

Характеристики внезапных стратосферных потеплений на высотах 30 и 40 км по методу экстремумов скорости изменения температуры и ветра.

М.М. Ефимов, Н.М. Гаврилов*

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
Российская Федерация.*

**E-mail: n.gavrilov@spbu.ru*

***Аннотация.** Впервые сделано прямое сравнение статистических характеристик внезапных стратосферных потеплений (ВСП) на высотах 30 и 40 км за период 1958 -- 2017 гг. одновременно определенных методом поиска моментов экстремумов скорости изменения температуры и ветра по данным японского 55-летнего метеорологического реанализа JRA-55. Метод позволяет определить расширенный набор параметров, включая время начала, окончания и длительность возмущений гидродинамических полей во время ВСП на высотах 30 км и 40 км с использованием моментов нулевых значений второй производной гидродинамических переменных, усредненных по широтам выше 60° с. ш., которые соответствуют экстремальным значениям скорости изменения этих параметров. За 60-летний период на высотах 30 км и 40 км найдено, соответственно, 148 и 140 среднезимних ВСП. Количество ВСП разных типов на двух высотах может отличаться. Моменты максимальной скорости роста температуры опережают, в среднем, на сутки моменты наиболее быстрого убывания зонального ветра в начальной фазе ВСП. Средняя продолжительность изменений различных гидродинамических полей в ходе ВСП меняется в пределах 4.7 - 9.9 и 4.6 – 8.5 сут на высотах 30 и 40 км в зависимости от типа ВСП. Развитию ВСП всегда предшествуют увеличения меридионального потока тепла, направленного в сторону северного полюса, которые могут способствовать нагреванию полярной стратосферы и развитию ВСП.*

***Ключевые слова:** внезапное стратосферное потепление, полярная стратосфера, изменение температуры, зональный ветер, меридиональный приток тепла, реанализ.*

Финансирование. В данном исследовании разработка метода МЭСИ (п. 2) была поддержана Санкт-петербургским государственным университетом (проект 124032000025-1), статистический анализ характеристик ВСП (п. 3, 4) поддержан Российским научным фондом (грант № 25-47-00122).

Конфликт интересов Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией данной статьи.

Вклад авторов в публикацию. ММЕ – анализ данных, написание рукописи. НМГ – финальное редактирование, работа с таблицами.

Благодарности. В работе использованы данные проекта Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55), выполненного Японским метеорологическим агентством (JMA).

DOI

Original Article

**Characteristics of Sudden Stratospheric Warmings at Altitudes of 30 and 40 km
by The Method of Extremes in the Rate of Temperature and Wind Change.**

M.M. Efimov, N.M. Gavrilov*

Saint-Petersburg State University, Saint Petersburg, Russian Federation.

*E-mail: n.gavrilov@spbu.ru

Abstract. For the first time, a direct comparison of the statistical characteristics of sudden stratospheric warming (SSW) events at altitudes of 30 and 40 km over the period 1958–2017, simultaneously determined by the method of searching for moments of extrema of the rate of change of temperature and wind using data from the Japanese 55-year meteorological reanalysis JRA-55, has been made. The method allows determining an extended set of parameters, including the onset time, end time, and duration of disturbances of hydrodynamic fields during SSW events at altitudes of 30 km and 40 km using the moments of zero values of the second derivative of hydrodynamic variables averaged over latitudes above 60°N, which correspond to extreme values of the rate of change of these parameters. Over the 60-year period, 146 and 140 midwinter SSWs were found at altitudes of 30 km and 40 km, respectively. The number of SSWs of different types at different altitudes may differ. The moments of maximum temperature growth rate lead, on average, by one day the moments of the most rapid decrease in zonal wind

in the initial phase of SSWs. The average duration of changes in various hydrodynamic fields during SSWs varies within the range of 4.7–9.9 and 4.6–8.5 days at altitudes of 30 and 40 km, depending on the type of SSW. The development of SSWs is always preceded by increases in meridional heat flux directed toward the North Pole, which may contribute to heating of the polar stratosphere and the development of SSWs.

Keywords: sudden stratospheric warming, polar stratosphere, temperature change, zonal wind, meridional heat influx, reanalysis.

Funding. In this study, the development of the MERC method (Section 2) was supported by St. Petersburg State University (project 124032000025-1), and the statistical analysis of SSW characteristics (Sections 3, 4) was supported by the Russian Science Foundation (grant No. 25-47-00122).

Conflict of interest. The authors declare no obvious or potential conflicts of interest related to the publication of this article.

Authors' contributions. MME – data analysis, manuscript writing. NMG – final editing, work with tables.

Acknowledgements. The work used data from the Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55) project carried out by the Japan Meteorological Agency (JMA).

For Citation: Efimov M.M., Gavrilov N.M. Characteristics of sudden stratospheric warmings at 30 and 40 km altitudes using the change rate extrema method for temperature and wind. *Izvestia. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2026;

ВВЕДЕНИЕ

Внезапные стратосферные потепления (ВСП) относятся к числу наиболее интенсивных динамических процессов зимней полярной стратосферы. Их развитие связано с усилением вертикального переноса планетарных волн из тропосферы и проявляется в повышении температуры на 30–40 К за несколько суток в слое 30–50 км, а также в ослаблении или смене направления зонального ветра [Scherhag, 1952; Labitzke, 1981]. В качестве основного механизма ВСП принято рассматривать нелинейное взаимодействие планетарных волн со средним зональным потоком [Matsuno, 1971; Hu et al., 2014]. В результате такого взаимодействия происходит торможение стратосферно-

мезосферного струйного течения, вплоть до смены его направления, что сопровождается прогревом зимней полярной стратосферы. Долготные контрасты нагрева тропосферы, связанные с различиями между сушей и океаном, служат источником стационарных планетарных волн, которые распространяются в стратосферу. При распространении эти волны формируют направленное на запад ускорение, тормозящее средний зональный поток.

Распространяясь в стратосферу, стационарные планетарные волны создают направленное на запад ускорение, которое тормозит средний поток. Совместное действие волнового торможения и прогрева приполярной стратосферы приводит к снижению скорости зонального потока вплоть до его разворота с западного на восточное во время главных ВСП. Долготные волновые возмущения температуры и меридионального ветра формируют в зимней стратосфере меридиональный поток тепла. Если этот поток направлен к северу, он способствует дополнительному прогреву стратосферы вблизи зимнего полюса.

Весной рост притока солнечной радиации приводит к прогреву полярной стратосферы, разрушению полярного вихря и формированию антициклона; зональный ветер при этом меняет западное направление на восточное [Rao and Garfinkel, 2021]. В летний сезон восточный зональный ветер выше 20 км блокирует вертикальное распространение стационарных планетарных волн в стратосферу и мезосферу, поэтому ВСП летом не формируются [Nauchecorne et al., 2022; Rao and Garfinkel, 2021].

