

**КОНФЕРЕНЦИЯ Е**

**ФИЗИКА СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ  
АТМОСФЕРЫ**

## ИЗМЕНЕНИЯ СТРАТОСФЕРЫ АРКТИКИ В XXI ВЕКЕ В РАСЧЕТАХ ХКМ SOCOL4

Коваль А.В.<sup>1</sup>, Варгин П.Н.<sup>2,3</sup>, Кострыкин С.В.<sup>4,5</sup>, Розанов Е.В.<sup>1,6</sup>, Егорова Т.А.<sup>6</sup>, Смышляев С.П.<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Центральная аэрологическая обсерватория, Московская область, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия

<sup>5</sup>Институт глобального климата и экологии им. Ю.А. Израэля, г. Москва, Россия

<sup>6</sup>Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos/World Radiation Center (PMOD/WRC),  
Davos, Switzerland

<sup>7</sup>Российский государственный гидрометеорологический факультет, г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: a.v.koval@spbu.ru, p\_vargin@mail.ru, s\_kostr@mail.ru, eugene.rozanov@pmodwrc.ch,  
tania.egorova@pmodwrc.ch, smyshl@rshu.ru

Проведено исследование изменений динамических процессов стратосферы Арктики, влияющих на озоновый слой, с использованием данных 2 ансамблевых расчетов химико-климатической модели SOCOLv4 с 2015 г. по 2100 г., по умеренному и жесткому сценариям роста парниковых газов (SSP2-4.5 и SSP5-8.5). Сравнение периодов 2080 - 2099 гг. и 2015 - 2034 гг. для марта показывает снижение температуры стратосферы на 5° - 10° и увеличение содержания водяного пара на 5% - 20%. Во 2-й половине XXI века выявлено 8 эпизодов с отрицательными аномалиями общего содержания озона (ОСО) до ~80 е.Д., что сравнимо с мартом 2011 г., но меньше, чем в марте 2020 г., когда в Арктике разрушение озона было максимальным.

Настоящая работа посвящена исследованию изменений динамики стратосферы Арктики, связанных с состоянием стратосферного озона в XXI веке с использованием модели климатической системы Земли SOCOLv4 (SOlar Climate Ozone Links, версия 4, далее - SOCOLv4), включающей интерактивную химию, важную для моделирования температуры, озона и динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы (Rieder et al., 2019; Haase and Matthes 2019; Friedel et al., 2022). Химико-климатическая модель (ХКМ) SOCOLv4 разработана на основе Модели земной системы Института метеорологии им. Макса-Планка (MPI-ESM1.2), и интерактивно связана с химическим блоком MEZON (Model for Evaluation of oZONe trends), модулями микрофизики (AER), океана (MPIOM1.6.3) и биохимии океана НАМОСС6 (Sukhodolov et al., 2021). ХКМ SOCOLv4 - спектральная модель с горизонтальной сеткой Т63 (что соответствует разрешению по долготе - широте  $\sim 1.9^\circ \times 1.9^\circ$ ) и 47 вертикальными уровнями от поверхности до 0,01 гПа (~80 км). Шаг по времени составляет 15 минут для динамических и физических процессов и 2 часа для радиационных и химических. ХКМ SOCOLv4 моделирует примерно 100 химических составляющих,

участвующих в 216 газовых реакциях, 72 реакциях фотолиза и 16 гетерогенных реакциях на поверхности или внутри частиц сульфатных аэрозолей и полярных стратосферных облаков.

Анализировались два эксперимента для периода с 2015 г. по 2099 г. по умеренному (SSP2-4.5) и жесткому (SSP5-8.5) сценариям роста концентраций парниковых газов проекта CMIP6. По сценарию SSP2-4.5 к концу XXI века концентрация CO<sub>2</sub> увеличится до ~600 ppm, а радиационное воздействие (radiative forcing) на ~4.5 W/m<sup>2</sup> по сравнению с доиндустриальным периодом (до 1750 г.). По сценарию SSP5-8.5 радиационное воздействие увеличится на ~8.5 W/m<sup>2</sup>, а концентрация CO<sub>2</sub> вырастет в 4 раза до ~1135 ppm. Глобальная температура поверхности вырастет на ~3°C и ~5°C к 2100 г. по этим сценариям соответственно. Каждый эксперимент состоял из 3-х ансамблевых расчетов с слегка меняющимися начальными условиями: ~0.1% возмущения концентрации CO<sub>2</sub> в первый месяц (Karagodin-Doeyennel et al., 2023). Помимо этого, была проанализирована остаточная меридиональная циркуляция (Koval et al., 2021) и ее тенденции к концу XXI века.

В частности, мы изучили некоторые динамические характеристики стратосферного полярного вихря (СПВ), в том числе - объем воздуха внутри него (Vvortex), объем воздуха внутри СПВ с температурой ниже порога формирования частиц ПСО NAT (Vpsc), а также максимальный градиент нормированной потенциальной завихренности (MPVG), который связан с величиной динамического барьера, расположенного на границе СПВ. Критическая температура формирования ПСО NAT (Tnat) зависит от концентрации в воздухе молекул HNO<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O; поэтому сначала мы изучили эволюцию концентраций этих химических компонентов в стратосфере Арктики (60-90°с.ш.) в зимний период в течение XXI века.

По сценарию SSP2-4.5 средняя концентрация HNO<sub>3</sub> увеличивается на 1 ppm вблизи своего максимума в нижней стратосфере к концу XXI века. Концентрация водяного пара увеличивается на 0,2 ppm во верхней стратосфере и уменьшается на 0.4 ppm в нижней стратосфере. По сценарию SSP5-8.5 средняя концентрация HNO<sub>3</sub> не изменяется, а концентрация водяного пара увеличивается до 1-1,5 ppm в стратосфере к концу XXI века.

Если рассчитать критическую температуру формирования частиц ПСО NAT с использованием средних концентраций H<sub>2</sub>O и HNO<sub>3</sub> за два периода времени, то она увеличивается на 0,5-1,1 К в сценарии SSP5-8.5, а для SSP2-4.5 она увеличивается в нижней стратосфере до 0,5 К и уменьшается в средней стратосфере на 0,2 К. Увеличение Vpsc в Арктике к концу XXI века наблюдается в марте для всех модельных расчетов и среднего значения по ансамблю. Положительный тренд значим только в сценарии SSP5-8.5.

Максимальное значение  $V_{psc}$  в марте за весь анализируемый период в умеренном сценарии составляет  $\sim 69$  млн км<sup>3</sup>, при жестком сценарии  $\sim 62$  млн км<sup>3</sup>. Для сравнения, по данным реанализа MERRA-2 (Gelaro et al., 2017),  $V_{psc}$  в марте 2011 и 2020 гг., когда разрушение озона в Арктике стратосфере было наибольшим за весь период наблюдений:  $\sim 29,3$  и  $\sim 37,6$  млн км<sup>3</sup> соответственно.

Тем не менее, ожидается, что к концу XXI века общее содержание озона в Арктике увеличится из-за меньшей интенсивности источника разрушения озона, которая, в свою очередь, будет вызвана продолжающимся сокращением эмиссии ОРС в атмосферу. Предположительно, положительный эффект от уменьшения ОРС на разрушение озона превысит отрицательный эффект от ожидаемого увеличения объема ПСО за счет охлаждения стратосферы. Можно сделать вывод, что к концу XXI века в среднем  $V_{psc}$  увеличиваются на  $\sim 160\%$  и  $\sim 320\%$  при умеренном и жестком сценариях. Также не выявлено существенных изменений климатологических значений  $V_{vortex}$ . Эти выводы согласуются с результатами моделирования будущего климата в рамках проекта CMIP6 (von der Gathen et al., 2021; Vargin et al., 2022).

Различное поведение  $V_{vortex}$  и  $V_{psc}$  со временем можно объяснить, если предположить, что градиент  $PV$  увеличивается к концу XXI века, но положение максимума этой величины существенно не меняется со временем. Следовательно, площадь полярного вихря (и объем в нижней стратосфере) также не меняется. Но при этом температура воздуха внутри вихря снижается, что со временем может привести к росту  $V_{psc}$ .

Для проверки соответствия наших расчетных оценок объема ПСО NAT с аналогичными параметрами, являющимися прогностическими в модели SOCOLv4, была проанализирована долгосрочная изменчивость поверхностной плотности (SAD) ПСО NAT в нижней полярной стратосфере в XXI веке. Результаты показали, что соответствующий положительный тренд SAD ПСО NAT, осредненный по поясу  $60^\circ$ - $90^\circ$  с.ш. на уровне давления 150 гПа в марте является незначимым в сценарии SSP2-4.5, но значимым в SSP5-8.5, что согласуется с оценками тенденций рассчитанного  $V_{psc}$ .

Полученные с использованием расчетов ХКМ SOCOLv4 результаты сравнения параметров стратосферы для конца и начала XXI века позволяют сформулировать следующие основные выводы:

1. Охлаждение стратосферы к концу XXI века из-за роста концентраций парниковых газов ожидается в расчетах по обоим сценариям. При жестком сценарии похолодание стратосферы сильнее. Охлаждение стратосферы и усиление ОМЦ приведут к усилению среднезональной циркуляции на 1-2 м/с при умеренном и до  $\sim 6$  м/с при сценарии SSP5-8.5.

2. Увеличение  $V_{psc}$  в марте ожидается по обоим сценариям (большее при жестком). Усиление меридионального градиента  $PV$ , выявленное в стратосфере Арктики в расчетах по обоим сценариям, соответствует уменьшению эффективной диффузии на границе вихря и приводит к усилению изолированности вихря. Эти изменения соответствуют усилению стратосферного полярного вихря к концу XXI века, что согласуется с результатами анализа расчетов более 20 климатических моделей проекта CMIP6, включая 4 ХКМ (von der Gathen et al., 2021) и расчетов климатической модели ИВМ РАН CM5 (Vargin et al., 2022).

3. Из-за формирования благоприятных динамических условий в отдельные зимние сезоны возможно значительное уменьшение озонового слоя в Арктике в марте с аномалиями ОСО до -80 е.Д. (~20%), что сравнимо с аномалиями марта 2011 г., но меньше наблюдавшихся в марте 2020 г. В расчетах SOCOLv4 по обоим сценариям выявлено 8 таких месяцев. Однако в целом выявленный по обоим сценариям значимый положительный тренд минимальных значений ОСО в марте свидетельствует об увеличении содержания озона к концу XXI века в Арктике.

Исследование выполнено при поддержке Санкт-Петербургского государственного университета (грант № 116234986). Подробные результаты работы представлены в работе (Vargin et al., 2023).

1. Friedel M., Chiodo G., Stenke A., Domeisen D., Fueglistaler S., Anet J. Springtime arctic ozone depletion forces northern hemisphere climate anomalies // Nat. Geosci. 2022. V. 15. P. 541–547.

2. Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2) // J. Clim. 2017. V. 30. P. 5419–5454.

3. Haase S., Matthes K. The importance of interactive chemistry for stratosphere–troposphere coupling // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 3417–3432.

4. Karagodin-Doyennel A., Rozanov E., Sukhodolov T., Egorova T., Sedlacek J., Peter T. The future ozone trends in changing climate simulated with SOCOLv4 // ACP. 2023. V. 23. P. 4801–4817.

5. Kostrykin S.V., Schmitz G. Effective diffusivity in the middle atmosphere based on general circulation model winds // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. Art. D02304.

6. Koval A., Chen W., Didenko K., Ermakova T., Gavrilov N., Pogoreltsev A., et al. Modelling the residual mean meridional circulation at different stages of sudden stratospheric warming events // Ann. Geophys. 2021. V. 39. P. 357–368.

7. Rieder H., Chiodo G., Fritzer J., Wienerroither C., Polvani L. Is interactive ozone chemistry important to represent polar cap stratospheric temperature variability in Earth-System Models? // Environ. Res. Lett. 2019. V. 14. Art. 044026.

8. Sukhodolov T., Egorova T., Stenke A., Ball W. T., Brodowsky C., Chiodo G., et al. Atmosphere–ocean–aerosol–chemistry–climate model SOCOLv4.0: description and evaluation // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 5525–5560.

9. Vargin P.N., Kostrykin S.V., Volodin E.M., Pogoreltsev A.I., Wei K. Arctic Stratosphere Circulation Changes in the 21st Century in Simulations of INM CM5 // Atmosphere. 2022. V. 13. № 1. Art. 25.

10. *Vargin P., Kostykin S., Koval A., Rozanov E., Egorova T., Smyshlyaev S., Tsvetkova N.*, Arctic stratosphere changes in the 21st century in the Earth system model SOCOLv4 // *Front. Earth Sci.* 2023. V. 11. Art. 1214418.

11. *Von der Gathen P., Kivi R., Wohltmann I., Salawitch R., Rex M.* Climate change favours large seasonal loss of Arctic ozone // *Nature Commun.* 2021. V. 12. P. 1–17.

# ВЕРИФИКАЦИЯ МЕТОДА МАКСИМУМОВ СКОРОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВНЕЗАПНЫХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ

Ефимов М.М., Гаврилов Н.М.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: matvey.efimov.96@mail.ru

Выполнено сравнение времени начала и других характеристик мажорных внезапных стратосферных потеплений (ВСП), определенных методом максимумов скорости изменения (МСИ) температуры и среднего зонального ветра на высоте 30 км и широтах выше 60° с.ш. с аналогичными характеристиками, полученными другими общепринятыми методами. Время начала ВСП определяются с использованием моментов максимальной скорости роста температуры и убывания средней зональной скорости по данным японского реанализа метеорологической информации JRA-55 за период с 1958 по 2017 г.

Внезапные стратосферные потепления (ВСП), связанные с активностью планетарных волн создают значительное и быстрое увеличение температуры (до 30-40 К за несколько дней) в стратосфере на высотах 30-50 км и ослабление или разворот направления западного зонального ветра [1]. ВСП происходят зимой на высоких широтах. В [2, 3] разработан метод автоматического определения дат начала и окончания событий ВСП. В данном исследовании этот метод использован для поиска и определения характеристик ВСП на высоте 30 км за период с 1958 по 2017 г по базе данных JRA-55 японского метеорологического реанализа [4].

Использованный метод основан на поиске моментов максимальной скорости изменения (МСИ) температуры и средней зональной скорости во время ВСП [2,3]. В начале ВСП можно найти момент максимального роста температуры,  $t_T$ , когда первая производная по времени положительна и максимальна, а вторая производная одновременно равна нулю. Западный зональный ветер во время начала ВСП убывает и может менять направление. В момент максимальной скорости уменьшения зонального ветра,  $t_U$ , первая производная отрицательна, а вторая производная проходит нулевое значение. Необходимым условием экстремальной скорости роста и убывания является равенство нулю второй производной по времени.

Для определения параметров ВСП была разработана программа-скрипт для системы графического анализа GRADS [5]. Проанализированы данные метеорологического реанализа JRA-55 [4] за 1958 - 2017 гг. Для уменьшения шума данные реанализа усреднялись по широтному кольцу 60 - 90° с. ш., которое включает 384 узлов широтно-долготной сетки базы данных JRA-55.

На рис. 1 показан пример изменения атмосферных параметров для зимы 1959 г. Видны максимумы температуры и минимумы зонального ветра в стратосфере, которые соответствуют ВСП. Нулевые контуры второй производной, показаны черными линиями на рис. 1 и позволяют найти моменты максимальной скорости изменений температуры  $t_T$ , зонального ветра  $t_U$  и ковариации  $Q$ , пропорциональной меридиональному потоку тепла,  $t_Q$ .

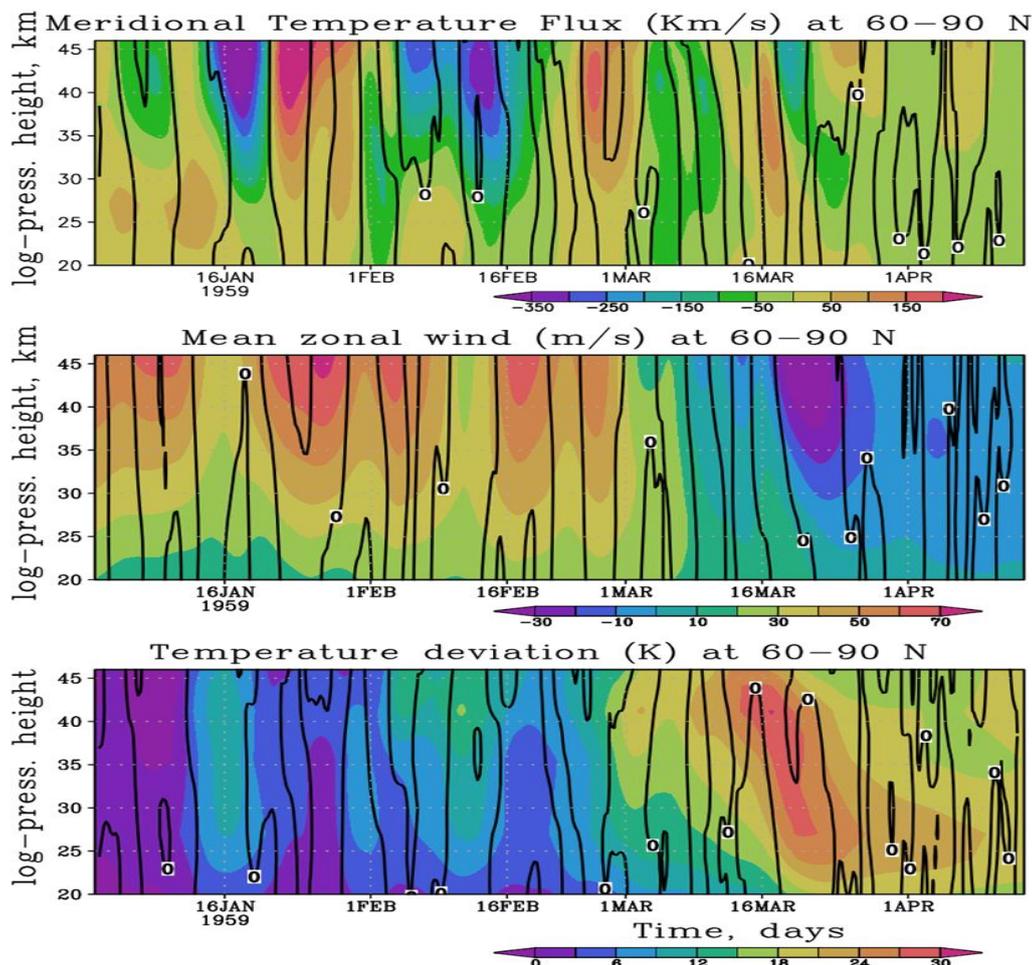


Рисунок 1 – Зависимости от высоты  $z$  в км и времени  $t$  в днях года изменений меридионального потока тепла  $Q$  в Км/с (вверху), скорости зонального ветра в м/с ( в середине) и изменения температуры в К (внизу), осреднённых по широтному кольцу 60-90° с.ш. для зимы 1959 г.

Черными линиями изображены нулевые контуры второй производной

Таблица 1. Параметры мажорных ВСП, зарегистрированных по данным метеорологического реанализа JRA-55

Год	месяц	$t_R$	$t_U$	$t_T$	$t_Q$	$\delta U$	$\delta T$	$\delta Q$	$t_R - t_U$	$t_T - t_U$	$t_Q - t_U$
1958	янв	29,5	26,1	27,2	19,9	-60,0	21,0	200,0	3,4	1,1	-6,2
1960	янв	16,5	14,8	14,0	14,8	-15,0	3,0	300,0	1,7	-0,8	0,0
1963	янв	29,5	28,7	19,3	18,8	-30,0	18,0	100,0	0,8	-9,4	-9,9
1965	дек	17,5	16,5	17,1	26,2	-10,0	10,0	50,0	1,0	0,6	9,7
1966	фев	22,5	16,7	5,6	-1,3	-40,0	15,0	300,0	5,8	-11,1	-18,0
1968	янв	6,5	4,1	0,3	3,8	-40,0	10,0	150,0	2,4	-3,8	-0,3
1968	нов	28,5	27,3	29,1	28,4	-20,0	5,0	100,0	1,2	1,8	1,1
1970	янв	0,5	0,2	0,2	0,2	-20,0	6,0	50,0	0,3	0,0	0,0
1971	янв	17,5	9,0	8,2	6,8	-40,0	15,0	300,0	8,5	-0,8	-2,2
1971	март	19,5	17,5	19,2	18,8	-20,0	12,0	100,0	2,0	1,7	1,3
1973	янв	30,5	27,7	26,9	25,6	-50,0	20,0	400,0	2,8	-0,8	-2,1
1977	янв	8,5	4,5	0,0	15,2	-50,0	5,0	200,0	4,0	-4,5	10,7
1979	фев	21,5	19,1	19,6	17,2	-50,0	12,0	300,0	2,4	0,5	-1,9
1980	фев	28,5	27,1	26,0	25,2	-30,0	20,0	300,0	1,4	-1,1	-1,9
1981	март	3,5	-0,5	-0,5	8,7	-30,0	10,0	50,0	4,0	0,0	9,2
1981	дек	3,5	1,4	1,8	0,4	-25,0	10,0	60,0	2,1	0,4	-1,0
1984	фев	23,5	20,5	14,6	14,0	-70,0	20,0	100,0	3,0	-5,9	-6,5
1987	янв	22,5	21,6	21,3	19,9	-30,0	15,0	100,0	0,9	-0,3	-1,7
1987	дек	7,5	7,4	1,4	0,2	-30,0	25,0	400,0	0,1	-6,0	-7,2
1988	март	13,5	9,9	7,2	2,2	-40,0	15,0	200,0	3,6	-2,7	-7,7
1989	фев	20,5	17,5	18,3	13,5	-50,0	10,0	250,0	3,0	0,8	-4,0
1998	дек	14,5	14,2	12,7	1,0	-40,0	15,0	300,0	0,3	-1,5	-13,2
1999	фев	25,5	22,7	21,4	15,4	-30,0	15,0	200,0	2,8	-1,3	-7,3
2001	дек	30,5	27,4	21,4	15,6	-25,0	20,0	300,0	3,1	-6,0	-11,8
2003	янв	17,5	14,5	13,7	12,6	-30,0	15,0	500,0	3,0	-0,8	-1,9
2004	янв	4,5	0,0	1,7	0,0	-20,0	10,0	100,0	4,5	1,7	0,0
2006	янв	20,5	22,2	8,0	5,8	-40,0	15,0	200,0	-1,7	-14,2	-16,4
2007	фев	23,5	20,7	20,7	11,1	-40,0	12,0	200,0	2,8	0,0	-9,6
2008	фев	21,5	22,4	12,4	12,8	-30,0	15,0	500,0	-0,9	-10,0	-9,6
2009	янв	23,5	21,5	19,5	11,5	-50,0	30,0	500,0	2,0	-2,0	-10,0
2010	фев	8,5	6,0	8,0	1,8	-20,0	0,0	200,0	2,5	2,0	-4,2
2010	март	23,5	19,2	20,0	24,3	-20,0	10,0	100,0	4,3	0,8	5,1
2013	янв	6,5	4,0	3,4	5,3	-50,0	15,0	300,0	2,5	-0,6	1,3
Среднее						-34,70	13,61	224,55	2,41	-2,19	-3,52
Дисперс						13,86	6,27	133,72	1,92	4,08	6,86
Дисп.средн.						2,45	1,11	23,64	0,34	0,72	1,21

Параметры ВСП, полученные по базе данных японского метеорологического реанализа JRA-55 за 1958 – 2017 гг для набора мажорных ВСП, зарегистрированных другими общепринятыми методами [6], приведены в Табл. 1. Приведены также значения,  $t_R$  – максимальные изменения зональной скорости (м/с),  $\delta U$ , температуры (К),  $\delta T$ , и меридионального потока тепла в относительных единицах,  $\delta Q$ , во время ВСП. В табл. 1 также приведено время начала ВСП,  $t_R$ , определенное в [1] по моменту разворота зонального ветра на высоте 30 км.

Табл. 1 показывает, что время максимальной скорости уменьшения зонального ветра,  $t_U$ , наблюдается в среднем на  $2.4 \pm 0.3$  сут раньше, чем разворот ветра,  $t_R$ . Максимальная скорость роста температуры,  $t_T$ , происходит на  $2.1 \pm 0.7$  сут раньше, чем  $t_U$ . Раньше всего (на  $3.5 \pm 1.2$  сут относительно  $t_U$ ) происходит увеличение направленного к северному полюсу потока тепла. Этот поток тепла может способствовать дополнительному нагреванию приполярной стратосферы и развитию ВСП.

Работа выполнена при поддержке СПбГУ, шифр проекта 116234986. Используются данные, полученные в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

1. *Butler A., Seidel D., Hardiman S., Butchart N., Birner T., Match A.* Defining sudden stratospheric warmings // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015. V. 96. P. 1913–1928.

2. *Gavrilov N.M., Efimov M.M.* Automated determination of the dates of sudden stratospheric warming // *Proc. SPIE.* 2021. V. 11916. Art. 119167T.

3. *Efimov M.M., Gavrilov N.M.* Determination of sudden stratospheric warming dates and their classification according to the JRA-55 reanalysis data // *Proc. SPIE.* 2023. V. 12780. Art. 127807B.

4. *Kobayashi S., Ota Y., Harada Y., Ebata A., Moriya M., Onoda H., Onogi K., Kamahori H., Kobayashi C., Endo H., Miyaoka K., Takahashi K.* The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics // *J. Meteor. Soc. Japan.* 2015. V. 93. P. 5-48.

5. Grid Analysis and Display System (GrADS) [Электронный ресурс]. URL: [www.opengrads.org](http://www.opengrads.org) (дата обращения 20.03.2024).

6. Table of major mid-winter SSWs in reanalyses products. [Электронный ресурс]. URL: <https://csl.noaa.gov/groups/csl8/sswcompendium/majorevents.html> (дата обращения 20.03.2024).

# ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПРИЛИВОВ ВО ВРЕМЯ ВНЕЗАПНОГО СТРАТОСФЕРНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЕСТЕСТВЕННЫХ ТРОПИЧЕСКИХ ОСЦИЛЛЯЦИЙ

Коваль А.В.<sup>1</sup>, Диденко К.А.<sup>1,2</sup>, Ермакова Т.С.<sup>1,3</sup>, Соколов А.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова  
РАН (ИЗМИРАН), г. Троицк, Россия

<sup>3</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: a.v.koval@spbu.ru, didenko.xeniya@yandex.ru, taalika@mail.ru, anigahuchi@yandex.ru

С целью изучения эволюции атмосферных приливов были проведены модельные расчеты общей атмосферной циркуляции с помощью 3-мерной нелинейной механистической модели МСВА. В качестве естественных тропических осцилляций рассматриваются: квазидвухлетнее колебание экваториального зонального ветра (КДК) в стратосфере и Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК). Рассматриваются ансамбли численных расчетов атмосферных параметров, соответствующие разным комбинациям КДК-ЭНЮК, и содержащие по 10 прогонов. Эволюция приливов рассматривается на трех 10-дневных интервалах времени перед, во время и после внезапного стратосферного потепления (ВСП). Были рассмотрены следующие приливы: мигрирующие суточный и полусуточный прилив с зональными волновыми числами, соответственно, 1 и 2, а также немигрирующие суточный и полусуточный приливы с зональными числами, соответственно, 2 и 1.

Долгопериодные атмосферные колебания, такие как Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), квазидвухлетнее колебание (КДК) стратосферного экваториального зонального ветра, а также периодичность солнечной активности и вулканическая активность влияют на региональную и глобальную циркуляцию, включая условия для генерации и распространения атмосферных волн различного масштаба. Через дальние связи, естественные тропические осцилляции (КДК и ЭНЮК) оказывают существенное влияние и на состояние стратосферного полярного вихря зимой над Арктикой (например, Garfinkel and Hartmann, 2007:).

Взаимодействие между КДК и ЭНЮК может вызывать значительные изменения в циркуляции в зимней стратосфере, а также влиять на климатические условия в тропосфере Северного полушария. Например, если КДК входит в западную фазу во время Эль-Ниньо, это может усилить влияние ЭНЮК на стратосферу. Формирование и развитие внезапных стратосферных потеплений (ВСП), в свою очередь, влияет на термодинамический режим всей средней атмосферы, а также на формирование погодных аномалий и изменение климата в тропосфере (Salminen et al., 2020). ВСП является одним из самых заметных процессов динамического взаимодействия между тропосферой и средней атмосферой. ВСП происходят в зимний период на высоких широтах.

Для моделирования общей атмосферной циркуляции в различные фазы ЭНЮК и КДК используется механистическая нелинейная численная модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы МСВА (Pogoreltsev et al., 2007), активно используемая для изучения крупномасштабных волновых процессов (например, Koval et al., 2022a,b и ссылки в них). Для определения КДК используется метод, не привязанный к какому-либо конкретному уровню давления и рассматриваем вертикальную эволюцию КДК, используя подход, реализованный нами ранее (Koval et al., 2022a), который основан на разложении наблюдаемого колебания зонального потока с использованием эмпирических ортогональных функций (ЭОФ). Фазы ЭНЮК учтены в модели МСВА посредством внедрения в модель параметризации выделения скрытого тепла по методу, предложенному в работе (Ermakova et al, 2019). Для изучения особенностей изменения структуры приливов на разных стадиях ВСП были выбраны 10-дневные интервалы времени перед, во время и после ВСП. Дата ВСП определялась для каждого модельного прогона индивидуально, с использованием методики, основанной на определении максимального температурного градиента в приполярных широтах (Gavrilov & Efimov, 2021).

На рис. 1б представлены амплитуды суточного мигрирующего прилива и потоки ЭП для условий, соответственно (слева направо), Эль-Ниньо + вКДК; Эль-Ниньо + зКДК; Ла-Нинья + вКДК, во время ВСП. Рис. 1а,в демонстрируют приращения соответствующих величин относительно периода ВСП. Видно, что в целом структура приливов восприимчива к воздействию ВСП во всех комбинациях. Структура суточного прилива характерна для бореальной зимы: максимум амплитуды вблизи экватора, в тропических широтах наблюдаются вторые максимумы, причем в южном полушарии амплитуда больше, чем в северном. При этом видно, что во время ВСП амплитуды при разных комбинациях КДК – ЭНЮК меняются по-разному. Например, при Эль-Ниньо + вКДК (рис.1, левая колонка) заметно ослабление суточного прилива во время ВСП, что демонстрируют положительные приращения амплитуды перед и после ВСП (рис. 1а, в). Такое поведение нехарактерно, например, для стационарных планетарных волн (например, Gavrilov et al., 2018), однако совпадает с предыдущими исследованиями (например, Siddiqi et al., 2022). В частности, для отдельных рассмотренных ВСП Siddiqi et al. (2022) обсуждали усиление прилива, продолжавшееся после события. Максимальные изменения в амплитуде прилива (до 40%) во время ВСП наблюдаются также при фазе Эль-Ниньо + вКДК, хотя сам прилив слабее, чем в другие рассмотренные комбинации. Если рассматривать другие комбинации КДК-ЭНЮК, то при Эль-Ниньо + зКДК (рис.1, средняя колонка) в северном полушарии наблюдается усиление прилива во время ВСП, в при Ла-Нинья + вКДК (рис.1, правая колонка), амплитуда суточного прилива выше 90 км усиливается во время события, а после ВСП – ослабляется в южном полушарии.

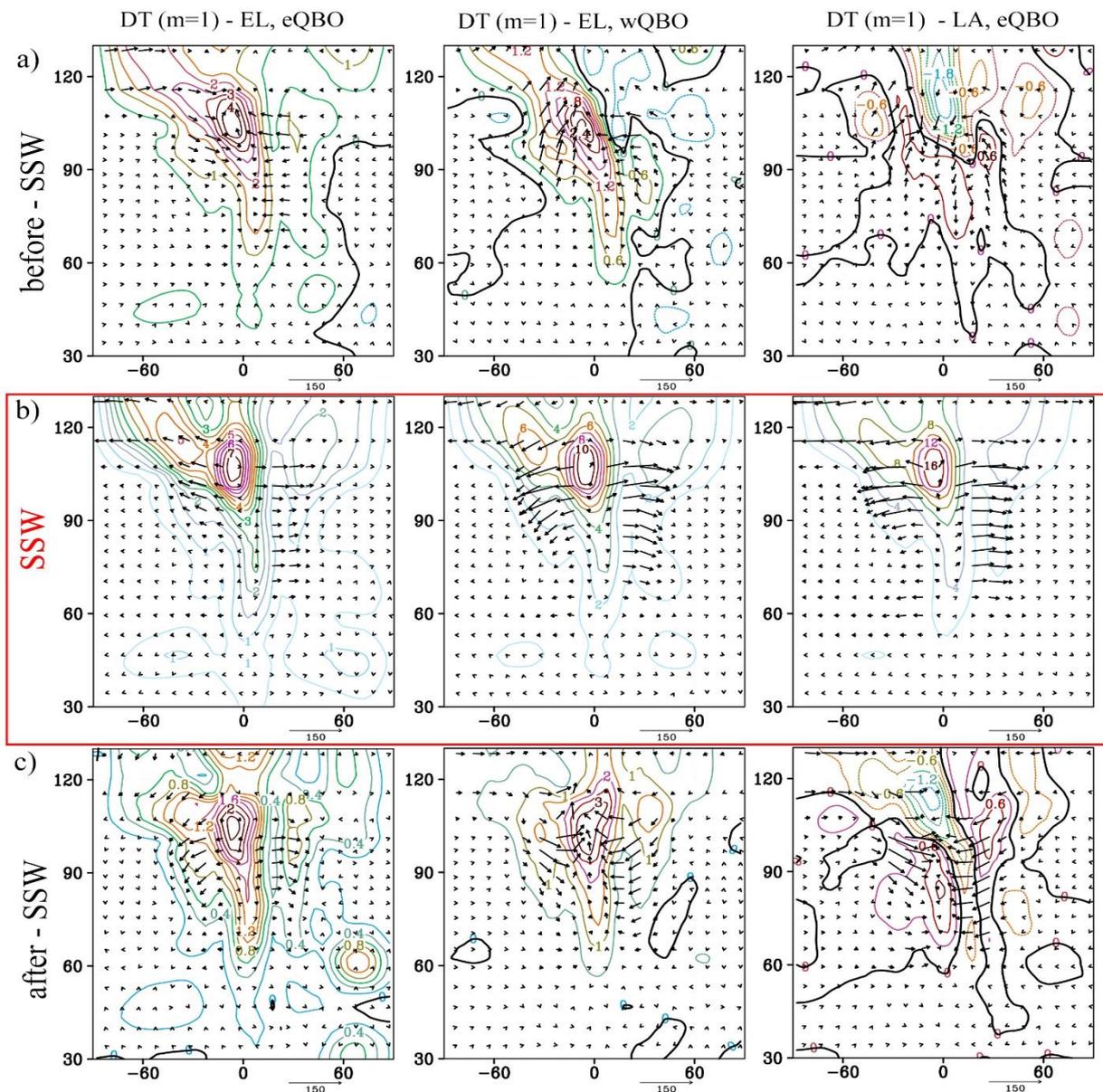


Рисунок 1 – Амплитуды вариаций температуры (К) посредством суточного мигрирующего прилива ( $m=1$ ) во время ВСП (б), а также изменения амплитуды перед (а) и после (в) ВСП. Столбцы слева направо соответствуют комбинациям Эль-Ниньо + вКДК, Эль-Ниньо + зКДК, Ла-Нинья + вКДК. Стрелками показан ЭП поток ( $m^2/c^2$ ) и его приращения

На рис. 2 представлены те же величины, что на рис. 1, только для полусуточного мигрирующего прилива с зональным волновым числом  $m=2$ . Выше 90 км амплитуда полусуточного прилива тоже имеет 3 максимума, в экваториальной и тропической областях, при этом амплитуды полусуточного прилива на рис. 2б меньше, чем суточного на рис. 1б. Перед потеплением, на рис. 2а, во всех комбинациях тенденции изменения прилива схожи с теми же для суточного прилива: усиление при Эль-Ниньо + вКДК, ослабление в северном полушарии при Эль-Ниньо + зКДК и общее ослабление для Ла-Нинья + вКДК. Усиление

прилива после ВСП отмечено для первых двух комбинаций на рис.2в (левая и средняя панели). Относительные изменения амплитуды, как и в случае суточного прилива, продемонстрированы на левых панелях на рис. 2а, в, максимальны во время комбинации Эль-Ниньо + вКДК.

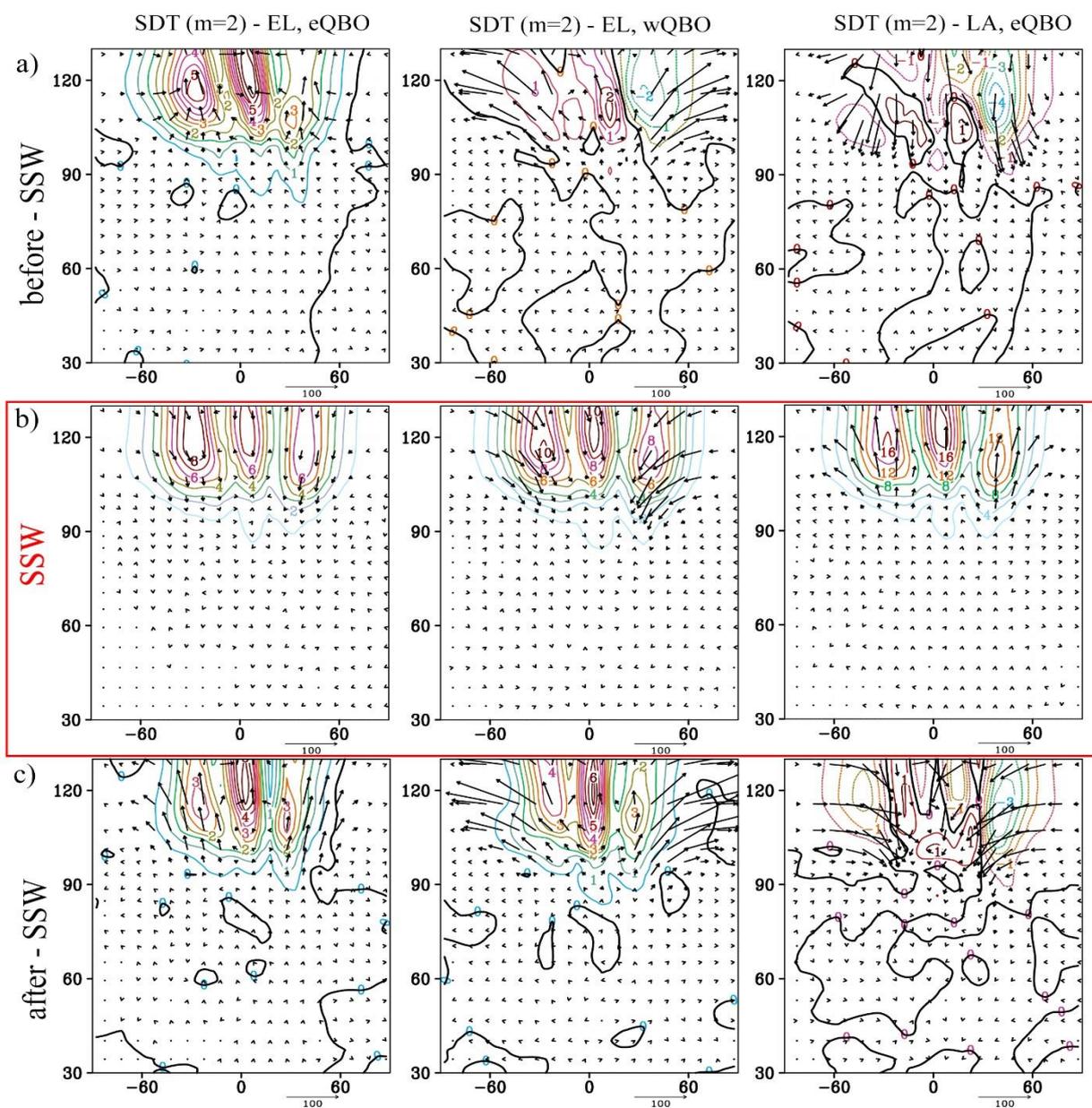


Рисунок 2 – То же, что на рис.1, но для полусуточного мигрирующего прилива ( $m=2$ )

Структура немигрирующих суточного и полусуточного приливов схожа со структурой соответствующих мигрирующих приливов, что объясняется основным механизмом его генерации за счет нелинейного взаимодействия суточного прилива со стационарной планетарной волной с зональным числом 1. Амплитуды немигрирующих приливов заметно меньше, чем мигрирующих, при этом результат нелинейного взаимодействия первичного полусуточного мигрирующего прилива с планетарной волной выражается в существенном

ослаблении немигрирующего прилива после ВСП при всех комбинациях. В случае Эль-Ниньо + ВКДК это ослабление может достигать 50% в экваториальной области, на высоте около 100км.

Проведенные расчеты амплитуд приливов на разных стадиях ВСП показали, что изменение структуры глобальной циркуляции в мезосфере-нижней термосфере может оказывать существенное влияние на такие крупномасштабные возмущения. При определенных условиях, например, во время мажорного ВСП, амплитуда прилива может меняться в 2-3 раза, что связано с температурным и динамическим балансом атмосферы. Результаты проведенных численных экспериментов показали существенное отличие в термической и динамической структуре верхней атмосферы обоих полушарий, возникающее при разных комбинациях КДК и Эль-Ниньо. Т.е., несмотря на то, что эти естественные осцилляции локализованы в приэкваториальной стратосфере, их влияние, в частности, за счет изменения структур планетарных волн, распространяется по всей атмосфере.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 20-77-10006-П).

1. *Ermakova T.S., Aniskina O.G., Statnaia I.A., Motsakov M.A., Pogoreltsev A.P.* Simulation of the ENSO influence on the extra-tropical middle atmosphere // *Earth Planets Space*. 2019. V. 71. Art. 8.

2. *Garfinkel C.I., Hartmann D.L.* Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. Art. D19112.

3. *Gavrilov N.M., Efimov M.M.* Automated determination of the dates of sudden stratospheric warming // *Proceedings of SPIE*. 2021. V. 11916. Art. 119167T.

4. *Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N.* Simulating planetary wave propagation to the upper atmosphere during stratospheric warming events at different mountain wave scenarios // *Advances in Space Research*. 2018. V. 61. I. 7. P. 1819–1836.

5. *Koval A.V., Gavrilov N.M., Pogoreltsev A.I., Kandjeva K.K.* Dynamical impacts of stratospheric QBO on the global circulation up to the lower thermosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2022. V. 127. Art. e2021JD036095.

6. *Koval A.V., Gavrilov N.M., Kandjeva K.K., Ermakova T.S., Didenko K.A.* Numerical simulation of stratospheric QBO impact on the planetary waves up to the thermosphere // *Scientific Reports*. 2022. V. 12. Art. 21701.

7. *Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Fröhlich K., Jacobi Ch.* Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2007. V. 69. P. 2083–2101.

8. *Salminen A., Asikainen T., Maliniemi V., Mursula K.* Dependence of sudden stratospheric warmings on internal and external drivers // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. Art. e2019GL086444.

9. *Siddiqui T.A., Chau J.L., Stolle C., Yamazaki Y.* Migrating solar diurnal tidal variability during Northern and Southern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings // *Earth, Planets and Space*. 2022. V. 74. Art. 101.

## АНАЛИЗ КОНТУРА ЛИНИЙ ДУБЛЕТА НАТРИЯ D2 ДЛЯ ЛИДАРНОГО ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ МЕЗОСФЕРЫ

Бобровников С.М., Жарков В.И.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: zharkov@iao.ru

В работе рассматривается проблема разработки лидарной методики для проведения измерений вертикального распределения температуры мезосферы с помощью резонансной флуоресценции в парах натрия. Описывается методика дистанционного определения температуры мезосферы по отношению интенсивностей лидарных сигналов резонансной флуоресценции в парах натрия для двух длин волн возбуждения дублета D<sub>2</sub>.

В настоящее время создание экспериментальных установок гелиогеографического комплекса для развития систем мониторинга геофизической обстановки является весьма актуальной задачей. Несмотря на многолетнюю историю изучения ионосферы сегодня трудно предсказать возникновение тех или иных явлений в ионосфере, так же как и не вполне ясно может ли состояние ионосферы заметно повлиять на физические параметры окружающей среды у поверхности Земли. Определение концентрации паров натрия и температуры на высотах 80-110км – мощный инструмент контроля за состоянием ионосферы и верхней атмосферы, который поможет при составлении прогнозов изменения геофизической обстановки [1].

Способ дистанционного измерения температуры мезосферы с помощью лидара предполагает дистанционное измерение доплеровского уширения спектральных линий компонентов мезосферы при лазерном возбуждении в зависимости от температуры [2]. Задача контроля величины доплеровского уширения спектральных линий является не тривиальной и требует применения методов спектроскопии высокого разрешения. Благодаря известному феномену существования мезосферных слоёв, содержащих пары щелочных металлов (Li, K, Na, Mg), обладающих большим сечением поглощения и резонансной флуоресценции, открываются большие возможности для развития методов дистанционного контроля параметров атмосферы на этих высотах за счёт использования эффектов резонансного взаимодействия лазерного излучения с атомными переходами в атомах щелочных металлов (таблица 1) [3]. При этом благодаря большой длине свободного пробега молекул в условиях низкой плотности атмосферы на этих высотах отсутствует эффект уширения давлением спектральных линий, а фактор тушения флуоресценции близок к единице.

Таблица 1. Параметры атомов некоторых щелочных металлов в мезосфере при  $T=200$  К и  $V=0$  м/с

Разновидность металла	Центральная длина волны	Атомная масса ( $\times 10^{-23}$ г)	Доплеровская ширина, $\sigma_D$ (MHz)	Сечение рассеяния $\sigma_s$ ( $\times 10^{-12}$ см <sup>2</sup> )
Na (D <sub>2</sub> )	588,995	3,8177	456,54	14,87
Fe	371,994	9,2738	463,79	0,944
K (D <sub>2</sub> )	769,896	6,4923	267,9	13,42
Ca	422,673	6,6556	481,96	38,48
Ca <sup>+</sup>	393,366	6,6556	517,87	13,94

Однако, несмотря на широкий список атомарных компонентов, регулярный мониторинг их содержания в мезосфере проводится лишь по некоторым элементам. Пары натрия вызывают наибольший интерес, поскольку имеют высокое сечение взаимодействия с лазерным излучением и высокую концентрацию в мезосфере. И это является основанием для проведения исследований спектроскопических особенностей атома натрия с точки зрения использования его спектров для дистанционной диагностики состояния мезосферы [4]. Наибольший интерес с этой точки зрения представляет желтый дублет натрия D<sub>2</sub>, проявляющийся в области длин волн 589 нм. На рисунке 1 представлены расчётные кривые уширенного эффектом Доплера контура линий дублета D<sub>2</sub>, при трёх различных значениях температуры. Как видно из рисунка, дублет D<sub>2</sub> содержит две линии, расстояние между центрами которых в шкале частот составляет величину порядка 1,7 ГГц, при полуширине каждой из них около 1 ГГц. Уникальная форма дублета D<sub>2</sub> в виде двух перекрывающихся доплеровских контуров позволяет построить методику измерения температуры паров натрия на основе использования температурной зависимости отношения интенсивностей резонансной флуоресценции при возбуждении на двух разнесённых частотах. При этом основной вопрос построения методики состоит в выборе двух частот возбуждения, обеспечивающих максимальную крутизну температурной зависимости отношения интенсивностей. С целью поиска оптимальной пары частот возбуждения было проведено математическое моделирование контура линий дублета D<sub>2</sub> в приближении доплеровского уширения и проанализирована температурная зависимость формы контуров и их производных по температуре, определяющих температурную чувствительность метода [6-7].

На рисунке 2 представлена относительная температурная чувствительность интенсивности резонансной флуоресценции в зависимости от положения линии возбуждения в пределах контура перекрывающихся линий дублета D<sub>2</sub>, при температуре паров 200 К. Из рисунка видно, что в зависимости от выбора частоты возбуждения в пределах контура дублета можно выделить две области с положительной зависимостью интенсивности резонансной флуоресценции от температуры, расположенные в окрестности центров линий дублета.

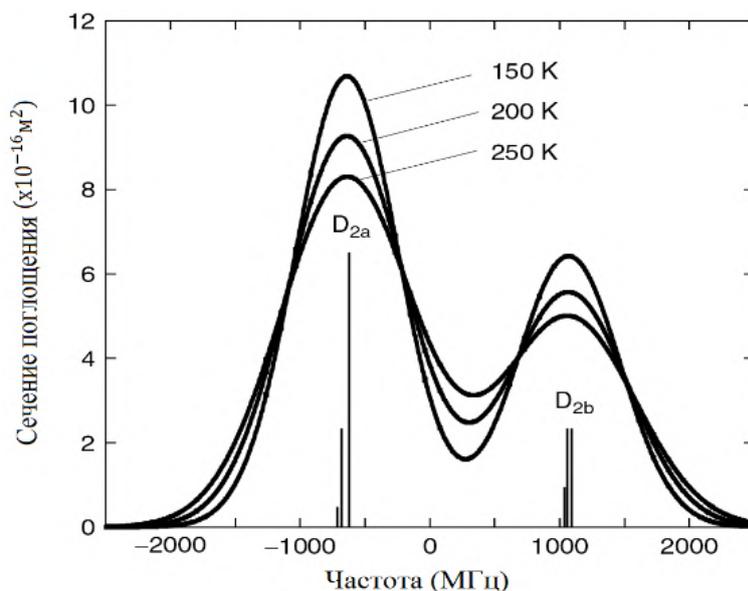


Рисунок 1 – Результирующий контур спектральных линии дублета натрия D<sub>2</sub> при различной температуре

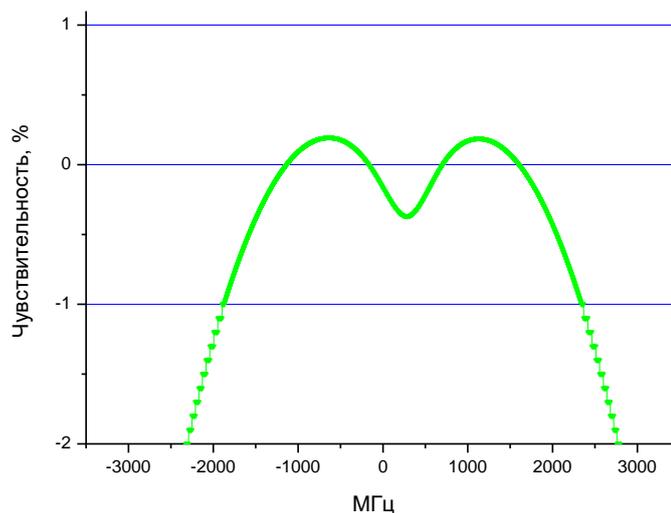


Рисунок 2 – относительная температурная чувствительность интенсивности резонансной флуоресценции в зависимости от положения линии возбуждения в пределах контура D<sub>2</sub>, при температуре паров 200 К

Области с отрицательной зависимостью от температуры соответствуют крыльям линий дублета. Особый интерес вызывает точка между линиями дублета, где отрицательные температурные зависимости интенсивностей крыльев линий D<sub>2a</sub> и D<sub>2b</sub> складываются. Таким образом, анализ температурной чувствительности интенсивности резонансной флуоресценции в зависимости от положения линии возбуждения в пределах контура перекрывающихся линий дублета D<sub>2</sub> позволяет найти оптимальную пару частот возбуждения, обеспечивающую максимальную крутизну температурной зависимости отношения интенсивностей резонансной флуоресценции. Если за начало отсчёта принять частоту, определяющую энергетический центр тяжести дублета D<sub>2</sub>, то, как показывают расчёты, частотный сдвиг, соответствующий

максимальной положительной температурной чувствительности будет составлять -625 МГц и совпадёт с положением центра линии  $D_{2a}$ . Максимальная отрицательная температурная чувствительность реализуется при частотном сдвиге 250 МГц, что соответствует провалу в огибающей между линиями  $D_{2a}$  и  $D_{2b}$ . Выбрав положение частот возбуждения внутри контура дублета можно построить температурозависимое отношение интенсивностей резонансной флуоресценции  $R(T)$  и исследовать его свойства.

$$R(T) = \frac{I_+}{I_-},$$

где,  $I_+$  и  $I_-$  – интенсивности сигналов резонансного рассеяния натрия на частотах, соответствующих максимуму чувствительности с положительной и отрицательной температурной зависимостью соответственно. Теоретическая зависимость оптимального отношения интенсивностей резонансной флуоресценции в парах натрия от температуры представлена на рисунке 3.

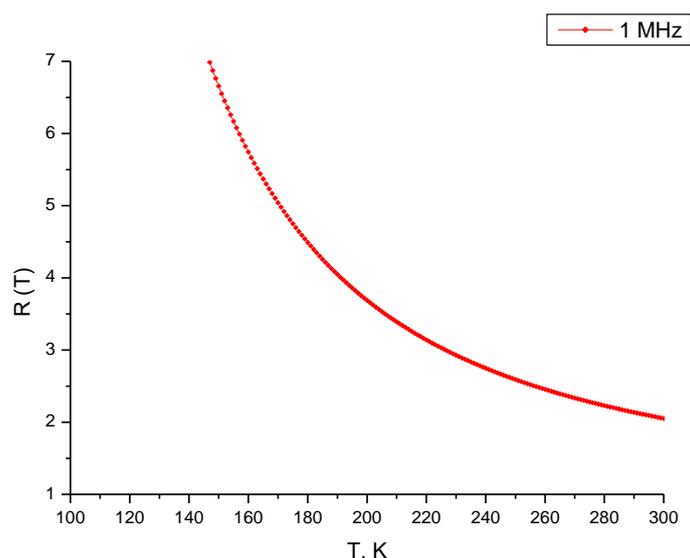


Рисунок 3 – Зависимость отношения интенсивностей сигналов от температуры, при ширине лазерной линии 1 МГц

Отношение  $R(T)$  является ключевой характеристикой метода дистанционного определения температуры мезосферы на основе эффекта резонансной флуоресценции в парах натрия и может быть использовано как для непосредственного измерения температуры, так и для проведения расчётов при планировании экспериментов и разработке аппаратуры. Вопросы калибровки метода выходят за рамки темы настоящего сообщения и будут обсуждены в дальнейшем.

Исследование выполнено при финансовой поддержке государственного задания ИОА СО РАН (№ 121031500341-3).

1. *Weirkamp C.* Lidar Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere. Springer Science, 2005. P. 317-366.
2. *Fujii T., Fukuchi T.* Laser remote sensing. CRC Press, 2005. P. 208-255.
3. *Gardner C.S.* Performance capabilities of middle-atmosphere temperature lidars: comparison of Na, Fe, K, Ca, Ca<sup>+</sup>, and Rayleigh systems // *Appl. Opt.* 2004. V. 43. № 25. P. 4941.
4. *Bills R., Gardner C.*, Narrowband lidar technique for sodium temperature and Doppler wind observations of the upper atmosphere // *Optical Engineering.* 1991. V. 30. P. 13-21.
5. *Nesse H., Heinrich D., Williams B.P., et al.* A case study of a sporadic sodium layer observed by the ALOMAR Weber Na lidar // *Annales Geophysicae.*, 2008. V. 26. P. 1071-1081.
6. *Hu X., Yan Z., Guo S.* Sodium fluorescence Doppler lidar to measure atmospheric temperature in the mesopause region // *Chinese Science Bulletin.* 2011. V. 56. N 4-5. P. 417-423.

# ВНУТРИГОДОВАЯ ДИНАМИКА ФОНОВОГО СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НАД ТОМСКОМ ПО ДАННЫМ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В 2023 Г.

Маричев В.Н., Бочковский Д.А.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: marichev@iao.ru, moto@iao.ru

В докладе представлены исследования внутригодовой изменчивости вертикально-временной структуры фонового аэрозоля и его интегрального наполнения в стратосфере на основе анализа оптических характеристик аэрозоля. Результаты получены на лидарном комплексе станции высотного зондирования атмосферы ИОА СО РАН за 2023 г. По данным мониторинга, как и в предыдущие годы, установлена устойчивая тенденция накопления аэрозоля в нижней стратосфере в холодный период года с максимальным содержанием в январе и убыванием весной до практического отсутствия в июне-июле. С сентября начинается рост содержания аэрозоля в нижней стратосфере до его максимального значения в зимний период. В верхней стратосфере (30-50 км) в течение всего года фоновый аэрозоль практически отсутствует.

**Введение.** В 2023 г. на лидарном комплексе ИОА СО РАН продолжались наблюдения за поведением аэрозольной компоненты стратосферы над Томском в различные месяцы года. Для указанного периода, как и периода предыдущих нескольких лет, характерным являлось отсутствие мощных вулканических извержений, которые могли бы оказывать влияние на заметное возмущение аэрозольной компоненты стратосферы Северного полушария, включая регион Западной Сибири. Поэтому имелась возможность проследить особенности вертикально-временной изменчивости наполнения стратосферы фоновым аэрозолем и его интегральным содержанием для Западной Сибири, включая приведенные в работах [1-3] исследования предыдущих лет за достаточно длительный временной интервал.

Используемая для анализа первичная информация состояла из массива данных из 75 суммарных сигналов, накопленных в отдельные ночи 2023 г. Для сравнительного анализа были взяты результаты лидарного мониторинга стратосферы за 2017 – 2022 гг.

**Аппаратура, условия проведения мониторинга, определяемые параметры.** Измерения проводились на лидарном комплексе, передатчиком которого являлся лазер LS-2137U-UV3 на АИГ:  $\text{Nd}^{3+}$  с излучением на длине волны 532 нм, энергией импульсов 400 мДж с частотой генерации 10 Гц. Обратнорассеянное излучение поступало на телескоп системы Ньютона с приемным зеркалом диаметром 1 м и фокусным расстоянием 2 м. Прием световых сигналов проводился по двум каналам с разделением в соотношении 10 % и 90 % в целях уменьшения динамического диапазона (ближняя и дальняя зона приема). Разделенные оптические сигналы поступали на фотосенсорные модули (фирма Hamamatsu), где происходило их преобразование в

электрические сигналы в режиме счета фотонов. Далее производилась их регистрация в счетчике фотонов с дальнейшей передачей данных в компьютер для сбора и накопления.

Зондирование проводится в ночное время суток. Диапазон высот зондирования - от 10 до 50 км. Используемое вертикальное разрешение измерения сигнала (длина строба) составляет 192 м. Единичная серия измерений равнялось 10 мин., а среднее время проведения измерений за ночь – около двух часов.

В качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика  $R(H)$  – отношение аэрозольного рассеяния

$$R(H) = \frac{\beta(H)}{\beta_M(H)} = \frac{\beta_M(H) + \beta_A(H)}{\beta_M(H)} = 1 + \frac{\beta_A(H)}{\beta_M(H)},$$

где  $H$  – текущая высота,  $\beta_M(H)$ ,  $\beta_A(H)$  коэффициенты молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния света.

Контроль за временной динамикой аэрозольного наполнения стратосферы проводился с использованием параметра  $B$  - интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, определяемого по формуле

$$B = \int_{H_1}^{H_2} \beta(h) dh$$

где  $H_1 = 10$  км,  $H_2 = 30$  км.

Данные параметры  $R$  и  $B$  широко используются в мировой практике лидарного мониторинга атмосферы для исследования пространственно-временной динамики аэрозольной компоненты [4].

**Результаты наблюдений.** Профили стратификации аэрозоля для холодного периода года, (январь, февраль), представлены на рис. 1. Из-за неблагоприятных погодных условий (облачное небо) измерения были ограничены пятью отдельными ночами наблюдений. Несмотря на значительный временной разрыв в измерениях (в среднем 10 суток), в январе наблюдается устойчивая структура вертикальной стратификации аэрозоля с основным содержанием в нижней стратосфере (10-30 км). Для февраля отмечается аналогичная ситуация с некоторым уменьшением содержания аэрозоля в нижней половине стратосферы (на высоте 15 км  $R=1.2 - 1.3$  для февраля по сравнению с  $R=1.4$  для января) и высоты слоя основного аэрозольного наполнения до 20-25 км.

Вертикальное распределение аэрозоля в весенний период показано на рис. 2.

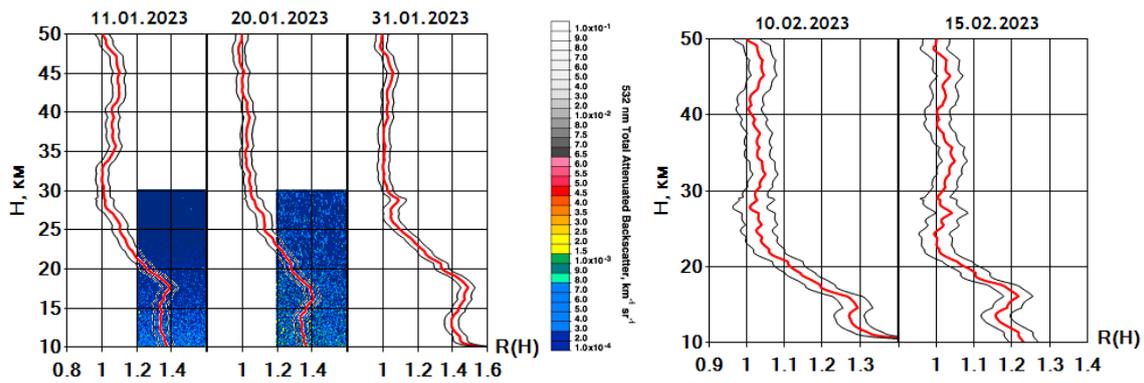


Рисунок 1 – Профили вертикальной стратификации аэрозоля за январь - февраль 2023 г., выраженные через параметр отношение рассеяния R (кривые красного цвета, черного - коридор стандартного отклонения). Цветовой градацией обозначена стратификация аэрозоля, выраженная через коэффициент обратного рассеяния, полученная спутником Калипсо

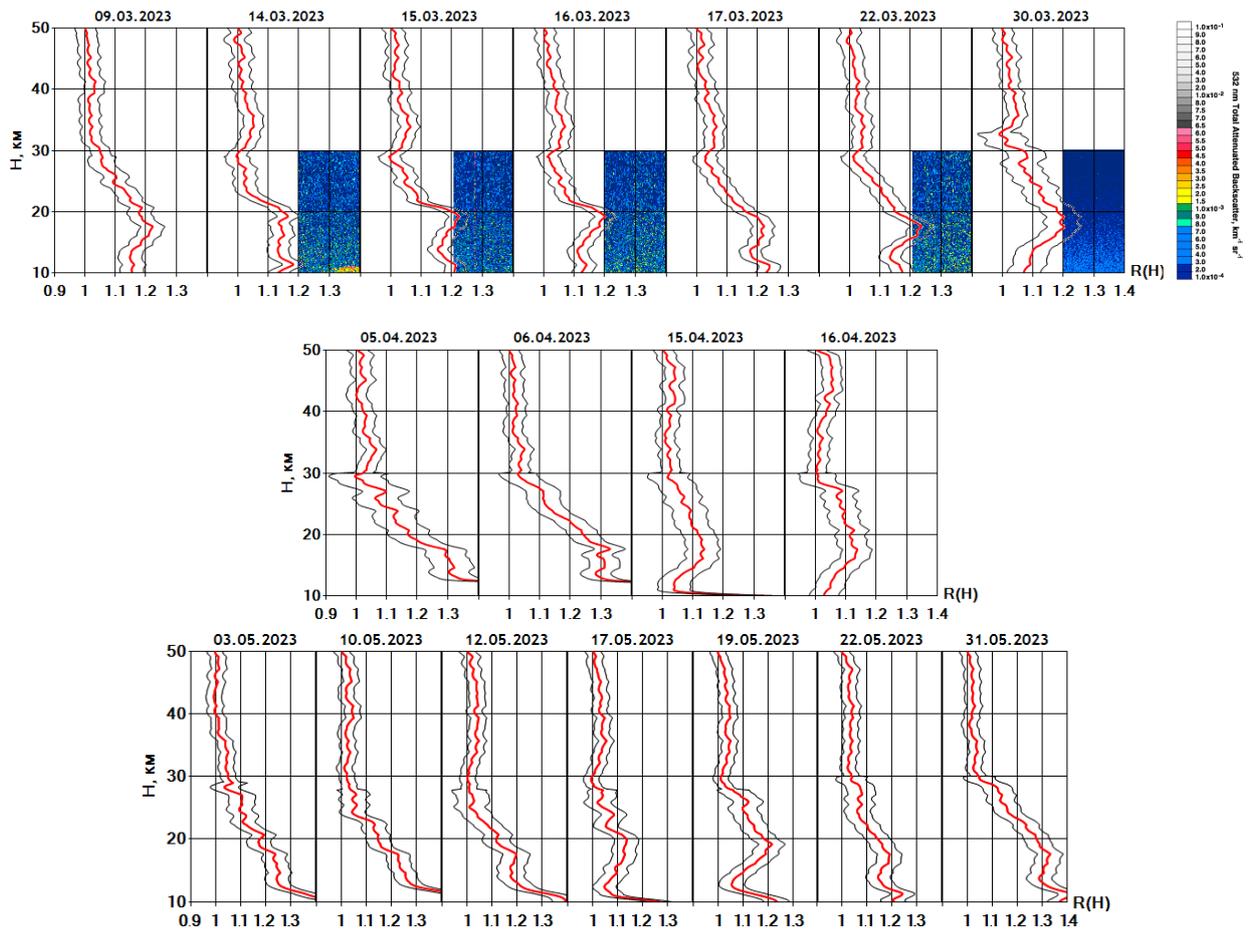


Рисунок 2 – Профили вертикальной стратификации аэрозоля весны 2023 г.

В весенний период года, в отличие от наблюдений прошлых лет, нельзя сказать об устойчивом спаде аэрозольного наполнения нижней стратосферы. Следует отметить заметную динамику вертикальной стратификации аэрозоля. Так, в марте вертикальная стратификация

аэрозоля оценивается средним значением  $R \approx 1.2$  в слое 10- 20 км и основным содержанием аэрозоля в слое от 10 до 30 км., в апреле отношение рассеяния на в слое 10-20 км испытывает заметные колебания от 1.1 до 1.3. до , а слой основного аэрозольного наполнения стратосферы остается постоянным (10- 30 км.) . В мае слой основного содержания аэрозоля сокращается до высоты 25 км, вместе с тем наблюдаются случаю наблюдений с повышенным содержанием аэрозоля (3, 10, 11 мая) с  $R \approx 1.5$  на высоте 10 км. Данное обстоятельство, вероятнее всего, связано с заносом пирокумулятивных облаков от лесных пожаров.

Летний периода года (рис.3) характерен низким значением аэрозольной компоненты в стратосфере, при котором отмечаются случаи незначительного содержания аэрозоля в отдельных участках слоя 15 -25 км ( $R \leq 1.1$ ). Ниже 15 км наблюдаемые всплески аэрозольного рассеяния могут быть вызваны как отмеченным выше появлением пирокумулятивных облаков, так и циррусов. Выше 25 км. присутствие аэрозоля не наблюдается.

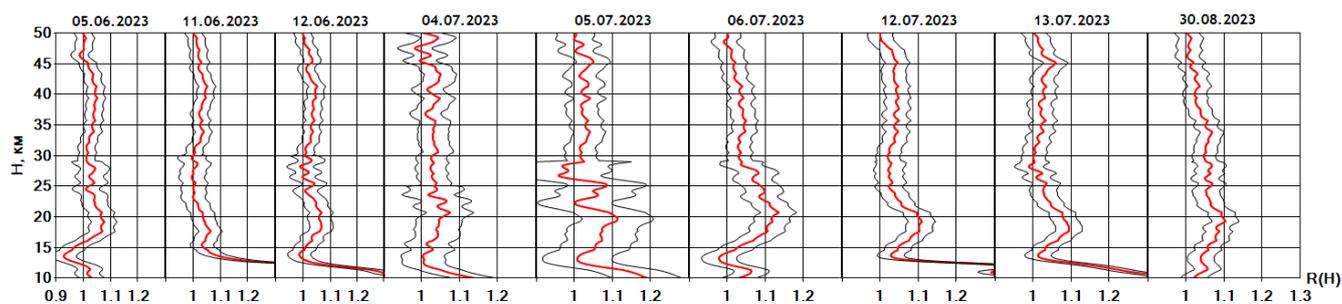


Рисунок 3 – Отдельные примеры стратификация аэрозольного наполнения в июне - августе 2023 г.

Далее с сентября происходит рост аэрозольного наполнения нижней стратосферы (рис.4). Особняком выделяется случаи резкого увеличение содержания аэрозоля в отдельные даты осеннего периода, которое в отдельных случаях превышает его максимальные значения декабря-января, наблюдаемых обычно как в предыдущие годы, так и в этом году. Вероятнее всего, данный факт, как и отмечалось выше, связан с заносом аэрозоля, образовавшегося от пожаров в Восточной Сибири. Заметим, что одним из наиболее впечатляющих явлений, исследования которого стали развиваться в последние два десятилетия – это выброс аэрозолей горения в нижнюю стратосферу при образовании мощных пирокумулятивных кучево-дождевых облаков [4-11]. В декабре происходит максимальное наполнение стратосферы аэрозолем до высот 40 км.

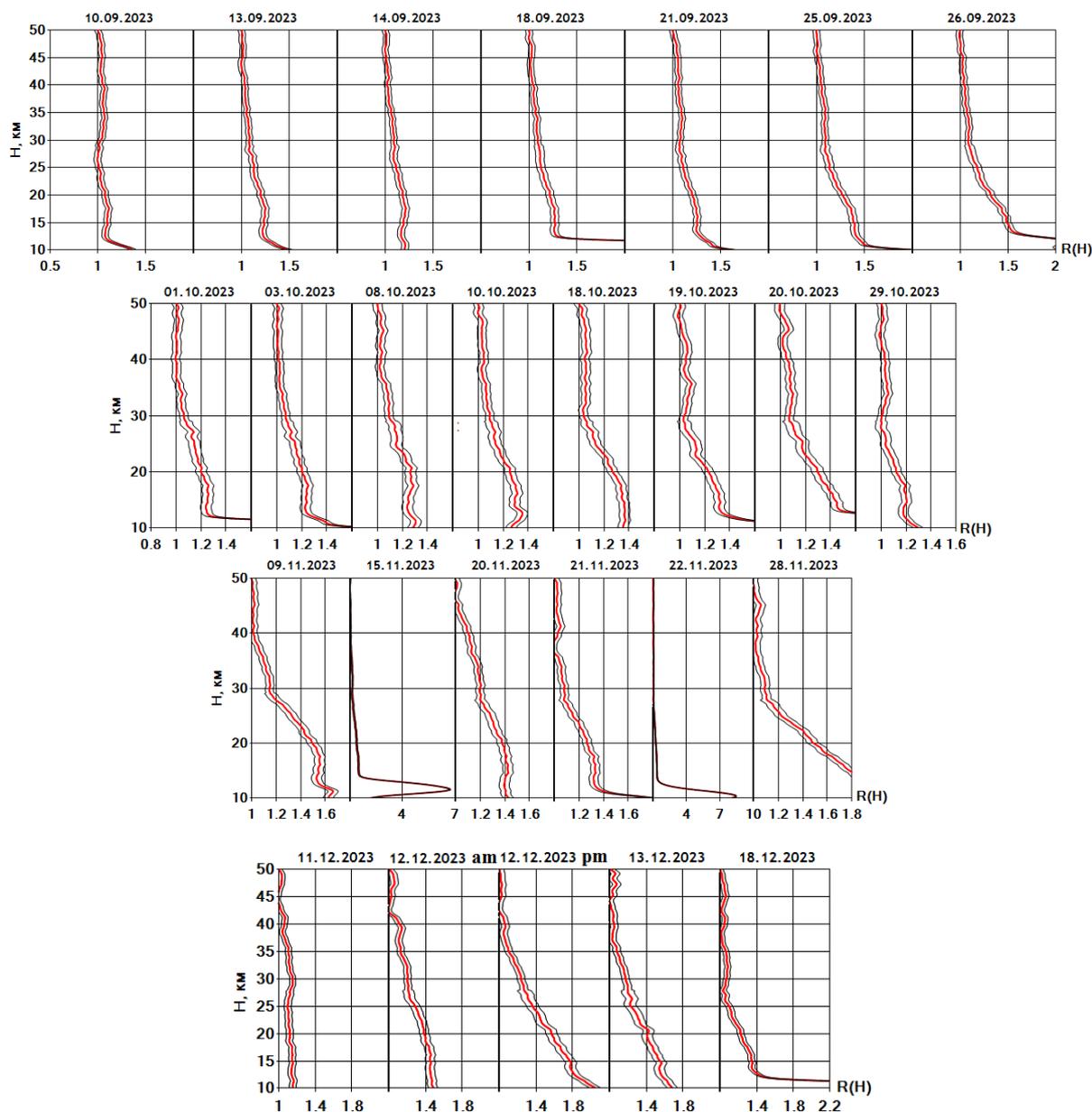


Рисунок 4 – Стратификация аэрозольного наполнения в сентябре – декабре 2023 г.

Временная динамика полного наполнения стратосферы фоновым аэрозолем с началом от 2017 до 2021 г. и дополненная наблюдениями 2022 г, выраженная через параметр интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния  $B$ , представлена на рис.5.

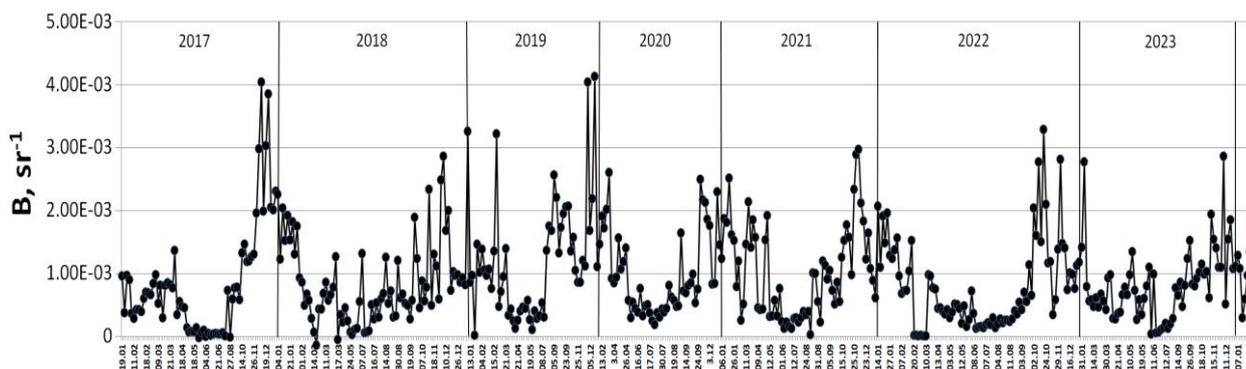


Рисунок 5 – Временной ход интегрального коэффициента обратного рассеяния над Томском

В целом по годам максимальные аэрозольные наполнения стратосферы, как видно из рисунка, происходит в зимние месяцы и центрируются относительно января. Вместе с тем оно неравномерно распределено по годам и отмечается резкими и значительными колебаниями. Последние наиболее проявились с конца 2017 г. по начало 2020 г. В период 2020-23 гг. амплитуда колебаний заметно снизилась.

Для наглядности в виде цветовой градации на рис.6 представлена внутригодовая динамика вертикального наполнения стратосферы аэрозолем. Из рисунка видны даты с заметным содержанием аэрозоля в нижнем слое стратосферы 10-15 км, который, как отмечалось неоднократно, может быть вызван возникновением аэрозоля от лесных пожаров и появлением циррусов. Подобные случаи с всплесками аэрозольного содержания преимущественно наблюдались во второй половине года. В целом аэрозольное наполнение ограничивается преимущественно высотой 30 км, выше наблюдается молекулярное наполнение.

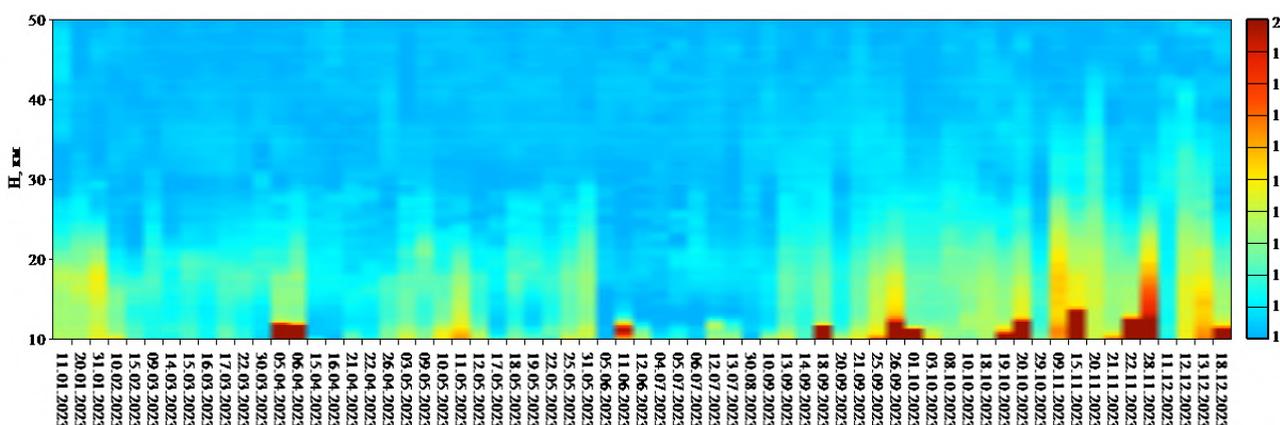


Рисунок 6 – Динамика вертикальной стратификации аэрозоля за 2023 г, выраженная через оптический параметр отношения рассеяния R

**Заключение.** По результатам лидарного мониторинга стратосферы Западной Сибири за 2023 г. подтвержден факт максимального наполнения нижней стратосферы (10 -30 км) фоновым аэрозолем зимой, его малым содержанием, вплоть до полного отсутствия, летом и промежуточным значением с убыванием весной и ростом осенью. В верхней стратосфере (30 - 50 км) фоновый аэрозоль в летний период года практически отсутствует. Тем самым, включая подтверждение данного факта предыдущими многолетними измерениями, выявляется внутригодовая цикличность аэрозольного наполнения стратосферы Западной Сибири.

НИР выполнена в рамках проекта государственного задания ИОА СО РАН.

1. Маричев В.Н., Бочковский Д.А., Елизаров А.И. Оптические характеристики стратосферного аэрозоля Западной Сибири по результатам лидарного мониторинга в 2010–2021 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2022. Т. 35. № 09. С. 717–721.

2. *Marichev V.N., Bochkovskii D.A.* Study of variability of the background aerosol content in the stratosphere over Tomsk by lidar measurement data in 2016-2019 // *Proc. SPIE*. 2020. V. 11560. Art. 1156088. P. 1156088-1-1156088-6.
3. *Marichev V.N., Bochkovskii D.A.* Monitoring the Variability of the Stratospheric Aerosol Layer over Tomsk in 2016–2018 Based on Lidar Data // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2021. V. 46. P. 43–51.
4. *Trickl T., Giehl H., Jäger H., Vogelmann H.* 35 yr of stratospheric aerosol measurements at Garmisch-Partenkirchen: from Fuego to Eyjafjallajökull, and beyond // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. P. 5205–5225.
5. *Cheremisin A.A., Marichev V.N., Bochkovskii D.A., Novikov P.V., Romanchenko I.I.* Stratospheric Aerosol of Siberian Forest Fires According to Lidar Observations in Tomsk in August 2019 // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022. V. 35. № 01. P. 57–64.
6. *Vaughan G., Draude A.P., Ricketts H.M.A., Schultz D.M., Adam M., Sugier J., Wareing D.P.* Transport of Canadian forest fire smoke over the UK as observed by lidar // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 11375–11388.
7. *Ansmann A., Baars H., Chudnovsky A., Mattis I., Veselovskii I., Haarig M., Seifert P., Engelmann R., Wandinger U.* Extreme levels of Canadian wildfire smoke in the stratosphere over central Europe on 21–22 August 2017 // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 11831–11845.
8. *Khaykin S.M., Godin-Beekmann S., Hauchecorne A., Pelon J., Ravetta F., Keckhut P.* Stratospheric smoke with unprecedentedly high backscatter observed by lidars above southern France // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 1639–1646.
9. *Siddaway J.M., Petelina S.V.* Transport and evolution of the 2009 Australian Black Saturday bush fire smoke in the lower stratosphere observed by OSIRIS on Odin // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. D06203.
10. *Fromm M., Alfred J., Hoppel K., Hornstein J., Bevilacqua R., Shettle E., Servranckx R., Li Z., Stocks B.* Observations of boreal forest fire smoke in the stratosphere by POAM III, SAGE II, and lidar in 1998 // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. N 9. P. 1407–1410.
11. *Korshunov V.A., Zubachev D.S.* Characteristics of Stratospheric Aerosol from Data of Lidar Measurements over Obninsk in 2012–2015 // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2017. V. 30. № 03. P. 226–233.

# МНОГОЛЕТНИЙ ЛИДАРНЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ НАД ТОМСКОМ

Маричев В.Н., Бочковский Д.А., Елизаров А.И.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: marichev@iao.ru, moto@iao.ru

В работе выполнены обработка и анализ долговременных рядов вертикального распределения температуры в средней атмосфере (интервал высот 15 - 60 км) над Томском, полученных на базе регулярных измерений лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН за период 2010 - 2023 гг. На основе полученных экспериментальных данных выявлены региональные особенности внутри- и межгодовой изменчивости термического состояния средней атмосферы над Западной Сибирью и предложена более адекватная к реальным условиям термодинамическая модель средней атмосферы для данного региона.

