

О КОРРЕЛЯЦИИ УРОВНЯ СИГНАЛА ЗА ГОРИЗОНТОМ И ЧИСЛЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В АТМОСФЕРЕ

В.А. ПЕТРОВ, В.Н. ОЛЕЙНИКОВ, О.Л. ШИЛЯЕВА

Сопоставляются сезонные и суточные зависимости численности термических неоднородностей и среднего уровня сигнала при дальнем тропосферном распространении радиоволн. Показано, что существует взаимная корреляция этих величин. Это позволяет использовать данные о численности термических неоднородностей при разных метеорологических условиях для оценки состояния турбулентной атмосферы и диагностики тропосферных трасс.

Ключевые слова: дальнее тропосферное распространение, термические неоднородности, метеопараметры.

ВВЕДЕНИЕ

Работа радиотехнических систем, использующих распространение УВЧ сигнала вдоль земной поверхности и за горизонт, подвержена влиянию неоднородной атмосферы. Сложность и разнообразие физических явлений в тропосфере обусловили особую важность экспериментальных исследований дальнего тропосферного распространения (ДТР) УВЧ сигнала. Вопросы ДТР подробно рассмотрены в работах [1–4]. Среди многочисленных публикаций необходимо отметить первую монографию по ДТР [1], в которой обобщены результаты обширных экспериментальных исследований, выполненных в 1956–1962 гг. под руководством Я.С. Шифрина. В монографии особое внимание уделено систематическому изучению средних уровней сигналов в метровом, дециметровом и сантиметровом диапазонах на трассах разной протяженности, а также суточным и сезонным изменениям среднего уровня сигнала в разные годы.

Одним из важных механизмов ДТР является рассеяние волн на флуктуациях диэлектрической проницаемости ϵ воздуха. Уровень рассеянного сигнала в месте приема и его статистические характеристики определяются структурной постоянной C_ϵ^2 или дисперсией флуктуаций ϵ .

С флуктуациями ϵ связано и другое известное явление — «ангел-эхо», наблюдаемое при рассеянии волн конвективными термическими неоднородностями (КТН) [5–7]. В работе [7] показано, что часовая численность N «ангел-эхо» при вертикальном радиолокационном зондировании имеет явно выраженную зависимость от температуры приземного воздуха и ее производной по времени.

Величины C_ϵ^2 и N — количественные характеристики одной и той же реализации случайного поля $\epsilon(\mathbf{r})$, но C_ϵ^2 характеризует средний квадрат флуктуаций, а N — число локальных неоднородностей с аномально большими значениями флуктуаций ϵ . Связь C_ϵ^2 и N в общем случае неоднозначна. Корреляция этих величин возможна в тех случаях, когда значения C_ϵ^2 и N обусловлены одним физическим процессом —

конвективным теплообменом между земной поверхностью и атмосферой. Тогда состояние турбулентной атмосферы на трассе ДТР можно приблизительно оценить по значению N , полученному путем прямого измерения, или по известным зависимостям N от метеопараметров.

Для оценки взаимной корреляции C_ϵ^2 и N в данной работе сопоставляются суточные и сезонные изменения среднего уровня сигналов на трассах ДТР и часовой численности КТН при радиолокационном зондировании атмосферы.

1. СРЕДНИЙ УРОВЕНЬ СИГНАЛА НА ТРАССАХ ДТР

В монографии [1] исходными данными для определения среднего за тот или иной промежуток времени (сутки, месяц, год) уровня сигнала были среднечасовые значения медианного уровня, т.е. такие, вероятность превышения которых за часовой интервал наблюдения составляет 50%. На рис. 1 показаны усредненные за несколько лет сезонные изменения множителя ослабления V на трассах различной протяженности R . Графики построены по результатам приема сигналов на длине волны $\lambda = 10$ см в течение 2800 часов за период 1956–1959 гг.

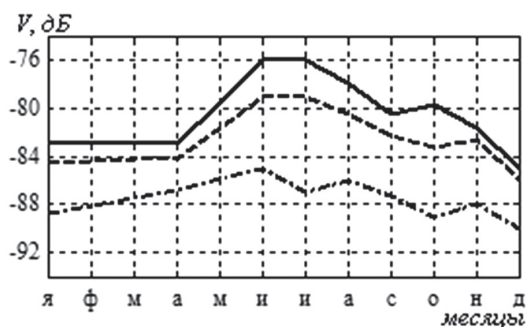


Рис. 1. Усредненный сезонный ход множителя ослабления для различных расстояний R (— $R=200$ км, -- $R=250$ км, -·- $R=350$ км), $\lambda = 10$ см

Как видно из рис. 1, средний уровень сигнала летом приблизительно на 5–8 дБ выше, чем зимой. С увеличением протяженности трассы сезонные изменения сигнала сглаживаются. На

рис. 2 показана зависимость разности ΔV между максимальными и минимальными средними значениями сигнала от расстояния R между передатчиком и приемником.

