

В.В. Бычков¹, В.Н. Маричев²

Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере

¹Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка Камчатской обл.

²Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 6.09.2007 г.

Представлены результаты лидарных наблюдений, полученных в Институте оптики атмосферы СО РАН г. Томска в январе—марте 1996—2000 гг. Обсуждаются данные о наличии воды в области мезосферы и верхней стратосферы. Рассмотрено влияние геофизических процессов на образование аэрозольных слоев. Определена связь между образованием аэрозольных слоев в верхней стратосфере и явлением аномального зимнего поглощения радиоволн в нижней ионосфере. Показано, что условия для конденсации воды и образования водных аэрозолей возникают в периоды аномального зимнего поглощения радиоволн в ионосфере над стратопазузой, которая может опускаться в эти периоды до высот около 40 км.

Введение

В работе [1] анализировались результаты лидарных наблюдений, выполненных в марте 1988 и 1989 гг. в г. Томске. В данных за март 1988 г. обнаружена корреляция плотности стратосферного аэрозоля на высоте 45 км со среднесуточным индексом геомагнитной активности K_p . В наблюдениях за март 1989 г. корреляция не обнаружена. Более широкий набор данных за январь—март с 1996 по 2000 г. анализировался в работе [2]. В другие сезоны аэрозоли на этих высотах не обнаружены. Высокие значения коэффициента корреляции плотности стратосферного аэрозоля для высот 40—45 км с усредненным по ночному времени в Томске индексом K_p получены только для января 1998 г. Для остальных месяцев значимые корреляции отсутствуют. Полученные в январе—марте 1998 г. высотные профили аэрозольного отношения рассеяния R (отношения суммы коэффициентов обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния к коэффициенту обратного молекулярного рассеяния) приведены на рис. 1.

В работе [3] отмечено, что повышение содержания воды автоматически влечет за собой повышение уровня ионизации и центров конденсации за счет фотохимических реакций и может приводить к образованию водных аэрозолей. Однако основной вопрос о том, по какой причине на уровне стратопазузы изменяется содержание воды и связано ли это с повышением геомагнитной активности, остался без ответа.

Увеличенное удельное содержание воды в области стратопазузы подтверждается данными экспериментальных наблюдений. Так, в работе [4] приводятся данные спектральных измерений содержания воды в верхней стратосфере и мезосфере над

Калифорнией, Гавайскими островами и Новой Зеландией. Измерения проводились спектрометром WVMS (Water Vapor Millimeter-wave Spectrometer) на частоте 22 ГГц, позволяющим получать высотные профили воды в интервале 40—80 км (рис. 2).

Во всех представленных на рис. 2 профилях удельное содержание воды на высотах 40 и 80 км составляет 6 и 2—3 млн⁻¹ соответственно, на высоте 50—55 км — 6—8 млн⁻¹. На всех станциях прослеживается сезонный ход содержания воды в области стратопазузы. По данным среднеширотной станции Новой Зеландии (45° ю.ш.) каждый январь наблюдается рост удельного содержания воды до 7—8,5 млн⁻¹. Зимние повышения содержания воды также наблюдаются, но не каждый год и при меньшей концентрации. Они выражены не так ярко, как летние, и охватывают меньший временной интервал (вероятно, около 1 мес). В целом сезонные вариации содержания воды на высоте 55 км невелики и составляют не более 20%. По отношению к уровню 40 км удельное содержание воды на 55 км увеличивается не более чем в 2 раза. На экваториальных станциях Калифорнии и на Гавайских островах, расположенных в Северном полушарии, картина не так контрастна, содержание воды в среднем меньше, но качественных отличий не наблюдается.

В работе [5] по измерению вертикального электрического поля в атмосфере на широте 50° с.ш. в области высот 50—60 км обнаружены аномальное изменение знака и повышение величины поля до значений порядка 4—6 В/м. Такое поведение поля может быть вызвано локальным изменением проводимости в области высот 50—60 км и объяснено образованием в этой области аэрозоля, разделяющего ионизацию [6] аналогично разделению заряда в облаках.

