

В.В. Бычков\*\*, В.Н. Маричев\*, Г.Г. Матвиенко\*, Б.М. Шевцов\*\*

## О механизмах образования аэрозольных слоев в стратосфере в периоды повышенной магнитной активности

\* *Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

\*\* *Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатка, Елизовский р-н*

Поступила в редакцию 5.10.2005 г.

Рассмотрены результаты лидарных наблюдений, полученные в Институте оптики атмосферы СО РАН в январе–марте 1996–2000 гг. Обсуждается роль геофизических процессов, сопровождающих магнитосферные возмущения, в образовании слоев с повышенными значениями коэффициента аэрозольного рассеяния в интервале высот 35–50 км. Рассматриваются основные свойства атмосферы в области высот 50 км, роль содержания паров воды и условия их конденсации в области стратопазузы. Обсуждается механизм, ускоряющий конденсацию вследствие дополнительной ионизации, возникающей в условиях повышенной магнитной активности.

В работе [1] анализировались данные лидарных наблюдений, полученных в марте 1988 и 1989 гг. над г. Томском. Описания эксперимента и метода статистической обработки приведены там же. По данным марта 1988 г. обнаружена существенная корреляция содержания стратосферного аэрозоля со среднесуточным индексом геомагнитной активности  $K_p$  и исследована его динамика. В марте 1989 г. корреляции не обнаружены.

В настоящей статье анализируется более широкий набор данных за январь–март с 1996 по 2000 г. В другие сезоны над Томском аэрозольные слои на этих высотах не наблюдались. На рис. 1 представлены данные за январь–март 1998 г.

Анализ лидарных данных показывает, что в целом наблюдается рост интенсивности слоев от января к марту. В интервале высот 30–45 км были рассчитаны коэффициенты корреляции плотности аэрозоля, усредненной по слоям в 5 км, с индексами геомагнитной активности  $K_p$  и  $Dst$ , плотностью частиц солнечного ветра, его скоростью и давлением. Расчеты показали высокие значения коэффициента корреляции плотности стратосферного аэрозоля порядка 0,8 для высот 40–45 км со всеми вышперечисленными геофизическими параметрами для января 1998 г. и ее отсутствие для наблюдений в феврале и марте того же года. Рассмотрим возможные причины столь противоречивых результатов.

### Ионный состав атмосферы на высотах 50 км

Основные особенности ионного состава нижней части слоя  $D$  ионосферы на высоте 50 км взяты из работы [2], где основными положительно заряженными компонентами являются кластерные ионы,

протон-гидратные комплексы  $H^+(H_2O)_3$  и  $H^+(H_2O)_4$  с примерно равным их содержанием порядка  $10^3 \text{ см}^{-3}$ . Доминирующим отрицательным ионом в этой области является ион  $NO_3^-$  с небольшой (около 6–8%) добавкой  $SO_3^-$ . Характерным для области высот 50 км является примерное равенство суммарной концентрации заряженных частиц для ночных и дневных условий. Изменения в условиях ночи отмечаются главным образом в уменьшении содержания  $SO_3^-$ , не доминирующего на этой высоте. Эту особенность ионосферы легко понять, если учесть, что основным источником ионизации на высоте 50 км являются космические лучи, интенсивность которых стабильна и не меняется в зависимости от времени суток.

В [2] также исследовалось влияние температуры и влажности на содержание заряженных частиц на высотах 50 км и выше. При расчетах задавался профиль концентрации воды, экспоненциально убывающий от  $10^{11} \text{ см}^{-3}$  частиц  $H_2O$  на высоте 50 км до нуля на 120 км. В целях выяснения влияния содержания воды на концентрацию ионов проводились расчеты с «сухой» мезосферой, в которых содержание паров воды занижалось в 20 раз. Было показано, что разумные изменения температурного профиля в мезосфере не сказываются на значениях концентрации ионов на высоте 50 км, тогда как уменьшение содержания воды может значительно (в разы) уменьшить содержание комплекса  $H^+(H_2O)_3$  и на порядок уменьшить содержание  $H^+(H_2O)_4$ . Отметим, что в фотохимических реакциях выше 50 км суммарная скорость потерь молекул воды больше скорости образования их в других реакциях и значение концентрации ионов на высоте 50 км в значительной степени определяется процессами переноса паров воды из нижних слоев.