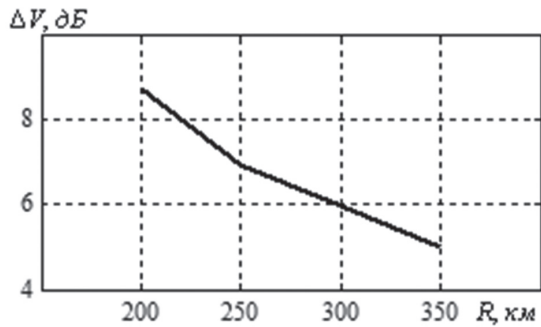


Рис. 2. Разность между максимальными и минимальными средними значениями уровня сигнала как функция расстояния R , 1956–1959 гг., $\lambda = 10$ см

На тропосферных трассах разной протяженности сезонные изменения среднемесячного уровня сигнала различны, но сохраняют общую особенность — минимальные значения всегда наблюдаются в зимние месяцы с выраженными границами области относительно низких уровней сигнала. Сезонные изменения V на одной и той же трассе в разные годы заметно отличаются. Это видно из сравнения кривых на рис. 1 и рис. 3, где приведены данные 1958 г.

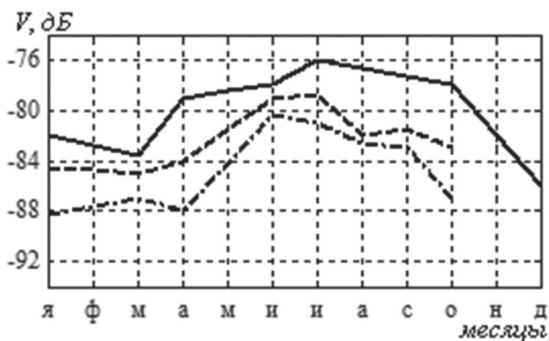


Рис. 3. Сезонный ход множителя ослабления в 1958 г. (— $R=200$ км, - - $R=250$ км, - · - $R=350$ км), $\lambda = 10$ см

Усредненные графики суточных изменений среднечасовых значений сигнала в июле — августе, а также в сентябре 1958 г. на трассе длиной 350 км приведены на рис. 4.

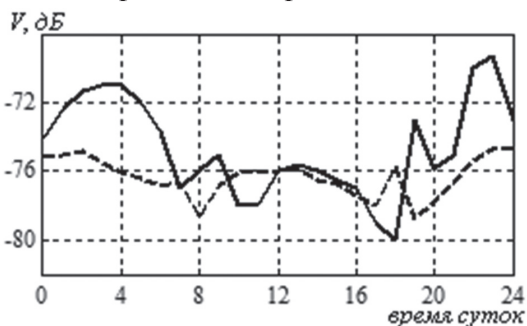


Рис. 4. Типичные кривые суточных изменений V (— сентябрь, - - июль-август), $\lambda = 10$ см, $R=350$ км

Как отмечается в работе [1], рассмотрение большого количества подобных зависимостей, полученных в разное время года на различных трассах, показывает, что суточные изменения уровня сигнала выражены весьма существенно. Летом эти изменения сильнее, чем зимой. Колебания уровня сигнала на коротких трассах (порядка 200 км) достигают 20 дБ и более. С увеличением протяженности трассы эти изменения сглаживаются. Колебания среднечасового уровня сигнала изменяются от 9 дБ до 6 дБ при изменении протяженности трассы от 200 км до 400 км.

Несмотря на резко выраженные суточные изменения, какие-либо общие закономерности на трассах длиной $R \geq 350$ км выражены слабо, однако отмечается [1], что в большинстве случаев уровень сигнала в ночное время выше, чем днем.

На трассе протяженностью 200 км суточные изменения множителя ослабления 12.12.1958 при одновременном приеме сигналов на двух длинах волн ($\lambda = 10$ см и $\lambda = 3$ см) (рис. 5) заметно коррелированы, а максимальные значения V в ночное время и днем практически одинаковы.

Сопоставление хода графиков на рис. 4 и 5 показывает, что характерной особенностью всех кривых является наличие двух минимумов приблизительно в одинаковое время суток — в утренние и вечерние часы. Это дает основание предположить, что суточные изменения среднего уровня сигнала на трассах малой и средней протяженности косвенно связаны с динамикой процессов теплообмена между земной поверхностью и атмосферой.

