

Секция «Геофизические поля и их взаимодействие»

**ФОРМИРОВАНИЕ АЭРОЗОЛЕЙ В ВЕРХНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ
В ПЕРИОДЫ ЗИМНЕГО АНОМАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ РАДИОВОЛН В
ИОНОСФЕРЕ**

**AEROSOL FORMATION IN UPPER STRATOSPHERE AT THE PERIOD OF
WINTER ANOMALOUS ABSORPTION OF RADIO WAVE IN IONOSPHERE**

В.В. Бычков¹, В.Н. Маричев², А.В. Шумейко¹

¹*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

²*Институт оптики атмосферы СО РАН*

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

Введение. В работе [Маричев и др., 2004] анализировались данные лидарных наблюдений, выполненных в марте 1988 и 1989 годов в г. Томске. По данным марта 1988 г. обнаружена корреляция плотности стратосферного аэрозоля на высоте 45 км со среднесуточным индексом геомагнитной активности Кр. В данных марта 1989 г. корреляции не обнаружены. Более широкий набор данных за январь - март с 1996 по 2000 годы анализировался в работе [Бычков и др., 2005]. 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 геомагнитной активности Кр, обнаружены только для данных января 1998 года. Для остальных месяцев значимые корреляции отсутствуют. Полученные в январе-марте 1998 года высотные профили отношения коэффициентов аэрозольного рассеяния к молекулярному приведены на рис. 1. В работе отмечено, что повышение содержания воды автоматически влечет за собой повышение уровня ионизации и центров конденсации за счет фотохимических реакций [Кошелев и др., 1983], и может приводить к образованию водных аэрозолей. Однако основной вопрос о том, по какой причине на стратосфере изменяется содержание воды, и связано ли это с повышением геомагнитной активности, остался без ответа.

Увеличенное удельное содержание воды в области стратосферы подтверждается данными экспериментальных наблюдений. Так в работе [Nedoluha et al.] приводятся данные спектральных измерений содержания воды в верхней стратосфере и мезосфере над Калифорнией, Новой Зеландией и над Гавайскими островами. Измерения проводились спектрометром WVMS (Water Vapor Millimeter-wave Spectrometer) на частоте 22 ГГц, позволяющем получать высотные профили воды в интервале 40-80 км.

В работе представлены данные за период от 4 до 9 лет по разным станциям с 1993 по 2001 годы. Во всех представленных профилях содержание воды на 40 км – 6 ppmv, на 80 км – 2-3 ppmv. По данным всех станций наблюдается сезонный ход содержания воды в области стратосферы. По данным среднеширотной станции Новой Зеландии (45S) каждый январь наблюдается рост удельного содержания воды до 7-8.5 ppmv. Зимние повышения содержания воды также наблюдаются, но не каждый год, и при меньшей концентрации.

