

РЕКОМЕНДАЦИЯ МСЭ-R P.1621-1

Данные о распространении радиоволн, требующиеся для разработки систем связи Земля–космос, работающих в диапазоне 20 ТГц – 375 ТГц

(Вопрос МСЭ-R 228/3)

(2003-2005)

Ассамблея радиосвязи МСЭ,

учитывая,

- а) что спектр частот между 20 ТГц и 375 ТГц пригоден для связи в средах околоземного пространства и дальнего космоса;
- б) что для надлежащего планирования систем связи Земля–космос, работающих в диапазоне частот 20 ТГц – 375 ТГц, необходимо иметь соответствующие данные о распространении радиоволн;
- с) что были разработаны методы, позволяющие рассчитать наиболее важные параметры распространения, необходимые при планировании систем связи Земля–космос, работающих в диапазоне частот 20 ТГц – 375 ТГц;
- д) что в максимально возможной степени эти методы были проверены по имеющимся данным и продемонстрировали точность, которая совместима с естественной изменчивостью явлений распространения и адекватна для большинства существующих применений, используемых при планировании систем, работающих в диапазоне частот 20 ТГц – 375 ТГц,

признавая,

- а) что в п. 78 Статьи 12 Устава МСЭ указано, что в функции Сектора радиосвязи входит "...проведение изучений без ограничения диапазона частот и принятие рекомендаций...",

рекомендует,

- 1 чтобы методы прогнозирования параметров распространения, приведенные в Приложении 1, были приняты для планирования систем связи Земля–космос в соответствующих диапазонах их работоспособности, указанных в этом Приложении.

ПРИМЕЧАНИЕ 1. – Дополнительную информацию, связанную с методами прогнозирования параметров распространения для частот от 20 ТГц до 375 ТГц, можно найти в Рекомендации МСЭ-R P.1622.

Приложение 1**1 Факторы атмосферы**

На работу систем связи, действующих в диапазоне частот 20–375 ТГц между Землей и орбитальным космическим аппаратом, влияет атмосфера Земли. Эти атмосферные эффекты включают:

- поглощение молекулами атмосферных газов, присутствующих на трассе распространения, которое вызывает общие потери амплитуды сигнала;

- рассеяние частицами с размерами от долей длины волны до нескольких длин волн, присутствующих на трассе распространения, что вызывает взаимные потери амплитуды сигнала;
- рефракцию луча из-за изменений плотности атмосферы на трассе распространения, которая вызывает видимое изменение положения источника передачи;
- турбулентность, вызываемую температурными колебаниями в атмосфере, что приводит к флуктуации амплитуды и фазы принимаемого сигнала.

В настоящем Приложении рассматривается только влияние тропосферы на полезный сигнал. По мере возможности методы прогнозирования, приведенные в этом Приложении, были проверены по данным измерений на линиях связи между наземными станциями и открытым космосом и на астрономических системах. Эти методы дают результаты, пригодные для базового планирования систем. Вместе с тем из-за пространственной и временной изменчивости атмосферы необходимы наблюдения характеристик распространения радиоволн на местах, до развертывания любой системы наземного базирования, работающей в диапазоне частот 20 ТГц – 375 ТГц.

2 Поглощение

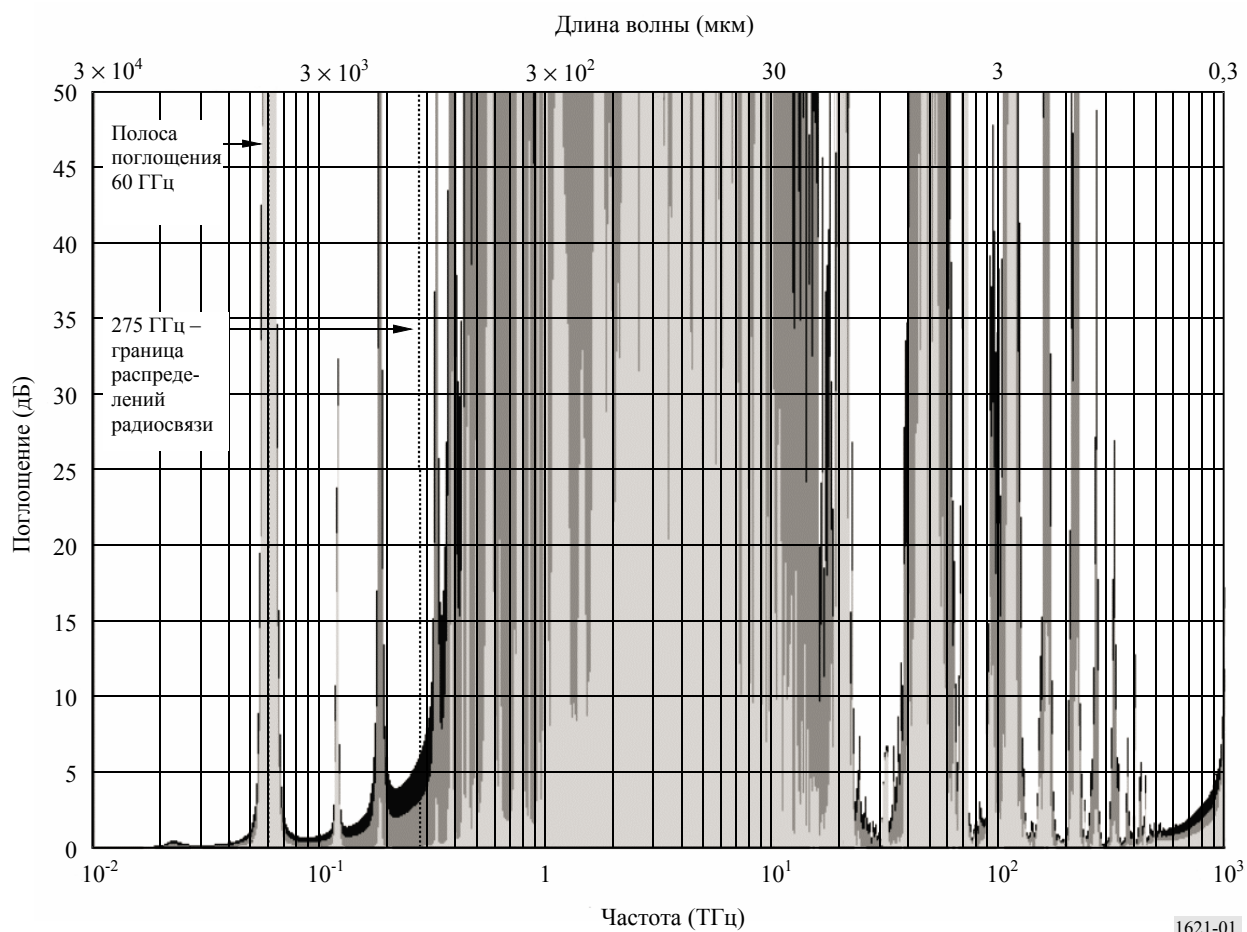
На рисунке 1 показана частотная зависимость атмосферного поглощения вдоль трех зенитных трасс. Участок со светло-серым фоном иллюстрирует относительно низкое поглощение в местности, расположенной на 5 км выше уровня моря в области низкой влажности. Более темный участок показывает дополнительное атмосферное поглощение, которое происходило бы в местности, расположенной на 2 км выше уровня моря. Черные участки показывают дальнейшее влияние атмосферного поглощения для местности, расположенной на уровне моря при передаче через стандартную атмосферу согласно Рекомендации МСЭ-R P.835. Рисунок ясно показывает, что атмосфера, кроме некоторых сухих, расположенных высоко над уровнем моря местностей, непрозрачна для электромагнитных волн почти на всех частотах в диапазоне приблизительно от 1 ТГц до 10 ТГц (длины волн от 300 мкм до 30 мкм). На частотах выше 10 ТГц поглощающие характеристики атмосферы снова становятся благоприятными для распространения электромагнитных волн между поверхностью Земли и космосом.

