

Министерство высшего и среднего специального образования
РСФСР

Горьковский ордена Трудового Красного Знамени
научно-исследовательский радиофизический институт (НИРФИ)

П р е п р и н т № 209

РЕГИСТРАЦИЯ ВНУТРЕННИХ
ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В ТУМАНЕ
ПО ЕГО СОБСТВЕННОМУ СВЧ ИЗЛУЧЕНИЮ

А.Ф. КУЗЕНКОВ

А.В. ТРОИЦКИЙ

Горький 1986

В настоящее время наблюдается возрастающий интерес к внутренним атмосферным волнам, которые возникают в устойчивом слое атмосферы, в основном, вследствие расслоенности его по плотности. Такие колебания, называемые внутренними гравитационными волнами (ВГВ), могут возбуждаться штормами, землетрясениями, горными препятствиями на пути ветра, конвективными потоками и т.д. и имеют период от нескольких минут до часов. Распространяясь на большие расстояния (сотни километров) практически без затухания, ВГВ переносят значительную энергию и количества движения, играющие существенную роль в глобальном балансе энергии и количества движения атмосферы /1,2/. Исследование ВГВ ведётся, в основном, с помощью активных методов радио- и акустического зондирования. Однако в последнее время всё большее развитие находят пассивные радиометрические методы исследования /3-5/, в основном, с борта самолёта.

В настоящей работе предлагается метод регистрации ВГВ в тумане или слоистой облачности по собственному СВЧ радиоизлучению капельной фракции воды при её фазовом переходе в паробразное состояние и наоборот в процессе адиабатических колебаний воздушной массы, захваченной ВГВ.

Капельно-жидкий туман представляет собой совокупность взвешенных в воздухе капель воды средним радиусом 5 мкм. Относительная влажность воздуха в тумане обычно близка к 100 % /6/. Характерной особенностью туманов является умеренно устойчивая стратификация температуры в приземном слое воздуха, т.е. градиент температуры $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$ меньше сухо- и влажно-адиабатического градиента температуры $\gamma < \gamma_a < \gamma_a^*$ = 9,8 град/км. В такого рода устойчивом слое атмосферы со слабой турбулентностью могут распространяться ВГВ с частотами $\omega \leq N$ и амплитудами, сравнимыми с вертикальным масштабом устойчивого слоя. Граничная частота N (частота Брента-Вэйселя) определяется из уравнения для вертикального движения частицы воздуха, захваченной ВГВ,

распространяющейся в горизонтальной плоскости вдоль оси "X",

$$\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} + N^2(z) z = 0, \quad (1)$$

где

$$N^2 = -g \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{g}{c^2} \right) = \frac{g}{T} (\chi'_a - \chi), \quad (2)$$

g - ускорение свободного падения, c - скорость звука, ρ - плотность воздуха. Решение (1) при $\chi'_a - \chi > 0$ будет $z = A(z) \sin \omega t$. Амплитуда $A(z) = U_0(z) / \omega$, где $U_0(z)$ - начальная скорость движения частицы по вертикали, которая была придана внешней силой в начальный момент.

Процесс таких волновых колебаний близок к адиабатическому. При вертикальном смещении объёма воздуха, например вниз, происходит адиабатический его нагрев - водяной пар становится ненасыщенным и капли тумана начинают испаряться, а водность падать. Наоборот, при движении объёма воздуха вверх происходит адиабатическое охлаждение, при этом возникает перенасыщение водяного пара и, как следствие, конденсация капель тумана и рост его водности /7/. Таким образом, при вертикальных перемещениях массы тумана, захваченной ВГВ, происходит периодическое изменение её водности, как следствие вариаций температуры в адиабатическом волновом процессе.