Вопрос о содержании воды в стратосфере до сих пор является предметом дискуссий, и данные разных

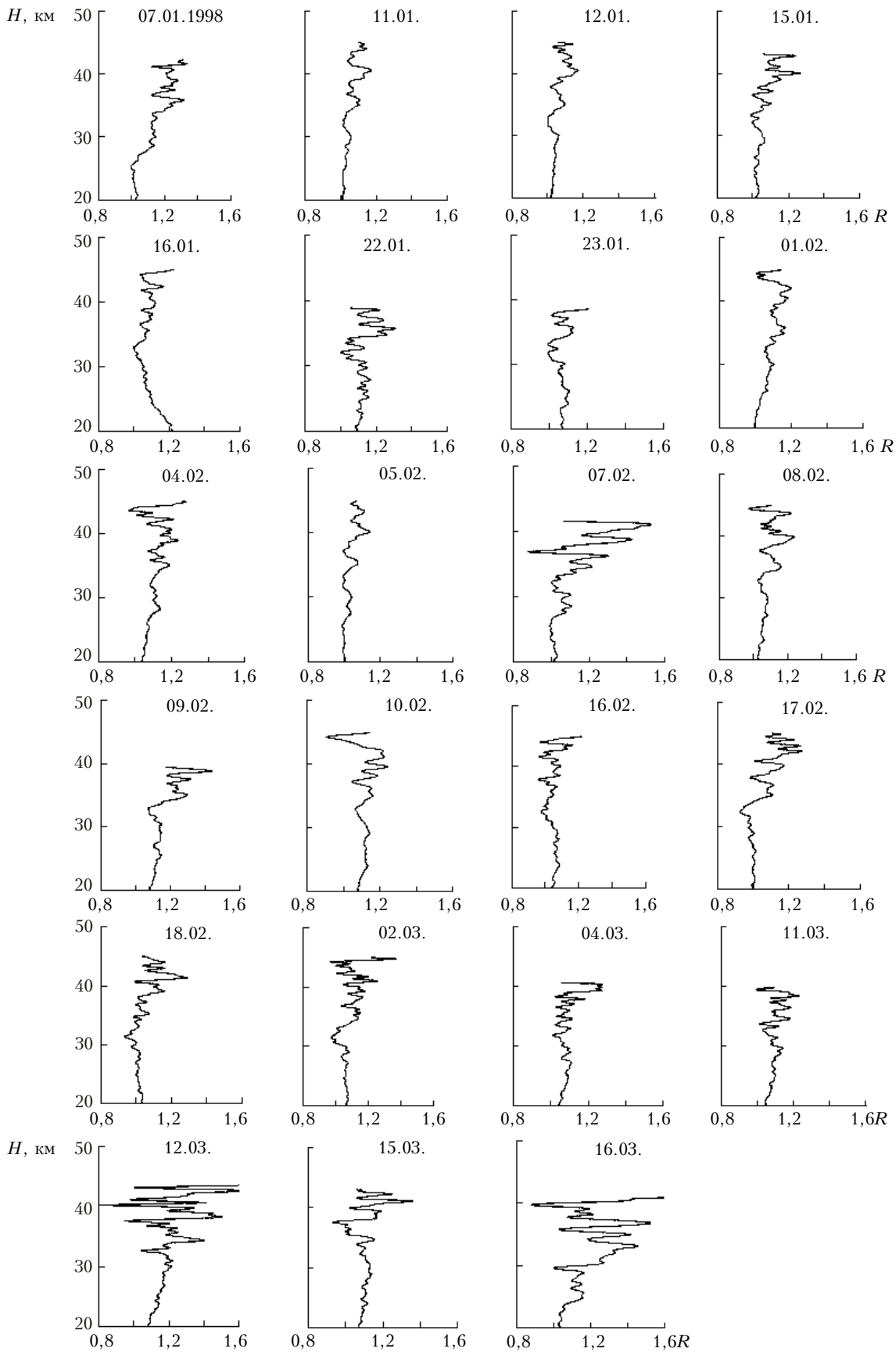


Рис. 1. Высотные профили относительной плотности аэрозоля (аэрозольного отношения рассеяния  $R$ ) в январе–марте 1998 г. Дата наблюдения указана на каждом из графиков

авторов на эту тему сильно разнятся. По измерениям поглощения излучения в линии  $L_{\alpha}$ , выполненным на спутниках серии «Интеркосмос» в период с 1972 по 1974 г. [3], зимой содержание водяного пара в атмосфере может превышать летние значения на 2–3 порядка. По другим данным содержание воды в атмосфере составляет  $(2-4) \cdot 10^{-6}$  и не меняется до высот мезосферы [4]. Есть также данные о том, что весной содержание воды выше, чем зимой, в 2–3 раза.