**Введение.** Актуальная проблема изменения климата требует контроля термодинамических характеристик атмосферы. Прежде всего это относится к термическому режиму атмосферы. Данные о температуре играют важную роль в таких областях, как динамика атмосферы, климатология, метеорология, химия и т.д. Температура является одним из ключевых параметров состояния атмосферы, и её измерение важно для понимания динамики атмосферы как в локальных, так и глобальных масштабах. Естественно, что получение такой информации возможно на основе проведения регулярных измерений температуры вертикального разреза слоев атмосферы и также анализа полученных рядов данных. Среди современных методов и средств для исследования термического режима средней атмосферы особо следует выделить лидарные технологии. С описанием этой технологии и результатами ее применения к исследованию средней атмосферы можно ознакомиться в обзорных [1,2] и оригинальных работах [3-7].

В работе [8] была представлена термодинамическая модель средней атмосферы Западной Сибири по результатам многолетних наблюдений за период 2010 - 2020 гг. Было показано, что для теплого периода каждого года (с мая по сентябрь) установлено стабильное распределение температуры с отклонением до нескольких К по отдельным годам. Для холодного периода года (с октября по апрель) в интервале высот от 15 до 25 км "лидарный" профиль температуры сдвинут от модельного в отрицательную сторону, выше от 25 до 50 км в положительную. Выявлено принципиальное отличие вертикального распределения температуры (ВРТ), построенного по лидарным данным, и международной моделью COSPAR CIRA-86 [12].

Данная работа расширяет ранее представленный диапазон еще тремя годами 2021 – 2023 гг. Массив данных первичной информации дополняется еще 2300 суммарными сигналами

обратного рассеяния на длине волны 532 нм, накопленных в отдельные ночи со следующим распределением по годам: 2021 – 65, 2022 – 90, 2023 - 75. Таким образом, термодинамическая модель средней атмосферы Западной Сибири состоит из более чем 10000 суммарных сигналов обратного рассеяния за последние 14 лет.

Профили температуры  $T(H)$  рассчитывались по лидарным сигналам по формуле [9]:

$$T(H) = \frac{P_1(H)P_2(H)}{N(H)H^2} \left[ \frac{N(H_m)}{P_1(H_m)P_2(H_m)} T(H_m) + \frac{1}{R^*} \int_{H_m}^H \frac{N(h)h^2 g(h)dh}{P_1(h)P_2(h)} \right]$$

где  $N(H)$  - лидарные сигналы,  $P_1(H)$  и  $P_2(H)$  - пропускание атмосферы от лидара до текущей высоты  $H$  на длине волны 532 нм  $R^*$  - универсальная газовая постоянная,  $g(h)$  ускорение свободного падения,  $H_m$  - максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы (так называемая высота калибровки, на которой задается значение температуры  $T(H_m)$ ).

В работе приводятся среднемесячные профили температуры за весь период наблюдений 2010 -2023 гг. Так же описан использованный метод обработки и фильтрации первичного массива данных.

**Фильтрация данных.** При анализе ряда экспериментальных данных было необходимо принимать во внимание возможное наличие выбросов – значений, значительно отличающихся от остальной части данных. В общем случае, основными причинами выбросов являются ошибки при измерениях, не стационарность объекта исследования, особенность выборки и различные случайные факторы. При этом следует учитывать, что, не все выбросы могут быть ошибками. Поэтому необходимо тщательно анализировать каждый выброс, чтобы определить его причину, поскольку некорректное удаление выбросов может привести к искажению результатов. Для обеспечения точности результатов измерений было решено провести процесс обнаружения и устранения выбросов в наборе данных.

Самым простым методом обработки данных, с целью выявления выбросов является метод, основанный на визуализации анализируемого ряда. Например, на рисунке 1 приведены два графика распределения температуры от высоты. Очевидно, что левый график указывает на наличие выбросов, разброс температуры для этих данных составил 407 К и 60 К.?

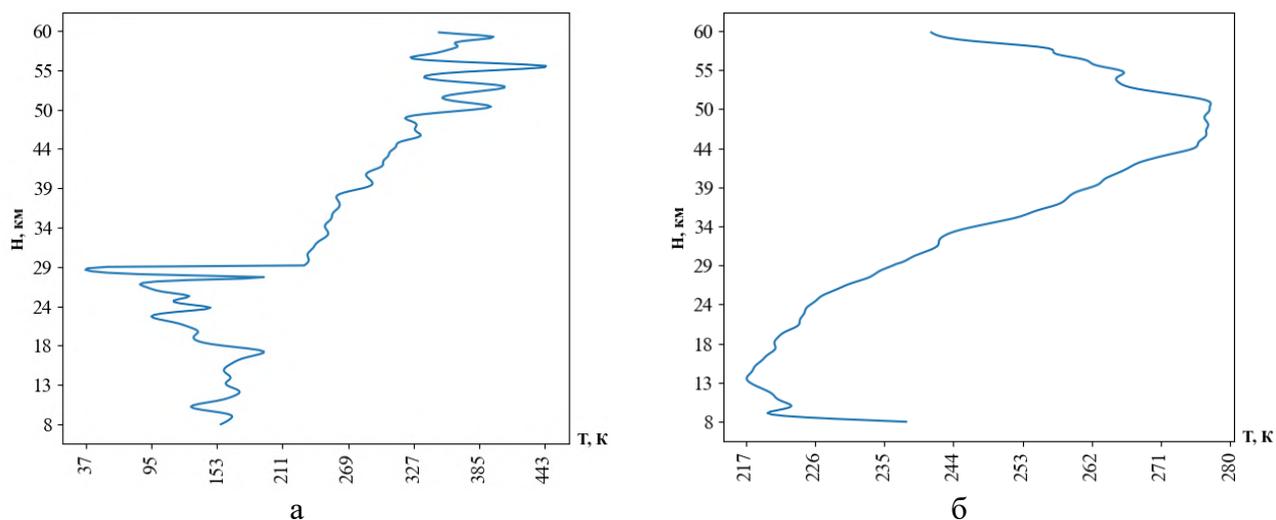


Рисунок 1 – Профили температуры, измеренные в разные дни: а – данные с наличием выбросов; б – данные без выбросов

Не смотря на простоту метода, он обладает существенными недостатками, такими, как субъективность при интерпретации, трудоемкость, особенно на больших объемах данных и невозможность автоматизации. Визуализация может быть эффективным инструментом на начальном этапе обработки данных, но она не должна быть единственным методом. Для достижения точной и объективной оценки необходимо использовать другие методы или несколько методов в совокупности. Например, возможно использование известных математических моделей для оценки допустимых значений. В данном исследовании такой подход является не реализуемым, в виду отсутствия моделей, поэтому для первичной обработки данных предпочтительнее использование статистических методов обработки.

Статистические методы обработки выбросов включают различные подходы для обнаружения и устранения аномалий в данных [10]. Некоторые из наиболее распространенных методов включают в себя: критерий «трёх сигм» или z-критерий Фишера, анализ коэффициента вариации, оценка межквартильного размаха. Критерий «трёх сигм», и подобные ему, определяют потенциальные выбросы как значения, которые отклоняются от среднего значения больше чем на три стандартных отклонения. Отметим, что для данных, представленных на рис. 1, данный указанный критерий не позволяет выявить выбросы, обнаруженные визуальным анализом. Метод является простым, наглядным, но не подходит для анализа малых выборок.

Коэффициент вариации является мерой относительной изменчивости данных и вычисляется как отношение стандартного отклонения к среднему значению. Его использование может быть полезным инструментом для обнаружения выбросов в наборе данных. Для обнаружения выбросов нужно определить пороговое значение для значения коэффициента вариации, которое будет считаться "нормальным" для анализируемого набора данных. Это

может быть фиксированный порог или определенный на основе специфики исходных данных и экспертных знаний. Обычно значения коэффициента вариации могут варьироваться в зависимости от конкретной области исследования, но часто используется порог в диапазоне от 20% до 30%. Например, для данных, представленных на рис.1а, с пороговым значением равным 20%, выбросами можно считать 38% значений, от исходного ряда данных, что достаточно хорошо соотносится с визуальным анализом. Естественно, что в таком случае необходимо проводить более детальный анализ таких данных, либо полностью исключать такой ряд из дальнейшего анализа.

Другой подход, называемый метод квартильных функций, основан на изучении различных характеристик распределения данных, таких как квартили, интерквартильный размах и межквартильный диапазон. Выбросы могут быть определены как значения, находящиеся за пределами определенного диапазона, который основан на квартильных значениях [11]. Для применения данного критерия сначала выполняется процедура вычисления квартилей: квартили делят набор данных на четыре равные части, где первый квартиль представляет 25% данных, а третий квартиль представляет 75% данных. На основании этого определяют межквартильный размах (Interquartile Range, IQR), как разницу между третьим и первым квартилями данных. Далее, определяются верхняя и нижняя границы для обнаружения выбросов, которые обычно считаются как:

- нижняя граница: Первый квартиль минус  $1,5 * IQR$ .
- верхняя граница: Третий квартиль плюс  $1,5 * IQR$ .

После обнаружения выбросов следует проанализировать их природу и принять решение о том, как их обрабатывать. Если значение находится за пределами верхней или нижней границы, оно может считаться выбросом. При этом их можно удалить, или произвести замену их средними значениями или медианами, или выбрать другие методы коррекции данных. Преимущество использования метода межквартильного размаха заключается в его устойчивости к выбросам и нераспределенности данных. Однако следует отметить, что использование межквартильного размаха имеет свои ограничения. Этот метод определяет выбросы только на основе статистической изменчивости данных и не учитывает контекст или специфические особенности предметной области. Поэтому рекомендуется комбинировать его с другими методами и экспертными знаниями для более надежного обнаружения выбросов. Для данных, представленных на рис.1а, в соответствии с данным критерием, выбросами можно считать всего 6% значений, от исходного ряда данных. А для данных, представленных на рис.1б, данный метод и метод, основанный на вычислении коэффициента вариации, позволяют

считать выбросами порядка 8% данных. Выбросами в этом случае признаются одни и те же значения из ряда данных.

В результате проведенного анализа можно сделать выводы что, ни один из методов не является безошибочным. Поэтому рекомендуется использовать несколько методов в совокупности, с учетом контекста данных. В рамках выполнения данной работы проверка исходных выполнялась последовательно с помощью методов оценки вариации и вычисления межквартильного размаха. В случае если коэффициент вариации превышает значение 20%, а количество данных, которые выходят за границы межквартильного размаха, составляет более 10%, то такие ряды данных считаются выбросами и исключаются из дальнейшего рассмотрения. Если выбросами, в результате автоматической двухкритериальной проверки, признаются данные только по одному из критериев, то такие данные проверяются в ручном режиме.

**Результаты обработки температурных профилей средней атмосферы.** На рис. 2 приведены семейства кривых среднемесячных профилей температуры (СПТ) и расчеты СПТ, усредненных за весь период измерений для холодного и теплого периода 2010 - 2023 гг., и сравнение их с международной эмпирической моделью атмосферы CIRA - 86, рекомендуемой комитетом по космическим исследованиям.

Максимальный разброс кривых ВРТ отмечается для января месяца. Данный факт свидетельствует о том, что для этого месяца характерен более нестабильный термический режим средней атмосферы во всем слое от 15 до 60 км. На рисунке 2 с большим положительным отклонением выделяется профиль за январь 2010 г., который был вызван сильным (мажорным) стратосферным потеплением этого года. С апреля начинается стабилизация термического режима, который становится устойчивым в мае - августе, охватывая интервал высот 20 - 60 км. Некоторый незначительный разброс температурных кривых отмечается в нижнем слое 15 - 25 км. С сентября начинается дестабилизация термического режима, которая происходит во всем слое от 15 до 60 км и достигает максимума в декабре. Наиболее сильные колебания температуры происходит в нижнем слое 15 - 30 км.

Как уже отмечалось ранее [8], наибольший среднеквадратичный разброс кривых с максимумом в январе (до  $\pm 15$  К на высоте 40 - 45 км) характерен для зимних месяцев. Ранней весной и поздней осенью разброс сокращается, а в теплый период года от мая по сентябрь становится минимальным (до единиц К). При сравнении среднемесячных профилей температуры с моделью CIRA-86 обращает на себя внимание точка их пересечения на высоте около 25 км. Так, в первой и последней декаде года выше этой точки среднемесячный температурный профиль отклоняется в отрицательную сторону от модельного, а ниже - в

положительную. В теплый период года с мая по сентябрь СПТ, с некоторым отличием в сентябре на высотах от 15 до 25 км, практически совпадает с модельным.

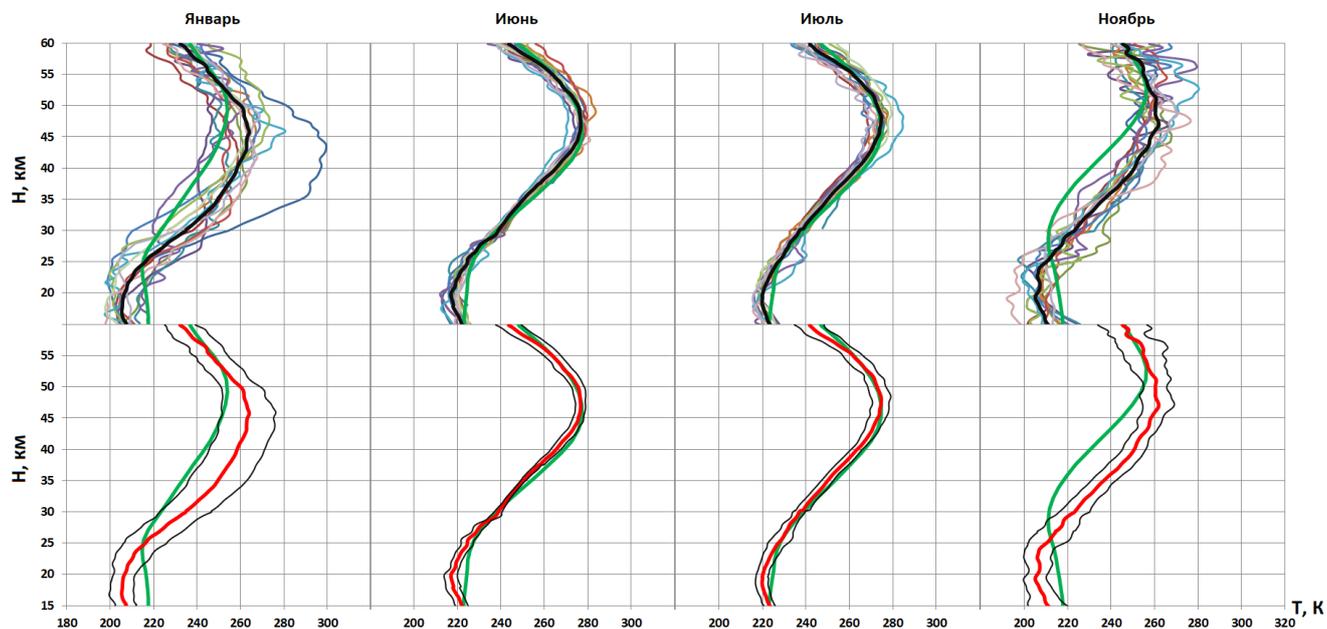


Рисунок 2 – Выборочные среднемесячные профили температуры за каждый год периода 2010 - 2023 гг. (разноцветные кривые, верхние профили). Среднемесячные профили температуры за весь период наблюдений 2010 -2023 гг. в сравнении с моделью CIRA-86 (кривые красного и зеленого цвета). Тонкими кривыми черного цвета обозначен коридор стандартного разброса годовых СПТ

На рис. 3 показан вклад последних трех лет в общий расчет среднемесячных профилей температуры в средней атмосфере, выраженный в относительном отклонении СПТ за период 2010 – 2023 гг. от расчетов за 2010 – 2020 гг. Как можно видеть, исходное значение профилей температуры, при добавлении последних лет, за каждый анализируемый месяц, изменилось на  $\pm 0.5\%$  для теплого периода времени и  $\pm 1\%$  для холодного времени года во всем диапазоне высот 15 – 60 км при коридоре стандартного разброса годовых СПТ рассчитанных за 2010 – 2020 гг. в  $\pm 2\%$  и  $\pm 5\%$ , соответственно. Стоит отметить ноябрь месяц, в котором наблюдается повышение температуры на высотах 15 – 33 км на 1.2 % и снижение на 1.1 % в диапазоне 46 – 50 км от исходных значений за 2010 – 2020 гг.

Таким образом, показано, что вклад последних 3 лет в рассчитанные 11-летние среднемесячные профили температуры значительно не влияет на общее распределение ВРТ в диапазоне высот 15 - 60 км и не выходит за коридор стандартного разброса годовых СПТ.

На следующем рис. 4 представлено относительное отклонение среднемесячных профилей температуры, усредненных за весь период измерений 2010 - 2023 гг. от модельного распределения температуры CIRA-86.

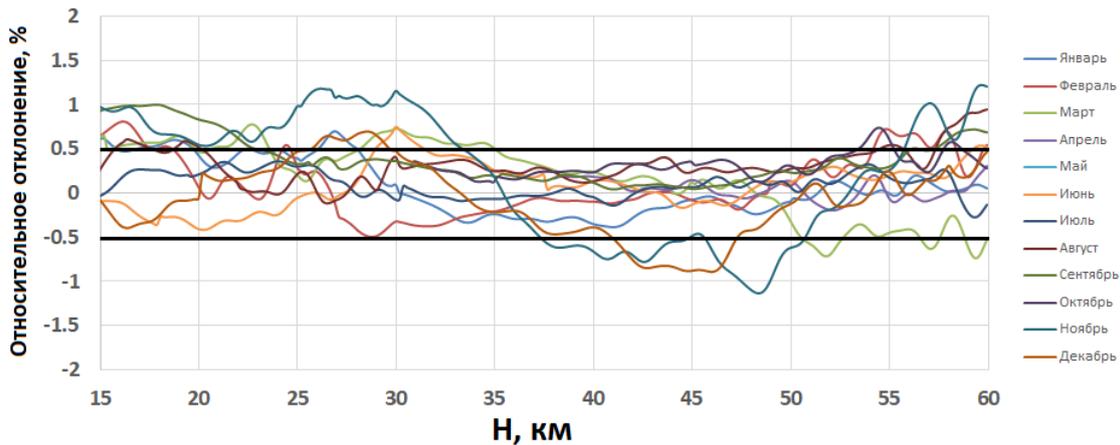


Рисунок 3 – Относительное отклонение среднемесячных профилей температуры за весь период наблюдений 2010 - 2023 гг. от аналогичных расчетов за период 2010 – 2020 гг.

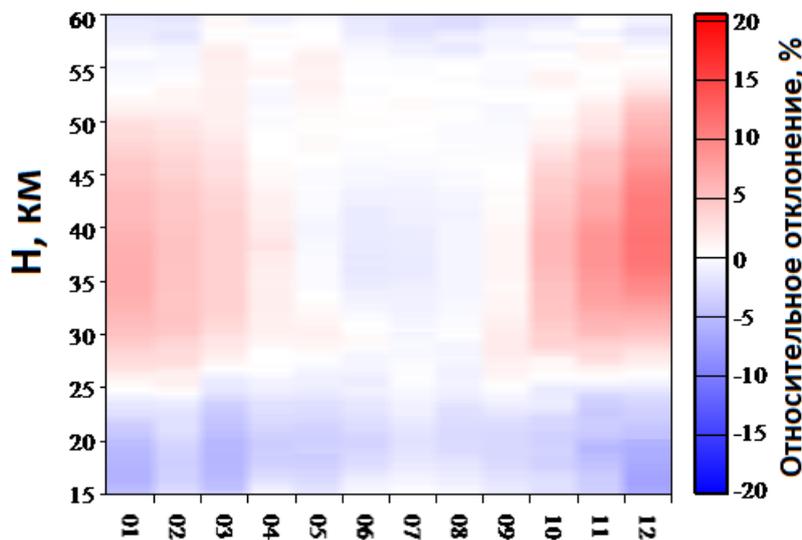


Рисунок 4 – Относительное отклонение среднемесячных профилей температуры, усредненных за весь период измерений 2010 - 2023 гг. от модельного распределения температуры CIRA-86, показанный в цветовой градации

Из рис. 4 видно, что реальная картина ВРТ в средней атмосфере значительно отличается от модели CIRA-86. Особенно, это заметно в холодный период времени, когда отклонение температуры на высотах 25 – 50 км может достигать до 10 % в положительную сторону, а в нижнем слое 15 – 25 км на 5 % в отрицательную. В теплый период года ВРТ незначительно отличается от модельного распределения.

**Заключение.** По данным многолетних наблюдений за период 2010 - 2023 гг. построено усредненное вертикальное распределение температуры средней атмосферы. Для теплого периода каждого года (с мая по сентябрь) установлено стабильное распределение температуры с отличием до нескольких К по отдельным годам. Для этого же периода года полученный по

лидарным данным усредненный профиль температуры практически совпадает с модельным CIRA-86. Весной и осенью отличие среднемесячных профилей температуры возрастает до 5 - 10 К и в январе достигает максимума 15 К. Выявлено принципиальное отличие ВРТ, построенного по лидарным данным, и предлагаемой моделью CIRA-86. С октября по апрель в интервале высот от 15 до 25 км "лидарный" профиль температуры сдвинут от модельного в отрицательную сторону, выше от 25 до 50 км в положительную. Максимальный отрицательный сдвиг профилей отмечается в декабре и составляет 16 К, а отрицательный до 15К в январе. Так же, показано, что при добавлении новых рядов данных ВРТ в ранее рассчитанные среднемесячные профили температуры значительно не влияет ( $\pm 0.5\%$  -  $\pm 1\%$ ) на общее распределение ВРТ в диапазоне высот 15 - 60 км и не выходит за коридор стандартного разброса годовых СПТ ( $\pm 2\%$  и  $\pm 5\%$ , соответственно). Факт существенного расхождения между моделью и полученными экспериментальными данными и позволяет сделать вывод о том, что последние более реально отражают термодинамический режим средней атмосферы и могут быть рекомендованы к использованию как модели для региона Западной Сибири.

НИР выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. <http://cedarweb.vsp.ucar.edu/wiki/images/7/7b/CLRV1.pdf>.

2. <http://cedarweb.vsp.ucar.edu/wiki/images/1/1c/CLRV2.pdf>.

3. *Angot G., Keckhut Ph., Hauchecorne A., Claud Ch.* Contribution of stratospheric warmings to temperature trends in the middle atmosphere from the lidar series obtained at Haute-Provence Observatory (44°N) // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 2012. V.117. Art. D21102.

4. *Funatsu B.M., Claud C., Keckhut P., Steinbrecht W., Hauchecorne A.* Investigations of stratospheric temperature regional variability with lidar and AMSU // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. Art. D08106.

5. *Hoffmann P., Singer W., Keuer D., Hocking W. K., Kunze M., Murayama Y.* Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2007. V. 69. P. 2355-2356.

6. *Keckhut P., et al.* Review of ozone and temperature lidar validations performed within the framework of the network for the detection of stratospheric change // *J. Environ. Monit.* 2004. V. 6. P. 721–733.

7. *Keckhut P., et al.* An evaluation of uncertainties in monitoring middle atmosphere temperatures with the ground-based lidar network in support of space observations // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2011. V. 73. № 5–6. P. 627–642.

8. *Marichev V.N., Bochkovskii D.A., Elizarov A.I.* Construction of a thermodynamical model of the middle atmosphere of Western Siberia from the results of lidar monitoring // *Proc. SPIE*. 2021. V. 11916. Art. 119162W.

9. *Маричев В.Н., Бочковский Д.А.* Лидарные исследования термического режима стратосферы над Томском за 2012–2015 гг. // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 01. С. 28–37.

10. *Pincus R.C., Barnett V., Lewis T.* *Outliers in Statistical Data*. 3rd edition. J. Wiley & Sons, 1994. 582 p.

11. *Tukey J.W.* *Exploratory Data Analysis*. Addison-Wesley, 1977. 688 p.

12. *Rees D., Barnett J.J., Labitske K.* *COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II, Middle Atmosphere Models* // *Adv. Space Res.* 1990. V. 10. № 12. 525 p.

# ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ НАД ТОМСКОМ В 2023 ГГ.

Маричев В.Н, Бочковский Д.А.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: marichev@iao.ru, moto@iao.ru

В работе представлены результаты лидарных исследований поведения термического режима средней атмосферы над Томском в период за 2023 г. Отметим, что такие исследования в мониторинговом режиме в институте оптики атмосферы СО РАН были начаты с 1994 года и продолжаются в настоящее время. Особое внимание уделяется изучению проявления внезапных возмущений в стратосфере, вызываемых зимними стратосферными потеплениями (СП). По опыту многолетних исследования термического режима средней атмосферы нами установлено, что СП потепления для средних широт (Томск, 56,5 с.ш., ) проявляются каждую зиму. Они возникают неожиданно, значительно отличаются по амплитуде положительного всплеска температуры в верхней стратосфере (минорные и мажорные потепления), продолжительностью протекания (от недели до двух месяцев), высотой опускания стратопаузы. Представленные результаты мониторинга проведены в периоды возмущенного (СП зимы 2022/23 и 2023/24 гг.) , спокойного (лето) и переходного (весна, осень) состояния средней атмосферы.

**Введение.** В качестве первичной информации для анализа результатов наблюдений за 2023 г. использовался массив данных из 75 суммарных сигналов, накопленных в отдельные ночи. Интервал зондируемых высот простирался от 10 до 70км., пространственное разрешение составляло 192м. Прием лидарных сигналов велся в режиме счета фотоимпульсов с накоплением по  $12 \times 10^4$  запускам лазерных импульсов (время накопления - около двух часов за ночь). Наблюдения проводились в ночное время суток в условиях безоблачного неба.

Измерения вертикального распределения температуры были получены лидарными методами молекулярного упругого и спонтанного комбинационного рассеяния света (в иностранной литературе принято называть рэлеевского и рамановского рассеяния света).

Зондирование проводилось лазерным излучением на длине волны 532 нм, а прием сигналов на длинах волн 532 и 607 нм (упругое и комбинационное рассеяние). Профили температуры в интервале высот 10-25 км рассчитывались по рамановским сигналам, а в интервале высот 25 - 60(70) км - по рэлеевским сигналам согласно формуле:

$$T(H) = \frac{P_1(H)P_2(H)}{N(H)H^2} \left[ \frac{N(H_m)}{P_1(H_m)P_2(H_m)} T(H_m) + \frac{1}{R^*} \int_{H_m}^H \frac{N(h)h^2 g(h) dh}{P_1(h)P_2(h)} \right]$$

Здесь  $N(H)$  - лидарные сигналы,  $P_1(H)$  и  $P_2(H)$ - пропускание атмосферы от лидача до высоты  $H$  на длинах волн 532 нм (рэлеевские сигналы) и 532 and 607 нм (рамановские сигналы),

соответственно;  $R^*$  - универсальная газовая постоянная,  $g(h)$  - ускорение свободного падения,  $Hm$  - максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы (так называемая высота калибровки, на которой задается значение температуры  $T(Hm)$ ).

**Результаты наблюдений.** По данным лидарного мониторинга, первые признаки возникновения СП зимы 2022/23 гг. начались в ноябре (рис.1).

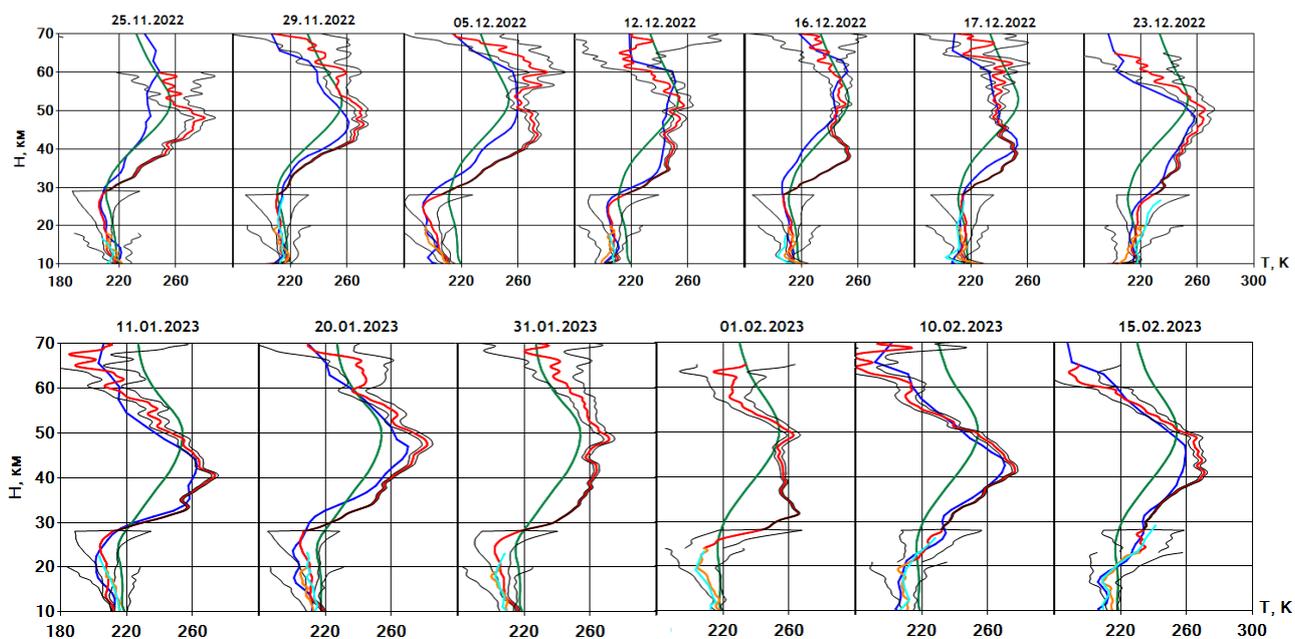


Рисунок 1 – Динамика стратосферного потепления зимы 2022/23 гг. Кривые – красный, синий, зеленый, оранжевый и голубой цвет – профили температуры: лидар Рэлей, спутник Аура[5], модель CIRA-86[4], лидар Раман, радиозонд [6]

В декабре отмечается устойчивая фаза его проявления с продолжением в январе и феврале. Потепление распространяется в интервале высот 25 - 50 км с положительными колебаниями температуры от ее значения по модели CIRA-86 [4], принятого в качестве репера. составляет 30-40 К в интервале высот 30-40 км. Из всех наблюдаемых над Томском СП, начиная с 2010 г., потепление зимы 2022/23 гг. относится к самым длительным, которое продолжалось в течении четырех месяцев.

На рис. 2 показана динамика циркумполярного вихря в период протекания данного СП [15]. Здесь приведены примеры состояния вихря на даты, синхронизированными с лидарными наблюдениями, СП : 2 ноября и 5 декабря 2022 г. и 11 января и 1, 15 февраля 2023 г., а также его полным затуханием 15 апреля 2023 г. На высоте 10 гПа указаны поля направления скорости ветра, температуры, обозначена точка наблюдений. При этом точка наблюдений находится в граничной зоне вихря. На рисунке отчетливо прослеживается картина динамики развития циркумполярного вихря с его началом, развитием и затуханием. Отмечается хорошая

корреляция температур, измеренных лидаром и представленных на сайте. Разброс не превышает нескольких градусов. Например, для даты 01.2023 - максимального развития СП значения температур из лидарных измерений и взятых из сайта составляют  $-21^{\circ}\text{C}$  и  $-23^{\circ}\text{C}$ .

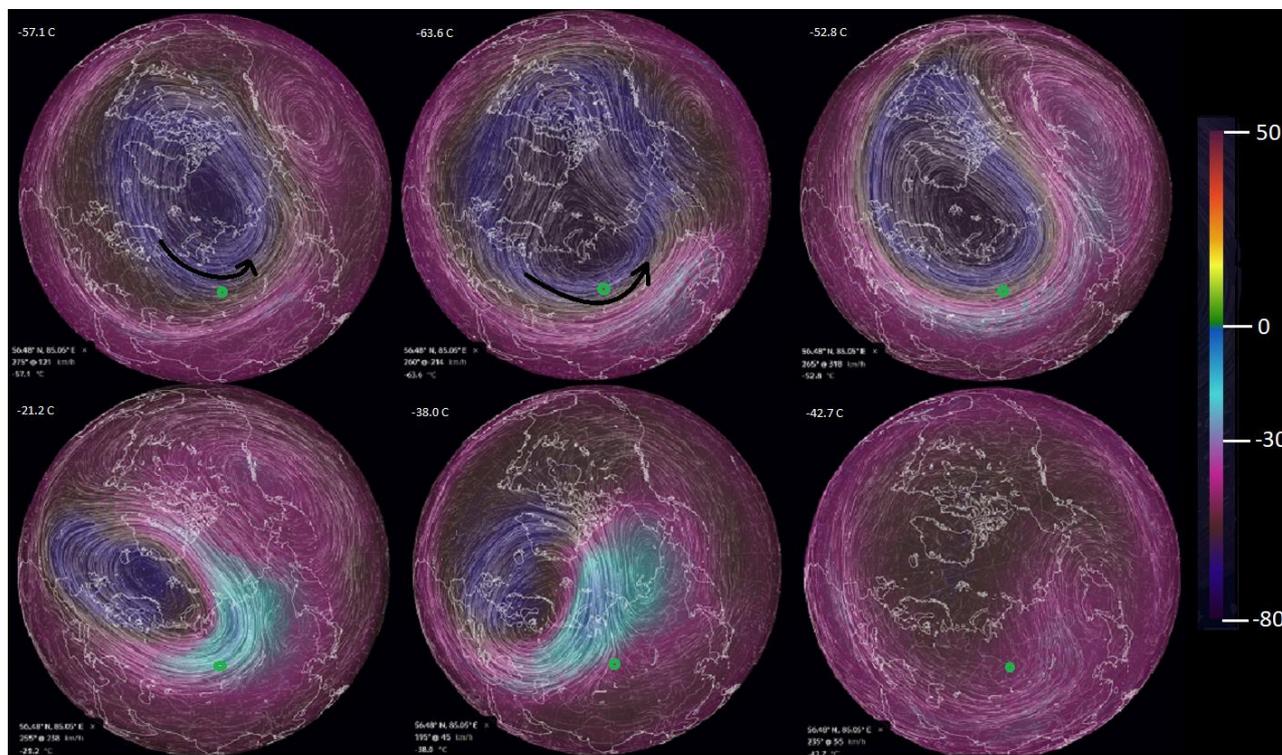


Рисунок 2 – Циркумполярный вихрь 22/23. Обозначения: стрелки – направление скорости ветра и цифровой градацией температура на уровне 10 гПа, жирная точка – положение пункта наблюдений

Механизм возникновения СП непосредственно связан с циркумполярным вихрем. При образовании вихря происходит возрастание волновых возмущений в стратосфере с максимумом их проявления в зимний период. Волны широкого спектрального диапазона при распространении из тропосферы в стратосферу переносят энергию. С понижением плотности атмосферы с высотой амплитуда волновых колебаний возрастает и на стратосферных высотах происходит их разрушение с передачей энергии на нагрев воздушных масс, тем самым к возникновению стратосферных потеплений. Наблюдаемое осенью возрастающую к зиме дестабилизацию термического режима стратосферы вероятнее всего объяснить волновым возмущением локального масштаба, вызванным вертикальным перемещением внутренних гравитационных волн [13,14]. В январе - феврале происходит максимальное развитие СП. Его причиной являются глобальные волновые процессы. Это планетарные волны (с длинным волновым числом 1 и 2)- волны Россби, распространяющиеся из тропосферы в стратосферу. Их динамическое взаимодействие с зональным течением и разрушение на высотах стратосферы приводит к повышению температуры и возникновению СП (15-19).

С марта начинается стабилизация ВТР, которая полностью устанавливается в мае и продолжается до конца октября. В этот период времени ВТР выходит на модельное распределение CIRA-86. Динамику процесса можно проследить по рис.3.

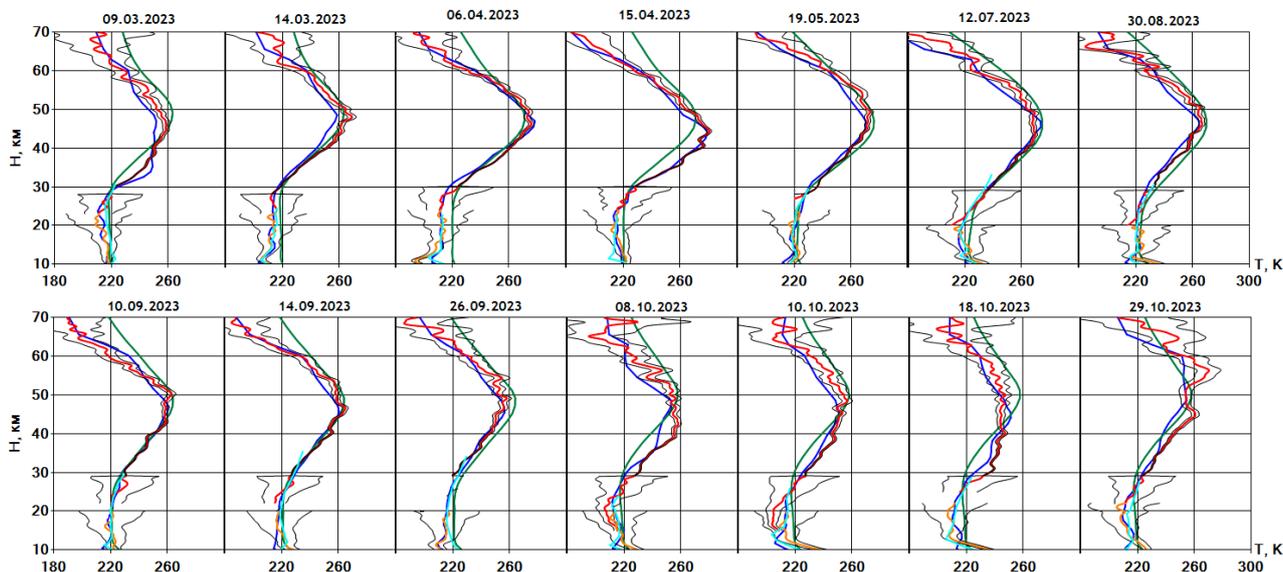


Рисунок 3 – Выборочные профили вертикального распределение температуры в марте - октябре в сравнении со спутниковыми данными "Аура" и моделью CIRA-86

В ноябре появляются первые признаки возникновения СП (рис4). С осенних месяцев начинается период дестабилизации термического режима стратосферы с перестройкой циркуляции воздушных масс. В декабре происходит максимальное развитие СП. На рис.4 по лидарным и спутниковым наблюдениям видно, что область потепления охватывает обширный диапазон высот от 30 до 60 км с максимальным отклонением от среднего значения температуры до 60 К на высоте около 45 км. В январе наблюдается финальная стадия затухания СП. Сокращается интервал очага потепления и положительная амплитуда колебаний температуры, а 16 января СП окончательно заканчивается.

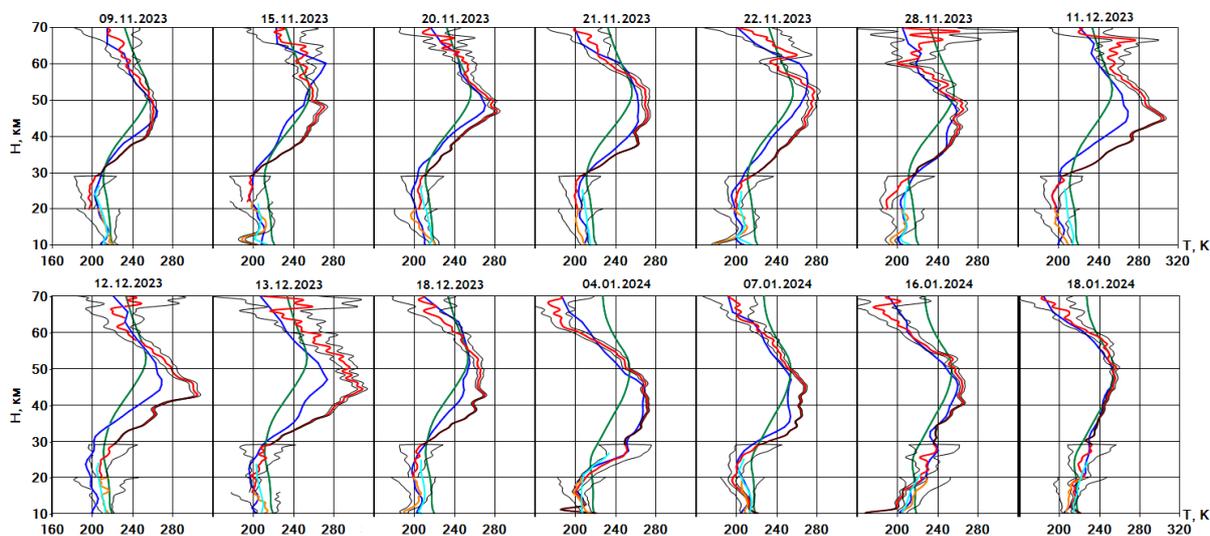


Рисунок 4 – Динамика стратосферного потепления зимы 2023/24 гг.

На рис.5 приведена динамика до начала образования, образования и развития циркумполярного вихря периода СП 2023/24 г., синхронизированных с датами лидарных наблюдений: 2023.10.07, 2023.11.09 и 2023.12.11, 2024.01.04, 2024.01.16 и, как и для предыдущего СП, наглядно видна корреляция динамики СП и вихря.

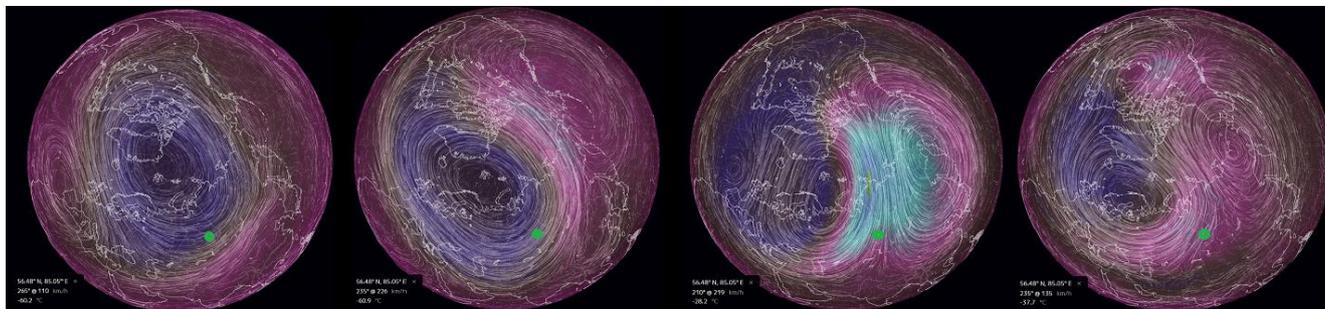


Рисунок 5 – Циркумполярный вихрь 23/24

По данным сайта Европейского Центра среднесрочных прогнозов погоды [14], Наблюдаемый тип потепления зимы 2023/24 г. относился к промежуточному типу, при котором сохранялся перенос воздушных масс в стратосфере в западном направлении в интервале высот 10-30 км, и изменился на восточное выше 30 км. (рис.6).

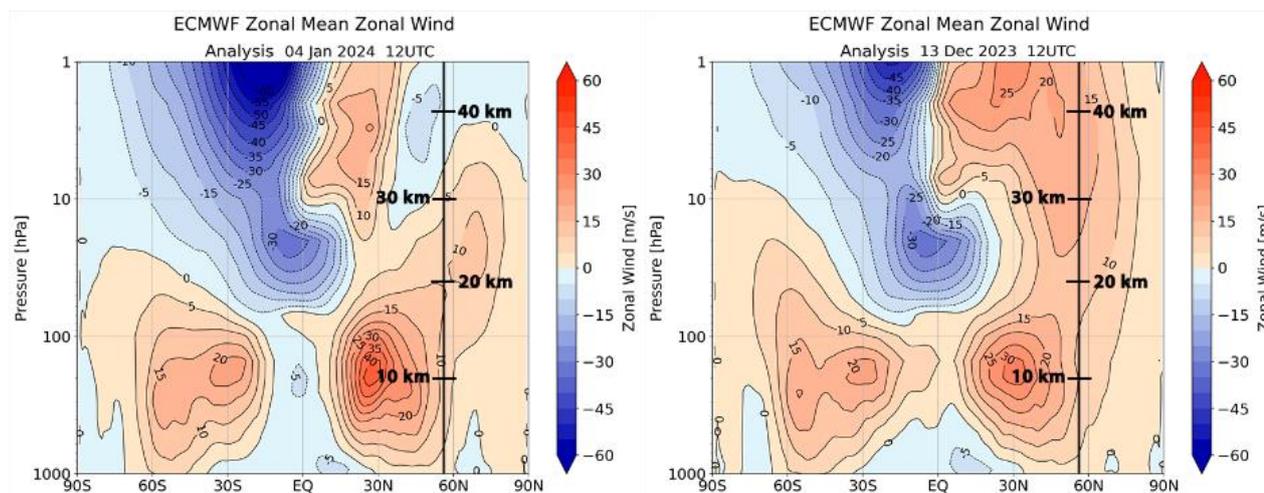


Рисунок 6 – Высотное распределение направления и скорости зонального ветра Северного полушария, зарегистрированного 25 декабря 2021г. и 2 января 2022 г. Оранжевый цвет - западный ветер, синий - восточный. Вертикальная жирная прямая – высотный разрез для широты Томска

**Заключение.** Динамика вертикального распределения температуры в стратосфере над Томском, наблюдаемого в 2023 г., аналогична динамики, наблюдаемой в предыдущие годы. Характерными признаками годовой динамики ВРТ является возникновение ежегодного стратосферного потепления зимой, его разрушением весной, стабилизации ВРТ в теплый период года, и дестабилизацией осенью с переходом в фазу зимнего стратосферного

потепления. Для длительного периода года апрель - октябрь в подавляющем большинстве случаев вертикальное распределение температуры хорошо согласуется с модельным распределением CIRA-86.

НИР выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. *Marichev V.N., Bochkovskii D.A.* Lidar studies of winter stratospheric warming over Tomsk // Proc. SPIE. 2020. V. 11560. Art. 1156087. P. 1156087-1-1156087-5.
2. *Marichev V.N., Matvienko G.G., Bochkovskii D.A.* Lidar investigations of the dynamics of thermal regime of the stratosphere over Tomsk in 2020 // Proceedings of SPIE. 2021. V. 11916. CID: 11916-7C. [11560-107].
3. *Marichev V.N., Bochkovskii D.A.* Investigations of the thermal regime of the stratosphere over Tomsk in 2021 based on lidar monitoring // Proc. SPIE. 2022. V. 12341. Art. 123417A.
4. *Rees D., Barnett J.J., Labitske K.* COSPAR International Reference Atmosphere: 1986. Part II, Middle Atmosphere Models // Adv. Space Res. 1990. V. 10. N 12. 525 p.
5. NASA GESDISC DATA ARCHIVE [Электронный ресурс]. URL: <http://mirador.gsfc.nasa.gov> (дата обращения 12.03.2024).
6. Университет Вайоминга, Колледж инженерии и прикладных наук [Электронный ресурс]. URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (дата обращения 12.03.2024).
7. *Pal S.R., Carswell A.I., Bird J., Donovan D.P., Duck T.J., Whiteway J.A.* Lidar measurements of the stratosphere at the Eureka and Toronto NDSC stations // Proc. SPIE. 1990. V. 2833. P. 28–39.
8. *Whiteway J.A., Duck T.J., Carswell A.I.* Measurements of gravity wave activity within and around the Arctic stratospheric vortex // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. № 11. P. 1387–139.
9. *Matsuno T.* A dynamical model of stratospheric sudden warming // J. Atmos. Sci. 1971. V. 28. P. 1479–1494.
10. *Mohanakumar K.* Stratosphere-Troposphere Interactions. An Introduction. New York: Springer-Verlag, 2008. 436 p.
11. *Nishii K., Nakamura H.* Tropospheric influence on Antarctic ozone hole split 2002 // Geophys. Res. Letters. 2004. V. 31. Art. L16103.
12. *Peters D., Vargin P., Körnich H.* A study of the zonally asymmetric tropospheric forcing of the austral vortex splitting during September 2002 // Tellus A. 2007. V. 59. № 3. P. 384–394.
13. *Peters D., Vargin P., Gabriel A., et al.* Tropospheric forcing of the boreal polar vortex splitting in January 2003 // Ann. Geophys. 2010. V. 28. P. 2133–2148.
14. Institute of Meteorology [Электронный ресурс]. URL: <http://users.met.fu-berlin.de/~Aktuell/strat-www/wdiag> (дата обращения 12.03.2024).
15. Earth NullSchool [Электронный ресурс]. URL: <https://earth.nullschool.net/#2023/02/07/1900Z/wind/isobaric/10hPa/overlay=temp/orthographic=89.66%2C56.79%2C350/loc=84.948%2C56.485> (дата обращения: 12.03.2024).

# ВЗАИМОСЯЗЬ ВАРИАЦИЙ ПЛОЩАДИ ВИХРЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОЛЯРНОЙ СТРАТОСФЕРЕ

Зоркальцева О.С.<sup>1</sup>, Артамонов М.Ф.<sup>1</sup>, Антохина О.Ю.<sup>1,2</sup>, Гочаков А.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>3</sup>Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,  
г. Новосибирск, Россия

e-mail: meteorologist-ka@yandex.ru

В работе рассмотрены вариации площади стратосферного полярного вихря (СПВ) и температуры высокоширотной стратосферы с ноября 2022 по март 2023 гг. на фоне средних многолетних значений данных параметров с 1979 по 2023г. В зимний сезон 2022–2023 площадь СПВ превысила климатические значения в январе и декабре, а уменьшение площади СПВ произошло на месяц позже климатической нормы. Полярный вихрь ослаб в конце января в результате незначительного внезапного стратосферного потепления, сопровождавшегося увеличением амплитуды планетарной волны 1. После небольшого (минорного) потепления, продолжавшегося около недели, в середине февраля наблюдалось сильное (мажорное) потепление. В работе обсуждаются причины нетипичной динамики СПВ в контексте волновой активности.

**Введение.** В зимний сезон межгодовая изменчивость циркуляции арктической стратосферы высока, она является результатом усиления или ослабления стратосферного полярного вихря (СПВ). Динамика СПВ зависит от состояния самой стратосферы, включая процессы в низкоширотной зоне, а также от распространения планетарных волн (ПВ) из тропосферы. В то же время циркуляция арктической стратосферы не только реагирует на распространение ПВ, но и может его контролировать [1]. Средняя зональная скорость ветра на границе вихря и расположение СПВ имеют важное значение для развития внезапных стратосферных потеплений (ВСП). В предыдущих исследованиях мы показали, что частота ВСП с 1979 по 2023 год составляет 0,7 случая в год. Средняя дата начала ВСП – 28 января, а продолжительность – 21 день [2]. В данной работе будет проведен анализ динамики зимней стратосферы в 2022-2023 годах относительно средних климатических характеристик.

**Данные и методы.** Был использован климатический архив ECMWF ERA5 с сеткой  $2,5 \times 2,5^\circ$  [3]. Анализировались изменения средней зональной температуры воздуха вдоль  $80^\circ$  с.ш. (T) и среднего зонального ветра вдоль  $60^\circ$  с.ш. (U). Была проведена идентификация границ полярного вихря (оконтуривание). За границу СПВ была принята изолиния потенциальной завихренности  $500 \text{ rvu}$  на изэнтропическом уровне  $850 \text{ K}$  ( $\sim 32 \text{ км}$ ). Для оценки площади СПВ

(S) была рассчитана площадь области внутри изолинии 500 pvu. Также были рассчитаны векторы волновой активности (т.н. векторы Пламба) [4].

**Результаты.** Низкие температуры в полярной стратосфере наблюдались на протяжении первой половины зимы до середины января 2023 г. Это нетипичная ситуация, на рис. 1 видно, что в большинстве случаев температура начинает повышаться с середины декабря. Отметим, что зимой 2022-2023 было два периода рекордно низких температур относительно всех зим 1979-2023. Первый эпизод рекордно низких температур наблюдался с 1 по 10 декабря 2022, второй – с 31 декабря 2022 по 6 января 2023. Несмотря на холодную первую половину зимы, температура полярной стратосферы показала рекордно высокую температуру в середине февраля 2023 г. (15–19 февраля 2023 г.). То есть в зимний сезон 2022-2023 гг. в полярной стратосфере наблюдались экстремальные колебания.

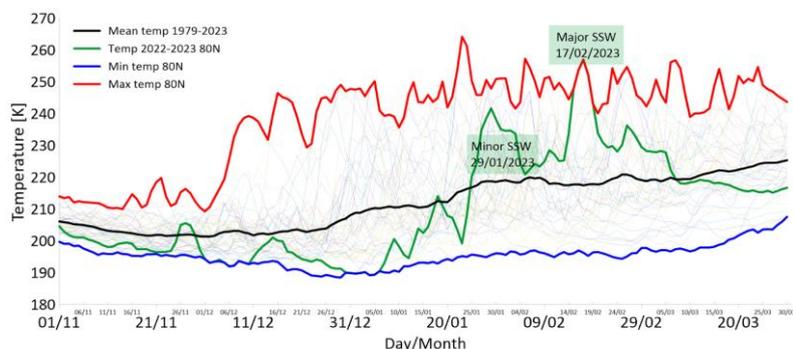


Рисунок 1 – Средняя зональная температура вдоль 80 с.ш. на высоте 10 гПа. Тонкие линии — T каждой зимы с 1979 по 2023. Красная (синяя) линия — максимальные (минимальные) T за все зимы. Зеленая — T 2022-2023

Изменения температуры зависят от динамики полярного вихря. Периоды минимальных температур наблюдались, S превышала климатическую норму (рис.2). С 6 декабря 2022 г. по 7 января 2023 г. S увеличивалась и оставалась выше нормы до 31 января 2023.

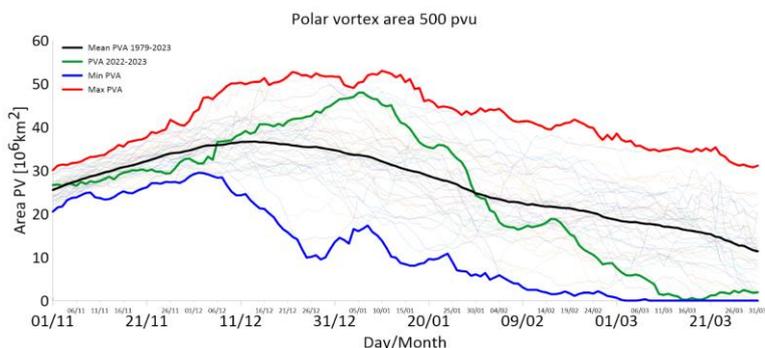


Рисунок 2 – S на высоте 850К. Тонкие линии — S каждой зимы с 1979 по 2023. Красная (синяя) линия — максимальные (минимальные) S за все зимы. Зеленая — S 2022-2023

Обычно в полярной стратосфере наблюдаются два режима зависимости  $T$  от  $S$ . До середины декабря наблюдается снижение температуры и увеличение площади вихря. По мере увеличения зенитного угла Солнца наблюдается обратный процесс –  $S$  уменьшается, а  $T$  в полярной стратосфере увеличивается. Однако зимой 2022-2023 гг. сезонное снижение  $S$  и повышение  $T$  затянулись до начала января 2023 г. (рис. 3).

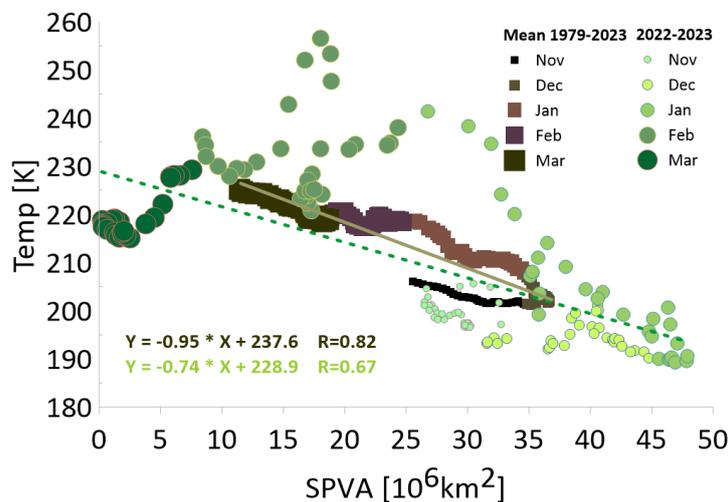


Рисунок 3 – Регрессионная зависимость между средней зональной температурой вдоль 80с.ш. и площадью СПВ

Продолжительное существование СПВ в 2022-2023 можно объяснить активностью планетарных волн с зональными номерами 1 и 2 (ПВ1, ПВ2) в стратосфере. Как видно на рис. 4, в ноябре и декабре активность ПВ1 была снижена по сравнению с климатической нормой, амплитуда ПВ2 в ноябре была увеличена и в декабре находилась примерно на среднем климатическом значении. И только с января произошло значительное увеличение амплитуды ПВ1, что было связано с развитием незначительным ВСП в конце января.

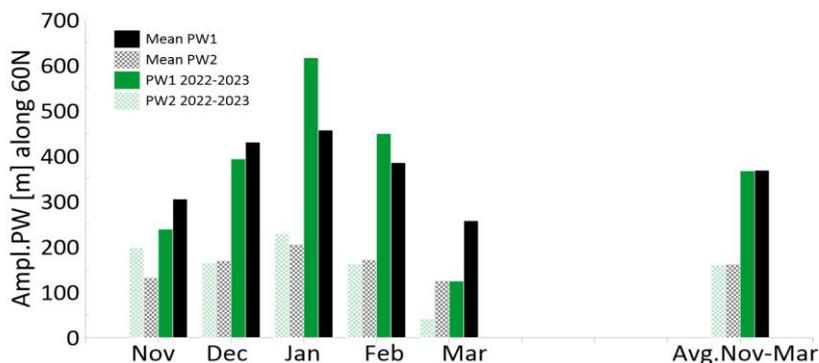


Рисунок 4 – Амплитуды ПВ1 (заливка) ПВ2 (штриховка) с 1979 по 2023 (черный) и с 2022 по 2023 (зеленый)

Вероятно, особенности зимней циркуляции в стратосфере 2022-2023 были обусловлены тропосферным форсингом. На рис.5 показаны векторы волной активности в ноябре 2022 и

январе 2023. Видно, что в средних широтах волновая активность в январе существенно превышала ноябрьские значения.

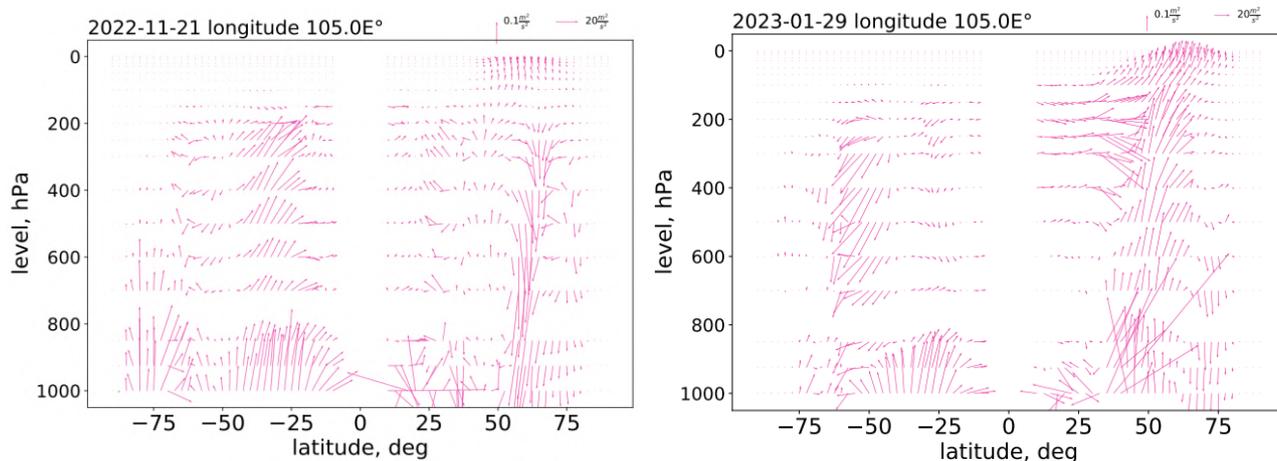


Рисунок 3 – Векторы волновой активности Пламба в ноябре 2022 (слева) и январе 2023 (справа)

**Выводы.** Температура полярной стратосферы обратно пропорциональна площади стратосферного полярного вихря. Обычно до середины декабря наблюдается снижение температуры и увеличение площади вихря, со второй половины декабря площадь вихря уменьшается, а температура в полярной стратосфере увеличивается. Однако зимой 2022-2023 гг. сезонное снижение площади и повышение температуры затянулись до января 2023 г. В зимний период 2022-2023 наблюдалось два эпизода ВСП – первый незначительный в конце января, второй значительный в середине февраля. Продолжительное увеличение площади вихря и более поздние сроки появления мажорного ВСП в зимний период 2022-2023 были связаны с пониженной волновой активностью в стратосфере в первой половине зимы, которая была обусловлена волновой активностью в тропосфере.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №22-77-10008 «Исследования крупномасштабных явлений в нижней и средней атмосфере и оценка их локального проявления на высотах мезосферы-нижней термосферы».

1. *Limpasuvan V., Hartmann D.L., Thompson D.W., Jeev K., Yung Y. L.* Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. Art. D24101.

2. *Зоркальцева О.С., Антохина О.Ю., Антохин П.Н.* Долговременная изменчивость параметров внезапных стратосферных потеплений по данным реанализа ERA5 // *Оптика атмосферы и океана.* 2023. Т. 36. № 3. С. 200–208.

3. *Hersbach H. et al.* The ERA5 Global Reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* 2020. V. 146. P. 1999–2049.

4. *Plumb R.A.* On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves // *J. Atmos. Sci.* 1985. V. 42. № 3. P. 217–229.

## АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ СТРАТОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД СЕЙСМОАКТИВНЫМИ РЕГИОНАМИ

Кашкин В.Б.<sup>1</sup>, Одинцов Р.В.<sup>1</sup>, Рублева Т.В.<sup>1</sup>, Симонов К.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

<sup>2</sup>Институт вычислительного моделирования СО РАН, г. Красноярск, Россия

e-mail: rtcvbk@rambler.ru, odintzov.rom@yandex.ru, tvrubleva@mail.ru, simonovkv50@gmail.com

Предлагаем использовать вариации стратосферного озона для регистрации медленных колебаний атмосферы. Анализируем вариации озона, полученные с помощью спутниковых средств измерений. Источником колебаний является акустическое излучение в атмосферу при деформационных процессах в результате взаимодействия тектонических плит. Предлагаем и обсуждаем методику обработки, анализа и интерпретации вариаций слоя озона в период сейсмической активности. Исследовали вариации озона в возмущенной атмосфере при сильных землетрясениях, произошедших в различных зонах (тропические, умеренные и полярные широты).

Исследование посвящено обоснованию методики анализа влияния сильных землетрясений на атмосферу по спутниковым данным. Необходимо оценить применимость гипотезы об использовании стратосферного озона в качестве «антенны» для регистрации возмущений в атмосфере в период сильных землетрясений в различных регионах (экваториальные, умеренные и полярные широты). Стратосфера – слой атмосферы, расположенный на высоте от 11 до 50 км. Максимальное содержание озона (до 80-85%) приходится на высоту 20-22 км в умеренных широтах, около 25-27 км в тропических широтах и 15-17 км в полярных широтах. Озон эффективно поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца, это поглощение регистрируется современными приборами. Использование стратосферного озона может позволить наблюдать медленные колебания атмосферы в период сильнейших землетрясений. Спутниковые измерения общего содержания озона (ОСО) выполняются бортовым озонометром TOMS, имеющим погрешность не более 2%, работающим в составе комплекса OMPS и установленном на космических аппаратах NOAA-20 и SNPP [1]. Ежедневные цифровые карты ОСО доступны на сайтах Глобальных служб атмосферы и NASA. В работе используются ежедневные спутниковые данные ОСО с разрешением по широте и долготе в 1° [2].

Для решения поставленной задачи предлагается следующая методика изучения вариаций озона в атмосфере над очаговыми районами сильных землетрясений: формирование архива спутниковых данных для исследуемого района; выборка данных для этого района (дата, время, координаты, магнитуда, озон); обработка полученных временных рядов пакетом «Гусеница SSA» [3]; получение расчетных временных рядов ОСО; анализ расчетных временных рядов (периодограммы, цифровые карты, графики, гистограммы) [4]; интерпретация результатов.

Катастрофическое землетрясение Тохоку-оки с  $M_w = 9.1$  произошло 11 марта 2011 г. в средних (умеренных) широтах [5]. Эпицентр подводного землетрясения находился в районе с координатами  $38,322^\circ$  с.ш.,  $142,369^\circ$  в.д. на расстоянии около 70 км от Японского побережья. Для проверки гипотезы об использовании вариаций слоя озона в умеренных широтах, рассмотрены соответствующие данные наблюдений при подготовке события Тохоку-оки и после него. На основании глобальных ежедневных данных озона [2] для района с координатами  $38^\circ$  с.ш.,  $142^\circ$  в.д. строился временной ряд ОСО для периода интенсивной сейсмической активности. Этот ряд сравнивался с «фоновым» рядом озона, при построении которого использованы данные об озоне в том же районе, наблюдаемом при спокойной сейсмической обстановке. Ряд озона для периода интенсивной сейсмической активности приведен на рисунке 1 (а) (момент землетрясения отмечен стрелкой), фоновый ряд озона приведен на рисунке 1 (б). Вариации озона на рисунке 1 (а) существенно отличаются от вариаций на рисунке 1 (б). Из рисунка 1 (а) видно, что колебания озона достаточно велики и достигают до 40 е. Д. как в сторону увеличения от некоторого среднего, так и в сторону уменьшения, что сравнимо с амплитудой сезонных вариаций озона [6]. Колебания на рисунке 1 (а) до момента землетрясения имеют скачкообразную, нерегулярную структуру, подобные колебания отсутствуют на фоновом графике рисунок 1 (б).

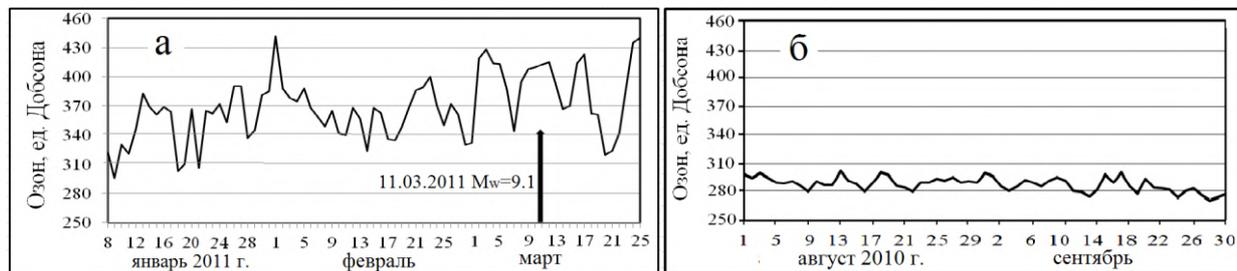


Рисунок 1 – Вариации озона в возмущенной атмосфере над эпицентральной зоной землетрясения Тохоку-оки (а); вариации фонового ряда озона (б)

Построенные ряды озона обрабатывались с помощью пакета «Гусеница SSA» [3]. На рисунке 2 приведены периодограммы рядов Фурье, показывающие зависимость квадрата модуля амплитудного значения спектрального компонента от периода. Левый график относится к фону (рис. 2 (а)), правый – ко времени интенсивной сейсмической активности (рис. 2 (б)). Стрелкой показан маркер – отметка реперного сигнала с периодом 4 суток, который необходим для приведения графиков к общему формату. Широкая спектральная линия на рисунке 2 (б) принадлежит вновь обнаруженным колебаниям с характерным периодом около 35 дней. Назовем выделенные спектральные объекты с большим периодом колебаниями медленного скольжения (КМС) [7]. Полагаем, что колебания в 7 и 11 дней – это гармоники КМС, связанные

с геодинамическими процессами в период сильнейшего землетрясения.

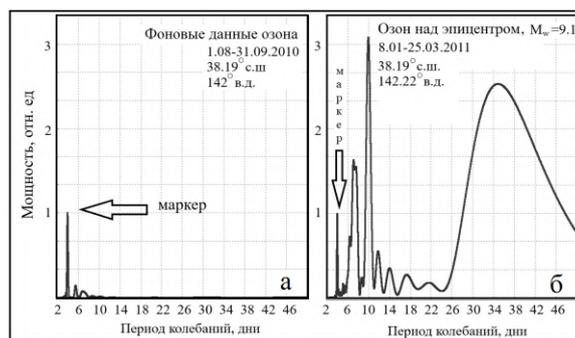


Рисунок 2 – Периодограммы озона в фоновых (а) и в возмущенных условиях атмосферы (б)

Из рисунка 2 (б) видно, что график КМС уширен из-за хаотической структуры этих колебаний. Можно предполагать, что движение плит в данном случае происходило со средним периодом в 35 дней, которому соответствует частота  $3.3 \cdot 10^{-7}$  Гц.

Существует географический регион, где рассмотренная выше гипотеза об использовании вариаций слоя озона во время геодинамических процессов оказалась не применима. Изучено поведение озона в экваториальной области в период катастрофического Суматро-Андаманского землетрясения 26 декабря 2004 г. с магнитудой  $M_w=9.3$ , координаты эпицентра:  $3.316^\circ$  с.ш.,  $95.854^\circ$  в.д. [8]. На рисунке 3 приведен график ряда озона, построенный над эпицентральной областью Суматро-Андаманского землетрясения, стрелкой отмечен момент основного удара.

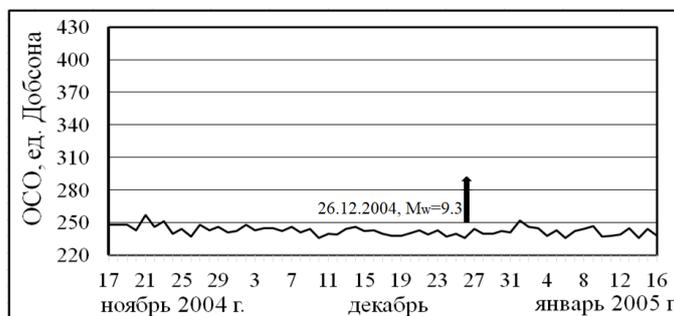


Рисунок 3 – График временного ряда озона над эпицентральной зоной в период Суматро-Андаманского землетрясения

Сравнение графиков на рисунках 1 и 3 показывает, что вариации озона во время этого более мощного землетрясения, существенно меньшие, чем вариации землетрясения Тахоку-оки, и напоминают «фоновый» ряд для последнего. Отметим, что не удалось построить фоновый ряд для Суматро-Андаманского землетрясения на  $3^\circ$  с.ш., или близких широтах. Графики временных рядов озона неизменно имели вид, похожий на рисунок 3. Таким образом, для экваториальных широт не удалось зарегистрировать колебания, ассоциированные с геодинамическими процессами, обусловленные сильнейшим землетрясением. Поэтому открытым остается вопрос – «может ли для таких широт озон использоваться для обнаружения

колебаний, вызванных сейсмическими процессами, т.е. играть роль трассера?». Свойства тропического озона [9] объясняют отсутствие возможности использования его в этой роли для изучения геодинамики землетрясений, возникающих в низких широтах.

Применение стратосферного озона в качестве трассера за полярным кругом осложняется по многим естественным причинам, например, во время полярной ночи это невозможно. 7 июля 2009 г. во время полярного дня в Баффиновом заливе произошло подводное землетрясение магнитудой  $M_w=6.1$  [10]. Координаты эпицентра  $75.35^\circ$  с.ш.,  $72.45^\circ$  з.д. В работе исследован график временного ряда озона, построенного над эпицентральной зоной этого землетрясения, а также фоновый график ряда ОСО за 2010 г. для пункта с координатами  $75.5^\circ$  с.ш.,  $72.5^\circ$  в.д. к востоку от архипелага Новая Земля. Рассчитаны периодограммы для фонового и временного рядов ОСО. Из анализа периодограмм следует, что во время сильного землетрясения в Баффиновом заливе в 2009 г. в атмосфере присутствовали колебания озона с периодом 22 и 38 дней.

Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о том, что предлагаемая методика работает при определенных условиях наблюдений в средних и высоких широтах, но не позволяет обнаруживать указанные колебания в низких широтах.

1. Flynn L., Long C., Wu X., Evans R., Beck C., Petropavlovskikh I., Seftor C. Performance of the ozone mapping and profiler suite (OMPS) products // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. № 10. P. 6181-6195.

2. NASA. [Электронный ресурс]. URL: <ftp://toms.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 14.09.2023).

3. Голяндина Н.Э. Метод «Гусеница» SSA: анализ временных рядов. С-Пб.: С-Пб ун-т, 2004. 74 с.

4. Марпл-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1990. 265 с.

5. Tikhonov I.N., Lomtev V.L. Tectonic and seismological aspects of the Great Japan earthquake of March 11, 2011 // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. № 2. P. 145-160.

6. Кашкин В.Б., Рублева Т.В. Хлебопрос Р.Г. Стратосферный озон: вид с космической орбиты. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2015. 184 с.

7. Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3-41.

8. Ammon C.J., Ji C., et al. Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake // Science. 2005. V. 308. P. 1133-1139.

9. Перов С.П. Динамика и фотохимия озоносферы и средней атмосферы экваториальной и тропической области Земли: автореф... дисс. ... докт. физ.-мат. наук: 25.00.29. Москва, 2015. 42 с.

10. USGS [Электронный ресурс]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000gz0t/executive> (дата обращения 14.09.2023).

## ФОТОХИМИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ МАЛЫХ ПРИМЕСЕЙ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ

Куликов М.Ю.<sup>1,2,3</sup>, Беликович М.В.<sup>1,2</sup>, Чубаров А.Г.<sup>1,2</sup>, Дементьева С.О.<sup>1</sup>, Фейгин А.М.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, г. Нижний Новгород, Россия

<sup>2</sup>ННГУ им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: kulm@ipfran.ru, belikovich@ipfran.ru, agch2000@icloud.com, dementyeva@ipfran.ru,  
feigin@ipfran.ru

Представлен общий подход к поиску «быстрых» химических компонент атмосферы с помощью результатов расчета глобальных трехмерных химико-транспортных моделей. Его особенности демонстрируются на примере химического равновесия ночного  $\text{NO}_2$  на высотах мезосферы – нижней термосферы.

Известно, что малые примеси (МП) средней атмосферы и физико-химические процессы с их участием – один из ключевых факторов, определяющий фундаментальные свойства структуры и динамики данной области атмосферы. В частности, они оказывают существенное влияние на радиационный и тепловой баланс, например, обеспечивают один из основных источников нагрева воздуха в средней атмосфере за счет поглощения УФ излучения солнца и последующих экзотермических реакций. С другой стороны, эволюция МП подвержена влиянию всех типов атмосферного переноса, чувствительна к температуре, вариациям солнечной освещенности и др., т.е. МП являются важными индикаторами и трассерами основных атмосферных процессов, в том числе, обусловленных климатическими изменениями. Их пространственное распределение и эволюция определяются взаимосвязанными физическими и химическими процессами, образующими сложную систему, изменчивость которой в общем случае описывается химико-транспортными моделями – системами дифференциальных уравнений высокого порядка.

Экспериментальное наблюдение МП средней атмосферы производится с помощью двух групп методов: контактных и дистанционных. Контактные измерения осуществляются посредством самолетов, зондов (стратостатов) или ракет и, как правило, обеспечивают более высокую точность измерений. При этом они имеют ряд ограничений и обеспечивают фрагментарное покрытие атмосферы как по времени, так и в пространстве. В сравнении с ними дистанционные измерения обладают большими возможностями. В частности, спутниковые методы позволяют вести регулярные наблюдения и охватывают среднюю атмосферу глобально, так что в настоящее время именно эти методы обеспечивают основной объем данных. Одной из основных проблем дистанционных методов является точность измерений: в большинстве

случаев они оперируют с интегральным сигналом (характеризуемым спектром собственного излучения/поглощения атмосферы), приходящим, как правило, из широкого диапазона высот и во многих случаях довольно сильно зашумленным, что дает заметную случайную и систематическую ошибку в измеренных данных. Кроме того, далеко не все МП средней атмосферы имеют соответствующие линии поглощения/излучения с нужной интенсивностью в технически доступных диапазонах длин волн. Поэтому, несмотря на значительный рост объема данных наблюдений за эволюцией МП средней атмосферы в последние два десятилетия (прежде всего, за счет спутниковых наблюдений посредством приборов NASA и Европейского космического агентства), число доступных прямым и регулярным измерениям МП остается по-прежнему невелико.

Хорошо известный способ увеличить информативность экспериментальных данных – использование химико-транспортных моделей для извлечения информации о неизмеряемых характеристиках по экспериментальным данным. В рамках такого подхода модель выступает в качестве априорной связи между измеряемыми непосредственно и восстанавливаемыми характеристиками. Эти связи могут применяться для восстановления неизмеряемых МП из имеющихся экспериментальных данных, независимого определения других характеристик атмосферы (например, температуры), независимой валидации данных одновременных наблюдений нескольких МП, оценки констант химических реакций, известных с большой погрешностью, источников (эмиссий) и др. Отметим, что привлечение моделей к обработке измеряемых данных может значительно (в разы) увеличивать информативность результатов экспериментальных кампаний по исследованию атмосферы.

Наиболее простая модель, позволяющая осуществить указанный подход, основана на использовании условия локального (как во времени, так и в пространстве) фотохимического/химического баланса между источниками и стоками так называемых «быстрых» переменных модели: концентраций МП со сравнительно малыми временами жизни, в том числе относительно характерных времен переноса. Строго математически данное условие не является состоянием равновесия быстрой компоненты, но ее концентрация может очень близко подходить к своему мгновенно-равновесному значению и эволюционировать синхронно с ним. При этом из-за сильной диссипации в большинстве случаев (кроме особых ситуаций, когда в ансамбле быстрых компонент присутствуют формируемые ими медленные семейства) нет необходимости следить за выполнением закона сохранения массы и можно отбрасывать малосущественные стоки и источники, в том числе обусловленные переносом, практически без потери точности. Алгебраические соотношения, следующие из уравнения баланса стоков и источников данных компонент, являются наиболее простыми априорными связями между

измеряемыми и неизмеряемыми МП и уже несколько десятилетий используются для решения широкого диапазона локальных задач. Такой подход (см. обзор в [1]) применялся (1) для исследования химии приземного слоя и свободной тропосферы в различных регионах (над мегаполисом, в сельской местности, в горах, над морем) по данным измерений азотных компонент, пероксидных радикалов, озона, аэрозоля и других компонент, (2) для исследования химии стратосферы, в том числе, для определения критических параметров в каталитических циклах разрушения озона в полярной стратосфере, (3) для восстановления пространственно-временных распределений компонент семейств нечетных соединений кислорода  $O_x$  ( $O$ ,  $O(^1D)$ ,  $O_3$ ) и водорода  $HO_x$  ( $H$ ,  $OH$ ,  $HO_2$ ) и исследования эволюции атмосферных свечений на высотах мезосферы – нижней термосферы. В последнем случае наиболее часто применяется условие фотохимического/химического равновесия озона. В частности, уже несколько десятилетий оно используется для определения распределений  $O$  и  $H$  по данным дневных и ночных ракетных и спутниковых измерений озона и интенсивности свечений возбужденных  $OH$ ,  $O$  и  $O_2$ .

Отметим, что во всех вышеперечисленных работах, во-первых, не приводится математически корректное обоснование применимости условия равновесия. Некая компонента полагается быстрой переменной, если ее время жизни много меньше времён жизни других компонент исследуемой системы или продолжительности суток, дня, ночи и т.д. Так, например, в приложениях к мезосфере – нижней термосфере полагалось, что условие химического равновесия ночного озона хорошо выполняется на высотах 80-100 км, поскольку времени жизни этой МП (от нескольких минут до нескольких десятков минут) много меньше продолжительности ночи, поэтому это условие можно использовать для восстановления ночных распределений  $O$  и  $H$ . Очевидно, что такое обоснование не учитывает эволюцию самого равновесного значения озона и, строго говоря, является верным только в случае, если равновесное значение озона является квазистационарным, т.е. слабо меняется в течение ночи. В наших работах [2-3] было показано, что в действительности равновесное значение ночного озона на этих высотах может очень существенно меняться в течение ночи и его применение вблизи 80 км может приводить к значительным неконтролируемым качественным и количественным ошибкам в величинах восстанавливаемых МП МНТ. Во-вторых, в указанных работах не проводится детальный численный анализ корректности приближения химического равновесия некой МП и оценки возможных ошибок, возникающих в результате применения этого условия для восстановления неизмеряемых характеристик атмосферы, в зависимости от локального времени, сезона и географических координат. В-третьих, при анализе экспериментальных данных не используются количественные критерии, позволяющие, например, по локальным данным оценивать степень близости конкретной компоненты к своему

состоянию мгновенного устойчивого равновесия и таким образом контролировать ошибку восстановления неизмеряемых характеристик.

Авторы данной работы развивают [1-5] (1) общий подход к поиску быстрых МП с помощью результатов расчета глобальных трехмерных химико-транспортных моделей конкретной области атмосферы, (2) применение алгебраических связей, следующих из уравнений химического баланса, для восстановления неизмеряемых МП атмосферы по многолетним данным спутникового зондирования (в частности, SABER на спутнике TIMED), а также для валидации самих данных измерений (в частности, MLS на спутнике Aura), в том числе в рамках статистического (основанного на теореме Байеса) подхода с учетом реального шума измеренных данных.

Указанный подход включает в себя:

(1) построение глобальных пространственно-временных карт областей равновесия конкретной интересующей нас МП, где ее концентрация близка к своему мгновенно-равновесному значению с точностью не хуже 10%, в зависимости от высоты, широты, локального времени (как дневного, так и ночного) и номера месяца в году,

(2) выделение наиболее существенных химических источников и стоков, определяющих равновесие интересующей нас МП в каждой области, что позволяет, в частности, минимизировать число переменных, определяющих условие равновесия конкретной МП, без потери его точности (не более, чем на несколько процентов),

(3) построение простых и удобных для практического использования аналитических критериев, которые позволяют определять выполнение условия равновесия (с точностью не хуже 10%) по данным измерений. Вывод этих критериев основан на методике, разработанной в [4] при построении критерия равновесия ночного озона на высотах мезосферы – нижней термосферы.