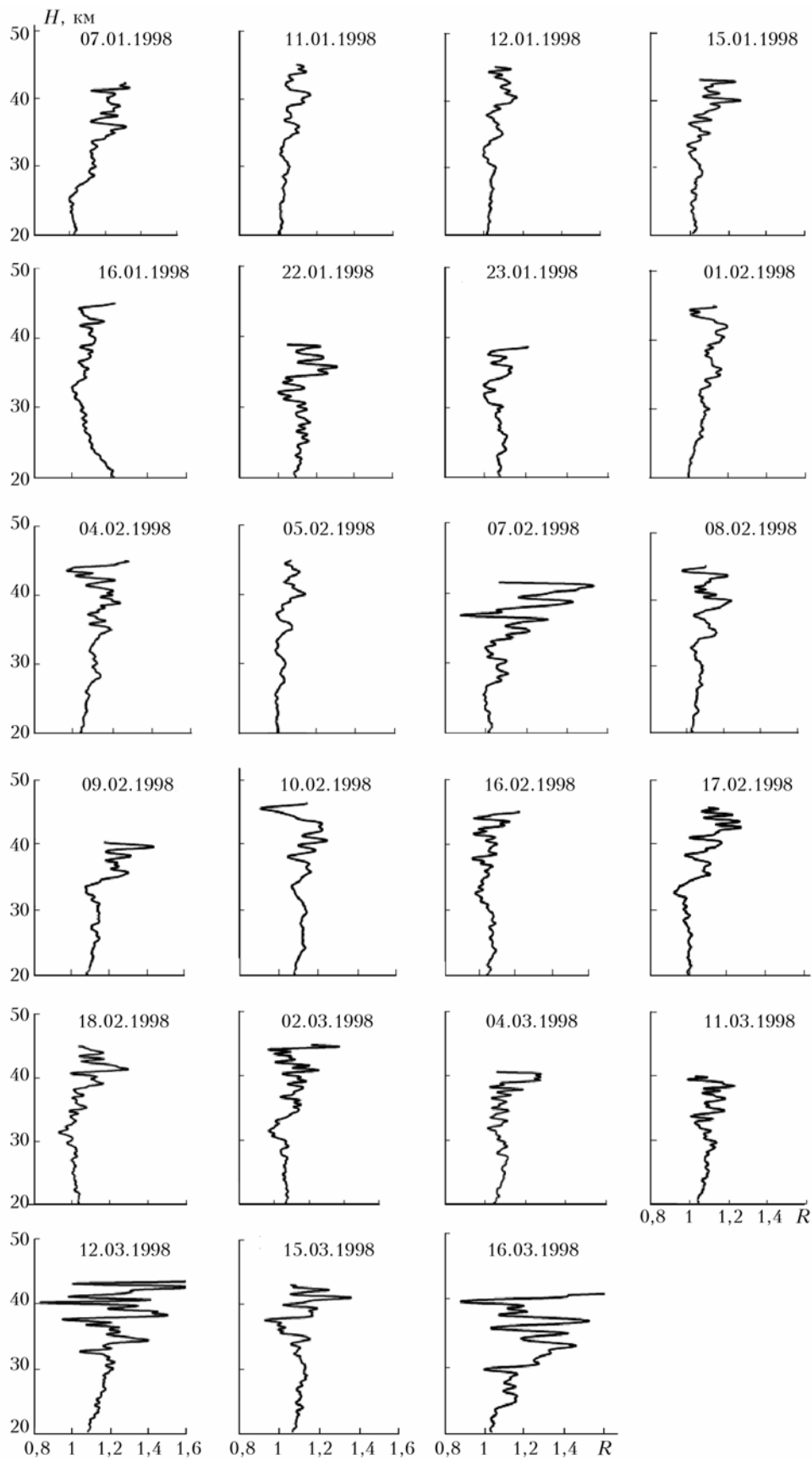


Рис. 1. Профили аэрозольного отношения рассеяния R , полученные на лидарной станции в Томске в январе–марте 1998 г. [2]

