

УДК 551.510.534/160.27+551.21

Вулкан Эребус – ключевой фактор усиления антарктической озоновой дыры

Е. С. САВЕЛЬЕВА, В. В. ЗУЕВ, Н. Е. ЗУЕВА

*Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения РАН, проспект Академический, 10/3, Томск 634055 (Россия)**E-mail: vzuev@imces.ru*

(Поступила 16.04.14; после доработки 09.06.14)

Аннотация

По максимальным значениям концентрации ClO в нижней антарктической стратосфере в период существования весенней озоновой дыры над станцией McMurdo в 1992 г. проведена оценка количества стратосферного хлороводорода HCl , необходимого для ее образования. Рассчитаны высота газовой струи, выбрасываемой антарктическим вулканом Эребус в процессе активной дегазации, а также траектории дальнейшего циклонального подъема этих выбросов внутри высоких циклонов на высоту более 18 км, полученные с использованием модели NOAA HYSPLIT. Показано, что доля вулканических выбросов, достигающих стратосферных высот, в среднем за год составляет 41.5 %. Установлено, что объемы вулканогенного HCl , ежегодно поступающего в антарктическую стратосферу, достаточны для образования озоновой дыры современных масштабов. Показано, что аномальное усиление активности вулкана Эребус в начале 1980-х гг. стало ключевым фактором значительного увеличения антарктической озоновой аномалии. Уменьшение размеров весенней озоновой дыры над Антарктидой возможно только при резком снижении или полном прекращении активности этого вулкана.

Ключевые слова: антарктическая озоновая дыра, циркумполярный вихрь, полярные стратосферные облака, вулкан Эребус, дегазация, хлорный цикл

ВВЕДЕНИЕ

Впервые аномальный сезонный ход общего содержания озона (ОСО) в весенний период в высоких широтах Южного полушария был зарегистрирован в конце 1950-х гг. [1]. В октябре 1957 г. над станцией Halley Bay (75.6° ю. ш., 26.7° з. д.) зафиксированы значения ОСО на уровне 230 е.Д. [2]. В целом, по данным наблюдений станции за период 1957–2007 гг., весеннее истощение озона неуклонно усиливалось, особенно в 1980-е годы. Так, если в сентябре 1973–1980 гг. среднее значение ОСО составляло ~250 е.Д., то в 1980–1990 гг. оно снизилось до 206 е.Д., а в период 1997–2007 гг. находилось на уровне 156 е.Д. [3].

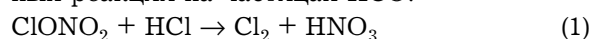
С 1979 г. осуществляется глобальный космический мониторинг состояния озонового слоя. Установлено значительное увеличение площади и глубины отрицательных весенних озоновых аномалий над Антарктидой в 1980 гг., получивших название “озоновая дыра”. Озоновые аномалии связывали с поступлением в атмосферу промышленных фреонов в качестве дополнительного источника атомов Cl в стратосфере, участвующих в эффективном хлорном каталитическом цикле разрушения озона [4].

Сегодня уже очевидно, что формирование озоновой дыры над Антарктидой в зимне-весенний период обусловлено выхолаживанием стратосферы внутри устойчивого циркумполярного вихря до температур ниже -78°C . В этих условиях становится возможным об-

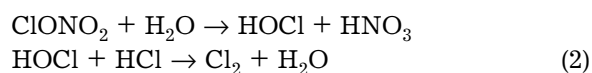
разование полярных стратосферных облаков (ПСО), где в роли ядер конденсации активно выступает сернокислотный аэрозоль.

ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА ХЛОРОВОДОРОДА, НЕОБХОДИМОГО ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОЗОНОВОЙ ДЫРЫ

В условиях полярной ночи молекулярный хлор Cl_2 может высвобождаться из двух сформировавшихся резервуаров HCl и ClONO_2 только в результате протекания гетерогенных реакций на частицах ПСО:



или



Для протекания этих реакций необходима диссоциация реагентов HCl и H_2O в поверхностном слое ПСО. В результате реакций продукты H_2O и HNO_3 накапливаются на поверхности частиц ПСО. Высвобождаемая в ходе реакций (1) и (2) молекула хлора в условиях даже слабого поля солнечной радиации, появляющейся весной после полярной ночи, легко фотодиссоциирует на атомы при столкновении с квантом солнечной энергии:



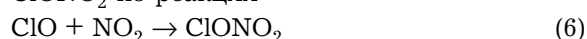
Образующиеся атомы хлора активно разрушают озон по реакции



В условиях полярной ночи антарктическая стратосфера обеднена атомами кислорода, поэтому становится неэффективной реакция восстановления атомов Cl из ClO :



и хлор переходит в молекулу-резервуар ClONO_2 по реакции



Однако в условиях пониженных температур из-за конденсации на поверхности частиц ПСО оксидов азота происходит денитрификация антарктической стратосферы и, как следствие, снижается эффективность протекания реакции (6). По этой причине в весенний период над Антарктидой одновременно с сильным понижением стратосферного озона возрастают концентрации ClO .

На рис. 1, а приведен вертикальный профиль ClO , полученный по данным [5] 15 сентября 1992 г. над станцией McMurdo в период денитрификации антарктической стратосферы. Он характеризует количество атомарного хлора, участвующего в реакциях (1)–(4). Площадь озоновой дыры в это время достигала 22 млн км^2 [6]. На рис. 1, б представле-

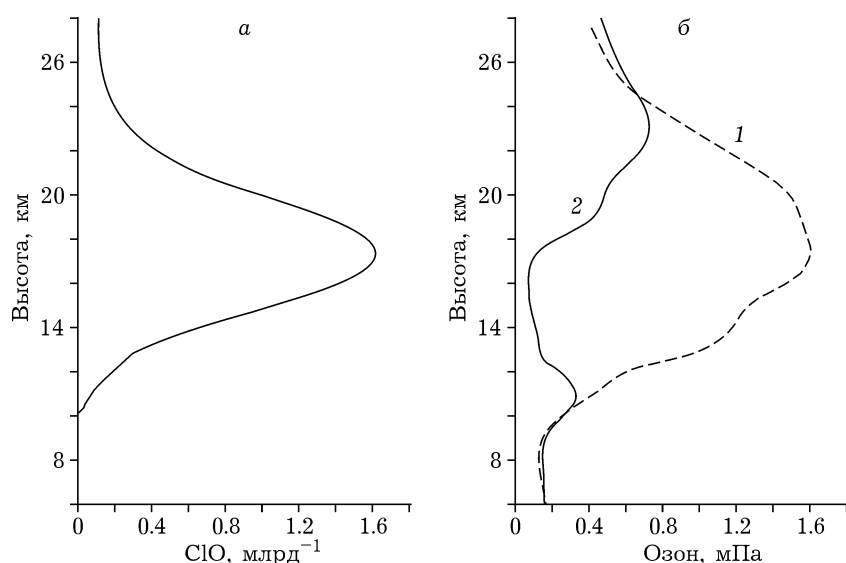


Рис. 1. Вертикальный профиль ClO над станцией McMurdo (77.9° ю. ш., 166.7° в. д.) 15 сентября 1992 г. (а) и средние вертикальные профили озона над станцией Syowa (69.00° ю.ш., 39.58° в.д.) (б) за различные периоды 1992 г.: 1 – с 3 июня по 17 июля, 2 – с 16 сентября по 24 октября.

ны средние вертикальные профили озона над станцией Syowa за периоды с 16 сентября по 24 октября и с 3 июня по 17 июля 1992 г. по данным WOUDC [7]. Видно, что основные потери озона наблюдались в том же высотном диапазоне (14–20 км), где регистрировался максимум ClO (см. рис. 1, а). Следовательно, по значениям максимальных концентраций ClO можно оценить количество HCl, участвовавшего в формировании озоновой дыры в 1992 г.

