

**Черкашина Н.И., Холопцев А.В.**

## **О РОЛИ МЕТАНА В ПРОЦЕССАХ РАЗРУШЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД РАЗЛИЧНЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПОЯСАМИ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЙ ЗЕМЛИ**

### **Введение**

Озоновый слой является одним из важнейших компонентом геосферы[1], поглощающим поток коротковолновых составляющих солнечной радиации, губительных для любых наземных форм жизни. Поэтому изучение закономерностей изменчивости факторов, определяющих особенности его динамики, является актуальной проблемой физической географии.

Важнейшей количественной характеристикой состояния озонового слоя является общее содержание озона (ОСО) [2]. Его снижение всего на 1% приводит к увеличению на 2% потока биологически активного ультрафиолета достигающего земной поверхности. Последнее приводит не только к снижению плодородия почв и снижению продуктивности большинства аэробов поверхностного слоя Мирового океана, но и влечет за собой рост заболеваемости людей такими опаснейшими онкологическими заболеваниями как меланома, саркома и др.

Мониторинг ОСО над различными регионами планеты ведется с начала двадцатых годов XX века. В Украине эти наблюдения начались в Киеве, Одессе и Львове. Ныне они ведутся на всех метеорологических обсерваториях планеты.

Установлено, что с начала 50 –х годов XX века до 1992 года ОСО в земной атмосфере над многими регионами планеты сокращалось[3, 4]. Среднее значение ОСО в сегменте атмосферы между 60-ми параллелями Северного и Южного полушарий планеты достигло минимума в 1992 году. Далее проявилась противоположная тенденция[5,6] и ныне его значения возрастают.

Причины этого явления до сих пор достоверно не установлены, а потому актуальной проблемой является их дальнейшее изучение с целью совершенствования методов долгосрочного прогнозирования динамики озонового слоя Земли.

### **Постановка задачи**

Динамика ОСО определяется изменениями значений его баланса. Приходная часть этого баланса определяется образованием озона в ходе фотохимических реакций цикла Чепмена[7]. Расходная его часть в основном формируется такими слагаемыми как фотолиз озона под влиянием солнечной радиации с длинами волн менее 310 нм, а также химическое разрушение озона в ходе реакций хлорного [8], водородного и азотного циклов[7].

Интенсивность образования стратосферного озона в том или ином сегменте атмосферы определяется его средней освещенностью, зависящей от географической широты [9], а также долей в спектре солнечной радиации способных инициировать фотолиз молекул кислорода составляющих с длинами волн менее 240 нм, зависящей от состояния солнечной активности [10,11]. Поэтому интенсивность этого процесса изменяется как по широте, так в зависимости от времени.

Интенсивность разрушения стратосферного озона над каждым регионом планеты зависит от интенсивности протекания в атмосфере над ним каждой из реакций, образующих расходную часть баланса ОСО. Последняя определяется как свойствами соответствующей реакции, так и значением потока в озоновый слой поддерживающего ее реагента.

Скорость протекания каждой реакции определяется температурой озонового слоя, зависящей от интенсивности поглощения в нем солнечной радиации, и потому изменяющейся в соответствии с изменением состояния солнечной активности[11]. Значения потока в озоновый слой соответствующего вещества определяется интенсивностью его образования у земной поверхности, а также интенсивностью его вертикального переноса в атмосфере (от земной поверхности в озоновый слой).

Оба фактора динамики потока каждого из веществ разрушающих озоновый слой той или иной мере зависят от температуры приземного слоя земной атмосферы. При этом характер этих зависимостей для различных веществ различен, а для каждого вещества он зависит и от географического положения.

Учитывая это очевидно, что соотношения между интенсивностями разрушения озона в ходе тех или иных реакций в различных климатических поясах планеты различны. В атмосфере над каждым поясом они по разному зависят от высоты над земной поверхностью и времени. Указанные закономерности для большинства рассматриваемых реакций изучены недостаточно, что не позволяет прогнозировать динамику озонового слоя планеты при дальнейшем усилении парникового эффекта.

Одним из важнейших [12] веществ, участвующих в водородном цикле разрушения озона, является метан, поступающий в озоновый слой преимущественно с поверхности материков планеты[13].

Метан частично является продуктом жизнедеятельности метановых бактерий. Значительная часть его также образуется в результате термического крекинга предельных и непредельных углеводородов в недрах Земли.

Продуктивность метановых бактерий при повышении температуры окружающей среды увеличивается. Интенсивность поступления метана в земную атмосферу существенно зависит от температуры земной поверхности, а следовательно, и от всех факторов влияющих на нее, в том числе и от характеристик парникового эффекта. Поэтому его потоки в атмосферу с участков земной поверхности, относящихся к различным климатическим поясам, могут существенно различаться.