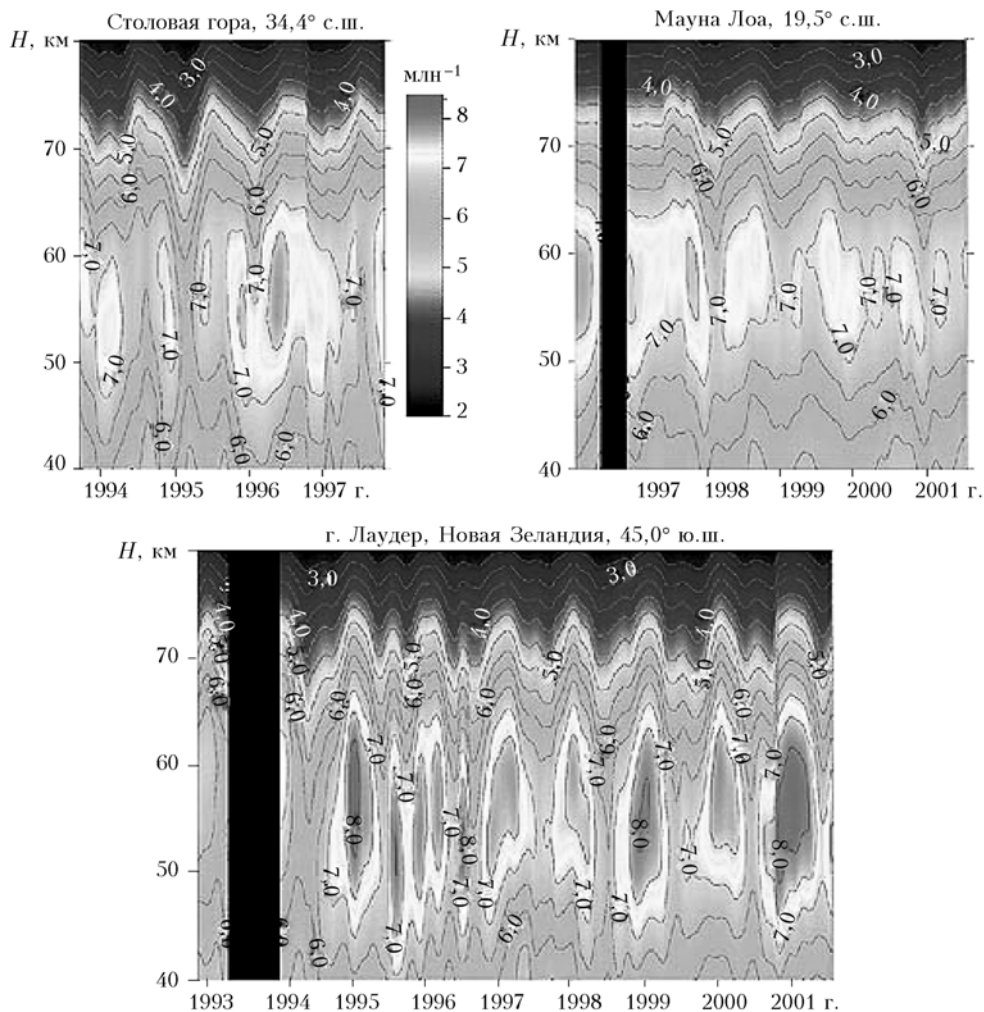


Рис. 2. Содержание водяного пара в стратосфере по данным спектрометрических измерений [4]

Эти наблюдения, так же как и полученные над Томском аэрозольные профили, свидетельствуют о том, что на средних широтах в области стратоспаузы могут наблюдаться слои с повышенными значениями коэффициента аэрозольного рассеяния. Рассмотрению возможных причин их образования и посвящена данная статья.

О роли воды в верхней стратосфере и мезосфере

Напомним особенности нижней части слоя **D** ионосферы, приведенные в работе [3]. По данным [3] основными положительно заряженными компонентами на высоте 50 км и выше, примерно до 70 км, являются кластерные ионы, протон-гидратные комплексы $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_3$ и $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_4$ с примерно равным содержанием порядка 10^3 см^{-3} . Модельные расчеты показали, что разумные изменения температуры в области мезосферы слабо сказываются на концентрации ионов, тогда как уменьшение содержания воды может значительно (в несколько раз), уменьшить содержание комплекса $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_3$ и на порядок уменьшить содержание $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_4$. Там же

отмечается, что в фотохимических реакциях выше 50 км суммарная скорость потерь молекул воды больше скорости образования их в других реакциях, все реакции идут с недостатком воды и значение концентрации ионов на всех высотах определяется преимущественно процессами переноса ее паров из нижних слоев.

Оценим содержание воды в области стратоспаузы (таблица).

Данные температуры и давления атмосферы посчитаны по модели MSIS-2000. Содержание паров воды (столбец 4) для высот 40–80 км получено аппроксимацией данных рис. 2 (Новая Зеландия) для января–февраля 2001 г. Для высот 20–35 км содержание воды взято равным $4,2 \text{ млн}^{-1}$, в соответствии с данными Мاستенбука [7], получившего по результатам большой серии наблюдений 1964–1973 гг. для отношения смеси водяного пара $2,6 \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$ в области высот от 16 до 28 км [8]. Давление насыщенных паров воды надо льдом E вычислялось по формуле Магнуса

$$E = E_0 \cdot 10^{9,5t/(265+t)},$$

где t – температура по шкале Цельсия; $E_0 = 6,1078 \text{ мбар}$ [9].

Значения температуры T , давления P , количества молекул воды и содержания паров воды $\lg e$ в интервале высот 20–80 км для зимних условий

H , км	T , К	P , мбар	q , млн ⁻¹	$\lg e$, мбар	E , мбар	P/E	e/E
1	2	3	4	5	6	7	8
20	221,48	5,32E+01	4,2	2,23E-04	2,88E-02	1848,67	7,76E-03
25	225,23	2,49E+01	4,2	1,05E-04	4,62E-02	538,57	2,26E-03
30	229,55	1,18E+01	4,2	4,97E-05	7,83E-02	151,11	6,35E-04
35	234,68	5,70E+00	4,2	2,39E-05	1,43E-01	39,98	1,68E-04
40	248,43	2,83E+00	5,5	1,56E-05	6,27E-01	4,51	2,48E-05
45	259,25	1,46E+00	6,8	9,94E-06	1,79E+00	0,81	5,54E-06
50	254,00	7,61E-01	8	6,09E-06	1,09E+00	0,70	5,59E-06
55	241,90	3,87E-01	8,5	3,29E-06	3,17E-01	1,22	1,04E-05
60	233,56	1,91E-01	8	1,53E-06	1,25E-01	1,52	1,22E-05
65	228,50	9,22E-02	6,8	6,27E-07	6,90E-02	1,34	9,09E-06
70	224,47	4,40E-02	5,5	2,42E-07	4,20E-02	1,05	5,75E-06
75	219,31	2,06E-02	4,2	8,66E-08	2,17E-02	0,95	3,99E-06
80	211,23	9,49E-03	3	2,85E-08	7,19E-03	1,32	3,96E-06
85	202,30	4,23E-03	3	1,27E-08	1,91E-03	2,21	6,64E-06

Полученное очень низкое значение относительной влажности стратосферы, равное 0,7% для высоты 20 км, согласуется с оценками Хргиана, приводящего для области высот 16–20 км значение 0,6–0,3%.

