

**В.И. Дробжев, В.А. Ляджин, В.М. Сомсиков,
Б.Т. Ташенов, Д.А. Курмангалиев**

ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В АТМОСФЕРЕ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ СОЛНЕЧНЫМ ТЕРМИНАТОРОМ

С помощью дисперсионных соотношений определены спектры волн, генерируемых солнечным терминатором в атмосфере при реальном профиле температуры до высоты 100 км. Установлены основные закономерности формирования поля возмущений. Результаты расчетов сопоставлены со спектрами флуктуации отношения рассеяния, полученными из данных лазерного зондирования атмосферы в диапазоне высот 10–35 км лидаром АФИ АН КазССР. Установлено фильтрующее действие на спектр волновых возмущений особенностей высотных профилей температуры и скорости ветра. Результаты экспериментов согласуются с результатами расчетов.

Лидарные исследования средней атмосферы позволяет изучать волновые возмущения в ней, что связано с чувствительностью обратно рассеянного сигнала к вариациям плотности газовой компоненты атмосферы [1] и стратификации аэрозоля в поле волновых возмущений. Лидарный метод является наиболее оперативным и доступным методом исследования акустико-гравитационных волн (АГВ) в средней атмосфере. Среди источников АГВ в атмосфере особое место занимает солнечный терминатор (СТ), генерирующий волновые возмущения на всех высотах атмосферы [2]. Эффективность генерации волн максимальна в областях атмосферы, где происходит наибольшее поглощение солнечной радиации. В средней атмосфере такой областью является озонослой, занимающий интервал высот 20–50 км. Целью работы являлось сопоставление лидарных данных для верхней тропосферы и нижней стратосферы с результатами расчета структуры волнового поля, генерируемого СТ в атмосфере.

Вначале были рассчитаны спектральный состав и характерные масштабы волновых возмущений в атмосфере, генерируемых СТ. Для этого анализировалось дисперсионное соотношение, учитывающее характеристики источника возмущений. Исходя из представления АГВ в виде плоских волн, описываемых линеаризованной системой дифференциальных уравнений [8], и, вводя высотный профиль температуры, можно получить дисперсионное соотношение в следующем виде [9]:

$$D = -K_x^2 - K_y^2 + \frac{(\omega^2 - \omega_a^2) - c^2 \omega^2 K_z^2}{(\omega^2 - \omega_g^2)c^2} = 0, \quad (1)$$

где K_x, K_y, K_z — проекции волнового вектора на соответствующие оси координат x, y, z ; $\omega_g^2 = \frac{g^2(\gamma - 1)}{c^2}$ — частота Брента–Вайсяля; ω — частота; c — скорость звука; g — ускорение свободного падения; $\gamma = c_p/c_v$ — отношение теплоемкостей; ω_a — частота звукового обрезания, причем $\omega_a^2 = \omega_a^2(1 + P)$;

$$\omega_a^2 = \gamma^2 g^2 / 4c^2; \quad P = 2 \frac{hz}{\gamma} \left[1 - \frac{2\omega^2}{\gamma \Delta} + \frac{\omega_g^2 h_z}{\gamma \Delta} \left(1 + \frac{h h_{zz}}{h_z^2} - \frac{\omega^2}{\Delta} + \frac{\gamma^3}{h_z} + \frac{\omega_g^2}{2\Delta} \right) \right];$$

$$h = c^2 / g; \quad h_z = \frac{\partial h}{\partial z}; \quad \Delta = \omega_g^2 - \omega^2; \quad h_{zz} = \frac{\partial^2 h}{\partial z^2}.$$

Таким образом, дисперсионное уравнение (1) учитывает влияние поправки P , связанной с градиентом температуры пропорциональным h_z . Причем, для удобства поправка P выражена таким образом, что является поправкой только частоты ω_a (хотя может быть выражена и в виде поправки к частоте ω_g). Известно, что уравнение, описывающее возбуждение волнового поля, например давления, сводится к уравнению типа Шредингера [3], которое имеет вид

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + DW = 0. \quad (2)$$

Решение уравнения (2) носит колебательный характер лишь при условии

$$(D/D^* - 1) \ll 1, \quad (3)$$

где D^* — дисперсионное соотношение (1) при условии $P = 0$. При $P \neq 0$, но при выполнении условия (3), решение для уравнения (2) может быть найдено методом Вентцеля — Крамерса — Бриллюэна (ВКБ) [4].