Особенностью метана, выделяющей его из числа прочих веществ разрушающих озоновый слой, является

**О РОЛИ МЕТАНА В ПРОЦЕССАХ РАЗРУШЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД РАЗЛИЧНЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПОЯСАМИ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЙ ЗЕМЛИ**

ся то, что он сам является одним из сильнейших парниковых газов (потенциал глобального потепления 21[14]).

В тропосфере и нижних слоях стратосферы относительная концентрация в воздухе метана практически не зависит от высоты[15], что свидетельствует об отсутствии значимого его химического взаимодействия с воздушной средой.

В озоновом слое относительная концентрация метана снижается почти на порядок. В этом принимают участие его реакции с различными веществами, к числу которых относится и атомарный кислород[14, 15].

Потребление метаном атомарного кислорода сокращает его поток, участвующий в образовании новых молекул озона в ходе реакций цикла Чепмена.

Другим фактором, существенно влияющим на разрушение озона, является образование в ходе реакции с атомарным кислородом гидроксила ОН, участвующего в цепной реакции, и ряда веществ, непосредственно разрушающих озон. Интенсивность некоторых из этих реакций тем больше, чем выше температура воздуха в озоновом слое.

Вследствие указанных причин значимость метана как фактора разрушения стратосферного озона на разных высотах и в различных климатических поясах планеты может быть различна и, к тому же, изменяться с течением времени. Закономерности этих изменений в настоящее время изучены недостаточно.

Целью данной работы является изучение влияния на значимость метана как разрушителя стратосферного озона факторов высоты над земной поверхностью, а также расположения рассматриваемого сегмента атмосферы над различными климатическими поясами Северного и Южного полушарий планеты.

**Методика и фактический материал**

Согласно современным представлениям о физико-географическом районировании [1, 16], в каждом полушарии планеты принято выделять следующие климатические пояса:

- арктический (антарктический);
- субарктический (субантарктический);
- умеренный;
- субтропический;
- тропический;
- субэкваториальный;
- экваториальный.

Арктический пояс охватывает районы близкие к северному полюсу и включает весь Арктический бассейн, а также большую часть Гренландии. Температура воздуха над регионами относящимися к этому поясу в основном отрицательная, за исключением летних дней[1]. Осадков мало до 200-350 мм за год, но относительная влажность велика и распространена сильная облачность.

Субарктический пояс Северного полушария расположен к югу от Арктического пояса. Его южная граница в Мировом океане определяется пределами распространения сезонных льдов и айсбергов. Она совпадает с полосой минимального атмосферного давления, проходящей через центры Исландского и Алеутского минимумов. К северу от этой полосы преобладают северо-восточные ветры от периферии арктической области повышенного давления. К югу преобладают западные и юго-западные ветры.

Зимой в субарктическом поясе господствует арктический воздух, летом – умеренный. Поэтому в континентальных регионах рассматриваемого пояса очень велики сезонные колебания температуры. В них распространен климат тундры, сплошная многолетняя мерзлота почвы.

К югу от субарктического расположен Умеренный пояс Северного полушария В нем и зимой и летом господствует умеренный воздух. Преобладает западный перенос.

В умеренном поясе активна циклоническая деятельность, связанная как с арктическим, так и полярным фронтами, часты шторма. На материках зимой широко распространен устойчивый снежный покров.

Лето в поясе теплое, со средними температурами июля от 12-14 до 28-29 градусов С, а зима холодная, со средними температурами января ниже 0.

Северный субтропический пояс расположен к югу от умеренного. Зимой в поясе господствует умеренный воздух, летом - тропический. Южная граница пояса проходит через центры Азорского и Гавайского максимумов. К северу от нее преобладают Западные ветры, а к югу - неустойчивые северо-восточные ветры. Летом осадки почти отсутствуют. Значительны сезонные различия температуры и осадков. Зимой возможны снегопады.

Еще ближе к экватору расположен Северный тропический пояс. В нем на протяжении всего года господствует тропический воздух. В северной части пояса ветры северо- восточные неустойчивые, в южной части- устойчивые восточные ветры – пассаты. Для пояса характерна малая облачность и ничтожное количество осадков Хорошо заметны сезонные изменения температуры воздуха, особенно на материках. На океанах встречаются тропические циклоны.

Северный субэкваториальный пояс расположен к югу от северного тропического. В нем типична смена сухого тропического и влажного экваториального воздуха. Большую часть года господствуют пассаты, но летом возникает Ю-З муссон. Пояс в океанах фиксируется границами Северного Пассатного течения. По направлению к экватору облачность и количество осадков возрастают. Зима немного прохладнее лета, но отличается сухостью. На океанах возникают тропические циклоны.

Непосредственно вдоль экватора расположен экваториальный пояс. В поясе на протяжении всего года господствует влажный экваториальный воздух. Жарко и влажно, густая облачность, слабые ветры, часты

штили. . Сезонные колебания температуры малы [1].

