

СОДЕРЖАНИЕ

Том 57, номер 3, 2021

Полярная метеорология (результаты российских исследований в 2015–2018 гг.) <i>А. В. Клепиков, А. И. Данилов</i>	261
Исследование с помощью лагранжевых методов аномально устойчивого арктического стратосферного вихря, наблюдавшегося зимой 2019–2020 гг. <i>А. Н. Лукьянов, П. Н. Варгин, В. А. Юшков</i>	278
Многоточечные измерения температуры и ветра в приземном слое <i>Е. А. Шишов, О. А. Соленая, О. Г. Чхетиани, Г. В. Азизян, В. М. Копров</i>	286
Асимптотика максимальных ветровых порывов в Московском мегаполисе: цели, принципы расчетов и статистика наблюдений <i>В. П. Юшков</i>	298
Гиперспектральная модель переноса солнечного излучения в атмосфере с перистыми облаками <i>Т. А. Сушкевич, В. А. Фалалеева</i>	312
Определение содержания CO ₂ в тропосфере и стратосфере наземным ИК методом <i>Ю. М. Тимофеев, Г. М. Неробелов, А. В. Поберовский, Н. Н. Филиппов</i>	322
Временные вариации состава атмосферного аэрозоля в Москве весной 2020 года <i>Д. П. Губанова, А. А. Виноградова, М. А. Иорданский, А. И. Скороход</i>	334
Анализ повторного появления зимних аномалий характеристик верхнего слоя Северной Атлантики по данным реанализов <i>П. А. Сухонос, Н. А. Дианский</i>	349
Внутренние гравитационные волны от осциллирующего источника возмущений в океане <i>В. В. Булатов, Ю. В. Владимиров, И. Ю. Владимиров</i>	362
Моделирование распространения тихоокеанских вод в Охотском море <i>П. А. Файман, С. В. Пранц, М. В. Будянский, М. Ю. Улейский</i>	372

Contents

Vol. 57, No. 3, 2021

Polar Meteorology: the Results of Russian Research in 2015–2018 <i>A. V. Klepikov and A. I. Danilov</i>	261
Lagrangian Studies of the Abnormally Stable 2019–2020 Arctic Stratospheric Vortex <i>A. N. Lukyanov, P. N. Vargin, and V. A. Yushkov</i>	278
Multi-Point Measurements of Temperature and Wind in the Surface Layer <i>E. A. Shishov, O. A. Solenaya, O. G. Chkhetiani, G. V. Azizyan, and V. M. Koprov</i>	286
The Asymptotic Behavior of the Maximum Wind Gust Distribution in Moscow Metropolis: Goals, Principles of Calculations and Observation Statistics <i>V. P. Yushkov</i>	298
Hyperspectral Model of Solar Radiation Transfer in an Atmosphere with Cirrus Clouds <i>T. A. Sushkevich and V. A. Falaleeva</i>	312
Evaluation of CO ₂ Content in Troposphere and Stratosphere by Ground-Based IR Method <i>Yu. M. Timofeyev, G. M. Nerobelov, A. V. Poberovskii, and N. N. Filippov</i>	322
Temporal Variations in Composition of Atmospheric Aerosol in Moscow in the Spring of 2020 <i>D. P. Gubanova, A. A. Vinogradova, M. A. Iordanskii, and A. I. Skorokhod</i>	334
Analysis of the Reemergence of the Winter Anomalies of the Characteristics of the Upper Layer of the North Atlantic According to Re-Analysis Data <i>P. A. Sukhonos and N. A. Diansky</i>	349
Internal Gravity Waves from Oscillating Source in Ocean <i>V. V. Bulatov, Yu. V. Vladimirov, and I. Yu. Vladimirov</i>	362
Simulated Pathways of the Northwestern Pacific Water in the Okhotsk Sea <i>P. A. Fayman, S. V. Prants, M. V. Budyansky, and M. Yu. Uleysky</i>	372

УДК 551.506:551:582

ПОЛЯРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ (РЕЗУЛЬТАТЫ РОССИЙСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 2015–2018 гг.)

© 2021 г. А. В. Клепиков^{а, *}, А. И. Данилов^а

^аАрктический и антарктический научно-исследовательский институт,
ул. Беринга, 38, Санкт-Петербург, 199397 Россия

*e-mail: klep@aari.ru

Поступила в редакцию 18.01.2020 г.

После доработки 12.02.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

Представлен обзор результатов российских полярных исследований в 2015–2018 гг., подготовленный в Комиссии по полярной метеорологии Национального геофизического комитета для Национального отчета по метеорологии и атмосферным наукам к XXVII Генеральной Ассамблее Международного союза геодезии и геофизики (г. Монреаль, Канада, 8–18 июля 2019 г.)^{1, 2}.

Ключевые слова: Арктика, Антарктика, изменение климата, метеорология, естественная изменчивость, потепление

DOI: 10.31857/S0002351521030068

1. ИССЛЕДОВАНИЯ ПО МЕТЕОРОЛОГИИ АРКТИКИ

Арктические регионы характеризуются самыми сильными и быстрыми климатическими изменениями. Скорость потепления в Арктике в последние десятилетия существенно больше глобальной и полушарной скорости. Отмеченное арктическое усиление, характеризующее степень более резких изменений климата в высоких широтах по сравнению с более низкими, связано с влиянием ряда факторов. На проявление арктического усиления влияют зависимость теплового излучения и альбедо системы от температуры, изменения вертикальной температурной стратификации атмосферы, меридионального теплопереноса, содержания в атмосфере водяного пара и облаков. Наиболее впечатляющие изменения в последние десятилетия связаны с очень быстрым уменьшением ледовитости Арктического океана, особенно в конце лета. Происходящие изменения свидетельствуют о возможной перспективе отсутствия морских льдов в Арктическом бассейне в летне-осенние месяцы уже в первой половине XXI века. Изменение режима распространения морских льдов в Арктике имеет большое значение в связи с перспективой развития арктических морских

транспортных систем и освоением шельфа. Все эти проблемы представлены в развернутых обзорах [1–3].

В работе [4] представлена оценка изменения климата в Арктике в процессе развития глобального потепления и рассмотрена роль различных факторов в усилении изменений в Арктике. Показано, что повышение температуры приземного воздуха началось в 1990-е гг. и достигло максимума в 2012 г. (по данным за 1951–2014 гг.) Одновременно произошло быстрое сокращение ледяного покрова Арктики в конце летнего периода и достигло самого глубокого минимума в сентябре 2012 г. Изменения летней температуры воздуха в морской Арктике и протяженность морского льда в сентябре коррелируют с коэффициентом -0.93 для 1980–2014 гг. Квадратичные и линейные модели зависимости между летней температурой воздуха и протяженностью морского льда указывают на период с 2029 по 2037 г. как на период исчезновения льда в сентябре. Приток теплой и соленой атлантической воды и смещение ее границ распространения в субатлантической Арктике, особенно значительное в Баренцевом море, влияют на изменение протяженности морского льда в зимний период. Показано, что наибольший вклад в усиление потепления климата Арктики вносит перенос тепла атмосферой к полюсам. Этот перенос составляет почти 90% тренда средней температуры в Арктике, большую часть тренда средней температуры в Северном полушарии и более по-

¹ Russian National Report: Meteorology and Atmospheric Sciences (2015–2018). Ed. by I.I. Mokhov, A.A. Krivolutsky. Moscow: MAKS Press, 2019. 332 p.

² Мохов И.И. Российские исследования в области атмосферных наук и метеорологии в 2015–2018 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 6. С. 3–5.

ловины тренда глобальной средней температуры с 1969–2008 гг. [4].

В [5] проверяется предположение, что усиление потепления в Арктике, вызывающее уменьшение меридионального градиента температуры в тропосфере, увеличивает колебания планетарных волн, приводящих к экстремально погодным условиям в средних широтах. Для проверки этого изучается реакция атмосферы на арктическое усиление потепления на прогнозируемый летний период (при котором океан свободен от морского льда) с использованием модели атмосферы с заданными граничными условиями на поверхности из современной планетарной климатической модели. Помимо стандартного моделирования глобального потепления, был также проведен эксперимент по чувствительности к аномалиям температуры морского льда и температуры поверхности моря в Арктике. Показано, что при глобальном потеплении усиление переноса тепла на север вносит основной вклад в уменьшение меридионального градиента температуры в полярной тропосфере в холодное время года, вызывая более сильные колебания планетарных волн. Однако, хотя усиление потепления в Арктике значительно увеличивает температуру приземного воздуха в полярном регионе, оно недостаточно велико, чтобы вызвать рост колебаний планетарных волн [5].

В [6] обсуждаются возможные механизмы формирования значимых погодно-климатических аномалий на территории России в последние годы и их связь с глобальными изменениями климата и естественными квазициклическими процессами. Анализируются экстремальная жара 2010 г., наводнение на Амуре 2013 г. и аномально холодные зимы, связанные с формированием долгоживущих блокирующих антициклонов, для которых при продолжении глобального потепления можно ожидать общего увеличения повторяемости. При определении связи таких событий с глобальным потеплением необходимо учитывать эффекты регионально и глобально климатически значимых естественных квазициклических процессов, в том числе атлантического долгопериодного колебания, тихоокеанской десятилетней осцилляции и явления Эль-Ниньо–южное колебание [6].

Оценка взаимосвязи между изменениями площади морского льда и климатом Арктики представлена [7]. Повышение температуры приземного воздуха (SAT) в морской Арктике хорошо связано с уменьшением площади морского льда (SIE) летом. Была обнаружена сильная корреляция (коэффициент равен -0.93) между летним SAT в морской Арктике и индексом морского льда за сентябрь 1980–2014 гг. (среднее значение SIE в Арктике с 1978 г. по спутниковым данным в миллионах км²). На основании этого факта аномалии SIE в Аркти-

ке для сентября были реконструированы с начала XX века с использованием линейной регрессии. Реконструированная SIE показывает существенное снижение в 1930–1940-х гг. с минимумом в 1936 г., что, однако, составляет только половину снижения в 2012 г. Сильная связь между летней SAT и сентябрьской SIE использовалась для оценки начала исчезновения морского льда в Северном Ледовитом океане летом. Согласно оценкам, сделанным с помощью простой регрессионной модели, можно ожидать сезонного освобождения Северного Ледовитого океана ото льда уже в середине 2030-х гг. Влияние притока теплой и соленой атлантической воды (AW) на зимнюю SIE было оценено на примере Баренцева моря. Эта оценка выявляет когерентную пространственную картину распространения AW, представленную распределением солености поверхности и положением кромки морского льда, а также значительную корреляцию между притоком AW и максимальной площадью морского льда [7].

В [8] представлен обзор недавно опубликованных результатов исследований по ключевым проблемам эволюции морского ледяного покрова в Арктике. Показано, что потепление климата, отражаемое повышением приповерхностной температуры воздуха, и сокращение ледового покрова развиваются с высокой степенью согласия в летний сезон. На этом основании восстановлены аномалии сентябрьской площади льда с 1900 г., показавшие значительное понижение в 1930–1940 гг., но почти в 2 раза меньшее, чем в 2007–2012 гг. Влияние колебаний притока теплой и соленой атлантической воды отмечено в изменениях максимальной площади льда зимой в Баренцевом море. Установлено усиление положительного тренда температуры воздуха поздней осенью – в начале зимы 1993–2012 гг. в результате увеличения площади открытой воды в конце лета. Внутренние закономерности изменчивости площади льдов позволили разработать прогноз ежемесячных значений протяженности морских льдов с заблаговременностью от полугода до двух лет, а их тесная связь с температурой воздуха летом использована для оценки наступления летнего очищения Арктики ото льда.

Влияние аномалий температуры поверхности океана (ТПО) в низких широтах Северной Атлантики на морской ледяной покров и температуру приземного воздуха в Арктике обсуждается в [9, 10]. Проанализированы данные о ТПО в Атлантическом океане из HadISST, ряды температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану, а также среднемесячные данные о протяженности морского льда и температуре поверхности воздуха в Северном Ледовитом океане и Северном полушарии. Кросс-корреляционный анализ применялся для определения максимальных коэффициентов корреляции между аномалиями ТПО, климати-

ческими характеристиками и их соответствующими задержками во временных рамках от 33 до 38 мес. Обнаружено наличие тесной связи между изменениями ТПО Атлантики в низких широтах и площадью морского льда в Северном Ледовитом океане с коэффициентами корреляции до 0.90 и задержками до 3 лет. Предложен механизм формирования дистанционного воздействия низкоширотных аномалий ТПО на аномалии морского льда в Северном Ледовитом океане.

Существуют разные точки зрения на роль атмосферных притоков тепла и влаги в усилении летнего потепления в Арктике, которые часто основаны на анализе среднегодовых данных. В [11, 12] выполнен анализ летних атмосферных переносов, их влияния на температуру воздуха и содержание водяного пара в атмосфере, тенденций многолетних изменений переносов, отмечена важная роль притоков влаги из Северного Ледовитого океана в летний сезон и их влияние на рост нисходящей длинноволновой радиации и усиление сокращения площади льда.

В [13] показано, что запаздывание изменений концентрации углекислого газа в атмосфере относительно изменений глобальной приповерхностной температуры, полученное по данным палеореконокструкций, воспроизводится в рамках общепринятых климатических моделей и не противоречит выводам о ключевой роли антропогенного парникового эффекта в современных изменениях климата. Также получено, что зависимость растворимости углекислого газа в океане от температуры не меняет принципиальным образом взаимное запаздывание между концентрацией углекислого газа в атмосфере и глобальной приповерхностной температурой при внешнем воздействии на систему.

Прогнозы приземной температуры воздуха, осадков и испарения в Арктике в XXI веке с использованием ансамбля климатических моделей CMIP5 проанализированы в [14, 15]. Прогнозы показаны для трех сценариев радиационного воздействия на климатическую систему: RCP2.6, RCP4.5 и RCP8.5. Проводится сопоставление с результатами расчетов с моделями CMIP3 для сценариев SRES.

В [16] проведено исследование взаимосвязей между климатическими процессами Северной Атлантики и Арктики. Показано, что таяние льда в Арктике в 70–90-х гг. XX столетия связано с изменчивостью климата в Северной Атлантике, хорошо отражаемой в индексах Атлантической мультидекадной осцилляции и интенсивности Атлантической меридиональной циркуляции. Последний отражает также климатические изменения в потоках тепла и пресной воды с поверхности Северной Атлантики в атмосферу в средних широтах. Предложен физико-статистический прогностический сценарий климатиче-

ских изменений (комбинированный сценарий) на основе композиции “парникового” (внешнее воздействие) и “циклических” (внутренняя изменчивость климатической системы) эффектов. Проведены численные эксперименты с моделью общей циркуляции океана INMOM по ретроспективному и прогностическому воспроизведению термохалинной циркуляции и морского льда в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах. Анализ результатов расчетов и исследование их циклических свойств позволили по-новому подойти к описанию климатической изменчивости Арктики и Северного морского пути. Этот подход позволяет описывать рост температуры, вызванный не только эмиссией парниковых газов, но и изменчивостью климата (в частности похолодание, наблюдавшееся в 1950–1970-х гг.). Предложенный комбинированный сценарий климатических изменений свидетельствует о возможном похолодании в Арктике и соответствующем снижении продолжительности навигационного периода Северного морского пути в ближайшие 10–20 лет. В целом исследование направлено на оценку того, в какой степени изменчивость Северной Атлантики влияет на вариации климата Евразии, чтобы учесть их при последующем прогнозировании.

В [17] исследовано влияние притока атлантической воды на колебания климата в Баренцевом море. Исходными данными послужили ряды температуры воды на разрезе вдоль Кольского меридиана, ежемесячные значения площади льда, температуры воздуха на станциях, давления на уровне моря по данным реанализа, температуры поверхности воды. Использованы методы многомерного корреляционного, спектрального и факторного анализа, EOF-разложения. Установлено, что изменения притока атлантической воды определяют основную часть межгодовой изменчивости площади льда, температуры воды и температуры воздуха в Баренцевом море в холодную часть года. Влияние региональной циркуляции атмосферы на межгодовую изменчивость указанных характеристик мало. Обнаружено влияние аномалий температуры воды в районе Ньюфаундленда и в экваториальной области Северной Атлантики на характеристики климата Баренцева моря, реакция которых отстает от соответствующих аномалий от 9 до 58 мес. Высокий уровень корреляции между ними создает возможность разработки метода статистического прогноза площади льда и температуры воды в Баренцевом море с заблаговременностью до 4 лет.

В [18] рассматриваются возможности прогнозирования для полярных районов от суточного к сезонному масштабу. В последние годы полярные регионы привлекают к себе все больше внимания, чему способствуют ощутимые последствия антропо-

погенного изменения климата. Изменение климата в полярных регионах открывает новые возможности, такие как сокращения морских транспортных путей между Европой и Восточной Азией, но также и новые риски, такие как возможность аварий или чрезвычайных ситуаций в морях, покрытых льдом. Утверждается, что системы прогнозирования окружающей среды для полярных регионов менее развиты, чем где-либо еще. Для такой ситуации есть много причин, в том числе то, что полярные регионы исторически имеют более низкий приоритет, там меньше объем наблюдений на месте и больше локальных физических процессов, которые хуже представлены в моделях. Сопоставлена относительная важность различных физических процессов в полярных и низких широтах, проиллюстрирована необходимость специальных усилий по полярному прогнозированию. Определены приоритеты исследований, которые помогут расширить возможности полярного прогнозирования. Приоритеты включают улучшение системы наблюдений в полярных районах, использование объединенных моделей атмосферы, морского льда и океана даже для краткосрочного прогнозирования и улучшение понимания связи полярных широт и более низких широт и их роли для прогнозирования. С учетом масштабности решения предстоящих задач в суровых и удаленных полярных регионах утверждается, что быстрый прогресс будет возможен только при скоординированных международных усилиях.

В [19] рассмотрено влияние глобального потепления и быстрого сокращения площади морского льда в Арктике (вплоть до формирования в летний период безледных условий в Северном Ледовитом океане) на гидрологический режим в Северной Евразии. Выполнены ансамблевые расчеты климата и оценены изменения влагооборота атмосферы и водного баланса на крупных водосборах после исчезновения многолетнего морского льда в Арктике. На примере крупных водосборов сибирских рек показаны существенные изменения гидрологического режима, которые особенно проявляются в период интенсивного таяния снега — весной и в начале лета. Установлено, что ожидается увеличение повторяемости весенних паводков на речных водосборах, примыкающих к Северному Ледовитому океану. Показано, что сокращение ледяного покрова Северного Ледовитого океана не оказывает значительного влияния на изменение гидрологического цикла в Северной Евразии в отличие от глобального потепления.

В [20] для проведения численных экспериментов с гидрологической моделью CaMa-Flood были использованы ансамблевые расчеты изменения климата по региональной климатической модели ГГО (разрешение 25 км) для Северной Евразии.

С использованием этого подхода оцениваются неопределенности в прогнозах максимального расхода воды в реках и риски наводнений к 2050–2059 гг. по сравнению с периодом 1990–1999 гг. в соответствии со сценарием IPCC RCP8.5. Большой размер ансамбля (30 членов) наряду с достаточно высоким разрешением моделирования позволяет эффективно оценивать естественную изменчивость климата и расширяет наши возможности прогнозировать будущие изменения в экстремальных гидрологических явлениях. Показано, что годовой максимальный сток рек может почти удвоиться к середине XXI века в устьях крупных сибирских рек. В западных регионах незначительно возрастут риски опасных наводнений по сравнению с естественной климатической изменчивостью. Прогнозируется, что максимальная годовая площадь затопления в Сибири увеличится в основном на 2–5% по сравнению с исходным периодом. Обсуждается вклад естественной изменчивости климата в различных временных масштабах в неопределенность ансамблевого прогноза. Анализ показывает, что ожидаются значительные изменения в вероятности экстремального стока рек в местах расположения ключевых гидроэнергетических объектов. Делается вывод, что необходимы обширные исследования для разработки рекомендаций по поддержанию региональной энергетической безопасности.

Климатология облачности над Норвежским, Баренцевым и Карским морями (НБК), основанная на долгосрочных визуальных приземных наблюдениях, представлена в [21]. Среднегодовая общая облачность (СОО) над НБК практически одинакова над покрытой морским льдом (МЛ) частью поверхности и открытой водой (ОВ): 73 ± 3 и $76 \pm 2\%$ соответственно. В целом, СОО имеет более высокую внутри- и межгодовую изменчивость над МЛ, чем над ОВ. Снижение СОО в середине XX века и увеличение в последние несколько десятилетий было обнаружено на отдельных станциях и для НБК в целом. В большинстве случаев эти изменения статистически значимы с величинами, превышающими неопределенность данных, связанную с приземными наблюдениями. Наиболее ярко выраженные тенденции наблюдаются осенью, когда происходят самые большие изменения сплоченности морского льда (СМЛ). СОО над ПЛ существенно коррелирует с СМЛ в Баренцевом море, со статистически значимым коэффициентом корреляции между годовым СОО и СМЛ. Облачность над ОВ слабо коррелирует с СМЛ. Общее увеличение частоты разорванной и рассеянной облачности и уменьшение частоты облачности и безоблачности было обнаружено над ОВ. Эти изменения статистически значимы и могут быть связаны с долговременными изменениями морфологических типов облач-

ности, а именно с увеличением количества кучевых и уменьшением количества слоистых облаков.

В исследовании [22] сравниваются сезонные вариации поверхностных потоков (турбулентные, радиационные и почвенного тепла) и другие вспомогательные данные об атмосфере, подстилающей поверхности и вечной мерзлоте, основанные на натурных данных, полученных в обсерваториях, расположенных на побережье Северного Ледовитого океана. Осредненные за час многолетние ряды данных со станций Эврика (Нунавут, Канада) и Тикси (Восточная Сибирь, Россия) анализируются более подробно, чтобы выявить сходства и различия в сезонных циклах на этих двух арктических станциях, которые расположены на существенно разных широтах (80.0° с.ш. и 71.6° с.ш. соответственно). Хотя в годовых циклах различных метеорологических параметров и потоков существуют значительные общие черты, различия в широте, местной топографии, облачности, снегопадах и характеристиках почвы приводят к заметным различиям в потоках и структурах атмосферного пограничного слоя и профилях температуры верхнего слоя почвы. Хотя участки более высоких широт (в данном случае Эврика) обычно получают меньше годовой приходящей солнечной радиации, зато они получают больше общей дневной приходящей солнечной радиации в течение летних месяцев, чем участки более низких широт (в данном случае Тикси). Это приводит к парадоксальному состоянию, когда средний активный слой (или линия оттаивания) глубже, а температура верхнего слоя почвы в середине лета выше в Эврике, которая расположена почти в 10° к северу от Тикси. В исследовании подчеркиваются различия в сезонных и широтных вариациях приходящей коротковолновой и чистой радиации, а также эффекты уменьшения облачности, которые приводят к временным и пространственным различиям в структуре пограничного слоя атмосферы и самого верхнего слоя почвы. В частности, теплый сезон короче, а амплитуда поверхностных потоков в полдень в середине лета обычно меньше в Эврике, чем в Тикси. В темную полярную ночь и в холодное время года, когда земля покрыта снегом, а температура воздуха ниже нуля, приповерхностная среда обычно стабильно стратифицирована, а среднечасовые турбулентные потоки довольно малы и нерегулярны, в среднем, с небольшими потоками явного тепла, направленными вниз и направленными вверх потоками скрытого тепла и двуокиси углерода. Величина турбулентных потоков быстро увеличивается, когда снег исчезает с поверхности, а температура воздуха поднимается выше нуля во время весеннего таяния и в конечном итоге достигает летнего максимума. В течение летних месяцев обычно наблюдаются сильные восходящие потоки явного и скрытого тепла

и нисходящий поток углекислого газа (поглощение поверхностью), что указывает на постоянную нестабильную (конвективную) стратификацию. Из-за совместного воздействия большой продолжительности дня (например, в Эврике) и высоты Солнца над горизонтом конвективный пограничный слой формируется в высоких широтах Арктики и летом может достигать долгоживущих квазистационарных состояний. В конце лета и в начале осени все турбулентные потоки быстро уменьшаются по величине, когда температура воздуха понижается и опускается ниже нуля.

Статья [23] продолжает цикл работ по описанию современного климата приземной атмосферы Северной Якутии и, более подробно, района Гидрометобсерватории Тикси. Климатические характеристики минимальной и максимальной температуры воздуха получены по данным стандартных метеорологических измерений с 1978 по 2010 г. на 22 морских и континентальных ГМС, а для ГМО Тикси — по всем доступным данным с 1936 по 2015 г. Приведенные оценки дополняют информацию климатических справочников, основанную на данных, полученных до 1980 г., а на ряде ГМС и до 1965 г. Представлены таблицы основных характеристик экстремумов по месяцам, карты пространственного распределения и сопряженности, годовые экстремумы (наибольшие и наименьшие значения, их распределение по месяцам и тренды), климатические параметры амплитуды годового хода, оценки экстремальных значений температуры, возможных один раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет. Дополнительно исследованы синоптические условия возникновения штормов и резких перепадов температуры.

Результаты сравнительного анализа замеров осадков российскими и норвежскими датчиками в Баренцбурге, Западный Шпицберген, обсуждаются в [24]. В [25, 26] обсуждаются результаты измерений альbedo поверхности снежного ледника Свальбарда на примере ледника Альдегонда (залив Гринфьорд) и окрестностей российского поселка Баренцбург, полученные в последние годы, включая полевую фазу МПГ 2007–2008 гг. Проанализирована пространственная и временная изменчивость альbedo и ее связь с поверхностным антропогенным загрязнением.

Данные о спектральном составе коротковолнового излучения, отражающегося от снега и глубоко проникающего в снежный покров, полученные в районе поселка Баренцбург (Свальбард), обсуждаются в [27]. Измерения проводились с помощью спектрального радиометра TriOS Ramses в диапазоне длин волн 280–950 нм. Полученные результаты позволяют более корректно учесть влияние антропогенного загрязнения на радиационные свойства снежного покрова в условиях производ-

ственной деятельности по добыче и сжиганию угля в Баренцбурге.

В [28] обобщены результаты наблюдений за концентрацией метана в приповерхностном слое атмосферы, выполненных в экспедициях Арктического и антарктического научно-исследовательского института в 2002–2014 гг. Наблюдения проводились на дрейфующих станциях “Северный полюс-36” и “Северный полюс-39” в Центральной Арктике, в Гидрометеобсерватории Тикси, расположенной на берегу моря Лаптева в зоне многолетней мерзлоты и на научно-исследовательской станции “Остров Самойловский” в дельте р. Лены.

В [29] рассматриваются эпизодические выбросы метана объемом 4 млн^{-1} в нижний слой атмосферы вблизи материкового склона Северного Ледовитого океана. Установлено, что такие выбросы метана могут быть связаны с эрозией осадочных пород, содержащих газогидраты, например, в результате действия мутьевых (аналог селевых) потоков, вызванных неустойчивостью склоновых течений, а также геологической активностью в зоне больших перепадов глубин. Отмечается повышенный фон концентрации метана в центральной части Северного Ледовитого океана, вызванный, вероятно, биологической активностью в толще морского льда и на его нижней границе.

В [30] с использованием модели донных отложений ИФА РАН и модели циркуляции Северного Ледовитого океана Северной Атлантики ИВМиМГ СО РАН проанализирован отклик характеристик многолетнемерзлого слоя донных отложений и зоны стабильности субаквальных метангидратов в зависимости от значений параметров задачи интенсивности геотермального потока тепла на нижней границе расчетной области донных отложений, а также глубины этой границы. В [31] проведены расчеты термического состояния грунтов п-ва Ямал и сопредельных регионов для последних 90 тыс. лет. Согласно полученным результатам при климатических условиях максимума оледенения около 90 тыс. лет назад глубина верхней границы зоны стабильности метангидратов в этом регионе могла достигать поверхности. Получены оценки влияния современных климатических изменений на прочность мерзлых пород и устойчивость реликтовых метангидратов п-ва Ямал. Формирование воронок после газовых выбросов на Ямале может быть связано с дестабилизацией реликтовых метангидратов в результате повышения приповерхностной температуры в последние годы. В [32] на основе результатов моделирования термического режима многолетнемерзлых грунтов и модельных расчетов климатических изменений в пределах последних 100 тыс. лет оценивается влияние современных климатических изменений на проч-

ность мерзлых пород и устойчивость реликтовых газовых гидратов п-ова Ямал.

В [33] с использованием ансамбля модельных расчетов термического режима многолетнемерзлых грунтов и палеореконструкций получены оценки устойчивости метангидратов континентальной криолитозоны регионов Северной Евразии и Северной Америки с риском газовых выбросов в атмосферу в результате возможной диссоциации газгидратов в оптимуме голоцена и при современных климатических условия. В [34] представлены результаты моделирования изменений термического режима многолетнемерзлых грунтов с оценкой термобарических условий формирования, стабильности и диссоциации газовых гидратов на п-ве Ямал с учетом образования и деградации покровного оледенения, трансгрессии моря и различных геотермальных потоков.

В [35] с использованием спутниковых данных AIRS для периода 2003–2016 гг. проанализирована связь региональных аномалий содержания метана в атмосфере с аномалиями температуры у поверхности на севере Западной Сибири, в частности на п-ве Ямал летом 2016 г. Получены количественные оценки региональных аномалий, трендов и чувствительности изменений содержания метана в атмосфере к изменениям приповерхностной температуры на межсуточном и межгодовом масштабах. Отмечены особенности крупномасштабной атмосферной циркуляции, способствовавшей формированию аномального температурного режима над севером Западной Сибири с увеличением регионального содержания метана в атмосфере.

В [36] представлены количественные оценки вклада радиационного воздействия парниковых газов и атлантической мультidesятилетней осцилляции в тренды глобальной приповерхностной температуры и приповерхностной температуры в разных широтных зонах.

Характеристики циклонов (частота, интенсивность и размер) и их изменения в арктическом регионе при более теплом климате были проанализированы в [37] с использованием моделирования по региональной климатической модели HIRHAM с антропогенным сценарием SRES-A1B для XXI века. Основное внимание уделялось циклонам для теплого (апрель–сентябрь) и холодного (октябрь–март) сезонов. Современные циклонические характеристики, полученные при моделировании HIRHAM, в целом согласуются с данными реанализа ERA-40. Отмеченные различия в частоте циклонов связаны с разным пространственным разрешением при моделировании и данных повторного анализа. Проанализированы возможные будущие изменения характеристик циклонов в конце XXI века. Согласно моделированию, частота циклонов увеличивается

в теплое время года и уменьшается в холодное время года для более теплого климата в XXI веке.

В [38] оценена возможность выявления полярных мезоциклонов (ПМЦ) в атмосфере европейского сектора Арктики (ECA) по разным данным реанализа (NASA-MERRA, ERA-INTERIM, NCEP-CFSR, ASR) с различным пространственным разрешением и по расчетам с региональной климатической моделью высокого разрешения (PKM HIRHAM5). Получено, что по данным реанализа можно отождествлять до 65% арктических мезоциклонов, выявленных по спутниковым данным для 2002–2008 гг. (проект STARS – Sea Surface Temperature and Altimeter Synergy for Improved Forecasting of Polar Lows). Отмечено, что по данным арктического реанализа ASR при высоком пространственном разрешении воспроизводится больше ПМЦ, чем по остальным данным реанализа с более грубым пространственным разрешением. Отмеченные различия в характеристиках арктических мезоциклонов связаны как с особенностями моделей, используемых в реанализах, так и с особенностями ассимиляции данных. С использованием региональной климатической модели для арктических широт идентифицируется примерно столько же ПМЦ, как и по данным арктического реанализа ASR с высоким пространственным разрешением. Для воспроизведения мелких ПМЦ необходимы модели с более высоким пространственным разрешением и с адекватным описанием мезомасштабных процессов в Арктике.

В [39] выполнен анализ характеристик арктических циклонов и их внутри- и межгодовых вариаций, полученных по расчетам с региональной климатической моделью для Арктического региона (HIRHAM) со “спектральным притягиванием” (spectral nudging) в сопоставлении с данными реанализов с различным пространственным разрешением (ERA-Interim и ASR) для периода 2000–2009 гг. Отмечено, что характеристики арктических циклонов, особенности их пространственных распределений, годового хода и межгодовых вариаций по модельным расчетам в целом согласуются с данными реанализов, в том числе регионального арктического реанализа (ASR). Различия, отмеченные для повторяемости арктических циклонов, связаны, в частности, с разным пространственным разрешением данных и различиями в детектировании мелких циклонов, в том числе полярных мезоциклонов. Для воспроизведения мелких полярных мезоциклонов необходимы модели с более высоким пространственным разрешением и с адекватным описанием мезомасштабных процессов в Арктическом регионе.

Способность современных региональных климатических моделей воспроизводить активность циклонов в Арктике оценивается в [40] на основе

ансамбля из 13 расчетов на основе 11 моделей проекта Arctic-CORDEX. Характеристики циклонов, смоделированные ансамблем, сравниваются с результатами, полученными в четырех реанализах (ERA-Interim, NCEP Climate Forecast System Reanalysis, NASA Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications Version 2, and Japan Meteorological Agency-Japan 55-year reanalysis) для зимы и лета 1981–2010 гг. Статистические данные по циклонам, полученные при реанализе ERA-Interim и ASR, были сопоставлены за период 2000–2010 гг. Также количественно оцениваются отклонения в частоте, интенсивности и размере циклонов над Арктикой. Вариации частоты циклонов в различных моделях частично объясняются различиями в частоте циклонов над сушей. Различия между моделями максимальны для малых и мелких циклонов для обоих сезонов. Обнаружена связь между отклонениями зонального ветра на уровне 200 гПа и характеристиками циклонов для обоих сезонов. Большинство моделей недооценивают зональную скорость ветра в оба сезона, что, вероятно, приводит к недооценке средней глубины циклона и частоты глубоких циклонов в Арктике. В целом, региональные климатические модели могут воспроизводить пространственное распределение характеристик циклонов в Арктике.

В [41] циклоны в Арктике выявляются в четырех различных наборах данных реанализа с 1981 по 2010 г. Подробно исследуются пространственные и сезонные закономерности изменений их частоты, глубины и размера. Отмечены общие пространственные закономерности их возникновения, с центрами основной активности над морями зимой и с большей активностью над сушей и над полюсом летом. Глубокие циклоны чаще встречаются зимой, а количество слабых циклонов достигает максимума летом. Было получено хорошее согласие результатов для различных реанализов. Что касается изменений частоты, то следует отметить сильное уменьшение в Баренцевом море и вдоль побережья России к полюсу и увеличение в большей части центральной части Северного Ледовитого океана и в сторону Тихого океана зимой. Зимой области увеличения и уменьшения частот имеют одинаковый размер. Летом наблюдается продолжительный регион увеличения от моря Лаптевых к Гренландии, над Канадским архипелагом и над некоторыми более мелкими регионами к западу от Новой Земли и над Россией. На большей части Арктики частота сокращается. Установлено, что изменения частоты не связаны с изменениями глубины и размера циклона. Как правило, существует хорошее согласие между различными реанализами в пространственных моделях знака тренда. Масштабы

изменений в конкретном регионе могут сильно различаться в зависимости от данных.

Результаты экспедиционных измерений комплекса физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля в районах арктических и дальневосточных морей летом 2013 г. представлены в [42]. Обсуждаются особенности пространственного распределения и изменения во времени аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы в диапазоне длин волн 0.34–2.14 мкм и высоты пограничного слоя, массовых концентраций аэрозоля и черного углерода, а также дисперсного и химического состава аэрозоля. Над Северным Ледовитым океаном наблюдается уменьшение концентраций аэрозоля и черного углерода в северо-восточном направлении: более высокие значения наблюдались в районе Шпицбергена и у Кольского полуострова; минимальные значения наблюдались на северных окраинах моря Лаптевых. Средние значения АОТ (0.5 мкм) в этом удаленном регионе были 0.03; массовые концентрации аэрозоля и черного углерода составляли 875 и 22 нг/м³ соответственно. Пространственное распределение большинства характеристик аэрозолей над дальневосточными морями показывает их уменьшение в северном направлении. От Японского до Чукотского моря концентрация аэрозолей снизилась в среднем с 23.7 до 2.5 см⁻³, массовая концентрация черного углерода снизилась со 150 до 50 нг/м³, а АОТ снизилась с 0.19 до 0.03. Вариации высоты пограничного слоя, измеренные судовым лидаром: среднее значение 520 м, максимальное значение 1200 м. В широтном распределении высоты пограничного слоя имеется характерный минимум на широте ~55° с.ш. Для водоемов восьми морей приводится химический состав фракции водорастворимого аэрозоля (ионы, элементы) и малых газофазных частиц, а также оценки их вертикальных потоков. Показано, что вещества в основном (75–89%) поступают из атмосферы на поверхность моря вместе с газофазными частицами. Выпавшие ионы составляют от 11 до 24.5%, а микроэлементы составляют 0.2–0.4% от общей суммы водорастворимых компонентов. Средние вертикальные потоки аэрозольного вещества в Японском море в 4–7 раз больше, чем в акваториях арктических морей [42].

В [43] обсуждаются результаты спектральных измерений аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы, выполненных в теплые периоды 2011–2016 гг. в арктическом поселке Баренцбург (арх. Шпицберген). Приводятся статистические характеристики сезонной и межгодовой изменчивости АОТ атмосферы в диапазоне спектра 0.34–2.14 мкм. Среднее значение АОТ (0.5 мкм) за шестилетний период наблюдений составило 0.086, в том числе мелкодисперсная компонента АОТ – 0.062, грубодисперсная – 0.024. Показано,

что сезонная изменчивость лучше всего проявилась в уменьшении модальных (наиболее вероятных) значений мелкодисперсной компоненты АОТ от 0.055 весной до 0.025 осенью. По сравнению с предшествующим периодом (до 2011 г.) отмечено сближение средних значений АОТ весной и летом, обусловленное уменьшением содержания мелкодисперсного аэрозоля весной и ростом – летом. Наиболее вероятной причиной летнего роста АОТ являются эпизодические выносы дымового аэрозоля из бореальных зон Евразии и Северной Америки.

В [44] обсуждаются результаты сравнения средних физико-химических характеристик аэрозоля в соседних районах: в арктическом пос. Баренцбург (арх. Шпицберген) и над Баренцевым морем. Отмечено небольшое превышение (менее 002) аэрозольной оптической толщи атмосферы в островном районе относительно морского. Более значительно различаются микрофизические характеристики аэрозоля в приземном слое: концентрации сажи выше в Баренцбурге (в 4 раза), а концентрации частиц – над морем (в 2.4 раза). Абсолютные концентрации ионов в атмосфере Баренцбурга кратно меньше, чем над морем. Однако по относительному содержанию в обоих районах преобладают ионы Na⁺, Cl⁻ и NH₄⁺, SO₄²⁻, что свидетельствует о равнозначности вклада континентальных и морских источников.

Четыре года непрерывных измерений числового распределения аэрозолей в Тикси анализируются в [45]. Распределение частиц по размерам измеряли с помощью измерителя частиц с дифференциальной подвижностью (в диапазоне диаметров 7–500 нм) и аэродинамического измерителя частиц (в диапазоне диаметров 0.5–10 мкм). Влияние области источника на модальные характеристики и количество частиц, а также массовые концентрации представлены для разных сезонов. Среднемесячная медианная концентрация общего количества аэрозолей в Тикси колеблется от 184 см⁻³ в ноябре до 724 см⁻³ в июле с локальным максимумом в марте 481 см⁻³. Общая массовая концентрация имеет четко выраженный максимум в феврале–марте (1.72–2.38 мкг м⁻³) и два минимума в июне (0.42 мкг м⁻³) и в сентябре–октябре (0.36–0.57 мкг м⁻³). Эти сезонные циклы количества и массовых концентраций связаны с изолированными процессами и явлениями, такими как арктическая дымка ранней весной, которая увеличивает накопление и количество грубых частиц, а также образование вторичных частиц весной и летом, что влияет на зародышеобразование и концентрации частиц в моде Эйткена. Образование вторичных частиц часто наблюдалось в Тикси и, как было показано, несколько чаще встречается в морских потоках по сравнению с

континентальными воздушными потоками. Скорость образования частиц была максимальной весной, тогда как скорость роста частиц достигла пика летом. Эти результаты предполагают два разных источника вторичных частиц: антропогенное загрязнение является важным источником весной, а биогенные выбросы значительны летом. Влияние зависящих от температуры естественных выбросов на количество ядер аэрозольной и облачной конденсации было значительным: увеличение как массы частиц, так и числа ядер облачной конденсации (CCN) с температурой было выше, чем в любом предыдущем исследовании, проведенном над бореальным лесом. Предполагается, что помимо выбросов прекурсоров биогенных летучих органических соединений частые сибирские лесные пожары, хотя и находящиеся далеко, играют роль в составе аэрозолей в Арктике в самые теплые месяцы. На основании анализа кластеризации было выделено пять событий пожара, и было показано, что эти события в некоторой степени повлияли на массу частицы и число CCN. Кроме того, в тихие и холодные месяцы концентрации аэрозолей иногда увеличивались из-за местных источников аэрозоля в улавливающих инверсиях [45].

В [46] приведены результаты исследований аэрозольного состава приводного слоя атмосферы, выполненных в ходе экспедиции “Север-2015” на маршруте от порта Архангельск до архипелага Северная Земля в период 9–26 октября 2015 г. Полученные с высоким пространственно-временным разрешением данные о массовой концентрации черного углерода (ЕВС) на акваториях Белого, Баренцева и Карского морей показали ее значительную изменчивость: от фоновых значений порядка 20 нг/м^3 до значений более 1000 нг/м^3 в периоды переноса воздушных масс с континента. Кластерный анализ микроструктуры природных арктических аэрозолей позволил выделить доминирующие группы частиц морской соли и сульфатов кальция. При увеличении ЕВС до 250 нг/м^3 обнаружено появление групп углеродосодержащих аэрозолей и частиц, богатых серой, характерных для эмиссий при сжигании природного топлива.

В [47] получены оценки продолжительности навигационного периода и ее изменений в 1980–2013 гг. для Северного морского пути на основе спутниковых данных о концентрации морских льдов в Арктическом бассейне. Оценена способность современных климатических моделей воспроизводить современный режим морских льдов в Арктике и его изменения в сопоставлении со спутниковыми данными. Сделаны модельные оценки возможных перспектив Северного морского пути в XXI веке. В [48] получены новые оценки изменений продолжительности навигационного пе-

риода для Северного морского пути (СМП) на основе ансамблевых расчетов с современным поколением глобальных климатических моделей при умеренных антропогенных воздействиях в XXI в. С целью получения более надежных оценок проведен анализ способности современных климатических моделей воспроизводить в Арктическом бассейне, в частности на СМП, как средний режим морских льдов, так и их межгодовую изменчивость и тенденции изменения в сопоставлении со спутниковыми данными для последних десятилетий.

Возможности навигации по Северному морскому пути (СМП) по спутниковым данным и расчетам CMIP5 рассматриваются в [49]. Быстрое сокращение морского льда в Арктике за последние несколько десятилетий открывает новые перспективы для морского судоходства в Арктике. Как спутниковые данные, так и ансамбль климатических моделей CMIP5 использовались для оценки транзитного окна СМП, позволяющего осуществлять межконтинентальную навигацию между регионами Атлантики и Тихого океана. Проведен анализ расчетных дат начала и окончания сезона навигации по СМП. Показано, что современные климатические модели способны воспроизвести среднее время транзитного окна СМП и его тенденцию за последние несколько десятилетий. Выбранные модели демонстрируют, что темпы увеличения сезона навигации СМП замедлятся в течение следующих нескольких десятилетий при сценарии RCP4.5. К концу XXI века средние по ансамблю оценки показывают увеличение транзитного окна по СМП примерно на 4 и 6.5 мес. согласно RCP4.5 и 8.5 соответственно. Расчетные тенденции для даты окончания сезона навигации оказались более сильными по сравнению с тенденциями для даты начала [49].

В [50] утверждается, что при продолжении глобального потепления в XXI веке можно ожидать существенного увеличения продолжительности навигационного периода (ПНП) на Северном морском пути (СМП). В связи с достаточно большой неопределенностью чувствительности характеристик морских льдов в Северном Ледовитом океане к изменениям климата в современных климатических моделях необходимо использование методов анализа, учитывающих неопределенность результатов численных расчетов с такими моделями, а также неопределенность данных наблюдений. Цель данной работы – анализ изменений ПНП на СМП по расчетам с климатическими моделями ансамбля CMIP5 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 5) с использованием байесовой статистики. Получено, что при сценариях антропогенных воздействий RCP (Representative Concentration Pathways) 4.5 и 8.5 ожидаемая ПНП на СМП составит 2–3 мес. в середине XXI века и 3–6 мес. в его конце.

В статье [51] представлен анализ воздействия изменения климата на природные и экономические системы Арктики и существующие методы оценки климатических рисков. На основе анализа воздействия изменения климата на природные и экономические системы и население Арктики сформирован реестр рисков, связанных с изменением климата. Предлагается концептуальная модель для оценки воздействия изменения климата на различные системы. Выявлены основные проблемы выявления климатических рисков в Арктике. Были выбраны индикаторы изменения климата: температура приземного воздуха; протяженность морского льда и частота экстремальных гидрометеорологических явлений, влияющих на экономическую деятельность в морской Арктике и ее субрегионах. Рассмотрена методология оценки уязвимости природных и экономических систем морской части Российской Арктики, включая подверженность воздействиям, чувствительность и адаптивный потенциал. Это ключевые факторы, на основе которых определяется уязвимость систем к изменению климата, а также информационная поддержка процессов оценки и снижения последствий климатических угроз. Алгоритм разработанной методики определения уязвимости включает последовательность из семи шагов [51].

2. ИССЛЕДОВАНИЯ ПО МЕТЕОРОЛОГИИ АНТАРКТИКИ

В Антарктике большинство российских метеорологических и климатических исследований связано с проблемами палеоклимата и атмосферными аэрозолями.

Важная часть палеоклиматической информации погребена в самых нижних слоях глубоких ледяных кернов. Улучшение качества палеоклиматических данных для более отдаленного периода является одной из основных задач ближайшего будущего. Важно оценить, на какой глубине эти данные еще останутся качественными, поскольку близость коренных пород может повлиять как на записанную временную последовательность, так и на свойства льда. В [52] выполнено многопараметрическое исследование (δD – $\delta^{18}O_{ice}$, $\delta^{18}O_{atm}$, общее содержание воздуха, CO_2 , CH_4 , N_2O , пыль, химический состав с высоким разрешением, текстура льда) нижнего 60-метрового керна проекта EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) из района купола “Dome C” в Центральной Антарктиде. Эти нижние слои были разделены на две отдельные фации: нижние 12 м, показывающие видимые твердые включения (фации базального дисперсного льда), и верхние 48 м, которые мы будем называть “фациями базального чистого льда”. Некоторые данные соответствуют перво-

зданному палеоклиматическому сигналу, другие показывают явные аномалии. Показано, что ни крупномасштабное повторное замерзание подледниковой воды, ни перемешивание не могут объяснить наблюдаемые свойства придонного льда. Делается вывод, что палеоклиматический сигнал лишь незначительно влияет на глобальные свойства льда в нижней части купола EPICA Dome C, но что временная шкала была значительно искажена механическим растяжением MIS20 из-за возрастающего влияния подледниковой топографии, процесса, который мог начаться намного выше нижней части льда. Следовательно, четкий палеоклиматический сигнал не может быть получен из более глубокой части ледяного керна EPICA Dome C. Работа предполагает, что наличие плоской монотонной границы раздела лед–коренная порода, которая в несколько раз превышает толщину льда, будет решающим фактором при выборе будущего места бурения “древнейшего льда” в Антарктиде [52].

Результаты исследований морских донных осадков показывают, что около 1 млн лет назад изменился характерный период климатических колебаний, связанных с чередованием ледниковых и межледниковых эпох: циклы в 40 тыс. лет сменились циклами в 100 тыс. лет. Причины, которые привели к перестройке климатической системы планеты в середине плейстоцена (Mid Pleistocene Transition – MPT), пока не известны и привлекают к себе пристальное внимание климатологов. Может ли керн древнего деформированного льда, залегающего в районе станции Восток в интервале глубин 3310–3539 м, дать ответы хотя бы на часть вопросов, связанных с генезисом MPT? В [53] анализируются предварительные результаты изучения этого керна и обосновывается программа дальнейших углубленных исследований древнейшего антарктического льда со станции Восток под общим названием Vostok Oldest Ice Challenge (VOICE).

Потеря и изменение прошлой атмосферной информации из-за механизмов захвата воздуха в условиях низкого накопления исследованы в [54] посредством анализа непрерывных измерений CH_4 (и CO). Изменения концентрации метана были измерены во время события 17 Дансгаарда–Ошгера (DO-17, ~60000 лет назад) в ледяном керне с российской антарктической станции Восток из скважины 4Г-2. Измерения проводились с использованием анализа непрерывного потока в сочетании с лазерной спектроскопией. Результаты выделяют множество аномальных слоев сантиметрового масштаба, которые неравномерно распределены по ледяному керну. Аномальные отношения смеси метана отличаются от таковых в ближайших окружающих слоях на величину до 50 частей на миллиард. Это явление может быть

теоретически воспроизведено с помощью простой модели слоистого захвата, воспроизводящей очень локализованные инверсии шкалы возраста газа. Предлагается метод очистки данных от аномальных значений, направленный на минимизацию систематической ошибки в общем сигнале. После того как аномалии, вызванные слоистым захватом, будут удалены из записи, то кривая DO-17 кажется более гладкой, чем эквивалентная кривая по керну льда WAIS Divide с высокой аккумуляцией. Это ожидается из-за более медленных скоростей погружения и уплотнения слоев фирна при меньшем накоплении. Однако степень сглаживания оказывается на удивление похожей между современными условиями и условиями DO-17 на Востоке. Это предполагает, что ледниковые записи газовых примесей из мест с низким уровнем накопления на Восточно-Антарктическом плато могут обеспечить лучшее временное разрешение прошлых изменений состава атмосферы, чем ожидалось ранее [54].

В [55] представлены результаты детальных изотопных исследований 2000 образцов ледяного керна со станции Восток, относящихся к эпохе МИС-11 (370–440 тыс. лет назад). Обсуждаются методики измерения 17O -эксцесс на лазерном анализаторе, а также интерпретации изотопного состава, основанные на совместном анализе трех независимых параметров: δD , d -excess и 17O -excess. Реконструированы климатические условия в окрестностях станции Восток и в месте испарения влаги (над океаном). Полученные результаты сравниваются с опубликованными результатами по станциям Восток и Конкордия, а также с данными по морским колонкам DSDP 94-607 и ODP 177-1090.

Краткий обзор деятельности международного антарктического сообщества по поиску древнего льда в Антарктиде представлен в [56]. Приведены предварительные результаты работ, полученные на станции Восток в период 63-й Российской антарктической экспедиции, которые подтверждают, что возраст льда в уже полученном на станции керне превышает 1 млн лет. Сформулированы первоочередные задачи дальнейших исследований древнего антарктического льда на станции Восток и в районе Ледораздела В.

В [57] впервые на основании надежных полевых материалов составлены карты скорости накопления, изотопного состава и плотности снега для индоокеанского сектора Восточной Антарктиды и, более детально, для района подледникового оз. Восток. Анализ этих карт позволил установить региональные закономерности пространственной изменчивости указанных параметров. Обнаружен район минимальных значений изотопного состава и скорости аккумуляции снега. Показано, что в Центральной Антарктиде распределение гляцио-климатических характери-

стик с трудом подчиняется законам широтной зональности и высотной поясности, а на первое место выходит удаленность от источника влаги. Показан сложный характер взаимосвязи между изотопным составом снега и температурой воздуха в Центральной Антарктиде. Впервые продемонстрировано, что поверхность ледника над подледниковыми озерами является во многом уникальным местоположением с особыми метеорологическими и гляциологическими условиями.

По данным об изотопном составе ледяных кернов, полученных из скважин, пробуренных в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды между трассами Мирный–Восток и Прогресс–Восток, восстановлено изменение температуры воздуха и скорости снегонакопления за последние 350 лет [58]. Проанализирована связь временной изменчивости изотопного состава осадков с местной приземной температурой воздуха и температурой в источнике влаги. Обнаружено проявление малого ледникового периода, а также так называемого климатического сдвига 1970-х гг. в исследуемом секторе Антарктиды. Обсуждается роль неклиматических факторов, влияющих на формирование долгопериодных трендов в рядах изотопного состава осадков, получаемых по ледяным кернам.

На протяжении пяти летних сезонов и двух зимовок Российской антарктической экспедиции на станции Восток (Антарктида), в 2011–2015 гг., проводились прямые измерения скорости сублимации снега [59]. Установлено, что скорость сублимации зависит от двух параметров: приземной температуры воздуха и скорости ветра. В холодный период года (при средней суточной температуре $< -45^\circ\text{C}$) скорость сублимации примерно равна нулю, или даже имеет место конденсация водяного пара из атмосферы на снежную поверхность, которая в сумме за холодное полугодие составляет до 0.2 мм в. э. Суммарная сублимация снега в теплый период года (ноябрь–февраль) в среднем составляет около 2.3 мм в. э. Однако эта величина учитывает лишь сублимацию с поверхности снега, но не берет в расчет сублимацию снежных частиц во время метелевого переноса. Общая сублимация в течение антарктического лета может составлять 4–5 мм в. э. При современной скорости накопления снега на станции Восток, равной 23 мм в. э./год, годовое количество осадков в этом районе оценивается равным 25–28 мм.

Результаты гляциологических исследований в районе мегадюн в 30 км восточнее станции Восток представлены в [60]. Скорость накопления снега и содержание изотопов (δD , $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$) были измерены вдоль двухкилометрового профиля поперек гребня мегадюн вместе с точными измерениями высоты с помощью GPS и георадиолокации. Показано, что пространственная изменчи-

вость снегонакопления и содержания изотопов зависит от уклона поверхности. Скорость накопления закономерно изменяется на один порядок на расстоянии <1 км, при этом накопление уменьшается на подветренном склоне дюны и увеличивается накопление в впадине между дюнами. В то же время скорость накопления, усредненная по длине волны дюны (22 мм в. э.), хорошо соответствует значению, полученному на станции Восток, что свидетельствует об отсутствии дополнительной ветровой сублимации снега в мегадюнах по сравнению с окружающим плато. При этом изотопный состав снега отрицательно коррелирует со снегонакоплением. На основании проведенного анализа делается вывод, что пространственная изменчивость изотопного состава снега в районе мегадюн может быть объяснена постосадочными модификациями снега.

Чтобы лучше понять, как климатический сигнал передается от осадков к снегу, авторы [61] представляют результаты различных проб снега из Восточной Антарктиды. В [62] данные изотопного состава (δD) с шести участков на Земле Принцессы Елизаветы были использованы для реконструкции изменчивости температуры воздуха в этом секторе Восточной Антарктиды за последние 350 лет. Исследования изотопов воды с поверхности в Антарктике для количественной интерпретации данных кернов глубокого бурения льда представлены в [63].

В [64] продемонстрирована улучшенная временная синхронизация между ледяными кернами Гренландии и Антарктики во время геомагнитной экскурсии Лашампа ~ 41 тыс. лет назад. Это стало возможным с использованием новых измерений изотопа ^{10}Be с высоким разрешением. По оценке авторов, точность этой синхронизации составляет ± 20 лет, что на порядок лучше, чем ранее.

В [65] авторы описывают расширенную базу данных о стабильных изотопах воды в керне льда Антарктиды, состоящую из 112 записей и предназначенную для реконструкции изменчивости климата Антарктики в региональном и континентальном масштабах за последние 2000 лет. Новые реконструкции подтверждают значительную тенденцию к похолоданию с нулевого до 1900-го г. н. э. во всех регионах Антарктики, где были достаточно длинные ряды данных, за исключением побережья Земли Уилкса и побережья моря Уэдделла. Было обнаружено, что в рамках этой долгосрочной тенденции похолодания от нулевого до 1900 г. н. э. самый теплый период приходится на период между 300 и 1000 гг. С 1900 г. н. э. выявляются значительные тенденции потепления для Западно-Антарктического ледяного щита, побережья Земли Королевы Мод и регионов Антарктического полуострова, и эти тенденции устойчивы. Только для Антарктического полуострова эта тенденция

последнего столетия является необычной в контексте естественной изменчивости за последние 2000 лет [65].

Изменчивость снегонакопления в Антарктике в региональном масштабе за последние 1000 лет представлена в [66]. Всего было собрано 79 записей о накоплении снега из ледяных кернов, которые были отнесены к семи географическим регионам, отделяющим прибрежные зоны с высокой аккумуляцией на высоте ниже 2000 м от сухого центрального Антарктического плато. Региональные композитные данные годового снегонакопления были оценены на основе моделирования поверхностного баланса массы (SMB) из RACMO2.3p2 и осадков из реанализа ERA-Interim. За исключением побережья моря Уэдделла, композитные данные для районов, расположенных на небольшой высоте, отражают региональную изменчивость осадков и SMB в соответствии с модельными результатами. У районов Центральной Антарктиды такой согласованности нет, и они либо не отражают региональные осадки, либо указывают на неспособность модели уловить соответствующие процессы выпадения осадков на холодном и сухом центральном плато. Исследование подчеркивает важность прибрежных зон с низкой высотой, которые были недостаточно представлены в предыдущих исследованиях снегонакопления.

Авторы [67] сопоставляют современные изменения температуры воздуха и скорости накопления снега, полученные инструментальным путем на антарктической станции Восток, с палеоклиматическими реконструкциями за последние 250 лет. Показано, что период 1985–2015 гг., вероятно, был самым теплым 30-летием за последние 2,5 века. Скорость снегонакопления положительно коррелирует с изменчивостью температуры воздуха – это показывает, что повышение температуры в будущем будет сопровождаться ростом количества снега, накапливаемого в Антарктиде, что частично компенсирует рост уровня Мирового океана. Вместе с ростом температуры воздуха на протяжении последних 50 лет имело место и увеличение количества осадков, однако являются ли современные значения скорости снегонакопления аномальными для последних 250 лет на основании имеющихся данных, сказать трудно.

Реконструкции климата за последние 2000 лет исключительно важны для оценки потепления индустриальной эпохи на фоне естественной климатической изменчивости. В [68] представлена база данных температурных прокси-записей проекта PAGES2k. База данных содержит 692 записи из 648 локаций, включая все континентальные регионы и основные океанические бассейны. Использовались данные годовичных колец деревьев, кернов льда, донных отложений, кораллов,

данные из пещер и других архивов. Их продолжительность составляет от 50 до 2000 лет, в среднем 547 лет, а временное разрешение колеблется от двух недель до столетия. Почти половина временных рядов косвенных значений достоверно коррелирована с температурой поверхности HadCRUT4.2 за период 1850–2014 гг. Комбинированные данные о глобальной температуре демонстрируют замечательную степень согласованности между архивами высокого и низкого разрешения. База данных подходит для исследования глобальной и региональной изменчивости температуры в течение нашей эры.

Правильная оценка динамики обмена между стратосферой и тропосферой является ключевым моментом для улучшения понимания динамики климата на плато Восточной Антарктиды, поскольку здесь вклад стратосферы будет иметь важное значение. Хотя тритий (^3H или T), радионуклид, который естественным образом образуется в основном в стратосфере и быстро входит в круговорот воды в виде НТО, кажется первоклассным индикатором для изучения этих процессов, данных по тритию в этом регионе очень мало. Первые измерения концентрации трития с высоким разрешением за последние 50 лет в трех снежных шурфах со станции Восток представлены в [69]. Естественная изменчивость записей трития выявляет две выдающиеся частоты: одна составляет около 10 лет (что связано с солнечными циклами Швабе), а другая – с более короткой периодичностью. Несмотря на неопределенность датирования в этом коротком масштабе, наблюдается хорошая корреляция между ^3H и Na^+ и антикорреляция между ^3H и $\delta^{18}\text{O}$, полученная для отдельного шурфа. Результаты модели общей циркуляции атмосферы LMDZ, включая стабильные изотопы воды и тритий, демонстрируют ту же антикорреляцию ^3H - $\delta^{18}\text{O}$ и позволяют провести дальнейшее исследование связанных с этим механизмов. В межгодовом масштабе смоделированная ^3H изменчивость хорошо согласуется с индексом Антарктической осцилляции. По модельным расчетам поступления стратосферного трития в тропосферу происходят в зимних холодных и засушливых условиях.

Рассмотрена временная и пространственная изменчивость химического состава атмосферного аэрозоля, отобранного в период сезонных работ 52, 53, 55, 58–60-й РАЭ по маршруту следования НЭС “Академик Федоров” и “Академик Трешников” от станции Новолазаревская до станции Мирный [70]. Заметное снижение суммы ионов в аэрозоле в 2007–2008 гг. хорошо согласуется с исследованиями в районе Восточной Атлантики и связано с гидрологическими процессами в Атлантическом океане. Установлено высокое обогащение аэрозольных частиц Zn , Cu , Cr , Ba , Pb ,

Se , As , Ni , Cd . Содержание преобладающих химических компонентов (Na^+ , Cl^- , Zn , Fe), факторы и коэффициенты обогащения элементов ($\Phi\text{O} = 27\text{--}26\ 445$) и ионов ($\text{K} = 3.6\text{--}13.0$) в аэрозоле в поверхностном и свежевывавшем снеге ($\text{K} = 1.4\text{--}6.1$) прибрежной части Восточной Антарктиды свидетельствуют об идентичности источников формирования их состава.

В [71] обобщены результаты 12-летних исследований аэрозоля на маршруте Российских антарктических экспедиций в Восточной Атлантике и Южном океане. Проведен анализ пространственного распределения (с широтным шагом 5°) сезонной изменчивости (ноябрь/апрель) и взаимосвязей оптических и микрофизических характеристик аэрозоля. Показано, что среднее широтное изменение параметров аэрозоля в Восточной Атлантике превышает один порядок. Самые низкие значения наблюдаются вблизи Антарктиды, максимальные – в тропической зоне: аэрозольная оптическая толща ($0.5\ \mu\text{км}$) меняется от 0.02 до 0.5, счетные концентрации мелких частиц ($d = 0.4\text{--}1\ \mu\text{км}$) – $0.8\text{--}19\ \text{см}^{-3}$, концентрации крупных ($d > 1\ \mu\text{км}$) частиц – $0.04\text{--}2.2\ \text{см}^{-3}$, массовые концентрации аэрозоля – $0.5\text{--}14\ \text{мкг/м}^3$ и “сажи” – $0.026\text{--}0.7\ \text{мкг/м}^3$.

В [72] на основе данных многолетних (2004–2016 гг.) экспедиционных исследований проведено статистическое обобщение и районирование физико-химических характеристик аэрозоля в Восточной Атлантике (от Ла-Манша до Антарктиды). Для шести широтных зон Атлантического и Южного океанов ($>45^\circ$ с.ш., $20^\circ\text{--}45^\circ$ с.ш., $0^\circ\text{--}20^\circ$ с.ш., $0^\circ\text{--}20^\circ$ ю.ш., $20^\circ\text{--}55^\circ$ ю.ш., $>55^\circ$ ю.ш.) представлены средние значения основных характеристик аэрозоля: аэрозольной оптической толщи атмосферы, мелко- и грубодисперсной компоненты аэрозольной оптической толщи, счетных концентраций частиц, массовых концентраций аэрозоля, “сажи”, водорастворимых ионов (Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , K^+ , Ca^{2+} , NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-}) и газообразных примесей (SO_2 , HCl , HNO_3 , NH_3). Показано, что диапазон зональной изменчивости оптических и микрофизических характеристик аэрозоля – около одного порядка: самые большие средние значения наблюдаются в тропической зоне, минимальные – над Южным океаном. Зональные различия (от 1.3 до 4.3 раз) концентраций ионов и газообразных примесей существенно меньше и сопоставимы с синоптической изменчивостью. Максимальные концентрации “морских” ионов зафиксированы над Южной Атлантикой, “континентальных” ионов – в тропической и субтропической зонах Северного полушария, а минимальные концентрации всех ионов – над Южным океаном. Отмечена специфика географического распределения газообразных примесей: максимальные кон-

центрации HCl и NH₃ наблюдаются над Южной Атлантикой, SO₂ и HNO₃ — вблизи Европы, а самый низкий уровень — в тропической зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мохов И.И. Современные изменения климата Арктики // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
2. Алексеев Г.В., Большианов Д.Ю., Радионов В.Ф., Фролов С.В. 95 лет исследований климата и криосферы Арктики в ААНИИ // Лед и Снег. 2015. № 55(4). С. 127–140.
3. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Смоляницкий В.М., Фильчук К.В. Результаты и перспективы исследований климата и климатического обслуживания в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. № 64(3). С. 262–269.
4. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 11–26.
5. 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. 2016. V. 68. P. 32330.
6. 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.
7. 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. 2015. V. 36. № 9.
8. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5–19.
9. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Глок Н.И. Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на теплоотдачу атмосферы в Арктику // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. № 1. С. 106–123.
10. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктику // Лед и снег. 2017. № 57(3). С. 381–390.
11. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных теплопереносов и влагопереноса на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. № 1. С. 43–63.
12. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П., Гнатюк Н.В. Влияние атмосферного переноса тепла и влаги на летнее потепление в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3(113). С. 67–77.
13. Мурьшиев К.Е., Елисейев А.В., Мохов И.И., Тимажеев А.В. Взаимное запаздывание между изменениями температуры и содержания углекислого газа в атмосфере в простой совместной модели климата и углеродного цикла // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 6. С. 708–712.
14. Катцов В.М., Павлова Т.В. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха в Арктике в 21-м веке: результаты расчетов с помощью ансамблей глобальных климатических моделей (CMIP5 и CMIP3) // Труды ГГО. 2015. Вып. 579. С. 7–21.
15. Павлова Т.В., Катцов В.М. Ожидаемые изменения осадков и испарения в Арктике в 21-м веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (CMIP5) // Труды ГГО. 2015. Вып. 579. С. 22–36.
16. Панин Г.Н., Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В., Выручалкина Т.Ю. Оценка климатических изменений в Арктике в XXI столетии на основе комбинированного прогностического сценария // Арктика: экология и экономика. 2017. № 2(26). С. 35–52.
17. Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на изменения климата в Баренцевом море и их предсказуемость // Метеорология и гидрология. 2016. Т. 41. № 8. С. 38–56.
18. Jung T., Gordon N.D., Bauer P., Bromwich M., Chevallier J., Day J., Dawson F., Doblus-Reyes C., Fairall H.F., Goessling M., Holland J., Inoue T., Iversen S., Klebe P., Lemke M., Losch A., Makshtas B., Mills P., Nurmi D., Perovich P., Reid I.A., Renfrew G., Smith G., Svensson M., Tolstykh Q., Yang Advancing polar prediction capabilities on daily to seasonal time scales // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2016. V. 97. № 9. P. 1631–1647.
19. Мелешко В.П., Катцов В.М., Байдин А.В., Павлова Т.В., Говоркова В.А. Ожидаемые изменения гидрологического режима в Северной Евразии в результате исчезновения многолетнего морского льда в Арктике // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 5–21.
20. Shkolnik I., Pavlova T., Efimov S., Zhuravlev S. Future changes in peak river flows across Northern Eurasia as inferred from an ensemble of regional climate projections under the IPCC RCP8.5 scenario // Climate Dynamics. 2018. V. 50. P. 215–230.
21. Chernokulsky A.V., Esau I., Bulygina O.N., Davy R., Mokhov I.I., Outten S., Semenov A.V. Climatology and interannual variability of cloudiness in the Atlantic Arctic from surface observations since the late nineteenth century // J. Climate. 2017. V. 30. P. 2103–2120.
22. Grachev A.A., Persson P.O.G., Uttal T., Akish E.A., Cox C.J., Morris S.M., Fairall C.W., Stone R.S., Lesins G., Makshtas A.P., Repina I.A. Seasonal and latitudinal variations of surface fluxes at two Arctic terrestrial sites // Climate Dynamics. 2018. V. 51. P. 1793–1818.
23. Иванов Н.Е., Махитас А.П. Особенности изменчивости климата Северной Якутии — экстремумы температуры воздуха // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 112(2). С. 50–69.