Поглощающие характеристики в спектральной области с частотами более 10 ТГц (длины волн ниже 30 мкм), показанные подробно на рисунке 2 для тех же трех зенитных трасс, характеризуются рядом участков низкого поглощения, разделенных узкими, но сильными участками высокого поглощения. Отдельные участки низкого поглощения ограничены тонкой структурой, состоящей из многих слабых линий поглощения. Отдельные линии поглощения обусловлены присутствием газообразных компонентов в атмосфере, включая такие (но не ограничиваясь ими), как: NH_3 , CO_2 , CO , CH_4 , NO_2 , NO , O_2 , O_3 , SO_2 , H_2O и различные ХФУ. Интенсивность линий поглощения зависит от температуры и давления.

Расчеты атмосферного поглощения возможны с использованием полинейного метода аналогичного описанному в Приложении 1 к Рекомендации МСЭ-R P.676. Однако, поскольку в спектральном диапазоне частот от 10 ТГц до 1000 ТГц (длины волн от 30 мкм до 0,3 мкм) присутствуют тысячи отдельных линий, такой метод связан с большим объемом вычислений.

РИСУНОК 1

Атмосферное поглощение вдоль вертикальной трассы



1621-01

3 Рассеяние

Атмосферное рассеяние приводит к заметному снижению уровня сигнала на приемнике из-за перенаправления передаваемой мощности за пределы намеченной трассы распространения. Характеристики рассеяния атмосферы зависят от диаметра рассеивающих частиц, присутствующих на трассе распространения. Различают три вида характеристик рассеяния:

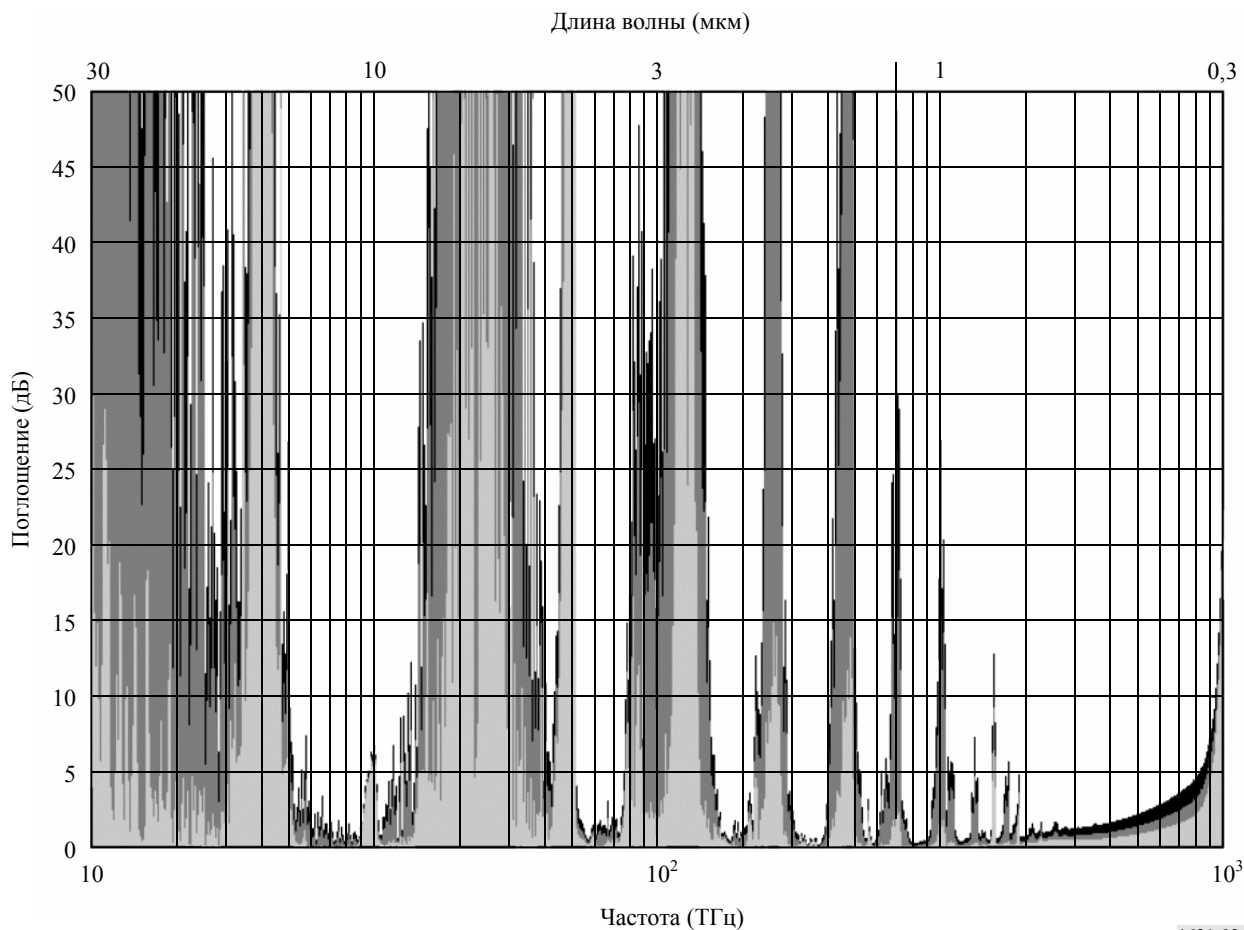
- рэлеевское рассеяние;
- рассеяние Ми;
- рассеяние, не зависящее от длины волны.

