УДК 551.510.534+550.388.8

МИКРОВОЛНОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД НИЖНИМ НОВГОРОДОМ ЗИМОЙ 2017–2018 ГОДОВ

М. В. Беликович^{*}, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов, А. А. Красильников, А. А. Швецов, А. М. Фейгин

Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород, Россия

Представлены результаты наземных микроволновых измерений эволюции вертикального содержания озона в средней атмосфере над Нижним Новгородом ($56^{\circ}20'$ с. ш., 44° в. д.) зимой 2017–2018 годов. Выполнено их сопоставление с данными спутникового зондирования, полученными с помощью прибора MLS на спутнике Aura, и с данными реанализа ERA5. В частности, установлена степень зависимости содержания озона в стратосфере от положения границы полярного вихря по отношению к пункту наблюдения на разных высотах. Зарегистрировано, что в январе 2018 года вихрь приблизился к Нижнему Новгороду и далее вплоть до развала вихря (12 февраля) его граница осциллировала над городом, так что внутри или снаружи вихря попеременно оказывались разные высотные эшелоны. Такая динамика вихря наиболее заметно повлияла на эволюцию стратосферного максимума содержания озона, положение которого отслеживало изменение границы вихря и квазипериодически менялось в диапазоне высот $30 \div 35$ км. Результаты наземного микроволнового зондирования в среднем дают меньшее относительное содержание озона, чем данные MLS с максимумом систематической разницы около 0,8 частиц на миллион на высотах $38 \div 39$ км. Тем не менее, мы зарегистрировали заметно более чёткую реакцию содержания озона на изменение структуры вихря над Нижним Новгородом, чем в случае спутниковых данных и данных реанализа.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование аномальных явлений в атмосфере Земли, происходящих под влиянием различного рода возмущений, которые обладают широким спектром пространственных и временных масштабов, требует проведения регулярного мониторинга термической структуры атмосферы и её газового состава, включая состояние озонового слоя. Достаточно давно была обнаружена зависимость изменчивости озонового слоя средних и полярных широт северного полушария от пространственно-временной динамики зимнего полярного циклона. Известно, что арктический вихрь адиабатически изолирует полярный озон и создаёт необходимые условия (прежде всего, низкие температуры) для его разрушения. В то же время, вихрь подвергается значительным возмущениям, вызываемым спорадическим усилением и распространением планетарных волн из тропосферы в стратосферу и их взаимодействием с зональной циркуляцией. В результате полярный вихрь ослабляется, смещается от полюса или разделяется на две части, при этом регистрируются внезапные (до 70 К) стратосферные потепления и значительные колебания содержания озона, особенно вблизи границы вихря. В сезоны с низкой волновой активностью наблюдается высокая стабильность вихря и увеличение времени его существования, что негативным образом сказывается на общем содержании озона в северном полушарии. Так, например, в начале 2011 года впервые зафиксировано возникновение огромной озоновой дыры над Арктикой, площадь которой составила около 2 · 10⁶ км² [1]. После необычно позднего весеннего разрушения циркумполярного вихря осколки этой дыры были обнаружены над Северной Канадой, Северной Европой, Центральной Россией и Северо-Восточной Азией. В этой связи следует также отметить эпизоды регистрации очень низких (до 200 единиц Добсона) значений общего содержания озона

^{*} belikovich@ipfran.ru

над арктической территорией России в январе-феврале 2016 года, вызванные особенностями динамики циркумполярного вихря в это время [2, 3]. Учитывая важную роль озона, существенным образом влияющего на термический режим стратосферы и её газовый состав, очевидна необходимость непрерывного контроля состояния озонового слоя, особенно в зимне-весенний период.

Экспериментальное наблюдение пространственно-временной эволюции содержания озона на высотах средней атмосферы проводится с помощью двух групп методов: контактных и дистанционных. Контактные измерения осуществляются посредством самолётов, озонозондов и стратостатов и, как правило, обеспечивают более высокую точность. При этом они имеют существенные ограничения по высоте (примерно 25 км для самолётов, 30÷35 км для зондов и 45÷50 км для стратостатов), являются сравнительно дорогостоящими и потому проводятся лишь эпизодически. Дистанционные методы позволяют зондировать атмосферу в существенно большем диапазоне высот. Они реализованы к настоящему времени с помощью двух классов приборов: приборов, предназначенных для исследования атмосферы со спутников, и приборов наземного базирования. Аппаратура, установленная на геостационарных спутниках, измеряет общее содержание озона с высоким временным и горизонтальным разрешением на огромной территории в окрестности подспутниковой точки, однако не позволяет проводить мониторинг его вертикального распределения. Такие измерения осуществляются с помощью приборов на низкоорбитальных спутниках, чьё быстрое орбитальное движение относительно Земли позволяет проводить глобальный (особенно в случае полярной орбиты) мониторинг содержания озона, однако сканирование в «нужном» месте проводится с довольно редким периодом повторяемости. Так, например, если рассматривать данные MLS Aura, то в круг с центром в Нижнем Новгороде (56° с. ш., 44° в. д.) и диаметром 300 км попадает в среднем 1÷2 измерения вертикального профиля концентрации озона в сутки. Это неизбежно приводит к недостаточному временному разрешению при изучении быстрых (с характерными временами от десятков минут до нескольких часов) локальных процессов, например, когда интересующая нас географическая точка находится в непосредственной близости от границы циркумполярного вихря.

В отличие от спутниковых наблюдений, дистанционное зондирование средней атмосферы с поверхности Земли позволяет, в принципе, проводить измерения профилей содержания озона с высоким временным разрешением и потенциально в месте с любыми горизонтальными координатами. В настоящее время они измеряются с помощью ультрафиолетовых спектрофотометров [4–6], инфракрасных фурье-спектрометров [7–11], лидаров (лазерная локация) [12, 13] и пассивных микроволновых спектрорадиометров [14–18]. В первом случае используется метод Umkehr [4–6], поэтому измерения профилей содержания озона проводятся, когда Солнце находится довольно низко над горизонтом (как правило, при зенитных углах от 60° до 90°). Второй метод позволяет восстанавливать профиль содержания озона вплоть до 40÷45 км, но только в дневное время, поскольку он основан на измерениях спектров поглощения солнечного излучения. В свою очередь, лидарные измерения эффективны только ночью. Метод пассивного микроволнового зондирования в соответствующих «окнах» прозрачности атмосферы основан на наблюдениях нисходящего радиотеплового излучения атмосферных молекул, имеющих вращательные спектры в диапазонах миллиметровых и субмиллиметровых волн. По сравнению с другими диапазонами длин волн микроволновые измерения не привязаны к времени суток (т.е. являются круглосуточными) и, в отличие от оптического и инфракрасного диапазонов, менее зависят от погодных условий и присутствия аэрозольной компоненты атмосферы.