24. *Urazgildeeva A.V., Sviashchennikov P.N., Ivanov B.V., Isaksen K., Førland E.J., Brækkan R.* Comparative analysis of Russian and Norwegian precipitation gauges measurements in Barentsburg, Western Spitsbergen // *Czech Polar Reports*. 2017. № 7(1). P. 1–5.
25. *Иванов Б.В., Священников П.Н.* Альbedo снежно-ледниковой поверхности архипелага Шпицберген // *Исслед. Земли из космоса*. 2015. № 4. С. 88–93.
26. *Иванов Б.В., Священников П.Н.* Альbedo снежно-ледниковой поверхности архипелага Шпицберген // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 9. С. 943–948.
27. *Священников П.Н., Уразгильдеева А.В., Курочкин Ю.Н., Иванов Б.В., Чистяков К.В., Divin D., Hudson S.* Исследование спектрального состава отраженной и проникающей вглубь снежного покрова коротковолновой радиации в районе поселка Баренцбург (архипелаг Шпицберген) // *Лед и Снег*. 2015. № 55(3). С. 67–72.
28. *Нагурный А.П., Макитас А.П., Макаров А.С.* Метан в приповерхностном слое атмосферы Арктики // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2015. № 2(104). С. 33–43.
29. *Нагурный А.П., Макитас А.П.* Концентрация метана в пограничном слое атмосферы по данным измерений на дрейфующих ледовых станциях “Северный полюс-36” и “Северный полюс 39” // *Метеорология и гидрология*. 2016. Т. 41. № 3. С. 63–70.
30. *Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М., Голубева Е.Н., Денисов С.Н., Мохов И.И.* Изменение границ многолетнемерзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // *Докл. АН*. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.
31. *Аржанов М.М., Мохов И.И., Денисов С.Н.* Дестабилизация реликтовых газовых гидратов при наблюдаемых региональных изменениях климата // *Арктика: экология и экономика*. 2016. № 4. С. 46–51.
32. *Аржанов М.М., Мохов И.И., Денисов С.Н.* Влияние региональных климатических изменений на устойчивость реликтовых газовых гидратов // *Докл. АН*. 2016. Т. 468. № 5. С. 572–574.
33. *Аржанов М.М., Мохов И.И.* Оценки степени устойчивости континентальных реликтовых метангидратов в оптимуме голоцена и при современных климатических условиях // *Докл. АН*. 2017. Т. 476. № 4. С. 456–460.
34. *Аржанов М.М., Малахова В.В., Мохов И.И.* Условия формирования и диссоциации метангидратов в течение последних 130 тысяч лет по модельным расчетам // *Докл. АН*. 2018. Т. 480. № 6. С. 725–729.
35. *Ситнов С.А., Мохов И.И.* Аномалии содержания метана в атмосфере над севером Евразии летом 2016 года // *Докл. АН*. 2018. Т. 480. № 2. С. 223–228.
36. *Мохов И.И., Смирнов Д.А.* Вклад радиационного воздействия парниковых газов и атлантической мультитенетной осцилляции в тренды приповерхностной температуры // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 9. С. 5–13.
37. *Akperov M., Mokhov I., Rinke A., Dethloff K., Matthes H.* Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model simulations // *Theor. Appl. Climatol*. 2015. V. 122. P. 85–96.
38. *Акперов М.Г., Мохов И.И., Дембицкая М.А.* Арктические мезоциклоны по спутниковым данным, данным реанализа и модельным расчетам // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2017. Т. 14. № 3. С. 297–304.
39. *Акперов М.Г., Дембицкая М.А., Мохов И.И.* Циклоническая активность в Арктическом регионе по модельным расчетам и данным реанализа // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2017. № 6. С. 39–46.
40. *Akperov M., Rinke A., Mokhov I., Matthes H., Semenov V. and the Arctic Cordex Team.* Cyclone activity in the Arctic from an ensemble of regional climate models (Arctic CORDEX) // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2018. V. 123. P. 2537–2554.
41. *Zahn M., Akperov M., Rinke A., Feser F., Mokhov I.I.* Trends of cyclone characteristics in the Arctic and their patterns from different re-analysis data // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2018. V. 123. P. 2737–2751.
42. *Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Pol'kin Vas. V., Pol'kin Vik. V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F.* On measurements of aerosol–gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 12413–12443.
43. *Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н.* Обобщение результатов измерений оптической толщины атмосферного аэрозоля на архипелаге Шпицберген в 2011–2016 гг. // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 2. С. 163–170.
44. *Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Польшкин В.В., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г.* Сравнение средних характеристик аэрозолей в соседних арктических регионах // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 8. С. 640–646.
45. *Asmi E., Kondratyev V., Brus D., Laurila T., Lihavainen H., Backman J., Vakkari V., Aurela M., Hatakka J., Viisanen, Y., Urttila T., Ivakhov V., Makshitas A.* Aerosol size distribution seasonal characteristics measured in Tiksi, Russian Arctic // *Atmos. Chem. Phys.* V. 16. P. 1271–1287.
46. *Поповичева О.Б., Макитас А., Мовчан Н.М., Персианцева М.А., Тимофеев Н.М., Ситников А.* Аэрозольная составляющая приземного слоя атмосферы по наблюдениям экспедиции “Север-2015” // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2017. № 4(114). С. 57–65.
47. *Мохов И.И., Хон В.Ч.* Продолжительность навигационного периода и ее изменения для Северного морского пути: модельные оценки // *Арктика: экология и экономика*. 2015. № 2(18). С. 88–95.

48. *Мохов И.И., Хон В.Ч., Прокофьева М.А.* Новые модельные оценки изменений продолжительности навигационного периода для Северного морского пути в XXI веке // Докл. АН. 2016. Т. 468. № 6. С. 699–704.
49. *Khon V.C., Mokhov I.I., Semenov V.A.* Transit navigation through Northern Sea Route from satellite data and CMIP5 simulations // Environ. Res. Lett. 2017. V. 12. P. 024010.
50. *Кибанова О.В., Елисеев А.В., Мохов И.И., Хон В.Ч.* Изменения продолжительности навигационного периода Северного морского пути в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей: байесовские оценки // Докл. АН. 2018. Т. 481. № 1. С. 88–92.
51. *Солдатенко С.А., Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Вязилова А.Е., Харланенкова А.В.* Об оценке климатических рисков и уязвимости природных и экономических систем в морской зоне Российской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. № 64(1). С. 55–70.
52. *Tison J.-L., de Angelis M., Littot G., Wolff E., Fischer H., Hansson M., Bigler M., Udisti R., Wegner A., Jouzel J., Stenni B., Johnsen S., Masson-Delmotte V., Landais A., Lipenkov V., Loulergue L., Barnola J.-M., Petit J.-R., Delmonte B., Dreyfus G., Dahl-Jensen D., Durand G., Bereiter B., Schilt A., Spahni R., Pol K., Lorrain R., Souchez R., Samyn D.* Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the EPICA Dome C ice core // The Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1633–1648.
53. *Липенков В.Я., Райно Д.* Климатическая перестройка в середине плейстоцена и проблема исследования древнейшего антарктического льда со станции Восток // Лед и Снег. 2015. № 55(4). С. 95–106.
54. *Fourteau K., Faïn X., Martinerie P., Landais A., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Chappellaz J.* Analytical constraints on layered gas trapping and smoothing of atmospheric variability in ice under low-accumulation conditions // Climate of the Past. 2017. V. 13. P. 1815–1830.
55. *Верес А.Н., Екайкин А.А., Владимиров Д.О., Козачек А.В., Липенков В.Я., Скажун А.А.* Климатическая изменчивость в эпоху МИС-11 (370–440 тыс. лет назад) по изотопному составу (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$) ледяного ядра станции Восток // Лед и Снег. 2018. № 58(2). С. 149–158.
56. *Липенков В.Я., Екайкин А.А.* В поисках древнейшего льда Антарктиды // Лед и Снег. 2018. № 58(2). С. 255–260.
57. *Владимиров Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Шиббаев Ю.А.* Пространственная изменчивость скорости накопления и изотопного состава снега в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, включая район подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1(103). С. 69–86.
58. *Владимиров Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я.* Изменчивость климата в Индоокеанском регионе Восточной Антарктиды за последние 350 лет // Лед и Снег. 2015. № 55(4). С. 5–18.
59. *Екайкин А.А., Заровчатский В.А., Липенков В.Я.* Измерения скорости сублимации снега на станции Восток, Центральная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4(106). С. 20–25.
60. *Ekaykin A., Eberlein L., Lipenkov V., Popov S., Scheinert M., Schröder L., Turkeev A.* Non-climatic signal in ice core records: lessons from Antarctic mega-dunes // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 1217–1227.
61. *Touzeau A., Landais A., Stenni B., Uemura R., Fukui K., Fujita S., Guilbaud S., Ekaykin A.* Acquisition of isotopic composition for surface snow in East Antarctica and the links to climatic parameters // The Cryosphere. 2016. V. 10. P. 1–16.
62. *Ekaykin A.A., Vladimirova D.O., Lipenkov V.Ya., Masson-Delmotte V.* Climatic variability in Princess Elizabeth Land (East Antarctica) over the last 350 years // Climate of the Past. 2017. V. 13. P. 61–71.
63. *Landais A., Casado M., Prie F., Magand O., Arnaud L., Ekaykin A., Petit J.R., Picard G., Fily M., Minster B., Touzeau A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Orsi A.* Surface studies of water isotopes in Antarctica for quantitative interpretation of deep ice core data // C. R. Geosci. 2017. V. 349. P. 139–150.
64. *Raisbeck G.M., Cauquoin A., Jouzel J., Landais A., Petit J.R., Lipenkov V.Y., Beer J., Synal H.-A., Oerter H., Johnsen S.J., Steffensen J.P., Svensson A., Yiou F.* An improved north-south synchronization of ice core records around the 41 kyr ^{10}Be peak // Climate of the Past. 2017. V. 13. P. 217–229.
65. *Stenni B., Curran M.A. J., Abram N.J., Orsi A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Neukom R., Goosse H., Divine D., van Ommen T., Steig E.J., Dixon D.A., Thomas E.R., Bertler N.A.N., Isaksson E., Ekaykin A., Frezzotti M., Werner M.* Antarctic climate variability at regional and continental scales over the last 2000 years // Climate of the Past. 2017. V. 13. P. 1609–1634.
66. *Thomas E.R., van Wessel J.M., Roberts J., Isaksson E., Schlosser E., Fudge T., Vallelonga P., Medley B., Lenaerts J., Bertler N., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Frezzotti M., Stenni B., Curran M., Ekaykin A.A.* Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 year // Climate of the Past. 2017. V. 13. P. 1491–1513.
67. *Екайкин А.А., Владимиров Д.О., Липенков В.Я.* Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет // Лед и Снег. 2017. № 57(1). С. 5–9.
68. *PAGES2k Consortium (including Ekaykin A., Vladimirova D.).* A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era // Sci. Data. 2017. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.88>
69. *Fouéré E., Landais A., Cauquoin A., Jean-Baptiste P., Lipenkov V., Petit J.-R.* Tritium Records to Trace Stratospheric Moisture Inputs in Antarctica // J. Geophys. Res.: Atmos. 2018. V. 123. P. 3009–3018.
70. *Голобокова Л.П., Польшкин В.В., Онищук Н.А., Хурганова О.И., Тихомиров А.Б., Тертугова С.А., Польшкин В.В., Турчинович Ю.С., Радионов В.Ф.* Химиче-

- ский состав аэрозоля в приземном слое прибрежной зоны Восточной Антарктиды // Лед и Снег. 2016. № 56(2). С. 177–188.
71. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Польшин В.В., Радионов В.Ф., Холбен В.Н., Смирнов А. Вариации оптических и микрофизических характеристик аэрозоля на маршруте Российских антарктических экспедиций в Восточной Атлантике // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 8. С. 666–678.
72. Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Польшин В.В., Радионов В.Ф. Зональное распределение физико-химических характеристик аэрозолей в Восточной Атлантике // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 5. С. 492–501.

Polar Meteorology: the Results of Russian Research in 2015–2018

A. V. Klepikov^{1, *} and A. I. Danilov¹

¹Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Beringa str., 38, 199397 Russia

*e-mail: klep@aari.ru

This publication is an overview of the results of Russian polar research in 2015–2018, based on paper prepared by the Commission on Polar Meteorology of the National Geophysical Committee for the National Report on Meteorology and Atmospheric Sciences to the XXVII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (Montreal, Canada, July 8–18, 2019).

Keywords: Arctic, Antarctic, climate change, meteorology, natural variability, warming

УДК 551.51

ИССЛЕДОВАНИЕ С ПОМОЩЬЮ ЛАГРАНЖЕВЫХ МЕТОДОВ АНОМАЛЬНО УСТОЙЧИВОГО АРКТИЧЕСКОГО СТРАТОСФЕРНОГО ВИХРЯ, НАБЛЮДАВШЕГОСЯ ЗИМОЙ 2019–2020 гг.

© 2021 г. А. Н. Лукьянов^{a, *}, П. Н. Варгин^{a, **}, В. А. Юшков^{a, ***}

^aЦентральная аэрологическая обсерватория Росгидромета,
ул. Первомайская, 3, Московская область, Долгопрудный, 141701 Россия

*e-mail: lukyanov@caomsk.mipt.ru

**e-mail: p_vargin@mail.ru

***e-mail: vladimir@caomsk.mipt.ru

Поступила в редакцию 25.01.2020 г.

После доработки 09.02.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

Представлены результаты применения лагранжевых методов исследования тонкой динамической структуры стратосферного полярного вихря в зимне-весенний период 2019–2020 гг. Представлены сравнительные характеристики структуры вихря для этой зимы с сильным полярным вихрем и зимы 2018–2019 гг., когда вихрь был слабым. Вследствие низкой активности планетарных волн, полярный вихрь в 2019–2020 гг. оставался устойчивым вплоть до конца апреля, что создало условия для рекордного разрушения озона в Арктике. Представлены вариации горизонтальной динамической структуры, полученной с помощью метода заполнения пространства обратными траекториями, и силы вихря, представленной в виде М-функции, в зависимости от времени и высотного уровня. Также представлены вариации озона и термодинамических параметров, осредненные по ансамблю траекторий внутри вихря, с использованием данных реанализа ERA5.

Ключевые слова: траектории воздушных масс, стратосферный полярный вихрь, стратосферный озон

DOI: 10.31857/S000235152103007X

1. ВВЕДЕНИЕ

Как правило, в каждый зимний сезон вследствие крупномасштабного температурного градиента между высокими и средними широтами в диапазоне высот ~100–1 мбар образуется стратосферный полярный вихрь (СПВ). Вихрь начинает формироваться осенью в отсутствие солнечного нагревания в полярной области, усиливается зимой и разрушается с возвращением солнца весной. При этом дата весенней перестройки циркуляции может меняться от года к году в течение двух месяцев [1–3]. Крупномасштабные планетарные волны, распространяющиеся из тропосферы в стратосферу, ослабляют вихрь, смещают его центр от полюса и могут разрушить его в результате внезапного стратосферного потепления (ВСП) [4].

Вследствие повышенной волновой активности в зимний период в средних и высоких широтах Северного полушария СПВ не является столь мощным и устойчивым, каким является антарк-

тический. Арктический СПВ обычно не симметричен, в результате смещения или вытягивания его край может достичь средних широт, вытягивается и расщепляется на фрагменты, и, в конечном итоге, разрушается в результате финального ВСП. Ярким примером таких явлений являются зимы 2015–2016 гг. и 2018–2019 гг. [5]. В первом случае в декабре–январе сформировался устойчивый СПВ, температура внутри которого опускалась ниже пороговых значений образования полярных стратосферных облаков (ПСО) не только первого, но и второго типа, что крайне редко наблюдается в Арктике [6]. Таким образом, были созданы условия для сильного химического разрушения озона. Однако в результате ВСП в начале февраля рекордного разрушения озона не произошло. Хотя по степени его разрушения зима 2015–2016 гг. оказалась второй после рекордной зимы 2010–2011 гг. Зимой 2018–2019 гг. ВСП произошло уже в январе, что привело к незначительному разрушению озона. Сравнительный анализ этих зим приведен в работе [5].

В этой связи зима 2019–2020 гг. в Северном полушарии оказалась исключением, поскольку по аналогии с Южным полушарием СПВ оказался достаточно устойчивым и изолированным от средних широт в течение всей зимы [7]. Как и зимой 2015–2016 г. температура внутри вихря опускалась ниже пороговых значений образования ПСО обоих типов, на поверхности которых проходили гетерогенные реакции, обеспечивая последующее газофазное химическое разрушение озона в присутствии солнечного излучения. Таким образом, одним из условий протекания таких процессов является изолированность СПВ от средних широт в течение зимне-весеннего периода.

Область СПВ характеризуется пониженными значениями геопотенциальной высоты на изобарических поверхностях, а также повышенными значениями потенциальной завихренности (ПЗ) на изэнтропических уровнях. Для визуализации вихря широко используются карты ПЗ, поскольку этот параметр сохраняет свои значения на изэнтропических поверхностях, являясь “динамическим трассером”. Изменения формы и площади полярного вихря исследуются с помощью диагностики контуров ПЗ на изэнтропических поверхностях. Консервативность ПЗ используется в методе заполнения пространства обратными траекториями (Reverse Domain Filling – RDF) [8] для получения тонкой пространственной структуры СПВ. Результаты использования данного метода будут представлены ниже.

Лагранжев подход широко используется для анализа структуры СПВ. Количественные оценки массообмена вихря со средними широтами могут быть получены с использованием искусственного трассера, инициализированного внутри и вне вихря и адвектируемого вдоль траекторий [9]. Для оценки перемешивания и транспортных барьеров в стратосфере широко используется экспонента Ляпунова, описывающая изменение по времени расстояния между соседними воздушными частицами вдоль траекторий. Например, данный подход был использован для анализа антарктического СПВ [10]. Один из традиционных методов оценки силы вихря и определения его границы основан на вычислении градиента ПЗ [11]. Максимальные значения этого параметра соответствуют границе вихря, а их абсолютная величина характеризует степень его изолированности. Сравнительно недавно [12, 13] в качестве другого параметра, определяющего границу и силу (изолированность) вихря, стала использоваться так называемая М-функция, характеризующая продолжительность траекторий, проходящих через узлы заданной сетки. Поскольку продолжитель-

ность траектории складывается из произведений скорости воздушной частицы на каждом шаге по времени на его величину, области максимальных значений М-функции совпадают со струйными течениями. В случае вихря эти области совпадают с его границей и также характеризуют его изолированность. Впервые определение М-функции было приведено при исследовании [14], позднее М-функция использовалась для исследования океанических течений [15, 16]. Применительно к СПВ преимуществом М-функции по сравнению с градиентом ПЗ является ее неоднородность вдоль границы вихря, что позволяет оценить региональные особенности массообмена вихревой области со средними широтами. Методологически этот подход близок к RDF методу, поэтому и тот и другой методы были использованы в данной работе для анализа структуры и силы СПВ зимой 2019–2020 гг.

Актуальность таких исследований обусловлена тем, что изолированность СПВ определяет степень химического разрушения озона в стратосфере, а также может влиять на циркуляцию тропосферы, приводя в некоторых случаях к вторжениям холодных воздушных масс в средние широты [17–19]. Кроме этого, расположение и тонкая динамическая структура СПВ важна, например, при анализе данных вертикального зондирования атмосферы (как спутниковых, так и наземных), модельных расчетов изменения химического состава стратосферы, процессов горизонтального переноса.

2. МЕТОДЫ ЗАПОЛНЕНИЯ ПРОСТРАНСТВА ОБРАТНЫМИ ТРАЕКТОРИЯМИ И РАСЧЕТА М-ФУНКЦИИ

RDF метод заполнения пространства обратными траекториями [8] используется для получения тонкой пространственной структуры трассеров (ПЗ или химически пассивных компонент). Сущность метода заключается в использовании обратных траекторий протяженностью в несколько дней, рассчитанных из узлов сетки, покрывающей заданную область. Значения атмосферных трассеров заданы на сетке в начальный момент времени t_0 . Траектории при этом рассчитываются в обратном по времени направлении из узлов сетки в момент времени t_1 , когда значения трассеров в узлах еще не определены. Затем в момент t_0 эти известные значения трассеров интерполируются в конечные точки обратных траекторий и возвращаются без изменения уже в прямом направлении в узлы сетки в момент t_1 . Начальные значения трассеров задаются из наблюдений, либо из данных реанализа.

RDF метод является аналогом полулагранжевой схемы адвекции, с той лишь разницей, что обратные траектории рассчитываются не на один шаг по времени, а на множество шагов. В описанном лагранжевом подходе не учитывается реальная атмосферная диффузия, но также отсутствует и численная диффузия, присущая эйлеровым сеточным моделям, осуществляющая искусственное сглаживание пространственных полей атмосферных компонент. По этой причине лагранжевый подход позволяет получить более градиентную структуру полей трассеров в виде тонких нитеобразных структур (филаментов).

М-функция, характеризующая изолированность или силу вихря [13], на изэнтропической поверхности представляет собой следующую функцию:

$$M(x_0, y_0, t_0) = \int_{t_0-\tau}^{t_0+\tau} dt \sqrt{\left(\frac{dx}{dt}\right)^2 + \left(\frac{dy}{dt}\right)^2}, \quad (1)$$

где: x, y – горизонтальные координаты, t – время.

По сути, М-функция – это не что иное, как изэнтропическая траектория продолжительностью 2τ , проходящая через точку x_0, y_0 в момент времени t_0 . Поэтому, по аналогии с RDF методом, для расчета М-функции также используются траектории, только кроме обратных траекторий из узлов заданной сетки также рассчитываются прямые траектории такой же протяженностью. М-функция является лагранжевой характеристикой течения воздушных масс, которая позволяет визуализировать тонкую динамическую структуру по аналогии с полями ПЗ, полученными RDF методом. Применительно к полярному стратосферному вихрю максимальные значения М-функции находятся на его границе и используются для ее определения. Таким образом, совместное использование RDF метода и М-функции позволяет определить горизонтальную структуру полярного вихря и степень его изолированности от средних широт.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Для моделирования тонкой структуры СПВ рассчитывались изэнтропические траектории продолжительностью 10 дней (для более продолжительного времени необходимо учитывать неадиабатическое охлаждение), а в качестве трассера использовалась ПЗ. Для расчета траекторий использовались траекторная модель TRACAO [20] и данные реанализа ERA5 [21] с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ и временным разрешением 1 ч.

Для демонстрации устойчивости арктического вихря зимой 2019–2020 гг. в качестве сравнения была рассмотрена зима 2018–2019 гг. с большой волновой активностью и, как следствие, со слабым вихрем. Как показано в работе [22], зимой 2018–2019 гг. в начале марта вследствие ослабления волновой активности на уровне 10 мб вихрь являлся наиболее устойчивым за весь зимне-весенний период. Зимой 2019–2020 гг. в начале февраля волновая активность возрастала, но затем опять уменьшилась и оставалась низкой вплоть до середины марта. В качестве примера для сравнения тонкой структуры и силы вихря были рассмотрены даты этих зим с относительно устойчивым вихрем 12 марта 2019 г. и 17 февраля 2020 г. На рис. 1 представлены карты ПЗ для этих дат (12.03.2019 – слева и 17.02.2020 – справа) на уровне потенциальной температуры 850 К (~30 км), а на рис. 2 показаны соответствующие поля М-функции. Как видно из рисунков, ПСВ 17 февраля 2020 г. в целом имеет однородную структуру с высокими значениями ПЗ, хотя и с филаментами, характеризующими относительно слабый массообмен между вихрем и средними широтами. При этом граница вихря отчетливо прослеживается и характеризуется высокими значениями М-функции. ПСВ 12 марта 2019 г. менее компактен, со слабо выраженной границей и низкими значениями М-функции. В таком слабом вихре происходит интенсивный массообмен со средними широтами, в результате температуры внутри вихря выше пороговых значений образования ПСО и условия для разрушения озона отсутствуют.

Для исследования высотной зависимости силы вихря зимы 2019–2020 гг. рассчитывались траектории на трех изэнтропических уровнях 400 К (~15 км), 500 К (~20 км) и 850 К (~30 км) в первой половине зимы и перед финальным потеплением. На рис. 3 показаны карты М-функции на этих уровнях слева направо, соответственно, для 29 января 2020 г., демонстрируя возрастание с высотой ее значений на границе вихря, что свидетельствует о больших скоростях ветра на этих уровнях и изолирующей силе вихря. Однако, как показано на рис. 4, ослабление вихря перед его разрушением (20 апреля 2020 г.) было сильнее на верхних уровнях, значения М-функции на 850 К были примерно такие же, как на 400 К, а ее максимальные значения наблюдались на уровне 500 К, где наиболее интенсивно разрушается озон.

Эволюция вихря по времени на уровне 500 К показана на рис. 5. В левой колонке представлены карты потенциальной завихренности, полученные RDF методом, в правой колонке – карты М-функции для 16 января 2020 г., 8 февраля 2020 г.,

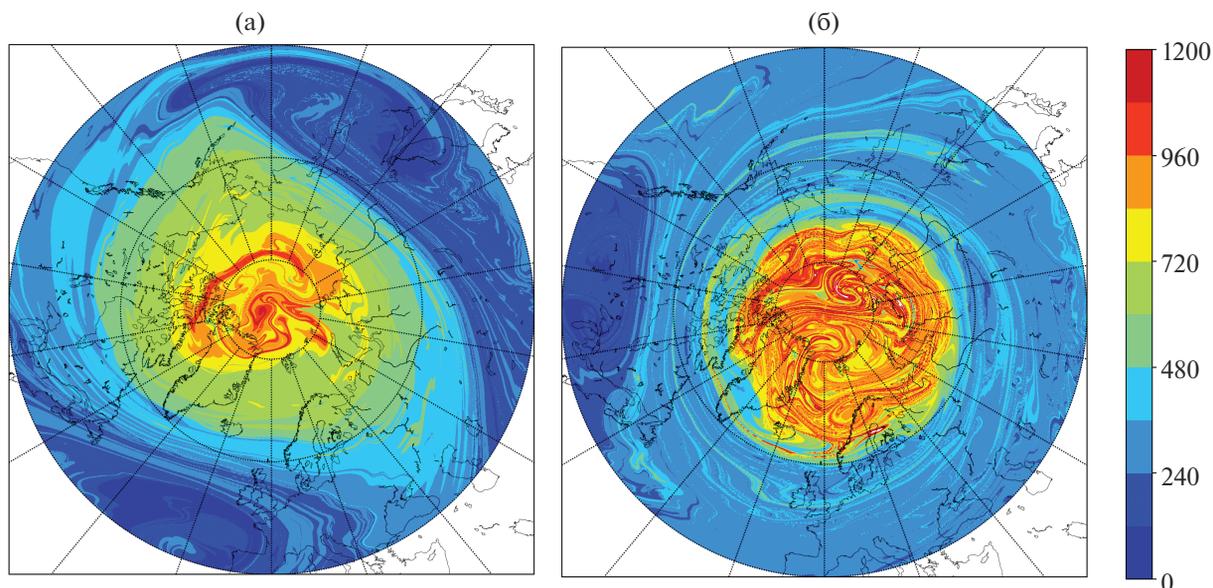


Рис. 1. Карты ПЗ в единицах ($\text{K m}^2 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-1} \times 10^{-6}$) для 12 марта 2019 г. (слева) и 17 февраля 2020 г. (справа) на уровне потенциальной температуры 850 К (~ 30 км).

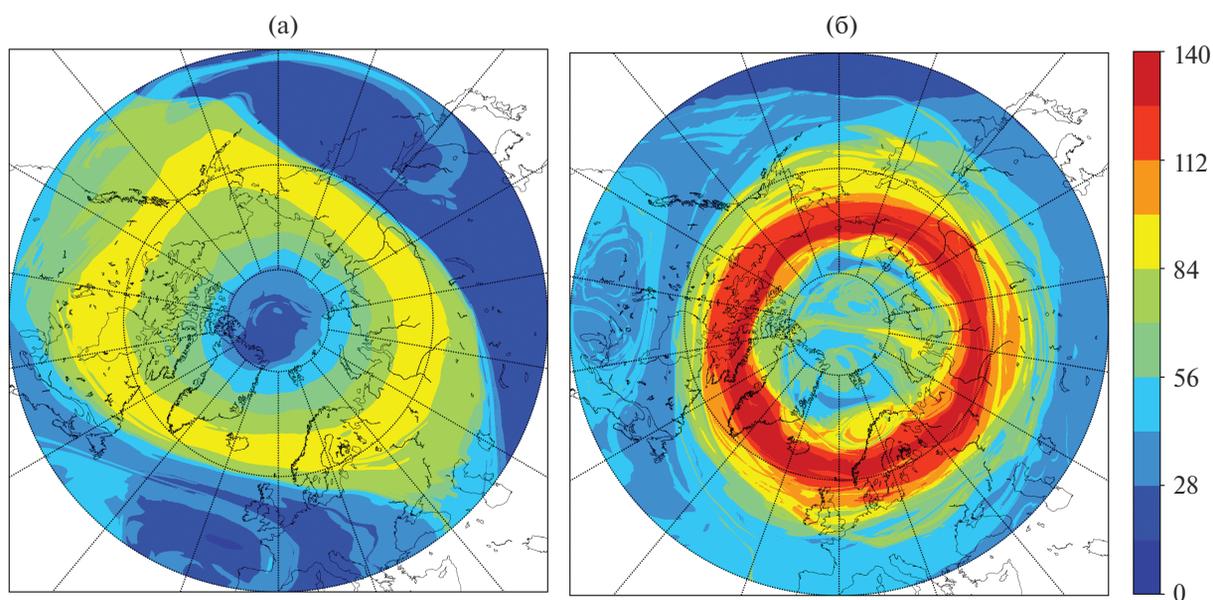


Рис. 2. Поля М-функции в единицах ($\times 1000$ км) для 12 марта 2019 г. (слева) и 17 февраля 2020 г. (справа) на уровне потенциальной температуры 850 К.

15 февраля 2020 г. и 20 апреля 2020 г. сверху вниз соответственно. В первой половине зимы, как обычно, сформировался устойчивый вихрь, достаточно изолированный от средних широт (16 января 2020 г.). Затем, вследствие усиления волновой активности в начале февраля, наблюдается раздвоение вихря (8 февраля 2020 г.), которое часто является началом его разрушения. В то же время

значения М-функции, характеризующие его силу, оставались достаточно высокими. В результате к середине февраля (15 февраля 2020 г.) вихрь не только восстановился, но стал еще устойчивей (значения М-функции выше по сравнению с 16 января 2020 г. и вихрь симметрично расположен над полюсом). В результате финальное потепление наступило только в конце апреля (20 апреля 2020 г.).

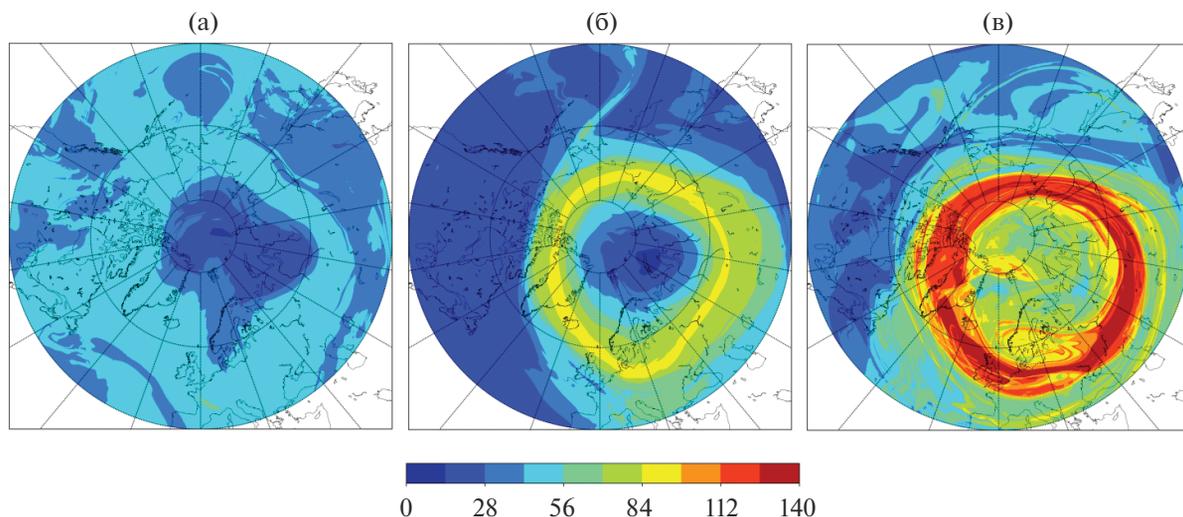


Рис. 3. М-функция на уровнях 400, 500 и 850 К (слева направо) для 29 января 2020 г.

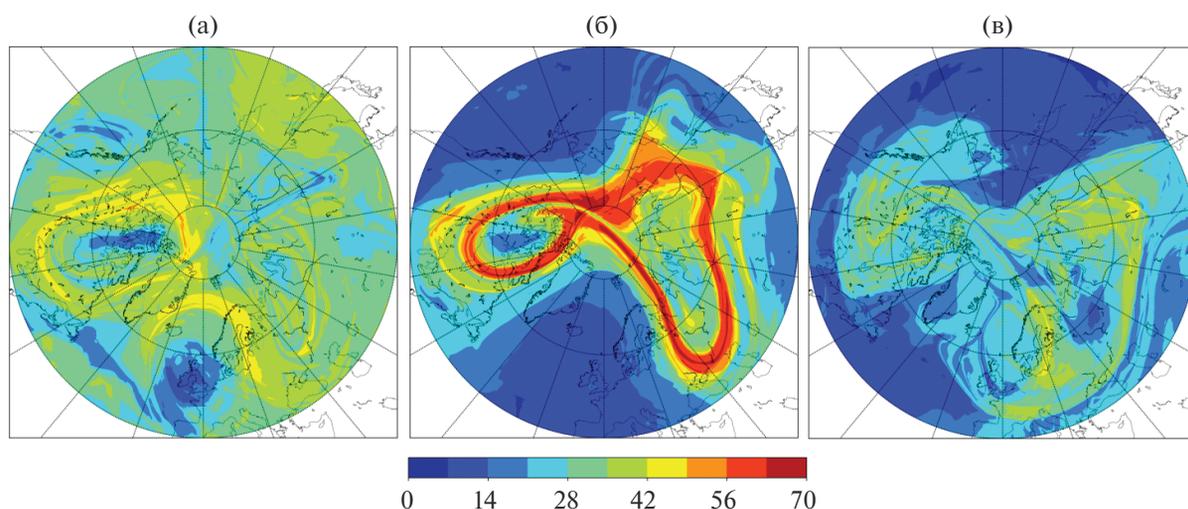


Рис. 4. М-функция на уровнях 400, 500 и 850 К (слева направо) для 20 апреля 2020 г.

Карта потенциальной завихренности 20 апреля 2020 г. примерно соответствует ситуации 8 февраля 2020 г., но сила вихря в единицах М-функции уже значительно ниже. Как будет показано ниже, такой устойчивый и долгоживущий вихрь обеспечил условия для рекордного разрушения озона зимой 2019–2020 гг.

Оценки потерь озона внутри вихря также были проведены с использованием траекторий и данных отношения смеси озона ERA5 по аналогии с [5]. Рассчитывался ансамбль 120-дневных траекторий, инициализированных 17 декабря внутри вихря на уровне потенциальной температуры 475 К. Значения озона и метеопараметров интерполировались

в точки вдоль траекторий, а затем определялись их средние значения и среднеквадратичные отклонения по ансамблю траекторий.

На рис. 6 показаны вариации средних значений (черная линия) и среднеквадратичных отклонений (серая затененная область) широты, потенциальной температуры, температуры и озона вдоль траекторий. Как видно из рисунка, воздушные частицы преимущественно оставались в высоких широтах, медленно неадиабатически оседая с уровня 475 К (~20 км) до 430 К (~17 км). Судя по значениям среднеквадратичных отклонений, минимальные температуры достигали пороговых значений образования ПСО. В результате потери

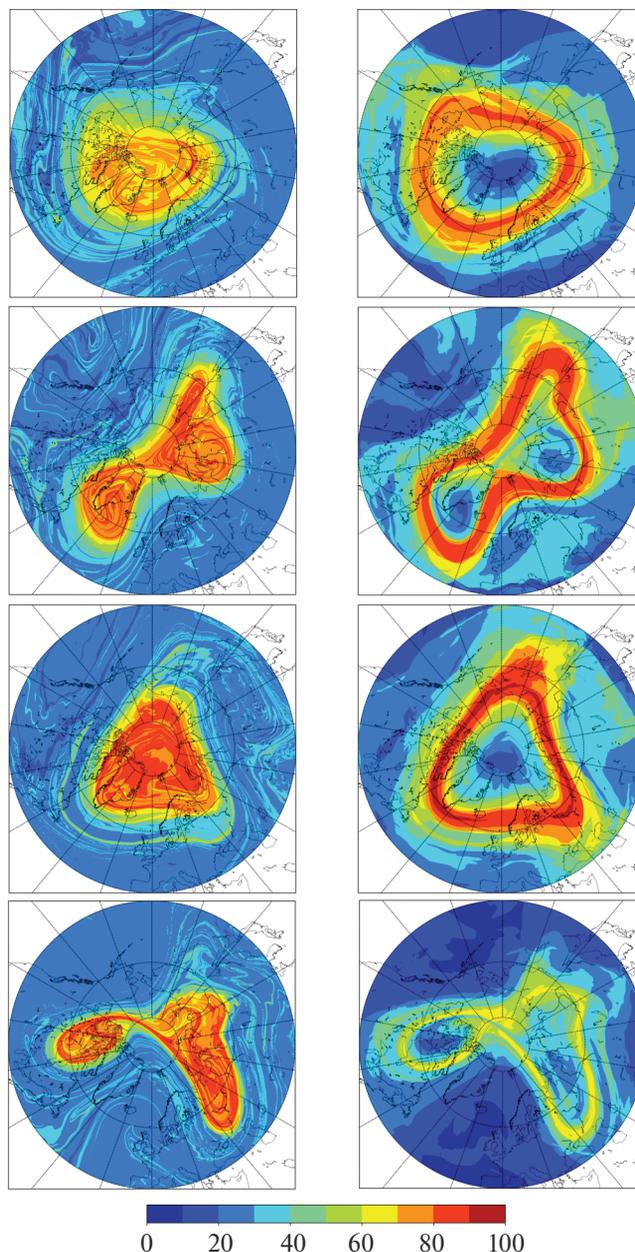


Рис. 5. В левой колонке поля ПЗ для 16 января 2020 г., 8 февраля 2020 г., 15 февраля 2020 г. и 20 апреля 2020 г. (сверху вниз) на уровне 500 К, в правой колонке поля М-функции соответственно.

озона на этих уровнях оказались рекордными для Арктики, составляя 70% от значений в начале зимы. Эти результаты согласуются с результатами других работ, в которых представлены сравнительные оценки зим с большим разрушением озона [23–26].

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены Лагранжевые методы исследования структуры полярного стратосфер-

ного вихря 2019–2020 гг. и результаты этих исследований. Показана информативность совместного применения RDF метода и М-функции для визуализации тонкой горизонтальной структуры стратосферного полярного вихря и его границы. Проведены сравнительные оценки силы вихря на протяжении зимне-весеннего сезона 2019–2020 гг., а также ее зависимость от вертикального уровня. Также представлены вариации озона и термодинамических параметров данных реанализа ERA5, осредненных вдоль ансамбля траекторий внутри

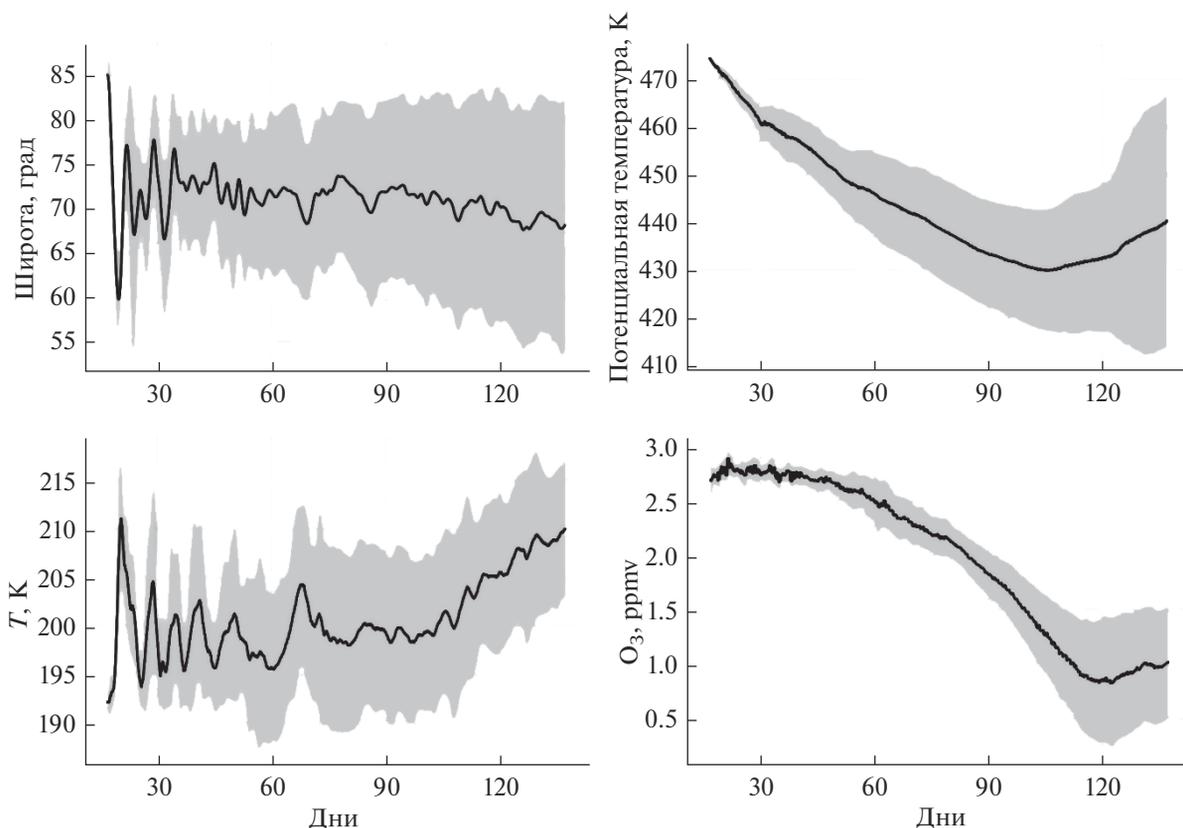


Рис. 6. Вариации средних значений (черная линия) со стандартными отклонениями (серая область) широты, потенциальной температуры, температуры и озона по ансамблю траекторий.

вихря. Полученные оценки убыли озона в слое 17–20 км оказались рекордно высокими для стратосферы Арктики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Savenkova E.N., Kanukhina A.Yu., Pogoreltsev A.I., Merzlyakov E.G. Variability of the springtime transition date and planetary waves in the stratosphere // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012. V. 90–91. P. 1–8.
2. Варгин П.Н., Кострыкин С.В., Ракушина Е.В., Володин Е.М., Погорельцев А.И. Исследование изменчивости дат весенних перестроек циркуляции стратосферы и объема полярных стратосферных облаков в Арктике по данным моделирования и реанализа // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. Т. 56. № 5. С. 1–13.
3. Butler A., Charlton-Perez A., Domeisen D., Simpson I., Sjöberg J. Predictability of Northern Hemisphere final stratospheric warmings and their surface impacts // *Geoph. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 10578–10588.
4. Waugh D.W., Polvani L.M. Stratospheric polar vortices / *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry*, Geophys. Monogr. 2010. V. 190. Amer. Geophys. Union. P. 43–57.
5. Варгин П.Н., Лукьянов А.Н., Кирюшов Б.М. Динамические процессы стратосферы Арктики зимой 2018–2019 г. // *Метеорология и гидрология.* 2020. № 6. С. 5–18.
6. Solomon S., Haskins J., Ivy D., Min F. Fundamental differences between Arctic and Antarctic ozone depletion // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2014. V. 111. № 17. P. 6220–6225.
7. Lawrence Z., Perlwitz J., Butler A., Manney G., Newman P., Lee S., and Nash E. The Remarkably Strong Arctic Stratospheric Polar Vortex of Winter 2020: Links to Record Breaking Arctic Oscillation and Ozone Loss. // *J. Geophys. Res.* 2020. V. 125. e2020JD033271. <https://doi.org/10.1029/2020JD033271>
8. Sutton R.T., MacLean H., Swinbank R., O'Neill A., Taylor F.W. High-resolution stratospheric tracer fields estimated from satellite observations using Lagrangian trajectory calculations // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51. P. 2995–3005.
9. Chen, P. The permeability of the Antarctic vortex edge // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 20563–20571.
10. Joseph B., Legras B. Relation between kinematic boundaries, stirring, and barriers for the Antarctic polar vortex // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59(7). P. 1198–1212.
11. Nash E.R., Newman P.A., Rosenfield J.E., Schoeberl M.R. An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 9471–9478.
12. de la Camara A., Mancho A.M., Ide K., Serrano E., Mechoso C.R. Routes of transport across the Antarctic

- polar vortex in the southern spring // *J. Atmos. Sci.* 2012. V. 69(2). P. 741–752.
13. *Smith M.L., McDonald A.J.* A quantitative measure of polar vortex strength using the function M // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2014. V. 119. P. 5966–5985.
 14. *Jimenez Madrid J.A., Mancho A.M.* Distinguished trajectories in time dependent vector fields // *Chaos.* 2009. V. 19(013). P. 111.
 15. *Mendoza C., Mancho A.M.* Hidden geometry of ocean flows // *Phys. Rev. Lett.* 2010. V. 105(3). P. 501.
 16. *Mendoza C., Mancho A.M.* The Lagrangian description of aperiodic flows: A case study of the Kuroshio Current // *Nonlinear Processes Geophys.* 2012. V. 19(4). P. 449–472.
 17. *Baldwin M., Dunkerton T.* Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // *Science.* 2001. № 294. P. 581–584.
 18. *Kolstad E., Breiteig T., Scaife A.* The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2010. V. 136. P. 886–893.
 19. *Huang J., Tian W.* Eurasian Cold Air Outbreaks under Different Arctic Stratospheric Polar Vortex Strength // *J. Atmos. Sci.* 2019. V. 76. P. 1245–1264.
 20. *Lukyanov A., Nakane H., Yushkov V.* Lagrangian Estimation of Ozone Loss in the core and Edge Region of the Arctic Polar Vortex 1995/1995: Model Results and Observations // *J. Atmos. Chemistry.* 2003. V. 44. P. 191–210.
 21. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Hornyi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., Chiara G. D., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R. J., Hólm E., Janiskova M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villeneuve S., and Thépaut J.-N.:* The ERA5 Global Reanalysis // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020. V. 146, P. 1999–2049.
 22. *Lee S.H., Butler A.H.* The 2018–2019 Arctic stratospheric polar vortex // *Weather.* 2020. V. 75. P. 52–57.
 23. *Цветкова Н.Д., Варгин П.Н., Лукьянов А.Н., Кирюшов Б.М., Юшков В.А., Хамматов В.У.* Исследование химического разрушения озона и динамических процессов в стратосфере Арктики зимой 2019–2020 г. // *Метеорология и гидрология.* 2021 (в печати).
 24. *Smyshlyaev S., Vargin P., Lukyanov A., Tsvetkova N., Motsakov M.* Dynamical and chemical processes contributing to ozone loss in exceptional Arctic stratosphere winter/spring of 2020 // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2021 (in press).
 25. *Manney G.L., Livesey N.J., Santee M.L., Froidevaux L., Lambert A., Lawrence Z.D., Millán L.F., Neu J.L., Read W.G., Schwartz M.J., Fuller R.A.* Record-low Arctic stratospheric ozone in 2020: MLS observations of chemical processes and comparisons with previous extreme winters // *Geophys. Res. Lett.* V. 47. e2020GL089063.
 26. *Wohltmann I., von der Gathen P., Lehmann R., Maturrilli M., Deckelmann H., Manney G. L., Davies J., Tarasick D., Jepsen N., Kivi R., Lyall N., Rex M.* Near-complete local reduction of Arctic stratospheric ozone by severe chemical loss in spring 2020 // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. e2020GL089547.

Lagrangian Studies of the Abnormally Stable 2019–2020 Arctic Stratospheric Vortex

A. N. Lukyanov^{1,*}, P. N. Vargin^{1,**}, and V. A. Yushkov^{1,***}

¹Central Aerological Observatory (CAO), Dolgoprudny, Moscow region, Pervomayskaya str., 3, 141701 Russia

*e-mail: lukyanov@caomsk.mipt.ru

**e-mail: p_vargin@mail.ru

***e-mail: vladimir@caomsk.mipt.ru

The results of Lagrangian studies of the stratospheric polar vortex thin dynamical structure in winter-spring season of 2019–2020 are presented. This winter with the strong polar vortex was compared with the winter 2018–2019 when the vortex was relatively weak. The polar vortex in 2019–2020 was stable up to the April due to the low planetary wave activity with conditions providing the record ozone losses. The variations of the vortex filamentary structure obtained by the reverse domain filling method and the vortex strength represented by the M-function in dependence on the time and height are presented. Also variations of ozone mixing ratio and thermodynamic parameters averaged over the trajectory ensemble inside the polar vortex based on ERA5 data are presented.

Keywords: atmospheric trajectory, stratospheric polar vortex, stratospheric ozone

УДК 551.510 551.551

МНОГОТОЧЕЧНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЕТРА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ

© 2021 г. Е. А. Шишов^{а, *}, О. А. Соленая^а, О. Г. Чхетиани^а, Г. В. Азизян^а, В. М. Копров^а

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

*e-mail: shishov.yegor@gmail.com

Поступила в редакцию 09.07.2020 г.

После доработки 15.02.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

Рассмотрены обобщенные за несколько лет результаты многоточечных измерений пульсаций направления ветра и температуры воздуха в приземном слое на базе Цимлянской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН. Определены характерные размеры вихревых и термических структур, а также соотношение этих размеров при различных условиях. Подтверждена ранее найденная зависимость характерных размеров структур от условий термической стратификации. Представлены визуализации двумерных полей температуры и направления ветра.

Ключевые слова: турбулентность, когерентные структуры, приземный слой, вихри, термики, корреляционные функции

DOI: 10.31857/S0002351521030081

ВВЕДЕНИЕ

Еще в 50–70 гг. XX века было поставлено множество экспериментов по изучению турбулентности в приземном слое атмосферы [1–3]. Результаты этих измерений во многом сформировали современную теорию турбулентности.

В настоящее время данные натурных измерений активно используются для разработки новых более точных параметризаций подсеточных процессов в численных моделях циркуляции атмосферы [4, 5]. С развитием компьютерных систем регистрации стали популярны многоточечные измерения компонент скорости ветра и температуры воздуха. Эти методы позволяют получить данные о субмезомасштабных структурах атмосферного пограничного слоя, находящихся уже в т.н. “серой” зоне атмосферных моделей [6]. Количество используемых измерительных приборов в работах различных авторов может варьироваться от нескольких единиц [7, 8] до десяти и более единиц [9, 10]. Следует отметить, что использование слишком большого числа датчиков не только на порядок увеличивает стоимость проведения эксперимента, но и затрудняет глубокий статистический анализ полученных данных.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Измерения проводились в летние сезоны 2015, 2016, 2018 и 2019 гг. на базе Цимлянской научной станции ИФА им. А.М. Обухова РАН в Ростов-

ской области [1, 3]. Часть результатов измерений 2015 г. опубликована ранее в [11]. Измерительный полигон представляет собой ровный участок степи площадью около 1 км². Перепад высот составляет не более полуметра, а естественный травяной покров в различные годы имел высоту от 20–30 до 50 см. Измерительные приборы располагались не ближе чем в 100 м от южной границы полигона, обозначенной лесопосадкой. С основной наветренной (западной – к морю) стороны деревьев и постройки находились минимум в 500 м от крайней точки измерений, что также в значительной степени уменьшает влияние территории станции на выполняемые измерения.

Основная измерительная система включала в себя 12 флюгеров, каждый из которых был закреплен на двухметровой штанге. Лопастей используемых флюгеров имеют размеры 25 на 10 см. Постоянная времени такого датчика – порядка долей секунды. На рис. 1 изображен ряд установленных флюгеров. Примеры однотоочечных измерений пульсаций направления ветра флюгером описаны в работе [12], а многоточечных – в работах [13, 14].

В 2018 и 2019 гг. на некоторых штангах помимо флюгеров были установлены малоинерционные термометры, рабочим телом которых является вольфрамовая нить диаметром 20 мкм. Точно такие же термометры обычно используются для получения вертикальных профилей и регистрации конвективных структур [15, 16]. И термометры, и



Рис. 1. Стойки с флюгерами.

флюгеры имеют аналоговый выход и подключались к АЦП L-Card E-440 для синхронной регистрации. Частота опроса составляла 32 или 16 Гц, регистрация производилась сериями от 2 до 9 ч. Сопутствующие измерения производились двухуровневой метеомачтой с уровнями 2 и 10 м, на которых были размещены датчики температуры, скорости ветра, давления и влажности AANDERAA Data Instruments. Также в каждом эксперименте был задействован по крайней мере один трехкомпонентный акустический анемометр Gill WindMaster или Metek USA-1, установленный на высоте 10–12 м. Метеомачта использовалась для калибровки термометров и флюгеров и для определения масштаба Обухова [17–21] градиентным методом. Акустический анемометр позволял также определять масштаб Обухова пульсационным методом.

На рис. 2 приведены схемы расстановки приборов на полигоне. Основная часть датчиков выстраивалась в линию вдоль направления “север–юг”. Так как измерения проводились в период господства восточных ветров, характерных для Цимлянского полигона в это время года, линия датчиков большую часть времени была ориентирована поперек среднего направления потока воздуха. Такая расстановка позволяет регистрировать прохождение вихревых и термических структур (термиков) через полигон. В некоторых измерениях часть стоек с флюгерами выстраивались вдоль направления среднего ветра.

КАРТЫ ТЕМПЕРАТУРЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА

Чтобы визуализировать двумерные поля температуры и направления ветра, были построены

соответствующие карты – диаграммы Хофмёлера (Hovmöller) (рис. 3). Они аналогичны изображениям, представленным в работах [9, 10, 15, 16, 21, 22].

На вертикальной оси такой карты откладывается координата вдоль направления “север–юг”. Горизонтальная ось соответствует времени, которое через гипотезу о замороженной турбулентности может быть переведено в пространственную координату вдоль оси “запад–восток”. На приведенных изображениях горизонтальная ось размечена и в единицах времени, и в единицах длины. Координатная сетка для температуры и направления ветра совпадает.

Такое представление позволяет непосредственно наблюдать вихревые и термические структуры в потоке воздуха. Цветом обозначается температура или отклонение ветра от среднего значения. Для примера были взяты дневные и ночные данные за 3 августа 2019 г., полученные с пяти флюгеров и пяти термометров, установленных с интервалом 40 м поперек преобладающего направления ветра.

Чтобы исследуемые структуры не терялись на фоне синоптических колебаний, было произведено вычитание двадцатиминутного тренда из исходных рядов данных. Для отсека мелкомасштабных пульсаций было произведено сглаживание методом скользящего среднего с десятисекундным окном. Так как средняя скорость ветра во время измерений составила 3 м/с, временное осреднение, соответствующее горизонтальной оси, стало соразмерно пространственному разрешению, которое определяется расстановкой датчиков.

На картах видны крупные чередующиеся области, поперечные размеры которых превышают охват датчиков, а продольные достигают 1–1.5 км, то есть больше размера полигона. Изменения на-

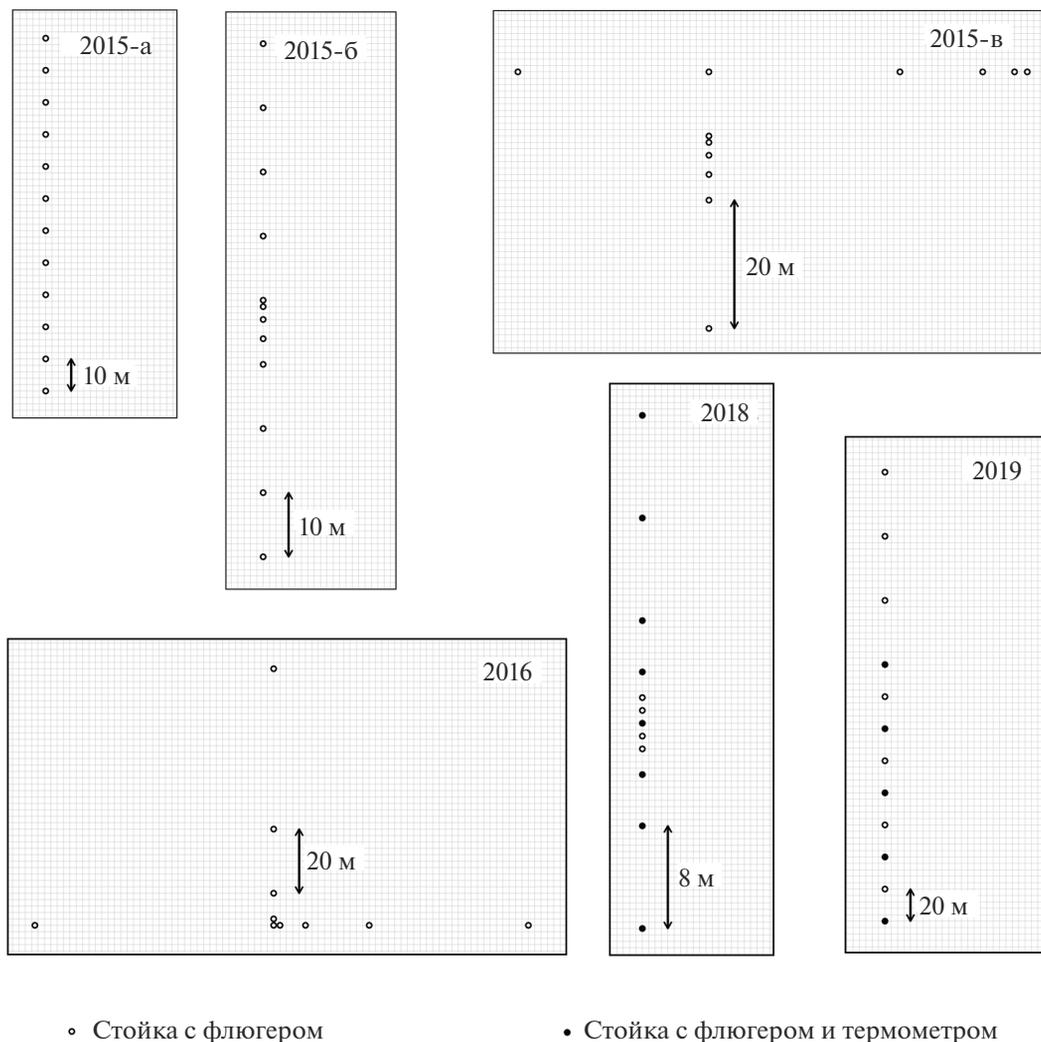


Рис. 2. Схемы расстановки измерительных приборов в экспедициях разных годов.

правления ветра и температуры на этом пространственно-временном масштабе происходят синхронно.

На рис. 4 один из таких участков изображен более крупно. Отчетливо различим вихрь в виде подковы. Он имеет размеры примерно 150 на 200 м, и его форма частично повторяется температурным профилем. Если же считать единым вихрем не только область отклонения флюгеров в одну сторону, но и их возврат, то протяженность такого вихря будет порядка 400 м. Амплитуда поворота лопастей флюгеров достигает нескольких десятков градусов (процедура сглаживания несколько снижает дисперсию колебаний), перепад температуры составил почти один градус Цельсия. В работе [23] горизонтальные очертания термических и вихревых структур также имеют схожую форму. Тем не менее это не является типичным случаем. Гораздо чаще ветровые и температурные кар-

ты вообще не имеют ничего общего (насколько об этом можно судить при визуальном анализе большого числа карт).

В отличие от дневных, ночные условия характеризуются более низкой амплитудой пульсаций (рис. 5). Так как средняя скорость во время ночного измерения составила 1.5 м/с, было выбрано двадцатисекундное окно сглаживания. Рисунок карты не так сильно изрезан мелкомасштабными колебаниями направления ветра или температуры. Поле температур стало более однородно, поэтому даже небольшое отклонение на карте выглядит очень контрастно.

На рис. 6 можно наблюдать объект, судя по всему являющийся вихрем с вертикальной осью. Пройдя через ряд флюгеров с востока на запад, он отклонил их лопасти сначала против, а затем по часовой стрелке. Исходя из этого, можно предположить, что сам вихрь вращался против часовой

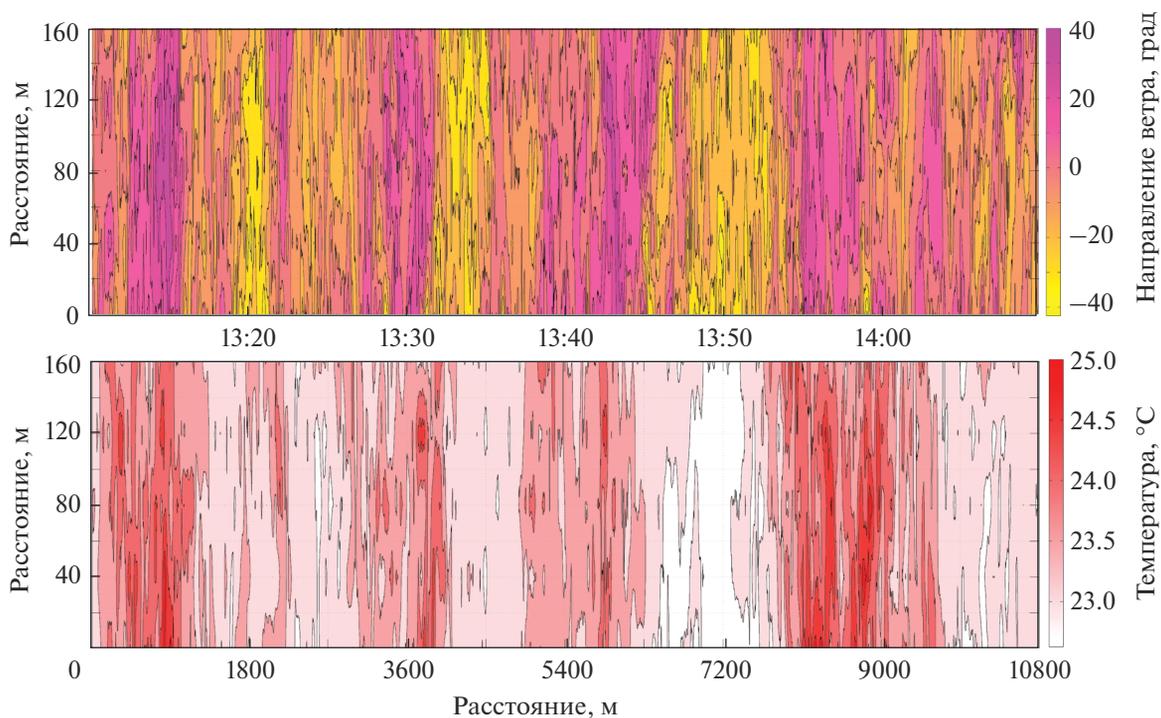


Рис. 3. Карты направления ветра и температуры; дневная запись, 1 ч.

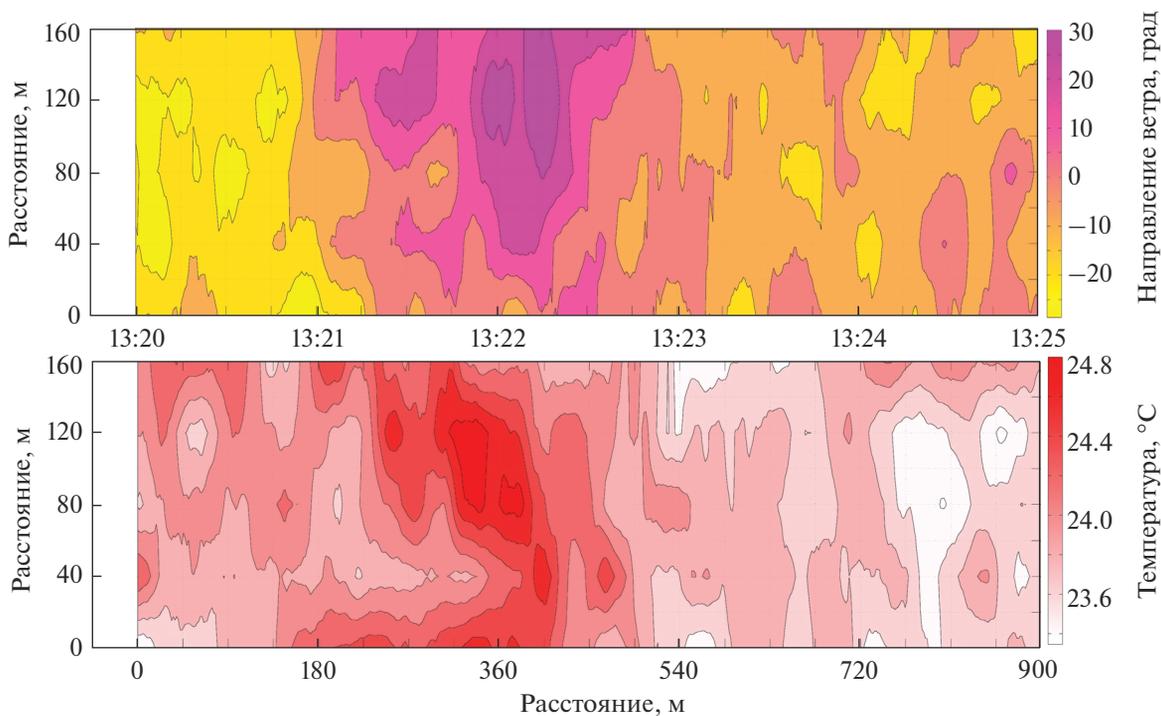


Рис. 4. Карты направления ветра и температуры; дневная запись, 5 мин.

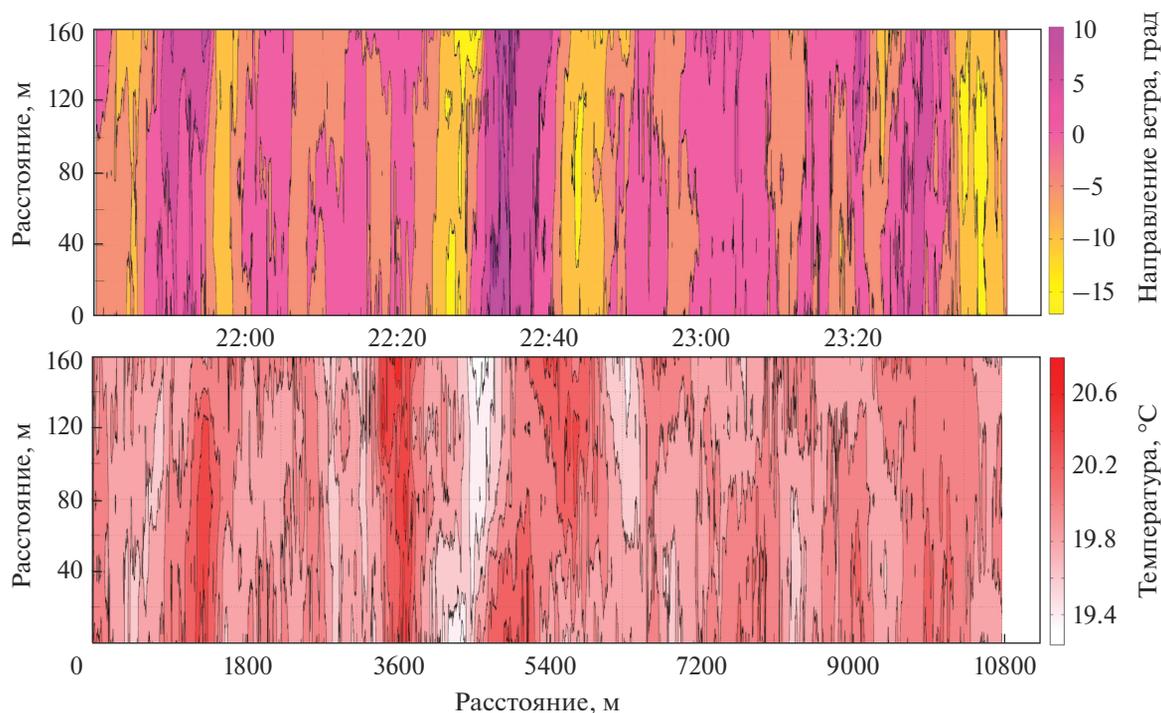


Рис. 5. Карты направления ветра и температуры; ночная запись, 2 ч.

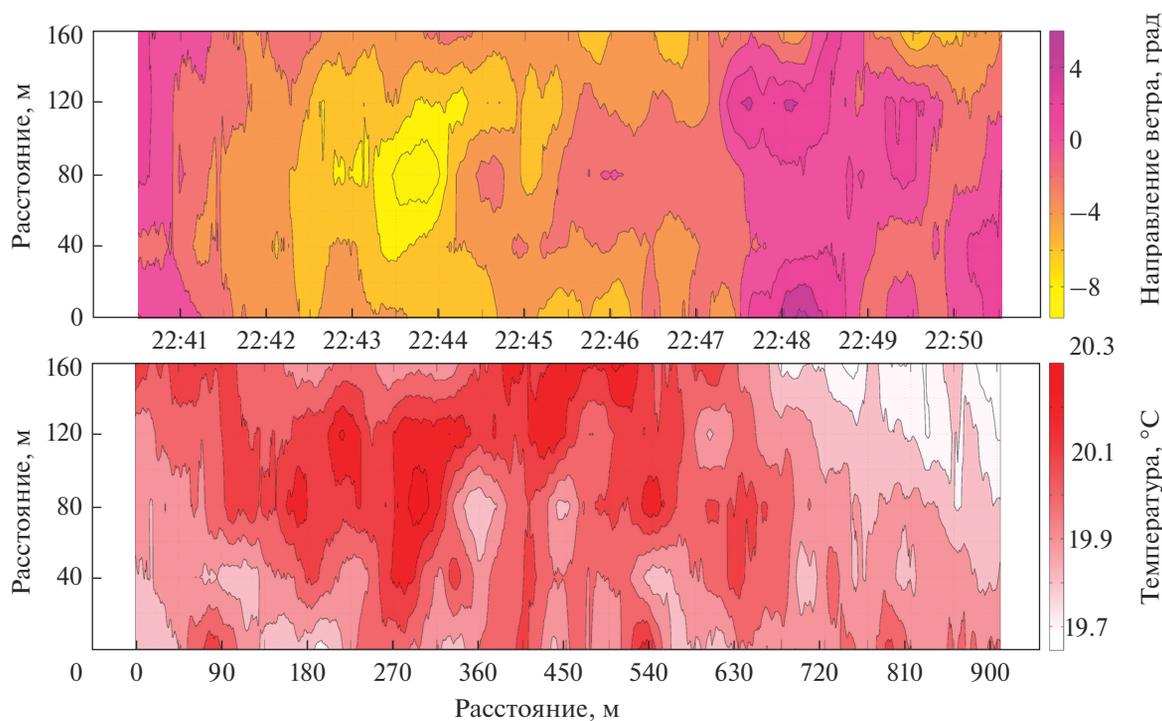


Рис. 6. Карты направления ветра и температуры; ночная запись, 10 мин.