Решение имеет вид

$$W_{\pm} = D^{-1/2} \exp(\pm \int D dz). \quad (4)$$

Область атмосферы, где не выполняется условие (2), можно рассматривать как область отражения волн [4]. Наличие P вносит изменения в спектры колебаний каждого из атмосферных параметров (плотности, давления, скорости ветра). Однако эти изменения незначительно искажают границы областей возможных колебаний этих параметров [4], что позволяет в определенных случаях использовать дисперсионное соотношение (1) с поправкой P для исследования спектра атмосферных волн. Расчет спектра волн, которые возбуждаются СТ в рассматриваемой области высот, производился по (1) следующим образом. До высоты 30 км задавался типичный летний профиль температуры по данным аэрологического зондирования в районе Алма-Аты. Выше профиль температуры задавался моделью атмосферы [5]. В соответствии с профилем температуры (шаг по высоте 1–5 км) определялись профили характерных частот ω_g и ω'_d . После чего рассчитывался спектр волн, принадлежащий к стационарным [2], которые составляют регулярную часть спектра генерируемых СТ волн. Было принято, что $K_x V = \omega$ (v — скорость СТ). K_x и K_y пробегали интервалы значений, соответствующие масштабам волн от 10 до 5000 км, что охватывает все характерные масштабы возмущений, которые эффективно генерирует СТ. Поскольку акустические волны генерируются только при сверхзвуковом движении СТ, то они рассчитывались только для тех интервалов высот, где $v > c$. Гравитационные волны рассчитывались во всем диапазоне высот.

После того как спектр волн определялся во всем диапазоне высот, анализировалась область пересечения спектров соседних слоев. При этом принималось во внимание, что вертикальный масштаб волн L_z не может превышать высотный диапазон, разрешенный для распространения волн. Все расчеты спектров проводились только при условии выполнения (2).

Расчеты показали, что акустические волны с периодом в несколько минут могут захватываться волноводными каналами, образованными слоями атмосферы с большими значениями температурного градиента. Такие каналы образуются на высотах тропопавзы и мезопаузы. Гравитационные волны могут быть захвачены только каналом, образованным нижней областью термосферы и поверхностью Земли.

Перечислим основные выводы, полученные для характеристик спектра гравитационных волн:

1. Наличие P приводит к преимущественному возбуждению волн, для которых $L_x/L_y \gtrsim 2$;
2. С ростом географической широты спектр волн расширяется в коротковолновую область, а отношение L_x/L_y уменьшается;
3. Увеличение P приводит к смещению спектра гравитационных волн в коротковолновую область, при этом отношение L_x/L_y растет;
4. С ростом L_x/L_y уменьшается влияние P и уменьшаются возможные значения L_z ;
5. Характерные периоды основных гармоник спектра находятся в интервале 50–100 мин.

Следует отметить, что выводы, касающиеся связи трансформации спектра волновых возмущений с градиентом температуры, справедливы для любого источника волн.

Сопоставление полученных выше результатов расчета для гравитационных волн с экспериментальными данными было осуществлено на основе лазерного зондирования атмосферы лидаром Астрофизического института АН КазССР [6]. Зондирование проводилось в ночное время на вертикальных трассах. Данные зондирования служили основой для восстановления вертикальных профилей отношения рассеяния

$$R(H) = \frac{\sigma_{па}(H) + \sigma_{пм}(H)}{\sigma_{пм}(H)},$$

где H — высота зондируемого слоя; $\sigma_{па}$ и $\sigma_{пм}$ — коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния соответственно. Отношение рассеяния характеризует вариации суммарного наблюдаемого коэффициента обратного рассеяния по отношению к рассчитанному по аэрологическим данным или модельному коэффициенту обратного молекулярного рассеяния. Для выявления периодичностей в вариациях отношения рассеяния временной ряд $R(H)$ подвергался спектральному Фурье-анализу по методу Блэкмана—Тьюки [7].

Лидар позволял получать профили $R(H)$ с временным разрешением 3–5 мин, пространственным разрешением 1 км (по высоте) со стандартным отклонением не хуже 5% на высотах 30–35 км. Для повышения статистической достоверности результатов Фурье-анализа применялся метод наложения эпох. С этой целью весь исследуемый диапазон высот разбивался на пересекающиеся поддиапазоны, каждый из которых состоял из пяти однокилометровых по высоте слоев, статистические свойства которых предполагались одинаковыми.