Эффективность наземного микроволнового зондирования для изучения влияния эволюции полярного вихря на состояние озонового слоя показана в работах [19–22]. В частности, в работе [21] представлены результаты первых одновременных микроволновых измерений содержания озона и температуры средней атмосферы в короткий период внезапного стратосферного потеп-

ления. При этом использовался мобильный спектрорадиометр нового поколения, работающий в диапазоне частот в окрестности частоты вращательного перехода озона 110836,04 МГц [23] и использующий цифровой анализатор спектра быстрого преобразования Фурье с высоким спектральным разрешением.

В данной работе представлены результаты длительных наземных микроволновых наблюдений вертикального профиля концентрации озона над Нижним Новгородом в зимне-весенний период 2017–2018 годов. Измерения осуществлялись с помощью модернизированного варианта прибора [23] с более широкой полосой анализируемых частот, обладающего более высокой чувствительностью благодаря применению высокочастотного малошумящего усилителя [24]. Проведён качественный анализ изменчивости вертикального распределения концентрации озона в декабре– марте 2017–2018 годов в сравнении с данными спутникового зондирования, полученными с помощью прибора MLS на космическом аппарате Aura.

1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Экспериментальная кампания по микроволновому мониторингу содержания озона в средней атмосфере проводилась с помощью мобильного микроволнового спектрорадиометра (озонометра). Данный прибор сконструирован по классическому принципу супергетеродинного приёма и анализа радиоизлучения атмосферы в миллиметровом диапазоне длин волн на промежуточной частоте. Он включает в себя рупорную антенну, систему внутренней калибровки интенсивности принимаемого радиоизлучения (модулятор-калибратор), приёмник миллиметрового радиоизлучения, цифровой анализатор спектра быстрого фурье-преобразования Acqiris и систему управления, сбора и обработки данных на базе ноутбука или персонального компьютера. Неохлаждаемый озонометр [24], настроенный на центральную частоту вращательного перехода молекулы озона $6_{0.4} - 6_{1.3}$, равную 110,83604 ГГц, имеет полосу анализа около 1 ГГц, спектральное разрешение 61 кГц, число спектральных каналов 16384. Суммарная масса прибора не превышает 10 кг. В данном варианте озонометра с целью снижения шумовой температуры приёмника на его входе был установлен малошумящий усилитель высокой частоты, работающий в частотном диапазоне 109÷113 ГГц, имеющий коэффициент усиления 20 дБ и шумовую температуру около 1000 К. Это позволило снизить общую шумовую температуру спектрорадиометра до 1500 К (в режиме однополосного приёма), что сравнимо с лучшими зарубежными образцами неохлаждаемых радиометров миллиметрового диапазона длин волн.

Типичное время накопления сигнала для регистрации одного спектра, по которому далее проводится восстановление профиля концентрации озона, составляет от 15 до 30 мин. При таком усреднении случайная погрешность измерения яркостной температуры в одном спектральном канале находится в пределах от 0,4 до 0,28 К соответственно. Отметим, что высокое временно́е разрешение делает возможным исследование быстрых атмосферных процессов с характерными временами много меньше суток.

Важной особенностью микроволнового озонометра является использование в нём новой системы калибровки измеряемых сигналов по внутреннему электрически управляемому шумовому источнику (модулятору-калибратору). Данное устройство представляет собой компактную волноводную секцию с вмонтированным в неё чипом с цепочками диодов с барьером Шоттки, размещённую на входе приёмного тракта. Первичная однократная калибровка самого модулятора-калибратора проводится по внешним эталонам — согласованным нагрузкам, находящимся при температуре кипящего азота и при температуре окружающей среды. Термостатирование модулятора-калибратора и всего радиометра позволяет заметно улучшить точность калибровки принимаемого и анализируемого сигнала. В целом, использование модулятора-

калибратора дало возможность уменьшить габариты всего комплекса и исключить необходимость постоянного использования жидкого азота во время измерений, что не всегда возможно в экспедиционных условиях. Модулятор–калибратор продемонстрировал хорошую стабильность характеристик в течение всего периода измерительной кампании. Более подробная информация о технических характеристиках модулятора–калибратора и спектрорадиометра, а также о методике калибровки изложена в работах [24, 25].

Систематические ошибки в калибровочных спектрах, особенно имеющие частотную зависимость, приводят к соответствующим ошибкам в восстановленных распределениях содержания озона. Наиболее распространённой проблемой при абсолютной калибровке с использованием холодной и тёплой эталонных нагрузок является интерференция собственного излучения приёмника с отражённым (от антенны) его сигналом. Для эффективного нивелирования этого явления во входной тракт приёмника был установлен вентиль, подавляющий излучение из приёмника в направлении антенны. Кроме того, во время абсолютной калибровки осуществляется возвратнопоступательное движение (вибрирование) зеркала, направляющего радиометр на калибровочную цель, с регулируемой частотой и амплитудой, что обеспечивает модуляцию оптического пути [26, 27] и в результате также снижает уровень указанной интерференции. Были проведены дополнительные наблюдения калибровочных целей с модуляцией оптического пути, но при другом (изменённом на несколько сантиметров) расстоянии до вибрирующего зеркала. Было установлено, что яркостные температуры эталонов можно считать не зависящими от частоты во всём анализируемом диапазоне частот. Усреднение результатов наблюдения калибровочных целей по окну с шириной 1 МГц (16 каналов) также не выявило спектральных особенностей с амплитудами больше случайной неопределённости, которая при усреднении по 16 каналам составляет примерно 0,1 К при времени накопления сигнала 15 мин. Иными словами, можно считать, что вызванная калибровкой систематическая погрешность не превосходит 0,1 К.

Измерение количества озона в средней атмосфере осуществлялось с поверхности Земли методом микроволнового дистанционного пассивного зондирования [19, 20], с помощью которого регистрировался спектр нисходящего радиоизлучения атмосферы в окрестности линии вращательного спектра этого газа. Полученные зависимости интенсивности линии O₃ от частоты позволяют на основе уравнения переноса теплового радиоизлучения в атмосфере решить обратную задачу восстановления данных о вертикальном распределении озона в атмосфере.

Сама процедура измерений была следующей. Микроволновый озонометр размещался в лаборатории Института прикладной физики РАН вблизи оконного проёма, закрытого радиопрозрачной лавсановой плёнкой. Приём радиоизлучения атмосферы осуществлялся под постоянным зенитным углом 70°. Наблюдения выполнялись под управлением персонального компьютера, оснащённого программным обеспечением, которое полностью автоматизирует процесс измерения принимаемого радиоизлучения атмосферы и его калибровку, обеспечивая получение спектров излучения атмосферы в линии озона с различным временем накопления и частотным разрешением.

2. МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА

Статистически корректное восстановление профилей озона по радиометрическим данным осуществляется методом оптимальной оценки (Optimal Estimation Method) [28, 29] (с фундаментальной точки зрения вопрос рассмотрен в [30, 31]). Он основан на байесовом подходе, т. е. рассмотрении условной вероятности возможного решения. На основе физической модели измерений, предположения об аддитивности шума, априорных данных, выбора класса функций, параметризующих искомый профиль озона, и теоремы Байеса проводится построение апостериорной плотности

вероятности. Результатом восстановления считается наиболее вероятный профиль концентрации озона, соответствующий максимуму этой плотности вероятности.