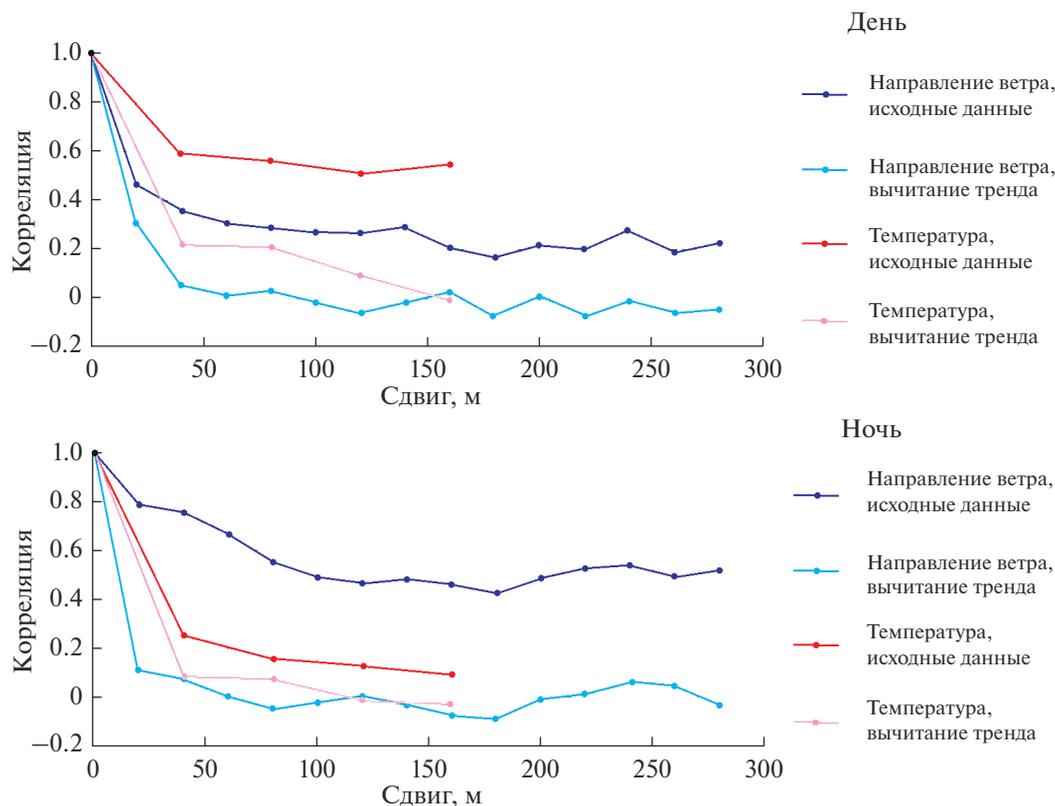


Рис. 7. Пространственные корреляционные функции.

стрелки. Более подробно о поворотах лопасти флюгера при прохождении вихря написано в работе [24]. Судя по карте температур, область прохождения вихря на полградуса теплее окружающего воздуха, однако тяжело однозначно судить о пространственном совпадении вихревой и термической структуры. Несмотря на устойчивую вертикальную стратификацию, в приземном слое воздуха фиксируется множество горизонтальных температурных неоднородностей.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ФУНКЦИИ

Измеряемая температура воздуха может быть представлена как сумма постоянной составляющей и пульсационной $T = T_{cp} + T'$. В работах, посвященных атмосферной турбулентности, обычно рассматривается лишь второе слагаемое, а первое (тренд) отбрасывается [25]. Чтобы отсесть постоянную составляющую, из исходного ряда данных вычитается скользящее среднее. После этого остается лишь пульсационная часть. Временной масштаб подобной фильтрации подбирается исходя из условий поставленного эксперимента. В измерениях, проводимых на Цимлянском полигоне, прямоугольное окно фильтрации обычно подбирается от нескольких минут до нескольких десятков минут [11, 14, 26]. В данной ра-

боте отсекаются колебания с постоянной времени больше трех минут.

Угол поворота флюгера является функцией горизонтальных компонент скорости ветра. В работах [12, 27] показано, что зависимость угла направления ветра от поперечной компоненты скорости ветра с некоторыми оговорками можно считать линейной. Изменчивость направления ветра также может быть разделена на две составляющие $\varphi = \varphi_{cp} + \varphi'$. Это позволяет аналогичным образом вычитать из временных рядов данных трехминутный тренд.

Коэффициент корреляции вариаций направления ветра φ_i и φ_j , соответствующих флюгерам i и j , определяется как $R_\varphi(i, j) = \frac{\overline{\varphi_i \varphi_j}}{\sigma_i \sigma_j}$, где σ_i и σ_j — среднеквадратические отклонения, а черта сверху означает временное осреднение по всему выбранному отрезку временной выборки.

Воздушный вихрь, проходящий через поперечно расставленный ряд флюгеров, почти синхронно отклоняет лопасти всех датчиков, попавших в зону его влияния. Чем крупнее вихрь, тем дальше могут располагаться флюгеры, сигналы с которых будут коррелировать. Аналогичным образом определяется коэффициент корреляции

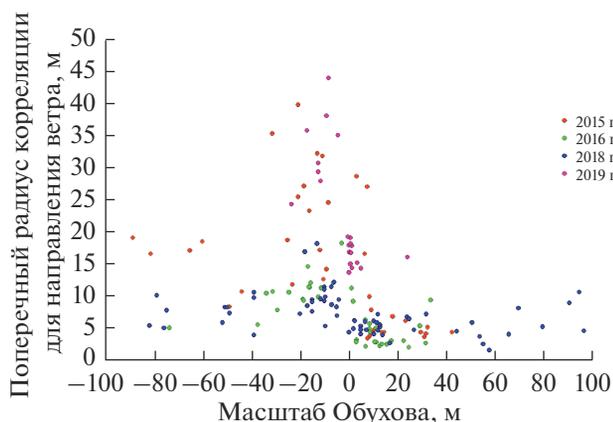


Рис. 8. Зависимость поперечного радиуса корреляции для направления ветра от масштаба Обухова.

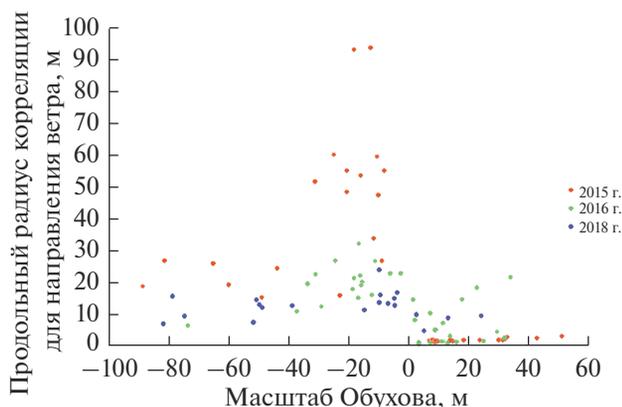


Рис. 9. Зависимость продольного радиуса корреляции для направления ветра от масштаба Обухова.

$R_i(i, j)$ пульсаций температуры в различных точках. Применение корреляционного анализа при экспериментальном изучении атмосферной турбулентности подробно описано в работах [28, 29].

На рис. 7 представлены зависимости коэффициента корреляции R_φ и R_t от расстояния между соответствующими датчиками — так называемые пространственные корреляционные функции $R_\varphi(\Delta x)$ и $R_t(\Delta x)$. Верхний график построен по тридцатиминутному отрезку записи, сделанному днем 3 августа 2019 с 14:06 по 14:36 при средней температуре воздуха 24°C и скорости ветра 4 м/с. Масштаб Обухова был равен -12 м. Можно сравнить вид корреляционных функций для исходных данных и после применения процедуры вычитания тренда.

На нижнем графике изображены такие же зависимости для ночной записи, сделанной 3 августа в промежуток времени с 23:30 по 00:00. Температура была равна 20°C , скорость ветра 1.5 м/с,

масштаб Обухова 24 м. Видно, что для приведенных примеров дневные корреляционные функции медленнее убывают с расстоянием, чем ночные (при условии отсечения крупномасштабной составляющей). То есть средний размер вихрей в первом случае больше (или они появляются чаще), чем во втором.

Чтобы количественно оценить размер возможных вихрей с вертикальной осью вращения или термиком, проходящих через ряд датчиков, определим поперечный радиус корреляции как величину, численно равную площади под соответствующей корреляционной функцией $r = \int_0^{x_{\max}} R(\Delta x) d(\Delta x)$, где

x_{\max} — расстояние, на котором корреляционная функция обращается в ноль. Полученные радиусы корреляции направления ветра r_φ и температуры r_t можно принять за характерный поперечный размер вихревых и термических структур. Эти величины носят статистический характер: отдельные вихри и термики могут иметь размеры, отличные от полученных значений. Кроме того, радиус корреляции сильно зависит от вычитаемого тренда, так как эта процедура отсекает крупные вихри. Наконец, радиус корреляции не может быть корректно посчитан, если средний размер вихрей меньше расстояния между ближайшими датчиками или больше расстояния между самыми удаленными.

Несмотря на все эти оговорки, используемый метод позволяет получать вполне конкретные результаты. Важно лишь, чтобы размер “линейки” из датчиков соответствовал текущей синоптической обстановке.

Для определения продольного размера вихрей и термиком можно использовать данные с датчиков, установленных вдоль направления среднего ветра. Такая расстановка осуществлялась в 2015 и 2016 гг. Еще один способ получить продольный радиус корреляции — построить временную автокорреляционную функцию $R_\varphi(\tau, \Delta\tau) = \frac{\overline{\varphi(\tau)\varphi(\tau + \Delta\tau)}}{\sigma(\tau)\sigma(\tau + \Delta\tau)}$

или $R_t(\tau, \Delta\tau) = \frac{\overline{t(\tau)t(\tau + \Delta\tau)}}{\sigma(\tau)\sigma(\tau + \Delta\tau)}$. В соответствии с гипотезой Тейлора о замороженной турбулентности временной сдвиг $\Delta\tau$ может быть заменен соответствующим пространственным сдвигом. Сравнение продольных радиусов корреляции, полученных двумя методами, произведено в работе [9].

На рис. 8 и 9 приведены зависимости поперечного и продольного радиусов корреляции от масштаба Обухова, характеризующего термическую стратификацию приземного слоя.

Все радиусы корреляции были получены с применением процедуры вычитания трехминутного тренда. Записи 2015, 2016 и 2018 гг. были раз-

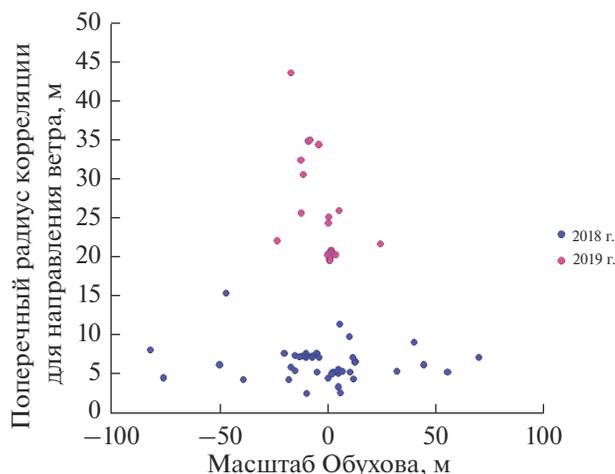


Рис. 10. Зависимость поперечного радиуса корреляции для температуры от масштаба Обухова.

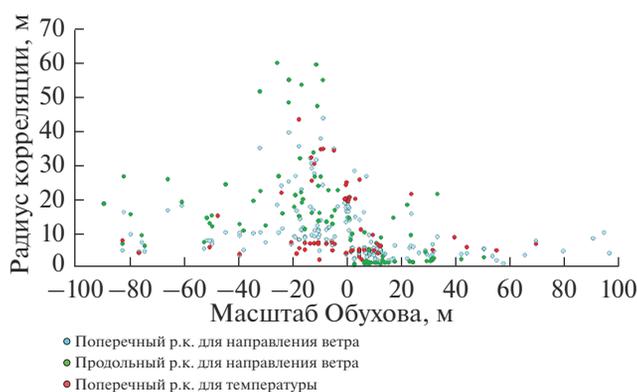


Рис. 11. Зависимость различных радиусов корреляции от масштаба Обухова.

биты на полуторачасовые временные отрезки. Результаты измерений 2019 г. представлены получасовыми отрезками.

Радиусы корреляции, полученные в разные годы, сильно отличаются. Это объясняется различной расстановкой датчиков — каждая конфигурация позволяет регистрировать вихри в конечном диапазоне масштабов. Тем не менее, есть общие соотношения, воспроизводимые в каждом эксперименте. И продольный, и поперечный радиусы корреляции минимальны ночью, при устойчивой стратификации. Размеры вихревых структур достигают максимальных размеров при отрицательных значениях масштаба Обухова порядка 10–30 м. При дальнейшем увеличении абсолютных значений масштаба Обухова размеры вихрей вновь уменьшаются, хоть и остаются выше ночных значений.

На рис. 10 приведена зависимость поперечного радиуса корреляции для температуры от масштаба Обухова. Так как термометры применялись лишь в 2018 и 2019 гг., данных по температуре не так много. Кроме того, результаты этих двух

экспериментов сильно различаются из-за расположения датчиков: максимальное расстояние между термометрами в 2018 г. равно минимальному расстоянию между термометрами в 2019 г. На рис. 11 все данные по различным радиусам корреляции объединены без разбивки по годам.

На рис. 12 представлена зависимость продольного радиуса корреляции направления ветра от поперечного. Результаты различных годов хорошо согласуются между собой. В среднем, продольный радиус в 1.4 раза превышает поперечный. То есть воздушные вихри вытянуты вдоль среднего направления ветра. Рассмотрим, как может изменяться данное соотношение. На рис. 13 представлена зависимость отношения продольного радиуса корреляции к поперечному от масштаба Обухова. Несмотря на большую вариативность значений, можно заключить, что в среднем при неустойчивой стратификации вихри более вытянуты: продольные размеры превышают поперечные в полтора и более раза. При устойчивой стратифика-

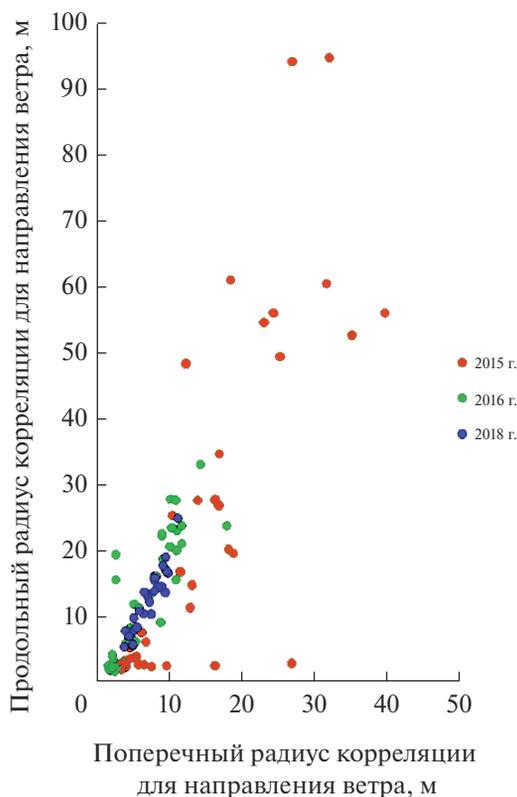


Рис. 12. Соотношение продольных и поперечных радиусов корреляции для направления ветра.

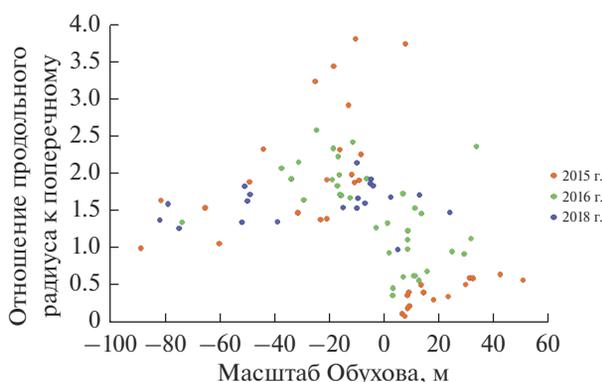


Рис. 13. Зависимость отношения продольного и поперечного радиусов корреляции от масштаба Обухова.

ции, напротив, вихри могут быть вытянуты как вдоль, так и поперек среднего ветра.

Аналогичным образом можно сравнить поперечные размеры термических и вихревых структур. На рис. 14 представлена зависимость поперечного радиуса корреляции для температуры от поперечного радиуса для направления ветра. Расстановка приборов в 2018 г. позволяла регистрировать только вихри и термики небольших размеров, а расстановка 2019 г. — лишь достаточно крупные структуры. Поэтому точки на графике образуют две изолированные группы с близкими,

хоть и не равными соотношениями между размерами. Рассмотрим, как соотносятся размеры вихрей и термиков при различных условиях. На рис. 15 представлена зависимость отношения поперечных радиусов корреляции от масштаба Обухова. При устойчивой стратификации термические структуры в среднем крупнее вихревых, при неустойчивой стратификации — наоборот.

Средние размеры вихрей и термиков, судя по всему, одинаково зависят от условий стратификации. Вместе с тем, прямой связи между этими структурами нет. При построении корреляцион-

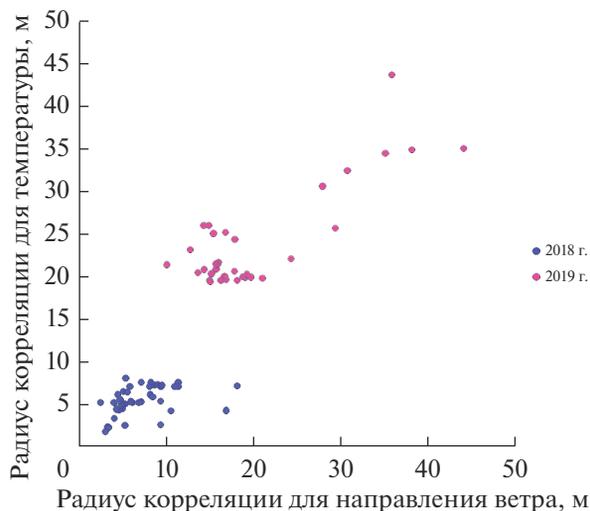


Рис. 14. Соотношение продольных радиусов корреляции для температуры и для направления ветра.

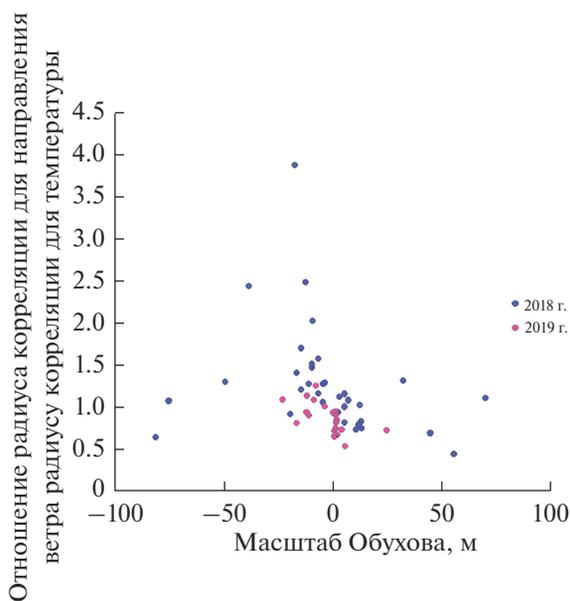


Рис. 15. Зависимость отношения радиусов корреляции для направления ветра и для температуры от масштаба Обухова.

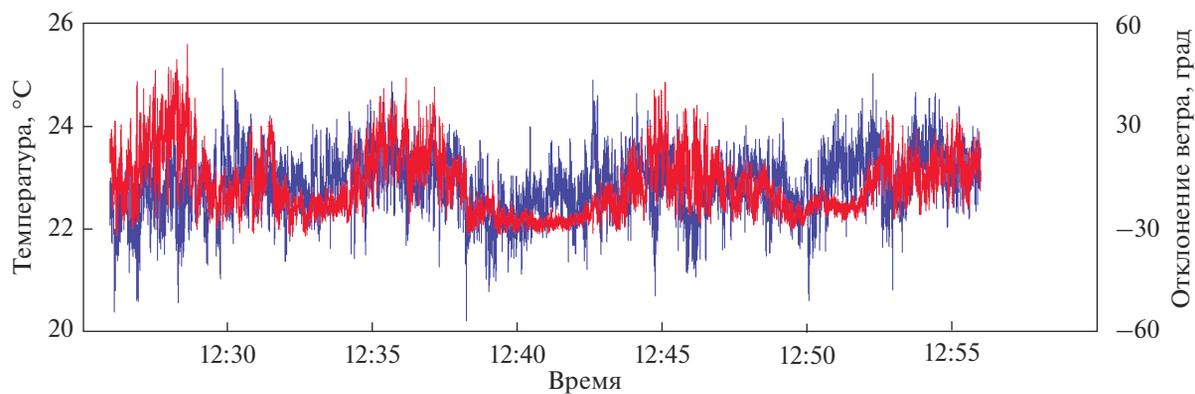


Рис. 16. Временная изменчивость температуры и направления ветра в одной точке.

ных функций для тех же временных отрезков рассчитывалась корреляция между пульсациями температуры и направления ветра. Для этого использовались данные с флюгера и термометра, установленных на одной штанге. В подавляющем большинстве случаев корреляция не превышала 0.1, хотя в отдельных случаях могла достигать 0.5. Факторы, влияющие на значение корреляции, выявить так и не удалось. Даже для одного временного отрезка корреляция на различных парах термометр–флюгер может отличаться до 20%.

Корреляция между температурой и направлением ветра может достигать значений 0.8 и даже выше, если не применять процедуру вычитания тренда. В этом случае крупномасштабная составляющая не отсекается, именно она и вносит основной вклад в значение корреляции. На рис. 16 видно, что изменение температуры явным образом следует за изменением направления ветра. Можно предположить, что это объясняется неоднородным нагревом подстилающей поверхности вокруг полигона. К примеру, юго-западный ветер может приносить воздушные массы из городского острова тепла, а западный ветер – прохладный воздух со стороны Цимлянского водохранилища.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Типичные значения полученных радиусов корреляции колебаний температуры и направления ветра: от 2–10 до 30–60 м, в зависимости от условий. Они сильно уменьшаются при переходе от дня к ночи.

2. При значениях масштаба Обухова порядка –10...–30 м вихри и термики достигают своих наибольших размеров (порядка 60 м).

3. При неустойчивой стратификации продольные размеры вихрей в 1.5–2 раза превышают поперечные. При устойчивой стратификации продольные размеры меньше поперечных.

4. При неустойчивой стратификации средний размер термиков на 10–30% больше размера вихрей.

5. Долгопериодные, порядка нескольких минут, колебания температуры совпадают с изменением среднего направления ветра. На меньшем масштабе корреляция между температурой и направлением ветра почти отсутствует. Несмотря на это, вихревые и термические структуры могут быть связаны.

6. Получаемые значения радиусов корреляции сильно зависят от методики измерений и последующей обработки, но все основные соотношения при этом сохраняются.

Авторы выражают признательность А.Ю. Артамонову, Д.В. Зайцевой, Д.Д. Кузнецову, В.С. Люлюкину, И.А. Репиной за внимание, помощь и

консультации в организации и проведении экспериментов, а также коллективу Цимлянской научной станции за содействие и обеспечение необходимых условий для успешных измерений. Хочется особо вспомнить Б.М. Копрова, по инициативе которого было возобновлено на новом уровне это направление экспериментальных исследований структуры атмосферного пограничного слоя.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Гранты 18-35-00591, 17-05-01116.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Цванг Л.Р. Исследования атмосферной турбулентности на Цимлянской научной станции Института физики атмосферы АН СССР // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21. № 4. С. 339–348.
2. Foken T. 50 years of the Monin–Obukhov similarity theory // Boundary-Layer Meteorology. 2006. V. 119(3). P. 431–447.
3. Копров Б.М. Из истории исследований пограничного слоя в Институте физики атмосферы АН СССР // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 3. С. 330–343.
4. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений: современные проблемы // Вестник РАН. 2012. Т. 82. №. 3. С. 227–227.
5. Yuval J., O’Gorman P.A. Stable machine-learning parameterization of subgrid processes for climate modeling at a range of resolutions // Nat. Commun. 2020. Т. 11. № 1. С. 1–10.
6. Вазаева Н.В., Чхетиани О.Г., Курганский М.В., Каллистратова М.А. Спиральность и турбулентность в атмосферном пограничном слое // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 34–52.
7. Lofy E.R., Abbas A.A., Zaki S.A., Harun S. Characteristics of Turbulent Coherent Structures in Atmospheric Flow Under Different Shear–Buoyancy Conditions // Boundary-Layer Meteorology. 2019. V. 173. P. 115–141.
8. Mahrt L. Surface Wind Direction Variability // J. Applied Meteorology and Climatology. 2011. V. 5. P. 144–152.
9. Carper M.A., Porté-Agel F. The role of coherent structures in subfilter-scale dissipation of turbulence measured in the atmospheric surface layer // J. Turbulence. 2004. V. 5. Issue 1. P. 040.
10. Han G., Wang G., Zheng X. Applicability of Taylor’s Hypothesis for Estimating the Mean Streamwise Length Scale of Large-Scale Structures in the Near-Neutral Atmospheric Surface Layer // Boundary-Layer Meteorology. 2019. V. 172. P. 215–237.
11. Шишов Е.А., Соленая О.А., Копров Б.М., Копров В.М. Исследование вариаций направления ветра вблизи поверхности земли // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 6. С. 611–620.
12. Ариель Н.З. Некоторые результаты наблюдений за пульсациями температуры и направления ветра // Труды главной геофизической обсерватории

- им. А.И. Воейкова 1961 № 107. Физика приземного слоя атмосферы (Махталинская экспедиция ГГО и СА НИГМИ). С. 60–65.
13. *Кречмер С.И.* К вопросу об изменчивости направления ветра // Труды ГЕОФИАН. 1956. № 33(160). С. 48–59.
 14. *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.
 15. *Копров Б.М., Копров В.М., Макарова Т.И.* Конвективные структуры в приземном слое атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 1. С. 37–47.
 16. *Koprov V.M., Koprov V.M., Makarova T.I., Golitsyn G.S.* Coherent structures in the atmospheric surface layer under stable and unstable conditions // *Boundary-Layer Meteorology*. 2004. V. 51(6). P. 19–32.
 17. *Монин А.С., Обухов А.М.* Безразмерные характеристики турбулентности в приземном слое атмосферы // ДАН. 1953. Т. 93. № 2. С. 223–226.
 18. *Мордухович М.И., Цванг Л.Р.* Прямые измерения турбулентных потоков на двух высотах в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1966. Т. 2. № 8. С. 786–803.
 19. *Репина И.А.* Методы определения турбулентных потоков над морской поверхностью. М.: ИКИ РАН. 2007. 36 с
 20. *Wyngaard J.C.* Turbulence in the atmosphere. New York: Cambridge University Press, 2010. 393 p.
 21. *Hutchins N., Chauhan K., Marusic I., Monty J., Klewiczki J.* Towards Reconciling the Layer-Scale Structure of Turbulent Boundary Layers in the Atmosphere and Laboratory // *Boundary-Layer Meteorology*. 2012. V. 145. P. 273–306.
 22. *Hommema S.E., Adrian R.J.* Packet structure of surface eddies in the atmospheric boundary layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 2003. V. 106. P. 147–170.
 23. *Oncley S. P., Hartogensis O., Tong C.* Whirlwinds and Hairpins in the Atmospheric Surface Layer // *J. Atmos. Sci.* 2016. V.73 P. 4927–4943
 24. *Doorn E., Dhruva B., Sreenivasan K. R., Cassella V.* Statistics of wind direction and its increments // *Physics of Fluids*. 2000. V. 12. № 6. P. 1529–1534.
 25. *Обухов А.М.* Турбулентность и динамика атмосферы // 1988. Гидрометеиздат. 408 с.
 26. *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.
 27. *Панчев С.* Случайные функции и турбулентность. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 447 с.
 28. *Зубковский С.Л., Федоров М.М.* Экспериментальное определение пространственных корреляционных функций поля скорости ветра в приземном слое воздуха // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1986. Т. 22. № 9. С. 909–916.
 29. *Копров Б.М., Соколов Д.Ю.* Пространственные корреляционные функции компонент скорости ветра скорости ветра и температуры в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9. № 2. С. 178–182.

Multi-Point Measurements of Temperature and Wind in the Surface Layer

E. A. Shishov^{1, *}, O. A. Solenaya¹, O. G. Chkhetiani¹, G. V. Azizyan¹, and V. M. Koprov¹

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

**e-mail: shishov.yegor@gmail.com*

The generalized over several years results of multi-point measurements of wind direction pulsations and air temperature in the surface layer on the basis of the Tsymljansk Scientific Station of the Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS. The characteristic sizes of vortex and thermal structures, as well as the ratio of these sizes under various conditions, have been determined. The previously found dependence of the characteristic sizes of structures on the conditions of thermal stratification is confirmed. Visualizations of two-dimensional fields of temperature and wind direction are presented.

Keywords: turbulence, coherent structures, surface layer, vortices, thermals, correlation functions

УДК 551.551

АСИМПТОТИКА МАКСИМАЛЬНЫХ ВЕТРОВЫХ ПОРЫВОВ В МОСКОВСКОМ МЕГАПОЛИСЕ: ЦЕЛИ, ПРИНЦИПЫ РАСЧЕТОВ И СТАТИСТИКА НАБЛЮДЕНИЙ

© 2021 г. В. П. Юшков*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия*

**e-mail: yushkov@phys.msu.ru*

Поступила в редакцию 14.11.2020 г.

После доработки 19.01.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

В работе исследуется вероятностная структура значительных мезомасштабных флуктуаций скорости ветра над Москвой. По данным многолетних регулярных измерений на Останкинской телебашне, а также в других точках мегаполиса и в окружающей загородной местности, показано, что нормирование ветровых порывов позволяет получить единую вероятностную оценку значительных отклонений скорости ветра в АПС от прогнозируемых значений. Статистический анализ длительных измерений скорости ветра на 6 высотах в Останкино, на автоматических метеостанциях в разных точках Московского мегаполиса, специальных высокочастотных измерений на юго-западе столицы, а также дистанционных содарных измерений скорости ветра в городской и загородной местности показал, что распределение нормированных экстремальных отклонений скорости ветра обладает общей вероятностной структурой и имеет универсальное распределение максимумов на интервале наблюдений. Для заданного референсного интервала (3 ч) и частоты дискретизации автоматических измерений (1 мин) приведены параметры асимптотики распределения Гумбеля. Изменение частоты дискретизации и референсного интервала хотя и незначительно изменяет эти параметры, но не меняет тип распределения. Сохранение формы функции распределения экстремальных значений на разных высотах, при измерении разными приборами и в разных точках наблюдений, говорит о ее универсальности и позволяет использовать ее для расчета малых вероятностей редких максимальных порывов ветра при наличии прогноза средней скорости ветра и энергии подсеточных турбулентных флуктуаций в численных моделях.

Ключевые слова: ветровой порыв, мезомасштабные флуктуации, численный прогноз, вероятность, теория экстремальных значений, распределение Гумбеля

DOI: 10.31857/S0002351521030111

ВВЕДЕНИЕ

Прогноз редких, но очень сильных порывов ветра, связанных с прохождением интенсивных мезомасштабных барических структур, представляет важную, но непростую задачу. С ростом городского населения, крупных мегаполисов и усложнением экономических связей проблема компенсации и страхования значительного ущерба, который могут вызвать подобные, хотя и весьма редкие, события, требует серьезного математического анализа, а не только социальной реакции [1].

И хотя оценка вероятности максимальных ветровых порывов является хорошо изученной статистической задачей (см., например, [2–5]), прогноз вероятности редких, но опасных событий требует совмещения как динамического, так и статистического подхода. Традиционный синоптиче-

ский прогноз “максимальных порывов” ветра [6–8] не дает вероятностной картины их распределения, а лишь показывает некоторое реперное значение вероятного порыва, не характеризующее форму распределения разных вероятностей в целом. А традиционное построение эмпирических функций распределения скорости ветра в данной точке местности на заданной высоте [9–11] не дает заблаговременного прогноза и не обладает достаточной общностью оценок.

Конечно, инструментальные измерения скорости ветра в Московском мегаполисе проводятся непрерывно в нескольких локациях и самыми разными методами: традиционными измерениями на городских метеостанциях, автоматическими метеостанциями, в том числе на Останкинской телевизионной башне, на нескольких уровнях над

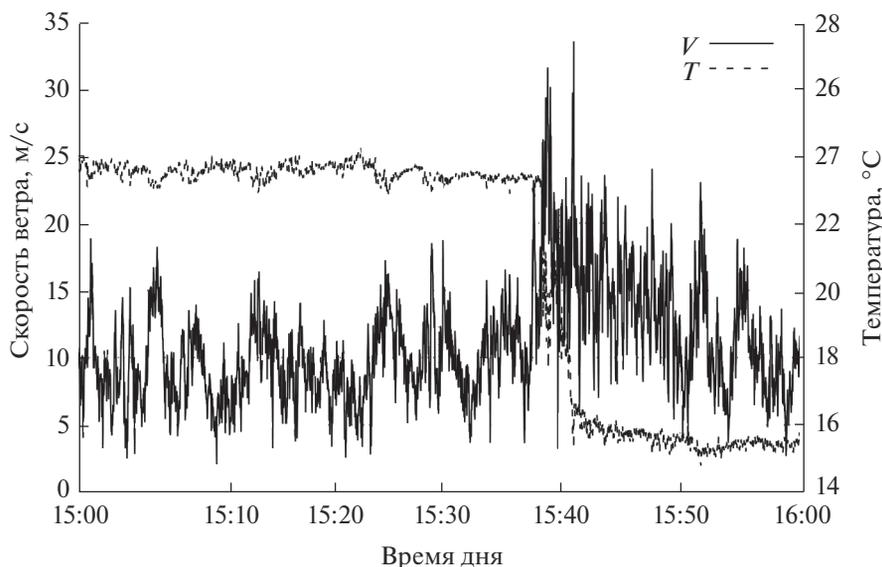


Рис. 1. Прохождение конвективного штормового порыва 29 мая 2017 г. через точку измерений высокочастотных турбулентных пульсаций скорости и температуры в МГУ им. Ломоносова. Хорошо видны максимальные значения скорости ветра, волновая структура флуктуаций и связь штормового порыва с прохождением холодного фронта.

поверхностью, высокочастотными акустическими анемометрами, а также дистанционными средствами зондирования с помощью содаров [12]. Поэтому и тот смертельный штормовой порыв 29 мая 2017 г., принесший Москве значительный материальный ущерб, хорошо инструментально зафиксирован (см. рис. 1) и может быть сопоставлен с другими сильными флуктуациями скорости ветра (см., например, [14] или рис. 4).

Задача прогноза малых вероятностей редких, но значительных отклонений существенно отличается от задачи прогноза средних или медианных значений, дисперсии или интер-квартильного размаха. Во-первых, такие измерения должны проводиться достаточно долго, чтобы захватить и события с малой вероятностью. Во-вторых, ошибки измерений, выбросы в отчетах не должны существенно искажать функцию распределения в ее “хвосте” (в экстремальных значениях). Наконец, требуется сопоставить распределения, регистрируемые локально, в разном городском окружении, на разных высотах и измеряемые разными типами приборов. Измеряемая эмпирическая функция распределения при этом может зависеть от параметров статистической обработки, но общая оценка вероятности редких ветровых порывов должна быть универсальной.

И, конечно, сам расчет вероятности максимальных порывов ветра требует еще расчетов материального ущерба, который не всегда совпадает с максимальной скоростью ветра. Но именно нелинейность и сильная зависимость ущерба от скорости ветра предопределяет необходимость учета лишь максимальных значений скорости, которая при этом имеет вероятностное поведение, а сам

ветровой порыв лишь с некоторой вероятностью проходит через точку измерений.

1. ПРОБЛЕМЫ КЛАССИЧЕСКОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА И ДИНАМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА ВЕТРОВЫХ ПОРЫВОВ

Классическая статистическая теория ветровых порывов, подробно изложенная, например, в работах [2, 3], базируется на измерении максимума скорости ветра, например между синоптическими сроками, и теории экстремальных значений (EVT) [15–18]. Развитие численного моделирования, с другой стороны, привело к многочисленным попыткам связать классический статистический анализ с гидродинамическим моделированием [5, 19–21]. Однако в большинстве таких работ принципиальная разница между моделированием динамических и стохастических процессов никак не учитывается, и методика сопоставления данных наблюдений с численными расчетами остается одинаковой: по среднему отклонению (bias), среднеквадратичной ошибке (СКО или RMSE) или критерию Пирси–Обухова (таблице сопряженностей) [8].

Традиционно, статистику порывов ветра рассматривают через простую скалярную характеристику – индекс порывистости или gust factor, G :

$$G = \frac{V_m}{\bar{V}} = 1 + \frac{V_m - \bar{V}}{\sigma_v} \frac{\sigma_v}{\bar{V}} = 1 + gI, \quad (1)$$

где \bar{V} – средняя, а V_m – максимальная скорость ветра, измеряемая на метеостанции, σ_v – средне-

квадратичное отклонение флуктуаций, g – пик-фактор или нормированный порыв, а $I = \sigma_v / \bar{V}$ – “интенсивность турбулентности” [11]. Такая постановка, однако, не учитывает важное свойство флуктуаций скорости ветра: \mathbf{V}_m и $\bar{\mathbf{V}}$ – векторные характеристики, а энергетическую характеристику σ_v требуется связать с анизотропным тензором турбулентных пульсаций.

Важность векторного анализа порывов показывает простой пример: если порыв ветра в точке наблюдений направлен против вектора средней скорости, а не сонаправлено с ним, в традиционных измерениях максимальной скорости ветра на метеостанциях такое отклонение не будет даже зафиксировано. При этом в близкой пространственной точке это отклонение скорости ветра может быть сонаправлено со средней скоростью ветра. И только появление в последние десятилетия автоматизированной записи мезомасштабных флуктуаций скоростей и направлений ветра на метеостанциях позволяет изучать их более детально.

Нетрудно заметить, что максимальное значение скорости ветра V_m в измерениях является случайной величиной, в то время как \bar{V} и σ_v должны быть определены на статистическом ансамбле наблюдений или получены в модельных численных расчетах. Что взять в качестве такого статистического ансамбля? В классическом подходе Райса [16] рассматривается поток (временной ряд) взаимно независимых случайных событий, причем произвольной природы, и этот поток имеет одинаковое распределение. Тогда для заданного порога U , если число его превышений в одной серии наблюдений длиной T обозначить как $n_i(U)$, то для M серий, при $M \rightarrow \infty$, можно определить среднее число превышений в серии:

$$N(U) = \lim_{M \rightarrow \infty} \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M n_i(U). \quad (2)$$

Теперь вместо случайной величины порыва G можно искать значение порога U , для которого выполняется условие $N_T(U) = 1$, то есть который происходит в среднем один раз на интервале измерений T , называемом референсным периодом. То есть вместо функции распределения мы прогнозируем лишь его параметр U , так называемый “максимальный порыв” [3]. Такой подход хорошо работает для определения “нормального” или вероятного порыва, но он не применим для оценки экстремальных порывов, которые “чаще всего” не происходят, то есть для порывов, превышающих порог U , такой, что среднее число превышений $N_T(U) \ll 1$.

Аналогично, в задаче Гумбеля [17], рассматривается некоторая скалярная измеряемая функ-

ция $V(t)$ произвольной характеристики, то есть стационарный случайный процесс, для которого определена функция распределения $P(V, \dot{V})$. Для экстремально редких отклонений на референсном интервале времени Гумбель нашел асимптотику:

$$P(X) = \exp(-\exp(-X)), \text{ где } X = C \frac{U - \hat{U}}{\bar{U} - \hat{U}}, \quad (3)$$

$P(X)$ – функция распределения (CDF) максимумов скорости ветра, измеряемых на выборке конечной длины, T , $C = 0.5772\dots$ – постоянная Эйлера, \hat{U} – положение максимума плотности функции распределения максимумов скорости ветра, измеряемых на интервале T , а \bar{U} – среднее значение распределения этих максимумов [3].

Давенпорт [2] показал, что подходы Гумбеля и Райса дают одинаковый результат, если функция распределения случайного стационарного процесса известна или задана. Использование нормального распределения для скалярных характеристик V и \dot{V} при этом сильно упрощает теоретический анализ, хотя и не гарантирует его применимость на практике, поскольку распределение скоростей и не является ни нормальным, ни скалярным, а сам случайный процесс, на интервале прогноза экстремальных порывов ветра, не является даже стационарным.

Распределение Райса для независимо распределенных нормальных компонент (векторного белого шума) может служить удобным примером для оценки того, как может выглядеть эмпирическое распределение максимальных порывов, если на синоптическом интервале наблюдений параметры распределения не меняются существенно. И наоборот, эмпирическому предельному распределению максимальных нормированных порывов можно сопоставить некоторую спектральную плотность взаимно нормально распределенных флуктуаций компонент. Однако остается неясным, как несоответствие модельного и реального распределения скоростей отразится на изменении вероятности редких событий.

Часто используемой аппроксимацией эмпирического распределения скоростей ветра за длительный интервал наблюдений (см. рис. 2) является и двухпараметрическое распределение Вейбулла [9]:

$$P(V) = 1 - \exp(-AV^k), \text{ где } A = \lambda^{-k}, \quad (4)$$

где k – параметр формы, а λ – масштаба. Но опять же, лишь в средней части, скажем, для задач ветроэнергетики. “Хвосты” же эмпирического распределения скорости, то есть редкие события, плохо ложатся на это распределение (см. [10, 23]). В то же время распределение экстремальных значений не требует предположения о форме исходного распределения вероятностей. При этом рас-

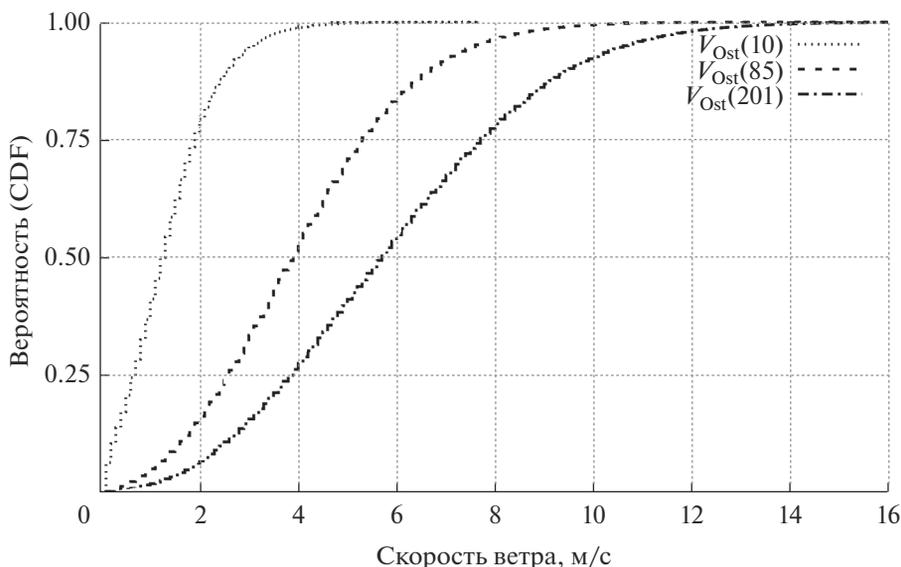


Рис. 2. Эмпирическая функция распределения скоростей на трех высотах измерений в Останкино по данным измерений с 2009 по 2017 гг. Хорошо видна разница распределений и быстрое падение медианы распределения скоростей при приближении к поверхности.

пределение экстремумов такой случайной величины имеет хорошо известную асимптотику “хвостов”, то есть значительных и редких отклонений [18].

Подход Гумбеля позволил привлечь представление о спектре флуктуаций и связал порывы скорости ветра с интенсивностью или энергетикой турбулентного перемешивания [24]. Проблема, однако, состоит в том, что для определения σ_v необходимо иметь информацию о самой высокочастотной части спектра измеряемых пульсаций. Но поскольку форма и ширина этого спектра нам в точности наперед неизвестна, а модельные представления о спектре известны лишь в предположении его стационарности, что вряд ли справедливо для сильных мезомасштабных порывов ветра, введение множества эмпирических или “поправочных” функций лишь подрывает доверие к теоретически выведенным формулам.

Кроме того, разные приборы измерений, работающие на разной частоте дискретизации: чашечные или акустические анемометры, содары или лидары [25], обладают своими фильтрующими свойствами, в то время как порывы ветра и опасные последствия таких порывов не должны зависеть ни от инструмента, ни от места проведения измерений. Поэтому теоретический расчет вероятности превышения порога U аналитическими методами, как в [24], требует сопоставить с эмпирическими расчетами вероятности порывов измеряемых разными приборами и в разных локациях.

Развитие численных синоптических моделей и опыт их практического использования показывают, что хорошо прогнозируется лишь достаточно гладкое поле давления и температуры, а мезомас-

штабные вариации скорости ветра и конвективные процессы приходится описывать статистически и параметризовать в численных схемах расчетов [26, 27]. Так, синоптический прогноз значительного локального усиления скорости ветра в Московском регионе 29.05.2017 был, но севернее мегаполиса и со сдвигом во времени.

Как видно из формулы (1), традиционный прогноз ветровых порывов строится на оценке средней скорости ветра \bar{V} , в свободной атмосфере или на уровне измерений (10 м над поверхностью), оценке энергетике флуктуаций, $\sigma_v^2/2$, и расчете нормального максимального порыва U из условия $N_T(U) = 1$ [3]. Недостаток этой методики заключается лишь в том, что в таком прогнозе мы теряем представление о распределении максимальных порывов $N(U)$.

Чтобы сохранить информацию о распределении и, одновременно, использовать численный гидродинамический прогноз средних величин: скорости и направления ветра $\bar{\mathbf{V}}$ и энергетике подсеточных флуктуаций, а также учесть векторный характер измеряемой величины, следует нормировать ветровые порывы, то есть рассчитывать вероятность некоторой функции от случайной величины и ее предикторов, например, рассчитать эмпирическое распределение максимумов нормированных порывов или пик-фактора g :

$$g = \max_T \frac{|\mathbf{V} - \bar{\mathbf{V}}|}{\sigma_v} \tag{5}$$

на множестве интервалов наблюдений продолжительностью T .

Таблица 1. Некоторые квантили распределений скорости ветра (в м/с) по данным московских метеостанций

М/С	<0.5 м/с	Медиана	Квартиль 75%	90%	99%
Останкино	–	1.06	1.67	2.32	4.04
ВДНХ	24%	1.07	1.64	2.24	3.48
Балчуг	12%	1.17	1.73	2.29	3.37
МГУ	6%	1.81	2.48	3.12	4.53
Ново-Иерусалим	11%	2.00	3.04	4.02	6.04

Этот простой подход, как будет показано, позволяет получить универсальное распределение случайной функции g (см. рис. 6 и 7), имеющей известную асимптотику экстремальных значений (распределение Гумбеля), которая не зависит от высоты проведения и метода измерений, а также других факторов (сезона, времени суток и пр.). При этом рассчитанные эмпирически характеристики распределения нормированного порыва g позволяют по численному гидродинамическому прогнозу \bar{V} и σ , рассчитать вероятность различных значений максимальных порывов.

В качестве референсного периода для метеорологических задач удобно рассматривать либо промежутки времени между стандартными сроками измерений на метеостанциях (3 ч), что позволяет описать и быстрые синоптические изменения, и суточную изменчивость вероятности, либо рассчитывать распределение вероятностей на сутки прогноза, исходя из соображений технического удобства для систем принятия решений.

2. МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ И СТАТИСТИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Для проверки универсальности распределения нормированных максимальных порывов ветра за фиксированный интервал наблюдений в настоящей работе использовались 4 типа измерений. Во-первых, были проанализированы данные на четырех автоматических метеостанциях: МГУ, Балчуг, ВДНХ и Ново-Иерусалим (синоптические индексы: 27617, 27605, 27612 и 27511 соответственно). Частота дискретизации этих измерений – 1 мин, высота установки датчика скорости ветра над поверхностью – около 10 м. Существенным недостатком традиционных метеорологических измерений в городской среде является малая высота расположения датчиков скорости ветра: ниже “уровня крыш” и парковой растительности или, другими словами, “закрытость” городских метеоплощадок. И непрерывные ряды этих данных составляют пока лишь несколько лет.

Наиболее же длинным непрерывным рядом автоматических наблюдений являются данные измерений на Останкинской телебашне (координаты: 55°49'16.39" с.ш., 37°36'45.04" в.д.) на не-

скольких высотных уровнях: 85, 128, 201, 253, 305 и 385 м. Данные измерений на уровне 503 м не использовались из-за технических проблем в работе датчика скорости ветра на этой высоте.

На первом этапе были проанализированы данные собранные и обработанные ФГУП “Мосэкомониторинг”. Эти данные измерений имеют дискретизацию 10 мин. Поэтому за 3-часовой интервал количество таких измерений невелико (18), а дисперсия флуктуаций рассчитывается с большой погрешностью. Позже нами были обработаны и исходные данные, с приблизительно минутным осреднением, по результатам обработки которых общие выводы работы остались, по-существу, неизменными.

Длительные непрерывные наблюдения на Останкинской башне дают богатый статистический материал, к которому не раз применялись методы традиционного анализа [28, 29]. В настоящей работе рассмотрены только данные непрерывных рядов наблюдений с 2009 г. Анализ этих данных показал, что ветровой шквал 29 мая 2017 г. в Останкино был далеко не самым сильным по Москве и в общем многолетнем ряду ветровых порывов, после нормирования, он не был “особенным”. В отличие от измерений на юго-западе мегаполиса. Измерения на нескольких уровнях Останкинской башни демонстрируют неизменность статистики нормированных порывов с высотой (см. рис. 2 и 6), а сравнение этой статистики с полученной по данным измерений на высоте 10 м одновременно показывает и влияние “ветровой тени” в пределах слоя вытеснения (urban canopy) по измерениям в Останкино (см. табл. 1 и 2).

Полученные статистики за длительный срок измерений (2009–2017 гг.) затем сопоставлялись с данными измерений, полученными в Останкино за год. Такое сопоставление позволяет оценить межгодовую изменчивость эмпирических статистик и сопоставить их с результатами, полученными за год измерений в других точках (ВДНХ, МГУ, Ново-Иерусалим, Звенигород). Многолетние непрерывные ряды измерений в Останкино позволяют разделить общую выборку наблюдений по сезонам, времени суток, средней скорости ветра, дисперсии флуктуаций, а также проверить

межгодовую устойчивость функции распределения нормированного порыва.

В двух других точках наблюдений: в МГУ (55°42′00.28″ с.ш., 37°31′45.30″ в.д.) и на Звенигородской научной станции ИФА РАН (55°41′44.14″ с.ш., 36°46′32.18″ в.д.) на высоте 50 и 56 м над поверхностью уже много лет ведутся непрерывные высокочастотные измерения флуктуаций скорости ветра с помощью акустических анемометров (USA-1, МЕТЕК). Частота дискретизации этих измерений 50 и 15 Гц. Эти высокочастотные измерения позволяют оценить весь спектр турбулентных флуктуаций скорости ветра и сопоставить результаты, полученные с осреднением от 1 с до 30 мин, то есть сопоставить статистику порывов измеряемых приборами с разной “полосой пропускания”.

Еще одним методом измерения флуктуаций скорости ветра выше приземного слоя, используемым для анализа, является дистанционное акустическое зондирование [30]. Исходные данные таких измерений имеют дискретизацию 10–15 с, и их также можно использовать для оценки статистики порывистости на разной высоте над поверхностью (см. рис. 7б). Дистанционные содарные измерения ведутся не только в Звенигороде и МГУ, но и в центре Москвы, в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова (55°44′20.81″ с.ш., 37°37′23.57″ в.д.). Используемые для настоящего исследования содары ЛАТАН-3 разработаны в этом институте. Для целей настоящей работы по исходным данным рассчитывались средние значения скорости ветра за 10 мин, и по ним, аналогично измерениям на Останкинской башне, уже рассчитывалась повторяемость нормированных порывов.

Важным вопросом является и само определение мезомасштабного ветрового порыва. С одной стороны, интуитивное понятие порыва ветра говорит о событии длительностью 1–2 с, но традиционные автоматические наблюдения, в том числе в Останкино и на автоматических метеостанциях гидрометслужбы (АМС ЦУГМС), не обеспечивают такую частоту измерений, а измерение максимальной скорости ветра чашечными анемометрами не дает информации о направлении порыва. С другой стороны, мезомасштабные вариации скорости ветра в АПС, которые обусловлены локальным усилением “средней скорости”, имеют масштаб в пределах 10 мин и пространственную протяженность, порядка нескольких километров, достаточную для создания значительных разрушений.

Именно такие, энергетически значимые вариации, которые не могут быть предсказаны гидродинамическим расчетом, требуют детального статистического анализа. И хотя в работе были опробованы алгоритмы с разной дискретизацией измерений,

Таблица 2. Некоторые квантили распределений нормированного порыва по измерениям в Останкино. Шаг дискретизации – 1 мин, референсный период – 3 ч

Высота, м	Медиана	90%	99%	99.9%
085	2.31	2.86	3.58	4.43
128	2.30	2.87	3.70	4.56
201	2.26	2.80	3.64	4.52
253	2.24	2.78	3.61	4.62
305	2.21	2.73	3.43	4.47
385	2.21	2.78	3.55	4.72
Среднее	2.26	2.80	3.59	4.55

основное внимание было уделено традиционным масштабам, характерным для рутинных автоматизированных наблюдений на метеостанциях, с периодичностью 1–10 мин. Более высокочастотные специализированные измерения, проводимые на физическом факультете МГУ и в Институте физики атмосферы, а также дистанционные содарные измерения, для сопоставления с такими рутинными измерениями, осреднялись за интервал дискретизации.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ

Первый вывод, который был сделан из статистического анализа разных временных рядов скоростей ветра, – измерения в городской среде на высоте около 10 м существенным образом зависят от расположения точки измерений: окружающей городской застройки и высокодревесной растительности, а также орографии местности. Эти локальные неоднородности распределения скоростей и мезомасштабных порывов, в зависимости от “открытости” метеоплощадки, хорошо видны в данных автоматических метеостанций. Так, на метеостанции ВДНХ медиана распределений скорости ветра составляет всего 1.07 м/с, а на метеосерватории в МГУ, расположенной на возвышенности Воробьевых гор, – 1.81 м/с. Открытая метеоплощадка измерений за городом, на метеостанции 27511 в Ново-Иерусалиме, показывает медиану в 2 м/с, а в центре Москвы, на метеостанции Балчуг – 1.17 м/с. Другие ключевые квантили распределения скоростей собраны в табл. 1. Первая колонка показывает, какая часть измерений фиксирует скорость ветра меньше 0.5 м/с. При такой скорости ветра в выходной файл записывается нулевое значение. При малых скоростях ветра возникают и технические ошибки в расчетах дисперсии флуктуаций скоростей.

Функция распределения порывистости (пик-фактора) также заметно зависит от локальных

свойств точки измерений. Интересно отметить, что на метеостанции Балчуг, расположенной в самом центре города, функция распределения максимума нормированного порыва g очень близка к этой же функции в измерениях выше приземного слоя. В других же точках измерений расхождение чуть более существенно.

На высоте 10 м в Останкино, рядом с телебашней, медиана распределения скоростей (средне-минутные значения) составляет всего 1 м/с, на высоте 85 м уже 4 м/с, а на верхнем уровне измерений, 385 м – 7.2 м/с. То есть в пределах urban сапору (ниже уровня крыш) скорость ветра падает в среднем в 4 раза, а выше вырастает всего вдвое. Конечно, рост скорости ветра с высотой – хорошо изученный вопрос [31], в том числе в городской среде, мы лишь показываем, что традиционные измерения скорости ветра на высоте 10 м, в городской среде, не позволяют надежно изучать статистические характеристики ветровых порывов из-за большого числа пропусков и штилей (затиший). Поэтому расчеты повторяемости значительных мезомасштабных флуктуаций скорости ветра лучше проводить по измерениям выше 50 м. В противном случае будет трудно оценить и интерпретировать вклад в распределение вероятностей локальных особенностей точки измерений и отклонений, вызванных быстрыми флуктуациями направления ветра при обтекании городских препятствий вблизи поверхности.

Чтобы показать, как нормированные порывы отражают реальную и повторяющуюся статистику наблюдений, на рис. 1 показан тот самый смертельный порыв 29 мая 2017 г. при малом интервале осреднения (1 с). Максимальное значение скорости ветра в точке измерений в МГУ в течение всего 1 с превышало значение 33 м/с и это значение не было ошибкой измерений. Этот порыв, одновременно, не был и “случайным”, в том смысле, что он обусловлен динамическим процессом – прохождением резкого холодного фронта на периферии очень теплого сектора подвижного циклона [13]. При этом в Метеообсерватории МГУ, всего в 1 км от точки измерений на физическом факультете, столь сильного порыва ветра не было зафиксировано из-за влияния Главного здания университета, окружающих учебных корпусов и высокой растительности. Также не было зафиксировано столь сильного превышения средней скорости ветра и по измерениям в Останкино. В этом смысле отклонения от средней, по Москве, скорости ветра, как и траектория максимального порыва, конечно, являются случайным пространственно распределенным процессом.

После исключения средней скорости ветра, оценки дисперсии флуктуаций и нормирования на среднеквадратичное отклонение (СКО), по данным с минутным осреднением, как показано

на рис. 3, нормированный порыв 29 мая 2017 г. уже не является “исключительным” явлением, хотя и остается очень редким. Столь же большие значения нормированного порыва наблюдались и в других точках в другие сроки, хотя абсолютное значение скорости ветра, конечно, не было превышено. Так, на рис. 4 показан другой пример конвективного порыва в Останкино 13–14 июля 2016 г. Эти записи показывают, что нормированные мезомасштабные порывы действительно выделяются на фоне “средней” изменчивости флуктуаций, но, как будет показано, они не являются “случайными” при статистическом обобщении.

Сложная проблема, которая возникает после нормирования данных наблюдений, – влияние на статистику порывов технических ошибок измерений. После вычитания средней скорости ветра и нормирования на среднюю дисперсию, максимальный нормированный порыв не обязательно совпадает по времени с наибольшей скоростью ветра, а ошибка измерения дисперсии, при малых ее значениях, может привести к концентрации быстрых и случайных вариаций направления ветра в хвосте распределения нормированных порывов. Поэтому надежные оценки вероятности максимальных нормированных порывов зависят от частоты появления таких ошибок измерений.

Так, например, резкие колебания флюгарки анемометра и автоматическая запись таких случайных изменений “направления” при сильном ветре, как показано на рис. 5, 17 августа 2016 г., приводят к резким флуктуациям в записях, которые могут присутствовать на одном уровне измерений и отсутствовать на соседнем из-за особенностей взаимодействия порывистого ветра с телом Останкинской телебашни. По этой причине последние значения в хвосте распределения требуют специального контроля (см. [23]), сравнения измерений на разных высотах или несколькими приборами. В измерениях на Останкинской башне такой контроль является многократным (18 одновременных измерений на 6 высотах).

3.1. Распределение скоростей и нормированных порывов ветра на разных высотах

Является ли универсальным характер распределения нормированных порывов проще всего понять, сопоставляя измерения и расчеты по ним на разных высотах в одной точке наблюдений одинаковыми приборами. Изменение распределений скоростей ветра с высотой, показанное на рис. 2, и совпадение функции распределения нормированных ветровых порывов, даже по осредненным 10-минутным данным, показанное на рис. 6, ясно демонстрируют, что после нормирования функции распределения порывов сливаются. Конечно, это совпадение не будет “абсолютным”.

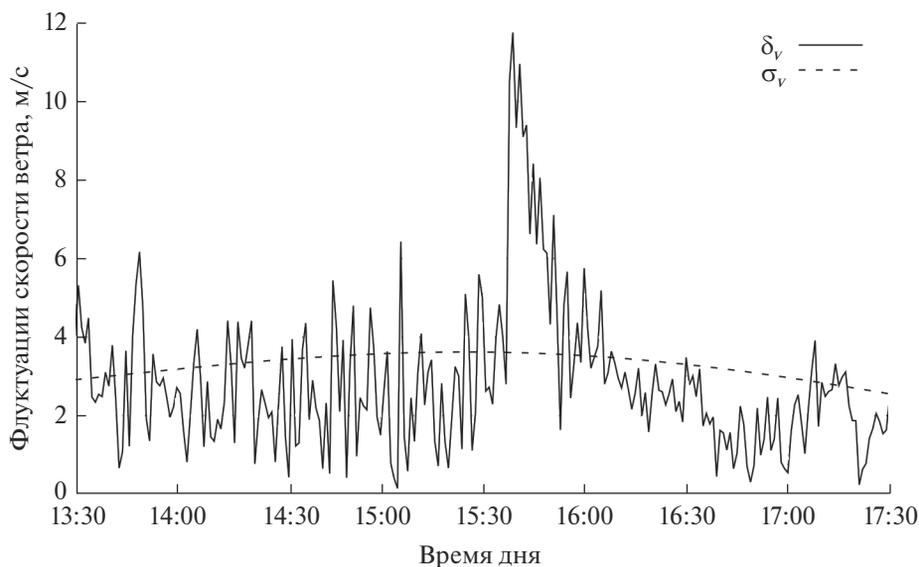


Рис. 3. Порыв 29.05.2017 после вычитания средней скорости ветра и с шагом дискретизации и осреднения измерений равным 1 мин (для сопоставления с другими типами измерений). δ_v – модуль флуктуаций скорости ветра, σ_v – СКО флуктуаций, рассчитанное за 3 ч осреднения, показано пунктиром.

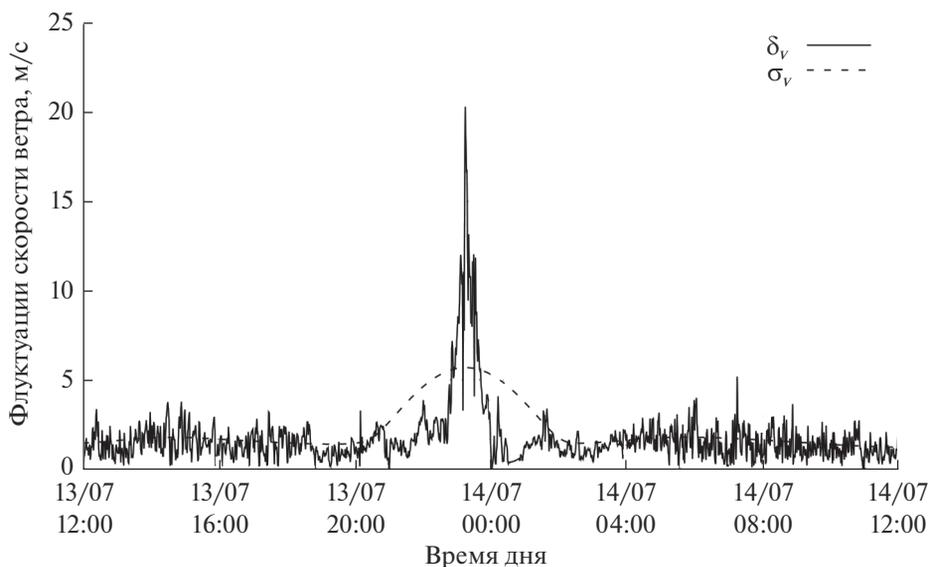


Рис. 4. Конвективный порыв 13 июля 2016 г., в ночное время, в тех же переменных, что и на рис. 3, по измерениям в Останкино.

Разброс главных квантилей нормированного порыва, рассчитанных уже по минутным, наиболее детальным, данным измерений в Останкино, собран в табл. 2.

Статистический анализ многолетних измерений нормированного порыва g показывает, что межгодовой разброс эмпирических распределений, построенных за каждый год, приблизительно равен разбросу между разными высотами измерений. Расхождение между разными эмпири-

ческими функциями распределений больше при малом числе данных измерений, то есть при самых больших значениях нормированного порыва. Так, для $P = 0.99$ межгодовой разброс эмпирических кривых составляет всего ± 0.1 . Детальное сопоставление измерений показывает, что и расхождение распределений между разными высотами имеет, во многом, техническую причину: датчики скорости ветра на разных уровнях могут иметь чуть разную чувствительность, толщина

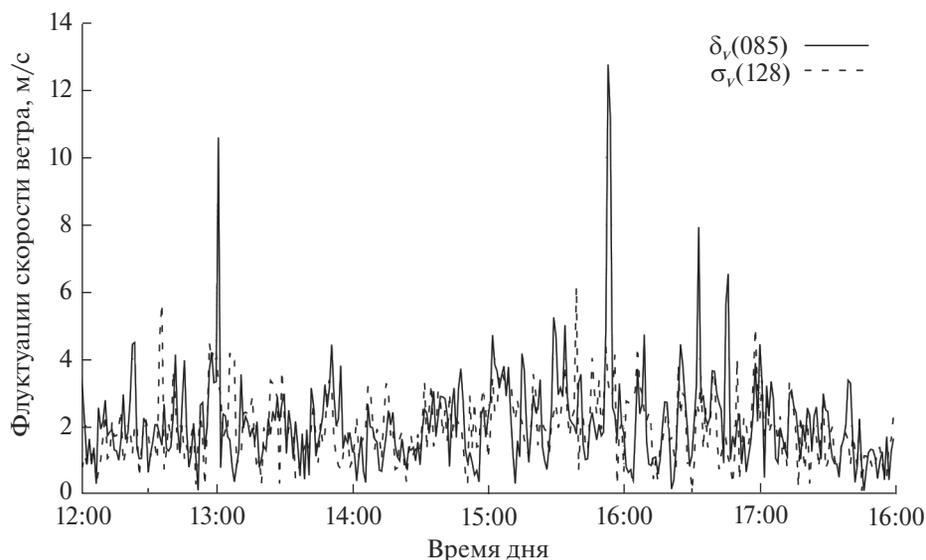


Рис. 5. Пример “ложных порывов”, связанных с хаотичными колебаниями флюгарки (Vaisala WAV252) при порывистом ветре по измерениям на Останкинской башне. На уровне 128 м этих же порывов не наблюдается. 17 августа 2016 г.

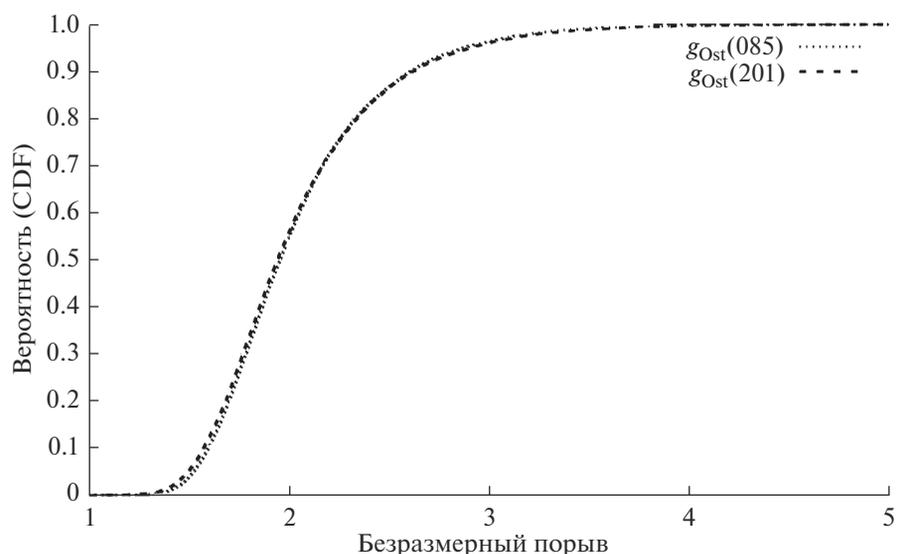


Рис. 6. Функция распределения для максимумов безразмерных порывов или пик-фактора $g = \max|\mathbf{V} - \bar{\mathbf{V}}|/\sigma_v$ за референсный интервал – 3 ч, по измерениям на двух высотах в Останкино. Шаг дискретизации и время осреднения одного измерения – 10 мин.

башни и ее влияние на поток уменьшаются с высотой, это влияние зависит от скорости ветра и его порывистости.

Проведенное сравнение показало, что и меньшая длительность временного ряда наблюдений, год или два, уже описывает основные свойства функции распределения нормированных порывов. А для самых больших значений нормированного порыва и малой обеспеченности: $(1 - P)$, можно использовать аппроксимацию хвоста распределения Гумбеля, при больших X (см. форму-

лу (3)) прямой в полулогарифмических координатах. Как показано на рис. 7 и в табл. 2, для времени осреднения 1 мин и референсном периоде 3 ч “прямая” хвоста распределения Гумбеля проходит через точки $P(<2.8) = 0.9$ и $P(<3.6) = 0.99$.

Большая продолжительность измерений в Останкино позволяет выделить из общего массива данных и сопоставить между собой эмпирические распределения, полученные в разные сезоны и в разное время суток, с достаточной обеспеченностью для выхода на хвост распределения

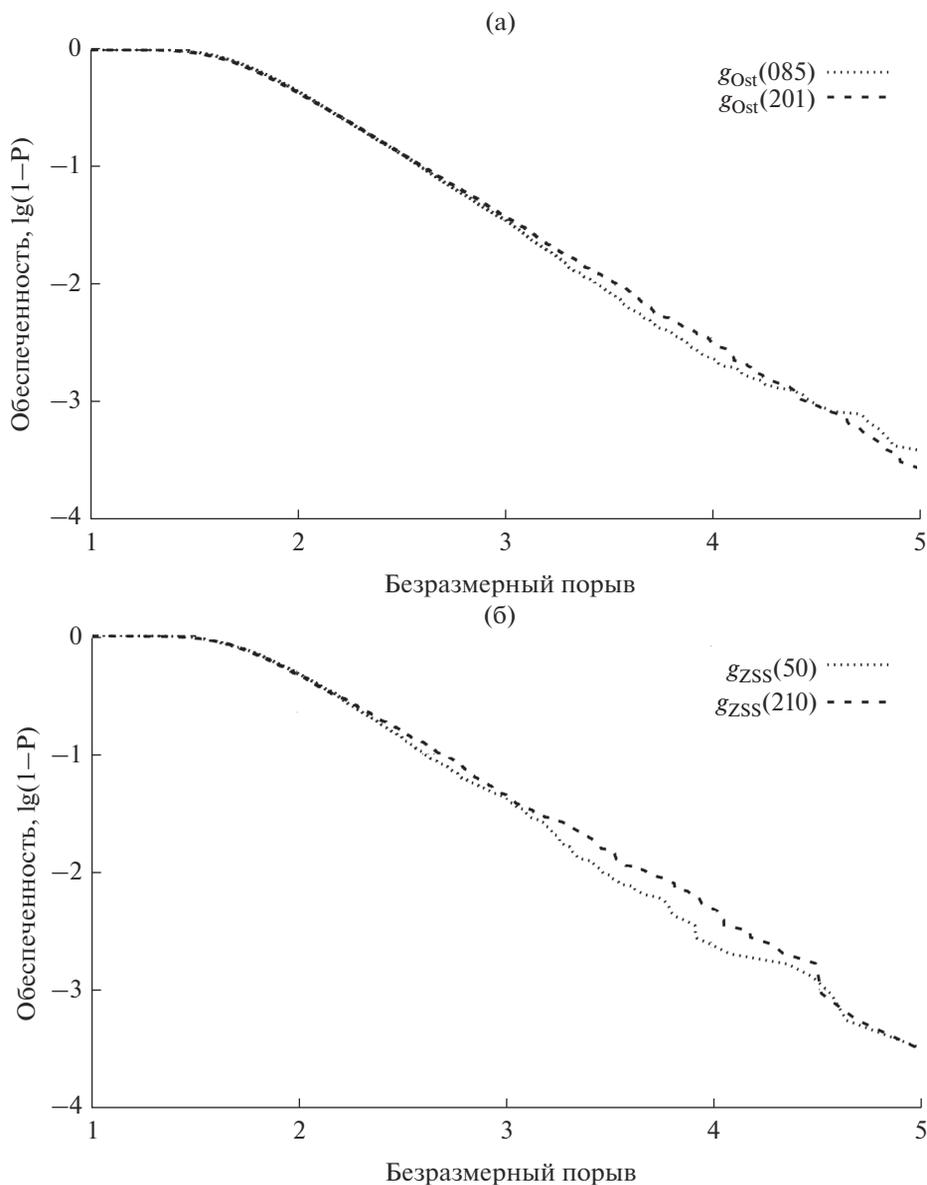


Рис. 7. Кривая повторяемости пик-фактора в логарифмическом представлении: $\lg(1-P)$ по измерениям с осреднением в 10 мин. Значение -1 соответствует верхнему децилю, -2 – верхнему перцентилю. (а) – по измерениям в Останкино и (б) – по содарным измерениям в загородной местности, на ЗНС ИФА РАН.

