприятных метеорологических условий.

4. Исследование эпизодов накопления СО в атмосфере мегаполиса в штилевые дни

С учетом полученных ранее результатов, в 2018 г. был запланирован и проведен эксперимент по исследованию вариаций общего содержания и концентрации СО в пограничном слое атмосферы Москвы. В солнечные дни в условиях, близких к штилевым, спектроскопические измерения проводились непрерывно в течение всего светового дня. Для анализа метеорологических параметров были привлечены данные метеостанции ВДНХ о скорости и направлении ветра у поверх-

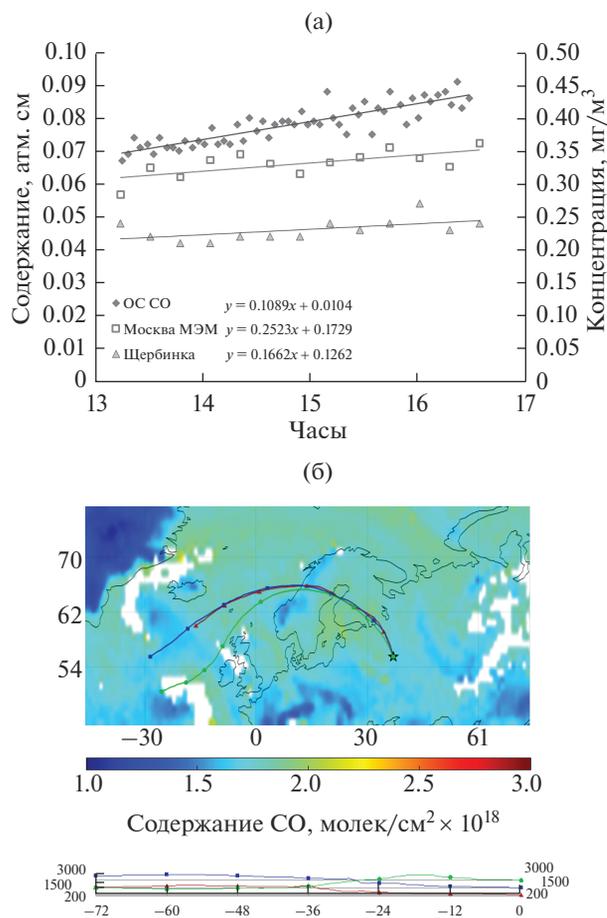


Рис. 5. Пример исследования накопления СО в штилевой день 11.10.2018: (а) – вариации общего содержания СО (пункт ИФА), концентрации СО в городе (усреднение по пунктам МЭМ в пределах МКАД) и в Шербинке (за пределами МКАД, 27 км к югу от центра города); (б) – распределение общего содержания окиси углерода по данным орбитального спектрометра AIRS и 72-часовые обратные траектории на уровнях 200, 1500 и 3000 м для 12:00 11.10.2018 (московское время).

ности и данные акустического зондирования в центре Москвы в пункте ИФА РАН на нескольких высотных уровнях. Затем были выбраны все солнечные измерительные дни со штилевыми условиями не только у земной поверхности, но и в атмосферном слое до 200 м (скорость ветра во время спектроскопических измерений не превышала 2 м/с во всем слое).

Для исключения из анализа дней с возможным переносом загрязнения из других загрязненных регионов Европы и Азии дополнительно были привлечены данные спутниковых измерений спектрометра AIRS для всех выбранных штилевых дней 2018 г. Также был выполнен траекторный анализ переноса воздушных масс HYSPLIT. Дополнительно были привлечены данные автоматизированных станций МЭМ в Москве (все доступные

Таблица 4. Характеристики накопления CO в атмосферной толще Москвы в штилевые солнечные дни 2018 г. по данным спектроскопических измерений.