В данной работе особенности применения указанного подхода демонстрируются на примере химического равновесия ночного  $\text{HO}_2$  на высотах мезосфере – нижней термосфере (50-130 км). Показано, что в верхней части указанного диапазона высот существует обширная односвязанная высотно-широтная область равновесия этой компоненты, нижняя граница которой варьируется в диапазоне 72-85 км в зависимости от широты и времени года. Наиболее важные источники и стоки ночного  $\text{HO}_2$  в этой области обеспечиваются реакциями  $\text{H} + \text{O}_2 + \text{M} \rightarrow \text{HO}_2 + \text{M}$ ,  $\text{HO}_2 + \text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$ ,  $\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow 2\text{OH}$ ,  $\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$  и  $\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2 + \text{O}_2$ . Построенный критерий равновесия ночного  $\text{HO}_2$  неплохо воспроизводит нижнюю границы этой области равновесия как качественно, так и количественно.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-12-00064, <https://rscf.ru/project/22-12-00064/>.

1. *Kulikov M.Y., Nechaev A.A., Belikovich M.V., Ermakova T.S., Feigin A.M.* Technical note: Evaluation of the simultaneous measurements of mesospheric OH, HO<sub>2</sub>, and O<sub>3</sub> under a photochemical equilibrium assumption – a statistical approach // *Atmos. Chem. Phys.* 2018. V. 18. P. 7453-7471.

2. *Kulikov M.Yu., Belikovich M.V., Grygalashvyly M., Sonnemann G. R., Ermakova T.S., Nechaev A.A., Feigin A.M.* Nighttime ozone chemical equilibrium in the mesopause region // *J. Geophys. Res.* 2018b. V. 123. P. 3228– 3242.

3. *Kulikov M.Yu., Nechaev A.A., Belikovich M.V., Vorobeva E.V., Grygalashvyly M., Sonnemann G.R., Feigin A.M.* Boundary of nighttime ozone chemical equilibrium in the mesopause region from SABER data: Implications for derivation of atomic oxygen and atomic hydrogen // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 2. P. 997–1004.

4. *Kulikov M.Yu., Belikovich M.V., Chubarov A.G., Dementeyva S.O., Feigin A.M.* Boundary of nighttime ozone chemical equilibrium in the mesopause region: improved criterion of determining the boundary from satellite data // *Adv. Space Res.* 2023. V. 71. № 6. P. 2770-2780.

5. *Kulikov M.Yu., Belikovich M.V., Chubarov A.G., Dementeyva S.O., Feigin A.M.* Boundary of nighttime ozone chemical equilibrium in the mesopause region: long-term evolution from 20-year satellite observations // *Atm. Chem. Phys.* 2023. V. 23. P. 14593–14608.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАМЕТРОВ НА ДИНАМИКУ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОЕ СОДЕРЖАНИЕ ИОНОСФЕРЫ МЕТОДАМИ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА И МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ

Аппалонов А.М., Масленникова Ю.С.

Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, г. Казань, Россия

e-mail: artem309\_97@mail.ru, jsmaslennikova@kpfu.ru

Приведен анализ исследования вклада различных параметров на модель прогнозирования полного электронного содержания ионосферы (ПЭС), в основе которой лежит разложение исходных карт на 10 главных компонент. В качестве внешних параметров используются индекс солнечной активности F10.7, индекс магнитной активности Kp, а также дата прогноза. Показано, что для первых компонент разложения основной вклад вносят время прогноза и F10.7 однако, начиная с четвертой компоненты большее влияние начинают оказывать признаки, связанные с климатическими изменениями.

Анализ динамики ионосферы остается актуальной задачей радиофизики и радиотехники на протяжении последних десятилетий. Состояние ионосферы в значительной степени влияет на прохождение радиосигналов широкого диапазона частот и, как следствие, на функционирование многих радиотехнических устройств таких как, например, глобальные спутниковые системы радионавигации [1]. Полное электронное содержание (ПЭС) частиц в единичном атмосферном столбе получается путем сопоставления задержки наклонного пути распространения сигнала на двух частотах (1,545 и 1,226 ГГц).

Одним из новых способов исследования различных факторов, влияющих на объект, является машинное обучение – составляется модель прогноза (в данном случае прогноза ПЭС), которой на вход подаются различные параметры. Оценивая влияние этих параметров на прогноз, можно различить зависимости для прогнозируемой величины.

В начале был произведен подбор необходимой базы данных для анализа. Нами были выбраны глобальные карты ПЭС, полученные лабораторией JPL (NASA Jet Propulsion Laboratory). Прогностические модели, построенные по таким картам ПЭС, являются наиболее приемлемым с практической точки зрения способом, позволяющим обеспечить потребителей информацией о пространственно-временном распределении ПЭС [2].

Далее, после предварительной обработки этих данных, был проведен факторный анализ (с использованием метода главных компонент) для получения информации об основных вариациях ПЭС в условиях неспокойной геомагнитной обстановки - отдельно пространственных и временных 10 главных компонент разложения.

Пространственное распределение на первой компоненте показывает наличие сильной корреляции между точками, близкими к экватору, соответствующие экваториальной аномалии [3].

Для задачи же прогнозирования было произведено исследование первой главной временной компоненты, которая вносит наибольший вклад во временную динамику ПЭС. Сопоставляя временной ряд первой компоненты с данными о солнечной активности, была выявлена сильная корреляция между двумя временными рядами (коэффициент корреляции равен 0.7) в периоды повышения F10.7, также корреляция была установлена с индексом магнитной активности Kp (0.63) [4].

Так как конечным продуктом являются полноценные карты ПЭС, нужно делать прогноз каждой временной компоненты по отдельности. Таким образом, на выходе необходимо было разработать 10 моделей.

В качестве признаков на вход алгоритмов машинного обучения подвались следующие данные: лаги значений вариаций первой временной главной компоненты (3 дня), текущий месяц и день, показатели F10.7 и Kp в прогнозируемое время – всего 50 признаков. Предсказание производилось на 2, 12 и 24 часа вперед.

После подбора модели на тренировочных данных, наилучшим образом себя проявила гибридная модель из комбинации различных градиентных бустингов и деревьев решений (ExtraTreesRegressor, Random Forest, XGBoost, CatBoost, LightGBM) – выходы каждого алгоритма усреднялись (взвешенно) и так получался итоговый результат.

В качестве признаков на вход моделей машинного обучения подвались следующие данные: лаги значений вариаций первой временной главной компоненты (2 дня), а также лаги годичный давности, текущий месяц и день, текущий показатель F10.7, Kp и числа солнечных пятен. Прогнозирование производилось на день вперед.

Таблица 1. Ошибка модели для каждой компоненты (по прогнозу на 24 часа вперед)

Компонента	SMAPE
1	0.06
2	0.07
3	0.13
4	0.1
5	0.18
6	0.19
7	0.21
8	0.31
9	0.37
10	0.48

Оценка качества модели определяется по метрике SMAPE (Symmetric mean absolute percentage error).

Обратим внимание, что каждая последующая компонента предсказывается хуже предыдущей, что объясняется тем, что уменьшается вклад в общую дисперсию, поэтому возрастает хаотичность. Исключение составляет четвертая компонента, у которой ошибка меньше третьей (ниже будет приведено примерное объяснение).

Рассмотрим влияние различных признаков на модель при прогнозировании тестовых данных (на примере алгоритма ExtraTreesRegressor, который является наиболее точным в ансамбле):

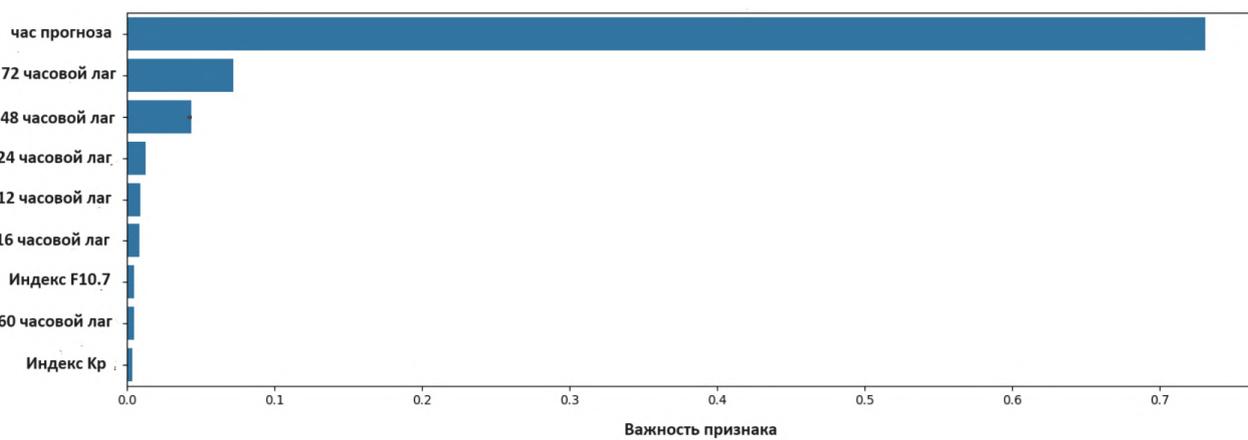


Рисунок 1 – Вклад различных признаков (топ-9) для каждой модели ExtraTreesRegressor для прогнозирования 3 компонента

Видно, что наибольший вклад в каждую модель вносит час даты, на которую делается прогноз. ExtraTrees опирается на значения, которые были в предыдущие дни того же часа на который делается прогноз – это говорит о том, что данный алгоритм содержит в себе модифицированный вариант усреднения предыдущих прогнозов.

Теперь мы предлагаем посмотреть и обсудить признаки, на которые ссылаются модели при прогнозировании 3 и 4 временной компоненты разложения, потому как, модель на четвертой компоненте ошибается меньше, чем на третьей, хотя вклад последней в общую дисперсию ПЭС, выше.

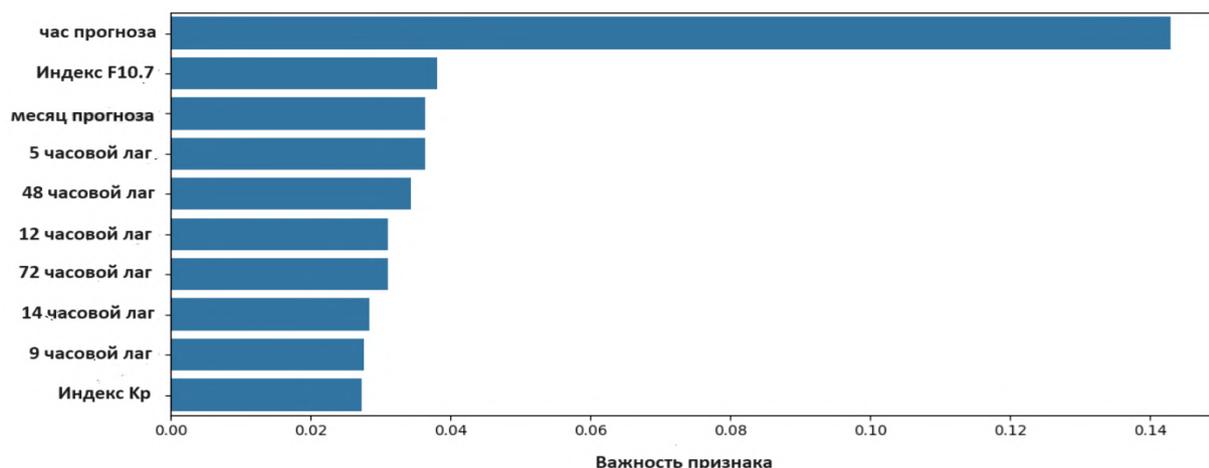


Рисунок 2 – Вклад различных признаков (топ-9) для каждой модели ExtraTreesRegressor для прогнозирования 3 компонента

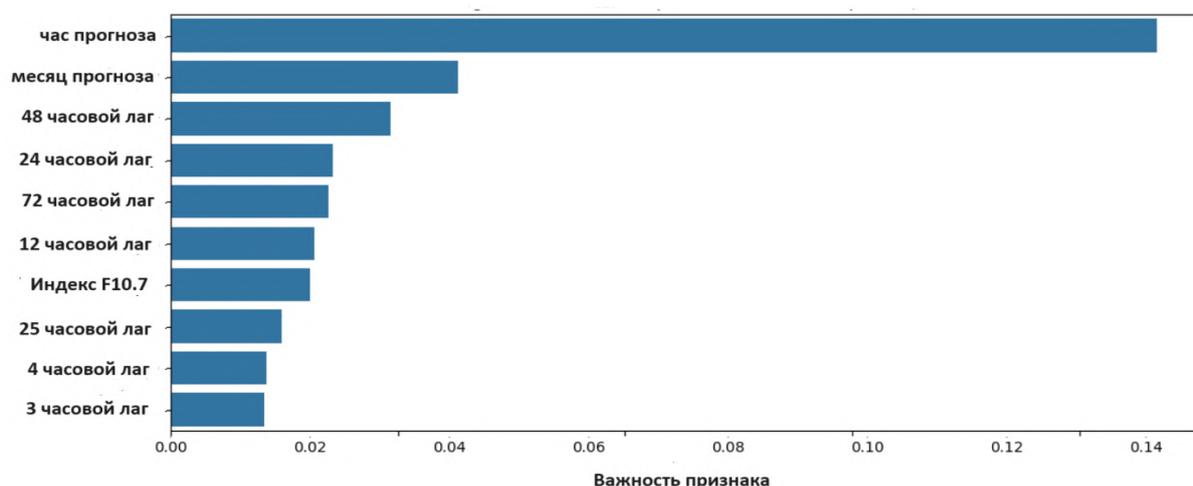


Рисунок 3 – Вклад различных признаков (топ-9) для каждой модели ExtraTreesRegressor для прогнозирования 4 компонента

Видим, что влияние такого признака, как «месяца прогнозируемой даты» становится все больше. Поэтому, можно предположить, что четвертая компонента содержит информацию либо о среднемесечном изменении ПЭС, либо о влиянии климатического фактора на этот параметр.

1. Пашинцев В.П., Ахмадеев Р.Р. Прогнозирование помехоустойчивости спутниковых радиосистем по данным GPS-мониторинга ионосферы // Электросвязь. 2015. № 11. С. 58–65.

2. JPL. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.jpl.nasa.gov> (дата обращения: 20.03.2024).

3. Аппалонов А.М., Масленникова Ю.С. Нейросетевое прогнозирование динамики экваториальной аномалии по данным полного электронного содержания ионосферы // Техника радиосвязи. 2021. № 3. № 50. С. 29–42.

4. Аппалонов А.М., Масленникова Ю.С. Анализ глобальной динамики полного электронного содержания за 23-й и 24-й циклы солнечной активности с использованием метода главных компонент // Радиотехника. 2023. Т. 87. № 12. С. 46–55.

## ОЦЕНКА ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДИКИ УТОЧНЕНИЯ ИОНОСФЕРНОГО ЗАПАЗДЫВАНИЯ СИГНАЛОВ ГНСС ПРИ ОДНОЧАСТОТНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ

Каравацкий Д. А., Колесник С.Н., Сажин В.И.

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

e-mail: karavackijd@bk.ru, kyf\_2001@mail.ru, visazhin47@mail.ru

Проводится в режиме эпигноза оценка применимости ранее предложенной методики уточнения величины ионосферного запаздывания сигналов ГНСС при одночастотных измерениях для сети удаленных приемников, по данным, получаемым на опорном приемнике, расположенном в центре сети. При расчете ионосферного запаздывания используется модель IRI, корректируемая на текущую ситуацию по значениям критической частоты, взятых из данных ВЗ. Для двух цепочек расположения подионосферных точек траекторий сигналов ГНСС в окрестности опорного приемника-долготной и широтной, находится величина пространственного радиуса уточнения ионосферного запаздывания.

В работе [1] предложена методика уточнения величины ионосферного запаздывания сигналов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) при одночастотных измерениях для сети удаленных приемников, по данным, получаемым на опорном приемнике, расположенном в центре сети. Эта методика, с учетом величины пространственной корреляции изменения величины электронной концентрации ионосферы в невозмущенных условиях [2], может быть применима на значительных расстояниях расположения подионосферных точек траекторий сигналов ГНСС в окрестности опорного приемника. При расчете ионосферного запаздывания используется модель IRI [3], корректируемая на текущую ситуацию. По модели рассчитывается значение вертикального полного электронного содержания (ПЭС) в подионосферной точке траектории сигнала от навигационного спутника (НС). Наибольшее влияние на значение вертикального ПЭС оказывают изменения параметров слоя F ионосферы, причем, как показано в ряде работ (см, например, [4]), преобладающее, определяющее в значительной мере, влияние из них оказывает критическая частота. Таким образом, при уточнении величины вертикального ПЭС в текущей ситуации, проводится коррекция модели по значениям критической частоты, взятым из данных вертикального зондирования (ВЗ) ионосферы на станции, расположенной вблизи местоположения опорного приемника. Затем по значению вертикального ПЭС, как и в обычных методиках, однозначно вычисляется величина ПЭС вдоль траектории сигнала - наклонного ПЭС, по которой в итоге определяется ионосферное запаздывание сигнала. Далее в методике для подионосферной точки, наиболее близко расположенной к пункту ВЗ, находится относительная разность измеряемого значения критической частоты и исходного ее значения, даваемого моделью. Эта относительная

разность, выраженная в процентах, используется для уточнения ионосферного запаздывания сигналов от НС, в удаленных от опорного пункта приемниках. При этом выполняется каждый раз коррекция модели ионосферы на эту разность для расчетов вертикального ПЭС в подионосферных точках траекторий сигналов.

В настоящей работе проводится в режиме эпингоза оценка степени уточнения значения ионосферного запаздывания сигналов НС, получаемой по данной методике, и величины пространственного радиуса ее применимости. Используемая модель ионосферы выдает высотный профиль электронной концентрации для точек земной поверхности, заданных своими географическим координатами. В соответствии с этим смоделированы две цепочки расположения подионосферных точек траекторий сигналов ГНСС в окрестности опорного приемника- по долготе и по широте. Расположение опорного приемника выбрано вблизи г. Москва, при этом ближайшая к опорному приемнику подионосферная точка траектории сигнала от НС совпадает по положению со станцией ВЗ в этом городе. Данные этой станции по критической частоте [5] и используются для коррекции модели ионосферы на текущую ситуацию. В качестве измеренных значений вертикального ПЭС используются значения ПЭС, полученные из карт IONEX [6], построенных на основе обработки данных измерения ПЭС системой двухчастотных приемников сигналов GPS. Выбран момент времени близкий к полудню (10УТили 13LT) в пункте Москва для 8 марта 2011 года, соответствующего среднему уровню одиннадцатилетнего цикла солнечной активности.

Вначале рассмотрена ситуация с удаленными подионосферными точками по широте. В таблице 1 приведены координаты подионосферных точек и расстояния до них от опорной точки вдоль дуги большого круга, совпадающей в данном случае с меридианом для заданной долготы. Выбраны три удаленные точки (У.Т.): Ф1, Ф2 и Ф3;

Таблица 1. Координаты опорной и удаленных точек и их расстояния от опорной точки

(город Москва)

Пункт	Долгота, °	Широта, °	Расстояние, км
Москва	37,5	55,7	0
Ф1	37,5	57,5	190
Ф2	37,5	58,5	300
Ф3	37,5	60	470

В таблице 2 приведены значения критических частот для опорной и удаленных точек. В модель IRI для опорной точки задавались значения критической частоты по данным ВЗ.

Таблица 2. Значения критических частот для опорной и удаленных точек

Пункт	Частота по модели(исходное), МГц	Частота вертикального зондирования, МГц	Разность между частотой вертикального зондирования и частотой по модели, МГц	Разница между частотой вертикального зондирования и частотой по модели, %
Москва	6,37	7,63	1,25	16,41
Ф1	6,28	7,306	1,03	16,41
Ф2	6,22	7,24	1,02	16,41
Ф3	6,13	7,138	1,01	16,41

Затем рассчитывалась относительная разность между этой частотой и частотой по модели в исходном варианте.

Так, в первой строке таблицы указано, что исходное значение частоты по модели составляло 6,37 МГц. Корректируемое значение, взятое из данных ВЗ, составляло 7,63 МГц. Таким образом, разность между корректируемым значением и значением частоты по модели составила 1,25 МГц при относительной разности 16,41%. Далее на величину этой разности корректировалось значение частоты для модели ионосферы в исходных точках при расчетах вертикального ПЭС.

В таблице 3 приведены результаты уточнения значений ПЭС для опорной и удаленных точек по скорректированной модели ионосферы относительно исходного варианта, в сравнении с данными измерений ПЭС из карт Ionex. Можно видеть что перенос степени уточнения модели в опорной точке по данным ВЗ в удаленные точки уменьшает относительную ошибку нахождения в них вертикального ПЭС в несколько раз.

Таблица 3. Значения ПЭС по модели IRI и значения ПЭС по картам Ionex, а также их разность для опорной и удаленных точек

Пункт	ПЭС по исходной модели, TECu	ПЭС по модели с коррекцией, TECu	ПЭС по картам, TECu	Δ ПЭС по исходной модели и по картам, TECu	Δ ПЭС по исходной модели, и по картам, %	Δ ПЭС по модели с коррекцией и по картам, TECu	Δ ПЭС по модели с коррекцией и по картам, %
Москва	14	19,8	20,45	6,45	31,54	0,65	3,18
Ф1	13,6	18,4	19,4	5,8	29,9	1	5,15
Ф2	13,4	18	19,04	5,64	29,62	1,04	5,46
Ф3	13,1	17,5	18,4	5,3	28,8	0,9	4,89

На рисунке 1 представлен полученный по таблице 3 график изменения с удалением от опорной точки величин относительного отличия расчетных значений ПЭС для исходной и скорректированной моделей в сравнении с значениями ПЭС из карт. Здесь по вертикальной оси отложена относительная ошибка в определении ПЭС по исходной модели - кривая синего

цвета, и по скорректированной модели - кривая красного цвета. По горизонтальной оси положение кружков соответствует удалению подионосферных точек от опорной.

Из рассмотрения графика можно сделать вывод, что для широтной цепочки удаленных подионосферных точек в полуденный период, соответствующий ионосфере вдоль цепочки близкой к однородной, рассматриваемая методика уточнения ионосферного запаздывания хорошо работает на удалении подионосферных точек от опорной до 500 км, давая уменьшение относительной ошибки определения вертикального ПЭС в них более чем в 5 раз. Поскольку через значение ПЭС в подионосферной точке однозначно рассчитывается значение наклонного ПЭС и ионосферного запаздывания сигналов, полученный вывод об уточнении значений ПЭС в подионосферных точках полностью определяет и точно такие же величины относительного уточнения ионосферного запаздывания.

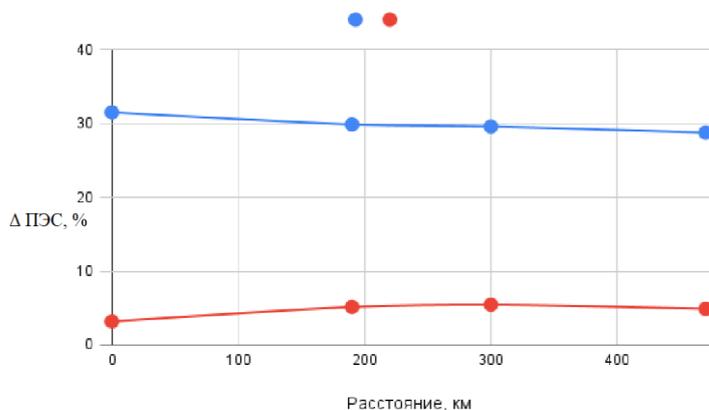


Рисунок 1 – Изменение с удалением от опорной точки величин относительного отличия расчетных значений ПЭС по модели в сравнении с ПЭС по картам

Таким образом, приведенный пример показывает перспективность применения данной методики дифференциальной коррекции ионосферного запаздывания сигналов ГНСС при одночастотных измерениях. Далее в докладе приводится оценка применимости методики для долготной цепочки удаленных подионосферных точек.

Выражаем признательность М.В. Тинину за внимание к подготовке доклада и участие в обсуждении полученных результатов. Работа выполнена в рамках госзадания министерства науки и высшего образования Российской Федерации (Задание № FZZE-2023-0004).

1. Karavatsky D.A., Kolesnik S.N., Moskvitin M.E., Sazhin V.I. Differential correction of ionospheric delay of GNSS signals in single-frequency measurements // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127807F.

2. Поляков В.М., Суходольская В.Е., Ивельская М.К., Сутырина Г.Е., Дубовская Г.В., Бузунова М.Ю. Semi-empirical model of the ionosphere for a wide range of geophysical conditions. М.: МТsD-B, 1986. 136 pp. (in Russian).

3. International reference ionosphere [Электронный ресурс]. URL: [https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/iri2016\\_vitmo.php](https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/iri2016_vitmo.php) (дата обращения 16.02.2024).

4. Первалова Н.П., Полякова А.С., Зализовский А.В. Суточные вариации "вертикального" полного электронного содержания в спокойных геомагнитных условиях // Солнечно-земная физика. 2009. № 14. С. 82-88.

5. Digital Ionogram Data Base [Электронный ресурс] URL: <http://giro.uml.edu/didbase/scaled.php> (дата обращения 15.05.2021).

6. *Schaer S., Gurtner W., Feltens J.* IONEX: The ionosphere map exchange format Version 1. Darmstadt, Germany: Proc. IGS AC Workshop, 1998b. P. 233–247.

## ВОЗМУЩЕНИЯ ИОНОСФЕРНОГО РАДИОКАНАЛА ВО ВРЕМЯ МАГНИТНЫХ БУРЬ В НОЯБРЕ-ДЕКАБРЕ 2023 ГОДА

Пономарчук С.Н., Золотухина Н.А.

ИСЗФ СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: spon@iszf.irk.ru, zolot@iszf.irk.ru

Представлены результаты анализа данных наклонного зондирования ионосферы непрерывным ЛЧМ – сигналом на субавроральных трассах Магадан – Иркутск и Норильск – Иркутск. Указаны межпланетные источники сильных магнитных бурь 4 – 10 ноября и 30 ноября – 6 декабря 2023 года. Обнаружено, что сигналы, распространяющиеся вне дуги большого круга, и дополнительные диффузные отражения присутствуют на ионограммах наклонного зондирования во время усиления магнитосферной конвекции. Их появление может быть связано с рефракцией радиоволн на полярной стенке главного ионосферного провала и рассеянием на мелкомасштабных неоднородностях.

Усиление потока поступающей энергии солнечного ветра вызывает магнитосферные возмущения, в том числе геомагнитные бури, которые сопровождаются различного рода возмущениями в ионосфере (ионосферными бурями), изменяющими условия распространения КВ радиоволн. На субавроральных трассах наиболее значительное влияние на распространение радиоволн оказывают изменения пространственного положения таких характерных для высокоширотной ионосферы крупномасштабных структур, как авроральный овал и главный ионосферный провал (ГИП) [1], смещающихся во время бурь на более низкие широты [2,3]. Это может вызывать сильные вариации максимальных наблюдаемых частот (МНЧ) модов распространения на ионограммах наклонного зондирования (НЗ), отклонение траекторий сигналов от дуги большого круга [4,5], появление аномальных сигналов с задержками, превышающими задержки основных модов, и диффузность сигналов [6].

В докладе рассмотрены проявления гелиосферно-геосферного взаимодействия в данных наклонного зондирования, полученных на субавроральных КВ радиотрассах Магадан – Иркутск (протяженность  $l = 3034$  км, долгота средней точки  $\lambda = 124.21^\circ$  Е, исправленная геомагнитная широта  $\Phi = 53.31^\circ$ ) и Норильск – Иркутск ( $l = 2030$  км,  $\lambda = 97.54^\circ$  Е,  $\Phi = 56.92^\circ$ ).

В ноябре и декабре 2023 года наблюдались две сильные и 6 умеренных магнитных бурь. В докладе рассматриваются эффекты в ионосфере и распространении КВ радиоволн, связанные только с сильными бурями: 1) 4 – 10 ноября; 2) 30 ноября – 6 декабря. На рисунках 1 и 2 для этих бурь приведены графики  $K_p$  и  $Dst$  индексов, скорости ( $V_{sw}$ ) и концентрации ( $N_{sw}$ ) ионов солнечного ветра, а также вертикальной ( $B_z$ ) компоненты межпланетного магнитного поля (ММП). Горизонтальными пунктирными линиями на панелях (а) и (б) нанесены значения  $K_p =$

5 и  $Dst = -30$  нТл, используемые соответственно как нижний и верхний пределы при идентификации геомагнитных бурь. На панелях (б) линией красного цвета нанесены изменения индекса  $Dst^*$  – исправленного на давление солнечного ветра  $Dst$  индекса [7].

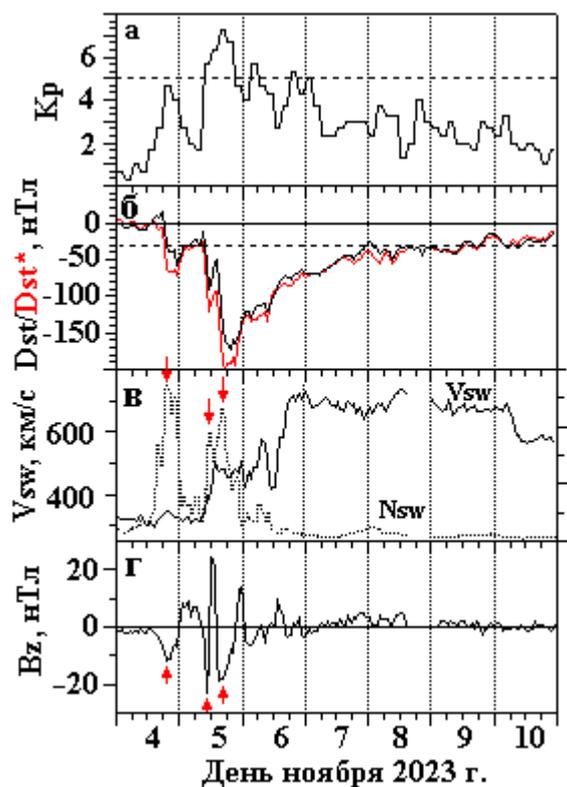


Рисунок 1 – Вариации  $K_p$  (а) и  $Dst/Dst^*$  (б) индексов,  $V_{sw}$  и  $N_{sw}$  (в),  $B_z$  (г) в магнитную бурю 4–10 ноября 2023 года

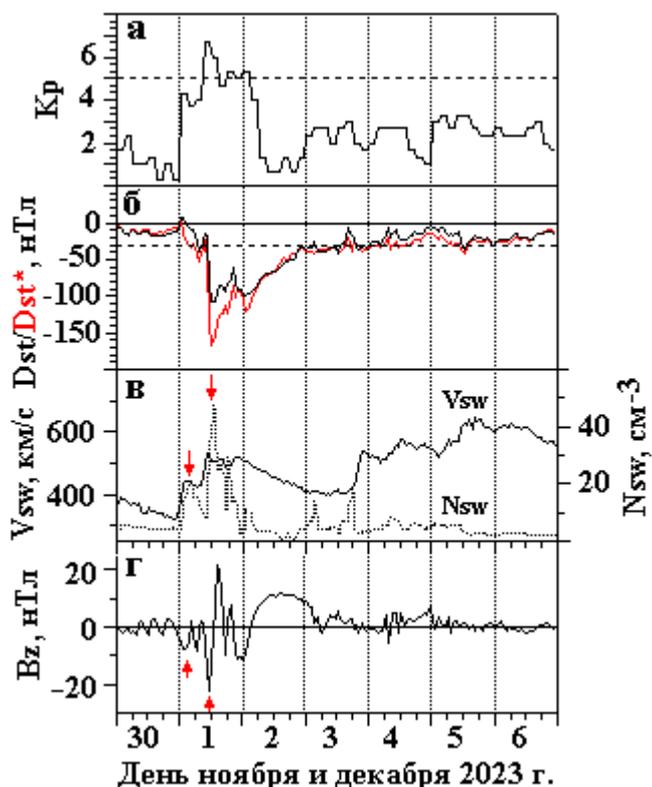


Рисунок 2 – Вариации  $K_p$  (а) и  $Dst/Dst^*$  (б) индексов,  $V_{sw}$  и  $N_{sw}$  (в),  $B_z$  (г) в магнитную бурю 30 ноября – 6 декабря 2023 года

Трехступенчатая главная фаза сильной магнитной бури 1 началась около 16 UT 4 ноября и закончилась около 22 UT 5 ноября. Она развивалась под влиянием 3-х межпланетных выбросов корональной массы (ICME – interplanetary coronal mass ejection). Красными стрелками на панелях (в) и (г) рисунка 1 отмечены лидирующие области этих ICME. Они характеризуются увеличениями  $N_{sw}$  до  $\cong 40\text{--}50\text{ см}^{-3}$  и усилением направленной к югу  $B_z$  до  $\cong -(11\div 23)$  нТл. Сопоставляя изменения индекса  $Dst$  (панель 1б) с вариациями  $N_{sw}$  (панель 1в) и  $B_z$  (панель 1г), заключаем, что приходу каждого ICME соответствует одна из ступеней главной фазы бури.

В раннюю восстановительную фазу бури (6 ноября) магнитосферно-ионосферная система находилась под комбинированным воздействием 3-го ICME и высокоскоростного потока из корональной дыры CH1183 (coronal hole high speed stream — CH HSS); в позднюю (7–10 ноября) — под воздействием этого же CH HSS

Магнитная буря 2 имела внезапное начало (SSC) с  $\Delta Dst / \Delta Dst^* = 18/8$  нТл, двухступенчатую главную фазу и пятидневную восстановительную фазу. Судя по изменениям индекса  $Dst^*$  (см. панель 2б), ранняя восстановительная фаза началась около 13 UT 1 декабря и продолжалась до конца 2 декабря. Поздняя восстановительная фаза закончилась около 24 UT 6 декабря. Межпланетными источниками бури были три ICME, образовавшиеся 27, 28 ноября и 1 декабря, и SN HSS из SN1190. Первый ICME вызвал SSC, зарегистрированное между 30 ноября и 1 декабря, и первую ступень бури. ICME от 28 ноября – ее вторую ступень. Ранняя восстановительная фаза была связана с ослабевающим эффектом второго ICME, поздняя — с ICME от 1 декабря и потоком из SN1190. Также, как в бурю 1, две ступени главной фазы были связаны с лидирующими областями первого и второго ICME (отмечены на рисунке 2 стрелками), в которых наблюдались синхронные увеличения  $N_{sw}$  до  $\cong 20$  и  $40 \text{ см}^{-3}$  и усиления направленной к югу  $V_z$  компоненты ММП до  $\cong -7$  и  $-22$  нТл соответственно.

Были выполнены расчеты расстояния до подсолнечной магнитопаузы ( $L_x$ ) и напряженности поля магнитосферной конвекции ( $E_c$ ) по формулам работы [8], а также инвариантных широт  $\Phi$  "дна" ГИП по модели [9] и экваториальной границы диффузных высипаний (ГДВ) электронов по модели [10]. Результаты расчетов показывают, что значимые синхронные увеличения  $N_{sw}$  и отрицательной  $V_z$  компоненты ММП, отмеченные на рисунках 1 и 2 стрелками, могли вызвать: в бурю 1 уменьшение  $L_x$  от значений  $\cong 11.5$  до  $\cong 7 \div 7.5 R_E$  и увеличение  $E_c$  от  $\cong 0.2$  до  $\cong 0.7 \div 1.4$  мВ/м; в бурю 2 – уменьшение  $L_x$  от  $\cong 10$  до  $\cong 5.6 \div 6.8 R_E$  и усиление  $E_c$  от  $\cong 0.2$  до  $\cong 0.6 \div 1.6$  мВ/м. Здесь  $R_E$  – радиус Земли. Указанные процессы способны изменить структуру ионосферы вследствие высипания частиц, вызванного сжатием магнитосферы [11], и смещения ГИП и ГДВ на более низкие широты.

Исследование влияния ионосферных возмущений на условия распространения радиоволн в радиоканале проводилось на основе анализа экспериментальных данных наклонного зондирования на базе пространственно распределенного многофункционального ЛЧМ – ионозонда, разработанного в ИСЗФ СО РАН [12]. На рисунках 3 и 4 для двух магнитных бурь приведены вариации: максимальной наблюдаемой частоты однокачкового мода (МНЧ1F) на трассах Магадан – Иркутск (панели а) и Норильск – Иркутск (панели б); широт  $\Phi$  положения дна ГИП (черная линия) и ГДВ (красная линия) на меридианах  $120^\circ\text{E}$  (панели в) и  $90^\circ\text{E}$  (панели г); напряженности поля  $E_c$  магнитосферной конвекции (панели д). На панелях (а) и (б) красными линиями нанесены вариации месячной медианы МНЧ1F. Черные прямоугольники на оси абсцисс отмечают интервалы UT, в которых отсутствуют сигналы на ионограммах НЗ, серые прямоугольники – нет данных. На панелях (в) горизонтальная пунктирная линия

отмечает исправленную геомагнитную широту  $\Phi$  средней точки трассы Магадан – Торы, на панелях (г) – средней точки трассы Норильск – Иркутск.

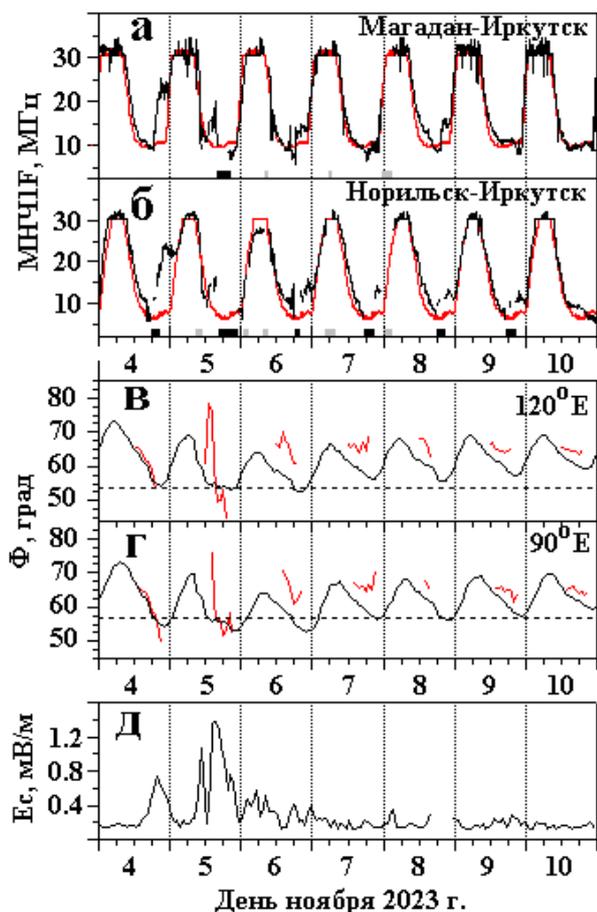


Рисунок 3 – Вариации МНЧ1F (а, б), исправленных геомагнитных широт ГИП и ГДВ (в, г), поля конвекции (д) для бури 1

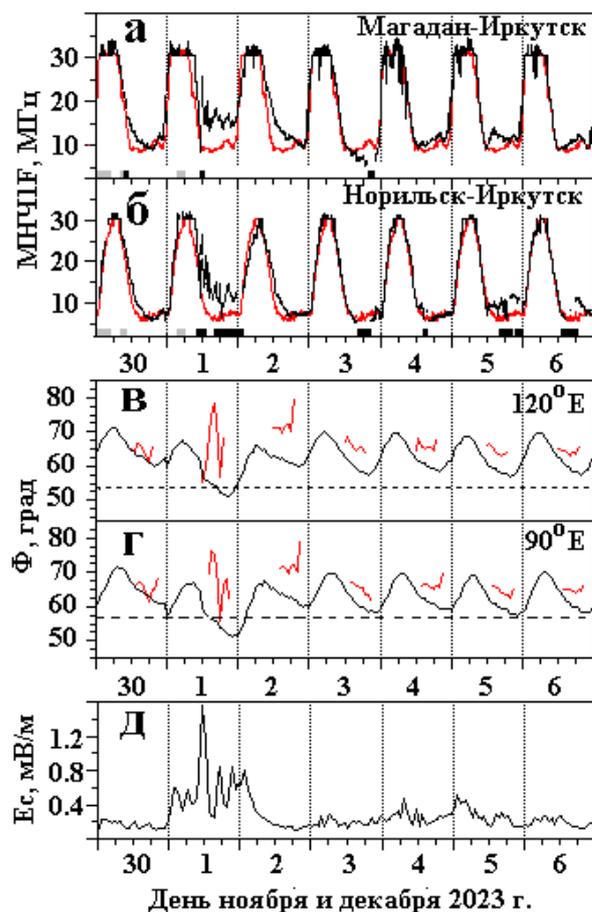


Рисунок 4 – Вариации МНЧ1F (а, б), исправленных геомагнитных широт ГИП и ГДВ (в, г), поля конвекции (д) для бури 2

На рисунках 3 и 4 видно, что 4, 5 ноября и 1 декабря 2023 г. в вечерне–утренние часы местного времени наблюдаются увеличение МНЧ1F (панели а, б), вероятно, связанное с приближением ГИП и ГДВ к средней точке трасс (панели в и г). Это предположение подтверждается изменением модовой структуры поля сигналов на ионограммах НЗ. Уменьшения широт ГИП и ГДВ соответствуют по времени увеличениям  $E_s$ .

На рисунке 5 приведены ионограммы НЗ, иллюстрирующие изменения и особенности модовой структуры поля сигналов на трассе Магадан – Иркутск в интервале 18 ÷ 23 часов UT, связанные с ионосферными возмущениями. Появление дополнительных диффузных сигналов на ионограммах может быть обусловлено рефракцией радиоволн в области полярной стенки главного ионосферного провала и рассеянием на мелкомасштабных неоднородностях.

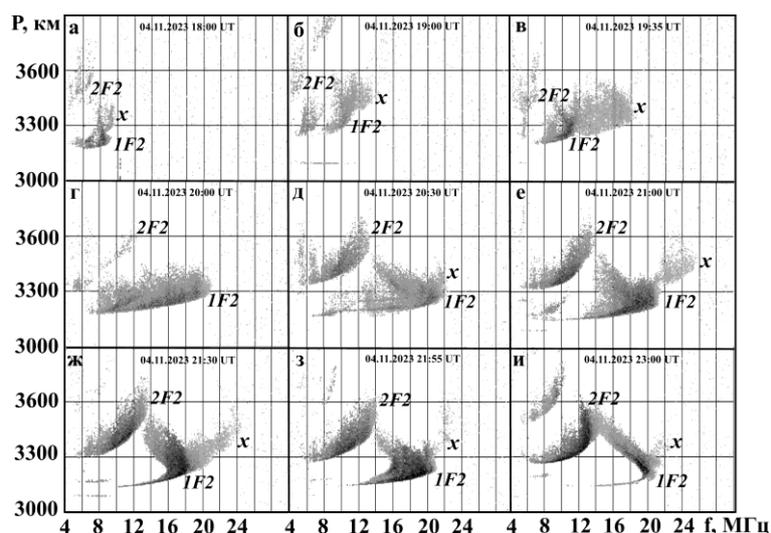


Рисунок 5 – Ионограммы НЗ на трассе Магадан – Иркутск 4 ноября 2023 года

Таким образом, во время рассмотренных нами магнитных бурь ГИП и ГДВ смешались до средних точек радиотрасс и ионосферные неоднородности, связанные с зоной диффузных высыпаний электронов, оказывали существенное влияние на распространение КВ сигналов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки (субсидия №075-ГЗ/Ц3569/278). Экспериментальные данные получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Ангара» <http://ckp-rf.ru/ckp/3056/>.

1. Жеребцов Г.А., Мизун Ю.Г., Мингалев В.С. Физические процессы в полярной ионосфере. М: Наука, 1988. 232 с.

2. Hunsucker R.D., Bates H.F. Survey of polar and auroral region effects on HF propagation // Radio Science. 1969. V. 4. № 4. P. 347-365.

3. Blagoveshchenky D.V., Borisova T.D. Substorm effects of ionosphere and propagation // Radio Science. 2000. V. 35. № 5. P. 1165-1171.

4. Rogers N.C., Warrington E.M., Jones T.B. Large HF bearing errors for propagation paths tangential to auroral oval // IEE Proceedings-Microwaves, Antennas and Propagation. 1997. V. 144. № 2. P. 91-96.

5. Zaalov N.Y., Warrington E.M., Stocker A.J. The simulation of off-great circle HF propagation effects due to the presence of patches and arcs of enhanced electron density within the polar cap ionosphere // Radio Science. 2003. V. 38. № 3. P. 18.

6. Uryadov V.P., Ponyatov A.A., Vertogradov G.G., Vertogradov V.G., Kurkin V.I., Ponomarchuk S.N. Dynamics of the auroral oval during geomagnetic disturbances observed by oblique sounding of the ionosphere in the Eurasian longitudinal sector // Int. J. Geomagn. Aeron. 2005. V. 6. № 1. Art. GI1002.

7. Burton R.K., McPherron R.L., Russell C.T. An empirical relationship between interplanetary conditions and Dst // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 31. P. 4204-4214.

8. Burke W.J., Huang C.Y., Marcos F.A., Wise J.O. Interplanetary control of thermospheric densities during large magnetic storms // J. Atmosph. Solar-Terr. Phys. 2007. V. 69. № 3. P. 279-287.

9. Демин М.Г., Шубин В.Н. Эмпирическая модель положения главного ионосферного провала. // Геомагнетизм и аэрномия. 2018. Т. 58. № 3. С. 366-373.

10. *Kamide Y., Winningham J.D.* A statistical study of the ‘instantaneous’ nightside auroral oval: The equatorward boundary of electron precipitation as observed by the Isis 1 and 2 satellites // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. Iss. 35. P. 5573–5588.

11. *Boudouridis A., Lyons L. R., Zesta E., Ruohoniemi J. M., Lummerzheim D.* Nightside flow enhancement associated with solar wind dynamic pressure driven reconnection // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. Art. A12211.

12. *Подлесный А.В., Брынко И.Г., Куркин В.И., Березовский В.А., Киселев А.М., Петухов Е.В.* Многофункциональный ЛЧМ-ионозонд для мониторинга ионосферы // *Гелиогеофизические исследования.* 2013. Вып. 4. С. 24-31.

# ПОВЫШЕНИЕ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ СПУТНИКОВОЙ ДИАГНОСТИКИ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЫ ПРИ ПОМОЩИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОБРАБОТКИ ПОЛЯ НА ОСНОВЕ МЕТОДА ДВФП

Книжин С.И., Зверев М.А., Тинин М.В.

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

e-mail: sergeiknizhin@mail.ru, mikhail.zverev.90@mail.ru, mtinin@api.isu.ru

В работе рассматриваются возможности двукратной пространственной обработки поля, полученной на основе метода двойного взвешенного Фурье преобразования (ДВФП), для задач повышения разрешающей способности спутниковой диагностики ионосферы с учетом горизонтальной скорости дрейфа локальных плазменных неоднородностей, с масштабами меньше радиуса Френеля. В качестве модели плазменных неоднородностей используются выражения для вариаций диэлектрической проницаемости в виде гауссовых функций.

На сегодняшний день методы спутниковой диагностики ионосферной плазмы становятся все более востребованными для разного класса физических задач. Наиболее развитыми являются методы лучевой спутниковой диагностики ионосферы, в основе которых лежит геометрооптическое приближение [1]. Данные методы позволяют восстанавливать параметры неоднородной плазменной структуры с масштабами больше радиуса Френеля. Однако, актуальной задачей остается развитие математических методов для волновой спутниковой диагностики с учетом неоднородностей с масштабами меньше радиуса Френеля. Такие асимптотические методы, учитывающие дифракционные эффекты в мало-угловом приближении, как метод плавных возмущений и приближение фазового экрана имеют ряд ограничений [2]. Например, использование метода плавных возмущений для волновой диагностики не позволяет учитывать неоднородности, вызывающие сильные флуктуации фазы и амплитуды волны, прошедшей через неоднородную среду. Для применения приближения фазового экрана необходимо знать область локализации исследуемых неоднородностей, что в реальных условиях не всегда возможно. В связи с этим предлагается использовать приближение ДВФП [3]

$$U_2(\mathbf{p}, \mathbf{p}_0) = -\frac{A_0 k^2}{4\pi^3 Z^3} \exp\left[ik\left(Z + (\mathbf{p} + \mathbf{p}_0)^2 / (2Z)\right)\right] \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} d^2\xi d^2\xi_0 \times \exp\{ik[2(\xi\xi_0 - \xi\mathbf{p}_0 - \xi_0\mathbf{p}) / Z + \varphi(\xi, \xi_0)]\}, \quad (1)$$

$$\varphi(\xi, \xi_0) = 1/2 \int_{z_0}^{z_i} \tilde{\varepsilon}\left[\xi(z' - z_0) / Z + \xi_0(z_i - z') / Z, z'\right] dz', \quad (2)$$

где  $k\varphi(\xi, \xi_0)$  фаза парциальных волн и двукратную пространственную обработку поля, полученную на его основе [3]

$$\tilde{U}_2(\mathbf{p}^*, \mathbf{p}_0^*) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} d^2\rho d^2\rho_0 U(\mathbf{p}, \mathbf{p}_0) \exp\left\{-ikZ - ik(\mathbf{p} + \mathbf{p}_0)^2 / 2Z + 2ik(\mathbf{p}^* \mathbf{p}_0 + \mathbf{p}_0^* \mathbf{p}) / Z\right\}. \quad (3)$$

Здесь  $\mathbf{p}^* = \{x^*, y^*\}$  и  $\mathbf{p}_0^* = \{x_0^*, y_0^*\}$  - двумерные векторы в плоскостях приема и излучения обрабатываемого поля  $\tilde{U}_2(\mathbf{p}^*, \mathbf{p}_0^*)$ . Особенностью данного метода является учет дифракционных и многолучевых эффектов, а также возможность применять данный метод к прямым и обратным задачам распространения радиоволн через неоднородные плазменные среды с учетом сильных флуктуаций фазы и амплитуды волны без необходимости информации о месте локализации исследуемых неоднородностей.

В данной работе приводятся результаты численных расчётов изменений фазы волны при распространении через две локальные плазменные неоднородности с масштабами меньше радиуса Френеля без предварительной обработки поля и с использованием двукратной обработки поля на основе метода ДВФП. Выполнен учет горизонтальной скорости дрейфа плазменных неоднородностей и скорости движения спутника. Рассмотрен случай, когда линейка источников синтезируется низкоорбитальным спутником.

Для численных расчетов в качестве математической модели зондирующего поля радиоволн, прошедших через неоднородную среду, будем использовать приближение фазового экрана (см., например, [2]):

$$U_1(\mathbf{p}, \mathbf{p}_0) = \frac{ikA_0 \exp\{ikZ\}}{8\pi^2(z_t - z_b)(z_b - z_0)} \int_{-\infty}^{\infty} d^2\rho_b \exp\left\{ik\varphi_b(\mathbf{p}_b) + \frac{ik}{2}\left(\frac{(\mathbf{p}_b - \mathbf{p}_0)^2}{z_b - z_0} + \frac{(\mathbf{p} - \mathbf{p}_b)^2}{z_t - z_b}\right)\right\}, \quad (4)$$

где  $\mathbf{p}_0 = (x_0, y_0)$  и  $\mathbf{p} = (x, y)$  двумерные вектора на плоскостях  $z = z_0$  и  $z = z_t$  соответственно,  $z_b - z_0$  - ая координата виртуального экрана.

$$\varphi_b(\mathbf{p}_b) = 1/2 \int_{z_0}^{z_t} \tilde{\varepsilon}(\mathbf{p}_b, z') dz', \quad (5)$$

$k\varphi_b(\mathbf{p}_b)$  - случайная составляющая фазы парциальной волны в первом приближении теории возмущений,  $Z = z_t - z_0$  расстояние между плоскостями с источником и приемником,  $A_0$  - амплитуда излучаемой сферической волны,  $k = 2\pi f / c$  - волновое число,  $c$  - скорость света.

На высоких частотах в относительной диэлектрической проницаемости среды  $\varepsilon(\mathbf{p}, z) = 1 - \tilde{\varepsilon}(\mathbf{p}, z)$  плазменные неоднородности будем задавать гауссовыми функциями

$$\tilde{\varepsilon}(x, z, t) = \sum_{i=1}^2 \tilde{\varepsilon}_{mi} \exp\left(-\frac{(x - x_{mi}(t))^2}{2l_{\perp i}^2} - \frac{(z - z_{mi}(t))^2}{2l_{\parallel i}^2}\right), \quad (6)$$

где положение центра неоднородностей  $x_{mi}(t) = x_{m0i} + v_{mi}t$ ,  $z_{mi}(t) = z_{mi}$ ,  $v_{mi}$  - горизонтальная скорость дрейфа неоднородности.

Рассмотрим на примере прохождения радиоволн через две гауссовых неоднородности, как будет изменяться фаза волны без предварительной обработки поля и с применением пространственной обработки поля на основе метода ДВФП с учетом того, что неоднородности двигаются с одинаковой горизонтальной скоростью  $v_{mi}$  в одном направлении. Параметры задачи будут соответствовать масштабам диагностики неоднородной ионосферной плазмы с применением низкоорбитальных спутников:  $N = 2$ ,  $\lambda = 2\text{М}$ ,  $\tilde{\varepsilon}_{m1} = \tilde{\varepsilon}_{m2} = 0,002$ ,  $z_0 = 460\text{км}$ ,  $z_{i1} = -400\text{км}$ ,  $x_{m01} = -0,16\text{км}$ ,  $x_{m02} = 0,16\text{км}$ ,  $z_{m1} = z_{m2} = 0$ ,  $l_{\perp 1} = 0,04\text{км}$ ,  $l_{\perp 2} = 0,04\text{км}$ ,  $l_{\parallel 1} = 0,04\text{км}$ ,  $l_{\parallel 2} = 0,04\text{км}$ ,  $a_F \approx 640\text{м}$ , скорость спутника  $7,5\text{ км/с}$ , высота орбиты  $860\text{ км}$ , время синтезирования спутником излучающей линейки источников  $1,1\text{ с}$ . Интеграл (3) был рассчитан в дискретной форме, когда количество элементов в приеме-передающей системе составляет  $N_{x_0}$ ,  $N_x$  и расстояние между приемниками и источниками равняется  $\Delta x_0$ ,  $\Delta x$ . Здесь  $N_x = N_{x_0} = 200$ , а  $\Delta x = \Delta x_0 = 40\text{ м}$ . Рассмотрим два случая, когда неоднородности двигаются с горизонтальной скоростью  $230\text{ м/с}$  и  $130\text{ м/с}$ .

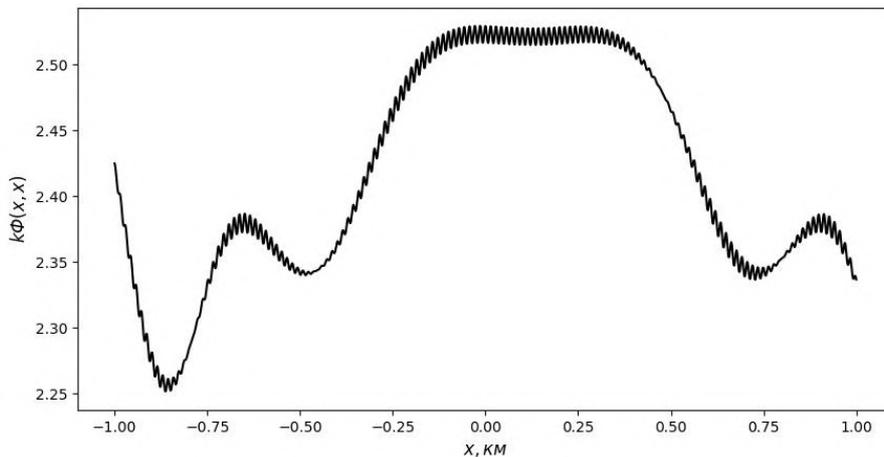


Рисунок 1 – Изменения фазы волны  $k\Phi(x, x) = \text{Arg}U_1(x, x)$  поля (4) с учетом движения спутника для двух гауссовых неоднородностей, двигающихся с горизонтальной скоростью  $230\text{ м/с}$

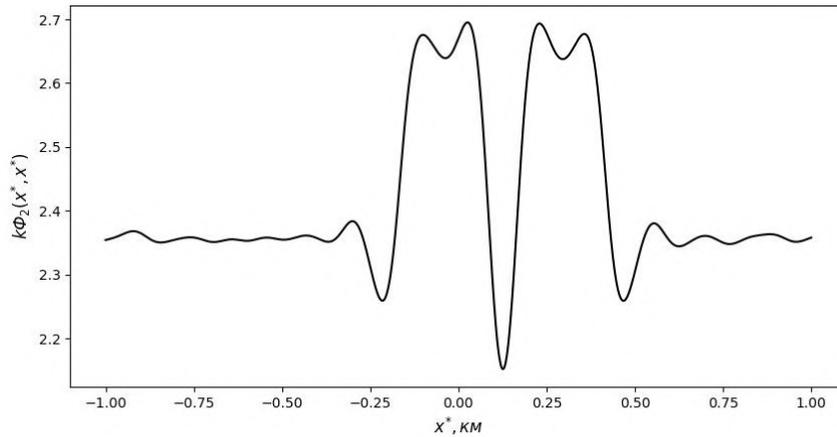


Рисунок 2 – Изменения фазы волны  $k\Phi_2(x^*, x^*) = \text{Arg} \left[ \tilde{U}_2(x^*, x^*) \exp \left\{ -2ik\rho^* \rho_0^* / Z \right\} \right]$  после применения пространственной обработки поля (3) с учетом движения спутника для двух гауссовых неоднородностей,двигающихся с горизонтальной скоростью 230 м/с.

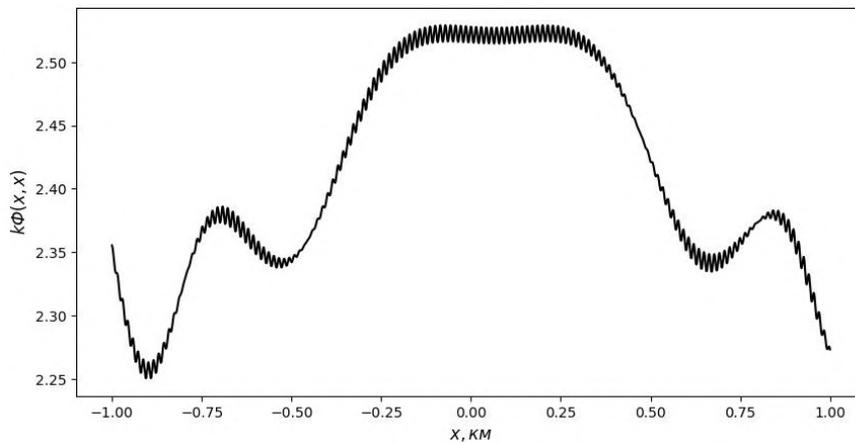


Рисунок 3 – Изменения фазы волны  $k\Phi(x, x) = \text{Arg} U_1(x, x)$  поля (4) с учетом движения спутника для двух гауссовых неоднородностей,двигающихся с горизонтальной скоростью 130 м/с.

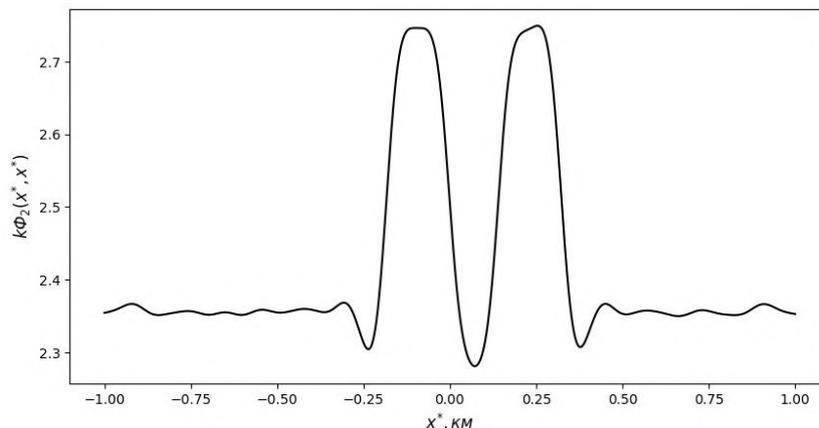


Рисунок 4 – Изменения фазы волны  $k\Phi_2(x^*, x^*) = \text{Arg} \left[ \tilde{U}_2(x^*, x^*) \exp \left\{ -2ik\rho^* \rho_0^* / Z \right\} \right]$  с учетом движения спутника после применения пространственной обработки поля (3) для двух гауссовых неоднородностей,двигающихся с горизонтальной скоростью 130 м/с.

На рис. 1 и 3 изображено изменение фазы  $k\Phi(x, x_0)$ , рассчитанное при  $x_0 = x$ , в сечении  $y = y_0 = 0$  и изменение фазы  $k\Phi_2(x^*, x_0^*)$  на рис. 2 и 4 при  $x_0^* = x^*$ , в сечении  $y^* = y_0^* = 0$  после применения пространственной обработки (3) поля  $U(\rho, \rho_0)$  в двух плоскостях  $\rho_0, \rho$ . Из рис.1 и 3 видно, что по фазовым проекциям, содержащим дифракционные эффекты, нельзя получить информацию о исследуемых неоднородностях. На рис. 3 видно, что фазовые проекции обработанного поля, полученные с учетом движения неоднородностей и движения спутника не дают хорошего разрешения по критерию Рэлея. Для горизонтальной скорости дрейфа неоднородностей 130 м/с на рис. 4 видно, что получилось повысить разрешающую способность после пространственной обработки поля (3).

Результаты численных расчетов показали, что двукратная пространственная обработка поля, полученная на основе метода ДВФП, может повысить разрешающую способность спутниковой диагностики ионосферы в условиях дифракции радиоволн на движущихся локальных неоднородностях. Для низкоорбитальных спутниковых измерений скорости диагностируемых неоднородностей могут достигать порядка 130 м/с. Данный результат показывает, что пространственная двукратная обработка поля на основе метода ДВФП может использоваться, как для диагностики искусственных, так и естественных неоднородностей в ионосфере.

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России (Задание № FZZE-2023-0004).

1. *Kunitsyn V.E., Tereshchenko E.D.* Ionospheric Tomography. Physics of Earth and Space Environments. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 2003.

2. *Ishimaru A.* Wave Propagation and Scattering in Random Media, V. 2. Multiple Scattering, Turbulence, Rough Surfaces and Remote Sensing. New York (NY): Academic Press, 1978.

3. *Tinin M.V., Kravtsov Yu.A.* Super – Fresnel resolution of plasma in homogeneities by electromagnetic sounding // Plasma Physics and Controlled Fusion. 2008. V. 50. № 3. P. 1-11.

# СВЯЗЬ МЕЖДУ ТЕМПЕРАТУРОЙ НИЖНЕЙ СУБТРОПИЧЕСКОЙ СТРАТОСФЕРЫ В РАЗНЫХ ШИРОТНЫХ ДИАПАЗОНАХ И СКОРОСТЬЮ ЗОНАЛЬНОГО ВЕТРА У 60° Ю.Ш. НА РАЗНЫХ УРОВНЯХ

Масленникова Э.А.<sup>1,2</sup>, Зуев В.В.<sup>1</sup>, Савельева Е.С.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: maslennikovaerika@gmail.com, vzuev@list.ru, esav.pv@gmail.com

Рассмотрено влияние температуры нижней субтропической стратосферы на разных изобарических уровнях на динамику антарктического полярного вихря на основе данных ERA5. Для оценки влияния нижней субтропической стратосферы на динамику стратосферного полярного вихря использовался корреляционный анализ данных. Для расчетов использовались данные реанализа ERA5: зональный ветер на 60° ю.ш. и температура нижней субтропической стратосферы в области 20–40° за период с 1979 по 2021 г. В работе приведены полученные коэффициенты корреляции между скоростью зонального ветра на 60° ю.ш. и изменениями температуры нижней субтропической стратосферы на разных геопотенциальных уровнях.

Полярный вихрь является значимым элементом атмосферы и в зависимости от вариаций формы и его расположения оказывает влияние на стратосферную циркуляцию. Антарктический полярный вихрь имеет округлую форму, центрирован относительно полюса, в отличие от арктического полярного вихря, который обладает более вытянутой формой. Согласно исследованиям [1–4], арктический вихрь на всех стратосферных высотах подвержен высокой межгодовой изменчивости в отличие от антарктического вихря. Сформировавшись в апреле, антарктический полярный вихрь усиливается в период с мая по октябрь, при этом образуя пик активности с августа по сентябрь, а затем к декабрю постепенно разрушается. [5].

Усиление антарктического полярного вихря в весенний период происходит под действием естественного хода температуры в нижней субтропической стратосфере. Естественный ход температуры в нижней субтропической стратосфере имеет особенность временного смещения сезонного максимума по направлению к высоким широтам, что способствует увеличению стратосферного меридионального температурного градиента. В свою очередь, происходит усиление термического ветра, вследствие чего наблюдается ускорение западного стратосферного зонального течения в районе 60-х широт. Ежегодно, в начале весны антарктический полярный вихрь усиливается, создавая условия для образования озоновой аномалии.

Целью данной работы является исследование влияния температуры нижней субтропической стратосферы на разных изобарических уровнях на динамику стратосферных

полярных вихрей на основе данных ERA5 [6]. Работа осуществлена на основе ежечасных данных реанализа ERA5 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts с горизонтальным разрешением  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ : зональный ветер для  $60^\circ$  ю.ш. на уровнях от 1 до 100 гПа и температура в области  $20\text{--}40$  ю.ш. на уровнях от 1 до 100 гПа, за период с 1979 по 2021 гг. Антарктический полярный вихрь формируется осенью, усиливается в зимне-весенний период и разрушается поздней весной. Ниже представлены рис. 1–2 со значениями коэффициентов корреляции для сентября, октября, ноября и декабря.

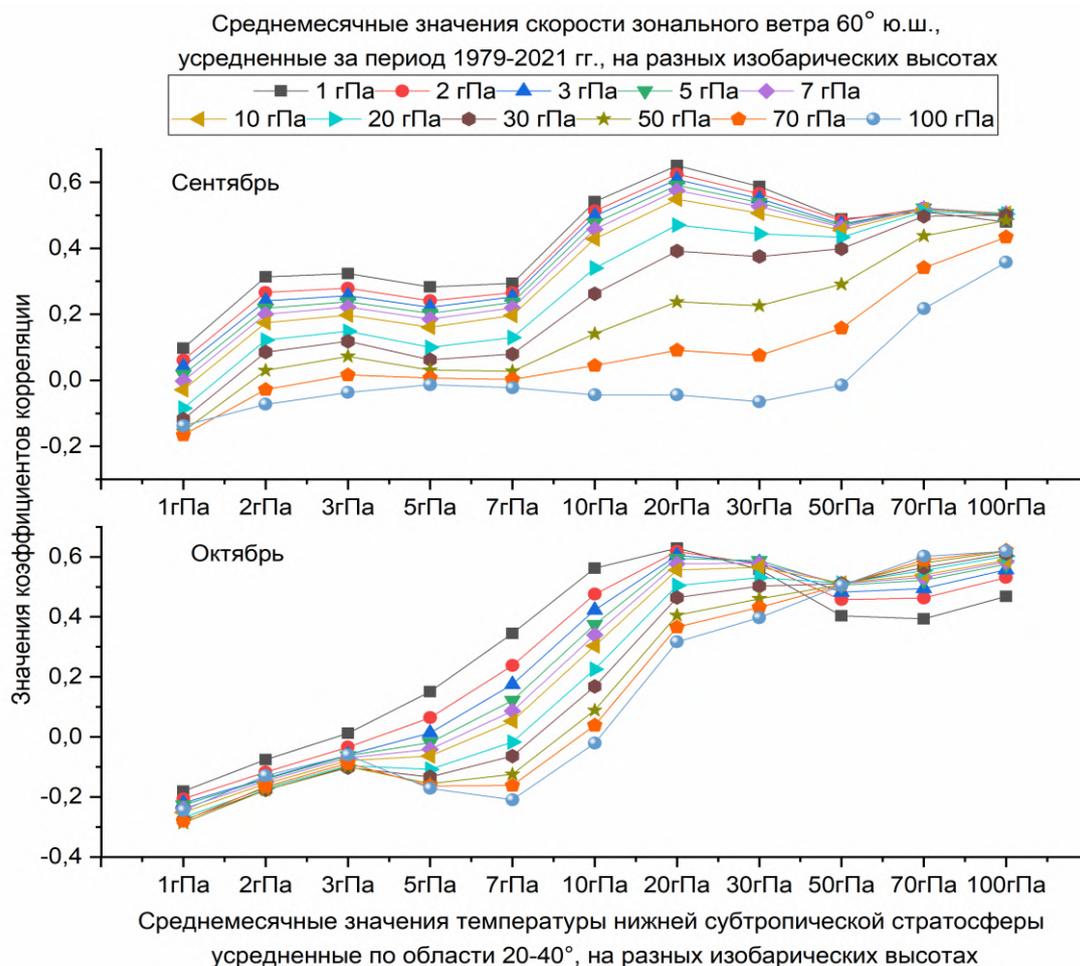


Рисунок 1 – Среднемесячные значения коэффициентов корреляции между температурой нижней субтропической стратосферы и скоростью зонального ветра для сентября и октября за период 1979–2021 гг.

Как видно из рис. 1 для сентября, высокая корреляция наблюдается между значениями скорости зонального ветра на уровнях 1, 2, 3, 5, 7, 10, 20 гПа и температурой нижней субтропической стратосферы на уровнях 20 и 30 гПа. В сентябре, как правило, наблюдается максимальная скорость антарктического полярного вихря, при этом, в начале весны вследствие усиления, вихрь менее подвержен влиянию внешних факторов. Из рис. 1б видно, что

температура нижней субтропической стратосферы на уровне 50 гПа имеет практически равный отклик на скорость зонального ветра на всех уровнях. Корреляция более выражена между температурой нижней субтропической стратосферы на уровнях 1–30 гПа и средней скоростью зонального ветра у 60° ю.ш. на уровнях 1, 2, 3 гПа, однако для температуры нижней субтропической стратосферы на уровне 50 гПа и выше высокая зависимость наблюдается со скоростью зонального ветра на уровнях – 100, 70, 50 гПа.

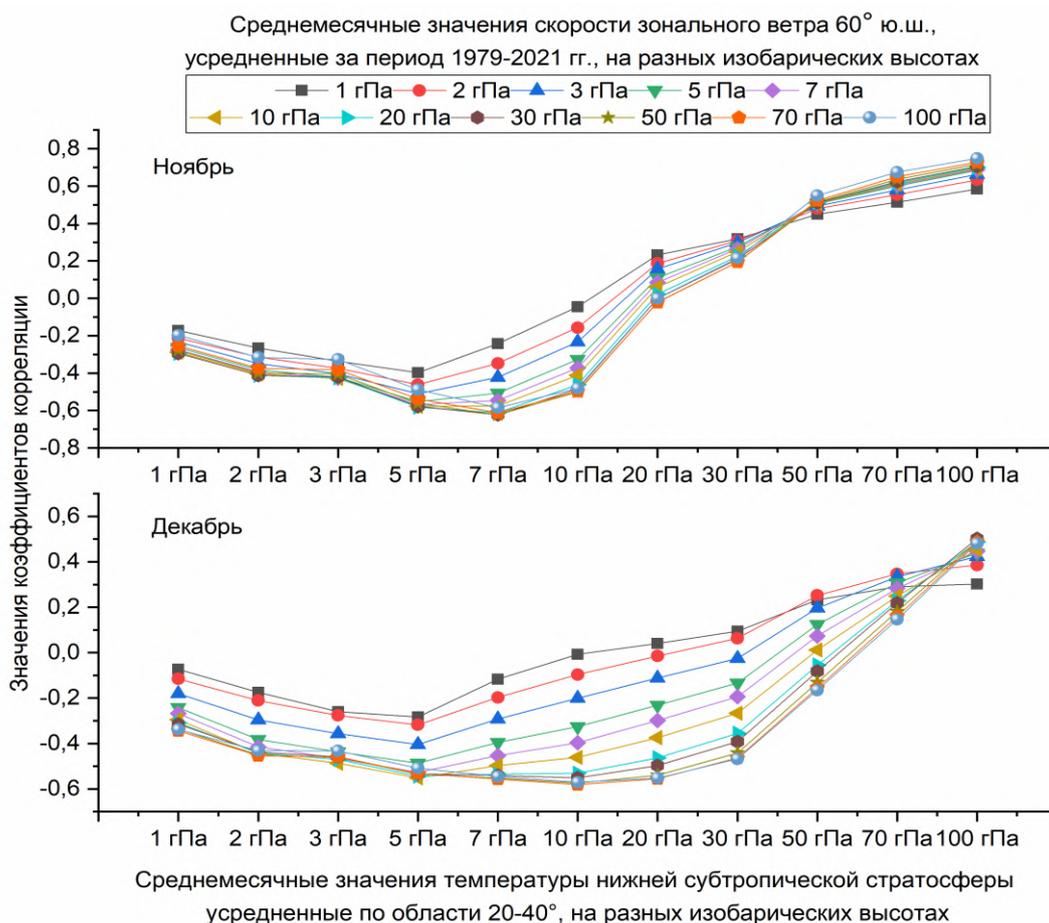


Рисунок 2 – Среднемесячные значения коэффициентов корреляции между температурой нижней субтропической стратосферы и скоростью зонального ветра для ноября и декабря за период 1979–2021 гг.

В ноябре на рис. 2 достаточно высокая корреляция наблюдается между температурой нижней субтропической стратосферы на уровнях 100, 70, 50 гПа и средней скоростью зонального ветра на уровнях – 100, 70 и 50 гПа, максимум составил – 0,74. Подобное повышение коэффициента корреляции может свидетельствовать о влиянии температуры нижней субтропической стратосферы на динамику полярного стратосферного вихря, что проявляется в его ускорении. При этом в декабре (рис. 2) коэффициент корреляции на большинстве изобарических уровней низкий. Однако незначительные всплески значений

коэффициента корреляции прослеживаются между температурой нижней субтропической стратосферы на уровне 100 гПа и средней скоростью зонального ветра на уровнях 100, 70 и 50 гПа, что соответствует ослаблению вихря на этих высотах и постепенному разрушению в декабре.

Таким образом, на основе данных реанализа ERA5 рассмотрено влияние температуры нижней субтропической стратосферы на динамику антарктического полярного вихря на разных изобарических уровнях. Показано, что максимальные значения корреляции между температурой нижней субтропической стратосферы на уровне 20 гПа и скоростью зонального ветра у 60° ю.ш. на уровнях 1, 2, 3 гПа наблюдаются в сентябре. В свою очередь, в октябре, ноябре и декабре наибольший коэффициент корреляции наблюдался между температурой нижней субтропической стратосферы на уровне 100 гПа и скоростью зонального ветра у 60° ю.ш. на уровнях 50, 70, 100 гПа. Показано, что наибольший коэффициент корреляции наблюдается в ноябре и составляет – 0,74.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00273, <https://rscf.ru/project/23-17-00273/>.

1. *Burnett A.W., McNicoll A.R.* Interannual variations in the Southern Hemisphere winter circumpolar vortex: Relationships with the semiannual oscillation // *J. Climate*. 2000. V. 13. № 5. P. 991–999.
2. *Zhou S., Gelman M.E., Miller A.J., McCormack J.P.* An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. № 8. P. 1123–1126.
3. *Waugh D.W., Rong P.P.* Interannual variability in the decay of lower stratospheric Arctic vortices // *J. Meteorol. Soc. Japan*. 2002. V. 80. № 4. P. 997–1012.
4. *Díaz-Durán A., Serrano E., Ayarzagüena B., Abalos M., de la Cámara A.* Intraseasonal variability of extreme boreal stratospheric polar vortex events and their precursors // *Clim. Dynam.* 2017. V. 49. № 9–10. P. 3473–3491.
5. *Zuev V.V., Savelieva E.* The cause of the spring strengthening of the Antarctic polar vortex // *Dynam. Atmos. Oceans*. 2019. V. 87. P. 101097.
6. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al.* The ERA5 global reanalysis // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020. V. 146. № 729. P. 1–51.

# МОДЕЛЬ ФАЗЫ НЕСУЩЕЙ ТРАНСИОНОСФЕРНОГО СИГНАЛА ДЛЯ ТЕСТИРОВАНИЯ ПРОЦЕДУР ФИЛЬТРАЦИИ И РАСЧЕТОВ ИНДЕКСОВ МЕРЦАНИЙ

Данильчук Е.И.<sup>1,2</sup>, Демьянов В.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

e-mail: danilchuk.k@mail.ru, sword1971@yandex.ru

Разработана модель фазы несущей навигационного сигнала, которая учитывает влияние рефракционных эффектов, связанных с движением спутника; регулярного ионосферного слоя; низкочастотных вариаций фазы, вызванных перемещающимися ионосферными неоднородностями различных масштабов; вариаций фазы, вызванных френелевскими неоднородностями; шумы измерений приемника. Разработанная модель предназначена для оценки оптимальных параметров процедур фильтрации и усреднения при расчетах индексов состояния ионосферы, основанных на измерениях параметров транссионосферных сигналов, а также для определения характерных точек и областей на спектре вариаций фазы несущей.

Ионосфера Земли представляет сложную динамическую систему, которая на протяжении многих лет остается актуальным объектом исследований. Эффективным и высокоинформативным средством мониторинга ионосферы являются сигналы глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). В настоящее время становятся более доступными измерения параметров сигналов навигационных спутников с высокой частотой регистрации от 10 Гц и выше [1]. Кроме того, современные поколения спутников позволяют излучать сигналы в трех частотных диапазонах, при этом на каждой частоте наблюдается по несколько сигнальных компонент [2, 3]. Но возможности, которые представляются благодаря анализу таких измерений для исследования ионосферы, используются не в полном объеме. Это связано, во-первых, с большим объемом измерений, которые необходимо обрабатывать и хранить, во-вторых, с недостаточным развитием методов обработки измерений параметров сигнала ГНСС с высокой частотой регистрации. Поэтому для разработки новых и усовершенствования имеющихся методов мониторинга ионосферы по транссионосферным сигналам с высокой частотой регистрации необходим инструмент, который позволит определить оптимальные параметры процедур обработки измерений ГНСС. В частности, таким инструментом является многокомпонентной модели фазы несущей транссионосферного сигнала, которая предназначена для оценки эффективности методов обработки измерений фазы несущей сигналов навигационных спутников с различным временным разрешением.

Основой разрабатываемой модели фазы несущей сигнала навигационного спутника является теория возмущений, согласно которой фазу несущей сигнала, диэлектрическую

проницаемость среды распространения сигнала и траекторию распространения сигнала можно представить в виде суммы невозмущенной (регулярной) части и возмущений малой интенсивности. Таким образом, выражение для фазы несущей сигнала навигационного спутника может быть представлено в виде суперпозиции трех компонент: регулярной компоненты фазы, флуктуаций фазы малой интенсивности и компоненты, отвечающей за шумы измерений. Стоит отметить, что в модели используется приближение геометрической оптики, следовательно, минимальный масштаб неоднородностей в модели ограничен размерами первой зоны Френеля с масштабами в пределах от 300-400 м до 1-2 км для несущих частот ГНСС.

Регулярную компоненту модели фазы сигнала навигационного спутника можно представить в виде суперпозиции нескольких составляющих:

1) регулярный набег фазы, связанный с видимым движением спутника;

2) рефракционное приращение фазы в регулярном слое ионосферы, которые пропорционально величине полного электронного содержания (ПЭС) вдоль траектории сигнала с учетом локального времени, геомагнитных координат приемника и фоновых геомагнитных условий. В данной модели реализован алгоритм расчета ионосферной задержки по модели Клобучара [4];

3) волновые рефракционные вариации фазы, вызванные возмущениями ПЭС крупного масштаба, описываются в виде суперпозиции трех гармонических колебаний (парциальных волн) с близкими частотами, амплитудами и фазами;

4) волновые рефракционные вариации фазы, вызванные возмущениями ПЭС среднего и промежуточного масштабов, имеют форму радиоимпульса и наилучшим образом описываются суперпозицией трех колебаний с ограниченным спектром, у которых близкие значения амплитуды, частоты и начальной фазы.

При моделировании возмущений различного масштаба параметры колебаний, а именно амплитуда, частота и начальная фаза, подбирались путем сопоставления рядов реальных измерений и модели вариаций фазы методом наименьших квадратов.

Возмущенная часть модели фазы несущей навигационного спутника представлена в виде рефракционных возмущений фазы малой интенсивности, вызванных неоднородностями с размерами порядка первой зоны Френеля. Характерный масштаб таких неоднородностей находится в пределах от 300-400 м до 1-2 км, а относительная интенсивность электронной концентрации изменяется от 1% до 5%.

Модель флуктуации диэлектрической проницаемости можно представить, как случайное поле гауссовых неоднородностей, движущихся с постоянной скоростью. При этом такая модель позволяет задать параметры этих неоднородностей, а именно пространственные масштабы,

относительную интенсивность и координаты расположения центров неоднородностей. Стоит отметить, что в конечный результат вклад вносят только те неоднородности, через которые прошел сигнал. В модели также учтен тот факт, что такие неоднородности действуют в течение ограниченного времени, поэтому в модели предусмотрена возможность задания времени «включения» и «выключения» неоднородностей, а также их периодичности и продолжительности.

Шумы измерений приемника включают тепловые шумы и шумы, вызванные механическими вибрациями и кратковременной нестабильностью опорного генератора, которые образуют на выходе приемника аддитивный шум измерений фазы [5].

