

Вулканогенный фактор усиления стратосферно-тропосферного обмена

В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева*

*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
634021, г. Томск, пр. Академический, 10/3*

Поступила в редакцию 18.06.2013 г.

Предложен механизм попадания вулканогенных аэрозолей в стратосферу после извержений плинианского типа, максимальная высота выброса которых не превышает высоты тропопаузы. С использованием траекторной модели NOAA HYSPLIT и общедоступных глобальных температурных данных показана роль вулканических газо-пепловых облаков в изменении температурного режима верхней тропосферы и нижней стратосферы, разрушении тропопаузы и, как следствие, в усилении стратосферно-тропосферного обмена. Установлено, что при прохождении вулканических облаков регистрируется аномальное увеличение приземных концентраций озона.

Ключевые слова: вулканические извержения, газо-пепловые облака, углеродные частицы, разрушение тропопаузы, стратосферно-тропосферный обмен, приземные концентрации озона; volcanic eruptions, ash and gas clouds, black carbon, the tropopause destruction, stratosphere–troposphere exchange, ground-level ozone.

Введение

Появление в стратосфере вулканогенного аэрозоля обычно связано с мощными извержениями вулканов плинианского типа, когда выбрасываемые продукты формируют газо-пепловые эруптивные колонны, достигающие стратосферных высот. Возникающие всплески аэрозольного содержания в стратосфере хорошо идентифицируются с помощью лидаров. Однако в ряде случаев лидары фиксируют появление в стратосфере аэрозольных слоев, когда наблюдаемая высота вулканического выброса заведомо ниже тропопаузы. В частности, при извержении влк. Келут в Индонезии в феврале 1990 г. высота эруптивной колонны не превышала 12 км [1] при высоте тропической тропопаузы ~ 15 км. Тем не менее после извержения лидарами регистрировались слои вулканогенного аэрозоля в стратосфере [2].

При извержении исландского вулкана Эйяфьятлайокудль, взрывная фаза которого началась 14 апреля 2010 г., максимальная зарегистрированная высота выброса составляла 9,3 км при высоте тропопаузы ~ 11 км. Но лидарные наблюдения, проводимые в этот период в разных регионах Северного полушария, фиксировали аэрозольные слои на высотах, превышающих высоту вулканического выброса. В частности, 23 и 24 апреля над Томском были зарегистрированы аэрозольные слои на высоте ~ 10 км [3], а 20 и 23 апреля над Германией даже в стратосфере

на высотах до 14,5 км [4]. Подобные события дают основание полагать, что извержения, выбросы которых достигают верхних слоев тропосферы, способствуют усилению стратосферно-тропосферного обмена, в результате чего вулканогенный аэрозоль поднимается в стратосферу.

Возможны три варианта попадания вулканогенных аэрозолей в стратосферу. Во-первых, отдельные части эруптивного столба, имеющие более высокую скорость, чем основная масса, могут подняться выше основной части и достичь стратосферы. Во-вторых, возможен турбулентный вертикальный перенос легких фракций вулканогенного аэрозоля при отсутствии тропопаузы, например в период весенней перестройки циркуляции стратосферы. В-третьих, попадание вулканогенного аэрозоля в стратосферу возможно над разогретыми вулканическими облаками за счет конвективного подъема, сопровождающегося прогревом и разрушением тропопаузы.

Роль сажи в радиационном нагреве вулканических облаков

При вулканических извержениях плинианского типа первоначальная температура на вершине эруптивной колонны составляет примерно 100–200 °С [5]. Из-за низкого давления окружающего воздуха в верхней тропосфере или стратосфере образовавшаяся эруптивная туча быстро расширяется, адиабатически охлаждаясь до отрицательных температур, значительно более низких, чем температура окружающего воздуха [6, 7]. После резкого охлаждения происходят постепенное выравнивание температур эруптивной

* Владимир Владимирович Зуев (vzuev@imces.ru);
Нина Евгеньевна Зуева (ref_zuev@iao.ru); Екатерина Сергеевна Савельева.