## Температура и конденсация

Заряженные частицы могут стать ядрами конденсации для атмосферного пара и в отсутствие насыщения [5]. Это объясняется тем, что равновесное давление водяных паров над поверхностью заряженной капли меньше, чем над незаряженной. Из представленных на рис. 1 данных видно, что максимальные значения плотности аэрозоля (относительно плотности воздуха) наблюдаются в интервале высот 40–50 км. Дополнительной причиной конденсации, помимо увеличения наличия воды и источников ионизации, могут стать и «подходящие» температурные условия. Рассматриваемый интервал высот – область стратосферы, общепринятым средним значением температуры для которой является 270 К. При стратосферных потеплениях наблюдались и более высокие температуры, порядка 290–300 °С. Таким образом, с точки зрения возможности существования воды в газообразном состоянии рассматриваемый диапазон высот может играть особую роль.

Критическим параметром для конденсации воды является давление насыщенных паров. С ростом температуры это давление растет, т.е. слой стратосферы способен аккумулировать без конденсации большее количество воды на единицу объема, чем выше- или нижележащие слои. А ионизация с ростом содержания воды растет за счет постоянно текущих фотохимических процессов. Повышение ионизации в этом слое способствует конденсации. Таким образом, существование дополнительных источников ионизации для конденсации воды и формирования аэрозольных слоев в области стратосферы в принципе не обязательно. Похоже, существует саморегулирующаяся система, препятствующая уходу воды в мезосферу, где она погибает в результате диссоциации и дальнейших фотохимических превращений. И объяснения требуют не условия, в которых отсутствует корреляция плотности аэрозоля с геомагнитной активностью – это нормальное состояние атмосферы, а условия, при которых она возникает.

Дополнительным аргументом в пользу гипотезы о роли воды в образовании аэрозольных слоев на высотах стратосферы является соответствие приведенных в [1] данных о средних сезонных профилях концентрации аэрозоля и их дисперсий данным о сезонных вариациях содержания воды в стратосфере. Кроме того, слияние аэрозольных частиц, образованных на положительных и отрицательных ионах, их движение к Земле под действием силы тяжести, что было показано в [1], в область низких температур – готовый материал для образования наблюдающихся в стратосфере перламутровых об-

лаков Type1: NAT (Nitric Acid Trihydrate Clouds, <http://www.meteors.de/psc/psc.html>).

## Ионизация

В первую очередь связь содержания аэрозоля с геомагнитной активностью нужно искать в способствующей конденсации воды дополнительной ионизации на высотах 40–50 км, вызванной магнитосферными возмущениями. Поскольку наблюдения проводились ночью над Томском, источники, связанные с рентгеновским излучением, можно не рассматривать. В работе [6] изучалось влияние геомагнитной активности на температуру мезосферы. На основании корреляционного анализа данных температуры по ст. Червилл и индекса геомагнитной активности  $K_p$  показано, что связь есть, она выше днем, чем ночью, эффект убывает к средним широтам и не распространяется на высоты ниже 60 км. Отсутствие на высоте 50 км эффекта повышения температуры в области мезосферы промоделировано в работе [2].

Что касается дополнительных источников ионизации, например солнечными космическими лучами (СКЛ), с энергией в десятки МэВ, то на геомагнитной широте Томска, равной  $46^\circ$  ( $L = 2,5$ ), они могут появляться только во время экстремально больших магнитных бурь. Действительно, во время сильных магнитных бурь регистрируются смещения границы проникновения солнечных протонов, иногда до широты  $45^\circ$  [7]. Эффектам в среднеширотной ионосфере, связанным с магнитной бурей 29–31 октября 2003 г., посвящена работа [8]. В ней на основании анализа сдвига фазы распространения сигналов СДВ (светодлинных волн) фазовой радионавигационной системы «Альфа», было отмечено увеличение электронной концентрации ночью не только в слое  $D$  в разных случаях в 5–30 раз, но и в нижележащем слое  $C$ . Авторы объясняют такое повышение концентрации высыпанием энергичных частиц из радиационного пояса Земли.

