

УДК 551.521.3

ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕНОСА ИЗЛУЧЕНИЯ В ВОДОРОДНОЙ ЛИНИИ ЛАЙМАН-АЛЬФА И ИХ ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С ИЗМЕНЕНИЯМИ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ В D-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

© 2020 г. С. В. Дышлевский^{1, *}, Ю. Е. Беликов^{2, **}¹Московский государственный институт международных отношений (МГИМО) МИД РФ, г. Москва, Россия²Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Фёдорова Росгидромета (ИПГ), г. Москва, Россия

*e-mail: sergiodd@mail.ru

**e-mail: yury_belikov@mail.ru

Поступила в редакцию 24.01.2019 г.

После доработки 25.08.2019 г.

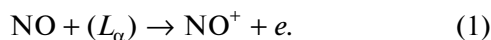
Принята к публикации 23.01.2020 г.

Исследовано влияние вариаций параметров нейтральной атмосферы на перенос излучения в линии Лайман-альфа (L_α) и электронную концентрацию в D-области ионосферы в разные сезоны при различных концентрациях окиси азота [NO]. Расчеты проводились по модифицированной модели переноса излучения, позволяющей учитывать кратные эффекты рассеяния. Профили концентрации водорода и молекулярного кислорода, влияющие на распространение излучения L_α , задавались по модели MSIS-00. Показано, что потоки излучения в линии L_α и электронная концентрация в D-области ионосферы могут испытывать значительные вариации в результате внезапных стратосферных потеплений и воздействия на атмосферу планетарных волн. Изменения потоков излучения в линии L_α в условиях нестабильной атмосферы в зимнее время и возможные вариации [NO] качественно объясняют явление зимней аномалии.

DOI: 10.31857/S0016794020030050

1. ВВЕДЕНИЕ

Образование D-области ионосферы связано, прежде всего, со взаимодействием потока излучения в солнечной линии Лайман-альфа (L_α), центр которой приходится на длину волны $\lambda_0 \sim 1215.67 \text{ \AA}$, с молекулами NO:



Отметим, что при спокойных условиях на Солнце мягкое рентгеновское излучение, которое в состоянии ионизировать основные составляющие воздуха, достигает высот E-области ионосферы, но проникнуть ниже, в D-область ионосферы, не может даже при небольших зенитных углах Солнца. Возможным источником ионов в D-области может быть также ионизация возбужденных молекул $\text{O}_2(^1\Delta_g)$ коротковолновым УФ-излучением в диапазоне 1027–1118 \AA .

Однако основным механизмом ионизации D-области ионосферы является ионизация молекул окиси азота излучением в линии Лайман-альфа по формуле (1) [Данилов, 1981].

Повышение ионизации D-области ионосферы обычно связывается с увеличением концентрации [NO], а поток в линии L_α при сходных гелиогеофизических условиях принимается либо неизменным во времени, либо меняющимся незначительно [Данилов, 1989].

В среднем зимой концентрации электронов [e] в D-области выше, чем летом, и кроме того, разброс значений [e] относительно среднего профиля электронной концентрации зимой также значительно больше, чем летом. Кроме того, зимой часто наблюдается явление резкого повышения [e] в D-области ионосферы, значительно – на порядок величины и даже больше – превышающего летние значения. Все эти явления объединяются под общим названием “зимняя аномалия” и объясняются, прежде всего, вариациями [NO].

Следует принять во внимание, однако, что вследствие существенно большей нестабильности зимней атмосферы по сравнению с летней изменениями [e] могут быть связаны также с самими вариациями параметров атмосферы в D-области, то есть температурой и концентрациями атмосферных газовых компонентов, что, в свою оче-

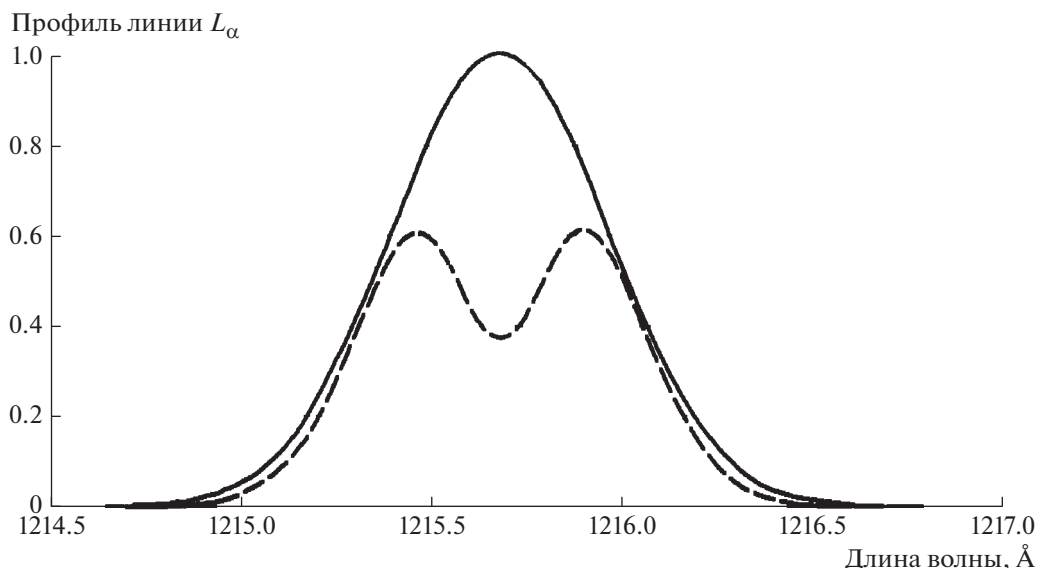


Рис. 1. Модельные профили солнечного излучения L_{α} в открытом космосе и на границе земной атмосферы (двугорбая кривая).

редь, может вызвать изменение ионизирующего потока в линии Лайман-альфа.

Целью настоящей работы является исследование вклада вариаций параметров нейтральной атмосферы на перенос излучения в линии L_{α} и электронную концентрацию в D -области ионосферы в разные сезоны при различных концентрациях окиси азота спокойных гелиогеофизических условиях. Это позволит определить возможный вклад этих вариаций в явление зимней аномалии.

2. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ИЗЛУЧЕНИЯ В ЛИНИИ ЛАЙМАН-АЛЬФА С ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРОЙ

Ширина линии L_{α} , излучаемой поверхностью Солнца с температурой 6000 К вследствие доплеровского теплового уширения не превышает 1.5–2 Å [Иванов–Холодный и Никольский, 1969; Reddmann and Uhl, 2003]. При прохождении геокороны, основной составляющей которой является атомарный водород H, излучение вблизи центра линии частично поглощается и переизлучается водородом, и на верхней границе атмосферы возникает характерный “двугорбый” профиль линии L_{α} ; на крыльях линии поглощение практически отсутствует. Качественно изменение профиля линии показано на рис. 1. Штриховая двугорбая кривая построена в приближении двойного нормального распределения, площадь линии до прохождения нормирована к единице. Подробное описание рисунка приводится в работе [Дышлевский и Беликов, 2018].

