

先进感知系统及其信息处理

Advanced Sensing Systems with Information Processing

第三讲

授课教师：许小剑

北京航空航天大学电子信息工程学院
北航新主楼F座403室

Tel: 82316065

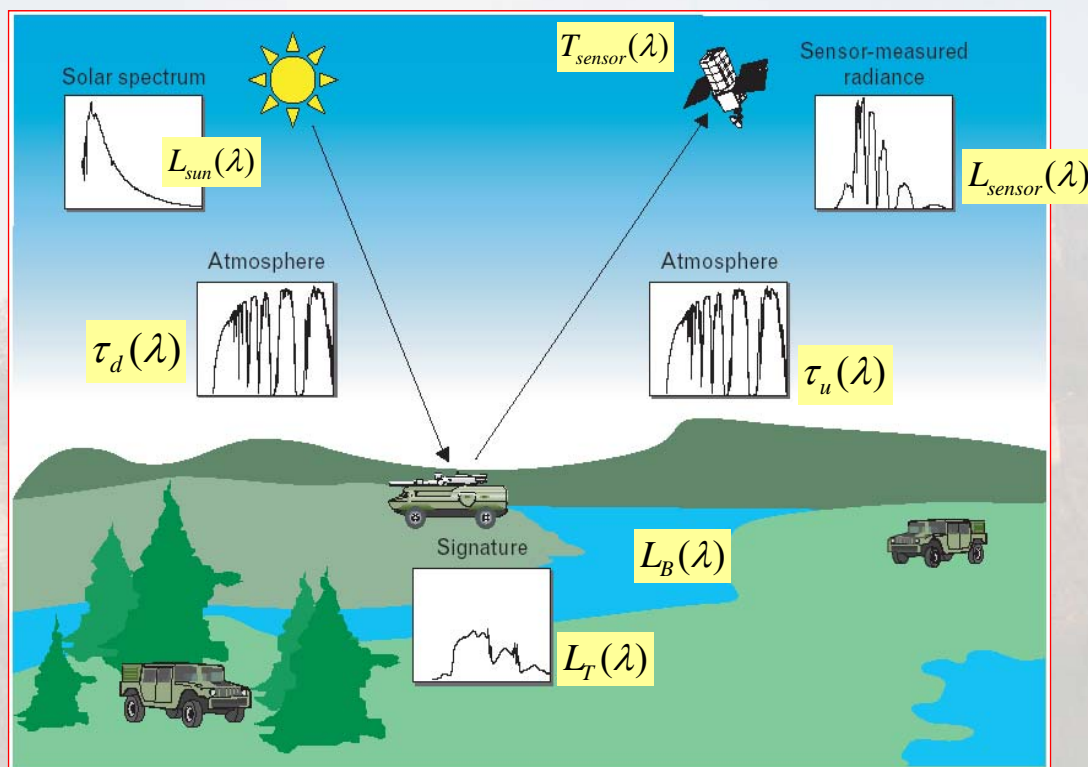
Email: xiaojianxu@buaa.edu.cn

2021年春季学期

第三讲 电磁波谱的大气传输

- 地球大气
- 微波与环境的相互作用
- 红外辐射在大气中的传输
- 大气散射、辐射与吸收对红外传感器的影响

Optical Remote Sensing Illustration



第三讲 波谱大气传输

- 地球大气
- 微波与环境的相互作用
- 红外辐射在大气中的传输
- 大气散射、辐射与吸收对红外传感器的影响

地球大气

- 大气衰减的影响因素
- 大气分层、气象条件与大气组分
- 大气中的吸收气体
- 大气中的衰减粒子

大气传输衰减因素：

- 气象条件
- 气体吸收衰减
- 粒子散射衰减

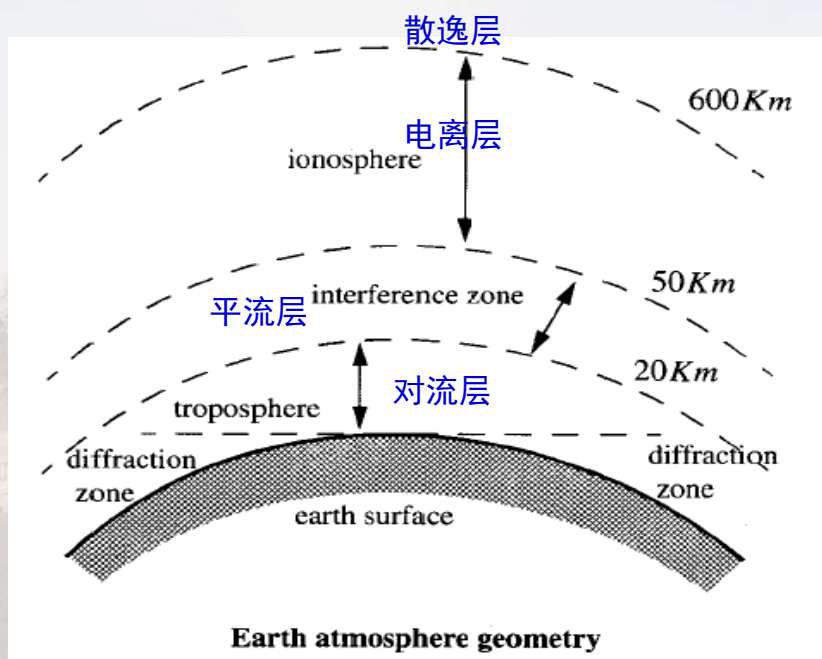
大气组分:

海平面大气主要成份

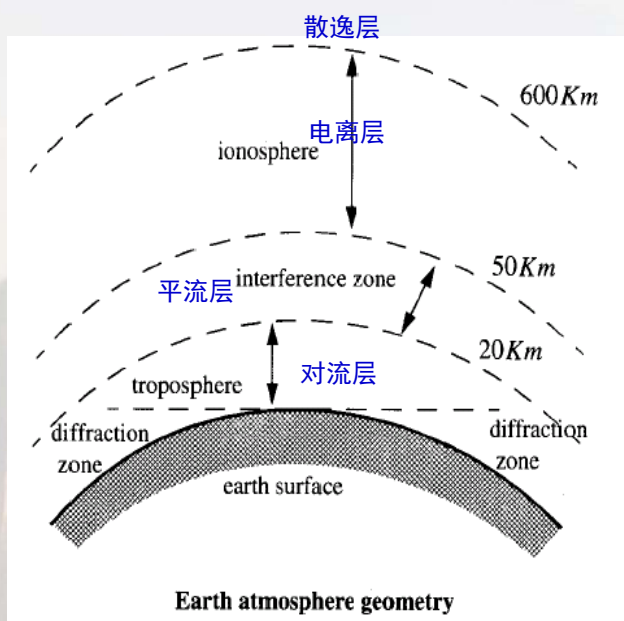
气体	分子量	容积百分比/%
氮(N ₂)	28.0134	78.084
氧(O ₂)	31.998	20.9476
氩(Ar)	39.948	0.934
二氧化碳(CO ₂)	44.009 95	0.0322
氖(Ne)	20.183	0.001 818
氦(He)	4.0026	0.000 524
氪(Kr)	83.80	0.000 114
氢(H ₂)	2.015 94	0.000 05
氙(Xe)	131.30	0.000 008 7
甲烷(CH ₄)	16.043	0.000 16
一氧化二氮(N ₂ O)	44	0.000 028
一氧化碳(CO)	28	0.000 007 5

Earth Atmosphere

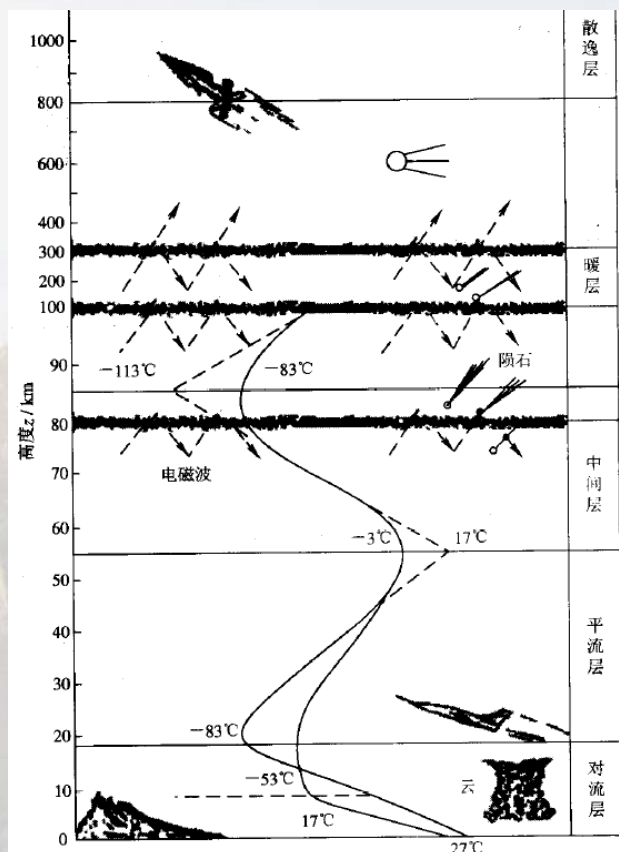
大气分层:



大气温度:

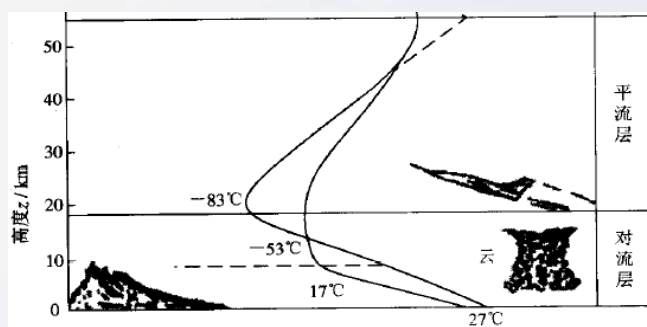


Xu: Advanced Sensing Systems, Class-03



9

大气压强:



$$p(z) = p(z_0) e^{-\frac{m_0 M}{K_B} \int_{z_0}^z \frac{g(z)}{T(z)} dz}$$

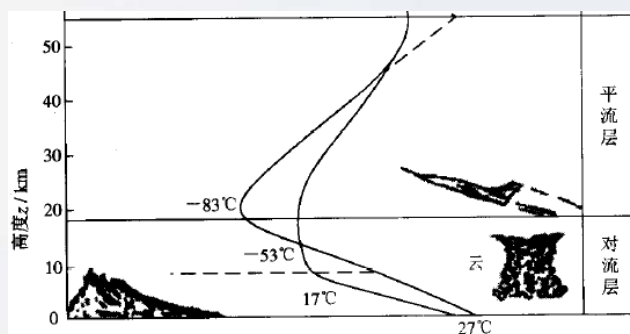
式中 $p(z)$ 和 $T(z)$ 分别为高度 z 处的大气压强和绝对温度, $p(z_0)$ 为高度 z_0 处的大气压强, m_0 为原子的质量单位, 即碳原子质量的 1/12, 其值为 $m_0 = 1.657 \times 10^{-24} \text{ g}$ 。 M 为空气的平均分子量, 约为 29, K_B 为玻尔兹曼常数。 $g(z)$ 为随高度变化的重力加速度。

此式说明大气压强随高度 z 的增加按指数规律下降。当 $g(z)$ 和 $T(z)$ 已知时, 可通过此式求出任意高度 z 处的大气压强。

Xu: Advanced Sensing Systems, Class-03

10

大气密度：



高度 z 处大气的密度为

$$\rho(z) = \rho_0 \frac{p(z)}{p_0} \cdot \frac{T_0}{T(z)}$$

式中 $\rho_0 = m_0 \bar{M}$ ，为标准状态下的大气密度。在标准状态下， $p_0 = 1$ 大气压， $T_0 = 273.16$ K。

由上式可以看出，在对流层内 $T(z)$ 变化不大， $p(z)$ 随高度的增加而呈指数减小，所以大气密度值也随高度的增加而呈指数减小。一般说来当高度在 20 km 或 25 km 以上时，大气的密度已经很小，故可在很多情况下忽略大气的的影响。

美国标准大气模型：

$$T(z) = \begin{cases} T_g - 6.5z(K) & z \leq 11km \\ T_g - 71.5(K) & z > 11km \end{cases}$$

$$P(z) = P_g e^{-0.143z}$$

$$\rho(z) = \rho_g e^{-z/2.2}$$

T_g 海平面上的大气温度(K)

P_g 气压mmHg (133.325Pa)

ρ_g 水汽密度 (g/m³)

大气中的主要吸收气体：

(1) 氮气

氮气无固定的电偶极矩，无选择性的吸收谱线。由于碰撞效应在 $4\text{ }\mu\text{m}$ 区产生较弱的连续吸收。

(2) 氧气

氧气无固定的电偶极矩，无选择性的吸收谱线。在大气层下部的气压条件下，压致增宽形成中心在 60GHz 和 118.75GHz 附近的吸收带；在 760nm 有吸收带；在紫外有强的吸收带。

(3) 二氧化碳

二氧化碳有选择性的吸收谱线。在 $2.7\text{ }\mu\text{m}$ 区， $4.3\text{ }\mu\text{m}$ 区及 $11.4\text{--}20\text{ }\mu\text{m}$ 间出现强吸收带。在 1.4 ， 1.6 ， 2.0 ， 4.8 ， 5.2 ， 9.4 ， $10.4\text{ }\mu\text{m}$ 处出现弱吸收带，其中 4.8 和 $5.2\text{ }\mu\text{m}$ 带只在高浓度时才产生较显著的吸收。

(4) 水蒸汽

水蒸汽在微波段的吸收谱线在 22.235GHz ， 183.31GHz 及 325GHz 附近。水蒸汽在红外波段的 1.87 ， 2.70 ， $6.27\text{ }\mu\text{m}$ 处出现强吸收带，在 0.94 ， 1.1 ， 1.38 ， $5.2\text{ }\mu\text{m}$ 处出现弱吸收带。

(5) 臭氧

臭氧在 $9.60\text{ }\mu\text{m}$ 区有强吸收带，在 4.7 ， 8.9 ， $14\text{ }\mu\text{m}$ 处有较弱的吸收带。

大气中的主要散射粒子：

除了吸收气体外，大气中还有一些悬浮的粒子对辐射造成衰减。如空气分子、气溶胶和云雨滴。

类型	半径/ μm	粒子数密度/ cm^{-3}
空气分子	10^{-4}	10^{19}
Aitken 核	$10^{-3}\sim 10^{-2}$	$10^4\sim 10^2$
霾	$10^{-2}\sim 1$	$10^3\sim 10$
雾滴	$1\sim 10$	$100\sim 10$
云滴	$1\sim 10$	$300\sim 10$
雨滴	$10^2\sim 10^4$	$10^{-2}\sim 10^{-5}$

