

дни с наиболее высоким уровнем пирогенной активности (в 2002 г.) среднесуточная АОТ по исследуемому участку значительно превышала фоновые (невозмущенные) значения, достигая значений 1,5-1,6. При этом значения АОТ в отдельных элементах (1x1 град.) среднесуточной карты распределения достигали 4,9.

На меньших временных масштабах поведение АОТ носит сложный, изменчивый характер. Кроме того, в отдельные годы, были зарегистрированы высокие значения АОТ, несмотря на отсутствие, либо малое количество «пожарных» пикселей, что возможно объясняется переносом аэрозольных частиц с воздушными массами из соседних регионов.

Работа выполнена при поддержке по программе Президиума РАН №16/3.

#### Литература

1. *Коровин Г.Н., Исаев А.С.* Охрана лесов от пожаров как важнейший элемент национальной безопасности России // Лесной бюллетень. 1998. № 8-9.
2. *Афонин С.В., Белов В.В., Белан Б.Д., Панченко М.В., Сакерин С.М., Кабанов Д.М.* Сравнение спутниковых (AVHRR/NOAA) и наземных измерений характеристик атмосферного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 12. С. 1118-1123.
3. *Афонин С.В., Белов В.В., Панченко М.В., Сакерин С.М., Энгель М.В.* Корреляционный анализ пространственных полей аэрозольной оптической толщи на основе спутниковых данных MODIS // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 6. С. 510-515.
4. *Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М.* Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Российский химический журнал. 2008. Т. LII. № 5. С. 112-119.
5. *Соловьев В.С., Васильев Е.К.* Спутниковый мониторинг лесных пожаров и оценка их последствий // Наука и образование, изд-во АН РС (Я), 2000. №4(20). С. 24-27.
6. *Соловьев В.С.* Спутниковый мониторинг в Якутии / Сб. статей. Космофизические исследования в Якутии. – Якутск: ЯФ Изд-во СО РАН, 2001, С. 302-308.
7. *Соловьев В.С., Козлов В.И.* Исследование пространственно-временной динамики лесных пожаров и облачности в Северо-Азиатском регионе по данным спутников NOAA // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 01-02. С. 146-149.
8. *Абушенко Н.А., Алтынцев Д.А., Минько Н.П., Семенов С.М., Тацилин С.А., Татарников А.В.* Алгоритм обнаружения пожаров по многоспектральным данным прибора AVHRR // Тезисы докладов VI Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана», Томск. 1999. С.69.
9. *Remer L.A., Kaufman Y.J., Tanre D., Mattoo S., Chu D.A., Martins J.V., Li R.R., Ichoku C., Levy R.C., Kleidman R.G., Eck T.F., Vermote E., Holben B.N.* The MODIS aerosol algorithm, products, and validation // J. Atmos. Sci. 2005. Vol.62, P.947-972.
10. *Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю. и др.* Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 18. № 11. С. 566-574.

#### ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЕВ В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ КАМЧАТКИ И ГРАВИТОФОТОФОРЕТИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ LIDAR OBSERVATIONS OF AEROSOL LAYERS IN UPPER ATMOSPHERE OF KAMCHATKA AND GRAVITOPHOTOPHORETIC GIPOTHESIS OF THEIR FORMATION

**А.А. Черемисин<sup>1</sup>, П.В. Новиков<sup>2</sup>, И.С. Шнипов<sup>2</sup>, В.В. Бычков<sup>3</sup>, Б.М. Шевцов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Сибирский федеральный университет, Красноярск, [cher@akadem.ru](mailto:cher@akadem.ru)

<sup>2</sup>Красноярский институт железнодорожного транспорта, г. Красноярск, [novikov-pv@yandex.ru](mailto:novikov-pv@yandex.ru)

