

气象学与气候学基础

大气组成和热能

■ 一、大气的组成

- 大气是一是由多种气体混合组成的气体及悬浮其中的液态和固态杂质所组成。可分为：
 1. **干空气（干洁空气）**：除水汽、液体和固体杂质外的整个混合气体，成为干洁空气。

干空气组成

干洁空气的气体成分(体积百分比)

| 气体 | 体积分数% | 气体 | 体积分数% |
|------|--------|-------|---|
| 氮 | 78.08 | 氩 | 0.0001 |
| 氧 | 20.94 | 一氧化二氮 | 0.00005 |
| 氩 | 0.93 | 氢 | 0.00005 |
| 二氧化碳 | 0.0315 | 氙 | 0.000008 |
| 氖 | 0.0018 | 二氧化碳 | 0.000002 |
| 甲烷 | 0.0001 | 二氧化氮 | 1×10^{-6} mL/L |
| | | 臭氧 | 不定 ($2 \times 10^{-5} \sim 1 \times 10^{-2}$) |

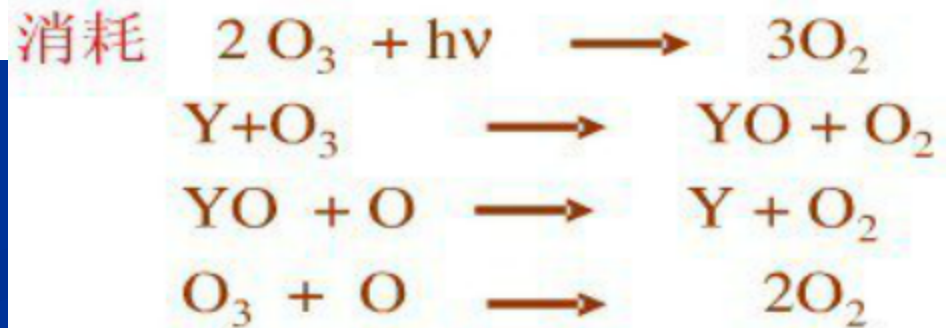
| 成分 | 相对分子质量 | 体积百分比 | 重量百分比 | 分压 ($\times 133.3224\text{Pa}$) |
|----------------------------|----------|------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|
| 氮 N_2 | 28.0134 | 78.084 | 75.520 | 593.44 |
| 氧 O_2 | 31.9988 | 20.948 | 23.142 | 159.20 |
| 氩 Ar | 39.948 | 0.934 | 1.288 | 7.10 |
| 二氧化碳 CO_2 | 44.00995 | 3.14×10^{-2} | 4.8×10^{-2} | 2.4×10^{-1} |
| 氖 Ne | 20.183 | 1.82×10^{-3} | 1.3×10^{-3} | 1.4×10^{-2} |
| 氦 He | 4.0026 | 5.24×10^{-4} | 6.9×10^{-5} | 4.0×10^{-3} |
| 氪 Kr | 83.80 | 1.14×10^{-4} | 3.3×10^{-4} | 8.7×10^{-4} |
| 氙 Xe | 131.30 | 8.7×10^{-6} | 3.9×10^{-5} | 6.6×10^{-5} |
| 氢 H_2 | 2.01594 | 5×10^{-5} | 3.5×10^{-6} | 4×10^{-4} |
| 甲烷 CH_4 | 16.04303 | 2×10^{-4} | 1×10^{-4} | 1.5×10^{-3} |
| 一氧化二氮 N_2O | 44.0128 | 5×10^{-5} | 8×10^{-4} | 4×10^{-3} |
| 臭氧 O_3 | 47.9982 | 夏: $0 \sim 7 \times 10^{-6}$ | $0 \sim 1 \times 10^{-5}$ | $0 \sim 5 \times 10^{-5}$ |
| | | 冬: $0 \sim 2 \times 10^{-6}$ | $0 \sim 0.3 \times 10^{-5}$ | $0 \sim 1.5 \times 10^{-5}$ |
| 二氧化硫 SO_2 | 64.0628 | $0 \sim 1 \times 10^{-4}$ | $0 \sim 2 \times 10^{-4}$ | $0 \sim 8 \times 10^{-4}$ |
| 二氧化氮 NO_2 | 46.0055 | $0 \sim 2 \times 10^{-6}$ | $0 \sim 3 \times 10^{-6}$ | $0 \sim 1.5 \times 10^{-5}$ |
| 氨 NH_3 | 17.03061 | 0~微量 | 0~微量 | 0~微量 |
| 一氧化碳 CO | 28.01055 | 0~微量 | 0~微量 | 0~微量 |
| 碘 I_2 | 253.8088 | $0 \sim 1 \times 10^{-6}$ | $0 \sim 9 \times 10^{-6}$ | $0 \sim 8 \times 10^{-6}$ |