气溶胶是指悬浮在气体中的小粒子，其尺度范围为 $10^{-3}\sim 10\text{ }\mu\text{m}$ 。气溶胶可分为吸湿性气溶胶(如海盐)、非吸湿性气溶胶(如尘埃)两种。它们包括云、雾、雨、冰晶、尘埃、碳粒子、烟、盐晶粒以及微小的有生命机体。

有时将尺度为 $0.01\sim 1\text{ }\mu\text{m}$ 的气溶胶称为霾，尺度为 $10^{-3}\sim 10^{-2}\text{ }\mu\text{m}$ 的气溶胶称为爱根核(Aitken nuclei)，它们是由很小的盐晶粒、极细的灰尘或燃烧产物等弥散在大气中的细小微粒构成的。

第三讲 波谱大气传输

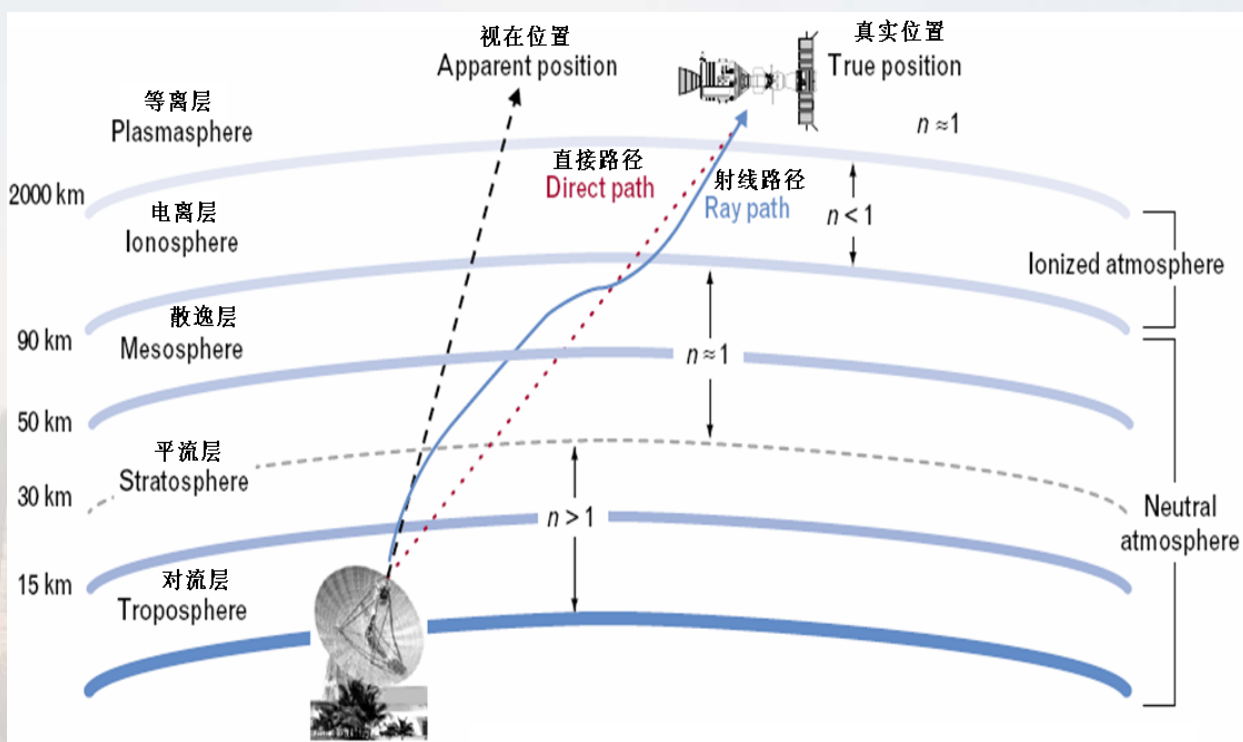
- 地球大气
- 微波与环境的相互作用
- 红外辐射在大气中的传输
- 大气散射、辐射与吸收对红外传感器的影响

微波与环境的相互作用

- 大气传播衰减
- 大气折射的影响
- 地球曲率的影响

微波与环境的相互作用

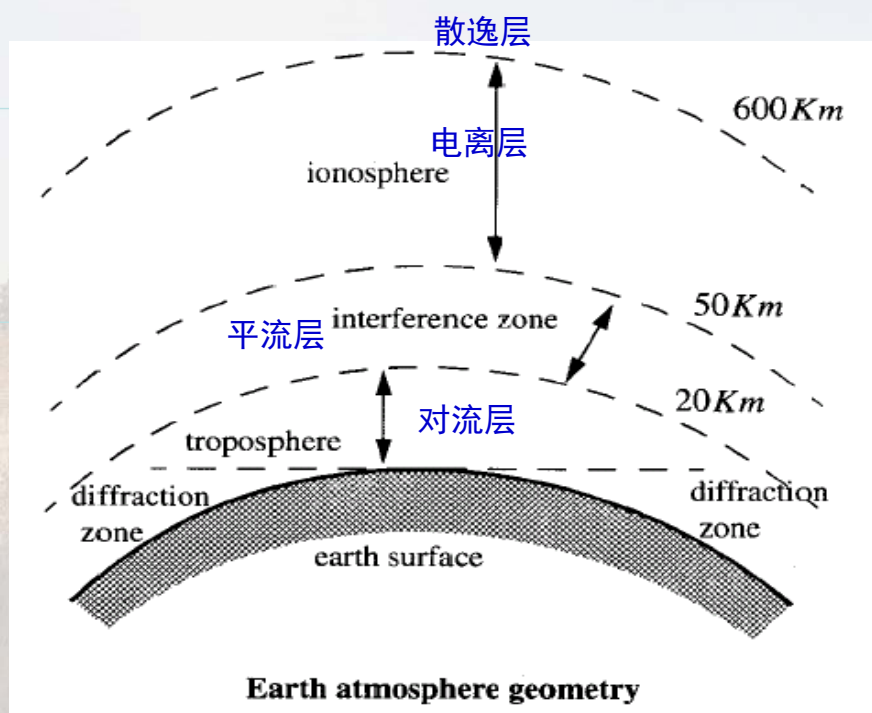
- 大气传播衰减
- 大气折射的影响
- 地球曲率的影响



- $f < 4-6$ MHz, completely reflected
- $f > 30$ MHz, penetrate
- Higher frequency, less impact

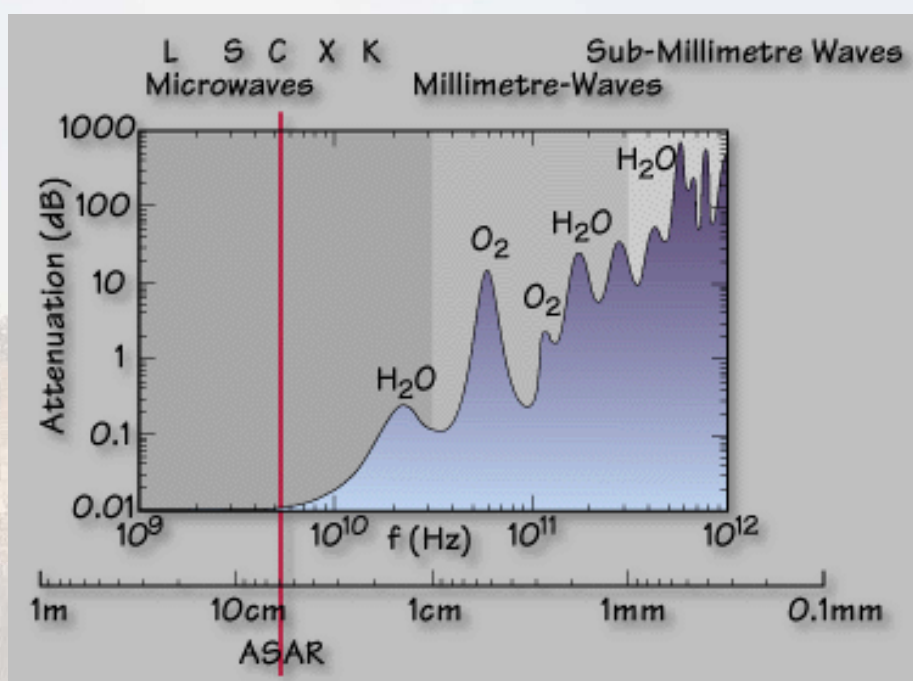
➤ Refraction

➤ Diffraction

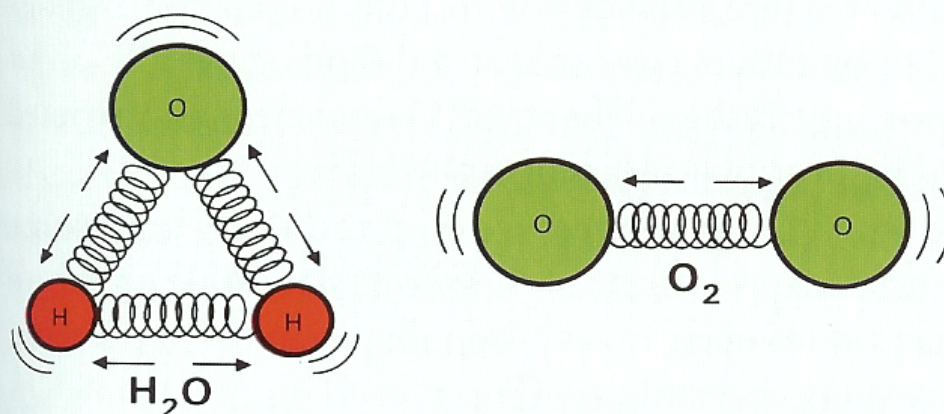


Attenuation by Air

- 22.2GHz: absorption by H_2O
- 60 GHz: absorbed by O_2 resonance



The molecules of oxygen and water vapor have resonant frequencies.

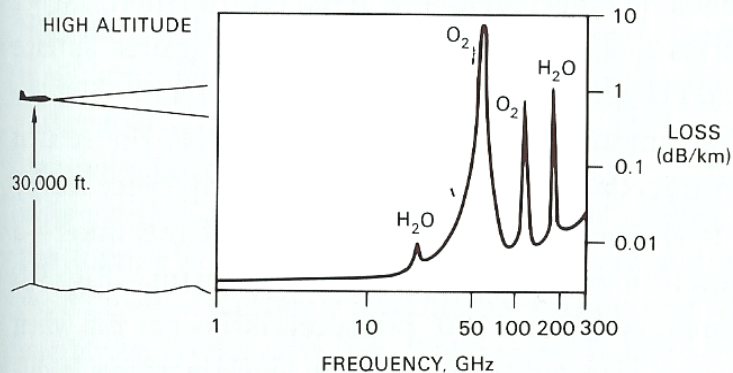


When excited at these frequencies, they absorb more energy. Hence the peaks in the absorption curve. The peaks are broadened by molecular collisions and so are sharper at high altitudes, where the atmosphere is less dense, but their frequencies are the same. (Plot B is drawn to the same scale as A; but is shifted down to encompass the lower curve.)

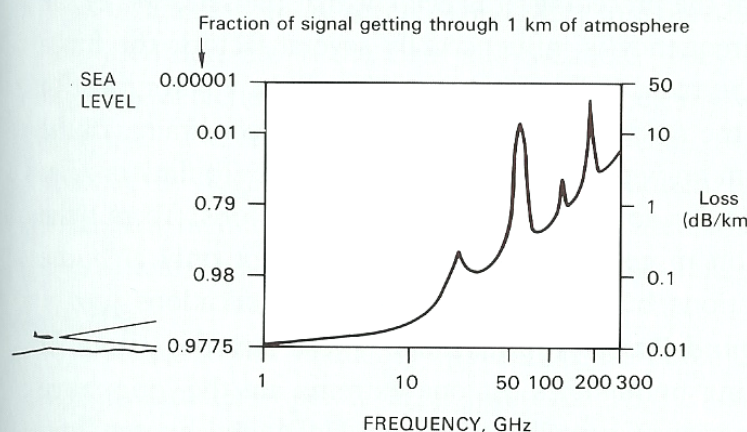
在0.1~1000GHz频段存在水蒸气分子的选择性吸收谱线，中心频率分别为22.235GHz，183.31GHz及325GHz等。频率高于1000GHz还有许多强吸收谱线。

氧气无固定的电偶极矩，无选择性的吸收谱线。在大气层下部的气压条件下，压致增宽形成中心在60GHz和118.75GHz附近的吸收带。在40~140GHz范围内通常需要考虑44根氧气谱线的吸收影响。

其他因素：云、雾、冰雾、霾、雨、雪、沙尘 ...

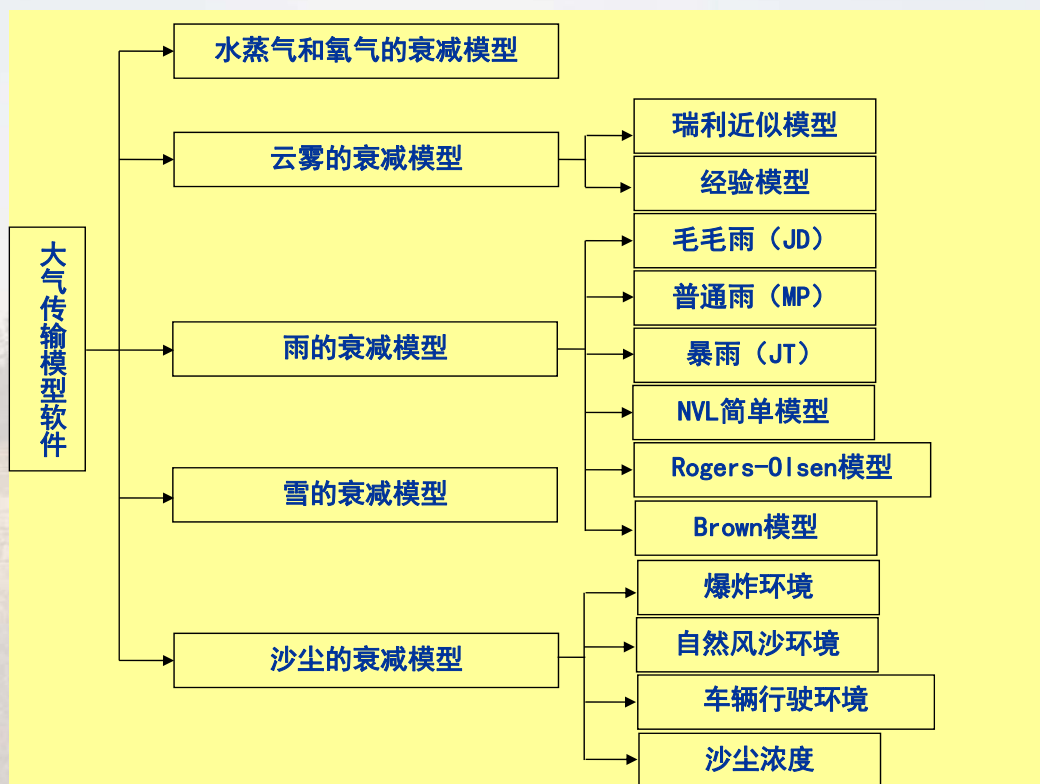


The peaks at 22 gigahertz and 185 gigahertz are due to water vapor. Those at 60 gigahertz and 120 gigahertz are due to oxygen. The regions between peaks are called windows.