В работе [9] приводятся профили скорости ионообразования в атмосфере для высыпającychся протонов. Профили скорости ионообразования для электронов приведены, например, в [10]. «Идеальными» с точки зрения возможности производства ионизации на высотах 40–60 км будут протоны с энергией 20–50 МэВ и электроны с энергиями более 300 КэВ.

На рис. 2 приведен график месячного хода для января–марта 1998 г. индекса геомагнитной активности  $Dst$  (средняя кривая), на котором прямоугольниками выделено время обнаружения на высотах 35–50 км слоев с повышенным значением коэффициента аэрозольного рассеяния.

Верхняя кривая – поток протонов с энергией больше 1 МэВ, нижняя – поток электронов с энергией больше 2 МэВ. Потоки зарегистрированы на геостационарном спутнике GOES-8. Визуально не наблюдается какой-то зависимости времени появления аэрозольных слоев от значений  $Dst$ -индекса.

Совпадение времени наблюдения слоев с временем повышения над фоновым уровнем интегральных потоков протонов и электронов вместе либо по

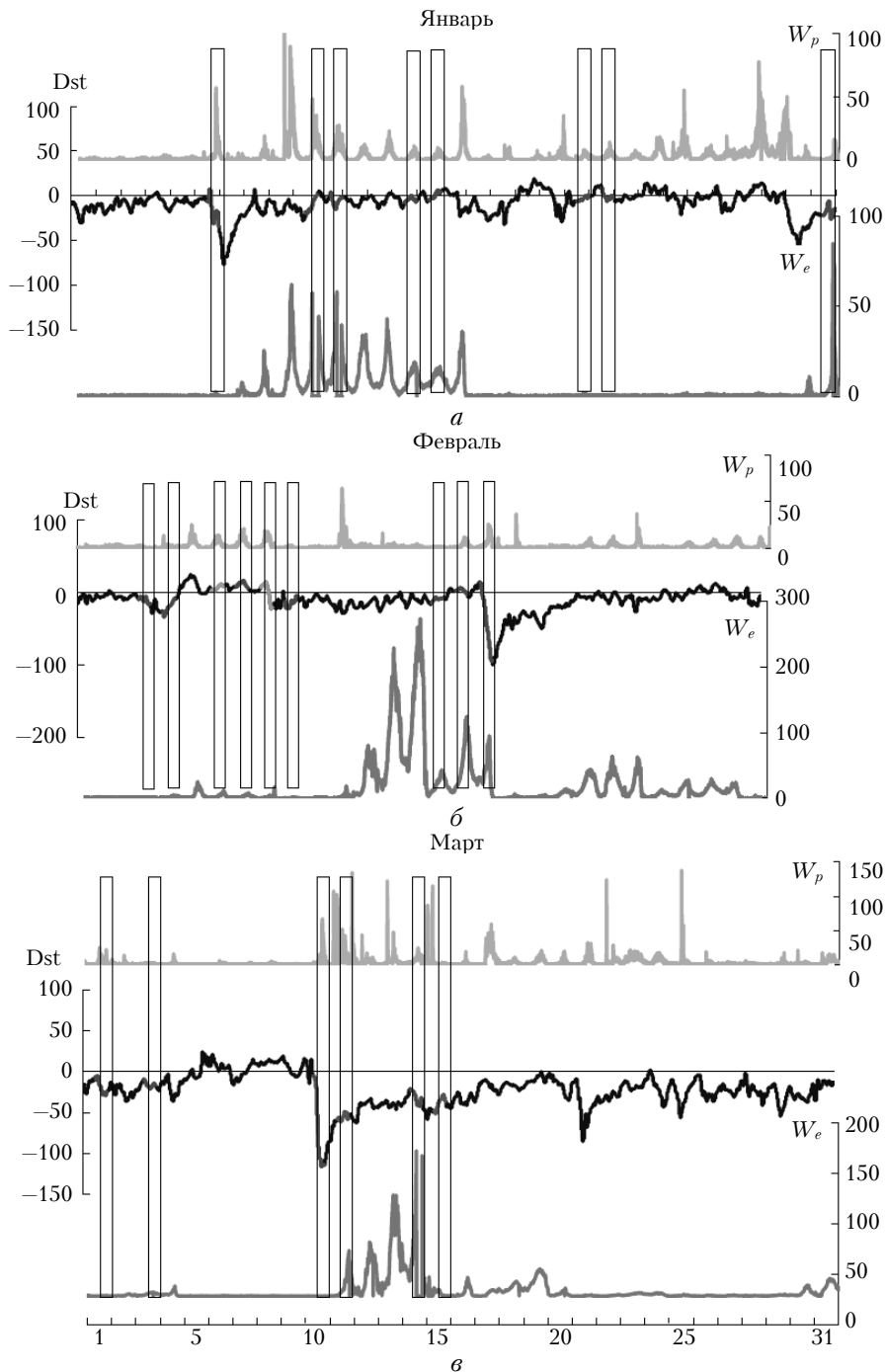


Рис. 2. Месячный ход: а — плотности потока протонов  $W_p$ ,  $\text{ион}/\text{см}^2/\text{с}/\text{ср}$ ; б — Dst-индекса, нТл; в — поток электронов,  $W_e/100$ ,  $\text{ион}/\text{см}^2/\text{с}/\text{ср}$ . Время наблюдения стратосферных аэрозольных слоев выделено прямоугольниками

отдельности видно непосредственно из рис. 2. Существенной корреляционной зависимости значений плотности аэрозоля от величины потока частиц не обнаружено. Соответствие по времени практически полное для всех имевшихся данных с 1996 по 2000 г.

С учетом того обстоятельства, что данные для получения профиля рассеяния накапливаются всю ночь, можно говорить о корреляции во времени с точностью до единиц часов. За весь период наблюдения с 1996 по 2000 г. среди имеющихся 82 профилей отмечено несколько (не более 5–10) случаев появления слоев при отсутствии превышений потоков частиц над фо-

новым уровнем, в том числе и при спокойной геомагнитной обстановке.