тучи и окружающего воздуха и перенос образовавшегося вулканического облака ветровыми потоками на значительные расстояния. При наличии в составе вулканического облака «темного» аэрозоля, способного эффективно поглощать солнечную радиацию и восходящее тепловое излучение Земли, возникают условия для радиационного нагрева облака. В качестве «темного» аэрозоля могут выступать наноразмерные частицы сажи, способные длительное время существовать в условиях «сухой» атмосферы. О наличии сажи в вулканических выбросах могут свидетельствовать клубы пепла темно-серого и черного цвета, визуально наблюдающиеся при извержении влк. Эйяфьятлайокудль [1].

Присутствие углеродных частиц в эруптивной колонне определяется содержанием в вулканических выбросах метана CH_4 и угарного газа CO [8]. При термическом разложении метана в центральной раскаленной части эруптивной колонны при температуре $\sim 800^\circ\text{C}$ и низком содержании кислорода происходит образование сажи [9], которая в условиях значительной турбулентности и низких температур в эруптивной туче формируется в виде наноразмерных частиц точно так же, как это происходит в технологических реакторах по производству технического углерода [10].

Благодаря гидротермодинамическим эффектам [11] радиационный разогрев углеродных частиц стимулирует конвекцию над разогретой эруптивной тучей. В результате происходит конвективный подъем легких фракций вулканогенных аэрозолей, в первую очередь наноразмерных углеродных частиц, из тропосферы на стратосферные высоты, где их время жизни значительно увеличивается. Характерной особенностью углеродных наночастиц является высокое альбедо однократного рассеяния, что позволяет регистрировать их с помощью лидара с высокой чувствительностью [2, 4].

Описанный выше механизм конвективного подъема вулканогенных аэрозолей над разогретой эруптивной тучей согласуется с результатами работы [12], где показано, что облака, содержащие сажу, способны нагреваться и перемещаться вверх, разрушая атмосферный инверсионный слой.

Разрушение тропопаузы вдоль траектории переноса вулканических облаков

Нами были проанализированы данные шар-зондовых измерений температуры [13] над Исландией и близлежащими регионами в период эксплозивного извержения влк. Эйяфьятлайокудль в апреле–мае 2010 г. Первая серия значительных извержений произошла 14–17 апреля. Максимальная высота газопеплового выброса в этот период достигала 9,3 км. Выброс до 6 км был зарегистрирован 22 апреля. В мае извержение возобновилось: взрывы наблюдались 5–6 и 12–18 мая при максимальной высоте выбросов ~ 7 км [1].

Анализ вертикальных профилей температуры над Исландией, полученных по данным [13], показал характерный прогрев в области верхней тропосферы и нижней стратосферы с отсутствием тропопаузы 14, 17, 22 апреля и 12, 14, 17 мая. На рис. 1 видно, что в дни до и после мощных эксплозивных извержений тропопауза хорошо проявляется на высотах 10–12 км, однако в период максимальных газо-пепловых выбросов наблюдается разрушение тропопаузы. В диапазоне высот 8–15 км было зарегистрировано значительное повышение температуры с максимумом до $15\text{--}20^\circ\text{C}$ на высотах, соответствующих характерному положению тропопаузы.