Below about 0.1 gigahertz, absorption is negligible. Above 5 gigahertz, it becomes increasingly significant. Beyond about 20 gigahertz, it becomes severe.

考虑的衰减计算模型:



水蒸气的吸收衰减计算模型：考虑22-2250GHz频段56个水蒸气吸收线

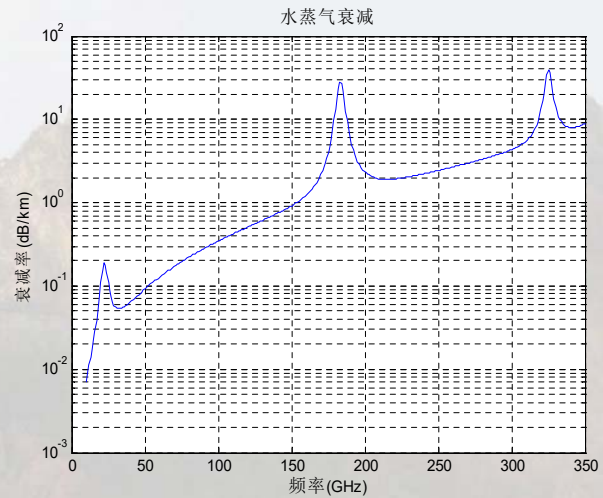
$$\alpha_{h2o}(\nu) = \sum_{i=1}^N S(\nu_i) C_s(T) W \phi(\nu, \nu_i, \gamma_i)$$

式中

$$C_s(T) = e^{e_i \times 4.860773 \times 10^{-3} \times \frac{T-296}{T}}$$

$$W = 7.33994 \times 10^{26} \times \frac{P_w}{760 \times T} \times PFR(T)$$

$$\phi_{sk}(\nu, \nu_i, \gamma_i) = \begin{cases} \frac{norm}{\pi \gamma_i} \left[\left(\frac{\nu_i^2 - \nu^2}{2 \gamma_i \nu} \right)^2 + 1 \right]^{-1} & |\nu - \nu_i| \leq \Delta \nu \\ \frac{norm}{\pi \gamma_i} x(\nu_i, \gamma_i) \left[\left(\frac{\nu_i^2 - \nu^2}{2 \gamma_i \nu} \right)^2 + 1 \right]^{-1} & |\nu - \nu_i| > \Delta \nu \end{cases}$$



压强1013.25hpar，温度288.16K，
绝对湿度7.5g/m³

0-350GHz存在三个水蒸气吸收峰

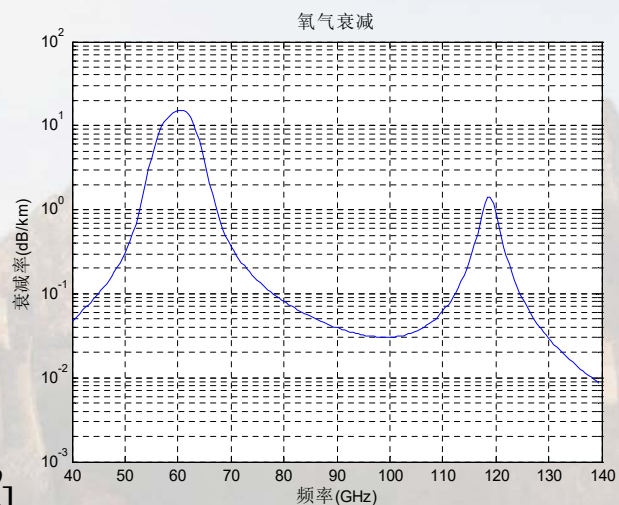
氧气的吸收衰减计算模型：考虑40-140GHz频段44个氧气线

$$\alpha_{oxy} = 0.0419 f \sum_i (SF''_i)$$

式中

$$S = 0.2085 p S_k^0 \psi(T)$$

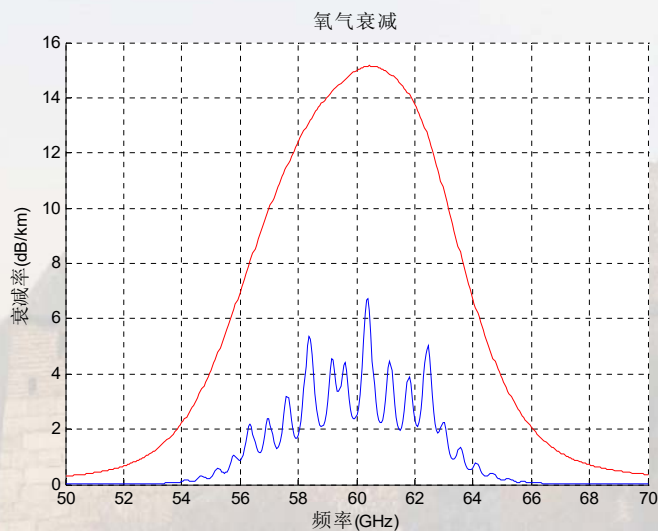
$$F = \frac{\nu}{\nu_0} \left[\frac{\gamma - (\nu_0 - \nu) I^0 p}{(\nu_0 - \nu)^2 + \gamma^2} + \frac{\gamma + (\nu_0 + \nu) I^0 p}{(\nu_0 + \nu)^2 + \gamma^2} \right]$$



压强1013.25hpar，温度288.16K，
绝对湿度7.5g/m³

60GHz附近有连续吸收带，118.75GHz存在吸收峰

氧气吸收的压力展宽效应:



在50-70GHz频段，存在压力展宽效应。

- 当大气压强为海平面值时，谱线宽度远大于谱线间隔，形成连续的氧吸收带；
- 当大气压强为高海拔值时，连续吸收带分裂成独立的吸收谱线。

计算压强：1013.25hpar和106hpar

云雾的衰减计算模型:

在Rayleigh近似条件 $\pi D / \lambda \leq 0.1$ 下，衰减系数定义为:

$$\kappa = \int_0^{D_{\max}} N(D) \sigma_e(D) dD$$

$$\sigma_e(D) = \pi^2 D^3 \zeta\left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right) \lambda^{-1}$$

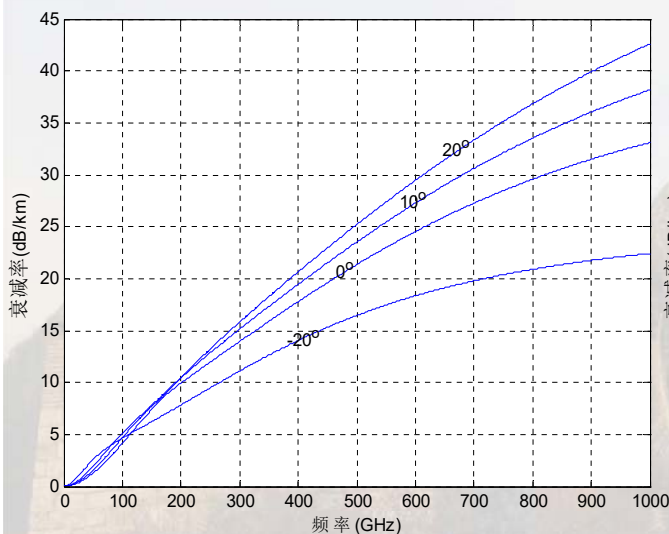
简化:

$$\kappa = 4.343 \cdot \frac{6\pi}{\lambda} \omega \cdot \zeta\left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right)$$

式中 m 是水的复折射率，计算方法有两种:

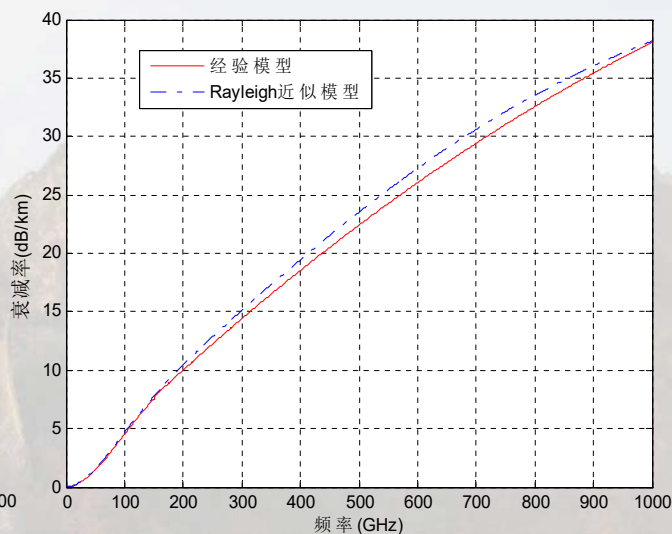
- Ray经验公式
- 双Debye模型

雾的衰减曲线



衰减率随温度和频率的变化曲线

雾的含水量为 1g/m^3



Rayleigh近似模型与经验模型对比曲线

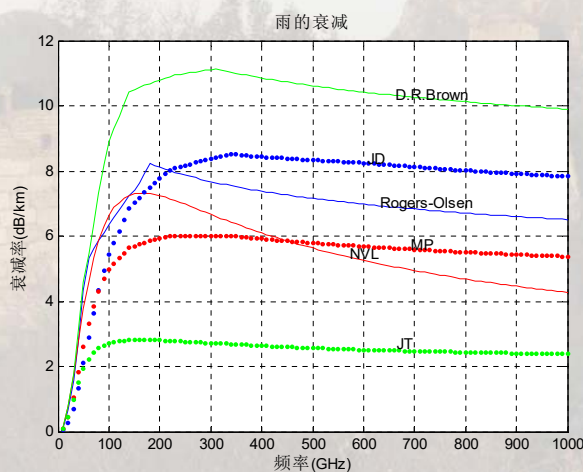
温度为 10°C ，雾的含水量为 1g/m^3

雨雪的衰减计算模型:

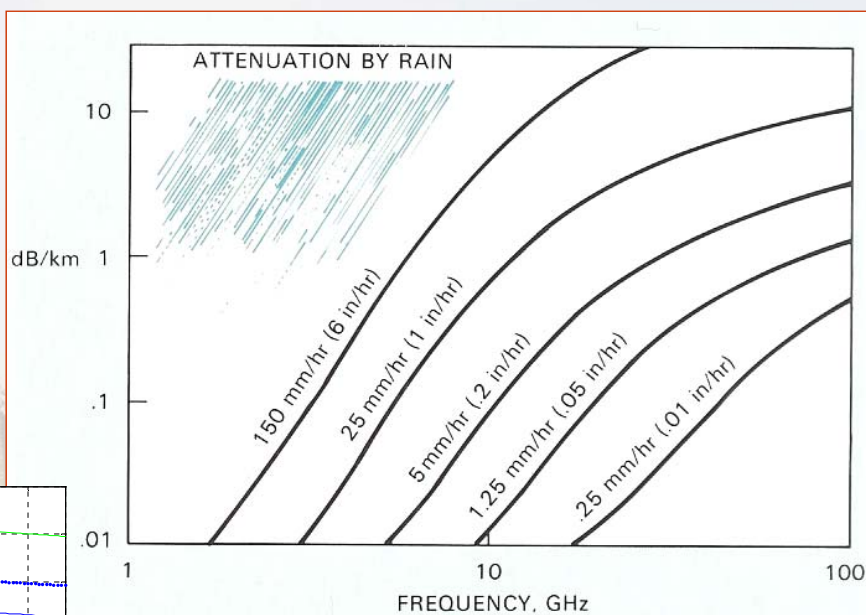
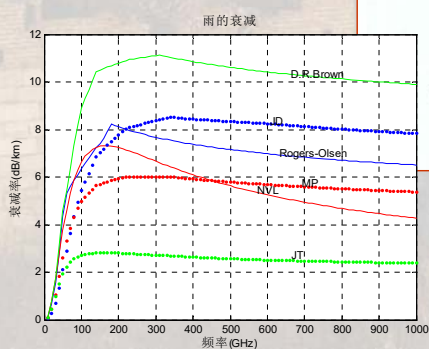
雨滴尺寸在 $100\mu\text{m}$ 到 5mm 间, Rayleigh近似不再成立, 最常用的经验计算模型如下:

$$A = aR^b$$

式中 a 、 b 是常数, 与频率、尺寸分布、温度、极化等有关。



计算参数:
降雨量: 5mm/hr
温度: 278.46K



雨的衰减

降雨量为4 mm/hr 时的衰减

f (GHz)	波段	(dB/km, 单程)
3	S	0.0016
5	C	0.0073
10	X	0.061
16	Ku	0.19
30	Ka	0.74
100	W	3.1

沙尘的衰减计算模型:

Rayleigh近似模型

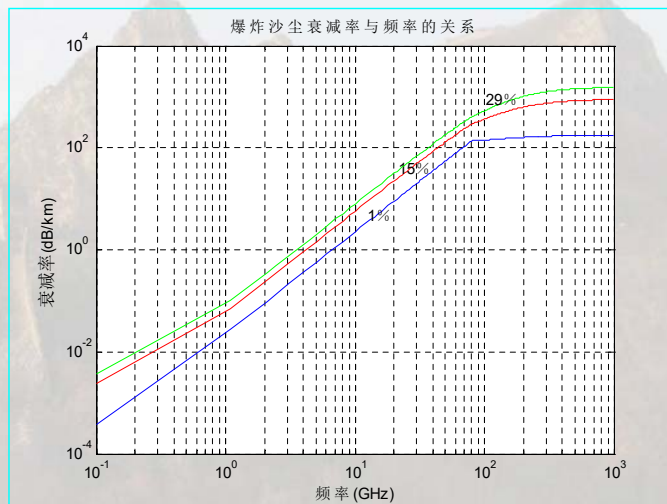
$$\gamma_{sand} = 0.4288 \times 10^6 \cdot \frac{\epsilon_e''}{(\epsilon_e' + 2)^2 + \epsilon_e''^2} f N_0 \exp(3m + 4.5\sigma^2)$$

经验模型

$$A = \frac{0.309 \epsilon_e''}{(\epsilon_e' + 2)^2 + \epsilon_e''^2} \cdot W \cdot f$$