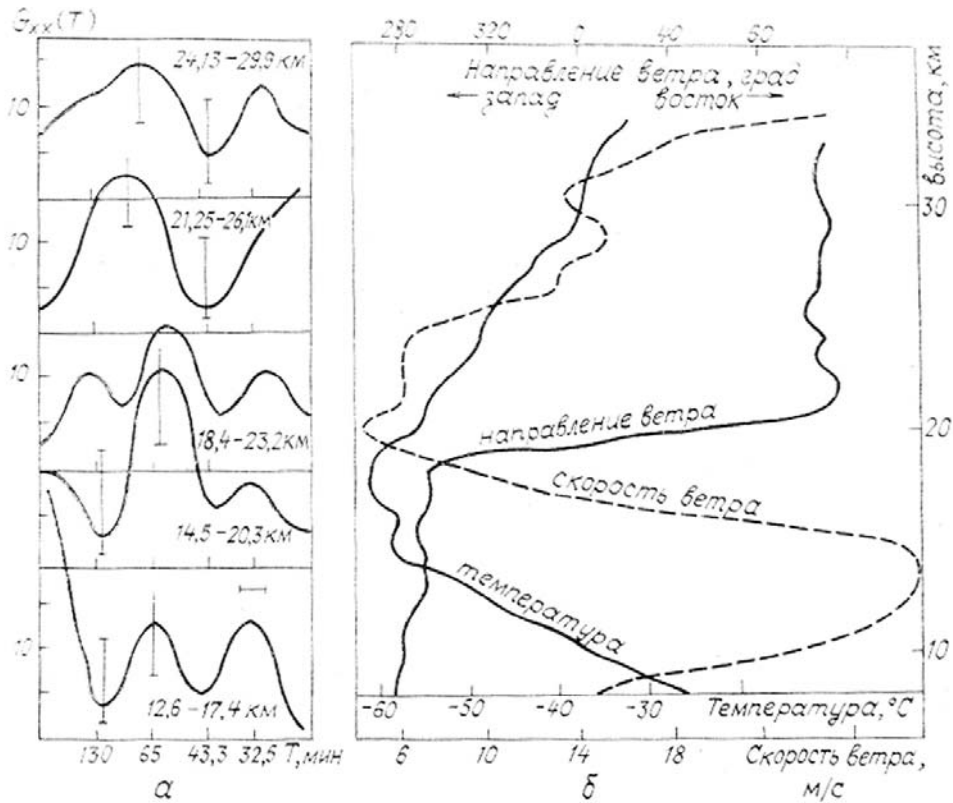


Рис. 1. Нормированные спектры мощности (а) вариаций $R(H)$ и вертикальные профили температуры, скорости и направления ветра (б), полученные ночью 29.08.1985 г. в Алма-Ате. Вертикальные отрезки соответствуют 95%-ному доверительному интервалу. Горизонтальный отрезок — полоса частот окна

Результаты обработки экспериментальных данных позволяют сделать вывод о существовании явно выраженных максимумов в спектрах мощности флуктуации отношения рассеяния в высотном диапазоне 10–35 км.

Представленные на рис. 1 нормированные спектры мощности $G_{xx}(T)$ значений $R(H)$, снятых с временным интервалом 13 мин, демонстрируют высотную трансформацию спектров.

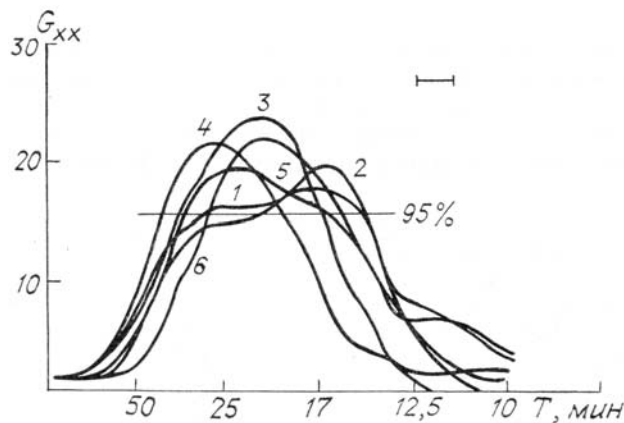


Рис. 2. Высокочастотная область спектров мощности флуктуации $R(H)$, полученных методом наложения эпох за три ночи с 27 по 29 июля 1985 г., для различных диапазонов высот: 1 — 10,6÷14,5 км; 2 — 14,5÷18,4 км; 3 — 18,4÷22,2 км; 4 — 22,2÷25,9 км; 5 — 29,9÷29,7 км; 6 — 29,7÷33,7 км. Показан 95%-ный уровень значимости. Горизонтальный отрезок — полоса частот окна