Разработанная многокомпонентная модель фазы несущей трансionoсферного сигнала предназначена для определения оптимальных параметров процедур фильтрации фазовых измерения и расчета индексов состояния ионосферы. В частности, на основе данных модели можно определить оптимальную частоту среза при использовании фильтра Баттерворта 6-го порядка [6]. Установлено, что частота среза фильтра не влияет на отфильтрованный уровень шумов, но оказывает влияния на амплитуду вариации фазы, уменьшая ее в 2-4 раза. Причем использование более высоких частот среза может уменьшить амплитуду вариаций до уровня шумов, что не позволяет однозначно выделить вариации фазы, вызванные какими-либо неоднородностями. Использование более низких частот может привести к искажению данных на выходе фильтра Баттерворта. Таким образом, установлено, что предложенная ранее частота среза 0,1 Гц, является оптимальной для фильтрации измерений фазы несущей навигационного спутника с высокой частотой регистрации.

Модель фазы несущей сигнала навигационного спутника также может быть использована для определения характерных точек и областей на спектре вариаций фазы несущей. На спектрах вариаций фазы несущей навигационного сигнала можно определить частоту девиации  $f_d$  [1], которая определяется как точка, в которой меняется спектральный наклон от отрицательного к практически нулевому. Данную точку перегиба можно определить по огибающей спектра. По данным модели точку перегиба на результирующем спектре можно определить, как точку пересечения огибающей спектра вариаций фазы, вызванных френелевских неоднородностями, и огибающей шумового спектра. Таким образом, на основе данных модели можно оценить значения частоты девиации  $f_d$  в зависимости от пространственного масштаба и относительной интенсивности френелевских неоднородностей (рисунок 2).

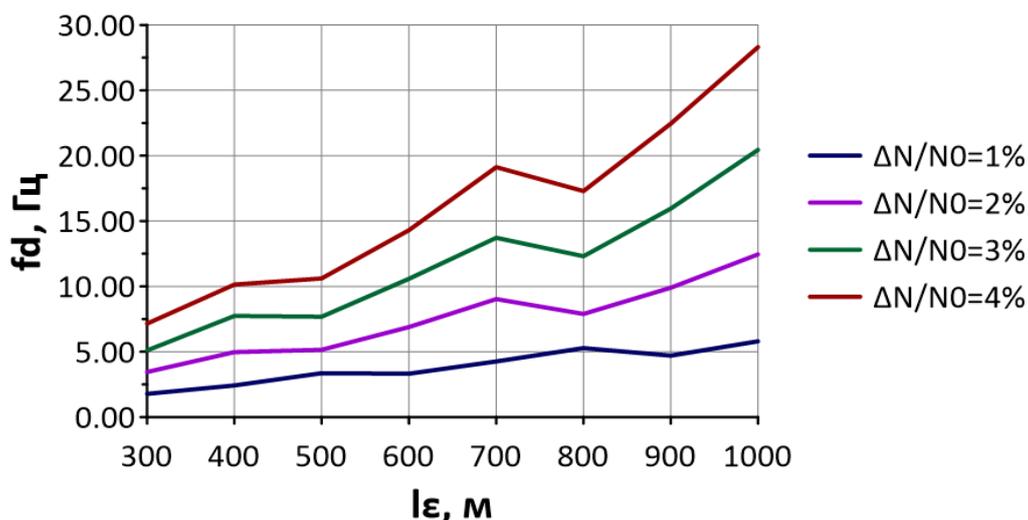


Рисунок 2 – Зависимость частоты девиации от параметров неоднородностей

Диапазон значений частоты девиации изменяются в пределах 2-28 Гц. Наблюдается повышение значений частоты девиации при увеличении как пространственного масштаба неоднородностей, так и их относительной интенсивности. Наименьшие значения частоты девиации наблюдаются для неоднородностей с пространственным масштабом 300 м.

На основе разработанной модели фазы несущей сигнала навигационного спутника была определена оптимальная частота среза фильтра Баттерворта 6-го порядка для обработки измерений с высокой частотой регистрации, а также зависимость частоты девиации от параметров френелевских неоднородностей.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №23-17-00157, <https://rscf.ru/project/23-17-00157/>.

1. *McCaffrey A.M., Jayachandran P.T.* Spectral characteristics of auroral region scintillation using 100 Hz sampling // *GPS Solutions*. 2017. V. 21. № 4. P. 1883-1894.

2. *Yang Z., Liu Z.* Investigating the inconsistency of ionospheric ROTI indices derived from GPS modernized L2C and legacy L2 P(Y) signals at low-latitude regions // *GPS Solutions*. 2016. V. 21. № 2. P. 783–796.

3. *Padma B., Kai B.* Performance analysis of dual-frequency receiver using combinations of GPS L1, L5, and L2 civil signals // *Journal of Geodesy*. 2019. V. 93. P. 437–447.

4. *Klobuchar J.* Ionosphere time-delay algorithm for single-frequency GPS users // *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*. V. AES-23. P. 325–331.

5. *Kaplan E.D.* Understanding GPS: principles and applications. London: Artech house, 2006. 707 p.

6. *Van Dierendonck A.J., Klobuchar J., Hua Q.* Ionospheric Scintillation Monitoring Using Commercial Single Frequency C/A Code Receivers // *Proceedings of the 6th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation*. 1993. P. 1333-1342.

## РОЛЬ АКТИВНОСТИ ВЫСОКИХ ЦИКЛОНОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОЗОНОВОЙ ДЫРЫ НАД АНТАРКТИКОЙ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА ERA5

Масленникова Э.А., Зуев В.В., Савельева Е.С., Павлинский А.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: maslennikovaerika@gmail.com, vzuev@list.ru, esav.pv@gmail.com, wf@inbox.ru

В работе выявлено, что максимальная вероятность появления высоких циклонов над вулканом Эребус, как правило, наблюдается в июле. Анализ интегрального содержания HCl на разных станциях показал, что значения над Антарктикой значительно превышают значения над Арктикой, а также примерно в два раза выше, чем на станциях, расположенных в средних широтах. Показан вероятный эффект накопления HCl в стратосфере: коэффициент корреляции между 5-летними средними значениями частоты появления высоких циклонов и 5-летними средними значениями площади озоновой дыры с временным сдвигом ряда на 4 года вперед относительно ряда частоты появления высоких циклонов, рассчитанный за период с 1980 по 2022 гг., составил 0,78.

Образование ПСО становится возможным при условии выхолаживания стратосферы внутри вихря до температуры ниже  $-78^{\circ}\text{C}$ . Переход хлора из своих резервуаров (HCl и ClONO<sub>2</sub>) в фотохимически активный молекулярный хлор Cl<sub>2</sub> происходит при протекании гетерогенных реакций на поверхности ПСО, а с появлением солнечного излучения запускается хлорный цикл разрушения озона. Вулкан Эребус, расположенный на острове Росса ( $77,5^{\circ}$  ю.ш.,  $167,2^{\circ}$  в.д; высота – 3794 м.), является одним из постояннодействующих вулканов на Земле и наиболее явным источником значительного количества HCl в антарктической стратосфере. Как известно, вулканические газы во время дегазации достигают высоты примерно 1–2 км над жерлом вулкана и, следовательно, не попадают напрямую в стратосферу [1]. Вследствие постоянной пассивной и взрывной дегазации вулкана Эребус [2], HCl и другие газовые выбросы вулкана попадают в тропосферу, затем переносятся в стратосферу восходящими циклональными потоками воздуха в течение всего года. Подобный перенос возможен, если нижняя граница высокого циклона находится над вершиной вулкана Эребус  $\sim 4$  км, а верхняя граница достигает высоты нижней стратосферы  $\sim 10,5$  км, где встраивается в антарктический полярный вихрь [3].

Как известно, гетерогенные реакции на поверхности ПСО протекают при взаимодействии хлороводорода HCl и хлорнитрата ClONO<sub>2</sub>, с последующим высвобождением фотохимически активного молекулярного хлора Cl<sub>2</sub> [4]. Для построения рис. 1. использовались данные NOAA's National Weather Service Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC, <http://www.ndsc.ncsr.noaa.gov>) за период с 1992 по 2023 гг. Среднемесячные значения интегрального содержания HCl и ClONO<sub>2</sub> на четырех средне- и высокоширотных станциях в Северном (Jungfrauoch, Ny–Alesund) и Южном (Lauder, Arrival Heights) полушариях

представлены на рис. 1. Как видно из рис. 1, интегральное содержание  $\text{ClONO}_2$  на всех станциях варьировалось примерно одинаково за рассматриваемый период. Однако интегральное содержание  $\text{HCl}$  на разных станциях различается. Станция Arrival Heights, расположенная в Антарктиде, имеет значительно более высокие значения по сравнению с другими станциями. В среднем за все годы интегральное содержание  $\text{HCl}$  на высокоширотных станциях Arrival Heights и Ny-Alesund составляет  $6,40 \cdot 10^{15}$  молек./ $\text{cm}^2$  и  $5,06 \cdot 10^{15}$  молек./ $\text{cm}^2$  для Южного и Северного полушария, а на среднеширотных станциях Lauder и Jungfraujoch –  $3,60 \cdot 10^{15}$  молек./ $\text{cm}^2$  и  $3,63 \cdot 10^{15}$  молек./ $\text{cm}^2$ , соответственно. Видно, что интегральное содержание  $\text{HCl}$  на станции Arrival Heights (Антарктика) выше, чем на станциях, расположенных в средних широтах в 1,5–2 раза, а значения над Антарктикой превышают значения над Арктикой. Высокое содержание  $\text{HCl}$  в атмосфере Антарктики вероятнее всего связано с дегазацией вулкана Эребус [3]. При участии высоких циклонов, которые встраиваются в антарктический полярный вихрь,  $\text{HCl}$  проникает из тропосферы в нижнюю стратосферу, что впоследствии может способствовать усилению разрушения озона при формировании озоновой дыры.

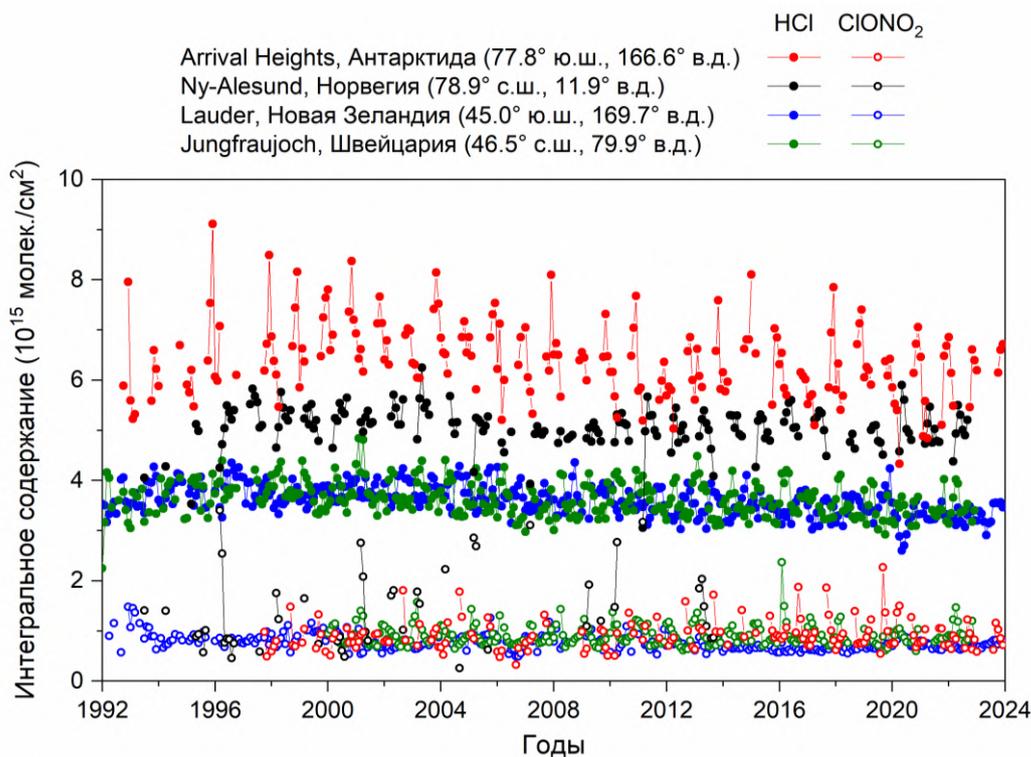


Рисунок 1 – Среднемесячное интегральное содержание  $\text{HCl}$  и  $\text{ClONO}_2$  на станциях Arrival Heights, Ny-Alesund, Lauder, Jungfraujoch за период с 1992 по 2024 гг.

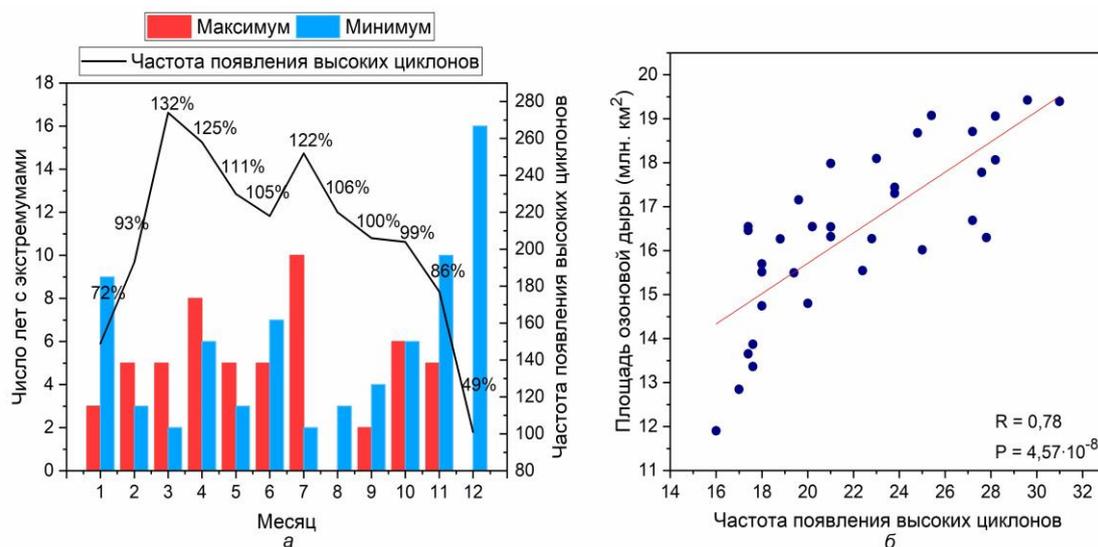


Рисунок 2 – а) Суммарная для каждого месяца частота появления высоких циклонов над вулканом Эребус, а также сумма лет для каждого месяца, когда частота появления циклонов в течение месяца была максимальной или минимальной по данным за год за период с 1980 по 2022 гг. б) Диаграмма рассеяния суммарной с мая по август частоты появления высоких циклонов и усредненных с сентября по ноябрь значениях площади озоновой дыры для 5-летних средних значений при временном сдвиге на 4 года за 1980–2022 гг.

Для выявления количества высоких циклонов за каждый месяц, проведен анализ полей геопотенциальных высот 600 и 250 гПа, соответствующих высоте вершины Эребуса и нижней стратосфере, используя ежедневные данные реанализа ERA5 [5] за период 1980–2022 гг. На рис. 2а показано, что максимальная вероятность появления высоких циклонов над вулканом Эребус в большинстве случаев за год, как правило, наблюдается в июле, в то время как в августе и декабре не зафиксировано ни одного максимума по данным за год за рассматриваемый период. Однако суммарная частота появления высоких циклонов в августе за 1980–2022 гг. составляет 106%, т.е. выше среднего, что свидетельствует о незначительной межгодовой изменчивости частоты появления высоких циклонов в августе. Минимальная вероятность появления высоких циклонов в большинстве случаев наблюдается в декабре, при этом суммарная частота составляет 49%, что свидетельствует о низкой вероятности появления высоких циклонов в этом месяце.

Для оценки влияния частоты появления высоких циклонов на площадь озоновой дыры осуществлен корреляционный анализ данных за период с 1980 по 2022 гг. Коэффициенты корреляции рассчитывались между частотой появления высоких циклонов суммарно с мая по август (по данным реанализа ERA5) и усредненными с сентября по ноябрь значениями площади озоновой дыры (на основе данных NASA Goddard Space Flight Center). Коэффициент

корреляции, рассчитанный между частотой появления высоких циклонов и площадью озоновой дыры за период с 1980 по 2022 гг. составил 0,26. Вероятность  $P$ , характеризующая возможность того, что в генеральной совокупности имеется или отсутствует связь между исследуемыми параметрами, составила 0,09 ( $> 10^{-4}$ ), что указывает на отсутствие связи. В свою очередь, коэффициент корреляции между 5-летними средними значениями частоты появления высоких циклонов и значениями площади озоновой дыры для 5-летних средних значений с временным сдвигом ряда на 4 года вперед относительно ряда частоты появления высоких циклонов, рассчитанный за период с 1980 по 2022 гг., составил 0,78 при вероятности  $P = 4,57 \cdot 10^{-8}$ , что определяет высокую статистическую значимость полученных результатов (рис. 2б). Таким образом, проявляется эффект накопления HCl в антарктической стратосфере.

Таким образом, на основе данных NDACC выявлено, что интегральное содержание HCl на станции Arrival Heights (Антарктика) выше, чем на станциях, расположенных в средних широтах в 1,5–2 раза и превышает значения над Арктикой в 1,26 раза. Выявлено, что в большинстве случаев максимальная вероятность появления высоких циклонов над вулканом Эребус наблюдается в июле, в то время как в августе и декабре не зафиксировано ни одного внутригодового максимума за рассматриваемый период, что обусловлено незначительной межгодовой изменчивостью частоты появления высоких циклонов в августе. Показан вероятный эффект накопления HCl в стратосфере, попадающего туда с восходящими циклональными потоками внутри высоких циклонов в результате активности вулкана Эребус. Коэффициент корреляции, рассчитанный между частотой появления высоких циклонов и площадью озоновой дыры для 5-летних средних значений (с временным сдвигом на 4 года) составил 0,78.

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300156-5.

1. Boichu M., Oppenheimer C., Tsanev V., Kyle P.R. High temporal resolution SO<sub>2</sub> flux measurements at Erebus volcano, Antarctica // J. Volcanol. Geoth. Res. 2010. V. 190. № 3–4. P. 325–336.
2. Aster R., Mah S., Kyle P. et al. Very long period oscillations of Mount Erebus volcano // J. Geophys. Res–Sol. Ea. 2003. V. 108. № B11. P. 2522–2544.
3. Zuev V.V., Zueva N.E., Savelieva E.S., Gerasimov V.V. The Antarctic ozone depletion caused by Erebus volcano gas emissions // Atmos. Environ. 2015. V. 122. P. 393–399.
4. Krämer M., Müller R., Bovensmann H. et al. Intercomparison of stratospheric chemistry models under polar vortex conditions // J. Atmos. Chem. 2003. V. 45. № 1. P. 51–77.
5. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Q. J. Roy. Meteor. Soc. 2020. V. 146. № 729. P. 1–51.

## ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОГО ПОЛЯРНОГО ВИХРЯ ЗИМОЙ 2005/2006, 2009/2010 И 2013/2014 гг.

Зуев В.В.<sup>1</sup>, Савельева Е.С.<sup>1,2</sup>, Масленникова Э.А.<sup>1,2</sup>, Крупчатников В.Н.<sup>2</sup>, Зуева Н.Е.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: vzuev@list.ru

В работе с использованием метода оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала, на основе данных реанализа ERA5 рассмотрены критерии ослабления арктического полярного вихря в средней и верхней стратосфере на примере 2005/2006, 2009/2010 и 2013/2014 гг. В 2006 и 2010 гг. наблюдались внезапные стратосферные потепления: 21 января 2006 г. в результате значительного смещения вихря и 9 февраля 2010 г. вследствие расщепления вихря. Показано, что в исследуемые годы разрушение арктического полярного вихря на уровнях 10–5 гПа произошло соответственно в январе 2006 г., феврале 2010 г. и марте 2014 г. Рассмотрены особенности вертикальной динамики арктического полярного вихря в исследуемые годы.

Арктический полярный вихрь, как правило, формируется в ноябре, достигает пика активности в январе и разрушается в период с февраля по апрель. Динамический барьер полярного вихря препятствует проникновению внутрь вихря теплых, богатых озоном воздушных масс из средних и субполярных широт и, тем самым, способствует сохранению низких температур внутри вихря, необходимых для формирования полярных стратосферных облаков (ПСО) [1]. В условиях устойчивого полярного вихря, характеризующегося наличием динамического барьера, ПСО, как правило, существуют на протяжении всей зимы. При ослаблении динамического барьера в нижней стратосфере вследствие локального уменьшения скорости ветра по границе вихря ниже 20 м/с происходит повышение температуры внутри вихря до значений более  $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ , сопровождающееся разрушением ПСО [2]. Полярные озоновые аномалии, формирующиеся внутри полярных вихрей в период с конца зимы по весну, образуются вследствие протекания каталитического хлорного цикла разрушения озона, начинающегося с гетерогенных реакций на поверхности ПСО [3–6].

На рис. 1, 2 приведены временные изменения площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра по границе вихря и средней температуры внутри вихря с декабря по март 2005/2006, 2009/2010 и 2013/2014 гг. на уровнях 10 и 5 гПа, полученные по методу оконтуривания вихря. Одной из динамических характеристик полярных вихрей на уровне 50 гПа является средняя скорость ветра по границе вихря более 30 м/с, при этом локально по границе вихря значения скорости ветра не должны быть ниже 20 м/с, в обратном случае происходит ослабление динамического барьера [2]. С учетом разности давления были

определены соответствующие значения для уровней 10, 7 и 5 гПа. Минимальная средняя скорость ветра по границе полярного вихря составила более 41, 43 и 45 м/с на уровнях 10, 7 и 5 гПа, соответственно; нанесены красной штриховой линией на рис. 1 и 2. При этом динамический барьер наблюдается при значениях скорости ветра более 27, 28 и 29 м/с на уровнях 10, 7 и 5 гПа, соответственно (на протяжении всей границы вихря по горизонтали). На рис. 1, 2 цвет кривой скорости ветра меняется с синего на красный при ослаблении динамического барьера полярного вихря. На рис. 3 приведены поля геопотенциала, скорости ветра и температуры с декабря по март 2005/2006, 2009/2010 и 2013/2014 гг. на уровне 7 гПа. На полях геопотенциала соединены линией значения  $31.8 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ , описывающие границу полярного вихря, а на полях скорости ветра – значения 28 м/с, характеризующие динамический барьер (рис. 3).

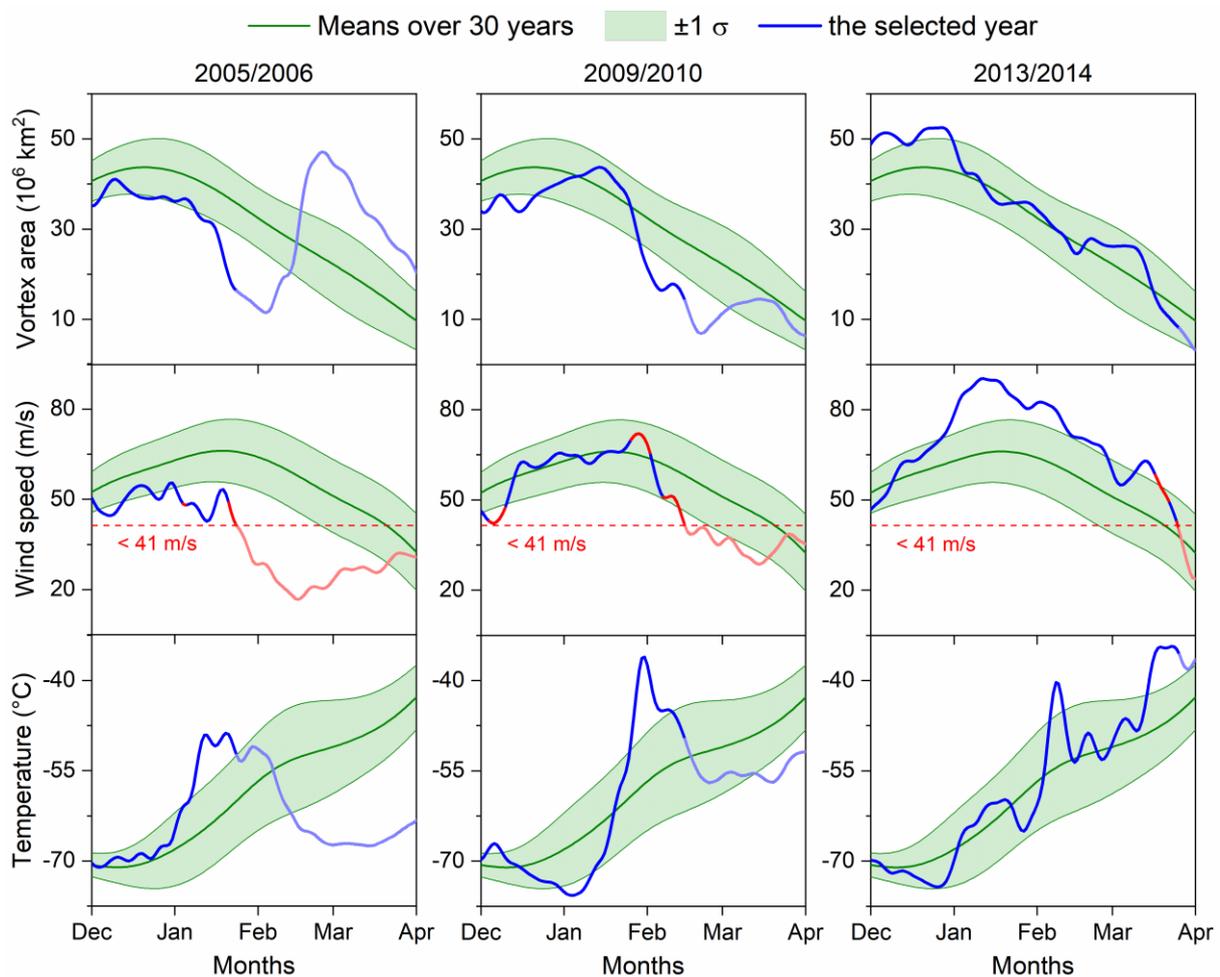


Рисунок 1 – Внутригодовой ход площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра по границе вихря и средней температуры внутри вихря на уровне 10 гПа с декабря по март 2005/2006, 2009/2010 и 2013/2014 гг. на фоне 30-летних средних значений с СКО ( $\pm 1 \sigma$ )

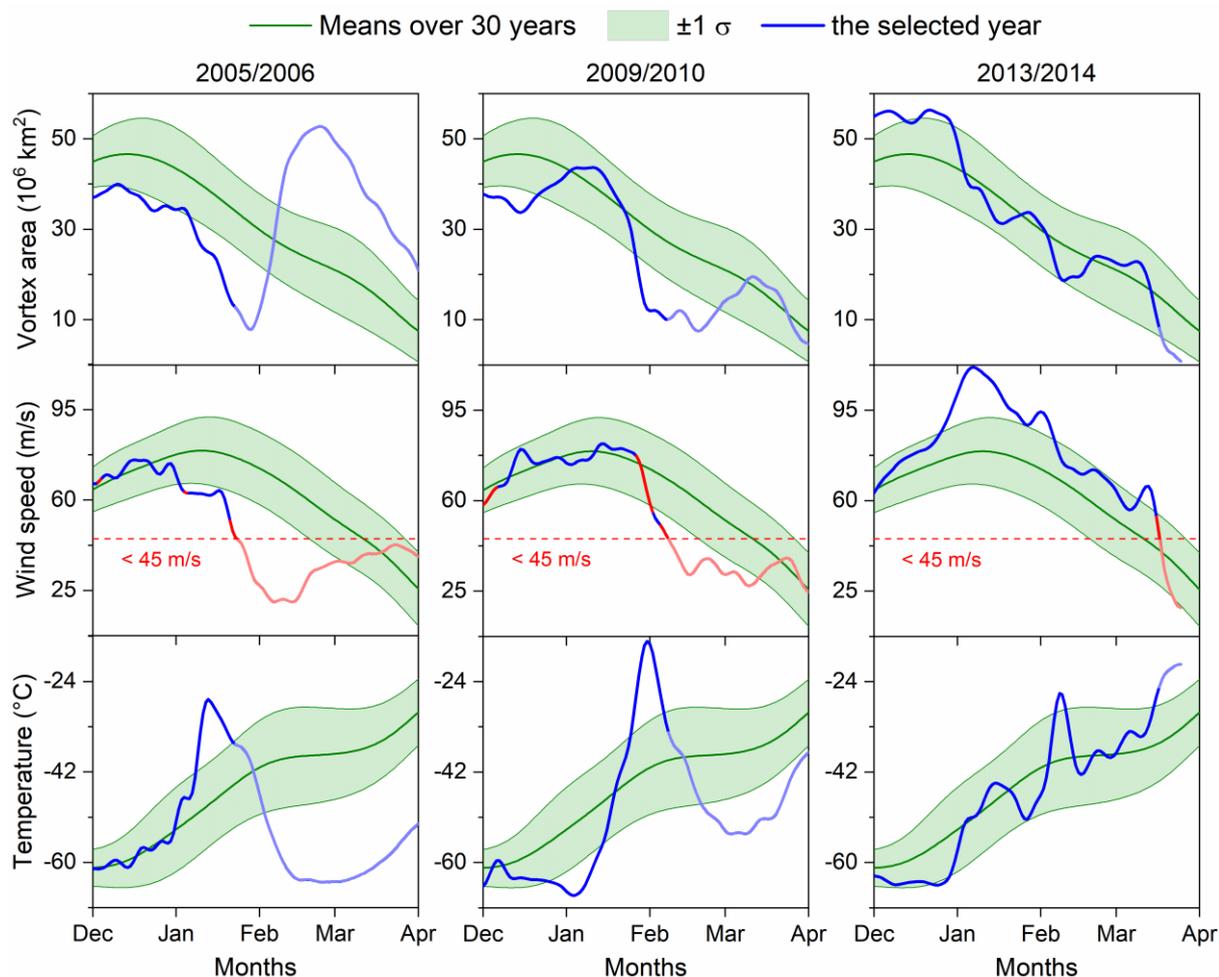


Рисунок 2 – Внутригодовой ход площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра по границе вихря и средней температуры внутри вихря на уровне 5 гПа с декабря по март 2005/2006, 2009/2010 и 2013/2014 гг. на фоне 30-летних средних значений с СКО ( $\pm 1 \sigma$ ).

Динамический барьер способствует сохранению низких температур внутри вихря, необходимых для формирования ПСО, участвующих в хлорном цикле разрушения озона. Таким образом, с использованием метода оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала, на основе данных реанализа ERA5 рассмотрены критерии и последствия ослабления арктического полярного вихря в средней и верхней стратосфере на примере 2005/2006, 2009/2010 и 2013/2014 гг. Показано, что в исследуемые годы разрушение арктического полярного вихря на уровнях 10–5 гПа произошло соответственно в январе 2006 г., феврале 2010 г. и марте 2014 г. Ослабление динамического барьера (сопровождающееся всплеском температуры внутри вихря) наблюдалось при локальном уменьшении скорости ветра по границе вихря ниже 27, 28 и 29 м/с соответственно на уровнях 10, 7 и 5 гПа. При этом разрушение полярного вихря протекало одновременно или вскоре после уменьшения средней скорости ветра по границе вихря ниже 41, 43 и 45 м/с на уровнях 10, 7 и 5 гПа соответственно.

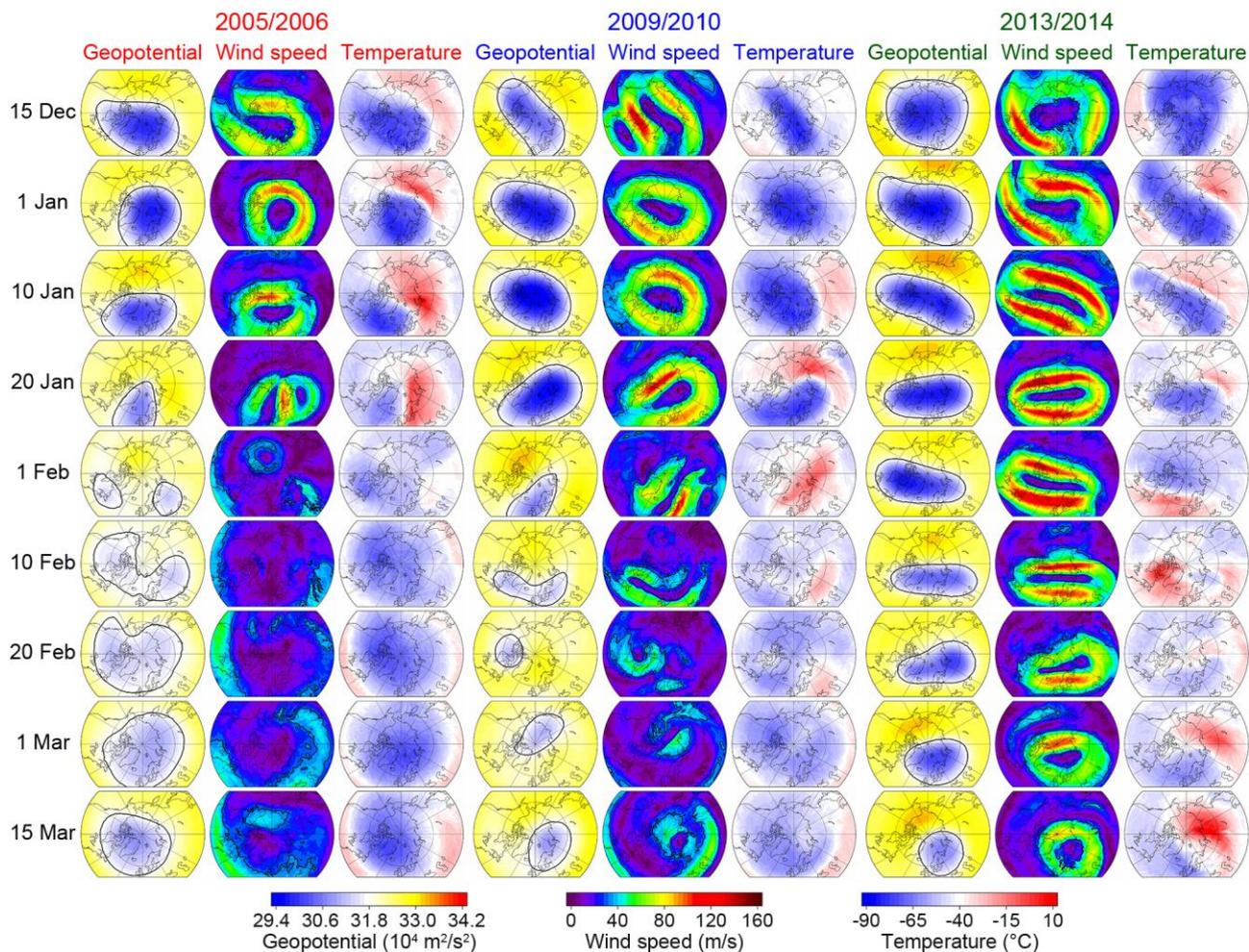


Рисунок 3 – Поля геопотенциала, скорости ветра и температуры на уровне 7 гПа над Арктикой с 15 декабря по 25 марта 2005/2006, 2009/2010 и 2013/2014 гг.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00273, <https://rscf.ru/project/23-17-00273/>.

1. *Manney G.L., Zurek R.W., O'Neill A., Swinbank R.* On the motion of air through the stratospheric polar vortex // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51. N 20. P. 2973–2994.

2. *Zuev V.V., Savelieva E.* Stratospheric polar vortex dynamics according to the vortex delineation method // *J. Earth Syst. Sci.* 2023. V. 132. N 1. P. 39.

3. *Solomon S.* Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history // *Rev. Geophys.* 1999. V. 37. N 3. P. 275–316.

4. *Newman P.A., Kawa S.R., Nash E.R.* On the size of the Antarctic ozone hole // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. N 21. P. L21104.

5. *Waugh D.W., Randel W.J.* Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. N 11. P. 1594–1613.

6. *Waugh D.W., Sobel A.H., Polvani L.M.* What is the polar vortex and how does it influence weather? // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2017. V. 98. N 1. P. 37–44.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗЛУЧАТЕЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК КРАСНЫХ СТОЛБЧАТЫХ СПРАЙТОВ

Тарасенко В.Ф., Виноградов Н.П., Бакшт Е.Х., Сорокин Д.А.

Институт сильноточной электроники СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: VFT@loi.hcei.tsc.ru, vinikitavin@mail.ru, ВЕН@loi.hcei.tsc.ru, SDmA-70@loi.hcei.tsc.ru

Представлены результаты экспериментальных исследований плазменных диффузных струй (ПДС), формируемых в воздухе при низких давлениях. Для создания струй применён импульсно-периодический ёмкостной разряд, для получения которого электроды устанавливались на внешней поверхности кварцевой трубки. Установлено, что ПДС состоят из стримеров. Получены данные о спектрах излучения ПДС и проводится их сравнение со спектрами излучения спрайтов, наблюдаемых на высоте над уровнем моря 40 – 100 км.

**Введение.** В наших работах [1–6] было предложено инициировать плазменные диффузные струи (ПДС) с помощью высокочастотного ёмкостного разряда в кварцевой трубке за счёт электродов на её внешней поверхности. Это позволяло исключить контакт плазмы разряда с металлическими электродами. Было установлено, что при заполнении трубки воздухом низкого давления, от области разряда внутри трубки между двумя внешними электродами формируются плазменные диффузные струи (ПДС) красного цвета, обусловленного характерным свечением полос первой положительной системы молекулярного азота. Высоковольтный и заземлённый электроды охватывали кварцевую трубку и располагались на расстоянии друг от друга 6 см. Струи распространялись от созданной плазмы на десятки сантиметров к торцам трубки, на которых электроды отсутствовали. Длина ПДС зависела от давления воздуха и амплитуды импульсов напряжения, а также от полярности высоковольтного электрода. При напряжении источника питания 7 кВ и давлении менее 1 Торр ПДС распространялись от области их инициирования на расстояние более 1 м. Особенностью ПДС с длиной в десятки сантиметров и более было существенное (на порядок и более) превышение спектральной энергии излучения  $W(2+)$  полос второй положительной системы азота (2+) над  $W(1+)$  полос первой положительной системы азота (1+). При этом ПДС имели красный цвет, который наблюдался визуально и регистрировался фотоаппаратом при давлениях 0.2 – 3 Торр [1–6]. В работе [4] было показано, что каждая из ПДС состоит из двух стримеров, генерируемых на фронте и спаде импульса напряжения. Кроме того, было обнаружено, что при достижении фронтом второго положительного стримера места остановки первого отрицательного, формируется третий стример, имеющий малую скорость.

Цель данной работы – продолжить экспериментальные исследования при низких давлениях атмосферного воздуха оптических и вольтамперных характеристик ПДС, в том числе, при столкновениях двух плазменных диффузных струй красного цвета.

**Экспериментальная установка и методики.** Для формирования плазменных диффузных струй (ПДС) применялась установка, подобная описанной в работах [1–6]. Иницирующий ёмкостный разряд и ПДС формировались в трубке из кварца высокого качества (марка GE-214). Длина трубки равнялась 220 см, её внутренний диаметр составлял 50 мм, а толщина стенки 2.5 мм. На внешней поверхности кварцевой трубки устанавливались одна или две пары кольцевых электродов шириной 1 см. Расстояние между ближними краями электродов, изготовленных из стальной фольги, в каждой паре составляло 6 см. На каждую пару электродов от двух высоковольтных генераторов подавались импульсы напряжения различной или одинаковой полярности с амплитудой 7 кВ и длительностью на полувысоте 1.3 мкс. Частота следования составляла 21 кГц.

Для запуска высоковольтных генераторов  $U_1$  и  $U_2$  с регулируемой задержкой использовался многоканальный генератор BNC565. Напряжение между электродами в каждой паре измерялось делителями АКТАКОМ АСА-6039, а токи разряда шунтами. Сигналы с делителей и шунтов подавались на осциллограф MDO 3104. Излучение плазмы разряда регистрировалось цифровым фотоаппаратом Canon 2000D, спектрометром HR2000+ES (диапазон 200–1150 нм; спектральное разрешение  $\approx 0.9$  нм), и кремниевым ФЭУ (Si-ФЭУ). Излучение от разряда к спектрометру и ФЭУ подавалось по световодам, приёмный конец которых устанавливался в различных местах на одинаковом расстоянии от поверхности трубки.

**Результаты измерений и их обсуждение.** В проведённых экспериментах исследовался установившийся режим формирования плазменных диффузных струй (ПДС), при котором их форма не изменялась при включении установки на десятки минут. Основное внимание было уделено исследованиям столкновения ПДС при различных полярностях их фронта и вариации задержки между включением генераторов. На кольцевые электроды подавались импульсы напряжения одинаковой формы от двух генераторов  $U_1$  и  $U_2$ . Пробой воздуха между электродами и инициирование ПДС происходили на фронте импульса напряжения. Величина ёмкостного тока, который был зарегистрирован в отсутствие пробоя при атмосферном давлении воздуха в трубке и одинаковом напряжении на электродах, не превышала 10% от максимального тока через шунт при давлении 1 Торр. Вариации задержки между импульсами напряжения на форму импульсов напряжения при  $f = 21$  кГц практически не влияли. Однако форма импульсов тока и амплитуда отдельных пиков тока существенно зависели от времени включения генераторов при задержках от 0 до 1.85 мкс.

При одновременном включении генераторов, на фронте импульсов напряжения регистрировался разнонаправленный ток. Увеличение задержки между запуском генераторов до 1.85 мкс и более не оказывало существенного влияния на осциллограммы импульсов тока с шунтов, как при опережающем запуске генератора  $U_1$ , так и генератора  $U_2$ . Однако задержки между запуском генераторов, которые были менее длительности импульса напряжения, влияли на форму импульсов тока, что приводило к изменению формы ПДС и их спектров излучения. Наиболее заметные изменения в форме ПДС при разной полярности генераторов были получены в условиях их одновременного запуска.

Фотографии разряда, полученные в режиме с импульсами напряжения разной полярности при одновременном включении обоих генераторов показаны на рис. 1а и рис. 1б.

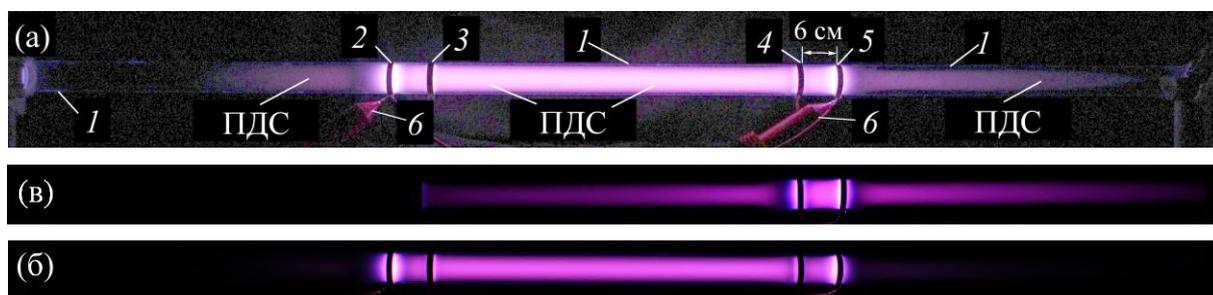


Рисунок 1 – Фотографии ПДС, которые приведены после коррекции яркости и контраста изображения (а) и без коррекции (б), а также фотография ПДС без коррекции изображения, которая получена при включении одного генератора  $U_2$  с положительной полярностью (в). 1 – трубка из кварца, 2 – высоковольтный электрод, соединённый с генератором  $U_1$ , 3 – заземлённый электрод, 4 – соединённый с генератором  $U_2$  заземлённый электрод, 5 – высоковольтный электрод, 6 – делители АКТАКОМ. Экспозиции фотографий 0.25 сек. Давление воздуха  $p = 1$  Торр. Полярность генератора  $U_1$  отрицательная, а  $U_2$  положительная.  $|U_1| \approx |U_2| \approx 7$  кВ

На рис. 1а показана фотография ПДС с увеличенной светимостью за счет коррекции яркости и контраста изображения при компьютерной обработке. Коррекция была использована для того, чтобы показать, что ПДС распространяется в обе стороны от каждой пары электродов, в том числе по направлению к торцам трубки. С генераторами разной полярности направленные к торцам трубки ПДС имели малую интенсивность излучения по сравнению с её областью между электродами. Кроме того, увеличение яркости изображения на рис. 1а позволило показать на этом рисунке положение стенки кварцевой трубки 1. На исходной фотографии (рис. 1б), которая передавала излучение ПДС без насыщения матрицы фотоаппарата, видно, что цвет ПДС красный и подобен цвету на фотографиях спрайтов в [7, 8].

При включении одного из генераторов интенсивность излучения разряда ПДС в центральной части трубки уменьшалась по сравнению с режимом разных полярностей двух

генераторов, а в области между высоковольтным электродом и ближайшим к нему торцом трубки интенсивность излучения увеличивалась. На рис. 1в показано свечение ПДС между электродом 5 и правым торцом трубки при включении одного генератора  $U_2$ .

Регистрация спектров излучения показала, что спектрограммах наблюдались полосы 2+ и 1+ систем молекулярного азота, полосы молекул гидроксила  $\text{OH}^+$  и  $\text{OH}$  (наиболее интенсивные с  $\lambda = 312.6, 308.2$  и  $306.4$  нм), а также линия водорода  $\text{H}\alpha$ . Спектральная плотность энергии излучения  $W(1+)$  первой положительной системы азота была сравнительно малая. Однако, как и в [1–6], разряд имел красный цвет.

**Заключение.** Проведённые исследования показали, что при столкновении плазменных диффузных струй, создаваемых в воздухе, важную роль играет полярность их фронта. Установлено, что задержка в иницировании плазменных диффузионных струй (ПДС) от разных генераторов, а также полярность их фронта, изменяет спектры излучения и характер свечения области их взаимодействия. При этом, может наблюдаться как усиление, так и подавление спектральной плотности энергии излучения на различных полосах молекул азота, гидроксила и атомов водорода. Установлено, что повышение температуры и относительной влажности воздуха в результате изменения погоды приводит к усилению спектральной плотности энергии излучения в полосах  $\text{OH}$ ,  $\text{OH}^+$  и линии атома водорода  $\text{H}\alpha$ .

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда за счет гранта № 24-29-00166.

1. *Tarasenko V.F., Bakht E.X., Vinogradov N.P.* Моделирование красных спрайтов с помощью ёмкостного разряда // Прикладная физика. 2022. № 4. С. 11–17.

2. *Tarasenko V., Vinogradov N., Bakht E., Sorokin D.* Ionization Waves, Propagating in Opposite Directions, as in Red Sprites // J. Atmos. Sci. Res. 2022. V. 5. № 4. P. 26–36.

3. *Бакит Е.Х., Виноградов Н.П., Тарасенко В.Ф.* Формирование стримеров в неоднородном электрическом поле при низких давлениях воздуха // Оптика атмосф. и океана. 2022. Т. 35. № 9. С. 777–781.

4. *Тарасенко В.Ф., Бакит Е.Х., Панарин В.А., Виноградов Н.П.* // Стримеры, иницируемые ёмкостным разрядом при давлениях воздуха 0,2–6 торр // Физика плазмы. 2023. Т. 49. № 6. С. 590–599.

5. *Sorokin D.A., Tarasenko V.F., Bakht E.K., Vinogradov N.P.* Analogs of columnar sprites initiated in low-pressure air and nitrogen // Phys. Plasmas. 2023. V. 30. Art. no. 083515.

6. *Тарасенко В. Ф., Виноградов Н. П., Бакит Е. Х., Печеницин Д. С.* // Физика плазмы. 2024. Т. 50. № 1. С. 76–84.

7. *Stenbaek-Nielsen H.C., McHarg M.G., Haaland R., Luque A.* Optical spectra of small-scale sprite features observed at 10.000 fps // J. Geophys. Res.: Atmos. 2020. V. 125. Art. no. e2020JD033170.

8. *Marskar R.* Genesis of column sprites: Formation mechanisms and optical structures. // Plasma Sources Science and Technol. 2024 V. 33. Art. no. 025024.

## ФОРМИРОВАНИЕ АНАЛОГОВ КРАСНЫХ СПРАЙТОВ В ТРУБКАХ БОЛЬШОГО ДИАМЕТРА

Тарасенко В.Ф., Виноградов Н.П., Панарин В.А., Скакун В.С., Бакшт Е.Х.

Институт сильноточной электроники СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: VFT@loi.hcei.tsc.ru, vinikitavin@mail.ru, Panarin@loi.hcei.tsc.ru, Skakun@loi.hcei.tsc.ru,

ВЕН@loi.hcei.tsc.ru

В воздухе при давлениях доли–единицы Торр изучено формирование плазменных диффузных струй (ПДС) красного цвета, инициируемых ёмкостным разрядом. При импульсно-периодическом режиме разряда в трубке большого диаметра (15 см) получены данные о размерах и свойствах ПДС, в том числе, встречных с различной и одинаковой полярностью фронта.

**Введение.** Три последних десятилетия значительное внимание уделяется изучению импульсных атмосферных разрядов, которые возникают на высотах более 20 км над уровнем моря. Наибольший интерес проявляется к изучению спрайтов, имеющих преимущественно красный цвет и наблюдаемых в диапазоне высот 40 – 100 км [1, 2].

В работах [3–6] было показано, что, создавая плазму в трубках, заполненных атмосферным воздухом до давлений доли – единицы Торр, можно формировать плазменные диффузные струи (ПДС) красного цвета. С уменьшением давления длина струй превышает 1 метр и их фронт достигает торцевых фланцев. Инициирование ПДС осуществлялось за счёт плазмы импульсно-периодического ёмкостного разряда. Electroды располагались на внешней поверхности кварцевой трубки с внутренним диаметром 5 см и толщиной стенок 1.5 мм, соответственно, плазма ёмкостного разряда не контактировала с металлическими электродами. Импульсно-периодический режим был выбран для облегчения наблюдения и фотографирования ПДС при их регистрации. Формируемые струи состояли из стримеров, имеющих красный цвет [5] и по многим параметрам, таким как скорость фронта, спектры излучения, величина приведённого электрического поля и другим, соответствовали свойствам столбчатых спрайтов. Однако малый (5 см) внутренний диаметр кварцевых трубок не позволял формировать ПДС с большим диаметром.

Цель данной работы – изучить возможность формирования плазменных диффузных струй с диаметром до  $\approx 15$  сантиметров в трубке соответствующего диаметра, используя для их инициирования ёмкостной разряд, в том числе при столкновение двух встречных ПДС, создаваемых импульсами напряжения с одинаковой и разной полярностью.

**Установка и методики.** Для формирования ПДС применялись два одинаковых

генератора, которые включались одновременно или по одному, и различные конструкции электродов. Упрощённая схема установки, показывающая расположение электродов, приведена на рис. 1а.

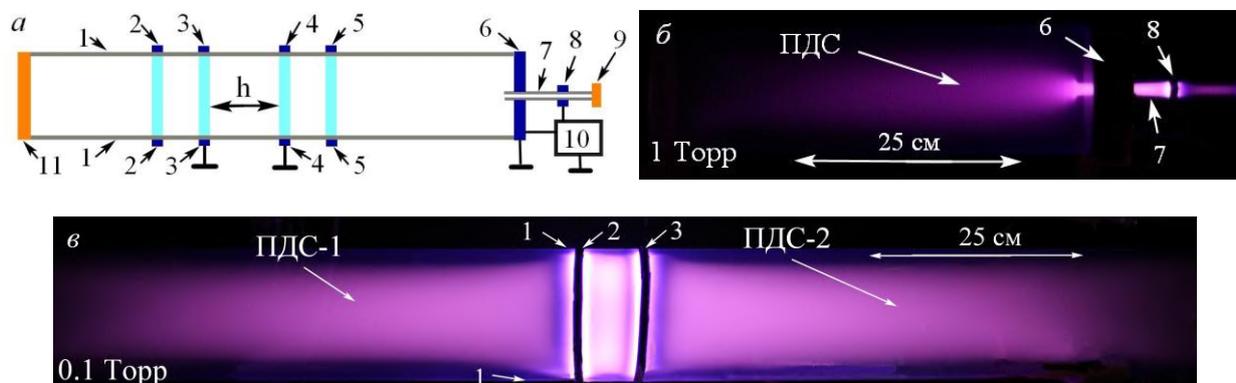


Рисунок 1 – Схема экспериментальной установки (а) и фотографии свечения разряда при подаче импульсов напряжения положительной полярности на электроды 6-8 от импульсного генератора 10, и экспозиции 0.25 с (б), а также при подаче от генератора, аналогичного генератору 10, на электроды 2-3 при экспозиции 1 с и убранных электродах 4-5 (в). 1 – прозрачная трубка; 2, 5 и 8 – высоковольтные электроды; 3, 4 и 6 – заземлённые электроды; 7 – кварцевая трубка; 9 и 11 – фланцы из капролона; 10 – импульсный генератор, подключённый к электродам 6 и 8, с амплитудой импульса напряжения  $U = 7$  кВ и частотой  $f = 21$  кГц

Внутренний диаметр прозрачной в видимой области спектра трубки 1 в данных экспериментах был увеличен до 14.2 см. Её длина равнялась 147 см. В экспериментах применялись по одной паре электродов (2-3 или 6-8), а также одновременно две пары кольцевых электродов (2-3 и 4-5), на которые подавались импульсы напряжения различной полярности. Электроды 2, 3, 4, 5 и 8 были выполнены из металлических полосок шириной 1 см, которые устанавливались на внешней поверхности трубок 1 и 7. Расстояние между электродами 2-3, 4-5 и 6-8 составляло 6 см. Электрод 6 имел форму диска с отверстием в центре, через которое проходила кварцевая трубка 7 с внешним диаметром 21 мм и толщиной стенок 1.5 мм. Эта трубка выступала над поверхностью диска внутрь основной трубки 1 на 4 см. При фотографировании ПДС с электродами 6-8, электроды 2-3 и 4-5 убирались. Для инициирования разряда и формирования диффузных струй использовались один генератор 10, или два одинаковых генератора. Генераторы формировали импульсы напряжения с амплитудой  $\approx 7$  кВ и длительностью на полувывсоте  $\approx 1.3$  мкс. Фронт и спад импульсов напряжения имели длительность около 0.4 мкс. Полярность генераторов могла быть как положительной, так и отрицательной. Частота следования импульсов, как и в работах [3-6], составляла 21 кГц.

Электроды 3 и 4, вместе с электродами 2 и 5, устанавливались в центральной части трубки

1 на расстояниях друг от друга  $h$  равных 6, или 12, или 18 см. Импульсы напряжения от двух генераторов с одинаковыми или разными полярностями подавались на две пары кольцевых электродов (2-3 и 4-5). Кроме того, от одного генератора импульсы напряжения подавались только на одну из этих пар электродов. Второй генератор оставался подсоединённым ко второй паре электродов, но питание на него не подавалось. Также проводились опыты, в которых электроды 4-5 и генератор, подсоединённый к ним убирались.

Оптическое излучения плазмы разряда в трубке регистрировалось цифровым фотоаппаратом Canon 2000D и спектрометром HR2000+ES (диапазон 200–1150 нм; оптическое разрешение  $\approx 0.9$  нм) с известной спектральной чувствительностью. Фотографирование разряда и измерение спектров излучения проводились в отсутствие постороннего освещения.

**Результаты измерений и их обсуждение.** На рис. 1б при давлении атмосферного воздуха 1 Торр приведена фотография свечения плазмы в условиях подачи импульсов напряжения на электроды 6 и 8. Электроды 2-3 и 4-5 убирались. Ток разряда был ограничен одним диэлектрическим барьером, стенкой кварцевой трубки 7. Плазма предварительного разряда с левой стороны относительно читателя огибала торец трубки 7 и замыкалась на левую плоскость дискового электрода 6, изготовленного из дюралюминия. Эта плазма из области у левого торца трубки 7 инициировала формирование плазменных диффузных струй, направленных внутрь трубки 1, число которых равнялась числу поданных от генератора импульсов напряжения. Цвет ПДС имел красный оттенок и его интенсивность уменьшалась при удалении от торца трубки 7. Диаметр струи и её длина, как и в трубке с внутренним диаметром 5 см, см. публикации [3–6], зависели от давления воздуха и уменьшались с увеличением давления. Диаметр ПДС с удалением от торца трубки 7 при давлении воздуха 1 Торр увеличивался от 1.8 до 6 см, а затем существенно не изменялся.

На рис. 1в показана фотография свечения плазмы при использовании одной пары кольцевых электродов, которые располагались в центре трубки 1 и подключались к генератору при различных полярностях импульса напряжения. Разряд, инициирующий плазменные струи, вначале возникал в области между электродами 2-3 внутри трубки 1. ПДС генерировались в обе стороны от инициирующего разряда. Они распространяются к торцам трубки и хорошо видны с обеих сторон от электродов 2 и 3. Диаметр ПДС, а также интенсивность их излучения, уменьшалась при удалении от кольцевых электродов. Причём, с увеличением давления фронт ПДС принимал форму конуса. Между ПДС и областями в виде узких полос яркого свечения у электродов 2 и 3 регистрировались тёмные области шириной около 1 см. С увеличением давления до нескольких Торр ПДС переставали формироваться, хотя пробой воздуха в области трубки 1 между электродами 2-3 имел место.

Длина ПДС в трубке с внутренним диаметром 14.2 см уменьшилась по сравнению с длиной ПДС в трубке с диаметром 5 см. Это можно объяснить уменьшением удельного энерговклада в газ. Поэтому на рис. 1в фотография приведена для давления 0.1 Торр. Было установлено, что при увеличении диаметра трубки и установке одной пары электродов (2-3 или 4-5) для зажигания разряда и инициирования ПДС нужно уменьшать давление воздуха.

В работе было исследовано влияние на форму ПДС при давлении воздуха 2 Торр зазора между электродами 3 и 4, а также полярности импульсов напряжения двух генераторов. При одновременном включении однополярных генераторов, встречные ПДС подавили друг друга и между электродами 3-4 интенсивность свечения существенно уменьшилась. Подобная картина наблюдалась и при  $h$  равном 6 и 18 см. В спектры излучения ПДС основной вклад давали полосы второй (2+) и первой положительной (1+) систем молекулярного азота. В области высокого электрического поля у кромок кольцевых электродов начинало доминировать излучение полос первой отрицательной (1-) системы азота.

**Заключение.** В данной работе описаны плазменные диффузные струи, иницируемые в воздухе низкого давления высокочастотным ёмкостным разрядом, поперечное сечение которых было увеличено на порядок по сравнению с полученными в работах [3-6]. ПДС большого диаметра (до 14 см) распространялись в обе стороны от плазмы, формируемой кольцевыми электродами, расположенными на внешней поверхности трубки и имели красный цвет.

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда за счет гранта № 24-29-00166.

1. *Stenbaek-Nielsen H.C., McHarg M.G., Haaland R., Luque A.* Optical spectra of small-scale sprite features observed at 10.000 fps // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2020. V. 125. Art. no. e2020JD033170.

2. *Marskar R.* Genesis of column sprites: Formation mechanisms and optical structures. // *Plasma Sources Science and Technol.* 2024 V. 33. Art. no. 025024.

3. *Tarasenko V., Vinogradov N., Baksht E., Sorokin D.* Ionization Waves, Propagating in Opposite Directions, as in Red Sprites // *J. Atmos. Sci. Res.* 2022. V. 5. № 4. P. 26–36.

4. *Бакшт Е.Х., Виноградов Н.П., Тарасенко В.Ф.* Формирование стримеров в неоднородном электрическом поле при низких давлениях воздуха // *Оптика атмосф. и океана.* 2022. Т. 35. № 9. С. 777–781.

5. *Тарасенко В.Ф., Бакшт Е.Х., Панарин В.А., Виноградов Н.П.* Стримеры, иницируемые ёмкостным разрядом при давлениях воздуха 0,2–6 торр // *Физика плазмы.* 2023. Т. 49. № 6. С. 590–599.

6. *Sorokin D.A., Tarasenko V.F., Baksht E.K., Vinogradov N.P.* Analogs of columnar sprites initiated in low-pressure air and nitrogen // *Phys. Plasmas.* 2023. V. 30. Art. no. 083515.

## 15 ЛЕТ ИЗМЕРЕНИЙ СТРАТОСФЕРНЫХ ГАЗОВ НА СТАНЦИИ NDACC ST.PETERSBURG

Виролайнен Я.А.<sup>1</sup>, Поляков А.В.<sup>1</sup>, Акишина С.В.<sup>1</sup>, Макарова М.В.<sup>1</sup>, Тимофеев Ю.М.<sup>1</sup>,  
Поберовский А.В.<sup>1</sup>, Неробелов Г.М.<sup>1,2,3</sup>, Имхасин Х.Х.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>СПб ФИЦ РАН – Научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН,  
г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет,  
г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: yana.virolainen@spbu.ru, a.v.polyakov@spbu.ru, s.akishina@spbu.ru, m.makarova@spbu.ru,  
y.timofeev@spbu.ru, a.poberovsky@spbu.ru, akulishe95@mail.ru, kh.imkhasin@spbu.ru

Получены и проанализированы данные наземных спектрометрических ИК-измерений содержания малых газовых составляющих (МГС) атмосферы на станции NDACC St. Petersburg в 2009–2023 гг. Исследована временная изменчивость различного масштаба содержания озона, HF, HCl, HNO<sub>3</sub> и ClONO<sub>2</sub>, включая оценки трендов, сезонный цикл, а также кратковременные вариации. За рассмотренный период наблюдается уменьшение хлорсодержащих газов в атмосфере в окрестностях Санкт-Петербурга, обусловленное выполнением Монреальского протокола. Показана эффективность использования измерений содержания HF в качестве динамического фактора, позволяющего разделить периоды возникновения озоновых аномалий вследствие динамических и химических механизмов. Продемонстрированы возможности метода для изучения и объяснения короткопериодной временной изменчивости МГС стратосферы, вовлеченных в циклы разрушения и формирования озонового слоя.

**Введение.** В последние десятилетия в Северном полушарии наблюдается периодическое уменьшение общего содержания (ОС) озона в зимне-весенний период [1], приводящее к негативным последствиям для людей, поскольку это уменьшение часто наблюдается вблизи густонаселенных районов. Аномалии в содержании стратосферного озона, так называемые озоновые мини-дыры, существенно влияют на УФ освещенность поверхности и радиационный режим стратосферы.

Степень разрушения полярного озона находится в тесной связи с температурой стратосферы, определяющей формирование в изолированной внутри полярного стратосферного вихря (ПСВ) воздушной массе полярных стратосферных облаков, на поверхности частиц которых проходят гетерогенные химические реакции, накапливающие вещества, ведущие к последующему фотохимическому разрушению озона ранней весной. При появлении весной солнечного света из-за низкой температуры нижней стратосферы в атмосфере возникают восходящие движения воздушных масс, выносящие в стратосферу бедный озонем воздух из

нижних слоев и способствующие быстрому разрушению озона на больших высотах. При разрушении ПСВ полярный воздух может смешиваться со среднеширотным, что может приводить также к уменьшению содержания стратосферного озона и в средних широтах.

Один из механизмов влияния динамических процессов на уменьшение ОС озона заключается в ослаблении в зимнее время активности планетарных волн, из-за чего в зимне-весенний период уменьшается нисходящее поступление богатого озоном воздуха средних широт в полярные области, где и так внутри ПСВ во время полярной ночи происходит разрушение озона. Если же ПСВ не разрушается в зимнее время внезапным стратосферным потеплением, то пик химического разрушения озона обычно приходится на март в полярных и субполярных областях северного полушария [2].

Для понимания механизмов разрушения озона и прогнозирования его изменений необходим мониторинг и анализ не только ОС озона, но и других малых газовых составляющих (МГС) атмосферы, влияющих на изменчивость стратосферного содержания озона.

**Наблюдения и анализ.** На станции международной наблюдательной сети NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) St. Petersburg, расположенной в кампусе СПбГУ в Петергофе, с 2009 г. измеряются спектры нисходящего солнечного ИК-излучения высокого спектрального разрешения с помощью ФС Bruker IFS 125HR [3]. Анализ спектров выполняется с помощью программных комплексов SFIT4 и PROFFIT96, используемых на наблюдательной сети NDACC [4].

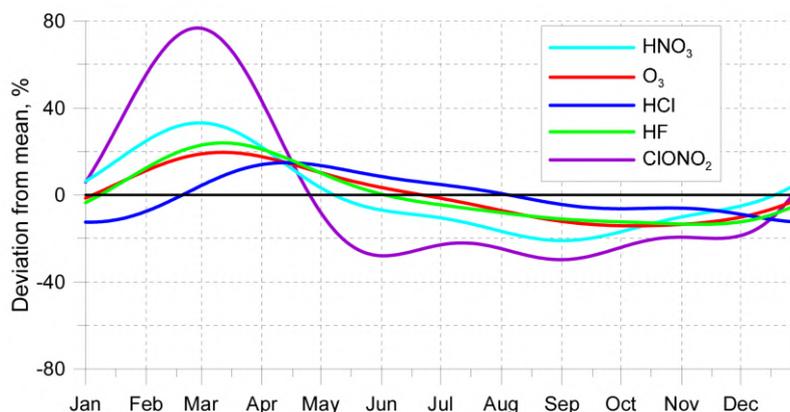


Рисунок 1 – Сезонный ход содержания ОС МГС в окрестностях станции St. Petersburg, полученный по наземным ИК-измерениям

Для изучения изменчивости стратосферных МГС мы исследовали временные ряды ОС озона, HCl, ClONO<sub>2</sub>, HNO<sub>3</sub> и HF, полученные на станции NDACC St. Petersburg в Петергофе [5, 6], а также проанализировали возможные причины наблюдаемых озоновых вариаций. На рис. 1 приведена сезонная изменчивость рассмотренных величин ОС МГС вблизи Санкт-Петербурга.

Для всех стратосферных МГС характерен максимум в весенний период, обусловленный как протеканием химических реакций весной, так и динамикой стратосферы, в частности, перемещением высоты тропопаузы. В табл. 1 приведены оценки тренда ОС МГС в окрестностях Санкт-Петербурга [7], для хлорсодержащих газов наблюдается статистически значимый отрицательный тренд, обусловленный принятием и выполнением Монреальского протокола. Для HF наблюдается статистически значимый рост ОС, возможно связанный с химической неактивностью соединения и долгим временем жизни в стратосфере. К тому же он содержится в соединениях менее опасных для озонового слоя, эмиссии которых в атмосферу продолжают.

Таблица 1. Оценки тренда ОС МГС на станции NDACC St.Petersburg в 2009–2022 гг.

МГС	Оценка тренда, % в год
<b>O<sub>3</sub></b>	+0.02±0.20
<b>HNO<sub>3</sub></b>	+0.23±0.34
<b>ClONO<sub>2</sub></b>	<b>-1.64±0.85</b>
<b>HCl</b>	<b>-0.22±0.21</b>
<b>HF</b>	<b>+0.47±0.25</b>

На рис. 2 приведено отношение ОС озона к ОС HF, исключаяющее влияние на уменьшение озона динамических факторов. При значениях этого отношения меньше 4000, возможно, имело место вторжение в атмосферу над Санкт-Петербургом полярных воздушных масс, в которых происходило химическое разрушение озона, наблюдаемое по результатам ИК-измерений.

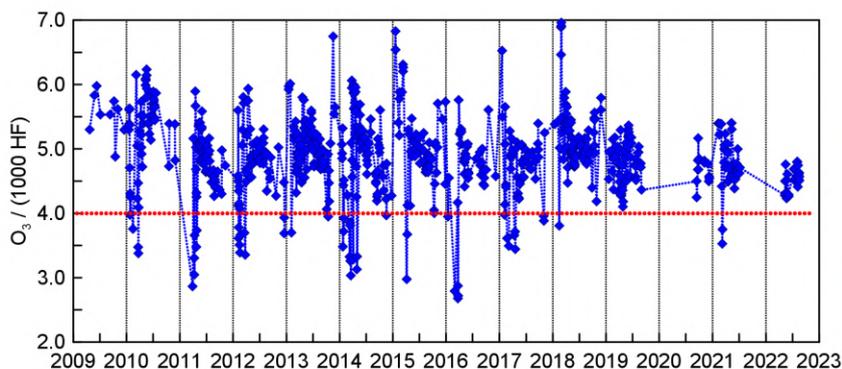


Рисунок 2 – Отношение ОС O<sub>3</sub> к ОС HF на станции St. Petersburg

Подобное явление наиболее ярко происходило в марте 2016 г., отдельные эпизоды возможного химического разрушения озона в воздушных массах над Санкт-Петербургом также было зафиксировано в 2011, 2014 и 2023 гг. [5, 6, 8].

**Заключение.** На основе полученных и проанализированных данных наземных спектрометрических ИК-измерений на станции NDACC St. Petersburg за период измерений 2009-2023 гг. была исследована временная изменчивость различного масштаба ОС ряда

стратосферных МГС, включая оценки трендов, сезонный цикл и кратковременные вариации, связанные с процессами разрушения и образования стратосферного озона. Показано уменьшение хлорсодержащих газов в атмосфере в окрестностях Санкт-Петербурге, обусловленное выполнением Монреальского протокола. Продемонстрированы возможности наземного спектроскопического ИК-метода для изучения и объяснения короткопериодной временной изменчивости МГС стратосферы, вовлеченных в циклы разрушения и формирования озонового слоя.

Спектроскопические измерения выполнены на оборудовании ресурсного центра СПбГУ «Геомодель». Исследование выполнено при поддержке СПбГУ (номер Проекта 116234986).

1. *Bernhard G.H., Fioletov V.E., Groos J.U., Ialongo I., Johnsen B., Lakkala K., Svenby T., Muller R., Svendby T.* Record-Breaking Increases in Arctic Solar Ultraviolet Radiation Caused by Exceptionally Large Ozone Depletion in 2020 // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. № 24. Art. e2020GL090844.

2. WMO, 2023: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022. GAW Report No. 278 / WMO, UNEP, Geneva, Switzerland. 520 p.

3. *Timofeyev Yu., Virolainen Ya., Makarova M., et al.* Ground-based spectroscopic measurements of atmospheric gas composition near Saint Petersburg (Russia) // *J. Mol.Spectr.* 2016. V. 323. P. 2–14.

4. *Hase F., Hannigan J.W., Coffey M.T., et al.* Intercomparison of retrieval codes used for the analysis of high-resolution ground-based FTIR measurements // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2004. V. 87. P. 25–52.

5. *Виrolайнен Я.А., Поляков А.В., Тимофеев Ю.М.* Анализ изменчивости стратосферных газов по данным наземных спектрометрических наблюдений в районе Санкт-Петербурга // *Изв. РАН ФАО.* 2021. Т. 57. № 2. С. 163–174.

6. *Virolainen Y., Polyakov A., Timofeyev Y., Poberovsky A.* FTIR Measurements of Stratospheric Gases at the St. Petersburg Site // In: *Kosterov, A., Lyskova, E., Mironova, I., Apatenkov, S., Baranov, S. (eds) Problems of Geocosmos—2022. ICS 2022. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham, 2023.*

7. *Polyakov A., Poberovsky A., Makarova M., Virolainen Y., Timofeyev Y., Nikulina A.* Measurements of CFC-11, CFC-12, and HCFC-22 total columns in the atmosphere at the St. Petersburg site in 2009-2019 // *Atmos. Meas. Tech.* 2021. V. 14. № 8. P. 5349–5368.

8. *Akishina S., Polyakov A., Virolainen Y.* Ground-based measurements of HF and HCl total columns in atmosphere near Saint Petersburg (2009–2023) // *International Journal of Remote Sensing.* 2024. V. 45. № 7. P. 2315-2336.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ИОНОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ С ГЕОСТАЦИОНАРНЫХ КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ

Лукьянцев Д.С., Афанасьев Н.Т., Танаев А.Б., Чудаев С.О.

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

e-mail: smeofs1997@mail.ru, spacemaklay@gmail.com, tanaev.ab@yandex.ru, ch45st@gmail.com

Получена система интегральных соотношений для вторых статистических моментов доплеровского сдвига частоты, групповой и фазовой задержек коротковолнового сигнала с борта геостационарного космического аппарата. Учтены сильные вариации траекторий между пунктами приема и излучения. Для модели пространственно-временного корреляционного эллипсоида неоднородностей с эффективными параметрами решена обратная задача трансферного зондирования. Модель хаотических неоднородностей согласована с изменениями средней ионосферы, заданной составным несимметричным высотным профилем электронной концентрации. Временные флуктуации случайных неоднородностей учтены в рамках гипотезы о замороженном переносе. Горизонтальная динамика тонкой структуры ионосферы определяется по данным измерений, полученным на сети наземных приемников. Результаты работы могут быть использованы для фильтрации эффектов влияния тонкой структуры ионосферы в радиоастрономических наблюдениях.

**Введение.** Для оценки условий радиоастрономических наблюдений коротковолнового излучения космических источников важно знать состояние тонкой структуры ионосферы [1]. Пренебрежение хаотическими ионосферными неоднородностями на пути распространения излучения может привести к значительным ошибкам в определении координат и потока мощности космических источников. Для повышения надежности интерпретации данных радиоастрономических наблюдений целесообразно проводить предварительную или одновременную диагностику тонкой структуры ионосферы. Перспективным в этом направлении представляется метод коротковолнового радиозондирования с геостационарных космических аппаратов [2]. Восстановление интегральных параметров хаотических ионосферных неоднородностей по данным зондирования позволит рассчитать степень замирания сигнала космического источника под воздействием “мутности” ионосферы.

**Статистические характеристики спутниковых радиосигналов.** Вследствие многообразия видов и параметров случайных неоднородностей диагностика тонкой структуры ионосферы представляет большую проблему. В частности, при восстановлении параметров неоднородностей по статистическим характеристикам сигналов зондирования встает вопрос о форме и показателе спектра случайной изменчивости ионосферы. Также нет ясности в пространственном распределении неоднородностей по толщине ионосферного слоя. В этих условиях для расчета статистических характеристик спутниковых сигналов представляет

интерес модель эффективного пространственно-временного корреляционного эллипсоида, приближенно описывающего динамику ионосферных неоднородностей с интегральными хаотическими свойствами [3-5]. Несмотря на то, что ионосфера является многомасштабной случайно-неоднородной средой и в целом характеризуется степенным спектром неоднородностей, в ряде случаев при расчетах низших моментов траекторных характеристик коротковолнового сигнала можно использовать гауссов корреляционный эллипсоид неоднородностей с эффективными параметрами. При этом движение неоднородностей учитывается в рамках гипотезы о переносе замороженной турбулентности. В качестве эффективного масштаба пространственной корреляционной функции флуктуаций диэлектрической проницаемости рассматривается размер неоднородностей, превосходящий радиус первой зоны Френеля [1].

В работе получены аналитические выражения для моментов траекторных характеристик спутниковых сигналов с учетом сильных вариаций траекторий между пунктами излучения и приема, что существенно важно при зондировании ионосферы в коротковолновом диапазоне. В частности, в случае геостационарного космического аппарата для дисперсий доплеровского сдвига частоты  $\sigma_f^2$ , фазы  $\sigma_\varphi^2$  и групповой задержки  $\sigma_{\Delta\tau}^2$  сигнала имеем:

$$\begin{aligned} \sigma_f^2 &= \int_0^{x_k} \frac{f^2 (1 + \frac{z_0}{A})^2 E \sqrt{\pi} V^2 \mu^2 (1 - \varepsilon_0)^2 \sin \beta_0}{2a c^2 \varepsilon_0} dx, \quad \sigma_\varphi^2(f) = \frac{\pi^2 f^2}{c^2} \int_0^{x_k} \frac{(1 + \frac{z_0}{A})^2 a \mu^2 E \sqrt{\pi} (1 - \varepsilon_0)^2}{\varepsilon_0 \sin \beta_0} dx, \\ \sigma_{\Delta\tau}^2(f) &= \frac{1}{2c^2} \int_0^{x_k} \left[ \Phi^2(x) \frac{\mu^2 E \sqrt{\pi} (1 - \varepsilon_0)^2}{a \varepsilon_0^2} (1 + \frac{z_k}{A})^2 S(x) + \frac{a \mu^2 E \sqrt{\pi} (1 - \varepsilon_0)^2}{2\varepsilon_0^3 \sin \beta_0} (1 + \frac{z_0}{A})^2 \right] dx \\ \Phi(x) &= -\frac{Y_2(x)}{Y_1(x_k)} \int_0^x Y_1(x') \frac{\sin \beta_0}{\varepsilon_0 \sqrt{\varepsilon_0}} \frac{\partial \varepsilon_0}{\partial z_0} (1 + \frac{z_0}{A}) dx' - \frac{Y_1(x)}{Y_1(x_k)} \int_x^{x_k} Y_2(x') \frac{\sin \beta_0}{\varepsilon_0 \sqrt{\varepsilon_0}} \frac{\partial \varepsilon_0}{\partial z_0} (1 + \frac{z_0}{A}) dx' \\ Y_1 &= \frac{\partial z_0}{\partial \beta_H}(x, f), \quad Y_2 = \frac{\partial z_0}{\partial \beta_H}(x_k - x, f), \quad S(x) = \sin \beta_0 \left[ \cot^2 \beta_0 + (1 + \frac{z_0}{A})^2 \right], \end{aligned} \quad (1)$$

здесь  $\varepsilon_0$  - средний несимметричный высотный профиль диэлектрической проницаемости;  $\mu^2, a, V$  - интенсивность, масштаб и скорость переноса неоднородностей;  $z_0, \beta_0, \beta_H$  - траектория, текущий и начальный углы рефракции луча в средней ионосфере;  $z_k, x_k$  - координаты космического аппарата относительно приемного пункта, функция  $E$  описывает локализацию поля неоднородностей,  $A$  - радиус Земли;  $f, c$  - рабочая частота и скорость света.

**Интегральные параметры тонкой структуры ионосферы.** При распространении зондирующих сигналов в ионосфере наземный пункт наблюдения и слой с неоднородностями разделены областью свободного пространства. Для определения интегральных параметров

хаотических ионосферных неоднородностей, прежде всего, требуется восстановить статистические характеристики сигнала на выходе из ионосферы из данных наземных измерений временных флуктуаций амплитудных и фазовых характеристик принятого трансionoсферного сигнала. С этой целью обычно измеряется частотная корреляция флуктуаций амплитуды или квадрата амплитуды на поверхности Земли. Функциональная зависимость между амплитудными флуктуациями принятого сигнала и флуктуациями фазы волны на выходе из ионосферного слоя определяется на основе дифракционных формул связи. Такая зависимость позволяет оценить статистические моменты фазовых характеристик ионосферного сигнала. При распространении сигнала в свободном пространстве после прохождения слоя с неоднородностями также будет изменяться корреляция между флуктуациями разных спектральных составляющих сигнала, что, в свою очередь, приведет к изменению статистических характеристик импульса и, в частности, к его уширению. Эти изменения в ряде случаев могут существенно превышать аналогичные изменения формы импульса и его корреляционных характеристик в самом ионосферном слое. Поэтому для восстановления дисперсии групповой задержки сигнала на выходе из ионосферы необходимо учитывать эффекты, возникающие при распространении волн в свободном пространстве, разделяющем ионосферу и земную поверхность. Для определения эффективных параметров обобщенного пространственно-временного корреляционного эллипсоида тонкой структуры ионосферы по данным наземных измерений статистических характеристик принятых импульсных сигналов на различных рабочих частотах можно восстановить с помощью дифракционных формул связи [1] дисперсии доплеровского сдвига, фазовых и групповых задержек спутниковых сигналов на выходе из ионосферы. Совместное решение уравнений (1) позволяет определить параметры корреляционного эллипсоида ионосферных неоднородностей:

$$\mu^2 = \sqrt{\frac{(J_1\sigma_{\Delta t}^2 - J_3\sigma_{\phi}^2)\sigma_{\phi}^2}{J_2J_1^2}}, \quad a = \frac{\sqrt{J_2\sigma_{\phi}^2}}{\sqrt{J_1\sigma_{\Delta t}^2 - J_3\sigma_{\phi}^2}}, \quad V = \sqrt{\frac{\sigma_f^2 J_1 J_2}{J_4(J_1\sigma_{\Delta t}^2 - J_3\sigma_{\phi}^2)}} \quad (2)$$

где:  $J_1(f) = \int_0^{x_k} \frac{\pi^2 f^2 (1 + \frac{z_0}{A})^2 E \sqrt{\pi} (1 - \varepsilon_0)^2}{c^2 \varepsilon_0 \sin \beta_0} dx, \quad J_2(f) = \int_0^{x_k} \left[ \frac{\Phi^2(x) E \sqrt{\pi} (1 - \varepsilon_0)^2}{2c^2 \varepsilon_0^2} (1 + \frac{z_k}{A})^2 S(x) \right] dx,$

$$J_3(f) = \int_0^{x_k} \left[ \frac{E \sqrt{\pi} (1 - \varepsilon_0)^2}{2c^2 \varepsilon_0^3 \sin \beta_0} (1 + \frac{z_0}{A})^2 \right] dx, \quad J_4 = \frac{f^2 \sqrt{\pi}}{2c^2 \sin \beta_H} \int_0^{x_k} \frac{E \sin^2 \beta_0 (1 - \varepsilon_0)^2}{\sqrt{\varepsilon_0}} (1 + \frac{z_0}{A})^2 dx$$

Для расчета интегральных коэффициентов  $J_1, J_2, J_3, J_4$  в работе получена система дифференциальных уравнений первого порядка. При многочастотном зондировании ионосферы уравнения для средних траекторий  $z_0(x, f)$  должны быть решены с граничными условиями для

каждой рабочей частоты. В то же время уравнения для коэффициентов интегрируются с начальными условиями. Тем самым, решение исходных краевых стохастических задач значительно упрощается [6]. Для определения области горизонтальной локализации поля случайных неоднородностей можно использовать сеть приемников, расположенных на поверхности Земли. В каждом приемном пункте регистрируются временные флуктуаций амплитудных характеристик принятого трансионосферного сигнала и выявляются пункты, где повышены флуктуации измеряемых характеристик. На основе дифракционных формул связи [1] восстанавливаются статистические траекторные характеристики спутниковых сигналов на выходе из ионосферы. Далее между Землей и космическим аппаратом моделируется область, горизонтальный масштаб которой образуется средними лучевыми траекториями, приходящими в наземные пункты, где отсутствуют сильные флуктуации спутниковых сигналов.