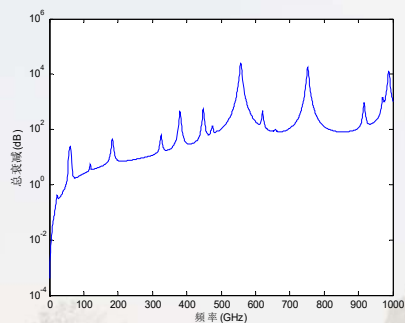
式中 ϵ_e 由麦克斯韦-格尼特公式求得

$$\epsilon_e = \epsilon_{sand} \left[1 + \frac{3p \frac{\epsilon_{wa} - \epsilon_{sand}}{\epsilon_{wa} + 2\epsilon_{sand}}}{1 - p \frac{\epsilon_{wa} - \epsilon_{sand}}{\epsilon_{wa} + 2\epsilon_{sand}}} \right]$$

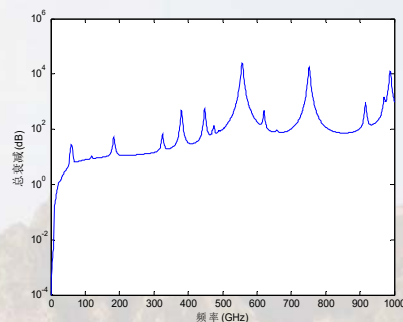


Rayleigh近似模型, 温度: 20°C

路径总衰减及透过率:



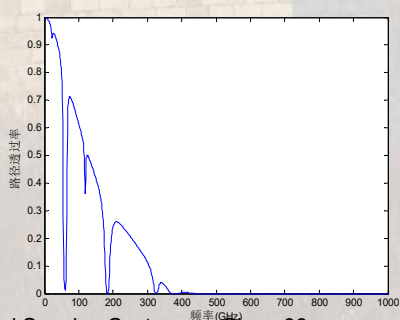
雾天条件下的路径总衰减随频率的变化



雨天条件下的路径总衰减随频率的变化

雾的浓度为0.8g/m³, 观测点高度0.03048km, 目标高度1.3048km, 入射点天顶角为10°

降雨率为5mm/hr, 基于MP雨滴尺寸分布的雨衰减



计算条件:

1-1000GHz

考虑

水蒸气和氧气的衰减

雾天情况

雾的浓度: 0.8g/m³

雾的高度: 0.3km

观测点高度: 0.1km

目标高度: 1km

入射点天顶角: 10°

微波与环境的相互作用

- 大气传播衰减
- 大气折射的影响
- 地球曲率的影响

Air Refraction

$$n \text{ (index of refraction)} = \frac{c \text{ (EM wave speed in vacuum)}}{v_p \text{ (EM wave speed in the medium)}}$$

$$v_{air} = \frac{c}{n_{air}}$$

$$n_{air} = 1 + \left(\frac{77.6p}{T} + \frac{(3.73 \cdot 10^5)e}{T^2} \right) \times 10^{-6}$$

Where

p =pressure (mbar),
 T =temperature (Kelvin), and
 e =partial pressure of water vapor

中性大气的折射率：——D. W. Blood和D. Kwan的早期大气折射模型

$$n = 1 + N \cdot 10^{-6}$$

where

$$N = \alpha e^{-\beta h}$$

Table 2. Blood and Kwan
Exponential Refractivity Model

Profile region	Altitude range (km)	α (N-units)	β (km ⁻¹)
1	0.0 to 0.3048	378.0	0.21522
2	0.3048 to 0.6096	368.58	0.13255
3	0.6096 to 0.9144	375.57	0.16339
4	0.9144 to 4.1453	374.0	0.15879
5	4.1453 to 8.9916	329.0	0.12795
6	8.9916 to 15.0266	293.0	0.11549
7	above 15.0266	780.0	0.18045

Refraction Leads to Radar Wave Bending

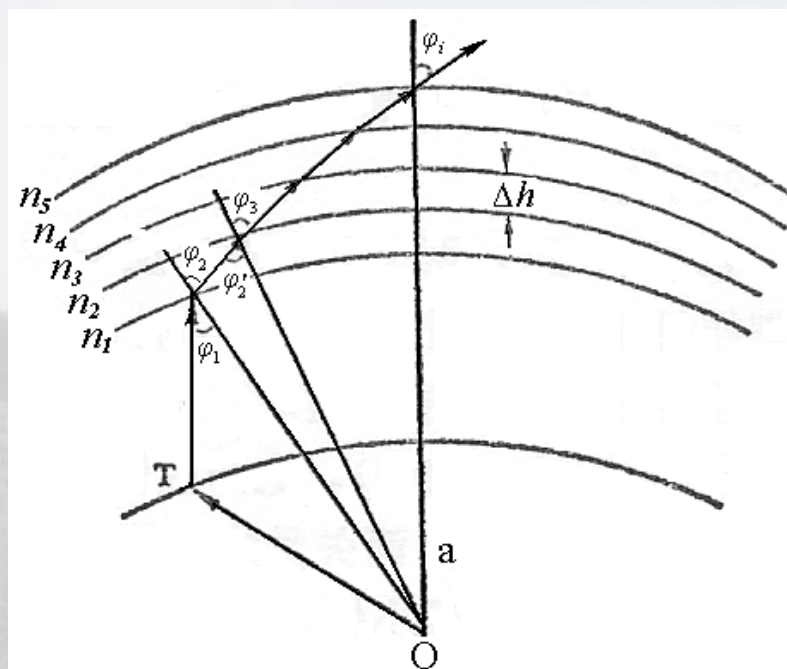
Why ?

$$n_1 \sin \varphi_1 = n_2 \sin \varphi_2$$

$$n_2 \sin \varphi'_2 = n_3 \sin \varphi_3$$

.....

$$n_{i-1} \sin \varphi'_{i-1} = n_i \sin \varphi_i$$



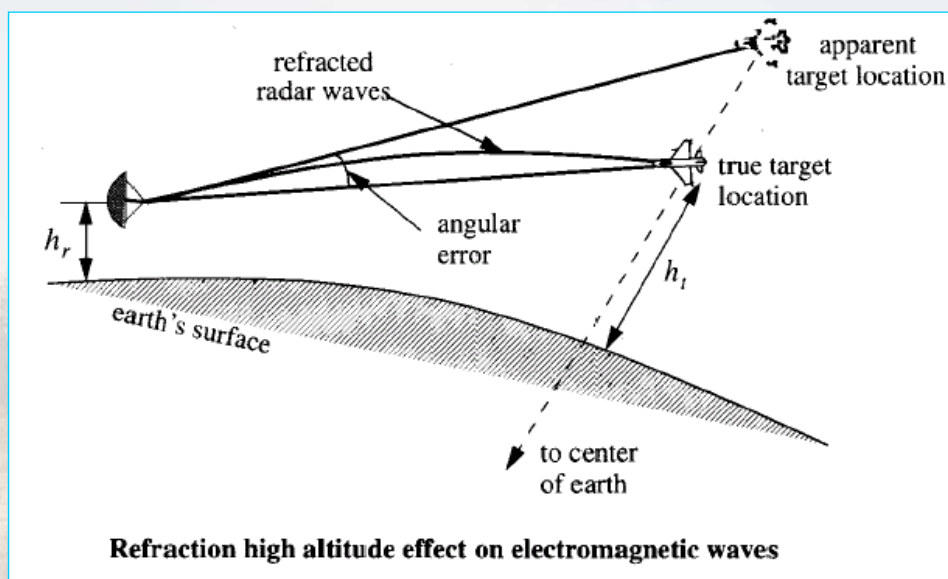
Air Refraction Effects

Refraction affects radar waves in two different ways depending on height:

- Introducing **elevation angle error**
- Ducting – **extending the radar range** to the horizon

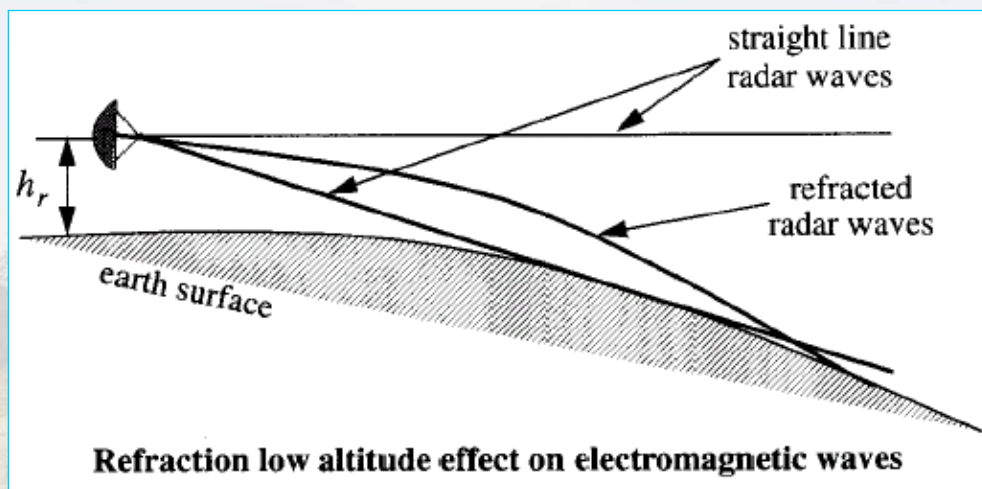
Both result from the **radar wave bending**.

Refraction Effects: elevation error

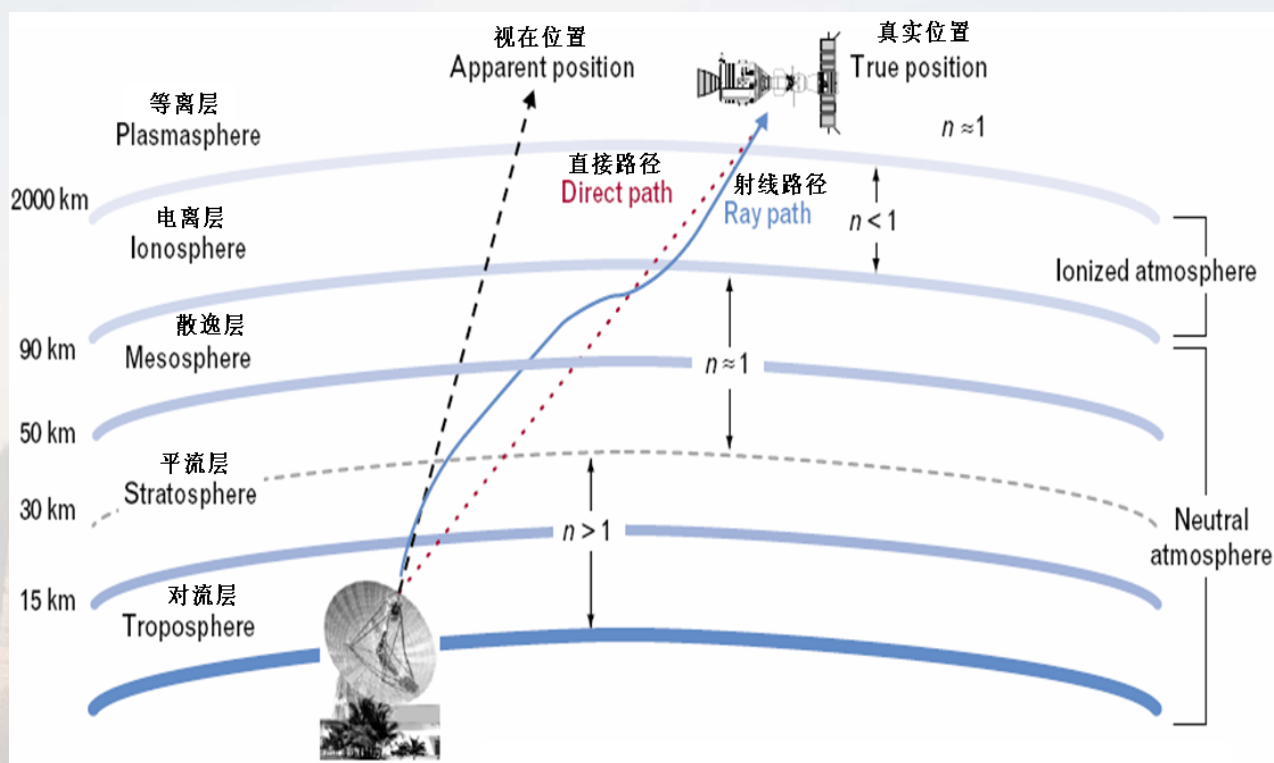


For target that have altitude, typically above 100 m, the effect of refraction imposes limitations on the radar's capability to measure target position. Refraction introduces an error in measuring the elevation angle.

Refraction Effects: ducting



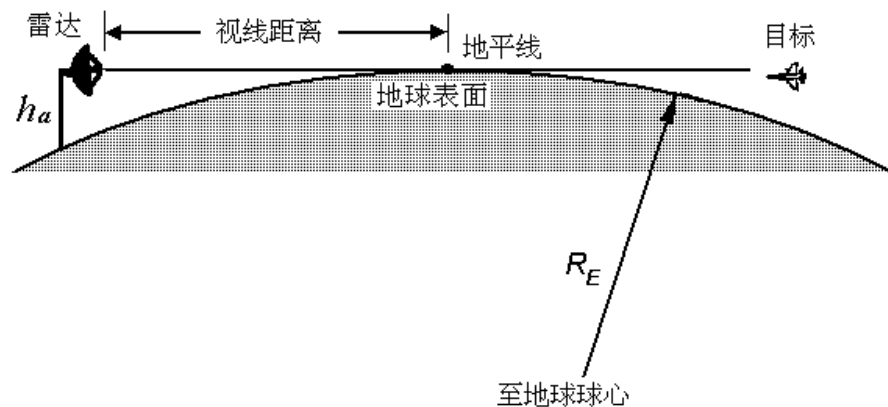
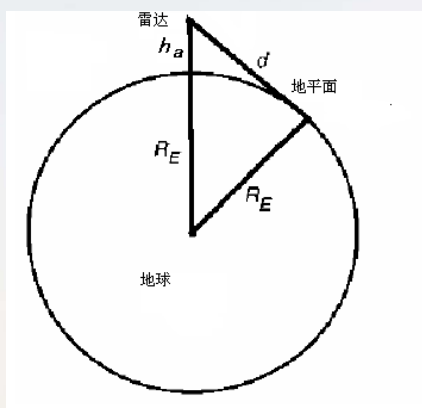
When the refractivity index becomes large enough, EM waves bend around the curve of the earth. Consequently, the radar's range to the horizon is extended (called ducting). Ducting can be serious over the sea surface, particularly during hot summer time.