Характеристики различных климатических поясов в Южном полушарии практически аналогичны, но расположение их границ, как видно из рис. 1, существенно отличается от расположения границ соответствующих поясов в Северном полушарии. В Южном полушарии все пояса простираются преимущественно в широтном направлении.

Количественной характеристикой значимости метана в процессах разрушения озона в некотором сегменте стратосферы на той или иной высоте над земной поверхностью может служить величина:

$$X = A/B,$$

где А - среднегодовое значение количества молекул озона не образовавшихся (или разрушившихся) в результате поступления метана в этот сегмент в расчете на один кубический сантиметр его объема;

В - среднегодовое значение количества атомов атомарного кислорода, образующихся на той же высоте в каждом кубическом сантиметре рассматриваемого сегмента в результате фотолиза молекул кислорода.

Учитывая это, для достижения поставленной цели необходимо по отношению к сегментам озонового слоя над каждым из указанных климатических поясов планеты решить следующие задачи:

- определить среднегодовое количество атомов кислорода, образующихся в одном кубическом сантиметре соответствующего сегмента при фотолизе молекул кислорода;

- рассчитать среднегодовую убыль молекул озона в том же сегменте озонового слоя за одну секунду в результате его взаимодействия с молекулами метана, в расчете на один кубический сантиметр его объема;

Количество атомов кислорода, образующихся на некоторой высоте h в том или ином сегменте озонового слоя, определяется его средней освещенностью E(φ, h) в диапазоне длин волн, вызывающих фотолиз молекул кислорода, являющейся функцией средней широты климатического пояса φ, а также частотой этой фотохимической реакции на этой высоте R(h) [18].

Для определения средней освещенности озонового слоя составляющими солнечной радиации с длиной волн менее 240 нм можно предположить, что в атмосфере выше озонового слоя существенных потерь их энергии на поглощение и рассеяние не происходит. Это допущение позволяет воспользоваться данными Фритца (1951) [19], характеризующими зависимость от географической широты и времени года среднемесячных значений средней освещенности горизонтальной поверхности на внешней границе земной атмосферы.

Известно, что в спектре солнечной радиации на входе в земную атмосферу суммарный поток рассматриваемых составляющих солнечной радиации в общем ее потоке составляет в среднем 3% [9,10]. Это позволяет простым умножением на 0.03 данных Фритца получить приближенную оценку значения средней освещенности на верхней границе озонового слоя (за которую можно принять высоту 50 км) для любой широты и любого месяца.

В [18] приведена зависимость от высоты слоя над уровнем Мирового океана значений средней скорости реакции фотолиза молекул кислорода, характерная в нем для марта, на широте 40N.

Для нахождения значения средней скорости той же реакции в другой месяц, или другое время года, необходимо соответствующее значение этой скорости из [18] умножить на коэффициент равный отношению значения средней освещенности на верхней границе озонового слоя (по Фритцу) в требуемый месяц на требуемой широте к значению, имевшему место для марта и широты 40N.

Полученные таким образом для требуемой высоты, широты и месяца значения скорости реакции, а также соответствующие значения количества молекул кислорода в этом слое атмосферы, использовались при расчете количества молекул кислорода распадающихся в нем на атомы. Для каждой высоты и широты по среднемесячным значениям рассчитывалось среднегодовое (как их среднее арифметическое).

При расчете среднегодового значения количества молекул озона не образовавшихся (или разрушившихся) в результате поступления метана в тот или иной сегмент озонового слоя в расчете на один кубический сантиметр его объема использовался следующий подход.

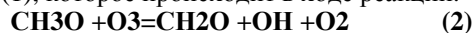
Известно [14, 15], что уменьшение содержания озона в каждой единице объема озонового слоя, обусловленное поступлением в нее метана, обусловлено несколькими эффектами.

Первый состоит в уменьшении количества атомов кислорода, способных образовывать озон ходе в реакциях цикла Чепмена на величину равную количеству атомов прореагировавших с молекулами метана в ходе реакции:



Очевидно, что это количество в 2 раза больше среднего количества молекул метана, прореагировавших на данной высоте в рассматриваемом сегменте озонового слоя.

Второй эффект заключается в непосредственном потреблении озона в ходе его взаимодействия с веществом, возникшим в ходе процесса (1), которое происходит в ходе реакции:



Среднее количество молекул озона, потребляемых в рассматриваемом объеме атмосферы, за секунду, в ходе этой реакции определяется количеством образовавшихся молекул CH<sub>3</sub>O (равным количеству прореагировавших молекул метана) и k<sub>1</sub>- частотой протекания реакции при температуре воздуха на соответствующей высоте [20] (2).

Еще одной реакцией, приводящей к потреблению озона, является :



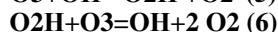
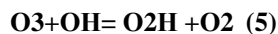
Нетрудно видеть, что среднее количество молекул озона, потребляемых в ходе этой реакции в том же объеме озонового слоя, определяется количеством CH<sub>2</sub>O образовавшегося в ходе реакции (2) и k<sub>2</sub>-частотой протекания реакции (3).

