

С.А. Румянцев, В.К. Ролдугин

## Значения потока вовлечения озона для однобоксовой фотохимической модели

*Полярный геофизический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты Мурманской обл.*

Поступила в редакцию 7.04.2004 г.

Рассмотрено поведение численных решений простой фотохимической модели изменения состава малых составляющих приземного воздуха, в которой распределение компонентов в слое перемешивания полагается однородным. Найден средний поток вовлечения озона сверху в слой перемешивания, необходимый для равенства средних концентраций озона в начале и конце суточного хода, полученного по расчетам. Обсуждено экспериментальное поведение суточного хода приземного озона на высокоширотной станции Ловозеро (Мурманская область), и показано, что средние концентрации приземного озона в 0 и 24 ч местного времени равны с точностью до десятых долей ppb. Проведено сравнение найденного потока вовлечения озона с экспериментальными данными по потоку озона из стратосферы в тропосферу на тропопаузе в различные сезоны. Найдено, что если в средних широтах величина потока вовлечения составляет  $5 \cdot 10^{10} - 1,2 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ , то в высоких широтах эта величина должна быть значительно больше в рассмотренной модели.

### Введение

Озон — одна из наиболее химически активных малых составляющих земной атмосферы [1]. Высокая химическая активность озона обуславливает его разрушительное влияние на различные вещества, а также на биологические объекты. Он является загрязнителем атмосферы, понижающим качество воздуха [2]. В больших количествах озон приводит к ухудшению здоровья человека. Он является одним из важных парниковых газов.

Озон, в основном, генерируется в стратосфере в результате диссоциации молекулярного кислорода коротковолновым солнечным ультрафиолетовым излучением (УФИ). В тропосфере озон образует поток, направленный сверху вниз, и в нем озон разрушается как в воздухе, так и на поверхности Земли. Помимо стратосферного, в этот поток входит и озон, возникающий в тропосфере под действием длинноволнового солнечного УФИ. Оба компонента образуют на верхней границе слоя перемешивания поток вовлечения озона.

Эти составляющие потока соответствуют двум источникам тропосферного озона: переносу из стратосферы и локальной генерации солнечным УФИ. Оба источника сопоставимы по своей интенсивности [3]. Как показано экспериментально в работе [3], летом в северном районе Канады фотохимические процессы дают основную часть озона, содержащегося в пограничном слое атмосферы; вторым по значимости источником является перенос из верхней тропосферы.

Поток озона в тропосфере равен потоку из стратосферы на высоте тропопаузы (на верхней границе тропосферы) и потоку вовлечения на верхней границе слоя перемешивания. Если значение

потока озона из стратосферы известно из измерений [3, 4], так же как и значения потока озона на земной поверхности [5, 6], то значения потока вовлечения экспериментально не найдены. Для его определения используются различные теоретические предположения [7]. В данной работе значения потока вовлечения озона в слой перемешивания найдены, исходя из свойств решения фотохимической модели и характеристик наблюдаемого распределения озона.

### Модель

Для решения этой задачи используем простую однобоксовую фотохимическую модель [8], предполагающую, что в некотором слое атмосферы, прилегающем к поверхности (слой перемешивания [9]), распределение концентрации малых газовых компонентов однородно по высоте. В идеализированном случае в слое перемешивания концентрация примесей допускается однородной [9]. Это предположение подтверждается для летучих органических соединений (ЛОС), для которых экспериментально обнаружена относительная однородность их распределения внутри слоя перемешивания [10]. В использованной модели распределение всех примесей в слое перемешивания принимается постоянным по высоте. Эта модель адекватно описывает ряд основных характеристик распределения озона в фоновых и загрязненных условиях [11].

Характеристики модели наиболее полно приведены в [8]. Модель описывает химическую трансформацию 9 газов:  $\text{O}_3$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}_5$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{CH}_2\text{O}_3$ , ПАН (пероксиацетилнитрат) и  $\text{HO}_2$  в слое перемешивания, где концентрации этих компонентов предполагаются независимыми от высоты. Они

реагируют друг с другом и солнечным УФ-излучением в 30 реакциях, представляющих основные взаимодействия, осуществляющиеся в приземной атмосфере и включающие три реакции фотодиссоциации  $\text{NO}_2$  и  $\text{NO}_3$ . Список использованных реакций дан в [8], скорости реакций взяты из [12, 13], скорость взаимодействия  $\text{NO}$  с органическими пероксидными радикалами  $\text{RO}_2$  — из [14]. Предполагается, что образующийся атомарный кислород сразу преобразуется в озон. В качестве заданных учитывались: молекулярный водород, водяной пар, гидроксил, оксид углерода, формальдегид, метан, органические пероксидрадикалы  $\text{RO}_2$ .