С другой стороны, хорошо известны дистанционные радиометрические методы раздельного определения интегральной влажности атмосферы Q и водности облаков и туманов W по их собственному тепловому радиационному излучению в линии поглощения водяного пара H_2O λ 1,35 см и в атмосферных окнах прозрачности λ 8 мм и λ 3 мм, где вклад капель воды в излучение является определяющим /9/. Кроме того, проводя совместные спектральные измерения в линии поглощения кислорода O_2 λ 5 мм и решая соответствующую обратную задачу, можно определять распределение температуры $T(h)$ до высот $h \approx 10$ км /10,12/, что позволяет судить о степени устойчивости тропосферных слоёв и о возможности возбуждения ВГВ.

Туман, в силу малых значений интегральной водности, является слабо излучающим объектом, интенсивность излучения которого растёт с уменьшением длины волны, поэтому измерять его водность необходимо на длине волны λ 3 мм или короче. Так, например, коэффициент поглощения в облачных каплях на λ 3 мм примерно в 8 раз больше, чем на λ

8 мм. Радиометрический метод использовался нами для непрерывного определения интегральной водности тумана или слоистой облачности.

Яркостная температура атмосферы при наличии тумана или облачности будет

$$T_{\text{я}}(\lambda, \theta) = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^H T(h) \mathcal{K}(h, \lambda) e^{-\int_0^h \mathcal{K}(h', \lambda) dh'} dh, \quad (3)$$

где $\mathcal{K} = \mathcal{K}_{\text{O}_2} + \mathcal{K}_{\text{H}_2\text{O}} + \mathcal{K}_W$ - суммарный коэффициент поглощения в кислороде \mathcal{K}_{O_2} , водяном паре $\mathcal{K}_{\text{H}_2\text{O}}$ и тумане (облачности) \mathcal{K}_W , θ - зенитный угол, $H = 30$ км - высота излучающей атмосферы. Выражение (3) имеет более простой вид:

$$T_{\text{я}}(\lambda, \theta) = T_{\text{ср}} (1 - e^{-\tau/\cos \theta}), \quad (4)$$

где $T_{\text{ср}}$ - средняя по \mathcal{K} температура атмосферы, $\tau = \int_0^H \mathcal{K}(h) dh$ - поглощение на луче $\tau = \tau_{\text{O}_2} + \tau_{\text{H}_2\text{O}} + \tau_W$. В свою очередь, поглощения в водяном паре $\tau_{\text{H}_2\text{O}}$ и в облачных каплях τ_W линейно связаны с интегральной влажностью Q и водностью W соотношениями

$$\tau_{\text{H}_2\text{O}} = k_q(\lambda) Q, \quad \tau_W = \psi(\lambda, t_{\text{обл}}) W, \quad (5)$$

где k_q - коэффициент регрессии, $\psi(\lambda, t_{\text{обл}})$ - нормированный удельный коэффициент поглощения в каплях. На $\lambda = 3$ мм $\psi \approx 1,1$ неп/км·г·м⁻³ и практически не зависит от температуры в интервале +10 - -10 °С.

Проводя измерения яркостной температуры атмосферы на длинах волн $\lambda_1 = 1,35$ см и $\lambda_2 = 3$ мм, из уравнения (4) можно найти τ на каждой из длин волн. Определение Q и W осуществляется из решения системы уравнений на λ_1 и λ_2 вида /9/

$$\tau(\lambda_i) = \tau_{\text{O}_2}(\lambda_i) + k_q(\lambda_i) Q + \psi(\lambda, t_{\text{обл}}) W. \quad (6)$$

Поглощение в кислороде τ_{O_2} считается известным. Найденные значения Q и W используются для задания $\mathcal{K}(h, \lambda)$ уравнения (3) при решении обратной задачи восстановления профиля температуры $T(h)$ /10/. Таким образом, принимая радиомзлучение атмосферы на волне $\lambda = 3$ мм, можно непрерывно регистрировать изменение водности тумана или слоистой облачности во времени. Это позволяет, в частности, регистрировать и периодические изменения водности в адиабатическом волновом процессе, связанном с распространением БГВ.