Заметно увеличение доли высокочастотных флуктуации $R(H)$ с ростом высоты, что согласуется с выводом расчетов, заключающихся в расширении спектра флуктуации в короткопериодную сторону по мере роста градиента температуры. Отмеченная зависимость, по-видимому, является типичной для стратосферы и характеризует фильтрующие свойства атмосферы (в частности, вертикального профиля температуры). Это подтверждается тем, что даже усредненные по нескольким ночам со сходной аэрологической обстановкой результаты зондирования дают основание сделать этот вывод. Так, на

рис. 2 представлены высокочастотные области (после фильтрации данных 30-минутным фильтром скользящего среднего) спектров мощности вариаций значений $R(H)$, снятых через 5-минутные интервалы для шести диапазонов высот. Здесь также видно смещение спектров в высокочастотную область для восходящей ветви температурного профиля (спектры 4–6). Причем это проявляется как в общем увеличении вклада в мощность флуктуации высокочастотных вариаций, так и в смещении максимумов спектров в высокочастотную область.

Необходимо отметить появление дополнительных гармоник спектров в нижней части рассматриваемых диапазонов высот. Такое отличие, по-видимому, следует отнести за счет образования в области велопаузы критического слоя для возмущений, распространяющихся из тропосферы. Как известно, критические уровни в атмосфере (уровни ветрового сдвига) препятствуют распространению в вертикальном направлении волновых возмущений, горизонтальная фазовая скорость которых близка к скорости ветра [8]. Одним из источников таких волн в исследуемом регионе может быть развитая горная система, генерирующая широкий спектр орографических возмущений.

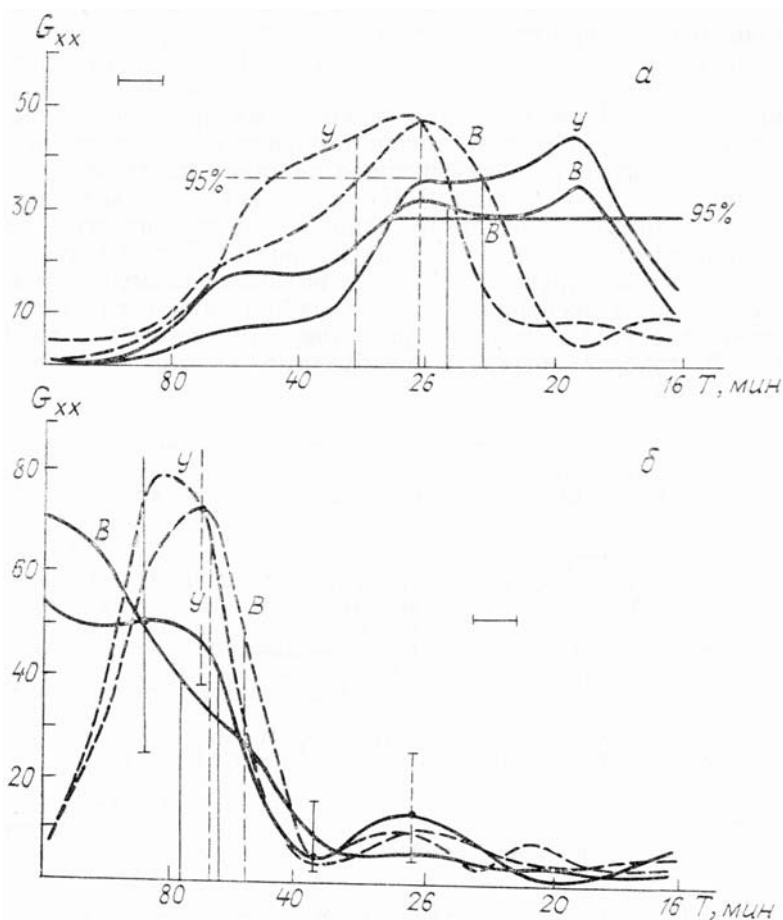


Рис. 3. Высокочастотная (а) и низкочастотная (б) части спектров мощности $R(H)$ за первую (В) и вторую (У) половины ночи (24–25 сентября 1985 г.) для двух диапазонов высот: 15,5–20,3 км (сплошные линии) и 24,1–29,8 км (пунктирные линии). Вертикальные отрезки и уровни значимости соответствуют 95%-ному доверительному интервалу. Горизонтальные отрезки — полоса частот окна