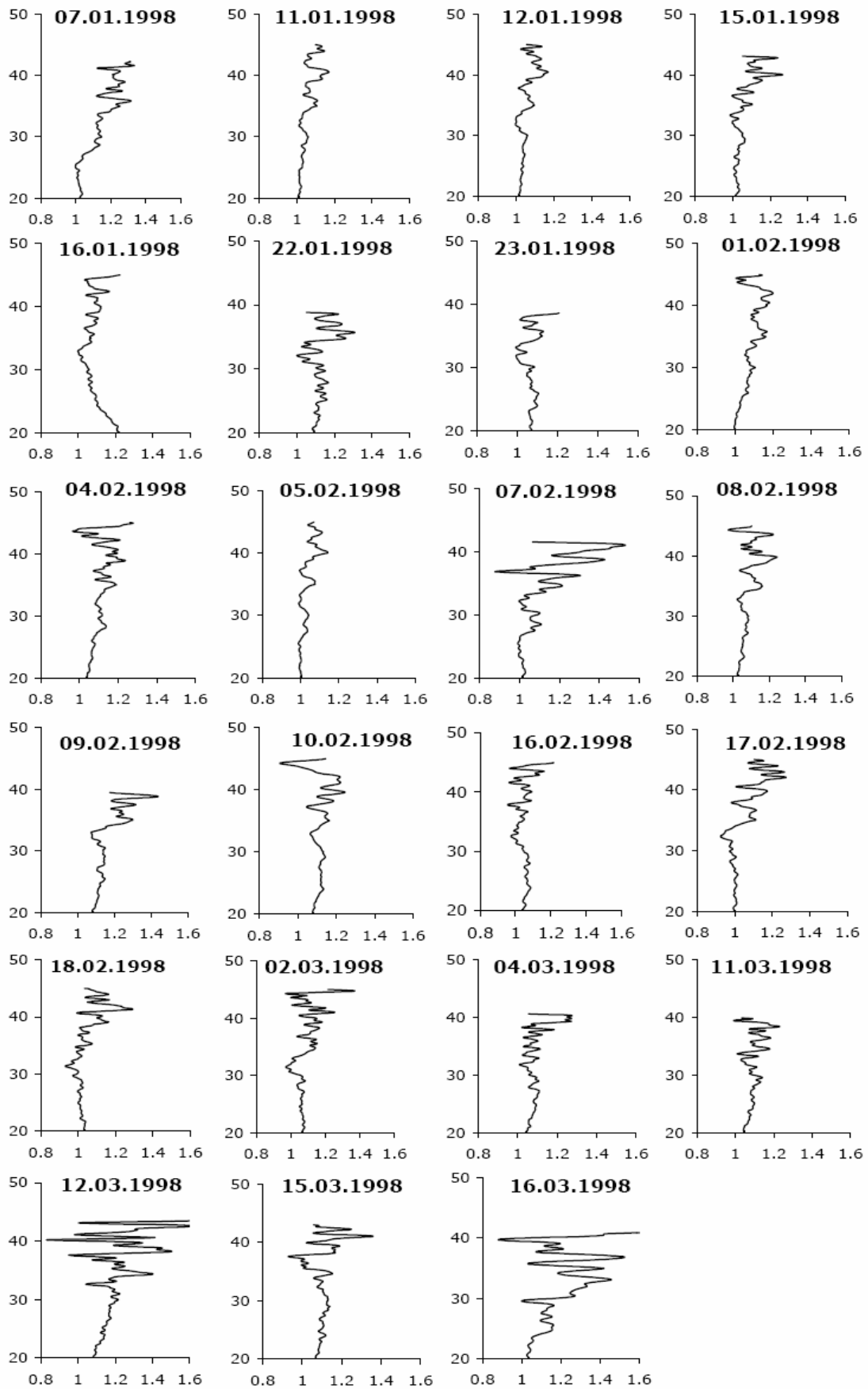


Рис 1. Отношения аэрозольного рассеяния к молекулярному, полученные на лидарной станции в Томске в январе-марте 1998 года. [Бычков и др., 2005]

Они выражены не так ярко, как летние, и охватывают меньший временной интервал, вероятно, около одного месяца. 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 два 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 [Кочеев и др., 1976] по измерению вертикального электрического поля в атмосфере на широте 50N в области высот 50-60 км обнаружено 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 [Maynard et al, 1981], аналогично разделению заряда в облаках.

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

О роли воды в верхней стратосфере и мезосфере. Напомним особенности нижней части слоя D ионосферы, приведенные в работе [Кошелев и др., 1983]. По данным этой работы основными положительно заряженными компонентами на высоте 50 км и выше, примерно до 70 км, являются кластерные ионы, протон-гидратные комплексы $H^+(H_2O)_3$ и $H^+(H_2O)_4$ с примерно равным содержанием порядка 10^3 см^{-3} . Модельными расчетами было показано, что разумные изменения температуры в области мезосферы слабо сказываются на концентрации ионов, тогда как уменьшение содержания воды может значительно, в разы, уменьшить содержание комплекса $H^+(H_2O)_3$ и на порядок уменьшить содержание $H^+(H_2O)_4$. 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 в значительной степени определяется процессами переноса ее паров из нижних слоев.