На основании представленных на рис. 2 данных можно предположить, что зарегистрированные с ночной стороны потоки энергичных частиц, движущиеся в сторону Земли под действием электрического поля конвекции, попадают в область захвата и далее в результате диффузии поперек дрейфовых оболочек, хотя бы частично, проникают на  $L$ -оболочки порядка 2,5. Тогда, например, протоны в результате такого перемещения и адиабатического ускорения увеличат свою энергию в  $(L_1/L_2)^3 = (6,6/2,5)^3 \approx 18$  раз.

Учитывая, что исходный поток имел энергии больше 1 МэВ, энергия протонов стала бы вполне достаточной, чтобы произвести ионизацию на рассматриваемых высотах в случае высыпания какой-то доли их в ионосферу. Это предположение не соответствует хорошо развитой теории радиационных поясов. В работе [11] приведен график скорости ( $V = 1,5 \cdot 10^{-7} \cdot L^9$ ) переднего фронта диффузионной волны в единицах  $R_E/\text{сут}$ , где  $R_E$  — радиус Земли. Скорости эти даже по порядку величины не соответствуют скорости, необходимой для переноса частиц с  $L = 6,6$  на  $L = 2,5$  за время наблюдений. Тем не менее имеются экспериментальные данные о синхронных повышениях потоков частиц на геостационарных и низколетящих спутниках. И здесь нужно искать объяснение тому факту, что не меньше чем в 90 случаях из 100 во время наблюдения аэрозольных слоев в период с 1996 по 2000 г. такие потоки регистрировались на американском спутнике. Необходимо исследовать возможную связь изменений потоков энергичных частиц на ночной стороне магнитосферы на высотах геостационарного спутника с основным механизмом утечки частиц из радиационного пояса Земли — развитием циклотронной неустойчивости плазмы. Следует также обратить внимание на то обстоятельство, что изменение потока частиц на орбите спутника означает изменение кольцевого тока и магнитного поля Земли. Вопрос о том, могут ли такие изменения магнитного поля способствовать ускорению процесса утечки из радиационного пояса Земли частиц нужных энергий, требует отдельного рассмотрения.

Второй возможный механизм — высыпание из радиационного пояса Земли из «хвоста» пичч-углового распределения частиц соответствующих энергий, находящихся на  $L = 2,5$ , при изменениях магнитного поля. Больших потоков частиц для эффекта на 50 км не нужно, учитывая значение скорости постоянно существующего основного источника ионизации космическими лучами примерно в одну пару ионов за 1 с.