Математическая модель, связывающая спектр собственного излучения атмосферы с искомым профилем относительной концентрации озона N_{O_3} , выглядит следующим образом:

$$F_{j}(\mathbf{x}, \mathbf{b}) = T_{j}^{\text{bias}} + \left(\frac{b_{3} - T_{j}^{\text{bias}}}{b_{3}}\right) \int_{z_{\text{tropo}}}^{z_{\infty}} K_{j}[T(z), P(z)]T(z)N_{O_{3}}^{\text{abs}}(\mathbf{x}, z) \times \\ \times \exp\left\{-\int_{z_{\text{tropo}}}^{z} K_{j}[T(z'), P(z')]N_{O_{3}}^{\text{abs}}(\mathbf{x}, z')\frac{\mathrm{d}z'}{\cos\theta}\right\} \frac{\mathrm{d}z}{\cos\theta}.$$
(1)

Здесь F_j — измеряемая яркостная температура атмосферы в *j*-м спектральном канале с частотой ν_j , θ — зенитный угол направления приёма излучения, $N_{O_3}^{abs}(\mathbf{x}, z) = P(z)N_{O_3}(\mathbf{x}, z)/[k_BT(z)]$ абсолютная концентрация озона, k_B — постоянная Больцмана, K_j — коэффициент поглощения озона в *j*-м спектральном канале, T(z) и P(z) — высотные профили температуры и давления соответственно (берутся из подходящих по времени и пространству данных MLS Aura [32]). Вектор $\mathbf{x} = \{x_i\}$ определяет профиль относительной концентрации озона $N_{O_3}(\mathbf{x}, z)$ посредством кусочно-линейной параметризации. Вектор дополнительных параметров модели $\mathbf{b} = \{b_1, b_2, b_3\}$ параметризует влияние тропосферы следующим образом. Первое слагаемое в правой части (1) описывает наблюдаемую яркостную температуру излучения тропосферы:

$$T_j^{\text{bias}} = b_2 \left(\nu_j - \nu_0\right) + b_1,\tag{2}$$

где ν_0 — произвольная фиксированная частота, для удобства выбранная равной резонансной частоте вращательных переходов озона 110,83604 ГГц, величина b_3 соответствует эффективной термодинамической температуре тропосферы [33], множитель перед вторым слагаемым в правой части (1) описывает тропосферное поглощение. Интегрирование в (1) проводится по высоте z (z') в пределах от $z_{\rm tropo} = 16$ км до $z_{\infty} = 100$ км. Нижний предел соответствует условной верхней границе тропосферы, верхний — условной верхней границе атмосферы. Модель (1) описывает линию Фогта с аппроксимацией поглощения тропосферы [33] в приближении Рэлея—Джинса (см. раздел 1.2.4 работы [34]).

Восстановление профиля концентрации озона сводится к минимизации следующего функционала относительно векторов \mathbf{x} и \mathbf{b} :

$$L(\mathbf{x}, \mathbf{b}) = [\mathbf{R} - F(\mathbf{x}, \mathbf{b})]^{\mathrm{T}} \mathbf{S}^{-1} [\mathbf{R} - F(\mathbf{x}, \mathbf{b})] + (\mathbf{x} - \mathbf{x}_{\mathrm{a}})^{\mathrm{T}} \mathbf{\Sigma}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_{\mathrm{a}}).$$
(3)

Здесь Σ — ковариационная матрица априорного ансамбля, Σ^{-1} — обратная ей матрица, \mathbf{R} — измеренные яркостные температуры, \mathbf{x}_{a} — среднее априорного ансамбля, \mathbf{S}^{-1} — обратная ковариационная матрица шума. Матрица \mathbf{S}^{-1} диагональна, $S_{jj}^{-1} = 1/\sigma_{j}^{2}$, где σ_{j} — среднеквадратичная ошибка в *j*-м спектральном канале. Первое слагаемое в (3) традиционно называют невязкой, второе — регуляризирующим, или априорным, слагаемым.

Отметим, что выражение $\exp[-L(\mathbf{x}, \mathbf{b})/2]$ описывает ненормированную плотность вероятности в рамках байесова подхода (подробнее см. [29]). Это позволяет оценивать доверительный интервал решения посредством семплирования полученной плотности вероятности.

Выбор априорных ограничений, определяемых Σ^{-1} и \mathbf{x}_{a} , существенно влияет на результат восстановления. В данной работе для определения \mathbf{x}_{a} используются данные измерений озона MLS

М. В. Беликович, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов и др.

Аига за период 2004–2017 годов, попадающие в 600-километровую окрестность Нижнего Новгорода. При этом для каждого номера дня t наземных измерений в году формируется свой априорный ансамбль, включающий в себя все спутниковые профили озона, попадающие в 15-суточную окрестность t, но в другие годы. Например, для восстановления профилей, которые отвечают спектрам, измеренным 16 января 2018 года, для определения \mathbf{x}_{a} брались все профили MLS Aura, попадающие в интервал от 1 января до 31 января 2004–2017 годов. Ковариационная матрица априорного ансамбля Σ в данной процедуре является результатом объединения двух корреляционных матриц — ковариационной матрицы измерений озона MLS Aura Σ_{MLS} и матрицы Σ_{x} , используемой в работе [35]:

$$\boldsymbol{\Sigma}^{-1} = \boldsymbol{\Sigma}_{\text{MLS}} \circ (\mathbf{W} \ \mathbf{W}^{\text{T}}) + \boldsymbol{\Sigma}_{\text{x}}^{-1} \circ [\mathbf{J} - \mathbf{W}) (\mathbf{J} - \mathbf{W})^{\text{T}})].$$
(4)

Здесь знаком \circ обозначается покомпонентное произведение (произведение Адамара или Шура), **J** — единичный вектор, **W** = { w_k } — вектор весов, определяющий плавный переход одной матрицы в другую:

$$w_{k} = \begin{cases} 1, & z_{k} < z_{\text{down}}; \\ 0.5 \left[\cos\left(\frac{z_{k} - z_{\text{down}}}{z_{\text{up}} - z_{\text{down}}} \pi \right) + 1 \right], & z_{\text{down}} \le z_{k} \le z_{\text{up}}; \\ 0, & z_{k} > z_{\text{up}}, \end{cases}$$
(5)

где z_k — высота узла, управляемого значением x_k , в кусочно-линейной параметризации $N_{O_3}(\mathbf{x}, z)$. Границы переходной области z_{down} и z_{up} выбирались равными 22 и 27 км соответственно. Для вычисления матрицы Σ_{MLS} использовались все профили, попадающие в 600-километровую окрестность пункта наблюдения. Диагональные элементы матрицы Σ_x соответствуют вариации профиля озона в 2 частицы на миллион (particle per million, ppm), в то время как её недиагональные элементы экспоненциально убывают с корреляционной длиной 3 км.