День	Нач. изм	Оконч. изм	Накопл., %/час
03.05.2018	13:00	17:30	2.50 ± 1.06
07.05.2018	14:00	18:00	4.26 ± 1.83
10.05.2018	13:28	17:45	2.65 ± 0.92
11.05.2018	14:03	17:33	3.67 ± 4.07
12.05.2018	12:03	14:15	4.13 ± 3.29
21.05.2018	12:56	17:49	2.39 ± 0.97
29.05.2018	16:00	18:00	8.03 ± 2.65
06.09.2018	12:15	15:16	3.84 ± 1.09
08.10.2018	13:58	16:48	6.62 ± 1.54
11.10.2018	13:01	16:53	5.80 ± 0.88
15.10.2018	12:03	16:41	4.32 ± 0.70
17.10.2018	8:58	16:37	3.10 ± 0.35
22.10.2018	13:03	16:04	5.94 ± 1.50
Среднее			4.40 ± 1.73

пункты) и за ее пределами. Для всех штилевых дней были проанализированы вариации средней по городу концентрации CO и концентрации CO в пункте Щербинка (станция расположена за пределами МКАД в 27 км к югу от центра Москвы).

На рис. 5 приведен пример проведенного комплексного анализа в виде дневных ходов общего содержания и концентрации CO в Москве и Московской области, спутниковые распределения и обратные 72-часовые траектории для 11.10.2018 г.

На рис. 5б видно отсутствие областей с повышенным содержанием CO и интенсивных источников эмиссий на пути следования воздушных масс к Москве и, следовательно, отсутствие заноса загрязнений извне. На рис. 5а видно накопление CO в атмосфере Москвы как в толще, так и в приземном слое; при этом за пределами МКАД (пункт Щербинка) концентрация примеси остается в пределах типичных фоновых значений, что служит дополнительным свидетельством отсутствия атмосферного переноса загрязнений в район Москвы.

Подобным образом был произведен анализ других эпизодов накопления CO в ПСА Москвы. Были получены характеристики накопления CO в толще атмосферы над городом в штилевые дни. Результаты представлены в табл. 4.

Средняя скорость накопления составила $4.40 \pm 1.73\%/ч$; такая скорость накопления в случае длительного штиля (например, 8–10 ч) может привести к увеличению содержания CO в атмосферной толще на 35–40%, а в отдельных случаях –

до 80% – и формированию уровня загрязнения в приземном слое с концентрациями CO, близкими к предельно допустимым. Подобный пример длительного штиля и связанного с ним высокого уровня загрязнения атмосферы Москвы был подробно разобран в [19].

Все вышесказанное свидетельствует о том, что даже в условиях сокращения антропогенных городских эмиссий случаи неблагоприятных метеорологических условий и в настоящее время могут привести к высоким концентрациям загрязняющих примесей в приземном воздухе такого крупного города, как Москва.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Заносы из Москвы в Звенигород относительно редки и приводят к существенному (более чем на 10%) повышению общего содержания CO в ЗНС в 5–6% случаев. Это обстоятельство позволяет использовать данные измерений ОС CO на ЗНС в качестве характеристик регионального фона.

2. Скорость уменьшения ОС CO в Москве в разные сезоны 2000–2018 гг. различна: $(-2.61 \pm 0.81\%/год)$ для января–марта и $(-1.81 \pm 0.57\%/год)$ для июля–сентября.

3. Установлено уменьшение среднегодовых величин фонового ОС CO $(-1.06 \pm 0.36\%/год)$, ЗНС, период 2000–2018 гг.). Однако после 2007 года спад фонового ОС CO замедлился; более того, в летние и осенние месяцы 2008–2018 гг. наблюдается рост фонового ОС CO со скоростью около 0.7%/год. Возможно, это увеличение связано с интенсификацией хозяйственной деятельности и автомобильного движения в загородных районах, а также с разрастанием мегаполиса.

4. Анализ метеорологических условий в ПСА Москвы и Московской и Калужской области установил:

– статистически незначимые изменения времени существования температурных инверсий в ПСА Москвы при выборке за год $(0.64 \pm 3.05\%/год)$ для 2006–2016 гг.) и отрицательные тренды этого параметра в Звенигороде $(-7.86 \pm 6.31\%/год)$ для 2008–2016 гг.);

– увеличение скорости ветра в слое 100–500 м в Москве в дневные часы $(0.64 \pm 0.36\%/год)$, среднегодовые значения 2000–2018 гг.);

– уменьшение повторяемости штилевых дней в Москве $(-7.06 \pm 3.48\%/год)$ для 2005–2017 гг.).