Возможность конденсации воды в области высот 20-80 км проиллюстрирована рис. 3а и 3б, для зимы и летних условий, на которых в логарифмической шкале отображены содержание паров воды, давление насыщенных паров и общее давление атмосферы. Для сравнения на рис. 3с представлены данные модели [McClatchey, 1971], содержащей данные о наличии воды.

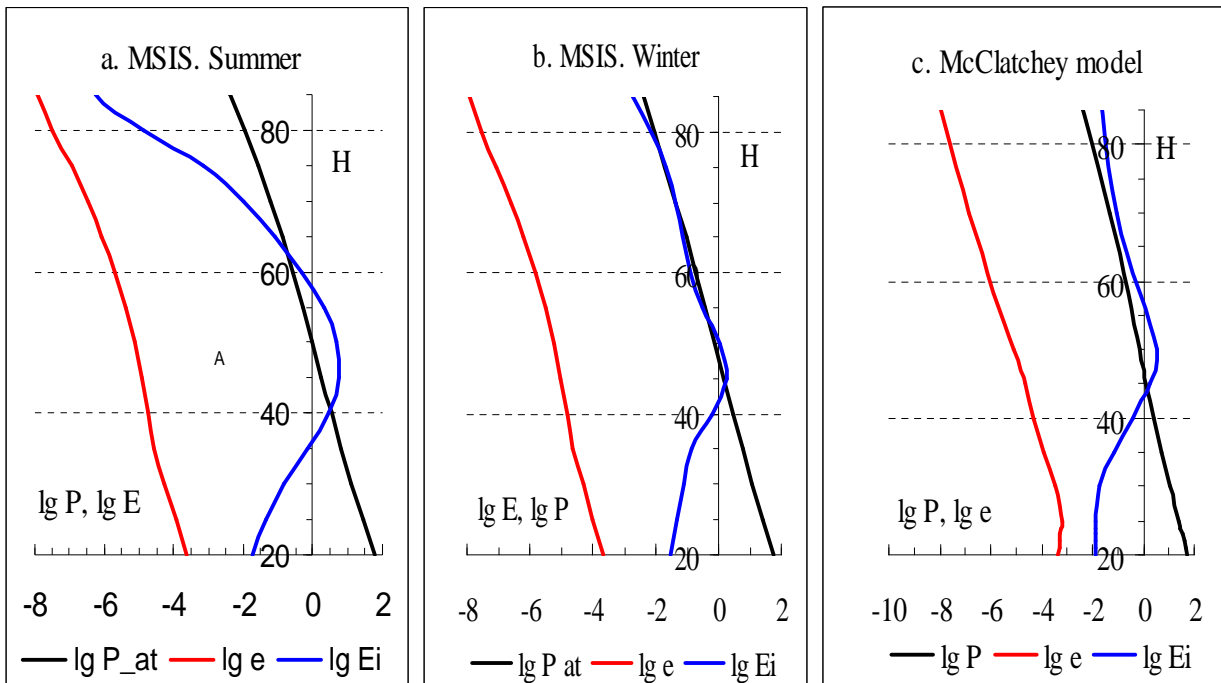


Рис.2. Содержание воды (мб), давление насыщенных паров воды надо льдом и давление атмосферы на высотах 20-80 км.

Данные температуры и давления атмосферы посчитаны по модели MSIS-2000. Содержание паров воды для высот 40-80 км получено аппроксимацией данных приведенных в работе [Nedoluha et al.], для января-февраля 2001 года. Для высот 20-35 км содержание воды взято равным 4.2 ppmv, в соответствии с данными Мастенбрука [Mastenbrook H.J., 1974], по результатам большой серии наблюдений 1964-1973 годов получившего для отношения смеси значение $2.6 \cdot 10^{-6}$ г/г в области высот от 16 до 28 км [Хргиан, 1978]. Давление насыщенных паров воды надо льдом E_i вычислялось по формуле Магнуса $E = E_0 \cdot 10^{(9.5 \cdot t / (265.5 + t))}$, где t – температура по шкале Цельсия, $E_0 = 6.1078$ мб. [Матвеев, 1976]. 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 %. Из рис. 3 видно, что несмотря на повышенную удельную влажность в области стратосферы, 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 в верхней стратосфере перламутровые облака, и серебристые в мезосфере, свидетельствуют о том, что относительная влажность там бывает значительно выше.