В модели находится решение уравнений химической кинетики с учетом сухого осаждения

$$dn(i)/dt = S_i - L_i - v(i)n(i)/h, \quad (1)$$

где  $n(i)$  — концентрация  $i$ -го компонента,  $i = 1, 2, \dots, 9$ ;  $S_i$ ,  $L_i$  — члены, описывающие источники и потери  $i$ -го компонента соответственно;  $v(i)$  — скорости сухого осаждения;  $h$  — высота слоя перемешивания.

Источник  $S(\text{O}_3)$  для озона включает член  $S_c(\text{O}_3)$ , описывающий возникновение озона в химических реакциях, и член  $S_f(\text{O}_3)$ , задающий приток озона сверху:  $S(\text{O}_3) = S_c(\text{O}_3) + S_f(\text{O}_3)$ . Таким же образом источник  $S(\text{NO})$  для монооксида азота включает член  $S_c(\text{NO})$ , обусловленный химическими превращениями, и член  $S_f(\text{NO})$ , представляющий приток  $\text{NO}$  с нижней границы слоя перемешивания как в результате биогенной, так и антропогенной активности. Источники  $S_i$  для остальных компонентов газовой смеси положены равными нулю для упрощения задачи. Значение функции источника для озона  $S_f = F/h$ , где  $F$  — поток вовлечения озона на верхней границе слоя перемешивания, аналогично данному в [7].

Скорости фотодиссоциации  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ , концентрации гидроксила  $\text{OH}$  и важных предшественников озона — органических пероксидрадикалов  $\text{RO}_2$ , заданы как функции местного времени — положительная ветвь синусоиды в период освещения атмосферы Солнцем с максимумом в полдень, и равны нулю, когда Солнце за горизонтом. В освещенный период времени инжектируется основная масса летучих органических соединений и генерируется гидроксил, в реакциях которого с ЛОС возникают органические пероксидрадикалы [15–17]. Значения максимальных величин концентрации гидроксила определены из параметризации, приведенной в [18]. Скорости сухого осаждения брались из литературы не зависящими от времени суток. Для озона использовались результаты, полученные на Аляске [19]:  $v(\text{O}_3) = 0,007$  м/с для лета и осени;  $0,0005$  м/с для зимы;  $0,004$  м/с для весны [20]. Для остальных газов —  $v(\text{NO}_2) = 0,003$  м/с [1],  $v(\text{NO}_3) = v(\text{N}_2\text{O}_5) = v(\text{HNO}_3) = v(\text{CH}_3\text{O}_2) = 0,02$  м/с [21],  $v(\text{ПАН}) = 0,0026$  м/с [22]. Скорость сухого осаждения  $\text{NO}$  принята равной нулю.

Интенсивность УФ-излучения входит в уравнения (1) через скорости фотодиссоциации. Поведение модели при разных уровнях УФ-излучения изучено в [11]. Для

скорости фотодиссоциации двуокиси азота в разные сезоны использовались значения порядка  $5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ , полученные на Шпицбергене [23].

Уравнения химической кинетики (1) решались методом Гира переменного порядка с переменным шагом для жестких систем.

## Результаты расчетов и обсуждение

Одним из итогов этой модели является определение поведения озона и оксидов азота в течение суток. Пример суточного поведения концентраций этих соединений в зависимости от времени приведен на рис. 1 для летних условий в северном регионе при средней температуре воздуха  $T = 15$  °С, влажности 80%, максимальной скорости фотодиссоциации  $\text{NO}_2$  —  $4,2 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ , длительности светового дня 22 ч, максимальном значении концентрации  $\text{RO}_2$  —  $3 \cdot 10^{-2}$  ppb (для  $\text{RO}_2$  использованы результаты численного моделирования образования органических пероксидрадикалов в лесу [17]), скорости роста концентрации  $\text{NO}$  —  $S_f(\text{NO}) = 1,5 \cdot 10^{-5}$  ppb/с, потоке вовлечения озона  $F_1 = hS_f(\text{O}_3) = 2,84 \cdot 10^{11}$  молек.  $\text{O}_3/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ . В качестве начальных взяты значения  $n_0(\text{O}_3) = 30$  ppb,  $n_0(\text{NO}) = 0$ ,  $n_0(\text{NO}_2) = 1$  ppb, средняя высота слоя перемешивания  $h = 500$  м (основываясь на результатах наблюдений, приведенных в [24]).