Гумбеля. Большой массив данных также позволяет изучить влияние управляющих параметров (стратификации, средней скорости ветра) на вид нормированного распределения, проверить, не меняется ли распределение на разных выборках.

3.2. Распределения нормированных порывов в разных точках измерений и при измерениях разными методами

Сопоставление расчетов распределений нормированных порывов в Останкино и МГУ (по высокочастотным акустическим измерениям) пока-

зывает, что эти распределения если и отличаются, то весьма незначительно. В пределах того разброса, который демонстрируют измерения на разных высотах в одной точке. Сопоставление измерений в МГУ и в загородной местности, на Звенигородской научной станции ИФА РАН, приборами одного типа и при одинаковом осреднении также показывает их близость в широком диапазоне выбора референсного периода и времени осреднения.

Очень близкие результаты показывают и содарные измерения флуктуаций и порывов скорости ветра в городской и загородной местности. Так, на рис. 7 показан пример расчетов хвоста

функции распределения безразмерного порыва в полулогарифмических координатах, при осреднении в 10 минут, по данным измерений в Останкино и содарным измерениям в Звенигороде на разных высотах. Большой интервал осреднения был выбран первоначально, чтобы показать, что именно мезомасштабная изменчивость скорости ветра, которая характеризуется сильной пространственной неоднородностью и непредсказуемостью, и поведение которой нельзя предугадать в синоптическом прогнозе на сутки или более вперед, обладает, в то же время, устойчивой вероятностной структурой. 10-минутные средние, кроме того, более надежны в плане их измерения: отдельные технические случайные выбросы гасятся при небольшом осреднении. А в содарных измерениях такой интервал осреднения позволяет избавиться от множества пропусков измерений при слабом сигнале рассеяния.

При сопоставлении различных функций распределения интересным вопросом является, в какой степени эти функции распределения “различны” и в какой — “схожи”. Однако практическим критерием точности расчетов вероятности максимальных скоростей можно считать точность расчета прогнозируемых параметров, то есть средней скорости ветра и энергии флуктуаций E или σ_v . Другими словами, для большей точности прогноза вероятности максимальных ветров большее внимание следует уделить точности прогноза энергетики мезомасштабных флуктуаций и ошибкам гидродинамических прогнозов.

3.3. Распределения максимальных порывов в разные сезоны и время суток, при разных скоростях ветра и дисперсиях

Влияние на порывистость $P(g)$ изменения ширины спектра флуктуаций, конечно, не может быть исследовано по усредненным за 10 мин данным измерений в Останкино или на автоматических метеостанциях гидрометслужбы. Минутная дискретизация измерений маскирует все особенности распределения порывов ветра, связанные с шириной спектра турбулентных флуктуаций. При анализе же данных измерений с высокой частотой дискретизации, от 1 Гц и выше, ширина спектра флуктуаций и ее средние суточные и сезонные изменения влияют на поведение максимума скорости ветра и распределение нормированного порыва в разных условиях измерений.

Проводимые на физическом факультете МГУ и Звенигородской научной станции ИФА РАН высокочастотные акустические измерения скорости ветра позволяют сопоставить распределения нормированного порыва с шириной спектра флуктуаций. Так, расчеты с частотой дискретизации 2 с и референсным периодом 1 ч показывают

разделение эмпирических распределений при разделении данных по временному интервалу день/ночь или сезонам: зима/лето. Как и ожидалось, разделение измерений на ночные, с 0 до 6 ч, и дневные, с 10 до 16 ч, местного времени, демонстрирует большее расхождение для летних измерений, чем для зимних. На уровне $P = 0.9$ (верхний дециль) расхождение между распределениями нормированных порывов в дневных и ночных измерениях составляет 0.2, а на уровне $P = 0.99$ — 0.5 (ординаты -1 и -2 на рис. 7). В среднем же за сутки, разница между летними и зимними распределениями составляет всего 0.1 для вероятности $P = 0.9$ и 0.3 для вероятности $P = 0.99$, что почти не отличается от межгодовой разницы распределений или разницы, связанной с методом измерений.

Чтобы показать, что функция распределения нормированных порывов не зависит от средней скорости ветра, а значит, может рассчитываться не только для очень больших, но и для умеренных ветров, увеличивая, таким образом, объем статистической выборки, было проведено сопоставление распределений при разных скоростях ветра. Наибольшее влияние на погрешности расчета нормированных порывов будут оказывать ситуации с малой скоростью ветра и малой дисперсией флуктуаций. При таких течениях (затишьях) турбулентное перемешивание теряет свою универсальность, и большую роль приобретают инструментальные ошибки измерения скорости ветра и его направления, что приводит к скачкам векторной характеристики скорости. Отбор же наблюдений по дисперсии флуктуаций в атмосферном пограничном слое одновременно фильтрует их и по средней скорости ветра. Расчеты показывают, что если дисперсия мезомасштабных флуктуаций скорости ветра или удвоенная кинетическая энергия превышает $1 \text{ м}^2/\text{с}^2$, что составляет примерно 2/3 всех измерений, то дальнейшее разделение общей выборки можно не проводить: функция распределения максимальных порывов перестает зависеть от значения дисперсии.

3.4. Влияние на функцию распределения длительности референсного интервала и шага дискретизации измерений

При уменьшении времени осреднения одного измерения или увеличении частоты дискретизации измерений “порывистость”, то есть функция распределения максимального нормированного порыва g , сдвигается в область больших значений при той же вероятности превышения (обеспеченности), в силу простого факта, что максимум любой функции не меньше среднего значения. Однако насколько сдвигается эта функция распределения зависит как от интервала дискретизации, так

и от ширины спектра флуктуаций, а также инерционности измерительных приборов, внутреннего накопления данных или объема пространственного осреднения (в дистанционных содарных измерениях). По этой причине, излишняя частота дискретизации приведет к трудностям сопоставления распределений, полученных разными методами. Поэтому наиболее простые измерения автоматическими метеостанциями с дискретизацией в 1 мин можно считать приемлемыми для оценки мезомасштабной порывистости.

Аналогичная зависимость связана и с увеличением длительности референсного периода. Увеличение длительности референсного интервала от 1 до 3 ч демонстрирует рост нормированного порыва, что легко понять, так как за более длительное время, при сохранении среднего и дисперсии, больший максимум скорости более вероятен. При увеличении же референсного интервала от 3 до 6 ч происходит обратное движение, по-видимому, уже из-за влияния суточного хода устойчивости АПС и нестационарности флуктуаций скорости ветра на больших временах осреднения. Такого рода оценки, конечно, несут чисто эмпирический характер, но они позволяют обосновать выбор референсного интервала согласованно с характерным интервалом синоптического прогноза, суточным изменением стратификации и синоптическим изменением поля давления, а значит и средних течений выше пограничного слоя для активных динамических процессов.

Примечательно, что асимптотика функции распределения нормированного порыва при дискретизации в 1 мин за 3-часовой интервал практически совпадает с асимптотикой функции распределения нормированного порыва при дискретизации 2 с, но за часовой референсный интервал расчетов. Так, по измерениям в МГУ, при частоте дискретизации измерений 2 с и референсном периоде 1 ч верхний перцентиль (99%) нормированного порыва g равен 3.46, в то время как при минутной дискретизации и 3-часовом осреднении его значение для той же вероятности равно 3.50. Уменьшение времени осреднения с 10 до 1 мин данных измерений в Останкино весьма слабо изменяет функцию распределения порывистости, по-видимому, из-за технической интерполяции данных сохраняемых в базе измерений. Причем значения ниже медианы, скажем 1 квартиля, могут даже уменьшаться с ростом частоты дискретизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Экстремальные скорости ветра, случающиеся даже “раз в сто лет”, не убивают людей сами по себе. Убивает неподготовленность к столь редким и опасным событиям. И, в отличии от наводнений, землетрясений или технологических ката-

строф, сильные порывы ветра дают нам лишь пример сложной взаимосвязи теоретических расчетов и численного гидродинамического моделирования со случайными и редкими событиями. Возможны ли вообще прогнозы таких редких вероятностных событий и каков их смысл?

В настоящей работе показано, что теория экстремальных значений дает нам надежный инструмент расчета и позволяет эмпирически показать, что вероятности случайных экстремальных событий ложатся на единую асимптотическую прямую при измерениях в широком диапазоне высот, в разных локациях и разными типами приборов. Однако специальное внимание требуется уделить фильтрации грубых технических ошибок, ошибкам связанным с принципом измерений (см. рис. 5) или влиянием на измерения отдельных городских сооружений и уличных каньонов.

Рассчитанная в настоящей работе асимптотика предельного распределения Гумбеля для максимальных нормированных порывов описывается в полулогарифмическом представлении прямой, проходящей через значения 2.8 ± 0.05 для обеспеченности или “вероятности превышения” в 10% и 3.6 ± 0.1 для обеспеченности в 1%. Сохранение формы этой функции распределения на разных высотах, при измерении разными приборами и в разных точках наблюдений, говорит о ее универсальности и позволяет использовать ее для расчета малых вероятностей редких максимальных порывов ветра в Московском и Центральном регионе России, при наличии прогноза средней скорости ветра (\bar{V}) и энергии мезомасштабных флуктуаций (σ_v) в численных моделях.

Предложенная в настоящей работе нормирующая функция или пик-фактор:

$$g = \max_T \frac{|V - \bar{V}|}{\sigma_v},$$

рассчитываемая на референсном интервале T , переносит “центр тяжести” статистических расчетов с максимальных, но редких событий на средние значения, то есть увеличивает доказательную базу расчетов. Это, с одной стороны, “расширяет” статистику экстремальных вариаций, но, с другой стороны, делает эту статистику чувствительной к ошибкам измерений, например, направления ветра при малых значениях средней скорости и энергетики флуктуаций.

Вероятностный подход к гидродинамическим прогнозам становится особенно актуальным в последние годы, с появлением множества численных моделей и пониманием того, что специальное внимание требуется мезомасштабным, но подсеточным движениям, теория которых еще не разработана в достаточной степени. Цель такого детального расчета вероятности максимальных

порывов ветра состоит, конечно, в страховании и предупреждении возможных отклонений от прогнозируемых величин и возможного ущерба. Если распределение максимальных порывов ветра может быть функционально связано с ценовой функцией материальных потерь [32], то такое страхование позволит уменьшить затраты на восстановление городской инфраструктуры в масштабе крупного мегаполиса, точнее оценить эти затраты и связать их с неблагоприятными погодными условиями.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает глубокую признательность своим коллегам за длительные и плодотворные обсуждения предложенного подхода. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 19-05-00028, 18-08-00074 и 19-05-00375.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Taleb N.N.* The black swan: The impact of the highly improbable (2nd ed.). Random House, 2010. New-York, 444 p.
2. *Davenport A.G.* Note on the distribution of the largest value of a random function with application to gust loading // Proc. of the Institution of Civil Engineers. 1964. V. 28. № 2. P. 187–196.
3. *Kristensen L. et al.* In search of a gust definition // Boundary-Layer Meteorology. 1991. V. 55. № 1. P. 91–107.
4. *Mohr et al.* Statistical characteristics of convective wind gusts in Germany // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2017. V. 17. № 6. P. 957–969.
5. *Kunz M. et al.* Assessment of extreme wind speeds from Regional Climate Models. Part 1: Estimation of return values and their evaluation // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2010. V. 10. № 4. P. 907–922.
6. *Schreur B.W., Geertsema G.* Theory for a TKE based parameterization of wind gusts // HIRLAM newsletter. 2008. V. 54. P. 177–188.
7. *Brasseur O.* Development and application of a physical approach to estimating wind gusts // Mon. Weather Rev. 2001. V. 129. № 1. P. 5–25.
8. *Kurbatova M. et al.* Comparison of seven wind gust parameterizations over the European part of Russia // Advances in Science and Research. 2018. V. 15. P. 251–255.
9. *Justus C.G. et al.* Methods for estimating wind speed frequency distributions // J. Applied Meteorology. 1978. V. 17. № 3. P. 350–353.
10. *Drobinski P., Coulais C., Jourdiar B.* Surface wind-speed statistics modelling: alternatives to the Weibull distribution and performance evaluation // Boundary-Layer Meteorology. 2015. V. 157. № 1. P. 97–123.
11. *Suomi I. et al.* On the vertical structure of wind gusts // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2015. V. 141. P. 1658–1670.
12. *Юшков В.П., Кузнецов Р.Д., Каллистратова М.А.* Средние профили скорости ветра в воздушном бассейне г. Москва // Метеорология и гидрология. 2008. № 10. С. 24–33.
13. [https://ru.wikipedia.org/wiki/Ураган в Москве \(2017\)](https://ru.wikipedia.org/wiki/Ураган_в_Москве_(2017)).
14. *Мохов И.И., Юшков В.П., Тимажев А.В., Бабанов Б.А.* Шквалы с ураганным ветром в Москве // Вестник МГУ. Сер. 3. Физ. Астрон. 2020. № 6. С. 168–172.
15. *Fisher R.A., Tippett L.H.C.* Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample // Mathematical Proc. of the Cambridge Philosophical Society. 1928. V. 24. № 2. P. 180–190.
16. *Rice S.O.* Mathematical analysis of random noise // Bell Labs Technical J. 1944. V. 23. № 3. P. 282–332.
17. *Gumbel E.J.* Statistics of extremes. Columbia Univ. Press, 1954. New-York, 400 p. (Пер.: Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1965. 451 с.)
18. *Лидбеттер М., Линдгрен Г., Рутсен Х.* Экстремумы стационарных случайных после последовательностей и процессов. М.: Мир, 1989. 392 с.
19. *Born K., Ludwig P., Pinto J.G.* Wind gust estimation for Mid-European winter storms: towards a probabilistic view // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2012. V. 64. № 1. P. 17471.
20. *Petroliaigis T.I., Pinson P.* Early warnings of extreme winds using the ECMWF Extreme Forecast Index // Meteorological Applications. 2014. V. 21. № 2. P. 171–185.
21. *Neal R.A. et al.* Ensemble based first guess support towards a risk-based severe weather warning service // Meteorological Applications. 2014. V. 21. № 3. P. 563–577.
22. *Weibull W., Rockey K.C.* Fatigue testing and analysis of results // Journal of Applied Mechanics. 1962. V. 29. № 3. P. 607.
23. *Kislov A., Matveeva T.* An extreme value analysis of wind speed over the European and Siberian Parts of Arctic Region // Atmos. Clim. Sci. 2016. V. 6. № 2. P. 205–223.
24. *Greenway M.E.* An analytical approach to wind velocity gust factors // J. Wind Engineering and Industrial Aerodynamics. 1979. V. 5. № 1. P. 61–91.
25. *Emeis S.* Surface-based remote sensing of the atmospheric boundary layer // Springer Science & Business Media, 2010. 187 p.
26. *Murphy A.H., Winkler R.L.* Probability forecasting in meteorology // J. Am. Stat. Assoc. 1984. V. 79. № 387. P. 489–500.
27. *Anthes R.A. et al.* Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1989. V. 115. № 488. P. 763–806.
28. *Бызова Н.Л., Хачатурова Л.М.* Сравнение суточного хода температуры воздуха и скорости ветра по измерениям в Обнинске и в Останкино // Труды ЦВГМО. 1984. Т. 20. № 1. С. 3–11.
29. *Кузнецова И.Н. и др.* Неблагоприятные для качества воздуха метеорологические факторы // Труды ГМЦ, 2014. Т. 315. С. 154–172.
30. *Юшков В.П. и др.* Опыт использования доплеровского акустического локатора для измерения профиля скорости ветра в городских условиях // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 13. № 2. С. 193–205.
31. *Kaimal J.C., Finnigan J.J.* Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. Oxford Univ. Press, 1994.
32. *Fan Y., Patton A. J.* Copulas in econometrics // Annu. Rev. Econ. 2014. V. 6. № 1. P. 179–200.

The Asymptotic Behavior of the Maximum Wind Gust Distribution in Moscow Metropolis: Goals, Principles of Calculations and Observation Statistics

V. P. Yushkov*

Physics Faculty, Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1, Moscow, 119991, Russia

**e-mail: yushkov@phys.msu.ru*

The asymptotics of mesoscale wind gust probabilities over Moscow is investigated. Statistical analysis of lengthy continuous measurements of mesoscale wind gusts at 6 altitudes in the atmospheric boundary layer at Ostankino TV tower and comparisons with continuous high frequency measurements within and outside the Moscow megalopolis and with the remote sodar observations were carried out. It is shown that normalized mesoscale fluctuations of wind speed have a single probability structure and universal distribution of maxima. According to these measurements, the empirical function of distribution of wind speed maxima for the reference period between meteorological measurements (3 hours) normalized to their energy (RMS) was calculated. The tail of the Gumbel distribution for these maxima represented in a semi-logarithmic coordinates forms a straight line. Changing the sampling rate and the reference interval, although insignificantly changes these parameters, does not change the type of distribution. The preservation of form of this probability distribution for data at different altitudes and at different observational sites in Moscow region with using different instruments shows its universality; therefore, this function can be used for calculating even small probabilities of maximum wind gusts if the forecast of the average wind speed and its variance in numerical models is available.

Keywords: wind gust, mesoscale fluctuations, numerical forecast, probability, theory of extreme values, Gumbel distribution

УДК 535.2;535.3;550.35;551.46;551.521

ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ С ПЕРИСТЫМИ ОБЛАКАМИ

© 2021 г. Т. А. Сушкевич^{а, *}, В. А. Фалалеева^{б, **}

^аИнститут прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, Миусская пл., 4, Москва, 125047 Россия

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

*e-mail: tamaras@keldysh.ru

**e-mail: victory@phystech.edu

Поступила в редакцию 11.12.2019 г.

После доработки 08.02.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

Теоретической основой дистанционного зондирования Земли из космоса и радиационного форсинга на климат является теория переноса излучения, базирующаяся на разных приближениях кинетических уравнений Больцмана. Предложена модель переноса солнечного излучения в облачной атмосфере “Fast Line-by-Line Model” (FLBLM), усовершенствованная с учетом высокого разрешения спектров поглощения в ИК-диапазоне, аэрозольного рассеяния и поглощения, поляризационных эффектов, гетерогенных и анизотропных сред. Модель FLBLM, ориентированная на локальные расчеты и экспресс-анализ, реализована методом статистического моделирования с использованием алгоритмов метода Монте-Карло. Проведен гиперспектральный расчет вектор-функции Стокса уходящего солнечного излучения для атмосферы с перистыми облаками над кучево-дождевыми облаками, который позволяет оценить влияние перистых облаков и их микрофизики на спектральную поляризацию. Для перистых облаков использованы модели с шестью независимыми параметрами в фазовой матрице для различных эффективных диаметров частиц от 10 до 120 мкм, а кучево-дождевые капельные облака описываются моделью с четырьмя независимыми параметрами и эффективным диаметром капель 62 мкм.

Ключевые слова: уравнение переноса излучения, поляризация, анизотропная среда, перистые облака, ледяные кристаллы, гетерогенная система, гиперспектральная модель, ИК-спектр, программа “Будущее Земли”

DOI: 10.31857/S000235152103010X

1. ВВЕДЕНИЕ

С 2014 г. мировое научное сообщество начало объединяться на платформе Всемирной Глобальной Научной Программы “Будущее Земли” (World Global Research Projects “Future Earth”) [1] для координации международных исследований по устойчивому развитию окружающей среды и общества. Это была совместная инициатива Международного совета по науке (ICSU) и Международного научного совета по общественным наукам (ISSC) при поддержке крупнейших международных правительственных организаций в сфере науки, образования и культуры – ЮНЕСКО, Программы Объединенных Наций по окружающей среде (ЮНЕП), Международного университета ООН, Международной метеорологической организации (WMO), Бельмонтским форумом, Сетью организаций по устойчивому развитию (SDSP) и др. После объединения в 2018 г. ICSU и ISSC переименованы в “Международный научный совет”

(ISC) [2], представляющий 133 страны, 29 международных научных союзов и 24 научные ассоциации. В 2018 г. к Программе присоединилась Россия в лице Российского национального Комитета Российской академии наук.

В Программу “Будущее Земли” вошло большинство международных программ по изучению глобальных изменений и климата, и с каждым годом увеличивается число проектов по широкому спектру тематических исследований в науках о Земле. Солнце – естественно-природный источник энергии и основа жизни на планете Земля. Однако в Программе и этих проектах недостаточное внимание уделяется “радиационным” задачам, т.е. исследованиям роли переноса “лучистой энергии” Солнца и радиационного воздействия на все сферы планеты – живые и неживые объекты природы, а также на человека. Планета Земля – сложнейшая динамическая система. Радиационное поле Земли мгновенно со скоростью света от-

кликается на все изменения в этой системе. Солнечная энергия играет значимую роль в круговороте веществ в природе, который происходит в течение всей истории развития Земли, и потоке энергии в био- и экосистемах.

Солнечное и собственное излучение – один из неотъемлемых факторов жизнеобеспечения человека, животного и растительного мира на Земле, а также одна из определяющих компонент земной экосистемы и биосферы, для поведения которых характерно взаимодействие отдельных компонент с проявлением синергизма (обратных связей, которые иногда приводят к взаимоусилению различных процессов). Поле солнечного излучения влияет на механизмы изменчивости (динамические процессы: циркуляция, конвекция, турбулентный перенос; радиационные и фотохимические процессы) геофизического, метеорологического, климатического состояния Земли, которые обладают сложными нелинейными связями, затрудняющими предсказание возможных эффектов, оценку их величины и значимости, с одной стороны. С другой стороны, электромагнитное излучение, регистрируемое разными средствами, является основным источником информации о строении и физических свойствах планетных атмосфер, поверхностей, океана, биосферы при консервативном дистанционном зондировании Земли (ДЗЗ).

Глобальная Климатическая система Земли (КСЗ) должна охватывать не только такие “материальные” компоненты как атмосфера, включая облака, гидросфера (океан, моря, озера, реки), криосфера (поверхность суши, лед, снег) и биосфера, объединяющая все виды живого (фауна и флора), но и “нематериальное” *радиационное поле Земли*. “Материальные” и “нематериальная” компоненты КСЗ находятся в непрерывных причинно-следственных прямых и обратных связях. Изменения в “материальных” компонентах КСЗ мгновенно проявляются в изменениях радиационного поля, которые приводят к обратному отклику. Наиболее наглядно такой сложный природный процесс наблюдается в районе Арктики, где происходит перестройка региональной климатической системы и повышается температура. В значительной степени это связано с изменениями фазового состояния H_2O (вода, лед, снег, влажность воздуха, облака разного типа, включая перистые).

Исследования макро характеристик глобальной КСЗ в масштабах планеты проводятся преимущественно с использованием данных космических наблюдений и станций глобального мониторинга. Радиационное поле Земли – это электромагнитное излучение в диапазоне спектра длин волн от ультрафиолета до миллиметровых волн. Ультрафиолетовый и видимый, свето-

вой, диапазон – это солнечное коротковолновое излучение; инфракрасный и миллиметровый диапазоны – это солнечное и собственное длинноволновое излучение.

Непреодолимая трудность исследований этого физического поля в натуральных условиях обусловлена его непрерывной изменчивостью во времени и по пространству и невозможностью в момент измерений восстановить весь набор радиационно-активных компонент “оптической погоды” исследуемой среды, а следовательно, невозможно повторить эксперимент. Потому качественные и количественные оценки характеристик наблюдаемого радиационного поля носят статистический или прогностический характер. Фундаментальные основы методов обработки подобных случайных полей заложены академиком Андреем Николаевичем Колмогоровым (25.04.1903–20.10.1987) и его учеником Александром Михайловичем Обуховым (05.05.1918–03.12.1989).

Солнечное и собственное излучение Земли и его взаимодействие с веществом определяют радиационное поле Земли и лежат в основе сопряженных задач экологии, климата, эволюции, мониторинга и дистанционного зондирования Земли, гиперспектрального подхода и нанодиагностики природных сред. Например, трансграничный перенос загрязнений в атмосфере после крупных пожаров, извержений вулканов, техногенных аварий или военных действий и т.п., которые влияют на экологию и состояние окружающей среды, может быть обнаружен методами ДЗЗ, а далее через перенос лучистой энергии, зависящей от загрязнителей сред, может влиять на климат и в конечном итоге на тренд эволюции Земли как планеты. Электромагнитное излучение – единое физическое поле – основа Мироздания в масштабах не только Земли, Солнечной системы, но и Вселенной. Первым потребителем прикладных аспектов электромагнитной сущности Мироздания стала метеорология. Основоположник русской метеорологии и агрометеорологии член-корреспондент Российской академии наук (1916) Петр Иванович Броунов (21.12.1852–24.04.1927) занялся изучением циклонов и антициклонов, прогнозом погоды и подошел к пониманию роли радиационной проблемы в начале XX века.

В 1925 г. Евграф Сергеевич Кузнецов (13.03.1901–17.02.1966), 120-летие со дня рождения которого отмечается в 2021 г., одним из первых начал исследования воздействия солнечного излучения и лучистой энергии на климат и урожайность сельскохозяйственных культур в Поволжье [3]. Первый отечественный специалист по теоретико-расчетным исследованиям радиационного фактора климата и переноса излучения в природных средах Е.С. Кузнецов создал Москов-

скую научную школу и в 1955 г. основал единственный в мире уникальный отдел “Кинетические уравнения” в Институте прикладной математики АН СССР (Институт Келдыша создан в 1953 г.), сотрудники которого совместно с его учениками и коллегами из Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН стали первыми участниками космических исследований и освоения космоса.

Покорение космического пространства и выход человека в космос явились определяющим стимулом существенного роста активности научных фундаментальных и прикладных исследований радиационного поля Земли. В 1955 г. началась подготовка первой Программы космических исследований. 2021 г. — это год 110-летия со дня рождения академика Мстислава Всеволодовича Келдыша (10.02.1911—24.06.1978) [4, 5], Главного Теоретика космонавтики и идеолога космических исследований. М.В. Келдыш выделил **две стратегические задачи: разведка и наблюдения Земли**, вокруг которых сформировались многие научно-исследовательские проекты, созданы новые институты и определилась новая — космическая — отрасль человеческой деятельности.

В двадцать первом веке двадцать первый год (2021) — это год Юрия Гагарина, Мстислава Келдыша и Сергея Королева. “Советский человек в Космосе!”, — эта новость облетела 12 апреля 1961 г. весь земной шар вслед за кораблем “Восток”. Полет Юрия Гагарина стал апофеозом советской космической программы. В год 50-летия полета первого землянина в космос 7 апреля 2011 г. Генеральная Ассамблея ООН приняла Резолюцию, в которой **“провозглашает 12 апреля Международным днем полета человека в космос”**.

2. РАДИАЦИОННЫЙ ФОРСИНГ

На Третьей Всемирной конференции по изменению климата [6], пожалуй, впервые сторонники антропогенного и естественно-природного влияния на климат всесторонне обсуждали генеральные проблемы на секции “Наука об изменении климата”. В конференции активное участие приняли российские ученые академики Кирилл Яковлевич Кондратьев (14.06.1920—01.05.2006), Гурий Иванович Марчук (08.06.1925—04.03.2013), Юрий Антонович Израэль (15.05.1930—23.01.2014), которые стояли у истоков становления наблюдений Земли из космоса и метеорологических спутников и были крупнейшими специалистами по “радиационным” проблемам. Они последовательно отстаивали свою позицию и предлагали расширить повестку исследований климата не только в интересах “Киотского протокола” и “парникового” эффекта CO_2 . В докладах говорили о радиационном воздей-

ствии разных факторов на КСЗ и необходимости количественных оценок этого воздействия.

В рамках Монреальского протокола “по озоновой проблеме” (1987) для количественной оценки эксперты ввели понятие “озоноразрушающий потенциал”, который вычислялся на основе сложной математической модели, учитывающей фотохимические, радиационные и циркуляционные процессы в атмосфере. Для исследования “парникового эффекта” отдельных парниковых газов в рамках Киотского протокола (1997) использовали понятие “потенциал глобального потепления” (ПГП).

В 2006 г. предложили более универсальную оценку отклика радиационного поля Земли на возмущения разной природы [7]. Так для описания текущего радиационного состояния атмосферы стали использовать разность потоков коротковолнового и длинноволнового излучения на уровне тропопаузы — границы раздела между тропосферой и стратосферой. Эта разность (F) чутко реагирует на различные природные явления и катаклизмы, будь то крупные извержения вулкана или лесные пожары, усиление солнечной активности или массовый выброс в атмосферу парникового газа. Рассматривая разность величин F для возмущенного ($F_{\text{возм}}$) и невозмущенного ($F_{\text{невозм}}$) состояний атмосферы, получим DF — численную характеристику отклика атмосферы, называемую **“радиационным форсингом”** (от англ. forcing — воздействие). Его величина вычисляется с помощью сложных математических моделей, позволяющих рассчитать как концентрации парниковых газов в атмосфере, так и поглощение длинноволнового излучения каждым из газов. Положительный радиационный форсинг свидетельствует о нагреве атмосферы, а отрицательный — о ее выхолаживании [7, 8].

Концепция радиационного воздействия эволюционировала от первоначального предложения, называемого в настоящее время мгновенное радиационное воздействие, до других предложений, направленных на уточнение связи радиационного дисбаланса с глобальным потеплением (например, глобальной средней температурой поверхности). Понятие радиационного форсинга было введено в связи с необходимостью разделить эффекты воздействия различных радиационно-активных факторов, поскольку в натуральных измерениях радиационное поле является откликом на все факторы одновременно.

В отчете “Радиационные воздействия, IPCC, AR4, 2013” Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) расширили сферу приложений понятия “радиационный форсинг” и рекомендовали использовать для количественных оценок значимости разных климатообразующих факторов, зависящих от солнечного

и собственного излучения, в качестве характеристики глобальной КСЗ: “Радиационное воздействие — это мера влияния фактора на изменение баланса входящей и исходящей энергии на Земле... и является показателем важности фактора как потенциального механизма изменения климата”.

Радиационный форсинг оценивает относительную эффективность влияния или реальный вклад того или иного возмущения — концентрации парникового газа и/или аэрозоля, любого феномена естественно-природного (опустынивание земель, вулканы, таяние льдов в Арктике и Антарктике и т.п.) или антропогенного происхождения (пожары, загрязнения атмосферы, облаков, суши, океана, сокращение лесных массивов и т.п.) — в изменение радиационного режима отдельных компонент КСЗ (атмосфера, океан, суша) или глобальной КСЗ как планеты за исследуемый промежуток времени [8].

Радиационный форсинг в глобальной КСЗ — это изменение притока радиации (солнечной коротковолновой и длинноволновой лучистой энергии) **под влиянием радиационно-активных факторов**: альbedo и отражающие характеристики земной поверхности; облачность; океаны и моря; снежный и ледовый покров; загрязнения и газовый состав атмосферы; загрязнения и аэрозольный состав атмосферы; солнечная постоянная (солнечный климат); спектральные характеристики рассеяния и поглощения компонент природной среды; изотропная и анизотропная (при осадках и низких температурах) среда; радиационно-конвективная фотохимия и фотолиз; оптико-метеорологическая “погода” (температура, давление, влажность); биофизические, биогеофизические и биогеохимические процессы, круговорот веществ в биосфере и экосистеме.

CO_2 , H_2O и океан — конкурирующие факторы радиационного форсинга на глобальный климат и эволюцию планеты. Радиационный фактор H_2O оценивать трудно не только из-за сложных спектров селективного и континуального поглощения, но и потому, что это единственная компонента КСЗ, которая представлена в разных фазовых состояниях (водяной пар, водяные капли, снежные или ледяные кристаллы), которые изменяются в зависимости от температуры в компонентах климатической системы.

Солнечное излучение поглощается и накапливается океаном, потом переизлучается в длинноволновый спектр, взаимодействует с парниковыми газами и нагревает атмосферу, повышает температуру воды в океане и усиливается парообразование, увеличивается облачность и возрастает отражение солнечного излучения облаками. Это сложнейший для моделирования и пока недоступный для экспериментальных наблюдений

естественный радиационный процесс глобального масштаба, от которого зависит и будущее планеты. Для проверки подобных гипотез объяснения механизмов сложнейшего взаимодействия атмосферы с облаками и океана и их влияния на климат важно уметь моделировать образование облаков [9] и разделять вклады атмосферы и океана в суммарное поле уходящего излучения Земли, регистрируемого из космоса [10]. “Простая оптическая модель безоблачной и облачной атмосферы” представлена в статьях [11, 12].

3. ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

С появлением больших компьютеров (первая ЭВМ “Стрела” установлена в Институте Келдыша в 1953 г.) в период становления космической эры и в настоящее время натурные эксперименты и наблюдения сопровождаются математическим моделированием при контролируемых входных данных моделей через коэффициенты уравнений, функции источника, граничные условия, что позволяет изучать влияние отдельных компонент или отдельных процессов на измеряемую яркость или потоки и притоки лучистой энергии. Лучистая энергия связана с температурой законом Стефана–Больцмана: Йозеф Стефан (24.03.1835–07.01.1893) нашел формулу экспериментально, а его ученик Людвиг Больцман (20.02.1844–05.09.1906) дал теоретическое обоснование. Для исследований спектральных структур радиационного поля, когда компоненты не являются “серым телом”, закон Стефана–Больцмана обобщен на случай селективных характеристик поглощения, экстинкции, инсоляции.

В теории переноса излучения и компьютерном моделировании фундаментальным является кинетическое уравнение Больцмана с “бинарными столкновениями”, из которого получают разные приближения в зависимости от приложений [3, 10–20]. В детерминированных подходах обычно используют краевую задачу для интегро-дифференциального уравнения переноса излучения и методы (численные и аналитические), которые позволяют рассчитывать пространственные и угловые распределения характеристик излучения в полном фазовом объеме [3, 10–18]. В стохастическом моделировании проводятся локальные расчеты (конечное число точек пространства и направлений распространения излучения) и предпочитают интегральную форму уравнения [19, 20]. При прямом статистическом моделировании можно применять либо интегро-дифференциальную, либо интегральную модель в зависимости от приложений, однако расчеты проводятся локальные.

Таблица 1. Количество линий для каждого газа в базе HITRAN-2016

Молекула	Сумма линий по всем изотопам
H ₂ O	313787
CO ₂	559874
O ₃	449570
N ₂ O	160287
CO	5381
CH ₄	450332
O ₂	14085
Всего	1953316

Первая информационно-математическая достаточно реалистичная сферическая модель глобального радиационного поля Земли была разработана 55 лет назад в 1966 г. [15]. Эта модель была использована для первых научных проектов наблюдения Земли из космоса и, в частности, для проекта навигации в советской “Лунной программе” и позволила впервые получить оценки глобального альбеда планеты Земля [18]. Спектральное альbedo планеты может служить индикатором глобального изменения климата и тренда эволюции Земли как планеты (Марс или Венера — что впереди?). Детерминированная глобальная сферическая модель переноса излучения [15, 17] — это из категории “большая” сложнейшая вычислительная задача даже на суперкомпьютерах, потому расчетно-теоретические исследования характеристик радиационного поля проводятся преимущественно с использованием метода прямого статистического моделирования и/или с помощью алгоритмов метода Монте-Карло [19, 20]. В современных моделях климата Земли для радиационных блоков и в России, и за рубежом используются приближенные подходы, погрешность применимости которых невозможно оценить, но можно оценить значимость радиационного воздействия отдельных компонент на климатическую систему в целом.

Теория переноса излучения лежит в основе описания радиационного поля Земли [17]. Наблюдения и исследования планеты Земля проводятся с помощью “световых технологий”. Скорость света такова, что исследуемый объект можно считать “стационарным”, и в теории переноса солнечного и собственного излучения в природных средах практически решаются стационарные кинетические уравнения без временной зависимости [3, 10–20].

Современные перспективные системы дистанционного зондирования природных сред и объектов техногенной сферы носят преимущественно тематический характер и связаны с гиперспек-

тральными подходами, которые позволяют перейти от качественных и визуальных характеристик изображений к идентификации и количественным оценкам компонент среды и объектов. Носителями информации о средах и объектах в пассивных системах являются радиационные характеристики рассеянного солнечного света. Одной из актуальных задач ДЗЗ остается исследование облаков и аэрозолей — самых динамичных и неопределенных факторов в радиационном форсинге на климат. Особенно остро стоит проблема исследований их структуры и наиболее эффективным подходом является поляриметрия — это метод исследования облаков и аэрозолей по характеристикам рассеянного солнечного света с учетом его поляризации и деполяризации. Рассеянные лучи несут важную информацию о свойствах частиц, в том числе об их размере, форме, показателе преломления и химическом составе. Для решения проблемы интенсивно развивается метод, основанный на регистрации спектров высокого разрешения и гиперспектров отраженного поляризованного солнечного излучения в области полос поглощения атмосферных компонент.

Гиперспектральное дистанционное зондирование Земли — важнейшая технология мониторинга и оценки радиационного воздействия на планету Земля. В последние годы пристальное внимание исследователей направлено на совершенствование и развитие методов и средств более досконального и достоверного учета поглощения основными и малыми газами в атмосфере и оценки влияния поглощающего фактора на радиационный форсинг. В табл. 1 представлены данные о числе спектральных линий поглощающих газов в наиболее полной версии базы HITRAN-2016 [21] (США).

К формированию и тестированию этих баз привлекаются ученые из разных стран [22, 23]. По данным 2016 г. уже известны около 2 млн линий поглощения семи основных атмосферных газов, и это без учета континуального поглощения воды в разных фазах (водяной пар, капли, ледяные кристаллы) и аэрозолей разного происхождения. Для расчета коэффициентов поглощения необходимы профили метеорологических данных (температуры, давления) и концентраций компонент. И, естественно, важны время суток, сезоны, регионы и т.д. И, конечно, нужно учитывать многообразие подстилающих поверхностей и влияние океанов и облаков. В связи с возрастающим уровнем знаний о поглощении атмосферными газами и аэрозолями и об отражении оптически-активными ледяными кристаллическими перистыми облаками при непрерывном динамическом изменении и многообразии оптико-метеорологического состояния (“оптической погоды”) среды, как следствие, для расчетов нужна библиотека

математических моделей и методов в зависимости от “оптической погоды” и тематической направленности.

На современном этапе развития полинейных “Line-by-Line” (LBL) моделей дистанционного зондирования атмосфер Земли и планет методами инфракрасной спектроскопии ученые вынуждены считаться с тем, что обновление спектроскопической базы HITRAN проводится примерно каждые четыре года (начиная с 1973 г.) с целью увеличения точности этих моделей путем уточнения параметров спектральных линий (интенсивностей, положений, полуширин и т.п.). Особенно заметны изменения в трех последних версиях для семи основных атмосферных газов: в HITRAN-2008 сумма линий по всем изотопам насчитывает 1142645 линий, в HITRAN-2012 – 1652915 линий, в HITRAN-2016 – 1953316 линий [21–23].

Перистые облака являются основным источником неопределенности при построении численных моделей радиационного бюджета Земли, долгосрочного прогноза погоды и глобального изменения климата [24, 25]. Перистые облака являются объектом активного исследования наземными, самолетными и космическими инструментами, что позволяет оперативно получать информацию в глобальном масштабе. Существующие методы дистанционного исследования перистых облаков можно разделить на методы пассивного и активного зондирования. К наиболее известным инструментам пассивного зондирования облаков из космоса можно отнести MODIS, ATSR, AVHRR и POLDER (с поляризацией). Наземные измерения оптических характеристик атмосферы ведутся по всему миру и объединены сетью AERONET. Для восстановления вертикальных профилей атмосферы разработаны и широко применяются такие инструменты активного зондирования, как лидары [26, 27].

Наземные поляризационные лидары широко используются в мире во многих научных центрах и объединены в многочисленные лидарные сети [26]. Наиболее многочисленной (30 станций) является европейская лидарная сеть EARLINET. Большинство лидаров в этой сети – поляризационные и находятся в узлах сети AERONET. Достаточно крупная (20 станций) сеть AD-Net действует в Азиатском регионе. Восемь лидаров этой сети являются многоволновыми поляризационными. Лидарная сеть Латинской Америки LALINET/ALINET состоит из 10 станций. Для глобального мониторинга газового состава атмосферы создана лидарная сеть NDACC, включающая в себя 70 станций. Все указанные лидарные сети объединены единой сетью GALION, также включающей и две облачные лидарные сети: CIS-LINet и CREST.

В отличие от модели [26], созданной специально для активного метода наземного лазерного зондирования, модель FLBLM ориентирована на пассивное ДЗЗ и облаков из космоса. В обеих моделях используются фундаментальные основы “физической оптики”, позволяющие разрабатывать физически корректный математический аппарат. Разработка гиперспектральной модели переноса солнечного излучения ИК-спектра в перистых облаках с учетом поляризации и рассеяния на ледяных кристаллах несомненно представляет актуальную, но сложную комплексную задачу.

Перенос солнечной радиации в неоднородном плоском слое с учетом поляризационных эффектов и анизотропии среды описывается векторным интегро-дифференциальным кинетическим уравнением:

$$\mu \frac{\partial \mathbf{I}(\tau, \mu, \varphi)}{\partial \tau} = \mathbf{I}(\tau, \mu, \varphi) - \frac{\bar{\omega}(\tau)}{4\pi} \times \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 \mathbf{R}(\alpha) \mathbf{P}(\tau, \mu, \varphi; \mu', \varphi') \mathbf{R}(\alpha') \mathbf{I}(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi',$$

$$\text{где } \mathbf{I}(\tau, \mu, \varphi) = \begin{pmatrix} I(\tau, \mu, \varphi) \\ Q(\tau, \mu, \varphi) \\ U(\tau, \mu, \varphi) \\ V(\tau, \mu, \varphi) \end{pmatrix} \text{ — вектор-функция}$$

Стокса излучения [13, 16, 17, 28–30], распространяющегося в направлении с косинусом зенитного угла μ и азимутальным углом φ ; $\mathbf{P}(\tau, \mu, \varphi; \mu', \varphi')$ – фазовая матрица, характеризующая для анизотропной среды вероятность перерассеяния фотона из направления μ', φ' в направление μ, φ (для изотропной среды фазовая матрица зависит от угла между этими направлениями); $\mathbf{R}(\alpha)$ – матрица поворота на угол α ; $\bar{\omega} = \sigma_S / (\sigma_S + \sigma_a + K_v)$ – альбеда однократного рассеяния или вероятность выживания кванта ($0 < \bar{\omega} \leq 1$); σ_S и σ_a – объемные коэффициенты рассеяния (молекулярное + аэрозольное) и аэрозольного поглощения соответственно; $\tau(H) = \int_H^\infty (\sigma_S(z) + \sigma_a(z) + K_v(z)) dz$ – оптическая толщина на высоте H . Граничные условия: на верхней границе атмосферы параллельный солнечный поток, на нижней границе – отражение по закону Ламберта. Программная система АП-5 [30], разработанная С.А. Стрелковым и Т.А. Сушкевич, – это первая в мире реализация детерминированной модели переноса излучения с учетом поляризации и деполяризации в гетерогенной среде с матрицами рассеяния общего вида, с расчетом полной вектор-функции Стокса не только для пропущенного и отраженного слоев излучения, но и с подробной структурой вектор-

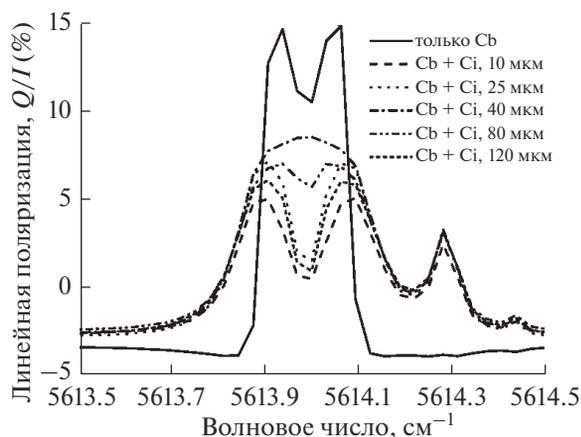


Рис. 1. Линейная поляризация Q/I (%) уходящего солнечного излучения для различных эффективных диаметров частиц перистого облака на высоте $\Delta H = 8-9$ км.

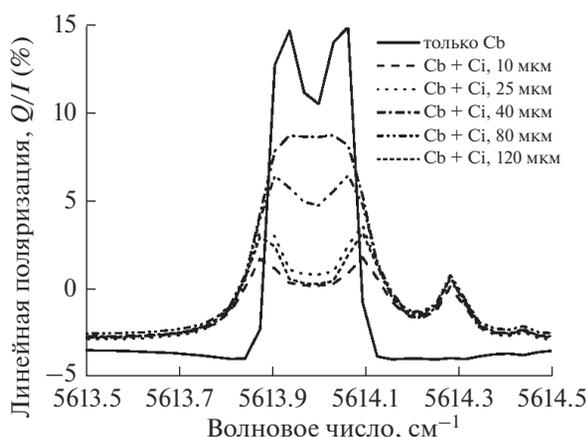


Рис. 2. То же, что и на рис. 1, но для перистого облака в слое $\Delta H = 6-7$ км.

функции Стокса для всех направлений рассеяния излучения внутри неоднородного слоя.

В модели FLBLM, ориентированной на локальные расчеты, процесс распространения света рассматривается как случайная марковская цепь столкновений фотонов с веществом среды, в результате которых фотоны либо рассеиваются, либо поглощаются [31]. Построение случайных траекторий, которые совпадают с характеристиками дифференциального оператора уравнения переноса [16, 17], для “физической” модели процесса принято называть “прямым статистическим моделированием”. Для определения характеристик поляризованного излучения “в точке” используются локальные оценки [19, 20]. Алгоритмы “прямого статистического моделирования” естественным образом распараллеливаются путем распределения статистических испытаний по процессорам. С

ростом мощностей вычислительных систем такие алгоритмы становятся все более привлекательными для реалистичного описания “физических” процессов и для быстрых “экспресс-расчетов”.

Модель FLBLM совмещает в себе полинейный LBL метод [31] для строгого учета молекулярного (континуального и селективного) газового поглощения и метод Монте-Карло (ММК) для учета многократного рассеяния в вертикально неоднородной атмосфере с поглощающими компонентами. Монохроматический коэффициент газового поглощения K_v в любой точке оси волновых чисел

v вычисляется по формуле: $K_v = \sum_i f_i(v, v_i^*)$, где

$f_i(v, v_i^*)$ – профиль поглощения каждой суще-

ственной i -й спектральной линии, а v_i^* – ее центр. В комплексной модели FLBLM использованы численный алгоритм быстрого суммирования спектральных линий, разработанный Б.А. Фоминым [31], модели континуума MT-CKD и спектроскопические базы HITRAN.

Для моделирования процессов рассеяния выбран метод Монте-Карло, поскольку он легко объединяется с полинейным LBL методом, а относительные (статистические) погрешности ММК логарифмически уменьшаются с увеличением размера ансамбля разыгрываемых “фотонов” и слабо зависят от других факторов. Модель FLBLM легко переносится на многоядерные ноутбуки и персональные компьютеры.

Для иллюстрации модели FLBLM приведены примеры расчета вектор-функции Стокса уходящего солнечного излучения для атмосферы с облаками в спектральном интервале $5613.5-5614.5$ cm^{-1} , позволяющие оценить влияние перистых облаков на спектральную поляризацию. Особенность перистых облаков: обычно оптически тонкие, но анизотропные среды с ледяной кристаллической структурой. В расчетах использована модель “оптической погоды”, типичная для атмосферы лета средних широт (Mid-Latitude Summer), с информацией о профилях температуры, давления, водяного пара, углекислого газа, озона и кислорода. Для перистых облаков взяты модели [32, 33] с шестью независимыми параметрами в фазовой матрице для различных эффективных диаметров частиц от 10 мкм, а кучево-дождевые капельные облака описываются моделью с четырьмя независимыми параметрами и эффективным диаметром капель 62 мкм из отчета [34]. Линия визирования: зенитный угол $\theta = 60^\circ$, $\phi = 0^\circ$.

На рис. 1 представлена линейная поляризация для случая, когда кучево-дождевое облако (Cb) с оптической толщиной $\tau = 10$ расположено в слое $\Delta H = 4-5$ км, а перистое облако (Ci) с оптической толщиной $\tau = 0.01$ – в слое $\Delta H = 8-9$ км. Как ви-

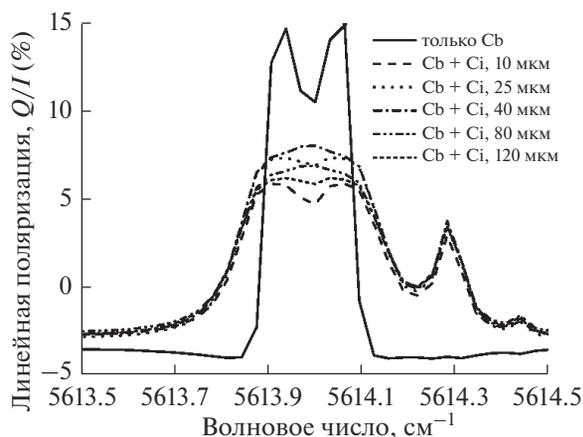


Рис. 3. То же, что и на рис. 1, но для перистого облака в слое $\Delta H = 10\text{--}11$ км.

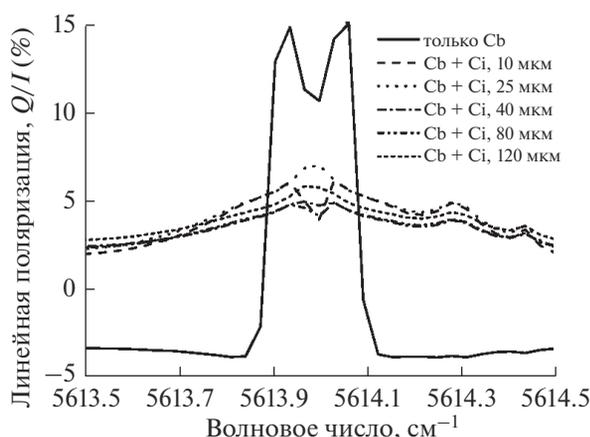


Рис. 4. То же, что на рис. 1, но для перистого облака оптической толщиной $\tau = 1$.

дим, проявляются не только сам слой перистого облака, но и различия в линейной поляризации от одного до нескольких процентов для облаков с различными эффективными диаметрами частиц.

Эффект усиливается при опускании слоя перистого облака до $\Delta H = 6\text{--}7$ км, где также сильнее и молекулярное поглощение (см. рис. 2).

На высоте $\Delta H = 10\text{--}11$ км эффект ослабевает: перистые облака с различной микрофизикой становятся менее отличимыми (см. рис. 3).

Обнаружить же оптически толстое перистое облако с $\tau = 1$ можно и за пределами диапазона $5613.9\text{--}5614.1$ см^{-1} (см. рис. 4).

Вывод: данные об ИК-спектре линейной поляризации уходящего солнечного излучения, регистрируемого поляризметрической аппаратурой из космоса, информативны для обнаружения перистых облаков над оптически толстыми кучево-дождевыми облаками и отражают микрофизику облаков.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования радиационного поля Земли — это масштабные задачи, которые никогда не имеют завершения, поскольку непрерывно меняются и никогда не повторяются “атмосфера—суша—океан” — динамическая система с непредсказуемым состоянием. Предложенная одномерная векторная гиперспектральная модель переноса солнечного излучения “Fast Line-by-Line Model” (FLBLM) позволяет моделировать поляризационные характеристики уходящей солнечной радиации с высокой точностью и любым спектральным разрешением с учетом аэрозолей, облачности и влияния температуры и давления на поглощение атмосферными газами. Усовершенствованная модель FLBLM представляет интерес для развития методов поляриметрии при наблюдении атмосферы и облаков и учета радиационного фактора в проектах Всемирной Глобальной Научной Программы “Будущее Земли”. Представленный подход можно использовать для моделирования космических экспериментов и на стадии обработки данных ДЗЗ. В России фактически разрабатываются два взаимно дополняющих подхода ДЗЗ перистых облаков средствами наземного (ИОА СО РАН, Томск) и космического базирования (ИПМ РАН и ИФА РАН, Москва).

Авторы выражают благодарность Борису Алексеевичу Фомину за помощь в работе и предоставление материалов для модельных расчетов.

21 июля 2020 г. внезапно ушел из жизни наш коллега, ведущий в мире специалист по аэрозолям и поляризации излучения, доктор физико-математических наук Михаил Иванович Мищенко (1959—2020). М.И. Мищенко окончил МФТИ, начинал научную деятельность в Главной астрономической обсерватории в Киеве (1987—1992), затем работал в Институте космических исследований имени Годдарда НАСА в Нью-Йорке. М.И. Мищенко был научным руководителем первого международного научного проекта POLDER по исследованию поляризации излучения из космоса. Это большая потеря для науки.

Исследование проведено в рамках темы 0017-2019-0002 ИПМ им. М.В. Келдыша РАН и темы 0017-2019-0000 ИФА им. А.М. Обухова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Future Earth. World Global Research Projects. <http://futureearth.org>; <https://unfccc.int/news/future-earth-research-for-global-sustainability>
2. The International Science Council (ISC). <https://council.science/>
3. Кузнецов Е.С. Избранные научные труды (в связи со 100-летием со дня рождения) / Отв. ред. и составитель Сушкевич Т.А. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2003. 784 с.

4. *Келдыш М.В.* Творческий портрет по воспоминаниям современников. М.: Наука, 2001. 416 с.
5. *Сушкевич Т.А.* Главный Теоретик М.В. Келдыш и Главный Конструктор космонавтики С.П. Королев – покорители космоса // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 1. С. 9–25.
6. Всемирная конференция по изменению климата: Труды Конференции, Москва, 29 сентября–3 октября 2003 г. М.: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2004. 620 с.
7. *Кароль И.Л., Киселев В.В.* Оценка ущерба “здоровью” атмосферы // Природа. 2003. № 6. С. 25–30.
8. *Кароль И.Л., Катцов В.М., Киселев А.А., Кобышева Н.В.* О климате по существу и всерьез. СПб.: ГГО им. А.И. Воейкова, 2008. 55 с.
9. *Мазин И.П., Хргиан А.Х.* Облака и облачная атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометиздат, 1989. 647 с.
10. *Sushkevich T.A., Strelkov S.A., Maksakova S.V.* On the division of contribution of the atmosphere and ocean in the radiation of the Earth for the tasks of remote sensing and climate // Proc. SPIE 10466, (30.11.2017) <https://doi.org/10.1117/12.2287701>
11. *Гинзбург А.С., Мельникова И.Н., Самуленков Д.А., Сапунов М.В., Катковский Л.В.* Простая оптическая модель безоблачной и облачной атмосферы для расчета потоков солнечной радиации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 132–149
12. *Гинзбург А.С., Мельникова И.Н., Новиков С.С., Фролькис В.А.* Простая радиационная модель безоблачной и облачной атмосферы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 1. С. 226–244.
13. *Чандрасекар С.* Перенос лучистой энергии / Пер. с англ., под ред. Кузнецова Е.С. М.: Изд-во иностранной литературы, 1953. 432 с. (*Chandrasekhar S.* Radiative Transfer. London, Oxford, Clarendon Press, 1950. 405 p.)
14. *Кондратьев К.Я.* Перенос длинноволнового излучения в атмосфере. М.–Л.: ГИТТЛ, 1950. 288 с.
15. *Сушкевич Т.А.* Осесимметричная задача о распространении излучения в сферической системе // Отчет № 0-572-66. М.: ИПМ АН СССР, 1966. 180 с.
16. *Сушкевич Т.А., Стрелков С.А., Иолтуховский А.А.* Метод характеристик в задачах атмосферной оптики. М.: Наука, 1990. 296 с.
17. *Сушкевич Т.А.* Математические модели переноса излучения. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2005. 661 с.
18. *Sushkevich T.A., Strelkov S.A., Maksakova S.V.* On the spectral albedo of the Earth as an indicator of the evolution of the climate and the planet // Proc. SPIE 10833, (13.12.2018) <https://doi.org/10.1117/12.2503876>
19. *Ухинов С.А.* Методы Монте-Карло для решения задач теории переноса поляризованного излучения // Дис. докт. физ.-мат. наук. Новосибирск, 2010. 235 с.
20. *Пригарин С.М.* Основы стохастического моделирования переноса поляризованного оптического излучения: Учебное пособие. Новосибирск: Издательство Новосибирского государственного университета, 2010, 108 с.
21. The HITRAN Database. <https://www.cfa.harvard.edu/HITRAN/>
22. *Gordon I.E., Rothman L.S., Hill C. et al.* The HITRAN2016 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. Rad. Transfer. 2017. V. 203. P. 3–69.
23. *Фомин Б.А., Колокутин Г.Э.* Новая спектроскопическая база HITRAN-2016 в полинейных моделях, применяемых в дистанционном зондировании Земли методами инфракрасной спектроскопии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 1. С. 17–24.
24. *Борисенков Е.П., Базлова Т.А., Ефимова Л.К.* Перистая облачность и ее влияние на атмосферные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 120 с.
25. *Liou K.N., Yang P.* Light Scattering by Ice Crystals. Cambridge : Cambridge Printing House, 2016. 443 p.
26. *Коношонкин А.В.* Рассеяние света на атмосферных ледяных кристаллах при лазерном зондировании // Автореф. дис. докт. физ.-мат. наук. Томск, 2017. 43 с.
27. *Шишко В.А., Брюханов И.Д., Ни Е.В., Кустова Н.В., Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В.* Алгоритм интерпретации матриц обратного рассеяния света перистых облаков для восстановления их микрофизических параметров // Оптика атмосферы и океана. 2019. Т. 32. № 3. С. 186–192.
28. Stokes George Gabriel. On the composition and resolution of streams of polarized light from different sources // Trans. Cambr. Phil. Soc. 1852. V. 9. P. 339–416.
29. *Розенберг Г.В.* Вектор-параметр Стокса (Матричные методы учета поляризации излучения в приближении лучевой) // УФН. 1955. Т. 56. № 1. С. 77–110.
30. *Сушкевич Т.А., Стрелков С.А.* Программная система АП-5 “Расчет поляризационных характеристик излучения в неоднородных плоских слоях”. Инструкция // Препринты ИПМ им. М.В.Келдыша АН СССР. 1980. № 36. 44 с.
31. *Fomin B.A.* Effective interpolation technique for line-by-line calculations of radiation absorption in gases // J. Quant. Spectrosc. Rad. Transfer. 1995. V. 53. P. 663–669.
32. *Mishchenko M.I., Hovenier J.W., Travis L.D.* Light Scattering by Nonspherical Particles: Theory, Measurements, and Geophysical Applications. San Diego: Academic Press, 1999. 690 p.
33. *Yang P., Bi L., Baum B.A., Liou K.N., Kattawar G.W., Mishchenko M.I., Cole B.* Spectrally Consistent Scattering, Absorption, and Polarization Properties of Atmospheric Ice Crystals at Wavelengths from 0.2 to 100 μm . // J. Atmos. Sci. 2013. V. 70. № 1. P. 330–47.
34. *Stephens G.L.* Optical properties of eight water cloud types // CSIRO Aust. Div. Atmos. Phys. Tech. Paper. Australia, 1979. № 36. 35 p.

Hyperspectral Model of Solar Radiation Transfer in an Atmosphere with Cirrus Clouds

T. A. Sushkevich^{1,*} and V. A. Falaleeva^{2,**}

¹*Keldysh Institute of Applied Mathematics RAS, Miusskaya sq., 4, Moscow, 125047 Russia*

²*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Pyzhevskiy per., 3, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: tamaras@keldysh.ru*

***e-mail: victory@phystech.edu*

The theoretical basis for the Earth remote sensing from space and radiation forcing on the climate is the radiation transfer theory, based on different approximations of the Boltzmann kinetic equations. The model of solar radiation transfer in the cloudy atmosphere “Fast Line-by-Line Model” (FLBLM) is proposed, which is improved taking into account the high resolution of the absorption spectra in the IR range, aerosol scattering and absorption, polarization effects, heterogeneous and anisotropic media. The FLBLM model, focused on local calculations and express analysis, is implemented by the method of statistical modeling using the algorithms of the Monte-Carlo method. A hyperspectral calculation of the Stokes vector-function of outgoing solar radiation for an atmosphere with cirrus clouds over cumulonimbus clouds is performed, which allows us to estimate the influence of cirrus clouds and their microphysics on spectral polarization. For cirrus clouds, models with six independent parameters in the phase matrix are used for various effective particle diameters from 10 to 120 μm , and cumulonimbus droplet clouds are described by a model with four independent parameters and an effective droplet diameter of 62 μm .

Keywords: radiation transfer equation, polarization, anisotropic medium, Cirrus clouds, ice crystals, heterogeneous system, hyperspectral model, IR spectrum, Projects “Future Earth”

УДК 551.510.41

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ CO₂ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ НАЗЕМНЫМ ИК МЕТОДОМ

© 2021 г. Ю. М. Тимофеев^а, *, Г. М. Неробелов^а, А. В. Поберовский^а, Н. Н. Филиппов^а

^аСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: y.timofeev@spbu.ru

Поступила в редакцию 18.08.2020 г.

После доработки 18.11.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

В работе анализируются наземные измерения спектров поглощения солнечного ИК излучения высокого спектрального разрешения в Петергофе в различных спектральных областях для определения общего содержания CO₂, а также его содержания в двух слоях атмосферы – тропосфере и стратосфере. На основе анализа расчетов погрешностей для различных спектральных схем, а также сравнений с независимыми измерениями и моделированием выбраны две спектральные схемы, состоящие из измерений солнечных спектров в области 2600 и 3100–3300 см⁻¹. Исследован временной ход содержания CO₂ в тропосфере и стратосфере в 2018–2019 гг. В большую часть рассматриваемого периода тропосферные XCO₂ превышают стратосферные значения, причем это превышение достигает 5–10 ppm. В летние периоды и начале осени наблюдается обратная картина – стратосферные значения XCO₂ превышают тропосферные, что связано с процессами фотосинтеза – поглощения CO₂ в тропосфере растительностью. Сравнения результатов наземных измерений с данными моделирования SAMS и спутниковыми измерениями (приборы OCO-2 и ACE) показали хорошее согласие общего содержания CO₂ и его тропосферного и стратосферного содержаний, как правило в пределах 1% при исключении систематических расхождений.

Ключевые слова: климат, парниковые газы, углекислый газ, ИК наземный спектроскопический метод, спутниковые измерения, валидация

DOI: 10.31857/S0002351521020115

1. ВВЕДЕНИЕ

Изменения климата Земли, обусловленные, в значительной степени, ростом содержания парниковых газов и, прежде всего, углекислого газа, стимулировали создание и эксплуатацию глобальной системы мониторинга содержания CO₂ [1]. Эта система состоит из наземных локальных и дистанционных измерений различного типа, самолетных и спутниковых систем наблюдений, наблюдений на высотных мачтах, кораблях и т.д. Значительную роль в получении такой информации играют наземные спектроскопические международные системы наблюдений TCCON и NDACC [2, 3].

Большая часть информации от этих систем получается, прежде всего, в виде общих содержаний (OC) газов, часто в виде средних отношений смеси для сухой атмосферы, например XCO₂. С другой стороны, измерения спектров солнечного ИК излучения высокого спектрального разрешения несут в себе определенную информацию о вертикальной структуре содержания ряда газов. В работах [4–15] были рассмотрены возможности получения информации о профилях содержаний

O₃, H₂O, CO₂, CH₄, CO, C₂H₄, HCl, HF и N₂O. Оценки информативности осуществляются, как правило, с помощью определения числа независимых параметров вертикальных профилей (dofs – degree of freedom for signal), содержащихся в измерениях спектров солнечного излучения, и для упомянутых выше газов они составляют 2–4 параметра [16].

Положительный опыт использования этой информации был неоднократно продемонстрирован для озона (см., например, [5, 6]). Подобные исследования проводились неоднократно и для CO₂. Так, в работе [12] рассмотрены возможности решения обратной задачи по восстановлению профиля CO₂ при использовании измерений в линиях полосы поглощений 1.62 мкм (6220 см⁻¹). Численный анализ информативности показал, что наземные измерения позволяют получить ~3 независимых параметра о профиле CO₂. Эксперименты по замкнутой схеме показали перспективность предлагаемой спектральной области измерений, но анализ реальных спектров обнаружил существенные погрешности решения обратной задачи и не-

Таблица 1. Использованные спектральные окна и фильтры, учитываемые и определяемые газы

N	Каналы, см ⁻¹	Фильтр	Учитываемые МГС	Определяемые МГС
1	950.5–953.8	F1	H ₂ O, O ₃ , N ₂ O	H ₂ O
2	2620.55–2621.1, 2626.4–2626.85 2627.1–2627.6, 2629.275–2629.95	F3	H ₂ O, N ₂ O, CH ₄	H ₂ O, CH ₄
3	3160.14–3160.3, 3161.6–3161.8 3315.5–3316.05, 3316.87–3318.0 3344.68–3344.94	F5	H ₂ O, O ₃ , N ₂ O, CH ₄ , C ₂ H ₂	H ₂ O, O ₃ , C ₂ H ₂
4	4864.55–4865.15, 4882.84–4883.44 4885.14–4885.74	F5	H ₂ O, N ₂ O, CH ₄	H ₂ O
5	3315.50–3316.10, 3344.64–3344.94 4864.55–4865.15, 4882.84–4883.44 4885.14–4885.74	F5	H ₂ O, O ₃ , N ₂ O, CH ₄ , C ₂ H ₂	H ₂ O, O ₃ , C ₂ H ₂
6	4780–4800	F5	H ₂ O, N ₂ O, CH ₄	H ₂ O, CH ₄

обходимость совершенствования как прямой, так и обратной задачи. Анализ возможностей использования измерений в сети TCCON для получения информации о вертикальном профиле содержания CO₂ проведен также в работе [10]. В работе [13] рассмотрены возможности мобильного спектрометра CHRIS (Compact High spectral Resolution Infrared Spectrometer) относительно невысокого спектрального разрешения (0.135 см⁻¹) для получения информации о вертикальной структуре содержания CO₂. При этом использовались измерения спектра солнечного излучения в широкой спектральной области в различных полосах поглощения CO₂. Предполагая априорную изменчивость содержания CO₂ на различных высотах в тропосфере равной 1.3–8% (~5–32 ppm), авторы работы получили число независимых параметров о профиле CO₂ в диапазоне 2.6–3.5 для зенитного угла Солнца 10 градусов и 2.6–3.8 при угле 80 градусов для разных областей ИК излучения. При этом численные эксперименты по замкнутой схеме позволили получить погрешности измерений профиля CO₂ ~ 2.6% (~11 ppm). Анализ информативности наземных измерений спектров солнечного излучения в различных спектральных интервалах, а также поведение усредняющих ядер в обратной задаче восстановления вертикальных профилей содержания CO₂ приведен в работе [15]. В ней показано, что потенциальная информативность может достигать 3–4 независимых параметра профиля, а потенциальное вертикальное разрешение меняется от ~5 км в нижней тропосфере до 20–25 км в стратосфере.

Проблемы выбора оптимальных спектральных областей для определения ОС CO₂ и его профилей обсуждались также в докладах международных конференций [17, 18]

В настоящей работе анализируются измерения спектров поглощения солнечного ИК излучения в Петергофе [19] в различных спектральных областях для определения общего содержания CO₂ в двух слоях атмосферы – тропосфере и стратосфере. Для выбора наиболее качественных данных измерений и оптимальных спектральных областей на первом этапе определяются и анализируются общие содержания CO₂ во всей толще атмосферы. В работе приводятся примеры реального восстановления тропосферного и стратосферного содержания CO₂ вблизи Санкт-Петербурга с помощью измерений спектров в 2018–2019 гг. Для анализа точности нового ИК метода осуществлены сопоставления с независимыми измерениями (спутниковые приборы ACE и OSCO-2) и результатами моделирования.

2. ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ CO₂

Для оценки погрешностей определения общего содержания углекислого газа использовалось программное обеспечение PROFFIT при обработке реальных спектральных измерений. Был выбран период измерений в течение года – с сентября 2018 г. по сентябрь 2019 г. Для массовой обработки мы отобрали 6 спектральных схем, представленных в табл. 1. Схемы были отобраны на основе анализа предварительных результатов [15, 20]. Кроме первых 5 рассмотренных ранее схем, была также добавлена схема, предложенная в сети TCCON для обработки и синхронизации измерений CO₂ с данными сети NDACC [19]. Эта схема включает широкий интервал 4780–4800 см⁻¹. Отметим, что ширина всех остальных микроокон в других схемах близка к ~0.6 см⁻¹. В табл. 1 приведены также учитываемые при решении обратной

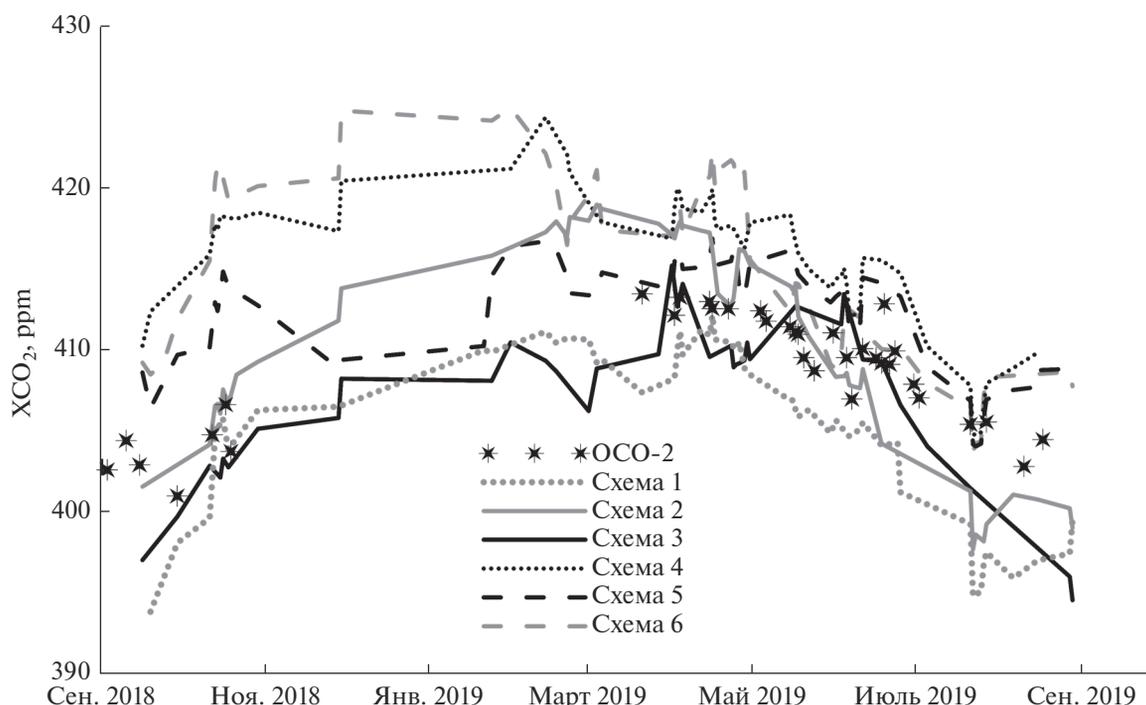


Рис. 1. Годовой ход средневзвешенных величин XCO_2 (бегущее среднее по 3 точкам), полученный по наземным (разные схемы решения обратной задачи) и спутниковым (OCO-2 в радиусе 300 км от станции) данным.

задачи малые газовые составляющие (МГС), а также те МГС, которые уточняются при анализе измеренных спектров в процессе решения обратной задачи. В качестве априорной информации для всех учитываемых газов использовалась модель WACCM v.6, средние профили за период 1980–2020 гг. В качестве начального приближения для водяного пара, углекислого газа и озона использовались средневзвешенные значения профилей, полученных при анализе спектров поглощения соответствующих газов. Для решения обратной задачи использовалась регуляризация Тихонова–Филиппа с предварительно определенным оптимальным параметром регуляризации, для водяного пара и других газов – масштабирование профиля.

Систематическая и случайная погрешности определения XCO_2 рассчитывались с помощью матриц ошибок дистанционного метода. При этом в качестве основных источников погрешности учитывались погрешности задания нулевой линии спектра (0.1% для сдвига и 0.02% для синусоидальной помехи), температурного профиля (2–5 К), спектроскопии (2% для интенсивностей и полуширин линий поглощения всех учитываемых газов), а также шум измерения из остаточной невязки спектров (подробнее см. [20]). Случайная погрешность измерения XCO_2 в равной степени определяется погрешностями задания нулевой линии спектра, температурного профиля, а так-

же шумом измерений. В систематическую погрешность, которая, в основном, и влияет на величину полной погрешности, наиболее значительный вклад вносит погрешность задания спектроскопической информации. Как показали численные оценки, случайные погрешности измерений составляют 0.5–1%, а систематическая погрешность (~3–4%) обусловлена погрешностями задания интенсивностей и полуширин спектральных линий. Приведенные цифры являются типичными для всех использованных спектральных окон.

На рис. 1 приведены восстановленные значения CO_2 при использовании указанных выше спектральных окон.

Из рис. 1 видна значительная систематика между результатами восстановления по разным спектральным схемам, достигающая ~20 ppm. Так, например, наибольшие величины XCO_2 дают схемы 4 и 6, основанные на измерениях в полосе 4800 см^{-1} , наименьшие – схемы 1 (область 950 см^{-1}) и 3 (область 3300 см^{-1}). Схемы 2 (область 2600 см^{-1}) и 5 ($3300 + 4800\text{ см}^{-1}$) дают средние по сравнению с остальными значения XCO_2 . Эти систематические отличия могут быть вызваны систематическими отличиями в используемых параметрах тонкой структуры полос поглощения в различных спектральных областях, а также разным характером атмосферного поглощения CO_2 (сла-

бое, среднее и сильное поглощение, см. подробнее работу [15]) и как следствие отличиями в усредняющих ядрах (УЯ) в разных спектральных интервалах. Заметные систематические отличия в содержаниях CO₂ при использовании разных спектральных интервалах обсуждались ранее в работах [17–20].

Отметим, что все спектральные схемы четко показывают сезонные вариации общего содержания CO₂. Для разных схем амплитуды этих вариаций составляют ~10–15 ppm. Отметим также, что наибольшая сезонная изменчивость характерна для схемы 2, наименьшая – для схемы 5.

На рис. 1 приведены также величины XCO₂, полученные из спутниковых измерений ОСО-2 на расстояниях не более 300 км вокруг станции St. Petersburg. Измерения ОСО-2 за указанный период в этом радиусе проводились только в течение 35 безоблачных дней, а дней, совпадающих с наземными измерениями, еще меньше. Можно только отметить, что сезонный ход спутниковых измерений совпадает с сезонным ходом наземных. По абсолютным значениям спутниковые измерения ближе всего к наземным, полученным по схемам 2 и 3.

В табл. 2 представлены статистические характеристики полученных ансамблей XCO₂: средние величины и их изменчивость, средняя случайная и систематические погрешности. Наибольшие средние величины XCO₂ дают схемы 4–6, использующие микроокна в коротковолновой области спектра в районе 4800 см⁻¹ (см. табл. 1), наименьшие величины – схемы 1 и 3. Большая изменчивость XCO₂ характерна для схем 2 и 3 (7%), меньшая – для схемы 5 (4.4%). Случайные погрешности измерений XCO₂ менее 1% для всех окон, кроме схемы 1. Систематические погрешности близки к 2%, за исключением схемы 1.

Мы также сравнили результаты наземных измерений ОС XCO₂ с результатами базы данных концентрации CO₂ в атмосфере CAMS (Copernicus Atmosphere Monitoring Service) [22]. Для сравнения мы использовали данные CAMS версии 18r3 для 2018 г. и FT19r1 для 2019 г. из ячейки, наиболее соответствующей территории проведения измерений (59.68° с.ш., 30.0° в.д., г. Санкт-Петербург и окрестности). Данные, представленные в виде концентрации CO₂ на 39 вертикальных уровнях, были преобразованы в XCO₂ для всего атмосферного столба.

На рис. 2 представлены сопоставления средне-суточных наземных измерений двух схем измерений (2 и 3) и данных CAMS.

Приведенные рисунки показывают, что измерения ОС XCO₂ и данные моделирования в среднем очень хорошо согласуются, но данные CAMS более сглаженные по сравнению с данными на-

Таблица 2. Статистические характеристики ансамблей измерений ОС XCO₂ во всей толще атмосферы: x – среднее, σ – изменчивость, $\epsilon_{\text{случ}}$ – средняя случайная погрешность, $\epsilon_{\text{сист}}$ – средняя систематическая погрешность

Схема	$x \pm \sigma$, ppm	$\epsilon_{\text{случ}}$, %	$\epsilon_{\text{сист}}$, %
1	405.9 ± 5.6	2.16 ± 0.09	3.24 ± 0.17
2	411.3 ± 7.0	0.65 ± 0.09	2.11 ± 0.04
3	407.5 ± 7.0	0.71 ± 0.17	2.12 ± 0.04
4	415.7 ± 5.2	0.74 ± 0.07	2.15 ± 0.03
5	412.9 ± 4.4	0.66 ± 0.05	2.13 ± 0.03
6	414.9 ± 6.4	0.83 ± 0.08	2.23 ± 0.05

блюдений, что объясняется различным пространственным разрешением и влиянием локальных источников на наземные измерения. Анализ статистических характеристик отклонений показывает, что для 2 и 3 схем средние значения XCO₂ для CAMS превышают измерения не более чем на 1%, а стандартные отклонения (естественная изменчивость ансамблей) больше у наземных измерений почти в 2 раза. Это также объясняется различием в горизонтальном разрешении данных и влиянием локальных источников CO₂ в наземных измерениях.

3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ CO₂ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ

На следующем этапе исследований были осуществлены восстановления XCO₂ в двух слоях, разделенных на тропосферу (0–12 км) и стратосферу (выше 12 км). Методическое рассмотрение решения обратной задачи в части анализа УЯ метода показало, что возможно определять CO₂ в 3–4 слоях толщиной от 5–10 (тропосфера) до 25–30 км (стратосфера) практически для любой спектральной схемы. Однако массовая интерпретация спектров выявила различные сложности в получаемых результатах и существенные отличия для разных схем. Это обусловлено тем, что в методических исследованиях не учитывался ряд факторов и источников разнообразных ошибок, присутствующих в конкретных реальных измерениях спектров солнечного излучения. Эти факторы и источники часто известны не в полной мере для реальных измерений.

Кроме того, в процессе интерпретации наземных измерений спектров солнечного излучения с помощью программного обеспечения PROFFIT определяются (уточняются) некоторые параметры аппаратуры и измеренного спектра. На это практически затрачивается определенный объем информации, содержащейся в измеренных спектрах.

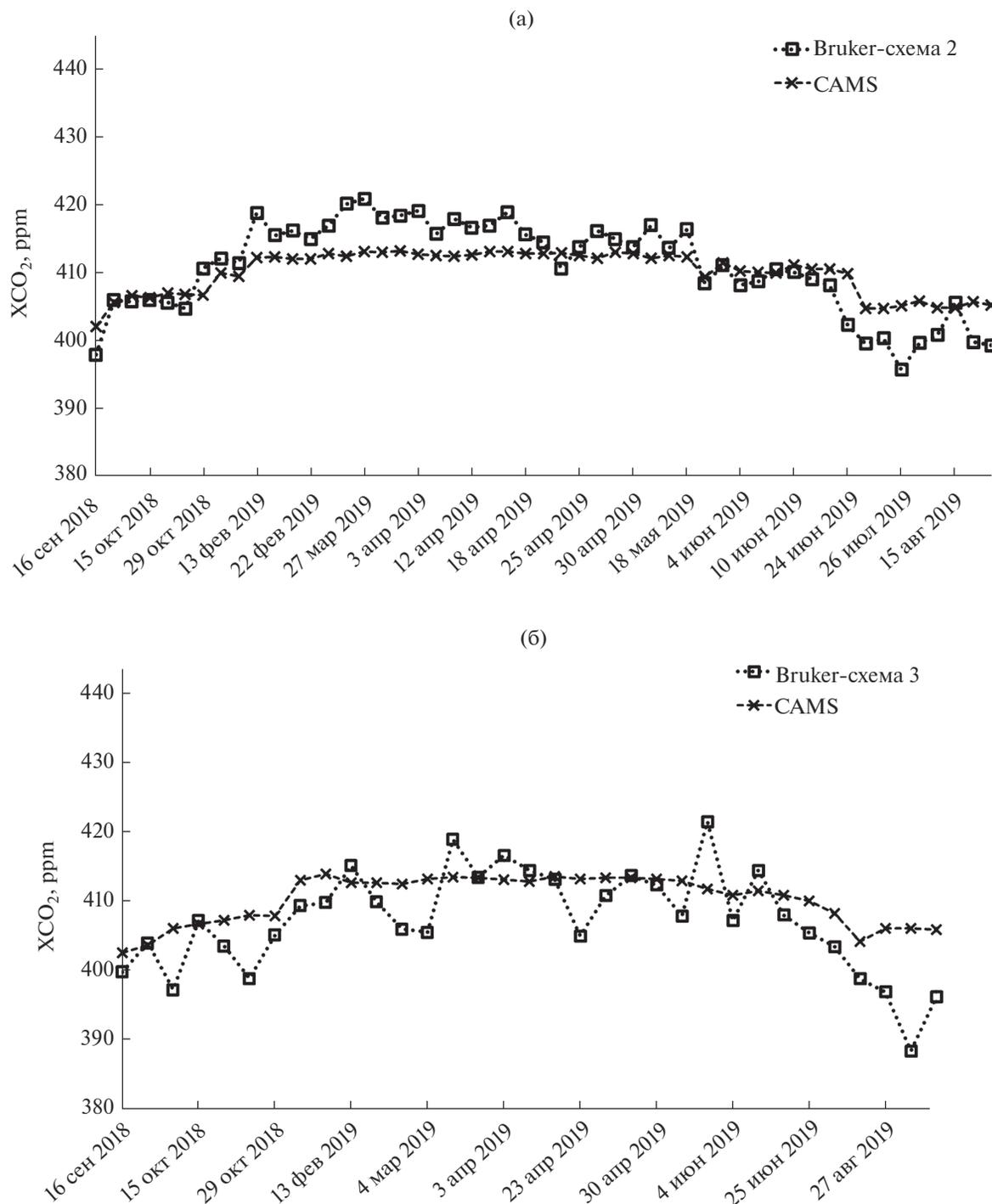


Рис. 2 Временное распределение XCO_2 для всего атмосферного столба по результатам CAMS и данным наблюдений Bruker (схема 2) (а) и (схема 3) (б) для г. Санкт-Петербурга.

Поэтому мы ограничились определением содержания CO_2 только в двух слоях — тропосфере (0–12 км) и стратосфере, а также отбором наиболее качественных данных с помощью использования различных критериев. Для этого мы воспользовались информацией о числе степеней свободы dofs, а также стабильности получаемых данных по отно-

шению смеси XCO_2 в течение дня, полученной при определении общих содержаний. Низкие величины dofs косвенно свидетельствуют о качестве измеренных спектров, в частности об уровне шума измерений. Следующим критерием стал отбор только дней измерений, в которых изменчивость определяемой величины XCO_2 не превышает 1%.

Таблица 3. Статистические характеристики ансамблей измерений XCO₂ в двух слоях атмосферы: \bar{x} – среднее, σ – изменчивость, $\epsilon_{\text{случ}}$ – средняя случайная погрешность, $\epsilon_{\text{сист}}$ – средняя систематическая погрешность

Схема	Слой	$\bar{x} \pm \sigma$, ppm	$\epsilon_{\text{случ}}$, %	$\epsilon_{\text{сист}}$, %
1	<12 км	404.5 ± 6.6	2.06 ± 0.12	3.35 ± 0.17
	>12 км	411.9 ± 7.8	4.98 ± 0.28	3.39 ± 0.22
2	<12 км	409.2 ± 9.7	0.85 ± 0.17	2.13 ± 0.68
	>12 км	419.0 ± 4.7	0.55 ± 0.06	2.84 ± 0.06
3	<12 км	408.7 ± 9.4	0.94 ± 0.29	2.08 ± 0.04
	>12 км	402.7 ± 5.7	0.90 ± 0.14	2.89 ± 0.05
4	<12 км	407.7 ± 6.1	0.62 ± 0.20	2.08 ± 0.05
	>12 км	447.8 ± 12.2	1.85 ± 0.48	3.04 ± 0.62
5	<12 км	409.0 ± 6.2	0.64 ± 0.18	2.08 ± 0.04
	>12 км	428.2 ± 13.1	1.40 ± 0.49	2.82 ± 0.59
6	<12 км	413.1 ± 9.0	0.82 ± 0.11	2.19 ± 0.07
	>12 км	421.3 ± 24.7	2.15 ± 0.88	2.87 ± 0.65

В табл. 3 показаны статистические характеристики полученных ансамблей определения XCO₂ в двух атмосферных слоях: средние, изменчивость и случайные и систематические погрешности. Так же как и для ОС CO₂, погрешности определения XCO₂ в двух слоях максимальны для схемы 1, что обусловлено низким отношением сигнал/шум для используемого приемника. Систематическая погрешность определения XCO₂ в стратосфере для этой схемы составляет около 5%, что не позволяет использовать эту схему для получения высококачественных оценок этой величины. Схема 6 дает случайную погрешность определения стратосферного XCO₂ чуть более 2%, однако при этом изменчивость самих получаемых величин XCO₂ максимальна, составляя около 25%, что также исключает эту схему из рассмотрения определения стратосферного CO₂, поскольку его естественные вариации заметно ниже. В схемах 4 и 5 средняя случайная погрешность определения XCO₂ в стратосфере составляет менее 2%, однако его изменчивость (12–13%) и значительное отличие от общего и тропосферного XCO₂ (на 20–40 ppm) говорят о том, что полученные оценки погрешности являются заниженными для этих схем. Отметим при этом, что в схеме 3, единственной из всех схем, среднее содержание стратосферного CO₂ меньше, чем тропосферного (на 6 ppm). В схеме 2 среднее значение XCO₂ в стратосфере больше, чем в тропосфере на 10 ppm, однако это отличие укладывается в оцененную систематическую погрешность метода.

Анализ полных погрешностей определения XCO₂ в двух слоях в рассматриваемый период показал, что погрешности для тропосферы и страто-

сферы минимальны и примерно одной величины только для схемы 3. Схемы 4, 5 и 6 отличаются наименьшими погрешностями определения тропосферного XCO₂, но значительными погрешностями для стратосферы в определенные периоды рассматриваемого года. Схема 2 наряду со схемой 3 дает наименьшие погрешности определения стратосферных величин XCO₂, но значительные погрешности для тропосферы.

Таким образом, наиболее перспективными для подробного анализа величин XCO₂ в двух слоях являются схемы 2 и 3. Случайные погрешности определения XCO₂ для этих схем составляют менее единицы, систематические, обусловленные задаваемой неопределенностью параметров тонкой структуры полос поглощения атмосферных газов, – менее 3%. Отметим, что систематические погрешности можно существенно минимизировать при наличии возможностей использования дополнительных калиброванных измерений.

Следует отметить, что погрешности спектроскопических измерений характеристик газового состава атмосферы при использовании измерений спектров прямого солнечного излучения высокого спектрального разрешения (например, с помощью Фурье-спектрометров Bruker) зависят от многих факторов.

Основные факторы, определяющие точность ИК наземного спектроскопического метода восстановления характеристик газового состава атмосферы, следующие:

1. Аппаратурные характеристики – отношение сигнал/шум, точность задания аппаратной функции прибора, спектральной привязки, точность подгонки базовой линии спектра, исключения ме-

шающих аппаратных искажений, учета угловой апертуры прибора, наведения на диск Солнца.

2. Точность задания параметров тонкой структуры молекулярного поглощения — интенсивности, полуширины, контура спектральной линии и их зависимости от параметров состояния атмосферы, учета континуального поглощения атмосферы, влияния аэрозоля, невидимой облачности и т.д.

3. Используемое спектральное окно при интерпретации измерений.

4. Качество используемой априорной информации об искомом решении — начальном приближении, изменчивости решения, параметрах состояния атмосферы.

5. Используемый метод регуляризации обратного оператора, выбор параметра регуляризации.

6. Точность задания, исключения или учета мешающих газов, прежде всего водяного пара.

Последний фактор в существенной степени обусловлен влиянием поглощения водяного пара как в отдельных линиях, так и в континуальном поглощении. Сравнительный анализ оптических плотностей CO_2 и H_2O и оптимизация используемых окон показали важность независимых оценок влагосодержания атмосферы в момент наземных измерений и использовались при выборе схем измерений 2 и 3.

4. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 3 представлен временной ход содержания CO_2 в двух слоях при использовании спектральных схем 2 и 3, имеющих минимальные случайные погрешности в стратосфере — менее 1%. Рис. 3 показывает, что тропосферные и стратосферные средние отношения смеси XCO_2 в среднем достаточно близки к друг другу для рассматриваемых двух схем, но схема 2 дает в среднем несколько большие значения CO_2 как в тропосфере, так и в стратосфере. Эти систематические отличия близки к 5–10 ppm. Тропосферные значения больше стратосферных для схемы 2 с ноября по май, а для схемы 3 — с ноября по июль, эта разница больше для схемы 3 — 5–10 ppm, но заметно меньше для схемы 2 — порядка 5 ppm. Это превышение обусловлено антропогенными эмиссиями мегаполиса и достигает ~15 ppm и более в зимнее время. В летние периоды и в начале осени наблюдается обратная картина — стратосферные значения XCO_2 превышают тропосферные, что связано с процессами фотосинтеза — поглощения CO_2 растительностью. При этом превышение достигает ~10–20 ppm. Такой инверсионный вертикальный ход среднего отношения смеси неоднократно регистрировался в самолетных и спутниковых измерениях в летний период (см., например, работы [23–26]). Обе схемы демон-

стрируют четкий сезонный ход для тропосферного CO_2 — его минимум достигается в летнее время. Отметим также, что стратосферные значения CO_2 для схемы 2 демонстрируют сезонный ход с максимумом в осеннее время. Эта особенность характерна и для результатов спутниковых измерений [25, 26].

Восстановленные нами содержания CO_2 в слоях тропосферы и стратосферы были сопоставлены с результатами моделирования CO_2 программы CAMS (рис. 4). Сравнения показывают, что XCO_2 по данным CAMS во всем атмосферном столбе и в слое ниже 12 км хорошо согласуются с данными наземных измерений. Несмотря на сглаженность временного изменения данных CAMS, основные тренды в изменении XCO_2 повторяются. Худшее соответствие показали результаты для слоя выше 12 км при использовании схемы 2. Причем в этом случае наблюдаются достаточно значительные систематические отличия. Анализ статистических характеристик (табл. 4) подтверждает, что наиболее схожий тренд временного изменения XCO_2 наблюдается в тропосфере и во всем атмосферном столбе, где коэффициенты корреляции (R) около 0.9 для схемы 2 и 0.7–0.8 для схемы 3. Худшее соответствие, как и предполагалось, наблюдается для стратосферы (R в диапазоне 0.1–0.7). Наименьшее среднее отклонение (M) наблюдается для всего атмосферного столба (от 1 до –3 ppm), тогда как наибольшее достигает 15 ppm в слое стратосферы. В большинстве случаев значение XCO_2 по данным CAMS было больше, чем по данным измерений. В среднем, значения S и σ максимальны для слоя тропосферы (около 6–7 ppm для схемы 2 и около 7 ppm для схемы 3). Максимальное среднеквадратическое отклонение (S) наблюдается для схемы 3 в слое стратосферы (16 ppm). Временные вариации XCO_2 в стратосфере имеют менее выраженное сезонное изменение, но для схемы 3 максимум концентрации CO_2 наблюдается в осеннее время, что соответствует спутниковым измерениям. Вариации XCO_2 в стратосфере определяются вертикальным переносом CO_2 с нижних слоев. Соответственно, качество параметризации вертикального переноса в модели, используемой для базы данных CAMS, играет важную роль при сопоставлении результатов CAMS и данных наблюдений.

Регулярные измерения вертикальных профилей CO_2 уже более 15 лет осуществляются аппаратурой ACE с помощью солнечного затмленного метода [25, 26]. Эти измерения в основном дают информацию о стратосферных и мезосферных содержаниях CO_2 . На рис. 5 приведено сопоставление наземных (схема 3) и спутниковых измерений содержания CO_2 в стратосфере, показывающее достаточно хорошее согласие, учитывая по-

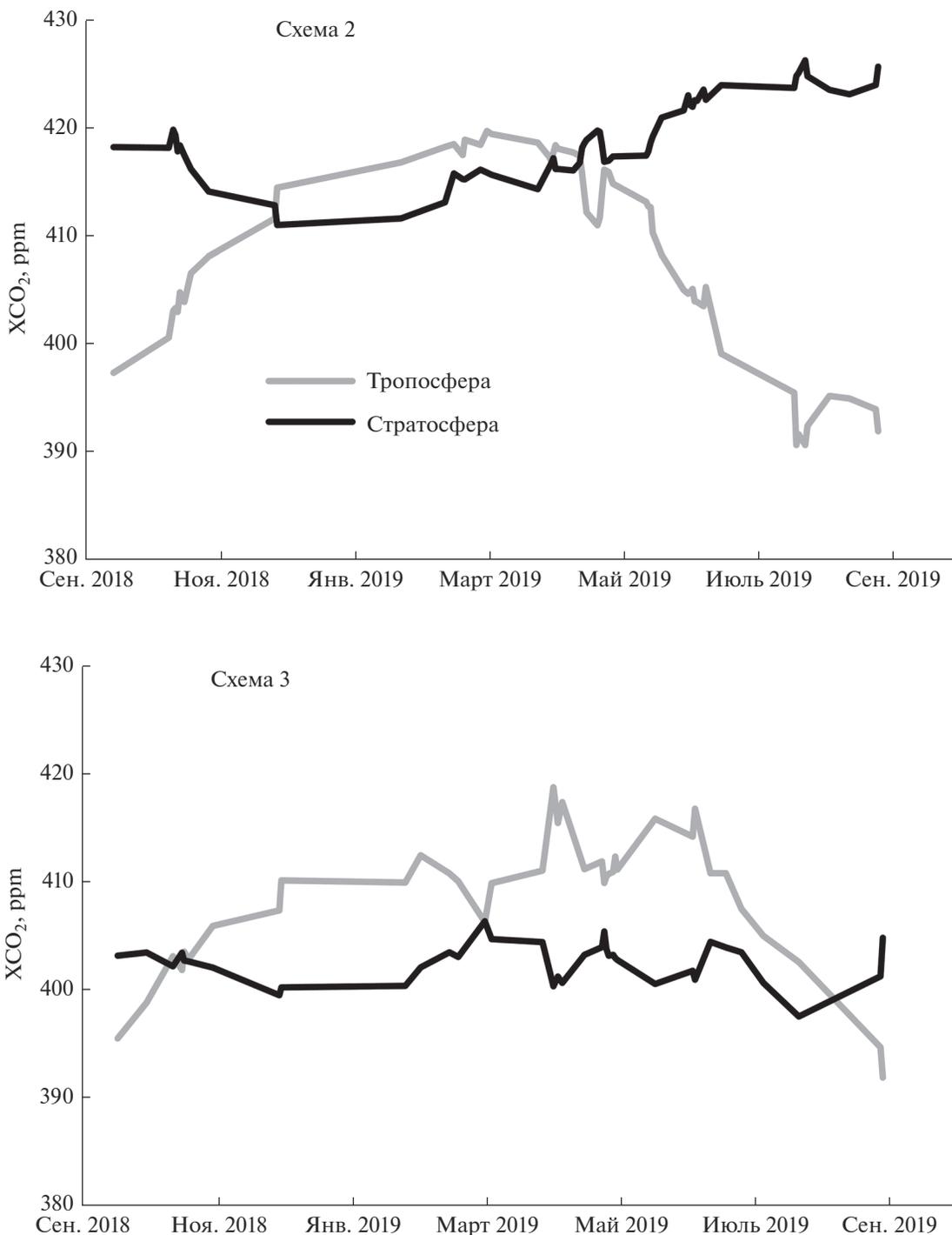


Рис. 3. Временной ход средневременных величин ХСО₂ для тропосферы и стратосферы для двух спектральных схем, а также бегущее среднее по 3 точкам.

грешности обоих типов измерений и невысокую пространственную согласованность измерений.

5. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Определение вертикальной структуры содержания СО₂ имеет важное значение с точки зрения

исследований обмена парниковых газов между тропосферой, где антропогенный фактор определяет рост его содержания, и стратосферой. В связи с этим разработка наземной ИК спектроскопической методики измерений, например тропосферных и стратосферных содержаний СО₂ представляет значительный научный и практиче-

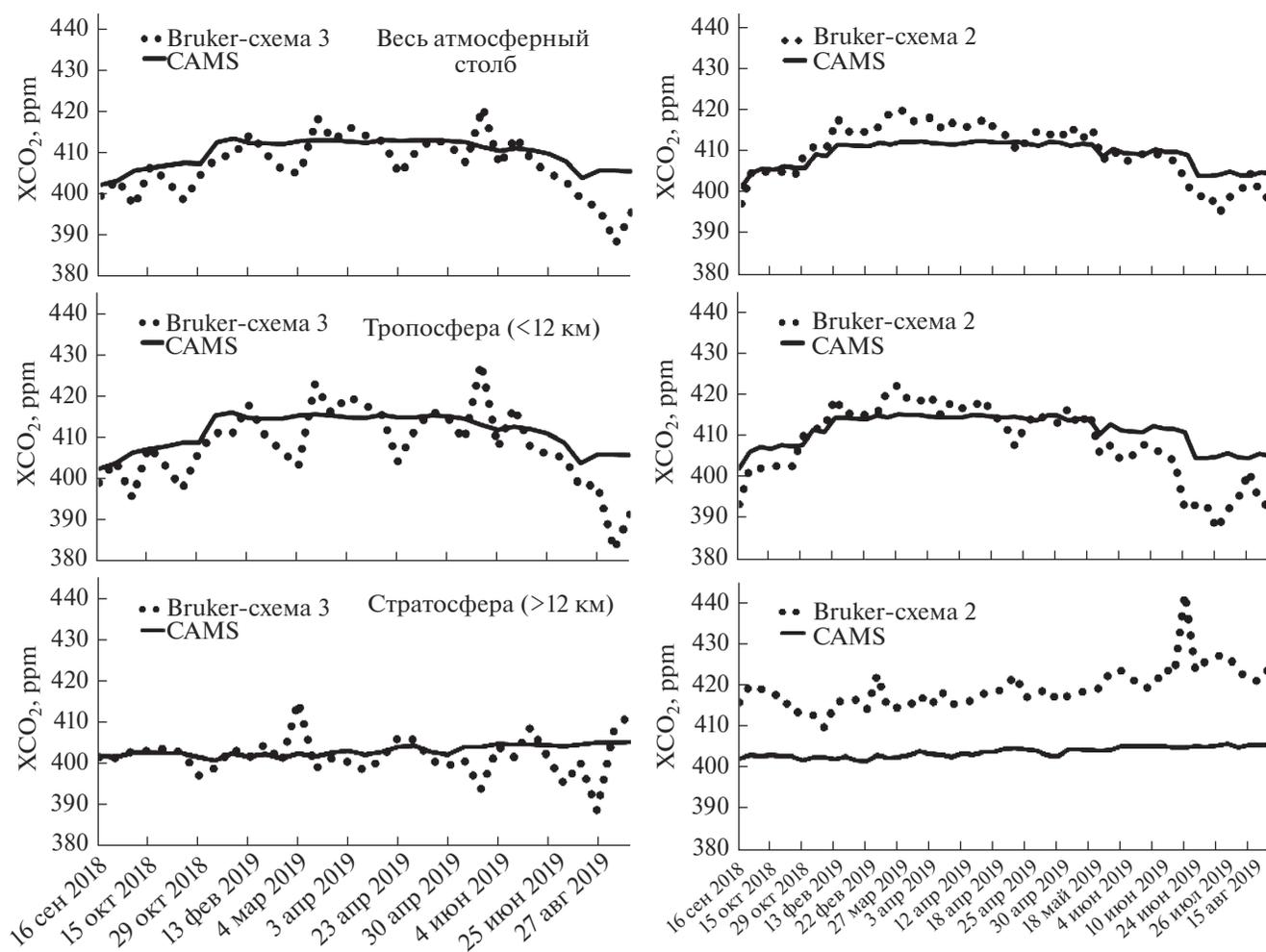


Рис. 4 Временное распределение XCO_2 для всего атмосферного столба, тропосферы и стратосферы по результатам CAMS и данным наблюдений Bruker по 2-й и 3-й схеме восстановления на территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей.

ский интерес. Тем более, что регулярные наземные измерения спектров высокого спектрального разрешения проводятся уже длительное время в рамках двух международных сетей NDACC и TCCON, имеющих в сумме более 50 станций наблюдения по всему миру. В данной работе на ос-

нове методических численных исследований и обработки реальных наземных измерений спектров солнечного излучения за годовой период получены следующие результаты:

1. Получены численные оценки погрешностей определения общего содержания CO_2 и его тро-

Таблица 4. Статистические характеристики сопоставления результатов Bruker и CAMS для трех атмосферных слоев (в ppm)

Вертикальный слой	Схема	M	S	σ	R
Весь атм. столб	2	0.7	4.1	4.1	0.91 ± 0.12
	3	-2.8	5.8	5.1	0.75 ± 0.24
0–12 км	2	-2.8	6.7	6.1	0.89 ± 0.13
	3	-3.0	7.4	6.9	0.72 ± 0.25
>12 км	2	15.4	16.0	4.4	0.68 ± 0.21
	3	-1.4	4.9	4.8	0.13

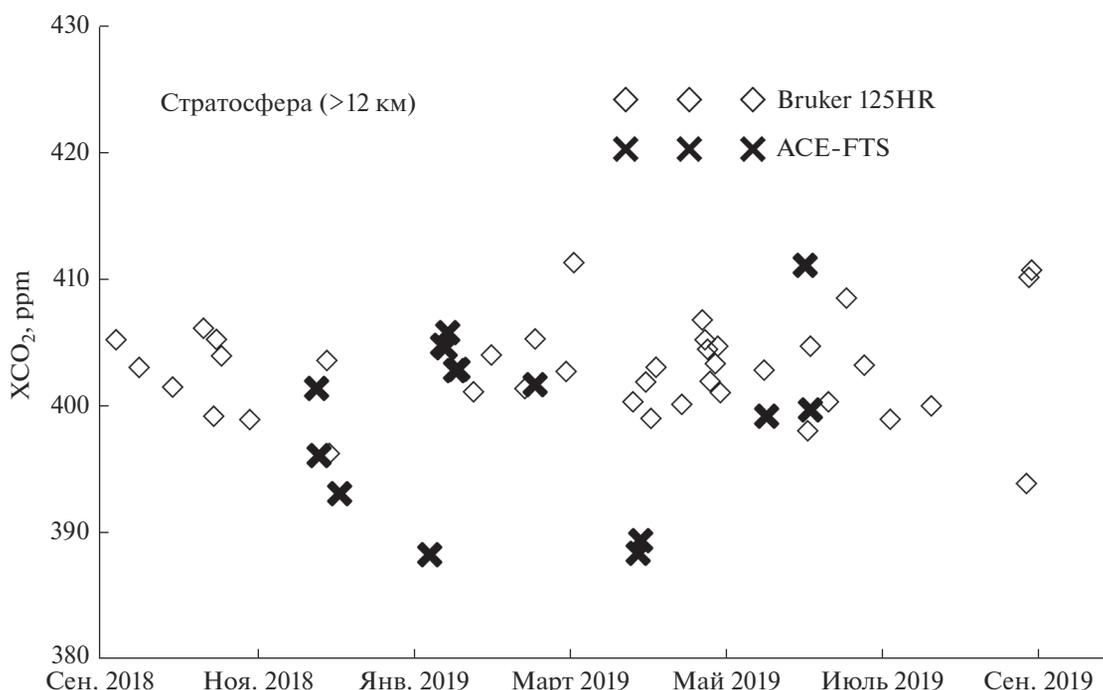


Рис. 5. Временной ход величин XCO₂ в стратосфере, полученный по данным наземных измерений (схема 3) и данным спутниковых измерений ACE-FTS в радиусе 400 км от наземных измерений.

посферного и стратосферного содержания для различных спектральных схем использования наземных измерений спектров солнечного излучения Фурье-спектрометра Bruker 125HR в окрестностях Санкт-Петербурга. Случайные погрешности измерений ОС CO₂ составляют 0.5–1%, а систематические погрешности, обусловленные в основном погрешностями задания спектроскопических параметров спектральных линий, составляют 3–4% для разных спектральных окон и разных периодов измерений.

2. Анализ погрешностей определения содержания CO₂ в тропосфере и стратосфере для различных спектральных схем измерений и различных временных периодов показывает, что они изменяются в широких пределах — от 1 до 8%. На основе анализа расчетов погрешностей для различных спектральных схем, а также сравнений с независимыми измерениями и моделированием выбраны две спектральные схемы, состоящие из измерений солнечных спектров в области 2600 и 3100–3300 см⁻¹ для определения содержания CO₂ в тропосфере и стратосфере.

3. Анализ измерений спектров солнечного ИК излучения программой PROFFIT с регуляризацией Тихонова–Филиппа для выбранных оптимальных спектральных схем позволил исследовать временной ход содержания CO₂ в тропосфере и стратосфере за рассмотренный годовой период. Показано, что тропосферные и страто-

сферные средние отношения смеси сухой атмосферы XCO₂ в среднем достаточно близки к друг другу. В большую часть рассматриваемого периода тропосферные XCO₂ превышают стратосферные значения, причем это превышение составляет 5–10 ppm. Это превышение обусловлено антропогенными эмиссиями мегаполиса Санкт-Петербурга. В летние периоды и начале осени наблюдается обратная картина — стратосферные значения XCO₂ превышают тропосферные, что связано с процессами фотосинтеза — поглощением CO₂ в тропосфере растительностью. При этом данное превышение достигает ~10–20 ppm. Сезонный ход стратосферного содержания CO₂ демонстрирует максимум в осеннее время, что согласуется с данными спутниковых измерений.

4. Сравнения результатов наземных измерений с данными моделирования CAMS показали хорошее согласие общего содержания CO₂ и его тропосферного и стратосферного содержания, как правило в пределах 1% при исключении систематических расхождений. Сравнения с данными спутниковых измерений (приборы OCO-2 и ACE) также демонстрируют хорошее согласие двух типов измерений и перспективность рассмотренной методики наземного дистанционно-го ИК метода.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00627). Экспериментальные данные получены на оборудовании ресурсного цен-

тра СПбГУ “Геомодель”. Спутниковые измерения прибора АСЕ финансируются Космическим агентством Канады.

6. СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ciais P., Dolman A.J., Bombelli A., Duren R., Peregon A., Rayner P.J., Miller C., Gobron N., Kinderman G., Marland G., Gruber N., Chevallier F., Andres R.J., Balsamo G., Bopp L., Bréon F.-M., Broquet G., Dargaville R., Battin T.J., Borges A., Bovensmann H., Buchwitz M., Butler J., Canadell J.G., Cook R.B., DeFries R., Engelen R., Gurney K.R., Heinze C., Heimann M., Held A., Henry M., Law B., Luysaert S., Miller J., Moriyama T., Moulin C., Myneni R.B., Nussli C., Obersteiner M., Ojima D., Pan Y., Paris J.-D., Piao S.L., Poulter B., Plummer S., Quegan S., Raymond P., Reichstein M., Rivier L., Sabine C., Schimel D., Tarasova O., Valentini R., Wang R., van der Werf G., Wickland D., Williams M., Zehner C.* Current systematic carbon-cycle observations and the need for implementing a policy-relevant carbon observing system // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. P. 3547–3602.
2. TCCON (Total Carbon Column Observing Network): <http://www.tccon.caltech.edu/>
3. NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change): <http://www.ndaccdemo.org/>
4. Тимофеев Ю.М. Исследования атмосферы Земли методом прозрачности. Санкт-Петербург: Наука, 2016. 367 с.
5. *Pougatchev N.S., Connor B.J., Rinsland C.P.* Infrared measurements of the ozone vertical distribution above Kitt Peak // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № D8. P. 16.689–16.697.
6. *Виролайн Я.А., Тимофеев Ю.М.* Определение элементов вертикальной структуры содержания озона из наземных измерений солнечного излучения с высоким спектральным разрешением // *Исслед. Земли из космоса*. 2008. № 3. С. 3–10.
7. *Schneider M., T. Blumenstock T., Chipperfield M.T., Hase F., Kouker W., Reddman T., Ruhnke R., Cuevas E., Fische H.* Subtropical trace gas profiles determined by ground-based FTIR spectroscopy at Izaña (28° N, 16° W): Five-year record, error analysis, and comparison with 3-D CTMs // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5. P. 153–167.
8. *Velasco V., Notholt J., Warneke T., Lawrence M., Bremer H., Drummond J., Schulz A., Krieg J., Schrems O.* Latitude and altitude variability of carbon monoxide in the Atlantic detected from ship-borne Fourier transform spectrometry, model, and satellite data // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. D09306.
9. *Duchatelet P., Mahieu E., Ruhnke R., Feng W., Chipperfield M., Demoulin P., Bernath P., Boone C.D., Walker K.A., Servais C., Flock O.* An approach to retrieve information on the carbonyl fluoride (COF₂) vertical distributions above Jungfraujoch by FTIR multi-spectrum multi-window fitting // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9. P. 9027–9042.
10. *Kuai L., Wunch D., Shia R.-L., Connor B., Miller C., Yung Y.* Vertically constrained CO₂ retrievals from TCCON measurements // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2012. V. 113. № 14. P. 1753–1761.
11. *Senten C., De Mazière M., Vanhalewijn G., Vigourou C.* Information operator approach applied to the retrieval of the vertical distribution of atmospheric constituents from ground-based high-resolution FTIR measurements // *Atmos. Meas. Tech.* 2012. V. 5. P. 161–180.
12. *Connor B.J., Sherlock V., Toon G., Wunch D., Wennber P.O.* GFIT2: an experimental algorithm for vertical profile retrieval from near-IR spectra // *Atmos. Meas. Tech.* 2016. V. 9. P. 3513–3525.
13. *El Kattar M.-T., Auriol F., Herbin H.* Instrumental characteristics and potential greenhouse gas measurement capabilities of the Compact High-Spectral-Resolution Infrared Spectrometer: CHRIS // *Atmos. Meas. Tech.* 2020. V. 13. P. 3769–3786.
14. *Zhou M., Langerock B., Sha M.K., Kumps N., Hermans C., Petri C., Warneke T., Chen H., Metzger J.-M., Kivi R., Heikkinen P., Ramonet M., De Mazière M.* Retrieval of atmospheric CH₄ vertical information from ground-based FTS near-infrared spectra // *Atmos. Meas. Tech.* 2019. V. 12. P. 6125–6141.
15. Тимофеев Ю.М., Филиппов Н.Н., Поберовский А.В. Анализ информативности и вертикального разрешения наземного спектроскопического ИК-метода определения вертикальной структуры CO₂ // *Оптика атмосфер. и океана*. 2020. Т. 33. № 11. С. 836–841.
16. NDACC Infrared Working Group: <https://www2.acom.ucar.edu/irwg/links>
17. *Timofeyev Yu.M., Makarova M.V., Virolainen Ya.A., Berezin I.A., Polyakov A.V., Poberovsky A.V., Foka S.Ch.* Analysis of satellite and ground-based measurements of CO₂ total content near Saint-Petersburg, Russia // *Geophys. Res. A*. 2018. V. 20, EGU2018-3875.
18. *Makarova M., Virolainen Ya., Polyakov A., Poberovskiy A., Timofeyev Yu., Imhasin H.* St. Petersburg site report (2018–2019) [Электронный ресурс]. URL: https://www.acom.ucar.edu/irwg/IRWG_2019_posters/ (дата обращения 25.01.2021).
19. *Timofeyev Yu., Virolainen Ya., Makarova M., Poberovsky A., Polyakov A., Ionov D., Osipov S., Imhasin H.* Ground-based spectroscopic measurements of atmospheric gas composition near Saint Petersburg (Russia) // *J. Mol. Spectr.* 2016. V. 323. P. 2–14.
20. *Виролайн Я.А.* Методические аспекты определения содержания углекислого газа в атмосфере с помощью ИК-фурье-спектрометрии // *Журн. прикладной спектроскопии*. 2018. Т. 85. № 3. С. 453–460.
21. Тимофеев Ю.М., Березин И.А., Виролайн Я.А., Макарова М.В., Поляков А.В., Поберовский А.В., Филиппов Н.Н., Фока С.Ч. Пространственно-временные вариации содержания CO₂ по данным спутниковых и наземных измерений вблизи Санкт-Петербурга // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55. № 1. С. 65–72.
22. *Chevallier F.* Description of the CO₂ inversion production chain. Report / Copernicus Atmosphere Monitoring Service. 2016. № CAMS73_2015S1_D73.1.3_201603. P. 1–9.
23. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Креков Г.М., Фофонов А.В., Бабченко С.В., Inoue G., Machida T.*

- Максютов Ш., Sasakawa M., Ko S. Динамика вертикального распределения парниковых газов в атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25. № 12. С. 1051–1061.
24. Аршинов М.Ю., Афонин С.В., Белан Б.Д., Белов В.В., Гриднев Ю.В., Давыдов Д.К., Machida T., Nedelec Ph., Paris J.-D., Фофанов А.В. Сравнение спутниковых и самолетных измерений газового состава в тропосфере над Югом Западной Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 26. № 09. С. 773–782.
25. Foucher P.Y., Chedin A., Armante R., Boone C., Crevoisier C., Bernath P. Carbon dioxide atmospheric vertical profiles retrieved from space observation using ACE-FTS solar occultation instrument // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. P. 2455–2470.
26. Boone C.D., Bernath P.F., Cok D., Jones S.C., Steffen J. Version 4 retrievals for the atmospheric chemistry experiment Fourier transform spectrometer (ACE-FTS) and imagers // J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2020. V. 247. P. 106939.

Evaluation of CO₂ Content in Troposphere and Stratosphere by Ground-Based IR Method

Yu. M. Timofeyev¹*, G. M. Nerobelov¹, A. V. Poberovskii¹, and N. N. Filippov¹

¹Saint-Petersburg State University, Universitetskaya emb., 7/9, Saint-Petersburg, 199034 Russia

*e-mail: y.timofeev@spbu.ru

In this study the ground-based measurements of solar IR radiation absorption spectra with high spectral resolution in Peterhof which were carried out in different ranges of electromagnetic waves to evaluate the total atmospheric column of CO₂ and its content in troposphere and stratosphere were analyzed. Two spectral schemes consisting of solar spectra measurements in the ranges of 2600 and 3100–3300 cm⁻¹ were chosen according to the analysis of the errors of different spectral schemes and comparison with independent observations and modelling data. The temporal evolution of CO₂ content in the troposphere and stratosphere in 2018–2019 was studied. For most of the period the values of tropospheric XCO₂ were higher than stratospheric XCO₂ with the difference up to 5–10 ppm. However, the stratospheric XCO₂ appeared to be higher than the tropospheric XCO₂ in summer and in the beginning of autumn. It was related to photosynthesis processes (consuming of CO₂ by plants in the troposphere). The comparison of the ground-based observations with CAMS modelling data and satellite observations (OCO-2 and ACE instruments) demonstrated close agreement for the total column of CO₂ and its content in the troposphere and stratosphere. The errors are within 1% provided that systematic uncertainties are excluded.

Keywords: climate, greenhouse gases, carbon dioxide, ground-based IR spectroscopic method, satellite observations, validation

УДК 551.510.42;551.510.411

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В МОСКВЕ ВЕСНОЙ 2020 ГОДА

© 2021 г. Д. П. Губанова^а*, А. А. Виноградова^а, М. А. Иорданский^б, А. И. Скороход^а

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

^бНаучно-исследовательский физико-химический институт им. Л.Я. Карпова,
ул. Воронцово Поле, 10, стр. 1, Москва, 105064 Россия

*e-mail: gubanova@ifaran.ru

Поступила в редакцию 18.01.2020 г.

После доработки 11.02.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

Результаты интенсивного комплексного эксперимента по изучению состава и временной изменчивости городского аэрозоля в центре Москвы (с 25 марта по 3 мая 2020 г.) включают данные о среднесуточных концентрациях частиц PM_{10} и $PM_{2.5}$, а также 65 химических элементов. Концентрации всех компонент не превышали ПДК для жилых территорий. Исключение составили концентрации частиц PM_{10} во время эпизода повышенного загрязнения 27–29 марта, когда воздушные массы поступали в город из соседних областей с очагами пожаров биомассы. Коэффициенты корреляции между значениями концентрации и коэффициента обогащения элементов подтвердили антропогенное/локальное происхождение ряда тяжелых металлов (Cd, Sb, Pb, Se, Th) и терригенное/глобальное происхождение таких элементов, как Mn, Mg, Zn, Co, Fe, Al, Cr. Элементы S, P, K, Na, Ca, Ni, Cu, Mo, Sn, W, Bi, U, для которых не установлена значимая корреляция между концентрацией и коэффициентом обогащения, видимо, имеют смешанное происхождение от естественных и антропогенных источников, конкурирующих друг с другом в разные дни. Первые исследования недельного цикла относительного элементного состава в приземном аэрозоле Москвы показали ведущую роль метеорологических условий (в частности, влажности и давления воздуха) в изменении уровня аэрозольного загрязнения.

Ключевые слова: атмосфера, мегаполис, Москва, аэрозоль, частицы PM_{10} и $PM_{2.5}$, массовая концентрация, элементный состав

DOI: 10.31857/S0002351521030056

ВВЕДЕНИЕ

Аэрозоль – очень изменчивая составляющая атмосферы, значимо и неоднозначно влияющая на климат разных природных зон и территорий [1–3]. В крупных мегаполисах наиболее заметно проявляются разнообразие аэрозолей и их воздействия на окружающую среду и жизнедеятельность человека. Основным источником аэрозолей природного происхождения в городах и промышленных районах является почва и, в меньшей степени, горение биомассы. Первичные антропогенные аэрозоли выбрасываются в атмосферу предприятиями промышленности, тепло- и электроэнергетики, транспортом. Вторичные аэрозоли, представляющие собой аэрозольные частицы мелкодисперсной (субмикронной) фракции, образуются в ходе микрофизических и фотохимических процессов с участием водяного пара, органических соединений и различных газов-предшественников. В ре-

зультате городские аэрозоли весьма изменчивы по их фракционному и химическому составу – как в пространстве, так и во времени.

В городе антропогенная нагрузка на экосистемы необычайно велика и часто плохо контролируется. Повышение содержания ряда макро- и микроэлементов до и выше уровней предельно допустимых концентраций (ПДК) для звеньев трофической цепи – от почв, водоемов, растений, животных до человека – может быть опасно [4]. С другой стороны, информация об элементном составе аэрозоля чрезвычайно важна как косвенные указания на локальные и удаленные источники загрязнения атмосферы и пути его поступления к месту наблюдений [5]. Для решения таких задач анализируют величины некоторых трассеров (концентрации ряда химических элементов и их отношения), характерных для состава выбрасываемого в атмосферу вещества в процес-

се той или иной человеческой или природной деятельности – различные производства, транспорт, вулканы, пожары и т.д. [6–13].

Эти два аспекта (уровень содержания различных составляющих и возможность выявления источников загрязнения) определяют интерес к такому сложному объекту воздушной среды, как элементный состав аэрозоля. Однако изучение элементного состава аэрозольных частиц – очень трудоемкий процесс, требующий высокой степени чистоты эксперимента и связанный к тому же с очень дорогим анализом отбираемых аэрозольных проб. По-видимому, именно эти обстоятельства определяют тот факт, что в отечественной научной литературе мало публикаций об элементном составе аэрозоля. Можно назвать отдельные статьи, посвященные изучению элементного состава аэрозоля опустыненных территорий [12, 14, 15], удаленных районов Арктики [16–18], городов Сибири [19–21] и других территорий [22, 23]. Что касается атмосферы Московского региона, то исследования элементного состава здесь проводились лишь эпизодически, и опубликованных работ на эту тему немного [24–29]. В последние годы появились публикации, посвященные изучению элементного состава твердых частиц дорожной пыли и атмосферного аэрозоля в Московском мегаполисе [30–32].

В настоящей работе приводятся новые результаты об элементном составе аэрозоля в городском воздухе крупного мегаполиса, полученные в рамках интенсивного комплексного эксперимента по изучению состава атмосферы, проводимого Институтом физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН в центре Москвы. Рассматриваются временные вариации элементного состава аэрозольных проб в сопоставлении с дисперсным составом аэрозоля, метеоусловиями, направлением дальнего переноса воздушных масс, выявляются группы элементов разного генезиса.

1. АППАРАТУРА ДЛЯ СБОРА И АНАЛИЗА АЭРОЗОЛЬНЫХ ПРОБ

Массовая концентрация аэрозольных частиц размерами меньше 10 мкм (PM_{10}) и меньше 2.5 мкм ($PM_{2.5}$) определяется посуточно численным методом [1] с использованием счетной концентрации микрочастиц, измеряемой в непрерывном автоматическом режиме с помощью лазерного и оптико-электронного аэрозольных спектрометров ЛАС-П и ОЭАС-05 разработки НИФХИ им. Л.Я. Карпова [15] с временным разрешением 5 мин. Приборы установлены во дворе ИФА им. А.М. Обухова РАН в центре Москвы (Пыжевский пер., д. 3). Пункт наблюдения располагается в административном центре столицы

вблизи автомагистралей со средней и малой автотранспортной нагрузкой, но на удалении от предприятий промышленного и энергетического комплекса. Основные локальные источники загрязнения связаны с автотранспортом. Двор ИФА имеет небольшую площадь, используемую для стоянки личного автотранспорта (до 10 единиц), отделен от городских улиц забором и вспомогательными кирпичными малоэтажными зданиями, что может снижать влияние эмиссии крупных аэрозольных частиц с подстилающей поверхности в результате транспортной деятельности.

В каждый сезон в течение 1–1.5 мес. проводится интенсивный мониторинг состава атмосферы, когда добавляются измерения (гравиметрическим методом) массовой концентрации всего аэрозоля, осаждаемого за сутки на фильтр типа АФА с помощью аспирационных пробоотборников в течение суток (с 9 утра до 9 утра следующего дня). Эти же суточные пробы используются для изучения элементного состава аэрозоля (методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой [33]). Забор аэрозольных проб для гравиметрического и химического анализа осуществляется на высоте около 2 м над землей.

В периоды интенсивного мониторинга производится отбор проб на гидрофобные фильтры из ткани Петрянова типа ФППД и аналитические фильтры типа АФА-ВП-10 с помощью 6-каскадного импактора (непрерывно в течение всего периода). Эти пробы использовались для изучения среднего распределения по размерам частиц массы аэрозоля и содержащихся в нем химических элементов – также гравиметрическим методом и методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой [33].

Данные о метеорологических параметрах с временным интервалом – 3 ч., полученные на станции “Балчуг” (Средний Овчинниковский пер., 1, стр. 1), расположенной в 800 м северо-восточнее от пункта наблюдения ИФА, использованы из открытых Интернет-источников [34]. В ходе проведения интенсивного эксперимента анализ синоптических и метеорологических условий наблюдений осуществлялся также с помощью Интернет-сервиса [35] и с применением метода обратных траекторий движения воздушных масс, рассчитанных с помощью модели NOAA HYSPLIT [36].

В настоящей работе анализируются результаты интенсивного мониторинга состава аэрозоля, проводившегося с 25 марта по 3 мая 2020 г. Период наблюдений совпал с началом ограничительных мероприятий в Москве по нераспространению коронавирусной инфекции, обусловивших снижение антропогенной нагрузки на окружающую среду города весной 2020 г.

Таблица 1. Статистические показатели массового состава аэрозоля ($\text{мкг}/\text{м}^3$) за весь рассматриваемый период и за 35 сут без эпизода максимального загрязнения в марте

Показатель	M		PM_{10}		$\text{PM}_{2.5}$	
	25.03–03.05	30.03–03.05	25.03–03.05	30.03–03.05	25.03–03.05	30.03–03.05
Среднее	44.8	36.4	23.1	15.8	6.7	5.0
СКО	30.3	21.4	23.2	8.9	6.2	3.6
Медиана	35.7	32.9	14.6	13.9	4.2	3.9

2. РЕЗУЛЬТАТЫ

2.1. Дисперсный массовый состав аэрозоля

На рис. 1а и 1б показаны зависимости общей массы M аэрозоля, состоящего из частиц трех фракций – мелкодисперсной $\text{PM}_{2.5}$, микронной (размером от 2.5 до 10 мкм) и крупной (>10 мкм), от пробы к пробе в течение 40 дней интенсивного мониторинга весной 2020 г. Видно, что в это время вариации общей концентрации аэрозоля и его дисперсного состава были существенны, хотя составляющие редко превышали ПДК (рис. 1в).

В первые 5 дней рассматриваемого временного отрезка высокие значения концентрации аэрозоля (превышающие ПДК по PM_{10}) были связаны с атмосферным переносом пыли и аэрозолей горения из районов весенних травяных пожаров (рис. 2), располагавшихся в Тверской, Псковской, Смоленской, а также в Тульской, Калужской и Рязанской областях [37]. Максимальное загрязнение воздуха аэрозольными частицами в Москве в конце марта 2020 г. также зарегистрировали многочисленные станции ГПБУ “Мосэкомониторинг”. В частности, показатели ближайшей к ИФА РАН станции “Спиридоновка” [38] хорошо соответствуют данным по PM_{10} и $\text{PM}_{2.5}$, полученным на площадке ИФА РАН [39]. В остальные дни при довольно прохладной весенней погоде с тихим ветром и небольшими осадками (о метеоданных см. ниже) концентрация аэрозоля была небольшой.

Анализ дальнего переноса аэрозоля в Москву проводился с помощью обратных траекторий движения воздушных масс, рассчитанных по модели HYSPLIT [36] на сайте Лаборатории воздушных ресурсов ARL NOAA [40] для каждой суточной пробы аэрозоля (по восьми траекториям длительностью 72 ч, построенным через 3 ч на высоту 100 м). На рис. 2 для примера показаны распределения траекторий переноса воздушных масс и очагов пожаров (по данным [37]) для 26 и 28 марта 2020, демонстрирующие вероятные источники аэрозолей, поступавших в эти дни в атмосферу над Москвой из районов с пожарами биомассы.

В табл. 1 представлены средние значения общей массы M , массы частиц PM_{10} и $\text{PM}_{2.5}$, их стандартные отклонения (СКО) и медианы как за весь рас-

сматриваемый период с 25 марта по 3 мая, так и без пяти первых суток. Средние значения M , PM_{10} и $\text{PM}_{2.5}$ в первые 5 сут превосходили соответствующие средние величины, рассчитанные за остальные 35 сут, в 2.9, 4.6 и 3.7 раз. Эти значения и данные табл. 1 указывают на аномальность эпизода 25–29 марта по отношению к остальным рассматриваемым дням, что позволяет нам далее отдельно акцентировать внимание на эпизоде максимального аэрозольного загрязнения атмосферы в Москве весной 2020 г. или, наоборот, исключать эти 5 дней из анализа.

2.2. Элементный состав аэрозоля

Общая статистика и разнообразие элементного состава. Всего в пробах аэрозоля было определено 65 химических элементов (от Li до U). Для наиболее наглядного представления результатов будем рассматривать 25 элементов, представленных в табл. 2 среднемесячными величинами концентрации в воздухе, относительными стандартными отклонениями от них среднесуточных значений (СКО) и коэффициентами обогащения (КО) среднемесячных концентраций. Отметим сразу, что все среднесуточные показатели находятся ниже уровней соответствующих ПДК для воздуха в городах. Даже 27 марта (проба № 3), когда содержание аэрозоля в воздухе в центре Москвы было максимально (рис. 1а), только среднесуточные значения концентраций Fe и Ca были практически на уровне ПДК для этих элементов.

Исследуемые 25 элементов условно разделены нами на 4 группы (табл. 2): элементы глобального распространения (ЭГР), тяжелые металлы и металлоиды преимущественно терригенного (ТМТ) или антропогенного происхождения (ТМА), радиоактивные элементы (РЭ). В первичном анализе еще рассматривались несколько радиоактивных элементов, лантаноиды, редкоземельные элементы и другие. Вариации концентраций всех этих элементов от пробы к пробе были аналогичны терригенным ЭГР (Al и La).

Разделение элементов по группам осуществлялось на основании известных данных о происхождении различных химических элементов, на-

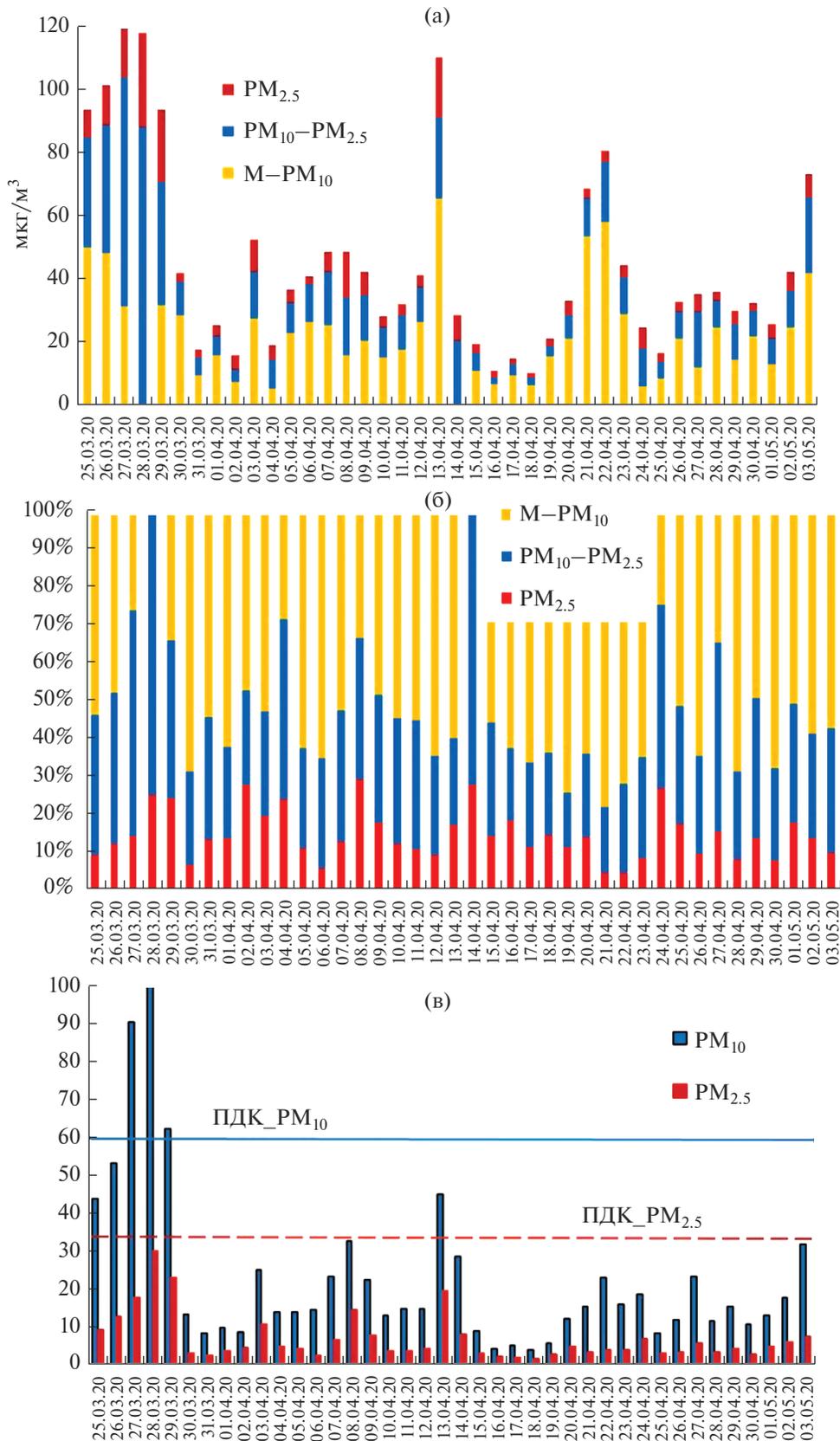


Рис. 1. Среднесуточная массовая концентрация аэрозольных частиц: соотношения в общей массе аэрозоля M массы крупных частиц аэрозоля ($M-PM_{10}$), частиц микронной ($PM_{10}-PM_{2.5}$) и мелкодисперсной ($PM_{2.5}$) фракций в абсолютных (а) и относительных (б) единицах; фракций размеров PM_{10} и $PM_{2.5}$ (в), горизонталы – уровни среднесуточных ПДК.

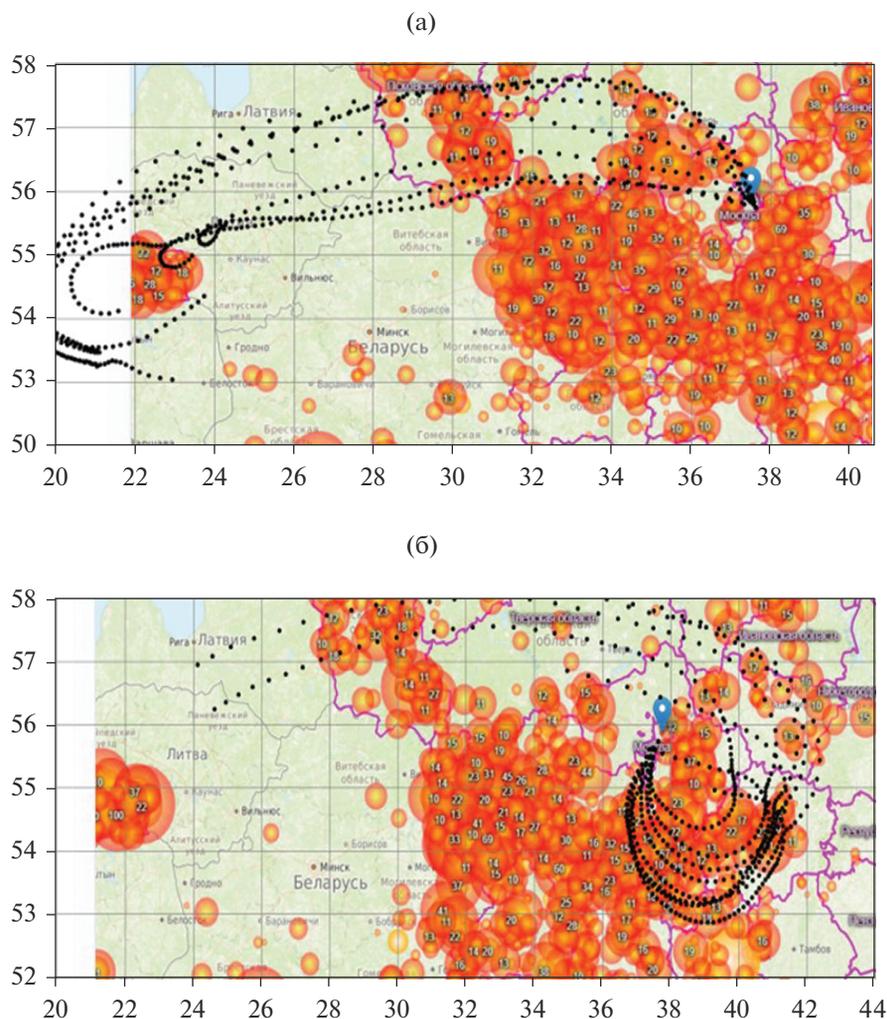


Рис. 2. Расположение пожаров (красные круги) и траекторий переноса воздуха (последовательности черных точек) к Москве: (а) – 26 марта; (б) – 28 марта. Вертикальная и горизонтальная шкалы – северная широта и восточная долгота соответственно, в градусах.

ходящихся на частицах атмосферного аэрозоля [9, 41, 42], а также в соответствии с их коэффициентами обогащения КО по отношению к составу земной коры [43–45] (опорный элемент терригенного происхождения La , данные о среднем составе земной коры взяты из [46]). Напомним, что коэффициент обогащения элемента КО_{эл} рассчитывается по концентрациям C следующим образом: $КО_{эл} = (C_{эл}/C_{La})_{проба} / (C_{эл}/C_{La})_{зем.кора}$. Элементы с КО > 10 в городском аэрозоле обычно относят к антропогенным. Отнесение серы (S) к группе ЭГР обусловлено масштабом ее экологического воздействия на окружающую среду [42], а также высоким содержанием этого элемента в атмосфере над Европой в связи с эмиссиями от промышленных предприятий в виде газообразной двуокиси серы SO₂, быстро превращающейся в различные сульфаты на аэрозольных частицах [45].

Несколько контрастных временных зависимостей за период наблюдений величин концентрации элементов из разных выделенных групп приведены на рис. 3. Элементы на диаграммах объединены не по сходству зависимостей, а просто по величине концентрации – для удобства представления. Видно, что все зависимости имеют максимумы в первые 5 сут (эпизод максимального загрязнения) и могут сильно различаться в остальные дни рассматриваемого весеннего интервала.

Корреляция величин концентраций разных элементов в аэрозоле Москвы. Наличие значимых корреляций между величинами концентрации элементов от пробы к пробе может указывать на общее происхождение этих элементов. Однако при этом может отражаться как общее образование элементов в каких-то процессах (общий генезис), так и

Таблица 2. Некоторые статистические показатели концентрации рассматриваемых химических элементов в воздухе Москвы весной 2020 г.: средняя концентрация C , относительное стандартное отклонение ОСО среднесуточных значений, коэффициент обогащения КО среднесуточных концентраций относительно состава земной коры, коэффициент корреляции R между среднесуточными C и КО за 40 сут

Элементы	C , мкг/м ³	ОСО, %	КО	R (C -КО)	Комментарии	
ЭГР	Al	0.76	73	0.4	-0.30	Терригенные Al и La, считающиеся преимущественно морскими Na, Mg, K, Ca, также S и P, имеющие много разных природных и антропогенных источников.
	P	0.046	79	2.3	-0.13	
	S	0.45	70	45	-0.15	
	Na	0.40	73	0.7	0.08	
	Mg	0.39	72	1.0	-0.48	
	K	0.29	68	0.5	-0.21	
	Ca	2.5	86	4.0	0.15	
	La	0.00062	82	1.0		
ТМТ	Cr	0.0033	83	1.8	-0.27	Элементы, незначительно обогащенные относительно земной коры (КО < 10).
	Mn	0.024	76	1.1	-0.50	
	Fe	1.2	83	1.2	-0.32	
	Co	0.00058	79	1.5	-0.36	
	Ni	0.0019	92	1.6	0.02	
ТМА	Cu	0.013	102	13	-0.02	Элементы преимущественно антропогенного происхождения с КО > 10.
	Zn	0.040	70	23	-0.39	
	Se	0.00029	74	272	0.27	
	Mo	0.00036	111	15	0.07	
	Cd	0.00020	98	70	0.34	
	Sn	0.0018	130	33	0.26	
	Sb	0.0013	137	129	0.48	
	W	0.00066	87	23	0.17	
	Pb	0.0078	104	22	0.47	
	Bi	8.3E-05	126	429	0.18	
РЭ	Th	0.00014	82	0.5	0.31	Радиоактивные элементы.
	U	5.1E-05	80	0.9	0.20	

Примечание. Шрифтом выделены КО > 10 и достоверные величины R для 40 пар величин.