Различие спектров мощности вариаций $R(H)$ для вечерних (сразу после прохождения СТ) и утренних наблюдений показано на рис. 3, где вертикальными прямыми также указаны проекции центров тяжести спектров на ось периодов ($T_{ц.т} = \frac{\int_{T_{\min}}^{\infty} G_{xx}(T)TdT'}{\int_{T_{\min}}^{\infty} G_{xx}(T)dT'}$). Видно, что различие спектров существенно для высот более 20 км и практически отсутствует для меньших высот. Причем сдвиг спектра в низкочастотную область к утру наблюдается как в высокочастотной области спектров, так и в низкочастотной, что подтверждает возмущающее действие СТ на атмосферу, растущее по мере приближения к области наиболее интенсивных возмущений, вызываемых СТ [2].

В заключение можно сделать следующие выводы. Во всех случаях наблюдений наиболее интенсивными были возмущения с периодами 50–100 мин. Кроме того, практически постоянно наблюдаются вторые максимумы флуктуации с периодами 20–35 мин. Наличие вторых гармоник может свидетельствовать о волноводном распространении регистрируемых волн. Поскольку максимальный воз-

мушающий эффект СТ на атмосферу следует ожидать в периоды равноденствия, то, опираясь на результаты эксперимента в сентябре 1985 года, можно сделать вывод, что волны, генерируемые СТ, могут вносить в эти периоды определяющий вклад в общий спектр волновых возмущений, особенно для высот более 20 км. Особенности высотных профилей метеорологических параметров (в нашем случае температуры, скорости и направления ветра) оказывают фильтрующее действие на спектр волновых возмущений. Спектр вариаций $R(H)$ в области ниже велопаузы, подвержен, по-видимому, большому влиянию орографических возмущений, генерируемых горной системой Северного Тянь-Шаня, которые маскируют действие других источников волновых возмущений в тропосфере. Результаты экспериментальных наблюдений согласуются с результатами расчетов. Проверку расчетов, относящихся к масштабам возмущений, генерируемых СТ, необходимо осуществлять сетью лидарных станций.

1. Хинкли Э. Д., Зуев В. Е., Коллис Р. Т. Х. и др. Лазерный контроль атмосферы. М.: Мир. 1979.
2. Сомсиков В. М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы. Алма-Ата: Наука. 1983.
3. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Квантовая механика. Нерелятивистская теория. М.: Наука. 1974.
4. Finandi F., Hines C. O. // Can. Journal Phys. 1970. V. 48. P. 1458.
5. ГОСТ 4401–81. Атмосфера стандартная. Параметры. Изд-во стандартов. 1981.
6. Ляджин В. А., Ташенов Б. Т., Кузнецов В. П., Уточкин К. П., Самохвалов И. В. // В кн.: III Всес. совещание по распространению лазерного излучения в дисперсной среде. Ч. III. // Обнинск. 1985. С. 32.
7. Дженкинс Р., Ватте Д. Спектральный анализ и его приложения. Ч. 1. // М.: Мир. 1971.
8. Госсард Э. Э., Хук У. Х. Волны в атмосфере. М.: Мир. 1978.
9. Сомсиков В. М. Геомагнетизм и аэрономия. 1978. Т. 18. С. 542.

Астрофизический институт
АН КазССР
Институт ионосферы АН КазССР, Алма-Ата

Поступила в редакцию
29 марта 1988 г.

V. I. Drobjev, V. A. Lyadzhin, V. M. Somsikov, V. T. Tashenov,
D. A. Kurmangaliyev. **Lidar Sounding of Atmospheric Wave Disturbances Generated by Solar Terminator.**

Dispersion relations were used to derive atmospheric wave spectra generated by a solar terminator for real temperature profiles up to the 100 km height.

The major mechanisms responsible for the disturbance field formation were ascertained. The calculation data were compared with the lidar ratio fluctuation spectra obtained from the lidar observations of the atmosphere in the 10–35 km altitude range. The peculiarities of the vertical temperature and wind velocity profiles were found to have a filtering effect on the wave disturbance spectra.