微波与环境的相互作用

- 大气传播衰减
- 大气折射的影响
- **地球曲率的影响**

Distance to the Horizon



$$d = \sqrt{(R_E + h_a)^2 - R_E^2}$$

$$\approx \sqrt{2R_E h_a} \quad (\text{when } h \ll R_E)$$

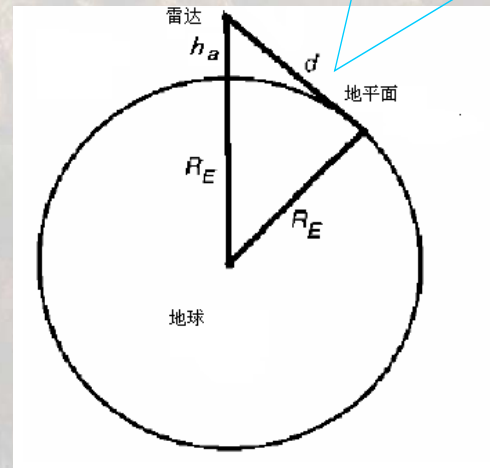
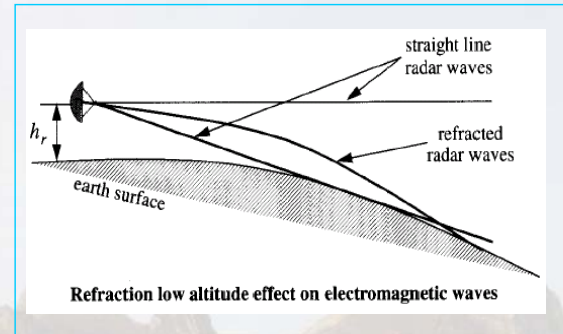
$$R_E = 6370 \text{ km}$$



Refraction

$$R'_E = \alpha R_E \quad (1 < \alpha < 4/3)$$

$$\alpha = \frac{1}{1 + R_E \frac{dn}{dh}}$$

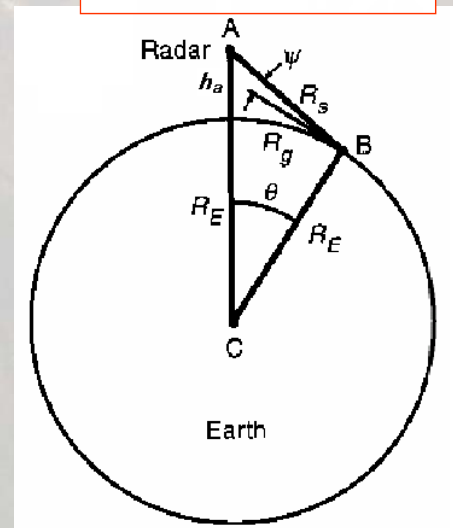
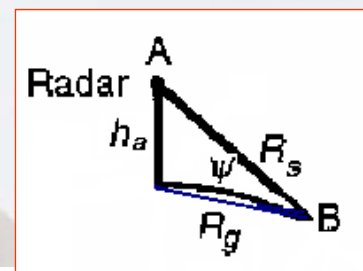


Earth Curvature: grazing angle

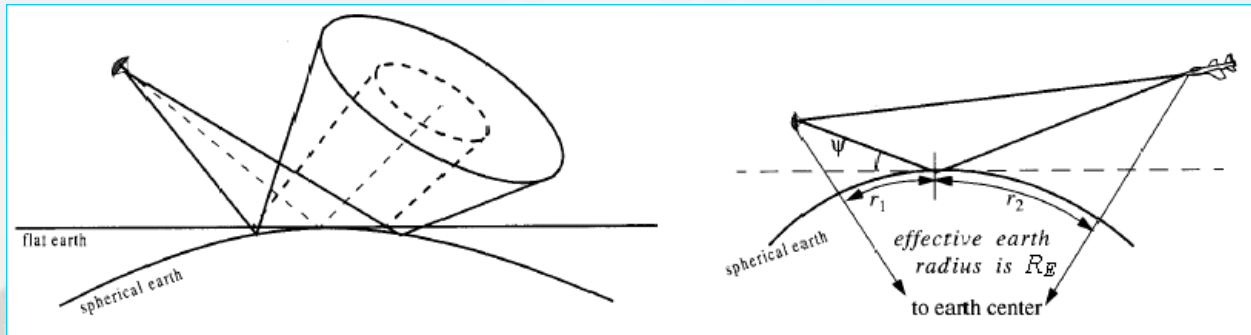
$$\psi = \angle ABC - \pi / 2$$

where

$$\sin(\angle ABC) = \frac{(R_E + h_a) \sin \theta}{R_s}$$



Reflection Divergence due to Earth Curvature



Divergence factor:

$$D = \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{2r_1 r_2}{R_E (r_1 + r_2) \sin \psi}}}$$

第三讲 波谱大气传输

- 地球大气
- 微波与环境的相互作用
- 红外辐射在大气中的传输
- 大气散射、辐射与吸收对红外传感器的影响

红外辐射在大气中的传输

- 红外辐射的主要衰减因素
- 大气的吸收衰减
- 大气的散射衰减
- 斜程大气传输分层计算模型
- 常用大气传输计算软件

红外辐射在大气中的传输

- 红外辐射的主要衰减因素
- 大气的吸收衰减
- 大气的散射衰减
- 斜程大气传输分层计算模型
- 常用大气传输计算软件

红外辐射的主要衰减因素：吸收与散射

(1) 在 $0.2 \sim 0.32 \mu\text{m}$ 的紫外光谱范围内，光吸收与臭氧(O_3)的分解作用有联系。臭氧的生成和分解的平衡程度，在光的衰减中起着决定性的作用。

(2) 在紫外和可见光谱区域中，由氮分子(N_2)和氧分子(O_2)所引起的瑞利(Rayleigh)散射是必须要考虑的。解决这一类问题应注意散射物质的分布，散射系数对波长的依赖关系。

(3) 粒子散射或米(Mie)氏散射。这种散射大都出现在云和雾之中，当然在大气中某些特殊物质的分布也会引起米氏散射。这种现象对于观察低空背景是特别重要的，因为这些特殊物质的微粒一般都是处在低空中的，到达一定高度时这种散射现象就不那么强烈了。

(4) 大气中某些元素原子的共振吸收，这主要发生在紫外及可见光谱区域内。

(5) 分子的带吸收是红外辐射衰减的重要原因。大气中的某些分子具有与红外光谱区域相应的振动-转动共振频率，同时还有纯转动光谱带，因而能对红外辐射产生吸收。这些分子是水蒸气(H_2O)、二氧化碳(CO_2)、臭氧(O_3)、一氧化二氮(N_2O)、甲烷(CH_4)以及一氧化碳(CO)等，其中水蒸气、二氧化碳和臭氧能引起最大的吸收量，这是因为它们均具有强烈的吸收带，而且它们在大气中都具有相当高的浓度。对于一氧化碳、一氧化二氮和甲烷这一类的分子，只有辐射通过的路程相当长或通过很大浓度的空气时，才能表现出明显的吸收。

朗伯定律：(Class-02)

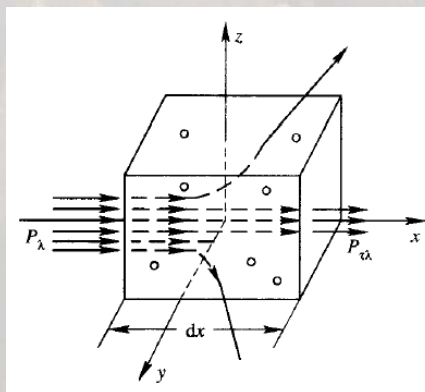
$$\begin{aligned} P_{\lambda r}(x) &= P_{\lambda i}(0) \exp\{-[a(\lambda) + \gamma(\lambda)]x\} \\ &= P_{\lambda i}(0) \exp[-K(\lambda)x] \end{aligned}$$

$K(\lambda) = a(\lambda) + \gamma(\lambda)$ 称为介质的消光系数。(extinction coefficient)

吸收 $\tau'_i(\lambda) = \frac{P'_\lambda(x)}{P_\lambda(0)} = e^{-a(\lambda) \cdot x}$

散射 $\tau''_i(\lambda) = \frac{P''_\lambda(x)}{P_\lambda(0)} = e^{-\gamma(\lambda) \cdot x}$

内透射率 $\tau_i(\lambda) = \frac{P_{\lambda r}(x)}{P_{\lambda i}(0)} = \tau'_i(\lambda) \cdot \tau''_i(\lambda) = \exp\{-[a(\lambda) + \gamma(\lambda)]x\}$



$$\tau(\lambda) = \exp\{-K(\lambda)R\}$$

Where

$$K(\lambda) = \alpha(\lambda) + \gamma(\lambda)$$

$$\alpha(\lambda) = \alpha_m(\lambda) + \alpha_a(\lambda)$$

$$\gamma(\lambda) = \gamma_m(\lambda) + \gamma_a(\lambda)$$

(m=molecule, a=aerosol)

Rayleigh scattering: scattering due to air molecules

Mie scattering: scattering from large aerosol particles

红外辐射在大气中的传输

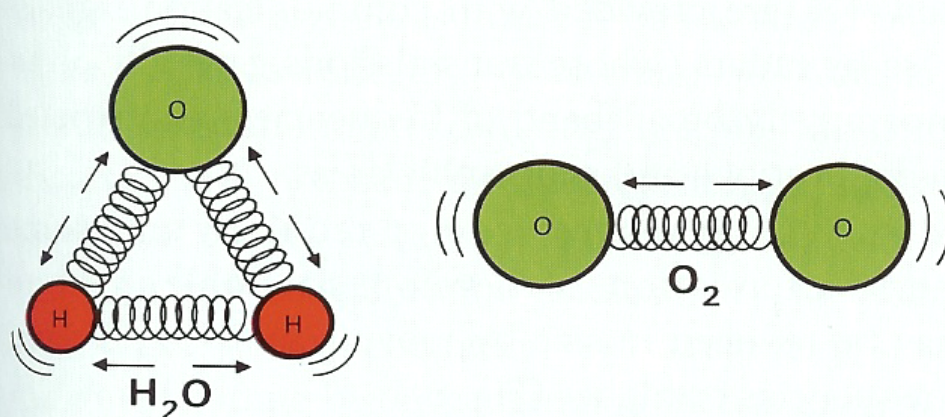
- 红外辐射的主要衰减因素
- 大气的吸收衰减
- 大气的散射衰减
- 斜程大气传输分层计算模型
- 常用大气传输计算软件

大气的吸收衰减:

大气中各吸收组分的红外吸收带

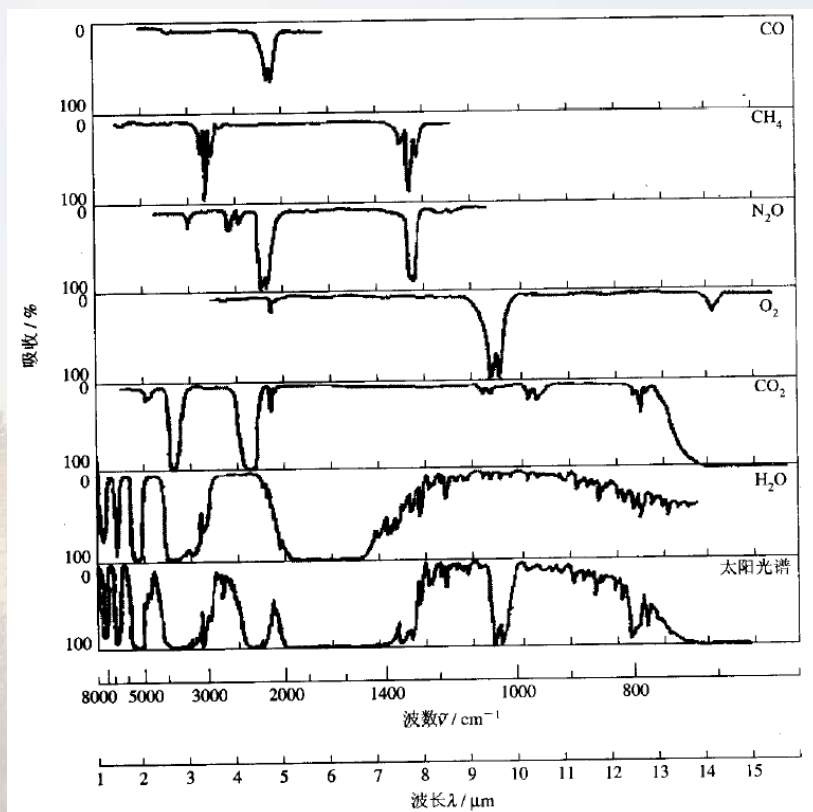
组分	红外吸收带(中心)波长/ μm								
H ₂ O	0.94	1.1	1.38	1.87	2.70	3.2	6.27		
CO ₂	1.4	1.6	2.0	2.7	4.3	4.8	5.2	9.4	10.4
O ₃	4.8	9.6	14						
N ₂ O	3.9	4.05	4.5	7.7	8.6				
CH ₄	3.3	6.5	7.6						
CO	2.3	4.7							

The molecules of oxygen and water vapor have resonant frequencies.



When excited at these frequencies, they absorb more energy. Hence the peaks in the absorption curve. The peaks are broadened by molecular collisions and so are sharper at high altitudes, where the atmosphere is less dense, but their frequencies are the same. (Plot B is drawn to the same scale as A; but is shifted down to encompass the lower curve.)

大气的吸收衰减:



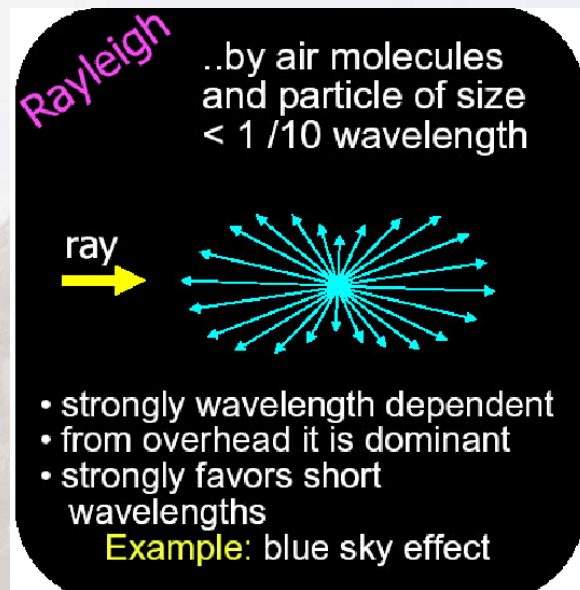
红外辐射在大气中的传输

- 红外辐射的主要衰减因素
- 大气的吸收衰减
- **大气的散射衰减**
- 斜程大气传输分层计算模型
- 常用大气传输计算软件

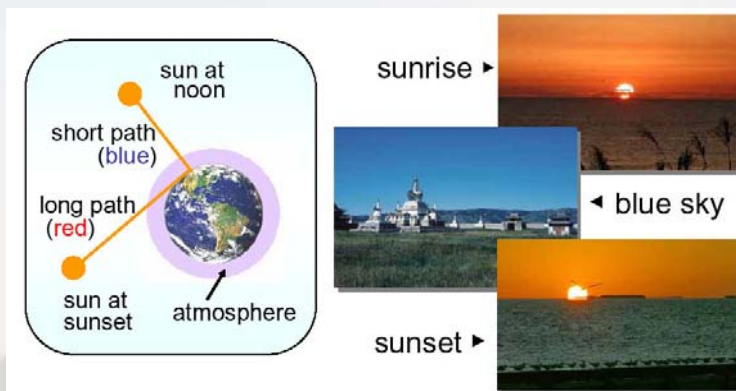
瑞利散射 (Rayleigh Scattering) :

Scattering by atmospheric molecules with a **size smaller than the wavelength** is called **Rayleigh scattering**. Rayleigh scattering is inversely proportional to the fourth power of the wavelength.