Связь с явлениями в ионосфере. 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 **fmin** – минимальная частота, на которой появляется след слоев E или F. Использовались наиболее полно представленные данные расположенной в 250 км от Томска ст. Ключи, Новосибирск.

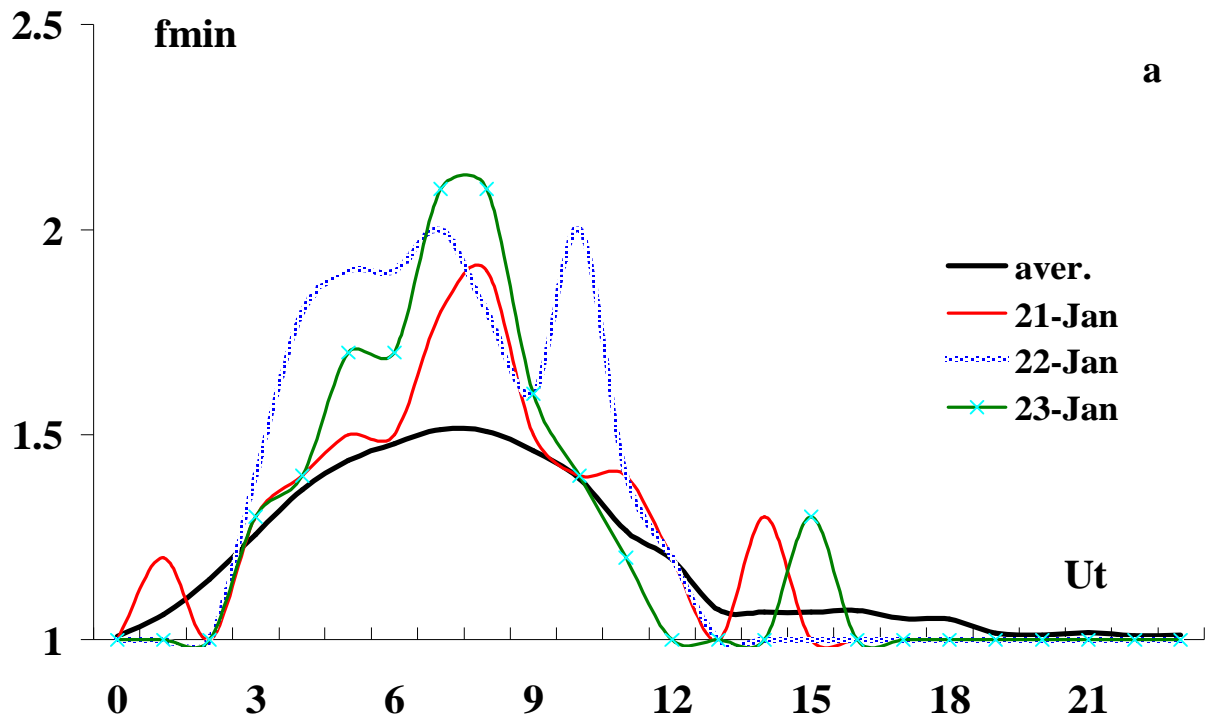


Рис.3. Средний ход значения f_{min} за январь, февраль, март 1998 года в сравнении с суточным ходом в дни с аномальным поведением.