**Заключение.** Для определения интегральных параметров тонкой пространственно-временной структуры ионосферы по данным коротковолнового радиозондирования с борта геостационарного космического аппарата получена система аналитических соотношений для вторых статистических моментов траекторных характеристик сигналов на различных рабочих частотах. Учтены сильные вариации траекторий между пунктами приема и излучения. Аналитические соотношения решены относительно неизвестных параметров корреляционного эллипсоида для различных рабочих частот зондирования. Пространственная динамика параметров тонкой структуры ионосферы определяется с помощью данных измерений, полученных на сети приемников, расположенных на земной поверхности.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проекты FZZE-2023-0004, FZZE-2024-0005)

1. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука, 1984. 392 с.
2. Гвишивили Г.В. Многочастотное просвечивание ионосферы – новый метод глобальной диагностики ионосферы в реальном времени // Космические исследования. 1994. Т. 32. №4-5. С. 142-149.
3. Гусев В.Д., Овчинникова Н.П. Модельное определение объемных характеристик неоднородностей ионосферы // Геомагнетизм и аэрномия. 1980. Т. 20. № 4. С. 626-631.
4. Алимов В.А., Рахлин А.В., Выборнов Ф.И. Модель взаимодействия ДКМВ-ДМВ радиоволн с сильно неоднородной среднеширотной ионосферой // Изв. вузов Радиофизика. 1997. Т. 40. № 11. С.1323-1341.
5. Afanasiev N.T., Afanasiev A.N., Larunin O.A., Markov V.P. Phase fluctuations of radio waves experiencing total reflection from a randomly inhomogeneous plasma layer // J. Atmos Solar-Terr. Phys. 2010. V. 72. № 7-8. P. 583-587.
6. Afanasiev N.T., Chudaev S.O. Diagnostics of the stochastic ionospheric channel in the decameter band of radio waves // Solar-Terrestrial Physics. 2020. V. 6. № 4. P. 77–85.

# КЛИМАТОЛОГИЯ И ДОЛГОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОПРОКИДЫВАНИЙ ВОЛН РОССБИ В СТРАТОСФЕРЕ

Антохина О.Ю.<sup>1,2</sup>, Гочаков А.В.<sup>1,3</sup>, Зоркальцева О.С.<sup>2</sup>, Антохин П.Н.<sup>1</sup>, Крупчатников В.Н.<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт солнечно земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ФБГУ "СИБНИГМИ"), г. Новосибирск, Россия

<sup>4</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

e-mail: Antokhina@iao.ru, wandering@bk.ru, meteorologist-ka@yandex.ru,  
apn@iao.ru, vkrupchatnikov@yandex.ru

Разрушение (опрокидывание) планетарных волн Россби (Rossby wave breaking – RWB) вносит значительную изменчивость в стратосферную циркуляцию. Используя метод идентификации, анализируются климатология и долговременная изменчивость RWB в средней стратосфере. В основе метода лежит анализ контуров потенциальной завихренности на уровне 850 К по данным ERA5. Показано, что RWB наиболее часто разрушаются в северных частях Восточной Азии и Тихого океана в периоды с октября по декабрь, а также в апреле и марте; в январе и феврале не выявлено областей с преобладанием процессов RWB. Мы получили статистически значимое увеличение количества RWB для октября–декабря, а также для марта–апреля. Для января–февраля получены незначимые отрицательные тренды.

**Введение.** Циркуляция в зимней стратосфере определяется стратосферным полярным вихрем (СПВ) и сильным западным переносом [1], который способствует вертикальному распространению планетарных квазистационарных волн Россби. При опрокидывании (разрушении) эти волны могут приводить к значительной изменчивости структуры полярной стратосферы [1-4]. События разрушения планетарных волн тесно связаны с наиболее значительными нарушениями положения и площади СПВ и быстрыми потеплениями стратосферы, известными как внезапные стратосферные потепления (ВСП) [см. 4, 5].

Эффективным инструментом для диагностики стратосферной динамики является анализ полей потенциальной завихренности (PV). В 1983 г. было показано, что изменения полей потенциальной завихренности хорошо отражают процессы волновых и вихревых взаимодействий при обрушении (опрокидывании) волн Россби (Rossby wave breaking, далее RWB), приводящие к перемешиванию в стратосфере воздушных масс с различной завихренностью [6]. RWB – часто наблюдаемое явление и, возможно, одно из наиболее важных динамических процессов, влияющих на стратосферу в целом. Авторы [6] сравнили область,

окружающую СПВ, с зоной прибоя в океане (surf zone). Зона прибоя – это область малых градиентов PV, формирующаяся за счет квазигоризонтального перемешивания, связанного с опрокидыванием волн. Разрушение волн в зоне прибоя, устойчивое во времени, может создавать условия подготовки (preconditioning), способствующие возникновению ВСП.

Фундаментальной и практически полезной мерой, связанной с RWB в качестве подготовки к возникновению ВСП является постепенное уменьшение площади СПВ и расширение зоны прибоя [6]. Так процессы, связанные с RWB могут существенно нарушать СПВ, смещая его постепенно от полюса при этом площадь вихря перед ВСП должна постепенно сокращаться. Малая площадь СПВ способствует так называемому эффекту фокусировки, когда каждая последующая волна возмущает все меньшую область вихря. Расширенная область зоны прибоя может действовать как отражатель, что дает возможность не только фокусировки волн на высоких широтах, но и их усиления. Таким образом, волны непосредственно перед ВСП, могут и не иметь большой амплитуды, но вследствие конфигурации вихря, а также области прибоя, усиливаться и фокусироваться. Для смены направления среднего зонального ветра с западного на восточное нужно не только усиление распространения волн из тропосферы в стратосферу, но и СПВ, находящийся в «подготовленном состоянии», позволяющий фокусировать волны в высоких широтах.

Впервые климатология обрушения волн в стратосфере с 1964 по 1982 гг. на основе теорий [6] была показана в работе [7]. Они также подтвердили выводы [6] о том, что ВСП характеризуется предшествующими всплесками активности планетарных волн и заметным уменьшением площади вихря – всем главным событиям ВСП предшествовала «подготовка». Кульминацией таких событий зачастую является смещение или разрушение полярного вихря, в это время воздух с низкой потенциальной завихренностью находится над полюсом. Были обнаружены две области с максимумом обрушений волн – над Северной Америкой и Европой.

С публикации двух основополагающих работ [6, 7] прошло 40 лет, и вычисление PV по наблюдательным данным уже давно не представляет таких сложностей как раньше. Поэтому PV анализ широко используется для изучения динамики, как в стратосфере, так и в тропосфере. Использование PV анализа, как и предсказывали 40 лет назад [6], позволило существенно расширить представления о динамике стратосферы. Исследование особенностей RWB в стратосфере помогает существенно улучшить понимание закономерностей процесса возникновения ВСП. Целью представленной работы является исследование долговременной изменчивости RWB над Северным полушарием за период 1979–2022 гг. на уровне 850 К.

**Метод и данные.** В основе нашего подхода лежит метод, предложенный в работе [8,9]. Этот метод основан на анализе геометрии контуров PV для различных уровней завихренности,

показывающем, есть ли для контура PV признаки опрокидывания волны [8], определении центров областей опрокидывания -и дальнейшей кластеризации обнаруженных центров. Выбор параметров кластеризации основан на том же подходе, что и был применен в [8] и близок к зимним условиям для циркуляции в тропосфере. В результате кластеризации выделяются регионы, наиболее значимые с точки зрения повторяемости опрокидываний волн. Области, в которых центры опрокидывания фиксировались редко, не рассматривались. На основании данных реанализа ECMWF ERA5 [10] для уровня 850 К (32 гПа) рассмотрены контуры PV от 0 до 400 PVU (единицы потенциальной завихренности) с дискретностью 20 PVU.

В связи с различиями зимней циркуляции в стратосфере и тропосфере, алгоритм [8] был адаптирован к особенностям стратосферной циркуляции. Основная сложность работы с СПВ по сравнению с тропосферным полярным вихрем заключается в том, что СПВ может существенно отклоняться от полюса или же расщепляться. «Тропосферный» подход не предполагал, что анализируемые контуры PV могут сместиться от полюса настолько, что точка полюса будет находиться вне этих контуров. Для того чтобы в этих случаях метод позволял успешно анализировать геометрию контуров, первоначально мы произвели интерполяцию к равновеликой проекции Ламберта с центром на полюсе, чтобы получить замкнутый контур без искажения при переходе нулевого меридиана. Затем мы анализировали контуры с точки зрения наличия в них точки полюса (в случае сильного смещения СПВ от полюса), на основании этого далее выстраивался анализ геометрии контуров. «Перепроецирование» контуров и проверка попадания в них точки полюса является основным отличием предлагаемого для стратосферы подхода. Общая схема работы алгоритма анализа RWB для стратосферы приведена по следующей ссылке: <https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>.

Продукты доступные для анализа, аналогичны тем, что представлены в работе [8]. Свободный для доступа архив содержит следующие продукты:

1. Диаграммы следующих видов:

- -RWB для каждого месяца с октября по апрель с 1979 по 2022 гг., которые демонстрируют, для каких дней и значений PV наблюдается обрушение волн в конкретных областях. В дополнение к диаграммам показаны основные районы обрушений за каждый месяц.

<https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw> (Диаграммы кластеров)

- долготно-временные диаграммы опрокидываний, показывающие межгодовую изменчивость количества опрокидываний за каждый месяц. Расчет производился на основе суммарного количества контуров, для которых наблюдалось опрокидывание в течение месяца для каждой долготы.

<https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw> (Долготно-временные диаграммы)

Полученные продукты, позволили проанализировать климатологию и долговременную изменчивость количества RWB. На основании долготно-временных диаграмм мы получили среднюю повторяемость процессов RWB по месяцам. По аналогии с данными из работы [8, 9] представлена не абсолютная повторяемость в каждом узле, а относительно узла максимума. Это необходимо исключительно для иллюстрации областей максимальной повторяемости. Абсолютная повторяемость отражена цифрами для секторов в  $45^\circ$ . Также на основании диаграмм была рассчитана изменчивость RWB за каждый месяц с 1979 по 2022 гг. В качестве основной характеристики изменчивости опрокидывания, так же как и в [8], использовался показатель количества контуров PV, участвующих в опрокидывании в течение месяца. Как было показано, для анализа взаимодействий процессов опрокидывания и полярного вихря наиболее значимыми являются процессы с вовлечением большого количества контуров PV, что приводит к наиболее сильным по вертикали перемешиваниям воздушных масс.

**Результаты.** В данной работе мы проанализировали средние показатели повторяемости и изменчивости RWB. Наибольшее количество RWB наблюдается в ноябре–декабре (рис. 1).

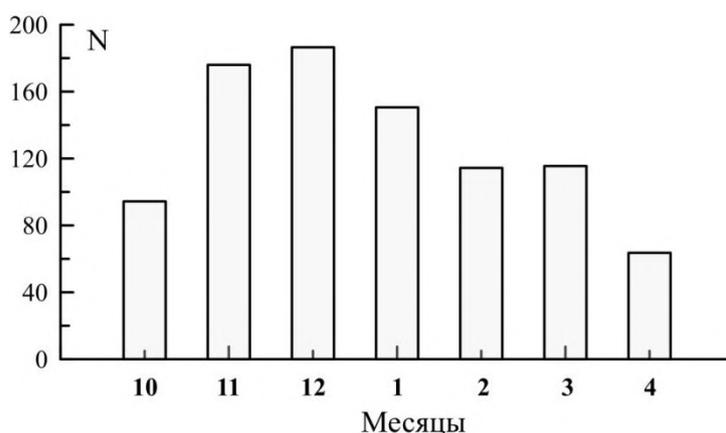


Рисунок 1 – Среднее количество RWB по месяцам (N)

Средние многолетние распределения повторяемости опрокидываний приведены на рис. 2 (рисунки в цвете: <https://disk.yandex.ru/d/GWuDWMF09gvJJw/>). Основной особенностью является увеличение повторяемости процессов опрокидывания над севером Восточной Азии, Тихим океаном и западным побережьем Северной Америки в октябре-декабре (рис. 2, а–в). В середине зимы (рис. 2, г, д), в январе и феврале нет областей с явно выделяющихся регулярностью процессов RWB. В феврале более отчетливо проявляется усиление в районе Урала ( $60^\circ$  в.д.). В конце зимы, в марте и апреле (рис. 2, е, ж) распределения сходны с первой половиной зимы – основные опрокидывания сосредоточены над Восточной Азией и Тихим океаном (восточная часть).

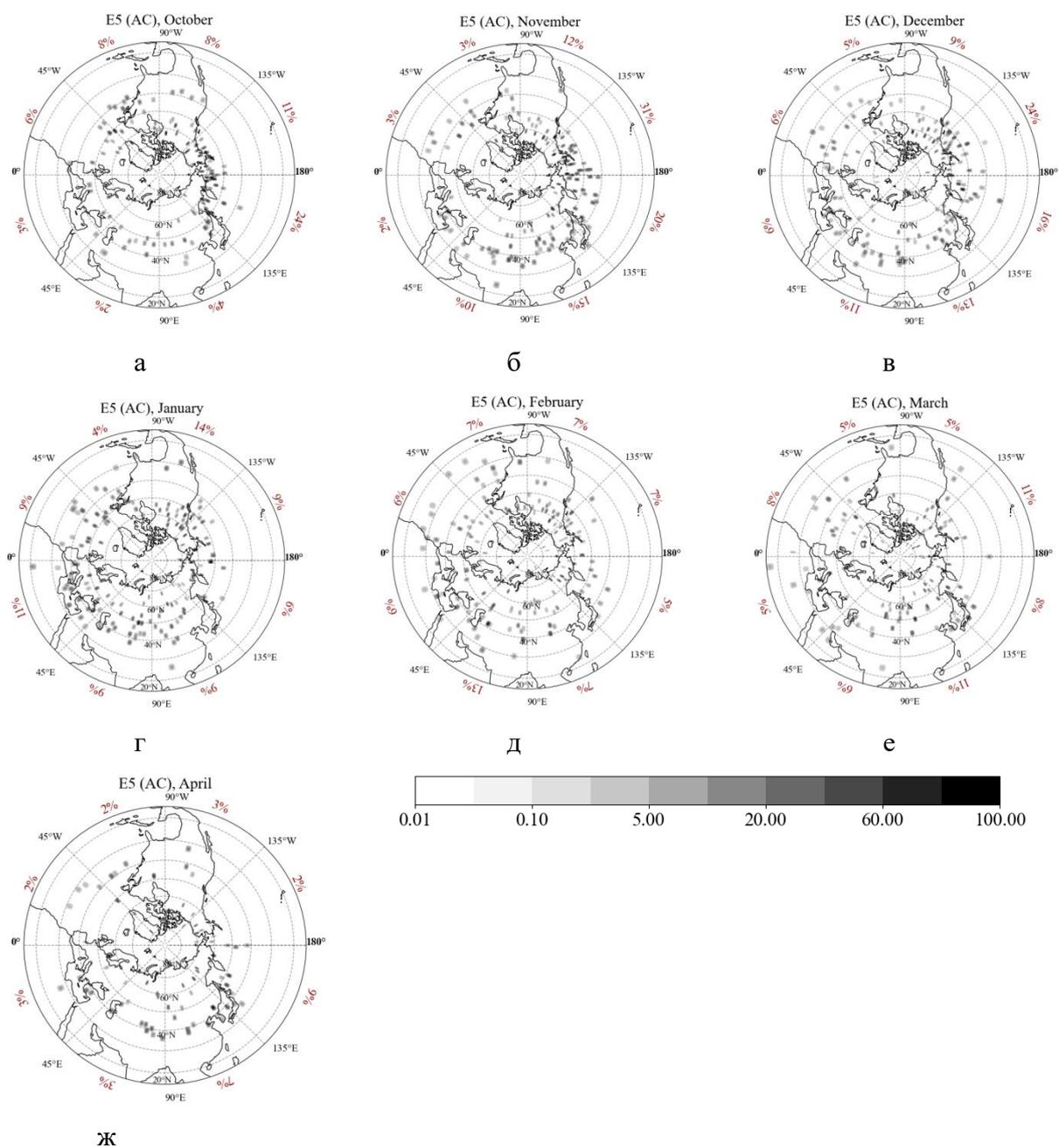


Рисунок 2 – Среднеклиматические распределения повторяемости опрокидываний с расчетом среднего для каждого 45 градусного сектора. *а* – октябрь, *б* – ноябрь, *в* – декабрь, *г* – январь, *д* – февраль, *е* – март, *ж* – апрель

Для анализа долговременной изменчивости были посчитано количество RWB для Северного полушария, результаты показаны на рис. 3.

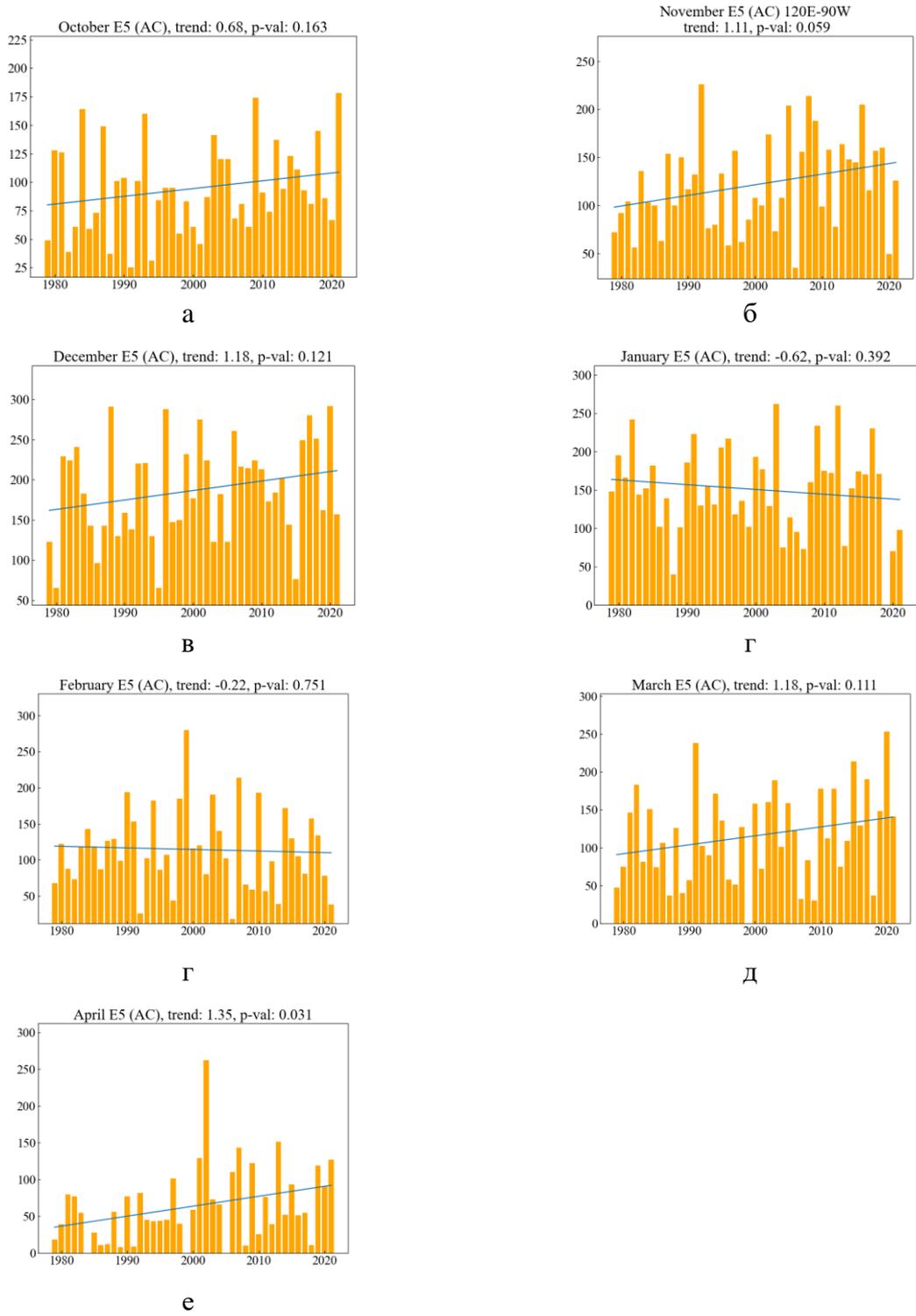


Рисунок 3 – Долговременная изменчивость количества RWB в СП. Величина тренда (trend) и его значимость (p-val) показаны для каждого месяца. P-val < 0,1 уровень доверия 90% и выше, при <0,2 – 80% и выше. Для ноября показан восточный сектор. а – октябрь, б – ноябрь, в – декабрь, г – январь, д – февраль, е – март, ж – апрель

Мы получили достоверное увеличение количества RWB для первой половины зимы (октябрь–декабрь). В ноябре в области максимумов опрокидываний также отмечается

значимый положительный тренд (рис. 3 б), в западном полушарии наблюдается напротив отрицательный тренд (<https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>). Поэтому при усреднении для всего СП в ноябре положительный тренд является незначимым, и на рис. 3 мы приводим только величину для более значимого восточного полушария. Для середины зимы (январь, февраль) были получены незначимые отрицательные тренды, а в конце зимы (март, апрель) – значимые положительные.

Максимальная повторяемость разрушения волн над Тихим океаном в первой половине зимы и существенный положительный тренд количества опрокидываний в начале зимнего сезона может обуславливать возникновение более ранних событий ВСП. Что впоследствии может влиять на изменение «сезонности» СПВ, обуславливая более слабый вихрь в середине зимы и его усиление в конце зимы. Косвенно об этом свидетельствуют уменьшения количества RWB в середине зимы и увеличение перед весенней перестройкой стратосферной циркуляции.

Одним из возможных объяснений является изменения характера атмосферных блокингов – одного из ключевых тропосферных предикторов ВСП. Вероятно, полученный на рис. 4 тренд может отражать усиление связи тропосферы и стратосферы за счет интенсификации проникновения планетарных волн в стратосферу. Механизмы появления аномальных явлений осенью и ранней зимой широко обсуждаются и, как демонстрируют многие авторы, могут быть связаны с явлением «Усиления Арктики».

**Заключение.** Работа посвящена обзору и анализу климатологии и изменчивости процессов разрушения планетарных волн в стратосфере (RWB). Эти процессы вносят существенную изменчивость в динамику зимней полярной стратосферы и напрямую связаны с возникновением ВСП.

Результаты показали, что RWB имеют внутрисезонные особенности. Наиболее часто волны разрушаются в северных частях Восточной Азии и Тихого океана в октябре–декабре и в марте–апреле; в январе–феврале повторяемость RWB распределена более равномерно над территорией СП.

Мы получили достоверное увеличение количества RWB для первой половины зимы (октябрь–декабрь), а также для конца зимнего периода (март–апрель). Для середины зимы (январь–февраль) были получены незначимые отрицательные тренды. Также мы отметили, что для СП процессы, связанные с разрушением планетарных волн существенно изменяются от года к году, что свидетельствует в пользу аномального усиления или ослабления потоков волновой активности в разные годы.

Материал тезисов получен на основе текста оригинальной статьи: Антохина О.Ю. и др. Опрокидывание волн Россби в стратосфере. Часть I. Климатология и долговременная изменчивость // Оптика атмосферы и океана, 2024, в печати.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФ 22-77-10008 Исследования крупномасштабных явлений в нижней и средней атмосфере и оценка их локального проявления на высотах мезосферы – нижней термосферы, обработка и хранение данных реанализа выполнено при поддержке сервера ИОА СО РАН в рамках Госзадания, а также при частичной поддержке Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-947).

1. *Holton J.R.* Introduction to Dynamic Meteorology. 2004 4th Edition, Elsevier, Amsterdam, 535 p.
2. *Charney J.G., Drazin P.G.* Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1961. V. 66. № 1. P. 83–109.
3. *McIntyre M.E., Palmer T.N.* Breaking planetary waves in the stratosphere // *Nature.* 1983. V. 305. № 5935. P. 593–600.
4. *Baldwin M.P., Ayarzagüena B., Birner T., Butchart N., Butler A. H., Charlton-Perez A.J., Domeisen D.I.V., Garfinkel C.I., Garny H., Gerber E.P., Hegglin M.I., Langematz U., Pedatella N.M.* Sudden Stratospheric Warmings // *Rev. Geophys.* 2021. V. 59. № 1. P. e2020RG000708
5. *Зоркальцева О.С., Антохина О.Ю., Антохин П.Н.* Долговременная изменчивость параметров внезапных стратосферных потеплений по данным реанализа ERA5 // *Оптика атмосф. и океана.* 2023. Т. 36. № 3. С. 200–208; *Zorkaltseva O.S., Antokhina O.Yu., Antokhin P.N.* Long-Term Variations in Parameters of Sudden Stratospheric Warmings According to ERA5 Reanalysis Data // *Atmos. Ocean. Opt.* 2023. V. 36. № 4. P. 370–378.
6. *McIntyre M.E., Palmer T.N.* The “surf zone” in the stratosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1984. V. 46. № 9. P. 825–849.
7. *Baldwin M.P., Holton J.R.* Climatology of the Stratospheric Polar Vortex and Planetary Wave Breaking // *J. Atmos. Sci.* 1988. V. 45. № 7. P. 1123–1142.
8. *Gochakov A.V., Antokhina O. Yu., Krupchatnikov V.N., Martynova Yu.V.* Method for Identifying and Clustering Rossby Wave Breaking Events in the Northern Hemisphere // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2021. V. 46. № 1. P. 10–18.
9. *Gochakov A.V., Antokhina O. Yu., Krupchatnikov V. N., Martynova Yu.V.* Long-term Variability of Rossby Wave Breaking in the Subtropical Jet Stream Area // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2022. V. 47. № 2. P. 79–88.
10. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., Chiara G.* The ERA5 global reanalysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020. V. 146. № 730. P. 1999–2049.

## ВНЕЗАПНЫЕ СТРАТОСФЕРНЫЕ ПОТЕПЛЕНИЯ И ВАРИАЦИИ ДЕЙСТВУЮЩЕЙ ВЫСОТЫ СЛОЯ E-СПОРАДИЧЕСКОГО ИОНОСФЕРЫ

Куминов А.А.

Центральная аэрологическая обсерватория, г. Долгопрудный, Россия

e-mail: airship@mail.mipt.ru

Было проведено сглаживание временного ряда ежечасных значений действующей высоты слоя E-спорадического ( $h'E_S$ ) за 1970-1989 годы, полученных на станции Poitiers (0,3°E, 46,6°N). Сглаживание проводилось методом отсечения высокочастотных гармоник Фурье-разложения исходного ряда. Было найдено, что зимний минимум в сглаженных годовых вариациях  $h'E_S$  обладает высокой изменчивостью своего положения от года к году. Предполагая связь этого явления с событиями мажорных внезапных стратосферных потеплений, была получена оценка вероятности этой статистической связи, равная 0,79.

Был выполнен гармонический анализ временного ряда ежечасных величин действующей высоты слоя E-спорадического ( $h'E_S$ ) ионосферы над среднеширотной станцией Poitiers (0,3°E, 46,6°N) за 1970-1989 гг., полученных из [1].

В Фурье-спектре выявлены преобладающие гармоники: суточная, годовая с ее подгармониками по пятую включительно (с периодом 73 суток) и низкочастотные гармоники с периодами свыше 1 года и до 20 лет.

Сумма перечисленных гармоник, исключая суточную, дала низкочастотную вариацию  $h'E_S$ , очищенную от «шума» (каковым в данной задаче полагались гармоники с периодами, меньшими 73 суток) на указанном 20-летнем интервале. По сути дела, получена последовательность двадцати годовых вариаций 1970-1989 годов, которые содержат как устойчивые черты, сохраняющиеся из года в год, так и особенности каждого года.

Так, к наиболее устойчивым чертам относятся: весенний минимум (вероятность появления 95% на 20-летнем периоде) в марте, весенний максимум (100%) в апреле, первый летний минимум (85%) в июне, первый летний максимум (80%) в июле, второй летний минимум (95%) в августе, второй летний максимум (95%) в сентябре, осенний минимум (95%) в октябре, осенний максимум (89%) в декабре.

Ситуация с экстремумами в зимний период (декабрь-март) оказалась неустойчивой: вероятность появлений зимнего минимума равна 53%, а зимнего максимума – 58%. Вероятность их одновременного появления равна 47%, вероятность появления порознь – 16%, вероятность отсутствия обоих – 37%. Причем привязок зимнего максимума и зимнего минимума к определенным месяцам не обнаружилось.

Такое поведение годовых вариаций  $h'E_S$  в зимнее время позволило сделать предположение об их обусловленности внезапными стратосферными потеплениями (ВСП). Для сопоставления моментов экстремумов  $h'E_S$  в отфильтрованных годовых вариациях со сроками ВСП была использована таблица мажорных ВСП из [2]. Согласно этому источнику в 1970-1989 гг. в северном полушарии наблюдалось 16 мажорных ВСП, распределенных в зимние месяцы с декабря по март.

Оказалось, что из 16 мажорных ВСП 15 потеплений расположены по времени вблизи (в пределах 10-18 суток) осеннего, зимнего или весеннего минимумов  $h'E_S$  (рисунки 1-6). 16-й случай ВСП 01 января 1985 (рисунок 5) совпадает с точкой перегиба в годовом ходе  $h'E_S$ , которую можно рассматривать как неразвившийся минимум.

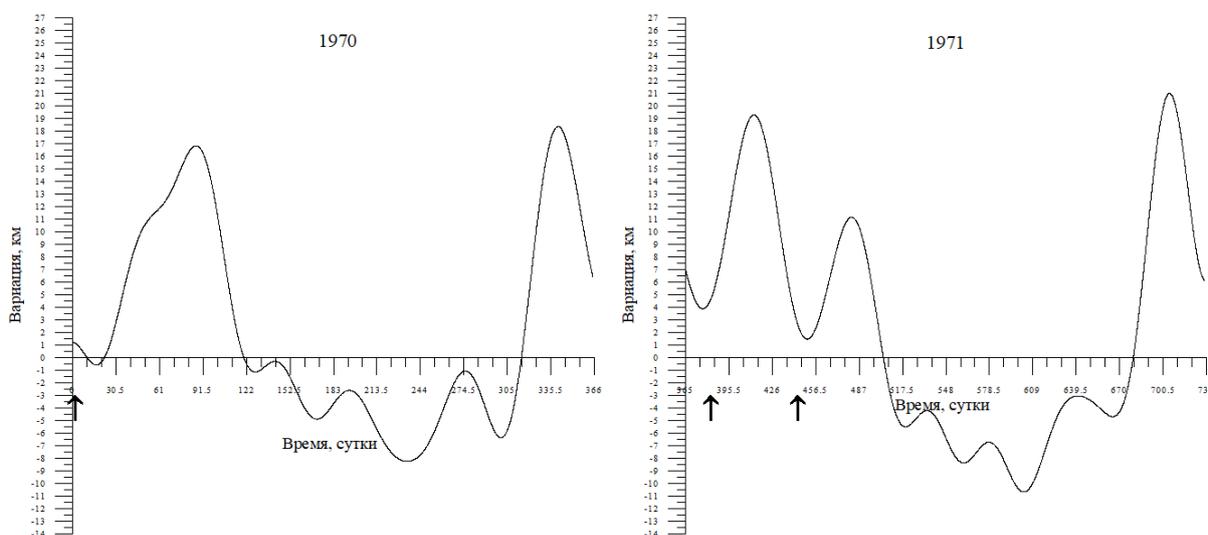


Рисунок 1 – Сглаженные отфильтрованные годовые вариации  $h'E_S$  в 1970 и 1971 гг. Стрелками обозначены дни мажорных ВСП. Сутки отсчитываются с 01 января 1970 г.

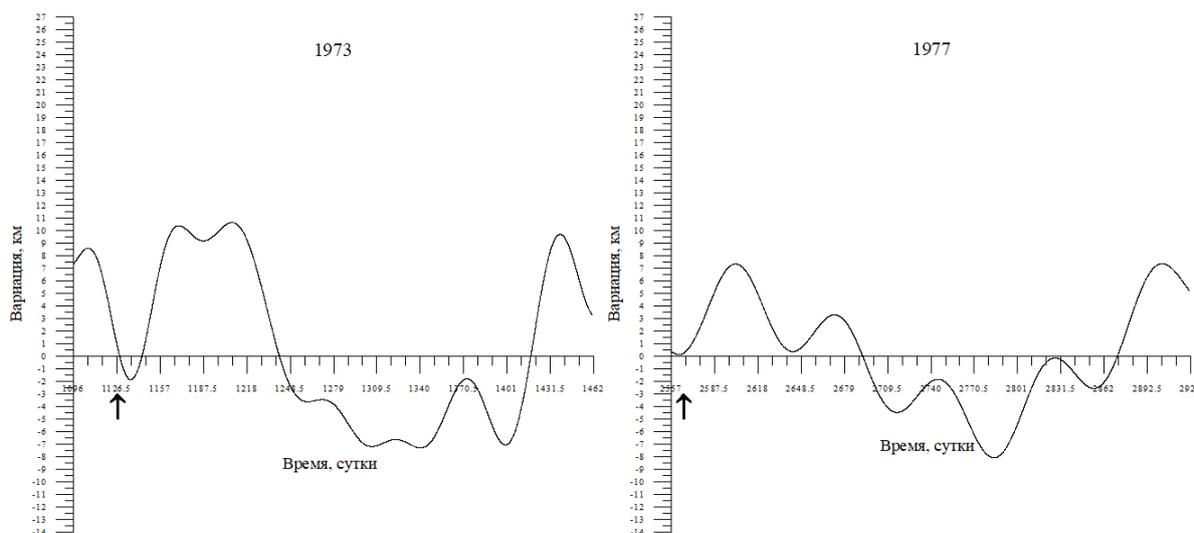


Рисунок 2 – То же, что на рисунке 1, но для 1973 и 1977 гг.

Возникает естественный вопрос: если почти каждому мажорному ВСП в анализируемом периоде соответствует минимум в годовом ходе  $h'E_S$ , верно ли обратное утверждение, что каждому зимнему минимуму  $h'E_S$  должно соответствовать ВСП? Прежде чем ответить на этот вопрос, надо подчеркнуть следующее обстоятельство: как отмечено выше, весенний минимум  $h'E_S$  в марте наблюдался в 19 случаях из 20, но только в трех случаях (в 1971, 1981 и 1988) с ним совпали мажорные ВСП (рисунки 1-6). Очевидно, с вероятностью  $(19-3)/19 \approx 0,84$  можно утверждать, что существует устойчивый весенний минимум  $h'E_S$  в марте, не связанный с зимними стратосферными потеплениями. Хотя это не означает, что ВСП не может произойти и в марте.

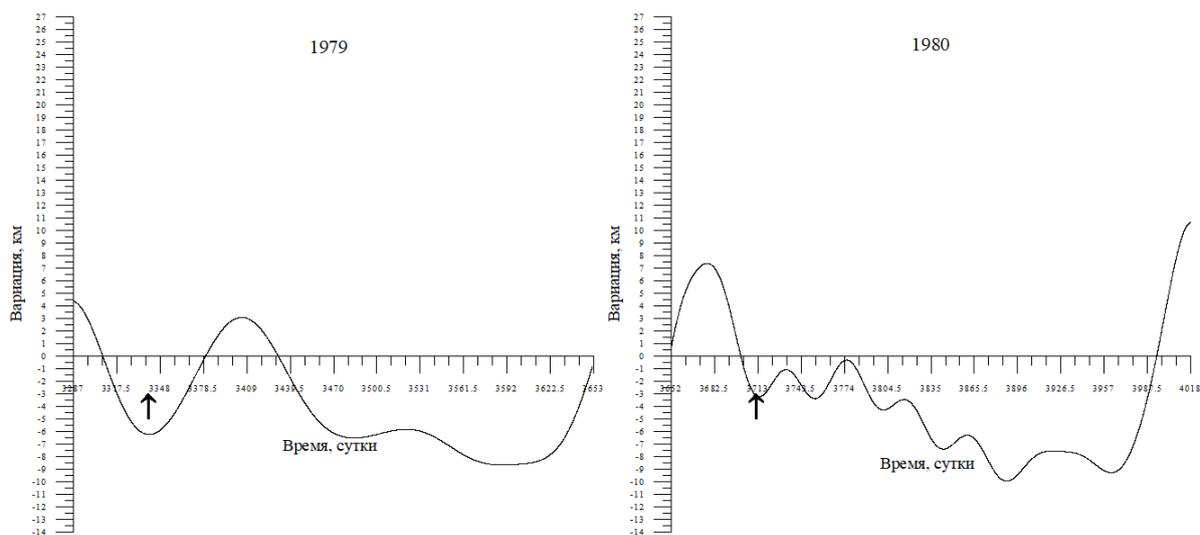


Рисунок 3 – То же, что на рисунке 1, но для 1979 и 1980 гг.

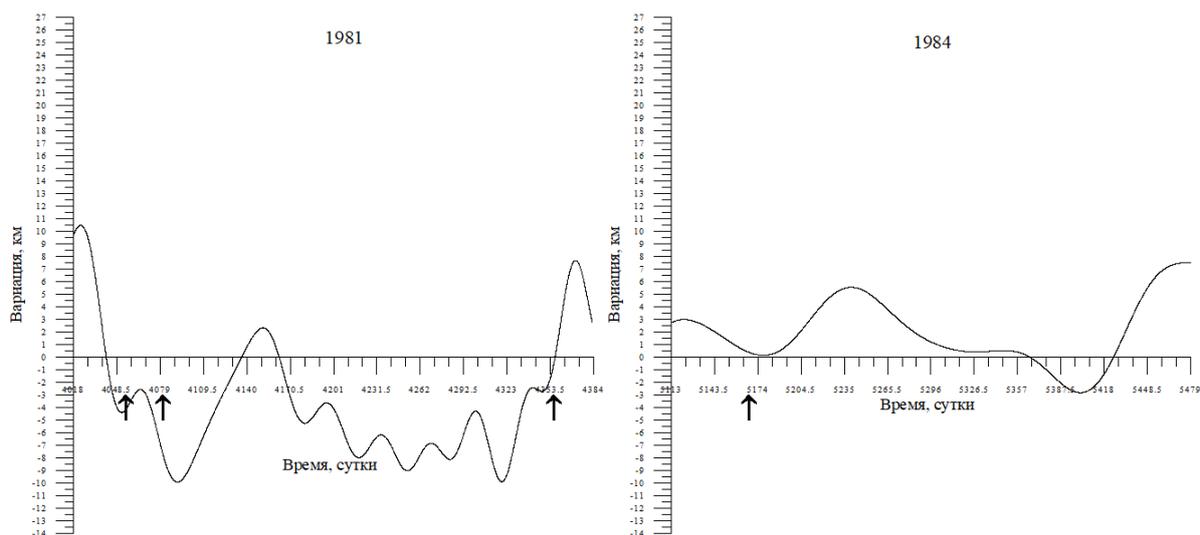


Рисунок 4 – То же, что на рисунке 1, но для 1981 и 1984 гг.

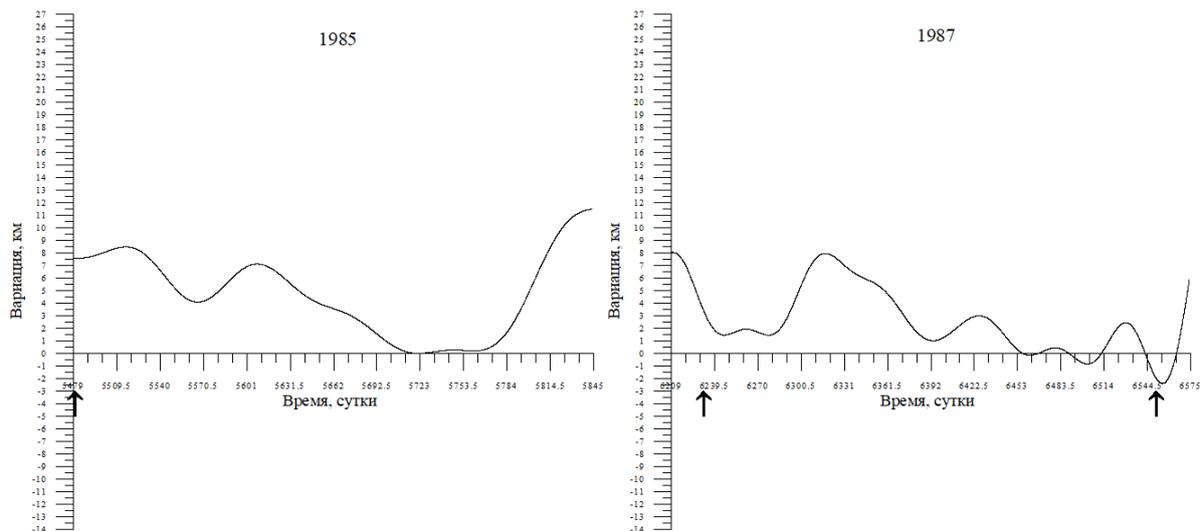


Рисунок 5 – То же, что на рисунке 1, но для 1985 и 1987 гг.

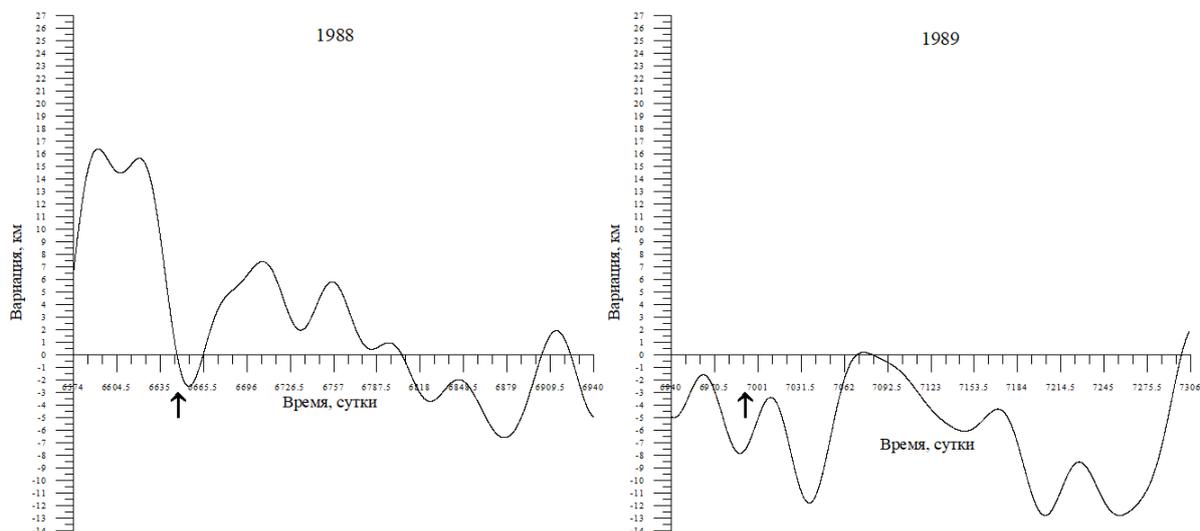


Рисунок 6 – То же, что на рисунке 1, но для 1988 и 1989 гг.

В то же время следует отметить, что в зимние сезоны 1970-1989 годов имели место хорошо выраженные минимумы  $h'E_S$  – в январе 1975, 1978 и 1989, в феврале 1982, – когда мажорные ВСП не наблюдались. Поскольку причины появления таких «пустых» минимумов пока неизвестны, приходится ограничиться оценкой вероятности существования статистической связи между явлениями мажорных ВСП и зимними минимумами:  $(15 \text{ ВСП, сопровождавшихся минимумом } h'E_S) / (19 \text{ минимумов } h'E_S \text{ в сезоны появления ВСП}) \approx 0,79$ .

На рисунках 1-6 представлены графики отфильтрованных годовых вариаций для тех лет, когда случались мажорные ВСП. По оси абсцисс отложено время в сутках, отсчитываемое с 01 января 1970 года. По оси ординат отложено отклонение сглаженной  $h'E_S$  от средней за 20 лет величины действующей высоты  $h'E_S$ , равной 119.56 км. Вертикальными стрелками обозначены даты мажорных потеплений как они вычислены в [2]. В полном списке за период с января 1958 по февраль 2023 даты мажорных ВСП группировались в интервале от 27 ноября до 24 марта.

1. Ionospheric\_Digital\_Database\_Data.zip. [Электронный ресурс]. URL: <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ionosonde/request/> (дата обращения 21.10.2021).

2. Table of major mid-winter SSWs in reanalyses products.pdf. [Электронный ресурс]. URL: <https://csl.noaa.gov/groups/csl8/sswcompendium/index.php> (дата обращения 14.02.2024).

# АКТИВНОСТЬ 10-ДНЕВНОЙ ВОЛНЫ КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА АНОМАЛЬНО РАННЕГО ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЕЙ СЕРЕБРИСТЫХ ОБЛАКОВ

Соколов А.В.<sup>1,2</sup>, Савенкова Е.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет,

г. Санкт-Петербург, Россия

e-mail: anigahuchi@yandex.ru, savenkova.en@mail.ru

Анализ снимков в УФ-диапазоне арктического региона Северного полушария, получаемых инструментом CIPS, за период 2008-2022 гг, показал, что в 2013 г имеет место аномально раннее образование полей серебристых облаков. Для выявления причин аномалии, была проанализирована волновая активность мезопаузы (0.002 гПа) в поле температуры по данным радиометрии EOS MLS. Результаты указывают на достаточно позднее (апрель-май) усиление 10-дневной планетарной волны, которая в другие годы либо отсутствует, либо сравнительно слабая, либо возникает в марте и ранее. Выдвинута гипотеза о том, что бегущая на запад планетарная волна с  $m = 1$  и периодом 10 суток, является возможной причиной аномально раннего формирования полей серебристых облаков.

Инструмент CIPS (Cloud Imaging and Particle Size) на борту космического аппарата AIM (Aeronomy of Ice in the Mesosphere) [1] предназначен для наблюдения полей серебристых облаков (CO), методом регистрации отраженного от них жесткого ультрафиолетового (УФ) излучения на длине волны 265 нм, которое полностью поглощается озоновым слоем, если облаков нет. Анализируя снимки арктического региона Северного полушария с начала мая и определяя на них области максимальных значений относительной яркости, можно установить даты появления первых облачных полей CO (рисунок 1). Как видно из рисунка, в 2013 г. и 2015 г. серебристые облака сформировались аномально рано - 15 и 19 мая соответственно.

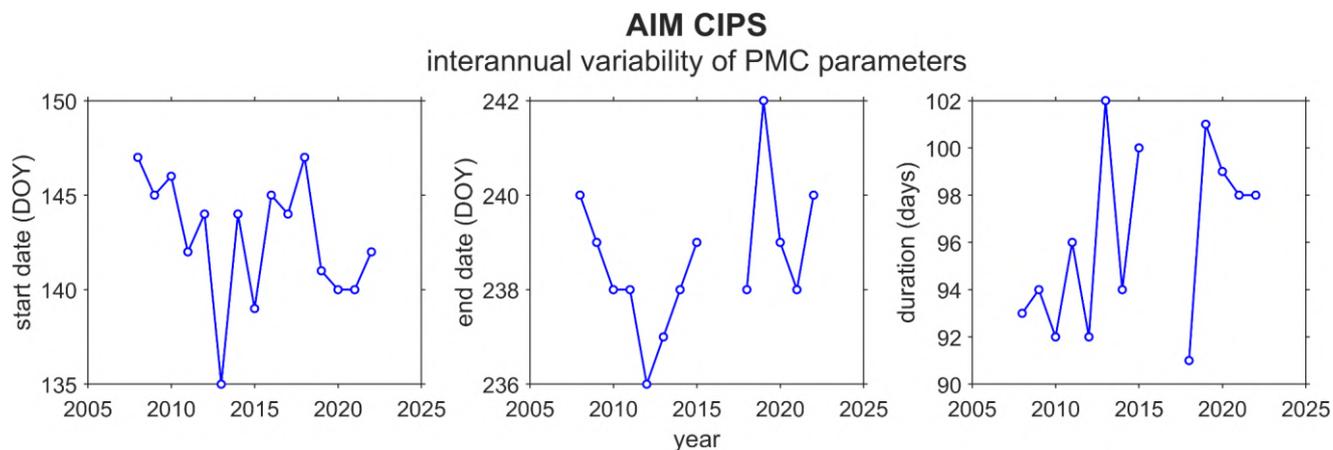


Рисунок 1 – Межгодовая изменчивость дат формирования (слева), разрушения (в центре) и продолжительности существования (справа) полей CO по данным AIM/CIPS

Для анализа возможных причин такого аномального поведения CO, был проведен анализ волновой активности в мезопаузе [2] (на уровне давления 0.002 гПа) по информации о температуре, измеряемой инструментом EOS MLS (Earth Observing System Microwave Limb Sounder), находящимся на борту КА Aura [3]. Температура определяется из полос вблизи спектральных линий O<sub>2</sub> [4] одним из пяти радиометров (R1), настроенным на частоту 118 ГГц. Каждый радиометр EOS MLS измеряет тепловое излучение атмосферного лимба на миллиметровых и субмиллиметровых длинах волн.

Сканирования температуры интерполируются на сетку с пространственным разрешением 5° × 5.625° (широта и долгота соответственно) для получения значений в узлах регулярной сетки. После этого, долготно-временные матрицы температуры на фиксированной широте подвергаются Фурье разложению для получения временных рядов амплитуд и фаз отдельных зональных гармоник [5]. Далее с использованием комплексного вейвлет-преобразования Морле [6] получаются временные ряды амплитуд и фаз распространяющихся на запад и восток планетарных волн (ПВ), возникновение которых обусловлено термическим или механическим возбуждением в нижней атмосфере [7].

Таким образом были построены широтно-временные сечения амплитуд бегущей на запад 10-дневной ПВ с зональным волновым числом  $m = 1$  (нормальная атмосферная мода (1,2)) в поле температуры за период 2008-2022 гг (рисунок 2).

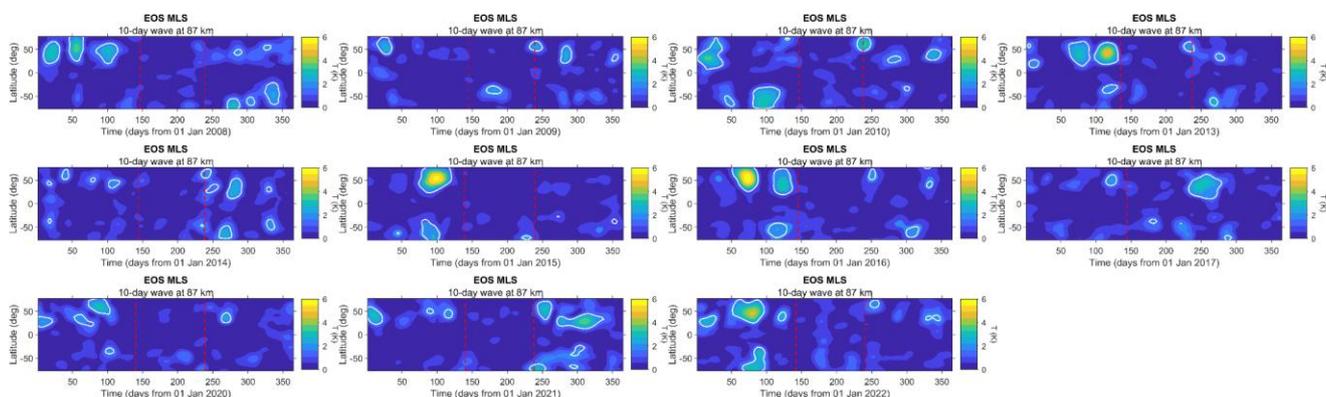


Рисунок 2 – Широтно-временные сечения амплитуд бегущей на запад ПВ1 в поле температуры на уровне давления 0.002 гПа по данным EOS MLS. Красными пунктирными линиями обозначены даты появления и полного разрушения полей CO

Из рисунка видно, что в апреле-мае 2013 г имело место усиление амплитуды этой волны, повлекшее за собой практически незамедлительное формирование CO. Схожая ситуация отмечается в 2015 г, однако максимум амплитуды волны приходится больше на конец апреля, а CO появились позже, чем в 2013 г. Следует обратить внимание на волновую активность в 2008 г и 2016 г, когда ПВ1 также существовала, но ее амплитуды были существенно ниже, а максимумы активности приходились на более ранние даты, чем в 2013 г и 2015 г.

Исходя из полученных результатов, авторы полагают, что аномально раннее формирование полей СО может быть связано с апреле-майским усилением 10-дневной бегущей на запад ПВ с  $m = 1$ , возникающей в умеренных широтах Северного полушария. Необычные даты формирования полей в 2019-2022 гг обусловлены, вероятно, несколько иными причинами [8], которые в настоящей работе не рассматриваются. Работа требует дальнейшего и более детального рассмотрения.

Работа выполнена в рамках проекта РФФ (грант №20-77-2021-10006-П).

1. *Russell J.M. III, Bailey S.M., Gordley L.L., Rusch D.W., Horányi M., Hervig M.E., Thomas G.E., Randall C.E., Siskind D.E., Stevens M.H., Summers M.E., Taylor M.J., Englert Ch.R., Espy P.J., McClintock W.E., Merkel A.W.*, Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM): Overview and early science results // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2009. V. 71 P. 289–299.

2. *Соколов А.В.* Вариации волновых характеристик нормальных мод атмосферы в мезосфере и нижней термосфере высоких широт Северного полушария // *Материалы 21-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. Москва: ИКИ РАН, 2023. С. 324.

3. *Waters J.W., Froidevaux L., Harwood R.S., et al.* The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura satellite // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2006. V. 44. № 5. P. 1075-1092.

4. *Schwartz M.J., Lambert A., Manney G.L., et al.* Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. Art. D15S11.

5. *Yamazaki Y.* A method to derive Fourier–wavelet spectra for the characterization of global-scale waves in the mesosphere and lower thermosphere and its MATLAB and Python software (fourierwavelet v1.1) // *Geosci. Model Dev.* 2023. V. 16. P. 4749–4766.

6. *Torrence Ch., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // *Bull. Amer. Met. Soc.* 1998. V. 79. № 1. P. 61—78.

7. *Дикий Л.А.* Теория колебаний земной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 200 с.

8. *Dalin P., Suzuki H., Pertsev N., et al.* What caused the frequent and widespread occurrences of noctilucent clouds at middle latitudes in 2020? Preprint / *Ann. Geophys. Discuss.* 2021.

## ОСОБЕННОСТИ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ ВО ВРЕМЯ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ТОНГА ПО ДАННЫМ ГФО «МИХНЕВО»

Поклад Ю.В., Ачкасов Н.С., Гаврилов Б.Г., Ермак В.М., Ряховский И.А.

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

e-mail: poklad@mail.ru, boris.gavrilov34@gmail.com, ermakvladimir@mail.ru

В работе представлены результаты измерения ОНЧ излучения молниевых разрядов инициированных извержением подводного вулкана Тонга в геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево» ИДГ РАН. На основании полученных данных определены задержки распространения сигналов. Показано, что основной сигнал приходит не по кратчайшей дуге большого круга, а с противоположной стороны, т.е. по «длинной» части дуги большого круга. Это связано с особенностями гелио-геофизических условий на трассах распространения сигнала.

В ГФО «Михнево» (МІК) ведется непрерывная регистрация электромагнитных сигналов в СДВ диапазоне [1]. Сигналы от грозовых разрядов вызванных извержением вулкана Тонга распространяются по дуге большого круга и могут прийти в обсерватории как по кратчайшему расстоянию (прямой трассе), так и с обратной стороны (обратная трасса). Карта трасс приведена на рис. 1. Дополнительно черной кривой нанесено положение терминатора в 5:00 UT.

Основные характеристики трасс от вулкана Тонга до этих обсерваторий приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Координаты ГФО «Михнево»	55.754N, 37.621E
Координаты вулкана Тонга	20.536S, 175.382W
Длина прямой трассы, Мм	15.24
Длина освещенной части на прямой трассе, Мм	13.37
Длина не освещенной части на прямой трассе, Мм	1.86
Длина обратной трассы, Мм	24.78
Длина освещенной части на обратной трассе, Мм	6.67
Длина не освещенной части на обратной трассе, Мм	18.11

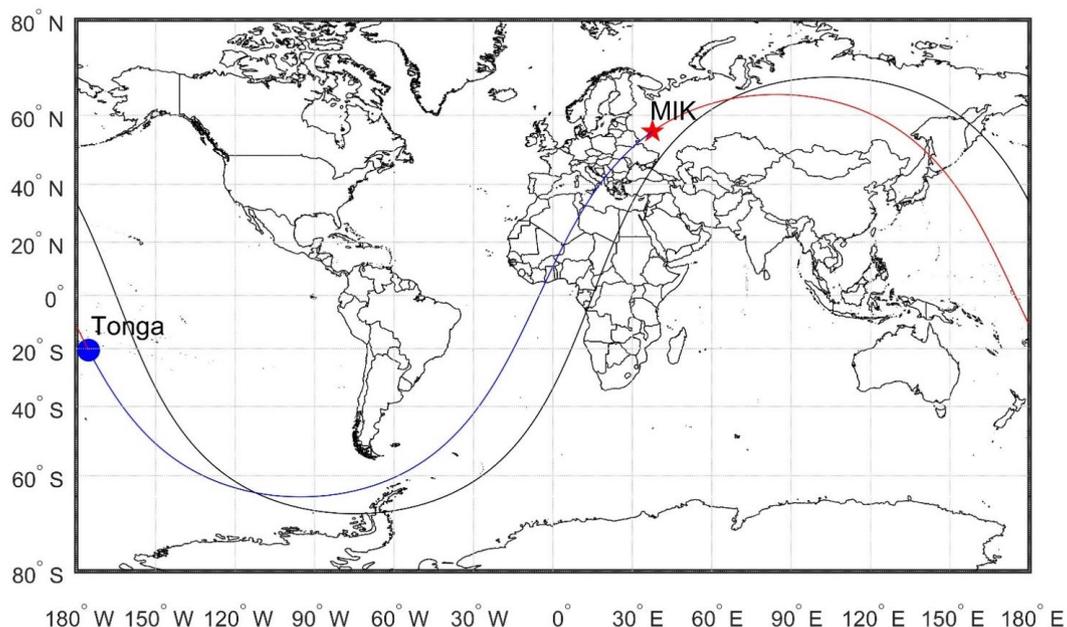


Рисунок 1 – Расположение вулкана Тонга и ГФО «Михнево». Трассы распространения сигнала: «короткая – красная и «длинная» - синяя. Черная линия – положение терминатора на 05:00 UT

Волновые формы сигналов с магнитометров MFS-07 с частотой оцифровки 131072 Гц были профильтрованы в диапазонах 8-10 кГц и 13-14.9 кГц. Волновые формы сигналов с магнитометров MFS-07 с частотой оцифровки 131072 Гц были профильтрованы в диапазоне 13-15 кГц. Данный диапазон частот был выбран из соображений того, что в нем отсутствуют СДВ радиостанции. К отфильтрованным сигналам было применено преобразование Гильберта. Модуль от него дает нам мгновенную амплитуду [2-3]. В работе [4] был опубликован список грозовых разрядов в районе вулкана Тонга полученный по данным глобальных сетей регистрации молний WWLN и GLD360. Всего в промежуток времени с 04:00 UTC до 06:45 UTC было зарегистрировано около 160000 молний. Для дальнейшего анализа мы отобрали грозовые разряды у которых ток превышал 120 кА. Таких оказалось 11160 штук. Время каждой молнии было скорректировано. Для этого вычислялась разница между длиной дуги большого круга от молнии до Михнево и от центра вулкана до Михнево и делилась на скорость света. Мы рассматриваем два возможных пути прихода сигнала в ГФО «Михнево» сигнала – «короткий» (по кратчайшему расстоянию) и «длинный» - через обратную сторону Земли. Поскольку источником молний являлось вулканическое облако, максимальный диаметр которого составил 550 км, то коррекция не превышала 0.8 мс.

На рис. 2 (верхняя панель) показана средняя амплитуда сигнала в зависимости от времени задержки. На нем мы наблюдаем большой максимум с задержкой, чуть большей, чем время распространения сигнала со скоростью света по «длинной» трассе. Так же присутствует слабовыраженный максимум с задержкой, чуть большей, чем время распространения сигнала

со скоростью света по «короткой» трассе. На нижней панели эти участки показаны крупным планом. Этот эффект может быть связан с тем, что, как видно из таблицы 1, «короткая» трасса практически полностью освещена солнцем. В то же время «длинная» трасса практически полностью проходит по неосвещенной стороне Земли. Поскольку в дневных условиях поглощение ОНЧ сигналов существенно выше, то мы и наблюдаем сигнал, пришедший по «длинной» трассе, не смотря на то, что ее длина в 1.6 раза больше.

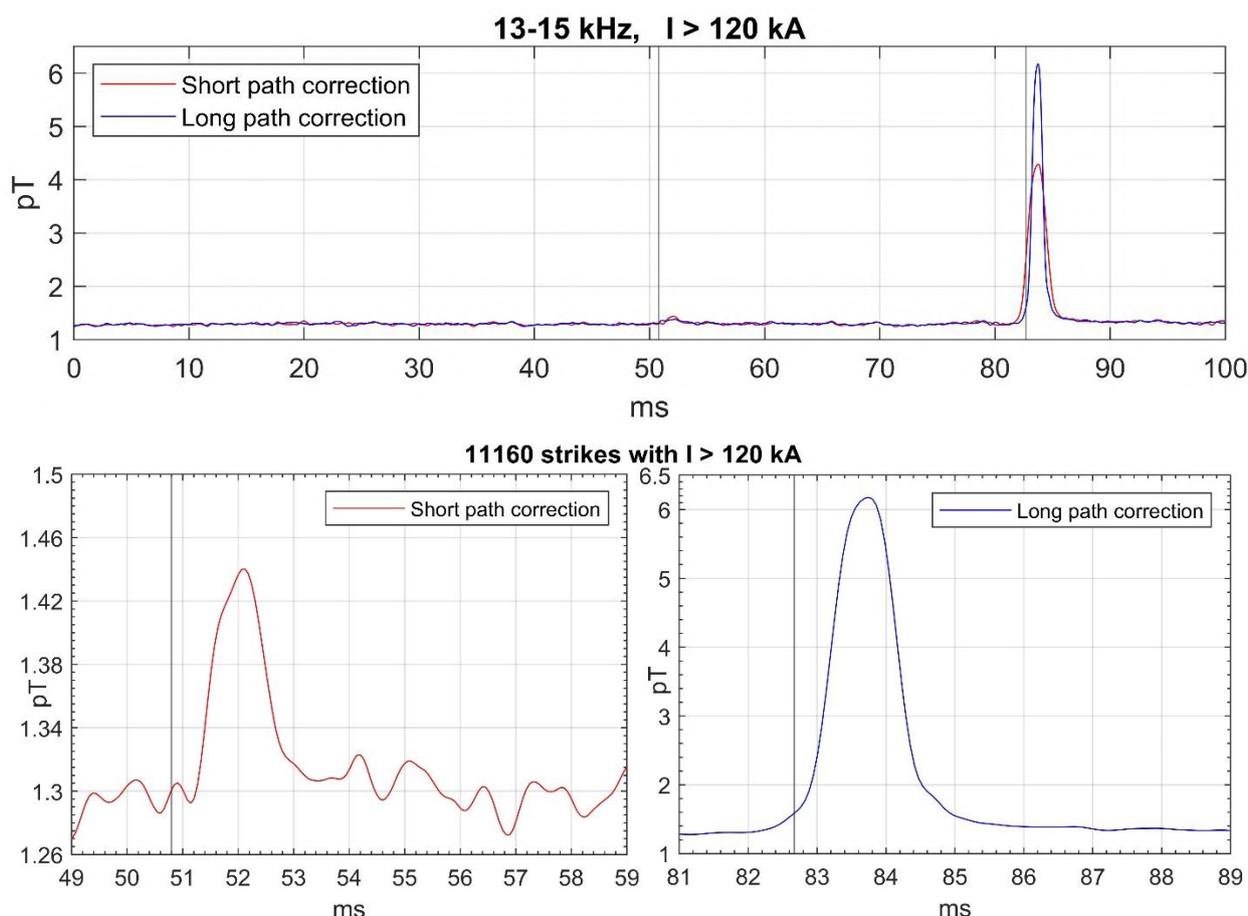


Рисунок 2 – Задержка сигнала в диапазоне 13-15 кГц на «короткой» и «длинной» трассах.

Черной линией показана задержка сигнала распространяющегося со скоростью света

По соотношению амплитуд сигналов в каналах  $N_x$  (Север-Юг) и  $N_y$  (Восток-Запад) мы можем оценить кажущийся азимут прихода сигналов. Он изображен на рис. 3. Вертикальной черной линией показан азимут дуги большого круга из обсерватории «Михнево» в направлении вулкана Тонга. Видно, что он составляет около 29 градусов, и отличается примерно на 20 градусов от направления на вулкан. Данный эффект может быть связан с модовым распространением сигналов в волноводе «Земля-Ионосфера».

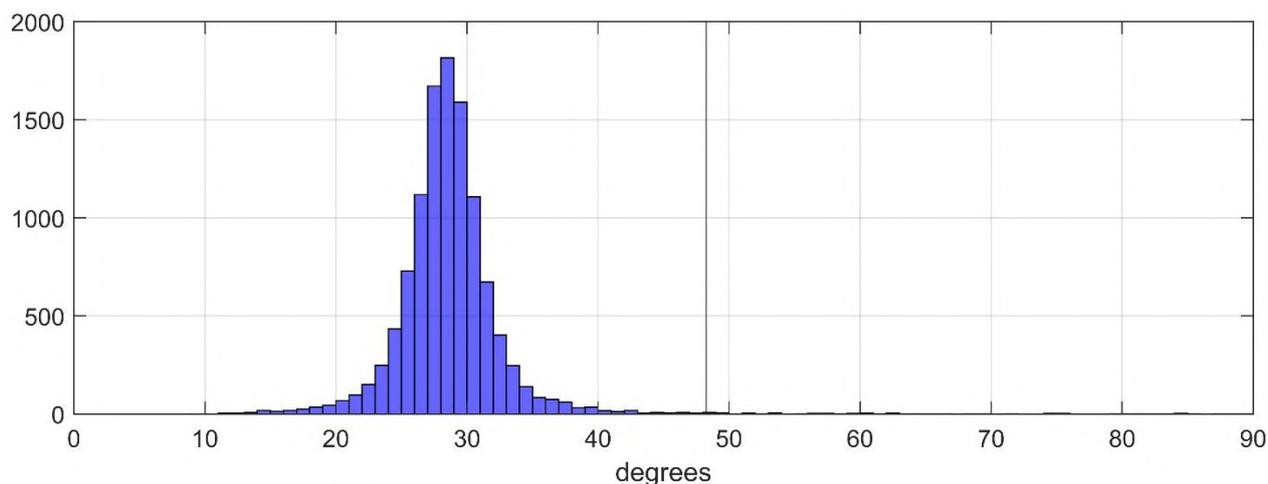


Рисунок 3 – Азимуты прихода сигналов по «длинной» трассе. Вертикальная черная линия – азимут дуги большого круга

Работа выполнена в рамках государственного задания №122032900175-6.

1. *Ряховский И.А., Гаврилов Б.Г., Поклад Ю.В., Беккер С.З., Ермак В.М.* Исследования состояния и динамики ионосферы по данным синхронной регистрации радиосигналов КНЧ/ОНЧ И ВЧ/УВЧ диапазонах в геофизической обсерватории «Михнево» // *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 155-168.

2. *Feldman M.* Hilbert Transform Applications in Mechanical Vibration. New York: Wiley, 2011.

3. *Boashash B.* Estimating and interpreting the instantaneous frequency of a signal // *Proc. IEEE*. 1992. V. 80. P. 520–539.

4. *Van Eaton A.R., Lapierre J., Behnke S.A., Vagasky C., Schultz C.J., Pavolonis M., Bedka K., Khlopenkov K.* Lightning Rings and Gravity Waves: Insights Into the Giant Eruption Plume From Tonga's Hunga Volcano on 15 January 2022 // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 50. Art. 12.

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ВЫБРОСЫ В СТРАТОСФЕРУ В РЕЗУЛЬТАТЕ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ С 1800 ПО 2023 гг.

Зуев В.В., Савельева Е.С.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

e-mail: vzuev@list.ru, esav.pv@gmail.com

Стратосферный аэрозольный слой в основном составляют частицы сернокислотного аэрозоля, представляющие собой микрокапли 75 %-го водного раствора серной кислоты  $H_2SO_4$ . Наиболее мощным источником стратосферного аэрозоля являются крупные вулканические извержения, выбрасывающие в стратосферу значительные количества диоксида серы  $SO_2$ , окисляющегося до сернокислотного аэрозоля. В результате крупных извержений вулканов концентрация сернокислотного аэрозоля может увеличиваться на 1–2 порядка. В работе представлен список вулканических извержений с вероятным выбросом продуктов в стратосферу с 1800 по 2023 гг.

Наиболее сильное влияние на стратосферу способны оказывать вулканические извержения плинианского типа, характеризующиеся образованием эруптивной колонны, на вершине которой формируется эруптивная туча. Для количественного описания силы извержения и его воздействия на земную атмосферу вулканологи К. Ньюхолл и С. Селф предложили в 1982 г. шкалу вулканических извержений по индексу вулканической взрывчатости VEI (volcanic explosivity index), учитывающему объем выброшенных продуктов и высоту эруптивной колонны [1]. Диапазон изменения VEI от 0 для извержений без взрыва с объемом выбросов порядка  $10^4$  м<sup>3</sup>, до 8, когда в стратосферу попадает свыше  $10^{12}$  м<sup>3</sup> пепла на высоту более 25 км. Значимое воздействие на стратосферу способны оказывать извержения с  $VEI \geq 4$ , в особенности тропических вулканов. В табл. 1 приведен список вулканических извержений, продукты которых, вероятно, попали в стратосферу, составленный по данным [2, 3].

Таблица 1. Список вулканических извержений с выбросом продуктов в стратосферу с 1800 по 2023 гг.

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
1	15.01.1800	Сент-Хеленс	Вашингтон, США	46,20 / -122,18	5	
2	27.04.1812	Сент-Винсент	Вест-Индия	13,33 / -61,18	4	
3	06.08.1812	Аву	Индонезия	3,67 / 125,50	4	
4	01.02.1814	Майон	Филиппины	13,26 / 123,69	4	
5	10.04.1815	Тамбора	Индонезия	-8,25 / 118,00	7	> 40
6	16.01.1817	Раунг	Индонезия	-8,13 / 114,04	4	
7	15.02.1818	Колима	Мексика	19,51 / -103,62	4	
8	12.03.1822	Усу	Япония	42,54 / 140,84	4	
9	08.10.1822	Галангунг	Индонезия	-7,25 / 108,06	5	
10	10.03.1825	Исанотский	Алеутские о-ва	54,76 / -163,72	4	
11	11.10.1826	Келут	Индонезия	-7,93 / 112,31	4	
12	27.06.1827	Авачинский	п-ов Камчатка	53,26 / 158,83	4	
13	09.09.1829	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	4	

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
14	??.??.1831	Бабуян Кларо	Филиппины	19,52 / 121,94	4	
15	20.01.1835	Косигуана	Никарагуа	12,98 / -87,57	<b>5</b>	
16	02.09.1845	Гекла	Исландия	63,98 / -19,70	4	
17	11.06.1846	Фонуалей	Тонга	-18,02 / -174,33	4	
18	22.04.1853	Усу	Япония	42,54 / 140,84	4	
19	15.12.1853	Чикурачки	Курильские о-ва	50,33 / 155,46	3	13
20	18.02.1854	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	<b>5</b>	
21	25.09.1856	Комага-таке	Япония	42,06 / 140,68	4	
22	15.01.1857	Фуэго	Гватемала	14,47 / -90,88	4	
23	08.05.1860	Катла	Исландия	63,63 / -19,05	4	
24	28.12.1861	Макиан	Индонезия	0,32 / 127,4	4	
25	15.04.1872	Мерапи	о-в Ява, Индонезия	-7,54 / 110,44	4	
26	08.01.1873	Гримсвётн	Исландия	64,42 / -17,33	4	
27	29.03.1875	Аскья	Исландия	65,03 / -16,75	<b>5</b>	
28	26.06.1877	Котопакси	Эквадор	-0,68 / -78,44	4	
29	28.06.1880	Фуэго	Гватемала	14,47 / -90,88	4	
30	27.08.1883	Кракатау	Индонезия	-6,10 / 105,42	<b>6</b>	
31	06.10.1883	Августин	Аляска	59,36 / -153,43	4	
32	11.01.1886	Тунгурауа	Эквадор	-1,47 / -78,44	4	
33	10.06.1886	Окайтина	Новая Зеландия	-38,12 / 176,5	<b>5</b>	
34	31.08.1886	Ниуафоу	Тонга	-15,6 / -175,63	4	
35	15.07.1888	Бандай	Япония	37,6 / 140,07	4	
36	16.02.1890	Колима	Мексика	19,51 / -103,62	4	
37	10.01.1893	Кальбуко	Южное Чили	-41,33 / -72,61	4	
38	25.06.1897	Майон	Филиппины	13,26 / 123,69	4	
39	13.11.1899	Донья-Хуана	Колумбия	1,47 / -76,92	4	
40	02.05.1902	Пеле	Малые Антильские о-ва	14,81 / -61,17	4	
41	06.05.1902	Сент-Винсент	Вест-Индия	13,33 / -61,18	4	
42	08.05.1902	Пеле	Малые Антильские о-ва	14,81 / -61,17	4	
43	24.10.1902	Санта-Мария	Гватемала	14,76 / -91,55	<b>6</b>	
44	28.05.1903	Гримсвётн	Исландия	64,42 / -17,33	4	
45	??.01.1905	Лолобау	Новая Британия	-4,92 / 151,16	4	
46	08.04.1906	Везувий	Италия	40,82 / 14,43	4	
47	28.03.1907	Ксудач	п-ов Камчатка	51,80 / 157,53	<b>5</b>	
48	??.02.1911	Лолобау	Новая Британия	-4,92 / 151,16	4	
49	06.06.1912	Новарупта	Аляска	58,27 / -155,16	<b>6</b>	
50	20.01.1913	Колима	Мексика	19,51 / -103,62	<b>5</b>	
51	12.01.1914	Сакурадзима	Япония	31,58 / 130,66	4	
52	09.04.1917	Агриган	Марианские о-ва	18,77 / 145,67	4	
53	05.04.1918	Тунгурауа	Эквадор	-1,47 / -78,44	4	25
54	12.10.1918	Катла	Исландия	63,63 / -19,05	4+	
55	19.05.1919	Келут	Индонезия	-7,93 / 112,31	4	
56	11.08.1919	Манам	Папуа – Новая Гвинея	-4,08 / 145,04	4	
57	23.10.1923	Серро Negro	Никарагуа	12,51 / -86,70	3	
58	15.02.1924	Райкоке	Курильские о-ва	48,29 / 153,25	4	
59	31.10.1924	Ириомотэжима	Япония	24,56 / 124,00	4	
60	05.04.1926	Авачинский	п-ов Камчатка	53,26 / 158,83	4	
61	06.01.1929	Кальбуко	Южное Чили	-41,33 / -72,61	3	
62	17.06.1929	Комага-таке	Япония	42,06 / 140,68	4	
63	25.03.1931	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	4	
64	01.05.1931	Аниакчак	Аляска	56,88 / -158,17	4	
65	11.05.1931	Аниакчак	Аляска	56,88 / -158,17	4	
66	21.01.1932	Фуэго	Гватемала	14,47 / -90,88	4	
67	10.04.1932	Серро-Асуль	Южное Чили	-35,65 / -70,76	<b>5</b>	30
68	08.01.1933	Харимкотан	Курильские о-ва	49,12 / 154,51	<b>5</b>	
69	10.07.1933	Суо	Индонезия	-5,25 / 104,27	4	
70	03.04.1937	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	3	
71	29.05.1937	Рабанул	Папуа – Новая Гвинея	-4,27 / 152,20	4	
72	07.05.1941	Толбачик	п-ов Камчатка	55,83 / 160,33	3	

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
73	20.02.1943	Мичоокан	Мексика	19,85 / -101,75	4	
74	25.02.1945	Авачинский	п-ов Камчатка	53,26 / 158,83	4	
75	09.11.1946	Пик Сарычева	Курильские о-ва	48,09 / 153,20	4	
76	29.03.1947	Гекла	Исландия	63,98 / -19,70	4	
77	???.?.1949	Мичоокан	Мексика	19,85 / -101,75	3	
78	???.?.1950	Мичоокан	Мексика	19,85 / -101,75	3	
79	???.?.1951	Амбрим	Вануату	-16,25 / 168,12	4+	
80	21.01.1951	Ламингтон	Папуа – Новая Гвинея	-8,95 / 148,15	4	
81	31.08.1951	Келут	Индонезия	-7,93 / 112,31	4	
82	29.02.1952	Багана	Папуа – Новая Гвинея	-6,14 / 155,20	4	
83	09.07.1953	Спурр	Аляска	61,30 / -152,25	4	
84	27.07.1955	Карран-Лос Венадос	Южное Чили	-40,35 / -72,07	4	
85	30.03.1956	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	5	> 30
86	28.09.1960	Серро Негро	Никарагуа	12,51 / -86,70	3	
87	15.10.1960	Окмок	Алеутские о-ва	53,43 / -168,13	3	
88	17.03.1963	Агунг	Малые Зондские о-ва	-8,34 / 115,51	5	25
89	16.05.1963	Агунг	Малые Зондские о-ва	-8,34 / 115,51	4	
90	12.11.1964	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	4	
91	28.09.1965	Таал	Филиппины	14,00 / 120,99	4	
92	26.04.1966	Келут	Индонезия	-7,93 / 112,31	4	
93	12.08.1966	Аву	Индонезия	3,67 / 125,50	4	
94	11.06.1968	Фернандина	Галапагосские о-ва	-0,37 / -91,55	4	
95	14.07.1973	Тятя	Курильские о-ва	44,35 / 146,25	4	
96	17.10.1974	Фуэго	Гватемала	14,47 / -90,88	4	24
97	06.07.1975	Толбачик	п-ов Камчатка	55,83 / 160,33	4	
98	22.01.1976	Августин	Аляска	59,36 / -153,43	4	
99	17.04.1979	Сент-Винсент	Вест-Индия	13,33 / -61,18	3	18,7
100	18.05.1980	Сент-Хеленс	Вашингтон, США	46,20 / -122,18	5	23
101	17.08.1980	Гекла	Исландия	63,98 / -19,70	3	15
102	30.04.1981	Алаид	Курильские о-ва	50,858 / 155,55	4	15
103	15.05.1981	Паган	Марианские о-ва	18,13 / 145,8	4	20
104	28.03.1982	Эль-Чичон	Мексика	17,36 / -93,23	4+	24
105	03.04.1982	Эль-Чичон	Мексика	17,36 / -93,23	5	31
106	13.11.1985	Дель-Руиз	Колумбия	4,90 / -75,32	3	31
107	27.03.1986	Августин	Аляска	59,36 / -153,43	4	21
108	18.04.1986	Павлов	Аляска	55,42 / -161,89	3	15,2
109	16.09.1986	Ласкар	Северное Чили	-23,37 / -67,73	3	16
110	20.11.1986	Чикурачки	Курильские о-ва	50,33 / 155,46	4	14
111	23.02.1987	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	4	13,7
112	28.08.1987	Кливленд	Аляска	52,83 / -169,94	3	10,6
113	09.05.1988	Банда-Апи	Индонезия	-4,53 / 129,87	3	17,7
114	14.12.1989	Редубт	Аляска	60,49 / -152,74	3	12
115	02.01.1990	Редубт	Аляска	60,49 / -152,74	3	13,5
116	10.02.1990	Келут	Индонезия	-7,93 / 112,31	4	20
117	17.01.1991	Гекла	Исландия	63,98 / -19,70	3	11,5
118	15.06.1991	Пинатубо	Филиппины	15,13 / 120,35	6	35–40
119	12.08.1991	Серро-Хадсон	Южное Чили	-45,9 / -72,97	5+	18
120	27.06.1992	Спурр	Аляска	61,30 / -152,25	4	18
121	17.08.1992	Спурр	Аляска	61,30 / -152,25	3	15
122	19.04.1993	Ласкар	Северное Чили	-23,37 / -67,73	4	> 25
123	22.04.1993	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	3	20
124	21.10.1993	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	15
125	25.05.1994	Кливленд	Аляска	52,83 / -169,94	3	10,5
126	19.09.1994	Рабаул	Папуа – Новая Гвинея	-4,27 / 152,20	4	21
127	01.10.1994	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	3	18
128	05.12.1997	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	13
129	18.12.1998	Гримсвётн	Исландия	64,42 / -17,33	3	10
130	19.04.1999	Шишалдина	Алеутские о-ва	54,76 / -163,97	3	14
131	05.10.1999	Гуагуа-Пичинча	Эквадор	-0,17 / -78,60	3	20

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
132	26.02.2000	Гекла	Исландия	63,98 / -19,70	3	15
133	18.08.2000	Миякедзима	Япония	34,09 / 139,53	3	17,5
134	29.09.2000	Улаун	Папуа – Новая Гвинея	-5,05 / 151,33	4	17,3
135	22.05.2001	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	4	20
136	25.09.2002	Руанг	Индонезия	2,30 / 125,37	4	17
137	03.11.2002	Ревентадор	Эквадор	-0,08 / -77,66	4	20,5
138	26.07.2003	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	11
139	10.05.2004	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	3	11
140	01.11.2004	Гримсвётн	Исландия	64,42 / -17,33	3	14
141	24.11.2004	Манам	Папуа – Новая Гвинея	-4,08 / 145,04	4	18
142	27.01.2005	Манам	Папуа – Новая Гвинея	-4,08 / 145,04	4	24
143	27.01.2006	Августин	Аляска	59,36 / -153,43	3	12,2
144	27.02.2006	Манам	Папуа – Новая Гвинея	-4,08 / 145,04	4	19
145	09.05.2006	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	15
146	20.05.2006	Суфриер-Хиллс	Вест-Индия	16,72 / -62,18	4	17
147	07.10.2006	Рабаул	Папуа – Новая Гвинея	-4,27 / 152,20	4	18
148	24.12.2006	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	13
149	24.12.2007	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	13
150	02.05.2008	Чайтен	Южное Чили	-42,83 / -72,65	4	30
151	12.07.2008	Окмок	Алеутские о-ва	53,43 / -168,13	4	15
152	07.08.2008	Касаточи	Алеутские о-ва	52,18 / -175,51	4	14
153	22.03.2009	Редубт	Аляска	60,49 / -152,74	3	18,2
154	26.03.2009	Редубт	Аляска	60,49 / -152,74	3	20
155	04.04.2009	Редубт	Аляска	60,49 / -152,74	3	15,2
156	16.06.2009	Пик Сарычева	Курильские о-ва	48,09 / 153,20	4	21
157	17.12.2009	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	15
158	04.11.2010	Мерапи	Индонезия	-7,54 / 110,44	4	18,3
159	18.04.2011	Карымский	п-ов Камчатка	54,05 / 159,44	3	11,9
160	21.05.2011	Гримсвётн	Исландия	64,42 / -17,33	4	20
161	13.06.2011	Набро	Эритрея	13,37 / 41,70	4	13,7 / 18
162	13.02.2014	Келут	Индонезия	-7,93 / 112,31	4	17
163	29.08.2014	Рабаул	Папуа – Новая Гвинея	-4,27 / 152,20	3	18,3
164	22.04.2015	Кальбуко	Южное Чили	-41,33 / -72,61	4	17
165	22.12.2016	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / -168,03	3	10,7
166	20.01.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / -168,03	3	11
167	24.01.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / -168,03	3	10,7
168	17.02.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / -168,03	3	11,6
169	28.05.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / -168,03	3	13,7
170	23.07.2017	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	3	12
171	07.08.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / -168,03	3	12,2
172	22.06.2019	Райкоке	Курильские о-ва	48,29 / 153,25	3	13
173	26.06.2019	Улаун	Папуа – Новая Гвинея	-5,05 / 151,33	4	19,2
174	20.01.2020	Шивелуч	Алеутские о-ва	54,76 / -163,97	3	9,1
175	09.04.2021	Сент-Винсент	Вест-Индия	13,33 / -61,18	4	16
176	13.08.2021	Фукутоку-Оканоба	Япония	24,28 / 141,48	4	16
177	14.01.2022	Хунга-Тонга	Тонга	-20,54 / -175,38	5	20
178	15.01.2022	Хунга-Тонга	Тонга	-20,54 / -175,38	5	30
179	07.04.2023	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	12
180	11.04.2023	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	4	20

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300156-5.