При этом скорость ветра в ПСА в окружающих Москву сельских районах практически не менялась.

Полученные результаты свидетельствуют в целом не только о сокращении антропогенных эмиссий, но также о “климатическом вкладе” в улучшение качества воздуха в Москве.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 16-17-10275. Анализ спутниковой информации выполнен в рамках проекта РФФ № 20-17-00200.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Ed. *T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley* IPCC, Cambridge; New York, 2013.
2. *Novelli P.C., Masarie K.A., Lang P.M.* Distributions and Recent Changes in Carbon Monoxide in the Lower Troposphere // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103(19). P. 015–033.
3. *Jacob D.J.* Introduction to Atmospheric Chemistry. New Jersey, Princeton: Princeton University Press, 1999. 267 p.
<https://doi.org/10.1515/9781400841547>
<http://acmg.seas.harvard.edu/people/faculty/djj/book/>
4. *Голицын Г.С., Гречко Е.И., Ван Г. Ван П., Джола А.В., Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ракитин В.С., Сафронов А.Н., Фокеева Е.В.* Исследование загрязнения Москвы и Пекина окисью углерода и аэрозолем // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2015. № 1. С. 1–12.
5. *Wang P., Elansky N.F., Timofeev Yu.M., Wang G., Golitsyn G.S., Makarova M.V., Rakitin V.S., Stabkin Yu.A., Skorokhod A.I., Grechko E.I., Fokeeva E.V., Safronov A.N.* Long-term trends of carbon monoxide total columnar amount in urban areas and background regions: ground- and satellite-based spectroscopic measurements // *Adv. Atmos. Sci.* 2018. V. 35. № 7. P. 785–795
6. *Тимофеев Ю.М., Поляков А.В., Виралайнен Я.А., Макарова М.В., Ионов Д.В., Поберовский А.В., Имхасин Х.Х.* Оценки трендов содержания климатически важных атмосферных газов вблизи Санкт-Петербурга // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. Т. 56. № 1. С. 97–103.
7. *Макарова М.В., Поберовский А.В., Осипов С.И.* Временная изменчивость общего содержания СО в атмосфере вблизи Санкт-Петербурга // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47. № 6. С. 801–808.
<https://doi.org/10.1134/S0002351511060101>
8. *Фока С.Ч., Макарова М.В., Поберовский А.В., Тимофеев Ю.М.* Временные вариации концентрации СО₂, СН₄ и СО в пригороде Санкт-Петербурга (Петергоф) // *Оптика атмосферы и океана.* 2019. Т. 32. № 10. С. 860–866.
9. *Elansky N.F., Ponomarev N.A., Verevkin Ya.M.* Air quality and pollutant emissions in the Moscow megacity in 2005–2014 // *Atmos. Environ.* 2018. V. 175. № 2. P. 54–64.
10. *Dlugokencky E., Crotwell A., Masarie K., White J., Lang P., Crotwell M.* NOAA measurements of long-lived greenhouse gases // *Asia – Pacific GAW Greenhouse Gases.* Newsletter KMA. 2013. V. 4. P. 6–9.
11. *De Mazière, M., Thompson A.M., Kurylo M.J., Wild J.D., Bernhard G., Blumenstock T., Braathen G., Hannigan J.W., Lambert J., Leblanc T., McGee T.J., Nedoluha G., Petropavlovskikh I., Seckmeyer G., Simon P., Steinbrecht W., Strahan S.* The Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC): history, status and perspectives // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 4935–4964.
12. *Jiang Z., Worden J.R., Worden H., Deeter M., Jones D.B.A., Arellano A.F., Henze D.K.* A fifteen year record of CO emissions constrained by MOPITT CO observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 4565–4583.
<https://doi.org/10.5194/acp-17-4565-2017>
13. *Yin Y., Chevallier F., Ciais P., Broquet G., Fortems-Cheiney A., Pison I., Saunois M.* Decadal trends in global CO emissions as seen by MOPITT, *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 13433–13451.
<https://doi.org/10.5194/acp-15-13433-2015>
14. *Krol M., Peters W., Hooghiemstra P., George M., Clerbaux C., Hurtmans D., McInerney D., Sedano F., Bergamaschi P., El Hajj M., Kaiser W., Fisher D., Yershov V., Muller J.-P.* How much CO was emitted by the 2010 fires around Moscow? // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 4737–4747.
15. *Safronov A.N., Fokeeva E.V., Rakitin V.S., Grechko E.I., Shumskii R.A.* Severe wildfires near Moscow, Russia, in 2010: modeling of carbon monoxide pollution and comparisons with observations // *Remote Sensing.* 2015. № 7. P. 395–429.
<https://doi.org/10.3390/rs70100395>
16. *Ghosh D., Basu S., Ball A.K., Sarkar U.* Spatio-temporal variability of CO over the Eastern Indo-Gangetic Plain (IGP) and in parts of South-East Asia: a MER-RA-2-based study // *Air Qual. Atmos. Health.* 2019. V. 12. P. 1153–1167.
<https://doi.org/10.1007/s11869-019-00728-2>
17. *Еланский Н.Ф., Курсанов А.А., Пономарёв Н.А., Постыляков О.В., Боровский А.Н., Веревкин Я.М.* Применение химико-транспортных моделей атмосферы для валидации эмиссий загрязняющих примесей в Москве // *Оптика атмосферы и океана.* 2020. Т. 33. № 2. С. 119–126.
DOI: 10.15372/AOO20200206.
18. *Rakitin V.S., Elansky N.F., Wang P., Wang G., Pankratova N.V., Shtabkin Yu.A., Skorokhod A.I., Safronov A.N., Makarova M.V., Grechko E.I.* Changes In Trends Of Atmospheric Composition Over Urban And Background Regions Of Eurasia: Estimates Based On Spectroscopic Observations // *Geography, Environment, Sustainability.* 2018. V.11. № 2. P. 84–96.
19. *Ракитин В.С., Фокеева Е.В., Гречко Е.И., Джола А.В., Кузнецов Р.Д.* Вариации содержания окиси углерода в атмосфере Московского мегаполиса // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47. № 1. С. 64–72.
20. *Yurganov L. N., Rakitin V., Dzhola A., August T., Fokeeva E., George M., Gorchakov G., Grechko E., Hannon S., Karpov A., Ott L., Semutnikova E., Shumsky R., Strow L.* Satellite- and ground-based CO total column observations over 2010 Russian fires: accuracy of top-down estimates based on thermal IR satellite data // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11. P. 7925–7942.
21. *Elansky N.F., Shilkin A.V., Ponomarev N.A., Semutnikova E.G., Zakharova P.V.* Weekly patterns and weekend effects of air pollution in the Moscow megacity // *Atmos.*