В реакциях (1)–(4) можно выделить следующие молярные отношения: $n(\text{HCl}) = n(\text{Cl}_2)$, $n(\text{Cl}_2) = 0.5n(\text{Cl})$, $n(\text{Cl}) = n(\text{ClO})$, отсюда $n(\text{HCl}) = 0.5n(\text{ClO})$. Таким образом, если считать, что ClO образуется только в ходе этих реакций, то отношение количества ClO к количеству HCl равно 2 : 1. Тогда концентрацию HCl в высотном диапазоне 14–20 км можно рассчитать по формуле

$$C_{\text{HCl}} = \varphi_{\text{ClO}} M_{\text{HCl}} P_{\text{в}} / 2RT_{\text{в}} \quad (7)$$

где φ_{ClO} – объемная доля ClO; M_{HCl} – молярная масса HCl; $P_{\text{в}}$ – среднее давление воздуха ($\sim 4.53 \cdot 10^3$ Па, согласно барометрической формуле); R – универсальная газовая постоянная; $T_{\text{в}}$ – средняя температура воздуха (~ 187 К для сентября).

Среднюю объемную долю ClO (φ_{ClO}) в стратосфере можно рассчитать по профилю вертикального распределения ClO от 15 сентября 1992 г. (см. рис. 1, а) методом численного интегрирования: $\varphi_{\text{ClO}} = 1.32 \cdot 10^{-9}$. Тогда, согласно (7), $C_{\text{HCl}} = 7.02 \cdot 10^{-8}$ г/м³. Если предположить, что HCl равномерно распределялся во всем объеме озоновой дыры ($V \approx 1.32 \cdot 10^{17}$ м³), то необходимая для образования озоновой дыры в сентябре 1992 г. масса HCl $m_{\text{HCl}} \sim 9.3$ кт.

ВУЛКАН ЭРЕБУС – ОСНОВНОЙ ИСТОЧНИК ХЛОРОВОДОРОДА В СТРАТОСФЕРЕ НАД АНТАРКТИДОЙ

Наиболее вероятный источник значительного количества HCl в Антарктиде – вулкан Эребус (77.5° ю. ш., 167.2° в. д.; высота 3794 м), который входит в список самых активных вулканов на Земле. В его главном кратере находится жерло активной дегазации, из которого периодически выбрасывается столб вулканических газов с минимальной начальной скоростью ~ 200 м/с [8]. Эребус – один из немно-

гих вулканов, который представляет собой “систему открытого жерла” (open-vent system). Этим и обусловлены устойчивость и разнообразие активности этого вулкана: частая смена пассивной и активной дегазации, а также взрывных извержений от поверхности незастывающего лавового озера [9, 10]. В составе газовых выбросов преобладают водяной пар, углекислый газ, диоксид серы и хлороводород с массовыми долями 0.37, 0.56, 0.03 и 0.02 соответственно [11]. Ежегодный вклад Эребуса в баланс хлора в антарктической атмосфере достигает почти 80 % [12].

Вулканогенные выбросы SO₂ и водяного пара способствуют образованию сернокислотного аэрозоля, который служит ядрами конденсации частиц ПСО в условиях низких температур внутри циркумполярного вихря. В свою очередь HCl, адсорбируясь на поверхности частиц ПСО, стимулирует восстановление молекулярного Cl₂ в результате гетерогенных реакций (1) и (2).

Измерения газовых выбросов вулкана Эребус регулярно проводятся для SO₂ и эпизодически для HCl. В среднем за период 1980–2006 гг. масса выбросов SO₂ составила почти 76 т/сут [13], поэтому с учетом соотношения массовых долей средняя масса выбросов HCl за тот же период составит примерно 51 т/сут. Таким образом, вулкан Эребус в среднем ежегодно выбрасывает около 18.7 кт HCl. Полученная нами величина сопоставима с оценкой среднегодового выброса HCl (15.5 кт/год), приведенной в [14]. Основной вклад в интегральный объем выбросов вулканогенных газов вносит активная дегазация.