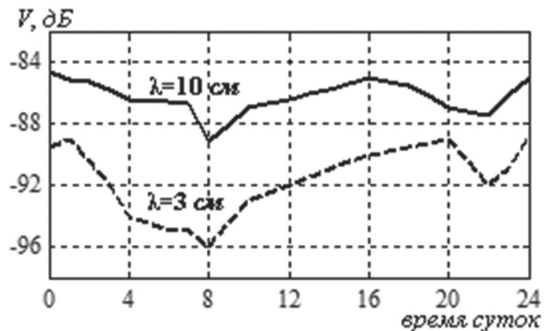


Рис. 5. Суточный ход сигнала, $R=200$ км

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ КОНВЕКТИВНЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В АТМОСФЕРЕ

Конвективные термические неоднородности в атмосфере являются результатом нагрева земной поверхности Солнцем. В зависимости от термических и динамических условий в атмосфере и на подстилающей поверхности КТН могут иметь вид изолированных объемов воздуха (термиков), или вертикальных воздушных струй [7].

Восходящие потоки в виде воздушной струи образуются в определенной точке земной поверхности, где она нагрета сильнее, а сама струя может наклоняться и изгибаться ветром. По ре-

зультатам измерений, полученных с помощью летательных аппаратов, средний диаметр воздушных струй составляет 70–110 м (изредка до 700 м). Превышение температуры в струе по сравнению с окружающим воздухом достигает 0,2–0,3 °С. Вертикальные размеры струй могут доходить до сотен или тысяч метров [8].

Механизм образования термиков подробно рассмотрен в работе [9]. В процессе подъема нагретый воздух образует тороидальный объем завихренного газа, который движется в атмосфере перпендикулярно плоскости вихревого кольца и может переносить свою энергию без значительной диссипации на большие расстояния. В верхней части термика, вблизи его передней границы, течение газа весьма нестабильно, что приводит к образованию турбулентной зоны, которая имеет вид оболочки полусферического сегмента. Наличие внутри передней части термика квазистационарной циркуляции воздуха играет стабилизирующую роль и препятствует быстрому перемешиванию нагретого газа с окружающим воздухом [9].

Результаты измерений, выполненных с помощью летательных аппаратов, показывают [9], что поперечные размеры конвективных термиков увеличиваются с высотой и лежат в пределах от десятков метров до сотен метров в диаметре, в зависимости от различных факторов: рельефа, скорости приземного ветра, освещенности и давления. В отдельных случаях размеры их могут быть на порядок больше указанных величин.

Продолжительность существования термика находится в пределах от нескольких до 20 минут [10], высота подъема обычно составляет 1,5–2 км, но иногда возрастает до 5–6 км. Градиенты показателя преломления в области КТН достигают 5–7 N-ед./м [6].

Для радиолокационных исследований КТН использовалась РЛС вертикального зондирования (ВЗ) S диапазона [7] со следующими характеристиками: высотный диапазон зондирования – 0,2–6 км, разрешающая способность по высоте

– 60 м, ширина диаграмм направленности передающей и приемной антенн по половинной мощности – 4,5°. Передатчик РЛС ВЗ выполнен на основе магнетрона с импульсной модуляцией, импульсная мощность передатчика – 500 Вт. Радиоприёмное устройство имеет тракт когерентной обработки сигнала с логарифмической амплитудной характеристикой и динамическим диапазоном около 75 дБ. Сигнал с выхода приемника поступает на аналогово-цифровой преобразователь с частотой дискретизации 10 МГц и разрядностью 14 бит. Функции сбора, обработки и хранения радиолокационной информации осуществляет сервер.

Анализ годового цикла непрерывных радиолокационных измерений (с 01.05.2010 г. по 01.05.2011 г.), проведенных в г. Харькове, показал наличие большого числа сигналов, отраженных от локальных атмосферных образований, невидимых в оптическом диапазоне. Появление радиолокационных сигналов в большинстве случаев было связано с отражением электромагнитных колебаний от конвективных термических неоднородностей атмосферы.

Типичные примеры регистрации результатов радиолокационного зондирования приведены на рис. 6 и 7. По горизонтали указано время суток t в формате часы-минуты-секунды, по вертикали – высота над земной поверхностью h . Цветовая шкала радиолокационных отметок целей соответствует уровню сигнала

$$w = 10 \lg(P_S / P_0),$$

где P_S – мощность сигнала, отраженного от КТН, а P_0 – средняя мощность сигнала, рассеянного реальной атмосферой в отсутствие КТН.

Как видно из рис. 6, локальные неоднородности находятся на высотах до 1500 м, а максимальный уровень отраженных сигналов $w \approx 38$ дБ.

В ночное время (см. рис. 7) КТН наблюдались на высотах до 3500 м, что обусловлено достижением адиабатического равновесия «всплывающего» объема газа с окружающим воздухом.