Аналогичные расчеты были выполнены для лета и зимы (рис. 3: *a* — для лета, *b* — для зимы; *в* — модель Макклатчи [10] для сравнения).

Из рис. 3 видно, что, несмотря на повышенную удельную влажность в области стратопазузы (см. рис. 2), давление паров воды во всей области высот 20–80 км не достигает и тысячной доли миллибара. В области высот 40–60 км летом конденсация воды в условиях, определяемых моделями стандартной атмосферы, вообще не представляется возможной, поскольку необходимое давление паров воды превышает общее давление атмосферы. Обычным является недостаток 2–5 порядков фактического содержания воды по отношению к давлению

насыщенных паров, но наблюдающиеся иногда перламутровые облака в верхней стратосфере и серебристые в мезосфере свидетельствуют о том, что удельная влажность там бывает значительно выше.

Связь образования аэрозольных слоев в верхней стратосфере с явлениями в ионосфере

По данным лидарной станции в Томске аэрозольные слои наблюдаются на высотах 40–45 км в период с января по март. Для выяснения возможных причин образования водных аэрозолей на этой высоте нами была проведена оценка состояния слоя **D** ионосферы по имеющимся ионосферным данным. Доступным для анализа параметром, характеризующим состояние слоя **D**, является f_{\min} — минимальная частота, на которой появляется след слоев **E** или **F**.

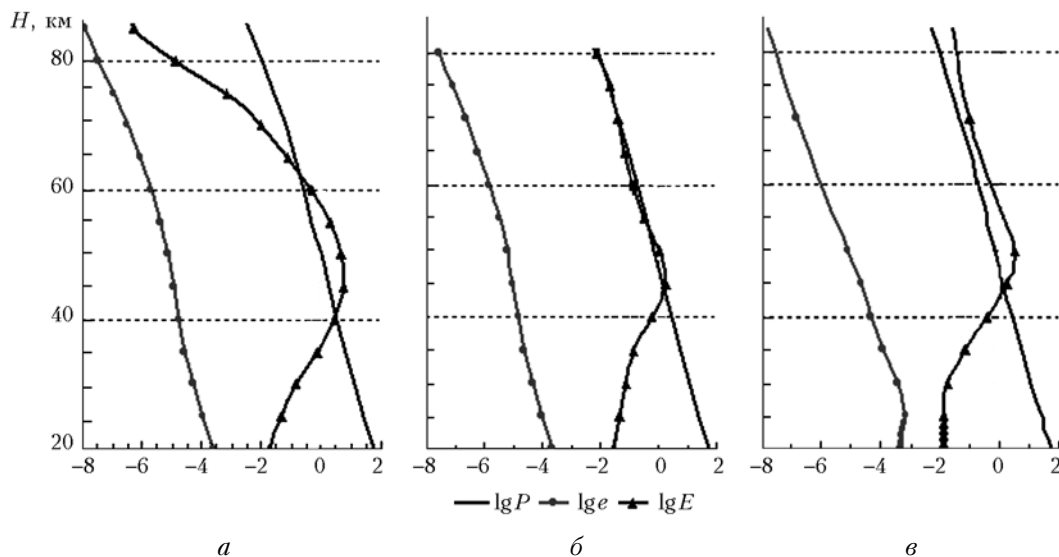


Рис. 3. Содержание воды e (мбар), давление насыщенных паров воды над льдом E и давление атмосферы P на высотах 20–80 км

Для анализа f_{\min} использовались наиболее полно представленные данные, полученные расположенной в 250 км от Томска ст. Ключи (Новосибирск). На рис. 4 приведен суточный ход параметра f_{\min} за январь, февраль и март 1998 г., усредненный за весь период. Видно, что его обычное ночное значение для зимы в 1998 г. составило 1 МГц. Дневные значения в обычные зимние дни немного выше: 1,2–1,4 МГц. Максимальное среднее значение 1,5 МГц в районе 7–9 ч мирового времени UT объясняется статистическим вкладом дней с аномальным поведением этого параметра. Также на рис. 4 показан суточный ход параметра f_{\min} за 21–23 января с аномальным повышением над средним на 2 ч и более, иногда на величину, превышающую 0,5 МГц.

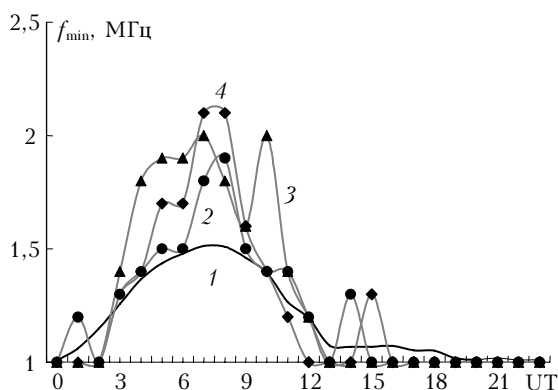


Рис. 4. Средний за январь, февраль, март 1998 г. суточный ход f_{\min} (кривая 1) в сравнении с суточным ходом в дни с аномальным поведением (кривая 2 — 21, 3 — 22, 4 — 23 января 1998 г.)