Высоту газовой струи при активной дегазации Эребуса можно рассчитать с помощью формулы Мортонна [15, 16]:

$$H = 1.87 \cdot 10^{-3} \sqrt{C_p R_0 v \tau \rho d^2 (T - T_a) / 4} \quad (8)$$

где C_p – теплоемкость материала извержения; R_0 – плотность материала извержения; v – скорость извержения; τ – продолжительность периода извержения; d – диаметр жерла вулкана; T – температура материала извержения; T_a – температура окружающего воздуха. Согласно данным [8, 17–20], для извержения вулкана Эребус можно выбрать следующие значения этих параметров: $C_p = 1000$ Дж/(кг · К), $R_0 = 5$ кг/м³, $v = 200$ м/с,

$\tau = 40$ с, $d = 15$ м, $T = 1323$ К, $T_a = 233$ К. В этом случае высота газовой струи составит 3.1 км, а с учетом высоты жерла активной дегазации (3.5 км) – $H \approx 6.6$ км над уровнем моря.

Дальнейший подъем вулканических газовых выбросов в антарктическую стратосферу, прежде всего, обусловлен восходящим движением воздушных масс в высоких циклонах. Над самим материком в нижней атмосфере, как правило, формируется антициклон,

но на периферии у береговой зоны преобладают циклональные образования [21]. Ввиду несимметричности Антарктиды относительно полюса циклоны, перемещаясь вдоль побережья, проникают в глубь акваторий морей Уэдделла, Росса (вулкан Эребус расположен на о-ве Росса) и Беллинсгаузена. Здесь в результате окклюзии циклоны становятся высокими. В зимний период эти циклонические образования смыкаются со стратосфер-