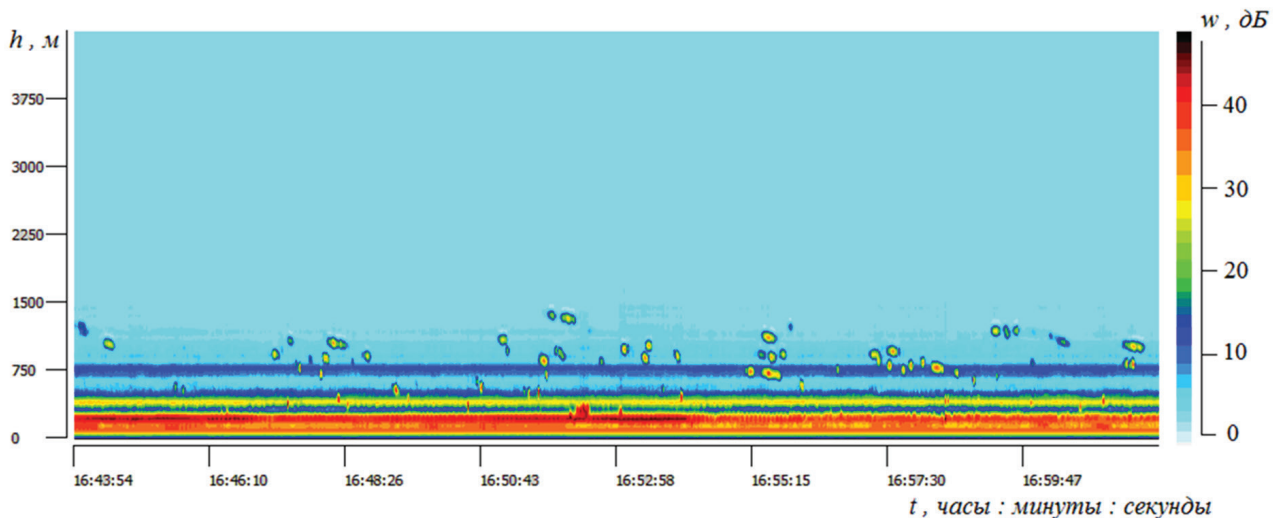


Рис. 6. Пример данных дневной регистрации КТН 16 июня 2010 г.

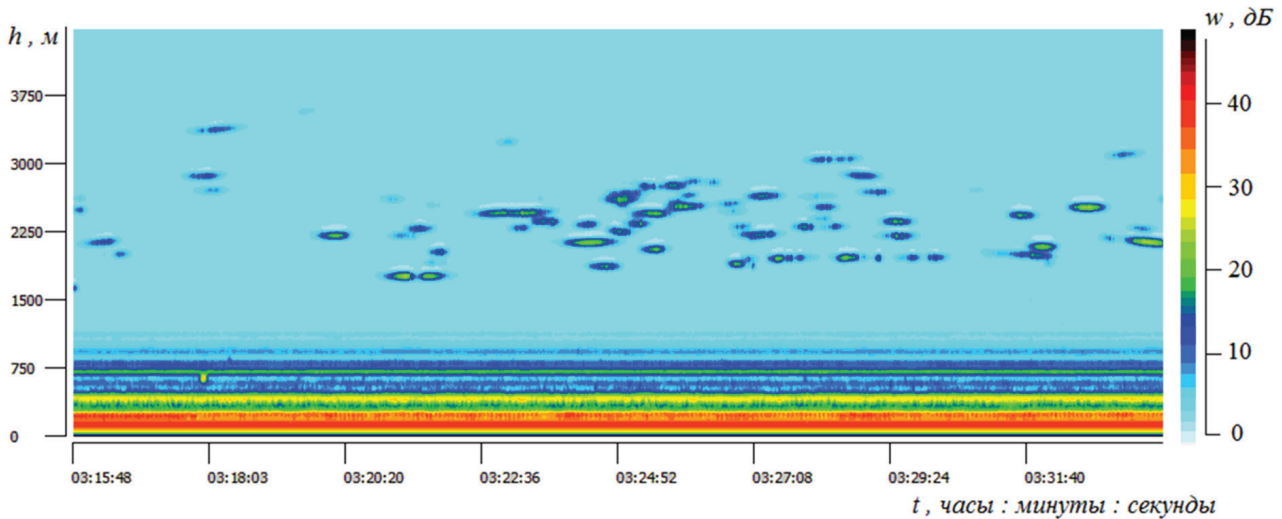


Рис. 7. Пример данных ночной регистрации КТН 20 июня 2010 г.