Следует отметить, что матрица Σ_x описывает более широкий априорный ансамбль, чем матрица Σ_{MLS} : её диагональные элементы больше, а взаимные корреляции высот меньше. Использование матрицы Σ_{MLS} в качестве априорной является оптимальным в смысле, описанном в главе 4 (Optimal linear inverse methods) книги [29]. В работе [35] для обработки больши́х массивов наблюдений был сделан выбор в пользу матрицы Σ_x , что приводит к уменьшению ошибки сглаживания и увеличению ошибки, связанной с шумом. Случайная ошибка эффективно уменьшается усреднением, в то время как ошибка сглаживания искажает наблюдения крупномасштабных и длительных явлений. В данной работе используется компромиссный вариант (4), который смягчает регуляризацию на высотах более 27 км и в то же время позволяет решить проблему обработки проблемных спектров. Дело в том, что при обработке многолетнего массива данных выяснилось, что в нём имеются участки, где дрейф калибровки оказался неконтролируемым. Восстановление содержания озона на этих участках с использованием матрицы Σ_x выдаёт нереалистичные профили на малых высотах (например, со значительным отрицательным содержанием озона). Таким обработки многолетнего массива данных.

Процедура восстановления реализована в оригинальном программном коде. Минимизация функционала проводится посредством алгоритма BFGS [36] в реализации GSL [37]. Для семплирования плотности вероятности используется модификация алгоритма MCMC [38] в оригинальном исполнении.

3. АНАЛИЗ ОШИБОК ВОССТАНОВЛЕНИЯ

В дистанционном зондировании атмосферы сложился общепринятый набор методик, применяемых для анализа ошибок восстановления, в соответствие с формализмом, разработанным К. Роджерсом [39]. В их основе лежит рассмотрение линеаризованной процедуры восстановления вблизи, например, среднего априорного профиля восстанавливаемой характеристики атмосферы. Во-первых, это позволяет оценить вклад малых ошибок (как систематических, так и случайных), во-вторых, даёт возможность использовать мощный и общеизвестный аппарат линейной алгебры. Здесь и далее мы будем использовать терминологию [28, 29].

Линеаризация метода оптимальной оценки в окрестности априорного профиля приводит к следующей оценке ошибки восстановления:

$$\mathbf{x}_{\rm ret} - \mathbf{x}_{\rm tru} = (\mathbf{A} - \mathbf{I})(\mathbf{x}_{\rm tru} + \mathbf{x}_{\rm a}) + G\boldsymbol{\varepsilon},\tag{6}$$

$$\mathbf{A} = \mathbf{G}\mathbf{K},\tag{7}$$

$$\mathbf{G} = (\mathbf{K}^{\mathrm{T}} \mathbf{S}^{-1} \mathbf{K} + \boldsymbol{\Sigma}^{-1})^{-1} \mathbf{K}^{\mathrm{T}} \mathbf{S}^{-1}.$$
(8)

Здесь **К** — матрица производных прямой задачи (1), **І** — единичная матрица, \mathbf{x}_{ret} — результат восстановления, \mathbf{x}_{tru} — вектор, соответствующий истинному профилю относительной концентрации озона, $\boldsymbol{\varepsilon}$ — вектор шума измерений. Матрица **G** характеризует линеаризованную процедуру восстановления. Матрица сглаживающих (усредняющих) ядер задачи **A** описывает искажения результата восстановления, обусловленные как прямой задачей (физикой измерений), так и используемой априорной информацией. След матрицы (7) является оценкой информационной составляющей задачи. Он равен количеству «степеней свободы сигнала» — оценке количества независимых частей информации, содержащихся в измерении, относящихся к «сигналу» (в нашем случае, профилю относительной концентрации озона). Первое слагаемое в правой части выражения (6) отвечает за ошибку сглаживания, а второе — за ошибку, связанную с шумом измерений. Поскольку векторные величины \mathbf{x}_{tru} и $\boldsymbol{\varepsilon}$ неизвестны для конкретного измерения, мы располагаем только статистическими оценками данных величин: корреляционными матрицами $\boldsymbol{\Sigma}_{MLS}$ и **S** соответственно. Этого достаточно, чтобы оценить статистические характеристики ошибок:

$$\mathbf{S}_{\text{avg}} = (\mathbf{A} - \mathbf{I}) \, \boldsymbol{\Sigma}_{\text{MLS}} \, (\mathbf{A} - \mathbf{I})^{\text{T}},\tag{9}$$

$$\mathbf{S}_{\text{noise}} = \mathbf{G}\mathbf{S}\mathbf{G}^{\mathrm{T}},\tag{10}$$

где S_{avg} — корреляционная матрица ошибки сглаживания на ансамбле профилей, описываемом корреляционной матрицей Σ_{MLS} , S_{noise} — корреляционная матрица ошибки, вызванной шумом измерений.

Численные эксперименты показывают, что при фиксированном поглощении тропосферы результаты анализа ошибок (матрица сглаживающих ядер) слабо меняются в зависимости от точки линеаризации. Поглощение тропосферы, определяемое отношением b_1/b_3 , варьируется в широких пределах, что приводит к существенным количественным изменениям в результатах анализа ошибок. Поэтому для начала приведём характеристики восстановления при относительно благоприятных условиях наблюдений, а затем рассмотрим их зависимость от тропосферного поглощения.

На рис. 1 представлены сглаживающие ядра (строки матрицы (7)) при $b_1 = 110$ К и $b_3 = 259$ К. Отметим, что диапазон изменения величины b_3 примерно соответствует диапазону изменения приземной температуры. Поэтому он значительно меньше, чем диапазон изменения b_1 , так что в этом разделе будем отождествлять величину поглощения с b_1 . Из рис. 1 можно видеть, что ядра представляют собой осциллирующие функции с максимумом на высоте, соответствующей номеру ядра. С увеличением номера ядра, т.е. рассматриваемой высоты, амплитуда ядра

М. В. Беликович, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов и др.



Рис. 1. Сглаживающие ядра (чёрные линии) и чувствительность χ (пурпурная линия) для условий наблюдения, описанных в тексте. Шкала для чувствительности показана пурпурным цветом и расположена в верхней части графика



Рис. 2. Два способа определения высотного разрешения по матрице сглаживающих ядер: по уровню, соответствующему половине максимума каждого ядра (FWHM, сплошная кривая) и с помощью нахождения слоёв (штриховая кривая с маркерами)

уменьшается, а сама функция становиться шире. Эта тенденция нарушается при пересечении высот 46 и 62 км, где ядра имеют излом и значения функций резко возрастают. Это вызвано тем, что на этих высотах происходит смена шага сетки параметризации профиля относительной концентрации озона. На рис. 1 также представлена характеристика, называемая чувствительностью (sensitivity [40] или measurements response [41]) и представляющая собой сумму всех элементов строки матрицы (7). Близость этой характеристики к 1 указывает на то, что результат восстановления определяется в основном радиометрическими измерениями, а не априорным профилем. Можно видеть, что при данных условиях наблюдений чувствительность резко падает на высотах более 70 км.