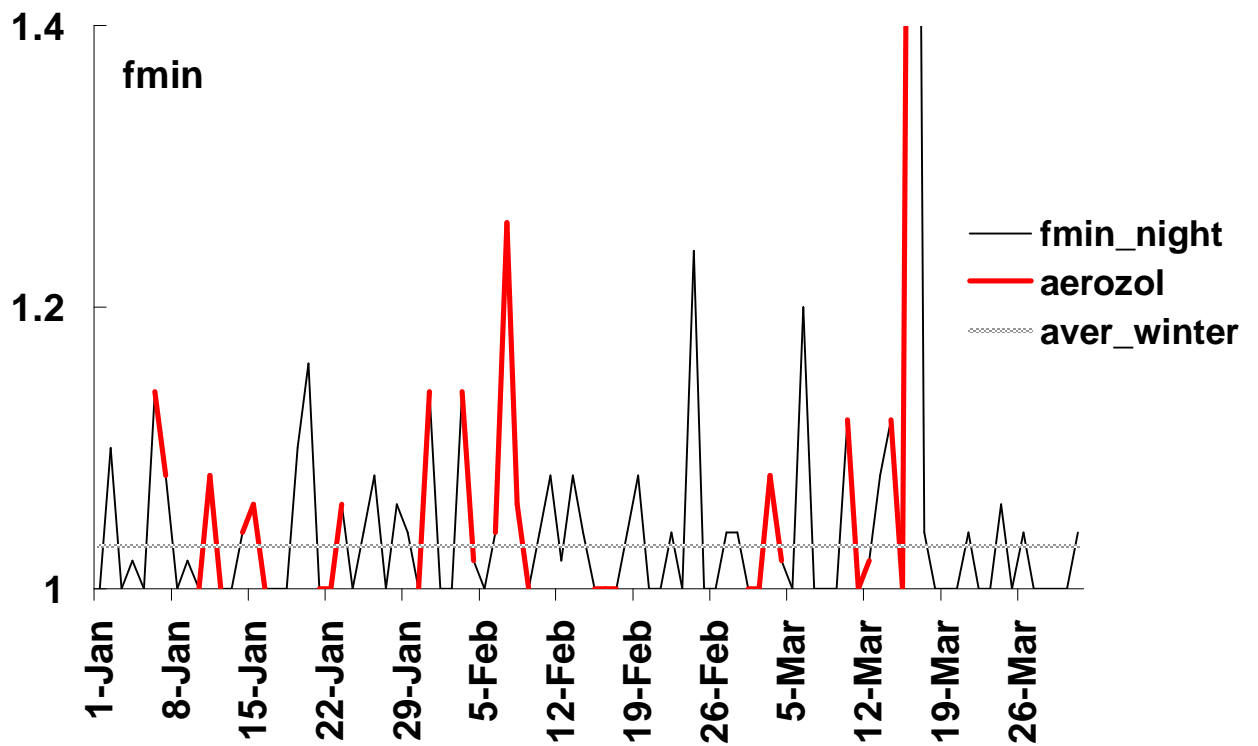


Рис.4. Средний за ночные часы ход f_{min} по данным ст. Ключи за январь-март 1998 года.