1. *Newhall C.G., Self S.* The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. N 2. P. 1231–1238.
2. *Siebert L., Simkin T., Kimberly P.* *Volcanoes of the World*, 3rd ed. Berkeley: University of California Press, 2010. 551 p.
3. Global Volcanism Program. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.volcano.si.edu>. (дата обращения 16.02.2024).

# ДОЛГОТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ИОНОСФЕРНОЙ ИОНИЗАЦИИ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ И ИХ СВЯЗЬ С ВОЗМУЩЕНИЯМИ ТЕРМОСФЕРНОГО МОЛЕКУЛЯРНОГО ГАЗА ВО ВРЕМЯ ГЕОМАГНИТНОЙ БУРИ

Черниговская М.А.<sup>1</sup>, Ратовский К.Г.<sup>1</sup>, Сетов А.Г.<sup>1</sup>, Хабитуев Д.С.<sup>1</sup>, Калишин А.С.<sup>2</sup>, Степанов А.Е.<sup>3</sup>, Белинская А.Ю.<sup>4</sup>, Бычков В.В.<sup>5</sup>, Григорьева С.А.<sup>6</sup>, Панченко В.А.<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН, г. Якутск, Россия

<sup>4</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

<sup>5</sup>Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,  
г. Паратунка, Россия

<sup>6</sup>Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

<sup>7</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН  
им. Н.В. Пушкова, г. Москва, Россия

e-mail: cher@iszf.irk.ru, ratovsky@iszf.irk.ru, setov@iszf.irk.ru, khabituev@iszf.irk.ru,  
askalishin@aari.ru, a\_e\_stepanov@ikfia.sbras.ru, anbell@ngs.ru, vasily@ikir.ru,  
ion@arudaemon.gsras.ru, leo-ion@ya.ru

Исследованы вариации ионосферных и термосферных параметров в северном полушарии на основе анализа данных высоко- и среднеширотной цепей евразийских ионозондов и приемников GPS/ГЛОНАСС в период сильной магнитной бури в октябре 2016 г. На главной фазе магнитной бури над Евразией наблюдался переход от положительного к отрицательному эффекту ионосферной бури как в высоких, так и средних широтах. Эффект отрицательной ионосферной бури на восстановительной фазе был вызван образованием обширных областей атмосферного газа с пониженным отношением концентраций  $[O]/[N_2]$  над регионом высоких и средних широт Евразии.

Для анализа пространственно-временных вариаций ионосферных параметров в период сильного геомагнитного возмущения в октябре 2016 г. используются данные о среднечасовых значениях критической частоты  $f_oF2$  слоя F2 ионосферы по измерениям цепей средне- и высокоширотных евразийских ионозондов. Высокоширотная цепь состоит из 7 ионозондов, расположенных в диапазоне широт 67-71° с.ш. в долготном секторе 26-171° в.д. евразийского континента (рис. 1а, красные метки и подписи). Среднеширотную цепь составляют 8 ионозондов, расположенных в диапазоне широт 50-60° с.ш. в долготном секторе 13-158° в.д. (рис. 1а, белые метки и подписи). Все ионограммы были обработаны вручную с целью минимизации возможных ошибок при автоматизированной обработке. Как и в предыдущих

исследованиях по данным измерений среднеширотной цепи ионозондов [1, 2], для анализа эффектов магнитной бури в вариациях ионосферной ионизации используется критическая частота  $f_oF2$  слоя F2, которая пропорциональна максимальной электронной концентрации F-области NmF2. К сожалению, не работали по техническим причинам ионозонд в Иркутске в период 14-16.10.2016 г. и ионозонд в Норильске – в период 11-19.10.2016 г.



Рисунок 1 – Схемы расположения цепей ионозондов (а) и приемников GPS/ГЛОНАСС (б)

Анализируемая магнитная буря 12-20 октября 2016 г. была "сильной" согласно классификации по индексу  $D_{st}$ . В максимуме бури (вертикальная пунктирная линия с буквой М)  $D_{st}$ -индекс понизился до  $-104$  нТл в 23:00 UT 13 октября 2016 г.;  $PCN_{max} = 6$ ;  $AE_{max} = 1200$  нТл;  $A_p$ -индекс достиг 94 нТл;  $K_p$ -индекс возрастал от 0 до 6<sub>-</sub> (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>).

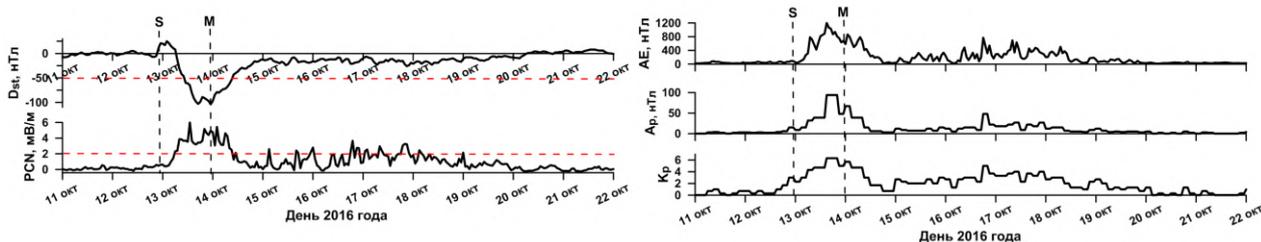


Рисунок 2 – Вариации индексов геомагнитной активности в период бури в октябре 2016 г.

Вертикальными пунктирными линиями показаны моменты начала бури (с буквой S) и момент максимума интенсивности магнитной бури (с буквой М). Пороговые буревые уровни значений индексов  $D_{st}$  и PCN показаны красными горизонтальными пунктирными линиями

Рисунок 3 показывает долготно-временные изменения ионизации ионосферы высоких и средних широт в период геомагнитного возмущения в октябре 2016 г., основываясь на данных ионозондов (рис. 3а,б). Для сравнения на рис. 3в,г приведены вариации вертикального полного электронного содержания ( $vTEC$ ), рассчитанного для исходных выборок данных абсолютного полного электронного содержания с учетом дифференциальных кодовых задержек [3], по измерениям на высоко- и среднеширотной цепях двухчастотных приемников GPS/ГЛОНАСС (рис. 1б). Приемники GPS/ГЛОНАСС находятся вдоль всего широтного круга  $60-70^\circ$  с.ш. и  $50-55^\circ$  с.ш. и хорошо совпадают с расположением цепей ионозондов (рис. 1а).

На рис. 4 показана последовательность карт глобальных пространственных распределений  $[O]/[N_2]$  на высотах термосферы выше  $\sim 100$  км по спутниковым измерениям GUVI TIMED для

каждого дня 12–20 октября 2016 г. в северном полушарии (<http://guvitimed.jhuapl.edu/guvigallery/3on2>). Изменения от дня ко дню глобальных карт позволяет анализировать формирование и временную эволюцию крупномасштабных областей пониженного  $[O]/[N_2]$  в различных широтно-долготных областях. Физический параметр  $[O]/[N_2]$  является одним из ключевых параметров, определяющих состояние системы ионосфера — термосфера во время ионосферных бурь. Следствием понижения  $[O]/[N_2]$  в термосферном газе является уменьшение электронной концентрации в данной области и соответственно развитие эффекта отрицательной ионосферной бури.

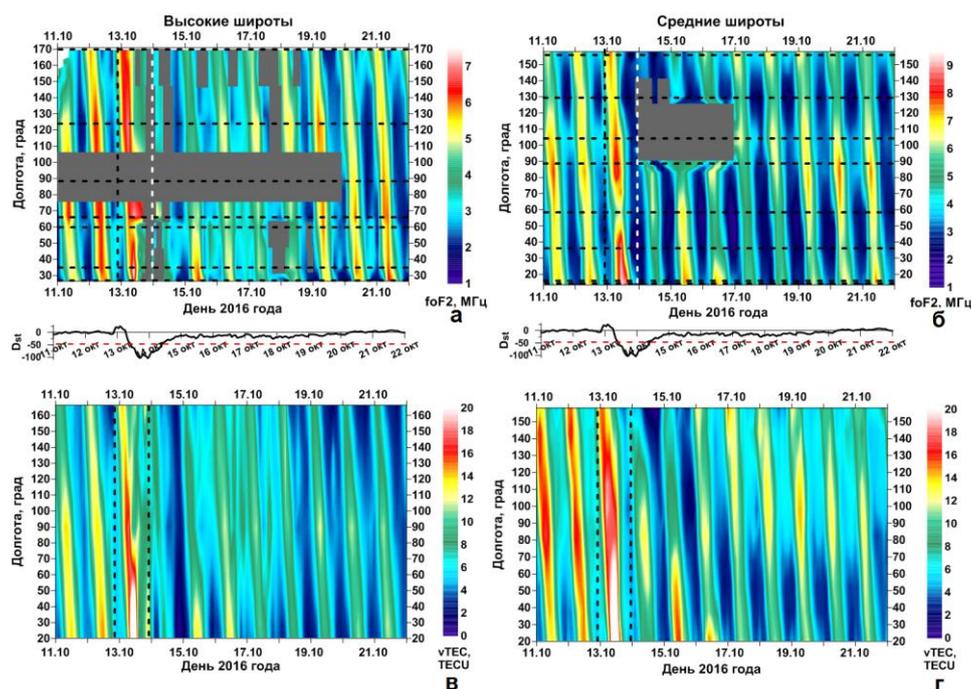


Рисунок 3 – Долготно-временные распределения  $f_oF_2$  по данным высоко- (а) и среднеширотной (б) цепи ионозондов и  $vTEC$  по данным высоко- (в) и среднеширотной (г) цепи приемников GPS/ГЛОНАСС [2]. Время в UT. Вертикальными пунктирными линиями показаны моменты начала бури и максимума интенсивности магнитной бури

Первым откликом ионосферы на начало магнитной бури (пунктир S на рис. 2) был существенный рост ионизации над Евразией в первые часы 13 октября 2016 г. (по UT). В продолжение главной фазы магнитной бури 13 октября (промежуток между пунктирами S и M на рис. 2) в ионосфере наблюдался переход от положительного к отрицательному эффекту ионосферной бури как в высоких (рис. 3а,в), так и средних (рис. 3б,г) широтах. На ранней восстановительной фазе бури в течение всех суток 14 октября отмечалось существенное отрицательное возмущение на высоте максимума ионизации ионосферы, особенно над регионом Дальнего Востока и Европы (рис. 3). Это очень наглядно подтверждается картой пространственного распределения  $[O]/[N_2]$  для 14 октября 2016 г. (рис. 4). Падение ионизации

на главной и восстановительной фазах магнитной бури сопровождалось периодами блэкаутов (полного отсутствия) радиосигналов ионозондов в высоких и средних широтах (отмечены серыми прямоугольниками на рис. 3а,б).

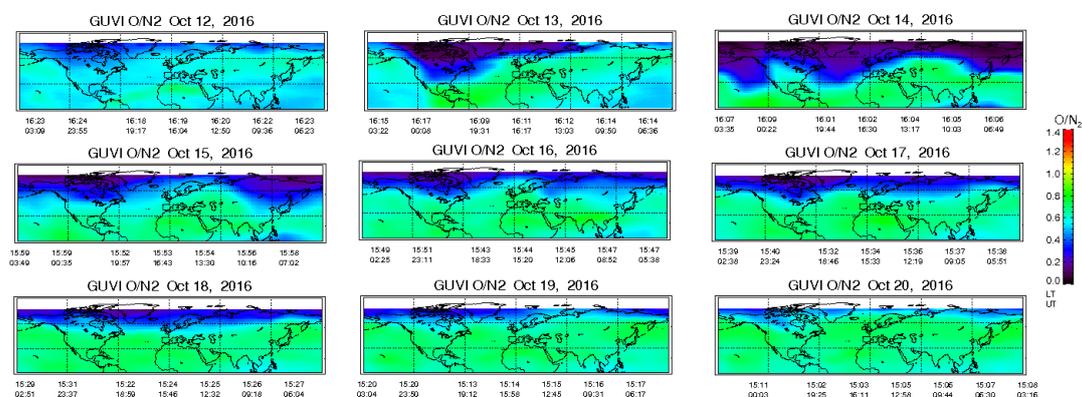


Рисунок 4 – Карты глобальных пространственных распределений  $[O]/[N_2]$  на высотах термосферы выше  $\sim 100$  км по спутниковым измерениям GUVI TIMED для каждого дня 12–20 октября 2016 г. в северном полушарии

Восстановление ионизации в ионосфере высоких широт происходило очень медленно, оно не завершилось даже к 21 октября (рис. 3а, особенно 3в), когда геомагнитная обстановка уже была спокойной. В средних широтах восстановление ионизации началось уже с 15 октября первоначально над регионом Европы (ионозонды в Москве, Пругонице и Юлиусру) (рис. 3б, г). Но затем к 17 октября на эти долготы сместилась с востока область пониженного  $[O]/[N_2]$  (рис. 4), что вновь понизило дневную ионизацию в F2-области ионосферы. Соответственно, с 17 октября начала восстанавливаться ионизация над регионами Приморья Дальнего Востока и Восточной Сибири (ионозонды в Паратунке, Иркутске и Новосибирске) (рис. 3б). На фазе восстановления бури в октябре 2016 г. наибольшее падение ионизации отмечалось по данным ионозондов в Якутске и Екатеринбурге.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта РФФ № 23-27-00322.

1. Черниговская М.А., Шпынев Б.Г., Ясюкевич А.С., Хабитуев Д.С., Ратовский К.Г., Белинская А.Ю., Степанов А.Е., Бычков В.В., Григорьева С.А., Панченко В.А., Коуба Д., Мелич Й. Долготные вариации отклика среднеширотной ионосферы северного полушария на геомагнитную бурю в октябре 2016 г. с помощью мультинструментальных наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 5. С. 305-317.

2. Chernigovskaya M.A., Shpynev B.G., Yasyukevich A.S., Khabituev D.S., Ratovsky K.G., Belinskaya A.Yu., Stepanov A.E., Bychkov V.V., Grigorieva S.A., Panchenko V.A., Kouba D., Mielich J. Longitudinal variations of geomagnetic and ionospheric parameters in the Northern Hemisphere during magnetic storms according to multi-instrument observations // Adv. Space Res. 2021. V. 67. № 2. P. 762–776.

3. Yasyukevich Yu.V., Mylnikova A.A., Polyakova A.S. Estimating the total electron content absolute value from the GPS/GLONASS data // Results Phys. 2015. V. 5. P. 32–33.

# АТМОСФЕРНО-ИОНОСФЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ВЫЗВАННЫЕ ВЫСЫПАНИЕМ ЭНЕРГИЧНЫХ ЭЛЕКТРОНОВ ВО ВРЕМЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

Миронова И.А.<sup>1</sup>, Иванова А.Р.<sup>2</sup>, Базилевская Г.А.<sup>3</sup>, Калегаев В.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Институт ядерной физики им. Скобелева МГУ, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Физический институт им. Лебедева, г. Москва, Россия

e-mail: i.a.mironova@spbu.ru, sandraivanova02@gmail.com, gbaz@rambler.ru,

klg@dec1.sinp.msu.ru

Высыпания энергетических электронов (ВЭЭ) в атмосферу/ионосферу Земли, вызванные различными физическими механизмами и регистрируемые различными приборами, в данной работе изучаются отдельно. Для атмосферно-ионосферных оценок эффектов от высыпаний энергичных электронов использовались ВЭЭ обнаруженные с помощью баллонных наблюдений в районе Мурманска и низкоорбитального спутника Метеор-М2. Для восстановления энергетических спектров использовались спутниковые энергетические каналы от сотен кэВ до МэВ. Для определения атмосферно-ионосферного отклика при высыпании энергичных электронов за исследуемый период времени использовались расчетные скорости ионизации на основе спектров, полученных как со спутников, так и во время аэростатных наблюдений.

Низкоорбитальные спутники и баллонные измерения способны регистрировать потоки энергичных частиц, высыпающихся из внешнего радиационного пояса в атмосферу/ионосферу Земли [1]. Чаще всего высыпания электронов наблюдаются во время геомагнитных возмущений как результат ускорения и рассеяния захваченных частиц в последующим попаданием их в конус потерь. С 1957 г. в Физическом институте им. П. Н. Лебедева регулярно проводятся баллонные измерения ионизирующего излучения в атмосфере [1]. Аэростатные установки измеряют потоки вторичных космических лучей, солнечных протонов, попадающих в атмосферу во время событий энергичных солнечных частиц, а также тормозное излучение электронов при их выпадении из внешнего радиационного пояса в полярную атмосферу Земли. Энергетический спектр высыпающихся электронов восстанавливается по наблюдениям за поглощением тормозного рентгеновского излучения в атмосфере. Методика перехода от потоков рентгеновского излучения в атмосфере к энергетическому спектру электронов была разработана на основе расчетов Монте-Карло [2]. Потоки высыпающихся электронов часто сильно колеблются во времени, поэтому для корректного восстановления спектра выбираются только случаи монотонного возрастания потоков рентгеновского излучения при подъеме баллона. Спутники с полярной орбитой, например Метеор-М2, выполняют измерения, которые

позволяют идентифицировать высыпания по соотношению потоков электронов, измеряемых вертикальным и горизонтальным детекторами.

Для анализа событий высыпаний энергичных электронов, зарегистрированных в 2014-2022 гг. в ходе аэростатных экспериментов над Мурманским регионом определены периоды геомагнитной активности, в ходе которых наблюдались высыпания на малых спутниковых высотах. Данные детекторов полярного спутника Метеор-М2 (каналы 100 кэВ, 700 кэВ и 2 МэВ) показывающие динамику потоков на высотах около 800 км использовались для оценки потоков ВЭЭ на спутниковых высотах.

Отобраны несколько событий, для которых имеется максимально широкий набор магнитосферных измерений магнитного поля, потоков энергичных частиц, параметров волновой активности, а также, измерений плазмы и магнитного поля в солнечном ветре и наземных электромагнитных измерений.

На рисунке 1 приведены примеры сравнения спектров высыпаний энергичных электронов полученных с помощью баллонных наблюдений и с помощью спутника Метеор-М2 во время геомагнитных возмущений октября 2017 года.

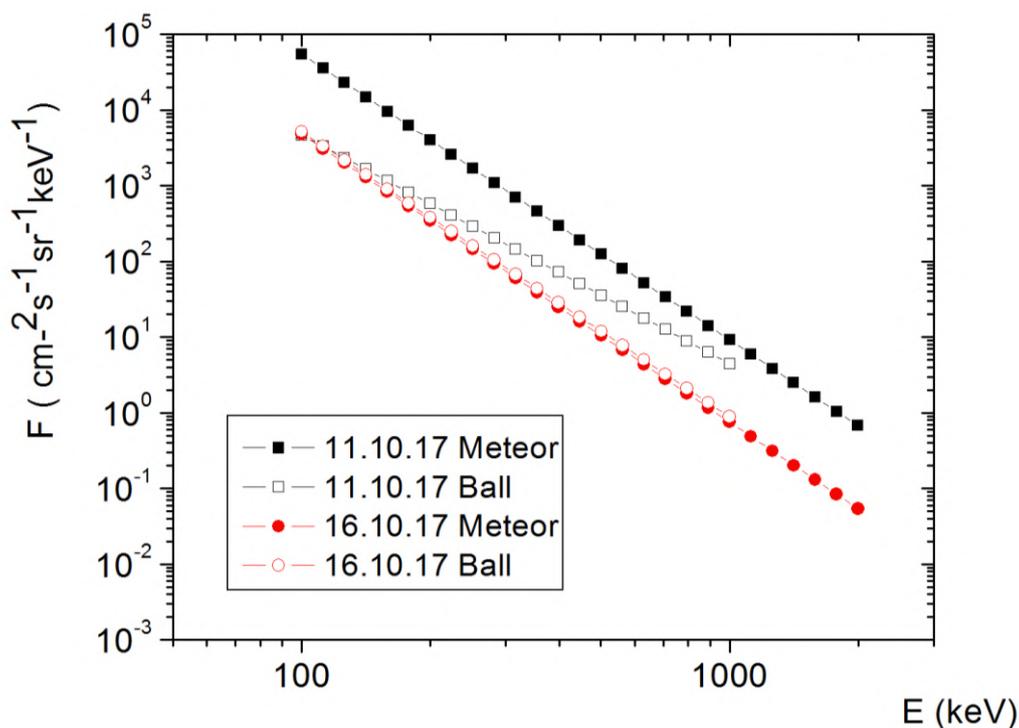


Рисунок 1 – Спектры высыпаний энергичных электронов 11 и 16 октября 2017 г по данным Метеор-М2 и баллонных наблюдений над Мурманским регионом

Из рисунка 1 видно, что не смотря на то, что одни ВЭЭ были зарегистрированы на высоте около 30 км, а другие около 800 км спектры ВЭЭ имеют практически одинаковый угол наклона, а меняется только интенсивность потока частиц. Спектры ВЭЭ по данным Метеор-М2 и

баллонных наблюдений над Мурманским регионом, 16 октября, абсолютно совпадают друг с другом.

Для восстановления скорости ионизации атмосферы необходимо иметь информацию об энергетических спектрах (энергии частиц и интенсивности потока) и параметризации образования ионов. Расчет скоростей ионизации ВЭЭ требует знания параметризации образования ионов с точки зрения функции отклика атмосферы [3]. Функцией реакции атмосферы на ВЭЭ на определенной глубине атмосферы является число пар ионов, создаваемых одним высыпавшимся электроном с начальной энергией на верхней границе атмосферы. В данной работе мы использовали модифицированные функции для моноэнергетических электронов, учитывая как прямую ионизацию первичными электронами, так и вторичное тормозное излучение [3].

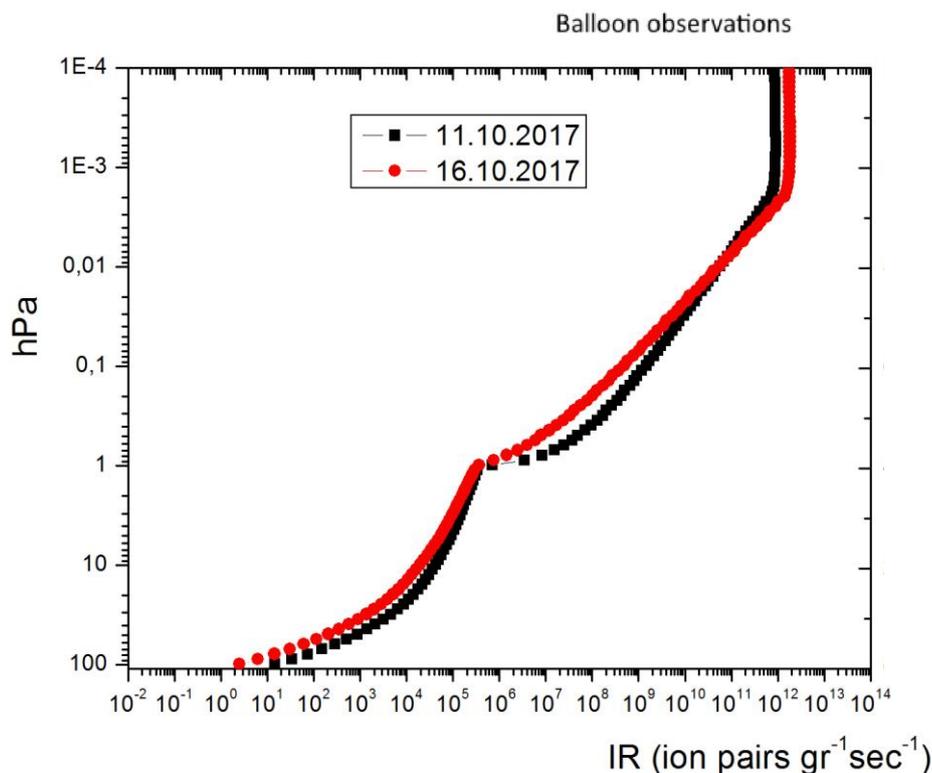


Рисунок 2 – Скорости ионизации атмосферы/ионосферы рассчитанные по спектрам высыпаний энергичных электронов зарегистрированных 11 и 16 октября 2017 г. во время баллонных наблюдений

Скорость ионизации за исследуемый период рассчитывалась с учетом функции отклика атмосферы [4] и спектров высыпаний энергичных электронов зарегистрированных в октябре 2017 г. во время баллонных наблюдений, представленных на рисунке 1. Из рисунка 2 видно, что несмотря на различия в наклоне спектров и интенсивности потоков энергичных электронов 11 и 16 октября 2017 г. скорости ионизации атмосферы/ионосферы создаваемые ВЭЭ достаточно

близки друг к другу во всем высотном диапазоне от 20 км до 120 км и меняются на 12 порядков по высоте.

Работа поддержана грантом РФФИ № 22-62-00048 в рамках задачи «Атмосферные эффекты выпадений энергичных электронов из внешнего радиационного пояса: Часть III».

1. *Bazilevskaya G.A., Kalinin M.S., Krainev M.B., Makhmutov V.S., Stozhkov Y.I., Svirzhevskaya A.K., et al.* Temporal characteristics of energetic magnetospheric electron precipitation as observed during long-term balloon observations // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2020. V. 125. Art. no. e2020JA028033.

2. *Makhmutov V.S., Maurechev E.A., Bazilevskaya G.A., Mironova I.A.* Estimation of energy spectrum of precipitating magnetospheric electrons based on bremsstrahlung X-ray fluxes recorded in the atmosphere // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2023. V. 128. Art. no e2023JA031370.

3. *Mironova I., Kovaltsov G., Mishev A., Artamonov A.* Ionization in the Earth's Atmosphere Due to Isotropic Energetic Electron Precipitation: Ion Production and Primary Electron Spectra // *Remote Sens*. 2021. V. 13. № 20. Art. 4161.

## ЭФФЕКТ ИЗМЕНЕНИЯ ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПОМЕХ В ОБРАТНОЙ ЗАДАЧЕ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Беликович М.В.<sup>1,2</sup>, Куликов М.Ю.<sup>1,2,3</sup>, Чубаров А.Г.<sup>1,2</sup>, Фейгин А.М.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН, г. Нижний Новгород, Россия

<sup>2</sup>ННГУ им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: belikovich@ipfran.ru, kulm@ipfran.ru, a.chubarov@ipfran.ru, feigin@ipfran.ru

При обработке значительных объемов радиометрических наблюдений атмосферы Земли в рамках процедуры восстановления по методу OEM была выявлена особенность — при появлении в спектре сильной помехи, доверительный интервал, полученный прямым семплированием апостериорной плотности вероятности существенно уменьшался. Данное изменение не соответствовало оценке доверительного интервала исходя из формализма анализа ошибок. В работе показано, что причина данного расхождения кроется в необходимости учета вторых производных в оценке доверительного интервала.

Дистанционное зондирование как правило включает в себя некорректную обратную задачу. В процессе развития методов восстановления (решения обратных задач) стало ясно, что результат сильно зависит от используемой процедуры. Дистанционные измерения одной и той же характеристики атмосферы, например, вертикального профиля концентрации стратосферного озона, могут существенно отличаться вследствие различий как в приборах, так и в алгоритме восстановления. Как следствие этого возникла необходимость сравнения наблюдательных систем (прибор + алгоритм). С этой задачей успешно справляется формализм анализа ошибок и характеристики, разработанный и популяризованный Клайвом Роджерсом [1,2]. Данный формализм стал де-факто стандартом в дистанционном зондировании атмосферы Земли. В его основе лежит рассмотрение линеаризованной процедуры восстановления и активное использование аппарата линейной алгебры.

В дистанционном зондировании атмосферы Земли широко используется OEM (Optimal Estimation Method). В его основе лежит вероятностный (байесов) подход. Примечательно, что методы, полученные из других соображений, можно переформулировать в терминах OEM. Поэтому формулировка формализма анализа ошибок OEM имеет большое практическое значение, что подтверждается его повсеместным применением. Приведем ниже основные часто используемые обозначения и соотношения. Наблюдаемые величины (вектор наблюдений) обозначим за  $\vec{y}$ , профиль атмосферной характеристики (вектор состояния), который нужно по ним определить (восстановить) — за  $\vec{x}$ . Считается, что  $\vec{x}$  и  $\vec{y}$  связаны вектор функцией  $\vec{F}$ ,

называемой моделью прямой задачи. В измерениях присутствует гауссов шум  $\vec{\varepsilon}$ . Вышесказанное формально выражается в следующем соотношении

$$\vec{y} = \vec{F}(\vec{x}) + \vec{\varepsilon}. \quad (1)$$

Метод OEM предполагает поиск максимума апостериорной плотности вероятности, то есть вероятностного распределения  $\vec{x}$  при условии фиксированных результатов наблюдения  $\vec{y}$ . Что, в конечном итоге, сводится к минимизации следующего функционала  $L$ :

$$L = (\vec{y} - \vec{F}(\vec{x}))^T S_{\varepsilon}^{-1} (\vec{y} - \vec{F}(\vec{x})) + (\vec{x} - \vec{x}_a)^T S_a^{-1} (\vec{x} - \vec{x}_a), \quad (2)$$

где  $S_{\varepsilon}$  корреляционная матрица шума измерений, а  $\vec{x}_a$  и  $S_a$  среднее и корреляционная матрица априорного распределения, которое также предполагается гауссовым. По сути  $L$  это минус логарифм функции распределения. Рассмотрим линеаризованную вблизи  $\vec{x}^*$  прямую задачу:

$$F(\vec{x}) = K(\vec{x} - \vec{x}^*) + \vec{y}^*, \quad (3)$$

где  $\vec{y}^* = F(\vec{x}^*)$ , а  $K$  матрицы производных. В результате функционал  $L$  можно записать в следующем виде:

$$L = \vec{x}^T (K^T S_{\varepsilon}^{-1} K + S_a^{-1}) \vec{x} - 2[(\vec{y} + K\vec{x}^* - \vec{y}^*)^T S_{\varepsilon}^{-1} K + \vec{x}_a^T S_a^{-1}] \vec{x} + (\vec{y} + K\vec{x}^* - \vec{y}^*)^T S_{\varepsilon}^{-1} (\vec{y} + K\vec{x}^* - \vec{y}^*) + \vec{x}_a^T S_a^{-1} \vec{x}_a \quad (4)$$

Из данного вида следует, что, принимая во внимание связь  $L$  с функцией распределения, в линеаризованной задаче возможные значения  $\vec{x}$  имеют опять же гауссово распределение. Примечательно, что корреляционная матрица этого распределения определяется выражением в скобках первого слагаемого (4):

$$S_x = (K^T S_{\varepsilon}^{-1} K + S_a^{-1})^{-1} \quad (5)$$

Именно она определяет ширину доверительного интервала решения.

В контексте анализа ошибок производные высших порядков, как правило, не рассматриваются в литературе, в первую очередь ввиду сложности их вычисления. По линеаризованной процедуре восстановления делается вывод о локальных свойствах процедуры восстановления. О глобальных свойствах можно судить по результатам линеаризации только в «почти линейном» случае. Производные следующего порядка все равно являются локальной характеристикой и не расширяют область применимости анализа.

Однако на практике встречаются случаи, когда необходимо привлечение вторых производных для описания поведения процедуры восстановления. Цель данной работы — обратить внимание на один из таких случаев. Производились работы по усовершенствованию процедуры восстановления термической структуры средней атмосферы по радиометрическим данным (см. [3,4]). Таким образом,  $\vec{y}$  содержит в себе яркостный спектр собственного излучения атмосферы, принятый микроволновым радиометром [5] в диапазоне вблизи 52 ГГц.

Высотный профиль температуры в линейной параметризации представлен  $\vec{x}$ . В свою очередь,  $\vec{F}$  представляет собой решение уравнения распространения излучения по лучу, включает в себя модель поглощения атмосферного воздуха МРМ [6]. В ходе работ доверительный интервал находился по результатам прямого семплирования плотности вероятности посредством модифицированного алгоритма Метрополиса-Хастингса из семейства МСМС [7]. Производилась обработка большого массива данных натуральных наблюдений (спектральная зависимость яркостной температуры неба). Часть спектров имела явные искажения, вызванные помехой, не отфильтрованной на стадии препроцессинга. Было замечено, что при наличии искажений доверительный интервал заметно уменьшался. Следует отметить, что (5) не объясняет такое изменение доверительного интервала. Искажение очень слабо влияло на результат восстановления ввиду того, что модель прямой задачи не могла воспроизвести форму спектра помехи. Ввиду этого изменения матриц производных  $K$  по сравнению со случаем без помехи незначительно. На тот момент данный эффект считался результатом неправильной работы алгоритма семплирования. Конечно метод OEM не предполагал наличие сильных коррелированных помех, и, по сути, они должны были быть отфильтрованы препроцессингом, но ввиду большой значимости анализа ошибок необходимо его распространение и на такие случаи.

Рассмотрим аппроксимацию  $L$  многочленом Тейлора второго порядка вблизи  $\vec{x}^*$

$$L(\vec{x}, \vec{y}) \approx L(\vec{x}^*, \vec{y}) + \frac{\partial L}{\partial \vec{x}} \Big|_{(\vec{x}^*, \vec{y})} (\vec{x} - \vec{x}^*) + \frac{1}{2} (\vec{x} - \vec{x}^*)^T \frac{\partial^2 L}{\partial \vec{x} \partial \vec{x}} \Big|_{(\vec{x}^*, \vec{y})} (\vec{x} - \vec{x}^*), \quad (6)$$

где для компактности записи под частными производными по векторам понимаются градиент и гессиан соответственно. Следует отметить сходство (4) и (6) с заменой  $\vec{x}$  на  $(\vec{x} - \vec{x}^*)$ . Несложно заметить, что когда  $\vec{x}^*$  — минимум  $L$  (и соответственно максимум апостериорной плотности вероятности), именно член со вторыми производными определяет ширину доверительного интервала. Очевидно, что вторые производные  $L$  должны включать соответствующие производные модели прямой задачи. Приведем выражение для производных в покомпонентной записи:

$$\frac{\partial^2 L(\vec{x}, \vec{y})}{\partial x_t \partial x_v} = 2 \cdot \left[ \sum_{i,j}^m S_{\varepsilon i,j}^{-1} \left\{ \frac{\partial F_i(\vec{x})}{\partial x_v} \frac{\partial F_j(\vec{x})}{\partial x_t} + (F_i(\vec{x}) - y_i) \frac{\partial^2 F_j(\vec{x})}{\partial x_t \partial x_v} \right\} + S_{at,v}^{-1} \right] \quad (7)$$

Пренебрежение членом со вторыми производными обосновано не только и не сколько в силу умеренной (в смысле [2]) нелинейности практически значимых задач дистанционного зондирования, а ввиду того, что разница между модельным спектром и измеренным, стоящая перед второй производной, в основном определяется шумом измерений, в то время как изменения в спектре, связанные с измерением вектора состояния, как правило, не локализованы

так сильно по частоте. Таким образом, и без того малый вклад члена со вторыми производными нивелируется путем умножения его на (в основном) шумовой сигнал.

В случае наличия сильных искажений в анализируемом спектре, которые не могут быть воспроизведены моделью, роль вторых производных в (7) возрастает, что и наблюдалось как уменьшение доверительного интервала, поскольку (7) определяет его ширину. Следует иметь в виду, что значимость члена со вторыми производными в (7) может проявляться и в штатном режиме работы процедуры, например в силу особой важности отдельных спектральных каналов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-12-00064, <https://rscf.ru/project/22-12-00064/>.

1. *Rodgers C.D.* Characterization and error analysis of profiles retrieved from remote sounding measurements // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. № D5. P. 5587–5595.

2. *Rodgers C.D.* Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice. World Scientific Publishing Co., 2000. P. 238.

3. *Караитин Д.А., Мухин Д.Н., Скалыга Н.К., Фейгин А.М.* Восстановление вертикального профиля температуры стратосферы по данным наземных измерений спектра собственного излучения атмосферы в миллиметровых линиях поглощения молекулярного кислорода // *Известия Российской академии наук. Серия физическая.* 2009. Т. 73. № 12. С. 1755-1761

4. *Караитин Д.А., Мухин Д.Н., Скалыга Н.К., Фейгин А.М.* Байесов подход к восстановлению вертикального профиля температуры стратосферы по данным наземных измерений солнечного излучения в миллиметровых линиях поглощения молекулярного кислорода // *Известия высших учебных заведений. Радиофизика.* 2009. Т. 52. №10. С. 785-794

5. *Куликов М.Ю., Красильников А.А., Швецов А.А., Федосеев Л.И., Рыскин В.Г., Кукин Л.М., Мухин Д.Н., Беликович М.В., Караитин Д.А., Скалыга Н.К., Фейгин А.М.* Одновременные микроволновые измерения концентрации озона и температуры средней атмосферы с поверхности Земли // *Известия высших учебных заведений. Радиофизика.* 2015. Т. 58. № 6 С. 454-464.

6. *Liebe H.J.* MPM—An atmospheric millimeter-wave propagation model // *Int J Infrared Milli Waves.* 1989. V. 10. P. 631–650.

7. *Chib S., Greenberg E.* Understanding the Metropolis-Hastings Algorithm // *The American Statistician.* 1995. V. 49. № 4. P. 327–335.

# ИЗМЕНЕНИЯ АМПЛИТУДЫ И ФАЗЫ ОНЧ РАДИОСИГНАЛА ПЕРЕДАТЧИКА NWC ПРИ РЕГИСТРАЦИИ В ЯКУТСКЕ ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНОГО ЗАТМЕНИЯ 20 АПРЕЛЯ 2023 Г

Корсаков А.А., Козлов В.И., Каримов Р.Р.

Институт космических исследований и астрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

г. Якутск, Россия

e-mail: korsakovaa@ikfia.ysn.ru, vkozlov@ikfia.ysn.ru, karimov@ikfia.ysn.ru

Во время солнечного затмения 20 апреля 2023 года при затенении Луной радиотрассы NWC – Якутск зарегистрированы вариации амплитуды и фазы ОНЧ радиосигнала. Максимальное уменьшение амплитуды составило 1,4 дБ (3:40:30 UT), а повышение фазовой задержки сигнала составило 0,303 радиан (3:42:36 UT). Определен коэффициент, связывающий изменение эффективной высоты волновода Земля – ионосфера и логарифм отношения потока солнечного излучения во время затмения к полному потоку:  $H = 1,38 \pm 0,08$  км. Максимальное изменение высоты волновода в период максимального затенения радиотрассы NWC – Якутск (3:42:36 UT) составило  $\Delta h = 2,21$  км (линейная фаза затмения  $\Phi = 0,916$  на участке  $68^\circ$  N,  $132^\circ$  E).

Электромагнитные сигналы диапазона очень низких частот (ОНЧ: 3 – 30 кГц) способны распространяться на большие расстояния в волноводе Земля – нижняя ионосфера. При солнечном затмении диск Луны перекрывает поток ионизирующего излучения Солнца. Потоки ультрафиолетового и рентгеновского излучений являются основными источниками дневной ионизации нижней ионосферы (область D: 50 – 90 км). Чувствительным к таким изменениям является регистрация параметров ОНЧ радиосигналов, трассы распространения которых затеняются Луной [1].

20 апреля 2023 г наблюдалось гибридное солнечное затмение. Область наилучшей его видимости попадало в экваториальные и тропические широты южного полушария. Затмение достигало своего максимума в 04:17:56 UT, линейная фаза затмения  $\Phi = 1,0132$  ( $9,6^\circ$  S,  $125,8^\circ$  E), длилось 1 минуту 16 секунд, ширина лунной тени на поверхности земли составила 49 км [2].

В г. Якутске ( $62,02^\circ$  N,  $129,70^\circ$  E) организована регистрация сигналов радионавигационных станций ОНЧ диапазона. Регистрирующий комплекс: штыревая антенна, предварительный усилитель, АЦП и ноутбук с программой регулярной записи длительностью по 4 секунды с интервалом 126 секунд [3].

На рис. 1 представлены суточные вариации амплитуды и фазы ОНЧ сигнала радиопередатчика NWC (19,8 кГц, Австралия,  $21,82^\circ$  S,  $114,17^\circ$  E) при регистрации в Якутске 20.04.2023 г. Также представлены суточные изменения амплитуды и фазы, полученные медианным усреднением с 18 по 22 апреля 2023 г.

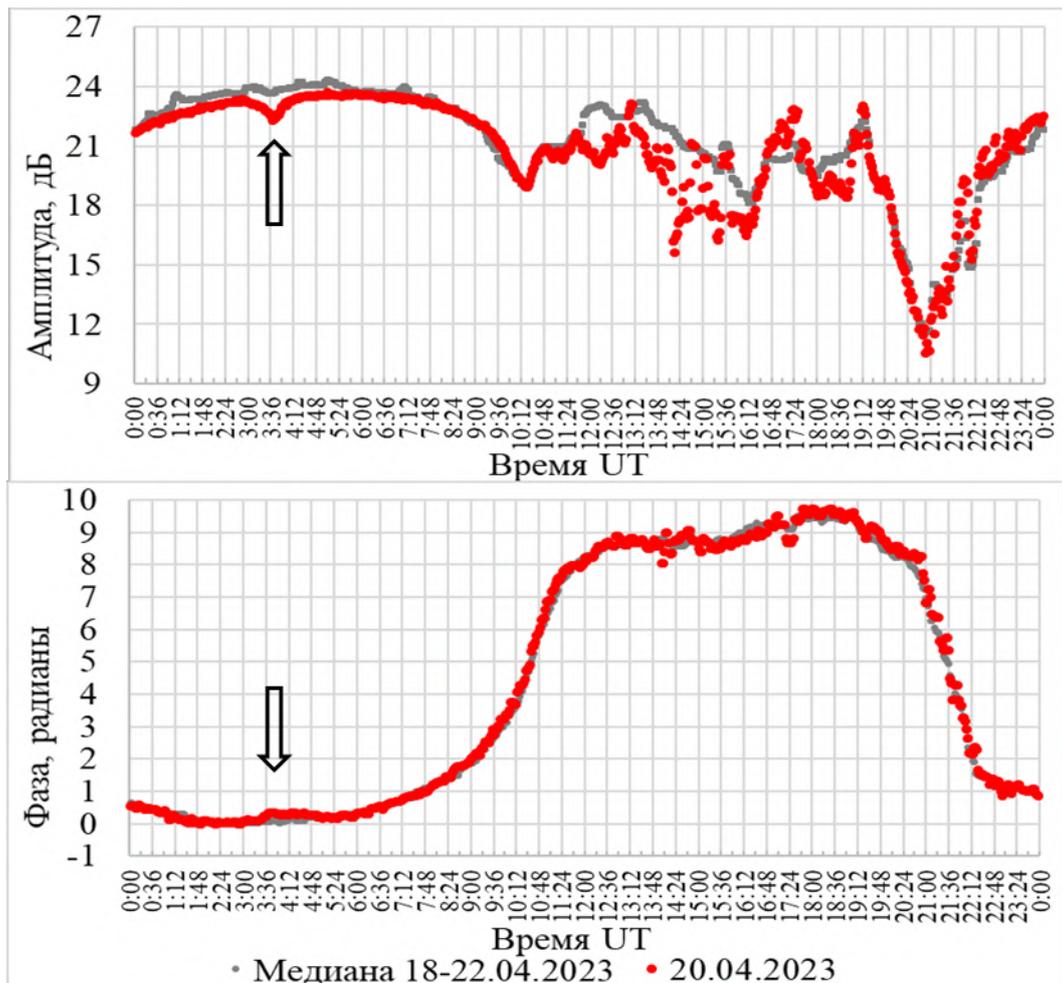


Рисунок 1 – Суточные вариации амплитуды и фазы сигнала радиопередатчика NWC при регистрации в Якутске

Радиотрасса NWC – Якутск протяженностью 9400 км ориентирована практически вдоль одного меридиана, пересекает экватор. При затенении Луной радиотрассы NWC – Якутск 20 апреля 2023 г с 3:02:42 до 4:33:00 UT регистрируется незначительное понижение амплитуды, которое в максимуме составило 1,4 дБ (3:40:30 UT). Зарегистрировано повышение фазовой задержки радиосигнала NWC с 2:56:24 до 5:04:30 UT. Максимальное повышение фазовой задержки составило 0,303 радиан (3:42:36 UT). Следует отметить, что рассматриваемый временной интервал для суток с 18 по 22 апреля соответствует полностью дневным условиям распространения ОНЧ сигнала по протяженной радиотрассе NWC – Якутск. Регистрируемые эффекты солнечного затмения в понижении амплитуды и повышении фазовой задержки 20 апреля 2023 г соответствуют приближению ночных условий у передатчика, когда большая часть радиотрассы со стороны приемника остается освещенной.

Параметр, характеризующий фазу ОНЧ радиосигнала:  $h$  – эффективная высота волновода, как уровень постоянной концентрации электронов ионосферы вдоль трассы распространения. Любому фиксированному значению концентрации электронов соответствуют различные

высоты. Предполагается, что излучение по диску Солнца и его короне распределено равномерно, а зенитный угол Солнца за время затмения остается постоянным.

Полный поток ионизирующего излучения в дневное время представим виде суммы потоков от диска Солнца  $I_D = b \cdot S(\Phi)$  и его короны  $I_k$ , а также от ночных дополнительных источников ионизации  $I_n$ . Где  $S(\Phi)$  – площадь открытой части диска Солнца,  $b$  – коэффициент пропорциональности.  $\Phi$  – линейная фаза затмения. Выразив  $b$  через значение полного потока ионизирующего излучения в дневное время, изменение высоты представим в виде [4]:

$$\Delta h = H \cdot \ln \left[ \frac{I_n}{I_{\text{дн}}} \left( 1 - \frac{S(\Phi)}{S_0} \right) + \frac{I_k}{I_{\text{дн}}} \left( 1 - \frac{S(\Phi)}{S_0} \right) + \frac{S(\Phi)}{S_0} \right], \quad (1)$$

где  $H$  – нормировочный коэффициент,  $S_0$  – полная (открытая) площадь солнечного диска.

Трасса разбита на  $n$  элементов, длиной по  $\Delta r = 200$  км. Воспользуемся одномодовым приближением для радиотрассы NWC – Якутск, фаза радиосигнала  $\varphi$  по длине трассы  $r$  [5]:

$$\varphi = \sum_{i=1}^n \beta_i \Delta r. \quad (2)$$

Для оценки изменения фазы ОНЧ радиосигнала с расстоянием  $\beta$  воспользуемся выражением [5]:

$$\beta (\text{рад} / \text{Мм}) = 20,95 \cdot 10^{-3} \cdot f \cdot \left( 1 - \frac{V_1}{c} \right),$$

где  $f$  – частота сигнала,  $V_1$  – фазовая скорость первой моды, радиус Земли  $R_3$ :

$$\frac{V_1}{c} - 1 = \frac{\pi^2}{8k^2 h^2} - \frac{h}{2R_3} \left( 1 - \frac{4}{\pi^2} \right).$$

На частоте 19,8 кГц  $\beta$  описывается линейным трендом с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,99$ :

$$\beta(h) = 0,0581 \cdot h - 1,48 \quad (3)$$

Представим отклонения фазы радиосигнала в период затмения  $\varphi_3$  от значения фазы медианного усреднения невозмущенных суток 18 – 22 апреля  $\varphi_0$  на основе выражений (2) и (3):

$$\Delta \varphi = \varphi_3 - \varphi_0 = \sum_{i=1}^n 0,0581 \cdot \Delta h_i \cdot \Delta r.$$

С учетом выражения (1):

$$\Delta \varphi = 0,0581 \cdot \Delta r \cdot H \cdot \sum_{i=1}^n \left( \ln \left[ \frac{I_n}{I_{\text{дн}}} \left( 1 - \left( \frac{S(\Phi)}{S_0} \right)_i \right) + \frac{I_k}{I_{\text{дн}}} \left( 1 - \left( \frac{S(\Phi)}{S_0} \right)_i \right) + \left( \frac{S(\Phi)}{S_0} \right)_i \right] \right). \quad (4)$$

По бесселевым элементам затмения 20.04.2023 [6], по алгоритмам [7], получено распределение отношения площадей открытой части Солнца к полной  $S(\Phi)/S_0$  вдоль

радиотрассы NWC – Якутск, с разрешением  $\Delta r = 200$  км и  $\Delta t = 126$  секунд для каждого элемента радиотрассы.  $I_H/I_{\Delta h} = 0,01$  [8] и  $I_K/I_{\Delta h} = 0,1$  [9], методом наименьших квадратов, по вариациям фазы радиосигнала  $\Delta\varphi$  определен коэффициент  $H$ , связывающий изменение эффективной высоты волновода Земля – ионосфера и логарифм отношения потока солнечного излучения во время затмения к полному потоку:  $H = 1,38 \pm 0,08$  км. Максимальное изменение высоты волновода в период максимального затенения радиотрассы NWC – Якутск (3:42:36 UT) составило  $\Delta h = 2,21$  км (линейная фаза затмения  $\Phi = 0,916$  на участке трассы  $68^\circ$  N,  $132^\circ$  E).

1. *Rozhnoi A., Solovieva M., Shalimov S., Ouzounov D., Gallagher P., Verth G. et al.* The effect of the 21 August 2017 total solar eclipse on the phase of VLF/LF signals // *Earth and Space Science*. 2020. V. 7. P. e2019EA000839.

2. Каталог солнечных затмений. Гибридное солнечное затмение 20 апреля 2023 года. [Электронный ресурс]. URL: [https://www.secl.ru/eclipse\\_catalog/2023\\_4\\_20.html](https://www.secl.ru/eclipse_catalog/2023_4_20.html) (дата обращения 23.03.2024).

3. *Korsakov A.A., Cherniakov S.M., Kozlov V.I., Karimov R.R.* Variations of low ionosphere parameters during partial solar eclipse on August 11, 2018 by the VLF signal phase variations and the partial reflections method // *Proc. SPIE*. 2019. V. 11208. Art. 112088U.

4. *Моисеенко Л.Н., Шубова Р.С.* Изменение эффективной высоты ионосферы в период солнечного затмения // *Известия вузов. Радиофизика*. 1978. Т. XXI. №2. С. 269-274.

5. *Орлов А.Б., Азарнин Г.В.* Основные закономерности распространения сигналов СДВ-диапазона в волноводном канале Земля – ионосфера // *Проблемы дифракции и распространения волн: сб. ст. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. Вып. X. С. 3–107.*

6. Кольцеобразно-полное солнечное затмение 20 апреля 2023 г. ИПА РАН [Электронный ресурс]. URL: <https://iaaras.ru/media/data/ae2023/20230420soa.txt> (дата обращения 10.07.2023).

7. *Дагаев М.М.* Солнечные и лунные затмения. М.: Наука. 1978. 208 с.

8. *Иванов-Холодный Г.С., Никольский Г.М.* Солнце и ионосфера. М.: Наука. 1969. 456 с.

9. *Альперт Я.Л.* Распространение электромагнитных волн и ионосфера. Изд. 2-е, переработанное и дополненное. М.: Наука, 1972. 564 с.

# ДВА МЕТОДА ОЦЕНКИ ТРЕНДА ИОНОСФЕРНОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПО ДАННЫМ ИРКУТСКИХ ИОНОЗОНДОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ

Ратовский К.Г., Жеребцов Г.А., Медведева И.В.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

E-mail: ratovsky@iszf.irk.ru, gaz@iszf.irk.ru, ivmed@iszf.irk.ru

Представлены два метода оценки долговременного тренда максимума электронной концентрации NmF2 по данным иркутских ионозондов. Первый метод оценки тренда NmF2 заключался в регрессионном анализе, изначально включающем в себя вклады солнечной и геомагнитной активности, а также наличие долговременного тренда. Второй метод оценки тренда сделан на основе анализа изменения коэффициентов простой регрессии NmF2 на F10.7 от цикла к циклу. Для дневных условий метод оценки тренда, основанный на множественной регрессии и метод оценки тренда, основанный на анализе изменения коэффициентов регрессии от цикла к циклу, дали близкий результат: тренд дает уменьшение NmF2 на  $\sim 0.5 \cdot 100\,000$  электронов в кубическом сантиметре за 100 лет.

Для исследования долговременных изменений ионосферной электронной концентрации нами использовались следующие наборы данных: данные иркутской аналоговой автоматической ионосферной станции (АИС) за 1955-1996 гг.; данные иркутского цифрового ионозонда DPS-4 за 2003-2021 гг. и значения индексов солнечной активности и геомагнитной активности за 1955-2021 гг., доступные на веб-сайте <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>. Рассмотренный период данных (1955-2021) покрывает 6 циклов солнечной активности (солнечные циклы 19-24). В качестве ионосферной характеристики использовалось значение максимума электронной концентрации NmF2. В качестве индикаторов солнечной и геомагнитной активности использовались индексы F10.7 и Ap, соответственно.

Первый метод оценки тренда NmF2 заключался в регрессионном анализе, изначально включающем в себя как вклады солнечной и геомагнитной активности, так и наличие долговременного тренда. Для оценки вкладов различных факторов использовались три типа регрессии:

простая регрессия на F10.7:  $NmF2 = N_0 + N_1 \cdot (F10.7 - 69) / 100$ ;

множественная регрессия на F10.7 и Ap:  $NmF2 = N_0 + N_1 \cdot (F10.7 - 69) / 100 + N_2 \cdot (Ap - 4) / 10$ ;

и множественная регрессия на F10.7, Ap и время:

$NmF2 = N_0 + N_1 \cdot (F10.7 - 69) / 100 + N_2 \cdot (Ap - 4) / 10 + N_3 \cdot (Y - 1988) / 100$ ;

где Y – год, коэффициент N0 – значение NmF2 в минимуме солнечной и геомагнитной активности (F10.7 = 69, Ap = 4), коэффициент N1 – изменение NmF2 с ростом F10.7 на 100,

коэффициент N2 – изменение NmF2 с ростом Ap на 10, коэффициент N3 – изменение NmF2 за 100 лет в результате тренда.

Регрессия на NmF2 на F10.7, Ap и время (Рисунок 1, синяя линия) показала, что наибольшие ошибки регрессии (отрицательные отклонения) наблюдаются в 1957-1958 гг. (максимум цикла 19) и 1989-1991 гг. (максимум цикла 22). Аномалия зависимости NmF2 от F10.7 в максимуме цикла 22 отмечалась ранее в работах [1,2]. Чтобы исключить влияние на тренд значений NmF2 в максимумах циклов 19 и 22 из регрессионного анализа были исключены годы с F10.7 < 175 (Рисунок 1, красная линия).

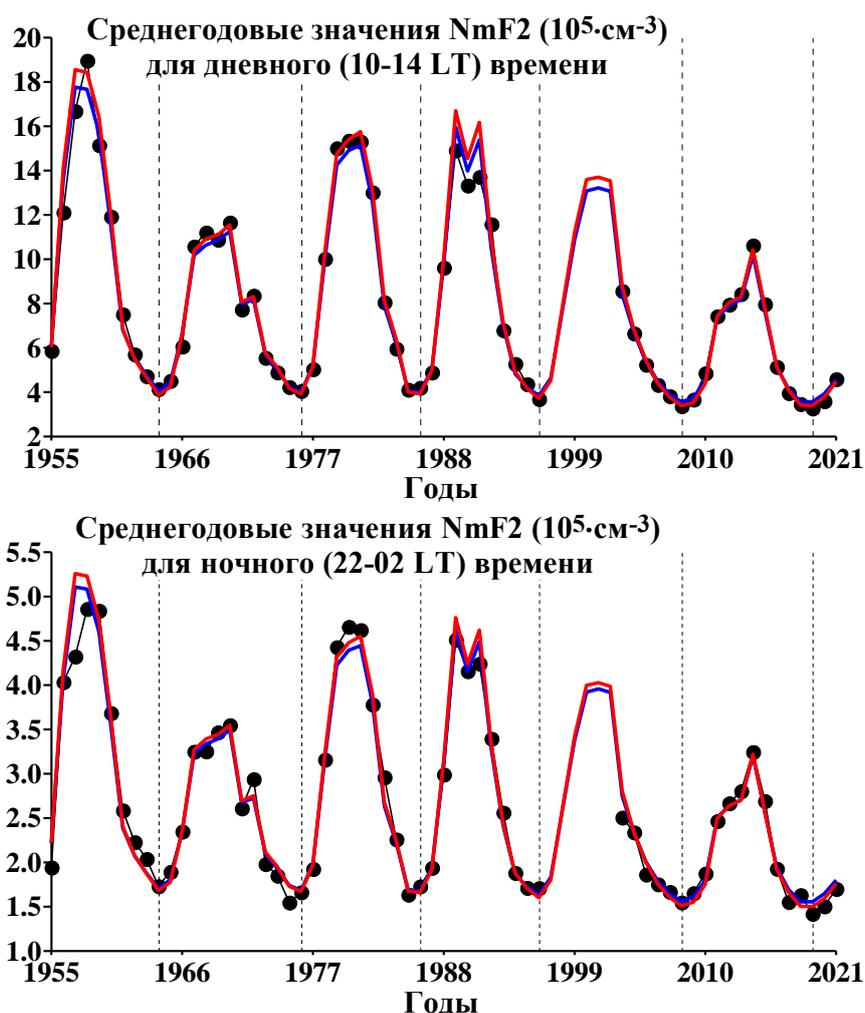


Рисунок 1 – Вариации среднегодовых значений NmF2 и результаты регрессии с использованием всех лет (красным) и годов с F10.7 < 175 (синим)

В Таблице 1 приведены полученные коэффициенты множественных регрессий на F10.7, Ap и время для 4-х вариантов (день и ночь, все годы и годы с F10.7 < 175).

Таблица 1. Коэффициенты множественных регрессий на F10.7, Ap и время

Период / Время суток	N0	N1	N2	N3
Все годы / День	3.75	8.70	-0.23	-0.65
Годы с F10.7 < 175/ День	3.50	9.19	-0.05	-0.49
Все годы / Ночь	1.63	2.16	-0.07	-0.23
Годы с F10.7 < 175/ Ночь	1.57	2.25	-0.04	-0.26

Из Таблицы 1 видно, что исключение годов с  $F10.7 > 175$  приводит к заметному изменению коэффициентов. Для дневных условий N0 уменьшается на ~7%, N1 увеличивается на ~6%, N2 уменьшается на ~78% (т.е. в ~4.5 раза) и N3 уменьшается на ~25%. Для ночных условий N0 уменьшается на ~4%, N1 увеличивается на ~4%, N2 уменьшается на ~43% (т.е. в ~1.8 раза) и N3 увеличивается на ~13%. Отрицательные значения коэффициента N3, соответствующие отрицательному тренду, согласуются с основными результатами работы [3].

Для оценки вкладов солнечной активности, геомагнитной активности и долговременного тренда можно воспользоваться полученными коэффициентами и экстремальными изменениями  $F10.7=163$ ,  $Ap=20$  и  $Y=66$  за рассматриваемый период, используя формулу множественной регрессии NmF2 на F10.7, Ap и Y. В Таблице 2 приведены оценки вкладов F10.7, Ap и Y.

Таблица 2. Оценки вкладов F10.7, Ap и Y

Период / Время суток	F10.7	Ap	Тренд
Все годы / День	14.1	-0.45	-0.43
Годы с F10.7 < 175/ День	14.9	-0.10	-0.32
Все годы / Ночь	3.5	-0.14	-0.15
Годы с F10.7 < 175/ Ночь	3.6	-0.08	-0.17

Из Таблицы 2 видно, что вклад солнечной активности превышает вклад геомагнитной активности в ~ 25-150 раз и вклад тренда в ~ 21-46 раз. Необходимо отметить, что исключение годов с  $F10.7 > 175$  приводит к существенному уменьшению коэффициента N2 (в ~ 4.5 раза для дня и в ~ 1.8 раза для ночи), тогда как изменение коэффициента N3 заметно меньше (~ 25% для дня и в ~ 13% для ночи). Из этого можно предположить, что в случае использования всех годов коэффициент N2 отражает не столько вклад геомагнитной активности, сколько попытку скомпенсировать аномально низкие значения NmF2 в максимумах циклов 19 и 22. При этом эффект тренда более стабилен, демонстрируя в обоих случаях отрицательный тренд с сопоставимыми коэффициентами.

Альтернативный анализ долговременного тренда можно сделать на основе анализа изменения коэффициентов простой регрессии NmF2 на F10.7 от цикла к циклу (Рисунок 2). Как и ожидалось, коэффициенты для циклов 19 и 22 заметно отличаются от коэффициентов, полученных для других циклов. В дневных условиях коэффициент N0 для циклов 19 и 22 составляют ~3.9, тогда как для других циклов меняются от 3.4 до 3.5, коэффициенты N1 для

циклов 19 и 22 составляют 8.3 и 7.7, тогда как для других циклов меняются от 8.7 до 9.4. Линейные тренды, построенные для коэффициентов циклов 20, 21, 23 и 24, дали следующие значения: тренд N0 = - 0.13 / 10 циклов и тренд N1 = - 0.56 / 10 циклов. Для оценки вкладов трендов коэффициентов в тренд NmF2 была использована формула простой регрессии NmF2 на F10.7: тренд NmF2 = тренд N0 + тренд N1 ( $\langle F10.7 \rangle - 69$ )/100, где  $\langle F10.7 \rangle = 122$  – среднее значение F10.7 за все анализируемые циклы. Полученная оценка тренда NmF2 = - 0.43 / 10 циклов близка к оценке, полученной с помощью множественной регрессии на F10.7, Ар и время: N3 = -0.49 / 100 лет (10 циклов примерно эквивалентно 110 годам). Для ночных условий аналогичная методика дала тренд N0 = - 0.01 / 10 циклов, тренд N1 = - 0.70 / 10 циклов и оценку тренда NmF2 = - 0.38 / 10 циклов. Данная оценка заметно превышает N3 = -0.26 / 100 лет для ночных условий. Причина этого различия связана с завышением ночного тренда N1 (- 0.70 / 10 циклов) из-за аномально низкого значения N1 = 1.67 в цикле 23 (причины на настоящий момент не ясны).

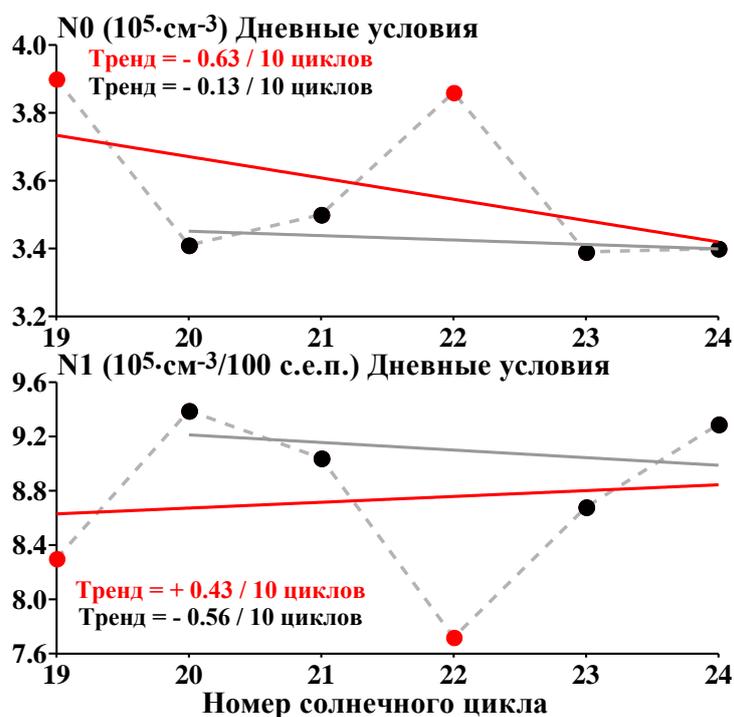


Рисунок 2 – Изменения коэффициентов простой регрессии NmF2 на F10.7 от цикла к циклу

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда No 22-17-00146, <https://rscf.ru/project/22-17-00146/>.

1. Lastovicka J. Is the relation between ionospheric parameters and solar proxies stable? // Geophysical Research Letters. 2019. V. 46. № 24. P. 14208-14213.

2. Данилов А.Д., Ванина-Дарт Л.Б. Сравнение величин foF2 в дневное время и после захода Солнца // Геомагнетизм и аэрномия. 2010. Т. 50. № 1. С. 61-66.

3. Bremer J. Trends in the ionospheric E and F regions over Europe // Annales Geophysicae. 1998. V. 16. № 8. P. 986-996.

# КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ КОРОТКОПЕРИОДНОЙ ВОЛНОВОЙ АКТИВНОСТИ В ОБЛАСТИ МЕЗОПАУЗЫ И F2-СЛОЕ ИОНОСФЕРЫ

Медведева И.В., Ратовский К.Г., Толстиков М.В.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: ivmed@iszf.irk.ru, ratovsky@iszf.irk.ru, maxim@iszf.irk.ru

Представлены результаты корреляционного анализа волновой активности с периодами внутренних гравитационных волн на высотах области мезопаузы и в F2-слое ионосферы. Для анализа использованы данные спектрометрических и радиофизических измерений на комплексе инструментов ИСЗФ СО РАН. Корреляционный анализ короткопериодной изменчивости температуры области мезопаузы  $\sigma_{Tm}$  и максимума электронной концентрации  $\sigma_{NmF2}$  показал, что учет временного сдвига приводит к существенному росту корреляции (значения коэффициентов корреляции группируются вблизи  $\sim 0.6$ ). Обсуждаются возможные причины запаздывания или опережения вариаций  $\sigma_{NmF2}$  относительно  $\sigma_{Tm}$ .

Структура и динамика атмосферы Земли определяется сложным взаимодействием динамических, радиационных, химических, термических и электродинамических процессов, а также влиянием солнечной и геомагнитной активности. Волновые процессы являются основным механизмом переноса энергии между различными атмосферными слоями. При распространении волны снизу вверх происходит рост ее амплитуды, вследствие уменьшения плотности атмосферы с высотой. Таким образом, хотя мелкомасштабные волновые возмущения с периодами внутренних гравитационных волн (ВГВ) относительно малы на высоте возникновения, при достижении возмущений высот мезосферы и термосферы их амплитуды становятся значительными, вызывая возмущения параметров верхней атмосферы. Изменчивость ионосферных параметров вызвана воздействием геомагнитной и солнечной активности, а также влиянием динамических процессов, происходящих в нижних слоях атмосферы. На состояние области мезопаузы (80-100 км) влияют как солнечное излучение, так энергия диссипации волновых процессов, возникающих в нижних слоях атмосферы.

Целью настоящей работы являлся корреляционный анализ проявления активности атмосферных волн с периодами ВГВ в области мезопаузы и F2-слое ионосферы.

**Используемые данные и методика анализа.** В исследовании использовались экспериментальные данные, полученные на комплексе инструментов ИСЗФ СО РАН в 2013-2018 гг. Для анализа проявления волновой активности в области мезопаузы были использованы данные о вращательной температуре молекулы гидроксила (полоса OH(6-2) 834.0 нм,  $\sim 87$  км), получаемой из спектрометрических измерений в Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН (51.8°N, 103.1°E, Торы) с временным разрешением 10 мин. Вращательная температура

молекулы гидроксила отображает температуру атмосферы на высотах мезопаузы. Для каждой ночи наблюдений были рассчитаны стандартные отклонения температуры мезопаузы в ночном ходе  $\sigma T_m$  (т.е. изменчивость  $T_m$ ), с помощью которых можно анализировать проявление активности волн с периодами ВГВ на этих высотах. Для анализа проявления волновой активности на ионосферных высотах были использованы значения максимума электронной концентрации ( $NmF2$ ) по данным Иркутского ионозонда вертикального зондирования ( $52.3^\circ N$ ,  $104.3^\circ E$ ). Были рассчитаны и проанализированы среднеквадратичные значения относительных возмущений  $NmF2$  в диапазоне периодов ВГВ, т.е. изменчивость  $NmF2$ , далее обозначаемая как  $\sigma NmF2$ . Подробно методика изложена в работах [1, 2, 3]. В работе использован метод корреляционного анализа.

**Результаты и обсуждение.** Ранее мы проводили анализ усредненных за 2008–2015 гг сезонных вариаций изменчивости температуры мезопаузы и **максимума** электронной концентрации с периодами ВГВ, который выявил как общие особенности, так и различия в поведении анализируемых параметров [3]. В настоящем исследовании для поиска корреляционных связей мы используем рассчитанные для каждого дня года значения  $\sigma T_m$  и  $\sigma NmF2$ .

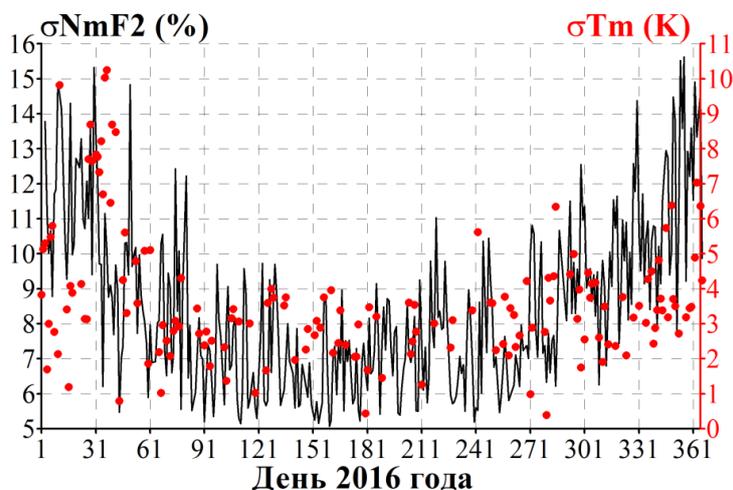


Рисунок 1 – Вариации короткопериодных изменчивостей температуры мезопаузы  $\sigma T_m$  (красный) и максимума электронной концентрации  $\sigma NmF2$  (черный) в 2016 г.

На рисунке 1 в качестве примера приведены вариации анализируемых параметров в 2016 г. Видно, что в отдельные временные интервалы поведение  $\sigma T_m$  и  $\sigma NmF2$  имеет согласованный характер. Так, в конце января-начале февраля 2016 г., когда над северным полушарием развилось зимнее внезапное стратосферное потепление [4], наблюдалась повышенная волновая активность как на высотах области мезопаузы, так и в F2-слое ионосферы (Рис.2).

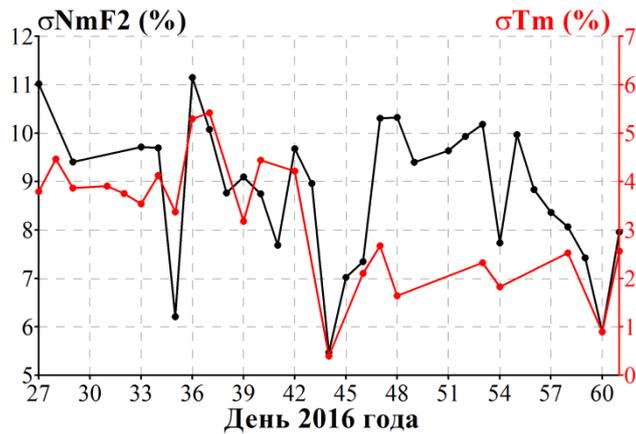


Рисунок 2 – Вариации короткопериодных изменчивостей температуры мезопаузы  $\sigma T_m$  (красный) и максимума электронной концентрации  $\sigma N m F_2$  (черный) в январе-феврале 2016 г.

Поскольку как  $\sigma T_m$ , так и  $\sigma N m F_2$  являются функцией дня года, корреляционный анализ выявляет согласованность их вариаций ото дня ко дню. Первоначально было сделано предположение, что ВГВ распространяются непосредственно из нижележащей атмосферы в мезосферу и ионосферу, вызывая тем самым как возмущения  $T_m$ , так и возмущения  $N m F_2$ . Усиление/ослабление активности ВГВ должны таким образом вызывать соответствующий рост и уменьшение как  $\sigma T_m$ , так и  $\sigma N m F_2$ , и в таком случае значения коэффициента корреляции  $\sigma T_m$  и  $\sigma N m F_2$  должны были быть достаточно высокие. Результаты расчетов скользящих коэффициентов корреляции  $\sigma T_m$  и  $\sigma N m F_2$  на 27-дневном интервале представлены на Рисунке 3а.

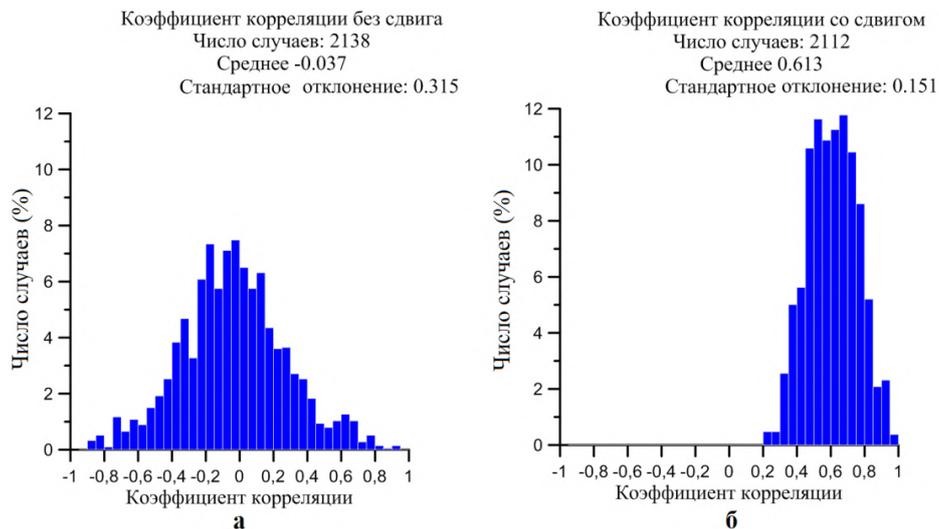


Рисунок 3 – Скользящие коэффициенты корреляции  $\sigma T_m$  и  $\sigma N m F_2$  на 27-дневном интервале: а – без сдвига, б – со сдвигом

Из Рисунка 3а видно, что значения коэффициентов корреляции  $\sigma T_m$  и  $\sigma N m F_2$  группируются вблизи нулевого значения ( $-0.037 \pm 0.315$ ), высокие положительные и отрицательные значения являются редкими случаями. Потенциальной причиной низкой

корреляции  $\sigma_{Tm}$  и  $\sigma_{NmF2}$  может являться запаздывание или опережение вариаций  $\sigma_{NmF2}$  относительно  $\sigma_{Tm}$ . Для учета этого эффекта был осуществлен расчет коэффициентов корреляции с учетом сдвига  $\sigma_{Tm}$  и  $\sigma_{NmF2}$ . Распределение коэффициентов корреляции с учетом сдвига представлено на Рисунке 3б. Обнаружено, что учет сдвига приводит к существенному росту корреляции, значения коэффициентов корреляции группируются вблизи  $\sim 0.6$  ( $0.613 \pm 0.151$ ).

Запаздывание либо опережение вариаций  $\sigma_{NmF2}$  относительно  $\sigma_{Tm}$  может быть вызвано следующими причинами. Одной из причин может являться различная реакция ионосферы и мезосферы на геомагнитную активность. Ионосферные возмущения (и как следствие рост  $\sigma_{NmF2}$ ) наблюдаются непосредственно во время геомагнитной бури, тогда как возмущения в мезосфере (и как следствие рост  $\sigma_{Tm}$ ) могут наблюдаться спустя несколько дней после бури [5]. Другой причиной может являться то, что перемещающиеся ионосферные возмущения, регистрируемые в ионосфере над Иркутском, распространяются, в основном, с севера на юг, и источники ВГВ, вызывающие эти возмущения, расположены севернее анализируемого региона [6]. Сильные возмущения в нижележащей атмосфере, имеющие большой пространственный охват (например, вызванные зимними внезапными стратосферными потеплениями) могут вызывать значительное усиление волновой активности в широком диапазоне высот верхней атмосферы, в результате которых возникают согласованные вариации короткопериодных возмущений температуры области мезопаузы и максимума электронной концентрации (Рис. 2).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда No 22-17-00146, <https://rscf.ru/project/22-17-00146/>.

1. Перминов В.И., Семенов А.И., Медведева И.В., Перцев Н.Н. Изменчивость температуры в области мезопаузы по наблюдениям гидроксильного излучения на средних широтах // Геомагнетизм и аэрономия. 2014. Т. 54. №: 2. С. 246–256.

2. Perminov V.I., Semenov A.I., Medvedeva I.V., Zheleznov Yu.A. Variability of mesopause temperature from the hydroxyl airglow observations over midlatitudinal sites, Zvenigorod and Tory, Russia // Adv. Space Res. 2014. V. 54 P. 2511–2517.

3. Medvedeva I., Ratovsky K. Studying atmospheric and ionospheric variabilities from long-term spectrometric and radio sounding measurements // J. Geophys. Res. Space Physics. 2015. V. 120. № 6. P. 5151–5159.

4. Medvedeva I., Ratovsky K. Effects of the 2016 February minor sudden stratospheric warming on the MLT and ionosphere over Eastern Siberia // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2018. V. 180. P. 116-125.

5. Medvedeva I., Ratovsky K. Comparative analysis of the effect of geomagnetic storms on characteristics of hydroxyl (6-2) emission and NmF2 peak electron density // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 1278076.

6. Medvedev A.V., Ratovsky K.G., Tolstikov M.V., Alsatkin S.S., Scherbakov A.A. Studying of the spatial-temporal structure of wavelike ionospheric disturbances on the base of Irkutsk incoherent scatter radar and Digisonde data // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2013. V. 105. P. 350-357.

# АНИЗОТРОПИЯ ИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ СРЕДНЕШИРОТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ И ЯПОНИИ

Ишин А.Б.<sup>1</sup>, Воейков С.В.<sup>2</sup>, Ишина Т.В.<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Иркутский государственный университет путей сообщений, г. Иркутск, Россия

<sup>4</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

e-mail: ishin.artem@yandex.ru, serg3108@iszf.irk.ru, t.v.ishina@yandex.ru

В работе представлены результаты анализа возмущений полного электронного содержания после двух землетрясений магнитудой более 7.5. Анализ проводился по данным среднеширотных сетей станций Японии и Новой Зеландии. Показано, что среднеширотные землетрясения вызывают азимутально анизотропные возмущения, регистрируемые в виде N волны в экваториальном направлении, но не проявляющиеся в полярном.