3.1 Рэлеевское рассеяние

Атмосфера имеет характеристики рэлеевского рассеяния, когда рассеивающие частицы вдоль трассы распространения имеют диаметр, величина которого значительно меньше длины волны электромагнитного излучения. На частотах более 20 ТГц (длина волны менее 15 мкм) рэлеевское рассеяние происходит из-за взаимодействий между электромагнитной волной и полярными молекулами атмосферных газов.

РИСУНОК 2

Поглощение на частотах свыше 10 ТГц (длина волны менее 30 мкм) стандартной атмосферы
вдоль вертикальной трассы



1621-02

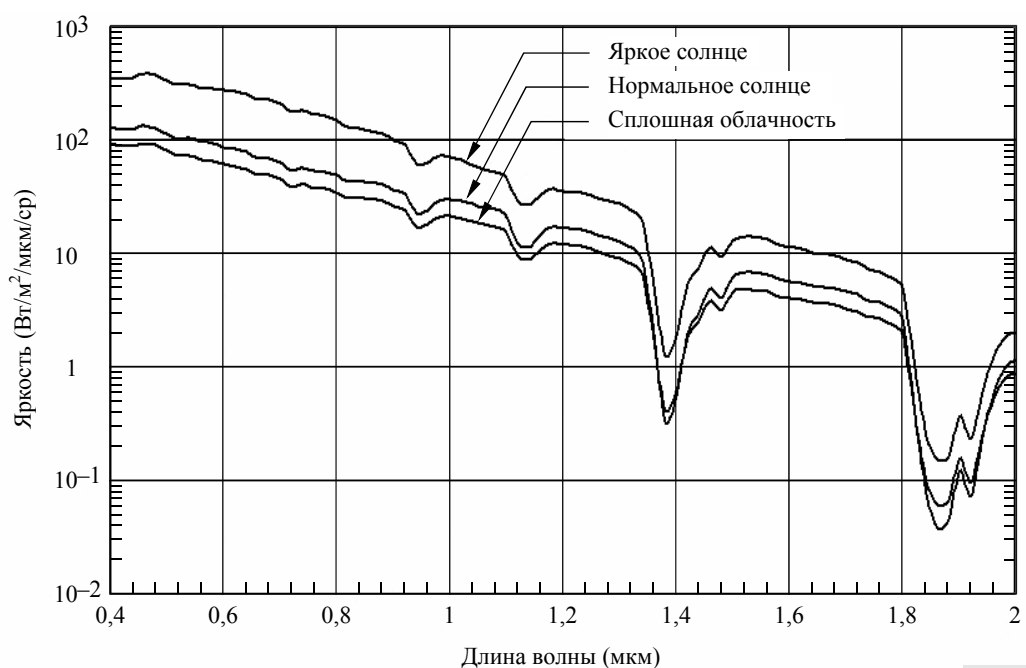
Величина видимой потери сигнала на приемнике, связанной с рэлеевским рассеянием, незначительна для частот ниже 375 ТГц (длины волны более 0,8 мкм). Вместе с тем величина рэлеевского рассеяния зависит от длины волны как λ^{-4} . На частоте приблизительно в 1000 ТГц (0,3 мкм) влияние рэлеевского рассеяния на передаваемый сигнал становится сопоставимым с влиянием рассеяния Ми.

Самый существенный результат влияния рэлеевского рассеяния – внесение фоновых шумов в приемники. Фоновый шум появляется вдоль трасс в направлениях как Земля–космос, так и космос–Земля. Основным источником шума для земных станций, поддерживающих связь с космическими аппаратами, обусловлен рэлеевским рассеянием солнечного света в дневных условиях. На космический аппарат, направленный на Землю, также будет воздействовать шум от солнечного света, отраженного от поверхности Земли, хотя это не является эффектом Рэлея.

На рисунке 3 показана яркость H неба для нескольких различных условий, в Вт/м²/мкм/ср. Для простоты в таблице 1 даются конкретные значения H для основных частот, представляющих интерес для связи, построенной на передаче через космос, в диапазоне свыше 20 ТГц. Разумное значение H для работы в ночных условиях для большинства частот, представляющих интерес, составляет $\sim 1 \times 10^{-9}$ Вт/м²/мкм/ср

РИСУНОК 3

Яркость неба для различных условий солнечного освещения



1621-03

ТАБЛИЦА 1

Яркость, H (Вт/м²/мкм/ср), неба и Земли
для некоторых частот

Частота (ТГц)	Длина волны (мкм)	Фон неба		
		Яркое солнце	Нормальное солнце	Сплошная облачность
566,0	0,530	303,4	101,6	71,75
352,9	0,850	122,3	42,58	30,3
310,9	0,965	64,62	25,12	18,63
283,0	1,06	54,45	25,32	17,99
200,0	1,50	13,01	6,00	4,44

Без учета влияния атмосферы мощность фоновых шума, P_{back} , на приемнике дается выражением:

$$P_{back} = \frac{\pi \theta_r^2 A_r \Delta \lambda H}{4} \quad \text{Вт}, \quad (1)$$

где:

θ_r : угол поля зрения приемника (рад);

A_r : площадь приемника (м²);

$\Delta \lambda$: полоса пропускания приемника (мкм);

H : яркость (Вт/м²/мкм/ср).