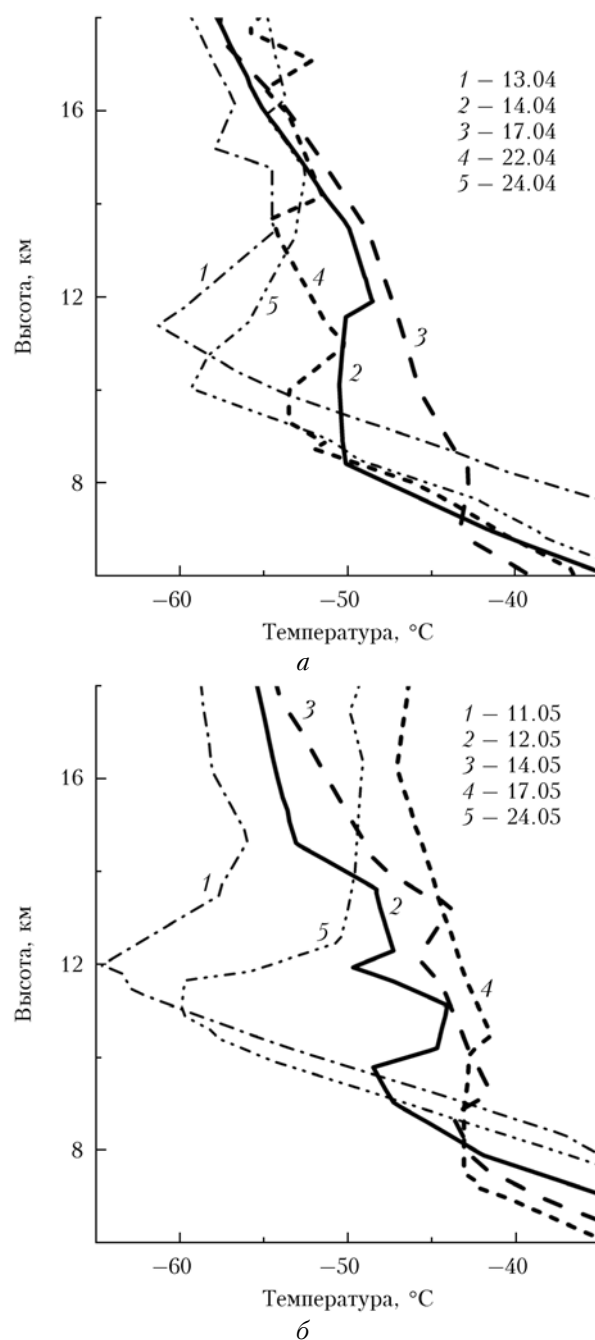


Рис. 1. Профили температур над Исландией во время (2–4), до (1) и после (5) извержений в апреле (а) и мае (б) 2010 г.

В апреле в северных районах может происходить поздняя весенняя перестройка циркуляции стратосферы. В этот период достаточно вероятны кратковременные, охватывающие большие территории, разрушения тропопаузы. Подобная ситуация имела место 14 апреля 2010 г., когда отсутствие тропопаузы наблюдалось не только над Исландией, но и над всей акваторией Северной Атлантики. При отсутствии тропопаузы возможен турбулентный вертикальный перенос легких фракций вулканогенного аэрозоля в стратосферу. Однако 17 и 22 апреля, как и в более поздний период вулканогенной активности 12 и 17 мая, отсутствие тропопаузы локально над территорией Исландии (рис. 1) вызвано, скорее всего, конвективным разрушением тропопаузы над разогретыми вулканическими облаками.

Разрушение тропопаузы способствует обмену воздушных масс между верхней тропосферой и нижней стратосферой. Возникающие над разогретыми вулканическими облаками конвективные потоки увлекают вверх легкую фракцию аэрозолей, в том числе углеродные наночастицы. Попавший в стратосферу вулканогенный аэрозоль переносится зональными ветрами, преимущественно с запада на восток, формируя аэрозольные стратосферные слои. В результате лидарных наблюдений 20 и 23 апреля стратосферные аэрозольные слои были зарегистрированы в Гармиш-Партенкирхене (Германия, 47,5° с.ш. 11,1° в.д.) на высотах до 14,5 км с максимумом в высотном интервале 10,2–12,6 км [4].

Расчет обратных траекторий перемещения воздушных масс с помощью модели NOAA HYSPLIT [14] для данных координат от 20 апреля для высот, на которых регистрировался максимум стратосферного аэрозоля, показал, что воздушные массы в этом высотном эшелоне проходили над Исландией 17 апреля. По сути, факт регистрации аэрозольных слоев в стратосфере над Германией после извержения исландского вулкана 17 апреля 2010 г. подтверждает возможность конвективного разрушения тропопаузы над разогретыми вулканическими облаками и подъема вулканогенного аэрозоля в стратосферу при высоте вулканического выброса ниже климатического положения тропопаузы.