Излучение в линии L_{α} испытывает рассеяние и поглощение в земной атмосфере. Рассеивающей средой является атомарный водород H, поглощающей — молекулярный кислород O_2 . Водород обуславливает резонансное рассеяние солнечного излучения в линии L_{α} с большим сечением рассеяния, однако в очень узком спектральном интервале $\sim 0.1\text{--}0.15$ Å [Дышлевский и Беликов, 2018]. Атомарный водород обнаруживается только в верхней мезосфере и простирается до высот нескольких тысяч километров.

Поглощение излучения молекулярным кислородом становится ощутимым ниже высот 120–130 км. При дальнейшем уменьшении высоты прямой поток L_{α} уменьшается; при малых зенитных углах Солнца χ на высоте 60 км величина потока составляет менее 10^{-4} от величины потока на высоте 100 км [Reddmann and Uhl, 2003]. Рассеянный поток в линии L_{α} при малых χ составляет незначительную долю от прямого потока.

Однако при увеличении χ соотношение вкладов прямого и рассеянного излучения в общий поток L_{α} меняется. В сумеречных и ночных условиях вклад прямого потока, спектральная ширина которого определяется солнечной линией L_{α} , ослабевает вследствие увеличения оптического пути, проходимого солнечными лучами, и, по сути, основную роль в общем потоке излучения в ионизации вносит излучение, рассеиваемое на водороде земной атмосферы, несмотря на гораздо большую ширину солнечной линии L_{α} по сравнению с земной (1 Å и 0.025 Å, соответственно, согласно Иванову–Холодному и Никольскому [1969]). При этом небольшие изменения газовых

компонентов и температуры атмосферы будут приводить к значительным вариациям оптических толщин, и, следовательно, к вариациям рассеянного потока излучения в линии L_α .

Принимая во внимание, что оптические толщины атомарного водорода могут достигать значительных величин, при расчете потоков излучения необходимо учитывать многократное рассеяние, при этом вклад кратных эффектов выше второго порядка рассеяния может составлять значительную долю в общем потоке в линии L_α .

Вариации прямого и рассеянного потока в линии L_α могут, в свою очередь, существенным образом влиять на ионизацию окиси азота и, соответственно, на электронную концентрации в D -области ионосферы.

3. МЕТОДИКА РАСЧЕТА ПОТОКОВ И ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ

3.1. Модель расчета потоков излучения и входные параметры

Модифицированная модель переноса излучения, на основе которой были рассчитаны профили потоков излучения, описана в работах [Беликов и др., 1993; Belikov et al., 1995, 2000]; алгоритмы и верификация подробно рассмотрены Беликовым и др. [2018а, б, в].

Методика расчета потоков прямого и рассеянного излучения в линии L_α детально описана Дышлевским и Беликовым [2018]. Суть ее состояла в следующем.

В качестве входных данных использовались профили коэффициентов рассеяния атомарного водорода β_H и поглощения молекулярного кислорода β_{O_2} для диапазона высот 60–6000 км.

Концентрации атомарного водорода [H] и молекулярного кислорода [O₂] на высотах 0–1000 км для различных широт, времени года и суток задавались по модели MSIS-00 [Picone et al., 2002]. Значения [H] и [O₂] на высотах 1000–6000 км экстраполировались с учетом высоты однородной атмосферы для соответствующих газовых компонентов.

Сечения рассеяния водорода σ_H , зависящие от длины волны излучения и температуры атмосферы, определялись на основании теоретических расчетов согласно Reddmann and Uhl [2003].

Сечения рассеяния молекулярного кислорода σ_{O_2} для интервала температур от 150 до 1500 К и в диапазоне длин волн доплеровского уширения линии L_α (рис. 1) рассчитывались на основании результатов экспериментальной работы Lewis et al. [1983] методом линейной интерполяции и квадратичной экстраполяции.

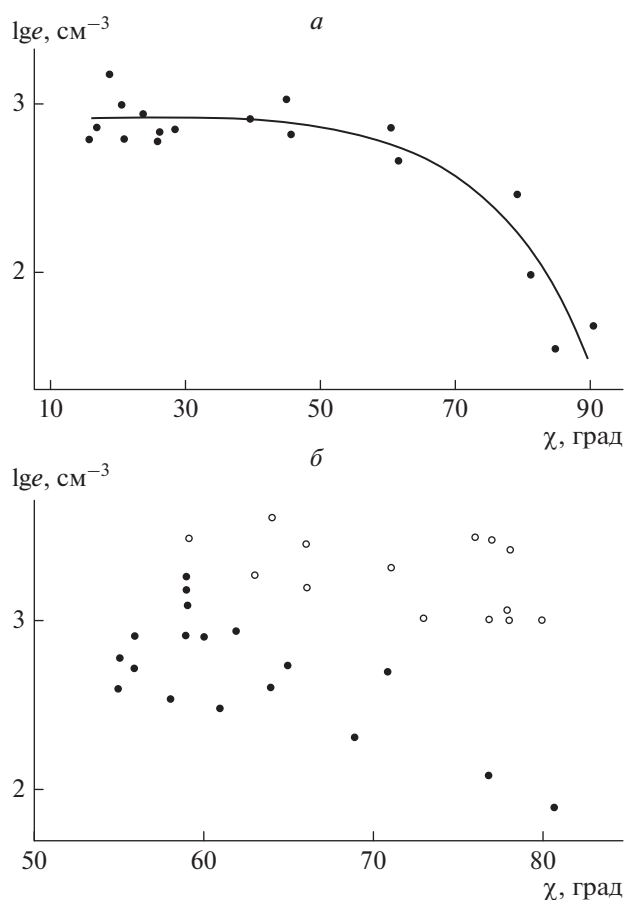


Рис. 2. Изменение электронной концентрации в зависимости от зенитного угла Солнца χ летом (а) и зимой (б). Белые кружки – проявление зимней аномалии в D -области. Умеренные широты, высота 80 км [Данилов, 1986, 1989].

Поскольку спектральный интервал, где значимо влияние рассеянного излучения в линии L_α мал по сравнению с интервалом, где значимы прямые потоки (рис. 2), при расчетах вблизи λ_0 требуется разбиение на узкие интервалы. Это особенно важно при больших зенитных углах χ .