**О РОЛИ МЕТАНА В ПРОЦЕССАХ РАЗРУШЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД РАЗЛИЧНЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПОЯСАМИ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЙ ЗЕМЛИ**

Таким образом, убыль озона в результате перечисленных эффектов  $P$ , связана с количеством прореагировавшего метана  $-\lambda$  соотношением:

$$P = \lambda (2 + k_1 + k_1 k_2) \quad (4)$$

Кроме рассмотренных эффектов потребление озона в том же объеме возникает и в ходе следующей цепной реакции:



При рассмотрении убыли озона, обусловленной взаимодействием с метаном, необходимо учитывать лишь то количество молекул  $OH$ , которое образуется в результате реакций (1-3), равное  $\lambda (1 + k_1 + 2k_1 k_2)$ .

Среднее количество молекул озона  $P_1$ , потребляемых в единицу времени в ходе реакции (5), определяется количеством участвующих в реакции молекул  $OH$  и частотой этой реакции  $k_3$ :

$$P_1 = k_3 \lambda (1 + k_1 + 2k_1 k_2) \quad (7)$$

Убыль озона в ходе реакции (6)  $P_2$  при этом может быть оценена как:

$$P_2 = k_4 P_1 \quad (8)$$

где  $P_1$  – частота реакции (6).

Из приведенных соотношений видно, что среднегодовое значение количества молекул озона не образовавшихся (или разрушившихся) в результате поступления метана в некотором сегменте озонового слоя в расчете на один кубический сантиметр его объема, прямо пропорционально среднегодовому количеству прореагировавшего в этом сегменте метана:

$$A = \Sigma (P_i + P_{1i} + P_{2i}) / T \quad (9)$$

Где  $T$  – количество секунд в году.

Для определения зависимости этого количества от высоты над земной поверхностью использовалась следующая методика.

Исходными данными для определения количества молекул метана прореагировавших с атомарным кислородом на высоте  $H$  [18] является общий реакционный поток [21] и изменение общего количества метана для указанной высоты [18]. Общее количество молекул метана вступающих в реакцию с атомарным кислородом для высоты  $H$ :

$$A^1 = C D / E \quad (10)$$

Где  $C$  – интенсивность реакции взаимодействия метана с атомарным кислородом,  $cm^3 / молекула$ ;

$D$  – изменение количества молекул метана на высоте  $H$ ,  $молекула / cm^3$ ;

$E$  – общая интенсивность реакционного потока метана,  $cm^3 / молекула$ .

Интервал варьирования по высоте составляет от 20 км до 50 км [18].

Как видим, количество молекул метана, вступающих в реакцию с атомарным кислородом на той или иной высоте в единицу времени, существенно зависит от количества его молекул, поступающих в единицу времени в озоновый слой. Аналогичный вывод справедлив и в отношении среднегодовых значений.

Оценки удельных потоков метана в стратосферу над тем или иным климатическим поясом можно получить, предполагая, что в пределах тропосферы его потери в ходе реакций с гидроксидом  $OH$ , атомарным кислородом и другими веществами, являются пренебрежимо малыми. Подобное предположение соответствует представлениям [13,18], о том, что основные реагенты, обуславливающие потребление метана (гидроксиды  $OH$  и атомарный кислород) образуются лишь в стратосфере в результате реакций фотолиза водяного пара и молекулярного кислорода.

Основываясь на данном предположении, а также на данных [14] о распределении потоков метана в тропосферу из различных его источников, а также расположении этих источников на поверхности планеты, нетрудно оценить величины его удельных потоков в стратосферу из различных климатических поясов.

Как следует из упомянутых данных, с поверхности океанов, а также криосферы, в тропосферу поступает всего 4% суммарного потока метана, а закономерности распределения прочих его источников на суше в тех или иных климатических поясах Северного и Южного полушарий, дающих остальные 96%, приблизительно одинаковы.

В Северном полушарии суша занимает 39.4% площади его поверхности. Снежный покров в Северном полушарии занимает в среднем 36 млн. квадратных километров (или 14% его площади) [1].

В летний период криосфера Северного полушария сохраняется в виде плавучих льдов Северного Ледовитого океана, покровных ледников Гренландии и горных ледников. При этом она занимает 7.7% площади полушария. Площадь суши, не покрытой криосферой, может составлять 35% площади полушария. Зимой она покрывает также поверхность материков в субарктическом и умеренном климатических поясах, распространяясь на 24% площади полушария. Площадь свободной от снега суши при этом составляет лишь 19% площади полушария.