сходство направлений переноса элементов совершенно разной природы в воздушных потоках, приходящих к пункту наблюдений (общий атмосферный перенос и близкое расположение источников).

Порог статистической значимости коэффициента корреляции N пар значений на уровне 95%-ной достоверности определяется по формуле $R_N = 2(N - 2)^{-0.5}$ [47] (для 40 пар значений $R_{40} = 0.32$). Анализ попарной корреляции среднесуточных концентраций элементов показал возможные связи между элементами, представленные схемами на рис. 4.

ЭГР: Al, Mg, K, Ca, La связаны сильно ($R > 0.95$); P связан с Al ($0.9 < R < 0.95$); S и Na связаны с этой группой слабее ($R < 0.9$). По характеру межсуточной изменчивости концентрации в воздухе к группе ЭГР примыкают также РЭ с коэффициентами корреляции $R > 0.9$.

ТМТ: Все элементы, кроме Ni, связаны сильно, что может быть обусловлено их преимущественно терригенной природой (пыль, почва). Ni связан с ними слабее, особенно с Mn ($R < 0.9$).

ТМА: Cu, Mo, Sn, W, Bi связаны сильно ($R > 0.95$); в эту группу с меньшими коэффициентами корреляции входят Zn и Sb ($0.9 < R < 0.95$). Pb

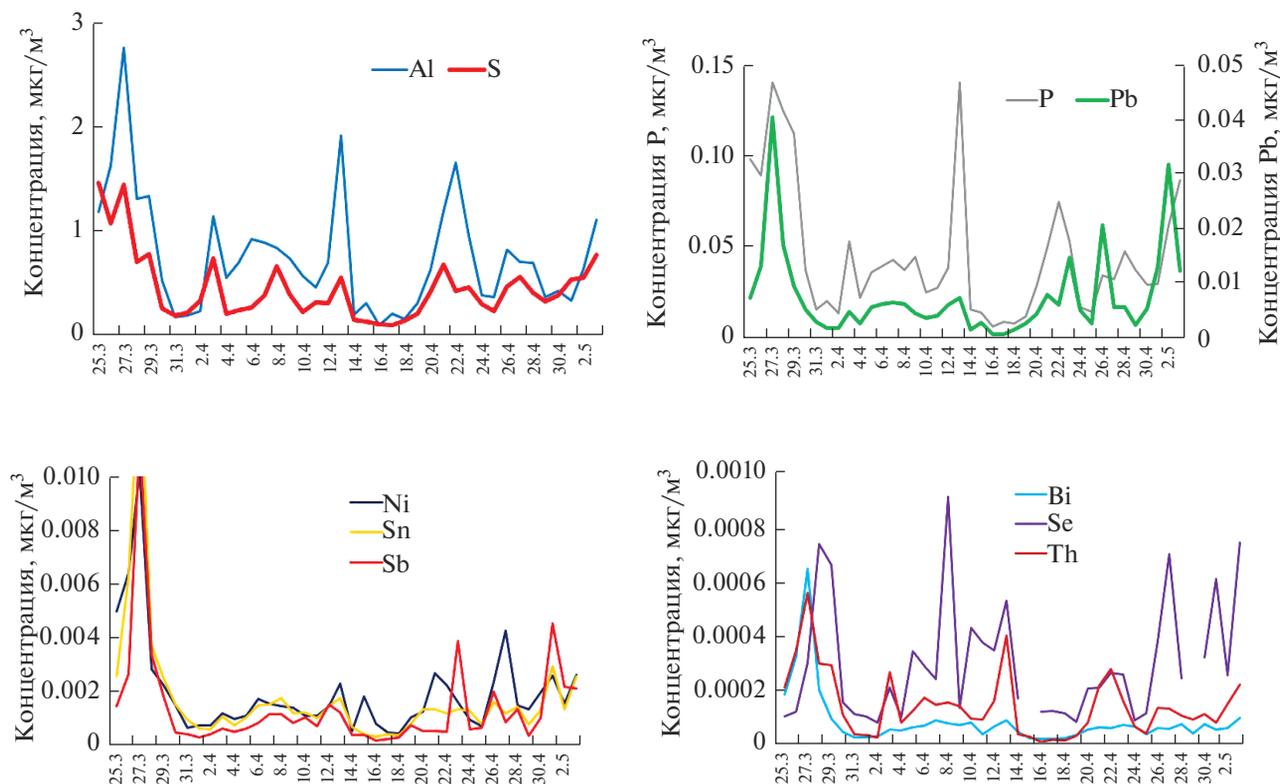


Рис. 3. Вариации среднесуточных концентраций некоторых элементов от дня ко дню в период наблюдений.

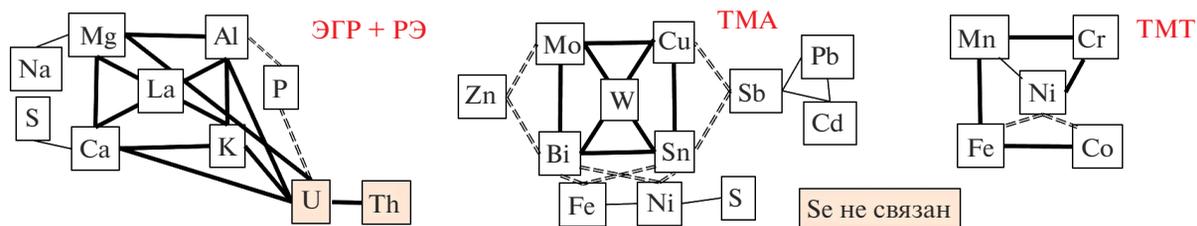


Рис. 4. Схемы связей между элементами по величине коэффициента парной корреляции Пирсона R межсуточных вариаций их концентраций. Толстая линия $R > 0.95$, тонкая – $R \approx 0.85$, двойная пунктирная $0.85 < R < 0.95$.

образует группу с Cd и Sb с коэффициентами корреляции ($0.82 < R < 0.85$); Se практически ни с чем не связан ($R < 0.4$). Bi и Sn образуют сильно связанную группу с Fe ($R > 0.9$), к ним примыкает также Ni (R чуть выше 0.9) и связанная с ним сера.

РЭ: связаны сильно между собой ($R > 0.98$) и, как уже отмечалось, с основной группой ЭГР.

Распределение элементов по размерам аэрозольных частиц. При атмосферном переносе аэрозольные частицы оседают на поверхность под действием механизмов сухого осаждения, а также при вымывании осадками. При этом наиболее крупные и тяжелые частицы удаляются из воздушного потока быстрее, чем мелкие. Поэтому, в общем случае, КО элементов, переносимых преимущественно на

мелких аэрозолях, должны быть больше в глобальном масштабе, что и отмечалось еще в [41, 48]. Значения КО могут стать выше для антропогенных элементов, источники которых находятся вблизи пункта наблюдений, в частности в городах и в крупных промышленных районах. Для анализа элементного состава аэрозольных частиц разных размеров на протяжении всего периода интенсивного мониторинга проводился сбор проб аэрозоля 6-каскадным импактором с размерами частиц по каскадам: <0.5 ; $0.5-1.5$; $1.5-2.5$; $2.5-4.0$; $4.0-6.5$; >6.5 мкм. Распределение массы изучаемых элементов по размерам аэрозольных частиц (в целом за весь период наблюдений) показано на рис. 5. Элементы выстроены по увеличению их массы на

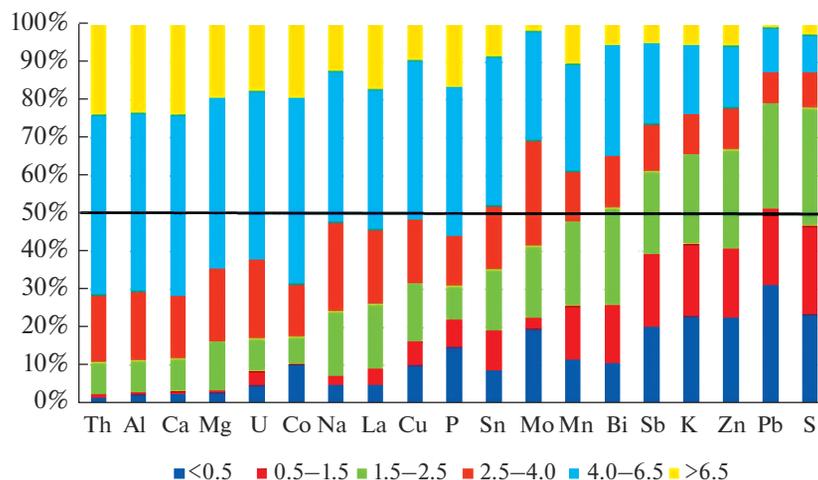


Рис. 5. Распределение массы элементов по размерам аэрозольных частиц. Легенда — диапазоны размеров частиц аэрозоля в каскадах импактора, мкм. Горизонтальная линия соответствует уровню половины массы каждого элемента.

аэрозолях $PM_{2.5}$ (сумма массы на трех каскадах импактора с наиболее мелкими частицами, см. легенду на рис. 5).

Видно, что элементы делятся на те, у которых меньше (слева от Bi) или больше (вправо, начиная с Bi) 50% массы сосредоточено на аэрозолях $PM_{2.5}$. Соответственно, в левой части диаграммы расположены почти все ЭГР, РЭ и ТМТ, а в правой — преимущественно ТМА. Исключение составляют W, Sn (на более крупных частицах) и K, S (на мелких частицах). Можно предположить наличие местных локальных источников вольфрама и олова в городе и, наоборот, преимущественно дальний перенос в атмосфере серы и калия или образование их в городской атмосфере при газофазных реакциях.

2.3. Элементный состав аэрозоля и метеопараметры

Недельный цикл. Как в любом большом мегаполисе, в Москве существуют свои ритмы жизни, самый заметный из которых определяется режимом работы основной массы населения, многих промышленных предприятий и учреждений — это недельный цикл. В данном случае в рассматриваемый период наблюдений вписалось только 5 полных недель. При таком малом их количестве мы исключили из расчетов первые 5 проб аэрозоля с аномально высокими концентрациями практически всех составляющих, чтобы попытаться выявить средние (по 5 значениям) зависимости концентраций элементов от дня недели в наименее “возмущенных” условиях. В результате обнаружено несколько характерных временных зависимостей концентраций элементов в воздухе Москвы в течение недели: Ni, Al, P, убывающие от поне-

дельник к воскресенью, с минимумом в субботу; Sn, S без тренда, с максимумом в пятницу; Th, Se без тренда, но повышающиеся в среду и в пятницу; Pb, Sb с положительным трендом и минимумом в среду. На рис. 6а показаны пять характерных видов недельных зависимостей концентраций элементов.

Даже на примере показанных на рис. 6а недельных циклов концентраций ряда элементов хорошо видно, что относительный состав аэрозоля в разные дни недели совершенно разный. Возможно, что таким образом аэрозольный состав формируют источники рассматриваемых элементов, как локальные, так и удаленные. Однако следует отметить, что на временные вариации концентраций как аэрозолей в целом, так и отдельных элементов влияют также метеоусловия. Известно, что в Москве характерный период смены барических образований равен 5–7 дням, и на рассматриваемом отрезке наблюдений (40 сут) повышенное давление (p) приходилось как раз на воскресенье, понедельник и вторник (рис. 6б). При этом антициклональные условия соответствовали более высокой температуре и низкой влажности воздуха (U) и, кроме того, способствовали накоплению примесей в нижнем слое атмосферы. Падение давления, приходившееся на середину недели, влечет за собой усиление вертикального перемешивания атмосферы, увеличение влажности и осадки, что способствует очищению атмосферы (табл. 3 и рис. 7). Довольно высокая отрицательная корреляция массы аэрозоля и влажности указывает (табл. 3) на определяющую роль процесса осаждения аэрозоля в изменении его концентрации. Так на рис. 6а все кривые имеют повышенные значения в воскресенье по сравнению с суб-

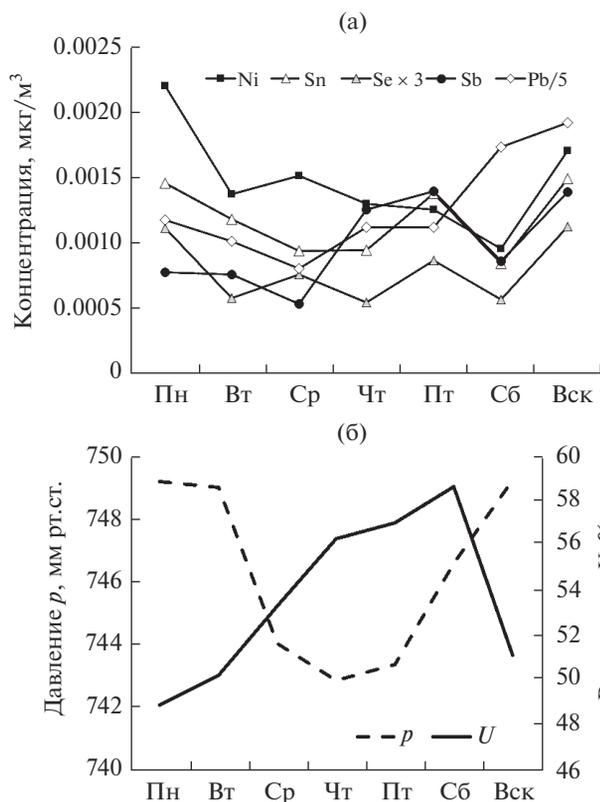


Рис. 6. Недельные циклы (за 5 нед.): (а) – концентраций некоторых элементов (для Se и Pb масштабированы под рисунок); (б) – давления p и относительной влажности U воздуха.

ботой, а влажность воздуха в эти дни меняется как раз наоборот (рис. 6б).

Выделенные на рис. 7 по три точки на графиках PM_{10} и $\text{PM}_{2.5}$ соответствуют пробам за 27–29 марта, когда, как говорилось выше, воздух в Москве был максимально загрязнен выносами из районов весенних травяных пожаров (рис. 2). При этом в Москве наблюдались так называемые неблагоприятные метеорологические условия (НМУ) – высокое давление и низкая влажность, количество отмеченных штилевых условий за эти 5 сут составило 35% (при 15% за все рассматриваемые 40 сут). В это время загрязнения накапливались в призем-

Таблица 3. Коэффициенты парной корреляции Пирсона давления воздуха p , относительной влажности U , температуры воздуха T и общей массы аэрозоля M (по всем 40 среднесуточным значениям каждой величины)

	p	U	T	M
p	1			
U	-0.57	1		
T	0.10	-0.52	1	
M	0.53	-0.70	0.57	1

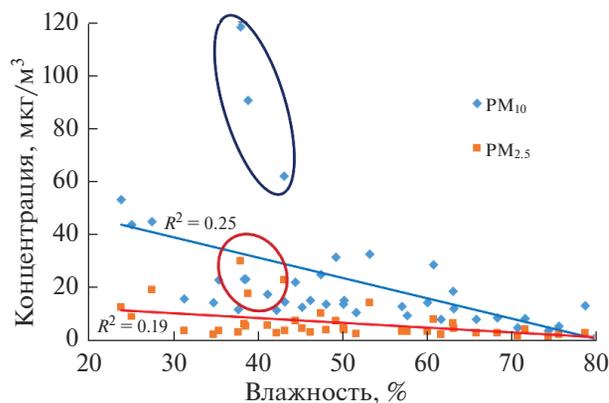


Рис. 7. Зависимости массовых концентраций аэрозоля PM_{10} и $\text{PM}_{2.5}$ от влажности воздуха в течение рассматриваемых 40 сут. Выделены точки anomalно высокого загрязнения городской атмосферы, соответствующие 27, 28 и 29 марта.

ном воздухе, и повышался индекс загрязнения атмосферы.

Отметим, что в воскресенье и понедельник, при практически постоянном давлении (высоком) и влажности (низкой), некоторые элементы меняют свои концентрации: повышаются концентрации Ni, Al, P и понижаются у Pb, Sb. Это можно трактовать следующим образом: элементы глобального распространения при НМУ накапливаются в воздухе, а элементы местного происхождения могут и снижать свое содержание при ослаблении выбросов источников. Именно для антропогенных Pb и Sb, основным источником которых в городе является транспорт [30], ослабление этого источника в выходные дни естественно. Пока это только гипотеза.

Итак, за столь короткий период наблюдений (пять недель) анализ формирования недельного хода загрязнения атмосферы в городе не позволил достоверно разделить влияние метеоусловий и локальных источников на формирование элементного состава. Необходимо проведение дальнейших наблюдений и анализ элементного состава аэрозоля в Москве в другие сезоны и в другие годы, когда часть антропогенных источников загрязнений в городе не была заведомо ослаблена (транспорт, промышленные предприятия) искусственными ограничениями их деятельности в связи с обеспечением мероприятий по предотвращению распространения вирусной инфекции.

Корреляция между концентрациями элементов и их КО. Интересно, что для некоторых элементов выявлены значимые коэффициенты корреляции между среднесуточными величинами концентрации и КО (выделены шрифтом в табл. 2), рассчитанные по 40 пробам аэрозоля. При этом корреляция положительная для нескольких ТМА – Pb,

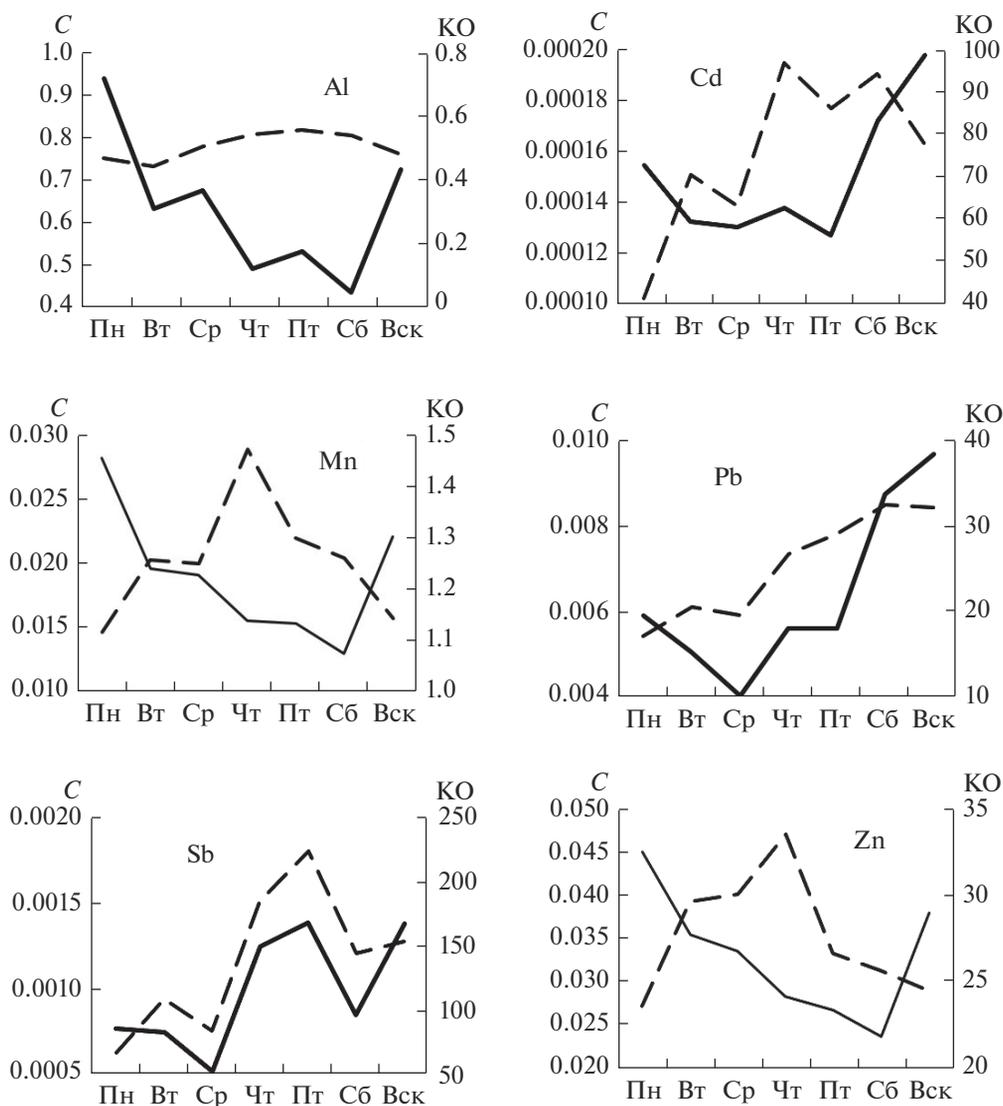


Рис. 8. Средние недельные зависимости концентрации C ($\text{мкг}/\text{м}^3$, сплошная линия) и коэффициента обогащения КО (безразм., пунктир) для разных элементов. Коэффициенты корреляции (по всем рассматриваемым 40 пробам) между C и КО меньше нуля для Al, Mn, Zn и больше нуля для Cd, Sb, Pb.

Sb, Cd (чуть ниже порога значимости коэффициенты корреляции для Se и Th) и отрицательная для некоторых ТМТ и ЭГР – Mn, Mg, Zn, Co (чуть ниже порога значимости корреляции для Fe, Al и Cr). На рис. 8 эти пары для большей наглядности показаны на недельных зависимостях концентраций и КО для соответствующих элементов.

Тем самым еще раз подтверждается преимущественное происхождение соответствующих элементов в городе весной – антропогенное/локальное или терригенное/глобальное (при положительной или отрицательной корреляции между концентрацией и КО). Можно предположить, что элементы, для которых не обнаружены достоверные корреляции

концентрации и КО, имеют смешанное происхождение от естественных и антропогенных источников, вклады которых сопоставимы друг с другом и конкурируют в разные дни.

Концентрации элементов, направление ветра и перенос воздушных масс. Поскольку одним из механизмов формирования аэрозольного поля в приземной атмосфере является атмосферный перенос разных масштабов, рассматривались зависимости элементного состава аэрозоля от направления ветра. Для некоторых элементов такие зависимости приведены на рис. 9. Среднесуточное направление ветра рассчитано по стандартным метеоизмерениям на станции Балчуг через каждые 3 часа.

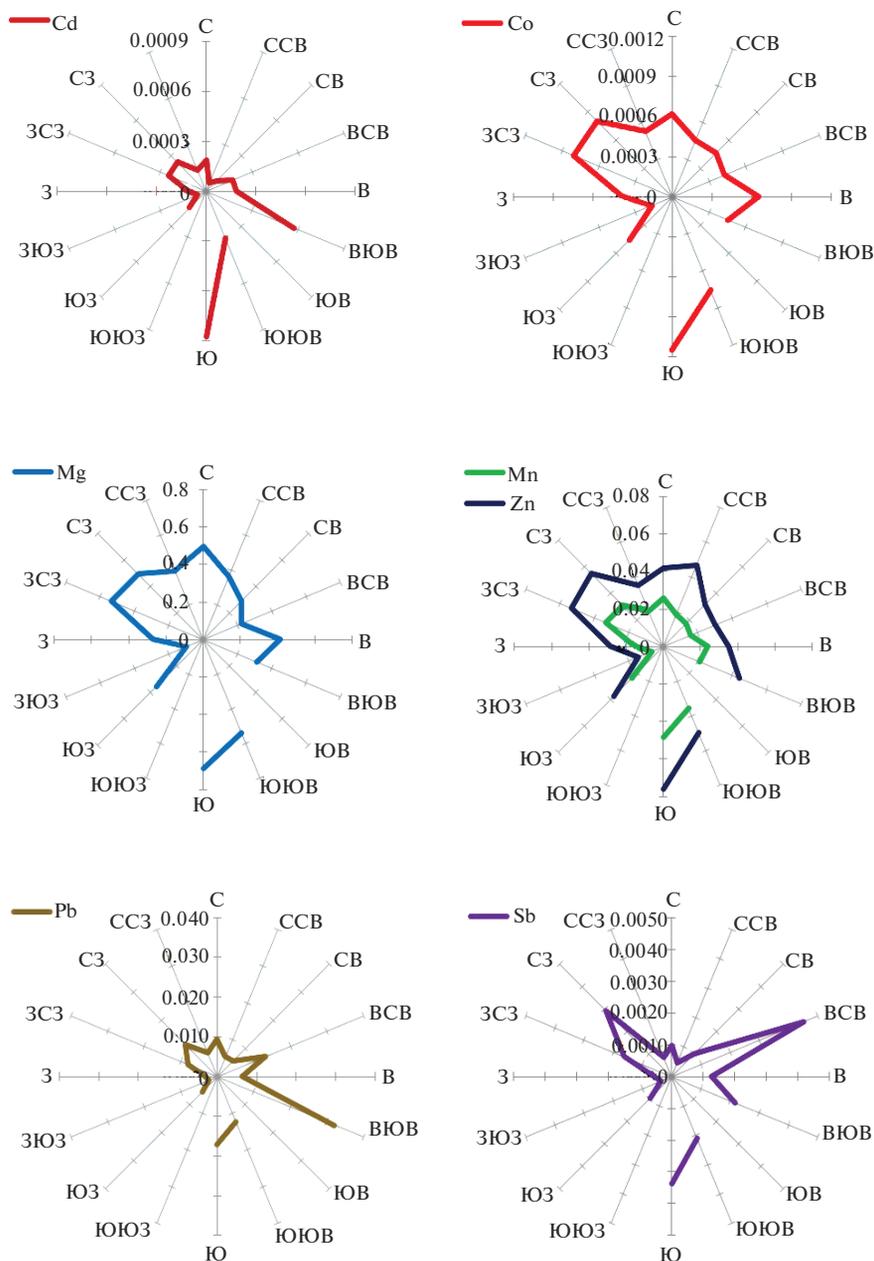


Рис. 9. Зависимости концентрации ($\mu\text{г}/\text{м}^3$) отдельных элементов от направления ветра: верхний ряд – ЭГР и ТМТ; нижний ряд – ТМА. Сутки со средним ветром направлений ЮВ и ЮЮЗ за период наблюдений не были отмечены.

Подчеркнем, что направление ветра – это не направление, где формируется воздушная масса и ее состав. В данном случае это просто направление ветра, при котором средняя концентрация элемента имеет определенное значение. Воздушная масса обычно переносится не по прямым траекториям, что хорошо видно на рис. 2, поскольку поле ветра в региональном масштабе формируется распределением атмосферных циклонов/антициклонов. При анализе возникновения тех или иных примесей в атмосфере по направлению вет-

ра можно ориентироваться только на ближайшие локальные источники загрязнения. Поэтому на рис. 9 для ЭГР и ТМТ распределение элементов по скорости ветра более равномерное, чем для ТМА, точечные источники которых могут быть на территории самого мегаполиса. Распределение по направлению ветра общей массы аэрозоля, которая фактически определяется элементами с максимальной массой (табл. 2), качественно соответствует распределениям ЭГР (это, например, распределение Mg на рис. 9).

При сопоставлении направления ветра с результатами анализа дальнего переноса воздушных масс по их обратным траекториям можно выделить следующие закономерности для рассматриваемых 40 сут весной 2020 г. В зависимости от скорости ветра, ветры северных румбов могут переносить в Москву воздушные массы из районов вплоть до Кольского п-ова и Скандинавии, а также до Архангельской области и далее на северо-восток. Восточный ветер при циклоне приносит воздух из южных и юго-восточных районов, а при антициклоне — из районов от северо-восточных до северо-западных. Ветры южного и юго-восточного направлений могут нести воздух из юго-восточных районов вплоть до Калмыкии и Прикаспия. А при юго-западных и западных ветрах в Москву могли поступать воздушные массы из западных и северо-западных районов, включая Беларусь, Прибалтику и Санкт-Петербург. Также очень широкий сектор возможных областей влияния охватывается ветрами западного и северо-западного направлений — от северо-запада России до Украины, Беларуси, Прибалтики. Выявление влияния различных территорий и их источников на состав аэрозоля в Москве — одна из задач дальнейших исследований элементного состава аэрозоля в городе.

На элементный состав аэрозоля в Москве весной 2020 г. должны были повлиять ограничения, введенные в городе для противодействия распространению коронавирусной инфекции, и связанная с ними дезинфекция поверхностного слоя почв, дорог, дворов и улиц. В частности, снижение антропогенной нагрузки могло привести к изменению соотношения массы антропогенных и терригенных элементов в аэрозолях, а ежедневная неоднократная промывка и увлажнение городских улиц могли понижать уровень аэрозольного загрязнения приземного слоя атмосферы в дневное время, влияя на среднее содержание аэрозоля. Однако рассмотренный короткий ряд данных пока не позволил достоверно выявить эти эффекты. Для обнаружения надежных изменений в составе аэрозоля необходимо сопоставление с другими сезонами (чтобы учесть внутригодовые вариации) и другими годами (без ограничительных и дезинфекционных мероприятий).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявлена сильная зависимость физико-химических параметров аэрозолей в приземном воздухе Москвы от синоптических и метеорологических условий, что особенно проявилось в условиях весны 2020 г. при снижении антропогенной нагрузки во время ограничительных мероприятий по нераспространению коронавирусной ин-

фекции. Среднесуточные концентрации частиц PM_{10} и $PM_{2.5}$, как и всех 65 рассматриваемых химических элементов, не превышали ПДК для жилых территорий, за исключением концентрации частиц PM_{10} 27–29 марта во время эпизода повышенного загрязнения в городе.

В конце марта 2020 г. аномально высокие значения массовой концентрации различных фракций частиц и всех элементов, аккумулярованных в аэрозолях, связаны с неблагоприятными метеорологическими условиями, господством над Московским регионом антициклона, принесшего воздушные массы из соседних областей с очагами пожаров биомассы. В остальное время, в апреле 2020 г., изменчивость состава атмосферного аэрозоля в Москве также была обусловлена в основном природными факторами. Наибольший рост общей массовой концентрации аэрозолей и содержания в них элементов происходил в антициклональных условиях при штиле или тихом ветре южного и юго-юго-восточного направлений.

Данные корреляционного анализа между концентрацией и коэффициентами обогащения элементов подтвердили антропогенное/локальное происхождение ряда тяжелых металлов (Cd, Sb, Pb, Se, Th) и терригенное/глобальное происхождение таких элементов, как Mn, Mg, Zn, Co, Fe, Al, Cr в Москве весной в приземном аэрозоле. Ряд элементов (S, P, K, Na, Ca, Ni, Cu, Mo, Sn, W, Bi, U), для которых не установлены достоверные корреляции между концентрацией и коэффициентами обогащения, видимо, имеет смешанное происхождение от естественных и антропогенных источников, вклады которых сопоставимы друг с другом и конкурируют в разные дни.

Получены первые результаты исследования недельного цикла концентраций элементов в приземном аэрозоле Московского мегаполиса, которые показали изменчивость относительного элементного состава в разные дни недели, что, возможно, обусловлено не только природными факторами, но и влиянием локальных и региональных источников. Влияние метеорологических условий, вариации которых также имели характерный период около недели, проявилось не только в изменчивости массовой концентрации аэрозолей разных размеров, но и в недельном цикле элементного состава. В антициклональных условиях при более высокой температуре и низкой влажности происходило накопление аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы, а при падении давления и увеличении относительной влажности воздуха — очищение атмосферы за счет вымывания осадками или коагуляции и осаждения аэрозольных частиц на подстилающую поверхность. Для достоверного разделения влияния источников и метеопараметров на формирование недельного цикла элемент-

ного состава будут проведены в дальнейшем более глубокие исследования при сравнении результатов наблюдений за более длительный срок в разные сезоны.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят организаторов сайта Лаборатории воздушных ресурсов (ARL NOAA) за возможность свободного использования данных. Авторы признательны рецензенту за конструктивные замечания и полезные советы. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), гранты №№ 19-05-00352, 19-05-50088.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Seinfeld J.H., Pandis S.N.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, 2nd Edition. New York: Wiley, USA, 2006. 1232 p.
2. *Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Крапивин В.Ф.* Атмосферные аэрозоли: Свойства, процессы образования и воздействия. От нано- до глобальных масштабов. СПб.: ВВМ, 2007. 858 с.
3. *Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М.* Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Рос. хим. журн. 2008. Т. LII. № 5. С. 112–119.
4. *Schroeder W.H., Dobson M., Kane D.M., Johnson N.D.* Toxic trace elements associated with airborne particulate matter: A review // JAPCA. 1987. V. 37. № 11. P. 1267–1285.
5. *Rasmussen P.E.* Long-range atmospheric transport of trace metals: the need for geoscience perspectives // Environ. Geology. 1998. V. 33. № 2/3. P. 96–108.
6. *Остромогильский А.Х., Петрухин В.А.* Тяжелые металлы в атмосфере: источники поступления и методы оценки их влияния // Мониторинг фонового загрязнения природных сред. Вып. 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. С. 56–70.
7. *Barrie L.A.* Aspects of atmospheric pollutants origin and deposition revealed by multielemental observations at a rural location in Eastern Canada // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № D4. P. 3773–3788.
8. *Maenhaut W., Cornille P., Pacyna J.M., Vitols V.* Trace element composition and origin of the atmospheric aerosol in the Norwegian Arctic // Atm. Environ. 1989. V. 23. № 11. P. 2551–2569.
9. *Pacyna J.M.* Source inventories for atmospheric trace metals // Atmospheric Particles, Ed. by R.M. Harrison, R. Van Grieken, 1998. P. 385–423.
10. *Vinogradova A.A.* Anthropogenic pollutants in the Russian Arctic atmosphere: sources and sinks in spring and summer // Atmos. Environ. 2000. V. 34. № 29–30. P. 5151–5160.
11. *Salvador P., Artiñano B., Pio C., Afonso J., Legrand M., Puxbaum H., Hammer S.* Evaluation of aerosol sources at European high altitude background sites with trajectory statistical methods // Atmos. Environ. 2010. V. 44. P. 2316–2329.
12. *Губанова Д.П., Кудерина Т.М., Чхетиани О.Г., Иорданский М.А., Обвинцев Ю.И., Артамонова М.С.* Экспериментальные исследования аэрозолей в атмосфере семиаридных ландшафтов Калмыкии. 2. Ландшафтно-геохимический состав аэрозольных частиц // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 3. С. 18–44.
13. *Трефилова А.В., Артамонова М.С., Кудерина Т.М., Губанова Д.П., Давыдов К.А., Иорданский М.А., Гречко Е.И., Минашкин В.М.* Химический состав и микрофизические характеристики аэрозоля г. Москвы и Подмосковья в июне 2009 г. и на пике пожаров 2010 г. // Геофизические процессы и биосфера. 2012. Т. 11. № 4. С. 65–82.
14. *Абдуллаев С.Ф., Маслов В.А., Назаров Б.И., Мадвалиев У., Давлатшоев Т.* Содержание элементов в пробах почв и пылевого аэрозоля в Таджикистане // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 2. С. 143–152.
15. *Артамонова М.С., Губанова Д.П., Иорданский М.А., Лебедев В.А., Максименков Л.О., Минашкин В.М., Обвинцев Ю.И., Чхетиани О.Г.* Вариации массовой концентрации и состава приземного аэрозоля степной зоны юга России в летний период // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15. № 1. С. 5–24.
16. *Виноградова А.А., Малков И.П., Полиссар А.В., Храмов Н.Н.* Элементный состав приземного атмосферного аэрозоля арктических районов России // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 2. С. 164–172.
17. *Vinogradova A.A., Malkov I.P., Polissar A.V.* Investigation of the Arctic aerosol pollution // Optical Monitoring of the Environment. SPIE. 1993. V. 2107. P. 203–211.
18. *Shevchenko V., Lisitzin A., Vinogradova A., Stein R.* Heavy metals in aerosols over the Seas of the Russian Arctic // Sci. of the Total Environ. 2003. V. 306. P. 11–25.
19. *Куценогий К.П., Куценогий П.К.* Аэрозоли Сибири. Итоги семилетних исследований // Сибирский экологический журн. 2000. № 1. С. 11–20.
20. *Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М., Симоненков Д.В.* Влияние города Томска на химический и дисперсный состав атмосферного аэрозоля в приземном слое // Опт. атмос. океана. 2008. Т. 21. № 6. С. 487–491.
21. *Бортников В.Ю., Букатый В.И., Рябинин И.В., Семенов Г.А.* Микрофизические параметры и элементный состав атмосферного аэрозоля в г. Барнауле в 2006–2008 гг. // Изв. Алтайского госуниверситета. 2009. Т. 61. № 1. С. 106–110.
22. *Ровинский Ф.Я., Петрухин В.А.* Фоновое содержание металлов в приземном слое атмосферы // Ядерно-физические методы анализа в контроле окружающей среды. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. С. 8–19.
23. *Лукашин В.Н., Новигатский А.Н.* О химическом составе аэрозолей в приземном слое атмосферы Среднего Каспия зимой и осенью 2005 г. // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 813–824.

24. Волох А.А., Журавлева М.Г. Оценка техногенного загрязнения воздуха в г. Москве // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 2. С. 182–188.
25. Огородников Б.И. Характеристики аэрозолей пограничного слоя атмосферы над Москвой // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32. № 2. С. 163–171.
26. Andronova A.V., Iordanskii M.A., Trefilova A.V., Lebedev V.A., Minashkin V.M., Obvintsev Yu.I., Artamonova M.S., Granberg I.G. Comparative Analysis of Pollution of the Surface Atmospheric Layer in Such Megalopolises as Moscow and Beijing // *Izv., Atmos. Ocean. Phys.* 2011. V. 47. № 7. P. 25–33.
27. Губанова Д.П., Беликов И.Б., Еланский Н.Ф., Скороход А.И., Чубарова Н.Е. Изменчивость приземной концентрации аэрозолей PM_{2,5} в г. Москве по наблюдениям в Метеорологической обсерватории МГУ // *Опт. атмосфер. океана.* 2017. Т. 30. № 12. С. 1033–1042.
28. Gubanova D.P., Iordanskii M.A., Anikin P.P., Kuderina T.M., Skorokhod A.I., Elansky N.F. Elemental composition and mass concentration of near surface aerosols in Moscow region during unusual weather conditions in the fall 2019 // *Proc. SPIE.* 2020. 11560, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics, 115604M (12 November 2020).
<https://doi.org/10.1117/12.2575578>
29. Gubanova D.P., Elansky N.F., Skorokhod A.I., Kuderina T.M., Iordanskii M.A., Sadovskaya N.V., Anikin P.P. Physical and chemical properties of atmospheric aerosols in Moscow and its suburb for climate assessments // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2020. 606 012019.
<https://doi.org/10.1088/1755-1315/606/1/012019>.
30. Власов Д.В., Касимов Н.С., Кошелева Н.Е. Геохимия дорожной пыли (Восточный округ Москвы) // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География.* 2014. № 3. С. 23–33.
31. Кошелева Н.Е., Дорохова М.Ф., Кузьминская Н.Ю., Рыжов А.В., Касимов Н.С. Влияние автотранспорта на экологическое состояние почв в западном административном округе Москвы // *Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География.* 2018. № 2. С. 16–27.
32. Kasimov N.S., Vlasov D.V., Kosheleva N.E. Enrichment of road dust particles and adjacent environments with metals and metalloids in eastern Moscow // *Urban Climate.* 2020. V. 32. P. 100638.
<https://doi.org/10.1016/j.uclim.2020.100638>
33. Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А., Лежнев А.Е., Носенко С.В., Золотарева Н.И., Москвина И.Р. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // *Заводская лаборатория. Диагностика материалов.* 2007. Т. 73. № 1. С. 12–22.
34. <https://gp5.ru>.
35. <https://www.windy.com/ru>.
36. Draxler R.R., Hess G.D. An overview of the HYSPLIT_4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition // *Aust. Met. Mag.* 1998. V. 47. P. 295–308.
37. <https://fires.ru>.
38. <https://mosecom.mos.ru/spiridonovka/>
39. Губанова Д.П., Скороход А.И., Минашкин В.М., Иорданский М.А. Изменчивость приземного аэрозоля в Москве при снижении антропогенной нагрузки весной 2020 года // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Всероссийская конференция, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова. 10–12 ноября 2020 года. Сборник тезисов докладов. М.: Физматкнига, 2020. С. 108.
40. www.arl.noaa.gov.
41. Milford J.B., Davidson C.I. The sizes of particulate trace elements in the atmosphere – A review // *JAPCA.* 1985. V. 35. № 12. P. 1249–1260.
42. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник в 6 кн. М.: Недра, 1994. Кн. 2: Главные р-элементы. 303 с.
43. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 1999. 610 с.
44. Петрухин В.А., Бурцева Л.В., Лапенко Л.А., Чичева Т.Б., Виженский В.А., Комарденкова И.В. Фоновое содержание микроэлементов в природных средах по мировым данным. Сообщение 5 // *Мониторинг фонового загрязнения природных сред.* Вып. 5. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 4–27.
45. Касимов Н.С. Экогеохимия ландшафтов. М.: ИП Филимонов М.В., 2013. 208 с.
46. Добровольский В.В. Биогеохимия мировой суши // *Избр. Труды. Т. III.* М.: Научный мир, 2009. 440 с.
47. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 209 с.
48. Pacyna J.M., Bartonova A., Cornille P., Maenhaut W. Modeling of long-range transport of trace elements. A case study // *Atmos. Environ.* 1989. V. 23. № 1. P. 107–114.

Temporal Variations in Composition of Atmospheric Aerosol in Moscow in the Spring of 2020

D. P. Gubanova^{1,*}, A. A. Vinogradova¹, M. A. Iordanskii², and A. I. Skorokhod¹

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

²Karpov Institute of Physical Chemistry, Vorontsovo Pole str., 10-1, Moscow, 105064 Russia

*e-mail: gubanova@ifaran.ru

The results of the intensive complex experiment to study the composition and temporal variability of urban aerosol in the center of Moscow (from March 25 to May 3, 2020) include the data on daily concentrations of

PM10 and PM2.5 particles, as well as 65 chemical elements. The concentrations of all components did not exceed the MPC values for residential areas. The exception was the concentration of PM10 particles during the episode of increased pollution on March 27–29, when air masses came to the city from neighboring areas with biomass fires. The correlation coefficients between the concentrations and the enrichment factors confirmed the anthropogenic/local origin of some heavy metals (Cd, Sb, Pb, Se, Th) and terrigenous/global origin of elements such as Mn, Mg, Zn, Co, Fe, Al, Cr. The elements S, P, K, Na, Ca, Ni, Cu, Mo, Sn, W, Bi, U, for which no significant correlation between the concentration and the enrichment factor has been established, apparently have a mixed origin from natural and anthropogenic sources competing with each other from day to day. The first study of weekly cycle of the relative elemental composition in the surface aerosol in Moscow showed the leading role of meteorological conditions (in particular, humidity and air pressure) in changing the level of aerosol pollution.

Keywords: atmosphere, megacity, Moscow, aerosol, particles PM₁₀ and PM_{2.5}, mass concentration, elemental composition

УДК 551.46(261)

АНАЛИЗ ПОВТОРНОГО ПОЯВЛЕНИЯ ЗИМНИХ АНОМАЛИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕРХНЕГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗОВ

© 2021 г. П. А. Сухонос^{a, *}, Н. А. Дианский^{b, c, d, **}

^aИнститут природно-технических систем, ул. Ленина, 28, Севастополь, 299011 Россия

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

^cИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^dГосударственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Кропоткинский пер., 6, Москва, 119034 Россия

*e-mail: pasukhonis@mail.ru

**e-mail: nikolay.diansky@gmail.com

Поступила в редакцию 26.08.2020 г.

После доработки 27.10.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

С использованием нескольких массивов данных реанализов и объективных анализов, охватывающих вторую половину XX века, подтверждено, что повторное появление аномалий характеристик верхнего перемешанного слоя (ВПС) на следующий год после их возникновения возможно на большей части Северной Атлантики (СА). Исключение составляют области западных пограничных течений и к югу от 15° с.ш. Указанный сигнал хорошо проявляется в первых эмпирических ортогональных функциях (ЭОФ) для температуры и толщины ВПС, имеющих вклады в полную дисперсию 17.9 и 23.9% соответственно, что, в свою очередь, указывает на важность этого процесса в формировании аномалий характеристик верхнего слоя океана. Ведущие ЭОФ температуры и толщины ВПС за 1959–2011 гг., вычисленные после удаления полиномов 3-й степени и годового хода, имеют хорошо известную трипольную структуру, связанную с Североатлантическим колебанием. Методика ЭОФ анализа в пространстве время–глубина для Саргассова моря и северо-восточной части СА демонстрирует процесс повторного появления аномалий температуры на поверхности океана. Сформированные температурные аномалии по всему ВПС в период его наибольшего зимнего углубления в феврале–марте сохраняются на глубинах 50–200 м для Саргассова моря и 50–300 м для северо-восточной части СА в течение всего года. Эти глубинные аномалии начинают проявляться на поверхности в декабре – в период начала формирования зимнего перемешивания. Подповерхностные аномалии температуры за 15 мес. (январь–март следующего года) распространяются вглубь океана, где окончательно и диссипируют.

Ключевые слова: повторное появление аномалий, верхний перемешанный слой, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0002351521030093

ВВЕДЕНИЕ

Авторы [1, 2] выдвинули гипотезу о том, что в средних широтах интенсивный теплообмен на поверхности океана в зимний период способствует формированию аномалий температуры океана в пределах зимнего верхнего перемешанного слоя (ВПС). В период весенне-летнего прогрева толщина ВПС уменьшается и зимние аномалии температуры ВПС оказываются под тонким ВПС. По мере того как ВПС углубляется в последующий осенне-зимний период, эти аномалии температуры могут вовлекаться в ВПС, влияя на формирование аномалий температуры поверхности океана (АТПО) на следующую зиму. Причем такое

поведение АТПО должно быть тесно связано с сезонной эволюцией толщины ВПС в океане. Таким образом, АТПО, сформированные в зимний период, повторяются от одной зимы к другой, не проявляясь на поверхности океана летом.

Приведенная выше гипотеза подтверждена по данным океанских станций погоды С, D, E и H в Северной Атлантике (СА) и P, N в Тихом океане и изучена с помощью модели ВПС в [3]. Авторы этой статьи предложили называть процесс возникновения АТПО, сформированных в прошлый зимний сезон, механизмом повторного появления (“*reemergence mechanism*”) АТПО. Указанный процесс может вносить существенный вклад в форми-

рование АТПО в СА на межгодовом—десятилетнем масштабе [4]. Эти результаты подчеркивают важную роль повторного появления АТПО в формировании долгопериодных изменений поля ТПО.

Согласно [5], АТПО могут испытывать повторное появление в отдельном регионе, если толщина ВПС зимой здесь гораздо глубже, чем летом, течения в верхнем слое океана относительно слабые и АТПО одного знака занимают большую площадь. Однако по результатам статьи [6] повторное появление АТПО выявлено также в окрестности Гольфстрима, вдали от области, где АТПО были сформированы прошлой зимой. Адвекция вод в верхнем слое океана приводит к перемещению аномалий температуры на большие расстояния, а субдукция вод ослабляет повторное появление АТПО. Результаты [5, 6] показывают, что повторное появление АТПО на следующий год после их формирования может иметь как “локальный”, так и “удаленный” характер. В первом случае АТПО возникают в том месте, где они были сформированы прошлой зимой. Во втором случае области формирования и появления АТПО могут быть разнесены в пространстве из-за перемещения вод в верхнем слое океана.

Факторы, которые способствуют повторному появлению АТПО на следующий год после их формирования в тропических и субтропических широтах существенно различаются. В средних широтах основную роль в рассматриваемом процессе играет сезонная эволюция толщины ВПС [2, 3, 7]. В тропиках повторное появление АТПО может вызываться повторным аномальным атмосферным воздействием, выраженным изменениями суммарного потока тепла на поверхности океана и касательного напряжения трения ветра [8]. Одной из причин возникновения этого процесса могут быть телеконнекции, связанные с совместными климатическими модами в системе океан—атмосфера, например Эль-Ниньо—Южное колебание (ЭНЮК) [9]. Другим источником повторного атмосферного воздействия может выступать сезонная изменчивость положения шторм-треков, на которую не влияют климатические сигналы, такие как ЭНЮК и Североатлантическое колебание (САК) [7]. Отметим, что указанное воздействие не может быть проявлением только собственных колебаний циркуляции атмосферы, основная энергия которых приходится на синоптические [10] и так называемые низкочастотные колебания с временными масштабами 20–30 сут [11, 12]. Вопрос об атмосферной памяти выходит за рамки настоящей работы и требует отдельного изучения.

Зимние АТПО в СА, повторно появляющиеся на следующий год после их формирования, могут влиять на атмосферную циркуляцию в Атлантико-Европейском регионе. Рассматриваемый про-

цесс может оказывать значимое влияние на САК [13, 14] и погодные условия в Европе [15–17]. Отметим, что летне-осенние АТПО в СА также могут влиять на зимние характеристики атмосферной циркуляции, хотя и не так эффективно, как осенне-зимние [18].

Во многих работах анализ повторного появления АТПО проводится с помощью вычисления коэффициентов автокорреляции со сдвигом внутри временного ряда АТПО, приуроченного к конкретным координатам или осредненного в пределах некоторой области океана, в различные моменты времени. Автокорреляционная функция при некотором запаздывании имеет минимум, а при дальнейшем увеличении запаздывания достигает максимума, который должен быть статистически значимым. С помощью такого подхода для значимых на 99% уровне доверия коэффициентов корреляции выделено семь областей Мирового океана, в которых реализуется повторное появление АТПО [19]. Все выделенные области приурочены к регионам формирования промежуточных вод в зимний период.

В работе [8] повторное появление АТПО определяется путем вычисления разницы между значениями автокорреляционной функции при 12-месячном и 6-месячном запаздывании. Шестимесячное запаздывание соответствует летним месяцам, по отношению к выбору холодного сезона, от которого отсчитывается запаздывание. Авторы статьи [8] определяют эту разницу как индекс повторного появления АТПО (“*the reemergence index*”). Анализ разницы между величинами коэффициентов корреляции при 12- и 6-месячном запаздывании АТПО показал, что повторное появление АТПО распространено почти во всем Мировом океане. Исключение составляет центральная и восточная часть тропических широт Тихого океана, в которой преобладает изменчивость, обусловленная процессом ЭНЮК.

Одним из методов объективного изучения повторного появления АТПО является разложение аномалий температуры верхнего слоя океана по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) [4, 5]. Отличительной особенностью ЭОФ анализа является способность выделять когерентные структуры повторных аномалий температуры на основе разрозненной информации в поле исходных аномалий со всех точек исследуемой области. Именно эта методика применяется в нашей работе.

Цель статьи — уточнить особенности повторного появления зимних аномалий характеристик ВПС в СА с привлечением данных реанализов и объективных анализов океана, охватывающих вторую половину XX века.

Таблица 1. Описание используемых реанализов

Реанализ	Модель океана, конфигурация	Атмосферный форсинг	Процедура усвоения. Данные	Период	Критерий определения толщины ВПС
ORA-S3 [20]	HOPE, $1^\circ \times 1^\circ$, у экватора $\sim 1^\circ \times 0.3^\circ$; 29 уровней	ERA-40 до июня 2002 г., после оперативный анализ	MvOI. T, S, SSH	1959–2011 гг.	$Ri_{crit} = 0.3$
GFDL [21]	MOM4 coupled, $1^\circ \times 1^\circ$, у экватора $\sim 1^\circ \times 0.3^\circ$; 50 уровней	Coupled data assimilation	KF. T, S	1961–2015 гг.	$\Delta\rho = 0.03 \text{ кг/м}^3$
GODAS [22]	MOM3, $1^\circ \times 1^\circ$, у экватора $\sim 1^\circ \times 0.3^\circ$; 40 уровней	NCEP R2	3D-Var. T, S	1980–2018 гг.	$\Delta T = 0.8^\circ\text{C}$
GLORYS2V4 [23]	NEMO3.1, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$; 75 уровней	ERA-Interim	KF. T, S, SSH	1993–2015 гг.	$\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$

Примечание. T, S, SSH – данные наблюдений по температуре, солёности и отклонениям уровенной поверхности (спутниковая альтиметрия) соответственно. MvOI – многоэлементная оптимальная интерполяция. 3D-Var – трехмерный вариационный анализ. KF – фильтр Калмана. Ri_{crit} – критическое значение числа Ричардсона, $\Delta\rho$ (ΔT) – увеличение плотности (уменьшение температуры) по сравнению со значениями на глубине 10 м.

ДАнные И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

В работе использованы среднемесячные данные о температуре верхнего слоя океана и толщине ВПС из реанализов океана ORA-S3 [20], GFDL [21], GODAS [22] и GLORYS2V4 [23]. Описание массивов данных реанализов приведено в табл. 1. Также использовались среднемесячные данные о температуре верхнего слоя океана с одноградусным пространственным разрешением, взятые из массивов объективных анализов Ishii за период 1945–2012 гг. [24] и EN4.1.1 за период 1945–2016 гг. [25] (с набором коррекций В.В. Гурецкого [26]).

Используемые массивы данных имеют различное пространственное разрешение по горизонтали и вертикали. Все вычисления выполнены на исходном пространственном разрешении данных. Для исключения низкочастотной изменчивости перед проведением расчетов в каждой точке пространственной сетки из рядов данных реанализов ORA-S3, GFDL и объективных анализов Ishii, EN4.1.1 удалены полиномы 3-й степени. Из рядов данных реанализов GODAS и GLORYS2V4 удалены только полиномы 1-й степени (линейные тренды) из-за их небольшой в климатическом смысле длительности. Коэффициенты полиномов рассчитывались по методу наименьших квадратов. Затем в каждом узле пространственной сетки во всех используемых массивах данных удален годовой ход (средние многолетние значения для каждого месяца года за доступный период). Далее полученные аномалии раскладывались по ЭОФ. В статье используются корреляционный и

спектральный методы анализа. Временные спектры рассчитывались по данным реанализов ORA-S3, GFDL и объективных анализов Ishii, EN4.1.1 за доступный период с использованием спектрального окна Тьюки [27]. Длина корреляционной функции составляла 20 лет, что позволило обеспечить от 7 до 9 степеней свободы. Доверительные интервалы рассчитывались с помощью χ^2 -распределения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сравнительный анализ данных длительных реанализов океана, проведенный авторами, показал, что для поставленной цели наиболее репрезентативными можно считать данные реанализа ORA-S3 [28]. Поэтому в настоящей работе приводятся результаты, полученные, главным образом, с использованием данных этого реанализа. Средние многолетние поля температуры и течений в ВПС по используемым данным хорошо отражают климатическую циркуляцию в СА. На рис. 1а поля этих характеристик приводятся по данным реанализа ORA-S3. Области с высокими величинами скорости течений и резкими изменениями температуры ВПС приурочены к фронтам Гольфстрима и Североатлантического течения. Оценки толщины ВПС по данным ORA-S3, полученные с использованием критерия по числу Ричардсона, наилучшим образом соответствуют глубине конвективного перемешивания в море Лабрадор в зимний период, полученной по натурным данным [29]. Размах сезонного хода толщины

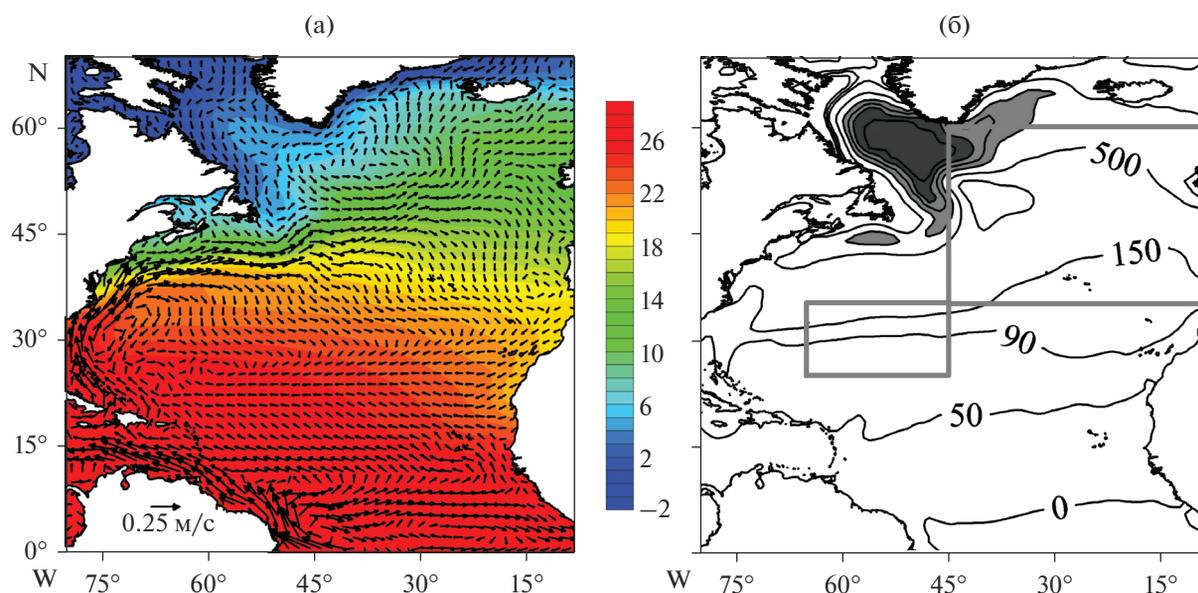


Рис. 1. Средняя скорость течений в ВПС (векторы, м/с) и средняя температура ВПС (заливка, через 1°C) в Северной Атлантике за период 1959–2011 гг. (а). Размах сезонного хода толщины ВПС (февраль минус сентябрь) за указанный период (б). На рис. (б) проведены изолинии: 0, 50, 90, 150, 500, 1000, 1500, 2000, 2500 м. Светло-серым цветом показаны области, в которых величина размаха превышает 1000 м, темно-серым – 2000 м. Серые прямоугольники показывают два региона исследования: Саргассово море (25°–35° с.ш. 65°–45° з.д.) и северо-восточная часть Северной Атлантики (35°–60° с.ш. 45°–8° з.д.). Рисунок подготовлен по данным ре-анализа ORA-S3.

ВПС (февраль минус сентябрь) по данным ORA-S3 за период 1959–2011 гг. характеризуется выраженной пространственной неоднородностью (рис. 16). Толщина ВПС к югу от 8° с.ш. в сентябре больше, чем в феврале. Средние величины размаха в этой области составляют 12 м. Средняя толщина ВПС в феврале к северу от 20° с.ш. (от 30° с.ш.) на 50 м (на 90 м) больше, чем в сентябре. В области к северу и западу от Североатлантического течения, охватывающей акваторию Лабрадорского течения и внутреннюю часть субполярного круговорота, разница между величинами толщины ВПС в феврале и сентябре превышает 500 м. Наибольший размах сезонного хода толщины ВПС отмечается в море Лабрадор, где его величины превышают 2500 м. Это связано с зимним выхолаживанием и конвективным перемешиванием в ВПС. Таким образом, благоприятные условия для реализации повторного появления аномалий характеристик ВПС, такие как развитая зимняя конвекция, отсутствие интенсивных течений и резких градиентов температуры, сформулированные в [5], характерны для большей части СА.

Рассмотрим далее корреляции со сдвигом временных коэффициентов ведущих ЭОФ температуры ВПС и его толщины по среднемесячным данным реанализа океана ORA-S3 для всех месяцев за период 1959–2011 гг. Под температурой ВПС понимается средняя температура в пределах от поверхности океана до нижней границы ВПС, положение

которой переменено по пространству и времени. Разложение по ЭОФ выполнено по среднемесячным полям аномалий в отклонениях от среднего годового хода и полиномиального тренда 3-го порядка за период 1959–2011 гг. в области СА, ограниченной координатами 15°–70° с.ш. 8°–80° з.д. Для исключения влияния внутригодовой изменчивости использовалась следующая процедура подготовки данных, предложенная в [5]. Для каждого календарного месяца рассчитаны осредненные по акватории СА среднеквадратические отклонения (СКО) за весь период 1959–2011 гг. для аномалий температуры и толщины ВПС. Их значения находятся в диапазоне от 0.46°C в феврале до 0.65°C в августе для температуры ВПС и от 26 м в августе до 90 м в апреле для толщины ВПС. Затем аномалии температуры и толщины ВПС в каждом узле пространственной сетки для каждого месяца обезразмериваются путем нормировки на их осредненные по акватории СА СКО. Далее ЭОФ рассчитаны для полученных безразмерных полей аномалий температуры и толщины ВПС с учетом косинуса широты. Область к югу от 15° с.ш. не использовалась в разложении полей температуры и толщины ВПС по ЭОФ, чтобы исключить влияние экваториальных мод изменчивости, где основной вклад в годовой ход вносит полугодовая гармоника. Кроме этого, здесь разность величин толщины ВПС в феврале и сентябре невелика (см. рис. 16).

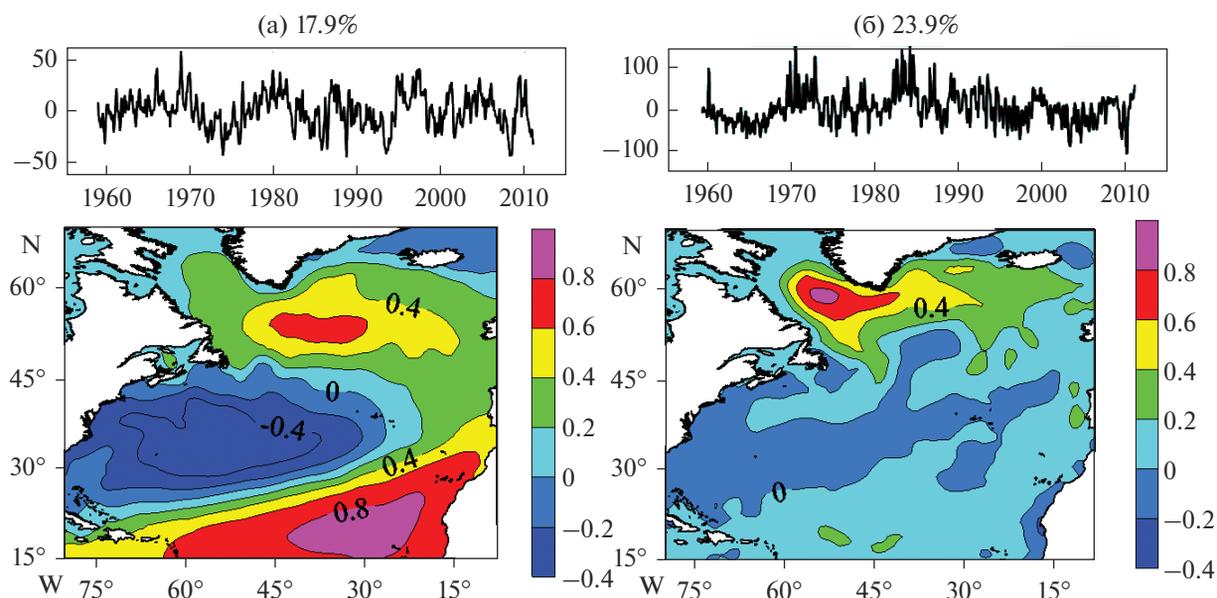


Рис. 2. Временной коэффициент и ведущая ЭОФ среднемесячной температуры ВПС (а) и толщины ВПС (б) за 1959–2011 гг. Полиномиальные тренды 3-й степени и годовой ход удалены, и данные для каждого месяца нормированы на среднее по пространству СКО. Пространственная структура ЭОФ показана как корреляция между временным коэффициентом и аномалиями температуры и толщины ВПС за доступный период. Изолинии проведены через 0.2. Число над каждым рисунком показывает часть дисперсии, описываемой этой ЭОФ.

Пространственные структуры ведущих ЭОФ температуры и толщины ВПС в СА представляют собой хорошо известную трипольную структуру (рис. 2). В тропических и субполярных широтах изменения температуры и толщины ВПС одного знака, а в субтропических – противоположного. На пространственной структуре ведущей ЭОФ толщины ВПС наиболее ярко выражена северная ячейка трипольной структуры, приуроченная к области глубокой конвекции во внутренней части субполярного круговорота.

Корреляции временного коэффициента ведущих ЭОФ (рис. 2), по выборке для каждого календарного месяца (вертикальная ось), с временными коэффициентами в последующие месяцы со сдвигами от 0 до +12 мес. (горизонтальная ось) показаны на рис. 3 для температуры и толщины ВПС соответственно. Коэффициенты корреляции временных коэффициентов ведущей ЭОФ температуры ВПС для всех календарных месяцев уменьшаются при запаздывании в 3–4 мес. (рис. 3а). Однако коэффициенты корреляции, полученные для месяцев с февраля по июль, сначала уменьшаются, а затем возрастают по мере увеличения запаздывания от полугода до 11 мес. Наибольшие коэффициенты корреляции получены для июня и июля со сдвигом 5–6 мес. Коэффициенты корреляции для осенних месяцев не увеличиваются на следующий год. При этом наиболее быстрое уменьшение коэффициентов корреляции отмеча-

ется для сентября. Такая корреляционная структура для временного коэффициента ведущей ЭОФ температуры ВПС подтверждает возможность повторного появления аномалий температуры ВПС, сформированных в зимне-весенний период.

Коэффициенты корреляции временного коэффициента ведущей ЭОФ толщины ВПС для весенних и осенних месяцев для сдвигов 1–4 мес. уменьшаются быстрее, чем соответствующие величины со сдвигом от зимних и летних месяцев (рис. 3б). Коэффициенты корреляции с запаздыванием от зимних, весенних и летних месяцев сначала уменьшаются, а затем увеличиваются по мере увеличения сдвига. Коэффициенты корреляции, полученные для временного коэффициента ведущей ЭОФ в феврале, увеличиваются со значений, меньших 0.45 при сдвиге в 3 мес. (май), до значений более 0.6 при сдвиге в 11 мес. (январь). Аномалии толщины ВПС в июне восстанавливаются через 4–5 мес. в начале развития интенсивной осенне-зимней конвекции. Для аномалий толщины ВПС, возникающих в конце лета, увеличения коэффициентов корреляции при больших сдвигах не происходит, что также подтверждает гипотезу повторного появления аномалий характеристик ВПС. Временной коэффициент второй ЭОФ для каждого календарного месяца как для аномалий температуры ВПС, так и для аномалий толщины ВПС (не показан) также содержит сигнал повторного появления, хотя он слабее, чем в ведущей ЭОФ. Таким

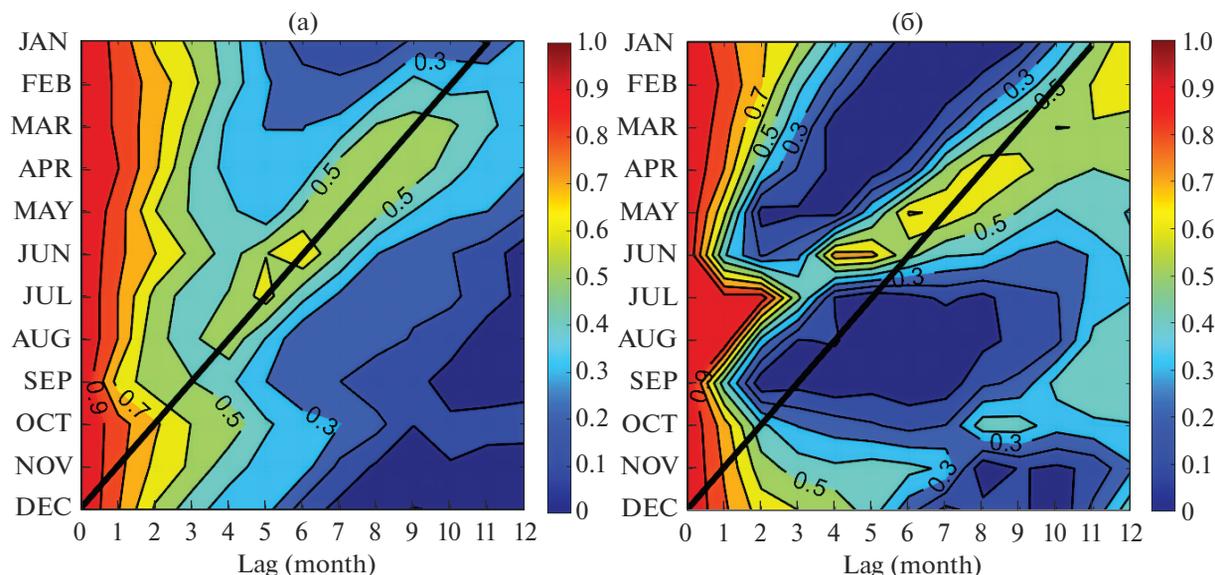


Рис. 3. Коэффициенты корреляции со сдвигом между временными коэффициентами ведущей ЭОФ температуры (а) и толщины ВПС (б) с рис. 2, рассчитанные отдельно для каждого календарного месяца по данным океанического реанализа ORA-S3 за период 1959–2011 гг. Контурный интервал – 0.1. Черная диагональная линия указывает расположение декабря.

образом, аномалии толщины ВПС могут сохраняться от одной зимы к другой вместе с повторным появлением аномалий температуры ВПС.

Формирование повторных аномалий температуры и толщины ВПС неоднородно по акватории СА. Согласно результатам [5, 19], в СА выделены две области с интенсивными проявлениями повторных АТПО: в Саргассовом море (25° – 35° с.ш. 65° – 45° з.д.) и северо-восточной части СА (35° – 60° с.ш. 45° – 8° з.д.). Границы этих областей показаны на рис. 16. Эти области приурочены к субтропической и субполярной ячейкам с противоположными знаками на трипольной структуре ведущей ЭОФ. Когерентные структуры повторных аномалий в этих регионах проанализируем с помощью методики, использовавшейся в [5], но по совокупности новых и более продолжительных данных реанализов и объективных анализов. Аномалии температуры усреднялись по указанным регионам так, чтобы сформировать поле в пространстве время–глубина. Расчет ЭОФ для области Саргассова моря проводился следующим образом. Значение температуры на сетке в пространстве из заданных горизонтов в слое 0–300 м и 15 мес. (январь–март следующего года) представляет собой вектор наблюдений за каждый год периода имеющихся данных. В слое 0–300 м данные в реанализе океана ORA-S3 представлены на 19 уровнях, GFDL – на 27 уровнях, GODAS – на 26 уровнях, GLORYS2V4 – на 35 уровнях. В слое 0–300 м данные в объективном анализе Ishii представлены на 12 уровнях, а в объективном анализе

EN4.1.1 – на 20 уровнях. Расчет ЭОФ для северо-восточной части СА проводился аналогично, за исключением выбора слоя толщиной 0–550 м.