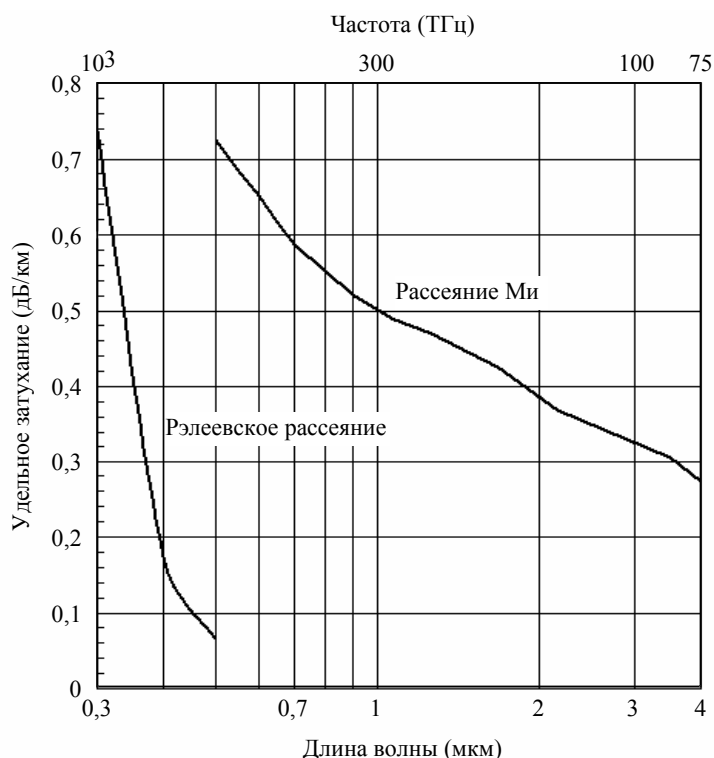
Кроме фонового шума, обусловленного рэлеевским рассеянием, могут также появиться другие источники фонового шума. Эти источники включают (но не ограничиваются ими) планеты, яркие звезды и отражения от естественных или искусственных объектов. В периоды интенсивных дождей системы, работающие на частотах между 20 ТГц и 375 ТГц, не считаются работоспособными. Таким образом, молния не считается источником шума на трассах Земля–космос. В зависимости от ориентации и движения трассы распространения, а также от этих факторов для источников фонового шума, величина и продолжительность шумовых эффектов могут изменяться на много порядков величины.

3.2 Рассеяние Ми

Атмосфера проявляет характеристики рассеяния Ми, когда рассеивающие частицы вдоль трассы распространения имеют диаметр, примерно равный по величине длине волны электромагнитного излучения. Рассеяние Ми является сложной функцией размера, формы и количества частиц вдоль трассы распространения. Распределение размеров и форм частиц вдоль трассы распространения является функцией профилей трассы как по содержанию водяного пара, так и по скорости ветра. Аэрозоли и микроскопические частицы водяного пара являются преобладающими компонентами рассеяния Ми на частотах от 20 ТГц приблизительно до 375 ТГц (от 15 мкм до 0,8 мкм). В этом диапазоне частот рассеяние Ми дает значительно больший эффект, чем рассеяние Рэлея. Для сравнения на рисунке 4 показано удельное затухание (дБ/км), обусловленное эффектами рассеяния Рэлея и Ми, для стандартной атмосферы на уровне моря.

РИСУНОК 4

Удельное затухание для стандартной атмосферы на уровне моря



1621-04

3.3 Рассеяние, не зависящее от длины волны

Атмосфера проявляет характеристики рассеяния, не зависящие от длины волны, когда рассеивающие частицы вдоль трассы распространения имеют диаметр, значительно превышающий по величине длину волны электромагнитного излучения. Рассеяние, не зависящее от длины волны, наиболее точно описывается теорией дифракции.

Частицами, которые наиболее часто встречаются на трассах Земля–космос, являются гидрозоли и гидрометеоры. Влияние рассеяния, не зависящего от длины волны, значительно. Облака, туман, дождь или снег могут существенно препятствовать распространению электромагнитного излучения с частотой более 20 ТГц (длиной волны менее 15 мкм).

4 Рефракция

Атмосферная рефракция происходит, когда электромагнитное излучение распространяется через среду с изменяющейся плотностью. Влияние на систему, работающую на частотах от 20 ТГц до 375 ТГц на трассе Земля–космос, проявляется в виде углового сдвига направления трассы распространения. Рефракция зависит от длины волны и угла возвышения, а также от профиля и температуры давления вдоль трассы распространения.

4.1 Формула для эффективного значения показателя атмосферной рефракции

Эффективное значение показателя атмосферной рефракции n_{eff} , для частот более 150 ТГц (длин волн < 2 мкм) при температуре $T = 15^\circ\text{C}$ и давлении $P = 1013,25$ гПа для длины волны в вакууме λ_{vac} , приближенно дается выражением:

$$n_{eff} = 1 + 10^{-8} \left(6432,8 + \frac{2\,949\,810}{146 - \lambda_{vac}^{-2}} + \frac{25\,540}{41 - \lambda_{vac}^{-2}} \right), \quad (2)$$

где:

λ_{vac} : длина волны (мкм).

Эффективное значение показателя атмосферной рефракции можно скорректировать для других температур и давлений, используя выражение:

$$n_{eff}(T, P) = 1 + (n_{eff} - 1) \frac{1,162P(1 + P(0,7868 - 0,0113T)10^{-6})}{760,4696(1 + 0,0366T)}, \quad (3)$$

где:

T : температура ($^\circ\text{C}$);

P : атмосферное давление (гПа).

Водяной пар оказывает лишь очень небольшое влияние (менее 1%) на показатель атмосферной рефракции в диапазоне частот, указанном выше.

Эффективное значение показателя атмосферной рефракции, n_{eff} , отличается от фактического значения показателя атмосферной рефракции, n , с учетом вертикального профиля трассы. Значение n_{eff} позволяет вычислить видимое изменение угла возвышения с использованием закона Снелла, как указано в (4). Использование параметра n_{eff} удовлетворительно, потому что на практике значения n , которые наблюдаются вдоль трассы распространения, будут быстро флуктуировать. Системы обнаружения и слежения должны выполнять автоматическую коррекцию в реальном масштабе времени, чтобы учитывать эти флуктуации. Поэтому для систем, работающих на частотах между 150 ТГц и 375 ТГц, для первоначального обнаружения требуется только аппроксимация.