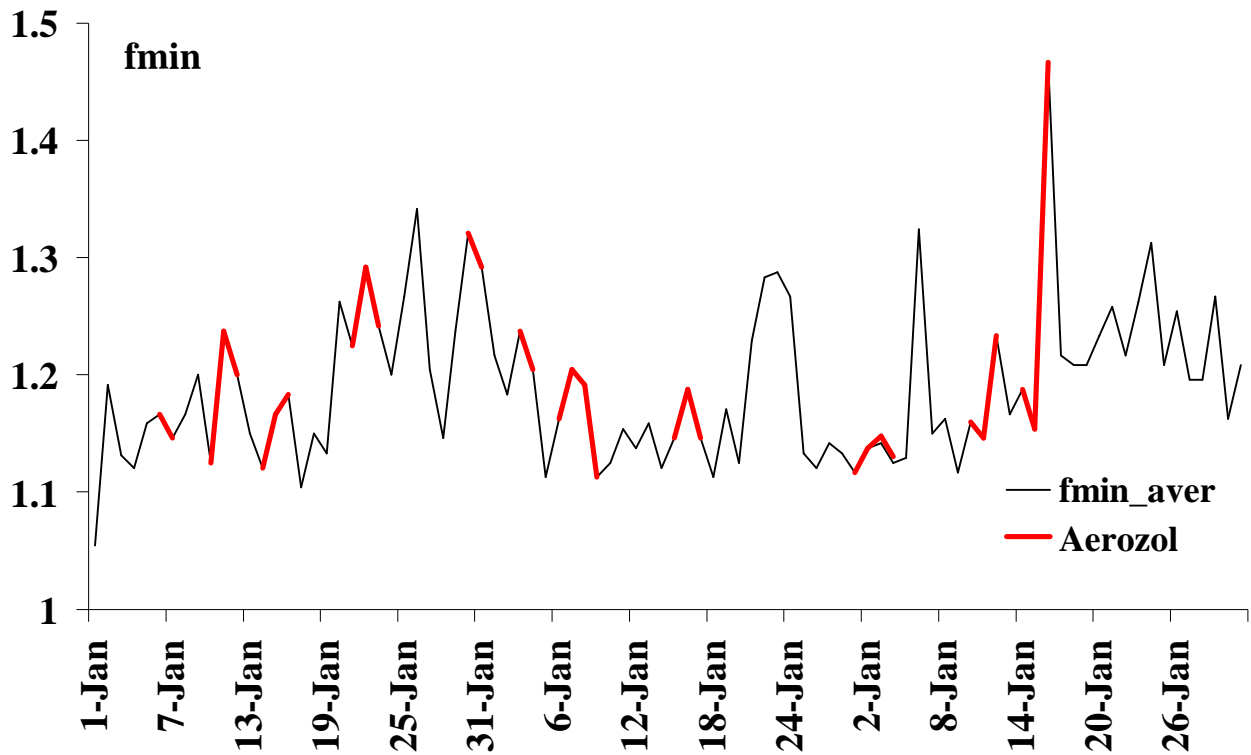


Рис.5. Среднесуточный ход стандартного ионосферного параметра f_{min} за январь-март 1998 года по данным ст. Ключи, Новосибирск.

На рис. 3 приведен суточный ход параметра f_{min} за январь, февраль и март 1998 года по данным станции Ключи, усредненный за весь период [<http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/index.jsp>]. Обычным ночным значением этого параметра для зимы в 1998 году было значение 1 МГц ночью и 1.2-1.4 МГц для дневных условий. Максимальное среднее значение 1.5 МГц в районе 7-9 Ut объясняется статистическим вкладом дней с аномальным поведением этого параметра. На этом же графике приведен суточный ход параметра f_{min} за 21-23 января с аномальным повышением над средним на срок от 2 до нескольких часов, иногда на величину превышающую 0.5 МГц.

На рис. 4 представлен ход параметра f_{min} , усредненного за ночные часы, совпадающие примерно со временем лидарных наблюдений (21.00 - 02.00Lt), за весь период наблюдений с января по конец марта, на рис. 5 представлены те же данные, но параметр f_{min} усреднен за сутки. Жирной линией на графике 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 рисунке – среднее за сезон значение, дополнительно усредненное за эти же часы Lt. 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. Несущественные ночные превышения над средним значением, например, 21-23 января объясняются большими дневными превышениями, что видно из рис. 3.

Расчет коэффициента корреляции для рядов данных всех 28 дней между средними в интервале высот 35-45 км значениями плотности аэрозоля (коэффициента R), и средними значениями f_{min} за эти дни, дал величину коэффициента корреляции $k=0.83$ для ночных значений f_{min} , и $k=0.61$ для среднесуточных. Анализ данных других месяцев с января по март 1996-2000 годов, в том числе и данных ионосферной станции г. Томска, позволяют предположить, что появление аэрозольных слоев 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 как в рамках посвященной ей международной комплексной программы в 1975-1976 году, так и независимыми исследователями. Основные характерные особенности зимней аномалии следующие:

- зимняя аномалия – явление, приводящее к повышенному поглощению радиоволн, наблюдающееся обычно с ноября по март в области широт от 30 до 60 градусов, как в Северном, так и в Южном полушарии. 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 высот 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 сильное 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 наблюдается инверсия температуры и образование здесь второго “теплого слоя”, аналогичного слою стратопаузы. В области высот 55-70 км температура может быть на 50 градусов ниже, а в области высот 80-100 км, значительно, на 80-100 градусов выше [Offerman D. et al., 1979], чем в обычные дни. 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 [Данилов, 1979] 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 стратопаузы.