<sup>3</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Regularly observed peaks of aerosol scattering in upper stratosphere at 35-50 km and in mesosphere at 60-75 km were registered in lidar observations carried out during the year from October 2007 to September 2008 in Kamchatka. Typical season features of the aerosol layer occurrence were found out. Also the calculations of aerosol particle levitation heights under the gravitophoretic forces were carried out for the same days and conditions of observations with use of satellite data of atmospheric temperature and the Earth IR radiation. Binding to the specific conditions of geographic point and time distinguish these calculation results from the results in [1] were the standard atmosphere model was used. According to the calculations the aerosol particle levitation picture had two-layer structure, and these levitation zones corresponded to the altitude ranges of aerosol layers observations. Variation of the levitation zone position had the similar season features with altitudes of aerosol layer observations. Thereby, formation of mesospheric aerosol layers at altitudes of 60-75 km and stratospheric

layers at altitudes of 35-50 km can be explained by occurring of gravitophoretic force leading to aerosol particle levitation at these altitudes.

Несмотря на предпринятые в последнее время усилия по исследованию с помощью спутниковой аппаратуры, ракетной техники и наземных средств зондирования, мезосфера остается довольно слабо изученной областью атмосферы [2]. Считается, что при высотах зондирования более 30 км лидарные сигналы воспроизводят молекулярное рассеяние, и только в особых случаях, например при вторжениях больших комет, наблюдаются слои аэрозольного рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере [3]. Вопреки этим представлениям существование заряженных частиц аэрозоля в мезосфере обнаруживается различными методами, например по возрастанию рассеяния радиоволн на высотах 60-80 и 80-90 км [4,5], а также по наличию локальных провалов электронной плотности на 80 [2]. Кроме того, касательное зондирование из космоса в ультрафиолетовом диапазоне спектра свидетельствует о существовании в невозмущенной верхней атмосфере в экваториальной зоне и на средних широтах устойчивых аэрозольных слоёв на высотах около 50, 70, 93 км [6]. Наличие слоистой структуры верхней атмосферы Земли также подтверждается ракетными исследованиями [7] и по наблюдению сумеречного горизонта Земли из космоса [8].

В работе [6] показано, что интерпретация известных фактов стратификации аэрозоля в средней атмосфере в рамках существующих седиментационно-диффузионных моделей, сталкивается с затруднениями. В этой же работе предложено объяснение возникновения аэрозольной стратификации в верхней атмосфере под действием фотофоретических эффектов. Затем работе [1] показано, что гравитофотофоретические силы могут поддерживать в стратосфере и мезосфере аэрозольные слои на высотах около 20, 50, 70 км, 80-83 км в полярной летней мезосфере, а также на 30-50 км. Затем в работе [9] рассмотрены сезонно-широтные особенности аэрозольной стратификации под действием сил гравитофотофореза. Предполагалось, что дальнейшая детализация географических и временных условий может дать новые возможности для проверки гравитофотофоретической гипотезы. Такая возможность сопоставления теоретических расчетов и экспериментальных наблюдений появилась в связи с созданием лидарной станции на Камчатке.

В 2007 году на Камчатке (с. Паратунка) была введена в эксплуатацию рэлеевская стратосферная лидарная станция и с октября этого же года начались наблюдения стратосферно-мезосферной области. Измерения в январе 2008 показали, что на высотах более 40 км в сигналах явно есть информация о наличии аэрозольных слоев в окрестности стратопаузы [10]. С целью проведения исследований аэрозольных слоев до как можно больших высот были проведены работы по улучшению качества данных зондирования. В результате проведенных экспериментов по изучению фоновых сигналов и сигналов последействия ФЭУ была разработана методика обработки первичных лидарных данных, которая позволяет восстанавливать отношение обратного рассеяния до высот 70-75 км.

Основным параметром, характеризующим наличие аэрозоля в атмосфере, является отношение рассеяния  $R(H) = (\beta_a + \beta_m) / \beta_m$ , где  $\beta_m = \beta_m(H)$  и  $\beta_a = \beta_a(H)$  – молекулярное и аэрозольное рассеяние, соответственно. Из приведенной выше формулы следует, что если аэрозольное рассеяние отсутствует то  $R \approx 1$ . Наличие аэрозоля на некоторых высотах дает значения  $R > 1$ .