Сделаем некоторые оценки для наиболее распространенных параметров тумана /6/. Допустим, что верхняя граница тумана $\Delta h = 300$ м

и этот слой изотермичен: $\gamma = 0$, $T = 273 \text{ K}$ $\gamma'_a = 6,5 \text{ град/км}$,
 водность $w = 0,2 \text{ г/м}^3$, интегральная водность $W = w \Delta h = 60 \text{ г/м}^2$.
 Тогда $N \approx 1,5 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$, что соответствует периоду $t_N \approx 7 \text{ мин}$. При
 характерных значениях $v_0 = 1 - 3 \text{ м/с}$ амплитуда $N \lambda = 70 - 200 \text{ м}$,
 что приводит к адиабатическому изменению температуры тумана на
 $\Delta T = 0,4 - 1,3 \text{ }^\circ\text{C}$. Нетрудно показать /8/, что изменение температу-
 ры облачной массы в указанных пределах при $T = 273 \text{ K}$ может при-
 вести к изменению водности на $\Delta w = 0,1 - 0,3 \text{ г/м}^3$ или интеграль-
 ной водности на $\Delta W = 30 - 90 \text{ г/м}^2$. Расчеты по (4), (5) показывают,
 что изменение интегральной водности $\Delta W = 30 \text{ г/м}^2$ приводит к из-
 менению яркостной температуры атмосферы на $\lambda 3 \text{ мм}$, равному $\Delta T \approx 9 \text{ K}$.
 Это даёт превышение сигнала относительно шумов приёмника примерно в
 30 раз при реализованной на практике чувствительности радиометра на
 $\lambda 3 \text{ мм}$ $\delta T_g = 0,3 \text{ K}$.

Заметим, что эти оценки приведены для идеализированного случая,
 когда вертикальные колебания совершает вся толща тумана, в то вре-
 мя как при реальных условиях на границах устойчивого слоя $h_0 = 0$
 и $h = \Delta h$ амплитуда колебаний равна нулю (условия "жёсткой крыш-
 ки" /13/). Следовательно, водность тумана на границах слоя не меня-
 ется. Это приводит к тому, что под действием ВГВ полностью перейти
 в парообразное состояние туман не может, т.е. $\Delta W < W$. При на-
 блюдении эффектов, связанных с бегущими гравитационными волнами,
 может проявляться совокупность мод колебаний /13/, если не накладыва-
 ются факторы, оказывающие фильтрующее воздействие. Согласно экс-
 периментальным данным /1/ могут наблюдаться пути когерентных гар-
 монических колебаний, включающих до десятка периодов.

Радиометрические исследования радиоизлучения атмосферы при нали-
 чии туманов проводились в г.Куйбышеве (февраль-март 1983 г.) и в
 г.Горьком (июнь-июль 1984 г.). Измерения собственного радиос излу-
 чения атмосферы с последующим определением интегральной влажности Q ,
 интегральной водности W и профиля температуры $T(h)$ выполнялись
 с помощью модуляционных супергетеродинных приёмников (радиометров)
 /11/ в полосах поглощения кислорода $\lambda 5 \text{ мм}$, водяного пара λ
 $1,35 \text{ см}$ и в окне прозрачности $\lambda 3 \text{ мм}$. Приём радиоизлучения осу-
 ществлялся на рупорные антенны с диаграммой направленности 8° в зе-
 нитном направлении. Калибровка принимаемого радиоизлучения осущест-
 влялась по методике, изложенной в /12/.