Вертикальное разрешение восстанавливаемых профилей содержания озона может быть определено различными способами [29]. Прежде всего, его можно связать с шириной сглаживающих ядер, которая определяется по уровню, соответствующему половине максимума каждого ядра (FWHM, см., например, [41]). Другой подход заключается в нахождении слоёв (диапазонов высот), в которых содержание озона восстанавливается как независимая величина (см. [40, 42]). При этом вертикальное разрешение Δz_k на высоте z_k оценивается следующим образом:

$$\Delta z_k = \min(z_{k+n(k)} - z_{k-n(k)}), \qquad h_k = \sum_{l=k-n(k)}^{k+n(k)} A_{ll} \ge 1, \tag{11}$$

где n(k) — количество соседних элементов диагонали матрицы (7), обеспечивающих выполнение условия $h_k \ge 1$. Отметим, что в этих подходах высотное разрешение рассматриваются с разных



Рис. 3. Оценка влияния ошибки калибровки σ_{cal} , вызванной интерференцией собственного излучения приёмника, на точность восстановления содержания озона



Рис. 4. Зависимость вертикального разрешения восстановления содержания озона η , определённого по ширине сглаживающих ядер, от поглощения тропосферы. Синяя линия соответствует значению $b_1 = 60$ K ($b_3 = 259$ K), зелёная — $b_1 =$ = 110 K, красная — $b_1 = 200$ K. Чёрная линия показывает оценку высотного разрешения прибора MLS на спутнике Aura

позиций, поэтому они могут давать различающиеся между собой оценки, см. рис. 2. На этом рисунке условия наблюдения соответствуют рис. 1 (т.е., $b_1 = 110$ К и $b_3 = 259$ К). Оба метода демонстрируют уменьшение разрешения с высотой с примерными значениями от 5 км (на высоте 20 км) до 20 км (на высоте 70 км). Можно видеть, что первый метод неадекватно обрабатывает особенности на 45 и 62 км, связанные с неоднородностью сетки, и в результате заметно ухудшает разрешение на данных высотах. Отметим также, что оценка с помощью второго метода жёстко привязана к шагу сетки.

Матрица (8) позволяет определить систематические погрешности, связанные с неточностью прямой задачи. В частности, можно оценить влияние возможной ошибки калибровки, вызванной остаточной интерференцией собственного излучения приёмника с его отражённым сигналом. Такую ошибку можно представить как добавление к «правильному» измеренному спектру периодического (по частоте) сигнала с неизвестной фазой и амплитудой. Для оценки влияния данного фактора на результат восстановления озона в качестве примера возьмём сигнал в виде синусоидальной функции с амплитудой 0,1 К и периодом 100 МГц, соответствующим расстоянию от антенной системы приёмника до калибровочного эталона (примерно 1,5 м). Фаза данной функции выбрана так, чтобы возмущение было симметрично относительно центра линии озона. Оценка влияния такого возмущения на точность определения содержания озона показана на рис. 3. Можно видеть, что возникающая ошибка восстановления содержания озона достигает максимума около 0,8 и 1 ррт на высотах 27 и 34 км соответственно. В то же время, антисимметричные (относительно центра линии) возмущения практически не влияют на результат восстановления. Численное моделирование показывает, что в этом случае ошибка не превышает 0,01 ррт.

Изменение поглощения тропосферы влияет на характеристики восстановления вполне предсказуемым образом: при увеличении поглощения сглаживающие ядра становятся менее локализованными по высоте, разрешение по высоте падает, опибка сглаживания растёт. На рис. 4 представлено высотное разрешение для различных условий наблюдения: максимально благоприятных, когда $b_1 = 60$ K (такие условия достигаются очень редко в очень морозные и ясные дни), типично благоприятных, когда $b_1 = 110$ K (соответствуют измерениям зимой в относительно ясную погоду), удовлетворительных, когда при $b_1 = 200$ K (пасмурные дни зимой, либо хорошая погода в весенние месяцы). Здесь разрешение оценивалось по ширине сглаживающих ядер, поскольку такой способ не привязан к сетке и способен иллюстрировать плавные изменения. Как видно на рис. 4, при изменении поглощения высотная зависимость качественно не меняется, можно отметить только незначительное смещение локального максимума на 23 км в область больши́х высот при увеличении поглощения. Для сравнения на рис. 4 приведена аналогичная величина для измерений содержания озона прибором MLS на спутнике Aura. Сглаживающие ядра MLS Aura взяты с ресурса [43]. Видно, что в силу геометрии зондирования (лимбовые измерения), высотное разрешение спутниковых приборов значительно превосходит разрешение наземных измерений.

Рисунок 5 демонстрирует зависимость количества степеней свободы задачи от поглощения. Можно видеть, что эта характеристика монотонно уменьшается от 6,6 при $b_1 = 60$ K до 3,9 при $b_1 = 220$ K.

Зависимость ошибок, определяемых формулами (9) и (10), от поглощения тропосферы представлена на рис. 6. Из него следует, что ошибка, связанная с шумом измерений, мало меняется при изменении тропосферного поглощения в диапазоне высот от 27÷60 км. В этом диапазоне обе ошибки совпадают по порядку величины, однако ошибка, связанная с шумом, доминирует на высотах более 45 км. Наиболее значимые изменения этой ошибки на высотах более 60 км связаны с потерей чувствительности на этих высотах. При



Рис. 5. Зависимость количества степеней свободы задачи восстановления содержания озона от поглощения тропосферы

большем поглощении профиль ошибки будет загибаться на меньшей высоте. На высотах до 27 км регуляризация подавляет влияние шума. Ошибка сглаживания на этих высотах не возрастает, поскольку на них сильно спадает вариация содержания озона.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Высокая изменчивость содержания озона на средних широтах в нижней части стратосферы связана с активностью полярного стратосферного вихря. В работе [19] отмечается, что в зимнее время при усилении планетарных волн нередко возникает перемещение воздуха полярного вихря из высоких широт в умеренные. При этом в стратосфере умеренных широт наблюдаются профили концентрации озона с пониженными значениями, которые характерны для внутренней замкнутой области вихря. Известно [19–21], что область вблизи границы этого вихря характеризуется значительным градиентом содержания озона и температуры. Поэтому необходимо анализировать результаты наблюдений с учётом динамики поведения вихря.

Изменение общей картины динамики средней атмосферы северного полушария за зимний период 2017–2018 годов можно наблюдать по картам потенциальной завихрённости MIMOSA [44,

М. В. Беликович, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов и др.