Для более детального анализа проявления теплового эффекта «темного» аэрозоля была выбрана траектория прохождения вулканических облаков на высоте 10–11 км после извержения влк. Эйяфьятлайокудль 14 мая 2012 г., рассчитанная с использованием модели NOAA HYSPLIT на 2 нед (рис. 2, а), где звездочкой обозначена начальная точка (0 км) над Исландией. На траектории точками отмечены метеостанции, температурные данные которых представлены на сайте [13], а треугольниками – временные периоды длительностью 1 сут. В течение 2 нед вулканические облака переместились на расстояние ~ 22,5 тыс. км при средней скорости 18,6 м/с, что соответствует средней скорости перемещения воздушных масс на этих высотах [13].

На рис. 2, б приведены значения температур на высоте тропопаузы (от 9,5 до 12,7 км в зависимости от региона) над метеостанциями по траектории переноса вулканического облака для трех дат в среднем:

NOAA HYSPLIT MODEL
Forward trajectory starting at 00:00 UTC 14 May 10
GDAS Meteorological Data

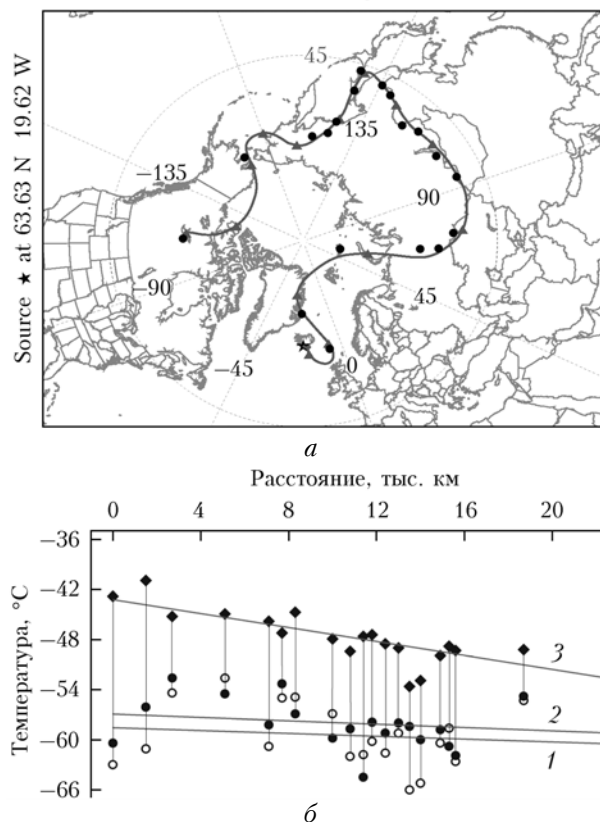


Рис. 2. Траектория прохождения вулканических облаков на высоте 10–11 км, после извержения влк. Эйяфьятлайокудль 14 мая 2010 г. (а); температура на уровне тропопаузы до (светлые кружки), после (темные кружки) и во время (ромбы) прохождения вулканического облака (б); цифрами обозначены тренды изменений температур на уровне тропопаузы до (1), после (2) и во время (3) прохождения облака

за 2 сут до прохождения вулканического облака, во время его прохождения и через 2 сут после прохождения вулканического облака над регионом. На всех станциях в момент прохождения вулканического облака наблюдался значительный рост температур в среднем на 12 °С на высоте тропопаузы, приводящий к ее разрушению на период до 2 сут. На рис. 2, б показаны тренды изменения температур вдоль рассматриваемой траектории. Очевидно, что в области тропопаузы до и после прохождения вулканического облака изменения температур характеризуются практически нулевым трендом. Отрицательный тренд температур на даты прохождения вулканического облака над метеостанциями указывает на уменьшение степени его радиационного нагрева вследствие постепенной седиментации вулканогенной сажи.