4.2 Видимое изменение угла возвышения

Рефракция приводит к тому, что видимый угол возвышения космического аппарата будет отличаться от его истинного угла возвышения. Величина рефракции, возникающей в атмосфере, рассчитывается с помощью закона Снелла, и значения n_{eff} , рассчитанного по формулам (2) и (3). Наблюдаемый угол возвышения определяется из выражения:

$$\theta_{obs} = \cos^{-1} \left(\frac{\cos(\theta_t)}{n_{eff}(T, P)} \right), \quad (4)$$

где:

θ_{obs} : наблюдаемый угол возвышения;

θ_t : истинный угол возвышения;

$n_{eff}(T, P)$: эффективное значение показателя атмосферной рефракции.

Уравнение (4) базируется на предположении, что атмосфера Земли имеет однородную толщину и постоянные температуру и давление, с показателем рефракции $n_{eff}(T, P)$.

5 Турбулентность

Турбулентность возникает из-за наличия слоев воздуха с различными показателями рефракции вдоль трассы распространения. Слои (то есть турбулентные участки) могут варьироваться по размеру от нескольких миллиметров до десятков метров, и одновременно вдоль трассы могут присутствовать множество слоев различных размеров. На частотах между 20 ГГц и 375 ГГц показатель рефракции участка больше зависит от температуры, чем от влажности, как в случае традиционных радиочастот (то есть частот менее 3000 ГГц). Влияние турбулентности, вызванной температурой, различно в направлениях Земля–космос и космос–Земля.

5.1 Количественные показатели турбулентности

Имеются четыре количественных показателя атмосферной турбулентности, которые в совокупности описывают характеристики распространения вдоль наклонной трассы. Это следующие параметры:

C_n^2 : зависящий от высоты показатель интенсивности атмосферной турбулентности ($\text{м}^{-2/3}$);

r_0 : длина когерентности атмосферы, описывающая эффективный диаметр одиночной апертуры, принимающей мощность, которая распространяется через зону атмосферной турбулентности (м);

θ_0 : изопланатический угол атмосферы – разность углов, для которой изменение волнового фронта между двумя направлениями составляет 1 рад²;

τ_0 : критическая постоянная времени атмосферы, описывающая скорость вариации турбулентности во времени вдоль трассы (трасс) распространения.

5.1.1 Параметр структуры турбулентности, C_n^2

Метод, описанный ниже, базируется на модели 5/7 Хуфнагеля-Вэлли. Модель может использоваться для расчета параметра структуры турбулентности, C_n^2 . Требуются следующие параметры:

v_g : скорость ветра в приземном слое (м/с);

C_0 : номинальное значение C_n^2 на уровне земной поверхности (обычно $\sim 1,7 \times 10^{-14} \text{ м}^{-2/3}$).

Шаг 1: Рассчитывается среднеквадратичное значение скорости ветра вдоль вертикальной трассы, v_{rms} , с использованием модели ветра Бафтона (Bufton) упрощенной для случая ГСО, по выражению:

$$v_{rms} = \sqrt{v_g^2 + 30,69 v_g + 348,91} \quad \text{м/с} \quad (5)$$

Когда скорость ветра в приземном слое неизвестна, значение $v_g = 2,8 \text{ м/с}$ может использоваться как аппроксимация, что дает $v_{rms} = 21 \text{ м/с}$.

Шаг 2: Рассчитывается параметр структуры турбулентности, C_n^2 , на высоте h , по формуле:

$$C_n^2(h) = 8,148 \times 10^{-56} v_{rms}^2 h^{10} \exp^{-h/1000} + 2,7 \times 10^{-16} \exp^{-h/1500} + C_0 \exp^{-h/100} \text{ м}^{-2/3}, \quad (6)$$

где:

h : высота над уровнем земной поверхности (м).

Эта модель для C_n^2 может применяться для общего планирования системы, действующей в любой точке Земли. Вместе с тем C_n^2 существенно колеблется в зависимости от местоположения. Важно знать местные характеристики C_n^2 до начала разработки системы. C_n^2 также значительно изменяется с высотой, на самых низких высотах относительно уровня земной поверхности. Поэтому, чтобы гарантировать точную оценку профиля атмосферной турбулентности, толщина слоя или размер шага интегрирования с изменением высоты должны увеличиваться по экспоненте, с 0,001 км в самом низком слое (уровень земной поверхности) до 1 км на высоте 20 км, согласно следующему уравнению:

$$h_i = \exp \left\{ \frac{i - 1}{20} \right\} \quad \text{м}, \quad (7)$$

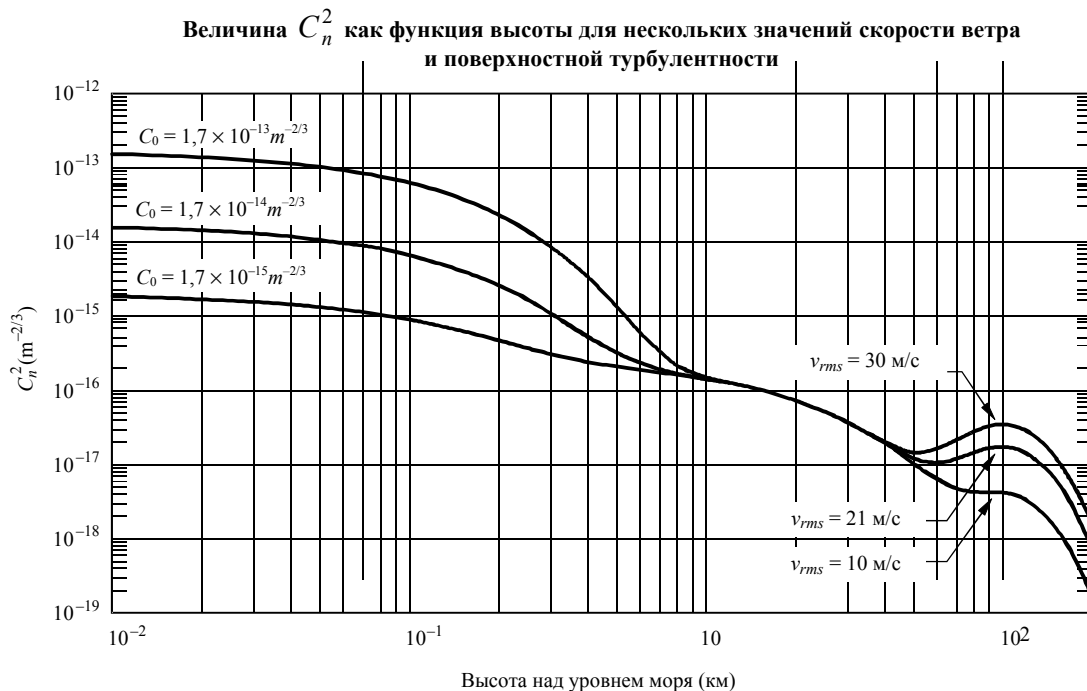
от $i = 1$ до 139, учитывая, что $h_{139} \cong 1000$ м, а $\sum_{i=1}^{139} h_i \cong 20$ км.