**Введение.** Землетрясения различной интенсивности очень активно изучаются с помощью плотных сетей наземных постоянно действующих станций глобальных навигационных спутниковых систем ГНСС [1, 2]. Наиболее информативные и наглядные результаты дают плотные региональные сети. В мире есть несколько регионов, где располагаются плотные сети наземных станций ГНСС приемников и при этом, наблюдается повышенная сейсмическая активность. Одна из таких сетей – новозеландская сеть GEONET [<https://www.geonet.org.nz/>] (рис. 2а), другая – японская сеть GEONET [<https://www.gsi.go.jp>] (рис. 1б). И Япония, и Новая Зеландия располагаются в зоне тектонических разломов, в которых происходит большое количество землетрясений. Так с 1 января 2000 г. по 29 февраля 2024 г. на территории и вблизи островов Японии (125-150 °E, 25-50 °N) произошло 3355 землетрясений магнитудой 5 и более. За аналогичный период вблизи островов Новой Зеландии (160-185 °E, 30-55 °S) произошло 1541 землетрясение магнитудой 5 и более (статистика и данные по магнитудам взяты из каталога <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). При этом самые масштабные и интенсивные отклики появляются после землетрясений большой магнитуды. Если взять землетрясения с магнитудой более 7.3 (значение выбрано достаточно произвольно), то в указанных регионах за тот же период их было гораздо меньше: для Японии – 16, для Новой Зеландии – 5. Фыв

Вторая причина, по которой обращают на себя внимание именно эти сети – их среднеширотное расположение. Дело в том, что при возникновении отклика на землетрясение в ионосфере важную роль играет магнитное поле. Наклонное магнитное поле может создать

различные условия для различных азимутальных направлений распространения ударной волны от землетрясения.

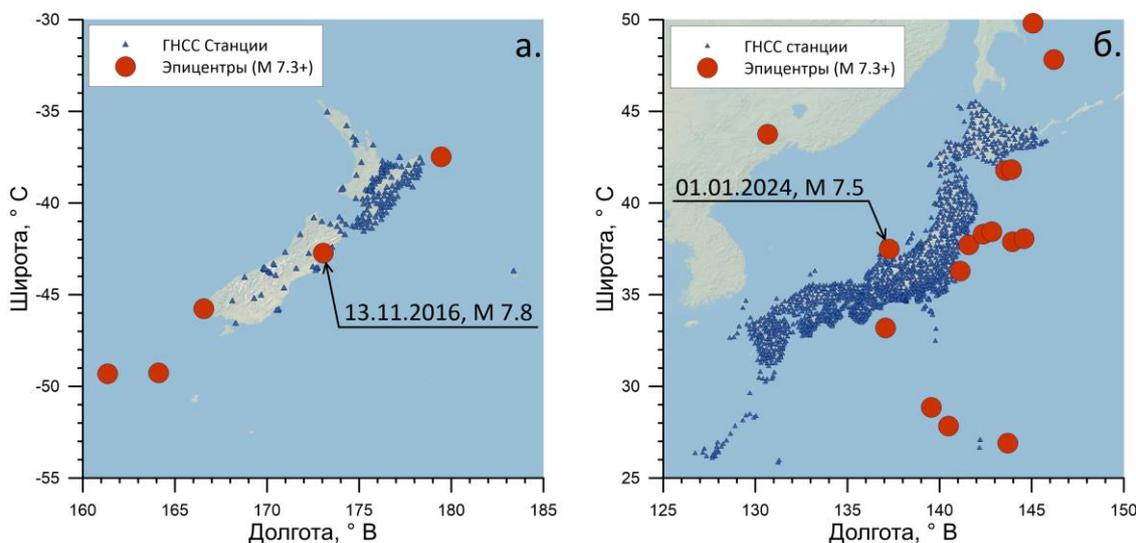


Рисунок 1 – Взаимное расположение наземных ГНСС станций среднеширотных сетей и эпицентров землетрясений в регионе для Новой Зеландии (панель а) и для Японии (панель б)

Как мы можем видеть, для Новой Зеландии почти все (кроме одного) землетрясения в нашем веке произошли на некотором удалении от сети (рис. 1а). Однако, 13 ноября 2016 года было зафиксировано землетрясение магнитудой 7.8, эпицентр которого находился в точке с координатами  $42.737^{\circ}\text{S}$   $173.054^{\circ}\text{E}$ . В данном случае этот эпицентр располагался среди станций. Это предоставило достаточно редкую возможность рассмотреть возникновение ионосферных эффектов, при распространении ударной волны от землетрясения в разных азимутальных направлениях [3].

При рассмотрении землетрясений в регионе Японии мы видим (рис. 1б), что большинство мощных землетрясений происходило либо далеко (в океане или на территории континента), либо восточнее японских островов. Скопление восточнее островов содержит в том числе эпицентр печально известного Great Tohoku Earthquake [2] – см. рис. 1б. Несмотря на близость плотной сети ГНСС приемников, такое расположение эпицентров все же не позволяет в полной мере исследовать азимутальную зависимость возникновения и регистрации ионосферных эффектов. Однако, 1 января 2024 года произошло землетрясение магнитудой 7.5, эпицентр которого находился в точке с координатами  $37.487^{\circ}\text{N}$   $137.271^{\circ}\text{E}$ . Данное расположение оказывается гораздо более удачным, так как ионосферные точки для японской сети расположены во всех азимутальных секторах от эпицентра, что в свою очередь позволяет проанализировать анизотропию возникновения ионосферного отклика.

**Результаты эксперимента.** Данные наземных приемников ГНСС, которые мы использовали, находятся в открытом доступе. Используемые нами методы получения и

фильтрации ПЭС подробно описаны в [4]. Два исследуемых нами землетрясения (рис. 1) оказываются достаточно близкими по энергетике и в похожих условиях, с точки зрения наклона магнитного поля Земли. Поэтому рассматривать мы их будем совместно, сравнивая эффекты, возникающие в обоих случаях.

При анализе карт расположения ионосферных точек обращает на себя внимание, что в случае землетрясения в Новой Зеландии возмущение в виде положительной и отрицательной полуволны регистрируется только в северном азимутальном секторе (рис. 2 а-г). Обратное: при анализе карт землетрясения в Японии возмущение аналогично регистрируется в виде положительной и отрицательной полуволн, но уже в южном азимутальном секторе (рис. 2 д-з).

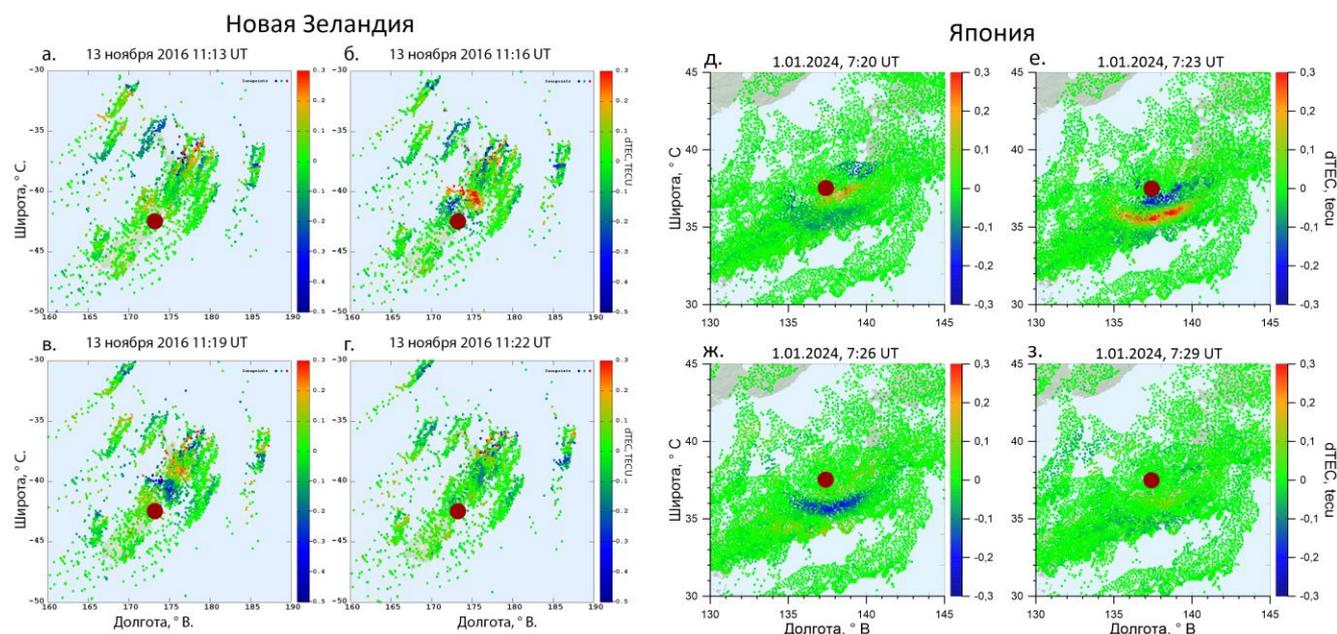


Рисунок 2 – Карты расположения ионосферных точек через 10, 13, 16 и 19 минут после толчка для Новой Зеландии (панели а-г) и Японии (панели д-з). Цветом ионосферной точки обозначено значение отфильтрованных вариаций ПЭС для текущего луча «спутник-приемник»

Азимутальная анизотропия проявляется очень четко, если построить диаграммы дальность-время для разных направлений. Так на рисунке 3 представлены диаграммы дальность-время для двух азимутальных секторов. Ширина каждого сектора – 60°. Как мы можем видеть в южном секторе для Японии и северном секторе для Новой Зеландии четко проявляется положительная и отрицательная полуволны, тогда как в северном секторе для Японии и в южном для Новой Зеландии в то же самое время аналогичные волны не наблюдаются.

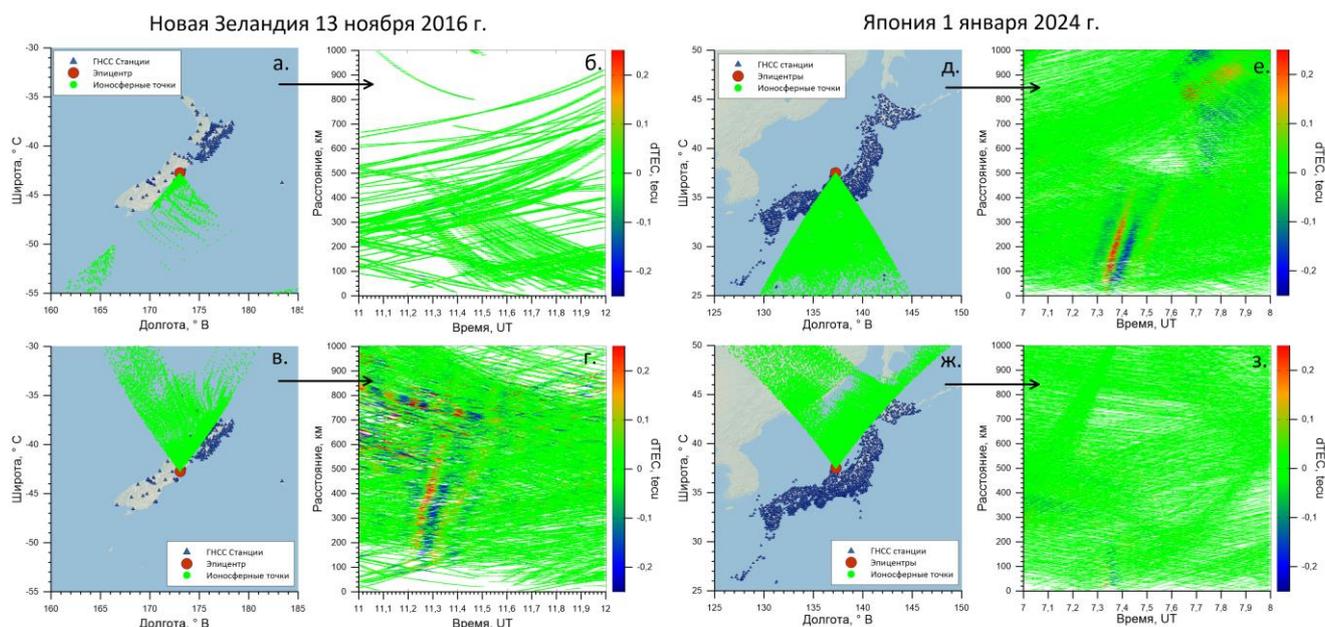


Рисунок 3 – Расположение ионосферных точек северного – азимут  $330-30^{\circ}$  (панель в, ж) и южного – азимут  $150-210^{\circ}$  (панель а, д) секторов. На панелях б, г, е, з приведены соответствующие диаграммы дальность-время для тех же точек. Цветом обозначены амплитуды вариаций ПЭС

**Выводы.** По данным наземных сетей приемников ГНСС установлено, что возмущения в ионосфере, вызванные землетрясением, представляют собой N волну, длительностью порядка 8-10 минут. Обнаружена азимутальная анизотропия возмущений для среднеширотных землетрясений относительно эпицентра с выраженным экваториальным направлением движения регистрируемого в ПЭС возмущения. В полярном направлении возмущения не регистрируются.

1. Occhipinti G., Rolland L., Lognonné P., Watada S. From Sumatra 2004 to Tohoku-Oki 2011: The systematic GPS detection of the ionospheric signature induced by tsunamigenic earthquakes // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. I. 6. P. 3626-3636.

2. Jin S., Jin R., Li J.H. Pattern and evolution of seismo-ionospheric disturbances following the 2011 Tohoku earthquakes from GPS observations // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. I. 9. P. 7914-7927.

3. Ishin A.B., Voeykov S.V., Ishina T.V. Specifics the Generation and Registration Ionospheric Disturbances Caused by the New Zealand Earthquake of 13 November 2016 // Progress in Electromagnetics Research Symposium, Hangzhou, Hangzhou, 2021. P. 2196-2201.

4. Афраймович Э.Л., Первалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: Изд-во ИЦ ВСИЦ СО РАН, 2006. 480 с.

# ВАРИАЦИИ НАИНИЗШИХ НАБЛЮДАЕМЫХ ЧАСТОТ ВО ВРЕМЯ РЕНТГЕНОВСКИХ СОЛНЕЧНЫХ ВСПЫШЕК КЛАССОВ М И Х В АПРЕЛЕ 2022 Г.

Иванова В.А.<sup>1</sup>, Подлесный А.В.<sup>1</sup>, Поддельский А.И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИСЗФ СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>ИКИР ДВО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: moshkova@iszf.irk.ru, pav1986@rambler.ru, podd-igor@yandex.ru

В работе проводится анализ откликов наименьшей наблюдаемой частоты (ННЧ) на семь рентгеновских солнечных вспышек классов М и Х в апреле 2022 г. Данные наклонного зондирования (НЗ) были получены на трассе Магадан – Торы с интервалом между зондированиями 5 минут. Все исследуемые солнечные вспышки наблюдались в местное дневное время в интервале от 01 до 06 UT. Максимальные вариации ННЧ достигали 9 МГц от спокойного уровня во время наиболее интенсивных рентгеновских солнечных вспышек классов Х1.1 (17.04.2022), М7.2 и Х2.2 (20.04.2022), а также М9.6 (21.04.2022).

Взрывные процессы выделения энергии в атмосфере Солнца, называемые солнечными вспышками, оказывают значительное влияние на верхнюю атмосферу Земли. Солнечные вспышки в рентгеновском диапазоне вызывают рост ионизации на высотах областей D и E. Для анализа откликов ионосферы на солнечные вспышки на основе данных наклонного зондирования используется величина наименьшей наблюдаемой частоты [1]. Ранее в ИСЗФ СО РАН была проведена полуавтоматическая интерпретация ННЧ для четырех рентгеновских солнечных вспышек классов М и Х, зарегистрированных летом 2011 г. на трассах НЗ и слабонаклонного зондирования [2]. Для двух мощных солнечных вспышек класса Х 6 сентября 2017 г. было проведено комплексное исследование ионосферных откликов на основе данных GPS, ГНСС и ЛЧМ-зондирования [3]. В работе [4] был предложен алгоритм автоматической интерпретации наименьшей наблюдаемой частоты, основанный на анализе ионограмм наклонного зондирования при помощи суммирования амплитуд для определения области полезного сигнала на ионограмме в зависимости от частоты. ННЧ определялась как частота, на которой относительное приращение сумм амплитуд со стороны наиболее низких частот в первый раз превысит уровень 0.1.

В данной работе проводится анализ откликов ННЧ на семь рентгеновских солнечных вспышек классов М и Х в апреле 2022 г. Данные наклонного зондирования были получены на трассе Магадан – Торы. Координаты передатчика в Магадане – 60° с.ш., 150.7° в.д., координаты приемника в пос. Торы (Бурятия) – 51.8° с.ш., 103° в.д. Протяженность трассы 3100 км.

Интервал между зондированиями 5 минут. Обработка данных была проведена в полуавтоматическом режиме.

В таблице 1 приведены класс исследуемых солнечных вспышек (СВ), а также время начала, максимальной интенсивности и окончания СВ в UT (по данным лаборатории солнечной астрономии ИКИ и ИСЗФ ТЕСИС, <https://xras.ru/>). Все исследуемые солнечные вспышки наблюдались в местное дневное время в интервале от 01 до 06 UT.

Таблица 1. Характеристики исследуемых солнечных вспышек.

Дата	Класс	Время начала, UT	Время максимума, UT	Время окончания, UT
17.04.2022	M1.9	02:00	02:11	02:23
17.04.2022	X1.1	03:17	03:34	03:51
20.04.2022	M7.2	01:20	01:36	01:44
20.04.2022	X2.2	03:41	03:57	04:04
21.04.2022	M9.6	01:47	01:59	02:05
25.04.2022	M1.2	01:18	02:01	02:39
30.04.2022	M2.6	04:46	05:01	05:07

На рис. 1 приведены образцы ионограмм, зарегистрированных на трассе Магадан – Торы во время пяти солнечных вспышек. Приводятся ионограммы в начале СВ, около максимума СВ, на стадии восстановления и после окончания СВ. Видно уменьшение числа модов распространения КВ- радиосигнала в период каждой солнечной вспышки, а также наблюдается резкий рост ННЧ в это время. В максимумах СВ наблюдалось исчезновение многоскоковых модов распространения. Наиболее сильное увеличение ННЧ и, как следствие, поглощения в слое D, наблюдалось во время солнечных вспышек класса X1.1 17.04.2022 (03:30 UT) и X2.2 20.04.2022 (03:55 UT).

На рис. 2 показаны вариации наименьших наблюдаемых частот во время исследуемых солнечных вспышек. Максимальное увеличение ННЧ по сравнению со спокойным уровнем было зарегистрировано во время наиболее интенсивных СВ класса X1.1 (17.04.2022), классов M7.2 и X2.2 (20.04.2022), класса M9.6 (21.04.2022). Отклонение наименьших наблюдаемых частот в моменты этих рентгеновских солнечных вспышек достигало 9 МГц. Во время более слабых солнечных вспышек вариации ННЧ достигали 4-7 МГц.

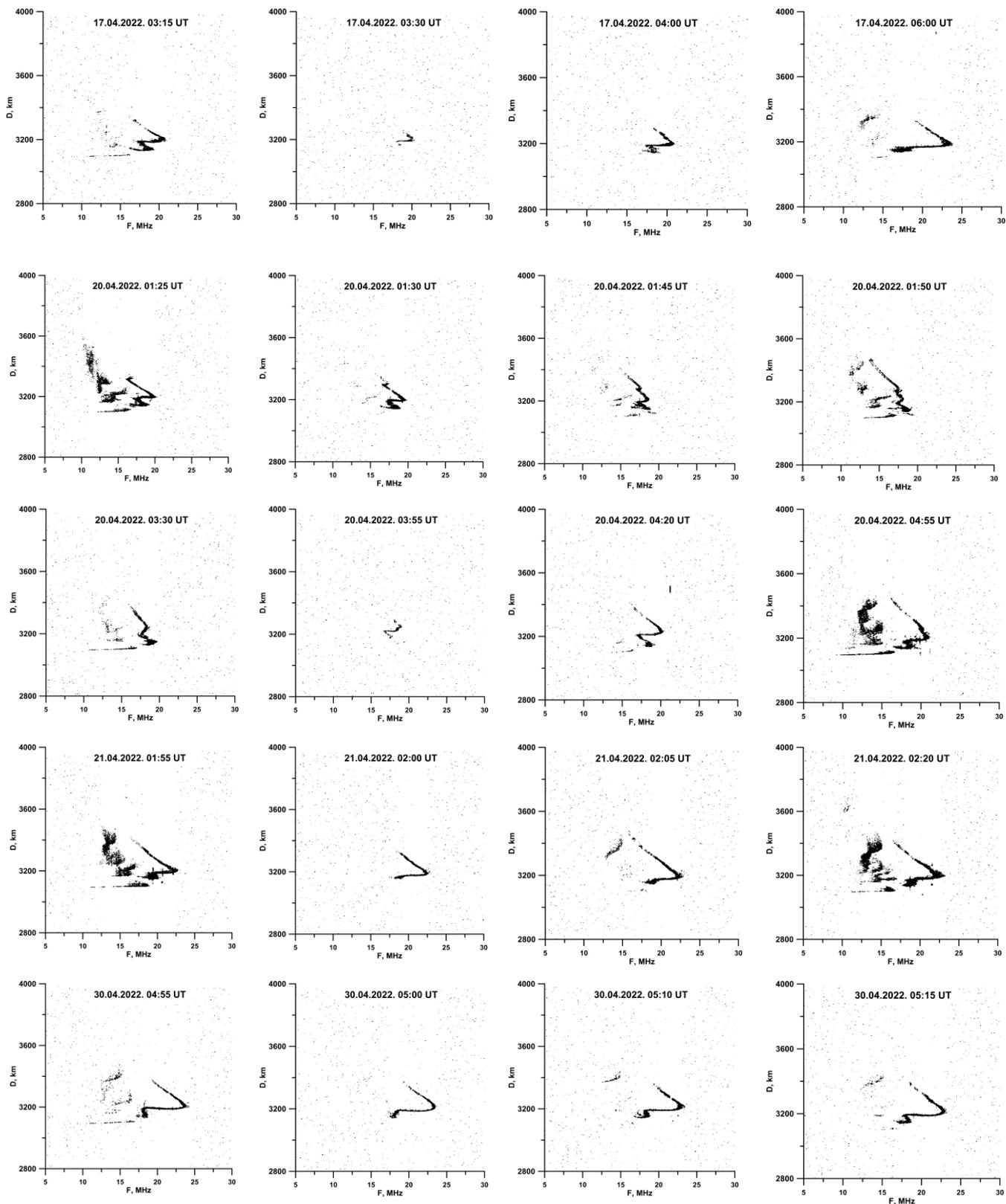


Рисунок 1 – Примеры ионограмм, зарегистрированных во время пяти солнечных вспышек на трассе Магадан – Торы

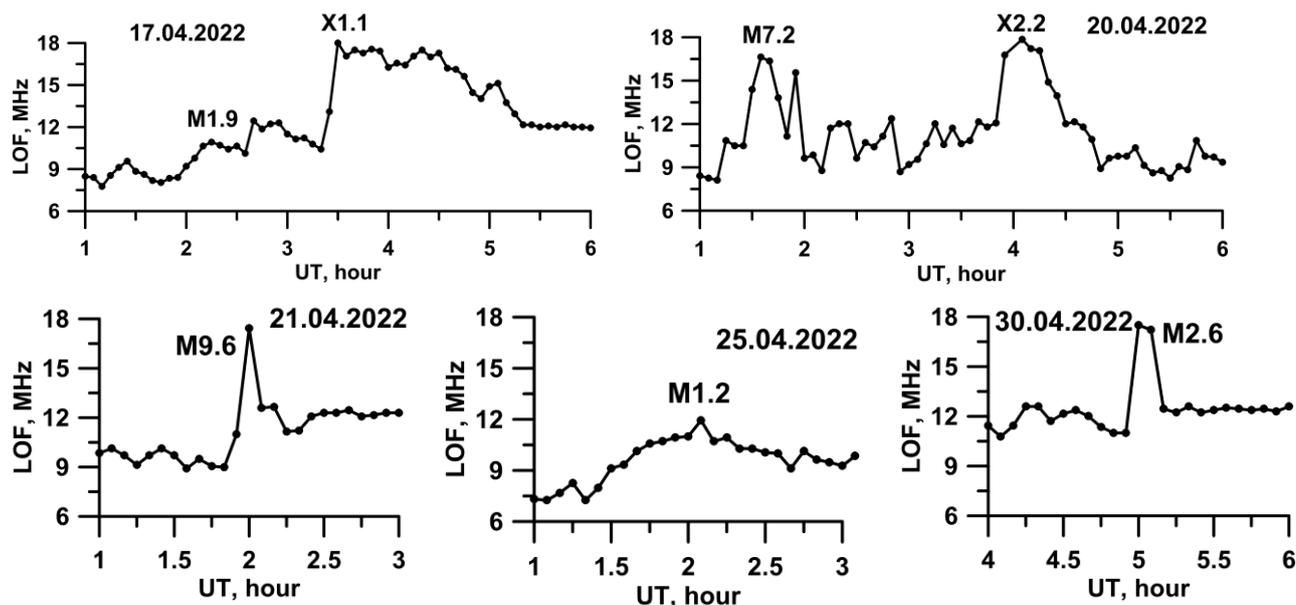


Рисунок 2 – Вариации наименьших наблюдаемых частот (ННЧ, LOF) во время исследуемых солнечных вспышек

Таким образом, вариации наименьших наблюдаемых частот во время наиболее интенсивных исследованных рентгеновских солнечных вспышек достигали 9 МГц по сравнению со спокойными условиями, а во время более слабых солнечных вспышек ННЧ изменялась на 4-7 МГц.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (субсидия N075-ГЗ/Ц3569/278). Результаты получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования "Ангара" (<http://ckp-rf.ru/ckp/3056>).

1. Дриацкий В.М., Смирнов В.Б., Ходжа-Ахмедов Ч.Л. Аномальное поглощение радиоволн в нижней ионосфере и наименьшие применимые частоты // Наклонное зондирование ионосферы. Выпуск 1. Ленинград: Гидрометеизда, 1972. С. 156-164.

2. Иванова В.А., Полех Н.М., Куркин В.И., Чистякова Л.В., Пежемская М.Д., Брынько И.Г., Орлов А.И., Подлесный А.В., Думбрава З.Ф., Поддельский И.Н. Отклик характеристик распространения КВ-радиоволн на вариации рентгеновского излучения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 4. С. 154–160.

3. Yasyukevich Yu., Astafyeva E., Padokhin A., Ivanova V., Syrovatskii S., Podlesnyi A. The 6 September 2017 X-Class Solar Flares and Their Impacts on the Ionosphere, GNSS and HF Radio Wave Propagation // Space Weather. 2018. V. 16. № 8. P. 1013-1027.

4. Ivanova V.A., Podlesnyi A.V., Rybkina A.A., Poddelsky A.I. Automatic processing of lowest observed frequencies using oblique incidence sounding data during solar X-ray flares // Proc. SPIE. 2023. V. 12780. Art. 127807D.

# МЕТОД ОБНАРУЖЕНИЯ СЛАБЫХ ЛОКАЛЬНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ В ИОНСОФЕРЕ, ПО ДАННЫМ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВАРИАЦИЙ ПЭС

Осипов К.А., Ишин А.Б.

Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия  
e-mail: osipov\_k\_a@outlook.com, ishin.artem@yandex.ru

В работе предложен метод обнаружения локальных слабых возмущений электронной концентрации, вызванных пролетом МКС, по данным вариаций ПЭС на трансionoсферных лучах глобальных навигационных спутниковых систем. Метод заключается в пересчете близких возмущений в систему координат, связанную с МКС и статистическом накоплении возмущений для обнаружения их на фоне более амплитудных вариаций ПЭС.

**Введение.** Обнаружение слабых электронных возмущений в ионосфере с использованием данных глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) возможно благодаря тому, что электроны в ионосфере воздействуют на сигналы, идущие от спутников. Проявляется это в изменении фазы и времени распространения сигналов ГНСС.

Объектом для обнаружения локальных возмущений в ионосфере была выбрана волна от международной космической станции (МКС).

Движение МКС через ионосферу может вызывать изменения в ионно-электронном составе вблизи станции. Когда МКС проходит через ионосферу, взаимодействие с веществом ионосферы может вызывать следующие эффекты:

Возникновение ударной волны в заряженной и нейтральной компоненте ионосферы. Возмущение электронной плотности: прохождение ударной волны может вызывать локальные изменения плотности вещества, и как следствие изменения скорости рекомбинации ионов и электронов.

Электродинамические эффекты: Движение станции также создает электродинамические эффекты, такие как электрические токи и электромагнитные поля, которые могут воздействовать на ионы и электроны в ионосфере [1].

В целом, такие возмущения должны быть подвержены регистрации с помощью радиолокационных и трансionoсферных методов измерений.

Однако, важно отметить, что эти изменения обычно являются локальными как по времени, так и по пространству. Большинство исследований по этой теме проводятся с целью более полного понимания воздействия космических объектов на верхние слои атмосферы и ионосферы.

В данной работе предлагается способ обнаружения возмущений электронной плотности ионосферы методом обработки больших объемов данных вариации значения полного электронного содержания (ПЭС) по данным ГНСС.

**Обработка данных.** Исследование ионосферных возмущений начинаются с обработки файлов данных наблюдений, регистрируемых станциями ГНСС в формате RINEX с помощью пакета программы, конечным результатом которой являются значения вариаций ПЭС. Все исходные данные планируется взять из открытой базы новозеландской сети станций ГНСС. Дело в том, что в Новой Зеландии функционирует сеть постоянно действующих наземных приемников ГНСС, которые в постоянном режиме регистрируют параметры сигналов от навигационных спутников GPS, ГЛОНАСС, Galileo с частотой 1 Гц.

После обработки RINEX файлов мы получаем ряды вариаций ПЭС. Получение ПЭС возможно с помощью двухчастотного метода [2], так как на каждой частоте наблюдается свой набег фазы из-за неодинаковости коэффициента преломления ионосферы на разных частотах.

На рисунке 1 представлен пример полученных исходных и отфильтрованных вариаций ПЭС для конкретного спутника и четырех разных, близко расположенных приемников. Видно, что на разных лучах форма возмущения в целом одинаковая.

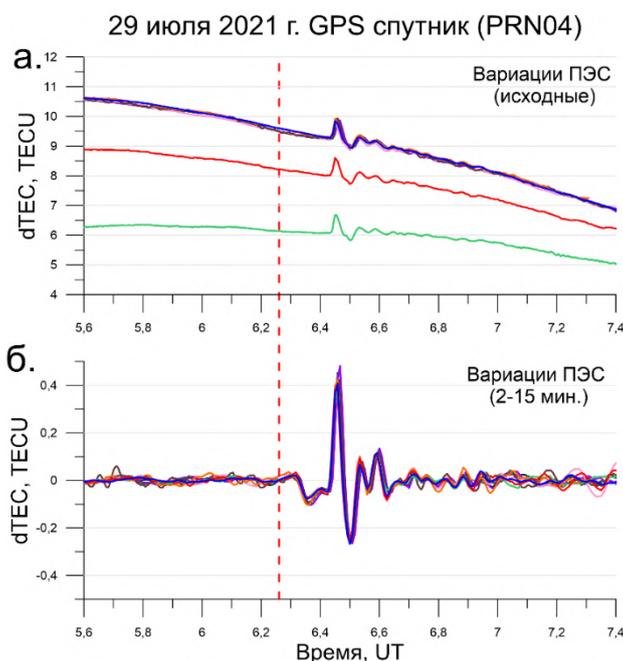


Рисунок 1 – Вариации ПЭС для спутника PRN04 29.07.2021

Указанные вариации ПЭС могут быть соотнесены с некоторой конкретной областью пространства. Чаще всего принято считать, что основной вклад в ПЭС вносит область максимума электронной концентрации (слой F2), а, следовательно, и максимальный вклад в вариации ПЭС тоже будет вносить слой F2. Таким образом, возмущения в ПЭС чаще всего

ассоциируют пространстве с ионосферной точкой (рис. 1), под которой понимают пересечение луча «спутник-приемник» с условной высотой «тонкой» ионосферы (представляя всю «толщину» ионосферы в тонком слое вблизи F2).

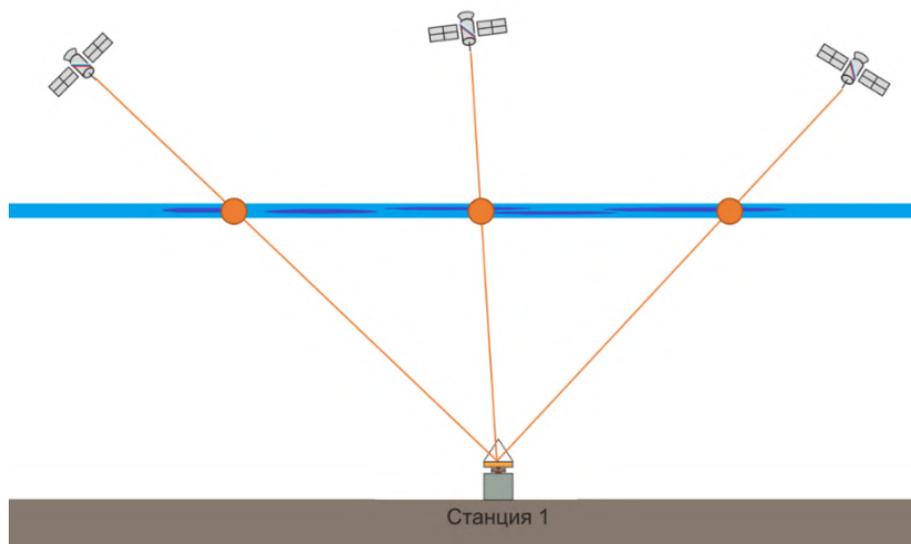


Рисунок 2 – Ионосферная точка

Однако, нам доступны точные данные по высоте МКС в любой момент времени, и мы предполагаем, что локальный эффект от её пролета будет появляться на той же высоте (около 400 км). Поэтому для вычисления высоты ионосферной точки мы берем высоту ионосферы соответствующую высоте МКС за этот день.

В результате такого сопоставления мы получаем распределение положительных и отрицательных возмущений ПЭС в пространстве. Указанное распределение можно представить в виде карты ионосферных точек (рис. 3).

Предлагаемый алгоритм обнаружения локальных изменений концентрации электронного состава ионосферы состоит в следующем:

1. Определение положения МКС;
2. Определение положения ионосферных точек для близко проходящих лучей «спутник-приемник» с учетом высоты МКС;
3. Определение возмущений ПЭС, которые ассоциируются с этими точками;
4. Пересчет положения ионосферных точек в систему координат, связанную с МКС;
5. Накопление данных за значительный отрезок времени (месяцы, годы);
6. Выявление регулярной поправки к постоянно наблюдаемому «шуму» (фоновым вариациям в ионосфере).

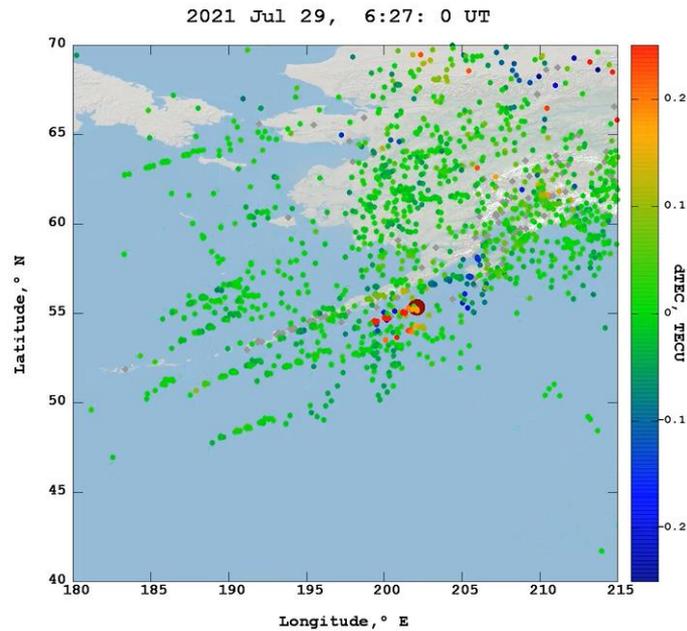


Рисунок 1 – Карта вариаций ПЭС за 29.07.2021

Такая регулярная поправка (если она будет) может быть связана с МКС, потому что вся статистика набирается для точек в системе координат, связанной с МКС.

**Выводы.** В работе предложена идея обнаружения ионосферных эффектов от пролета МКС. Предложенный метод позволит обнаружить ионосферные эффекты даже в том случае, если их амплитуда будет многократно меньше фоновых значений вариаций ПЭС. Реализация данного метода и накопление соответствующей статистики планируется в ближайшее время.

1. Лисаков Ю.В., Лапишинова О.В., Пушкин Н.М., Измерения токов натекания и квазистационарного электрического поля в приповерхностной зоне РС МКС в ионосфере Земли // Космическая техника и технологии. 2021. №. 4. С. 5-21.

2. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: Изд-во НЦ ВСНЦ СО РАН, 2006. 480 с.

# ИОНОСФЕРНЫЕ И ГЕОМАГНИТНЫЕ ЭФФЕКТЫ ВЗРЫВА МЕТЕОРОИДА 19 ДЕКАБРЯ 2014 ГОДА НАД КОЛЬСКИМ ПОЛУОСТРОВОМ

Черняков С.М.

Полярный геофизический институт, г. Мурманск, Россия

e-mail: smcherniakov@gmail.com

Рассмотрены ионосферные и геомагнитные эффекты взрыва метеороида 19 декабря 2014 г. над Кольским полуостровом. Отклик ионосферы оценен по данным приемника глобальных навигационных спутниковых систем (Мурманск) и установки частичных отражений (радиофизический полигон «Туманный»). Геомагнитная реакция рассмотрена по данным магнитовариационной станции обсерватории «Лопарская». Показано, что взрыв сопровождался резким изменением параметров среды. Предполагается, что эти изменения вызваны прохождением ударной, акустико-гравитационных и магнитогидродинамических волн.

**Введение.** Процессы, возникающие в атмосфере Земли при пролете метеороидов, а также генерация и распространение волн, регистрируемые после вторжения в атмосферу небесных тел, представляют интерес и постоянно исследуются [1-2]. Вторжение метеороидов различных масштабов происходит постоянно, тем не менее, до сих пор отклик ионосферы и геомагнитного поля изучен не до конца. Полет метеороидов сопровождается различными процессами: нагревом, сгоранием и разрушением метеороида, генерацией различных типов волн, в том числе ударных (УВ), акустико-гравитационных (АГВ) и медленных магнитогидродинамических (ММГД) волн, а также возмущениями геомагнитного поля. Исследование реакции ионосферы и геомагнитного поля на вторжение метеороидов позволяет выполнить классификацию их реакции на это явление и оценить степень их изменений в различных случаях.

**Аппаратура наблюдения и место взрыва.** 19 декабря 2014 г. камерами всего неба Полярного геофизического института в пос. Верхнетуломский,  $68.60^\circ$  с.ш.,  $31.75^\circ$  в.д. и г. Апатиты,  $67.6^\circ$  с.ш.,  $33.41^\circ$  в.д. был зафиксирован след падения метеора, разрушение которого над Верхнетуломским водохранилищем в 19:03:07 UT сопровождалось яркой вспышкой ( $68.6^\circ$  с.ш.,  $31.1^\circ$  в.д.).

В работе рассмотрено поведение нижней ионосферы с использованием амплитуд частично отраженных обыкновенной и необыкновенной волн, полученных на установке частичных отражений радиофизического полигона (р.ф.п.) «Туманный» Полярного геофизического института (ПГИ) ( $69.0^\circ$  с.ш.,  $35.7^\circ$  в.д.).

Вариации полного электронного содержания (ПЭС) получены по данным приемника сигналов спутников глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), расположенным в г. Мурманск ( $68.97^\circ$  с.ш.,  $33.09^\circ$  в.д.).

Реакция геомагнитного поля рассмотрена с использованием компонент геомагнитного поля  $H$ ,  $D$ ,  $Z$  магнитовариационной станции обсерватории «Лопарская» Полярного геофизического института ( $68.25^\circ$  с.ш.,  $33.08^\circ$  в.д.). По данным обсерватории Лопарская, планетарным индексам  $K_p$  и данным спутника GOES геомагнитная обстановка 19 декабря во время взрыва метеороида была относительно спокойной.

На рис. 1 показано место взрыва метеора и положение обсерватории «Лопарская» (расстояние от места взрыва до обсерватории около 90 км), приемника ГНСС в Мурманске (90 км) и р.ф.п. «Туманный» (190 км).

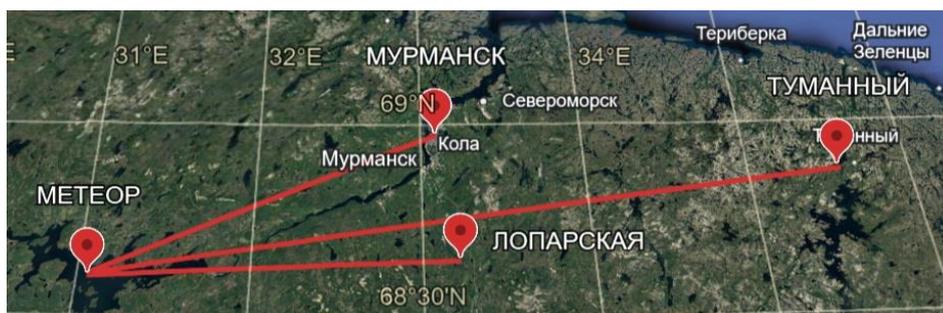


Рисунок 1 – Место взрыва метеора и положение пунктов наблюдений

**Ионосферные эффекты в нижней ионосфере.** На рис. 2 приведено двумерное распределение амплитуд частично отраженных обыкновенной (АО) (слева) и необыкновенной (АХ) волн (справа) на высотах D-области во время взрыва метеороида. На рисунке с АХ волны более четко можно выделить три области увеличения амплитуды.

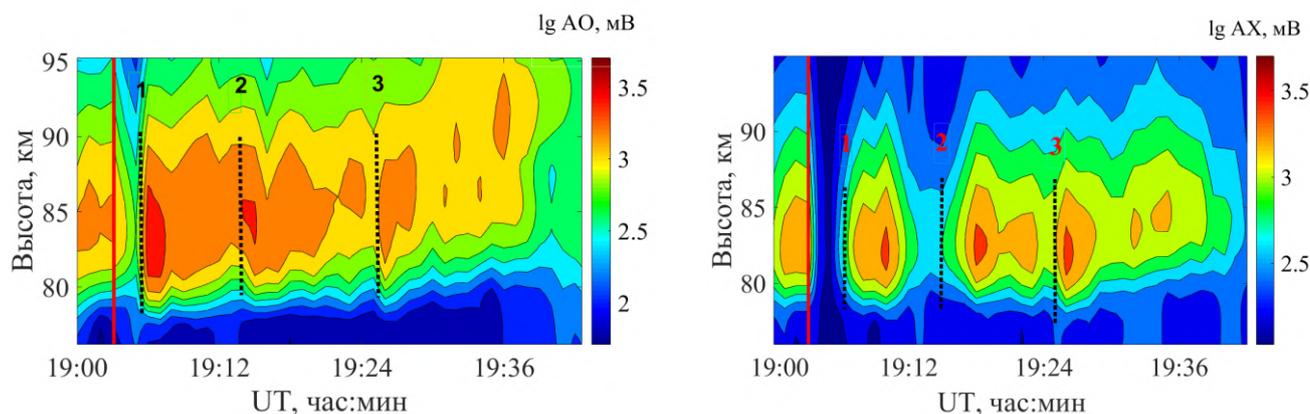


Рисунок 2 – Двумерное распределение амплитуд частично отраженных обыкновенной (слева) и необыкновенной (справа) волн

В месте взрыва метеороида создается повышенное давление газа на порядок и более превосходящее давление в окружающей среде. За счет этого появляется УВ со значительной начальной амплитудой, которая распространяется со скоростью, превышающей скорость звука на ионосферных высотах. Как правило, УВ в процессе распространения ослабевает, генерируя при этом АГВ и ММГД волны.

Времена начала усиления амплитуд обозначены цифрами 1, 2 и 3. Зная время и место взрыва метеороида можно рассчитать время прихода возмущений на высоты 80-90 км в районе р.ф.п. «Туманный». По нашим оценкам скорость распространения первого возмущения приблизительно равна 1700 м/с, второго – 290 м/с, и третьего – 140 м/с. Это соответствует скоростям прихода УВ (1), АГВ (2) и ММГД волн (3).

**Ионосферные эффекты по данным спутника ГЛОНАСС.** На рис. 3 (слева) показаны траектория спутника (линия), место взрыва метеора (Метеор), расположение приемника сигналов спутника R16 (Мурманск), справа - вариации ПЭС в ионосфере во время взрыва метеороида. Красная линия на левом рисунке вверху – положение ионосферных точек на высоте 400 км, на правом – время взрыва метеороида.

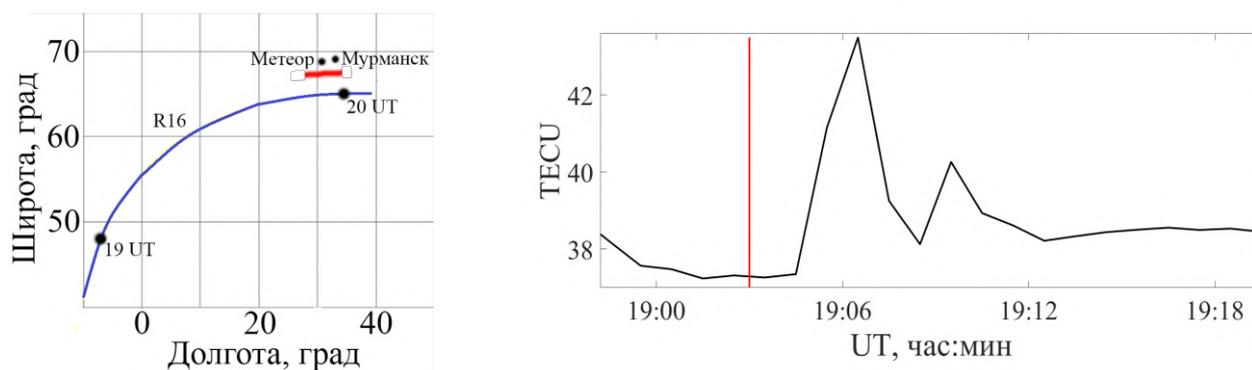


Рисунок 3 – Траектория спутника, место взрыва и приемника (слева) и вариации ПЭС (справа)

Судя по характеру изменения первый пик в вариациях ПЭС может быть вызван прохождением УВ, второй – АГВ.

**Геомагнитные эффекты падения метеороида.** Наблюдение и анализ изменений параметров геомагнитного поля является эффективным методом исследования процессов, сопровождающих падение небесных тел, тем не менее, влияние на геомагнитное поле пролетов и разрушение метеороидов изучен недостаточно. До сих пор существуют различные механизмы генерации геомагнитных возмущений [3].

На рис. 4 представлены вариации компонент H, D и Z геомагнитного поля во время взрыва метеороида. По оси абсцисс показано время в UT, вертикальной линией показано время взрыва метеороида.

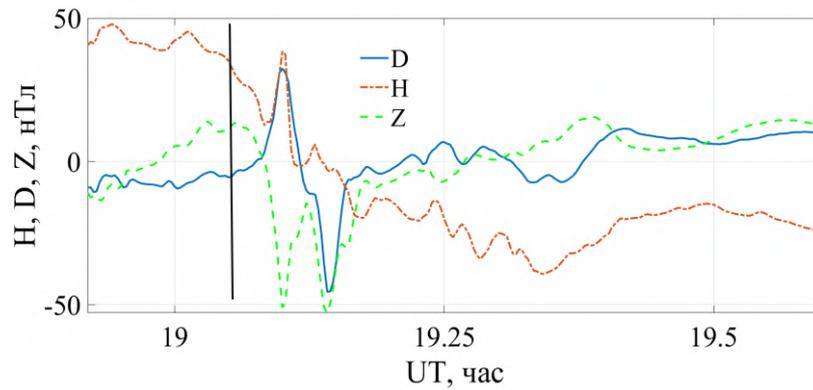


Рисунок 4 – Вариации геомагнитного поля во время взрыва метеороида

Явно выраженный импульсный характер реакции геомагнитного поля на взрыв можно объяснить тем, что это реакция на прохождение УВ. Последующие волнообразные вариации компонент скорее всего вызваны прохождением АГВ.

**Заключение.** Рассмотрено поведение ионосферы и геомагнитного поля после взрыва метеороида над Кольским полуостровом. Показано, что взрыв вызвал резкие изменения в окружающей среде. Наиболее вероятным механизмом проявления изменений в ионосфере и геомагнитном поле является прохождение в атмосфере ударной, акустико-гравитационных и медленных магнитогидродинамических волн, сгенерированных при взрыве метеороида.

1. Глазачев Д.О., Попова О.П., Подобная Е.Д., Артемьева Н.А., Шувалов В.В., Светцов В.В. Эффекты ударной волны, генерируемой на поверхности земли при падении космических тел размером от 20 м до 3 км // Физика Земли. 2021. № 5. С. 133–145.

2. Спивак А.А., Рябова С.А. Геомагнитные вариации при падении метеоритов // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 5. С. 655–665.

3. Рахматулин Р.А., Пашинин А.Ю., Липко Ю.В., Хомутов С.Ю., Бабаханов И.Ю. О возможной геоэффективности пролета Челябинского метеороида в магнитном поле Земли // Солнечно-земная физика. 2013. Вып. 24. С. 64-69.

## ОБРАБОТКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИНГУЛЯРНО-СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Ботыгин И.А.<sup>1,2</sup>, Тартаковский В.А.<sup>1</sup>, Шерстнёв В.С.<sup>2</sup>, Шерстнёва А.И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>2</sup>Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

e-mail: bia@tpu.ru, trtk@list.ru, vss@tpu.ru, sherstneva@tpu.ru

Представлены результаты исследования метеорологических рядов наблюдений с использованием методологии сингулярного спектрального анализа. В качестве данных использованы высокочастотные измерения ультразвуковых метеостанций, расположенных на испытательном полигоне ИМКЭС СО РАН. Данные содержат в себе основные метеорологические параметры (температуру, скорость ветра, атмосферное давление, влажность воздуха и т.д.) за период с 20.07.2017 по 09.04.2020 года. Обработка данных включала два взаимодополняющих этапа – декомпозицию и реконструкцию. На этапе декомпозиции метеорологический ряд наблюдений преобразовывался в многомерный путем образования траекторной матрицы и её разложением на сингулярные векторы – наборы аддитивных компонентов. На этапе реконструкции различными группировками компонентов формировались восстановленные ряды, интерпретируемые как трендовая, гармоническая и шумовая составляющие структуры метеорологического ряда.

В научных исследованиях как теоретического, так и практического характера, численная обработка данных с целью выявления различного рода информации в рассматриваемой системе или процессе чрезвычайно актуальна. Одной из таких задач в обработке данных является восстановление значений исследуемой функциональной зависимости в условиях наличия в данных хаотических компонентов. Выделению детерминированных, хаотических и аномальных компонентов в исследуемых данных и их влиянию на восстановление исходных функциональных зависимостей с использованием сингулярно-спектрального анализа и посвящено настоящее сообщение.

Анализ сингулярного спектра (Singular Spectrum Analysis, SSA) – это метод анализа и прогнозирования временных рядов, включающий элементы классического анализа временных рядов, динамических систем, обработку сигналов, многомерные статистику и геометрию [1, 2]. В целом алгоритм SSA похож на анализ главных компонент (Principal Component Analysis, PCA). Но отличается тем, что данные в PCA представлены в форме матрицы  $n \times p$  (где  $n$  – количество выборок,  $p$  – функции), а в SSA исходные данные представляют собой временные ряды, которые преобразуются в ганкелеву матрицу. В PCA  $n$  и  $p$  являются фиксированными, в то время как в SSA количество строк и столбцов можно варьировать, изменяя длину. Также эти два метода используют сингулярное разложение (Singular Value Decomposition, SVD) в своих алгоритмах.

Для проведения анализа сингулярного спектра были проведены численные эксперименты с представленными выше метеорологическими данными, Фрагмент используемых данных приведён на рисунке 1.

```

DateTime,AffinityIndex,SerialNumber,H,Tmean,WmeanH,WindDirectionH(°),WminH,WmaxH,WmeanV,AtmosphericPressure,Relat
2017-07-22 00:01:00,6,12427AMK-03,15,15.86,0.2,94.53,0.01,0.44,-0.13,750.45,100,15.86,17.99,14.53,1.1954,342.12
2017-07-22 00:02:00,6,12427AMK-03,15,15.88,0.28,104.28,0.15,0.53,-0.19,750.45,100,15.88,18.01,14.55,1.1953,342.14
2017-07-22 00:03:00,6,12427AMK-03,15,15.87,0.23,68.53,0.11,0.36,-0.19,750.45,100,15.87,17.99,14.54,1.1954,342.13
2017-07-22 00:04:00,6,12427AMK-03,15,15.95,0.17,47.04,0.01,0.33,-0.18,750.45,100,15.95,18.09,14.62,1.195,342.18
2017-07-22 00:05:00,6,12427AMK-03,15,16.01,0.06,11.99,0.01,0.22,-0.19,750.45,100,16.01,18.16,14.68,1.1947,342.22
2017-07-22 00:06:00,6,12427AMK-03,15,16.04,0.18,31.14,0.01,0.41,-0.05,750.45,100,16.04,18.19,14.7,1.1946,342.24
2017-07-22 00:07:00,6,12427AMK-03,15,15.91,0.51,15.8,0.2,0.68,-0.11,750.45,100,15.91,18.04,14.58,1.1952,342.16
2017-07-22 00:08:00,6,12427AMK-03,15,15.97,0.56,21.2,0.36,0.76,-0.12,750.45,100,15.97,18.1,14.63,1.1949,342.19
2017-07-22 00:09:00,6,12427AMK-03,15,15.91,0.43,66.64,0.25,0.69,-0.15,750.45,100,15.91,18.05,14.58,1.1952,342.16
2017-07-22 00:10:00,6,12427AMK-03,15,15.98,0.38,73.46,0.18,0.59,-0.18,750.45,100,15.98,18.12,14.64,1.1949,342.2
2017-07-22 00:11:00,6,12427AMK-03,15,15.99,0.18,62.19,0.01,0.37,-0.12,750.45,100,15.99,18.13,14.65,1.1948,342.21
2017-07-22 00:12:00,6,12427AMK-03,15,16.01,0.11,49.23,0.01,0.27,-0.15,750.45,100,16.01,18.15,14.67,1.1947,342.22
2017-07-22 00:13:00,6,12427AMK-03,15,16.06,0.1,16.79,0.01,0.23,-0.09,750.46,100,16.06,18.21,14.72,1.1945,342.25
2017-07-22 00:14:00,6,12427AMK-03,15,16.32,0.19,9.72,0.01,0.51,0.08,750.47,100,16.32,18.52,14.97,1.1933,342.43
2017-07-22 00:15:00,6,12427AMK-03,15,16.14,0.27,27.41,0.02,0.51,-0.1,750.47,100,16.14,18.31,14.8,1.1941,342.31
2017-07-22 00:16:00,6,12427AMK-03,15,16.01,0.36,48.63,0.2,0.5,-0.17,750.47,100,16.01,18.16,14.68,1.1947,342.22
2017-07-22 00:17:00,6,12427AMK-03,15,15.97,0.5,53.93,0.26,0.87,-0.17,750.47,100,15.97,18.11,14.63,1.1949,342.19
2017-07-22 00:18:00,6,12427AMK-03,15,15.65,1.39,22.2,0.78,2.03,-0.19,750.47,100,15.65,17.75,14.33,1.1964,341.99
2017-07-22 00:19:00,6,12427AMK-03,15,15.72,0.89,43.95,0.25,1.58,-0.16,750.47,100,15.72,17.82,14.39,1.1961,342.03
2017-07-22 00:20:00,6,12427AMK-03,15,15.76,0.41,65.91,0.01,0.83,-0.08,750.47,100,15.76,17.87,14.44,1.1959,342.06
2017-07-22 00:21:00,6,12427AMK-03,15,15.81,0.56,58.56,0.22,1.08,-0.11,750.47,100,15.81,17.93,14.49,1.1957,342.09
2017-07-22 00:22:00,6,12427AMK-03,15,15.72,0.63,63.09,0.05,1.49,-0.14,750.47,100,15.72,17.82,14.4,1.1961,342.03
2017-07-22 00:23:00,6,12427AMK-03,15,15.61,0.67,45.13,0.29,1.2,-0.27,750.46,100,15.61,17.7,14.3,1.1966,341.96
2017-07-22 00:24:00,6,12427AMK-03,15,15.68,0.48,58.25,0.14,0.9,-0.16,750.46,100,15.68,17.78,14.36,1.1963,342.01
2017-07-22 00:25:00,6,12427AMK-03,15,15.73,0.58,37.24,0.14,1.1,-0.08,750.46,100,15.73,17.84,14.41,1.196,342.04

```

Рисунок 1 – Структура файла с метеорологическими данными

Ниже приведены некоторые результаты программных экспериментов по реализации SSA, использовались среднесуточные данные за весь период наблюдения (993 значения за 2,5 года).

Температура выбранного периода ст. 105



Рисунок 2 – Визуализация среднесуточной температуры

Как и было описано выше, метод SSA включает два отдельных этапа: этап декомпозиции и этап реконструкции. На первом этапе исходный временной ряд декомпозируется на компоненты, а на втором этапе – восстанавливается. На рисунке 3 иллюстрируется вклад каждого из компонентов. Видно, что большая часть переменных содержится в первом компоненте. В представленном примере выбрано 365 компонентов.

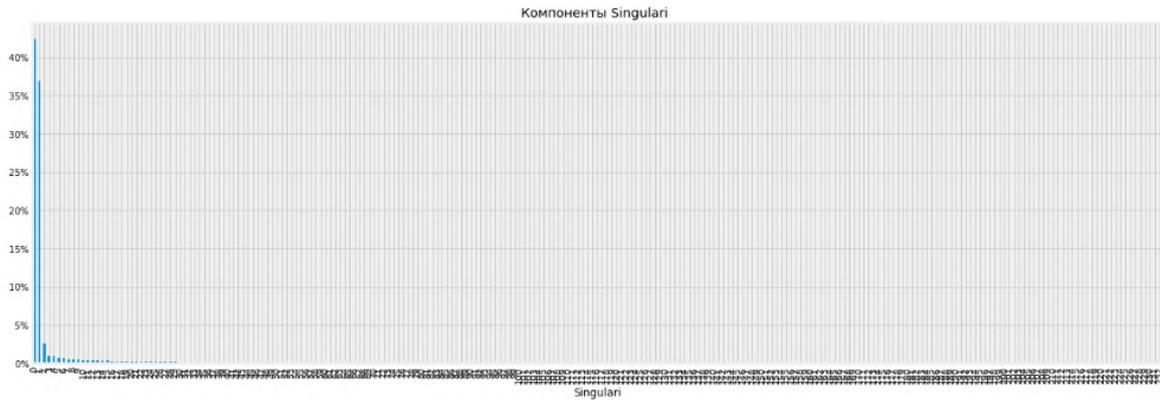


Рисунок 3 – Разложенные компоненты температурного ряда

Используя разложенные компоненты восстанавливаем исходный временной ряд (рисунок

4).

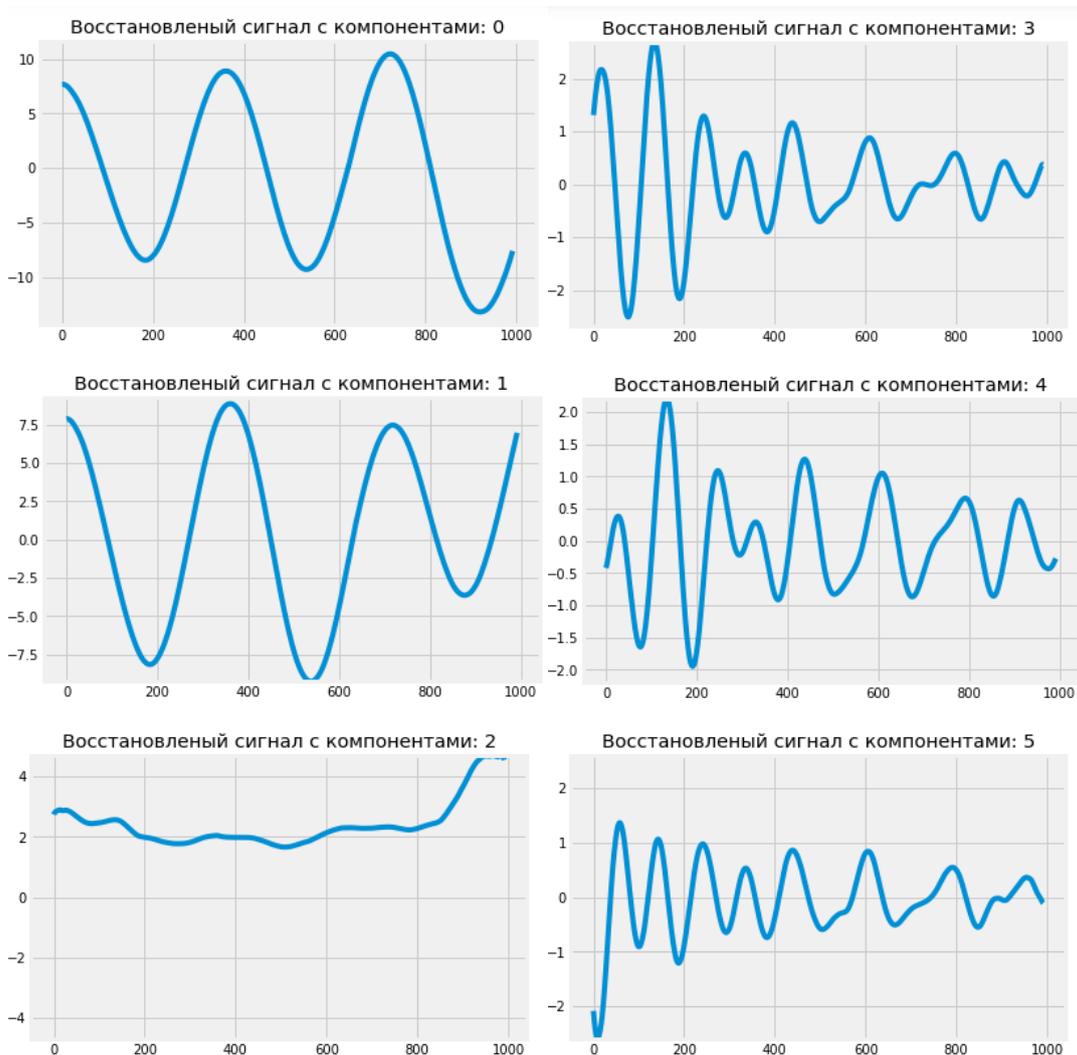


Рисунок 4 – Примеры восстановления температурного ряда

На рисунке 5 приведен восстановленный температурный ряда с 25-ю компонентами. Чем больше компонентов используется, тем точнее будет восстанавливаемый сигнал, но возможны ошибки.



Рисунок 5 – Пример восстановленного температурного ряда (25 компонентов)

На рисунке 6 представлены совмещенные оригинальный и реконструированный временные ряды за весь период.

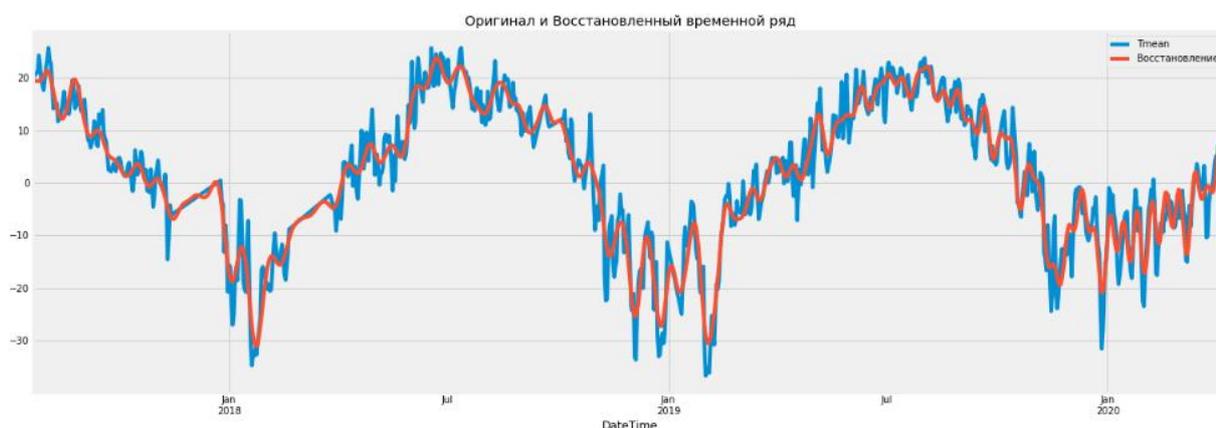


Рисунок 13 – Совмещенные временные ряды

Видно, в целом, модель реконструкции достаточно правдоподобно восстанавливает исходный температурный ряд.

1. *Голяндина Н.Э.* Метод «Гусеница»-SSA: анализ временных рядов: учеб. пособие. СПб, 2004. 76 с.

2. *Hassani H., Xu Z., Zhigljavsky A.A.* Singular spectrum analysis based on the perturbation theory // *Nonlinear Analysis: Real World Applications*. 2011. V. 12. № 5. P. 2752–2766.

3. Unsupervised learning for time series data: Singular spectrum versus principal components analysis. K. Arthur Endsley. [Электронный ресурс]. URL: <http://karthur.org/2017/learning-for-time-series-ssa-vs-pca.html> (дата обращения 25.02.2024).

4. Introducing SSA for Time Series Decomposition [Электронный ресурс]. URL: <https://www.kaggle.com/code/jdarcy/introducing-ssa-for-time-series-decomposition/comments> (дата обращения 25.02.2024).

5. *Golyandina N.E., Korobeynikov A.* Basic Singular Spectrum Analysis and Forecasting with R [Электронный ресурс]. URL: <https://arxiv.org/pdf/1206.6910.pdf> (дата обращения 25.02.2024).

## ЛИДАРНО-ЛИДАРНО-РАДИОЗОНДОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ 2023 Г.

Маричев В.Н.<sup>1</sup>, Брюханов И.Д.<sup>1,2</sup>, Бочковский Д.А.<sup>1</sup>, Балутин Н.В.<sup>3</sup>, Животенюк И.В.<sup>1</sup>, Ни Е.В.<sup>1</sup>,  
Дорошкевич А.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

<sup>2</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия

<sup>3</sup>Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета, г. Долгопрудный, Россия

e-mail: marichev@iao.ru, plyton@mail.tsu.ru, horst2007@yandex.ru

Решение задач оперативного прогнозирования погоды, а также прогнозирования изменений климата требует достоверной информации о вертикальных профилях температуры, измеряемых систематически. Лидарные методы наиболее перспективны при решении задач мониторинга состояния атмосферы, поскольку позволяют оперативно определять вертикальные профили оптических, микрофизических и метеорологических характеристик атмосферы. Вместе с тем, наличие облачности ограничивает их возможности, а развитие многоволнового лидарного зондирования ограничено технически. Аэрологическое зондирование является эффективным решением в условиях любой погоды и хорошо дополняет возможности лидарных измерений. Доклад посвящён описанию комплексного эксперимента 15–16 марта 2023 г., выполненного с применением лидара малой станции высотного зондирования атмосферы (МСВЗА) института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева (ИОА СО РАН; для высот 7–50 км), высотного матричного поляризационного лидара (ВМПЛ) Томского государственного университета (НИ ТГУ; для высот 3–12 км) и аэрологических зондов центральной аэрологической обсерватории (ЦАО; для высот 0–30 км).

Происходящие изменения климата (например, [1–4]) вызывают всё больше внимания научного сообщества. Синоптические и климатические прогнозы могут быть построены только на основе теоретических моделей, в основу которых заложен анализ статистически значимых массивов регулярных измерений параметров атмосферы. Наиболее контролируемым параметром для описания условий и изменений в средней атмосфере является температура воздуха [5]. Она связана не только с динамикой, но и с химическими процессами. В крайние десятилетия обнаружены изменения температуры в средней атмосфере. В период с 1979 по 2018 гг. спутниковые измерения показали глобальное охлаждение стратосферы примерно на 1–3 К [6]. Однако это похолодание не является линейным и было более выраженным в первой половине этого периода, особенно в нижней стратосфере [5]. Отрицательные тренды температуры в пределах от –0,3 до –0,2 градуса за десятилетие в нижней стратосфере подтверждены [7] на основе данных реанализа MERRA2 и ERA5 за 1980–2019 гг.

Томск расположен на севере Азиатской части России. Местоположение делает его важным для мониторинга атмосферы, так как в этом регионе можно наблюдать различные климатические явления, включая стратосферное потепление. Томск находится на достаточно

высокой широте, что делает его чувствительным к изменениям в стратосфере. Изучение профилей температуры здесь позволяет лучше понять влияние потепления на полярные области. Это важно для понимания изменений регионального и глобального климата, а также для разработки стратегий адаптации к изменяющимся климатическим условиям.

Наиболее надёжным источником информации о метеорологической обстановке на различных высотах является аэрологическое зондирование. Вместе с тем, ближайšie к Томску станции, регулярно выполняющие такие измерения, расположены в Новосибирске и Колпашево (около 210 и 240 км от Томска соответственно) [8, 9]. Совместные лидарно-аэрологические измерения открывают возможности взаимного дополнения обоих методов, что обеспечивает всепогодность наблюдений и непрерывность рядов данных. Согласованность результатов зондирования различными методами на близких длинах волн 528 и 532 нм позволяет в дальнейшем расширять наблюдения измерениями на других длинах волн, создавая основу для применения многоволновой теории в зондировании стратосферы. Непосредственные измерения температуры воздуха радиозондом в совместных с -баллонных измерениях улучшают точность оценки вклада молекулярного рассеяния в лидарный сигнал и, таким образом, качество информации о состоянии аэрозоля. Это особенно важно при изучении аэрозоля в тропопаузе и выше, где его влияние на сигнал обычно меньше, чем вклад молекулярного рассеяния.

Комплексный эксперимент выполнялся 15–16 марта 2023 г. [10]. Измерения лидаром МСВЗА и радиозондами были синхронизированы; радиозонды запускались оба дня в 14:00 и 18:00 UTC непосредственно от МСВЗА. Одновременно выполнялись измерения и на ВМПЛ [11] примерно в 6 км юго-западнее (см. рисунок 1). Примерно посередине между лидарами, хотя и несколько в стороне, находится ГРЭС-2, чьё влияние следует учитывать.

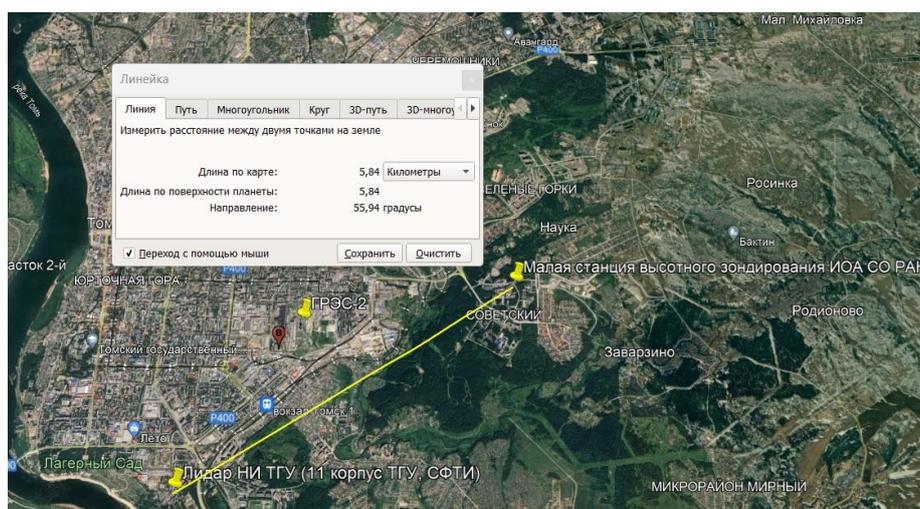


Рисунок 1 – Фрагмент карты г. Томска; местоположения лидаров ИОА СО РАН и НИ ТГУ, а также ГРЭС-2

На рисунке 2 представлены вертикальные профили температуры атмосферного воздуха, построенные на основе данных из ряда источников. В качестве источника данных стандартного аэрологического зондирования использована станция WMO 28634, расположенная в Новосибирске, как наиболее близкая к Томску.

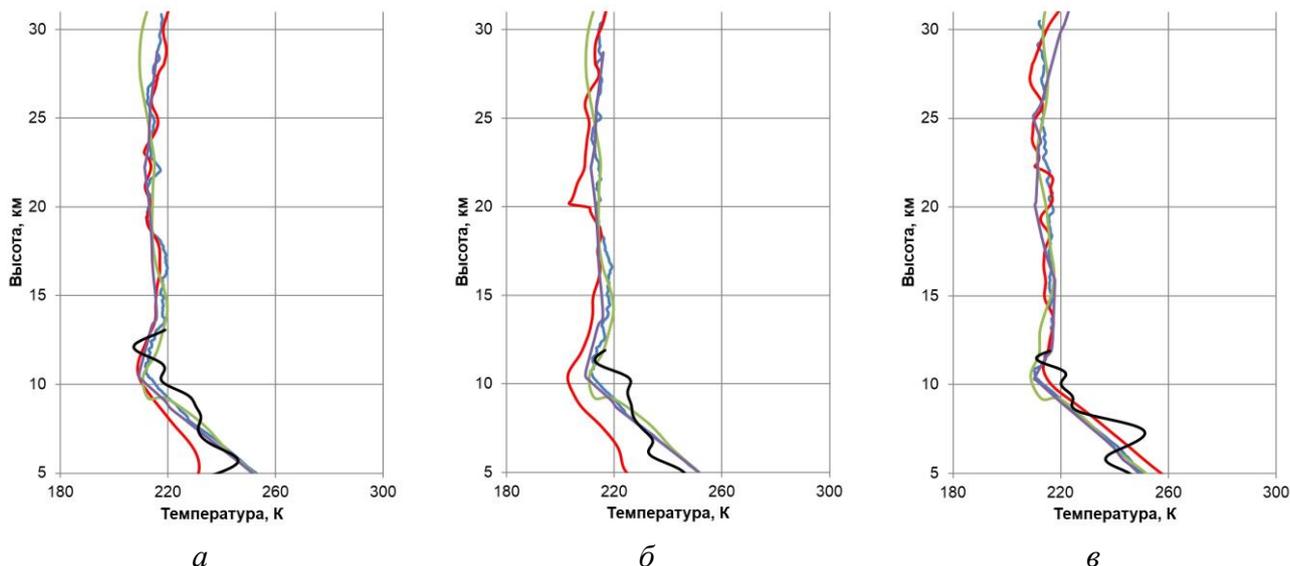


Рисунок 2 – Вертикальные профили температуры: синим – радиозонд, красным – лидар ИОА СО РАН, зелёным – спутник AURA, фиолетовым – радиозонд WMO 28634 (Новосибирск), чёрным – лидар НИ ТГУ; *a* – 15.03.2023 г., 14:00 UTC; *б* – 15.03.2023 г., 18:00 UTC; *в* – 16.03.2023 г., 18:00 UTC

На рисунке 2 обращает на себя внимание близость вертикальных профилей температуры, восстановленных по данным измерений 15.03.2023 г. лидаром НИ ТГУ к профилям, построенным по данным других источников. При этом, начиная с высоты около 12 км профиль, полученный лидаром ИОА СО РАН, оказывается ближе к остальным данным, практически совпадая вплоть до высоты 30 км. На следующий день ситуация изменилась на обратную: значения температуры по данным НИ ТГУ заметно хуже соответствовали данным радиозондов и спутника, чем профиль значений, полученных в ИОА СО РАН. Чтобы объяснить это наблюдение, обратимся к рисунку 1 и таблице 1. В ней представлены вертикальные профили направления ветра по данным реанализа ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). Высокое пространственное ( $0,25 \times 0,25^\circ$ , т.е. примерно  $28 \times 28$  км) и временное разрешение (1 ч) делают его привлекательным для различного рода исследовательских и прикладных задач (например, [12–14]). Данные в таблице соответствуют дате и времени описываемых запусков радиозондов. Высота труб ГРЭС-2 в Томске составляет 100 м [15], поэтому представленный в таблице диапазон высот 0–1,5 км с запасом перекрывает диапазон высот, где следовало бы ожидать наблюдение аэрозоля от этих труб. Как видно из таблицы, в

оба описываемых дня эксперимента с подветренной стороны находился лидар НИ ТГУ, но не лидар ИОА СО РАН. При этом именно во второй день измерений значения направления ветра были ближе к азимуту (212°) от ГРЭС-2 на точку стояния лидара НИ ТГУ. Этим можно объяснить более заметные отклонения значений температуры по данным лидара НИ ТГУ от остальных профилей во второй день измерений.

Таблица 1. Вертикальные профили направления ветра на высотах 0–1,5 км в дни эксперимента по данным реанализа ERA5 [16]

15.03.2023 г., 14:00 UTC		16.03.2023 г., 18:00 UTC	
Высота, м	Направление ветра, °	Высота, м	Направление ветра, °
0	123	0	301
204	147	201	324
858	175	840	245
1322	180	1296	203
1563	176	1533	195

Описанные результаты демонстрируют согласованность данных, получаемых лидарами и радиозондом, что даёт возможность сравнивать результаты измерений, выполняемых на разных лидарах. Показана применимость методики восстановления вертикальных профилей температуры, ранее не использовавшейся для обработки результатов измерений ВМПЛ НИ ТГУ, и перспективность экспериментов, выполняемых совместно с лидаром МСВЗА ИОА СО РАН. Кроме того, на основе данных радиозондов, запускаемых непосредственно в Томске, подтверждена корректность восстановления профилей температуры на основе результатов лидарного зондирования в ИОА СО РАН.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИОА СО РАН.

1. Wang J., Guan Y., Wu L., et al. Changing lengths of the four seasons by global warming // *Geophys. Res. Lett.* 2021. V. 48. Art. e2020GL091753.

2. Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A., et al. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature*. 2018. V. 556. P. 191–196.

3. Notz D., Dörr J., Bailey D.A., et al. Arctic Sea Ice in CMIP6 // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. Art. e2019GL086749.

4. Coffel E.D., Thompson T.R., Horton R.M. The impacts of rising temperatures on aircraft takeoff performance // *Climatic Change*. 2017. V. 144. P. 381–388.

5. Kozubek M., Laštovička J., Zajicek R. Climatology and Long-Term Trends in the Stratospheric Temperature and Wind Using ERA5 // *Remote Sensing*. 2021. V. 13(23). Art. 4923.

6. Steinr A., Ladstädter F., Randel W.J., et al. Observed Temperature Changes in the Troposphere and Stratosphere from 1979 to 2018 // *J. Clim.* 2020. V. 33. P. 8165–8194.

7. Jakovlev A.R., Smyshlyaev S.P., Galin V.Y. Interannual Variability and Trends in Sea Surface Temperature, Lower and Middle Atmosphere Temperature at Different Latitudes for 1980–2019 // *Atmosphere*. 2021. V. 12. Art. 454.

8. Центральная аэрологическая обсерватория (Научно-технический центр радиозондирования). [Электронный ресурс]. URL: <http://cao-ntcr.mipt.ru/monitor/locator.htm> (дата обращения: 20 марта 2024 г.).
9. University of Wyoming. Wyoming Weather Web. [Электронный ресурс]. URL: <http://weather.uwyo.edu> (дата обращения: 20 марта 2024 г.).
10. Балугин Н.В., Маричев В.Н., Юшков В.А. и др. Аэрозольное зондирование тропосферы и стратосферы с помощью лидарных и аэрологических технологий // Оптика атмосферы и океана. 2024. Т. 37. №2. С. 99–104.
11. Kuchinskaia O., Bryukhanov I., Penzin M., et al. ERA5 Reanalysis for the Data Interpretation on Polarization Laser Sensing of High-Level Clouds // Remote Sensing. 2023. V. 15. № 1. Art. 109.
12. Mayer J., Mayer M., Haimberger L. Consistency and homogeneity of atmospheric energy, moisture, and mass budgets in ERA5 // J. Clim. 2021. V. 34. P. 3955–3974.
13. Zhu J., Xie A., Qin X., et al. An assessment of ERA5 reanalysis for Antarctic near-surface air temperature // Atmosphere. 2021. V. 12. Art. 217.
14. Kuchinskaia O., Penzin M., Bordulev I., et al. Artificial Neural Networks for Determining the Empirical Relationship between Meteorological Parameters and High-Level Cloud Characteristics // Appl. Sci. 2024. V. 14. № 5. Art. 1782.
15. Осипова Н.А., Таловская А.В., Филимоненко Е.А. и др. Экологические риски от влияния токсичных элементов в атмосферном воздухе на основе изучения снежного покрова в районе расположения Томской ГРЭС-2 // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 4. С. 54–69.
16. Copernicus Climate Data Store. [Электронный ресурс]. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu> (дата обращения: 20 марта 2022 г.).

# ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ И СТОКИ СЕМЕЙСТВ НЕЧЁТНОГО КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА НА ВЫСОТАХ МЕЗОСФЕРЫ – НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ В ДНЕВНОЕ ВРЕМЯ

Чубаров А.Г.<sup>1,2</sup>, Куликов М.Ю.<sup>1,2,3</sup>, Беликович М.В.<sup>1,2</sup>, Дементьева С.О.<sup>1</sup>, Фейгин А.М.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт прикладной физики РАН им. А.В. Гапонова-Грехова, г. Нижний Новгород, Россия

<sup>2</sup>ННГУ им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

e-mail: a.chubarov@ipfran.ru, kulm@ipfran.ru, belikovich@ipfran.ru, dementyeva@ipfran.ru,

feigin@ipfran.ru

В данной работе в рамках глобальной трёхмерной химико-транспортной модели проведен анализ всех источников и стоков семейств нечётного кислорода и водорода и выделены основные химические реакции, определяющие дневную эволюцию этих семейств в зависимости от высоты, широты и сезона. Полученные результаты используются для упрощения алгебраических связей между компонентами этих семейств, следующих из условий фотохимического равновесия и предназначенных для восстановления плохо измеряемых малых примесей мезосферы на 50-80 км, валидации данных измерений или уточнения констант фотохимических реакций.