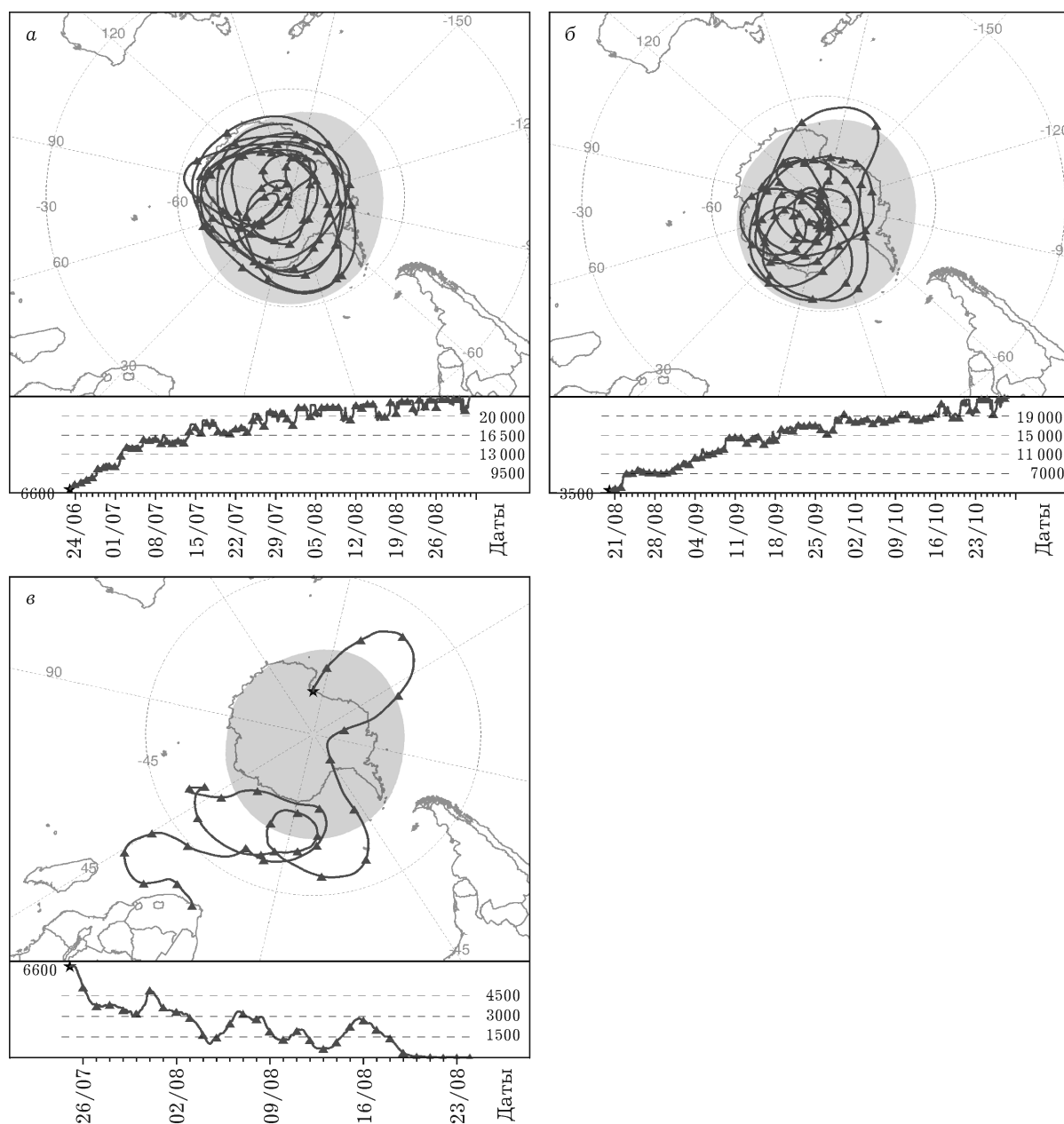


Рис. 2. Характерные траектории движения воздушных масс над Антарктидой в горизонтальной и вертикальной проекциях с началом от координат вулкана Эребус (77.5° ю. ш., 167.2° в. д.) в 2006 г., рассчитанные с помощью траекторной модели NOAA HYSPLIT для дат: а – 23 июня, б – 20 июля, в – 20 августа.

ным циклоном, циркумполярным вихрем, в результате чего формируется циклональный подъем воздушных масс из верхней тропосферы в нижнюю стратосферу до высот почти 20 км. О подъеме продуктов извержения вулкана Эребус на стратосферные высоты свидетельствует и факт регистрации аэрозольных частиц KCl, идентифицированных как вулканогенные выбросы Эребуса, во время наблюдений с самолета на высоте 8 км в октябре 1989 г. на всем маршруте в диапазоне 77–89° ю. ш. и 165° в. д. [22].

Анализ движения воздушных масс за период 2005–2011 гг., проведенный с помощью чувствительной к вертикальным перемещениям воздушных масс модели NOAA HYSPLIT (с опцией remap MSL to AGL) [23] для координат вулкана Эребус с высоты выброса 6.6 км, показал, что в среднем за год доля вулканогенных газов, достигающих стратосферных высот, составляет 41.5%. Воздушные массы, как правило, поднимаются на высоту более 18 км в течение нескольких недель. Попавшие в стратосферу вулканогенные газы способны оставаться и накапливаться в ней на протяжении длительного времени.

На рис. 2 характерные траектории движения воздушных масс (в горизонтальной и вертикальной проекции) в разные периоды 2006 г.

сопоставлены с озоновой дырой сентября того же года по данным TEMIS [24]. Видно (см. рис. 2, а), что в результате вихревого подъема в границах наблюдаемой озоновой дыры происходит хорошее горизонтальное и вертикальное перемешивание воздушных масс внутри циркумполярного вихря. В периоды максимальной активизации высоких циклонов подъем воздушных масс может происходить даже с высоты расположения жерла вулкана Эребус (3.5 км), с захватом продуктов его пассивной дегазации (см. рис. 2, б). В случае ослабления циклона или замещения его гребнями высокого давления воздушные массы, напротив, оседают и выносятся далеко за пределы Антарктиды (см. рис. 2, в).

Согласно приведенным ранее оценкам, Эребус в среднем выбрасывает примерно 18.7 кт HCl/год, из которых 41.5% (7.8 кт) попадает в нижнюю стратосферу, накапливаясь и перемешиваясь внутри циркумполярного вихря в диапазоне высот 14–22 км. Это сопоставимо с проведенной выше оценкой количества HCl, необходимого для образования озоновой дыры в масштабах сентября 1992 г. ($m_{\text{HCl}} \sim 9.3$ кт). Таким образом, ежегодные выбросы HCl вулкана Эребус, достигающие стратосферных высот, обеспечивают эффективное протекание циклов (1)–(4) и со-