Исторически для идентификации ВСП ВМО рекомендовала использовать уровень 10 гПа (≈ 30 км) и широту 60° с. ш., поскольку именно там синоптический анализ выявлял наиболее резкие изменения температуры и ветра [WMO/IQSY, 1964]. Этот подход до сих пор доминирует в большинстве методов диагностики ВСП [Charlton and Polvani, 2007]. Поэтому в настоящее время наиболее популярные методы определения ВСП основываются на данных измерений температуры и ветра на уровне давления 10 гПа и широте 60° с. ш. [Charlton and Polvani, 2007]. Опубликованы данные о датах начала главных ВСП на уровне 10 гПа, определенных по нескольким базам метеорологического реанализа [Butler et al., 2017].

Вместе с тем, современные базы данных реанализа метеорологической информации содержат сведения об изменениях метеорологических параметров до высот 50 км и более. Эти базы данных показывают, что изменения температуры и ветра в ходе ВСП охватывают широкую область высот от 10 до 50 км [Martineau et al., 2018; Baldwin et

al., 2021]. В связи с этим возникает задача сравнения статистических характеристик ВСП, одновременно наблюдаемых на разных высотах. Такая задача впервые решается в данной статье путем сравнения климатологических многолетних средних характеристик ВСП, регистрируемых одновременно на высотах 30 км и 40 км.

Для повышения стандартизации процесса поиска событий ВСП по данным баз данных метеорологического реанализа в статье [Savenkova et al., 2012] был предложен метод, основанный на поиске моментов экстремальной скорости изменения (МЭСИ) температуры и средней зональной скорости на высоких широтах в ходе ВСП. Метод МЭСИ был применен в работе [Vargin et al., 2020] для анализа ВСП по данным реанализа и численного моделирования.

Авторами данной статьи был разработан алгоритм для компьютерного определения времени начала и окончания событий ВСП, который основан на методе МЭСИ для температуры и средней зональной скорости ветра в высоких широтах в ходе явлений ВСП [Gavrilov and Efimov, 2021; Efimov and Gavrilov, 2023]. Этот метод позволяет определить более широкий, чем обычно, набор параметров ВСП, включая время начала, окончания и длительности, а также разности моментов экстремальной скорости изменений различных гидродинамических полей в ходе ВСП. В работе [Efimov and Gavrilov, 2026] описана модифицированная классификация типов ВСП, зарегистрированных на высоте 30 км методом МЭСИ.

В настоящем исследовании указанный алгоритм использован для поиска и определения климатических средних характеристик ВСП на высотах 30 и 40 км за период с 1958 по 2017 г по базе данных JRA-55 японского метеорологического реанализа. Выполнено сравнение климатических характеристик ВСП разных типов, обнаруженных на высотах 30 и 40 км. В п. 2 описан метод МЭСИ для определения моментов экстремумов скорости изменения температуры и ветра во время ВСП. В п. 3 приводятся средние за 60 лет климатические характеристики ВСП, впервые определенные одновременно для высот 30 и 40 км. В п. 4 рассмотрены средние статистические характеристики различных типов ВСП (согласно модифицированной классификации) на двух указанных высотах. Впервые получены многолетние статистические данные о длительностях возмущений, а также средние разности времён между экстремумами меридионального потока тепла, температуры и зонального ветра в ходе ВСП одновременно на высотах 30 и 40 км.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВСП НА ВЫСОТАХ 30 И 40 КМ.

В большинстве подходов к идентификации ВСП анализируются изменения температуры и зонального ветра на изобарической поверхности 10 гПа в широтах севернее 60° с. ш. [Butler et al., 2015, 2017]. Для поиска ВСП в работе [Savenkova et al., 2012] предложен метод МЭСИ для определения моментов максимальной скорости убывания среднего зонального ветра и максимальной скорости роста температуры, которые могут характеризовать время начала события. Для определения времени окончания ВСП можно использовать моменты максимальной скорости возвращения ветра и температуры к исходным значениям в заключительной стадии потепления. В [Gavrilov and Efimov, 2021; Efimov and Gavrilov, 2023] разработан алгоритм для компьютерного применения метода МЭСИ, который использован в настоящем исследовании.

В основе метода МЭСИ лежит анализ экстремумов первой производной по времени от атмосферного параметра $f(t)$, т.е. величины $f'(t)$. Экстремумы $f'(t)$ достигаются в точках, где вторая производная $f''(t)$ обращается в нуль. При этом условие $f''(t)=0$ и $f'(t)>0$ отвечает максимальной скорости роста $f(t)$, а $f''(t)=0$ и $f'(t)<0$ — максимальной скорости убывания. Таким образом, равенство нулю второй производной является необходимым признаком экстремума скорости изменения $f(t)$.

На начальной стадии ВСП фиксируется момент t_{bT} , когда вторая производная температуры равна нулю, а первая производная максимальна и положительна. В этот же период зональный ветер ослабевает и может сменить западное направление на восточное; моменту наибольшей скорости его убывания соответствует t_{bu} . На заключительной стадии аналогично определяются моменты t_{eT} (максимальная скорость падения температуры) и t_{eu} (максимальная скорость восстановления зонального ветра).

Для определения характеристик ВСП был разработан и применен скрипт для системы графического анализа GRADS [www.opengrads.org], который позволяет рассчитывать производные требуемых атмосферных параметров на различных высотах. Проведен анализ данных реанализа метеорологической информации JRA-55 за период с 1958 по 2017 г. Расчеты показывают значительный случайный шум, затрудняющий точное определение моментов экстремумов первой производной по времени и нулей второй производной.

Чтобы ослабить случайные флуктуации, в [Vargin et al., 2020] применялось 30-суточное скользящее осреднение, которое, однако, заметно сглаживает временную эволюцию возмущений. В настоящей работе используется модификация МЭСИ, в которой анализируемые поля предварительно усредняются по широтному поясу 60–90° с. ш. (64 узла по долготе $\times$ 6 узлов по широте, всего 384 значения).

В слое высот 20–50 км в период с сентября по май анализировались отклонение T' температуры от значений 1 января, средний зональный ветер u и меридиональный поток температуры $q = \langle T'v' \rangle$, пропорциональный потоку тепла. Для каждого параметра определялись моменты обращения в нуль второй производной, отвечающие экстремумам скорости их изменения; в частности, фиксировались моменты t_{bq} максимального роста q , в начале ВСП и моменты t_{eq} максимального падения q в конце события.

На рис. 1 приведен пример результатов, рассчитанных для зимы 1991 г. В стратосфере можно видеть максимумы температуры и минимумы зонального ветра, соответствующие ВСП. Контур нулевых значений второй производной по времени, обозначенные черными линиями на рис. 1, дают возможность поиска моментов экстремумов скорости изменений анализируемых величин на разных высотах. В качестве времени начала ВСП можно взять положение контура нулевого значения второй производной, находящегося в начальной стадии процесса роста температуры, либо уменьшения зонального ветра. Наклон черных контуров к горизонту на рис. 1 свидетельствует, что время начала ВСП может отличаться на различных высотах.