Вулканогенные аномалии приземных концентраций озона

Разрушение тропопаузы сопровождается проникновением холодных обогащенных озоном стратосферных масс воздуха в тропосферу до уровня Земли,

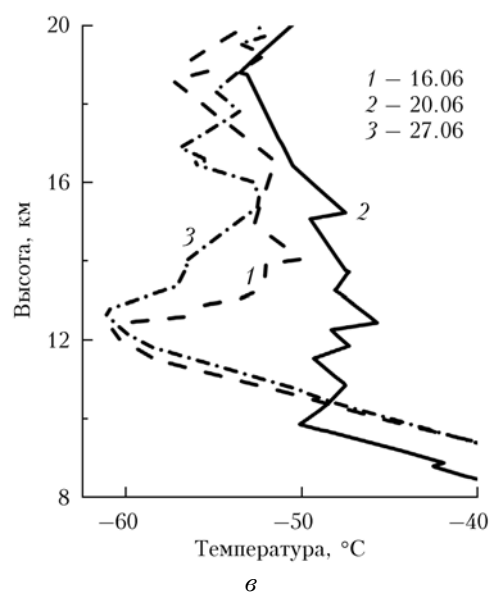
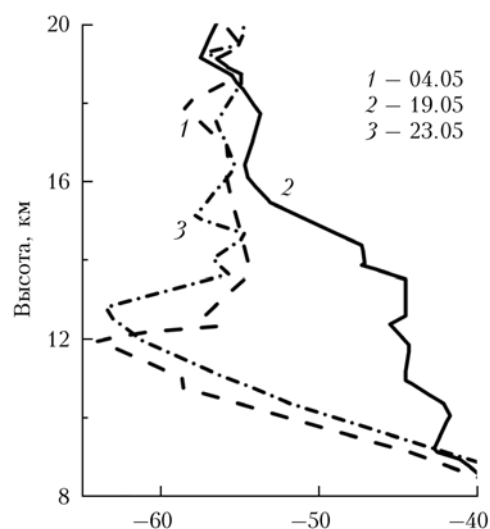
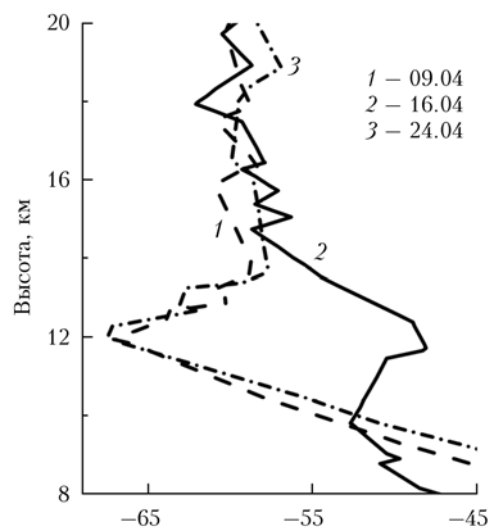


Рис. 3. Профили температур над Штутгартом в апреле (а), мае (б) и июне (в)

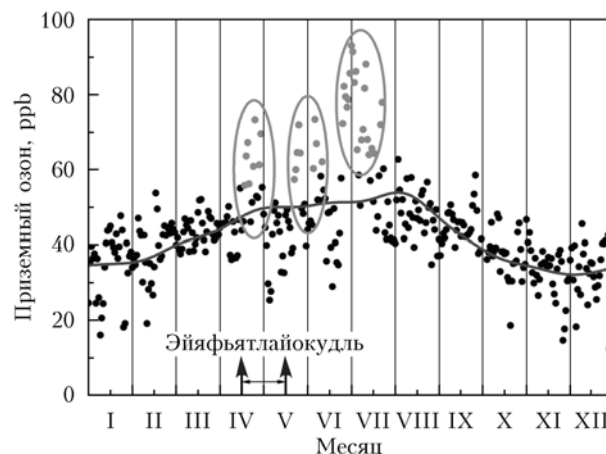


Рис. 4. Временной ход среднесуточных значений ПКО на ст. Шауинсланд в 2010 г. в сравнении с многолетним средним (серая линия)