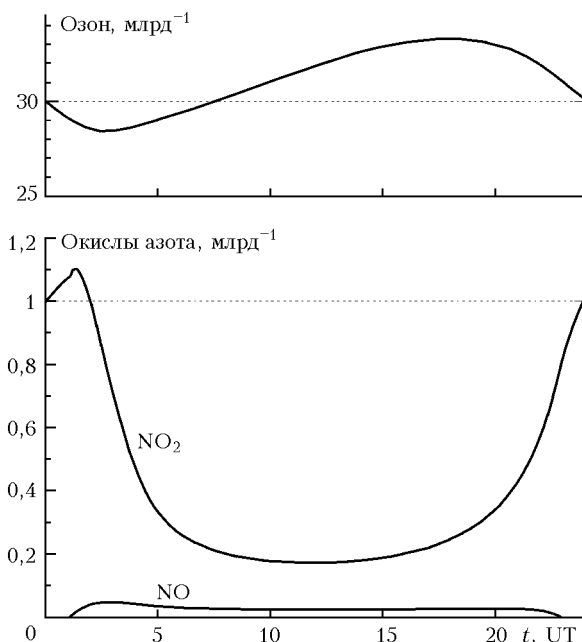


Рис. 1. Зависимость концентраций озона и оксидов азота от времени по результатам расчетов

Рис. 1 отражает процесс фотодиссоциации двуокиси азота солнечным УФ-излучением; образующийся при этом атомарный кислород переходит в озон, а возникающая в процессе фотодиссоциации окись азота взаимодействует с предшественниками озона, образуя двуокись азота, которая опять участвует в создании озона. На содержание озона наиболее сильное влияние оказывают значения концентраций

оксидов азота  $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$ , предшественников озона, главным образом  $\text{RO}_2$ , и интенсивность солнечного УФИ, определяющая скорость фотодиссоциации. Глубокий минимум в содержании  $\text{NO}_x$  в дневные часы вызван фотодиссоциацией  $\text{NO}_2$ .

В данных вычислениях поток вовлечения играет роль свободного параметра: при  $F > F_1$  значение концентрации озона в 24 ч будет больше, чем в 0 ч, т.е. произойдет увеличение концентрации озона, а при  $F < F_1$  — наоборот ( $F_1$  — значение потока, для которого были проведены расчеты рис. 1). Расчеты для однокосовой модели [25] свидетельствуют о том, что скорость вовлечения озона  $v_0 = F/n(\text{O}_3)$  оказывает большое влияние на конечный результат.

Как показывают наблюдения, в реальных условиях равенство концентраций озона в 0 ч  $n_0(\text{O}_3)$  и в 24 ч  $n_{24}(\text{O}_3)$ :  $n_0(\text{O}_3) \approx n_{24}(\text{O}_3)$ , усредненных по большому интервалу времени, соблюдается с высокой точностью. На рис. 2 приведены суточные ходы концентрации озона для 1 мес каждого сезона 2001 г. по измерениям на высокоширотной геофизической станции Ловозеро ( $68^\circ$  с.ш.,  $35,1^\circ$  в.д.), расположенной в Мурманской области.