Поэтому потоки излучения рассчитывались по всей ширине линии Лайман-альфа в диапазоне длин волн от 1214.7 Å до 1217.0 Å с дискретными шагами: с шагом 0.004 Å в интервале от 1215.66 Å до 1215.68 Å, с шагом в 0.01 Å для интервалов 1215.57–1215.66 Å и 1215.68–1215.77 Å и с шагом 0.1 Å в интервалах 1214.7–1215.5 Å и 1215.8–1217.4 Å.

Результаты расчетов [Дышлевский и Беликов, 2018] показали, что рассеянное излучение в диапазоне 1216.2–1217.1 Å проникает достаточно глубоко в D -область ионосферы. Хотя D -область ионосферы практически непрозрачна как для прямого, так и рассеянного излучения в центре линии L_α ($\lambda_0 = 1215.668$ Å), но прямое излучение в

Таблица 1. Концентрация окиси азота (см^{-3}) в зимнее время на высотах 75, 80 и 100 км

Высота	<i>a</i>	<i>б</i>	<i>в</i>	<i>г</i>	<i>д</i>
75 км	1.357×10^7	3.782×10^6	2.239×10^7	1.172×10^6	3.324×10^6
80 км	1.451×10^7	4.994×10^5	1.162×10^7	2.176×10^6	4.342×10^6
100 км	1.191×10^8	8.893×10^7	4.692×10^7	5.756×10^7	8.880×10^7

Примечание: Концентрации [NO], приведенные в столбцах *a*, *б* и *в*, получены на основании теоретических расчетов [Solomon et al., 1982a, b], в столбцах *г* и *д* – по экспериментальным данным [Siskind et al., 1998].

линии L_α все же проходит до высот ~ 70 – 75 км на “крыльях” линии.

Как для прямого, так и для рассеянного излучения максимальная плотность потока приходится на длины волн 1215.64 \AA и 1215.69 \AA . Однако “крылья” для прямого потока более протяженные по спектру, чем для рассеянного, и составляют $\sim 0.7 \text{ \AA}$ в сторону коротковолновой части спектра и чуть более 1 \AA – в сторону длинноволновой.

Для рассеянного излучения “крылья” более узкие: ширина каждого “крыла” равна $\sim 0.03 \text{ \AA}$.

Глубина проникновения и прямого, и рассеянного потоков зависит как от $[\text{O}_2]$, так и от температуры – понижение температуры приводит к сужению доплеровской ширины в линии L_α и ослаблению солнечного потока. В этом случае мезопауза играет роль “температурных ворот” для прямого излучения. Рассеянное излучение при больших зенитных углах Солнца χ проходит до более низких высот, вплоть до 60 км, при этом при $\chi > 87^\circ$ основной вклад в потоки излучения в линии L_α в D -области ионосферы вносит именно рассеянное излучение.

Вариации температуры и плотности воздуха на высотах от 60 до 90 км могут приводить к значительным вариациям потоков прямого излучения в линии L_α , а так как зимой атмосфера менее стабильна, чем летом, то эффект большей изменчивости потоков излучения должен сильнее проявляться именно в зимнее время.

Величины потоков рассчитывались для спокойных гелиогеофизических условий в единицах πF_0 , где F_0 – величина внеатмосферного потока в линии L_α , и были приведены также к абсолютным значениям из расчета $F_0 = 3.0 \times 10^{11}$ фотон $\text{см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ в минимуме солнечной активности [Lacoursière et al., 1999].

3.2. Профиль окиси азота

Окись азота NO рассматривается как основной источник заряженных электронов в D -области ионосферы, поскольку энергии кванта излучения в линии L_α не хватает для ионизации молекул O_2 или N_2 , но ее вполне достаточно для ионизации окиси азота [Данилов, 1989]. Если из-

лучение L_α является одним из основных источников образования ионов NO^+ в D -области ионосферы [Pavlov, 2013], то концентрация электронов $[e]$, возникающих под действием излучения в линии L_α , должна зависеть от содержания окиси азота в D -области ионосферы.

Концентрация окиси азота [NO] в мезосфере и нижней термосфере, по разным данным, изменяется в пределах от 10^6 до 10^8 см^{-3} в дневное время и 5×10^4 – 10^7 см^{-3} – в сумерки при зенитных углах Солнца $\chi > 94^\circ$ [Varabash et al., 2012].

Существует значительный разброс в оценках и измерениях вертикального распределения [NO]. В проводимых авторами настоящей работы расчетах использовались вертикальные профили, построенные на основании теоретических расчетов [Solomon et al., 1982a, b], и экспериментальных данных [Callis et al., 2002; Siskind et al., 1998].

В таблице 1 показаны величины [NO] в см^{-3} , полученные в некоторых из указанных выше работ, на высотах 75, 80 и 100 км.

Разброс значений очень велик и превышает порядок величины, достигая максимума на высоте 80 км. При дальнейшем увеличении высоты разброс оценок и данных измерений уменьшается. Тем не менее, на высоте 100 км данные отличаются друг от друга более чем в два раза.

3.3. Расчет концентрации электронов

Если известны профили концентрации NO и потоки излучения в линии L_α в D -области ионосферы, то можно рассчитать профили концентрации электронов.

Изменение концентрации электронов $[e]$ в квазистационарных условиях задается уравнением [Данилов, 1989]

$$d[e]/dt = q - \alpha[e]^2,$$

где q – скорость ионизации; α – коэффициент рекомбинации.

В равновесных условиях $d[e]/dt = 0$, и тогда $[e] = \sqrt{q/\alpha}$.

С другой стороны,

$$q \sim F[\text{NO}]\sigma_i,$$

где F – ионизирующий поток; σ_i – сечение ионизации молекул окиси азота.

Таким образом,

$$[e] = \sqrt{F[\text{NO}]\sigma_i/\alpha_{\text{NO}^+}}, \quad (2)$$

т.е. электронная концентрация пропорциональна корню квадратному из величины потока излучения.

В наших расчетах мы использовали значение сечения ионизации NO $\sigma_i = 1.84 \times 10^{-18} \text{ см}^2$, предложенное Laštovička [1976], который показал, что в интервале линии L_α величину σ_i можно считать неизменной.

В дневных условиях образование иона NO^+ возможно не только благодаря излучению L_α , но также вследствие ионизации молекул N_2 и O_2 в рентгеновском диапазоне 0.01–10 нм. При больших зенитных углах Солнца рентгеновские лучи не проникают ниже 160 км [Лазарев и др., 1987] и не проходят в D -область; вклад L_α в ионизацию становится доминирующим в сумеречных условиях.