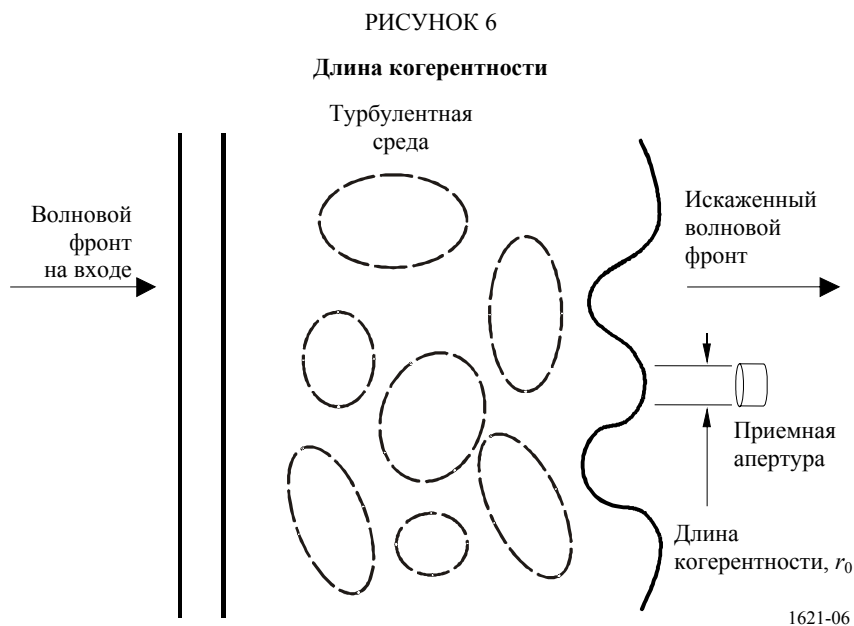
На рисунке 5 показано, что значения C_n^2 являются наибольшими на поверхности и быстро уменьшаются при увеличении высоты. На высоте приблизительно 10 км над поверхностью Земли C_n^2 незначительно увеличивается, но затем резко падает. Значение C_n^2 более всего зависит от C_0 на малых высотах. Влияние ветра на C_n^2 максимальным образом проявляется на высотах более 1 км, приблизительно. C_n^2 становится пренебрежимо малым на высотах более 20 км от поверхности Земли.

5.1.2 Длина когерентности атмосферы

Длина когерентности атмосферы, r_0 , описывает эффективный диаметр, обусловленный турбулентностью, одиночной дифракционно ограниченной фиксированной апертуры и показана на рисунке 6. Фиксированная апертура с диаметром, меньшим или равным r_0 , будет собирать мощность с когерентного участка волнового фронта. Фиксированная апертура, превышающая r_0 , будет принимать волновой фронт, ухудшенный по поверхности.

РИСУНОК 5





Длина когерентности обычно рассчитывается по формуле:

$$r_0 = \left(0,423 k^2 \sec \zeta \int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh \right)^{-3/5} \quad \text{м,} \quad (8a)$$

где:

k : волновое число ($= 2\pi/\lambda$);

ζ : зенитный угол;

λ : длина волны (м);

h_0 : высота над уровнем земной поверхности (м).

Это эквивалентно:

$$r_0 = \frac{1,1654 \times 10^{-8} \lambda^{1,2} \sin^{0,6} \theta}{\left(\int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh \right)^{0,6}} \quad \text{м,} \quad (8b)$$

где:

λ : длина волны (мкм);

θ : угол возвышения;

h_0 : высота земной станции над уровнем земной поверхности (м);

h : высота над уровнем земной поверхности (м);

Z : эффективная высота турбулентности (обычно 20 км).

Если отсутствуют данные по местным измерениям C_n^2 вдоль трассы распространения, то может применяться модель 5/7 Хуфнагеля-Вэлли, которая описывается уравнением (6), и метод интегрирования, использующий экспоненциально увеличивающиеся слои, описанный в пункте 5.1.1. Альтернативным образом, хорошую аппроксимацию обеспечивает следующий численный алгоритм.

Шаг 1: Определяется интеграл члена, зависящего от ветра, C_{wind} , по формуле:

$$C_{wind} = (8,148 \times 10^{-17} v_{rms}^2) \left(0,0026 \left(1 - \exp^{(0,001 h_0^{1,055} - 5)} \right) + 3,587369 \right) \text{ м}^{1/3}, \quad (9)$$

где:

v_{rms} : среднеквадратичное значение скорости ветра (м/с), которое описывается уравнением (5);

h_0 : высота земной станции над уровнем земной поверхности (м).

Шаг 2: Определяется интегральный член, зависящий от высоты, C_{height} , по формуле:

$$C_{height} = -6,5594 \times 10^{-19} + 4,05 \times 10^{-13} \exp^{-h_0/1500} \text{ м}^{1/3}, \quad (10)$$

Шаг 3: Определяется член интеграла, зависящий от поверхностной турбулентности, C_{turb} , по формуле:

$$C_{turb} = -C_0(1,383899 \times 10^{-85} - 100 \exp^{-h_0/100}) \text{ м}^{1/3}, \quad (11)$$

где:

C_0 : номинальная величина C_n^2 на уровне земной поверхности (обычно $\sim 1,7 \times 10^{-14} \text{ м}^{-2/3}$).