Рис. 1. Зависимости от высоты z в км и времени t в днях года изменений меридионального потока температуры q в $^{\circ}\text{Км/с}$ (а), скорости зонального ветра в м/с (б) и изменения температуры в $^{\circ}\text{К}$ (в), осреднённых по широтному кольцу 60 - 90° с. ш. для зимы 1991 г. Черными линиями изображены нулевые контуры второй производной.

Fig. 1. Dependences on height z (km) and time t (days of the year) of variations in the meridional temperature flux (K m/s) (a), zonal wind velocity (m/s) (б), and temperature change (K) (в), averaged over the latitude belt 60–90°N for the winter of 1991. Black lines show the zero contours of the second derivative.

3. ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДНЕЗИМНИХ И РАННЕЗИМНИХ ВСП.

В данном исследовании параметры ВСП были определены одновременно на высотах 30 и 40 км. В Табл. 1 приведены численности зарегистрированных ВСП различных типов. По данным таблицы, за период с января по март 1958–2017 гг. на высоте 30 км зафиксировано 140 среднезимних ВСП, а на высоте 40 км — 146 событий, что в среднем составляет 2–3 случая в год. В 1985 и 2015 гг. среднезимние ВСП не регистрировались; это объясняется отсутствием заметных изменений температуры, разворотов среднего зонального ветра, усиления меридионального притока тепла, а также ранней перестройкой стратосферной циркуляции на весенний режим.

В отдельную категорию выделены потепления, наблюдающиеся в ноябре–декабре; в табл. 1 они обозначены как раннезимние ВСП. В международной классификации такие события называют «канадскими потеплениями». Осенне-зимний период затрудняет применение метода МЭСИ из-за повышенной изменчивости атмосферных параметров. Всего на высотах 30 и 40 км зарегистрировано соответственно 16 и 17 раннезимних ВСП (см. табл. 1).

Число ВСП, зарегистрированных на высотах 30 и 40 км, в табл. 1 различается, поскольку в отдельных случаях значимые изменения температуры отмечались только на высоте 40 км. Пример такого события приведён на рис. 1: в начале февраля 1991 г. нулевой контур второй производной, указывающий на рост температуры, не достигал высоты 30 км, тогда как на высоте 40 км 2 февраля произошло слабое потепление. События, происходящие одновременно на разных высотах, могут различаться по интенсивности.

Таблица 1. Численность ВСП разных типов, n , и средние разности (в сут.) между моментами экстремумов скоростей изменений зонального ветра, меридионального потока тепла и температуры в начале и в конце событий, зарегистрированных с 1958 по 2017 г на высотах 30 км и 40 км, а также их разностей между двумя высотами (строки «40-30»). Жирным шрифтом показаны значения со статистической значимостью более 95% по критерию Стьюдента.

Table 1. Number of SSWs of different types, n , and mean differences (in days) between the moments of extrema of the rates of change of zonal wind, meridional heat flux, and temperature at the beginning and at the end of events registered from 1958 to 2017 at altitudes of 30 km and 40 km, as well as their differences between the two altitudes (rows "40–30"). Values with statistical significance greater than 95% according to the Student's t-test are shown in bold.

В табл. 1 приводятся также средние разности времен экстремумов скорости изменения исследуемых характеристик. Эта таблица показывает, что в начале среднезимних ВСП уменьшение средней скорости зонального ветра в среднем на одни сутки запаздывает относительно роста температуры на обеих высотах ($t_{bu} - t_{bT} = 1.0 \pm 0.3$), хотя имеются случаи опережающего ослабления западного ветра. В конце среднезимних ВСП разница моментов максимальной скорости увеличения зонального ветра и понижения температуры в среднем уменьшается до $t_{eu} - t_{eT} = 0.6 \pm 0.3$ сут на высоте 40 км и статистически незначима в табл. 1 на высоте 30 км. В строках, обозначенных как «40-30»

приведены средние разности соответствующих параметров на высотах 40 и 30 км, а также оценки их стандартных отклонений согласно теории распространения ошибок. Высотные различия во временном сдвиге моментов экстремальной скорости изменения температуры и среднего зонального ветра малы в начальной стадии ВСП и показывают большее запаздывание увеличения зонального ветра относительно понижения температуры на высоте 40 км в конечной стадии ВСП. В начальной стадии раннезимних событий ВСП рост температуры в среднем опережает убывание зонального ветра на 1.1 – 1.3 сут, и отстает от него на 0.3 – 0.4 сут в конце события (см. табл. 1).

Практически всегда событиям ВСП предшествуют увеличения меридионального волнового потока температуры, направленного в сторону северного полюса (см, например, [Martineau et al., 2018]). Табл. 1 показывает, что в начале среднезимних ВСП максимальная скорость роста меридионального потока температуры q опережает моменты максимальной скорости роста температуры на 1.5 – 1.7 сут на обеих рассматриваемых высотах. В конце среднезимних потеплений q убывает и момент максимальной скорости этого убывания, согласно табл. 1, происходит на 3.4 сут и 2.9 сут раньше, чем момент максимальной скорости убывания температуры на высотах 30 и 40 км, соответственно.

Для раннезимних ВСП указанное опережение изменений q относительно изменений температуры больше и составляет 2.5 и 2.7 сут в начале события и 3.3 и 4.0 сут в его конце на высотах 40 и 30 км, соответственно (см. табл. 1). Можно предположить, что направленные к полюсу меридиональные потоки тепла, пропорциональные q , могут создавать дополнительное нагревание полярной стратосферы, влиять на уменьшение зональной скорости полярного вихря и способствовать развитию ВСП. Поэтому возрастание меридионального потока тепла может служить предвестником ВСП.

Таблица 2. Средняя годовая численность, продолжительность, а также их разности (в сут) для различных типов ВСП за интервал $\Delta t = 60$ лет (с 1958 по 2017 гг.). Строки «40-30» показывают разности соответствующих величин между высотами 40 и 30 км. Жирным шрифтом показаны значения со статистической значимостью более 95% по критерию Стьюдента.

Table 2. Mean annual number, duration, and their differences (in days) for different types of SSWs over the interval $\Delta t = 60$ years (from 1958 to 2017). Rows "40–30" show the differences of the corresponding quantities between altitudes of 40 and 30 km. Values with statistical significance greater than 95% according to the Student's t-test are shown in bold.

В табл. 2. приведены разности моментов экстремальных скоростей изменения соответствующих характеристик в начале и конце событий ВСП, которые характеризуют продолжительность потеплений. Видно, что в среднем наибольшую продолжительность при среднезимних ВСП имеет интервал повышенной температуры, 8.7 и 7.1 сут, меньше длится интервал уменьшения средней скорости зонального ветра, 7.6 и 6.7 сут, а еще короче интервал увеличения меридионального потока температуры, 6.8 и 5.9 сут на высотах 30 и 40 км, соответственно. Усредненная по этим значениям продолжительность среднезимних ВСП на высотах 30 и 40 км составляет 7.7 сут. и 6.6 сут., соответственно (см. табл. 2). На высоте 40 км продолжительность среднезимних ВСП на 0.9 – 1.6 сут меньше, чем на высоте 30 км, особенно интервал увеличения температуры в ходе события.