Решение о появлении в зоне действия РЛС ВЗ отражающего объекта (КТН) принимается в том случае, когда уровень отраженного сигнала $w \geq 5$ дБ. Последовательную регистрацию КТН приближенно можно рассматривать как поток независимых случайных событий. Количественной характеристикой потока является интенсивность, или число N регистрируемых КТН в единицу времени, например, за один час непрерывных наблюдений.

На рис. 8 приведена типичная зависимость N от времени суток, характерная для весеннего периода.

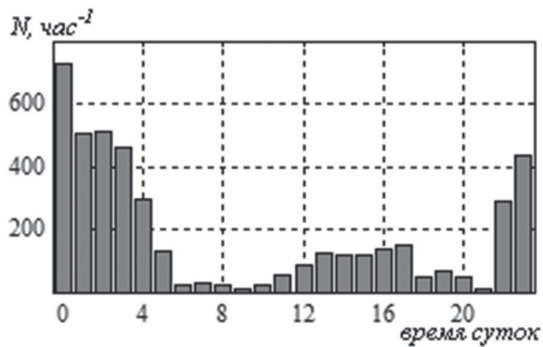


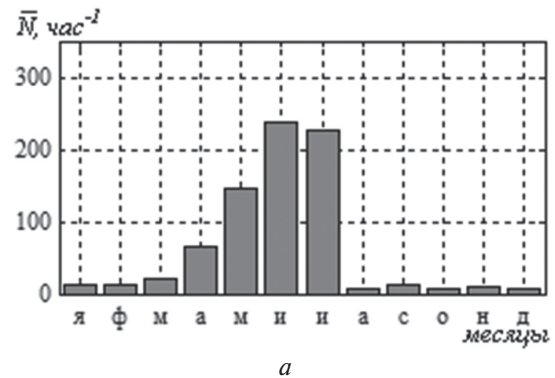
Рис. 8. Суточные изменения часовой численности КТН 11.05.2010

Суточная зависимость $N(t)$ имеет двумодальный характер с выраженными ночным и дневным максимумами. Начиная с рассвета и до полудня КТН или отсутствуют, или численность их невелика, а их появление носит эпизодический характер. После полудня, когда подстилающая поверхность достаточно прогревается, часовая численность КТН возрастает, и их появление носит устойчивый характер. Максимальная высота, на которой они наблюдаются, находится в интервале 800 – 3000 м и зависит от сезона. Перед закатом солнца наблюдается спад часовой численности КТН.

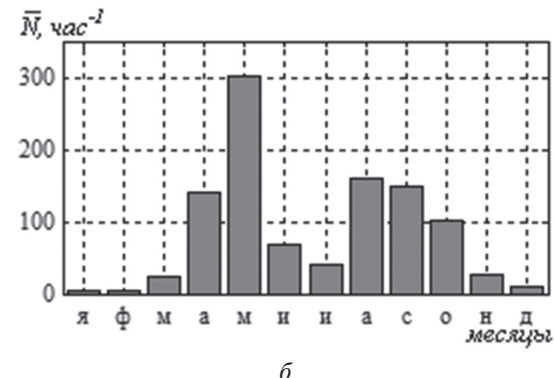
После захода солнца начинается ночной период формирования КТН, когда происходит вы-

холаживание приземного слоя воздуха и начинается формирование термических потоков в виде «всплывающих» термиков. Средняя скорость их подъема составляет около 2 м/с. Затем N резко возрастает и сопровождается ростом максимальной высоты подъема (до 6 км). Длительность сигналов, отраженных от КТН, увеличивается, достигая десятков секунд. К восходу солнца численность ночных термиков снижается, и при выравнивании температуры почвы и воздуха N падает до минимального значения.

На рис. 9 приведены сезонные изменения средней за месяц часовой численности \bar{N} регистрируемых КТН для дневного (а) и ночного (б) периодов наблюдения.



а



б

Рис. 9. Сезонные изменения среднемесячной численности \bar{N} КТН для дневного (а) и ночного (б) периодов наблюдения

Сезонный максимум численности КТН наблюдается в мае – июне, что, по-видимому, объясняется благоприятным для развития конвективных процессов соотношением температуры и влажности воздуха. В сентябре начинается постепенный спад часовой численности КТН, и в конце ноября N достигает значений близких к минимальным.

Следует отметить, что радиолокационные отражения от КТН наблюдаются и в зимнее время года при отрицательных температурах, однако их появление эпизодично и связано с благоприятными погодными условиями, обеспечивающими необходимый для образования КТН прогрев подстилающей поверхности. В первой половине марта образование КТН начинает носить регулярный, устойчивый характер, однако их часовая численность N заметно ниже, чем в теплое время года.