На рис. 5 представлен ход параметра f_{\min} , усредненного за ночные часы, совпадающие примерно со временем лидарных наблюдений (21.00–02:00 местного времени) с января по конец марта, на рис. 6 приведены те же данные, но параметр f_{\min} усреднен за сутки. Жирной линией выделено время проведения наблюдений аэрозольных слоев, представленных на рис. 1.

Выбор такого ночного интервала обусловлен разницей в продолжительности светового дня в январе и марте и практикой проведения лидарных наблюдений. Время накопления данных для каждого профиля составляло несколько часов. Прямая линия на рис. 5 — среднее за сезон значение, дополнительно усредненное за эти же часы местного времени. Непосредственно из рис. 5 видно, что появление аэрозольных слоев в подавляющем большинстве случаев сопровождается повышенным средним ночным значением f_{\min} и, следовательно, увеличением концентрации плазмы в слое D. В дни с несущественными ночными превышениями над средним значением, например 21–23 января, наблюдаются большие дневные превышения, что видно из рис. 4, 6.

Коэффициент корреляции для наблюдений в январе–марте 1998 г. в Томске и Ключах между средними в интервале высот 35–45 км значениями

плотности аэрозоля (отношения рассеяния R) и средними значениями f_{\min} за эти дни составил 0,83 для ночных значений и 0,61 для среднесуточных.

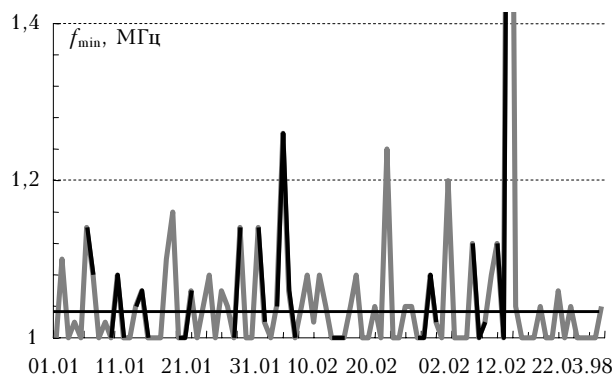


Рис. 5. Средний за ночные часы ход f_{\min} за январь–март 1998 г.

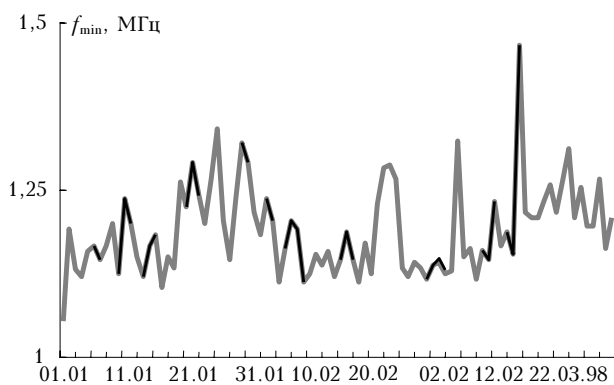


Рис. 6. Среднесуточный ход параметра f_{\min} за январь–март 1998 г. по данным ст. Ключи

Анализ результатов наблюдений, полученных с января по март 1996–2000 гг. на ст. Ключи и Томска, позволяет предположить, что появление аэрозольных слоев практически всегда сопровождается аномальным дневным или ночным поведением f_{\min} , характеризующим поглощение в слое D.

Зимнее аномальное поглощение в ионосфере

Зимняя аномалия в области D ионосферы была исследована в рамках посвященной ей Международной комплексной программы в 1975–1976 гг., а также независимыми исследователями. Она имеет следующие основные характерные особенности.

— Зимняя аномалия — явление, приводящее к повышенному поглощению радиоволн. Оно наблюдается обычно с ноября по март в области широт от 30 до 60° как в Северном, так и в Южном полушариях. Продолжительность явления от двух до шести дней.

— Зимняя аномалия имеет место на пространственных масштабах порядка 1000–2000 км и часто сопровождается стратосферными потеплениями.

— Область, ответственная за аномальное поглощение радиоволн, расположена в интервале вы-

сот 80–100 км. Она была выявлена в том числе и прямыми ракетными измерениями и обусловлена повышенной концентрацией NO^+ и электронов. Увеличение концентрации плазмы может составлять порядок величины.

– В дни зимней аномалии наблюдается существенное повышение турбулентности отдельных областей мезосферы и нижней термосферы. Во время высокого поглощения наблюдаются сильные ветровые сдвиги в области мезопаузы.

Исследования связи электронной концентрации с температурой показали, что в дни аномального поглощения температурный профиль резко отличается от профиля обычных дней. В интервале высот 70–85 км наблюдаются инверсия температуры и образование здесь второго «теплого слоя», аналогичного слою стратосферы. В области высот 55–70 км температура может быть на 50°C ниже, а в области высот 80–100 км значительно (на $80\text{--}100^\circ$) выше [11], чем в обычные дни. На рис. 7 [3] приведены модельный профиль (кривая 3) и профили для дней аномального поглощения 4 января (кривая 1) и 21 января 1976 г. (кривая 2).