Раннезимние потепления в табл. 2, наоборот, более продолжительны (7.6 – 9.0 сут.) на высоте 40 км, чем на высоте 30 км (6.9 - 8.6 сут.). Средняя продолжительность раннезимних ВСП 7.6 сут на высоте 30 км близка к продолжительности среднезимних ВСП 7.7 сут, а на высоте 40 км превышает ее (8.2 сут против 6.6 сут в табл. 2).

В таблице 2 приведены также частоты появления различных типов ВСП, $n/\Delta t$, которые в среднем составляют 2.4 и 2.5 год⁻¹ для среднезимних потеплений и 0.27 и 0.29 год⁻¹ для раннезимних потеплений на высотах 30 и 40 км, соответственно.

4. ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗНЫХ ТИПОВ ВСП.

Согласно классификации ВМО, ВСП подразделяются на мажорные и минорные [Labitzke, 1981; Chandran et al., 2014]; в русскоязычной литературе мажорные события часто называют главными. Как правило, анализ проводится по данным о температуре и ветре на уровне 10 гПа (≈ 30 км) [Butler et al., 2015, 2017]. К главным относят ВСП, при которых происходит значительный рост температуры и восточный зональный ветер в околополюсной стратосфере меняет направление на противоположное. Если рост температуры существенен, но разворота ветра нет, событие считается минорным. Характерное время достижения максимальной температуры при ВСП составляет 7–10 суток.

В данной работе анализируются ВСП на высоте 40 км, которые формально выходят за рамки классификации ВМО, ориентированной на уровень 10 гПа. В связи с этим в [Efimov and Gavrilov, 2026] предложена модифицированная классификация ВСП, выявляемых методом МЭСИ на разных высотах. В её рамках сформулированы критерии полных и частичных событий, которые можно рассматривать как аналоги мажорных и минорных потеплений. Благодаря повышенной чувствительности метода МЭСИ удаётся выделить

дополнительный класс слабых ВСП. Отдельно рассматриваются раннезимние ВСП, происходящие поздней осенью и в начале зимы (ноябрь–декабрь) и известные в международной классификации как «канадские» потепления.

Ключевым признаком полных и частичных ВСП служит значительный рост температуры. В рамках метода МЭСИ для их выделения в [Efimov and Gavrilov, 2026] используется критерий

$$\delta T \geq \delta T_b = a \delta T_{med}, \quad (1)$$

где δT – максимальное приращение температуры в ходе ВСП; δT_{med} – медианное значение δT за весь анализируемый интервал с 1958 по 2017 гг.; a – константа. Медианные значения δT_{med} наибольших увеличений температуры δT в ходе ВСП составляют $\delta T_{med} = 12$ °К и $\delta T_{med} = 10$ °К на высотах 30 км и 40 км, соответственно. Метод МЭСИ дает возможность определять параметры потеплений с $\delta T < \delta T_b$, которые в [Efimov and Gavrilov, 2026] отнесены к слабым ВСП. В табл. 1 и табл. 2 приведены полученные средние характеристики для полных, частичных и слабых ВСП.

4.1. Характеристики полных ВСП.

В [Efimov and Gavrilov, 2026] полными считаются ВСП, при которых осреднённое по широтному поясу 60–90° с. ш. максимальное приращение температуры δT удовлетворяет условию (1), а средний зональный ветер меняет западное направление на восточное. Пример полного ВСП в конце января 1991 г. на высоте 40 км приведён на рис. 1. За 60-летний период выявлено 63 и 72 таких события на высотах 30 и 40 км соответственно (см. табл. 1).

Усредненные за 60-летний интервал характеристики полных ВСП даны в табл. 1 и 2. Моменты наибольшей скорости уменьшения среднего зонального ветра в основном отстают от моментов наибольшей скорости увеличения температуры на 1.1 ± 0.4 сут. на высоте 30 км и на 1.8 ± 0.5 сут на высоте 40 км. Максимальная скорость увеличения меридионального потока температуры q перед полными ВСП опережает максимальную скорость увеличения температуры на 2.5 и 2.2 сут на высотах 30 и 40 км, соответственно (см. табл. 1). В заключительной стадии полных ВСП момент максимальной скорости уменьшения q опережает момент максимальной скорости убывания температуры на 4.0 и 4.3 сут на высотах 30 и 40 км, соответственно.

Таблица 2 показывает, что средняя частота появления полных ВСП $n/\Delta t = 1.05$ события в год на высоте 30 км. Это значение несколько превышает оценки частоты

регистрации главных потеплений традиционными методами в статье [Butler et al., 2015], которые равны 0.81 и 0.91 год⁻¹ при использовании баз данных NCEP-NCAR и ERA, соответственно, и при осреднении зонального ветра по кольцу широт 60 - 90° с. ш., аналогично применяемому в данном исследовании. Это расхождение может быть связано с использованием метода МЭСИ, модифицированного критерия интенсивности ВСП (1), основанного на граничном значении δT_{cr} , а также с использованием другой базы данных реанализа (JRA-55). Вместе с тем, отличие приведенного в табл. 2 значения $n/\Delta t$ не превосходит разброса значений частот регистрации главных ВСП в [Butler et al., 2015, 2017] для разных реанализов. В табл. 2 средняя частота появления полного ВСП на высоте 40 км $n/\Delta t = 1.20$, что несколько больше указанного выше значения для высоты 30 км.

В работе [Efimov and Gavrilov, 2024] было выполнено сопоставление времен начала полных ВСП на высоте 30 км, определенных методом МЭСИ с временами начала мажорных потеплений, найденными другими общепринятыми методами в работах [Butler et al., 2015, 2017]. В среднем, расхождение дат начала ВСП составляет 2 - 3 сут. В то же время, разброс дат, определяемых разными методами в статье [Butler et al., 2015] также может составлять до 3 – 4 и более сут. Поэтому согласно [Efimov and Gavrilov, 2024] можно заключить, что погрешность определения времен начала полных ВСП используемым методом МЭСИ не выше разброса дат начала потеплений, получаемых при использовании общепринятых методов.

Таблица 2 показывает, что средняя по 60-летнему интервалу продолжительность полных ВСП составляет 9,2. и 7,8 сут на высотах 30 и 40 км, соответственно, что превышает продолжительность других типов среднезимних потеплений. При полных ВСП наиболее продолжительны интервалы увеличения температуры 9.9 сут и 8.5 сут. на высотах 30 и 40 км, соответственно. В табл. 2 примерно такую же длительность имеют интервалы уменьшения зонального ветра в ходе полных ВСП. Наименьшие длительности при полных ВСП имеют интервалы увеличения меридионального потока температуры 8.4 и 6.4 сут на высотах 30 и 40 км, соответственно. Исследование количества регистраций в разные месяцы показало, что наиболее часто полные потепления происходят в январе, что согласуется с результатами [Savenkova et al., 2017].