Рекомбинация NO^+ происходит, главным образом, в результате реакций (см., например, [Strobel, 1971]):



Согласно работам [Данилов и Смирнова, 1993; Smirnova et al., 1988] изменения NO^+ могут быть также связаны с изменением концентрации ионов-связок, включающих этот ион. При этом зимой процесс образования ионов-связок менее эффективен, чем летом, из-за более высоких зимних температур в D -области ионосферы. (Скорость образования положительных ионов-связок $\sim T^{-14}$). Поэтому концентрация NO^+ , согласно Smirnova and Danilov [1994], в D -области зимой выше, чем летом.

В работе Weller and Biondi [1968] коэффициент рекомбинации в результате реакций (2) задается полуэмпирической формулой

$$\alpha_{\text{NO}^+} = 10^{-7} (1000/T)^{1.5} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}. \quad (4)$$

Biondi [1969] и Petrigani et al. [2005], соответственно, предлагают несколько отличные от (3) полуэмпирические формулы для коэффициента

α_{NO^+} :

$$\alpha_{\text{NO}^+} = 1.5 \times 10^{-6} \times (300/T)^{0.9} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}, \quad (5)$$

$$\alpha_{\text{NO}^+} = 4.2 \times 10^{-7} \times (300/T)^{0.85} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}. \quad (6)$$

Для расчета профилей электронной концентрации $[e]$ в дневное время было использовано 5 профилей $[\text{NO}]$ и 3 значения α_{NO^+} , рассчитанные по формулам (4)–(6), всего 15 профилей.

4. “ЗИМНЯЯ АНОМАЛИЯ” ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ

4.1. Характеристики “Зимней аномалии”

Зимняя аномалия (ЗА) поглощения радиоволн связана со значительным ростом электронной концентрации $[e]$ зимой на высотах области D в умеренных широтах; причем в ряде случаев зимние показатели $[e]$ превышают летние значения на два порядка величины. Это увеличение объясняется обычно изменением концентрации окиси азота NO и воздействием метеорологических параметров атмосферы (так называемый метеорологический контроль области D).

Данилов [1989] выделяет три проявления ЗА: а) превышение средних зимних значений $[e]$ над летними; б) значительная нестабильность области D зимой, выражающаяся в разбросе значений электронной концентрации в 2–3 раза относительно средней кривой и в) очень высокие значения $[e]$ – на 1–2 порядка величины выше средних значений в отдельные дни зимой.

Первые два проявления ЗА называют также “гладкими”, или “регулярными”, видами аномалии [Garcia et al., 1987].

На рисунке 2 показана зависимость от зенитного угла Солнца χ величин $[e]$, измеренных в различных точках Земли, расположенных в умеренных широтах северного полушария, т.е. в достаточно широком широтном диапазоне, в спокойных гелиогеофизических условиях летом – рис. 2а и зимой – рис. 2б [Данилов, 1986, 1989].

Черные кружки на рис. 2б соответствуют условиям некоторых “средних значений” $[e]$; при одинаковых χ величина $[e]$ зимой незначительно превышает летние значения. При этом зимой в отсутствие аномалии наблюдается больший разброс значений $[e]$, чем летом.

Белыми кружками на рис. 2б показан ход $[e]$ в зависимости от χ в случае третьего проявления ЗА, или, по терминологии Garcia et al. [1987], “спорадической” аномалии: значительного – примерно на порядок величины – превышения в D -области средних значений $[e]$ как зимой, так и летом.

Поскольку между электронной концентрацией и величиной ионизирующего потока существует однозначное соответствие, определяемое формулой (1), представляется логичным сопоставить расчеты $[e]$ с использованием модели переноса излучения с данными, приведенными на рис. 2, в зависимости от зенитного угла Солнца в летнее и зимнее время.

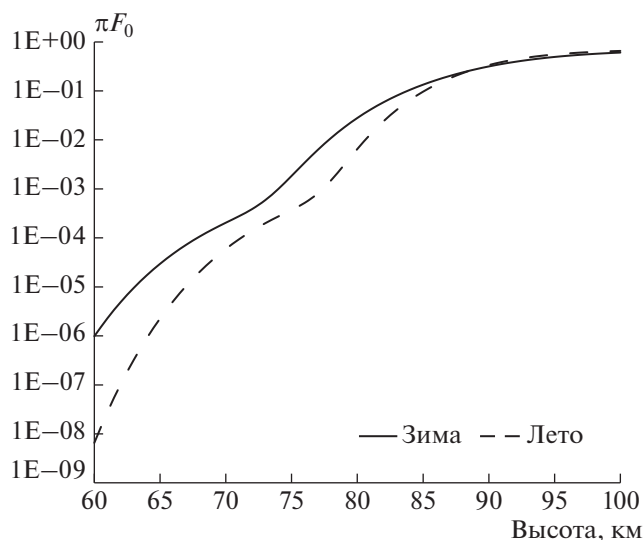


Рис. 3. Зависимость суммарных потоков солнечного излучения (прямое + рассеянное) в линии L_{α} от высоты, $\chi = 85^{\circ}$ в спектральном диапазоне 1214.7–1217.0 Å.

4.2. Результаты расчетов

4.2.1. Превышение зимних потоков над летними

Расчеты потоков излучения с использованием входных параметров β_H и β_{O_2} , рассчитанных на основании профилей концентрации газовых составляющих и температуры, задаваемых моделью MSIS-00, позволяют описать первое проявление зимней аномалии. Зимняя мезосфера теплее летней примерно на 40–50 К, что и отражено в модели MSIS-00.

При изменении температуры изменяется также давление, а, следовательно, концентрации газовых составляющих. Коэффициенты β_H и β_{O_2} пропорциональны сечениям, зависящим от температуры, и концентрациям соответствующих газовых компонентов. В вычислениях использовалась простая формула взаимосвязи концентрации и температуры

$$N_1 T_1 = N_2 T_2. \quad (7)$$

На рисунке 3 показаны профили потоков излучения (прямой + рассеянный) в линии L_{α} зимой и летом с учетом профилей газовых составляющих по модели MSIS-00. До высоты 90 км зимние потоки превышают летние. Величины потоков приводятся в единицах πF_0 , где F_0 — внеатмосферный поток в линии L_{α} . Зимние потоки превышают летние более, чем в 10 раз на высоте 65 км и примерно в 2 раза на высоте 85 км. До высоты 90 км зимние потоки превышают летние. Несмотря на то, что концентрация [NO] может быть несколько выше летом, чем зимой [Biondi, 1969; Weller and Biondi, 1968], подстановка в форму-

лу (2) более высоких значений потоков зимой и задаваемых формулами (4)–(6) различных значений коэффициента рекомбинации, имеющих обратную зависимость от температуры, приводит к более высоким значениям $[e]$ зимой, чем летом (рис. 4).