В Южном полушарии материка располагаются на 19% его площади, из которых около 10% приходится на покрытую льдом Антарктиду. Площадь суши не покрытой криосферой в полушарии летом составляет около 10%, а зимой, в период установления снежного покрова в регионах, лежащих в умеренном и субполярном климатических поясах полушария, а также горах, -15.5% его общей поверхности.

Нетрудно видеть, что площади свободных от снега и льда участков суши в Северном, а также Южном полушариях планеты в среднем за год составляют соответственно около 27% и 13% их площадей. Это позволяет утверждать, что поток в тропосферу метана из Северного полушария в среднем за год приблизительно в 2 раза превосходит соответствующий поток из Южного полушария.

Если допустить, что с одинаковых по площади участков поверхности свободной от снега и льда суши, расположенных в различных климатических поясах, потоки метана различаются незначительно, то среднегодовое значение количества молекул  $J$  метана в единице объема воздуха на высоте тропопаузы над тем или иным поясом может быть определено как:

$$J = LS/G \quad (11)$$

где  $L$  среднегодовое число молекул метана в единице объема воздуха на высоте тропопаузы над умеренным климатическим поясом (по данным[16]);

$S$  – среднегодовое значение площади сводной от снега и льда суши в рассматриваемом климатическом поясе;

$G$  - среднегодовое значение суммы площадей криосферы и поверхности океанов в рассматриваемом климатическом поясе.

Нетрудно видеть, что погрешности подобных оценок  $J$  во многом обусловлены использованием упомянутого выше допущения.

Известно[13], что значительная часть метана является продуктом жизнедеятельности микроорганизмов, а их активность зависит от температуры. Поэтому не вызывает сомнений, что в экваториальном поясе с единицы площади суши метана выделяется больше, чем с единицы площади свободной от снега суши в арктическом или антарктическом поясе. Игнорирование этого очевидного факта обусловлено недостатком данных об интенсивности выделения метана в различных климатических поясах планеты. Оно приводит к тому, что получаемые таким способом оценки удельных потоков метана для Арктического и Субарктического климатического поясов оказываются завышенными, а Экваториального, Субэкваториального и Тропического заниженными.

Полученные таким образом значения удельных потоков метана были использованы при расчете параметра его значимости  $X$  как фактора разрушения озонового слоя.

#### Результаты и их анализ

В соответствии с рассмотренной методикой для каждого климатического пояса планеты были выполнены расчеты среднегодовых значений количеств молекул кислорода, подвергающихся фотолизу в единицу времени в единице объема атмосферы на различных высотах над земной поверхностью. Полученные при этом результаты приведены в таблице 2.

**Таблица 1.** Среднегодовые значения количества молекул кислорода подвергающихся в фотолизу в секунду в единице объема атмосферы на различных высотах над различными климатическими поясами планеты (миллиарды )-В.

Климатический пояс	20 км	25 км	30 км	35км	40км	45км	50км
Арктический	0.15	0.37	1.90	3.52	16.47	16.04	8.01
Субарктический	0.17	0.43	2.20	4.07	18.35	18.20	9.30
Умеренный С	0.23	0.57	2.95	5.46	25.07	24.87	12.5
Субтропический С	0.27	0.71	3.54	6.57	29.14	28.91	15.5
Тропический С	0.29	0.77	3.91	7.24	31.56	31.31	16.85
Субэкваториальный С	0.30	0.83	4.19	7.72	32.22	31.96	18.10
Экваториальный	0.31	0.84	4.14	7.68	33.86	33.60	18.23
Субэкваториальный Ю	0.31	0.83	4.10	7.70	33.40	33.60	18.15
Тропический Ю	0.30	0.81	4.06	7.53	32.77	32.50	17.64
Субтропический Ю	0.29	0.75	3.83	7.11	31.77	31.56	16.40
Умеренный Ю	0.25	0.67	3.34	6.20	27.32	27.14	14.56
Субантарктический	0.21	0.53	2.85	5.64	21.83	22.15	12.38
Антарктический	0.16	0.42	2.13	4.15	17.92	19.73	10.00

Как видим из таблицы 1, наибольшие значения скорости фотолиза молекул кислорода отмечаются в атмосфере над экваториальным поясом, что соответствует современным представлениям о роли в этом процессе солнечной радиации и ее распределении в земной атмосфере. Из таблицы 1 видно также, что скорость фотолиза кислорода над всеми климатическими поясами достигает максимума на высоте около 40-45 км, где число молекул кислорода в воздухе еще достаточно велико, а поглощение еще не привело к существенному снижению интенсивности потока коротковолновых составляющих солнечной радиации.

В таблице 2 приведены оценки среднегодовой убыли числа молекул озона в результате его взаимодействия с метаном на различных высотах над различными климатическими поясами планеты (в расчете на 1 кубический сантиметр сегмента озонового слоя над соответствующим климатическим поясом планеты в секунду).