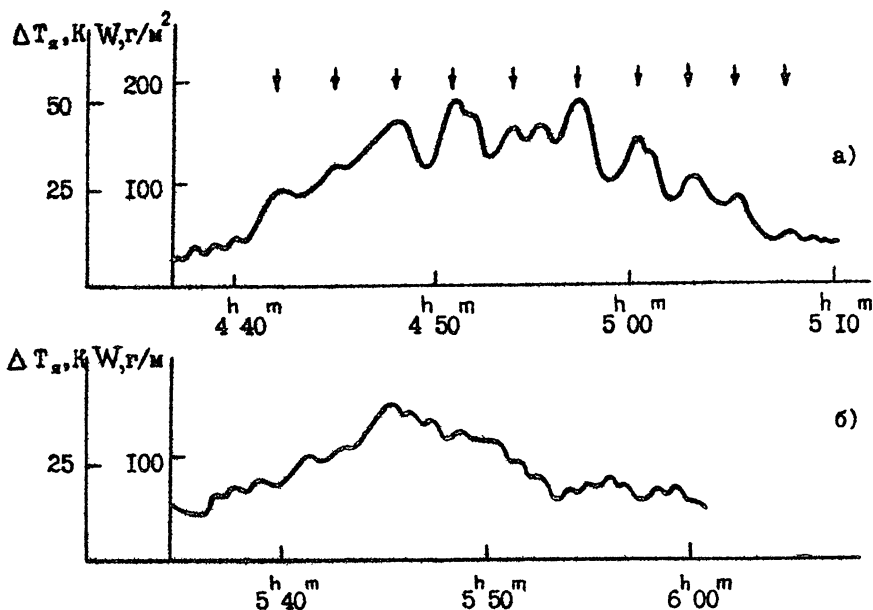


Рис. 1

Рассмотрим радиометрическое изображение адвективно-радиационного тумана 6 июля 1984 г. в г. Горьком. Туман развивался при ветре $U_B = 5 - 7$ м/с и безоблачной атмосфере. На рис. 1-а приведена запись радиоизлучения атмосферы на $\lambda 3$ мм для указанного случая. Здесь хорошо выражена гармоника колебаний интегральной влажности тумана, имеющая период $t \approx 175$ с (частота $\omega \approx 3,6 \cdot 10^{-2} \text{с}^{-1}$) и среднюю амплитуду $\Delta W \approx 50 \text{ г/м}^2$ или $\Delta T_g \approx 12$ К. Временной интервал положений максимумов колебаний W , отмеченных стрелками, имеет дисперсию 6 с, т.е. колебания носят строго периодический характер, что указывает на их волновую природу. Заметим, что на волновой процесс накладывается общее ветровое движение воздушных масс со скоростью $U_B = 5 - 7$ м/с. Это приводит к тому, что для определения истинных значений частоты ω_0 и периода t_0 колебаний необходимо учитывать эффект Доплера

$$\omega_0 = \omega \left(1 - \frac{U_B}{c} \cos \varphi \right), \quad (7)$$

где U - фазовая скорость распространения ВГВ, которая обычно близка к 10 м/с [1], φ - угол между направлением распространения ВГВ и ветром. Тогда для нашего случая $t_0 = \frac{2\pi}{\omega_0}$ лежит в пределах $t_0 = 175 \pm 435$ с при $\varphi = 90 - 0^\circ$ соответственно. В нашем случае ВГВ, по всей видимости, возбуждалась обтеканием ветрового потока высокого берега реки Волги с перепадом высот ~ 100 м (радиометрическая аппаратура располагалась недалеко от берега). В этом случае с большой вероятностью угол φ достаточно мал и период колебаний близок к максимальному значению, т.е. $t_0 \approx 400$ с.

В это же время (~ 3 час) в силу радиационного выхолаживания поверхности в пограничном слое атмосферы формируется инверсия температуры. Результаты дистанционного термического зондирования на λ 5 мм уверенно регистрируют в $4^h 30^m$ приземную инверсию температуры величиной $1,5^\circ$ в слое $\Delta h \approx 300$ м (см. рис.2-а). Следовательно, градиент температуры в устойчивом слое равен $\gamma \approx -5$ град/км, влажно-адиабатический градиент $\gamma'_a \approx 5$ град/км, а соответствующая частота Брента-Вейсяля (2) $N \approx 1,85 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ или $t \approx 340$ с.