Таким образом, первое проявление ЗА можно объяснить различиями в высотном распределении концентрации атмосферных газов в соответствии с моделью MSIS-00 по причине меньшего поглощения молекулярным кислородом излучения в линии L_{α} зимой, чем летом.

4.2. Вариации температуры в зимней мезосфере

Сильный разброс значений электронной концентрации зимой (второе проявление ЗА) нельзя объяснить только на основании модели MSIS-00.

Зимняя атмосфера, в отличие от летней, является неустойчивой. Подтверждением этого положения являются как стратосферные потепления (ВСП), которые наблюдаются только в умеренных и высоких широтах и только в зимнее время, так и появление мезосферных инверсионных слоев, возникающих чаще всего на средних широтах и преимущественно в зимнее время.

В ряде случаев величина ВСП достигает очень больших значений: с 210–220 К до 280–290 К, т.е. превышает 60 К. В среднем, повышение температуры в стратосфере составляет 30 К, что приводит к падению температуры вблизи мезопаузы на 20 К [Медведева и др., 2011].

Явление мезосферных температурных инверсий проявляется в повышении температуры в мезосфере. Механизм образования мезосферного инверсионного слоя связан с планетарными волнами Россби и изложен в ряде работ, в частности, в [Sassi et al., 2002]. Это явление наблюдается, главным образом, в умеренных широтах в зимнее время, хотя отмечается также и в другие сезоны и на других широтах. Однако максимальные значения отмечаются зимой, достигая на широте 45° значений порядка 45 К в январе. Рост температуры начинается на высотах от 65–75 км; высота слоя инверсии достигает 15 км, т.е. потепление охватывает значительную часть мезосферы.

На рисунке 5 показаны три профиля зимней температуры мезосферы и нижней термосферы, которые были использованы в вычислениях: профиль по модели MSIS-00, соответствующий 45° N зимой, профиль для условий ВСП по оценкам Медведевой и др. [2011] и инверсионный температурный профиль, приведенный Sassi et al., [2002].

На рисунке 6 показана зависимость суммарного потока в линии L_{α} от зенитного угла Солнца в зимний период на 45° N на высоте 75 км для модельных условий MSIS-00, инверсии температу-

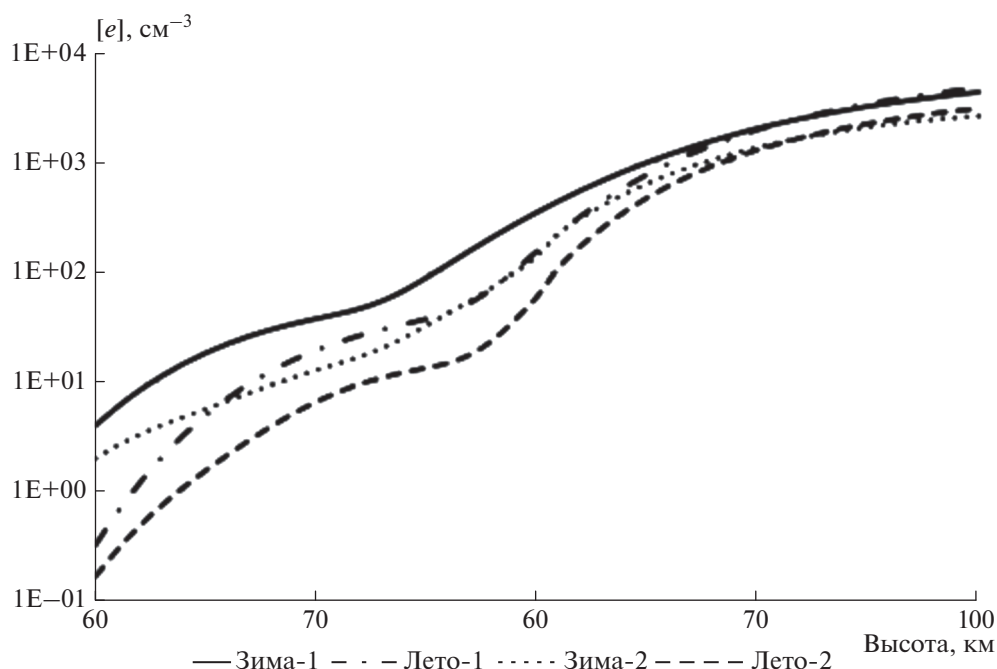


Рис. 4. Расчет электронной концентрации $[e]$ с использованием рассчитанных профилей потоков в линии L_{α} , концентрации $[NO]$ и коэффициента рекомбинации α_{NO^+} по данным [Biondi, 1969; Solomon et al., 1982b] (зима-1, лето-1) и [Siskind et al., 1998; Weller and Biondi, 1968] (зима-2, лето-2).

ры в мезосфере и понижения температуры в мезосфере в результате ВСП.

Потоки для условий “теплой” инверсионной и холодной мезосферы на соответствующих высотах отличаются по величине примерно в 2 раза.

Полученные профили потоков излучения использовались для расчета электронной концентрации по описанной выше методике.

На рисунке 7 показана зависимость электронной концентрации $[e]$ от зенитного угла Солнца χ на высоте 80 км для одного из 15 профилей концентрации $[NO]$ (третий столбец в таблице). При использовании других профилей получаются качественно близкие результаты, хотя величины $[e]$ при одинаковых χ могут отличаться в несколько раз, что свидетельствует о большой степени неопределенности в оценках концентрации $[NO]$ в средней атмосфере.

В условиях холодной мезосферы плотность поглощающего агента – молекулярного кислорода – выше, чем в теплой мезосфере. Вариации $[e]$ при одинаковых зенитных углах Солнца, соответствующие условиям внезапных стратосферных потеплений и мезосферной инверсии, на высоте 80 км отличаются между собой в 2.3–2.4 раза. С уменьшением высоты разброс величин $[e]$ увеличивается и достигает значений 10 на высоте 70 км. Летом подобных различий наблюдается.

4.3. Спорадические высокие зимние электронные концентрации

Третье – наиболее яркое проявление зимней аномалии, связанное со скачками электронной концентрации на 1–2 порядка величины – нельзя объяснить исключительно изменениями температуры и плотности атмосферы в D -области ионосферы.

В соответствии с формулой (2) повышенные значения $[e]$ может обусловить также рост концентрации окиси азота.

В большинстве работ по исследованию распределения окиси азота в D -области ионосферы величина $[NO]$ на высотах 70–80 км на основании теоретических оценок либо измерений составляет $\sim 10^7$ см $^{-3}$ – в упомянутых выше работах [Barabash et al., 2012; Siskind et al., 1998; Solomon et al., 1982b], а также в более ранних исследованиях Meira [1971].