В работе [Кошелев и др., 1983] 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 [Кошелев, 1978] проведены модельные исследования влияния коэффициента турбулентной диффузии на распределение концентрации в слое D. Главный вывод этой работы – основным фактором, определяющим аномалию в слое D, является изменение условий переноса, повышение турбулентности. Способствующим фактором является повышение температуры. Учет этих факторов позволил авторам работы [Кошелев и др., 1983] вполне однозначно воспроизвести на модели все особенности явления, известные из многочисленных экспериментов.

Эти же факторы – повышение турбулентности и изменение температурного профиля будут способствовать и образованию аэрозолей в области стратопаузы. Повышение турбулентности, часто сопровождающееся стратосферными потеплениями, вызывает усиление притока воды из нижних слоев в область стратопаузы. 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 данных по плотности и влажности атмосферы, представленных на рис. 2. Модельный температурный профиль изменялся в соответствии с экспериментальными данными, для дней аномального

поглощения. В области 55-60 км температура занижалась по сравнению с модельными данными на 50 градусов, на высоте 40 км температура выбрана равной -40°C , в области 85 км выбрано значение около 0°C . Остальные точки построены из соображений гладкого хода кривой.

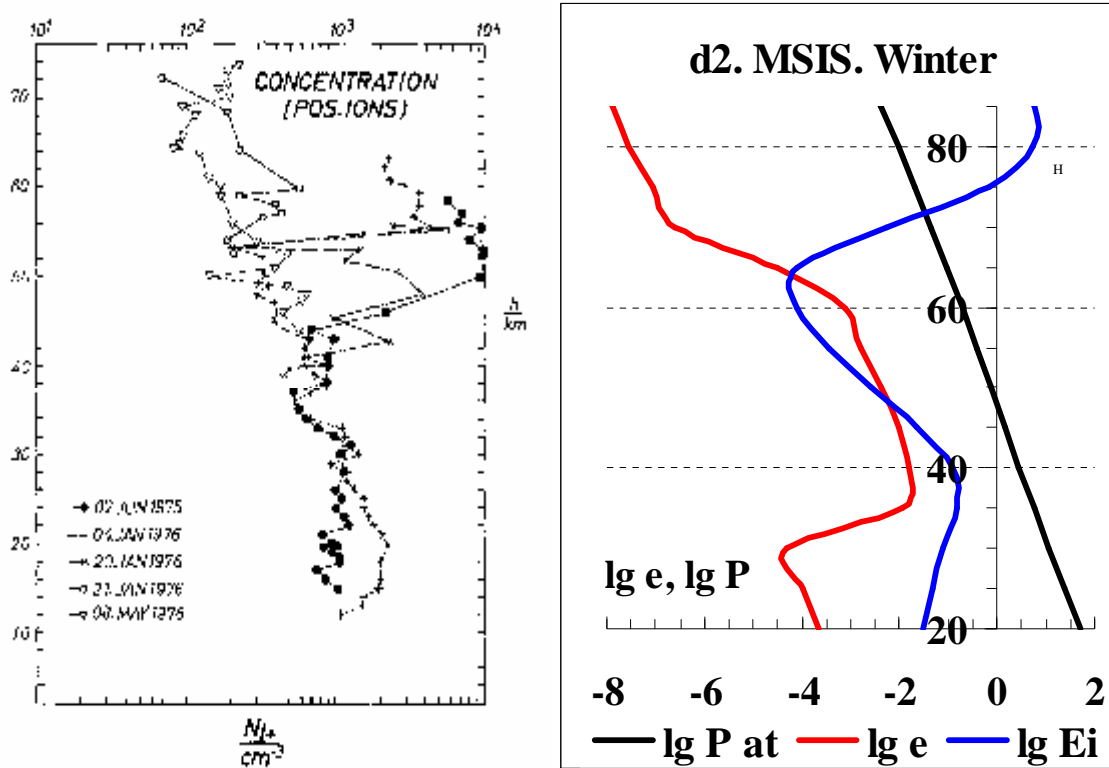


Рис.6. Содержание положительных ионов (а) и воды (б) в области стратосферы для дней аномального поглощения в ионосфере.