Как видно из таблицы 2, среднегодовые значения убыли количества молекул озона в результате его взаимодействия с метаном в том или ином слое существенно зависят от высоты над земной поверхностью, а также климатического пояса, над которым ведутся наблюдения. Над всеми климатическими поясами взаимодействие с метаном приводит к наибольшему абсолютному уменьшению количества молекул озона (в расчете на один кубический сантиметр в секунду) на высоте 30 километров.

На меридианальном разрезе от северного полюса до южного зависимость уменьшения количества озона при взаимодействии с метаном является асимметричной относительно экватора. Ее абсолютные минимумы на всех высотах приходятся на регионы Арктического и Антарктического климатического пояса, в которых ледово-снежный покров распространяется практически на всю сушу.

**О РОЛИ МЕТАНА В ПРОЦЕССАХ РАЗРУШЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД РАЗЛИЧНЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПОЯСАМИ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЙ ЗЕМЛИ**

**Таблица 2.** Среднегодовые значения убыли количества молекул озона в результате его взаимодействия с метаном на различных высотах над различными климатическими поясами планеты (в расчете на 1 кубический сантиметр сегмента озонового слоя над соответствующим климатическим поясом планеты в секунду) (x 100000000)- А.

Климатический пояс	20 км	25км	30км	35км	40км	45км	50 км
Арктический	0.033	0.08	0.62	0.49	0.38	0.21	0.078
Субарктический	0.40	0.99	8.41	6.83	4.61	2.60	0.96
Умеренный С	0.77	1.91	16.2	13.18	8.84	5.00	1.84
Субтропический С	0.82	2.14	15.12	12.85	9.25	5.66	1.94
Тропический С	0.77	2.04	15.62	11.95	8.63	5.32	1.81
Субэкваториальный С	0.56	1.58	11.77	9.05	6.54	4.15	1.35
Экваториальный	0.19	0.51	3.86	3.03	2.19	1.34	0.45
Субэкваториальный Ю	0.57	1.51	11.73	9.21	6.55	3.96	1.35
Тропический Ю	0.38	1.03	7.82	6.17	4.45	2.47	0.91
Субтропический Ю	0.35	0.90	7.09	5.56	4.02	2.27	0.85
Умеренный Ю	0.24	0.53	6.34	3.16	3.66	2.04	0.48
Субантарктический	0.08	0.22	1.67	1.305	0.94	0.57	0.21
Антарктический	0.03	0.08	0.66	0.52	0.37	0.23	0.08

В стратосфере над Субарктическим и Субантарктическим поясами среднегодовые значения убыли количества молекул озона в ходе рассматриваемого процесса на всех высотах возрастают. Наиболее существенно это возрастание в Субарктическом поясе, поскольку в его регионах в летний период освобождаются от снега обширные пространства тундр, поставляющих в тропосферу значительные количества метана.

Еще больше возрастает количество необразовавшихся, либо разрушившихся молекул озона на всех высотах в стратосфере над Северным и Южным умеренными климатическими поясами. Причинами этого явления служат сокращение средней продолжительности периода существования в этих поясах снежного покрова, а также увеличение долей в их площадях, приходящихся на регионы суши. Площадь подобных регионов в Северном полушарии существенно больше, чем в Южном полушарии, вследствие чего убыль количества молекул озона над ними наиболее ощутима в Северном полушарии.

На высоте 35 км значение убыли озона над регионами Северного умеренного пояса достигает абсолютного максимума на всем разрезе от полюса до полюса.

На высотах ниже 30 км и выше 40 км максимальные значения уменьшения количества озона при взаимодействии с метаном приходятся на сегмент стратосферы, соответствующий Северному субтропическому поясу. На высоте 35 км его абсолютный максимум наблюдается над Северным тропическим поясом.

Над Северным субэкваториальным поясом (доля площади которого, приходящейся на континентальные регионы, существенно меньше) значения убыли количества молекул озона в ходе рассматриваемого процесса на всех высотах снижается. При этом над Южным субэкваториальным поясом ее значения на всех высотах превосходят уровни, характерные для прочих климатических поясов этого полушария, так как доля площадей подобных регионов в Южной Америке, Африке в общей площади климатического пояса сравнительно велика.

Над регионами Экваториального пояса (являющихся в основном океаническими) убыль озона при взаимодействии с метаном существенно меньше, чем над Северным и Южным субтропическими поясами.

В таблице 3 приведена зависимость параметра (X) -значимости метана как фактора разрушения озона на разных высотах над различными климатическими зонами планеты.