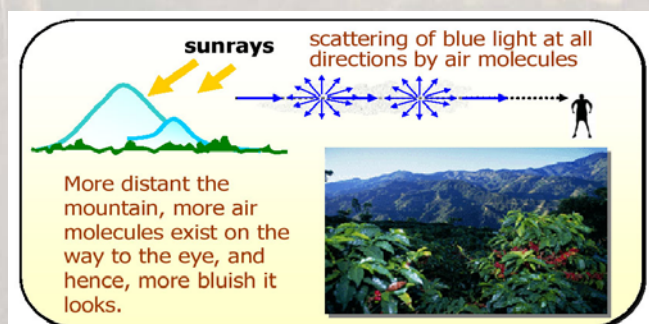
Rayleigh scattering occurs when the atmosphere is composed of very small size of molecules. Usually very clean and dry air condition creates Rayleigh scattering. In such case we can see blue sky light. **The magnitude of Rayleigh scattering is proportional to the fourth power of wavelength.** It means by violet and blue, shorter wave dominates the color of the sky.



$$\alpha_m(\lambda) \propto \frac{1}{\lambda^4}$$



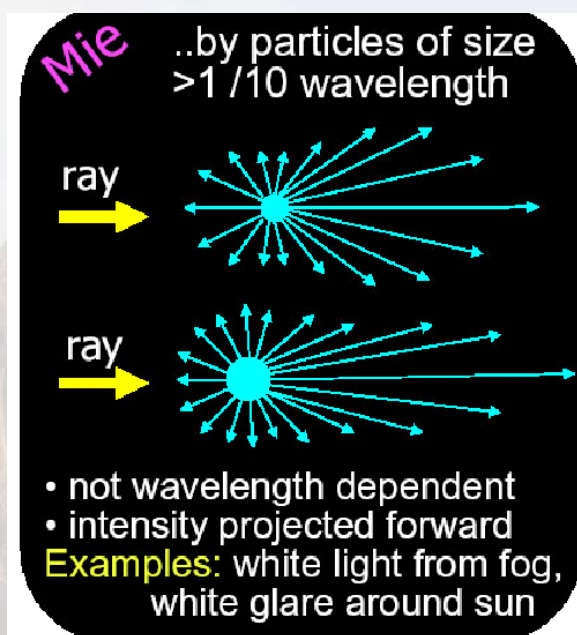
散射：波长越短，散射越强
透过：波长越长，透过越强



米氏散射 (Mie Scattering) :

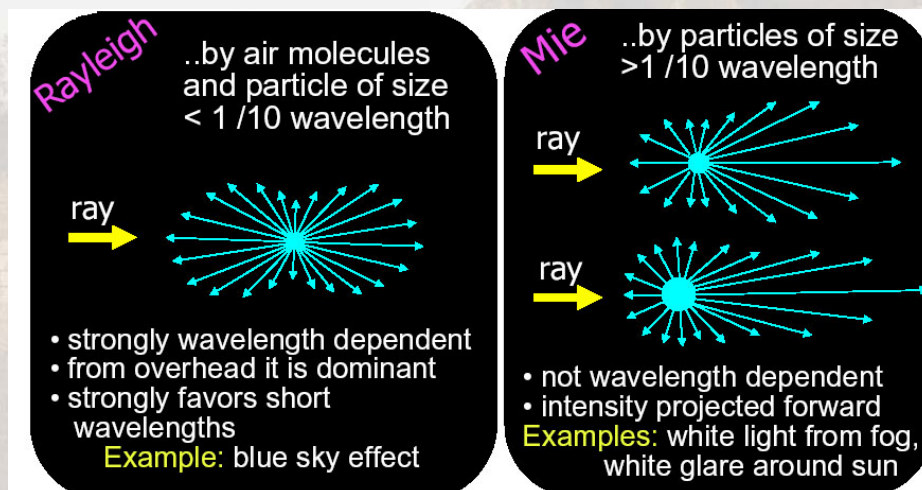
Scattering by aerosols with **larger size than the wavelength** is called **Mie scattering**.

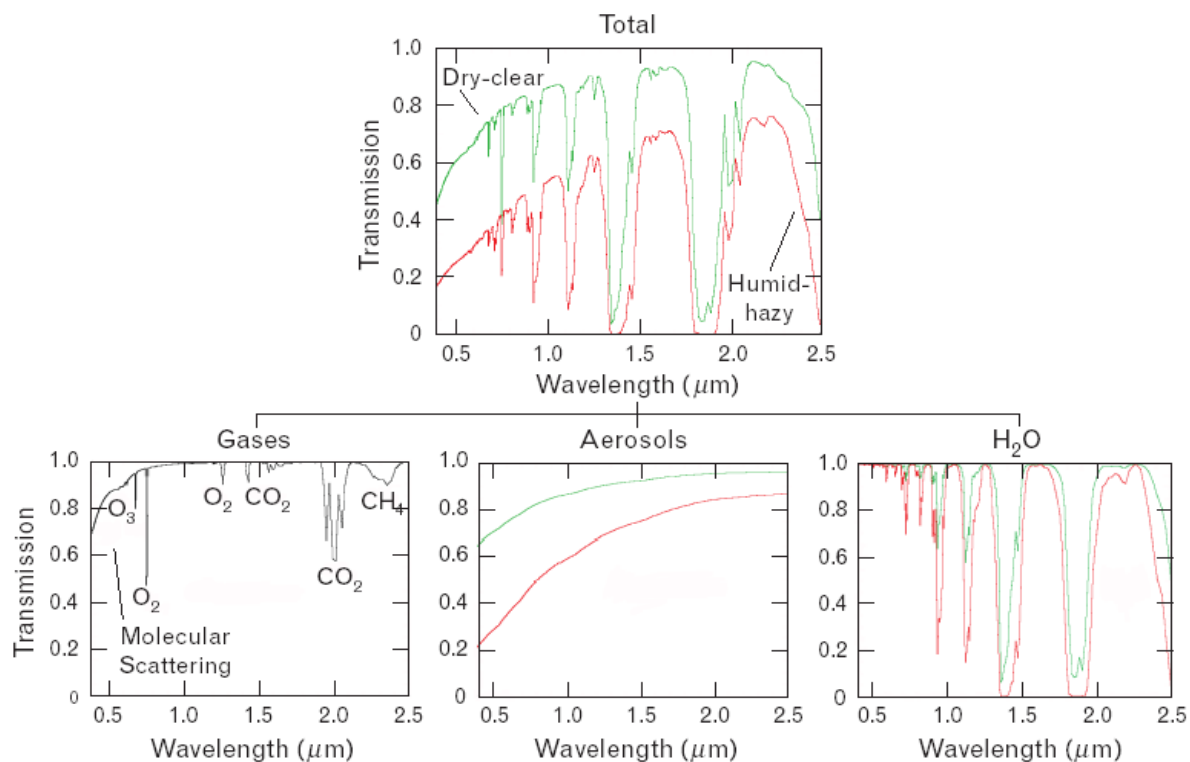
Mie scattering occurs when there are larger particles in the atmosphere, for example vapor, water drops, smoke, air pollutants etc.



气溶胶的散射特性

The source of aerosols will be suspended particles such as sea water or dust in the atmosphere blown from the sea or the ground, urban garbage, industrial smoke, volcanic ashes etc., which varies to a great extent depending upon the location and the time. In addition, the optical characteristics and the size distribution also changes with respect to humidity, temperature and other environmental conditions. This makes it **difficult to measure the effect of aerosol scattering**.



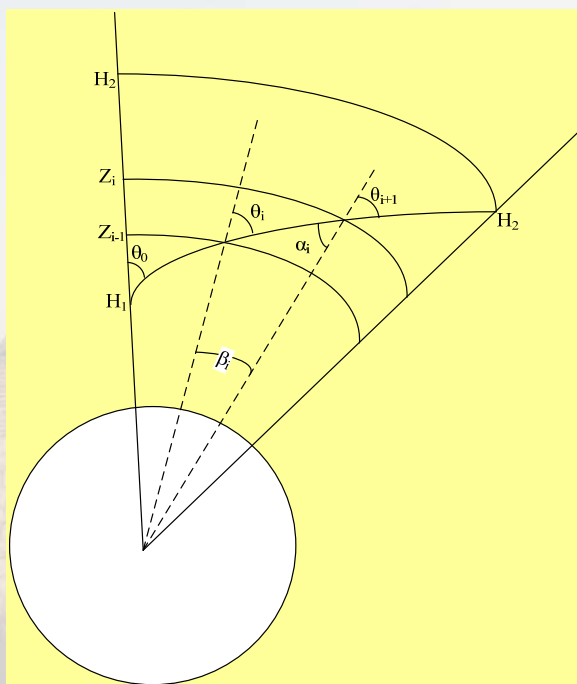


Atmospheric transmission plotted for two conditions (dry-clear in green and humid-hazy in red). The contributions to the overall transmission by mixed gases, aerosols, and water vapor are shown in separate plots for the same spectral range.

红外辐射在大气中的传输

- 红外辐射的主要衰减因素
- 大气的吸收衰减
- 大气的散射衰减
- 斜程大气传输分层计算模型
- 常用大气传输计算软件

斜程大气衰减分层计算模型：



由Sne11折射定律和球面几何三角公式可得

$$n_{i+1}(R_0 + z_i) \sin \theta_{i+1} = n_{i+2}(R_0 + z_{i+1}) \sin \theta_{i+2} \\ = n_0(R_0 + H_1) \sin \theta_0 = A$$

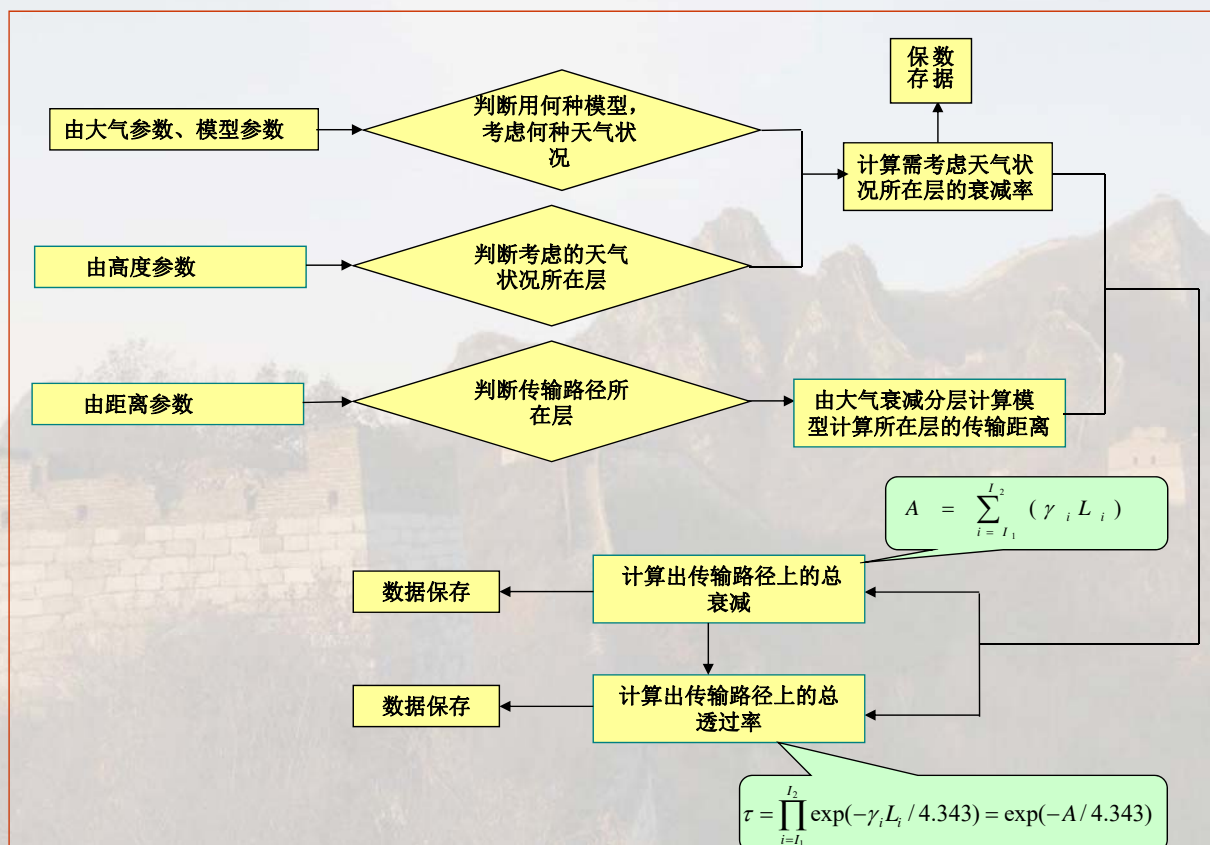
各层的有效传播路径 ds_i

$$ds_i = \frac{(R_0 + z_i) \sin \beta_i}{\sin \theta_i}$$

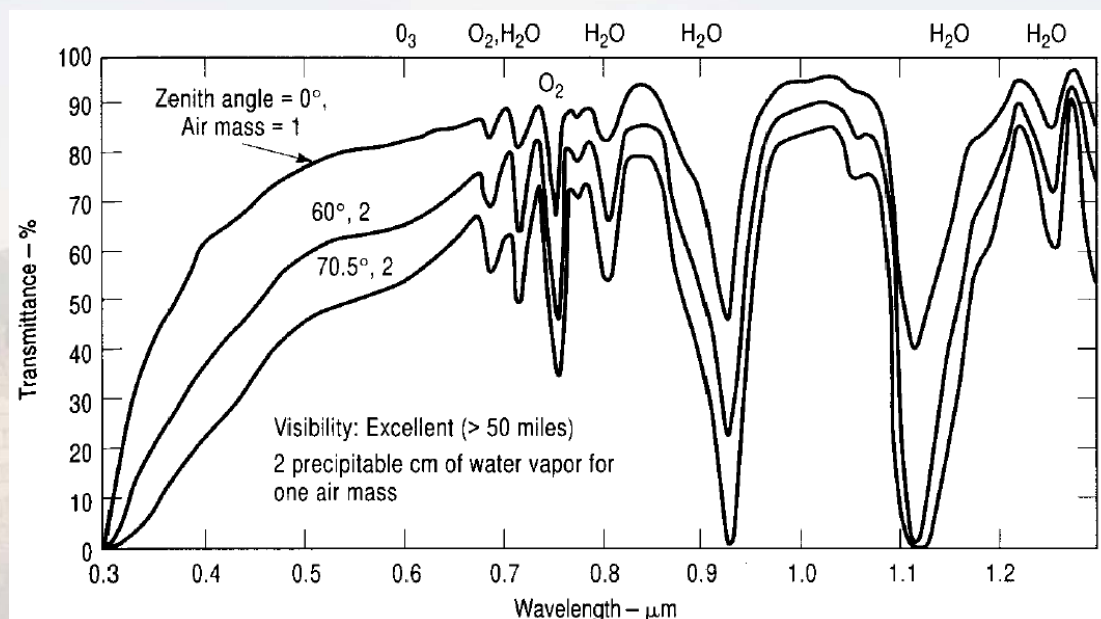
β_i 为第 i 层轨迹对应的地球中心角

$$\beta_i = \theta_i - \alpha_i = \sin^{-1} \left[\frac{A}{n_i(R_0 + z_{i-1})} \right] - \sin^{-1} \left[\frac{A}{n_i(R_0 + z_i)} \right]$$