Для оценки увеличения содержания паров воды использовались данные работы [H.J Widdel et al, 1979] об увеличении концентрации положительных ионов в области стратосферы в аномальные дни на 2 порядка, приведенные на рис 6а. В соответствии с результатами модельных расчетов с “влажной” и “сухой” мезосферой [Кошелев и др.,1983], для увеличения на порядок концентрации плазмы в области мезосферы необходимо увеличить содержание воды в 20 раз. Следовательно, в дни аномального поглощения, изменение содержания воды может быть оценено увеличением в 400 раз.

На рис. 6 представлены результаты такого эксперимента. На профиле $\lg(e)$ увеличено удельное содержание воды на высотах 40-60 км на 2.5 порядка. Выше 60 км и ниже 40 км содержание воды оставлено без изменения. Профиль $\lg(E_i)$ вычислен по температурному профилю для дней аномального поглощения. Непосредственно из рисунка видно, что в дни аномального зимнего поглощения, над стратосферой могут создаваться условия для конденсации воды и образования водных аэрозолей. Стратосфера при этом может смещаться до высот около 40 км.

Заключение

Показано, что все рассмотренные нами случаи наблюдения аэрозольных слоев в области стратосферы сопровождаются увеличением стандартного ионосферного параметра f_{min} – минимальной частоты отражения зондирующего импульса 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 стратопазузой, которая в дни аномального поглощения радиоволн в ионосфере может опускаться до высоты 40 км.

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

Список литературы

1. Кочеев 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. // Космические исследования. 1976. Т.14, вып. 1. С. 148-151.
2. Кошелев В.В., Климов Н.Н., Сутырин Н.А. Аэрoномия мезосферы и нижней термосферы. – М.: Наука. 1983. – 183с.
3. Кошелев В.В., Федченко С.Г. Ионная структура и явление зимней аномалии в области D ионосферы. Геомагнетизм и аэрoномия. 1978. Т.18, №2. С. 356-358.
4. Хриган А. Х. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеoиздат, 1978 г., Т. 2. – 320 с.
5. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеoиздат.1978. – 649с.
6. Мари́чев В.Н., Богданов В.В., Живетьев И.В., Шевцов Б.М. Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере // Геомагнетизм и аэрoномия. 2004. Т. 44, № 6. С. 841-848.
7. Бычков В.В, Мари́чев В.Н., Матвиенко С.Г., Шевцов Б.М. О механизмах образования аэрозольных слоев в стратосфере. // Оптика атмосферы и океана. 2005. №12. С. 1083-1088/
8. Данилов А.Д., Ледомская С.Ю. Зимняя аномалия области D – аэрoномический и метеорологический аспекты. // Геомагнетизм и аэрoномия. 1979. №6. С 961-980.
9. Maynard N.C., Grockey C.L., Mitchell J.D., Hale L.C. Measurement of voltmeter vertical electric fields in the middle atmosphere //Geoph. Res. Lett. 1981. Vol. 8. P. 923-926
10. Mastenbrook H. J. Stratospheric water vapor and distribution and variability. – In: Proceed. Intern. Conf. Struct. gen. Circ. of upper atmosphere. Melbourne, 1974, p.233-238.
11. Offerman D., Curtis P., Cisneros I.M. et al. Atmospheric temperature structure during the Western European Anomaly Campaign 1975/1976 // J. Atmos. and Terr. Phys., 1979, vol. 41, N 10/11, p. 1051-1062.
12. COSPAR International Reference Atmosphere, 1972, In: Akad.-Verl., 1972, p.450
13. G.E. Nedoluha, R.M. Bevilacqua, R.M. Gomez, and B.C. Hicks. WVMS: Measuring Water Vapor in the Middle Atmosphere. - <http://www.nrl.navy.mil/content.php?P=02REVIEW97>
14. R.A. McClatchey, R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Wolz, J.S. Garing – Optical properties of the atmosphere. (Revised). – AFCRL-7102-79, 10 May 1971, Environmental research papers, № 354.
15. H.J Widdel et al. Results of conductivity, ion mobility and ion concentration // J. Atmos. and Terr. Phys. 1979. vol. 41, N 10/11. P. 1141.