Результаты радиолокационных наблюдений КТН позволяют определить текущие параметры атмосферы, при которых возникают благоприятные условия для образования КТН в пограничном слое атмосферы и нижней части тропосферы.

Подробный анализ зависимости N от времени суток, температуры, влажности и скорости ветра приведен в работе [7]. Один из важных выводов этой работы состоит в том, что часовая численность КТН существенно зависит от температуры приземного воздуха T и ее производной $T' = \partial T / \partial t$ на совпадающих интервалах времени t . Зависимость $N(T, T')$, полученная в результате обработки данных двухмесячного цикла измерений в весеннее время, приведена на рис. 10.

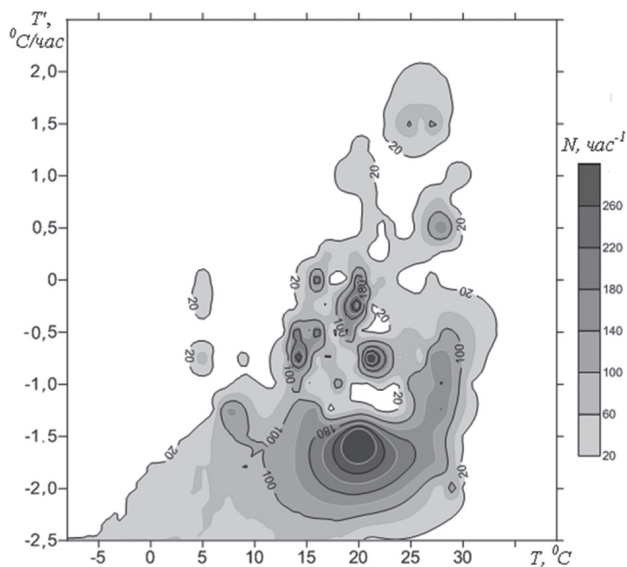


Рис.10. Изолинии поверхности, отображающей зависимость часовой численности КТН от температуры приземного воздуха T и ее производной T'

Конвективные термические неоднородности появляются в ночное время во всём интервале положительных температур, а днем – в более узком интервале температур воздуха.

Ночной рост численности КТН связан с отрицательными значениями производной T' , когда подъем потока воздуха обеспечивается разницей температур подстилающей поверхности, нагретой в дневное время, и остывающей ночной атмосферы.

Днем относительно большие значения N достигаются при положительных значениях T' , когда температура приземного воздуха остаётся ниже температуры отдельных участков подстилающей поверхности.

Зависимости $N(T, T')$ в разное время года и разное время суток отличаются, но имеют общую особенность. Как правило, существует ограниченная область значений T и T' , в которой N быстро растёт и достигает максимума, характерного для времени и конкретных условий измерения N . Это позволяет ориентировочно оценить N на основе результатов измерений метеопараметров.

Выраженной зависимости $N(T, T')$ от скорости ветра v при $v < 10$ м/с не наблюдалось.

3. СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЗОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ МНОЖИТЕЛЯ ОСЛАБЛЕНИЯ И ЧИСЛЕННОСТИ РЕГИСТРИРУЕМЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

График сезонного хода среднемесячной численности КТН, построенный по данным рис. 9, показан на рис. 11.

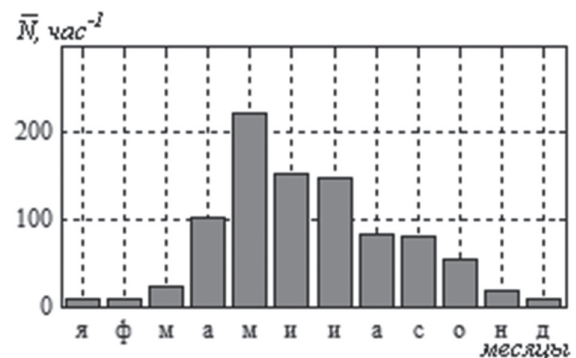


Рис. 11. Сезонный ход среднемесячной численности \bar{N} термических неоднородностей

В течение года \bar{N} изменяется приблизительно на порядок, причем область малых значений (зимние месяцы) имеет выраженные границы, за которыми \bar{N} быстро возрастает.

Для сопоставления сезонных зависимостей множителя ослабления $V(m)$ и $\bar{N}(m)$ (m – обозначение месяца), приведенных на рис. 1 и рис. 11, введем безразмерное отношение $B(m) = N(m) / N_0$, где N_0 – постоянная величина. Выразим отношение $B(m)$ в децибелах с учетом масштабного множителя P следующим образом:

$$B(m) = 10 \lg [N(m) / N_0] + 10 \lg P.$$

Значение P можно найти из условия равенства $V(m)$ и $B(m)$ в характерных точках кривых,

например, в максимумах или в области перехода от малых «зимних» значений $V(m)$ к «весенним».