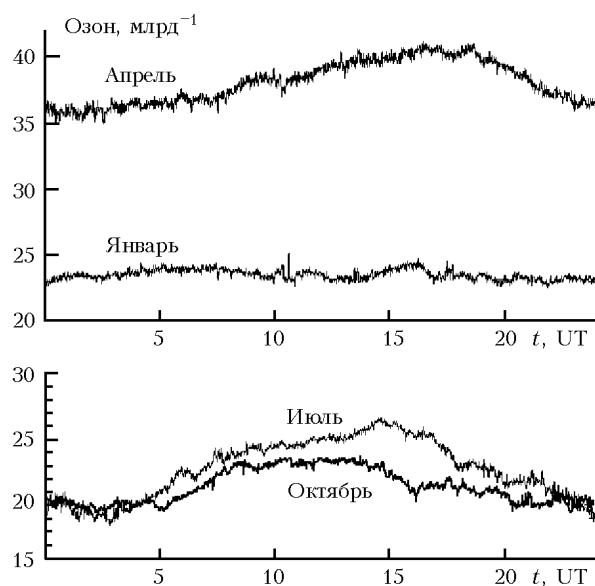


Рис. 2. Суточные ходы концентрации озона для 4 мес 2001 г., измеренные на ст. Ловозеро

Результаты усреднения показывают, что значения концентрации озона в 0 и 24 ч совпадают с точностью до нескольких десятых ppb. Если построить годовой ход концентрации озона на этой станции, то максимальное значение средней скорости изменения концентрации будет составлять  $0,2 \text{ ppb/сут}$ . Также близки средние значения концентрации озона в 0 и 24 ч по данным других станций. Исходя из этого, можно сформулировать условие баланса суточного изменения средней концентрации озона

$$n_0(\text{O}_3) = n_{24}(\text{O}_3). \quad (2)$$

Из этого условия и решений уравнений (1) можно определить поток вовлечения  $F$ , соответствующий равенству (2). В приведенном выше при-

мере поток вовлечения  $F = F_1$ . Равенство (2) позволяет связать характеристики фотохимических процессов с характеристиками процессов переноса, необходимых для поддержания наблюдаемой концентрации озона.

Влияние потока вовлечения на концентрацию озона найдено при расчетах зависимости относительной концентрации озона  $[n_{24}(\text{O}_3) - n_0(\text{O}_3)]/n_0(\text{O}_3)$  от отношения  $(F - F_0)/F_0$ , где  $F_0$  — значение потока, при котором выполняется равенство (2). Расчеты проведены для сезонных вариантов характеристик северной приземной атмосферы и процесса взаимодействия озона с атмосферой, приведенных в табл. 1.

Таблица 1

Значения основных параметров модели для Северного региона

Параметр	Зима	Весна	Лето	Осень
Средняя температура воздуха, $^\circ\text{C}$	-15	0	15	0
Длительность светового дня, ч	2	15	22	9
Максимальная скорость фотодиссоциации $\text{NO}_2$ , $10^{-3} \text{ c}^{-1}$	0,3	3,6	4,2	1,8
Максимальная концентрация $\text{RO}_2$ , ppb	0,00	0,001	0,02	0,01

Климатические данные в табл. 1 взяты из книги [26], данные по фотодиссоциации  $\text{NO}_2$  основаны на измерениях, проводившихся на Шпицбергене [23], данные по максимальной концентрации органических пероксирадикалов основаны на результатах моделирования их образования в лесу [17]. Проведенные нами расчеты показывают, что увеличение (уменьшение) потока вовлечения озона приводит к увеличению (уменьшению) концентрации озона в 24 ч. Отметим влияние, оказываемое величиной потока вовлечения на относительную концентрацию озона: изменение концентрации, равное 1%, реализуется при изменении потока на 1–2%, в зависимости от сезона. Таким образом, суточная вариация концентрации озона, полученная в результате модельных расчетов, является чувствительной функцией величины потока вовлечения.

Поток вовлечения может быть найден из решения уравнений (1) и (2). Конкретные результаты расчетов приведены на рис. 3, где показан поток  $F$  в разные сезоны: зимой (обозначено буквой З), весной (В), летом (Л) и осенью (О). Под сезоном понимается его середина: буква З обозначает середину января, В — середину апреля, Л — июля, О — октября. Значения потока на рис. 3 соединены линиями для наглядности. Расчеты выполнены для среднеширотной атмосферы (линия 1), с помощью основных параметров, приведенных в табл. 2. Использована начальная концентрация двуокиси азота  $n_0(\text{NO}_2) = 0,8 \text{ ppb}$ , чтобы значение  $\text{NO}_x$  в ходе вычислений не превысило 1 ppb, принятого за границу между чистыми и загрязненными условиями согласно [27]. Данные табл. 2 примерно соответствуют средним значениям температуры воздуха,

длительности светового дня и скорости фотодиссоциации  $\text{NO}_2$  [28], свойственным средним широтам.