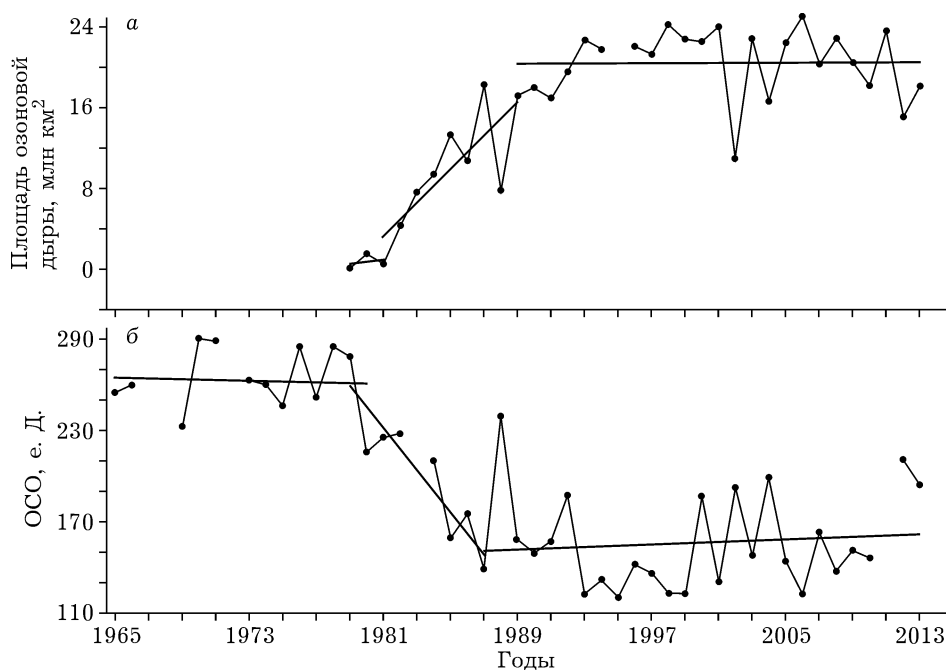


Рис. 3. Временной ход средних за сентябрь–октябрь значений площади антарктической озоновой дыры (а) и средних за октябрь значений ОСО над станцией Amundsen-Scott (Южный полюс) (б) и их линейные тренды.

хранение современных масштабов озоновых дыр над Антарктидой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аномальное усиление активности вулкана Эребус в начале 1980-х гг. стало ключевым фактором значимого увеличения антарктической озоновой аномалии. На рис. 3, а показано изменение средних (за сентябрь-октябрь) размеров озоновой дыры с 1979 по 2013 гг. (по данным Goddard Space Flight Center NASA [6]). Видно, что на первом этапе наблюдений (1979–1981 гг.) ее размеры не превышали 1 млн км², а изменения характеризовались незначимым слабopоложительным трендом. В результате чрезмерной активизации вулкана Эребус в начале 1980-х годов за период с 1981 по 1989 гг. площадь озоновой дыры резко возросла – более чем в 20 раз. Прежде всего, этому способствовало значительное обогащение антарктической стратосферы вулканогенными газами SO₂ и HCl. Так, в 1983 г. дегазация вулканогенных выбросов SO₂ и HCl более чем в три раза превышала средний уровень современных выбросов SO₂ и HCl, достигая 231 и 167 т/сут [14] соответственно. С 1990 г. по настоящее время при сохраняющейся вулканической активности площадь озоновой дыры над Антарктидой остается стабильно большой, при этом тренд ее межгодовых изменений близок к нулевому. Фактически активность вулкана Эребус перевела антарктическую озоновую аномалию в новое стационарное состояние. Это состояние характеризуется не только значительными масштабами, но и глубиной, тенденции межгодовых изменений которой наглядно проявляются в поведении временного ряда среднемесячных значений ОСО в октябре на станции Amundsen-Scott, расположенной на Южном полюсе (см. рис. 3, б).