Рис. 6. Зависимость ошибки сглаживания $\sqrt{\text{diag } \mathbf{S}_{\text{avg}}}$ и ошибки, связанной с шумом измерений $\sqrt{\text{diag } \mathbf{S}_{\text{noise}}}$, от поглощения тропосферы (*a*); те же кривые в сравнении с корнями из диагонали матриц Σ (4) и Σ_{MLS} (*б*)

45] и другим доступным сервисам [46, 47]. В течение всей зимы 2017–2018 годов полярный стратосферный вихрь был стабилен и подвергался незначительным деформациям вследствие волновой активности. В дни 10–12 февраля 2018 года в стратосфере произошло внезапное потепление мажорного типа, в результате которого полярный вихрь разделился на две части и тёплый воздух проник в полярную шапку. Разделение произошло под влиянием планетарной волны с волновым числом 2. Предыдущее столь же сильное внезапное стратосференое потепление происходило в январе 2013 года. При этом температура в полярной стратосфере на 40 км поднялась на 40 К и более, а среднезональный ветер на 60° с. ш. изменил направление с западного на восточное. Анализ данных [48] показывает, что после внезапного стратосферного потепления главный стратосферный полярный вихрь был сосредоточен над Северной Америкой, в то время как вторая часть полярного вихря находилась над Европой и была намного слабее. В течение второй половины февраля и первой декады марта в стратосфере над Европейской территорией России наблюдалось повышенное количество озона.

При анализе локальной эволюции содержания озона над Нижним Новгородом были привлечены результаты реанализа ERA5 [49]. По этим данным с помощью метода, описанного в [50], определено положение границы полярного вихря как изолинии геопотенциала (на изобарической поверхности), средний ветер по которой максимален. Этот метод успешно использовался в анализе эволюции содержания озона во время внезапного стратосферного потепления в работах [50, 51]. Отметим, что граница вихря, как граница любого непрерывного явления, имеет условный характер. Так, например, в работе [52] указываются проблемы автоматизированного определения границы вихря. В данной работе эта характеристика служит для облегчения интерпретации эволюции вихря. Она, в частности, демонстрирует, как вышеописанная эволюция полярного вихря проявляется в окрестности наблюдательного пункта.

М. В. Беликович, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов и др.



Рис. 7. Среднесуточная вариация содержания озона над Нижним Новгородом: результаты восстановления по данным пассивного микроволнового зондирования (a); данные прибора MLS Aura (δ) ; данные реанализа ERA5 (e); временная эволюция априорного профиля, используемого в процедуре восстановления (z). Линиями обозначены пересечения положения наблюдательного пункта границей полярного вихря

На рис. 7 представлена среднесуточная эволюция содержания озона над Нижним Новгородом в диапазоне высот от 16 до 55 км. В частности, рис. 7*a* демонстрирует результаты восстановле-

М. В. Беликович, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов и др.



Рис. 8. Изменение температуры над Нижним Новгородом: данные прибора MLS Aura (a); данные реанализа ERA5 (δ) . Линиями обозначены пересечения положения наблюдательного пункта границей полярного вихря

ния профиля содержания озона по данным пассивного микроволнового зондирования. На рис. 76 изображены среднесуточные данные прибора MLS со спутника Aura, попадающие в домен с координатами $56^{\circ}20' \pm 2^{\circ}$ с. ш. и $44^{\circ}30' \pm 5^{\circ}$ в. д. Отметим, что траектория спутниковых измерений пересекает этот домен 1÷2 раза в сутки. На рис. 76 представлены данные ERA5, а на рис. 7е показана временная эволюция априорного профиля содержания озона, используемого при его восстановлении по данным наземного зондирования. Напомним, что процедура получения априорного профиля описана в разделе 3. По сути, его можно воспринимать как средний профиль относительного содержания озона над Нижним Новгородом в рассматриваемый период времени. На рис. 8 представлена эволюция температуры над Нижним Новгородом по данным MLS Aura и ERA5. Следуя работе [50], на контурные карты рис. 7*а-6* и 8 наложены линии, обозначающие положение границы вихря относительно наблюдательного пункта в зависимости от высоты. В частности, толстая чёрная линия показывает, в какое время и на какой высоте граница вихря пересекала географическое положение Нижнего Новгорода, в то время как пурпурная линия обозначает, что данная точка отстоит от границы вихря на 500 км. Обе линии получены как изолинии на карте расстояния до края вихря. Область, находящаяся за пределами вихря, показана штриховкой. Вертикальной штриховой линией на рис. 7 и 8 указана дата 12 февраля 2018 года.

Как показывает рис. 7а, в течение всего рассматриваемого периода стратосфера над Нижним

2020

Новгородом находилась внутри вихря или вблизи его границы. В частности, до конца декабря 2017 года вихрь захватывал её почти во всём эшелоне высот. В начале января 2018 года вихрь приблизился к Нижнему Новгороду, и далее вплоть до развала вихря 12 февраля 2018 года его граница осциллировала над наблюдательным пунктом, так что внутри или снаружи вихря попеременно оказывались высотные эшелоны, которые условно можно разделить высотой 33 км. Отметим, что это сопровождалось похожей эволюцией стратосферного максимума содержания озона, положение которого отслеживало изменение границы вихря и квазипериодически менялось в диапазоне высот 30÷35 км. Это известный эффект, отмеченный в ряде работ. В частности, в работе [53] сделан вывод, что граница края вихря и содержание озона находятся в противофазе. Поскольку во внутренней части вихря наблюдается пониженное содержание озона, при выходе стратосферы над точкой наблюдения из вихря содержание озона увеличивается, при входе стратосферы над точкой наблюдения из вихря содержание озона увеличивается, при входе стратосферы над точкой наблюдения из вихря — уменьшается. Отметим, что этими обстоятельствами можно объяснить появление большинства особенностей, показанных на рис. 7*a*, вплоть до момента развала вихря.

Из рис. 8 можно видеть, что до момента распада вихря эволюция температуры стратосферы над Нижним Новгородом хорошо коррелировала с движением границы вихря и в целом демонстрировала поведение, схожее с данными, представленными в работе [54], где также исследовалось внезапное стратосферное потепление зимой 2017–2018 годов, но в окрестности Харькова (56° с. ш., 36° в. д.). До расщепления вихря профиль температуры менялся в широком диапазоне высот синхронно с колебаниями границы вихря, при этом изменения достигали 40 К. Данное внезапное стратосферное потепление продолжалось с 10 февраля по 1 марта 2018 года и имело следующую интересную особенность Можно видеть, что в отличие от полярной стратосферы (см. [54, fig. 2a] для $60^{\circ} \div 75^{\circ}$ с. ш.), это внезапное стратосферное потепление, в особенности на фоне предшествующих колебаний. В период с 12 февраля по 3 марта 2018 года данные MLS и ERA5 демонстрируют проникновение потепления вниз: на высотах менее 30 км происходит потепление на $10 \div 20$ К.

Данные по относительному содержанию озона, полученные разными методами и представленные на рис. 7*a*-*6*, качественно хорошо соответствуют друг другу в период до 12 февраля и в целом демонстрируют возмущения содержания озона примерно в одно и то же время и на близких высотах. Однако амплитуды этих возмущений в ряде случаев не совпадают, а также некоторые возмущения могут присутствовать или отсутствовать в том или ином массиве данных. В частности, реанализ ERA5 в общем и целом показывает те же возмущения, что и данные MLS, но их амплитуды, как правило, меньше. Следует отметить, что сужение домена для траекторий MLS Aura приводит к уменьшению амплитуд особенностей, наблюдаемых в данных, что делает результаты MLS более близкими к ERA5, однако при этом число наблюдаемых спутником особенностей резко сокращается. Результаты наземного микроволнового зондирования в среднем дают меньшее относительное содержание озона, чем данные MLS. Тем не менее, мы можем видеть заметно более чёткую реакцию содержания озона на изменение структуры вихря над Нижним Новгородом, чем в случае спутниковых данных и данных реанализа.