Таблица 1 показывает, что полным ВСП на высотах 30 км и 40 км предшествует увеличение меридионального потока температуры q , а затем (через 2.2 – 2.5 сут) достигает максимума скорость роста температуры, что влечет за собой (еще через 1.1 – 1.8 сут) максимальную скорость убывания средней зональной скорости и последующий разворот зонального ветра с западного на восточное направление. В конце полного потепления

первым уменьшается меридиональный поток температуры (тепла), затем через 4.0 – 4.3 сут достигается максимальная скорость уменьшения температуры, а еще через 0.4 – 1.7 сут достигает максимума скорость возрастания средней скорости зонального ветра.

Это показывает, что дополнительное нагревание высокоширотной стратосферы направленными к северному полюсу потоками тепла, создаваемыми планетарными волнами, может быть важным фактором формирования полных ВСП. Увеличение меридионального волнового потока температуры q на высотах 30 – 40 км может служить удобным предиктором полных ВСП.

4.2. Характеристики частичных ВСП.

В соответствии с классификацией [Efimov and Gavrilov, 2026], событие относится к частичным, если условие (1) выполнено, но одновременного разворота зонального ветра не происходит.

Рис. 2. То же, что на рис. 1, но для зимы 1972 г. Черными линиями изображены нулевые контуры второй производной. Пример частичного ВСП в середине февраля 1972 года.

Fig. 2. Same as in Fig. 1, but for the winter of 1972. Black lines show the zero contours of the second derivative. An example of a partial SSW in mid-February 1972.

Пример частичного потепления приведен на рис. 2, когда значительный рост температуры 10 – 15 февраля 1972 г на высотах 30 и 40 км не сопровождался одновременным разворотом среднего зонального ветра. Разворот ветра на рис. 2 произошел на высотах более 35 км после 23 февраля 1972 г., когда указанное выше повышение температуры уже закончилось.

Таблица 1 показывает, что за период с 1958 по 2017 г найдено 41 и 35 частичных ВСП на высотах 30 км и 40 км, соответственно. Согласно табл. 2, средняя частота появления частичных потеплений составляет 0.70 и 0.66 событий в год на высотах 30 и 40 км, соответственно. Таблица 1 показывает для частичных ВСП примерно такое же, как у полных событий опережение максимальной скорости роста температуры относительно уменьшения среднего ветра, а также меньшее опережение роста волнового меридионального потока тепла относительно роста температуры.

Согласно табл. 2, средняя продолжительность частичного ВСП составляет 6.2 и 5.4 сут на высотах 30 км и 40 км, соответственно, что меньше длительности полных ВСП. Это справедливо также для длительностей интервалов увеличенной температуры, уменьшенной скорости зонального ветра и увеличенного меридионального потока температуры в табл. 2. Частичные ВСП были разделены по месяцам года и оказалось, что наибольшее количество таких потеплений происходит в январе.

Таблица 1 показывает, что в начале частичных ВСП максимальная скорость увеличения меридионального потока тепла на высотах 30 и 40 км на 1.3 и 1.7 сут, соответственно, опережает момент максимальной скорости роста температуры, что влечет за собой уменьшение скорости западного зонального ветра еще через 1.1 сут. Таким образом, увеличение меридионального притока тепла может служить предиктором частичных ВСП.

4.2. Характеристики слабых ВСП.

Благодаря высокой чувствительности метода МЭСИ удаётся регистрировать события с $\delta T < \delta T_b$; они отнесены к слабым ВСП независимо от того, происходит ли разворот среднего зонального ветра.

Из табл. 1 видно, что за период с 1958 по 2017 г найдено 36 и 35 слабых ВСП на высотах 30 км и 40 км, соответственно. Согласно табл. 2, средняя частота появления слабых ВСП составляет 0.61 события в год и 0,59 события в год на высотах 30 км и 40 км, соответственно. Таблица 2 показывает, что средняя продолжительность слабых среднезимних потеплений близка к продолжительности частичных потеплений и составляет 6.7 и 5.4 сут на высотах 30 км и 40 км, соответственно. Слабые потепления были также разделены по месяцам и было установлено, что наибольшее количество потеплений данного типа наблюдается в феврале.

Таблица 1 показывает разности между моментами экстремумов скоростей изменения температуры, зонального ветра и меридионального потока тепла, значения которых для слабых ВСП меньше соответствующих значений для полных и частичных потеплений. Аналогично описанному ранее, на высотах 30 км и 40 км момент максимальной скорости роста меридионального потока тепла в начале слабых потеплений опережает момент максимальной скорости роста температуры, но это опережение меньше, чем в случаях полных и частичных потеплений (см. табл. 1).

Раннезимние потепления (см. п. 3) можно также подразделить на рассмотренные ранее полные, частичные и слабые ВСП. Среди обнаруженных раннезимних ВСП на

высоте 30 км было найдено 4 полных, 4 частичных и 8 слабых потеплений, а на высоте 40 км - 9 полных, 6 частичных и 2 слабых потеплений.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе использован нетрадиционный метод моментов экстремумов скорости изменения (МЭСИ) температуры, зонального ветра и меридионального потока температуры для идентификации ВСП и определения их параметров по данным реанализа JRA-55 за 1958–2017 гг. Моменты начала и окончания событий находятся по экстремумам первой производной и нулям второй производной указанных величин. Впервые выполнено сравнение статистических характеристик ВСП на высотах 30 и 40 км. С помощью метода МЭСИ модифицирована классификация ВСП: выделены полные, частичные (аналоги мажорных и минорных) и дополнительный класс слабых событий на обеих высотах. Отдельно рассмотрены раннезимние стратосферные потепления, происходящие поздней осенью или в начале зимы (ноябрь–декабрь).

Средняя за 60 лет частота появления ВСП составляет 2.4 и 2.5 события в год на высотах 30 и 40 км, соответственно. Из них средние частоты появления полных ВСП равны 1.05 и 1.2, а частичных ВСП -- 0.7 и 0.66 события в год на высотах 30 и 40 км, соответственно. Впервые выполнен статистический анализ длительности ВСП, которая для среднезимних потеплений составляет, в среднем 7.7 и 6.6 сут на высотах 30 и 40 км, соответственно, причем наиболее продолжительны полные потепления. На высоте 30 км потепления в среднем более продолжительны, чем на высоте 40 км. Средняя продолжительность изменений различных гидродинамических полей в ходе ВСП меняется в пределах 4.7 - 9.9 и 4.6 – 8.5 сут на высотах 30 и 40 км и максимальна для интервала повышения температуры в полных ВСП и минимальна для интервала увеличения меридионального потока тепла перед началом события. На высотах 30 и 40 км одно и то же событие ВСП может относиться к разным типам. На высоте 40 км зафиксировано больше ВСП, так как существенное увеличение там температуры в ряде случаев не доходило до высоты 30 км.