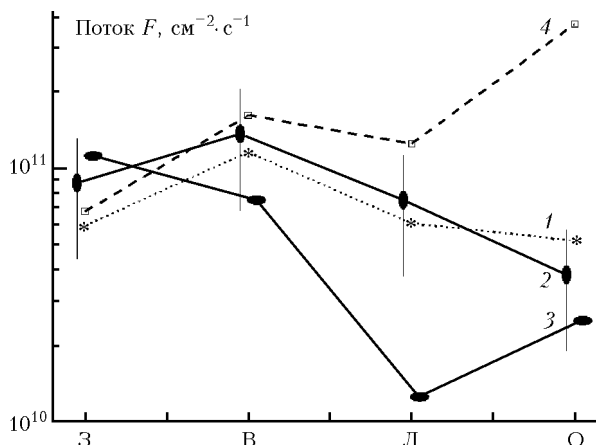


Рис. 3. Значения потока озона на разных высотах в тропосфере: 1, 4 – в верхней части слоя перемешивания по результатам расчетов; 2, 3 – на тропопаузе по результатам измерений

Максимальная концентрация  $\text{RO}_2$  в средних широтах взята в два раза больше концентрации, использованной в расчетах для северной области и указанной в табл. 1. Согласно работе [9] высота слоя перемешивания испытывает значительные сезонные вариации. Поток  $F$  найден при высотах слоя перемешивания, равных 400 м зимой, 1200 м – весной и осенью, 1500 м – летом. Как следует из рис. 3, поток находится в пределах  $5 \cdot 10^{10} - 1,2 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  для линии 1.

Таблица 2

**Значения основных параметров модели для средних широт**

Параметр	Зима	Весна	Лето	Осень
Средняя температура воздуха, °С	-10	10	20	10
Длительность светового дня, ч	6	14	17	10
Максимальная в течение дня скорость фотодиссоциации $\text{NO}_2$ , $10^{-3} \text{ с}^{-1}$	0,6	4,2	6	3,6

На рис. 3 также показаны результаты обработки экспериментальных данных для диапазона  $50-60^\circ$  с.ш. [4], приведенных вместе с 50%-й ошибкой из работы [4] (линия 2), и для диапазона широт  $40-50^\circ$  с.ш. (линия 3). Ошибка для линии 3 такая же, как и для линии 2. Представленные линиями 2, 3 результаты обработки показывают средние значения потока озона в среднеширотную тропосферу из стратосферы через тропопаузу в разные сезоны. Таким образом, значения, соответствующие экспериментальным данным (линии 2, 3), дают поток озона на верхней границе среднеширотной тропосферы, а значения, соответствующие линии 1, определяют расчетный поток озона на верхней границе среднеширотного слоя перемешивания. Рис. 3 показывает, что поток озона из стратосферы в диапазоне  $50-60^\circ$  с.ш. (линия 2) близок к расчетному потоку озона в сред-

неширотный слой перемешивания (линия 1). Поток озона на земной поверхности измерен в летние месяцы и составляет около  $(1 \div 2) \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  в полярной области (Аляска) [5] и около  $10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  в средних широтах (Калифорния) [6].

Из рис. 3 видно, что поток озона, описываемый линиями 1 и 2, увеличивается от зимы к весне, а затем убывает. Для сравнения линией 4 показан поток вовлечения озона для условий северной (Мурманской) области по результатам расчетов. Значения получены на основе данных табл. 1 и для тех же начальных условий, что и для среднеширотной атмосферы. Результаты расчетов показывают возрастание потока от зимы к осени, причем он близок к среднеширотному потоку из стратосферы зимой и весной и существенно выше его летом и осенью. Изменение потока от значения для среднеширотной (линия 1) к значению для высокоширотной атмосферы (линия 4) летом и осенью примерно на 70% объясняется изменением дозы УФ-И. Остальные 30% обусловлены разностями в концентрации предшественников озона ( $\text{RO}_2$ ) и температурой атмосферы в средних и высоких широтах в эти сезоны. Поток озона из стратосферы для диапазона  $40-50^\circ$  с.ш. (линия 3) убывает от зимы к лету, а затем увеличивается. Отметим, что значительное уменьшение среднеширотного потока вовлечения летом по сравнению с линией 1 может быть получено в расчетах при увеличении либо высоты слоя перемешивания (т.е. при уменьшении поглощения озона на поверхности) либо концентрации предшественников озона  $\text{RO}_2$  (т.е. при усилении химической генерации озона).