Garcia et al. [1987], Тучков и Задорожный [1988] приводят более высокие значения $[NO]$ на высотах 75–85 км – $\sim 10^9$ см $^{-3}$, при этом результаты ракетных экспериментов Тучкова и Задорожного были проведены в зимнее время. Близки к указанной величине и модельные расчеты Медведева и др. [2002б], Медведева и Никитина [1999]. Повышение $[NO]$ на два порядка должно приводить к росту $[e]$ на порядок величины. На рисунке 8 показана зависимость $[e]$ от зенитного угла Солн-

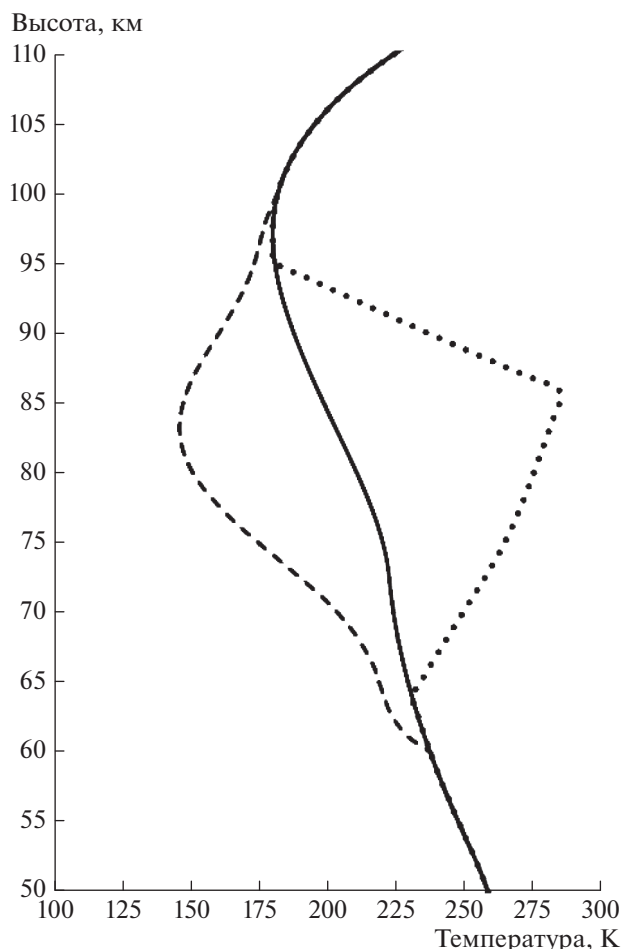


Рис. 5. Профили зимней температуры мезосферы, используемые в расчетах потоков излучения в линии L_{α} на 45° N (сплошная линия — по MSIS-00, штриховая — при ВСП, пунктирная — при мезосферной инверсии).

ца в зимнее время для стандартных атмосферных условий, задаваемых моделью MSIS-00, для двух значений $[\text{NO}]$: 10^7 см^{-3} и 10^9 см^{-3} .

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Реальные температурные колебания в зимней мезосфере могут качественно объяснить первые два проявления зимней аномалии в D -области ионосферы, именно: превышение зимних значений электронной концентрации над летними и существенно большая дисперсия $[e]$ зимой по сравнению с летом относительно некоторых средних сезонных значений. Однако скачки в величинах $[e]$, показанные на рис. 2б, не удастся объяснить только изменениями температуры. Для этого нужно привлекать данные о высокой концентрации окиси азота в D -области ионосферы.

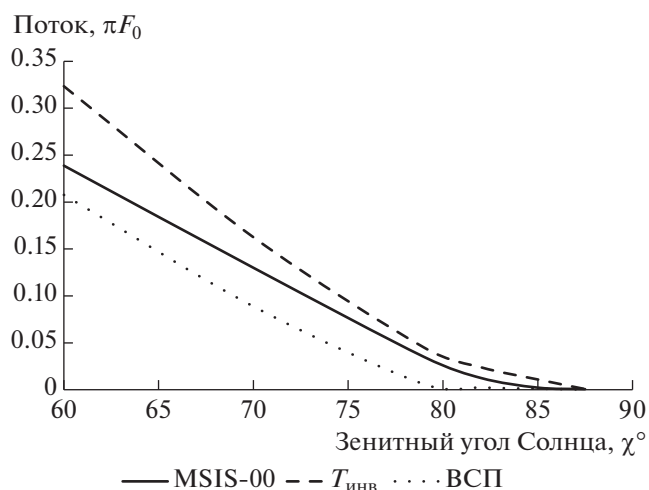


Рис. 6. Суммарные потоки (рассеянный + прямой) излучения в условиях модельной, холодной и “теплой” мезосферы в зависимости от зенитного угла Солнца χ . Зима, 45° N, спокойные гелиогеофизические условия, в спектральном диапазоне 1214.7–1217.0 Å.

Отсутствие четкой параметризации концентрации окиси азота в средней атмосфере в зависимости от различных условий (географической широты, температуры, сезона, солнечной активности и т.д.) вносит основную неопределенность в оценки электронной концентрации $[e]$ в мезосфере, при том, что большинство работ, посвященных расчетам и измерениям $[\text{NO}]$, дают на высотах проявления зимней аномалии верхнюю оценку этой величины $\sim 10^7 \text{ см}^{-3}$. Тем не менее, в ряде исследований концентрация NO оценивается на два порядка выше, именно $\sim 10^9 \text{ см}^{-3}$.

Результаты наших расчетов $[e]$ в принципе совпадают с данными измерений, а также находятся в согласии с рядом моделей, например, моделью Медведева и др. [2002a].

Отметим, что рассмотренные в статье эффекты, связанные с особенностями изменения потоков излучения в линии Лайман-альфа, влияющие на ионизацию D -области, должны учитываться в современных фотохимических моделях, в том числе, в моделях, включающих ионы-связки.

Среди других источников неопределенности можно назвать следующие.

1. Данилов [1989] отмечает, что приводимые на рис. 2 результаты измерений электронной концентрации в зависимости от зенитного угла Солнца собраны в широком диапазоне умеренных широт, т.е. от 30° до 60° N. Кроме того, наши расчеты проведены для условий минимума солнечной активности, а используемые для построения рис. 2 данные могли быть собраны при отличающихся гелиогеофизических условиях.