Наличие корреляции индексов геомагнитной активности с концентрацией аэрозоля по данным для одних периодов наблюдений и ее отсутствие для других могут быть объяснены. В периоды отсутствия корреляций с геомагнитной активностью наблюдались более мощные аэрозольные слои, интенсивность которых могла определяться уже не наличием центров конденсации, а избытком исходного материала — паров воды. В этом случае возникает своего рода состояние перенасыщения и корреляция с магнитной активностью может исчезать.

## Выводы

Из рассмотрения данных лидарных наблюдений за 1996–2000 гг. можно сделать вывод о появлении

аэрозольных слоев на высоте стратосферы как в связи с повышением геомагнитной активности, так и независимо от нее. Предложены возможные механизмы образования аэрозольных слоев в обоих случаях. На основе анализа основных свойств нижней ионосферы на высотах 50 км сделан вывод об особой роли воды в стратосфере.

Обоснован механизм, согласно которому при недостаточном содержании воды образование аэрозольных слоев может ускориться с ростом геомагнитной активности за счет повышения ионизации и появления дополнительных центров конденсации. С увеличением содержания воды процесс образования аэрозоля начинает контролироваться ростом ионизации за счет участия воды в ионосферных фотохимических реакциях, и связь с параметрами геомагнитной активности в этом случае падает.

Авторы выражают благодарность профессору Владимиру Валерьевичу Кузнецову за плодотворное обсуждение материалов работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке комплексного интеграционного проекта СО и ДВО РАН «Экспериментальные исследования влияния космофизических и геофизических возмущений на формирование аэрозоля в средней и верхней атмосферах» и гранта РФФИ № 04-05-64390.

1. *Маричев В.Н., Богданов В.В., Живетьев И.В., Шевцов Б.М.* Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере // Геомагнетизм и аэрон. 2004. Т. 44. № 6. С. 841–848.
2. *Кошелев В.В., Климов Н.Н., Сутырин Н.А.* Аэрономия мезосферы и нижней термосферы М.: Наука, 1983. 183 с.
3. *Sineman G., Felske D., Knuth R.* How dry is thermosphere? // Space Reserch 17. Oxford: Pergamon press, 1977. P. 265–270.
4. *Harris J.E.* The distribution of water vapor in the stratosphere // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. V. 14. N 4. P. 565–575.
5. *Raes F., Janssens A., Dingenen R.V.* The role of ion-induced aerosol formation in the lower atmosphere // J. Aerosol Sci. 1986. N 17. P. 466–472.
6. *Sechamani R.* Geomagnetic activity effects on mesospheric temperature // Space Research 17. Oxford: Pergamon Press, 1977. P. 141–146.
7. *Панасюк М.И., Кузнецов С.Н., Лазутин Л.Л. и др.* Магнитные бури в октябре 2003 г. // Косм. исслед. 2004. № 5. С. 1–41.
8. *Беленький М.И., Лутченко Л.Н., Распопов О.М., Яневич Ю.М.* Эффекты экстремальных магнитных бурь 29–31 октября 2003 года в среднеширотной ионосфере // Геомагнетизм и аэрон. 2005. Т. 45. № 1. С. 92–105.
9. *Акасофу С.И., Чепмен С.* Солнечно-земная физика. М.: Мир, 1974. 330 с.
10. *Омхольт А.* Полярные сияния. М.: Мир, 1974. 48 с.
11. *Тверской Б.А.* Основы теоретической космофизики. М.: УРСС, 2004. 219 с.

*V. V. Bychkov, V. N. Marichev, G. G. Matvienko, B. M. Shevtsov. About mechanisms of stratospheric aerosol layer formation in period of increased magnetic activity.*

Results of lidar observations obtained at the IAO SB RAS in January–March 1996–2000, are considered. The role of geophysical processes accompnying magnetospheric disturbances in formation of layers with increased aerosol scattering coefficient within the 35–50 km height interval is discussed. Main properties of the atmosphere at these heights, the role of water vapor content, and conditions of water condensation in stratopause are considered. The mechanism accelerating condensation due to additional ionization appeared under conditions of increased magnetic activity is discussed.