вызывая аномальный рост приземных концентраций озона (ПКО) [15]. Наиболее развитая сеть измерений ПКО находится в Европе. С использованием модели NOAA HYSPLIT были получены траектории перемещения вулканических облаков после основных извержений влк. Эйяфьятлайокудль в 2010 г. Воздушные массы, проходящие над вулканом на высоте 10–11 км 15 апреля и 13–14 мая, достигали района ст. Шауинсланд (Германия, 47,9° с.ш., 7,9° в.д.) 16 апреля, 19 мая и 20 июня. Анализ температурных профилей по данным шар-зондовых измерений [13] для Штутгарта (48,8° с.ш., 9,2° в.д.), расположенного в относительной близости от ст. Шауинсланд, показал отсутствие тропопаузы на эти даты (рис. 3).

На рис. 4 представлен временной ряд среднесуточных значений ПКО за 2010 г. для ст. Шауинсланд в сравнении с многолетним средним, рассчитанным за период 1990–2010 гг. [16], где эллипсами выделены аномальные значения ПКО, превышающие многолетнее среднее на 2σ .

Аномальный рост ПКО 19 апреля, 23 и 24 июня начинался спустя около 4 сут после вулканогенного разрушения тропопаузы, т.е. по прошествии времени, необходимого для осаждения стратосферного воздуха до уровня Земли. Наиболее сильное и самое длительное повышение ПКО в июне–июле 2010 г. может быть обусловлено благоприятными условиями, сложившимися в приземном слое атмосферы для фотохимической генерации озона вследствие роста ПКО, связанного с вулканогенным прорывом тропопаузы. Данное предположение подтверждается высокими значениями коэффициента корреляции концентраций приземного озона O_3 и монооксида углерода CO для ст. Шауинсланд за период с 26 июня по 4 июля [16]: $R = 0,44$ при $p < 10^{-4}$ для выборки $N = 207$.

Заключение

Вулканогенный фактор играет исключительно важную роль в усилении стратосферно-тропосферного обмена. Даже в тех случаях, когда максимальная высота выбросов оказывается ниже климатического

положения тропопаузы, возможны ситуации, при которых продукты извержения могут попадать в нижние слои стратосферы, существенно изменяя ее температурный режим. Такие события реализуются, когда при термическом разложении метана в центральной раскаленной части эруптивной колонны формируются частицы наноразмерной сажи. При наличии в составе газо-пепловых облаков наноразмерной сажи, эффективно поглощающей солнечную радиацию и восходящее тепловое излучение Земли, происходит их разогрев, стимулирующий конвекцию. Конвективные потоки приводят к нагреву атмосферы в районе тропопаузы вплоть до ее разрушения, усиливая процессы стратосферно-тропосферного обмена, осуществляя подъем легких фракций вулкано-генного аэрозоля, в нижнюю стратосферу, где он регистрируется в результате лидарных наблюдений.

Образовавшиеся аэрозольные стратосферные слои переносятся зональными ветрами преимущественно с запада на восток, при этом вдоль траектории их прохождения регистрируется значительное повышение температур на высоте, соответствующей положению невозмущенной тропопаузы. По мере удаления от источника температурные аномалии характеризуются отрицательным трендом вследствие постепенной седиментации вулкано-генной сажи.

Кроме того, при усилении стратосферно-тропосферного обмена вследствие разогрева и разрушения тропопаузы происходит проникновение холодных обогащенных озоном стратосферных масс в тропосферу. Поэтому в регионах, над которыми регистрируются вулкано-генные аэрозольные слои или деградация тропопаузы, отмечается существенное увеличение ПКО.