Метод МЭСИ позволяет определить разности моментов экстремальных скоростей изменений температуры, средней зональной скорости и меридионального потока температуры для разных типов потеплений. На обеих высотах 30 км и 40 км максимальной скорости роста температуры практически всегда за 1.5 – 1.7 сут предшествует рост меридионального потока тепла в направлении Северного полюса. Затем еще через 1.0 сут достигает максимума скорость уменьшения зонального ветра в

начальной стадии ВСП. Согласно литературным источникам, опережающий рост меридионального потока тепла может создавать дополнительный нагрев высокоширотной стратосферы и способствовать развитию ВСП. Полученное опережение наибольшей скорости роста q относительно роста температуры максимально для полных ВСП (2.5 и 2.2 сут на высотах 30 и 40 км). Увеличение меридионального потока температуры (тепла) на высотах 30 – 40 км может служить удобным предиктором событий ВСП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ/ REFERENCES

1. Baldwin M.P., Ayarzagüena B., Birner T. et al. Sudden stratospheric warmings. *Reviews of Geophysics*. 2021; 59: e2020RG000708. <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>
2. Butler, A., Seidel, D., Hardiman, S.C. et al. Defining sudden stratospheric warmings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015; 96(11): 1913-1928. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00173.1>
3. Butler A.H., Sjoberg J.P., DianJ.Seide, D.J. et al. A sudden stratospheric warming compendium. *Earth Syst. Sci. Data*. 2017; 9: 63–76. <https://doi.org/10.5194/essd-9-63-2017>
4. Chandran A., Collins R.L., Harvey V.L. Stratosphere-mesosphere coupling during stratospheric sudden warming events. *Adv. Space Res.* 2014; 53: 1265–1289. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.02.005>
5. Charlton A.J., Polvani L.M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate*. 2007; 20: 449–469. <https://doi.org/10.1175/JCLI3996.1>
6. Efimov M.M., Gavrilov N.M. Determination of sudden stratospheric warming dates and their classification according to the JRA-55 reanalysis data. *Proc. SPIE 12780, 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2023; 127807B. <https://doi.org/10.1117/12.2690514>
7. Efimov M.M., Gavrilov N.M. Verification of the method of atmospheric parameter change rate maxima for determining the characteristics of sudden stratospheric warmings. *In. Optics of the Atmosphere and Ocean. Atmospheric Physics. Proc, XXX Intern. Symposium*. Tomsk. 2024; 30: 1016-1019, (In Rus). <https://doi.org/10.56820/OAO30E1>
8. Efimov M.M., Gavrilov N.M. Classification of sudden stratospheric warmings using the method of extreme rates of temperature and wind changes. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2026; 51(2): 89-94. <https://doi.org/10.3103/S1068373926020019>
9. Gavrilov N. M., Efimov M. M. Automated determination of the dates of sudden stratospheric warming. *Proc. SPIE 11916, 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. 2021; 11916: 119167T. <https://doi.org/10.1117/12.2603313>

10. Hauchecorne A., Claud C., Keckhut P. et al. Stratospheric Final Warmings fall into two categories with different evolution over the course of the year. *Communications Earth & Environment*. 2022; 3(4). <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00335-z>
11. Hu J. G., Ren R.C., Xu H. M. Occurrence of Winter Stratospheric Sudden Warming Events and the Seasonal Timing of Spring Stratospheric Final Warming. *J. Atmos. Sci.* 2014; 71: 2319-2334. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0349.1>
12. Labitzke K. The lower arctic stratosphere in winter since 1952. *SPARC Newsl.* 1981; 15: 11–14. <https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09665>
13. Martineau P., Seok-Woo Son, Taguchi M. et al. A comparison of the momentum budget in reanalysis datasets during sudden stratospheric warming events. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2018; 18: 7169–7187. <https://doi.org/10.5194/acp-18-7169-2018>
14. Matsuno T. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.* 1971; 28: 1479–1494. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2)
15. Rao J., Garfinkel C.I. Projected changes of stratospheric final warmings in the Northern and Southern Hemispheres by CMIP5/6 models. *Clim. Dyn.* 2021; 56: 3353–3371. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05647-6>
16. Savenkova E.N., Kanukhina A.Yu., Pogoreltsev A.I. et al. Variability of the springtime transition date and planetary waves in the stratosphere. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2012; 90–91: 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2011.11.001>
17. Savenkova E.N., Gavrilov N.M., Pogoreltsev A.I. On statistical irregularity of stratospheric warming occurrence during northern winters. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2017; 163: 14–22. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.06.007>
18. Scherhag R. Die explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spätwinters 1952. *Ber. Det. Wetterdienstes US Zone*. 1952; 38: 51–63.
19. Vargin P.N., Kostykin S.V., Volodin E.M. et al. Study of the variability of spring breakup dates and arctic stratospheric polar vortex parameters from simulation and reanalysis data. *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020; 56(5): 458-469. <https://doi.org/10.1134/S0001433820050114>
20. WMO/IQSY. International Years of the Quiet Sun (IQSY) 1964-65. Alert messages with special references to stratwarms. *WMO/IQSY Report*. 1964; (6). Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland. 19 p.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Ефимов Матвей Максимович, младший
научный сотрудник, Санкт-петербургский
гос. университет, Санкт-Петербург, Россия
matvey.efimov.96@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-3944-9433>

Гаврилов Николай Михайлович, д-р физ.-
мат. наук, профессор, Санкт-петербургский
гос. университет, Санкт-Петербург, Россия
n.gavrilov@spbu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-3944-9433>

ABOUT THE AUTHORS

Efimov Matvey Maksimovich,
junior researcher, Saint-Petersburg State
University, Saint Petersburg, Russia
matvey.efimov.96@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-3944-9433>

Gavrilov Nikolai M., Ph.D. (Physics and
Mathematics), Professor, Saint-Petersburg
State University, Saint Petersburg, Russia
n.gavrilov@spbu.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-3944-9433>

Таблица 1. Число ВСП разных типов, n , и средние разности (в сут.) между моментами экстремумов скоростей изменений зонального ветра, меридионального потока тепла и температуры в начале и в конце событий, зарегистрированных с 1958 по 2017 г на высотах 30 км и 40 км, а также их разностей между двумя высотами (строки «40-30»). Жирным шрифтом показаны значения со статистической значимостью более 95% по критерию Стьюдента.

Table 1. Number of SSWs of different types, n , and mean differences (in days) between the moments of extrema of the rates of change of zonal wind, meridional heat flux, and temperature at the beginning and at the end of events registered from 1958 to 2017 at altitudes of 30 km and 40 km, as well as their differences between the two altitudes (rows "40–30"). Values with statistical significance greater than 95% according to the Student's t-test are shown in bold.