Шаг 4: Интеграл профиля турбулентности, $\int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh$, приближенно описывается выражением:

$$\int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh \approx C_{wind} + C_{height} + C_{turb} \text{ м}^{1/3} \quad (12)$$

Шаг 5: Определяется длина когерентности, r_0 , которая описывается выражением:

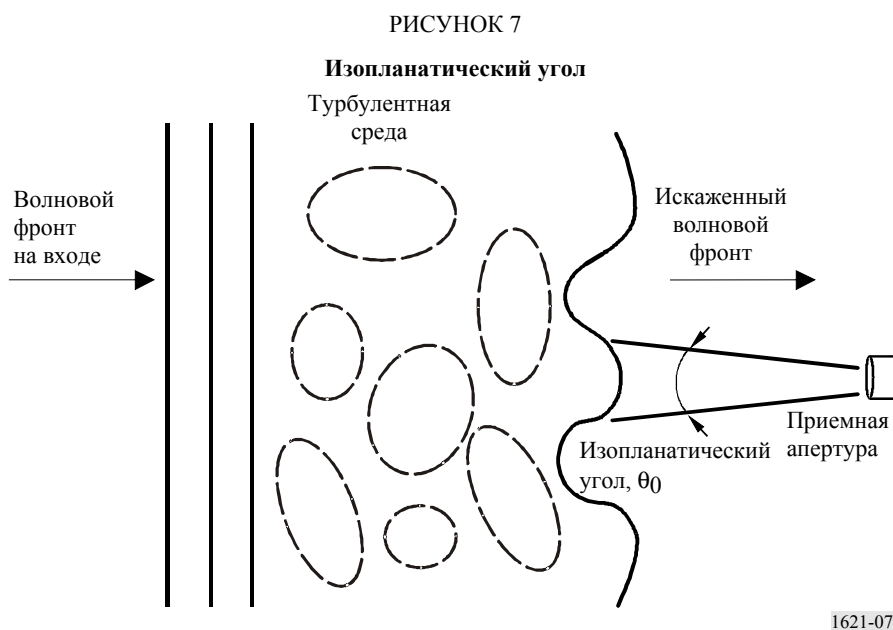
$$r_0 = \frac{1,1654 \times 10^{-8} \lambda^{1,2} \sin^{0,6} \theta}{(C_{wind} + C_{height} + C_{turb})^{0,6}} \text{ м} \quad (13)$$

Вышеприведенная формула была получена в целях аппроксимации для высоты земной станции между 0 км и 5 км над уровнем моря и угла возвышения более 45°. При выводе формулы предполагалось, что величина $C_n^2(h)$ становится пренебрежимо малой на высотах над поверхностью Земли более 20 км.

На частотах ниже 30 ТГц (на длинах волн более 10 мкм) возможно качество, близкое к дифракционно ограниченному, для систем с одиночной апертурой диаметром менее 1 м. Длина когерентности атмосферы уменьшается с ростом частоты. Для большинства местоположений на Земле, r_0 , на частотах выше 300 ТГц (на длинах волн менее 1 мм) имеет место порядок около 5 см, однако, при идеальных условиях, r_0 может достигать 30 см.

5.1.3 Изопланатический угол

Изопланатический угол, θ_0 , который показан на рисунке 7, является угловым диапазоном, в котором часть волнового фронта, пройдя через зону атмосферной турбулентности, коррелирована до определенной степени (обычно 1 рад). Изопланатические углы, как правило, имеют порядок от 10^{-6} до 10^{-4} рад. Наибольшие значения θ_0 связаны с большими углами возвышения, низкими частотами (большими длинами волн) и малыми величинами C_n^2 . θ_0 возрастает почти линейно с частотой (с уменьшением длины волны) и быстро снижается при уменьшении углов возвышения ниже примерно 75° .



Изопланатический угол обычно рассчитывается по формуле:

$$\theta_0 = \left(2,914 k^2 \sec^8 \zeta \int_{h_0}^Z C_n^2(h) (h - h_0)^{5/3} dh \right)^{-3/5} \text{ рад,} \quad (14a)$$

где:

k : волновое число ($= 2\pi/\lambda$);

ζ : зенитный угол;

λ : длина волны (м);

h_0 : высота над уровнем земной поверхности (м).

Это эквивалентно:

$$\theta_0 = \frac{3,663 \times 10^{-9} \lambda^{1,2} \sin^{1,6} \theta}{\left(\int_{h_0}^Z C_n^2(h) (h - h_0)^{5/3} dh \right)^{0,6}} \text{ рад,} \quad (14b)$$

где:

λ : длина волны (мкм);

θ : угол возвышения;

- h_0 : высота земной станции над уровнем земной поверхности (м);
 h : высота над уровнем земной поверхности (м);
 Z : эффективная высота турбулентности (обычно 20 км).

Если отсутствуют данные местных измерений C_n^2 , то может применяться метод интегрирования, использующий возрастающие по экспоненте слои и описанный в пункте 5.1.1, или хорошую аппроксимацию обеспечивает следующий численный алгоритм.

Шаг 1: Определяется интеграл члена, зависящего от ветра, C'_{wind} , по формуле:

$$C'_{wind} = 8,148 \times 10^{-10} v_{rms}^2 \left(\left(0,002 \left(1 - \exp^{(0,0018 h_0^{1,014} - 9)} \right) \right) + 2,0043 \right) \text{ м}^2, \quad (15)$$

где:

v_{rms} : среднеквадратичное значение скорости ветра (м/с), которое описывается уравнением (5)

h_0 : высота наземной станции над уровнем земной поверхности (м).

Шаг 2: Определяется интегральный член, зависящий от высоты, C'_{height} , по формуле:

$$C'_{height} = -7,0236 \times 10^{-23} h_0^4 + 1,5015 \times 10^{-18} h_0^3 - 8,9834 \times 10^{-15} h_0^2 + 2,3855 \times 10^{-12} h_0 + 9,6181 \times 10^{-8} \text{ м}^2 \quad (16)$$

Шаг 3: Определяется член интеграла, зависящий от поверхностной турбулентности, C'_{turb} , по формуле:

$$C'_{turb} = 3,3 \times 10^5 C_0 \exp^{-0,000222 h_0^{1,45}} \text{ м}^2, \quad (17)$$

где:

C_0 : номинальное значение C_n^2 на уровне земной поверхности (обычно $\sim 1,7 \times 10^{-14} \text{ м}^{-2/3}$).

Шаг 4: Определяется изопланатический угол, θ_0 , по формуле:

$$\theta_0 = \frac{3,663 \times 10^{-9} \lambda^{1,2} (\sin \theta)^{1,6}}{(C'_{wind} + C'_{height} + C'_{turb})^{0,6}} \text{ рад} \quad (18)$$

Вышеприведенная формула была получена как аппроксимация для земной станции, расположенной на высоте от 0 км до 5 км над уровнем моря, и угла возвышения более 45°. Отметим, что $C_n^2(h)$ становится пренебрежимо малым на высотах более 20 км над поверхностью Земли.