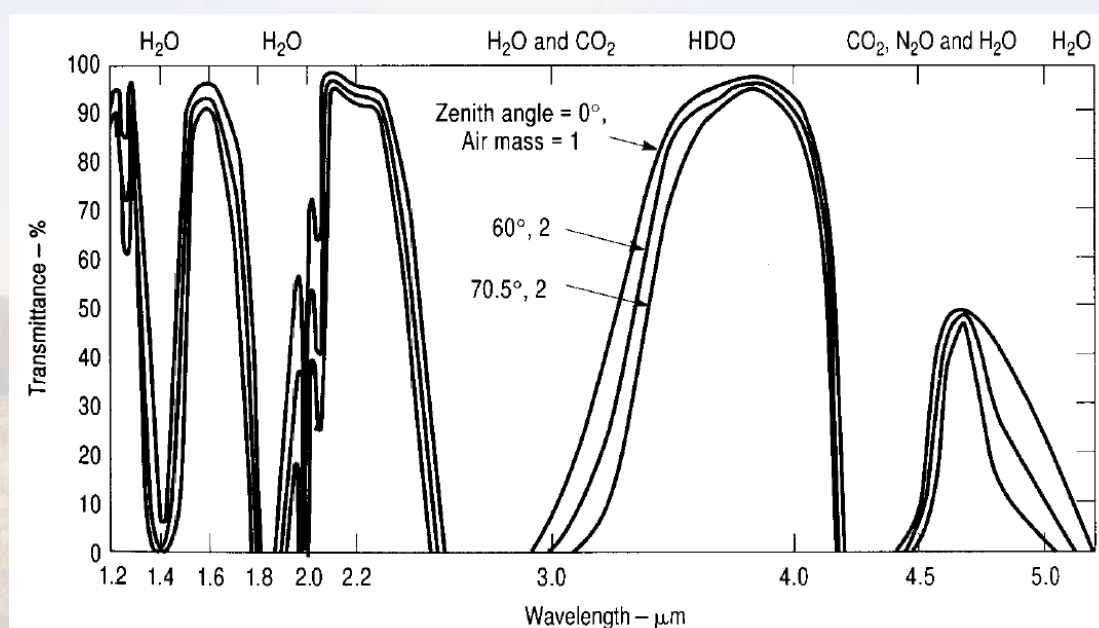
计算步骤



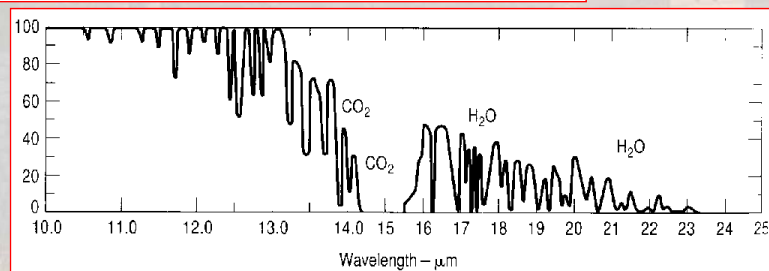
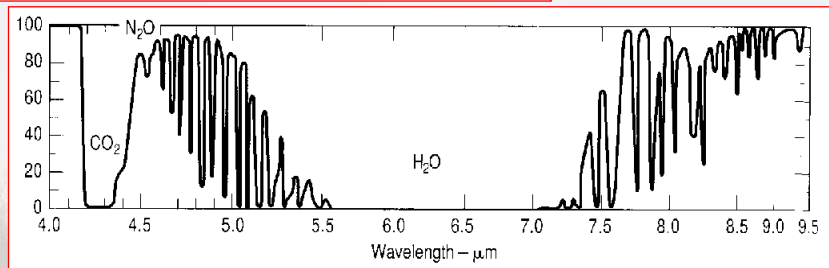
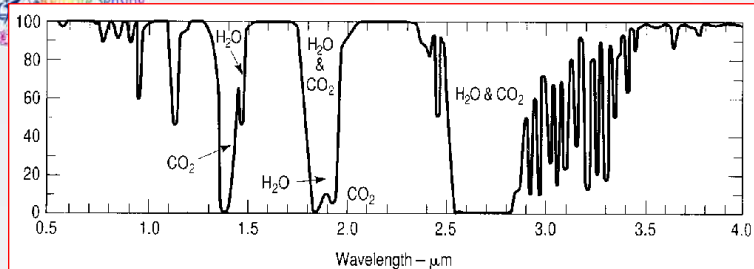
Transmission through the Entire Atmosphere



整层大气透过率随天顶角的变化



整层大气透过率随天顶角的变化 (续)



Transmittance of a 1000 ft horizontal air path at sea level as a function of Wavelength and assuming a water temperature of 79° F

红外辐射在大气中的传输

- 红外辐射的主要衰减因素
- 大气的吸收衰减
- 大气的散射衰减
- 斜程大气传输分层计算模型
- 常用大气传输计算软件

大气传输计算常用模型软件与数据库

LOWTRAN

MODTRAN

FASCODE

HITRAN（数据库）

DISTORT

SBDART

SHARC

SAMM

... ..

LOWTRAN、MODTRAN和FASCODE

LOWTRAN（低频谱分辨率传输）

MODTRAN（中频谱分辨率传输）

FASCODE（快速大气信息码）

都是由美国空军地球物理实验室（AFGL）根据不同的应用目的而开发和研制的宽带（LOWTRAN）、窄带（MODTRAN）和逐线（FASCODE）计算的大气辐射传输模型及其相应的应用软件。它们之间相互借鉴，取长补短，具有一组共享的公共模块，在编程时相互调用，这样也便于互相比对。

LOWTRAN、MODTRAN和FASCODE

共同特点:

- 它们都可以在非常宽的电磁波谱范围 ($0 \sim 50000 \text{ cm}^{-1}$, $0.2 \mu\text{m} \sim \infty$) 内使用, 都涉及了复杂大气条件下多种辐射传输量的计算;
- 在这些计算模型中都包括了1976年美国标准大气作为高度函数的温度、压力、密度以及水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳、一氧化二氮等30种气体混和比的六种参考模型大气, 使这个模型在特定环境下的仿真和使用显得特别灵活;
- 在这些传输模型实用程序中包括了具有代表性的大气、气溶胶、云和雨的模型, 这些复杂的天气环境使它们具有更广泛的应用;
- 模型还包括了水平、垂直、倾斜向上和向下传输等各种复杂的几何关系, 在计算大气倾斜路径及沿着传输路径衰减量时, 都考虑了大气折射和地球的曲率;
- 这些辐射传输模型都利用了HITRAN数据库中的基本分子常数, 然而, 它们采用了各不相同的处理方法把这些常数换算成透过率和辐射度。显然, 这些辐射传输模型具有不同的精度。

LOWTRAN

- ◆ LOWTRAN4A 利用 20 cm^{-1} 的光谱分辨率和 5 cm^{-1} 光谱间隔上的经验透过函数和有效吸收系数;
- ◆ 从LOWTRAN5 开始首次引入HITRAN80, LOWTRAN 的每个新版本都在分子成分的数目和计算效率上作了改进;
- ◆ 1986 年LOWTRAN7 把吸收带模型直接与HITRAN86 连接, 使用单参数(压力)带模型(吸收系数), 加上分子密度尺度函数。利用最小二乘方法与逐线计算的透过率拟合, 作了大量光学厚度的计算;
- ◆ LOWTRAN 局限于Lorentz 压力为主的线形, 只适用于30km 以下的高度。

MODTRAN

- ◆ MODTRAN 把LOWTRAN 20 cm^{-1} (FWHM, full width half maximum) 的光谱分辨率和在 5 cm^{-1} 光谱间隔上作分子吸收计算改进为 2 cm^{-1} (FWHM) 的光谱分辨率和在 1 cm^{-1} 光谱间隔上作分子吸收计算;
- ◆ 使用了三个与温度有关的参数 (吸收系数, 线密度参数和平均带宽), 使之更精确地服从分子跃迁的温度和压力关系 (能级粒子数和Voigt 线形), 并可 用一个三角狭缝函数将其光谱分辨率降低到所需的分辨率;
- ◆ MODTRAN 同时考虑了Lorentz 压力加宽和Doppler 移动 (与温度有关) 加宽相结合的Voigt 线形, 因此可以在更高高度上使用。但是, 在高于60km 的高度上, 大部分分子不再处于局地热力平衡状态, 这意味着有些分子带的强度不再由环境温度确定。MODTRAN没有对非局地热力平衡态的分子带进行合理的处理, 其适用高度限于60km 以下;
- ◆ 与FASCODE 精确计算每一层大气的光学厚度的做法不同, MODTRAN 采用适合于地球大气中中等温度变化的Curtis-Godson 近似, 通过一个等效均匀路径来代替多层路径的计算。因而, MODTRAN 不可能达到FASCODE 的精度。

FASCODE

- ◆ FASCODE 是一个完全的逐线Beer-Lambert 算法, 它以最精细的光谱分辨率 “精确” 计算孤立的、重叠的分子谱线, 这样的光谱分辨率与任意版本的HITRAN 的分子成分跃迁资料相兼容;
- ◆ 通过对每一层分子吸收, 散射效应 (分子和气溶胶) 及一些连续吸收的计算, FASCODE 提供了 “精确” 透过率计算的处理;
- ◆ FASCODE考虑了非局地热力平衡状态 (NLTE, Non-Local Thermodynamic Equilibrium) 的处理, 原则上它的应用高度不受限制;
- ◆ 因此, FASCODE 通常用作评估遥感系统和参数化带模型的基准。

DISORT、SBDART、SHARC和SAMM

DISORT

- ◆ DISORT是1988年Stamnes等人发展的一个离散坐标法计算程序包，该程序包对传统的基于Chandrasekhar公式的计算方法作了改进，用标准矩阵解法直接由齐次微分方程组求特征值，提高了计算效率。
- ◆ 离散坐标法是一种多流计算散射辐射的精确数值算法，经过广泛的检验及与标准算法的对比，可认为较精确。

SBDART

- ◆ 为了提高LOWTRAN和MODTRAN模式处理有云大气辐射传输的精度并提供方便易用的软件工具，Ricchiazzi开发了SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) 模型；
- ◆ 它是计算晴空和有云状况下地球大气和表面的平面平行大气辐射传输的程序，包括了影响紫外、可见光和红外辐射场的所有重要过程。其代码是复杂离散坐标辐射传输模块，低分辨率大气传输模块和水滴、冰晶光散射的Mie散射结果的结合，广泛应用于大气辐射能量平衡和遥感；
- ◆ SBDART模式采用多流辐射传输计算方法，引入了包括多次散射的辐射传输计算，采用改造的累加法自海平面开始向上直到大气上界，逐层确定大气分层的每一界面上的综合透过率、吸收率、反射率和辐射通量，其中包括整层大气和地表、云层反射贡献在内。而LOWTRAN/MODTRAN在处理散射问题时的二流近似限制了计算精度；
- ◆ SBDART模式采用3D Monte-Carlo辐射传输模式解决一些复杂的辐射传输问题。它的突出优点是能够处理任意几何形状下的辐射传输问题，也能处理任意单次散射反照率和各向异性很强的散射相函数，而其它辐射传输解法在这方面有一定的局限性。

SHARC

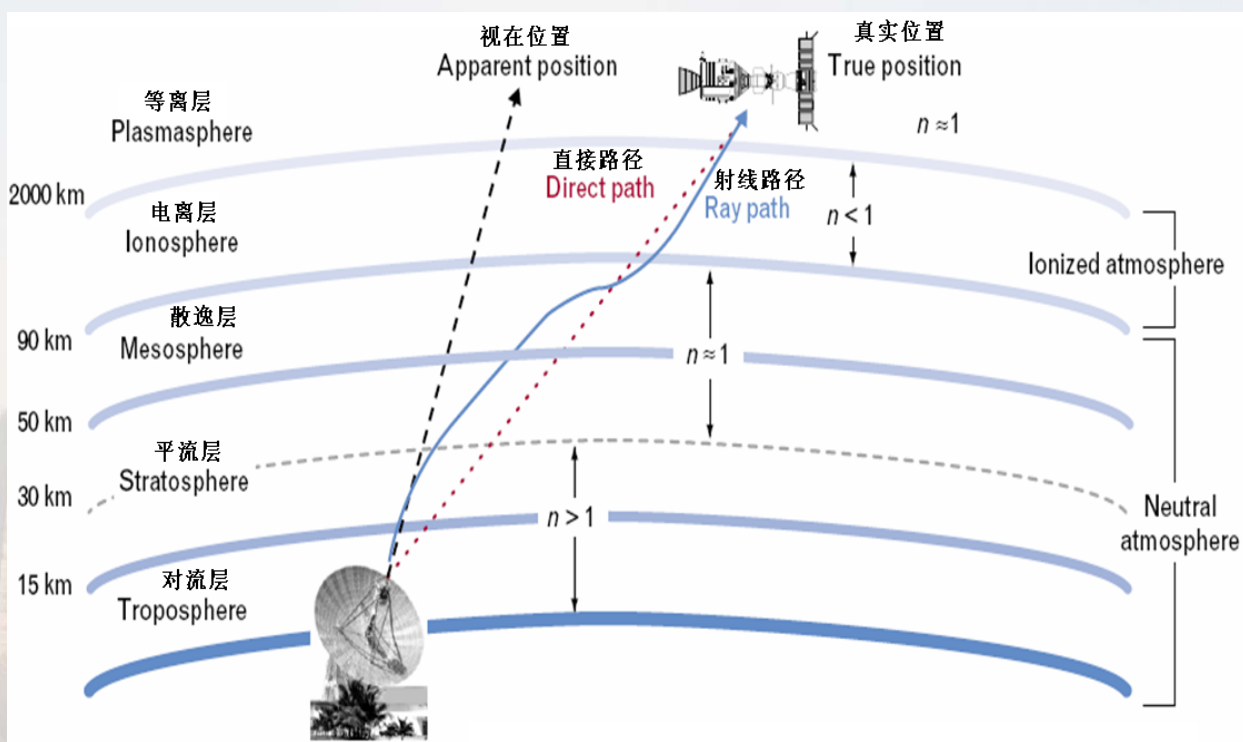
- ◆ **SHARC** (Strategic High-Altitude Radiance Code, 战略高度大气辐射软件) 是由美国AFRL (Air Force Research Laboratory) 研制开发的软件, 用于计算在50 到300km 的高空内任意视线路程, 波长为 $2\sim 40\ \mu\text{m}$ 范围内的辐射和透射光谱, 而且具有足够的精确度、速度和分辨率 (0.5cm^{-1}), 具有广泛的应用领域。
- ◆ 它集成了在静态大气中发现的7 种物质的红外波谱 (NO , CO_2 , O_3 , H_2O , HO , CO 和 CH_4), 包括 CO_2 和 H_2O 的少量同位素波谱。
- ◆ SHARC 中集成了大气生成器 (SHARC Atmosphere Generator, SAG), 用来考虑大气中已知的系统变化, 包括明暗线和别的昼夜影响。