При отсутствии аэрозоля  $R(H) \approx 1$ . Коэффициент молекулярного рассеяния вычислялся по по данным спутника Ауга [11] как величина пропорциональная молекулярной плотности атмосферы.

Для верхней стратосферы и мезосферы прозрачность атмосферы близка к единице и лидарное уравнение, фактически редуцируется к виду  $R(H) = N_s(H) \cdot H^2 / (C \cdot \beta_m(H))$ , где  $N_s(H)$  – полезный сигнал ФЭУ. Константа нормировки  $C$  находится на некоторой высоте  $H_0$ , где предполагается, что аэрозоль отсутствует. Как правило, высота нормировки выбиралась около 31-42 км, в некоторых случаях 51-54 км, при минимальном лидарном отношении.

В результате экспериментов было установлено, что при высотах запыления ФЭУ меньших 30 км, в измеренных сигналах присутствует почти всегда сигнал последействия ФЭУ. Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки, при типичных высотах отсечки 20 км в измеренных сигналах, начиная с 60 км, прослеживается заметное влияние последействия ФЭУ. Это приводит к ложному росту отношения рассеяния, начиная с высот 60-70 км. Анализ экспериментальных данных показал, что на высотах 100-150 км полезным сигналом можно пренебречь и регистрируемый сигнал содержит фон и последействие ФЭУ, которое хорошо описывается простой экспоненциальной зависимостью от высоты. В области

преобладания последствия над полезным сигналом, высотная зависимость регистрируемого сигнала аппроксимируется выражением  $N_a(H) = A \exp(-BH) + D$ . По физическому смыслу  $D$  – это фоновый сигнал, который может быть измерен на временах зондирования, соответствующих большим высотам, а затем вычтен из исходного сигнала. В общем случае все три параметра  $A$ ,  $B$  и  $D$  оцениваются по экспериментальному сигналу на высотах 100-150 км на основе метода наименьших квадратов. Экстраполяция зависимости  $N_a(H)$  вниз позволяет учесть сигнал последствия в исходном сигнале и на высотах меньших 80 км.

Всего за годичный период наблюдений с октября 2007 по сентябрь 2008 было получено 47 профилей. Для всех данных наблюдений была проведена описанная процедура коррекции на последствие ФЭУ, и получено отношение рассеяния. Результаты обработки сигналов показали регулярное появление пиков отношения рассеяния на высотах 30-50 км и 60-75 км. Отношение рассеяния за весь период наблюдений приведено ниже на рис.1 в градациях серого.

В данной работе было предложено интерпретировать стратификацию аэрозоля в верхней атмосфере в рамках концепции гравитофотофореза [1], основанной на возникновении фотофоретических сил у аэрозольных частиц находящихся в поле электромагнитного излучения видимого и/или ИК-диапазона. Эти силы возникают при неоднородности аккомодационных характеристик газовых молекул по поверхности частиц, вследствие того, что температура поглощающих излучение аэрозолей отличается от температуры окружающего газа. Фотофоретическая сила зависит от формы объекта и распределения коэффициента аккомодации по поверхности, а ее направление жестко привязано к телу частицы. Для возникновения направленного переноса аэрозоля под действием фотофоретических сил необходимо наличие фактора, обеспечивающего ориентационную стабилизацию частиц в пространстве, и таким фактором при определенных условиях является сила тяжести  $G$ , которая может обеспечить направленное перемещение частиц по вертикали. Усредненное значение вертикальной фотофоретической силы в этом случае называют гравитофотофоретической силой  $F_{ga}$ . Если на некоторой высоте гравитофотофоретические силы, действующие на частицу, становятся равными силе тяжести, или превышают ее, то можно предполагать, что в окрестности этой высоты возникает возможность формирования аэрозольного слоя. Кроме условия  $F_{ga}/G \geq 1$ , устойчивость зависания также требует, чтобы в этой точке величина относительной силы  $F_{ga}/G$  была убывающей функцией при увеличении высоты [1].