Наличие стабильного циркумполярного вихря над Антарктидой в зимне-весенний период практически всегда обеспечивает формирование весенней озоновой дыры, но ее масштабы определяются главным образом активностью вулкана Эребус. Парогазовая струя над кратером вулкана и последующий циклональный подъем воздушных масс внут-

ри циркумполярного вихря в зимний период обеспечивают транспорт вулканогенных газов SO₂ и HCl в стратосферу, где они распределяются в границах вихря в слое высотного диапазона 14–22 км. Согласно проведенным оценкам, объемы ежегодно поступающего в антарктическую стратосферу вулканогенного HCl при активной дегазации Эребуса достаточны для формирования озоновой дыры, по крайней мере, в масштабах 1992 г. Очевидно, что уменьшение антарктической аномалии до уровня, соответствующего стационарному состоянию 1979–1981 гг., возможно только при резком снижении или полном прекращении активности вулкана Эребус.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Dobson G. M. B. *Exploring the Atmosphere*. Oxford: Clarendon Press, 1963. 209 p.
- 2 Звягинцев А. М., Зуев В. В., Крученицкий Г. М., Скопобогатый Т. В. // *Исследование Земли из космоса*. 2002. № 3. С. 29–34.
- 3 Звягинцев А. М., Кузнецова И. Н., Кузнецов Г. И. // *Оптика атм. и океана*. 2012. Т. 25, № 7. С. 580–583.
- 4 Farman J. C., Gardiner B. G., Shanklin J. D. // *Nature*. 1985. Vol. 315, No. 6016. P. 207–210.
- 5 Emmons L. K., Shindell D. T., Reeves J. M., de Zafra R. L. // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100, No. D2. P. 3049–3055.
- 6 URL: <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/SH.html> (дата обращения: 9.06.14 г.)
- 7 URL: http://www.woudc.org/data_e.html (дата обращения: 9.06.14 г.)
- 8 Тазиев Г. *На вулканах* / Пер. с фр. М.: Мир, 1987. 264 с.
- 9 Aster R., Mah S., Kyle P., McIntosh W., Dunbar N., Johnson J., Ruiz M., McNamara S. // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108, No. B11. P. 2522–2544.
- 10 Oppenheimer C., Moretti R., Kyle P. R., Eschenbacher A., Lowenstern J. B., Hervig R. L., Dunbar N. W. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 306, No. 3–4. P. 261–271.
- 11 Oppenheimer C., Kyle P. R. // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2008. Vol. 177, No. 3. P. 743–754.
- 12 Zreda-Gostynska G., Kyle P. R., Finnegan D., Prestbo K. M. // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, No. B7. P. 15039–15055.
- 13 Савельева Е. С., Зуев В. В., Зуева Н. Е. // *Химия уст. разв.* 2012. Т. 20, № 6. С. 739–744.
- 14 Zreda-Gostynska G., Kyle P. R., Finnegan D. L. // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20, No. 18. P. 1959–1962.
- 15 Morton B. R., Taylor G. I., Turner J. S. // *Proc. Roy. Soc. London. A. Mat.* 1956. Vol. 234, No. 1196. P. 1–23.
- 16 Glaze L. S., Baloga S. M. // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101, No. D1. P. 1529–1540.
- 17 Steinberg G. S., Babenko J. I. // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 1978. Vol. 3, No. 1–2. P. 89–98.
- 18 Jones K. R., Johnson J. B., Aster R., Kyle P. R., McIntosh W. C. // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2008. Vol. 177, No. 3. P. 661–672.
- 19 Csatho B., Schenk T., Kyle P., Wilson T., Krabill W. B. // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2008. V. 177, N 3. P. 531–548.

- 20 Burgisser A., Oppenheimer C., Alletti M., Kyle P. R., Scaillet B., Carroll M. R. // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2012. Vol. 13, No. 11. P. 1–24.
- 21 Гусев А. М. Антарктика. Океан и атмосфера: Пособие для учащихся. М.: Просвещение, 1972. 151 с.
- 22 Chuan R. L. // *Volcanological and Environmental Studies of Mount Erebus, Antarctica*. Washington, D.C.: AGU, 1994. P. 97–102.
- 23 URL: <http://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php> (дата обращения: 9.06.14 г.)
- 24 Van der A R. J., Allaart M. A. F., Eskes H. J. // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. Vol. 10, No. 22. P. 11277–11294.