SAMM

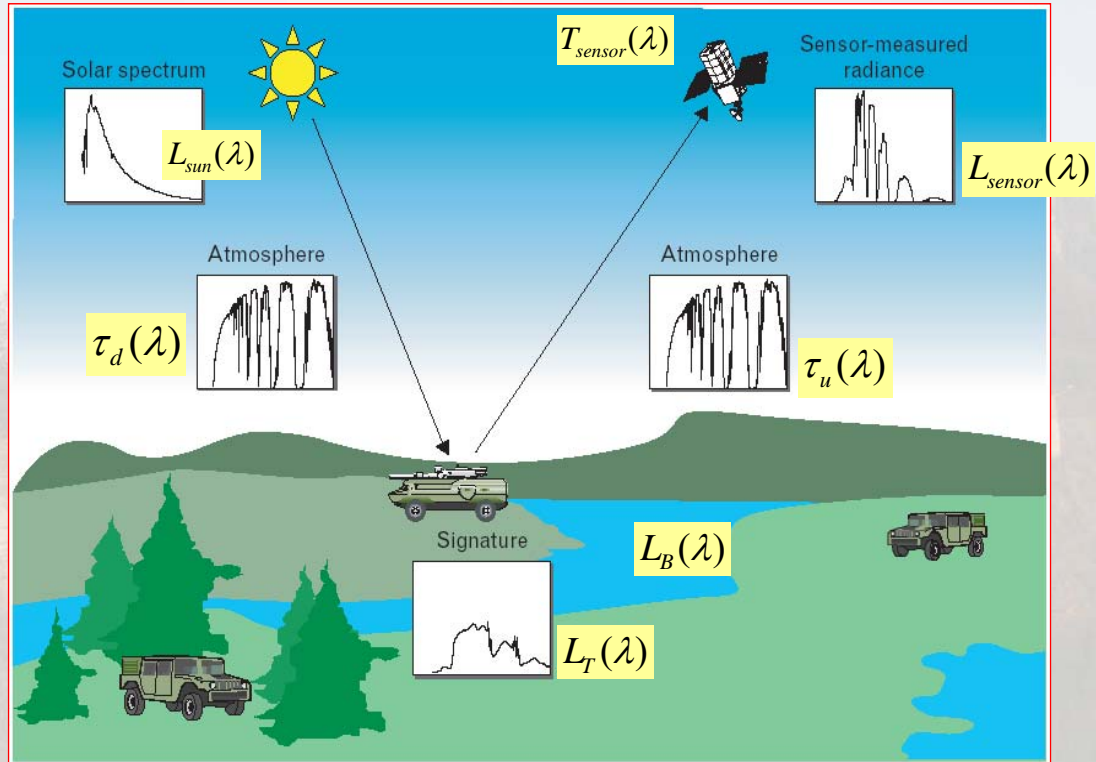
- ◆ **SAMM** (SHARC And MODTRAN Merged) 是一种中等分辨率 (2cm^{-1}) 的红外大气传输和背景辐射模型, 它可以应用的高度是从地球表面到300km高空。
- ◆ SAMM是使用一种统一的并且相关的辐射传输算法将美国国防部标准低空大气 (2cm^{-1} 的MODTRAN) 和高空大气 (1cm^{-1} 的SHARC) 集成为一种简单的、无缝的软件。它集成的算法可以用于低空和高空区域。
- ◆ SAMM已经通过与SHARC、MODTRAN 和一个含有所选CIRRIS-1A 辐射剖面和光谱组成的数据库的广泛比较验证了它的有效性。
- ◆ SAMM的光谱范围是250 到 10000cm^{-1} , 其最小光谱分辨率是 1cm^{-1} 。

第三讲 波谱大气传输

- 地球大气
- 微波与环境的相互作用
- 红外辐射在大气中的传输
- 大气散射、辐射与吸收对红外传感器的影响



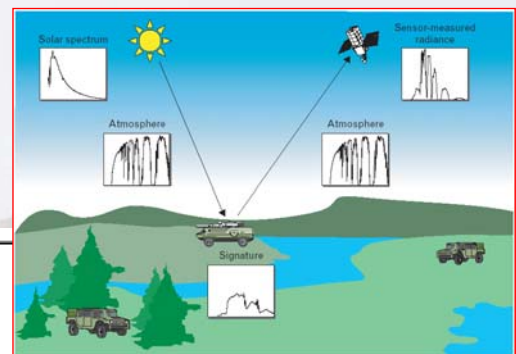
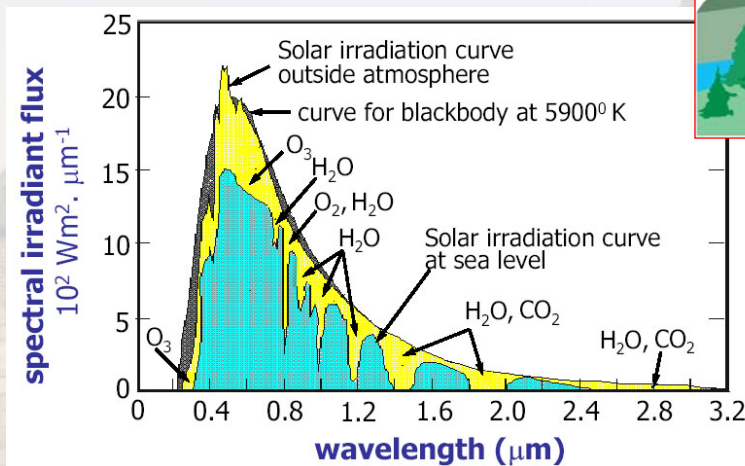
Optical Remote Sensing Illustration



Xu: Advanced Sensing Systems, Class-03

83

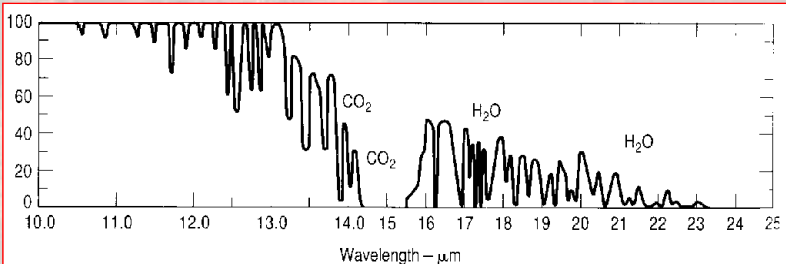
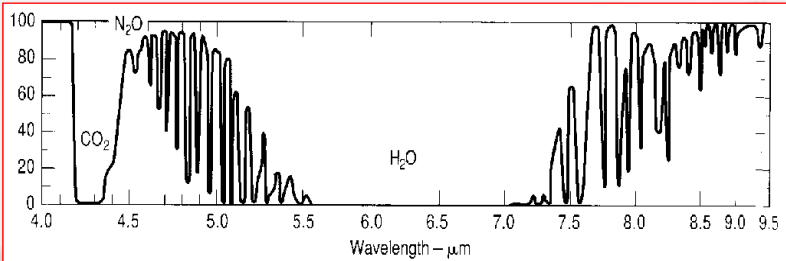
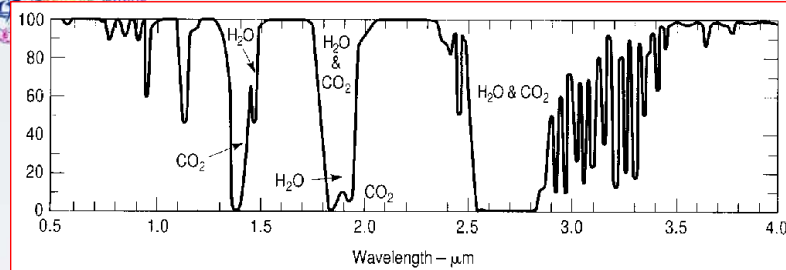
The sun is the **energy source** used to detect reflective energy of ground surfaces in the visible and near infrared regions.



Sunlight will be absorbed and scattered by ozone, dust, aerosols, etc., during the transmission from outer space to the earth's surface. Therefore, one has to study the basic characteristics of solar radiation.

Xu: Advanced Sensing Systems, Class-03

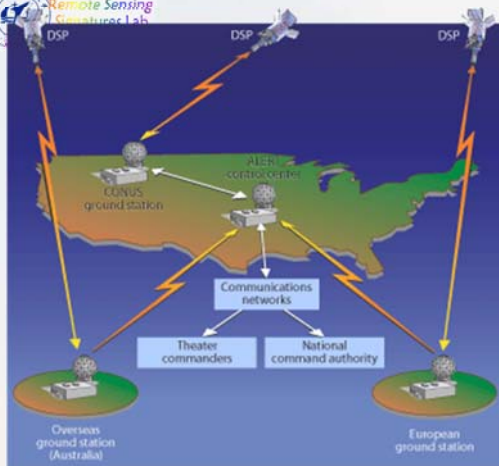
84



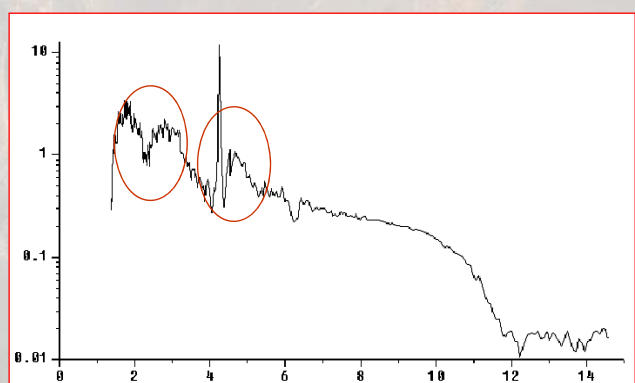
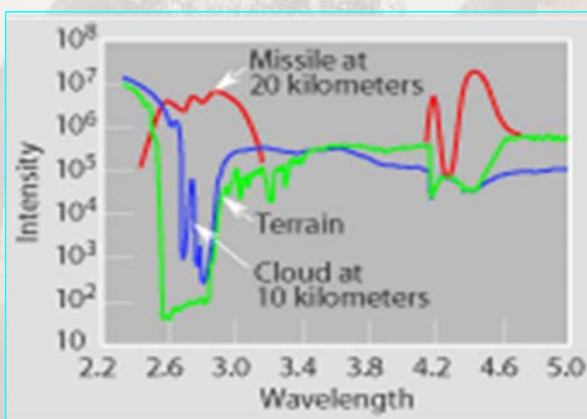
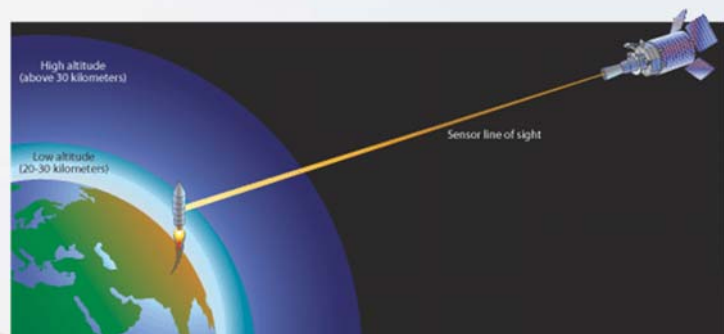
光学传感器谱段

name	wavelength range
Visible (V)	0.4 – 0.7 μm
Near InfraRed (NIR)	0.7 – 1.1 μm
Short Wave InfraRed (SWIR)	1.1 – 1.35 μm 1.4 – 1.8 μm 2 – 2.5 μm
Mid Wave InfraRed (MWIR)	3 – 4 μm 4.5 – 5 μm
Thermal InfraRed (TIR)	8 – 9.5 μm 10 – 14 μm
microwave, radar	1 mm – 1 m

Transmittance of a 1000 ft horizontal air path at sea level as a function of Wavelength and assuming a water temperature of 79° F



BM Launching EW Bands



固体火箭丁羟燃料喷焰红外辐射光谱分布

Impact of Atmospheric Scattering & Absorption on IR Sensors

Apparent Radiance of an object observed:

$$L'_0 = L_0 \tau_a + L_{hs} (1 - \tau_a)$$

L_0 – inherent radiance at zero range

τ_a – atmospheric transmittance of the path R

L_{hs} – radiance of the horizon sky

Path radiance

$$L'_0 = L_0 \tau_a + L_{hs} (1 - \tau_a)$$



$$K = \frac{L_{hs}}{L_b} \quad K\text{-sky/background ratio}$$

$$\frac{|L'_0 - L'_b|}{L'_b} = T_c \frac{|L_0 - L_b|}{L_b}$$

$$T_c = \frac{1}{1 + K \left(\frac{1 - \tau_a}{\tau_a} \right)}$$

Transference of Contrast Function

$$T_c = \frac{1}{1 + K \left(\frac{1 - \tau_a}{\tau_a} \right)}$$

$\tau_a = e^{-KR}$ - transmittance of the atmosphere

T_c = transference

K = sky/background ratio

For fresh snow: $K = 0.2$ (clear)
 $K = 0.9$ (overcast)
For desert: $K = 1.4$ (clear)
 $K = 7$ (overcast)
For forest: $K = 5$ (clear)
 $K = 25$ (overcast)

谢谢，请批评指正

许小剑

北京航空航天大学电子信息工程学院

Tel: 13520723473

Email: xiaojianxu@buaa.edu.cn