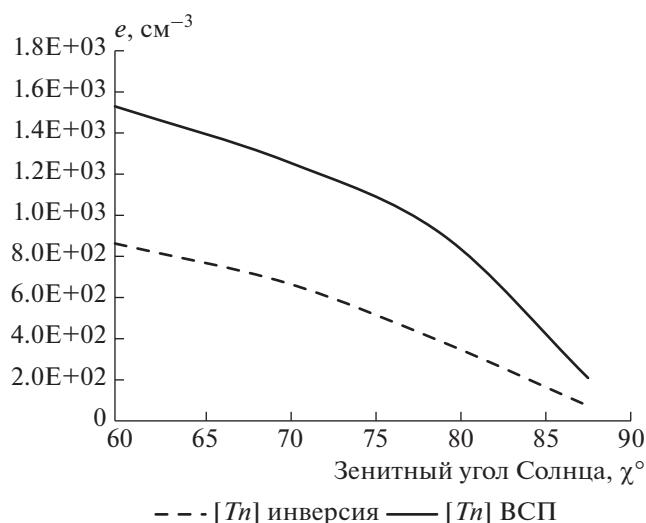


Рис. 7. Зависимость электронной концентрации от зенитного угла Солнца χ в зимнее время на высоте 80 км в условиях мезосферных инверсий и внезапных стратосферных потеплений (ВСП).

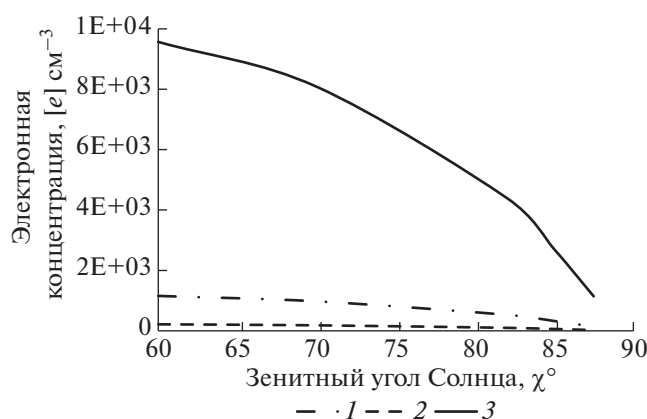


Рис. 8. Зависимость электронной концентрации от зенитного угла Солнца в зимнее время для значений $[\text{NO}] 10^7 \text{ см}^{-3}$ (кривые 1 и 2) и 10^9 см^{-3} (кривая 3) на высоте 80 км и широте 45° N . Различие между кривыми 1 и 2 обусловлено разбросом оценок коэффициента рекомбинации α_{NO^+} .

2. Применение упрощенной формулы (7) для оценки концентрации газовых составляющих может быть не оправданным в условиях нестабильной зимней атмосферы. Кроме того, процесс диссипации планетарных должен вызывать существенные изменения давления воздуха, и, следовательно, концентрации газовых примесей.

3. Эмпирические формулы (4)–(6), используемые для вычисления коэффициента рекомбинации, дают разброс величин α_{NO^+} в пределах фактора 2.

4. Вращение Земли вокруг Солнца может несколько исказить результаты расчетов. Релятивистское изменение длины волны невелико: при скорости вращения Земли 30 км/с для длины волны $\lambda_0 = 1215.668 \text{ \AA}$ доплеровское смещение составит $6.08 \times 10^{-6} \text{ \AA}$, т.е. пренебрежимо малую величину. Несколько большие по величине смещения вызваны вращением Земли и Солнца вокруг их собственных осей (так называемое гелиоцентрическое доплеровское смещение) [Уокер, 1990]. Линейная скорость вращения Земли на экваторе $v_3 = 465 \text{ м/с}$, Солнца на экваторе – $v_C = 1993 \text{ м/с}$. Тогда доплеровское изменение длины волны света $\Delta\lambda = \lambda_1 - \lambda_0$ будет определяться по формуле

$$\lambda_1 = \lambda_0 [1 \pm (v_C \pm v_3)/c], \quad (8)$$

где c – скорость света.

Максимальное изменение $\Delta\lambda$, согласно формуле (8), составит от (-0.006) до $(+0.010) \text{ \AA}$, в среднем от (-0.004) до $(+0.007) \text{ \AA}$. Эти изменения не сказываются на прямом потоке, и не влияют существенно на расчеты потоков рассеянного излучения.

6. ВЫВОДЫ

1. Выявлена изменчивость потоков излучения в линии Лайман-альфа в дневное время в D -области среднеширотной ионосферы: согласно модельным расчетам, зимние потоки прямого излучения могут превосходить летние в 2–10 раз в зависимости от высоты и зенитного угла Солнца. Различие связано, прежде всего, с тем фактом, что летняя мезосфера холоднее зимней. Это различие объясняет первое, “гладкое” проявление зимней аномалии.

2. Для зимней мезосферы характерны как сильные отрицательные, так и положительные аномалии температуры, связанные с внезапными стратосферными потеплениями и возникновением температурных инверсий в мезосфере, источником которых являются планетарные волны. Эти явления приводят к существенным изменениям величин ионизирующих потоков в линии L_α , и, как следствие, вызывают значительные вариации концентрации $[e]$. Летом подобных вариаций не наблюдается. Нестабильность зимней мезосферы вполне удовлетворительно объясняет высокую дисперсию электронной концентрации зимой по сравнению с летом, при этом привлекать вариации потоков окиси азота не требуется.

3. Наиболее яркое, основное проявление зимней аномалии, так называемую “спорадическую аномалию” по классификации Garcia et al. [1987], нельзя объяснить без привлечения механизма вариаций концентрации окиси азота NO. Возрастающие $[\text{NO}]$ с 10^7 см^{-3} до 10^9 см^{-3} может качественно объяснить основной эффект зимней аномалии.