На рис. 4 для области Саргассова моря показаны корреляционные связи между аномалиями температуры внутри 15-месячного интервала (январь–март следующего года), выделенные с помощью этого ЭОФ анализа. Ведущая ЭОФ описывает около 50% изменчивости в плоскости время–глубина. Коэффициенты корреляции у поверхности (0–30 м) уменьшаются с мая по ноябрь, а коэффициенты корреляции на больших глубинах (70–150 м) в эти месяцы почти не уменьшаются. Все ЭОФ демонстрируют процесс формирования температурных аномалий в пределах ВПС в период его наибольшего зимнего заглубления в марте и сохранения их на глубинах 50–200 м в течение всего года с постепенным их заглублением к концу 15-месячного периода. Эти глубинные аномалии начинают проявляться на поверхности в декабре – в период начала формирования зимнего перемешивания, за счет которого и “выходят” на поверхность. Этот сигнал проявляется в величинах коэффициентов корреляции более 0.5 вплоть до марта следующего года, когда в дело вступает новый процесс весенне-летнего формирования ВПС. Процесс повторного появления АТПО наиболее сильно проявляется по данным реанализа GODAS (первая ЭОФ описывает наибольшую долю дисперсии – 64%) и менее заметен по данным EN4.1.1 (первая ЭОФ описывает наименьшую долю дисперсии – 33.4%). Средняя за доступный период

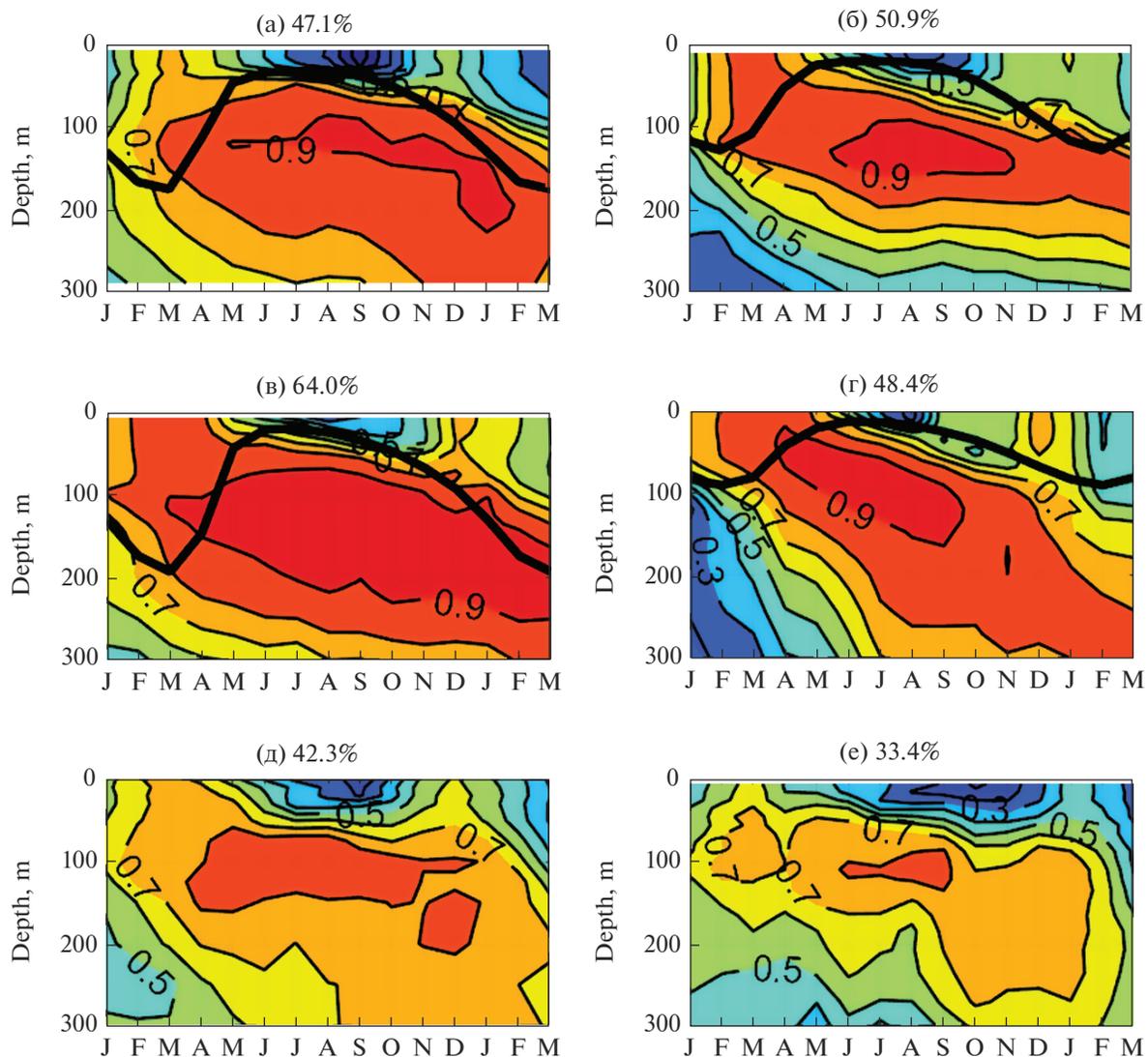


Рис. 4. Структура ведущей ЭОФ в плоскости время–глубина для области с координатами 25°–35° с.ш. 65°–45° з.д. по данным реанализов ORA-S3 (а), GFDL (б), GODAS (в), GLORYS2v4 (г) и объективных анализов Ishii (д) и EN4.1.1 (е). Число над каждым рисунком показывает часть дисперсии, описываемой этой ЭОФ. Расчет ЭОФ проводился с января по март следующего года и от поверхности до горизонта 300 м. Структура ЭОФ показана как корреляция между временным коэффициентом и аномалиями температуры за доступный период. Контурный интервал – 0.1. Толстая черная линия на рис. (а, б, в, г) – средняя толщина ВПС в этой области.

толщина ВПС в рассматриваемом регионе в конце зимы и начале весны по данным из массива ORA-S3 составляет 175 м, GFDL – 124 м, GODAS – 193 м, GLORYS2V4 – 91 м. Подповерхностные аномалии температуры за 15 мес. уходят вглубь океана, где окончательно и диссипируют.

Структура региональной ЭОФ для северо-восточной части СА, полученная по используемым массивам данных, показана на рис. 5. Температурные аномалии в ВПС, сформированные в период его наибольшего зимнего заглужения в феврале–марте, сохраняются на глубинах 50–300 м в течение весенне-летнего периода. На первый ЭОФ для этого региона наибольшая доля дисперсии (76%)

приходится по данным реанализа GODAS, а наименьшая доля дисперсии (52.7%) – по данным ORA-S3. Средняя за доступный период толщина ВПС в северо-восточной части СА в конце зимы и начале весны по данным из массива ORA-S3 составляет 445 м, GFDL – 260 м, GODAS – 447 м, GLORYS2V4 – 188 м. Таким образом, аномалии температуры ВПС, сформированные в летний период, сохраняются в ВПС. Зимние аномалии температуры ВПС сохраняются под ВПС в летний период и возникают в ВПС при его заглужении в последующий осенне-зимний период. Это полностью согласуется с концепцией повторного появления АТПО.

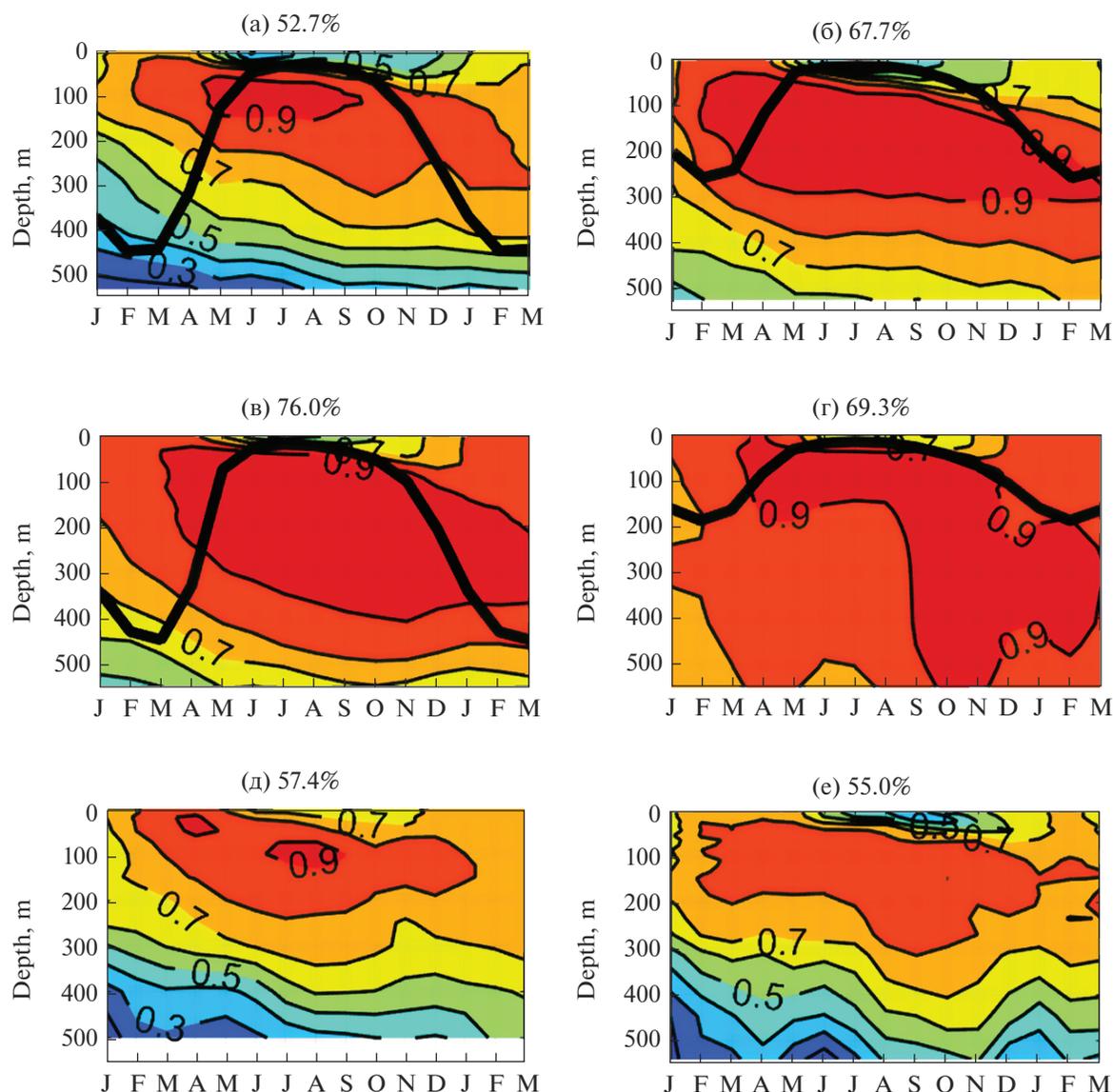


Рис. 5. Структура ведущей ЭОФ в плоскости время–глубина для области с координатами 35° – 60° с.ш. 45° – 8° з.д. по данным реанализов ORA-S3 (а), GFDL (б), GODAS (в), GLORYS2v4 (г) и объективных анализов Ishii (д) и EN4.1.1 (е). Число над каждым рисунком показывает часть дисперсии, описываемой этой ЭОФ. Расчет ЭОФ проводился с января по март следующего года и от поверхности до горизонта 550 м. Структура ЭОФ показана как корреляция между временным коэффициентом и аномалиями температуры за доступный период. Контурный интервал – 0.1. Толстая черная линия на рис. (а, б, в, г) – средняя толщина ВПС в этой области.

Временные коэффициенты региональных ЭОФ температуры для Саргассова моря и северо-восточной части СА показаны на рис. 6. Корреляция без сдвига между временными коэффициентами ЭОФ температуры для рассматриваемых регионов отрицательна. Синхронные коэффициенты корреляции для рядов, полученных по данным реанализов ORA-S3 и GFDL, равны -0.46 и -0.45 соответственно. Временные коэффициенты ЭОФ температуры, полученные по всем массивам данных для Саргассова моря, имеют абсолютные минимумы в 1970 и 2010 гг. (рис. 6а). Спектральный

анализ временных рядов на рис. 6 показал наличие значимых периодичностей сигнала повторного появления в диапазоне около 4.5 и 12–14 лет. Анализ функций взаимной корреляции между временными рядами на рис. 6а и 6б выявил значимую на 95% уровне доверия связь при лидировании временных коэффициентов ЭОФ для области Саргассова моря на 4 года. Коэффициенты корреляции на этом сдвиге равны 0.41 для рядов, полученных по данным из массива ORA-S3, 0.36 – для GFDL, 0.50 – для GODAS, 0.50 – для Ishii и 0.44 – для EN4.1.1.

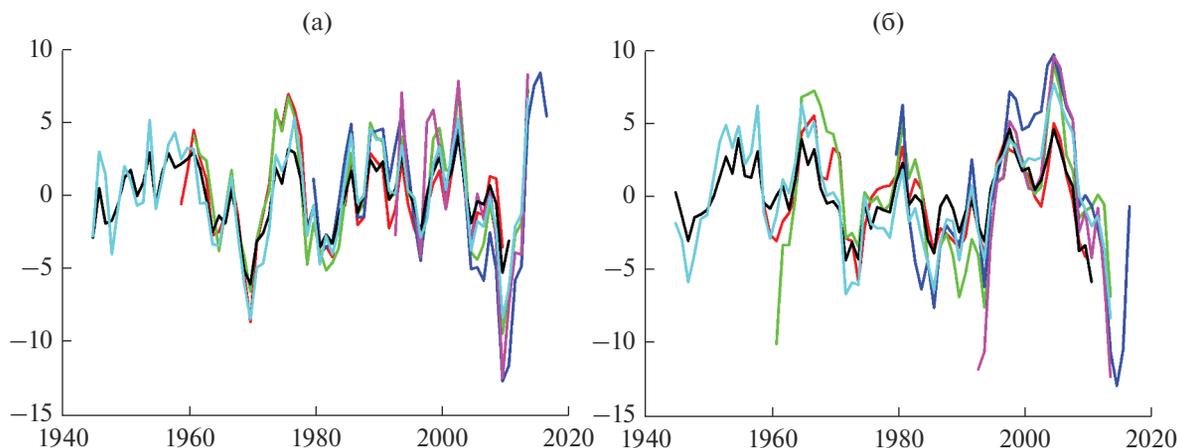


Рис. 6. Временные коэффициенты ЭОФ для областей с координатами 25° – 35° с.ш. 65° – 45° з.д. (а) и 35° – 60° с.ш. 45° – 8° з.д. (б). Расчет ЭОФ проводился с января по март следующего года и от поверхности до горизонта 300 м (а) и 550 м (б). Данные из массива ORA-S3 показаны красным цветом, GFDL – зеленым цветом, GODAS – синим цветом, GLORYS2V4 – розовым цветом, Ishii – черным цветом, EN4.1.1 – голубым цветом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам многочисленных исследований в СА выявлена устойчивая мода межгодовой изменчивости ТПО, которая имеет трипольную структуру. Изменчивость трипольного типа взаимосвязана с изменчивостью САК и характерна также для толщины ВПС и суммарных потоков тепла на поверхности океана (см., например, [30]). Модельное исследование относительной роли поверхностных потоков тепла и процессов в верхнем слое океана в формировании трипольной структуры показало, что процессы в верхнем слое океана, оцененные как остаточное слагаемое уравнения теплового баланса, играют важную роль в тепловом балансе вод СА [31]. Анализ относительной роли всех слагаемых уравнения баланса тепла ВПС в формировании трипольной изменчивости, оцененных по данным реанализа ORA-S3 за период 1959–2011 гг., показал, что в разных частях СА эволюцию характеристик ВПС определяет баланс разных слагаемых интегрального уравнения теплового баланса ВПС [32].

Результаты, полученные с помощью анализа ЭОФ температуры и толщины ВПС, подтверждают, что повторное появление АТПО может возникать на большей части СА. Кроме этого, этот сигнал регистрируется в первой и второй ЭОФ после удаления из исходных данных полиномиальных трендов и годового хода, что указывает на важность этого процесса в формировании аномальной структуры верхнего слоя океана. Это согласуется с результатами статьи [8]. Вместе с тем нами уточнено, что повторное появление могут испытывать не только АТПО, но и аномалии толщины ВПС. Это подтверждает возможность сохранения аномалий характеристик ВПС океана.

Согласно нашим результатам, область малых коэффициентов корреляции на структуре ЭОФ в плоскости время–глубина в октябре также углубляется (рис. 4), но меньше, чем по результатам статьи [5]. Поскольку в окрестности Саргассова моря антициклоническая циркуляция и средняя толщина ВПС в феврале–марте по данным ORA-S3 и GODAS составляет более 170 м, то для выделения сигнала повторного появления необходимо анализировать глубины более 160 м (ниже нижней границы ВПС). Это связано с тем, что сигнал повторного появления аномалий характеристик ВПС очень сильный и распространяется на большие глубины. Учет больших глубин может привести к росту дисперсии в плоскости время–глубина в области 25° – 35° с.ш. 65° – 45° з.д., описываемой ведущей ЭОФ.

Временные коэффициенты при ведущей ЭОФ в период совпадения данных (1955–1995 гг.) на рис. 6а из настоящей статьи и на рис. 3а из статьи [5] хорошо совпадают. Тем не менее, величины временного коэффициента, полученного по рассматриваемым массивам данных, немного завышены. В целом это означает, что используемые данные хорошо согласуются с данными цитируемой статьи.

Противофазный характер временных коэффициентов региональных ЭОФ на рис. 6 объясняется тем, что Саргассово море и северо-восточная часть СА находятся в разных по знаку областях трипольной структуры в СА (см. рис. 2). Поэтому и синхронные аномалии температуры ВПС формируются разных знаков.

Временные коэффициенты региональных ЭОФ, характеризующих сигнал повторного появления АТПО для области Саргассова моря, имеют абсолютные минимумы в 1970 и 2010 гг. Несмотря на

наличие выборочной погрешности в исходных данных, период 1970–1974 гг. характеризуется некоторым ослаблением Гольфстрима и его рециркуляции, по сравнению с периодом 1955–1959 гг. [33]. В 2009–2010 гг. в СА в течение 14 мес. было зафиксировано 30%-ное замедление термохалинной циркуляции и уменьшение меридионального переноса тепла (МПТ) на север через 25° с.ш. [34]. Одним из факторов, влияющих на МПТ в окрестности 26.5° с.ш., может выступать рециркуляция Гольфстрима [35]. По мнению авторов модельного исследования [36], аномально низкая величина МПТ в 2010 г. обусловлена ослаблением антициклонической рециркуляции в западной части субтропического круговорота. Оба рассматриваемых периода, с конца 1960-х до начала 1970-х и 2009–2010 гг., характеризуются резким ослаблением САК, что способствовало изменению экмановского переноса и ослаблению Гольфстрима [37].

Временные коэффициенты региональных ЭОФ температуры для Саргассова моря и северо-восточной части СА, описывающие интенсивность сигнала повторного появления АТПО, характеризуются периодичностями на масштабах 4.5 и 12–14 лет. Межгодовые колебания с периодами около 4 лет выделяются также в изменчивости адвективного переноса тепла в ВПС в системе Гольфстрим–Североатлантическое течение [38]. Сингулярный спектральный анализ поля ТПО в СА за период 1901–1994 гг. выявил наличие значимой периодичности на масштабе 13 лет с амплитудой около 0.5°C [39]. Спектральный анализ АТПО, распространяющихся вдоль Гольфстрима и Североатлантического течения в северо-восточном направлении, показал наличие пика на масштабах 12–14 лет [40]. При этом средняя скорость АТПО составила 1.7 см/с, а их амплитуда около $0.5\text{--}1.0^\circ\text{C}$. Значимый спектральный пик на масштабе 14 лет обнаружен в Субполярной Атлантике и Северных морях [41]. Эти авторы связывают его с распространением АТПО по Североатлантическому и Норвежскому течениям со средними скоростями 2 см/с. Таким образом, значимые периодичности, выделенные на временных коэффициентах региональных ЭОФ (рис. 6), обусловлены внутренней океанической изменчивостью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уточнение особенностей повторного появления зимних аномалий характеристик ВПС в СА с привлечением данных реанализов и объективных анализов океана во второй половине XX столетия показало следующее.

Возможность повторного появления аномалий характеристик ВПС на следующий год после их формирования высока на большей части СА (к

северу от 15° с.ш.). В отсутствие интенсивных течений и резких градиентов температуры аномалии толщины ВПС могут сохраняться от одной зимы к следующей совместно с повторным появлением аномалий температуры ВПС. Этот сигнал регистрируется в первой и второй ЭОФ, что подтверждает важность этого процесса в формировании аномальной структуры верхнего слоя океана.

Ведущие ЭОФ температуры и толщины ВПС после удаления полиномиальных трендов и годового хода имеют трипольную структуру. Анализ региональных ЭОФ температуры ВПС для областей, приуроченных к субтропическому и субполярному полюсам трипольной структуры, показал, что аномалии температуры ВПС, сформированные в летний сезон, сохраняются в ВПС. Зимние аномалии температуры ВПС сохраняются под ВПС в летний сезон и возникают в ВПС при его заглужении в последующий осенне-зимний период. Это полностью согласуется с концепцией повторного появления АТПО. Вклад региональных ЭОФ в общую изменчивость температуры верхнего слоя океана составляет около 50%.

Методика ЭОФ анализа в пространстве время–глубина для выделенных областей СА демонстрирует процесс повторного появления АТПО. Формирование температурных аномалий по всему ВПС начинается в период его наибольшего зимнего заглужения в феврале–марте. Далее они сохраняются на глубинах 50–200 м в течение всего года с постепенным заглужением к марту следующего года. Эти глубинные аномалии начинают проявляться на поверхности в декабре – в период начала формирования зимнего перемешивания, за счет которого и выходят на поверхность. Подповерхностные аномалии температуры за 15 мес. уходят вглубь океана, где окончательно и диссипируют.

Временные коэффициенты региональных ЭОФ температуры для Саргассова моря и северо-восточной части СА синхронно имеют противофазный характер. Это обусловлено тем, что рассматриваемые регионы находятся в разных по знаку областях трипольной структуры межгодовой изменчивости температуры ВПС СА. При лидировании временных коэффициентов ЭОФ для области Саргассова моря на 4 года выявлена значимая положительная связь с временными коэффициентами ЭОФ для северо-восточной части СА. Временные коэффициенты ЭОФ для области Саргассова моря имеют абсолютные минимумы в 1970 и 2010 гг. Временные коэффициенты рассматриваемых региональных ЭОФ температуры характеризуются наличием значимых периодичностей сигнала повторного появления в диапазоне около 4.5 и 12–14 лет. Эти периодичности обусловлены внутренней океанической изменчивостью.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензенту за доброжелательную и конструктивную критику первого варианта работы и редакции за оперативное и профессиональное рассмотрение статьи.

Данные получены и обработаны в рамках государственного задания (№ госрегистрации АААА-А19-119040490047-7); исследование региональных особенностей повторного появления аномалий выполнено при поддержке гранта РНФ (№ 17-17-01295).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Namias J., Born R.M.* Temporal coherence in North Pacific sea-surface temperature patterns // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. № 30. P. 5952–5955.
2. *Namias J., Born R.M.* Further studies of temporal coherence in North Pacific sea surface temperatures // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. № 6. P. 797–798.
3. *Alexander M.A., Deser C.* A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude SST anomalies // *J. Phys. Oceanogr.* 1995. V. 25. № 1. P. 122–137.
4. *Watanabe M., Kimoto M.* On the persistence of decadal SST anomalies in the North Atlantic // *J. Climate.* 2000. V. 13. № 16. P. 3017–3028.
5. *Timlin M.S., Alexander M.A., Deser C.* On the reemergence of North Atlantic SST anomalies // *J. Climate.* 2002. V. 15. № 18. P. 2707–2712.
6. *de Coetlogon G., Frankignoul C.* The persistence of winter sea surface temperature in the North Atlantic // *J. Climate.* 2003. V. 16. № 9. P. 1364–1377. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1364>
7. *Zhao X., Li J.* Winter-to-winter recurrence of sea surface temperature anomalies in the Northern Hemisphere // *J. Climate.* 2010. V. 23. № 14. P. 3835–3854. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2583.1>
8. *Vyju P., Dommenget D., Alexander M.A.* Widespread reemergence of sea surface temperature anomalies in the global oceans, including tropical regions forced by re-emerging winds // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. № 15. P. 7683–7691. <https://doi.org/10.1029/2018GL079137>
9. *Bjerknes J.* Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific // *Mon. Wea. Rev.* 1969. V. 97. № 3. P. 163–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
10. *Голицын Г.С.* Введение в динамику планетных атмосфер. Л.: Гидрометиздат, 1973. 103 с.
11. *Wallace J.M., Blackmon M.L.* Observations of low-frequency atmospheric variability // *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere* / Ed. by *B.J. Hoskins, R.P. Pearce.* Academic Press, 1983. P. 55–94.
12. *Глазунов А.В., Дымников В.П.* Пространственные спектры и характерные горизонтальные масштабы флуктуаций температуры и скорости в конвективном пограничном слое атмосферы // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2013. Т. 49. № 1. С. 37–61. <https://doi.org/10.7868/S0002351513010045>
13. *Czaja A., Frankignoul C.* Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation // *J. Climate.* 2002. V. 15. № 6. P. 606–623. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0606:OIOASA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0606:OIOASA>2.0.CO;2)
14. *Ding R., Li J.* Winter persistence barrier of sea surface temperature in the northern tropical Atlantic associated with ENSO // *J. Climate.* 2011. V. 24. № 9. P. 2285–2299. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3784.1>
15. *Cassou C., Deser C., Alexander M.A.* Investigating the impact of reemerging sea surface temperature anomalies on the winter atmospheric circulation over the North Atlantic // *J. Climate.* 2007. V. 20. № 14. P. 3510–3526. <https://doi.org/10.1175/JCLI4202.1>
16. *Taws S.L., Marsh R., Wells N.C. et al.* Re-emerging ocean temperature anomalies in late-2010 associated with a repeat negative NAO // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. P. L20601. <https://doi.org/10.1029/2011GL048978>
17. *Buchan J., Hirschi J.J.-M., Blaker A.T. et al.* North Atlantic SST anomalies and the cold North European weather events of winter 2009/10 and December 2010 // *Mon. Wea. Rev.* 2014. V. 142. № 2. P. 922–932. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00104.1>
18. *Drévillon M., Terray L., Rogel P., Cassou C.* Mid-latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP reanalysis // *Clim. Dyn.* 2001. V. 18. № 3–4. P. 331–344.
19. *Hanawa K., Sugimoto S.* “Reemergence” areas of winter sea surface temperature anomalies in the world’s oceans // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 10. P. L10303. <https://doi.org/10.1029/2004GL019904>
20. *Balmaseda M.A., Vidard A., Anderson D.L.T.* The ECMWF Ocean Analysis System: ORA-S3 // *Mon. Wea. Rev.* 2008. V. 136. № 8. P. 3018–3034. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2433.1>
21. *Chang Y.-S., Zhang S., Rosati A. et al.* An assessment of oceanic variability for 1960–2010 from the GFDL ensemble coupled data assimilation // *Clim. Dyn.* 2013. V. 40. № 3–4. P. 775–803. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1412-2>
22. *Behringer D.W., Xue Y.* Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean // *Proc. Eighth Symp. on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Ocean, and Land Surface.* Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc. 2004. [Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/70720.pdf>.]
23. *Garric G., Parent L., Greiner E. et al.* Performance and quality assessment of the global ocean eddy-permitting physical reanalysis GLORYS2V4 // *EGU General Assembly Conference Abstracts.* 2017. V. 19. P. 18776.

24. *Ishii M., Kimoto M., Kachi M.* Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates // *Mon. Wea. Rev.* 2003. V. 131. № 1. P. 51–73.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0051:HOSTAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0051:HOSTAW>2.0.CO;2)
25. *Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A.* EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2013. V. 118. № 12. P. 6704–6716.
<https://doi.org/10.1002/2013JC009067>
26. *Gouretski V., Reseghetti F.* On depth and temperature biases in bathythermograph data: development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database // *Deep Sea Res., Part I.* 2010. V. 57. № 6. P. 812–833.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.03.011>
27. *Дженкинс Г., Ватмс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1. М.: Мир, 1971. 316 с.
28. *Diansky N.A., Sukhonos P.A.* Multidecadal variability of hydro-thermodynamic characteristics and heat fluxes in North Atlantic // *Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes.* Springer Geology. (Springer, Cham, 2018). P. 125–137.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-77788-7_14
29. *The Lab Sea Group.* The Labrador Sea deep convection experiment // *Bull. Amer. Met. Soc.* 1998. V. 79. № 10. P. 2033–2058.
30. *Сухонос П.А., Дианский Н.А.* Связи долгопериодных мод изменчивости температуры и толщины верхнего квазиоднородного слоя Северной Атлантики с индексами климатической изменчивости // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2020. Т. 56. № 3. С. 347–359.
<https://doi.org/10.31857/S0002351520030116>
31. *Schneider E.K., Fan M.* Observed decadal North Atlantic tripole SST variability. Part II: diagnosis of mechanisms // *J. Atmos. Sci.* 2012. V. 69. № 1. P. 51–64.
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-019.1>
32. *Полонский А.Б., Сухонос П.А.* О влиянии североатлантического колебания на тепловой баланс верхнего слоя Северной Атлантики // *Метеорология и гидрология.* 2020. № 9. С. 27–36.
33. *Ezer T., Mellor G.L., Greatbatch R.J.* On the interpentadal variability of the North Atlantic Ocean: Model simulated changes in transport, meridional heat flux and coastal sea level between 1955–59 and 1970–74 // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № C6. P. 10.559–10.566.
34. *Bryden H.L., King B.A., McCarthy G.D. et al.* Impact of a 30% reduction in Atlantic meridional overturning during 2009–2010 // *Ocean Sci.* 2014. V. 10. № 4. P. 683–691.
<https://doi.org/10.5194/os-10-683-2014>
35. *Marshall J., Nurser G.* On the recirculation of the subtropical gyre // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1988. V. 114. № 484. P. 1517–1534.
36. *Stepanov V.N., Iovino D., Masina S. et al.* Methods of calculation of the Atlantic meridional heat and volume transports from ocean models at 26.5° N // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. V. 121. № 2. P. 1459–1475.
<https://doi.org/10.1002/2015JC011007>
37. *Ezer T.* Detecting changes in the transport of the Gulf Stream and the Atlantic overturning circulation from coastal sea level data: The extreme decline in 2009–2010 and estimated variations for 1935–2012 // *Global and Planetary Change.* 2015. V. 129. P. 23–36.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.03.002>
38. *Полонский А.Б., Сухонос П.А.* К механизму формирования аномалий температуры в верхнем слое Северной Атлантики // *Океанология.* 2018. Т. 58. № 5. С. 709–718.
<https://doi.org/10.1134/S003015741805012X>
39. *Moron V., Vautard R., Ghil M.* Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea–surface temperatures // *Clim. Dyn.* 1998. V. 14. № 7. P. 545–569.
<https://doi.org/10.1007/s003820050241>
40. *Sutton R.T., Allen M.R.* Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate // *Nature.* 1997. V. 388. № 6642. P. 563–567.
41. *Árthun M., Eldevik T., Viste E. et al.* Skillful prediction of northern climate provided by the ocean // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. P. 15875.
<https://doi.org/10.1038/ncomms15875>

Analysis of the Reemergence of the Winter Anomalies of the Characteristics of the Upper Layer of the North Atlantic According to Re-Analysis Data

P. A. Sukhonos^{1,*} and N. A. Diansky^{2,3,4,**}

¹*Institute of Natural and Technical Systems, Lenin str., 28, Sevastopol, 299011 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, GSP-1, Moscow, 119991 Russia*

³*Marchuk Institute of Numerical Mathematics of the RAS, Gubkin str., 8, Moscow, 119333 Russia*

⁴*Zubov State Oceanographic Institute, Kropotkinskiy per., 6, Moscow, 119034 Russia*

*e-mail: pasukhonis@mail.ru

**e-mail: nikolay.diansky@gmail.com

Using data from oceanic re-analyzes and objective analyzes for the second half of the 20th century, it is confirmed that the reemergence of anomalies of the characteristics of the upper mixed layer (UML) the next year after their occurrence is possible in most of the North Atlantic (NA). Exceptions are the vicinity of the west-

ern boundary currents and the region south of 15° N. The extracted signal is clearly manifested in the leading empirical orthogonal functions (EOF) of the UML temperature and mixed layer depth with contributions to the total dispersion of 17.9 and 23.9%, respectively, which indicates the importance of this process in the formation of the anomalies of the upper ocean layer characteristics. Leading EOFs of the UML temperature and mixed layer depth for 1959–2011 after removing the 3rd degrees polynomials and the annual cycle has a well-known tripole structure, the appearance of which is associated with the North Atlantic Oscillation. The method of EOF analysis in time–depth plane for the areas in the Sargasso Sea and the northeastern part of the NA demonstrates the process of re-emergence of temperature anomalies on the ocean surface. Formed temperature anomalies throughout the UML during the period of its greatest winter deepening in February–March persist at depths of 50–200 m for the Sargasso Sea and 50–300 m for the northeastern part of the NA throughout the year. These deep anomalies begin to manifest themselves on the surface in December – during the period of the beginning of the formation of winter mixing. Subsurface temperature anomalies for 15 months (January–March next year) go deep into the ocean, where they finally dissipate.

Keywords: reemergence of anomalies, upper mixed layer, North Atlantic

УДК 532.59:534.143

ВНУТРЕННИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ ОТ ОСЦИЛЛИРУЮЩЕГО ИСТОЧНИКА ВОЗМУЩЕНИЙ В ОКЕАНЕ

© 2021 г. В. В. Булатов^а, *, Ю. В. Владимиров^а, **, И. Ю. Владимиров^б, ***

^аИнститут проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН, просп. Вернадского, 101-1, Москва, 119526 Россия

^бИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 119997 Россия

*e-mail: internalwave@mail.ru

**e-mail: vladimyura@yandex.ru,

***e-mail: iyuvladimirov@rambler.ru

Поступила в редакцию 14.12.2020 г.

После доработки 02.02.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

В работе рассмотрена задача о генерации внутренних гравитационных волн локализованным источником возмущений. Осциллирующий источник находится в океане с произвольными распределениями по глубине частоты плавучести и фонового сдвигового течения. Получены интегральные представления решений при выполнении условия устойчивости Майлса–Ховарда. Для решения спектральной задачи предложен численный алгоритм расчета основных дисперсионных зависимостей, которые определяют фазовые характеристики генерируемых волн. Для характерных распределений частоты плавучести и фоновых сдвиговых течений, наблюдаемых в океане, приведены результаты численных расчетов дисперсионных кривых и фазовых картин волновых полей. Численно изучена трансформация фазовых картин полей внутренних гравитационных волн в зависимости от параметров генерации.

Ключевые слова: стратифицированная среда, внутренние гравитационные волны, частота плавучести, сдвиговые течения, спектральная задача, дисперсионные зависимости, фазовые картины

DOI: 10.31857/S0002351521030020

ВВЕДЕНИЕ

В реальном океане внутренние гравитационные волны (ВГВ) распространяются на фоне фоновых сдвиговых океанических течений. Поэтому в связи с прогрессом в изучении крупномасштабных океанических волновых процессов изучение динамики и распространения ВГВ в океане с учетом наличия течений является актуальной задачей [1–5]. В общей постановке описание динамики ВГВ в океане с фоновыми полями сдвиговых течений является весьма сложной задачей уже в линейном приближении. В этом случае задача сводится к анализу системы уравнений в частных производных [6–9]. При одновременном учете вертикальной и горизонтальной неоднородностей эта система уравнений не допускает разделение переменных. Используя различные приближения, в том числе метод ВКБ, основанный на реалистичном предположении о плавности изменения параметров океанической среды по сравнению длинами ВГВ можно по-

строить аналитические решения для модельных распределений частоты плавучести и сдвиговых течений [1, 10, 11]. Поэтому представляет несомненный интерес изучение ВГВ в океане с произвольным распределением по вертикали как плотности, так и наблюдаемых в морских условиях фоновых сдвиговых течений [12–15]. Тем самым появляется возможность изучения амплитудно-фазовых характеристик волновых полей для реальных океанологических параметров. Можно ожидать, что учет неаналитических зависимостей параметров морской среды позволит исследовать новые качественные эффекты волновой генерации. В настоящей работе численно и аналитически рассматривается генерация ВГВ в океане с произвольным распределением частоты плавучести и сдвигового течения локализованным осциллирующим источником возмущений. В качестве такого механизма возбуждения ВГВ можно рассматривать, например, генерацию волн периодическим течением на склонах поперечных хребтов в проливах [7, 8].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассматривается вертикально стратифицированная среда конечной глубины H . Исходной является линеаризованная система уравнений гидродинамики относительно невозмущенного состояния, которая имеет вид [1, 4, 10]

$$\begin{aligned} \rho_0 \frac{DU_1}{Dt} + \frac{dV}{dz} W + \frac{\partial p}{\partial x} &= 0, \quad \rho_0 \frac{DU_2}{Dt} + \frac{dU}{dz} W + \frac{\partial p}{\partial y} = 0, \\ \rho_0 \frac{DW}{Dt} + \frac{\partial p}{\partial z} + \rho g &= 0, \quad \frac{\partial U_1}{\partial x} + \frac{\partial U_2}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = Q, \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + W \frac{\partial \rho_0}{\partial z} &= 0, \quad \frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + V(z) \frac{\partial}{\partial x} + U(z) \frac{\partial}{\partial y}, \end{aligned}$$

где $(V(z), U(z))$ – вектор фонового сдвигового течения на горизонте z , где (U_1, U_2, W) – компоненты возмущенной скорости, (p, ρ) – возмущения давления и плотности, $\rho_0(z)$ – невозмущенная плотность среды. $Q(t, x, y, z)$ – плотность распределения источников массы. Воспользовавшись приближением Буссинеска, можно получить одно уравнение для малых возмущений вертикальной компоненты скорости [1, 6, 10]

$$\begin{aligned} LW &= \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{DQ}{Dt} \right) \right), \quad L \equiv \frac{D^2}{Dt^2} \left(\Delta + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) - \\ &- \frac{D}{Dt} \left(\frac{d^2 U}{dz^2} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{d^2 V}{dz^2} \frac{\partial}{\partial y} \right) + N^2(z) \Delta, \quad (1) \\ \Delta &= \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \quad N^2(z) = -\frac{g}{\rho_0(z)} \frac{d\rho_0(z)}{dz}, \end{aligned}$$

где $N^2(z)$ – квадрат частоты Брента–Вяйсяля (частоты плавучести), g – ускорение свободного падения. Граничные условия берутся в виде (вертикальная ось z направлена вверх): $W = 0$ при $z = 0, -H$. Далее решение этой задачи ищется в виде: $W(t, x, y, z) = \exp(i\Omega t) w(x, y, z)$, то есть рассматривается гармонический источник возмущений единичной интенсивности. Тогда функция $w(x, y, z)$ определяется из (1), где дифференциальный оператор имеет вид: $\frac{D}{Dt} = i\Omega + U(z) \frac{\partial}{\partial x} + V(z) \frac{\partial}{\partial y}$. Далее ищется функция Грина уравнения (1), то есть решение задачи

$$\begin{aligned} LG(x, y, z, z_0) &= \delta(x)\delta(y)\delta(z - z_0), \\ \Gamma &= 0 \quad \text{при} \quad z = 0, -H, \end{aligned} \quad (2)$$

где z_0 – глубина точечного источника возмущений. Волновые возмущения от произвольного нестационарного нелокального источника возмущений определяются соответствующей сверткой [1, 6, 10, 11].

Для исследования вынужденных ВГВ в океане со сдвиговыми течениями необходимо решать задачу: $LW = S(t, x, y, z, z_0)$ с ненулевой правой частью $S(t, x, y, z, z_0)$, конкретное представление которой определяется видом источника возмущений. Если рассматривать в качестве источника направленную по вертикали силу, то: $S(t, x, y, z, z_0) = \delta'(t)\delta(z - z_0)(\delta''(x)\delta(y) + \delta''(y)\delta(x))$. В случае точечного источника массы: $S(t, x, y, z, z_0) = \delta''(t)\delta(x)\delta(y)\delta'(z - z_0)$. В более общем случае функция $S(t, x, y, z, z_0)$ может определяться из результатов прямого численного моделирования ближнего поля с учетом нелинейных уравнений гидродинамики или из сугубо оценочных (полуэмпирических) соображений, позволяющих аппроксимировать ближнее поле некоторой системой модельных источников. В силу линейности рассматриваемой задачи с помощью функции Грина можно получить представления для полей ВГВ, генерируемых произвольными нелокальными и нестационарными источниками. На больших расстояниях реальные источники возмущений ВГВ в океане допускают физически обоснованную аппроксимацию системой точечных локализованных источников, взятых с определенными весами. Такой подход является общепринятым и обоснованным для решения многих задач моделирования генерации линейных ВГВ в океане с учетом сдвиговых течений, так как на больших расстояниях точная форма источника практически не влияет на основные волновые характеристики, определяемые параметрами среды и законами дисперсии [6, 9].

Так как при наличии фоновых сдвиговых течений ВГВ могут взаимодействовать с этими течениями и обмениваться с ними энергией, то собственные волновые колебания могут быть экспоненциально нарастающими. Поэтому необходимо, чтобы вертикальный градиент фоновых сдвиговых течений был невелик по сравнению с частотой плавучести. Далее предполагается выполненным условие устойчивости Майлса–Ховарда для числа Ричардсона: $Ri(z) = N^2(z) / \left(\left(\frac{dV}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 \right) > 1/4$ [16–19]. Если выполнено условие Майлса–Ховарда, то соответствующая спектральная задача не имеет комплексных собственных значений [3, 10, 20, 21]. Характерные значения чисел Ричардсона в акваториях Мирового океана при отсутствии динамической неустойчивости фоновых сдвиговых течений могут находиться в интервалах от 2 до 20 [8, 13, 14].

ИНТЕГРАЛЬНЫЕ
ПРЕДСТАВЛЕНИЯ РЕШЕНИЯ

Решение задачи (2) ищется в виде интегралов Фурье

$$\Gamma(x, y, z, z_0) = \frac{1}{4\pi^2} \times \int_{-\infty}^{\infty} dv \int_{-\infty}^{\infty} G(\mu, \nu, z, z_0) \exp(-i(\mu x + \nu y)) d\mu.$$

Функция $G(\mu, \nu, z, z_0)$ является решением следующей задачи

$$\begin{aligned} \Pi G &= -\delta(z - z_0), \\ \Pi &\equiv (\Omega - f)^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} + \\ &+ (k^2(N^2(z) - (\Omega - f)^2) + \frac{\partial^2 f}{\partial z^2}(\Omega - f)), \\ G &= 0 \text{ при } z = 0, -H, \\ k^2 &= \mu^2 + \nu^2, \quad f = f(z) = \mu U(z) + \nu V(z). \end{aligned}$$

Пусть далее $\varphi_1(\mu, \nu, z)$, $\varphi_2(\mu, \nu, z)$ — функции, удовлетворяющие уравнению $L_0\varphi_{1,2}(\mu, \nu, z) = 0$ и обращающиеся в ноль при $z = 0$ и $z = -H$ соответственно. Тогда можно получить

$$\begin{aligned} G(\mu, \nu, z, z_0) &= -\frac{\varphi_1(\mu, \nu, z)\varphi_2(\mu, \nu, z_0)}{(\Omega - f(z_0))^2 B} \\ &\text{при } z_0 \leq z < 0, \\ G(\mu, \nu, z, z_0) &= -\frac{\varphi_1(\mu, \nu, z_0)\varphi_2(\mu, \nu, z)}{(\Omega - f(z_0))^2 B} \\ &\text{при } z_0 - H < z \leq z_0, \end{aligned}$$

где $B = B(\mu, \nu, \Omega) = \varphi_1(\mu, \nu, H) \frac{\partial \varphi_2(\mu, \nu, -H)}{\partial z} - \text{вронскиан функций } \varphi_1(\mu, \nu, z), \varphi_2(\mu, \nu, z)$. Функция $B = B(\mu, \nu, \Omega)$ такова, что уравнение $B(\mu, \nu, \omega) = 0$ является одной из возможных форм записи дисперсионного соотношения для описания ВГВ в стратифицированном океане со средним сдвиговым течением [1, 3, 10, 11]. Разрешая это уравнение относительно переменной ω , можно получить дисперсионное соотношение в виде: $\omega = \omega_n(\mu, \nu)$. Очевидно, что множество решений уравнения $\omega_n(\mu, \nu) = \Omega$ образует дисперсионную кривую L_n : $\mu = \mu_n(\nu, \Omega)$. Полюса функции $G(\mu, \nu, z, z_0)$ — это нули вронскиана, то есть нули функции $\varphi_1(\mu, \nu, -H)$, которые в свою очередь совпадают с собственными числами $\mu_n(\nu, \Omega)$ вертикальной спектральной задачи

$$\begin{aligned} \Pi \varphi &= 0, \\ \varphi &= 0 \text{ при } z = 0, -H. \end{aligned} \tag{3}$$

Ясно, что $\varphi_1(\mu_n(\nu), \nu, z) = \varphi_2(\mu_n(\nu), \nu, z) = \varphi_n(z, \mu_n(\nu), \nu)$, где $\varphi_n = \varphi_n(z, \mu_n(\nu), \nu)$ — собственная функция спектральной задачи (3). Для определения функции $\Gamma(x, y, z, z_0)$ необходимо выполнить обратное преобразование Фурье. Вычеты $\underset{\mu=\mu_n(\nu, \Omega)}{res} G(\mu, \nu, z, z_0)$ функции $G(\mu, \nu, z, z_0)$ выражаются через $\frac{\partial B}{\partial \mu}$. Тогда интегрирование по переменной μ можно провести, используя теорему о вычетах. Можно показать, что имеет место следующее интегральное представление для функции $\frac{\partial B}{\partial \mu}$ при $\mu = \mu_n(\nu)$

$$\begin{aligned} d_n(\nu) \equiv \frac{\partial B}{\partial \mu} &= \int_{-H}^0 2(\Omega - f(z))\psi_n \left(k^2 \psi_n^2 + \left(\frac{\partial \psi_n}{\partial z} \right)^2 \right) dz + \\ &+ \int_{-H}^0 2\mu(N^2(z) - (\Omega - f(z))^2) dz, \\ \psi_n &= \varphi_n(z)/(\Omega - f(z)). \end{aligned}$$

Следовательно

$$\underset{\mu=\mu_n(\nu, \Omega)}{res} G(\mu, \nu, z, z_0) = -R_n, \quad R_n = \frac{\varphi_n(z)\varphi_n(z_0)}{d_n(\nu)(\Omega - f(z))}.$$

Тогда замыкая контур интегрирования по переменной μ в нижней полуплоскости, можно получить

$$\begin{aligned} \Gamma(x, y, z, z_0) &= \sum_{n=1}^{\infty} \Gamma_n(x, y, z, z_0), \\ \Gamma_n(x, y, z, z_0) &= \frac{i}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_n \exp(-i\Theta_n(\nu)) d\nu, \tag{4} \\ \Theta_n(\nu) &= \mu_n(\nu)x + \nu y. \end{aligned}$$

Далее рассмотрим поведение отдельной моды Γ_n вдоль некоторого направления S_α , составляющего угол α с положительной осью оси X . То есть будем считать, что $x = r \cos \alpha$, $y = r \sin \alpha$, $r > 0$, $0 \leq \alpha \leq 2\pi$. Тогда очевидно, что интегрирование в (4) следует выполнять не по всей длине дисперсионной кривой L_n , а лишь вдоль той ее части $l_n(\alpha)$, на которой выполнено условие $\frac{\partial \omega}{\partial S_\alpha} > 0$. Это условие означает, что проекция вектора групповой скорости ВГВ на направление S_α положительна, т.е. волновая энергия распространяется наружу от источника. Тогда пределы интегрирования в (4) заменяются в соответствии с выбором соответствующей кривой $l_n(\alpha)$, и можно получить

выражение для вклада n -ой моды в суммарное поле в виде

$$\Gamma_n(x, y, z, z_0) = \int_{l_n(\alpha)} R_n \exp(-i\Theta_n(v)) dv,$$

где правая часть представляет собой криволинейный интеграл второго рода по дисперсионной кривой $l_n(\alpha)$, причем из двух возможных направлений обхода этой кривой выбирается то, для которого проекция касательной к дисперсионной кривой на направление $S_{\pi/2+\alpha}$ должна быть положительной [1, 10, 11].

ЧИСЛЕННЫЙ АЛГОРИТМ

Для произвольных распределений функций $N(z), V(z), U(z)$ спектральную задачу (3) можно решить только численно. Для решения задачи будем использовать следующий алгоритм, позволяющий, в отличие от [6, 22, 23], более точно аппроксимировать основные коэффициенты, входящие в (3). Заменяем в дифференциальном операторе Π фиксированное значение Ω на переменную ω и будем считать $\omega = \omega_n(\mu, \nu)$ спектральным параметром, требующим определения, и, соответственно, μ, ν – свободными параметрами. Введем новую функцию $F = \varphi(z)/(\omega - f(z))$, тогда задачу (3) можно представить в виде

$$\frac{\partial}{\partial z} \left((\omega - f(z))^2 \frac{\partial F}{\partial z} \right) + (k^2(N^2(z) - (\omega - f(z))^2)F = 0, \quad (5)$$

$$F = 0 \text{ при } z = 0, -H$$

Для численного решения задачи (5) необходимо разбить интервал изменения $-H < z < 0$ на J отрезков (слоев): $I_j = [z_{j-1}, z_j], j = 1, 2, \dots, J$, где $z_0 = 0, z_J = -H$. Далее аппроксимируем коэффициент перед функцией $\frac{\partial F}{\partial z}$ кусочно-линейной, а коэффициент перед функцией F – кусочно-постоянной функцией, то есть будем считать, что при $z_j \in I_j: (\omega - f)^2 = A_j + B_j(z - z_j) = D_j + B_j z_j, N^2(z) - (\omega - f)^2 = C_j$, где $A_j = \omega - f(z_{j-1}), B_j = f(z_{j-1}) - f(z_j)/(z_j - z_{j-1}), D_j = A_j - B_j z_{j-1}, C_j = N^2(0.5(z_j + z_{j-1})) - (\omega - f(0.5(z_j + z_{j-1})))^2$. В результате для каждого отрезка (слоя) получается уравнение Эйлера

$$\frac{d}{dz} \left((D_j + B_j z_j) \frac{dF_j}{dz} \right) + k^2 C_j F_j = 0. \quad (6)$$

Общее решение $F_j(z)$ уравнения (6) в каждом j -ом слое определяется соотношениями между коэффициентами D_j, C_j, B_j . Если $B_j \neq 0$ и $B_j^2 > 4k^2 C_j$, то $F_j(z) = S_{1j} |D_j + B_j z|^{\lambda_j - 1/2} + S_{2j} |D_j + B_j z|^{-\lambda_j - 1/2}$, где $\lambda_j = 0.5 \sqrt{B_j^2 - 4k^2 C_j} / B_j$. Если $B_j \neq 0$ и $B_j^2 < 4k^2 C_j$, то $F_j(z) = |D_j + B_j z|^{-1/2} \times (S_{1j} \cos(\Phi_j(z)) + S_{2j} \sin(\Phi_j(z)))$, где $\Phi_j(z) = \lambda_j \ln |D_j + B_j z|, \lambda_j = 0.5 \sqrt{-B_j^2 + 4k^2 C_j} / B_j$. Если $B_j = 0, C_j > 0$, то $F_j(z) = (S_{1j} \cos(k \sqrt{C_j} / A_j)(z - z_{j-1})) + S_{2j} \sin((k \sqrt{C_j} / A_j)(z - z_{j-1}))$. Если $B_j = 0, C_j < 0$, то $F_j(z) = (Q_{1j} \operatorname{ch}(k \sqrt{-C_j} / A_j)(z - z_{j-1})) + Q_{2j} \operatorname{sh}((k \sqrt{-C_j} / A_j)(z - z_{j-1}))$. Постоянные Q_{1j}, Q_{2j} определяются из условия непрерывности функций $F_j(z)$ и ее производных

$$F_{j+1}(z) = F_j(z), \quad \frac{\partial F_{j+1}(z)}{\partial z} = \frac{\partial F_j(z)}{\partial z} \quad (7)$$

при $z = z_j, j = 1, 2, \dots, J - 1$.

Начальные условия берутся в виде

$$F_1(z) = 0, \quad \frac{\partial F_1(z)}{\partial z} = 1 \text{ при } z = 0. \quad (8)$$

Так как при решении данной задачи предполагается выполненным условие устойчивости Майлса–Ховарда, то все собственные числа $\omega_n = \omega_n(\mu, \nu)$ являются вещественными и находятся вне отрезка $[f_-, f_+]$, где f_{\pm} – максимальные (минимальные) значения функции f на интервале изменения переменной z от $-H$ до 0 соответственно [1, 3, 6, 10]. На этом свойстве дисперсионных соотношений основан основной алгоритм определения собственного числа ω_n . Выберем какое-либо значение ω_0 , такое, что $\omega_0 > f_+$, или $\omega_0 < f_-$. Проинтегрируем (6)–(8), используя выбранное значение ω_0 в качестве начального приближения. Если полученное в результате численного интегрирования решение $F(z)$ имеет на интервале $(-H, 0)$ $m < n - 1$ (n – номер волновой моды) нулей, то значение ω_0 надо увеличить. Если функция $F(z)$ имеет на интервале $(-H, 0)$ $m > n - 1$ нулей, то значение ω_0 надо уменьшить. Подбором значения ω_0 можно добиться того, чтобы полученное решение $F(z)$ удовлетворяло условию: $F(-H) = 0$, а также имело на интервале $(-H, 0)$ $n - 1$ перемену знаков, или, соответственно, n экстремумов. Полученное таким образом значение ω_n является собственным числом $\omega_n(\mu, \nu)$

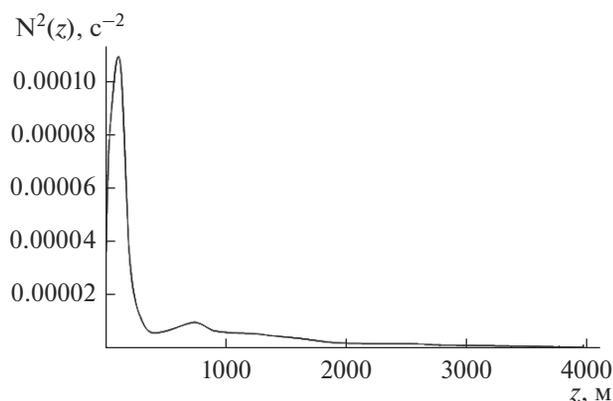


Рис. 1. Распределение квадрата частоты плавучести по глубине.

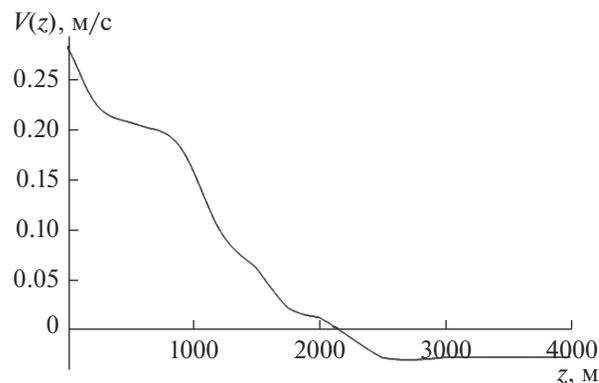


Рис. 2. Распределение компоненты сдвигового течения по глубине.

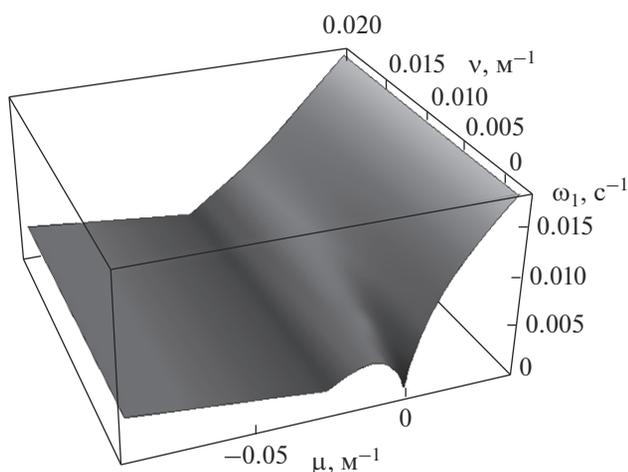


Рис. 3. Дисперсионная поверхность первой моды.

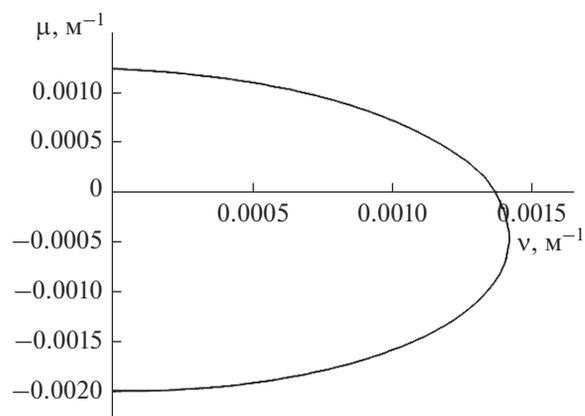


Рис. 4. Дисперсионная кривая первой моды, одна замкнутая ветвь.

n -ой волновой моды. Тогда дисперсионные зависимости $\mu = \mu_n(\nu)$ вертикальной спектральной задачи (3) могут быть найдены как решения уравнения $\Omega = \omega_n(\mu, \nu)$ (Ω – частота осцилляций источника возмущений). Собственные функции $\varphi_n = \varphi_n(\mu_n(\nu), \nu)$ вычисляются по формуле: $\varphi_n = (\omega_n(\mu, \nu) - f(z))F(z)$, где $F(z)$ – полученное численно решение задачи (6)–(8).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ РАСЧЕТОВ

Для численных расчетов были использованы распределения частоты плавучести $N(z)$ и одной компоненты сдвигового течения $V(z)$, приведенные на рис. 1, 2, которые характерны для многих районов Мирового океана, в частности акватории Северной Атлантики (проходы Восточно-Азорского хребта) [8, 12–15]. Компонента сдвигового течения $U(z)$ предполагалась равной нулю: $U(z) = 0$. Да-

лее все расчеты приведены для первой волновой моды. На рис. 3 приведены результаты расчетов дисперсионной поверхности $\omega_1(\mu, \nu)$. На рис. 4–7 приведены результаты расчетов дисперсионных зависимостей $\mu = \mu_1(\nu)$ для различных значений частоты осцилляции источника возмущений Ω , для рис. 4 значение $\Omega = 0.002 \text{ c}^{-1}$, рис. 5 – $\Omega = 0.00205 \text{ c}^{-1}$, рис. 6 – $\Omega = 0.0038 \text{ c}^{-1}$, рис. 7 – $\Omega = 0.007 \text{ c}^{-1}$. Результаты расчетов показывают сильную изменчивость качественного поведения дисперсионных картин в зависимости от значений Ω . При относительно небольших значениях Ω дисперсионная зависимость определяется только одной замкнутой ветвью. При увеличении Ω дисперсионные кривые имеют вид двух замкнутых ветвей. Далее по мере увеличения Ω происходит качественная перестройка дисперсионных кри-

вых, и при некотором значении Ω эти ветви могут сливаться. При некоторых значениях частоты осцилляции источника может наблюдаться отчетливая омега-образная структура дисперсионных кривых, что означает многозначность функции $\mu_1(\nu)$ для некоторых интервалов значений ν . По мере увеличения Ω происходит размыкание нижней ветви дисперсионных зависимостей на две разомкнутые кривые, и дисперсионные кривые $\mu = \mu_1(\nu)$ становятся однозначными функциями переменной ν . Эти две разомкнутые ветви дисперсионных зависимостей при увеличении Ω все более и более расходятся друг от друга. Причем одна (верхняя) ветвь дисперсионной кривой может пересекать ось $\nu = 0$ и менять знак, а другая (нижняя) ветвь всегда имеет отрицательные значения.

В общем случае решение задачи, описывающее дальние поля ВГВ в океане с фоновыми сдвиговыми течениями, можно представить в виде суммы вертикальных волновых мод, где каждая мода является суперпозицией плоских волн вида (4) [1, 3, 6, 10]. Интегралы этого типа на больших расстояниях (при больших значениях x, y) можно вычислить методом стационарной фазы [1, 6, 10, 11, 24]. Стационарные точки фазовой функции $\Theta_n(\nu)$ определяются из решения уравнения: $\Theta'_n(\nu) = y/x$. Фазовая функция $\Theta_n(\nu)$ может иметь K стационарных (особых) точек на интервале интегрирования, и полное поле отдельной волновой моды вдали от источников возмущений есть сумма по всем K стационарным (особым) точкам [24–26]. Поэтому на больших расстояниях от источников качественное поведение возбуждаемых полей ВГВ определяется наличием или отсутствием на интервалах интегрирования по переменной ν экстремумов функций $\mu_n(\nu, \Omega)$, отвечающих соответствующим стационарным (особым) точкам фазовых функций $\Theta_n(\nu)$. Из представленных численных результатов видно, что для произвольных непостоянных распределения частоты плавучести и сдвигового течения может наблюдаться (в зависимости от частоты Ω) дисперсионная картина с одним или несколькими экстремумами функций $\mu_n(\nu, \Omega)$. Численные расчеты показывают, что качественная картина дисперсионных зависимостей $\mu_n(\nu, \Omega)$ сильно зависит от частоты Ω . Топология дисперсионных поверхностей $\omega_n(\mu, \nu)$ имеет достаточно сложную структуру (рис. 3), зависящую как от параметров среды (стратификации и распределения по глубине сдвигового течения), так и от параметров волновой генерации. Расчеты показывают также, что при увеличении номера волновой моды количество локальных

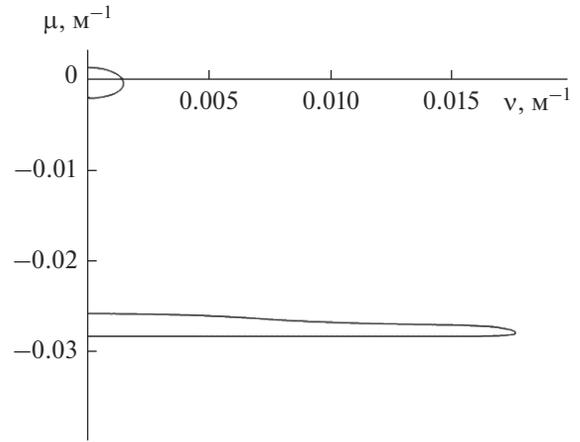


Рис. 5. Дисперсионная кривая первой моды, две разомкнутые ветви.

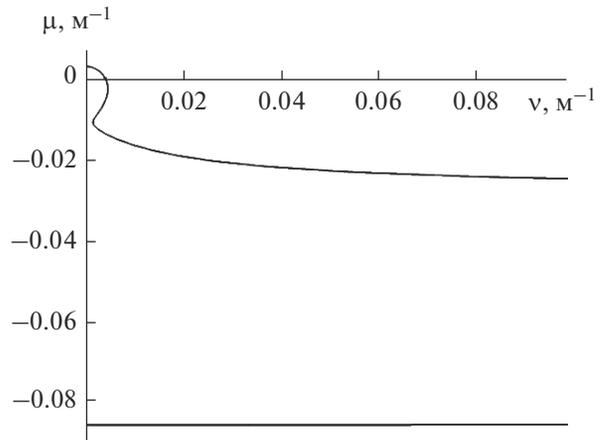


Рис. 6. Дисперсионная кривая первой моды, верхняя ветвь омега-образной структуры.

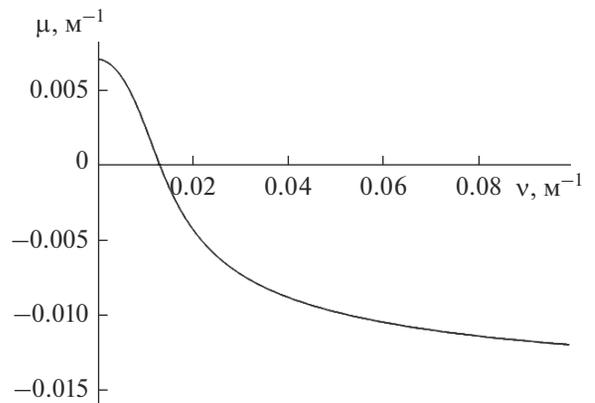


Рис. 7. Дисперсионная кривая первой моды, верхняя ветвь однозначна.

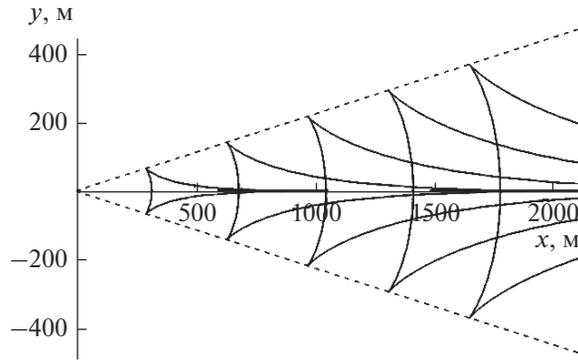


Рис. 8. Линии равной фазы для одной системы волн.

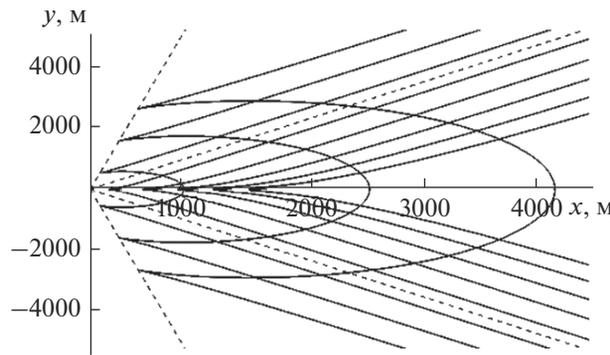


Рис. 9. Линии равной фазы для двух систем волн.

экстремумов функций $\omega_n(\mu, \nu)$, как правило, возрастает. Это означает, что вклад в дальнее поле ВГВ вносят несколько волновых лучей. Кроме того, численные расчеты показывают, что при изменении параметров волновой генерации (увеличение или уменьшение частоты Ω) происходит заметная качественная перестройка фазовых картин возбуждаемых волновых полей.

Линии постоянной фазы Φ отдельной моды определяются из решения системы уравнений

$$\mu_n(\nu)x + \nu y - \Omega t = \Phi, \quad \mu_n'(\nu) = -y/x.$$

Решение этой системы для каждой волновой моды определяет линии равной фазы Φ , заданные параметрически (с параметром ν)

$$x(\nu) = (\Omega t - \Phi) / (\mu_n(\nu) - \nu \mu_n'(\nu)),$$

$$y(\nu) = -\mu_n'(\nu)(\Omega t - \Phi) / (\mu_n(\nu) - \nu \mu_n'(\nu)).$$

На рис. 8, 9 представлены результаты расчетов линии равной фазы Φ (сплошные линии) для раз-

личных параметров волновой генерации. Штриховые линии на рисунках – соответствующие волновые фронты. На рис. 8 значения параметров $\Omega = 0.012 \text{ с}^{-1}$, $t = 3600 \text{ с}$, угол полураствора волнового клина $\alpha_1 = 12.49^\circ$, где $\alpha_1 = \arctg(\mu_1'(\nu^*))$, ν^* – корень уравнения $\mu_1''(\nu^*) = 0$. Волны внутри волнового клина распространяются вдоль положительного направления оси X от источника возмущений, значения фазы вдоль гребней волн (справа налево) $\Phi = 4\pi, 6\pi, \dots, 12\pi$. На рис. 9 значения параметров $\Omega = 0.0045 \text{ с}^{-1}$, $t = 3500 \text{ с}$, угол полураствора внешнего волнового клина $\alpha_1 = 80.72^\circ$, угол полураствора внутреннего волнового клина $\alpha_0 = 49.63^\circ$. Величина α_0 определяется равенством $\alpha_0 = -\arctg \nu_0$, где ν_0 – положительный корень уравнения $\mu_1'(\nu) = \mu_1(\nu)/\nu$. Положение внешнего волнового фронта определяется асимптотикой $\mu_1(\nu)$ при больших значениях ν , с углом полураствора, большим α_0 . Волны во внутреннем клине (волны первого типа) распространяются в направлении источника, расположенного в на-

чале координат. Волны во внешнем клине (волны второго типа) распространяются в направлении от источника в начале координат. Фаза вдоль гребней волн первого типа (слева направо): $\Phi = 6\pi, 8\pi, \dots, 14\pi$. Фазы вдоль гребней волн второго типа (справа налево): $\Phi = 0, 2\pi, 4\pi$. В момент времени $t = \Phi/\Omega$ происходит превращение волны первого типа в волну второго типа. Для волн второго типа увеличение фазы ведет к приближению соответствующей линии равной фазы к началу координат (положению источника возмущений), а для волн первого типа — к удалению от него. Скорость распространения вершины гребня волны первого типа в направлении источника возмущений равна $\Omega/\mu_1(\infty) < 0$. Скорость распространения точки пересечения гребня волн второго типа с осью X в сторону от источника возмущений равна $\Omega/\mu_1(0) > 0$. Линия равной фазы $y = -\mu_1'(v)x$ при значении $v = v_0$ неподвижна.

Как показывают численные расчеты, учет вертикальной изменчивости частоты плавучести и фоновых сдвиговых океанических течений приводит к заметному усложнению структуры и качественному разнообразию дисперсионных зависимостей. Вариативность и неоднозначность дисперсионных соотношений является причиной генерации различных типов волн. В частности, замкнутые ветви дисперсионных кривых могут при определенных волновых числах приводить к возбуждению кольцевых (поперечных) волн. Разомкнутые ветви дисперсионных зависимостей определяют систему продольных (клиновидных) волн. Как показывают численные расчеты, при малых частотах осцилляций источника Ω возбуждаются только кольцевые (поперечные) волны. Причем в некоторых случаях одновременно может возбуждаться более двух волновых пакетов таких волн. Число возбуждаемых пакетов определяется общим количеством отдельных ветвей дисперсионных кривых. При больших значениях Ω возбуждаются только клиновидные (продольные) волны двух типов, причем при увеличении значения частоты осцилляции угол полураствора волновых фронтов уменьшается. Можно также отметить, что существуют такие значения Ω , при которых угол полураствора волнового фронта близок к 90° . Это означает, что при определенных параметрах волновой генерации существуют такие значения v , при которых $\mu_n'(v) \rightarrow \infty$ (рис. 4–6). Поэтому при этих значениях частоты Ω в силу многозначности дисперсионных соотношений волновая картина возбуждаемых полей представляет собой сложную волновую систему, обладаю-

щую одновременно как свойствами продольных, так и поперечных волн.