Аномальный разогрев и разрушение тропопаузы, наличие аэрозоля в нижних слоях стратосферы, сопутствующий значимый рост концентрации озона в приземном слое атмосферы являются индикаторами действия предложенного нами механизма конвективного разрушения тропопаузы над разогревыми вулканическими облаками.

1. URL: <http://www.volcano.si.edu/index.cfm>

2. Hofmann D., Barnes J., Dutton E., Deshler T., Jager H., Keen R., Osborn M. Surface-Based Observations of Volcanic Emissions to the Stratosphere // *Volcanism and the Earth's Atmosphere*. Geophys. Monogr. Ser. 2003. V. 139. P. 57–73.
3. Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008–2010 гг. // *Оптика атмосф. и океана*. 2011. Т. 24, № 3. С. 224–231.
4. Trickl T., Giehl H., Jäger H., Vogelmann H. 35 years of stratospheric aerosol measurements at Garmisch-Partenkirchen: from Fuego to Eyjafjallajökull, and beyond // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2012. V. 12, N 9. P. 23135–23193.
5. Woods A.W., Self S. Thermal disequilibrium at the top of volcanic clouds and its effect on estimates of the column height // *Nature (Gr. Brit.)*. 1992. V. 355, N 6361. P. 628–630.
6. Rose W.I., Durant A.J. El Chichon volcano, April 4, 1982: volcanic cloud history and fine ash fallout // *Natural Hazards*. 2009. V. 51, N 2. P. 363–374.
7. Rose W.I., Delene D.J., Schneider D.J., Bluth G.J.S., Krueger J.J., Sprod I., McKee C., Davies H.L., Ernst G.G.J. Ice in the 1994 Rabaul eruption cloud: implications for volcano hazard and atmospheric effects // *Nature (Gr. Brit.)*. 1995. V. 375, N 6531. P. 477–479.
8. Symonds R.B., Rose W.I., Bluth G., Gerlach T.M. Volcanic gas studies: methods, results, and applications // *Rev. Mineral.* 1994. V. 30, N 1. P. 1–66.
9. Liu B.S., Au C.T. Carbone deposition and catalyst stability over $\text{La}_2\text{NiO}_4/\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ during CO_2 reforming of methane to syngas // *Appl. Catal. A: General*. 2003. V. 244, N 1. P. 181–195.
10. Суровикин В.Ф. Современные тенденции развития методов и технологии получения нанодисперсных углеродных материалов // *Рос. хим. ж.* 2007. Т. LI, № 4. С. 92–97.
11. Ингель Л.Х. Самовоздействие тепловыделяющей смеси в жидкой среде // *Успехи физ. наук*. 1998. Т. 168, № 1. С. 104–108.
12. Radke L.F., Lyons J.H., Hobbs P.V., Weiss R.E. Smokes from the burning of aviation fuel and their self-lifting by solar heating // *J. Geophys. Res. D*. 1990. V. 95, N 9. P. 14071–14076.
13. URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
14. URL: <http://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>
15. Lelieveld J., Dentener F.J. What controls tropospheric ozone? // *J. Geophys. Res. D*. 2000. V. 105, N 3. P. 3531–3551.
16. URL: <http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/wdcgg.html>

V.V. Zuev, N.E. Zueva, E.S. Saveljeva. Volcanogenic intensification factor of the stratosphere–troposphere exchange.

The mechanism of the volcanic aerosol transport to the stratosphere after Plinian eruptions, when the maximum height of the emission does not exceed the height of the tropopause, is proposed in the paper. NOAA HYSPLIT trajectory model and open global temperature data were applied to show the role of the volcanic ash and gas clouds in the temperature change of the upper troposphere and lower stratosphere, as well as in the tropopause destruction, and therefore, in the intensification of the stratosphere–troposphere exchange. It is found out that the abnormal increase in ground-level ozone concentrations is recorded with the passage of volcanic clouds.