- Environ. 2020. V. 224. P. 54–64. 117303.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2020.117303>
22. *Dianov-Klokov V.I., Yurganov L.N., Grechko E.I., Dzhola A.V.* Spectroscopic measurements of atmospheric carbon monoxide and methane. 1: Latitudinal distribution // *J. Atmos. Chem.* 1989. V8. №2. P. 139–151.
 23. *Yurganov L.N., Grechko E.I., Dzhola A.V.* Long-term measurements of carbon monoxide over Russia using a spectrometer of medium resolution // *Recent Res. Devel. Geophys.* 2002. №. 4. P. 249–265.
 24. *Кузнецов П.Д.* Акустический локатор ЛАТАН-3 для исследований атмосферного пограничного слоя // *Оптика атмосферы и океана.* 2007. Т. 20. № 8. С. 749–753.
 25. *Aumann H.H., Chahine M.T., Gautier C., Goldberg M., Kalnay E., McMillin L., Revercomb H., Rosenkranz P.W., Smith W.L., Staelin D., Strow L., Susskind J.* AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: Design, science objectives, data products and processing systems // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41. № 2. P. 253–264.
 26. *McMillan W.W., Evans K.D., Barnet C.D., Maddy E.S., Sachse G.W., Diskin G.S.* AIRS V5 CO retrieval with DACOM in situ measurements // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2106505>
 27. AIRS/AMSU/HSB Version 6 Data Release User Guide. Ed. by *E.T. Olsen*. https://docsserver.gesdisc.eosdis.nasa.gov/repository/Mission/AIRS/3.3_Science-DataProductDocumentation/3.3.4_ProductGenerationAlgorithms/V6_Data_Release_User_Guide.pdf.
 28. *Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M. D., Ngan F.* NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2015. V. 96. P. 2059–2077.
 29. *Ситнов С.А., Мохов И.И., Горчаков Г.И.* Связь задымления атмосферы европейской территории России летом 2016 года с лесными пожарами в Сибири и аномалиями атмосферной циркуляции // *Докл. РАН.* 2017. Т. 472. № 4. С. 456–461.
 30. *Rakitin V.S., Skorokhod A.I., Pankratova N.V., Shtabkin Yu.A., Rakitina A.V., Wang G., Vasilieva A.V., Markarova M.V., Wang P.* Recent changes of atmospheric composition in background and urban Eurasian regions in XXI-th century // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.* 2020. Т. 606. № 1. P. 012048.
[doi:10.1088/1755-1315/606/1/012048](https://doi.org/10.1088/1755-1315/606/1/012048).