Из представленных на рис. 3 результатов видно, что для поддержания наблюдаемых концентраций озона в рассмотренной модели в высокоширотной области летом и осенью требуются более высокие значения потока вовлечения озона в слой перемешивания, чем в средних широтах.

**Заключение**

Показано, что поток вовлечения озона в слой перемешивания может быть найден из свойств модели, описывающей поведение озона в приземном слое воздуха. Средний поток вовлечения озона определен с помощью условия равенства концентраций озона в 0 и 24 ч. Это условие для концентрации озона, усредненной по достаточно большому промежутку времени, по результатам наблюдений хорошо выполняется. Найденные значения потока вовлечения находятся в промежутке  $5 \cdot 10^{10} - 1,2 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  при принятых параметрах атмосферы и близки к наблюдаемым значениям потока озона, поступающего в тропосферу из стратосферы в средних широтах. Показано, что поток вовлечения озона в слой перемешивания в высоких широтах для рассмотренной модели должен превосходить этот же поток в средних широтах.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 02-05-64114, 02-05-79148) и INTAS-01-0016.

1. Ровинский Ф.Я., Егоров В.И. Озон, окислы азота и серы в нижней атмосфере. Л.: Гидрометеопиздат, 1986. 183 с.
2. Еланский Н.Ф., Смирнова О.И. Концентрация озона и окислов азота в приземном воздухе г. Москвы // Изв. АН. Физ. атмосфер. и океана. 1997. Т. 33. С. 597–611.
3. Mauzerall D.L., Jacob D.J., Fan S.-M., Bradshaw J.D., Gregory G.L., Sachse G.W., Blake D.R. Origin of tropospheric ozone at remote high northern latitudes in summer // J. Geophys. Res. D. 1996. V. 101. N 2. P. 4175–4188.
4. Куколева А.А. Оценки среднегодовых потоков озона через тропопаузу в Северном полушарии // Изв. АН. Физ. атмосфер. и океана. 2002. Т. 38. № 1. С. 95–101.
5. Jacob D.J., Fan S.-M., Wofsy S.C., Spiro P.A., Bakwin P.S., Ritter J.A., Browell E.V., Gregory G.L., Fitzjarrald D.R., Moore K.E. Deposition of ozone to tundra // J. Geophys. Res. D. 1992. V. 97. N 15. P. 16473–16479.
6. Bauer M.R., Hultman N.E., Panek J.A., Goldstein A.H. Ozone deposition to a ponderosa pine plantation in the Sierra Nevada Mountains (CA): A comparison of the two different climatic years // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 17. P. 22123–22136.
7. Cox R.A. Ozone and peroxy radical budgets in the marine boundary layer: modeling the effect of NO<sub>x</sub> // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. N 7. P. 8047–8056.
8. Румянцев С.А., Ролдугин В.К. Взаимодействие малых газовых составляющих атмосферы с антропогенными загрязнителями воздуха в высокоширотном индустриальном районе // Экол. химия. 2003. Т. 12. № 2. С. 69–78.
9. Белан Б.Д. Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным // Оптика атмосфер. и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1045–1054.
10. Greenberg J.P., Guenter A., Zimmerman P., Madronich S., Vaugh W., Ginoux P., Druilhet A. Tethered balloon measurements of biogenic VOCs in the atmospheric boundary layer // Atmos. Environ. 1999. V. 33. N 6. P. 855–867.
11. Ролдугин В.К., Румянцев С.А., Карпечко А.Ю., Белоглазов М.И. Воздействие солнечного ультрафиолетового излучения на приземный озон на Кольском полуострове в фоновых и загрязненных условиях // Кольский полуостров на пороге третьего тысячелетия. Проблемы экологии / Ред. Н.А. Кашулин. Апатиты: КНЦ, 2003. С. 50–58.
12. Crawford J., Davies D., Olson J., Chen G., Liu S., Gregory G., Barrick J., Sachse G., Sandholm S., Heikes B., Singh H., Blake D. Assessment of upper tropospheric HO<sub>x</sub> sources over the tropical Pacific based on NASA GTE/PEM data // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. N 13. P. 16255–16273.
13. Zaverly R.A., Peters L.K. A new lumped structure photochemical mechanism for large-scale application // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. N 23. P. 30387–30415.