Для описания различных классов частиц удобно использовать силовой параметр  $\beta$ , учитывающий объемные и аккомодационные характеристики частиц:  $\beta = 2\mu \cdot p_0/p \cdot \Delta\alpha/\langle\alpha\rangle$ , где  $\mu$  – косинус угла между направлением фотофоретической силы и вертикалью в состоянии наиболее стабильной ориентации,  $p$  – средняя плотность частицы,  $p_0=1000 \text{ кг/м}^3$  – некая характерная плотность, значение которой выбрано равным плотности воды,  $\Delta\alpha$  и  $\langle\alpha\rangle$  – разброс и среднее значение коэффициента термической аккомодации  $\alpha$ . Подробное описание гравитофотофоретической модели левитации аэрозольных частиц приведено в [1].

Были проведены расчеты возникновения аэрозольных слоев под действием гравитофотофоретических сил для условий лидарных наблюдений на Камчатке, с использованием данных спутника Aura по температуре и давлению атмосферы в дни наблюдений. Расчеты относительной гравитофотофоретической силы были проведены для высот от 30 до 80 км с шагом 0.5 км для частиц с силовым параметром  $\beta=0.03$  и  $\beta=0.06$ . С увеличением  $\beta$  величина относительной силы линейно возрастает, поэтому для промежуточных значений  $\beta$  величина силы легко определяется линейным масштабированием. Выбор диапазона высот связан с тем, что ниже 30 км нарушается условие свободномолекулярного режима, а выше 80 км плотность атмосферы слишком мала для зависания аэрозольных частиц. Области возникновения аэрозольных слоев считались высоты, где относительная сила убывала с высотой и при этом была больше единицы:  $F_{ga}/G \geq 1$ . В расчетах высотные профили температуры, а также давления атмосферы были взяты из данных спутника Aura [11] в зависимости от дня года и широты и долготы ближайшей точки траектории спутника от места наблюдения.

На рис.1 приведено сезонно-высотное распределение профилей отношения рассеяния (в градациях серого цвета) для всех 47 наблюдений. На этом же рисунке контурами показаны расчетные зоны левитации аэрозольных частиц под действием гравитофотофоретических сил, рассчитанные для частиц с силовым параметром  $\beta=0.04$ .

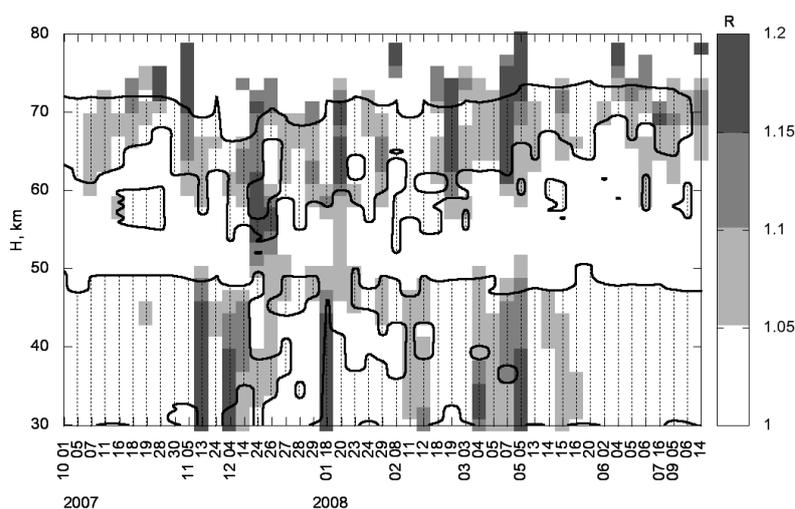


Рис. 1. Сезонно-высотное распределение пиков отношения рассеяния (в градациях серого цвета) в сопоставлении с гравитофотофоретическими зонами левитации аэрозольных частиц (контуры). Расчеты проведены по данным спутника Aura.