В дальнейшем туман почти полностью экранирует тепловую радиацию земной поверхности, что приводит к росту температуры у поверхности и разрушению инверсии. Термическое зондирование на λ 5 мм в $5^h 30^m$ указывает на отсутствие инверсии (рис.2-б). Также перестают обнаруживаться периодические колебания влажности тумана по измерениям на λ 3 мм (рис.1-б). Градиент температуры в пограничном слое составил величину $\gamma = 6$ град/км, в то время как влажноадиабатический градиент $\gamma'_a \approx 4,5$ град/км (влажность по-прежнему близка к 100 %), т.е. атмосфера влажно-неустойчивая и распространение в ней ВГВ стало невозможным, хотя источник возбуждения может продолжать существовать.

Таким образом, полученные экспериментальные результаты находятся в хорошем соответствии с физическими представлениями об условиях распространения ВГВ в атмосфере и с теоретическими расчетами параметров таких волн.

Радиометрические методы регистрации ВГВ позволяют сделать некоторые количественные оценки параметров волнового процесса. Для рассмотренного случая $t_0 \approx 400$ с, $\omega_0 \approx 1,6 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ перепаду интегральной влажности $\Delta W = 50 \text{ г/м}^2$ соответствует адиабатическое изменение температуры $\Delta T = 0,25^\circ$, что, в свою очередь, при $\gamma'_a \approx 5$ град/км соответствует амплитуде вертикального движения воздуха $A \approx 50$ м.

Как нетрудно видеть, при этом максимальная скорость вертикального движения $v_z^{\max} = A \omega_0 = 0,8$ м/с, а плотность энергии $E = \rho (v_z^{\max})^2 / 2 \approx 0,37$ дж/м³.

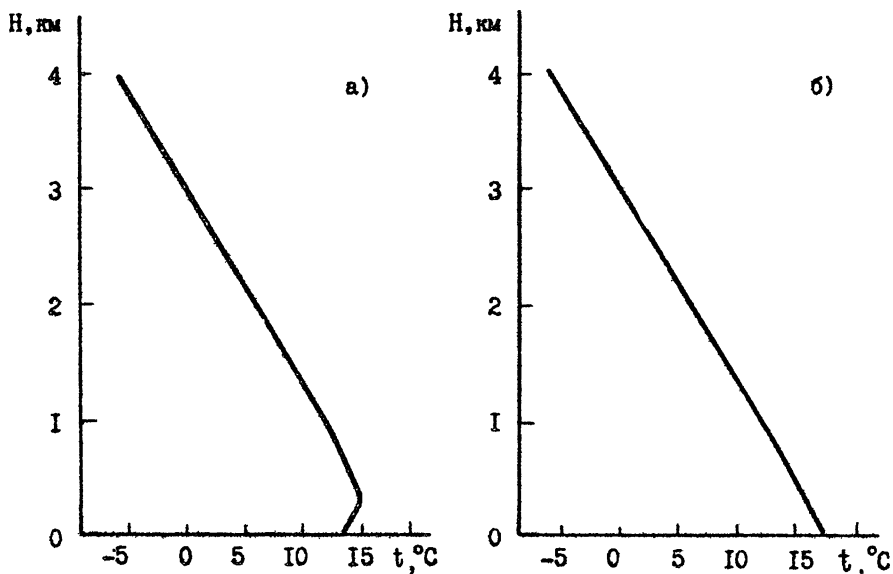


Рис. 2

Изложенная модель волновых движений позволяет объяснить ряд явлений, которые отмечаются при искусственном рассеянии тумана с помощью наземных пропановых установок. Прослеживание с помощью радиолокатора миллиметрового диапазона эффекта воздействия показало, что распространение в вертикальном направлении генерируемых установкой ледяных зародышей не согласуется с известной моделью /14/. Облако кристаллов может достигать высоты в 400 м за 1,5 мин (т.е. гораздо быстрее турбулентного переноса), далее подъём замедляется и облако растекается в горизонтальной плоскости. Эффект воздействия может охватывать различные слои тумана. С точки зрения волновой теории толщина засеянного реагентом слоя определяется пространственным раз-

мером возбуждаемой моды, поскольку каждый такой "полуволновый" слой слабо взаимодействует с вышележащим слоем.