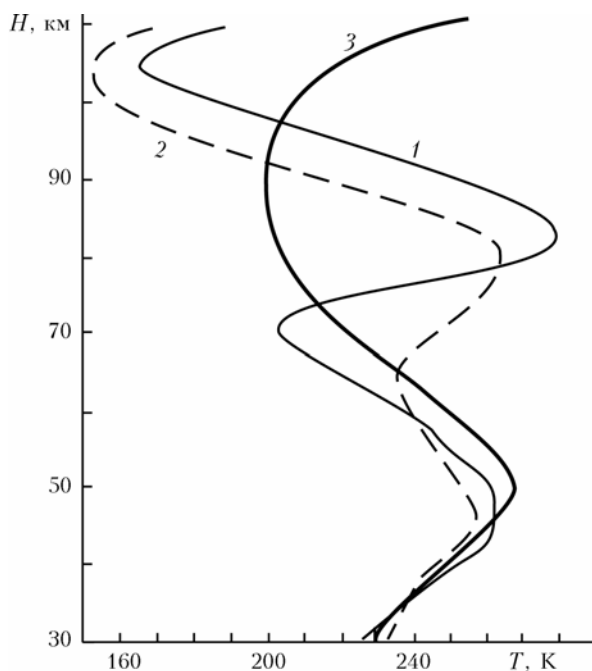


Рис. 7. Средний профиль температуры для дней аномального поглощения (1, 2) и модельный профиль (3)

Анализ данных температуры за аномальные дни показал, что имеет место сильная изменчивость профилей не только ото дня ко дню, но и в течение суток. В обзоре [14] отмечается, что по результатам измерений для дней аномального поглощения обнаружена большая изменчивость профилей проводимости в области высот ниже 60 км и значительные, с увеличением на порядок и более, изменения концентрации ионов в области стратосферы.

В работе [3] моделировался ионосферный слой **D**, ответственный за аномальное поглощение. Было показано, что одно лишь изменение температуры

вызывает незначительное повышение электронной концентрации в верхней части области **D** и в узком интервале высот. В работе [13] представлены модельные исследования влияния коэффициента турбулентной диффузии на распределение концентрации в слое **D**. Главный вывод этой работы — основными факторами, определяющими аномалию в слое **D**, являются изменение условий переноса и повышение турбулентности. Способствующим фактором является повышение температуры. Учет этих факторов позволил авторам работы [3] вполне однозначно воспроизвести на модели все особенности явления аномального поглощения, известные из многочисленных экспериментов.

Эти же факторы — повышение турбулентности и изменение температурного профиля — будут способствовать и образованию аэрозолей в области стратосферы. Повышение турбулентности вызывает усиление притока воды из нижних слоев в область стратосферы. Значительное понижение температуры в этой области способствует конденсации воды и образованию водных аэрозолей.

Модельное исследование возможности образования условий для конденсации воды в области наблюдения аэрозолей проводилось с использованием профилей давления и влажности атмосферы, представленных в таблице. Модельный температурный профиль изменялся в соответствии с экспериментальными данными для дней аномального поглощения. В области 55–60 км температура снижалась по сравнению с модельными данными на 50° , на высоте 40 км температура выбрана равной -40° , в области 85 км выбрано значение около 0°C . Остальные точки построены из соображений гладкого хода кривой.

Для оценки роста содержания паров воды использовались данные работы [15] об увеличении концентрации положительных ионов в области стратосферы в аномальные дни на 2 порядка (рис. 8).

В соответствии с результатами модельных расчетов с «влажной» и «сухой» мезосферой [3], чтобы повысить на порядок концентрацию плазмы в области мезосферы, необходимо увеличить содержание воды в 20 раз. По данным рис. 8,а в дни аномального поглощения рост концентрации ионов в области стратосферы составляет 2 порядка и соответственно содержание воды увеличивается примерно в 400 раз.

На рис. 8,б представлены результаты модельного эксперимента. В соответствии с рис. 8,а [15], в области высот 40–60 км удельное содержание воды увеличено в 400 раз, т.е. на 2,5 порядка. В области высот ниже 40 и выше 80 км удельное содержание воды оставлено без изменений. Давление насыщенных паров воды $\lg E$ вычислено по температурному профилю для дней аномального поглощения. Из рис. 8 видно, что в дни аномального зимнего поглощения радиоволн над стратосферой могут создаваться условия для конденсации воды и образования водных аэрозолей. Стратосфера при этом может смещаться до высот около 40 км.