Отличия в данных, полученных разными методами, наиболее заметны в период после распада вихря. В частности, после 10 марта данные MLS на высотах $35 \div 40$ км в течение длительного времени демонстрируют относительную концентрацию озона более 7 ppm, тогда как в данных наземных наблюдений можно видеть лишь локальное (и непродолжительное по времени) увеличение содержания озона до этих величин. Отметим две интересные особенности рис. 8e-r: данные реанализа оказываются ближе к наземным наблюдениям, тогда как априорные данные, которые получены из измерений MLS за предшествующие годы, демонстрируют даже в среднем (по времени) бо́льшие величины относительной концентрации озона на высотах $35 \div 40$ км, чем данные

М. В. Беликович, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов и др.



Рис. 9. Среднее (красная линия) и стандартное (синяя линия) отклонения разности между результатами наземного микроволнового зондирования и MLS. Данные MLS сглажены

MLS в марте 2018 года. Отсюда можно сделать вывод, что априорные данные в среднем недостаточно хорошо соответствуют наземным микроволновым спектрам в рассматриваемый период времени. На рис. 9 представлены среднее и стандартное отклонение разности между результатами наземного микроволнового зондирования и MLS. Поскольку измеряющие системы (спутниковая и наземная) имеют существенное отличие в разрешении по высоте (см. рис. 4), данные MLS были сглажены соответствующими ядрами (7), как это сделано, например, в работе [35]. При этом ядра рассчитывались для средних условий за соответствующие сутки. Из рис. 9 видно, что систематическое отличие является существенным и достигает максимума около 0.8 ppm на высотах $38 \div 39$ км. Кроме того, оно имеет специфическую бимодальную волнообразную форму, похожую на зависимость, представленную на рис. 3. Таким образом, можно предположить, что наблюдаемое регулярное отличие между нашими данными и данными MLS вызвано систематической ошибкой в калибровке микроволновых спектров. Более детальное исследование выходит за рамки данной работы и будет проведено отдельно.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в данной работе представлены результаты наземных микроволновых измерений эволюции вертикального содержания озона в средней атмосфере над Нижним Новгородом зимой 2017–2018 годов. Выполнено их сопоставление с данными спутникового зондирования, полученными с помощью прибора MLS на спутнике Aura, и с данными реанализа ERA5. В частности, установлена степень зависимости содержания озона в стратосфере от положения границы полярного вихря по отношению к пункту наблюдения на разных высотах. Зарегистрировано, что в январе 2018 года вихрь приблизился к Нижнему Новгороду и далее вплоть до развала вихря (12 февраля) его граница осциллировала над городом, так что внутри или снаружи вихря попеременно оказывались разные высотные эшелоны. Такая динамика вихря наиболее заметно влияла на эволюцию стратосферного максимума содержания озона, положение которого отслеживало изменение границы вихря и квазипериодически менялось в диапазоне высот 30÷35 км. Результаты наземного микроволнового зондирования в среднем дают меньшее относительное содержание озона, чем данные MLS, с максимумом систематической разницы около 0,8 ppm на высотах 38÷39 км. Тем не менее, мы зарегистрировали заметно более чёткую реакцию содержания озона на изменение структуры вихря над Нижним Новгородом, чем в случае спутниковых данных и данных реанализа. Это в очередной раз подчёркивает преимущества локальных микроволновых измерений содержания озона с поверхности Земли и важность проведения подобных кампаний.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект 18–35–00675). Сопоставление результатов наблюдений с данными ERA5 и MLS проведено с использованием программ обработки баз данных наземного микроволнового зондирования, разработанных при поддержке Российского научного фонда (проект 18–72–10113). Доработка статьи в 2020 году осуществлялась с привлечением финансирования в рамках темы госзадания ИПФ РАН (0030–2019–0020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Manney G.L., Santee M.L., Rex M., et al. // Nature. 2011. V. 478. P. 469–475. https://doi.org/10.1038/nature10556
- Гаркуша А. С., Поляков А. В., Тимофеев Ю. М. и др. // Исследование Земли из космоса. 2018. № 2. С. 58–64. https://doi.org/10.7868/S0205961418020069
- Timofeyev Y. M., Smyshlyaev S. P., Virolainen Y. A., et al. // Ann. Geophys. 2018. V. 36, No. 6. P. 1495–1505. https://doi.org/10.5194/angeo-36-1495-2018
- 4. Götz F., Meetham A.R., Dobson G.B. // Proc. R. Soc. Lon. Ser.-A. 1934. V. 145, No. 855. P. 416–446. https://doi.org/10.1098/rspa.1934.0109
- Petropavlovskikh I., Bhartia P.K., DeLuisi J. // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32, No. 16. Art. no. L16808. https://doi.org/10.1029/2005GL023323
- Miyagawa K., Sasaki T., Nakane H., et al. // J. Geophys. Res. 2009. V. 114, No. D7. Art. no. D07108. https://doi.org/10.1029/2008JD010658
- Pougatchev N. S., Connor B. J., Rinsland C. P. // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, No. D8. P. 16689– 16697. https://doi.org/10.1029/95JD01296
- Pougatchev N. S., Connor B. J., Jones N. B., et al. // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23, No. 13. P. 1637–1640. https://doi.org/10.1029/96GL01501
- Nakajima H., Liu X., Murata I., et al. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, No. D25. P. 29 981–29 990. https://doi.org/10.1029/97JD02493
- Barret B., De Maziére M., Demoulin P. // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, No. D24. Art. no. 4788. https://doi.org/10.1029/2001JD001298
- 11. Виролайнен Я. А., Тимофеев Ю. М., Поберовский А. В. и др. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51, № 2. С. 191–200.
- 12. Schotland R. M. // J. Appl. Meteorology. 1974. V. 13, No. 1. P. 71–77.
- Megie G., Allain J. Y., Chanin M. L., et al. // Nature. 1977. V. 270. P. 329–331. https://doi.org/10.1038/270329a0
- 14. Caton W. M., Welch W. J., Silver S. // J. Geophys. Res. 1967. V. 72, No. 24. P. 6137–6148. https://doi.org/10.1029/JZ072i024p06137
- Caton W. M., Mannella G. G., Kalaghan P. M., et al. // Astrophys. J. 1968. V. 151, No. 3 (2).
 P. L153–L156. https://doi.org/10.1086/180163
- Воронов В. Н., Кисляков А. Г., Кукина Э. П. и др. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1972. Т. 8, № 1. С. 29–36.
- 17. Shimabukuro F.I., Wilson W.J. // J. Geophys. Res. 1973. V. 78, № 27. P. 6136–6139. https://doi.org/10.1029/JC078i027p06136
- Куликов Ю. Ю., Ризов Е. Ф., Федосеев Л. И. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11, № 10. С. 1071–1075.
- Кропоткина Е. П., Куликов Ю. Ю., Рыскин В. Г. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2007. Т. 50, № 10–11. С. 954–960.