В нашем случае выбраны $N_0 = 1 \text{ час}^{-1}$, $P = 1,12 \cdot 10^{-10}$. При этом $10 \lg P = B_0 = -99,5 \text{ дБ}$. Зависимость $B(m)$ показана на рис. 12 сплошной линией. Там же приведены зависимости $V(m)$ для трасс длиной $R = 200 \text{ км}$, 250 км и 350 км , заимствованные из работы [1] (см. рис. 1).

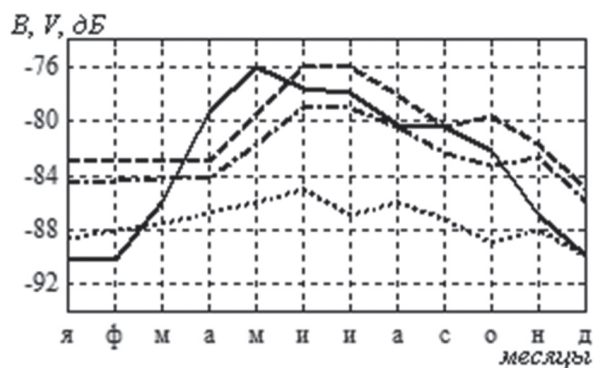


Рис. 12. Сезонные зависимости $B(m)$ и $V(m)$ (— $R=200 \text{ км}$, - - - $R=250 \text{ км}$, ··· $R=350 \text{ км}$)

Как отмечалось выше, ход зависимостей $V(m)$ в разные годы заметно отличается. Тем не менее видно, что $V(m)$ и $N(m)$, полученные в разные годы, взаимосвязаны в той области, где $N(m) \gg 1$, т.е. в летние месяцы. Для количественной оценки корреляции значений $V(m)$ и $N(m)$, очевидно, необходимы результаты одно-временных измерений этих величин.

Сопоставление имеющихся данных о суточных изменениях $V(t)$ и $N(t)$ (t — время суток) показывает, что в обоих случаях (см. рис. 4, 5, 8) наблюдаются два минимума — в утренние и вечерние часы. Ночные максимумы, как правило, выше дневных. Ход зависимостей $V(t)$ и $N(t)$ в разные сутки может существенно отличаться, но в среднем характер суточных изменений $V(t)$ и $N(t)$ одинаков.

Зависимость разности ΔV между максимальными и минимальными средними уровнями сигналов от протяженности трассы (см. рис. 2) вполне согласуется с данными о высоте подъема КТН и значением C_e^2 на этой высоте. Поскольку высота, на которой наблюдаются КТН, обычно не превышает $2,5 \text{ км}$, при длине трассы $R \geq 400 \text{ км}$ термические конвективные неоднородности находятся в основном ниже границы геометрической тени, т.е. ниже области пересечения диаграмм направленности передающей и приемной антенн, и рост C_e^2 не оказывает существенного влияния на средний уровень сигнала при ДТР. Если же $R \leq 200 \text{ км}$, влияние роста C_e^2 на уровень сигнала оказывается значительно выше, а его средний уровень увеличивается приблизительно на 8 дБ (см. рис. 3). При появлении КТН, как показывают расчеты поля за горизонтом [11], следует ожидать глубоких замираний сигнала, связанных с переносом КТН ветром.

Таким образом, зависимость ΔV от протяженности трассы подтверждает связь высоты приземного слоя тропосферы, в котором C_e^2 значительно превышает свое среднее значение, с высотой подъема КТН. В свою очередь, высота подъема сопряжена с часовой численностью КТН [7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Средний уровень сигнала за радиогоризонтом и часовая численность КТН, регистрируемых при вертикальном радиолокационном зондировании атмосферы, взаимосвязаны в весенне-летний период, когда достаточно активны процессы конвективного теплообмена между земной поверхностью и атмосферой. В это время года существенным механизмом распространения радиоволн за горизонт можно считать рассеяние волн на флуктуациях диэлектрической проницаемости, хотя роль его может быть различной даже в разное время суток.

В зимнее время корреляция уровня сигнала и численности КТН не обнаруживается, а уровень сигнала преимущественно определяется действием других механизмов ДТР.

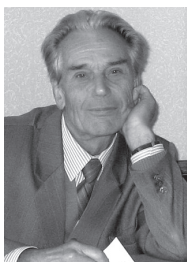
Таким образом, часовая численность конвективных термических неоднородностей при конкретных условиях ее измерения может служить важной дополнительной информацией для диагностики условий распространения радиоволн на тропосферных трассах, проходящих над сушей.