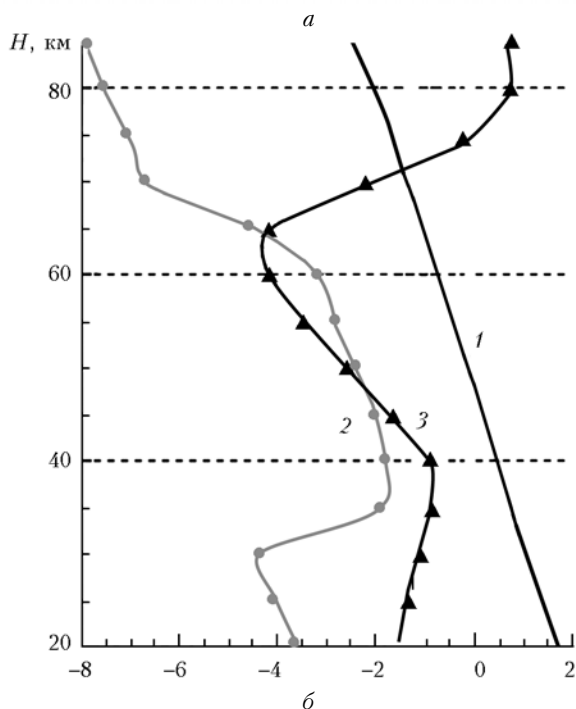
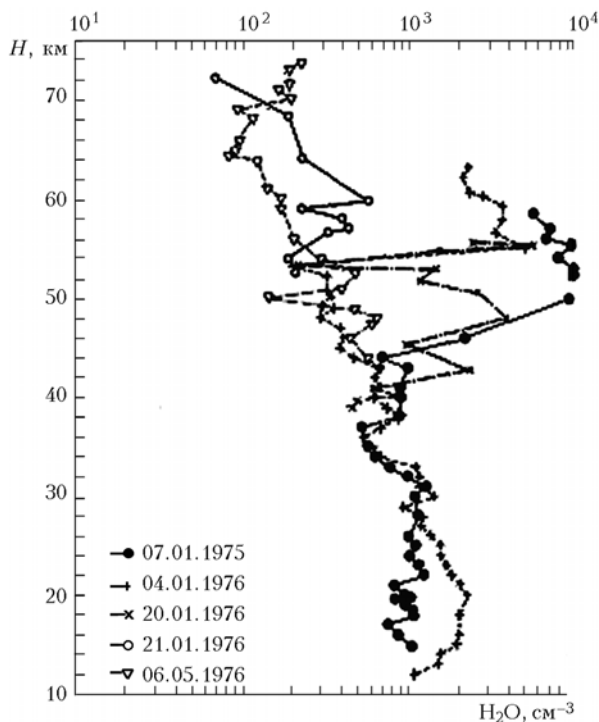


Рис. 8. Содержание положительных ионов (а) и воды (б) в области стратопauзы для дней аномального поглощения в ионосфере (1 – $\lg P$; 2 – $\lg e$; 3 – $\lg E$)

Связь образования аэрозольных слоев в верхней стратосфере с геомагнитной активностью

В обзоре [13] отмечается, что явление аномального поглощения радиоволн развивается ярче в годы высокой солнечной и магнитной активности,

т.е. имеется корреляция в масштабах 11-летнего солнечного цикла. Но подчеркивается, что по многочисленным проверкам короткопериодные корреляции между величиной поглощения радиоволн L и индексами геомагнитной и солнечной активности отсутствуют. Несколько иной результат получен в работе [1], где на основе корреляции плотности аэрозоля с индексом геомагнитной активности K_p было обнаружено опускание аэрозольных слоев со скоростью 5 км/сут. В дальнейшем проведенный нами по той же методике корреляционный анализ за период 1996–2000 гг. этот результат не подтверждает, так же как и данные рис. 8. По графику давления насыщенных паров E видно, что теплая стратопauза в дни аномального поглощения находится в области высот 40 км, под слоем аэрозоля. Опускающийся аэрозоль будет испаряться. Таким образом, остается достоверным только факт наличия значимой корреляции плотности аэрозоля на высоте 40–45 км со среднесуточным индексом геомагнитной активности K_p в день наблюдения слоев для двух из шести анализировавшихся месячных наборов данных. Насколько он неслучаен, ответить сложно, учитывая небольшой объем выборки, определяемой количеством дней в месяце, пригодных для наблюдений по погодным условиям.

Остается непонятным и механизм такого влияния. Например, проведенные нами оценки необходимого для начала конденсации поступления воды сверху, за счет усиления атмосферного тока в период магнитосферных возмущений, носителями которого на высоте 50 км являются протон-гидратные комплексы $H^+(H_2O)_3$ и $H^+(H_2O)_4$, показывают, что необходимое усиление тока должно составлять 7–8 порядков величины по отношению к общепринятому значению, равному $2 \cdot 10^{-12} \text{ A/m}^2$, что не представляется реальным.

Перенос воды, NO и других продуктов полярных сияний в сторону экватора во время геомагнитных возмущений наблюдается в существенно более высоких слоях, в нижней термосфере, и механизм воздействия их на состояние стратосферы должен быть хорошо аргументирован, с учетом экспоненциально возрастающей вниз плотности атмосферы. В любом случае аргументация связи с геомагнитной активностью, сводящаяся к появлению дополнительной ионизации и дополнительных центров конденсации, должна быть подкреплена конкретным механизмом образования аэрозолей. В условиях недостатка воды единственным следствием появления дополнительной ионизации может стать ее быстрая последующая рекомбинация.