В заключение отметим, что радиометрические методы позволяют, в принципе, обнаруживать ВГВ и в ясной атмосфере. Такая возможность основана на регистрации изменения интенсивности радиовлучения в линиях поглощения кислорода O_2 λ 5 и λ 2,6 мм, которое вызвано вариациями кинетической температуры воздуха в волновом адиабатическом процессе. Оценки по (3) показывают, что изменения яркостной температуры при этом невелики и составляют $\Delta T_j = 0,5 - 1$ К для ВГВ в пограничном слое атмосферы. Однако современный уровень развития радиометрической аппаратуры позволяет надеяться на положительный результат и в этом случае.

Авторы благодарны Б.Е.Немцову за обсуждение работы и ряд ценных замечаний.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. - М.: Мир, 1978, с. 532.
2. Голицын Г.С., Чунчузов Е.П. Акустико-гравитационные волны в атмосфере. - В сб.: Полярные сияния и свечение ночного неба, - М.: Наука, 1975, №23, с. 5-21.
3. El-Raey M. Remote sensing of atmospheric waves in O_2 and H_2O microwave emissions. - Radio Sci., 1982, v.17, N14, p.766 - 772.
4. Трохимовский Д.Г., Хапин Д.Б., Эткин В.С. Регистрация внутренних волн в атмосфере над морем по вариациям собственного СВЧ излучения атмосферы и морской поверхности. - Изв. АН СССР ФАО, 1983, т.19, №5, с.539-542.
5. Рассадковский В.А., Троицкий А.В. Определение влагосодержания атмосферы по разностным двухчастотным измерениям микроволнового излучения. - Изв. АН СССР ФАО, 1984, т.20, №7, с.566-577.
6. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. - Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 751.
7. Кузенков А.Ф. Внутренние волны в процессе рассеяния адвективно-радиационных туманов. - Тр. ЦАО (в печати).
8. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. - Л.: Гидрометеоздат, 1978, т.1,

с.247.

9. Башаринов А.Е., Кутуза Б.Г. Исследование радиоизлучения и поглощения облачной атмосферы в мм и см диапазоне волн. - Тр. ГГО, 1968, вып.222, с.100-110.
10. Кузнецова М.Г., Рассадовский В.А., Троицкий А.В. Дистанционное измерение метеопараметров облачной атмосферы радиометрическим методом. - Изв. вузов - Радиофизика, 1979, т.22, №8, с.938-945.
11. Волохов С.А., Кузнецова М.Г., Рассадовский В.А., Троицкий А.В. Радиометрический комплекс дистанционного определения метеопараметров и атмосферной рефракции. Тезисы Всесоюзного совещания по рефракции электромагнитных волн в атмосфере.- Томск, 1983, с.244-246.
12. Троицкий А.В. Дистанционное определение температуры атмосферы из спектральных радиометрических измерений в линии λ 5 мм. - Изв. вузов - Радиофизика (в печати).
13. Бреховских Л.М., Гончаров В.В. Введение в механику сплошных сред (в приложении к теории волн). - М.:Наука, 1982, с.334.
14. Хворостьянов В.И. Двумерная нестационарная микрофизическая модель низких облаков и туманов. - Метеорология и гидрология, 1982, №7, с.16-28.

Дата поступления статьи
20 февраля 1986 г.

Анатолий Федорович Кузнецов
Аркадий Всеволодович Троицкий

**РЕГИСТРАЦИЯ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН
В ТУМАНЕ ПО БГО СОБСТВЕННОМУ СВЧ ИЗЛУЧЕНИЮ**

Подписано к печати 4.04.88 г. МЦ 00769. Формат 60 x 84 1/16.

Бумага моложительная. Печать офсетная. Объем 0,78 усл. печ. л.
Заказ 4397. Тираж 120. Бесплатно.

Отпечатано на роталпринте НИРФИ