Long-Term Tendencies of Carbon Monoxid Total Content in the Moscow Megapolis Atmosphere

V. S. Rakitin^{1,*}, N. F. Elansky^{1,}, A. I. Skorokhod^{1,***}, A. V. Dzhola^{1,****}, A. V. Rakitina^{1,*****},
A. V. Shilkin^{1,2,*****}, N. S. Kirillova^{1,*****}, and A. V. Kazakov^{1,*****}**

¹*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia*

²*RPO "Taifun", Pobedy str., 4, Obninsk, Kaluga province, 249038 Russia*

**e-mail: vadim@ifaran.ru*

***e-mail: n.f.elansky@mail.ru*

****e-mail: skorokhod@ifaran.ru*

*****e-mail: dzhola@yandex.ru*

******e-mail: rakitinarabota@gmail.com*

******e-mail: dogget@list.ru*

******e-mail: n.kirillova65@gmail.com*

******e-mail: artem.kasakov@gmail.com*

Complex analysis results of CO total content (CO TC) measurements on OIAP stations in Moscow and its outskirts as well as Mosecomonitoring network data are presented with using of satellite monitoring results and information on ABL parameters in Moscow and surrounding regions. CO TC and meteorological parameters long-term variability was investigated, carbon monoxide accumulation characteristics during calm days and Moscow integral emission estimates were obtained. A decrease in CO TC in the 2000–2018 for was established Moscow ($-2.56 \pm 0.52\%/year$) and ZSS ($-1.06 \pm 0.36\%/year$). However, the rate of decrease in both sites is different in different seasons and periods. After about 2007–2008, the rate of CO TC reduction decreased at both sites. In the 2008–2018 at the ZSS, an increase in CO TC at a rate of about $0.7\%/year$ was recorded in the summer and autumn months. An increase in the wind speed in the atmospheric boundary layer of Moscow in different periods of 2000–2018 was established at a rate of $0.4–1.6\%/year$. At the same time, no statistically significant changes in wind speed were found in the Kaluga region. The recurrence of calm days in Moscow in 2006–2017 decreased ($-7.06 \pm 3.96\%/year$) with a decrease in the anthropogenic part of the CO content in the same period ($-6.72 \pm 3.48\%/year$). The results obtained indicate the influence of the climatic (meteorological) factor on air quality in Moscow.

Keywords: atmospheric composition, carbon monoxide, atmospheric spectroscopy, remote sensing, megapolis, trends