Поступление воды снизу, за счет повышения турбулентности, сопровождающей явление аномального поглощения в ионосфере, также требует своей количественной оценки. В связи с очень низким содержанием воды в стратосфере причину образования водных аэрозолей, особенно на начальной стадии, нужно искать, вероятно, не в прямом повышении влажности до достижения точки росы, а в фотохимии и укрупнении ионов связок по реакции $H^+(H_2O)_n + H_2O + M \rightarrow M + H^+(H_2O)_{n+1}$ или в аналогичных реакциях.

Заключение

Показано, что все рассмотренные нами случаи наблюдения аэрозольных слоев в области стратосферы сопровождаются увеличением стандартного ионосферного параметра f_{\min} — минимальной частоты отражения зондирующего радиоимпульса от слоев **E** или **F** и, следовательно, повышением поглощения в слое **D** ионосферы. Приведенные в работе оценки и экспериментальные данные позволяют также сделать вывод о том, что понижение температуры в области стратосферы и увеличение содержания воды за счет процессов переноса, характерные для явления аномального зимнего поглощения радиоволн в ионосфере, могут приводить к образованию слоев аэрозолей в области высот 45–60 км. Наиболее благоприятные условия для образования водных аэрозолей возникают над стратосферой, которая в дни аномального поглощения радиоволн в ионосфере может опускаться до высот 40 км.

Авторы выражают благодарность профессору ИСЗФ СО РАН Е.А. Пономареву за поддержку и полезные замечания при обсуждении данной работы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 07-05-00734а и государственного контракта № 02.518.11.7075.

1. *Марицев В.Н., Богданов В.В., Живетьев И.В., Шевцов Б.М.* Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере // Геомагнетизм и аэрномия. 2004. Т. 44. № 6. С. 841–848.
2. *Бычков В.В., Марицев В.Н., Матвиенко С.Г., Шевцов Б.М.* О механизмах образования аэрозольных слоев в стратосфере // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 12. С. 1083–1087.
3. *Кошелев В.В., Климов Н.Н., Сутырин Н.А.* Аэрномия мезосферы и нижней термосферы. М.: Наука, 1983. 183 с.

4. *Nedoluha G.E., Bevilacqua R.M., Gomez R.M., Hicks B.C.* WVMS: Measuring Water Vapor in the Middle Atmosphere. <http://www.nrl.navy.mil/content.php?P=02REVIEW97>
5. *Кочев А.А., Смирных Л.Н., Тютин А.А.* Прямые одновременные измерения концентрации ионов, электрической проводимости и вертикальной составляющей напряженности электрического поля атмосферы на высотах 0–85 км // Космич. исслед. 1976. Т. 14. Вып. 1. С. 148–151.
6. *Maynard N.C., Grockey C.L., Mitchell J.D., Hale L.C.* Measurement of voltmeter vertical electric fields in the middle atmosphere // J. Geophys. Res. Lett. 1981. V. 8. P. 923–926.
7. *Mastenbrook H.J.* Stratospheric water vapor and distribution and variability // Proc. Int. Conf. Struct. gen. Circ. of upper atmosphere. Melbourne, 1974. P. 233–238.
8. *Хриган А.Х.* Физика атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1978. Т. 2. 320 с.
9. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 649 с.
10. *McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Woz F.E., Garing J.S.* Optical properties of the atmosphere. (Revised). — AFCRL-7102-79. 10 May 1971. Environ. research papers. № 354.
11. *Offerman D., Curtis P., Cisneros J.M.* Atmospheric temperature structure during the Western European Anomaly Campaign 1975/1976 // J. Atmos. and Terr. Phys. 1979. V. 41. N 10/11. P. 1051–1062.
12. *COSPAR International Reference Atmosphere.* Berlin: Akad.-Verl., 1972. P. 450.
13. *Кошелев В.В., Федченко С.Г.* Ионная структура и явление зимней аномалии в области D ионосферы // Геомагнетизм и аэрномия. 1978. Т. 18. № 2. С. 356–358.
14. *Данилов А.Д., Ледомская С.Ю.* Зимняя аномалия области D — аэрномический и метеорологический аспекты // Геомагнетизм и аэрномия. 1979. Т. 19. № 6. С. 961–980.
15. *Widdel H.J.* Results of conductivity, ion mobility and ionconcentration // J. Atmos. and Terr. Phys. 1979. V. 41. N 10/11. P. 1141–1147.

V.V. Vyckov, V.N. Marichev. Formation of water aerosols in the upper stratosphere during periods of winter anomaly absorption of radiowaves in ionosphere.

The results of lidar observations obtained at the Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, in January–March, 1996–2000 are presented. The data on the presence of water and its role in stratopause are discussed. It is shown that in usual conditions, determined by the standard atmosphere models, the water content at the altitudes more than 40 km is not enough for the beginning of condensation due to low general atmosphere density. The time correlation between formation of layers with increased aerosol scattering coefficient and increased absorption in lower ionosphere is obtained. It is shown that physical processes, accompanying the phenomenon of anomalous winter absorption of radio wave in lower ionosphere, such as turbulence increase in upper stratosphere and mesosphere, lead to decrease of temperature in stratopause and may lead to increase of water content and water aerosol formation in this zone.