Тип ВСП	z, км	n	Начало ВСП		Конец ВСП	
			$t_{bq} - t_{bT}$	$t_{bu} - t_{bT}$	$t_{eq} - t_{eT}$	$t_{eu} - t_{eT}$
Среднезимние	30	140	-1.5 ± 0.4	1.0 ± 0.3	-3.4 ± 0.5	-0.1 ± 0.3
	40	146	-1.7 ± 0.5	1.0 ± 0.3	-2.9 ± 0.5	0.6 ± 0.3
	40-30	6	-0.2 ± 0.05	0 ± 0.03	0.5 ± 0.06	0.7 ± 0.04
Раннезимние	30	16	-2.7 ± 1.2	1.3 ± 1.1	-4.0 ± 0.7	-0.4 ± 0.5
	40	17	-2.5 ± 1.0	1.1 ± 0.6	-3.3 ± 1.2	-0.3 ± 0.5
	40-30	1	0.2 ± 0.4	-0.2 ± 0.3	0.7 ± 0.3	0.1 ± 0.2
Полные	30	63	-2.5 ± 0.6	1.1 ± 0.4	-4.0 ± 0.7	0.4 ± 0.4
	40	72	-2.2 ± 0.6	1.8 ± 0.5	-4.3 ± 0.6	1.7 ± 0.4
	40-30	9	0.3 ± 0.1	0.7 ± 0.08	-0.3 ± 0.1	1.3 ± 0.07
Частичные	30	41	-1.3 ± 0.7	1.1 ± 0.4	-2.4 ± 0.7	-0.8 ± 0.5
	40	35	-1.7 ± 1.0	1.1 ± 0.5	-1.5 ± 1.0	0.8 ± 0.6
	40-30	6	-0.4 ± 0.2	0 ± 0.1	0.9 ± 0.2	1.6 ± 0.1
Слабые	30	36	0.2 ± 1.0	0.7 ± 0.7	-1.0 ± 1.0	-0.3 ± 0.7
	40	35	-1.7 ± 1.0	0.1 ± 0.5	-1.5 ± 1.0	0.8 ± 0.6
	40-30	-1	-1.9 ± 0.2	-0.6 ± 0.1	-0.5 ± 0.2	1.1 ± 0.2

Таблица 2. Средняя годовая численность, продолжительность, а также их разности (в сут) для различных типов ВСП за интервал $\Delta t = 60$ лет (с 1958 по 2017 гг.). Строки «40-30» показывают разности соответствующих величин между высотами 40 и 30 км. Жирным шрифтом показаны значения со статистической значимостью более 95% по критерию Стьюдента.

Table 2. Mean annual number, duration, and their differences (in days) for different types of SSWs over the interval $\Delta t = 60$ years (from 1958 to 2017). Rows "40–30" show the differences of the corresponding quantities between altitudes of 40 and 30 km. Values with statistical significance greater than 95% according to the Student's t-test are shown in bold.

Тип ВСП	z, км	$n/\Delta t$	$t_{eq} - t_{bq}$	$t_{eu} - t_{bu}$	$t_{eT} - t_{bT}$	$(t_e - t_b)_{cp}$
Среднезимние	30	2.37	6.8±0.4	7.6±0.4	8.7±0.4	7.7±0.4
	40	2.47	5.9±0.3	6.7±0.3	7.1±0.3	6.6±0.3
	40-30	0.1	-0.9±0.04	-0.9±0.04	-1.6±0.04	-1.1±0.04
Раннезимние	30	0.27	7.2±1.0	6.9±0.9	8.6±1.1	7.6±1.0
	40	0.29	8.1±0.9	7.6±0.9	9.0±1.1	8.2±0.9
	40-30	0.02	0.9±0.3	0.7±0.3	0.4±0.4	0.6±0.3
Полные	30	1.05	8.4±0.7	9.3±0.6	9.9±0.6	9.2±0.6
	40	1.20	6.4±0.5	8.4±0.4	8.5±0.6	7.8±0.5
	40-30	0.15	-2.0±0.1	-0.9±0.1	-1.4±0.1	-1.4±0.1
Частичные	30	0.70	4.7±0.4	6.0±0.7	7.9±0.7	6.2±0.6
	40	0.66	5.6±0.5	4.6±0.3	6.2±0.5	5.4±0.4
	40-30	-0.04	0.9±0.1	-1.4±0.1	-1.7±0.1	-0.8±0.1
Слабые	30	0.61	6.2±0.8	6.4±0.6	7.4±0.8	6.7±0.7
	40	0.59	5.3±0.4	5.7±0.5	5.0±0.3	5.4±0.4
	40-30	-0.01	-0.9±0.2	-0.7±0.1	-2.4±0.1	-1.3±0.1

Подписи к рисункам

Рис. 1. Зависимости от высоты z в км и времени t в днях года изменений меридионального потока температуры q в $^{\circ}\text{Км/с}$ (а), скорости зонального ветра в м/с (б) и изменения температуры в $^{\circ}\text{К}$ (в), осреднённых по широтному кольцу $60 - 90^{\circ}$ с. ш. для зимы 1991 г. Черными линиями изображены нулевые контуры второй производной.

Рис. 2. То же, что на рис. 1, но для зимы 1972 г. Черными линиями изображены нулевые контуры второй производной. Пример частичного ВСП в середине февраля 1972 года.

Figure Captions

Fig. 1. Dependences on height z (km) and time t (days of the year) of variations in the meridional temperature flux (K m/s) (a), zonal wind velocity (m/s) (б), and temperature change (K) (в), averaged over the latitude belt 60–90°N for the winter of 1991. Black lines show the zero contours of the second derivative.

Fig. 2. Same as in Fig. 1, but for the winter of 1972. Black lines show the zero contours of the second derivative. An example of a partial SSW in mid-February 1972.