**Таблица 3.** Значимость метана как фактора разрушения озона над различными климатическими зонами планеты (X).

Климатический пояс	20км	25км	30км	35км	40км	45км	50 км
Арктический	0.022	0.021	0.037	0.014	0.002	0.001	0.001
Субарктический	0.230	0.231	0.380	0.167	0.014	0.014	0.010
Умеренный С	0.334	0.335	0.549	0.241	0.035	0.020	0.014
Субтропический С	0.300	0.301	0.427	0.195	0.031	0.019	0.012
Тропический С	0.265	0.265	0.399	0.165	0.026	0.017	0.010
Субэкваториальный С	0.187	0.190	0.281	0.117	0.020	0.013	0.007
Экваториальный	0.061	0.060	0.093	0.039	0.006	0.004	0.002
Субэкваториальный Ю	0.184	0.182	0.286	0.119	0.019	0.011	0.007
Климатический пояс	20км	25км	30км	35км	40км	45км	50 км
Тропический Ю	0.127	0.127	0.192	0.089	0.014	0.009	0.006
Субтропический Ю	0.120	0.120	0.189	0.082	0.013	0.008	0.005
Умеренный Ю	0.096	0.079	0.185	0.051	0.012	0.006	0.003
Субантарктический	0.039	0.041	0.058	0.023	0.004	0.003	0.002
Антарктический	0.018	0.021	0.031	0.012	0.002	0.001	0.001

Как видно из таблицы 3 значимость метана как фактора разрушения озона существенно зависит как от высоты слоя стратосферы над земной поверхностью, так и от климатического пояса над которым развивается это явление.

Абсолютного максимума значимость метана достигает над всеми климатическими поясами на высоте 30 км. На меридианальном разрезе наиболее высока значимость этого фактора над Северным умеренным климатическим поясом. Поскольку над ним на высотах до 30 км в результате взаимодействия с метаном разрушается более трети всего разрушающегося здесь озона (а на высоте 30 км – более половины) представляется очевидным, что поступление метана является одним из главных факторов динамики соответствующего сегмента озонового слоя.

Интересными особенностями рассматриваемых зависимостей являются весьма низкая значимость влияния метана на разрушение озонового слоя над Экваториальным, а также Арктическим, Субарктическим, Субантарктическим, и Антарктическим климатическими поясами. Этот результат соответствует представлениям о том, что основными источниками метана являются наземные биологические (производительности которых в океанических регионах, а также регионах с холодным климатом, в том числе Арктике и Антарктиде, сравнительно невелики). Он свидетельствует также о том, что над указанными регионами разрушение озонового слоя обусловлено влиянием хлорного или азотного циклов.

#### **Обсуждение полученных результатов**

Так как продуктивность популяций метановых бактерий – основных биологических производителей метана, существенно зависит от температуры окружающей среды, представляется установленным, что на динамику разрушения озонового слоя над Северным умеренным, Северным субтропическим, Северным тропическим, а также Северным и Южным субэкваториальными климатическими поясами существенное влияние способен оказывать парниковый эффект.

Усиление парникового эффекта повышает температуру среды обитания метановых бактерий и количество производимого ими метана. Последнее не только вызывает дальнейшее усиление парникового эффекта, но и усиливает разрушение озонового слоя над указанными климатическими поясами. Поэтому дальнейшее увеличение потока метана в тропосферу представляет значительную опасность.

В последние годы выявлено [21] некоторое снижение суммарного потока метана в тропосферу, которое пока убедительных объяснений не нашло. Полученные результаты позволяют предполагать, что причиной этого явления может служить снижение общего содержания озона в стратосфере над климатическими поясами, где значимым фактором динамики озонового слоя является метан.

Известно, что уменьшение общего содержания озона всего на 1% приводит к увеличению почти на 2% потока биологически активных коротковолновых составляющих солнечной радиации, достигающих земной поверхности. Упомянутые составляющие угнетающе действуют на любых микроорганизмов, в том числе и на метановых бактерий, что снижает их продуктивность. Последнее позволяет предполагать, что к числу факторов, обуславливающих наблюдаемые в последние десятилетия изменения глобального климата может относиться и указанный природный процесс, регулирующий интенсивность парникового эффекта. В результате его действия динамика озонового слоя над упомянутыми выше климатическими поясами планеты, а также изменения природных выбросов метана с их поверхности процессами могут являться причинно связанными и взаимообусловленными. Справедливость этой гипотезы нуждается в последующих подтверждениях.

#### **Выводы**

Таким образом установлено, что значимость метана как фактора разрушения озона в том или ином слое стратосферы существенно зависит как от его высоты над земной поверхностью, так и от климатического пояса над которым этот процесс наблюдается.

Метан относится к числу главных факторов разрушения озонового слоя над Северным умеренным, Северным субтропическим, Северным тропическим, а также Северным и Южным субэкваториальными климатическими поясами. Наиболее существенным его влияние является на высотах менее 35 км (с максимумом на 30 км).

В разрушении озонового слоя над Антарктидой и другими регионами планеты относящимися к Антарктическому, Субантарктическому, Арктическому, Субарктическому и Экваториальному климатическим поясам роль метана является менее значимой, а определяющими являются иные процессы (предположительно – реакции хлорного (а быть может и азотного) циклов).