- 20. Белоглазов М.И., Демкин В.М., Красильников А.А. и др. // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50, № 2. С. 265–272.
- Куликов М. Ю., Красильников А. А., Швецов А. А. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2015. Т. 58, № 6. С. 454–464.
- 22. Ермакова Т.С., Смышляев С.П., Куликов М.Ю. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2017. Т. 60, № 8. С. 717–731.
- 23. Красильников А. А., Куликов М. Ю., Кукин Л. М. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2013. Т. 56, № 8–9. С. 699–710.
- 24. Красильников А. А., Куликов М. Ю., Кукин Л. М. и др. // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 2. С. 123–125.
- 25. Красильников А. А., Куликов М. Ю., Рыскин В. Г. и др. // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 5. С. 96–99.
- 26. Розанов С. Б., Завгородний А. С., Логвиненко С. В. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2011. Т. 54, № 8–9. С. 708–718.
- 27. Fernandez S., Murk A., Kämpfer N. // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8, No. 7 P. 2649–2662. https://doi.org/10.5194/amt-8-2649-2015
- 28. Rodgers C. D. // Rev. Geophys. 1976. V. 14, No. 4. P. 609–624. https://doi.org/10.1029/RG014i004p00609
- 29. Rodgers C. D. Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice. Singapore : World Scientific Publishing Co, 2000. 238 p.
- Турчин В. Ф., Козлов В. П., Малкевич М. С. // Успехи физ. наук. 1970. Т. 102, вып. 3. С. 345– 386.
- 31. Турчин В. Ф. // Ж. вычисл. матем. и матем. физ. 1967. Т. 7. 1270–1284.
- Livesey N. J., Read W. G., Wagner P. A., et al. Version 4.2x Level 2 data quality and description document. JPL Tech. Doc. 2017. JPL D-33509 Rev. D. 163 p.
- 33. Ingold T., Peter R., Kämpfer N. // Radio Sci. 1998. V. 33, No. 4. P. 905–918. https://doi.org/10.1029/98RS01000
- 34. Janssen M. A. Atmospheric remote sensing by microwave radiometry. New York : Wiley, 1993. 572 p.
- Moreira L., Hocke K., Kämpfer N. // Atmos. Chem. Phys. 2017. V. 17, No. 17. P. 10259–10268. https://doi.org/10.5194/acp-17-10259-2017
- 36. Fletcher R. Practical methods of optimization (second edition). New York : Wiley, 1987. 456 p.
- 37. https://www.gnu.org/software/gsl
- 38. Chib S., Greenberg E. // Amer. Stat. 1995. V. 49, No. 4. P. 327–335. https://doi.org/10.1080/00031305.1995.10476177
- 39. Rodgers C. D. // J. Geophys. Res. 1990. V. 95, No. D5. P. 5587–5595. https://doi.org/10.1029/JD095iD05p05587
- 40. Kostsov V. S. // Int. J. Rem. Sens. 2015. V. 36, No. 11. P. 2963–2994. https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1054961
- Stähli O., Murk A., Kämpfer N., et al. // Atmos. Meas. Tech. 2013. V. 6, No. 9. P. 2477–2494. https://doi.org/10.5194/amt-6-2477-2013
- 42. Schneider M., Hase F., Blumenstock T., et al. // Atmos. Chem. Phys. 2008. V. 8, No. 18. P. 5579–5588. https://doi.org/10.5194/acp-8-5579-2008
- 43. https://mls.jpl.nasa.gov/data/ak
- 44. https://cds-espri.ipsl.upmc.fr/espri/pubipsl/mimosa_uk.jsp
- 45. Hauchecorne A., Godin S., Marchand M., et al. // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, No. D20. P. 8289–8301. https://doi.org/10.1029/2001JD000491

М. В. Беликович, В. Г. Рыскин, М. Ю. Куликов и др.

- 46. https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/ann_data.html
- 47. https://exp-studies.tor.ec.gc.ca/cgi-bin/selectMap
- 48. https://gmao.gsfc.nasa.gov/research/science_snapshots/2018/active_winter_SSW.php
- 49. Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate . Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), date of access 02.03.2020. https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home
- Scheiben D., Straub C., Hocke K., et al. // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12, No. 12. P. 7753–7765. https://doi.org/10.5194/acp-12-7753-2012
- Schranz F., Hagen J., Stober G. et al. // Atmos. Chem. Phys. V. 20. No. 19. P. 10791–10806. https://doi.org/10.5194/acp-20-10791-2020
- Manney G. L., Daffer W. H., Zawodny J. M., et al. // J. Geophys. Res. 2007. V. 112, No. D24. Art. no. D24S50. https://doi.org/10.1029/2007JD008709
- 53. Nash E. R., Newman P. A., Rosenfield J. E., et al. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101, No. D5. P. 9471-9478. https://doi.org/10.1029/96JD00066
- Wang Y., Shulga V., Milinevsky G., et al. // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19, No. 15. P. 10303– 10317. https://doi.org/10.5194/acp-19-10303-2019

Поступила в редакцию 22 марта 2019 г.; принята в печать 21 апреля 2020 г.

MICROWAVE OBSERVATIONS OF ATMOSPHERIC OZONE OVER NIZHNY NOVGOROD IN WINTER OF 2017–2018

M. V. Belikovich, V. G. Ryskin, M. Yu. Kulikov, A. A. Krasil'nikov, A. A. Shvetsov, and A. M. Feygin

We present the results of the microwave ground-based measurements of evolution of the vertical ozone content in the middle atmosphere over Nizhny Novgorod $(56^{\circ}20' \text{ N}, 44^{\circ} \text{ E})$ in the winter of 2017–2018. The results were compared with the satellite-based sensing data obtained using the MLS instrument onboard the Aura satellite and the ERA5 reanalysis data. In particular, the degree of the dependence of the stratospheric-ozone content on the position of the polar-vortex boundary with respect to the observation point at different heights is established. It is recorded that in January 2018 the vortex approached Nizhny Novgorod and moved further up to its collapse (February 12), its boundary oscillated over the city, so that different altitude levels alternately appeared inside or outside the vortex. Such dynamics of the vortex most noticeably affected the evolution of the stratospheric maximum of the ozone content, whose position monitored variation in the vortex boundary and quasi-periodically varied in the altitude range of 30–35 km. The results of the ground-based microwave sounding on the average give lower relative ozone content than the MLS data with a maximum systematic difference of about 0.8 ppm per 38–39 km. Nevertheless, we recorded a significantly sharper reaction of ozone to a change in the structure of the vortex over Nizhny Novgorod than in the case of using the satellite and reanalysis data.