Обработка лидарных измерений дает два регулярных аэрозольных слоя на высотах 30-50 км и 60-75 км. При этом можно выделить условно два периода: зимний – ноябрь-февраль, и летний – март-октябрь. Верхний слой пиков аэрозольного рассеяния в зимний период несколько опускается до высот 57-75 км, а в летний период находится несколько выше – 60-77 км и имеет в среднем меньшую ширину и интенсивность пиков аэрозольного рассеяния. Нижний слой пиков аэрозольного рассеяния на 30-50 км наблюдается преимущественно с ноября по май. При этом нижний слой пиков в зимний период проявляет тенденцию к увеличению высоты и расслоению на два более узких пика. Кроме того, зимой проявляется тенденция к слиянию нижних и верхних слоев пиков аэрозольного рассеяния. Это связано с тем, что в зимний период по данным спутника Aura температурный максимум на 40-50 км не только уменьшается по амплитуде, но и распадается на два максимума.

Приведенный на рис. 1 результат расчетов гравитофотофоретических аэрозольных слоев (в виде контуров) проявляет сезонные особенности, во многом повторяющие особенности пиков аэрозольного рассеяния, полученных в результате лидарных наблюдений. Расчет в рамках гравитофотофоретической модели также дает два слоя левитации аэрозольных частиц приблизительно на тех же высотах 30-50 км и 60-75 км. Верхний слой в зимний период также несколько проседает по высоте и в среднем имеет большую ширину, чем в летний период. Нижний расчетный слой на 30-50 км в летний период имеет диффузный характер, как и экспериментальные пики аэрозольного рассеяния. А в зимний период нижний расчетный слой также распадается на два узких слоя из-за расслоения температурного максимума на 40-50 км. Колебания температуры с высотой приводят к появлению двух зон, в которых возникают условия формирования аэрозольных слоев под действием гравитофотофоретических сил:  $F_{ga}/G \geq 1$ .

На основе сопоставления теоретических и экспериментальных данных, можно сделать вывод, что расчетная картина зон левитации аэрозольных частиц имеет двухслойный характер, и эти зоны соответствуют высотным диапазонам, где наблюдались аэрозольные слои при лидарном зондировании верхней и средней атмосферы. Изменение положения зон левитации имеет схожие сезонные особенности с высотами наблюдения аэрозольных слоев. Таким образом, для объяснения причин образования мезосферных аэрозольных слоев на высотах 60-75 км, а также стратосферных слоев на высотах 30-50 км, может быть привлечена модель левитации аэрозольных частиц на этих высотах под действием гравитофотофоретических сил.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ (РНП, проект № 2.1.1/6996) и фонда РФФИ (проект 10-05-00907а).

#### Литература

1. Cheremisin A.A., Vassilyev Yu.V., Horvath H. Gravito-photophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // J. Aerosol Sci.- 2005.- V. 36.- N 11.- P. 1277-1299.
2. Friedrich M., Rapp M. News from the Lower Ionosphere: A Review of Recent Developments // Surv. Geophys. 2009. V. 30. P. 525–559.
3. Межерис П. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987.
4. Zeller O., Zecha M., Bremer J., Latteck R., Singer W. Mean characteristics of mesosphere winter echoes at mid- and high-latitudes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. V. 68. P. 1087–1104. 2006.
5. Rapp M., Lübken F.-J. Polar mesosphere summer echoes (PMSE): review of observations and current understanding // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 2601–2633.