14. Staffelbach T., Neftel A., Blatter A., Gut A., Fahrni M., Staehelin J., Prévôt A., Hering A., Lehning M., Neisinger B., Baumle M., Kok G.L., Dommen J., Hutterli M., Anklin M. Photochemical oxidant formation over southern Switzerland. 1. Results from summer 1994 // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102. N 19. P. 23345–23362.
15. Исидоров В.А. Органическая химия атмосферы. СПб.: Химиздат, 2001. 352 с.
16. Семенов С.М. Антропогенное изменение содержания оксидов азота в нижней атмосфере и его последствия для наземных растений // Исследования в области океанологии, физики атмосферы, географии, экологии, водных проблем и геокриологии. М.: ГЕОС, 2001. С. 173–179.
17. Makar P.A., Fuentes J.D., Wang D., Staebler R.M., Wiebe H.A. Chemical processing of biogenic hydrocarbons within and above a temperate deciduous forest // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. N 3. P. 3581–3603.
18. Goldstein A.H., Wofsy S.C., Spivakovsky C.M. Seasonal variations of nonmethan hydrocarbons in rural New England: Constraints on OH concentration in northern midlatitudes // J. Geophys. Res. D. 1995. V. 100. N 10. P. 21023–21033.
19. Ganzveld L., Lelieveld J. Dry deposition parametrization in a chemistry general circulation model and its influence on the distribution of reactive trace gases // J. Geophys. Res. D. 1995. V. 100. N 10. P. 20999–21012.
20. Маркова Т.А. Пространственная и временная изменчивость концентрации озона в приземном слое атмосферы: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 2002.
21. Sander P., Crutzen P.J. Model study indicating halogen activation and ozone destruction in polluted air masses transported to the sea // J. Geophys. Res. D. 1996. V. 101. N 4. P. 9121–9138.
22. Wunderli S., Gerig R. Influence of temperature on formation and stability of surface PAN and ozone. A two years field study in Switzerland // Atmos. Environ. 1991. V. 25A. P. 1599–1608.
23. Beine H., Dahlback A., Ørbæk J.B. Measurements of J(NO<sub>2</sub>) at Ny-Ålesund, Svalbard // J. Geophys. Res. D. 1999. V. 104. N 13. P. 16009–16019.
24. Локощенко М.А., Семенченко Б.А., Каллистратова М.А., Пекур М.С. О связи с синоптическими условиями высоты слоя перемешивания // Оптика атмосфер. и океана. 1994. Т. 7. № 7. С. 976–985.
25. Карпечко А.Ю. Особенности формирования приземного озона в высоких широтах: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 2001.
26. Яковлев Б.А. Климат Мурманской области. Мурманск, 1961. 195 с.
27. Logan J.A. Nitrogen oxides in the troposphere: global and regional budgets // J. Geophys. Res. C. 1983. V. 88. 15. P. 10785–10807.
28. Berge E., Huang H.-C., Chang J., Liu T.-H. A study of the importance of initial conditions for photochemical oxidant modeling // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 1. P. 1347–1363.

*S.A. Rumyantsev, V.K. Roldugin. Values of ozone entrainment flux for one-box photochemical model.*

Behavior of the simple photochemical model for the surface atmosphere with homogeneous distribution of components in the mixing layer is considered. The mean entrainment flux of ozone from above into the mixing layer is determined. These entrainment flux values are required for equality of average ozone concentrations at the start and the end of calculated diurnal period. The behaviour of surface ozone diurnal variation in high-latitude observatory Lovozero (Murmansk region) is discussed, and it is shown that average surface ozone concentrations at 00:00 and 24:00 of local time are equal accurate to tenths of ppb. Comparison of calculated ozone entrainment flux with experimental data for ozone flux from the stratosphere to the troposphere on the tropopause in different seasons is carried out. It is found for the considered model that the ozone entrainment flux is equal approximately to  $5 \cdot 10^{10} - 1.2 \cdot 10^{11} \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  in the middle latitudes and significantly higher in the high latitudes.