Однако исследование механизмов, вызывающих изменение концентрации NO в мезосфере выходит за рамки настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса солнечного излучения в земной атмосфере. Ч. 1 // Гелиогеофизические исслед. Вып. 17. С. 77–86. 2018а.
- Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса солнечного излучения в земной атмосфере. Ч. 2 // Гелиогеофизические исслед. Вып. 18. С. 18–31. 2018б.
- Беликов Ю.Е., Дышлевский С.В., Николайшвили Ш.С. Математическая модель переноса солнечного излучения в земной атмосфере. Ч. 3 // Гелиогеофизические исслед. Вып. 18. С. 32–39. 2018в.
- Беликов Ю.Е., Николайшвили Ш.С., Перадзе Р.К. Модель рассеяния солнечного света на искусственном сферическом газодисперсном облаке в верхней атмосфере Земли // Космич. исслед. Т. 31. № 1. С. 135–142. 1993.
- Данилов А.Д. Метеорологический контроль области D // Ионосферные исслед. № 39. С. 33–42. 1986.
- Данилов А.Д. Популярная аэрономия. Изд. 2-е, доп. и перераб. Л.: Гидрометеиздат, 230 с. 1989.
- Данилов А.Д. Фотохимия области D // Ионосферные исследования. № 34. С. 6–35. 1981.
- Данилов А.Д., Смирнова Н.В. Ионный состав и фотохимия нижней термосферы. 2. Ионный состав D- и E-областей // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 33. № 1. С. 120–133. 1993.
- Дышлевский С.В., Беликов Ю.Е. Вариации потоков излучения в водородной линии Лайман-альфа в D-области ионосферы // Гелиогеофизические исслед. Вып. 17. С. 64–76. 2018.
- Иванов-Холодный Г.С., Никольский Г.М. Солнце и ионосфера (коротковолновое излучение Солнца и его воздействие на ионосферу). М.: Наука, 456 с. 1969.
- Лазарев А.И., Ковалёнок В.В., Авакян С.В. Исследование Земли с пилотируемых космических кораблей. Л.: Гидрометеиздат, 400 с. 1987.
- Медведев В.В., Ишанов С.А., Зенкин В.И. Самосоглавованная модель нижней ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 6. С. 780–789. 2002а.
- Медведев В.В., Латышев К.С., Никитин М.Б. К вопросу об аналитической аппроксимации // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 5. С. 646–648. 2002б.
- Медведев В.В., Никитин М.Б. Аналитическая аппроксимация высотного распределения [NO] в мезосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 39. № 5. С. 124–127. 1999.
- Медведева И.В., Белецкий А.Б., Перминов В.И., Семёнов А.И., Черниговская М.А., Шефов Н.Н. Вариации температуры атмосферы на высотах мезопаузы и нижней термосферы в периоды стратосферных потеплений по данным наземных и спутниковых измерений в различных долготных секторах // Соврем. проблемы дистанц. зондир. Земли из космоса. Т. 8. № 4. С. 127–135. 2011.
- Тучков Г.А., Задорожный А.М. Прямые измерения окиси азота в средней атмосфере // Космич. исслед. Т. 26. Вып. 3. С. 474–477. 1988.
- Уокер Г. Астрономические наблюдения. М.: Мир, 352 с. 1990.
- Barabash V., Osepian A., Dalin P., Kirkwood S. Electron density profiles in the quiet lower ionosphere based on the results of modeling and experimental data // Ann. Geophysicae. V. 30. № 9. P. 1345–1360. 2012.
- Belikov Yu. E., Gurvich A.V. Images of optical thick artificial aerosol clouds in the near-Earth space // Adv. Space Res. V. 15. № 12. P. (12)103–(12)106. 1995.
- Belikov Yu., Romanovsky Yu., Nikolaishvili Sh., Peradze R. Numerical model of scattering radiation in the Earth atmosphere for scientific investigations and Applications // Phys. Chem. Earth (b). V. 25. № 5–6. P. 427–430. 2000.
- Biondi M.A. Atmospheric electron-ion and ion-ion recombination processes // Can. J. Chem. V. 47. P. 1711–1719. 1969.
- Callis L.B., Natarajan M., Lambeth J.D. Observed and calculated mesospheric NO, 1992–1997 // Geophys. Res. Lett. V. 29. № 2. 1030. P. 17-1–17-4. 2002. <https://doi.org/10.1029/2001GL013995>
- Garcia R.R., Solomon S., Avery S.K., Reid G.C. Transport of nitric oxide and D region winter anomaly // J. Geophys. Res. V. 92. № D1. P. 977–994. 1987.
- Lacoursière J., Meyer S.A., Faris G.W., Slinger T.G., Lewis B.R., Gibson S.T. The O(¹D) yield from O₂ photodissociation near H Lyman-α (121.6 nm) // J. Chem. Phys. V. 110. № 4. P. 1949–1958. 1999.
- Laštovička J. On some sources of uncertainty in the Lyman-α ionization rate calculations // Stud. Geoph. Geod. V. 20. P. 273–283. 1976.
- Lewis B.R., Vardavas I.M., Carver J.H. The aeronomical dissociation of water vapor by solar H Lyman α radiation // J. Geophys. Res. V. 88. P. 4935–4940. 1983.
- Meira L.G. Rocket measurements of upper atmospheric nitric oxide and their consequences to the lower ionosphere // J. Geophys. Res. V. 76. P. 202–212. 1971.
- Pavlov A.V. Photochemistry of ions at D-region altitudes of the ionosphere: A Review. Dordrecht: Surv Geophys Springer Science + Business Media, 76 p. 2013.
- Petrigiani A., Andersson P.U., Pettersson J.B.C., Thomas R.D., Hellberg F., Ehlerding A., Larsson M., van der Zande W.J. Dissociative recombination of the weakly bound NO-dimer cation: cross sections and three-body dynamics // J. Chem. Phys. № 123(19). P. 194306–194311. 2005. <https://doi.org/10.1063/1.2116927>
- Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRLM-SISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // J. Geophys. Res. V. 107. № A12. 1468. 16 p. 2002. <https://doi.org/10.1029/2002JA009430>
- Reddmann T., Uhl R. The H Lyman-α actinic flux in the middle atmosphere // Atmos. Chem. Phys. V. 3. P. 225–231. 2003.
- Sassi F., Garcia R.R., Boville D.F., Liu H. On temperature inversions and the mesospheric surf zone // J. Geophys. Res. V. 107. № D19. P. 4380. 2002. <https://doi.org/10.1029/2001JD001525>

- *Siskind D.E., Barth C.A., Russel J.M.* A climatology of nitric oxide in the mesosphere and thermosphere // *Adv. Space Res.* V. 21. P. 1353–1362. 1998.
- *Smirnova N.V., Danilov A.D.* Rocket data on the *D*-region positive ion composition // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 56. № 8. P. 887–892. 1994.
- *Smirnova N.V., Ogloblina O.F., Vlaskov V.F.* Modeling of the lower ionosphere // *PAGEOPH.* V. 127. № 2/3. P. 411–412. 1988.
- *Solomon S., Reid G.C., Roble R.G.* Photochemical coupling between the thermosphere and the lower atmosphere. 1. Odd nitrogen from 50 to 120 km // *J. Geophys. Res.* V. 87. P. 7206–7220. 1982a.
- *Solomon S., Reid G.C., Roble R.G., Crutzen P.J.* Photochemical coupling between the thermosphere and the lower atmosphere. 2. *D* region ion chemistry and the winter anomaly // *J. Geophys. Res.* V. 87. P. 7221–7227. 1982b.
- *Strobel D.F.* Diurnal variation of nitric oxide in the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 76. № 10. P. 2441–2452. 1971.
- *Weller C.S., Biondi M.A.* Recombination, attachment, and ambipolar diffusion of electrons in photoionized NO afterglow // *Phys. Rev.* V. 172. P. 198–206. 1968.