Под мезосферой - нижней термосферой (МНТ) обычно принято понимать регион от 50 до 100-105 км, включающий в себя собственно мезосферу и область мезопаузы. Высокая актуальность исследования МНТ обусловлена, прежде всего, тем, что характеристики протекающих здесь процессов являются важными индикаторами и предикторами возможных изменений состояния всей атмосферы. В частности, климатические изменения на высотах МНТ выглядят значительно заметней (например, скорость уменьшения температуры мезосферы во второй половине 20 века достигала ~0.5-1 К/год) и могут на десятилетия опережать изменения в нижней атмосфере. При этом, несмотря на довольно большие усилия, потраченные на ее исследование, МНТ остается наименее изученной областью атмосферы и в последнее время интенсивно исследуется значительным числом научных коллабораций. Особое внимание уделяется исследованию химических процессов с участием малых примесей (МП), которые трудно измерять как контактными, так и дистанционными методами, поскольку эта область заметно удалена как от земной поверхности (что делает затруднительным запуск измерительных приборов с поверхности Земли), так и от космоса (что ухудшает качество измерений с помощью спутников). В результате число доступных прямым измерениям МП остается, по-прежнему, невелико, причём многие из них измеряются с заметными неопределенностями. Для того, чтобы эффективнее извлекать информацию из экспериментальных данных, необходимо использовать химико-транспортные модели, которые выступают в качестве априорных связей между различными характеристиками. При этом стоит

отметить, что химия этой области включает заметно меньшее количество реакций, определяющих эволюцию ключевых МП, в сравнении, например, с тропосферной или стратосферной химией, поэтому возможно получить относительно простые аналитические соотношения, удобные для использования на практике. Эти соотношения, к примеру, могут применяться для восстановления плохо измеряемых МП из имеющихся экспериментальных данных, валидации данных одновременных наблюдений нескольких МП, оценки констант химических реакций, известных с большой погрешностью, источников (эмиссий) и др. (см. [1]).

В предыдущих работах [2-4] в рамках одномерной (по высоте) модели, а также в рамках трёхмерной химико-транспортной модели было исследовано дневное фотохимическое равновесие семейств нечётного кислорода ( $O_x = O + O_3 + O(^1D)$ ) и водорода ( $HO_x = H + OH + HO_2$ ) на высотах мезосферы для всех широт и долгот, а также были получены аналитические критерии, позволяющие устанавливать факт выполнения равновесия. Целью данной работы является анализ всех источников и стоков  $O_x$  и  $HO_x$  с помощью трёхмерной химико-транспортной модели в диапазоне высот от 50 до 100 км и выделены основные химические реакции, определяющие дневную эволюцию этих семейств в зависимости от высоты, широты и сезона.

В данной работе используется 3D химико-транспортная модель МНТ, разработанная в Институте атмосферной физики (Leibniz Institute of Atmospheric Physics), Кьюленсборн, Германия. Модель создана специально для изучения процессов на высотах МНТ. Она осуществляет моделирование фотохимии и переноса посредством адвекции (вертикальным и горизонтальным ветром) и диффузии (молекулярной и турбулентной). При этом пренебрегается влиянием МП на молекулярный кислород и азот. Основные характеристики модели: 118 высотных уровней (привязанных к давлению) в диапазоне высот 0-135 км, 32 точки по широте и 64 точки по долготе. Временное разрешение – 90 секунд. Химический блок модели включает 19 реагирующих компонент (в том числе все компоненты семейств  $O_x$  и  $HO_x$ ), 49 химических реакций и 14 процессов фотодиссоциации.

Основными источниками семейства нечётного кислорода являются реакции, представленные в таблице 1. Из двенадцати источников главным является реакция  $O_2+h\nu \rightarrow O+O$ , что видно из рисунка 1, который показывает, что вклад данной реакции на интересующем нас интервале высот составляет более 95%. Основными стоками семейства нечётного кислорода являются реакции, представленные в таблице 2. Из них главными являются, реакции 2, 4, 7 и 22 из таблицы 2, что видно из рисунков 1, 2, который показывает, что суммарный вклады этих реакций на мезосферных высотах составляет более 90%.

Таблица 1 – Фотохимические источники семейства нечётного кислорода

№	Реакции
1	$\text{OH} + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$
2	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$
3	$\text{N} + \text{NO}_2 \rightarrow \text{N}_2\text{O} + \text{O}$
4	$\text{N} + \text{NO} \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}$

№	Реакции
5	$\text{N} + \text{O}_2 \rightarrow \text{NO} + \text{O}$
6	$\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{O}$
7	$\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{O}(^1\text{D})$
8	$\text{NO} + h\nu \rightarrow \text{N} + \text{O}$

№	Реакции
9	$\text{NO}_2 + h\nu \rightarrow \text{NO} + \text{O}$
10	$\text{N}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}(^1\text{D})$
11	$\text{NO}_3 + h\nu \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}$
12	$\text{CO}_2 + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{O}$

Таблица 2 – Фотохимические стоки семейства нечётного кислорода

№	Реакции
1	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{OH}$
2	$\text{H} + \text{O}_3 \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$
3	$\text{H}_2 + \text{O}(^1\text{D}) \rightarrow \text{H} + \text{OH}$
4	$\text{OH} + \text{O} \rightarrow \text{H} + \text{O}_2$
5	$\text{OH} + \text{O}_3 \rightarrow \text{O}_2 + \text{HO}_2$
6	$\text{HO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{OH} + 2\text{O}_2$
7	$\text{HO}_2 + \text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$
8	$\text{H}_2\text{O}_2 + \text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{HO}_2$

№	Реакции
9	$\text{NO}_2 + \text{O} \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$
10	$\text{NO} + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$
11	$\text{NO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{O}_2$
12	$\text{NO}_3 + \text{O} \rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$
13	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}_2$
14	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{N}_2\text{O} \rightarrow 2\text{NO}$
15	$\text{O} + \text{NO} + \text{M} \rightarrow \text{NO}_2 + \text{M}$
16	$\text{O} + \text{NO}_2 + \text{M} \rightarrow \text{NO}_3 + \text{M}$

№	Реакции
17	$\text{O}_3 + \text{N} \rightarrow \text{NO} + \text{O}_2$
18	$\text{CH}_4 + \text{O}(^1\text{D}) \rightarrow \text{CH}_3 + \text{OH}$
19	$\text{CH}_4 + \text{O}(^1\text{D}) \rightarrow \text{H}_2 + \text{CH}_2\text{O}$
20	$\text{CH}_3 + \text{O} \rightarrow \text{CH}_2 + \text{OH}$
21	$2\text{O} + \text{M} \rightarrow \text{O}_2 + \text{M}$
22	$\text{O} + \text{O}_3 \rightarrow 2\text{O}_2$
23	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{O}_3 \rightarrow 2\text{O}_2$

Таблица 3 – Фотохимические источники семейства нечётного водорода

№	Реакции
1	$\text{CH}_4 + \text{O}(^1\text{D}) \rightarrow \text{CH}_3 + \text{OH}$
2	$\text{CH}_4 + \text{O}(^1\text{D}) \rightarrow \text{H}_2 + \text{CH}_2\text{O}$

№	Реакции
3	$\text{CH}_4 + \text{OH} \rightarrow \text{CH}_3 + \text{H}_2\text{O}$
4	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{OH}$

№	Реакции
5	$\text{O}(^1\text{D}) + \text{H}_2 \rightarrow \text{H} + \text{OH}$
6	$\text{H}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{H} + \text{OH}$

Таблица 4 – Фотохимические стоки семейства нечётного водорода

№	Реакции
1	$\text{OH} + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$
2	$\text{OH} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$

№	Реакции
3	$\text{H} + \text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2 + \text{O}_2$
4	$\text{H} + \text{NO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{O}$

№	Реакции
5	$\text{H}_2\text{O}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{HO}_2$
6	$\text{H} + \text{OH} + \text{N}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{N}_2$

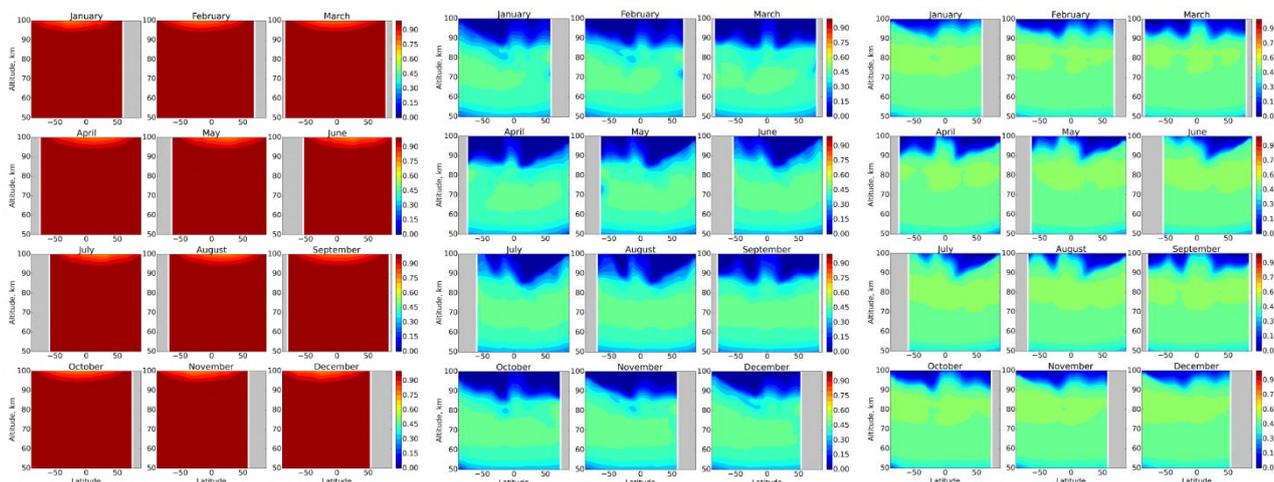


Рисунок 1 – Слева изображено отношение вклада реакции  $\text{O}_2 + h\nu \rightarrow \text{O} + \text{O}$  к вкладу всех источников  $\text{O}_x$ . Посередине изображено отношение вклада реакции  $\text{HO}_2 + \text{O} \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$  к вкладу всех стоков  $\text{O}_x$ . Справа изображено отношение вклада реакции  $\text{OH} + \text{O} \rightarrow \text{H} + \text{O}_2$  к вкладу всех стоков  $\text{O}_x$

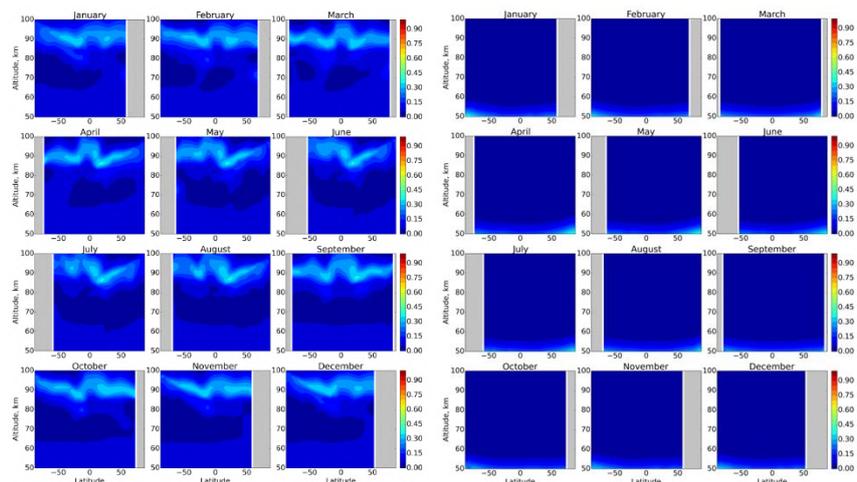


Рисунок 2 – Слева изображено отношение вклада реакции  $\text{N} + \text{O}_3 \rightarrow \text{OH} + \text{O}_2$  к вкладу всех стоков  $\text{NO}_x$ . Справа изображено отношение вклада реакции  $\text{O} + \text{O}_3 \rightarrow 2\text{O}_2$  к вкладу всех стоков  $\text{NO}_x$

Аналогичная ситуация имеет место и для семейства нечётного водорода. Источники и стоки представлены в таблицах 3 и 4 соответственно. Основными реакциями являются реакции 4, 6 из таблицы 3 (см. Рисунок 3) и 2, 3, 4 из таблицы 4 (см. Рисунок 4) соответственно. Их суммарные вклады в источники и стоки также составляют более 90%. Можно видеть, что эволюция семейств нечётного кислорода и водорода на высотах мезосферы в основном определяется лишь несколькими реакциями, отмеченными выше, что значительно упрощает условия фотохимического равновесия и критериев их выполнимости.

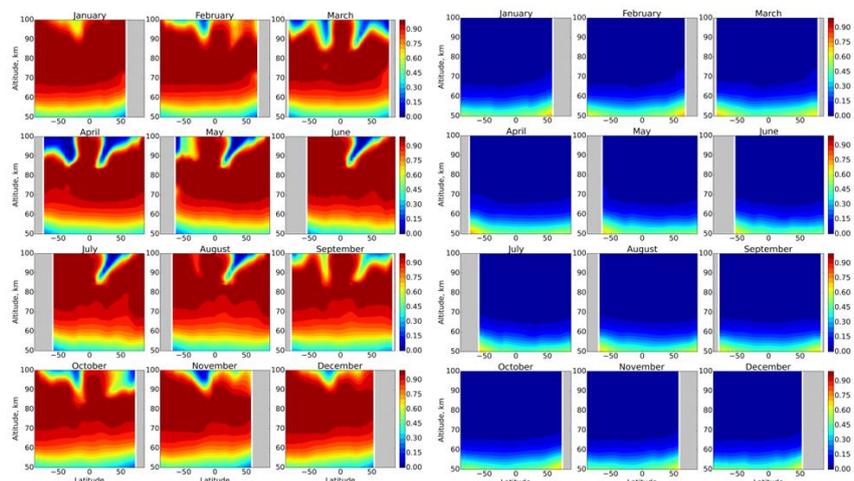


Рисунок 3 – Слева изображено отношение вклада реакции  $\text{H}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{H} + \text{OH}$  к вкладу всех источников  $\text{HO}_x$ . Справа изображено отношение вклада реакции  $\text{O}(^1\text{D}) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{OH}$  к вкладу всех источников  $\text{HO}_x$

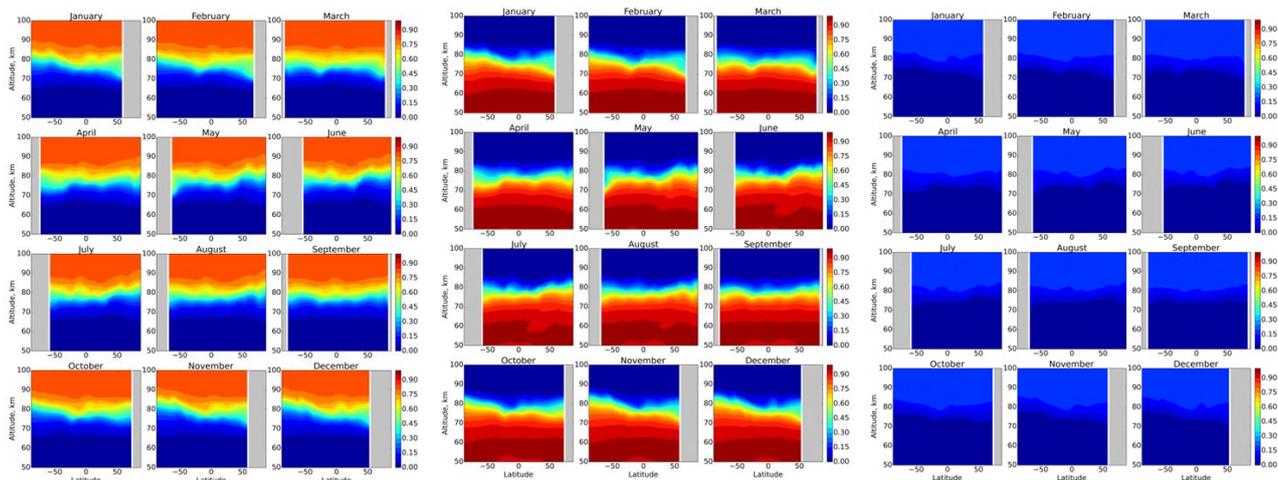


Рисунок 4 – Слева изображено отношение вклада реакции  $\text{N}+\text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2+\text{O}_2$  к вкладу всех стоков  $\text{HO}_x$ . Посередине изображено отношение вклада реакции  $\text{OH}+\text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}+\text{O}_2$  к вкладу всех стоков  $\text{HO}_x$ . Справа изображено отношение вклада реакции  $\text{N}+\text{HO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}+\text{O}$  к вкладу всех стоков  $\text{HO}_x$

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-12-00064, <https://rscf.ru/project/22-12-00064/>.

1. Kulikov M.Y., Nechaev A.A., Belikovich M.V., Ermakova T S., Feigin A M. Technical note: Evaluation of the simultaneous measurements of mesospheric OH,  $\text{HO}_2$ , and  $\text{O}_3$  under a photochemical equilibrium assumption – a statistical approach // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 7453-7471.

2. Chubarov A.G., Kulikov M.Yu., Belikovich M.V., Feigin A.M. Photochemical equilibrium of odd oxygen and hydrogen families at the mesospheric altitudes // Proc. SPIE. 2021. V. 11916.

3. Chubarov A.G., Kulikov M.Yu., Belikovich M.V., Feigin A.M. Analytical criteria for satisfying the condition of photochemical equilibrium of odd oxygen and hydrogen families at mesospheric altitudes // Proc. SPIE. 2022. V. 12341.

4. Chubarov A.G., Kulikov M.Yu., Belikovich M.V., Feigin A.M. Photochemical equilibrium of odd oxygen and hydrogen families at mesospheric altitudes using a three-dimensional chemistry-transport model // Proc. SPIE. 2023 V. 12780. P. 127807N

## ОТКЛИК ТРОПОСФЕРЫ НА СОЛНЕЧНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ВО ВРЕМЯ СОБЫТИЙ 15 ИЮЛЯ 2000 ГОДА И 20 НОЯБРЯ 2003 ГОДА

Караханян А.А., Молодых С.И.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: asha@iszf.irk.ru, sim@iszf.irk.ru

Электрический потенциал (ЭП) ионосферы используется в качестве гелиогеофизического параметра при анализе тропосферного отклика на солнечное воздействие во время мощных геомагнитных бурь: с внезапным и постепенным началом. Показано, что отклик метеопараметров происходит одновременно с вариациями ЭП во время магнитной бури с внезапным началом. Тропосферный отклик сдвигается по времени относительно максимума ЭП во время магнитной бури с постепенным началом: уменьшение уходящей длинноволновой радиации наблюдается через 12 часов, увеличение верхней облачности – через 18 часов. Обнаружено, что амплитуда отклика метеопараметров на вариации ЭП примерно вдвое меньше во время геомагнитной бури с постепенным началом по сравнению с тропосферным откликом в течение магнитной бури с внезапным началом.

Электрический потенциал (ЭП) ионосферы может быть использован в качестве одного из гелиогеофизических параметров при анализе процессов в системе магнитосфера-ионосфера-тропосфера. Ранее обнаружено, что характер связи вариаций ЭП с геомагнитными индексами зависит от типа магнитных бурь, различие которых определяется разными источниками на Солнце. Вариации ЭП хорошо коррелируют с геомагнитными индексами во время возмущений, связанных с корональными выбросами массы – бури с внезапным началом. Однако корреляция между вариациями ЭП и геомагнитными индексами ослабляется во время бурь с постепенным началом, которые вызываются высокоскоростными потоками солнечного ветра, истекающими из корональных дыр. Следовательно, можно предположить, что вариации ЭП отражают и спорадические процессы на Солнце, и изменения крупномасштабных солнечных магнитных полей, в отличие от геомагнитных индексов, которые отражают степень возмущенности магнитного поля Земли [1]. В связи с этим в данной работе мы проанализировали тропосферный отклик на вариации ЭП во время отдельных событий с примерно одинаковой величиной геомагнитных возмущений.

Согласно каталогу магнитных бурь [2], нами выбраны мощные геомагнитные бури (интенсивность – 4) по указанным типам магнитных бурь в 23-м цикле солнечной активности (СА). 23-й солнечный цикл является циклом средней величины и вторым компонентом физического 22-летнего солнечного цикла. Наиболее мощные вспышечные события происходили на фазе роста и, особенно, на фазе спада цикла. Отметим некоторые особенности его развития: характерные признаки стабильных (не вспышечных) активных областей,

затянувшаяся высокая вспышечная активность на фазе спада цикла, рост спокойных геомагнитных дней, вследствие снижения вспышечной активности. Данные особенности могут свидетельствовать о смене режима генерации магнитных полей в конвективной зоне Солнца. В этом случае Солнце вступает в период средних и малых циклов СА, который может продлиться от 50 до 100 лет [4]. Геомагнитная очень большая буря 20 ноября 2003 г., вызванная солнечным выбросом 18 ноября, является самой интенсивной в цикле с *Dst*-индексом равным  $-422$  нТл [3]. Данное событие относится к бурям с внезапным началом по каталогу геомагнитных бурь. Геомагнитная буря 15 июля 2000 г., вызванная мощной солнечной вспышкой, получившая собственное имя «Бастилия» [4], является одной из самых интенсивных бурь с постепенным началом в 23-м солнечном цикле, *Dst*-индекс составил  $-301$  нТл [5].

Расчеты пространственного распределения ЭП выполнены, используя полуэмпирическую модель, в которой структура потенциала определяется вариациями параметров солнечного ветра, межпланетного магнитного поля и *AL*-индексом геомагнитной активности [6]. Данные о межпланетной среде и геомагнитные индексы (*AE*, *AL*) с часовым разрешением получены из базы данных OMNI [7]. Мы использовали часовые значения метеопараметров из набора данных CERES-SYN1deg в сетке  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$  [8]. Уходящая длинноволновая радиация (TOA Longwave (LW) Flux Up) представлена наблюдаемым CERES широкополосным излучаемым тепловым исходящим уходящим потоком широкополосного теплового излучения LW в верхней части атмосферы (TOA — высота около 20 км). Количество облаков (Cloud Area Fraction) — доля неба, покрытая облаками верхнего яруса (300 гПа-тропопауза), выраженная в процентах. Мы рассчитали аномалии анализируемых параметров относительно семи суток до начала события, усреднили для области широт выше  $60^\circ$  N и проанализировали динамику рассматриваемых характеристик во время выбранных магнитных бурь.

Вариации ЭП антикоррелируют с *AE*-индексом геомагнитной активности ( $r = -0.72 \pm 0.22$ ) в первые 12 часов магнитной бури с внезапным началом — 20 ноября 2003 г. Далее наблюдается корреляция между рассматриваемыми параметрами ( $r = 0.84 \pm 0.18$ ) до завершения геомагнитной бури. Тропосферный отклик происходит одновременно с вариациями ЭП: уходящая длинноволновая радиация (УДР) уменьшается ( $r = -0.89 \pm 0.10$ ); облака верхнего яруса увеличиваются ( $r = 0.80 \pm 0.13$ ) во время магнитной бури. Максимум отклика УДР на вариации ЭП наблюдается через 3 часа после достижения ЭП максимального значения. Максимальное количество облаков верхнего яруса отмечается позже, по сравнению с откликом УДР на вариации ЭП. Облака верхнего яруса достигают своего максимального значения через 6 часов относительно максимума ЭП. Повторное уменьшение УДР отмечается после максимального увеличения облаков, т.е. может быть следствием возрастания облаков верхнего яруса (рис. 1,

слева). Особенности в поведении вариаций ЭП и  $AE$ -индекса геомагнитной активности в целом сохраняются во время магнитной бури с постепенным началом – 15 июля 2000 г. Вариации ЭП антикоррелируют с  $AE$ -индексом в течение 10 часов ( $r = -0.47 \pm 0.31$ ). Анализируемые параметры коррелируют между собой с 18-го часа от начала геомагнитной бури и до ее завершения ( $r = 0.66 \pm 0.25$ ). Максимум отклика метеопараметров на вариации ЭП сдвигается по времени относительно максимума ЭП: уменьшение УДР наблюдается через 12 часов, возрастание облаков верхнего яруса – через 18 часов. Следует отметить, что амплитуда тропосферного отклика на вариации ЭП примерно в два раза меньше во время магнитной бури с постепенным началом по сравнению с откликом метеопараметров в течение геомагнитной бури с внезапным началом (рис. 1, справа).

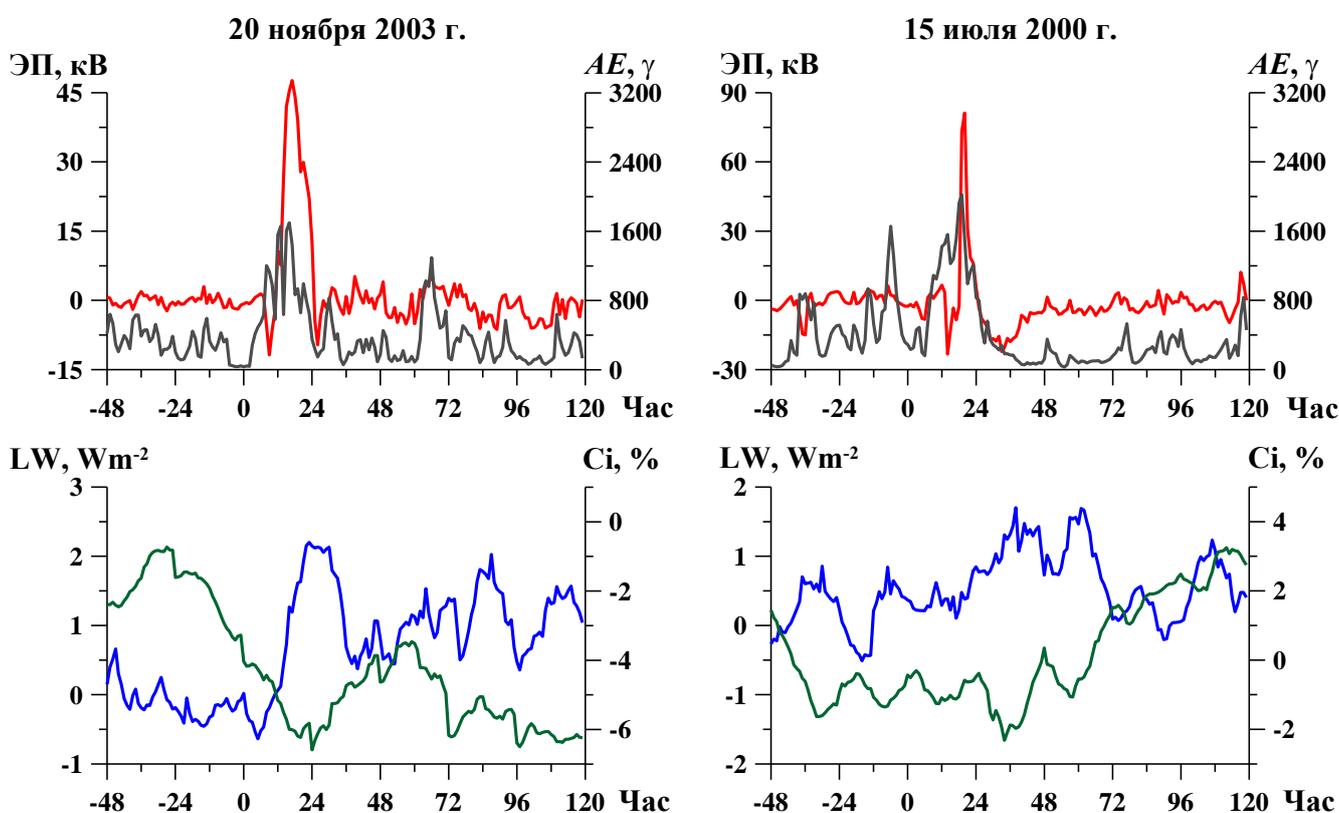


Рисунок 1 – Вариации ЭП (красная линия),  $AE$ -индекса геомагнитной активности (черная линия) и метеопараметров: зеленая линия – уходящая длинноволновая радиация ( $LW$ ), синяя линия – облака верхнего яруса ( $Ci$ ) за 7-дневный интервал во время мощных геомагнитных бурь. Ноль по горизонтальной оси — начало геомагнитной бури

Таким образом, проведенный анализ тропосферного отклика на вариации ЭП во время мощных геомагнитных бурь с внезапным и постепенным началом позволил сформулировать следующие результаты.

1. Связь между вариациями ЭП и  $AE$ -индексом геомагнитной активности нарушается во время геомагнитных бурь обоих типов. Обнаруженная особенность позволяет предполагать, что

вариации ЭП учитывают и короткопериодические возмущения, и долговременные изменения, в отличие от *AE*-индекса геомагнитной активности.

2. Отклик метеопараметров происходит одновременно с вариациями ЭП во время магнитной бури с внезапным началом.

3. Тропосферный отклик сдвигается по времени относительно максимума ЭП во время магнитной бури с постепенным началом: уменьшение УДР наблюдается через 12 часов, возрастание облаков верхнего яруса – через 18 часов.

4. Амплитуда отклика метеопараметров на вариации ЭП примерно вдвое меньше во время геомагнитной бури с постепенным началом, по сравнению с тропосферным откликом в течение магнитной бури с внезапным началом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России.

1. *Караханян А.А., Молодых С.И.* Электрический потенциал ионосферы – альтернативный индикатор солнечного воздействия на нижнюю атмосферу // Солнечно-земная физика. 2023. Т. 9. № 2. С. 111–115.

2. Каталог геомагнитных бурь за 1950-2010 гг. по данным обсерватории Москва [Электронный ресурс]. URL: <https://www.izmiran.ru/magnetism/magobs/MagneticStormCatalog.html> (дата обращения 28.03.2024).

3. *Grechnev V.V., Uralov A.M., Chertok I.M., Belov A.V., Filippov B.P., Slemzin V.A., Jackson B.V.* A challenging solar eruptive event of 18 November 2003 and the causes of the 20 November geomagnetic superstorm. IV. Unusual magnetic cloud and overall scenario // Solar Phys. 2014. V. 289. № 12. P. 4653–4673.

4. *Ishkov V.N.* Properties of the current 23rd solar-activity cycle // Solar System Research. 2005. V. 39. № 6. P. 453–461.

5. Geomagnetic Data Service [Электронный ресурс]. URL: <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html> (дата обращения 28.03.2024).

6. *Weimer D.R.* An improved model of ionospheric electric potentials including substorm perturbations and application to the Geospace Environment Modeling November 24, 1996, event // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2001. V. 106. № A1. P. 407–416.

7. OMNIWeb [Электронный ресурс]. URL: [https://omniweb.gsfc.nasa.gov/html/ow\\_data.html](https://omniweb.gsfc.nasa.gov/html/ow_data.html) (дата обращения 28.03.2024).

8. *Wielicki B.A., Barkstrom B.R., Harrison E.F., Lee III R.B., Smith G.L., Cooper, J.E.* Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System Experiment // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77. № 5. P. 853–868.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НАД ПОЛИГОНОМ МАЙМАГА ПО ДВУМ КАМЕРАМ ВСЕГО НЕБА

Тыщук О.В., Колтовской И.И., Аммосов П.П.

Институт космофизических исследований и астрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

г. Якутск, Россия

e-mail: oleSmile@mail.ru, koltik@ikfia.ysn.ru, ammosov@ikfia.ysn.ru

В работе представлены статистические данные зарегистрированных внутренних гравитационных волн над центральной частью Якутии (северо-восточная часть Сибири) за период 2016–2018 гг. и 2020–2022 гг. Данные получены с помощью двух камер всего неба, настроенных на излучение гидроксила ОН. Для каждого случая обнаруженных внутренних гравитационных волн рассчитаны такие параметры как: горизонтальная длина волны, период ВГВ, горизонтальная фазовая скорость, азимут направления распространения, время наблюдения и продолжительность.

Понимание механизмов движения воздушных масс очень важно и остается актуальной задачей в эпоху глобального изменения климата. Важную роль в динамике мезосферы и нижней термосферы играют атмосферные волны, в частности внутренние гравитационные волны (ВГВ). Генерация этих волн происходит в нижних слоях атмосферы (тропосфера), где они распространяются вертикально вверх через среднюю атмосферу (стратосфера, мезосфера), подвергаясь фильтрующему эффекту [1]. Согласно теории фильтрации волн, ВГВ направлены против движения зонального фонового ветра. Зимой в северном полушарии фоновый ветер в средней атмосфере обычно направлен с запада на восток. Однако, отклонению его направления могут способствовать циклоны и крупные орографические препятствия. Также важнейшим источником генерации ВГВ являются фронты [2], и сдвиг ветра между струйным течением в тропосфере и стратосферным полярным вихрем [3]. Гравитационные волны не только создают возмущения в поле скоростей, но и вызывают периодические колебания плотности и температуры газов верхних слоев атмосферы, ответственных за выделение энергии высвечивающейся в эмиссионных слоях [4].

Целью работы является изучение параметров ВГВ по данным съемок двух инфракрасных камер всего неба над центральной частью Якутии. Полученная статистическая информация волновых возмущений важна для составления региональной базы данных ВГВ, что в дальнейшем поможет выявить источники генерации волн и их влияние на общую циркуляцию атмосферы.

Регистрация волновых процессов в свечении ночного неба осуществлялась с помощью цифровых камер всего неба, размещенных на полигоне Маймага ( $63.04^\circ$ сш,  $129.51^\circ$ вд),

удаленном к северу от г. Якутска на расстоянии около 130 км. Первая камера создана на базе ПЗС-камеры «ST-6». В камере используется объектив типа «рыбий глаз» с фильтром, пропускающим свет в ближней инфракрасной области спектра (660–1000 нм) [5]. В данном диапазоне в основном высвечиваются полосы молекул гидроксила ОН, имеющие номинальную высоту свечения 87 км. Камера имеет разрешение 241x250 пикселей. Интервал съемки между кадрами равен 3 мин при длительности экспозиции в 150 с. Вторая камера всего неба является усовершенствованной версией камеры «ST-6». Используется ПЗС-камера «ST-9» с разрешением 512x512 пикселей. Интервал съемки между кадрами равен 1 мин при длительности экспозиции в 20 с. Чтобы лучше анализировать данные по изображениям камеры всего неба «ST-6» используется метод временного дифференцирования (time differencing (TD)), представляющий собой разницу между интенсивностью пикселей двух последующих кадров [6]. Изображения камеры всего неба «ST-9» имеют частоту съемки меньше, чем период волновых возмущений, поэтому для обработки применяется модифицированный метод TD, в котором результирующее изображение получается из шести последовательных кадров [7].

Для зарегистрированных ВГВ были вычислены следующие параметры: горизонтальная длина волны, период ВГВ, горизонтальная фазовая скорость, азимут направления распространения, время наблюдения и продолжительность. Примеры обнаруженных ВГВ представлены рис. 1.

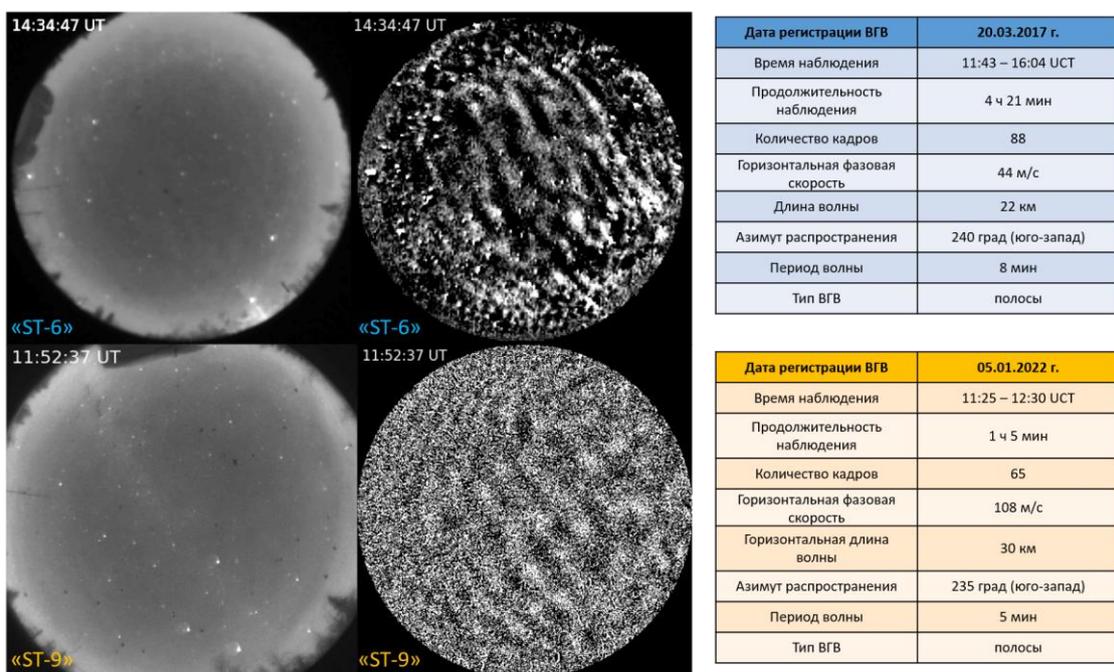


Рисунок 1 – Снимки ночного неба камерами «ST-6» и «ST-9» (слева), их обработанные изображения, полученные методом TD (справа) и вычисленные параметры ВГВ

Горизонтальная длина волны зарегистрированных ВГВ за период 2016–2018 гг. по камере всего неба «ST-6» и за период 2020–2022 гг. по камере всего неба «ST-9» варьирует от 10 до 54 км (рис. 2).

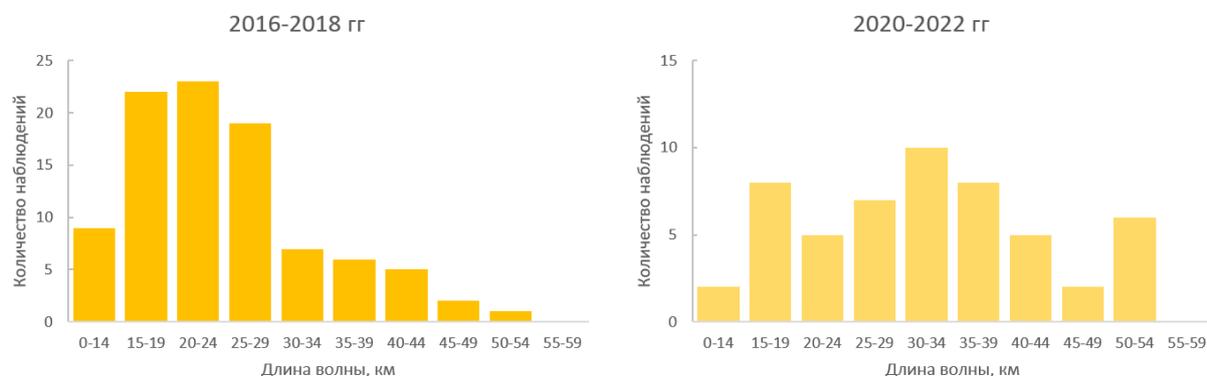


Рисунок 2 – Длина волны, зарегистрированная над полигоном Маймага за период 2016–2018 гг. по камере «ST-6» и 2020–2022 гг. по камере «ST-9»

Горизонтальные фазовые скорости изменяются от 14 до 163 м/с (рис. 3).

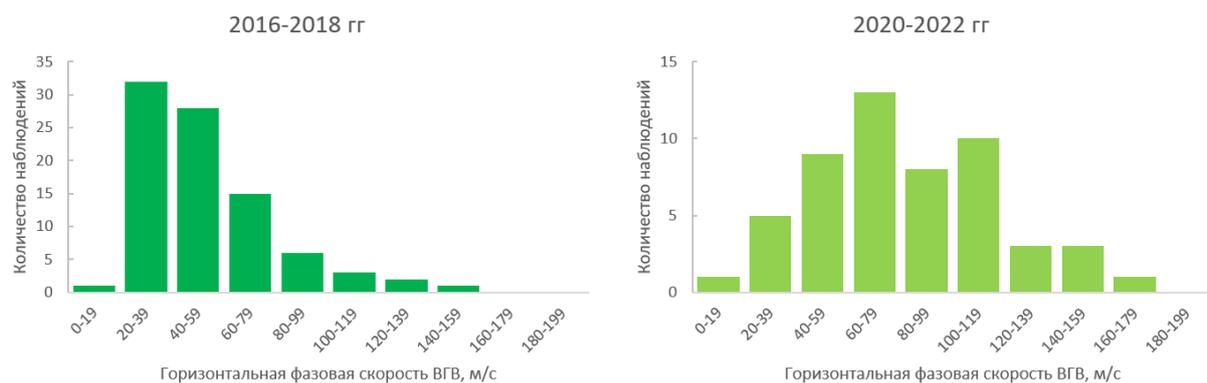


Рисунок 3 – Горизонтальная фазовая скорость ВГВ зарегистрированных над полигоном Маймага за период 2016–2018 гг. по камере «ST-6» и 2020–2022 гг. по камере «ST-9»

Период ВГВ распределен в пределах от 4 до 16 минут (рис. 4).

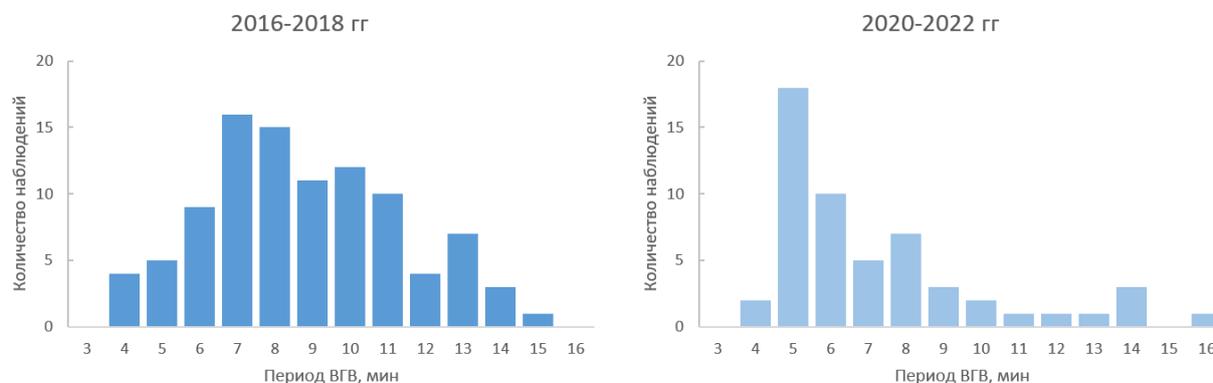


Рисунок 4 – Период ВГВ зарегистрированных над полигоном Маймага за период 2016–2018 гг. по камере «ST-6» и 2020–2022 гг. по камере «ST-9»

Распределение распространения волн представлено на рис. 5.

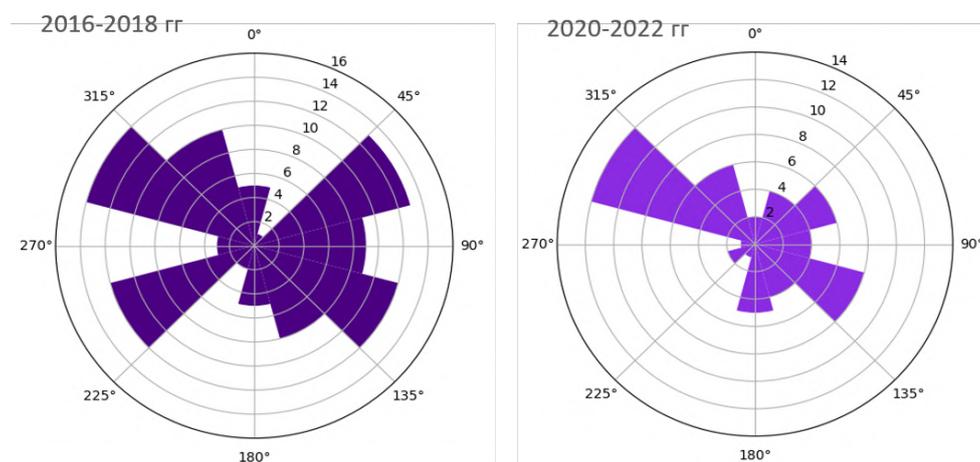


Рисунок 5 – Направление распространения ВГВ зарегистрированных над полигоном Маймага за период 2016–2018 гг. по камере «ST-6» и 2020–2022 гг. по камере «ST-9»

Выполнен статистический анализ параметров ВГВ за период 2016–2018 гг. и 2020–2022 гг. по двум камерам всего неба. Представляет интерес выявление источников генерации ВГВ.

1. Nakamura T., Higashikawa A., Tsuda T., Matsushita Y. Seasonal Variations of gravity wave structures in OH airglow with a CCD imager at Shigaraki // *Earth Planets Space*. 1999. V. 51. № 7–8. P. 897–906.

2. Plougonven R., Zhang F. Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts // *Rev. Geophys.* 2014. V. 52. P. 33–76.

3. Wang S, Zhang F, Epifanio CC. Forced gravity wave response near the jet exit region in a linear model // *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2010. V. 136. P. 1773–1787.

4. Krassovsky V.I., Shagaev M.V. On the nature of internal gravitational waves observed from hydroxyl emission // *Planet. Space Sci.* 1977. V. 25. P. 200.

5. Ammosov P.P., Gavrilyeva G.A. Observations of short-term waves with an all sky camera in the infrared oh brightness over Yakutsk // “Physics of Auroral Phenomena”, Proc. XXVI Annual Seminar. Apatity. 2003. P. 179-181.

6. Swenson G.R., Mende S.B. OH emission and gravity wave (including a breaking wave) in all-sky imagery from Bear Lake // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 20. P. 2239-2242.

7. Тыщук О.В., Колтовской И.И. Разработка программы для обработки и анализа данных камеры всего неба на языке Python // Материалы научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых XXV Лаврентьевских чтений Республики Саха (Якутия): Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, 2023. С. 82-85.

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВНЕЗАПНЫХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НА ВАРИАЦИИ ЭМИССИОННОГО СЛОЯ 557.7 НМ НАД ОБСЕРВАТОРИЯМИ МАЙМАГА И ТОРЫ

Саункин А.В.<sup>1</sup>, Зоркальцева О.С.<sup>1</sup>, Васильев Р.В.<sup>1</sup>, Гаврильева Г.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт космических исследований и астрономии СО РАН, г. Якутск, Россия

e-mail: saunkin@iszf.irk.ru, roman\_vasilyev@iszf.irk.ru, meteorologist-ka@yandex.ru

В данной работе представлены результаты исследования влияния эффектов внезапных стратосферных потеплений (ВСП) на интенсивность атмосферной эмиссии 557.7 нм (I557.7) и температуру в области мезосферы и нижней термосферы по наземным и спутниковым данным. В качестве наземных инструментов используются данные, полученные инфракрасным спектрографом на оптической станции Маймага (63° с.ш., 129.5° в.д.) с 2003 по 2021 г. и интерферометром Фабри-Перо, расположенным в геофизической обсерватории п. Торы (52° с.ш., 103° в.д.) с 2017 по 2023 г. В качестве спутниковых данных использовались наблюдения радиометром SABER на платформе TIMED. По наземным данным были построены композитные графики вариаций температуры, усредненные относительно реперной даты в момент максимума ВСП в диапазоне +/-15 дней. Однако эффект ВСП на данных графиках оказался незначительным. Далее по данным SABER аналогичным способом были исследованы вариации I557.7 и температуры над выбранными обсерваториями в диапазоне высот от 40 до 110 км. Развертка по высоте позволила выявить значимый эффект влияния ВСП на среднюю и верхнюю атмосферу над ст. Маймага и Торы. В работе обсуждаются эффекты ВСП и возможные механизмы вертикальных связей в атмосфере.

**Введение.** В настоящее время накоплено немало свидетельств тому, что динамические процессы в различных слоях атмосферы связаны друг с другом. Основным механизмом связи является вертикальное распространение атмосферных волн различных временных и пространственных масштабов. Основная роль атмосферных волн - перенос энергии и импульса от нижних слоев атмосферы к вышележащим слоям. Во время диссипации в средней и верхней атмосфере волны передают свою энергию и импульс, тем самым влияя на тепловой баланс и циркуляцию средней и верхней атмосферы. Следовательно, распространение и диссипация атмосферных волн является одним из основных механизмов, ответственных за энергетическое и динамическое взаимодействие между нижней, средней и верхней атмосферой [1]. Мезосферно-нижняя термосфера (МНТ) определяется как область атмосферы на высоте от 60 до 110 км. МНТ составляет верхнюю часть того, что часто называют средней атмосферой (от 10 до 110 км) [2]. Наблюдения показывают, что наиболее тесная взаимосвязь между нижними и верхними слоями атмосферы существует зимой и ранней весной [3]. Вертикальное взаимодействие между слоями атмосферы особенно очевидно во время внезапных стратосферных потеплений (ВСП) [4,5]. Основным признаком всех зимних нарушений циркуляции МНТ, связанных с динамикой

стратосферы, является значительное ослабление, а часто и инверсия зонального ветра на несколько дней. Эта особенность особенно хорошо наблюдается на обсерваториях средних широт [6]. В полярных широтах зональная циркуляция менее устойчива, поэтому в отдельные годы отклик на ВСП в динамике МНТ может выражаться по-разному. Чаще всего зональный ветер меняет направление на восточное, а во время ВСП приливы в МНТ усиливаются [7, 8]. Несмотря на то, что ВСП наблюдаются в полярной стратосфере, реакция фоновых ветров МНТ регистрируется в экваториальных и тропических обсерваториях [9]. В [10] авторы предлагают убедительную идею о существовании ячейки меридиональной циркуляции в ветрах МНТ во время событий ВСП, которая обеспечивает перенос атомарного кислорода из высоких широт в низкие.

В последнее время в связи с развитием методов исследования верхней атмосферы со спутников, появилась возможность сравнить наземные измерения основных параметров МНТ со спутниковыми измерениями [11, 12]. В работе [13] было показано, что сравнение данных наземных средств измерений в разных точках Земного Шара с данными одного прибора, расположенного на спутнике может способствовать взаимной калибровке всей мировой сети приборов. С января 2002 г. успешно эксплуатируется спутник с полярной орбитой TIMED, оснащенный комплексом приборов для исследования состояния атмосферы, одним из которых является радиометр SABER. SABER ведет глобальные измерения параметров атмосферы с помощью 10-канального широкополосного инфракрасного радиометра методом сканирования лимба Земли, охватывающего спектральный диапазон от 1.27 до 17 мкм. Эти измерения используются для получения вертикальных профилей кинетической температуры, давления, геопотенциальной высоты, плотности объемных соотношений и интенсивности собственного свечения атмосферы. На примере нескольких лет нами было проведено сравнение данных, полученных по радиометру SABER и данных измерений наземного инструмента - интерферометра Фабри-Перо [14]. В работе [14] мы показали, что годовой ход интенсивности эмиссии и температуры по спутниковым и наземным данным хорошо согласован, а быстрые (не сезонные) вариации температуры, полученные двумя инструментами, ведут себя в противофазе. Скорее всего, это обусловлено изменением высоты эмиссионного слоя.

В данном исследовании мы фокусируемся на исследовании эффектов ВСП в области МНТ по данным наземных и спутниковых наблюдений.

**Данные и методы.** В качестве наземных инструментов были использованы данные, полученные инфракрасным спектрографом (ИС) на оптической станции Маймага (63°с.ш., 129.5°в.д.) с 2003 по 2021г. и интерферометром Фабри-Перо (ИФП), расположенным в геофизической обсерватории п.Торы (52°с.ш., 103°в.д.) с 2017 по 2023 г. В качестве

спутниковых данных использовались наблюдения радиометром SABER на платформе TIMED. По наземным данным были построены композитные графики вариаций температуры, усредненные относительно реперной даты в момент максимума ВСП в диапазоне +/-15 дней (т.н. метод наложенных эпох). Случаи ВСП были выбраны на основе таблицы, представленной в работе [15]. По данным SABER аналогичным способом были исследованы вариации I557.7 и температуры над выбранными обсерваториями в диапазоне высот от 40 до 110 км. Спутниковые данные выбирались для ночного времени и в области с радиусом 700 км с центром над местоположением наземных инструментов.

**Результаты.** На рисунках представлены температуры полученные по данным ИФП и спектрографа во время ВСП. По оси абсцисс отложены дни до и после ВСП, нулевому дню соответствует день максимума ВСП. Цветные тонкие кривые показывают вариации температуры за отдельные годы. Штриховая кривая представляет собой усредненную температуру по всем событиям ВСП.

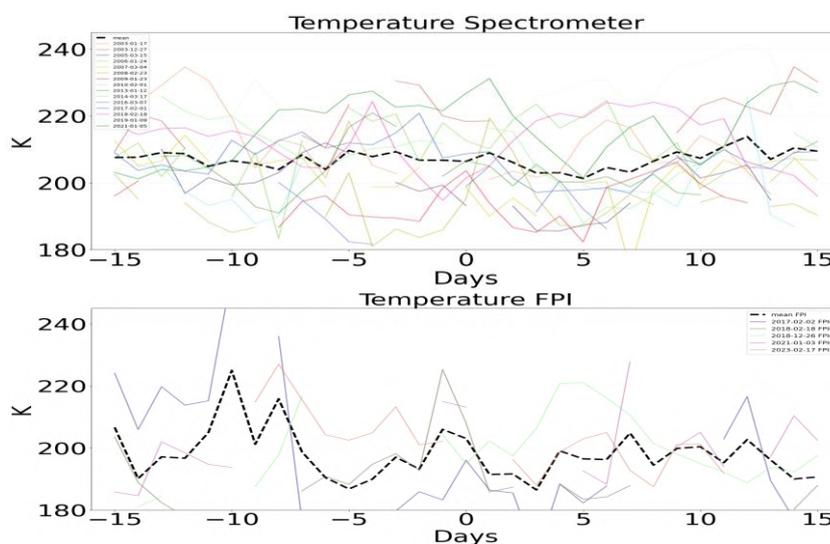


Рисунок 1 – Графики температуры, полученной по ИС (сверху) за 2003 по 2021 г. и ИФП (снизу) для 2017 по 2023 г. Штриховая черная кривая – усредненная температура по годам

Из рис.1 можно заметить, что усредненные эффекты ВСП по данным наземных инструментов незначительны. Над станцией Маймага наблюдается высокая межгодовая дисперсия. Повышенные вариации средней температуры по ИФП обусловлены малой статистикой (с 2017 по 2023г., 5 ВСП). Предыдущие исследования эффектов для отдельных событий ВСП над п. Торы показали, что во время мажорных ВСП происходит уменьшение I557.7 по данным ИФП. На рис.2 построен график аналогичный графикам на рис.1 и содержит усредненную I557.7 по данным ИФП.

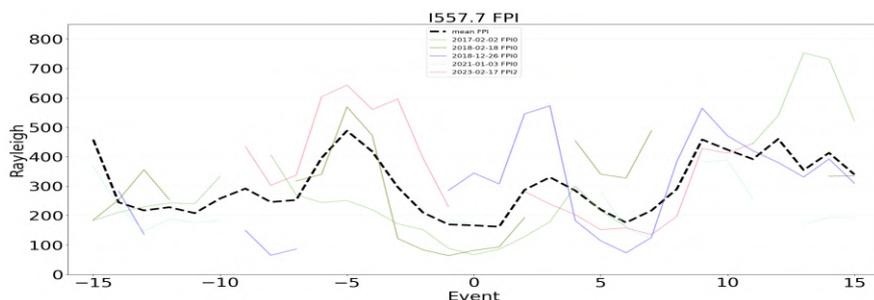


Рисунок 2 – График I557.7 по данным ИФП для 2017 по 2023 г. Штриховая черная кривая – усредненная интенсивность по годам

Поскольку оптические инструменты позволяют оценивать интегральные параметры эмиссионного слоя, то от вариаций высоты слоя будет существенно зависеть получаемые интегральные температуры, поскольку вертикальные градиенты температуры в области МНТ высокие. Поэтому для корректной оценки вариаций параметров МНТ над обсерваториями необходимо оценивать не только интегральные значения, но и вариации параметров в зависимости от высоты. Для этого были использованы спутниковые данные лимбовых наблюдений, позволяющие оценивать параметры атмосферы, в т.ч. эмиссионного слоя, по высотам. На рис.3 представлены аномалии температуры над станцией Маймага и ГФО Торы за 2002-2023 г. во время ВСП по данным SABER/TIMED.

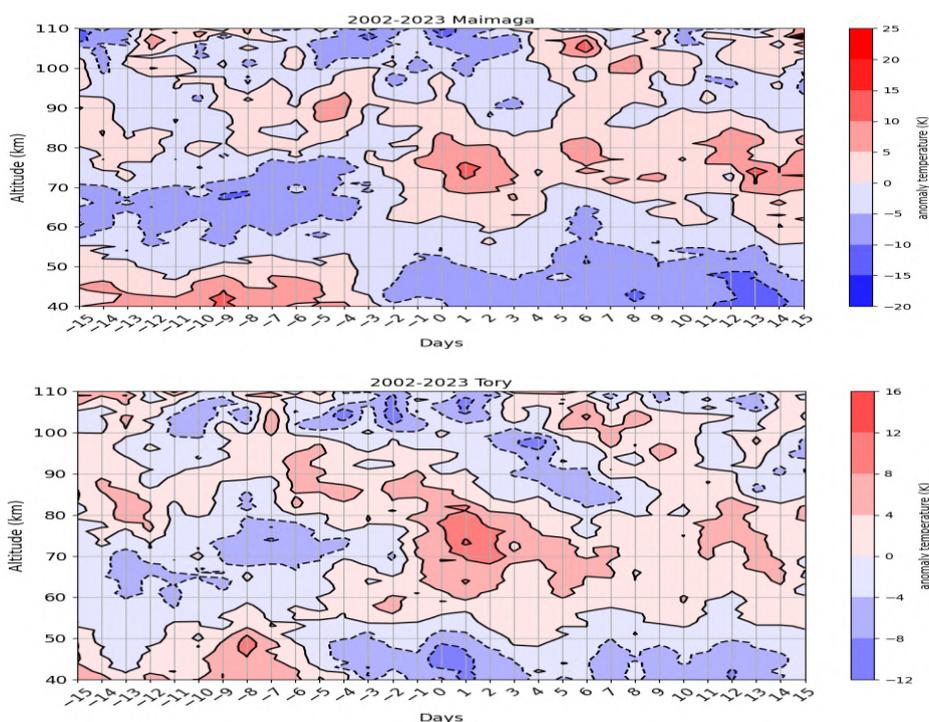


Рисунок 3 – Средние аномалии температуры над станцией Маймага (сверху), и над ГФО Торы (снизу) за 2002-2023 г по данным SABER

На рис.3 наблюдается схожее поведение аномалий температур над двумя станциями. Видно, что до ВСП на высотах ~40-50 наблюдается повышение температуры, а от ~60-70 км

происходит снижение и далее после ВСП на высотах ~40-60 заметно понижается температура (~40-50 над Торы) в то время как на высотах ~60-80 она повышается. Как было отмечено ранее [8], стратосферные потепления часто начинаются над Сибирью, а затем смещаются в северо-восточном направлении к полюсу и вызывают деформацию полярного вихря, которая и фиксируется как ВСП. На рис.3 видна положительная аномалия температуры в стратосфере над обсерваториями от -15 до -3 дня до мажорного ВСП, при этом в области мезосферы наблюдаются отрицательные аномалии температуры. За 3-5 дней до момента максимального развития ВСП над сибирскими обсерваториям на стратосферных высотах знак температурной аномалии изменяется, что связано с перемещением стратосферного антициклона в более высокие широты. При этом на мезосферных уровнях наблюдаются максимальные температуры. Высоты эмиссионного слоя I557.7 (85-100 км) попадают на границу мезосферы и термосферы, для которых аномалии температуры противоположны по знаку, поэтому наземные наблюдения интегральной температуры слоя I557.7 (рис.1-2) показывают незначимые эффекты от ВСП. Однако рис.4 показывает значительные вариации высоты слоя I557.7. Отчетливо видно, что до начала ВСП более высокие значения эмиссии наблюдаются на высотах от 85 до 95 км. За 1-2 дня до максимума ВСП происходит существенное снижение I557.7 на этих высотах, а положительные аномалии наблюдаются выше 95 км. Восстановление эмиссионного слоя происходит примерно в течение недели после ВСП.

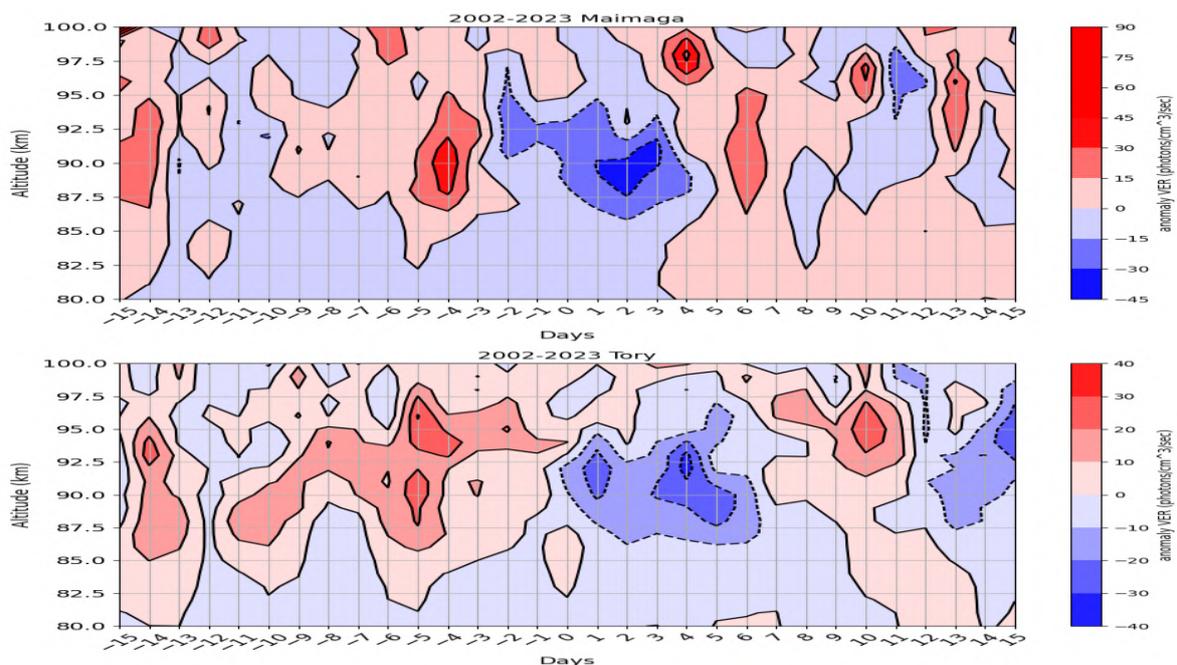


Рисунок 4 – Аномалия I557.7 над станцией Маймага (сверху), и над ГФО Торы (снизу) за 2002-2023 г по данным SABER

**Выводы.** В данном исследовании методом наложенных эпох были оценены эффекты внезапных стратосферных потеплений в вариациях интенсивности свечения атомарного кислорода линии 557.7 нм и температуры эмиссионного слоя по данным наземных и спутниковых инструментов над ст. Маймага (63°с.ш., 129.5°в.д.) и п.Торы (52°с.ш., 103°в.д.). Вариации интегральной температуры эмиссионного слоя 557.7 нм по данным наземных инструментов демонстрируют малозаметный эффект от ВСП. Вертикальная развертка от 40 до 110 км температуры и I557.7, полученная по спутниковым данным, позволила более подробно диагностировать эффекты ВСП. Оказалось, что вариации температуры и I557.7 до/во время/после ВСП над двумя пунктами схожи. Тепло в стратосфере над обсерваториями наблюдаются до максимума ВСП. В максимум ВСП над выбранными пунктами наибольший нагрев происходит в мезосфере, что сопровождается уменьшением интенсивности эмиссии I557.7. Оценивая временной масштаб аномалий (примерно 10 дней) можно предположить, что данные вариации связаны с влиянием планетарных волн, распространяющихся с нижележащих уровней. Вероятно, температурные вариации в мезосфере-термосфере обусловлены адиабатическим охлаждением/нагревом в зависимости от стратосферной динамики.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №22-77-10008 «Исследования крупномасштабных явлений в нижней и средней атмосфере и оценка их локального проявления на высотах мезосферы-нижней термосферы».

1. *Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B.* Middle atmosphere dynamics. San Diego: Academic Press, 1987. 489 p.; *Barth C.A.* The 5577 Angstrom airglow // *Science*. 1961. V. 134. Art. 1426.
2. *Yiğit E., Medvedev A.S.* Internal wave coupling processes in Earth's atmosphere // *Adv. Space Res.* 2015. V. 55. P. 983–1003.
3. *Vincent R.A.* The dynamics of the mesosphere and lower thermosphere: a brief review // *Progress in Earth and Planetary Science*. 2015. V. 2. № 4. P. 1-13.
4. *Dowdy A.J., Vincent R.A., Tsutsumi M., Igarashi K., Murayama Y., Singer W., Murphy D.J., Riggan D.M.* Polar mesosphere and lower thermosphere dynamics: 2. Response to sudden stratospheric warmings // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. Art. D17105.
5. *Jacobi Ch., Hoffmann P., Liu R.Q., Krizan P., Lastovicka J., Merzlyakov E.G., Solovjova T.V., Portnyagin Yu.I.* Midlatitude mesopause region winds and waves and comparison with stratospheric variability // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2009. V. 71. P. 1540–1546.
6. *Limpasuvan V., Orsolini Y.J., Chandran A., Garcia R.R., Smith A.K.* On the composite response of the MLT to major sudden stratospheric warming events with elevated stratopause // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016. V. 121. P. 4518–4537.
7. *Bhattacharya Y., Shepherd G.G., Brown S.* Variability of atmospheric winds and waves in the Arctic polar mesosphere during stratospheric sudden warming // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. Art. L23101.
8. *Zorkaltseva O.S., Vasilyev R.V.* Stratospheric influence on MLT over mid-latitudes in winter by Fabry-Perot interferometer data // *Ann. Geophys.* 2021. V. 39. P. 267–276.

9. *Sridharan S., Sathishkumar S., Gurubaran S.* Variabilities of mesospheric tides during sudden stratospheric warming events of 2006 and 2009 and their relationship with ozone and water vapour // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012. V. 78. P. 108–115.
10. *Laskar F.I., Pallamraju D.* Does sudden stratospheric warming induce meridional circulation in thermosphere system? // *J. Geophys. Res. Space Physics.* 2014. V. 119. № 10. P. 133–10.
11. *Lednyts'kyy O., von Savigny C., Eichmann K.-U., Mlynchak M.G.* Atomic oxygen retrievals in the MLT region from SCIAMACHY nightglow limb measurements // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. P. 1021-1041.
12. *Saunkin A., Vasilyev R., Zorkaltseva O.* Study of Atomic Oxygen Airglow Intensities and Air Temperature near Mesopause Obtained by Ground-Based and Satellite Instruments above Baikal Natural Territory // *Remote Sens.* 2022. V. 14. Art. 112.
13. *Panka P.A., Kutepov A.A., Rezac L., Kalogerakis K.S., et al.* Atomic Oxygen Retrieved From the SABER 2.0- and 1.6- $\mu\text{m}$  Radiances Using New First-Principles Nighttime OH ( $\nu$ ) Model // *Geophysical Research Letters.* 2018. V. 45. № 11. P. 5798-5803.
14. *Vasilyev R., Saunkin A., Zorkaltseva O., Artamonov M., Mikhalev A.* Climatology of 557.7 nm Emission Layer Parameters over South-East Siberia, Observations and Model Data // *Appl. Sci.* 2023. V. 13. Art. 5157.
15. *Зоркальцева О.С., Антохина О.Ю., Антохин П.Н.* Долговременная изменчивость параметров внезапных стратосферных потеплений по данным реанализа ERA5. // *Оптика атмосферы и океана.* 2023. Т. 36. № 03. С. 200–208.

# ПЕРЕМЕЩАЮЩИЕСЯ ВОЗМУЩЕНИЯ В ЭМИССИИ АТОМАРНОГО КИСЛОРОДА 630 НМ ВО ВРЕМЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ИОНОСФЕРУ МОЩНОГО КОРОТКОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СТЕНДА СУРА

Белецкий А.Б.<sup>1</sup>, Насыров И.А.<sup>2</sup>, Сыренова Т.Е.<sup>1</sup>, Когогин Д.А.<sup>2</sup>, Дементьев В.О.<sup>3</sup>,  
Подлесный С.В.<sup>1</sup>, Емельянов В.В.<sup>2</sup>, Васильев Р.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИСЗФ СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>ФГАОУ ВО «КФУ», г. Казань, Россия

<sup>3</sup>АО НПО Государственный институт прикладной оптики (ГИПО), г. Казань, Россия  
e-mail: beletsky@iszf.irk.ru, inasyrov@kpfu.ru, angata@mail.iszf.irk.ru, dkogogin@kpfu.ru,  
vdemen@yandex.ru, stepan@iszf.irk.ru, evv960722@gmail.com, roman\_vasilyev@iszf.irk.ru

В работе представлены результаты анализа данных экспериментальных кампаний 2012-2022 годов по регистрации свечения атомарного кислорода ОI 630 нм в периоды воздействия на ионосферу мощного коротковолнового излучения стенда СУРА. 7 и 10 августа 2021 зарегистрированы практически идентичные по форме и дальнейшему поведению перемещающиеся образования слабой интенсивности протяженностью не менее 400 км. 7 августа 2021 г оцененная скорость движения фронта на юго-запад составила ~104 м/с, на северо-восток ~127 м/с. 10 августа 2021 г скорость движения фронта на юго-запад составила ~71 м/с, на северо-восток ~142 м/с. Зарегистрированные перемещающиеся структуры на данный момент нельзя однозначно связать с излучением стенда СУРА.

В работах [1,2,3,4] сообщается о регистрации перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ), индуцированных воздействием на ионосферу мощного коротковолнового радиоизлучения стенда СУРА. Установлено, что эти ПИВ могут распространяться на значительные (до 1000 км) расстояния как вдоль, так и поперёк силовых линий магнитного поля Земли. Предположительно, передача подобных возмущений может осуществляться за счет нейтральной компоненты верхней атмосферы [3,4]. В работах [1,2] отмечается, что мощное периодическое излучение нагревного стенда способно усиливать или ослаблять волновые возмущения, генерируемые вечерним солнечным терминатором. В работе [5] дано теоретическое обоснование возможности генерации внутренних гравитационных волн (ВГВ) при воздействии мощного коротковолнового излучения. В работе [6] предложен новый механизм генерации ВГВ за счет вызванной нагревом стенда инъекции в ионосферу энергичных электронов из магнитосферы.

Одним из наиболее информативных методов обнаружения перемещающихся волновых возмущений в нейтральной атмосфере на высотах F области ионосферы является регистрация пространственного распределения интенсивности эмиссии атомарного кислорода ОI (630.0 нм), высвечивающаяся на этих высотах. Такие наблюдения проводятся с помощью наземных

широкоугольных оптических систем, оснащенных узкополосными интерференционными фильтрами.

В данной работе сообщается о регистрации перемещающихся возмущений в интенсивности эмиссии атомарного кислорода 630 нм в периоды воздействия на ионосферу мощного радиоизлучения стенда СУРА. Измерения проводились с помощью широкоугольной оптической системы КЕО Sentinel установленной в 170 км к востоку от стенда в магнитной обсерватории КФУ “Раифа” (55.56° с.ш., 48.45° в.д.). Практически идентичные по форме и дальнейшему поведению образования слабой интенсивности наблюдались 7 и 10 августа 2021 г сразу после включения оптической системы. Кадры оптической системы КЕО Sentinel, зарегистрированные 10 августа 2021 г приведены на рисунке 1.

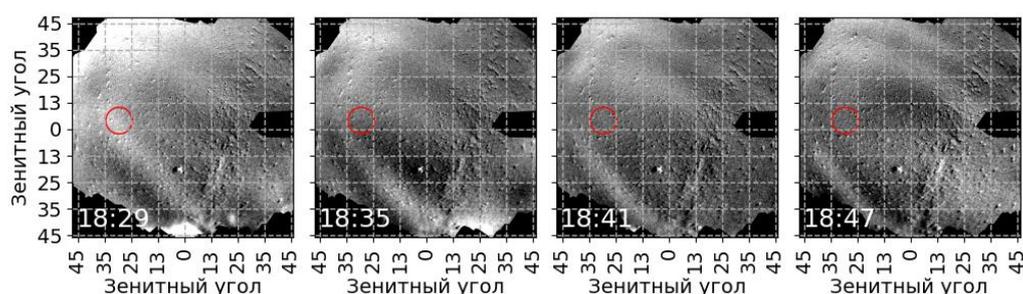


Рисунок 1 – Кадры оптической системы КЕО Sentinel, зарегистрированные 10 августа 2021 г.

Красной окружностью указано расчетное положение пятна свечения, индуцированного излучением стенда Сура (на представленных кадрах пятно свечения не различается)

Наблюдается движение уединенной волны протяженностью не менее 400 км на юго-запад и движение фронта подобного пространственного масштаба на северо-восток. 7 августа 2021 г, оцененная для высоты 300 км скорость движения фронта на юго-запад составила ~104 м/с. На северо-восток ~127 м/с. Соответствующие значения для 10 августа 2021 г ~71 м/с и ~142 м/с.

Параметры работы стенда СУРА под оптический эксперимент 5, 7, 8, 10 и 11 августа 2021 г были следующими: частота волны накачки 4.3 МГц; ориентация диаграммы направленности (ДН) антенны — вертикаль; режим работы - 2.5 мин излучение затем 3.5 мин пауза; время начала нагрева 18:31 UT. Кроме этого проводились включения стенда в режиме непрерывного излучения с той же частотой накачки и ориентацией ДН до выхода на режим оптического эксперимента: 5 августа с 18:18 до 18:28; 7 августа с 18:18 до 18:31; 10 августа с 18:20 до 18:26.

Для анализа привлекались данные основных геомагнитных индексов, полученные из открытых источников. На верхней панели рисунка 2 приведены геомагнитные индексы Dst, Kp и Ap (<https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>) за весь период проведения экспериментальной кампании в августе 2021 года. На нижней панели рисунка 2 показаны глобальный индекс ионосферной возмущенности Wp (<https://www.izmiran.ru/services/iweather/storm/>) и локальный индекс

геомагнитной возмущенности K (<http://serv.izmiran.ru/out/KindMOS/Kind-mos.html>) за этот же временной период.

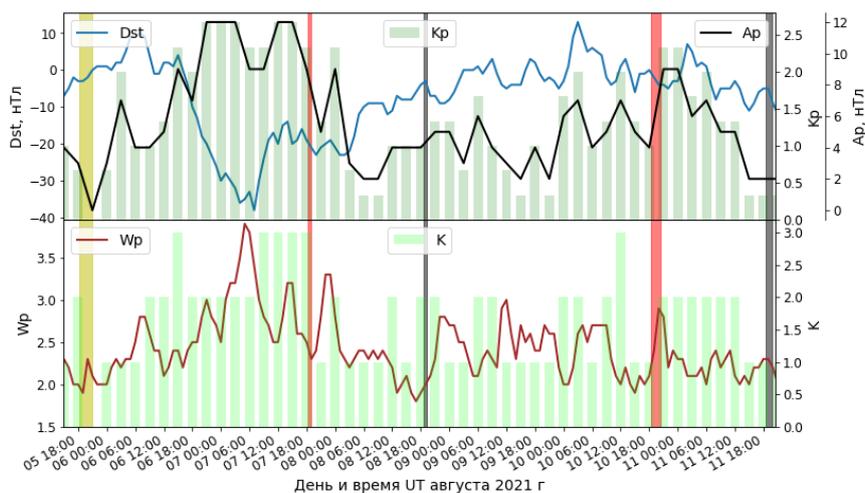


Рисунок 2 – Верхняя панель - Геомагнитные индексы Dst (синяя кривая), Kp (зеленым) и Ap (черным) с 5 по 11 августа 2021 года. Нижняя панель - индексы Wp (коричневым) и K (светло-зеленым). Цветом выделены периоды работы стенда СУРА и оптической системы: серым - позднее включение нагрева (после заката); желтым - раннее включение без регистрации крупномасштабных структур; красным - раннее включение с регистрацией крупномасштабных структур

На рисунке 3 приведены ионосферные параметры по данным ионозонда CAD1 в дни с ранним включением нагрева стенда СУРА (5, 7 и 10 августа 2021 г). Необходимо отметить, что во все дни на ионограммах присутствует Es-компонента, в некоторые моменты времени блокирующая видимость O- и X-компонент слоя F<sub>2</sub>.

В результате анализа всех доступных нам данных экспериментальных кампаний на установке СУРА, структур, подобных зарегистрированным 7 и 10 августа 2021 года, не наблюдалось. Кроме того, с 2012 года по настоящее время проводятся мониторинговые измерения с помощью камер всего неба в Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН (51,48° с.ш., 103,04° в.д.). За весь период наблюдений не было зарегистрировано структур с подобными пространственными характеристиками. В литературе нам также не удалось найти упоминаний о возмущениях с подобной структурой и поведением. Для выявления природы этих явлений планируется провести углубленный анализ кадров камер всего неба, зарегистрированных в околосумеречное время. Кроме того будет полезно провести новые экспериментальные кампании по регистрации стимулированного свечения атмосферы с условиями наблюдений, подобными 7 и 10 августа 2021 г.

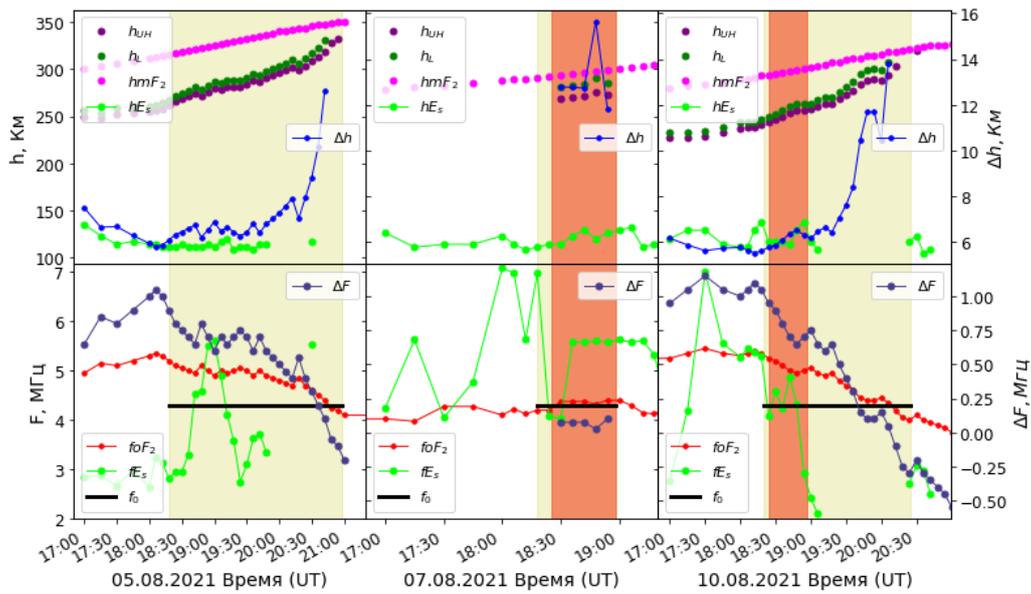


Рисунок 3 – Ионосферные параметры по данным ионозонда CADI за 5, 7 и 10 августа 2021 года.

Верхняя панель - высоты максимума слоя F<sub>2</sub> (nmF<sub>2</sub>), ленгмюровского резонанса (h<sub>L</sub>), верхнегибридного резонанса (h<sub>UH</sub>) и толщина резонансного слоя dh. Нижняя панель - частота накачки стенда СУРА (F<sub>0</sub>), критическая частота (FoF<sub>2</sub>) и разность частот FoF<sub>2</sub> и F<sub>0</sub> (dF). Цветом выделены периоды работы стенда СУРА (желтым) и периоды регистрации крупномасштабных структур (красным)

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 23-27-00323, <https://rscf.ru/project/23-27-00323/>.

1. Kunitsyn V., Andreeva E., Frolov V., Komrakov G., Nazarenko M., Padokhin A. Sounding of HF heating-induced artificial ionospheric disturbances by navigational satellite radio transmissions // *Radio Science*. 2012. V. 47. Art. RS0L15.

2. Chernogor L.F., Frolov V.L. Features of Propagation of the Acoustic-Gravity Waves Generated by High-Power Periodic Radiation // *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2013. V. 56. P. 197–215.

3. Nasyrov I., Kogogin D., Shindin A., Grach S., Zagretdinov R. The measurement of the ionospheric total content variations caused by a powerful radio emission of “Sura” facility on a network of GNSS-receivers // *Advances in Space Research*. 2015. V. 57. № 4. P. 1015-1020.

4. Kogogin D., Nasyrov I., Grach S., Shindin A., Zagretdinov R. Dynamics of large-scale ionospheric inhomogeneities caused by a powerful radio emission of the Sura facility from the data collected onto ground-based GNSS network // *Geomagnetism and Aeronomy*. 2017. V. 57. P. 93–106.

5. Grigoriev G.I., Lapin V.G., Kalinina E.E. Generation of Internal Gravity Waves in the Thermosphere during Operation of the SURA Facility under Parametric Resonance Conditions // *Atmosphere*. 2020. V. 11. № 11. Art. 1169.

6. Frolov V.L., Troitsky A.V. HF-Induced Artificial Injection of Energetic Electrons from the Earths Radiation Belt as a Powerful Source for Modification of Ionized and Neutral Components of the Earths Atmosphere // *Atmosphere*. 2023. V. 14. № 5. Art. 843.