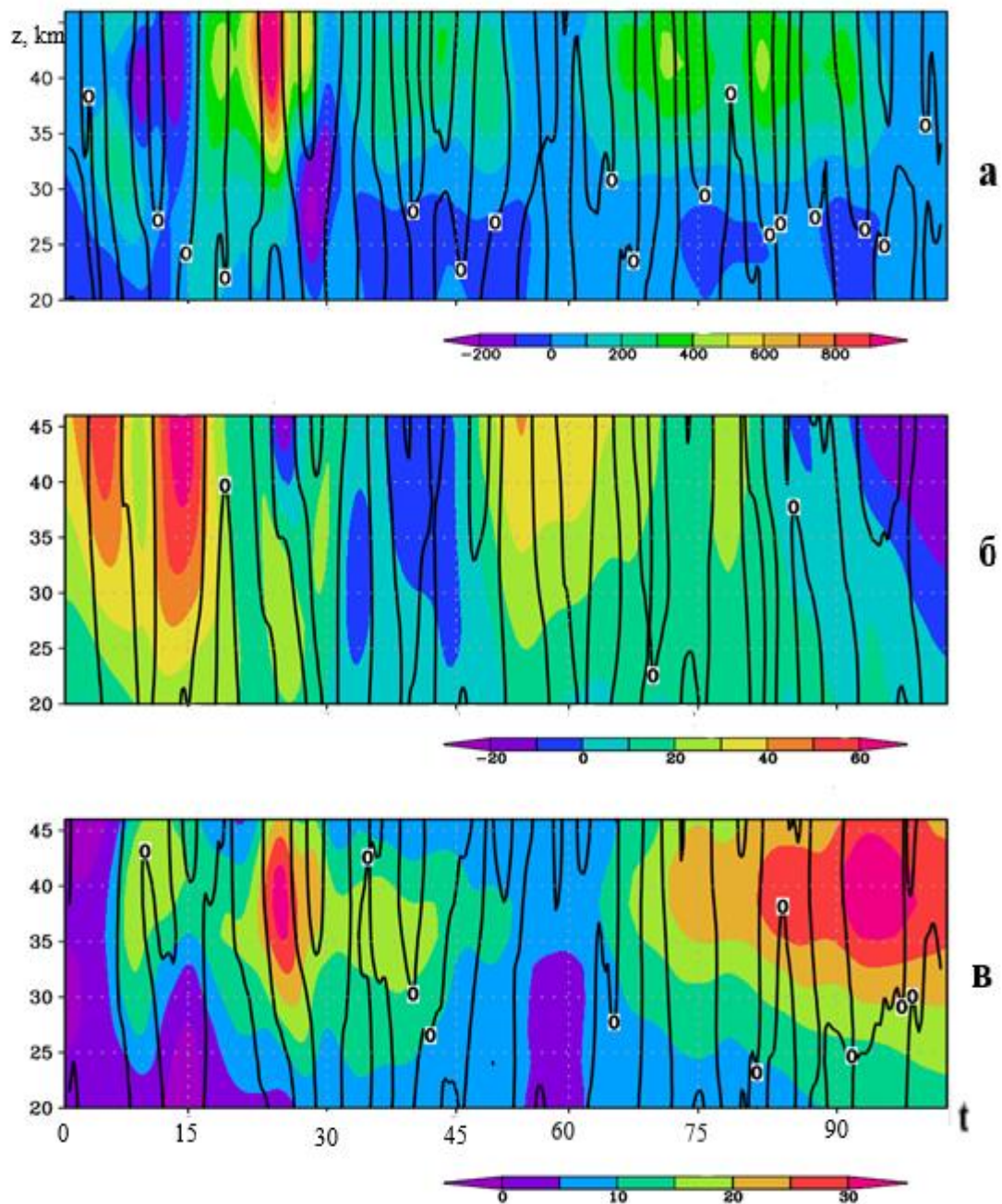


Рис. 1

Fig. 1

Ефимов М.М., Гаврилов Н.М. «Характеристики внезапных стратосферных потеплений

...

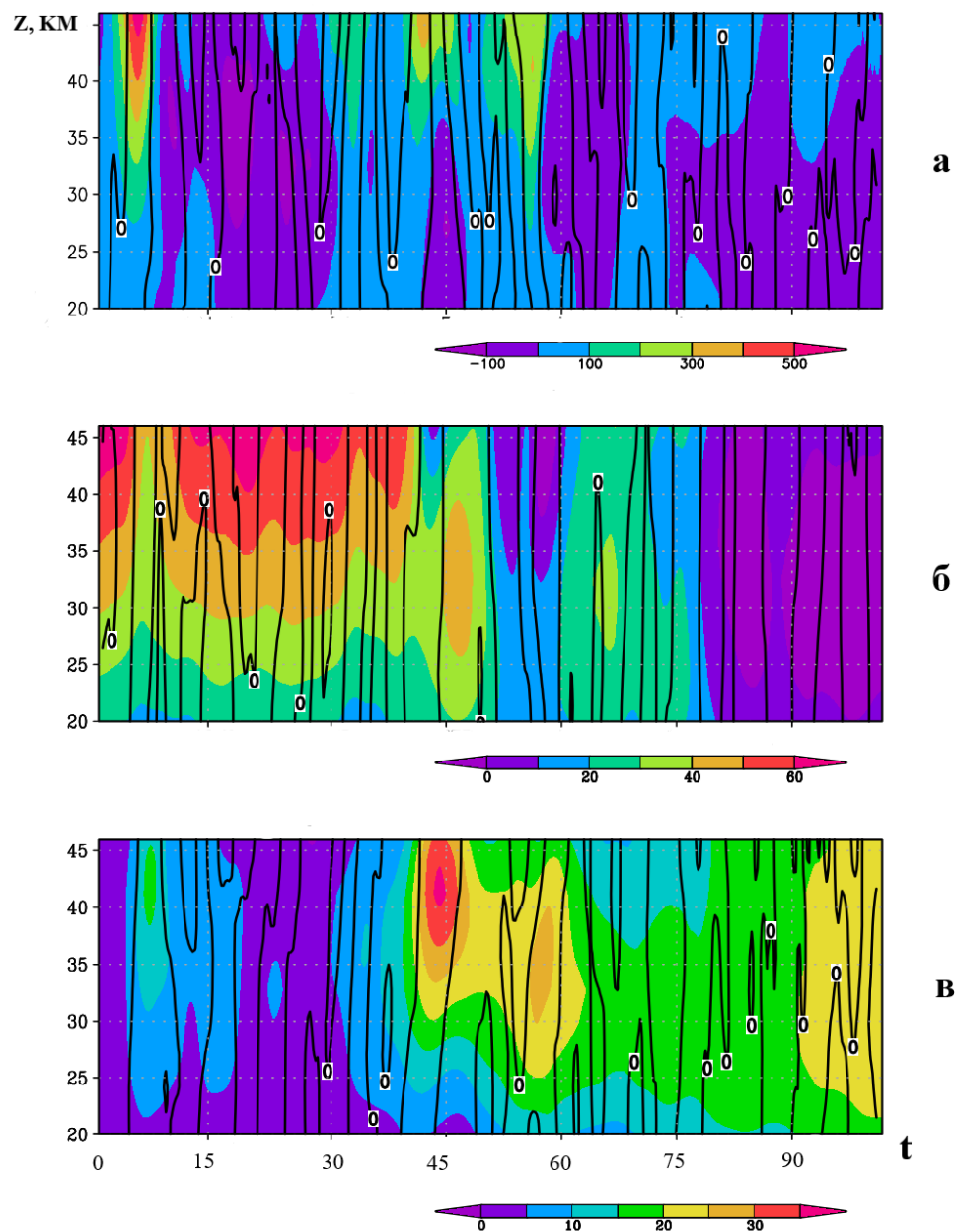


Рис. 2

Fig. 2

Ефимов М.М., Гаврилов Н.М. «Характеристики внезапных стратосферных потеплений ...