6. Cheremisin A., Granitskii L., Myasnikov V., Vetchinkin N. Improved aerosol scattering in the upper atmosphere according to data of ultraviolet observations from space, with instrumental smoothing taken into account // Proc. SPIE. 2000. V. 4341. P. 383–389.
7. Микуров А.Е., Смеркалов В.А. Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1981.
8. Бутов В.В., Логинов С.В. Результаты восстановления распределений озона и некоторых характеристик аэрозоля в стратосфере методом зондирования сумеречного ореола Земли из космоса // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 8. С. 697–703.
9. Cheremisin A.A., Vassilyev. Y.V. Numerical calculation gravito-photophoretic movement for aerosol aggregates // A. Deepak Publishing. 2006. V.148. pp.131–135.
10. Бычков В.В., Маричев В.Н., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Шумейко А.В. Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. № 12. С. 1083–1087. 2008.
11. Dobber M.R., Dirksen R.J., Levelt P.F. et. al. Ozone Monitoring Instrument calibration // IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens. 2006. V. 44. No. 5. P. 1209–1238. (<http://avdc.gsfc.nasa.gov/index.php?site=2045907950>).
12. Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRL-MSISE-00 Empirical Model of the Atmosphere: Statistical Comparisons and Scientific Issues // J. Geophys. Res. 2003, 107, 1468. ([www.nrl.navy.mil/content.php?P=03REVIEW105](http://www.nrl.navy.mil/content.php?P=03REVIEW105)).

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ МОЩНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВОЗМУЩЕНИЙ В  
НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ НА ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ В  
АЗИАТСКОМ РЕГИОНЕ РОССИИ**

**RESEARCHING THE INFLUENCE OF STRONG METEOROLOGICAL DISTURBANCES IN  
THE EARTH'S LOWER ATMOSPHERE ON VARIATIONS OF IONOSPHERIC  
PARAMETERS IN THE ASIAN REGION OF RUSSIA**

Черниговская М.А.<sup>1</sup>, Куркин В.И.<sup>1</sup>, Орлов И.И.<sup>1</sup>, Поддельский И.Н.<sup>2</sup>, Поддельский А.И.<sup>2</sup>,  
Шарков Е.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск

<sup>2</sup>Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

<sup>3</sup>Институт космических исследований РАН, Москва

*This work relies on the analysis of short-period temporal variations of ionospheric parameters to investigate a possibility that strong meteorological disturbances in the Earth's lower atmosphere are reflected in the ionospheric parameter variations in a zone far removed from the source of the disturbance. Tropical cyclones (TC) may be a most powerful potential source of impact from below. The analysis involves data on maximum observed frequencies (MOF) of oblique sounding (OS) signals along the Norilsk–Irkutsk, Magadan–Irkutsk, and Khabarovsk–Irkutsk paths in East Siberia and the Far East obtained at equinoxes (March, September) in 2005–2009 and in November 2005.*

*A frequency analysis has revealed time intervals with enhanced intensity of short-period oscillations which may be interpreted as manifestations of large-scale traveling ionospheric disturbances (TIDs) whose sources were internal gravity waves (IGWs) with periods of 1–5 hours. Based on a complex analysis of helio-geomagnetic, ionospheric, and meteorological data in the regions under study as well as of data on tropical cyclones, we have made an attempt at finding a link between a number of detected TIDs and the ionospheric responses to tropical cyclones which were in their active phase in the north-west Pacific during the periods in question. A considerable increase in the energy of short-period wave disturbances was observed along the Khabarovsk–Irkutsk, Magadan–Irkutsk, and Norilsk–Irkutsk paths during active tropical cyclogenesis in September 2005–2009 and in November 2005. The intensity of the observed TIDs decreased as the midpoints of the OS paths moved westward away from the potential IGW sources. Ionospheric responses to wave disturbance propagation from the same IGW sources differ in the OS paths under analysis. The wave disturbance propagation velocities were estimated from the delay in TID passage in the regions of the midpoints of the spaced-apart OS paths. Short-period TIDs can also be observed at the spring equinox in March 2005–2009 under quiet helio-geomagnetic conditions and in the absence of active tropical cyclones in the north-west Pacific, but their energy is much lower than during the autumns of various years.*

Возмущения верхней атмосферы и ионосферы Земли, обусловленные воздействиями снизу (в том числе, метеорологического характера), активно изучаются в течение многих лет. Источниками таких возмущений могут быть атмосферные гравитационные волны, распространяющиеся из нижележащих слоев атмосферы и переносящие с собой момент количества движения и энергию. Различные источники, действующие в нижней и средней