Авторы посвящают эту статью Юбилею **Якова Соломоновича Шифрина**, замечательного человека, чуткого и доброжелательного наставника, умеющего радоваться успехам коллег и учеников, с искренними пожеланиями здоровья и долгих лет плодотворной работы.

Литература

- [1] Шифрин Я.С., Черный Ф.Б., Тихомиров Ю.А., Тарасов П.С., Трашков П.С. Экспериментальное исследование дальнего тропосферного распространения ультракоротких радиоволн. — Харьков: Изд. АРТА, 1964. — 103 с.
- [2] Дальнее тропосферное распространение ультракоротких волн / под ред. Б.А. Введенского и др. — М.: Сов. радио, 1965. — 418 с.
- [3] Шур А.А. Характеристики сигнала на тропосферных радиоприемах. — М.: Связь, 1972. — 105 с.
- [4] Высоковский Д.М. Некоторые вопросы дальнего тропосферного распространения ультракоротких волн. — М.: Изд-во Акад.наук СССР, 1985. — 110 с.
- [5] Atlas D., Possible key to dilemma of meteorological "Angel echo's" // Journal of Meteorology., 1960. — № 17. — P. 95.
- [6] Черников А.А. Радиолокационные отражения от ясного неба. — Ленинград: Гидрометеиздат, 1979. — 45 с.
- [7] Олейников В.Н., Евсеев Д.Б., Юдин С.В., Литвин-Попович А.И., Горячий Д.А. Радиолокационные наблюдения отражений от атмосферных неоднородностей в тропосфере, обусловленных термиками // Прикладная радиоэлектроника: Научно-техн. журнал. 2012. — Т. 11, № 1. — С. 15–22.

- [8] Хргиан А.Х. Физика атмосферы. — М.: Государственное издательство физико-математической литературы, 1958. — 476 с.
- [9] Русаков Ю.С. Динамика вертикального движения турбулентного вихревого кольца // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1997. — Т. 37, № 6. — С. 1–11.
- [10] Довгалюк Ю. А. Ивлев Л. С. Физика атмосферных аэрозольных систем. — СПб: Изд-во СПбГУ, 1999. — 188 с.
- [11] V.A. Petrov, A.M. Klyueva, O.L. Pavlova. Estimating the actual conditions of beyond-the-horizon USW propagation by preassigned spatial distribution of air refractive index. // Telecommunications and Radio Engineering. Begell House Inc. 2013. — V.72, No 17. — P. 1561–1573.



Поступила в редколлегию 20.03.2015

Петров Валерий Аркадьевич, кандидат физико-математических наук, профессор Харьковского национального университета радиоэлектроники. Научные интересы: распространение радиоволн в неоднородных средах, цифровая обработка сигналов.



Олейников Владимир Николаевич, кандидат технических наук, профессор кафедры РЭС Харьковского национального университета радиоэлектроники. Научные интересы: радиолокационные методы исследования атмосферных динамических процессов.



Шиляева Ольга Леонидовна, кандидат технических наук, ассистент кафедры РЭС Харьковского национального университета радиоэлектроники. Научные интересы: распространение радиоволн в неоднородных средах, цифровая обработка сигналов.

УДК 621.371.34

Про кореляцію рівня сигналу за горизонтом та чисельності термічних неоднорідностей в атмосфері / В.А. Петров, В.М. Олейніков, О.Л. Шиляєва // Прикладна радіоелектроніка: наук.-техн. журнал. — 2015. — Том 14. — № 1. — С. 98–104.

Порівнюються сезонні та добові залежності чисельності термічних неоднорідностей та середнього рівня сигналу при дальньому тропосферному поширенні радіохвиль. Показано, що існує взаємна кореляція цих величин. Це дозволяє використовувати дані про чисельність термічних неоднорідностей при різних метеорологічних умовах для оцінювання стану турбулентної атмосфери та діагностики тропосферних трас.

Ключові слова: загоризонтне поширення, термічні неоднорідності, метеопараметри.

Іл.: 12. Бібліогр.: 11 найм.

UDC 621.371.34

About correlation of signal level beyond line-of-sight and number of thermal inhomogeneities in atmosphere / V.A. Petrov, V.N. Oleynikov, O.L. Shilyaeva // Applied Radio Electronics: Sci. Journ. — 2015. — Vol. 14. — № 1. — P. 98–104.

Seasonal and diurnal dependences of thermal inhomogeneities number and average level of a signal beyond line-of-sight paths are compared. It is shown that there is a mutual correlation of these values. It allows to use data about the number of thermal inhomogeneities under different weather conditions for evaluating the condition of turbulent atmosphere and diagnosis of tropospheric paths.

Keywords: transhorizon propagation, thermal inhomogeneities, meteorological parameters.

Fig.: 12. Ref.: 11 items.