5.1.4 Временные характеристики турбулентности

Временные характеристики турбулентности определяются критической постоянной времени τ_0 , которая представляет собой время реакции, требуемое для снижения влияния турбулентности. Значение τ_0 связано с обычно используемым параметром f_G . Соотношение между параметрами определяется выражением $\tau_0 = 1/f_G$. Метод, описанный ниже, может использоваться для расчета τ_0 на наклонных трассах с углами возвышения более 45°. Требуются следующие параметры:

- v_g : скорость ветра у наземной станции (м/с);
 λ : длина волны (мкм);
 θ : угол возвышения.

Шаг 1: Определяется горизонтальный профиль скорости ветра в зависимости от высоты, $v(h)$. Если отсутствуют данные местных измерений величины $v(h)$, то она может быть приближенно определена по формуле:

$$v(h) = v_g + 30 \exp \left(- \left(\frac{h - 9400}{4800} \right)^2 \right) \quad \text{м/с}, \quad (19)$$

где:

h : высота над уровнем земной поверхности (м).

Если отсутствуют данные местных измерений величины v_g , то можно принять типичное значение, равное 2,8 м/с.

Шаг 2: Рассчитывается интегральная, взвешенная с учетом ветра турбулентность:

$$v_{5/3} = \int_{h_0}^Z C_n^2(h) (v(h))^{5/3} dh \quad \text{м}^2/\text{с}^{5/3}, \quad (20)$$

где:

$C_n^2(h)$: профиль турбулентности ($\text{м}^{-2/3}$);

h_0 : высота наземной станции над уровнем земной поверхности (м);

h : высота над уровнем земной поверхности (м);

Z : эффективная высота турбулентности (обычно 20 км).

Если отсутствуют данные местных измерений величины C_n^2 вдоль трассы распространения, может использоваться общая аппроксимация, данная в п. 5.1.1.

Шаг 3: Рассчитывается критическая постоянная времени атмосферы, τ_0 , по формуле:

$$\tau_0 = \frac{2,729 \times 10^{-8} \lambda^{1,2} \sin^{0,6} \theta}{v_{5/3}^{0,6}} \quad \text{с} \quad (21)$$

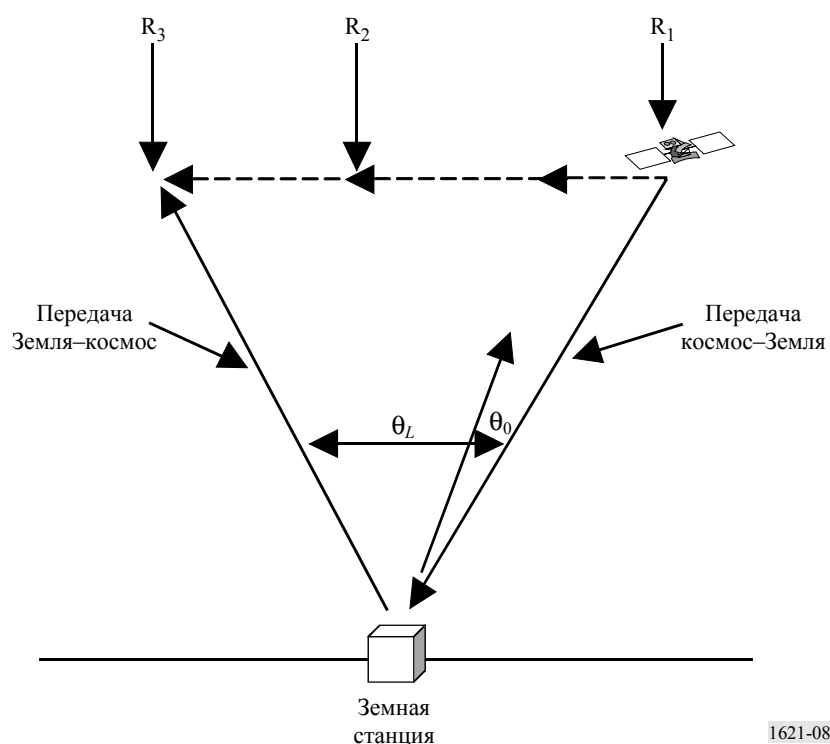
5.1.5 Отклонения скорости

В случае сочетания задержки распространения сигнала между космическим аппаратом и земной станцией и узкими пучками, возможными в системах, работающих в диапазоне между 20 ТГц и 375 ТГц, требуется, чтобы передача в направлении Земля–космос и передача в направлении космос–Земля между одними и теми же двумя станциями происходила по двум различным трассам распространения. Отклонения скорости сводят к нулю выгоды от использования некоторых методов компенсации влияния атмосферы, когда угол смещения точки, θ_L , больше, чем изопланатический угол θ_0 .

На рисунке 8 показано рассматриваемое состояние. Космический аппарат производит передачу в точке R_1 и, при приеме на Земле, после осуществления передачи определяется вектор, ориентированный в точку местонахождения спутника. Однако во время приема спутник перемещается в точку R_2 . Когда земная станция производит передачу на космический аппарат, в течение задержки вследствие распространения должно компенсироваться перемещение из R_1 в R_2 и дополнительное перемещение к точке R_3 .

РИСУНОК 8

Атмосферное влияние на угол смещения точки



1621-08

Упрощенное выражение для θ_L , когда θ_L предполагается малым, имеет вид:

$$\theta_L = \frac{2(v_S - v_E)}{c} \text{ рад,} \quad (22)$$

где:

- v_S : тангенциальная скорость спутника (м/с);
- v_E : тангенциальная скорость земной станции (м/с);
- c : скорость света ($\approx 3 \times 10^8$ м/с).

Для земной станции, расположенной на экваторе, и спутника ГСО, находящегося в зените, угол смещения точки равен 17,4 мкрад. Для космического аппарата НГСО угол смещения точки обычно имеет порядок 50 мкрад. Это больше типичного значения θ_0 , в пределах которого искажения фазы высоко коррелированы. Таким образом, коррекция искаженного волнового фронта вдоль трассы в направлении космос–Земля неприменима для коррекции турбулентности вдоль трассы в направлении Земля–космос.