#### **Источники и литература**

1. Физическая география материков и океанов. Учебник для географических специальностей университетов/ Ю.Г. Ермаков, Г.М. Игнатъев, Л.И.Куракова и др. Под общей редакцией А. М. Рябчикова – М. «Высшая школа», 1988 г., -592 с.
2. Гуцин Г.П., Виноградова Н.Н. Суммарный озон в атмосфере. Л. «Гидрометеиздат». 1983 г., -235с.
3. Logan J.A., Megretskaja I.A., Miller A.J., Tiao G.C., Chol D., Zhang L., Stolarski R.S., Lobo G.I., Hollandsworth S.M., Bodeker G.F., Claude H., De Muer D., Kerr J.B., Tarasick D.W., Ottmans S.J., Johnson B., Schmidlin F., Staenelin J., Vcatte P., Urhino O.J. Trends in the vertical distribution of ozone: A comparison of two analyses of ozonesonde data. Geophys. Res. D. 1999. Vol. 104. N 21. P.26.373-26.399. (?) – РЖ, 2001 г., 18.
4. The ozone shield under closesurveillance. RID into: Magazine for Evropean Research. 2000.N 26. P. 30-33. – РЖ, 2001 г., № 11.
5. Озоновые дыры исчезают без помощи человека. Химия и жизнь -XXI век. 2001. 16. С. 4.
6. Newcherch M.J., Bushon Land, Cunnold Derek, Flynn LawrenceE., Godin Sophie, Frith Stacey Hollands-worrrth, Hood Lon, Miller Alvin J., Oltmans Sam, Randel William, Reinsel Gregory, Stolarshi Richard, Wang

**О РОЛИ МЕТАНА В ПРОЦЕССАХ РАЗРУШЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД РАЗЛИЧНЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПОЯСАМИ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЙ ЗЕМЛИ**

- Ray, Yang Fun-Su, Zowodny Joseph M. Upper-stratospheric ozon trends 1979-1998. *J. Geophys. Res. D.* 2000. Vol.105. N 11. P.14625-14636. - РЖ за 2001 г., № 9.
7. Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона.-Л. «Гидрометеиздат». 1980 г., - 287с.
  8. Molina M.J. , Rowland F.S., Stratospheric sink for chlorofluoromethanes; chlorine atom catalysed destruction of ozone// *Nature.*-1974.-vol. 249,-p.810.
  9. Иванов А. Введение в океанографию. Пер с французского Е. А. Плахина и Е. М. Шифриной. Под ред. Ю.Е. Очаковского и К.С.Шифрина. М.: «Мир», 1978 г. 574с.
  10. Иванов-Холодный Г.С., Цусинов А.А. Коротковолновое излучение Солнца и его воздействие на верхнюю атмосферу и ионосферу. В сб. «Исследование космического пространства». т.26 (Итоги науки и техники. ВИНТИ), М. , 1987, с.80-154.
  11. Иванов Е. В. Физика солнечной активности, 1983, М. «Наука» 160 стр.
  12. Сывороткин В. Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр». 2002 г. 249с.
  13. P. Bousquet, P. Ciais, J. B. Miller, E. J. Dlugokencky, D. A. Hauglustaine, C. Prigent, G. R. Van der Werf, P. Peylin, E.-G. Brunke, C. Carouge, R. L. Langenfelds, J. Lathière, F. Papa, M. Ramonet, M. Schmidt, L. P. Steele, S. C. Tyler and J. White. [Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability](#) // *Nature.* 2006. V. 443. P. 439-443
  14. M.A.K. Khalil, R.A. Rasmunssen . Sources, Sinks and Seasonal Cycles of Atmospheric Methane. *J. Geophys. Res.* 88. 1983, 5131-5144 p.
  15. P. Warneck . Chapter 4: Chemistry of the Troposphere the Methane Oxidation Cycle. *Chemistry of the Natural Atmosphere*, Sun-Diego Academic Press, 131-175, 1988.
  16. Е. Н. Лукашова Основные закономерности природной зональности и ее проявление на суше Земли. Вестник Московского университета. №6-1966 г., с 11-25.
  17. Физико- географический атлас Мира// Гл. ред. С. И. Шуров. –М.: Изд-во ГУК СССР, 1967.- 298с.
  18. С. J. Howard , R. Ravishankara NOAA Environmental Research Laboratory// *Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Stratospheric Modeling.*- Number 12.-1997.p262-266.
  19. G. Neumann, W.J. Pierson, Jr *Principles of Physical Oceanography*, Prentice –Hall, Inc. 1966.
  20. D. L. Baulch, R. A. Cox *Summary of Evaluated Kinetic and Photochemical Data for Atmospheric Chemistry*, Inc. 2000.p4-48.
  21. Jos Lelieyeld. Climate change: A nasty surprise in the greenhouse//*Nature.* 2006. v.443. p405-406.