Можно отметить, что для модельных линейных фоновых сдвиговых течений и постоянного распределения частоты плавучести качественная волновая картина ВГВ определяется только характером течения (безразмерной амплитудой приповерхностного течения и вертикальным градиентом) и не зависит от частоты гармонической волны Ω . В частности, однонаправленное течение порождает как клиновидные (продольные), так и кольцевые (поперечные) волны, а разнонаправленное течение генерирует только кольцевые волны (поперечные) [27, 28].

Численные расчеты показывают также, что при определенных режимах волновой генерации, в частности, может наблюдаться характерная фазовая картина типа “ласточкин хвост”. В фиксированной точке наблюдения также может происходить перестройка одновременно приходящих волновых фронтов. В этом случае полное поле ВГВ может представлять собой сложную картину волновых биений, когда в фиксированную точку пространства одновременно приходит несколько волновых цугов с разными амплитудами и фазами. Сложность топологии дисперсионных зависимостей требует для корректного асимптотического исследования дальних полей ВГВ применения специального математического аппарата. Особые точки фазовых функций могут сближаться с другими особыми точками или с какой-либо особенностью (полюсом, точкой ветвления) подынтегральной функции. В этом случае стандартные методы исследования асимптотик полей ВГВ (с помощью подходящей замены переменных исходный интеграл заменяется на эталонный) становятся неприменимы. Например, при слиянии двух стационарных точек асимптотика интегралов выражается через функцию Эйри, при слиянии стационарных точек и полюса — через интеграл Френеля. Важно отметить, что наиболее интересными с практической точки зрения являются локальные максимумы дисперсионных поверхностей, так как поле ВГВ в окрестности этих максимумов может описываться эталонными интегралами. Случай слияния трех стационарных точек может описываться функцией Пирси, часто применяемой в теории особенностей и катастроф. Если две из трех сливающихся стационарных точек находятся строго симметрично относительно третьей, то асимптотика соответствующего интеграла может выражаться через функцию Ханкеля. Численные расчеты дисперсионных зависимостей показывают, что для реальных стратификаций природных сред (океан, атмосфера) и непостоянных фоновых

сдвиговых течений могут возникать физически интересные случаи генерации волновых структур, которые не описываются известными эталонными интегралами [29, 30].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе решена задача о генерации внутренних гравитационных волн, возбуждаемых локализованным гармоническим источником возмущений в океане с произвольными распределениями по глубине частоты плавучести и компонент фонового сдвигового течения. При выполнении условия устойчивости Майлса–Ховарда построены интегральные представления решения. Для решения спектральной задачи предложен эффективный численный алгоритм расчета дисперсионных зависимостей, определяющих фазовую структуру возбуждаемых полей. Приведены результаты численных расчетов дисперсионных кривых и фазовых картин волновых полей для реальных распределений частоты плавучести и фоновых сдвиговых течений, наблюдаемых в океане. Показано, что при изменении параметров волновой генерации происходит заметная качественная перестройка фазовых картин возбуждаемых полей внутренних гравитационных волн.

Работа выполнена по темам государственного задания: В.В. Булатов, Ю.В. Владимиров (№ АААА-А20-120011690131-7), И.Ю. Владимиров (№ 0149-2019-0004), (№ 0128-2021-0002), и при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-01-00111А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Миропольский Ю.З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 302 с.
2. *Филлипс О.* Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 320 с.
3. *Фабрикант А.Л., Степанянц Ю.А.* Распространение волн в сдвиговых потоках. М.: Наука – Физматлит, 1996. 240 с.
4. *Pedlosky J.* Waves in the ocean and atmosphere: introduction to wave dynamics. Berlin–Heidelberg: Springer, 2010. 260 p.
5. *Sutherland B.R.* Internal gravity waves. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 394 p.
6. *Булатов В.В., Владимиров Ю.В.* Волны в стратифицированных средах. М.: Наука, 2015. 735 с.
7. *Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K.* Baroclinic tides. N.Y.: Cambridge University Press, 2005. 372 p.
8. *Morozov E.G.* Oceanic internal tides. Observations, analysis and modeling. Berlin: Springer, 2018. 317 p.
9. *Velarde M.G., Tarakanov R.Yu., Marchenko A.V. (Eds.)*. The ocean in motion. Springer Oceanography. Springer International Publishing AG, 2018. 625 p.
10. *Лайтхилл Д.* Волны в жидкостях. М.: Мир, 1981. 598 с.
11. *Уизем Дж.* Линейные и нелинейные волны М.: Мир, 1977. 622 с.
12. *Morozov E.G., Parrilla-Barrera G., Velarde M.G., Scherbinin A.D.*, The Straits of Gibraltar and Kara Gates: a comparison of internal tides // *Oceanologica Acta*. 2003. V. 26(3). P. 231–241.
13. *Morozov E.G., Tarakanov R.Yu., Frey D.I., Demidova T.A., Makarenko N.I.* Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge // *J. Oceanography*. 2018. V. 74(2). P. 147–167.
14. *Frey D.I., Novigatsky A.N., Kravchishina M.D., Morozov E.G.* Water structure and currents in the Bear Island Trough in July–August 2017 // *Russ. J. Earth Sci.* 2017. V. 17. ES3003.
15. *Khimchenko E.E., Frey D.I., Morozov E.G.* Tidal internal waves in the Bransfield Strait, Antarctica // *Russ. J. Earth Sci.* 2020. V. 20. ES2006.
16. *Miles J.W.* On the stability of heterogeneous shear flow // *J. Fluid Mech.* 1961. V. 10(4). P. 495–509.
17. *Hirota M., Morrison P.J.* Stability boundaries and sufficient stability conditions for stably stratified, monotonic shear flows // *Physics Letters A*. 2016. 380(21). P. 1856–1860.
18. *Churilov S.* On the stability analysis of sharply stratified shear flows // *Ocean Dynamics*. 2018. 68. P. 867–884.
19. *Carpenter J.R., Balmforth N.J., Lawrence G.A.* Identifying unstable modes in stratified shear layers. // *Phys. Fluids*. 2010. 22. P. 054104.
20. *Fraternali F., Domenicale L., Staffilan G., Tordella D.* Internal waves in sheared flows: lower bound of the vorticity growth and propagation discontinuities in the parameter space // *Phys. Rev.* 2018. V. 97. № 6. P. 063102
21. *Gavrileva A.A., Gubarev Yu.G., Lebedev M.P.* The Miles theorem and the first boundary value problem for the Taylor–Goldstein equation // *J. Applied and Industrial Mathematics*. 2019. 13(3). P. 460–471.
22. *Bouruet-Aubertot P.I., Thorpe S.A.* Numerical experiments of internal gravity waves an accelerating shear flow // *Dyn. Atm. Oceans*. 1999. V. 29. P. 41–63.
23. *Булатов В.В., Владимиров Ю.В.* О расчете собственных функций и дисперсионных кривых основной вертикальной спектральной задачи уравнения внутренних гравитационных волн // Математическое моделирование. 2007. Т. 19. № 2. С. 59–68.
24. *Borovikov V.A.* Uniform stationary phase method. IEE electromagnetic waves. Series 40. London: Institution of Electrical Engineers, 1994. 233 p.
25. *Свиркунов П.Н., Калашиник М.В.* Фазовые картины диспергирующих волн от движущихся локализованных источников // Успехи физических наук. 2014. Т. 184. № 1. С. 89–100.

26. *Broutman D., Rottman J.* A simplified Fourier method for computing the internal wave field generated by an oscillating source in a horizontally moving depth-dependent background // *Physics Fluids*. 2004. V. 16. P. 3682.
27. *Bulatov V., Vladimirov Yu.* Analytical approximations of dispersion relations for internal gravity waves equation with shear flows // *Symmetry*. 2020. V. 12(11). P. 1865.
28. *Булатов В.В., Владимиров Ю.В.* Внутренние гравитационные волны в океане с разнонаправленными сдвиговыми течениями // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56. № 1. С. 104–111.
29. *Kravtsov Yu., Orlov Yu.* Caustics, catastrophes and wave fields. Berlin: Springer. 1999. 228 p.
30. *Арнольд В.И.* Волновые фронты и топология кривых. М.: Фазис, 2002. 120 с.

Internal Gravity Waves from Oscillating Source in Ocean

V. V. Bulatov^{1,*}, Yu. V. Vladimirov^{1,**}, and I. Yu. Vladimirov^{2,***}

¹*Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics RAS, pr. Vernadskogo, 101-1, Moscow, 119526 Russia*

²*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nahimovskij pr., 36, Moscow, 119997 Russia*

**e-mail: internalwave@mail.ru*

***e-mail: vladimyura@yandex.ru*

****e-mail: iyuvladimirov@rambler.ru*

The problem of internal gravity waves generation by a localized source of perturbations is considered. An oscillating source is located in the ocean with arbitrary depth distributions of the buoyancy frequency and background shear current. Integral representations of solutions are obtained under the Miles-Howard stability condition. To solve the spectral problem, a numerical algorithm is proposed for calculating the main dispersion relations, which determine the phase characteristics of the generated waves. For the characteristic distributions of the buoyancy frequency and background shear flows observed in the ocean, the results of numerical calculations of dispersion curves and phase patterns of wave fields are presented. For various generation parameters the transformation of the phase patterns of the internal gravity waves fields is studied numerically.

Keywords: stratified medium, internal gravity waves, buoyancy frequency, shear flows, spectral problem, dispersion relations, phase patterns

УДК 551.465.52

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В ОХОТСКОМ МОРЕ

© 2021 г. П. А. Файман^а, С. В. Пранц^{а, *}, М. В. Будянский^а, М. Ю. Улейский^а

^аТихоокеанский океанологический институт Дальневосточного отделения РАН,
ул. Балтийская, 43, Владивосток, 690041 Россия

*e-mail: prants@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 26.10.2020 г.

После доработки 19.01.2021 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

В работе изучаются водообмен между Тихим океаном и Охотским морем через Курильские проливы, а также распространение тихоокеанских и охотоморских вод в пределах Охотского моря по результатам численных экспериментов в рамках вихре-допускающей модели RIAMOM в 1991–2000 гг. и их лагранжевого анализа. Показано, что основной вклад в водообмен вносят семь проливов: Буссоль, Крузенштерн, Фриза, Екатерина, Четвертый Курильский, Надежда и Уруп (в порядке убывания значимости), совокупный вклад которых достигает 95% от общего водообмена. Наши результаты говорят о том, что ранние исследования существенно переоценивали вклад проливов Буссоль и Крузенштерна. В активном верхнем 200-метровом слое вклад Четвертого Курильского пролива, проливов Фриза и Екатерины сопоставим с вкладом проливов Крузенштерна и Буссоль. Оценки объемного расхода, интегрированного по глубине и в отдельных слоях модели, показывают, что воды северо-западной части Тихого океана проникают в Охотское море главным образом через северные Курильские проливы, а именно проливы Крузенштерна и Четвертый Курильский. Охотоморская вода выходит в Тихий океан через верхний 200-метровый слой через проливы Фриза, Екатерины, Буссоль и Уруп (в порядке убывания значимости). Лагранжевое моделирование выявило основные пути переноса тихоокеанских и охотоморских вод. В поверхностных и приповерхностных слоях тихоокеанская вода переносится на северо-западный шельф моря Западно-Камчатским течением (особенно зимой и весной) и обеими ветвями Северо-Охотского течения. Затем тихоокеанские воды попадают в Восточно-Сахалинское течение. На глубинах ниже 200 м тихоокеанская вода не достигает северного шельфа. На глубинах 500 м и более водообмен между океаном и Охотским морем незначителен из-за слабых течений. Результаты моделирования согласуются с результатами инструментальных и спутниковых измерений.

Ключевые слова: Охотское море, модель океана RIAMOM, водообмен через Курильские проливы, лагранжевы карты

DOI: 10.31857/S0002351521030044

1. ВВЕДЕНИЕ

Охотское море (ОМ) — окраинное море, соединенное с северо-западной частью Тихого океана цепью Курильских островов и с Японским морем через проливы Соя/Лаперуза и Невельского (рис. 1). Теплая и соленая вода Японского моря поступает в ОМ через пролив Соя/Лаперуза, тогда как обмен между Японским морем и ОМ через очень узкий пролив Невельского незначителен. Вода северо-западной части Тихого океана (здесь и далее — воды, проникающие через северные Курильские проливы, именуется тихоокеанскими водами, а воды, образующиеся на северо-западном шельфе Охотского моря — охотоморскими водами) попадает в ОМ через северные Курильские проливы, в основном через Четвертый Ку-

рильский пролив и пролив Крузенштерна [1–5]. Затем она частично переносится Западно-Камчатским течением в направлении северного побережья, где адвектируется Северо-Охотским течением на запад и юго-запад [6–8]. Тихоокеанская вода также переносится Срединным течением на северо-восточный шельф острова Сахалин, где впадает в Восточно-Сахалинское течение [9].

Считается, что перенос по обоим путям осуществляется в поверхностном слое [10]. Перенос воды с северо-западного шельфа ОМ в океан изучался с помощью многочисленных инструментальных измерений [11–16], данных дрейфующих буев Арго [17], данных альтиметрии AVISO [18] и численного моделирования [10, 19]. Перенос тихоокеанской воды на северный и северо-западный шельф ОМ через северные Курильские про-

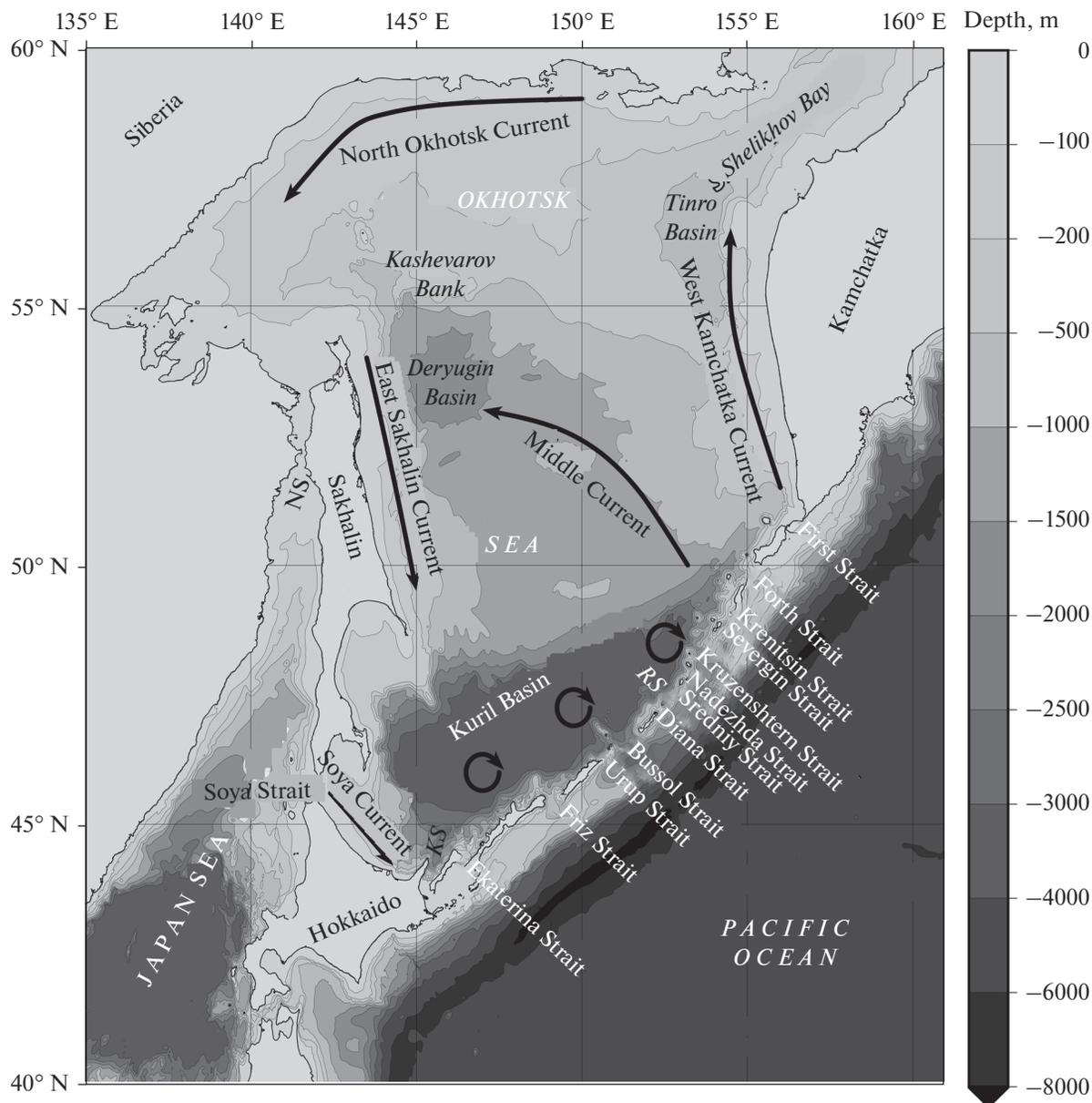


Рис. 1. Батиметрия Охотского моря со схемой основных течений. NS, RS и KS — проливы Невельского, Рикорда и Кунаширский соответственно.

ливы изучен недостаточно. Недавние исследования показали, что циркуляция ОМ имеет сложную сезонную изменчивость — для каждого сезона существует ряд уникальных особенностей. Кроме того, Северо-Охотское течение имеет сложную структуру и состоит из двух ветвей: прибрежной и надсклоновой [20]. По этим причинам тихоокеанская вода может распространяться в ОМ очень сложным образом.

В данной работе используются вихре-допускающая модель циркуляции RIAMOM и лагранжевый подход для следующих целей: 1) моделирование путей переноса тихоокеанской воды из океана на

северный шельф ОМ через северные Курильские проливы; 2) уточнение путей переноса охотоморской воды с северо-запада ОМ в Тихий океан через южные Курильские проливы; 3) оценка водообмена через основные Курильские проливы и их сезонной изменчивости.

2. МОДЕЛЬ И ДАННЫЕ

Используемая в работе модель океана RIAMOM была разработана в Научно-исследовательском институте прикладной механики Университета Кюсю. Область моделирования имеет прямо-

угольную форму и лежит в пределах 129°E – 165°E и 40°N – 65°N с горизонтальным разрешением $1/18^{\circ}$ (в диапазоне 3–6 км). Вертикальное разрешение от 10 до 125 м от поверхности до 2500 м и на 250 м ниже глубины 2000 м. Модель основана на трехмерных примитивных уравнениях движения в z -системе координат с граничным условием “свободная поверхность”, предполагающим гидростатическое приближение и приближение Буссинеска. Модель была подробно описана в [21], а недавно – в [20, 22]. Поэтому ниже дается только краткое описание.

Данные батиметрии брались с банка данных GEBCO One Minute Grid. Начальные условия и условия на жидкой границе брались из результатов моделирования, полученных с использованием модели Тихого Океана с разрешением $1/6^{\circ}$ [23]. На открытой границе используется тип граничных условий nudging-layer [24]. Это граничное условие применяется к уровню моря, к u - и v -компонентам скорости течений, к температуре и солёности. Толщина nudging-layer около 100 км. Использование nudging-layer приводит к условию Дирихле в узлах на открытой границе. В зоне nudging-layer шириной 100 км вдоль открытых границ данные моделирования релаксируются по отношению к внешним данным.

В работе используется простой метод усвоения сплоченности морского льда из данных спутниковых наблюдений (NOAA/National Climatic Data Center) для расчета потоков тепла, соли и количества движения на поверхности воды подо льдом. Предполагается, что эти потоки обратно пропорциональны сплоченности морского льда. Таким образом, если сплоченность льда близка к единице, то атмосферные потоки тепла и соли близки к нулю. В этом случае полный поток тепла рассчитывается на основе спутниковой температуры поверхности океана, а полный поток соли – по климатическим данным солёности на поверхности (подробнее см. [20]). Увеличение солёности морской воды из-за сброса рассола во время роста морского льда с декабря по февраль и уменьшение солёности поверхностных вод во время таяния льда в марте–апреле были учтены восстановлением наблюдаемой поверхностной солёности из Атласа Мирового океана 2001. Потоки тепла и пресной воды были пересчитаны с использованием данных о концентрации морского льда, взятых из NOAA/National Climatic Data Center.

Расчеты проводились за период с 1 января 1991 г. по 31 декабря 2000 г. Суточные данные сплоченности морского льда, спутниковой температуры на поверхности, скорости ветра, потока тепла, потока испарение–осадки были сглажены скользящим средним с интервалом в пять суток. Остальные внешние поля усреднялись по месяцам. В данном исследовании анализировались результаты моде-

лирования за каждый день с 1991 по 2000 гг. Модельные поля скорости течения, температуры и солёности сравнивались с данными наблюдений за этот период, когда было достаточно океанографических наблюдений для валидации модели. Результаты модели являются среднесуточные поля температуры, солёности, уровня и течений за период с 1991 по 2000 гг., которые будут использоваться для лагранжевого моделирования в разделе 4.

3. ОЦЕНКА ВОДООБМЕНА МЕЖДУ ТИХИМ ОКЕАНОМ И ОХОТСКИМ МОРЕМ ЧЕРЕЗ КУРИЛЬСКИЕ ПРОЛИВЫ

Обобщенная схема циркуляции ОМ представлена на рис. 1. Что касается водообмена море–океан, то тихоокеанская вода проникает в ОМ в основном через северные Курильские проливы и переносится Западно-Камчатским и Срединным течениями. Срединное течение следует изобате 500 м. Западно-Камчатское течение следует по материковому склону и разделяется на северную ветвь, впадающую в залив Шелихова, и надсклоновую ветвь Северо-Охотского течения, которая следует по северному континентальному склону между котловиной ТИНРО и банкой Кашеварова (рис. 1). Срединное течение и надсклоновая ветвь Северо-Охотского течения сходятся восточнее банки Кашеварова и впадают в надсклоновую ветвь Восточно-Сахалинского течения. Прибрежная ветвь Северо-Охотского течения проходит по северному шельфу, а прибрежная ветвь Восточно-Сахалинского течения – по западному шельфу. В циркуляции ОМ наблюдается сильная сезонная изменчивость с четырьмя различными типами, каждый для своего сезона, тогда как внутри-сезонная изменчивость слабая.

Ранние исследования транспорта вод через Курильские проливы дают только приблизительные оценки, основанные либо на синтезе разрозненных инструментальных измерений [25–32], либо на диагностических моделях [9, 33–35]. Эти оценки не согласуются друг с другом. Например, транспорт вод из Тихого океана в ОМ через Четвертый Курильский пролив оценивается в очень широком диапазоне: от 0.62–0.86 Св [33] и 0.8 Св [10] до 10.92 Св [35]. Что касается транспорта через этот пролив из ОМ в Тихий океан, он оценивается в 0.5 Св в августе и 0.7 Св в декабре [34]. Относительно подробные инструментальные измерения проводились только в проливах Буссоль и Крузенштерна.

Транспорт через пролив Крузенштерна оценивается примерно в 4 Св, но может достигать 12 Св из-за сезонной изменчивости [36]. Измерения с помощью акустического доплеровского измерителя течений летом 1999 г. показали выток из ОМ 1.6 Св в верхнем слое и вток в ОМ 1.3 Св в нижнем слое. Суммарный выток из ОМ через пролив Кру-

зенштерна оценивается в 0.3 Св [37]. Измерения в проливе Крузенштерна и гидрографические данные в августе и сентябре 1999 г. показали выток около 1.3 Св [38]. Обобщая результаты инструментальных измерений в проливе Буссоль, было установлено, что вток в ОМ составляет от 5 Св [39] до 9.8 Св [40], а выток из ОМ оценивается в 2.5 Св [41]. Измерения в проливе Буссоль показали отток 2.1 Св в августе–сентябре 1999 г. [38] и 8.2–8.8 Св в сентябре 2001 г. [42]. Большинство исследований сходятся во мнении, что: 1) тихоокеанские воды проникают в ОМ через северные проливы, тогда как охотоморская вода проникает в океан через южные проливы [43–46]; 2) транспорт из океана в море прямо пропорционален объемному переносу Курило-Камчатским течением [36, 47].

Таким образом, общепринятых оценок водообмена через Курильские проливы нет. Далее на основе результатов моделирования анализируется водообмен через разные проливы. Разрешение по горизонтали $1/18^\circ$ эквивалентно 3–6 км и позволяет нам выделить 14 Курильских проливов из 26. Результаты моделирования показывают, что наиболее важными из этих 14 проливов являются семь: Четвертый, Крузенштерна, Надежда, проливы Буссоль, Уруп, Фриз и Екатерина (табл. 1 и 2). Их вклад в общий водообмен между Тихим океаном и Охотским морем оценивается примерно в 95%. Тихоокеанские воды проникают в ОМ через северные проливы, а охотоморские вытекают через южные проливы. Средний расход вод в ОМ через проливы Крузенштерна, Четвертый и Надежда оцениваются в 1.1, 0.46 и 0.18 Св соответственно. Средний расход вод из ОМ через проливы Буссоль, Фриз и Екатерина составляют 0.79, 0.81 и 0.4 Св соответственно.

Среднемесячные значения расходов через основные проливы показаны в табл. 1 и на рис. 2 для интегрированного по глубине переноса и для переноса в отдельных слоях модели. Что касается интегрированного по глубине переноса, то он имеет два локальных максимума: первый – при переходе от зимы к весне и второй – от осени к зиме, и минимум при переходе от лета к осени (рис. 2а). Наиболее важными из них являются проливы Буссоль и Крузенштерна, на долю которых приходится половина общего водообмена. Тихоокеанские воды проникают в ОМ через Четвертый Курильский пролив в течении всего года. Максимальный расход 1.1 Св – в феврале, минимальный – в августе. Тихоокеанские воды проникают в ОМ через пролив Крузенштерна с января по сентябрь, а отток происходит с октября по декабрь с максимальным втоком 3.6 Св в марте и максимальным вытоком 1.3 Св в ноябре. Тихоокеанские воды проникают в ОМ через пролив Надежда круглый год с максимальным втоком 0.3 Св в декабре и минимальным – в июне–июле.

Охотоморская вода вытекает в океан через пролив Буссоль с января по сентябрь, а тихоокеанские воды проникают в море через этот пролив с октября по декабрь с максимальным вытоком 3.1 Св в марте и максимальным втоком 2.1 Св в ноябре. В проливе Уруп вода вытекает в океан круглый год с максимальным переносом 0.3 Св в ноябре и декабре. Вода ОМ вытекает в океан через пролив Фриза в течение года с максимальным значением 1.4 Св с февраля по апрель и минимальным значением с августа по сентябрь. Охотоморская вода вытекает в океан через пролив Екатерины круглый год с максимальным значением 0.7 Св в период с ноября по декабрь и минимальным значением в период с июня по июль.

Помимо интегрированного по глубине переноса, табл. 1 содержит значения переноса в четырех репрезентативных слоях модели, 1-м, или поверхностном (0–10 м), 5-м (40–50 м), 15-м (190–215 м) и 23-м уровне (495–545 м). Их сезонный ход показан на рис. 2б–д. Сезонная изменчивость водообмена через Курильские проливы в слоях ниже 100 м (где влияние ветра незначительно) оказывается аналогичной интегральному водообмену. В поверхностном слое тихоокеанская вода проникает в море в основном через северные проливы (Четвертый Курильский, Крузенштерна и Надежды), а охотоморская вода выходит в океан через южные проливы (Буссоль, Уруп, Фриза и Екатерины). Вклад всех проливов примерно одного порядка для поверхностного слоя. Проливы Крузенштерна и Буссоль вносят наибольший вклад в водообмен из-за своей глубины (рис. 2д). Транспорт через пролив Надежды слабый и отсутствует через другие проливы, которые слишком мелководны. В табл. 2 показан процентный вклад каждого пролива в водообмен между Тихим океаном и ОМ от дна к поверхности, а также в каждом представительном слое модели.

Наши подробные оценки водообмена между ОМ и Тихим океаном подтверждают общее мнение [5, 18, 48], основанное на данных альтиметрии, дрейфующих буев и поверхностных дрейфтеров, а также на редких гидрографических исследованиях (см. ссылки во Введении), что усиление водообмена происходит в холодное время года с ноября по май, при этом вток в ОМ происходит через северные проливы, а выток – через южные проливы.

Было обнаружено, что проливы Крузенштерна и Буссоль пропускают воду в двух направлениях: в море и из моря (см. табл. 1 и рис. 2). Моделируя распространение виртуальных лагранжевых частиц в модельном поле скоростей, в следующем разделе мы покажем, что большая часть тихоокеанских вод, впадая в ОМ через пролив Крузенштерна, глубоко проникает в море, участвует в циклонической циркуляции и вытекает обратно

Таблица 1. Сезонный ход интегрированного по глубине переноса (в свердрупах) и переноса в отдельных слоях модели через семь основных Курильских проливов (в 0.01 Свердрупа). Положительные (отрицательные) значения соответствуют вводу (вытоку) в Охотском море (вытоку из Охотского моря)

Интегрированный по глубине												
	янв	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
Четвертый Курильский	1.0	1.1	0.9	0.6	0.3	0.2	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.7
Крузенштерн	1.3	3.0	3.6	3.2	2.1	1.3	0.4	0.0	0.1	-0.4	-1.3	-0.6
Надежды	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3
Буссоль	-0.3	-2.3	-3.1	-2.6	-1.9	-1.5	-0.8	-0.5	-0.5	0.4	2.1	1.8
Уруп	-0.1	-0.1	-0.2	-0.2	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
Фриза	-1.2	-1.4	-1.4	-1.4	-1.1	-0.6	-0.4	-0.1	-0.1	-0.2	-0.5	-0.9
Екатерины	-0.6	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.2	-0.4	-0.5	-0.7	-0.7
Первый слой (0–10 м)												
	янв	фев	март	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
Четвертый Курильский	8.4	8.3	5.8	4.1	2.0	1.0	0.2	0.1	0.9	1.1	-1.7	4.3
Крузенштерн	2.7	4.6	5.0	5.9	4.5	3.7	1.8	0.5	0.1	-2.1	-6.3	-2.6
Надежды	1.3	1.2	0.4	0.4	0.2	-0.1	0.0	-0.2	0.0	-0.7	-2.0	-0.1
Буссоль	-3.6	-7.1	-7.0	-4.6	-5.0	-4.9	-3.9	-3.3	-2.5	-4.6	-6.1	-5.0
Уруп	-2.1	-1.9	-2.3	-1.9	-2.4	-1.3	-1.3	-1.3	-1.8	-3.8	-5.5	-4.2
Фриза	-10.8	-11.9	-10.1	-8.2	-6.1	-3.5	-2.7	-2.7	-3.1	-6.5	-9.5	-10.9
Екатерины	-8.7	-6.8	-5.2	-3.5	-1.2	0.4	-0.3	-2.7	-5.0	-7.6	-8.9	-10.2
Пятый слой (40–50 м)												
	янв	фев	март	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
Четвертый Курильский	6.3	6.7	5.3	3.7	2.1	1.0	0.3	0.4	1.3	2.1	1.6	4.4
Крузенштерн	2.8	5.2	6.5	6.4	5.1	3.9	2.5	1.7	1.7	1.3	0.0	0.5
Надежды	0.6	0.3	0.4	0.6	0.6	0.1	0.1	0.2	0.5	0.6	0.6	0.7
Буссоль	0.0	-1.7	-3.2	-3.4	-3.7	-3.8	-2.8	-1.8	-1.0	-0.6	-0.1	0.5
Уруп	-1.0	-0.6	-0.9	-1.2	-1.3	-0.8	-0.7	-0.6	-0.8	-1.4	-1.9	-1.8
Фриза	-6.2	-6.2	-6.3	-6.1	-4.7	-2.8	-1.9	-1.3	-1.2	-2.8	-4.7	-5.9
Екатерины	-4.5	-3.1	-2.6	-1.8	-0.4	0.3	-0.3	-1.7	-3.2	-4.8	-5.4	-5.6
Пятнадцатый слой (190–215 м)												
	янв	фев	март	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
Четвертый Курильский	4.1	4.8	4.2	3.0	1.6	0.8	0.1	0.3	0.7	0.7	0.8	2.8
Крузенштерн	5.4	11.9	14.8	13.8	10.2	7.1	3.7	1.9	1.8	0.2	-2.8	-1.1
Надежды	0.8	0.5	0.8	1.0	1.1	0.0	0.1	0.5	1.0	1.4	1.3	1.3
Буссоль	-0.8	-5.3	-7.6	-7.0	-5.6	-4.6	-3.1	-2.0	-1.6	-0.7	1.5	1.9
Уруп	-0.3	-0.4	-1.0	-1.2	-1.0	-0.6	-0.3	0.0	-0.2	-0.6	-0.4	-0.9
Фриза	-4.4	-6.0	-6.3	-6.3	-5.4	-3.4	-1.7	-0.1	0.6	0.4	-0.1	-2.3
Двадцать третий слой (495–545 м)												
	янв	фев	март	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
Крузенштерна	3.8	10.2	12.1	9.9	5.2	1.5	-1.8	-2.9	-2.5	-4.3	-7.7	-4.3
Надежды	-0.3	0.1	0.9	0.8	0.7	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2
Буссоль	-0.9	-8.9	-11.6	-9.1	-5.9	-4.0	-1.3	-0.3	-0.4	1.1	6.5	6.0

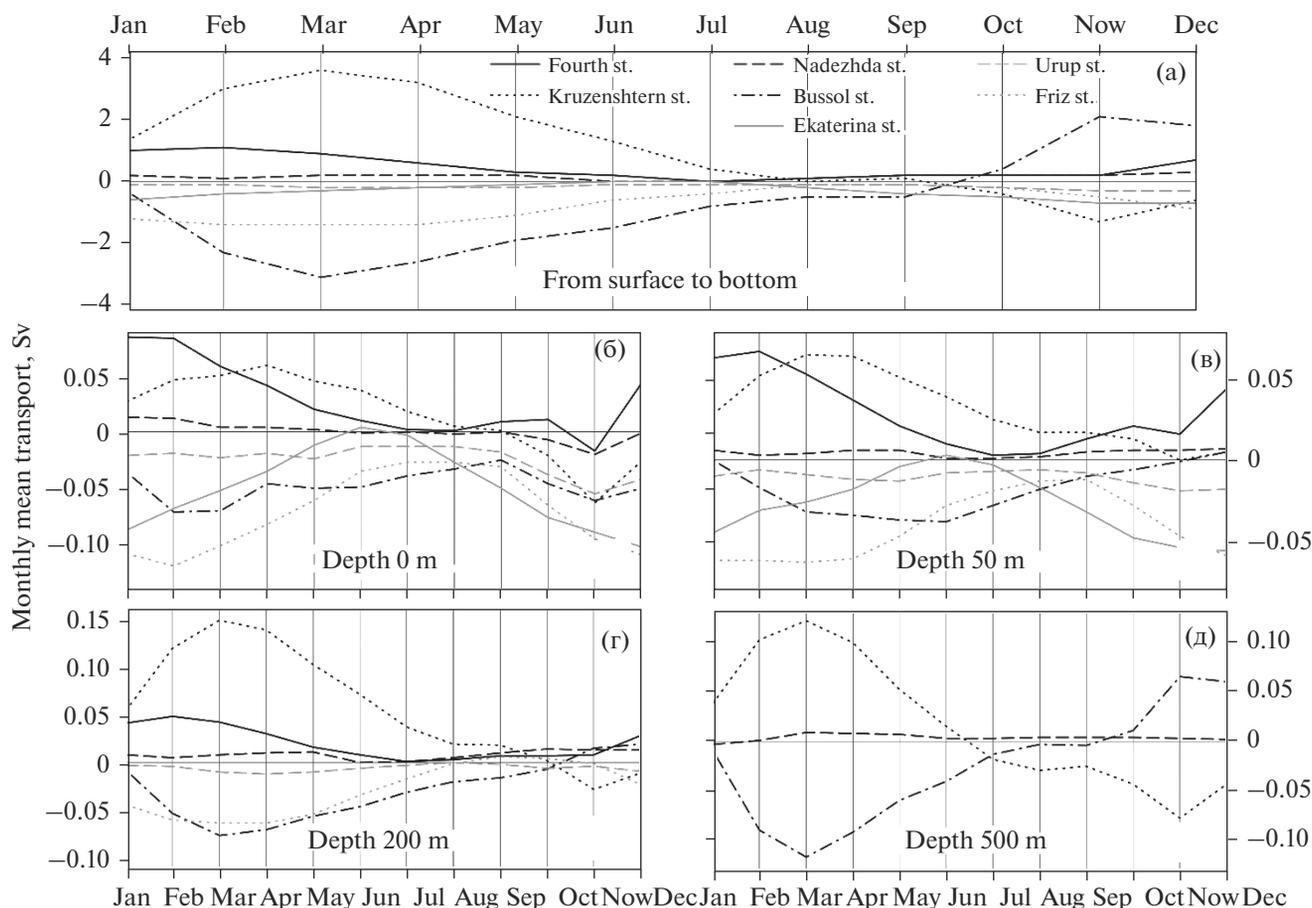


Рис. 2. Графики среднемесячного объемного расхода через основные Курильские проливы в Свердрупах. (а) интегрированный по глубине расход, (б), (в), (г) и (д) расход в 1-м, 5-м, 15-м и 23-м слоях модели. Положительные (отрицательные) значения указывают на вток в Охотское море (выток из Охотского моря).

преимущественно через пролив Буссоль. Меньшая часть поступающей океанской воды не участвует в этой циркуляции, но на какое-то время задерживается в районе Курильской котловины (рис. 3), адвектируясь и перемешиваясь там разнонаправленными течениями и вихрями. В период с октября по декабрь она возвращается в океан.

Пролив Буссоль играет еще одну роль. Вода ОМ поступает в океан преимущественно через этот пролив, следуя основной циклонической циркуляции. Осенью тихоокеанская вода может впадать в море через пролив Буссоль, но на время задерживается в районе Курильской котловины (рис. 4).

Таблица 2. Вклад основных проливов (в процентах) в водообмен между Тихим океаном и Охотским морем

	Интегрированный по глубине	1-й слой (0–10 м)	5-й слой (40–50 м)	15-й слой (190–215 м)	23-й слой (495–545 м)
Четвертый Курильский	12	12	18	13	0
Круzenshtерна	29	6	19	38	37
Надежды	4	0	3	5	9
Буссоль	21	20	11	20	55
Уруп	5	10	7	4	0
Фриза	20	30	26	20	0
Екатерины	9	21	17	0	0

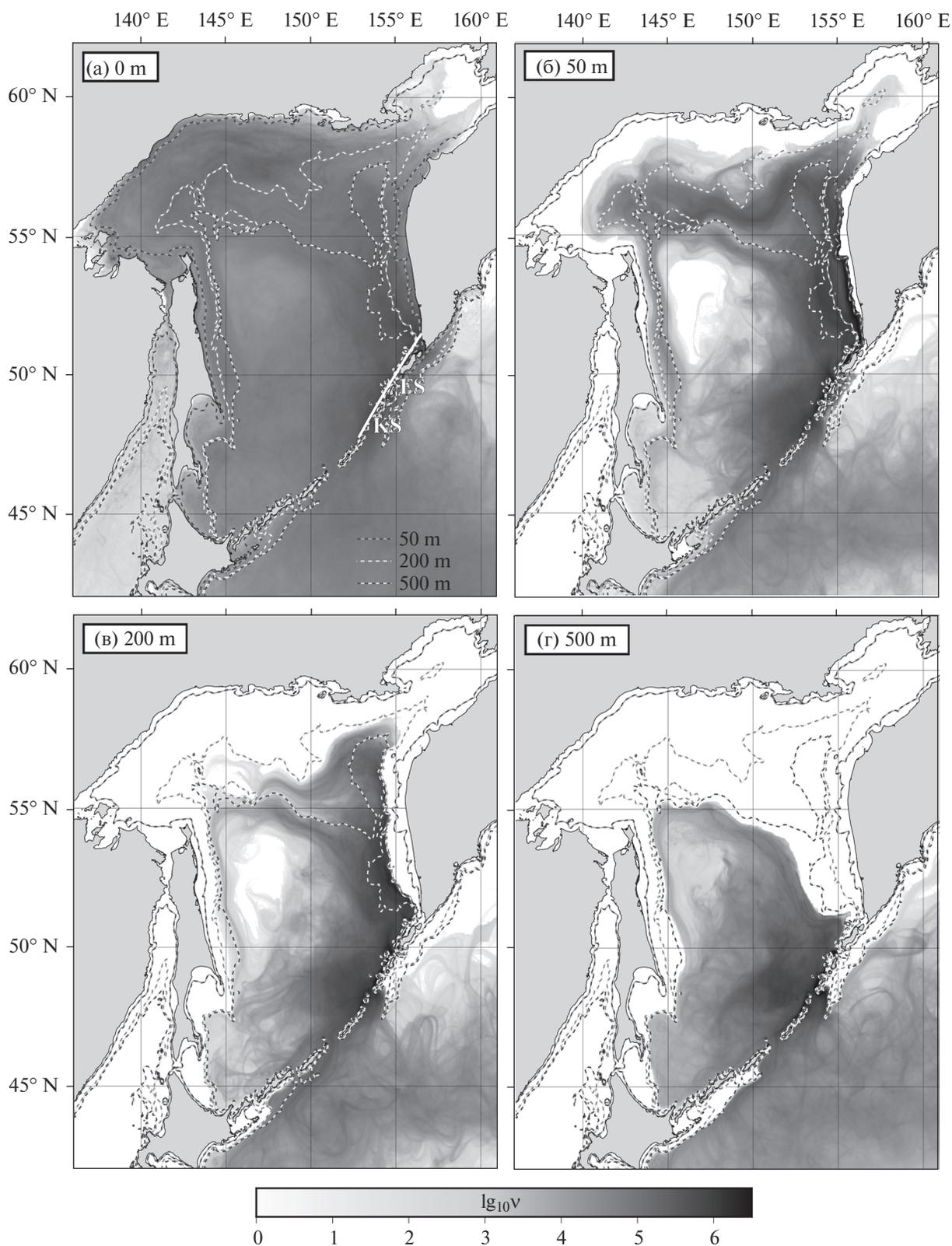


Рис. 3. Лагранжевы дазиметрические карты показывают пути переноса воды северо-западной части Тихого океана, втекающей в море через северные Курильские проливы в 1-м, 5-м, 15-м и 23-м модельных слоях. Графики плотности частиц показаны в логарифмическом масштабе с указанием изобат 50, 200 и 500 м. См. объяснение в тексте.

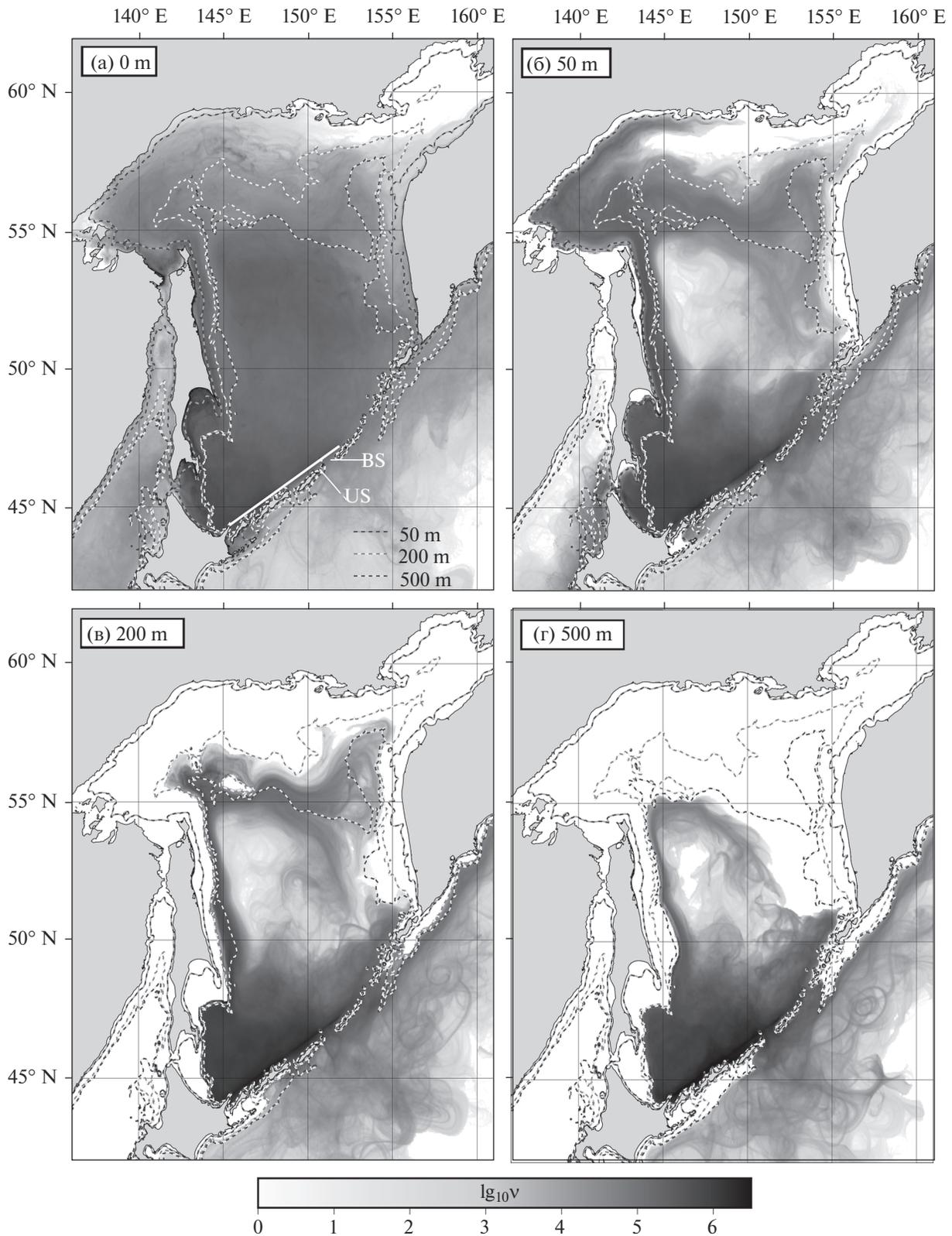


Рис. 4. Лагранжевы дазиметрические карты показывают пути переноса охотоморской воды, вытекающей из моря через южные и центральные Курильские проливы в 1-м, 5-м, 15-м и 23-м модельных слоях. См. объяснение в тексте.

4. ПУТИ ПЕРЕНОСА ТИХООКЕАНСКИХ И ОХОТОМОРСКИХ ВОД

В этом разделе мы применяем лагранжев подход [49–51] для моделирования распространения тихоокеанских и охотоморских вод. Траектории пассивных искусственных частиц внутри каждого модельного слоя вычисляются путем решения уравнений адвекции

$$\frac{d\lambda}{dt} = u(\lambda, \varphi, t), \quad \frac{d\varphi}{dt} = v(\lambda, \varphi, t), \quad (1)$$

где u и v – угловая зональная и меридиональная скорости, φ и λ – широта и долгота соответственно. Бикубическая интерполяция по пространству и полиномы Лагранжа третьего порядка по времени используются для вычисления двумерных траекторий путем интегрирования уравнений по схеме Рунге–Кутты четвертого порядка.

Чтобы выделить пути распространения тихоокеанских вод вдоль основных течений в ОМ, были рассчитаны карты плотности или дазиметрические карты [52, 53], как показано ниже. Искусственные частицы запускались каждые 3 дня с 1 января 1991 г. по 31 декабря 1999 г. на приморском участке (показанном на рис. 3а), пересекающем северные Курильские проливы от Надежды до Четвертого Курильского. В каждом эксперименте запускалось 30000 частиц, интегрировались уравнения адвекции (1) вперед во времени в поверхностном (0–10 м), 5-м (40–50 м) и 15-м (190–215 м) слоях в течение одного года и 1.5 лет в 23-м слое (495–545 м) из-за меньших скоростей в этом слое. Дазиметрические карты на рис. 3 получены путем подсчета для каждого слоя числа частиц, попавших в ячейки размером $0.058^\circ \times 0.044^\circ$ с общим количеством ячеек 500×500 , охватывающих ОМ и прилегающую территорию. Таким образом, панели на рис. 3 показывают в логарифмическом масштабе накопленную плотность траекторий за этот период времени. Это не набор траекторий частиц, а, скорее, плотность траекторий, показывающая пути входящих тихоокеанских вод.

Лагранжевое моделирование переноса тихоокеанских вод в поверхностном модельном слое показывает, что тихоокеанская вода покрывает практически всю поверхность моря, за исключением залива Шелихова (см. рис. 3а). Широкое распространение путей переноса наблюдается при сильных северных и северо-восточных ветрах. Важнейшие пути переноса тихоокеанских вод в поверхностном слое к северо-западному шельфу моря, особенно зимой и весной, проходят через Западно-Камчатское течение и над склоновой ветвью Северо-Охотского течения (рис. 3а). Часть тихоокеанских вод переносится Западно-Камчатским течением к северному побережью ОМ, затем эта вода переносится прибрежной ветвью

Северо-Охотского течения и в конечном итоге впадает в Восточно-Сахалинское течение. В апреле и мае тихоокеанская вода могла быть перенесена на северо-западный шельф Срединным течением.

Дазиметрические карты в логарифмическом масштабе на рис. 3 выделяют наиболее вероятные пути распространения тихоокеанских вод в ОМ. Значения плотности сильно различаются в разных частях моря. В подповерхностном 5-м слое основными путями распространения тихоокеанских вод являются надсклоновые ветви Западно-Камчатского течения и Срединного течения (см. карту на рис. 3б, на которой пути переноса тихоокеанских вод показаны более темным цветом). Результаты моделирования на основе RIAMOM хорошо соответствуют результатам, полученным в работе [53], где в течение длительного периода времени (1993–2012 гг.) проводилось обширное лагранжево моделирование приповерхностного переноса воды Аляскинского течения на основе альтиметрических данных. Там показано, что вода Тихого океана поступает в ОМ через северные Курильские проливы с интенсификацией в декабре–апреле и с уменьшением в мае–ноябре. График интегрированного по глубине объемного переноса через 4-й пролив и пролив Крузенштерна на рис. 2а показывает увеличение и уменьшение переноса через эти северные проливы в те же периоды времени. Что касается межгодовой изменчивости, то она определяется в основном периодами усиления и ослабления Аляскинского течения [53].

Поступающие из океана частицы переносятся к северному Сахалину по циклонической траектории, а затем выносятся на юг прибрежной и надсклоновой ветвями Восточно-Сахалинского течения. Для того чтобы тихоокеанские воды в подповерхностном слое достигли южных Курильских проливов и проникли в Тихий океан, одного года недостаточно (см. карту на рис. 3а, рассчитанную для одного года). Тихоокеанская вода достигает мелководной зоны вокруг банки Кашеварова в подповерхностном слое, но не распространяется в центральной части ОМ с глубинами 1000 м.

Численные эксперименты с частицами, запущенными через Четвертый Курильский пролив и пролив Крузенштерна по отдельности (соответствующие рисунки не приводятся), показывают, что тихоокеанская вода, проникающая в ОМ через Четвертый Курильский пролив, переносится прибрежной частью Западно-Камчатского течения. Тихоокеанская вода, проникающая через пролив Крузенштерна, частично адвектируется надсклоновой частью Западно-Камчатского течения и Срединным течением и частично захватывается в районе Курильской котловины, попа-

дая туда разнонаправленными течениями и водоворотами. Некоторая часть тихоокеанской воды после непродолжительного времени возвращается обратно в Тихий океан.

В промежуточном 15-м слое тихоокеанская вода адвектируется прибрежной частью Западно-Камчатского течения и Срединным течением. Затем она распространяется на юг в надсклоновой ветви Восточно-Сахалинского течения (рис. 3в). Тихоокеанская вода в промежуточном 23-м слое следует, в основном, по Срединному течению, а затем переносится надсклоновой ветвью Восточно-Сахалинского течения. Тихоокеанская вода в 23-м слое распространяется медленнее, чем в верхних слоях, и достигает той же широты, что и в 15-м слое, только через 1.5 года (см. карту на рис. 3г, рассчитанную для 1.5 года). Этот слой заполнен тихоокеанской водой в центральной части ОМ за исключением участка впадины Дерюгина с глубинами 1500 м. Картина в районе Курильской котловины аналогична таковой для других слоев.

Для моделирования вытока из Охотского моря в Тихий океан частицы запускались с 1 января 1992 г. по 31 декабря 2000 г. на приморском участке, пересекающем все южные и центральные Курильские проливы (см. рис. 4а) от острова Хоккайдо до пролива Буссоль. Уравнения адвекции (1) были интегрированы назад во времени в течение 1 года для 1-го, 5-го и 15-го слоев и в течение 1.5 лет для 23-го слоя. Подсчитывая частицы для каждого слоя и в каждой ячейке, можно получить дазиметрические карты в обратном времени на рис. 4, которые интерпретируются следующим образом.

Транспортные пути охотоморских вод в целом соответствуют основным направлениям вытока (см. рис. 3), за исключением одного важного момента. Существует дополнительный путь в подповерхностном слое от северного и северо-западного шельфа, по которому модифицированная тихоокеанская вода втекает в прибрежную ветвь Восточно-Сахалинского течения. Уникальная водная масса, плотная шельфовая вода, образуется в прибрежных полыньях на северном и северо-западном шельфе и на банке Кашеварова путем сброса рассола во время образования морского льда в зимний период [8, 12]. Из рис. 4в, 4г можно предположить, что плотная шельфовая вода переносится в промежуточном слое ОМ на глубинах между 15-м и 23-м слоями RIAMOM (190–545 м) и в конечном итоге вытекает в океан, становясь одним из источников холодной, пресной и богатой кислородом промежуточной воды северной части Тихого океана [43, 44].

Повышенная концентрация частиц в южной части ОМ объясняется адвекцией мезомасштабными вихрями, регулярно присутствующими в этом районе, и последующим вытоком воды через юж-

ные Курильские проливы. В 5-м слое дазиметрическая карта на рис. 4а показывает приток из Японского моря в ОМ через мелководный пролив Соя/Лаперуза. Следует подчеркнуть, что карты на рис. 4 были рассчитаны во времени назад. Таким образом, высокая концентрация следов частиц вдоль Восточно-Камчатского течения и течения Ойясио на океанской стороне Курильских островов просто означает, что большое число частиц было перенесено на отмеченный на этом рисунке сегмент этими течениями с севера.

5. ВЫВОДЫ

Оценки водообмена между Тихим океаном и Охотским морем через Курильские проливы на основе результатов моделирования RIAMOM показывают следующее. Наиболее важными проливами Курильской гряды являются проливы Буссоль, Крузенштерна, Фриз, Екатерина, Четвертый, проливы Надежды и Уруп (в порядке убывания значимости). На эти проливы приходится около 95% общего водообмена между морем и океаном (табл. 1). Одним из важных результатов исследования является то, что роль проливов Буссоль и Крузенштерна в водообмене ранее была значительно переоценена. Это становится понятным, если посмотреть на вклад каждого пролива в водообмен между Тихим океаном и Охотским морем на разных глубинах. Большой вклад проливов Крузенштерна и Буссоля является следствием их глубины. В активном двухсотметровом слое вклад проливов Четвертого Курильского, Фриза и Екатерины в водообмен сопоставим с вкладом проливов Крузенштерна и Буссоля (табл. 2).

Лагранжево моделирование переноса тихоокеанских вод в поверхностном слое показывает, что на него сильно влияет ветер, при этом широко распространенные пути переноса наблюдаются при сильных северных или северо-восточных ветрах. Важнейшими путями переноса на поверхности к северо-западному шельфу Охотского моря являются Западно-Камчатское течение и надсклоновая ветвь Северо-Охотского течения. Тихоокеанская вода переносится Западно-Камчатским течением к северному побережью Охотского моря, затем эта вода переносится прибрежной ветвью Северо-Охотского течения и в конечном итоге впадает в Восточно-Сахалинское течение. В приповерхностном слое (50 м) тихоокеанская вода переносится Западно-Камчатским течением и надсклоновой ветвью Северо-Охотского течения. На этой глубине Срединное течение формируется внутренними водами Охотского моря, а все тихоокеанские воды впадают в Восточно-Сахалинское течение. На глубине ниже 200 м тихоокеанские воды все равно не доходят до северного шельфа Охотского моря. На глубине 500 м и

глубже водообмен между Тихим океаном и Охотским морем значительно меньше из-за слабых течений на таких глубинах. Было обнаружено, что пути вытока воды из моря в целом соответствуют основным путям втока в море.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа поддержана Российским научным фондом (проект 19-17-00006). В рамках Государственного задания ТОИ ДВО РАН разработано программное обеспечение для расчета лагранжевых карт (проект № 121021700341-2). Модель Охотского моря была создана в Суперкомпьютерном отделе и Центре информационных технологий (Токийский университет, Япония) и в ЦКП “Дальневосточный вычислительный ресурс” ИАПУ ДВО РАН (<https://cc.dvo.ru>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Stabeno P.J., Reed R.K., Overland J.E.* Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio // *J. Oceanography*. 1994. V. 50(6). P. 653–662.
2. *Самко Е.В., Новиков Ю.В.* Среднегодовое географическое строение циркуляции вод Прикурильского района Тихого океана // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 1. С. 5–10.
3. *Samko E.V., Glebova S.Y., Petruk V.M.* The influence of atmospheric processes on the water circulation off the west Kamchatka coast // *PICES Scientific Reports*. 2004. V. 26. P. 7–12.
4. *Андреев А.Г., Шевченко Г.В.* Межгодовая изменчивость переноса вод Восточно-Камчатским и Восточно-Сахалинским течениями и их влияние на концентрацию растворенного кислорода в Охотском море и тихоокеанской субарктике // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 10. С. 70–79.
5. *Katsumata K., Yasuda I.* Estimates of non-tidal exchange transport between the Sea of Okhotsk and the North Pacific // *J. Oceanogr.* 2010. V. 66(4). P. 489–504.
6. *Figurkin A.L., Ovsyannikov E.E.* Influence of oceanological conditions of the West Kamchatka shelf waters on spawning grounds and on pollock egg distribution // *PICES Scientific Reports*. 1999. V. 12. P. 107–114.
7. *Figurkin A.L., Zhigalov I.A.* Seasonal variability and specificity of the oceanological conditions in the northern Okhotsk Sea in 1997 // *PICES Scientific Reports*. 1999. V. 12. P. 55–60.
8. *Гладышев С.В., Хен Г.В.* Распространение тихоокеанских вод в Охотском море // *Докл. АН*. 2004. Т. 397. № 6. С. 823–826.
9. *Васильев А.С., Храпченков Ф.Ф.* Сезонная изменчивость циркуляции вод и водообмена Охотского моря с Тихим океаном // *Метеорология и гидрология*. 1998. № 6. С. 59–67.
10. *Matsuda J., Mitsudera H., Nakamura T., Sasajima Y., Hasumi H., Wakatsuchi M.* Overturning circulation that ventilates the intermediate layer of the Sea of Okhotsk and the North Pacific: The role of salinity advection // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2015. V. 120. № 3. P. 1462–1489.
11. *Пищальник В.М., Архипкин В.С., Юрасов Г.И., Ермоленко С.С.* Сезонные вариации циркуляции вод в прибрежных районах острова Сахалин // *Метеорология и гидрология*. 2003. № 5. С. 87–96.
12. *Гладышев С.В., Хен Г.В., Кантаков Г.А.* Межгодовая изменчивость формирования охотоморских промежуточных вод // *Докл. АН*. 2004. Т. 398. № 5. С. 691–695.
13. *Шевченко Г.В., Частиков В.Н.* Сезонные и межгодовые вариации океанологических условий в юго-западной части Охотского моря // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 3. С. 69–85.
14. *Шевченко Г.В., Частиков В.Н.* Сезонные вариации океанологических условий у юго-восточного побережья Сахалина // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 8. С. 70–86.
15. *Кусайло О.В., Шевченко Г.В., Частиков В.Н.* Экстремальные неперидические течения в районе северо-восточного шельфа острова Сахалин // *Докл. АН*. 2013. Т. 448. № 2. С. 218–223.
16. *Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В.* Восстановление термохалинных полей Татарского пролива на основе численного моделирования // *Вод. ресурсы*. 2009. Т. 36. № 6. С. 655–667.
17. *Ohshima K.I., Wakatsuchi M., Fukamachi Y., Mizuta G.* Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2002. V. 107(C11). P. 3195.
18. *Ohshima K.I., Nakanowatari T., Riser S., Wakatsuchi M.* Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific // *Deep-Sea Res., Part A*. 2010. V. 57. P. 1247–1256.
19. *Uchimoto K., Nakamura T., Nishioka J., Mitsudera H., Yamamoto-Kawai M., Misumi K., Tsumune D.* Simulations of chlorofluorocarbons in and around the Sea of Okhotsk: Effects of tidal mixing and brine rejection on the ventilation // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2011. V. 116(C2). P. C02034.
20. *Fayman P.A., Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* New circulation features in the Okhotsk Sea from a numerical model // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2020. V. 56. P. 618–631.
21. *Fayman P.A., Yoon J.H.* The numerical simulation of seasonal variability of the upper circulation in the Okhotsk Sea // *Reports of Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University*. 2012. V. 142. P. 1–20.
22. *Ponomarev V., Fayman P., Prants S., Budyansky M., Uleysky M.* Simulation of mesoscale circulation in the Tatar Strait of the Japan Sea // *Ocean Modelling*. 2018. V. 126. P. 43–55.
23. *You S.-H., Yoon J.-H.* High-resolution numerical simulation of the Pacific Ocean // *Asia-Pacific J. Atmospheric Sciences*. 2010. V. 46. № 1. P. 97–112.

24. *Marchesiello P., McWilliams J.C., Shchepetkin A.F.* Open boundary conditions for long-term integration of regional ocean models // *Ocean Modelling*. 2001. V. 3. P. 1–20.
25. *Леонов А.К.* Региональная океанография. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 766 с.
26. *Перегудин А.С.* Перенос вод и тепла в деятельном слое Охотского моря // *Тр. ДВНИГМИ*. 1976. Вып. 62. С. 174–183.
27. *Юрасов Г.И.* О расчете водообмена через проливы Японского моря // *Метеорол. и гидрол.* 1987. № 8. С. 116–118.
28. *Ponomarev V.I., Varlaty E.P., Cheranyev M.Y.* An experimental study of currents in the near-Kuril region of the Pacific Ocean and in the Okhotsk Sea // *PICES Scientific Reports*. 1996. V. 6. P. 131–137.
29. *Жабин И.А., Гладышев С.В.* Изменчивость термохалинной структуры вод в проливе Крузенштерна // *Метеорология и гидрология*. 1998. № 1. С. 63–70.
30. *Ванин Н.С., Юрасов Г.И.* Водообмен между Охотским морем и Тихим океаном в проливах Буссоль и Крузенштерна // *Метеорология и гидрология*. 1998. № 7. С. 79–86.
31. *Супранович Т.И., Юрасов Г.И., Кантакоев Г.А.* Непериодические течения и водообмен в проливе Лаперуза // *Метеорология и гидрология*. 2001. № 3. С. 80–84.
32. *Shevchenko G.V., Kantakov G.A., Chastikov V.N.* Current mooring observations in the area of the South Kuril Islands // *PICES Scientific Reports*. 2009. V. 36. P. 128–133.
33. *Зырянов В.Н.* К вопросу о водообмене через северные Курильские проливы // *Океанология*. 1974. Т. 4. № 1. С. 16–21.
34. *Vasiliev A.S., Khrapchenkov F.F.* Seasonal variability of integral water circulation in the Okhotsk Sea // *PICES Scientific Reports*. 1996. V. 6. P. 158–166.
35. *Козлов В.Ф.* Расчет уровенной поверхности в Охотском море // *Труды ДВНИГМИ*. 1972. Вып. 37. С. 37–43.
36. *Talley L.D., Nagata Y.* The Okhotsk Sea and Oyashio Region // *PICES Scientific Reports*. 1995. V. 2. P. 227.
37. *Katsumata K., Yasuda I., Kawasaki Y.* Direct current measurements at Kruzshsterna Strait in summer // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 2. P. 319–322.
38. *Yasuda I., Kouketsu S., Katsumata K., Ohiwa M., Kawasaki Y., Kusaka A.* Influence of Okhotsk Sea intermediate water on the Oyashio and North Pacific intermediate water // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2002. V. 107(C12). P. 3237.
39. *Богданов К.Т., Мороз В.В.* Гидрологические условия зоны Курильских проливов в летний сезон // *Океанология*. 1998. Т. 38. № 6. С. 813–821.
40. *Rogachev K.A., Verkhunov A.V.* Circulation and water mass structure in the southern Okhotsk Sea, as observed in summer, 1994 // *PICES Scientific Reports*. 1996. V. 6. P. 144–149.
41. *Katsumata K., Ohshima K.I., Kono T., Itoh M., Yasuda I., Wakatsuchi M.* Intensive direct current measurements at the Bussol Strait // *Proc. of 2th Meeting on the Physical Oceanography of Sea Straits*. Villefranche, France. 2002. P. 139–142.
42. *Katsumata K., Ohshima K.I., Kono T., Itoh M., Yasuda I., Volkov Y.N., Wakatsuchi M.* Water exchange and tidal currents through the Bussol' Strait revealed by direct current measurements // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2004. V. 109(C9). P. C09S06.
43. *Kurashina S., Nishida K., Nakabayashi S.* On the open water in the south-eastern part of the frozen Okhotsk Sea and the currents through the Kurile Islands // *J. Oceanogr. Soc. Jpn.* 1967. V. 23. № 2. P. 57–62.
44. *Talley L.D.* An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific // *Deep-Sea Res., Part A*. 1991. V. 38. P. 171–190.
45. *Yasuda I., Okuda K., Shimizu Y.* Distribution and modification of North Pacific intermediate water in the Kuroshio–Oyashio interfrontal zone // *J. Physical Oceanography*. 1996. V. 26. № 4. P. 448–465.
46. *Yasuda I.* Hydrographic structure and variability in the Kuroshio–Oyashio transition area // *J. Oceanography*. 2003. V. 59. № 4. P. 389–402.
47. *Talley L.D.* North Pacific Intermediate Water formation and the role of the Okhotsk Sea // *PICES Scientific Reports*. 1996. V. 6. P. 150–157.
48. *Kida S., Qiu B.* An exchange flow between the Okhotsk Sea and the North Pacific driven by the East Kamchatka Current // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2013. V. 118. P. 6747–6758.
49. *Пранц С.В., Пономарев В.И., Будянский М.В., Файман П.А.* Лагранжев анализ перемешивания и переноса вод в морских заливах // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2013. Т. 49. № 1. С. 91–106.
50. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y.* Lagrangian study of surface transport in the Kuroshio Extension area based on simulation of propagation of Fukushima-derived radionuclides // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2014. V. 21. № 1. P. 279–289.
51. *Prants S.V., Uleysky M.Y., Budyansky M.V.* Lagrangian Oceanography: Large-scale Transport and Mixing in the Ocean. *Physics of Earth and Space Environments*. Springer, 2017. 273 p.
52. *Prants S.V.* Chaotic Lagrangian transport and mixing in the ocean // *The European Physical J. Special Topics*. 2014. V. 223. № 13. P. 2723–2743.
53. *Prants S.V., Andreev A.G., Budyansky M.V., Uleysky M.Y.* Impact of the Alaskan Stream flow on surface water dynamics, temperature, ice extent, plankton biomass, and walleye pollock stocks in the eastern Okhotsk Sea // *J. Marine Systems*. 2015. V. 151. P. 47–56.

Simulated Pathways of the Northwestern Pacific Water in the Okhotsk Sea

P. A. Fayman¹, S. V. Prants^{1, *}, M. V. Budyansky¹, and M. Yu. Uleysky¹

¹*Pacific Oceanological Institute RAS, Baltiiskaya str., 43, Vladivostok, 690041 Russia*

**e-mail: prants@poi.dvo.ru*

Water exchange between the Pacific Ocean and the Okhotsk Sea through the Kuril Straits and transport of Pacific waters into and from the Okhotsk Sea are studied. These studies are based on retrospective simulation for the period from 1991 to 2000 by eddy-permitting OGCM RIAMOM and Lagrangian analysis. The volume transport occurs mainly through the seven straits, Bussol, Kruzenshtern, Friz, Ekaterina, Fourth, Nadezhda and Urup straits (in decreasing order of significance). These straits were shown to be responsible for about 95% of total water exchange. We found that the contribution of the Bussol and Kruzenshtern straits in the ocean–sea exchange was considerably overestimated previously. In the active upper 200 m layer, the contribution of the Fourth, Friz and Ekaterina straits is comparable with that of the Kruzenshtern and Bussol straits. Estimations of the depth-integrated transport and transport in the representative model layers in different seasons show that the Northwestern Pacific Water enters the Okhotsk Sea mainly through the northern Kuril Straits, namely, the Kruzenshtern and Fourth straits. The Okhotsk Sea Mode Water flows from the Sea in the upper 200 m layer mainly through the Friz, Ekaterina, Bussol and Urup straits (in decreasing order of significance). Lagrangian simulation reveals the main transport pathways of ocean water into and from the Okhotsk Sea. In the surface and near surface layers, this water is transported to the northwestern shelf of the Sea by the West Kamchatka Current (especially in winter and spring) and by the over slope branch of the North Okhotsk Current. Then it is transferred by the coastal branch of the North Okhotsk Current and flows into the East Sakhalin Current. At depth below 200 m, the ocean water does not reach the northern shelf anyway. At depths of 500 m and deeper, the water exchange between the ocean and the Okhotsk Sea is insignificant because of weak currents at such depths. The simulation results are found to be in a reasonable agreement with instrumental measurements and satellite data.

Keywords: Okhotsk Sea, Numerical circulation model RIAMOM, volume transport through the Kuril Straits, Lagrangian maps