■ 各组成成分的作用：

- **氮气78%**：生物体的基本组成成分
- **氧气21%**：人类和一切生物体维持生命活动的物质
- **二氧化碳0.03%**：绿色植物进行光合作用的基本原料和对地面起到保温作用
气象意义：温室效应—强烈吸收长波辐射，透过短波辐射
- **臭氧**：大量吸收太阳紫外线对地球上的生命起到保护作用，
气象意义：强烈吸收紫外线

形成原理：大气层的臭氧主要以紫外线打击双原子的氧气，把它分为两个原子，然后每个原子和没有分裂的氧合并成臭氧。臭氧分子不稳定，紫外线照射之后又分为氧气分子和氧原子，形成一个继续的过程臭氧氧气循环，如此产生臭氧层。

臭氧的生成和消耗机制：



臭氧空洞增大的速度是惊人的，特别是近年来南极上空的臭氧空洞有恶化的趋势。根据全球总臭氧观测的结果表明在过去10-15年间，每到春天南极上空平流层的臭氧都会发生急剧的大规模耗损。1987年10月，南极上空的臭氧浓度下降到了1957-1978年间的一半，臭氧洞面积则扩大到足以覆盖整个欧洲大陆。

目前，不仅在南极，在北极上空也出现了臭氧减少的现象。美、日、英、俄等国家联合观测发现，北极上空臭氧层也减少了20%，已形成了面积约为南极臭氧空洞三分之一的北极臭氧空洞。在被称为是世界上“第三极”的青藏高原，中国大气物理及气象学者的观测也发现，青藏高原上空的臭氧正在以每10年2.7%的速度减少，已经成为大气层中的第三个臭氧空洞。

人为消耗臭氧层的物质主要是：

广泛用于冰箱和空调制冷、泡沫塑料发泡、电子器件清洗的氯氟烷烃，以及用于特殊场合灭火的溴氟烷烃等化学物质

飞机在平流层的活动，也破坏了臭氧的结构

氟氯烃破坏臭氧的化学反应



为什么南极臭氧洞出现在春季（9—10月）？

科学家们推断：携带北半球散发的氯氟烃的大气环流，随赤道附近的热空气上升，分流向两极，然后冷却下沉，从低空回流到赤道附近的回归线。在南极黑暗酷冷的冬季（6—9月份），下沉的空气在南极洲的山地受阻，停止环流而就地旋转，吸入冷空气形成“极地风暴漩涡”。漩涡上升至臭氧层成为滞留的冰晶云，冰晶云吸收并积聚氯氟烃类物质。当南极的春季来临（9月下旬），阳光照射冰云，冰晶融化，释放吸附的氯氟烃类物质。在紫外线的照射下，分解产生氯原子，与臭氧反应，形成季节性的“臭氧空洞”。因为北极没有极地大陆和高山，仅有一片海洋冰帽，形不成大范围的强烈的“极地风暴”，所以不易产生象南极那样大的臭氧洞。但是，北极上空的臭氧在不断地减少。

■ 干洁大气特点

■ 主要成份是氮、氧、氩

■ 其中氮、氧、氩三者和占大气总体积的99.96%。

■ 90公里以下主要成份和含量比例基本不变

■ 在自然条件下常维持气体状态

■ 平均分子量28.9963 平均密度1.293 kg/m³

2. 水汽—天气变化的主角

(1) 来源：来自于近地面的蒸发、生物的蒸腾和呼吸

(2) 时空变化：随高度递减，水平分布不均，日变化明显

(3) 特征：常温下有三相变化

(4) 气象意义：

- 吸收和释放潜热
- 吸收地面辐射和大气辐射（保温），吸收少量太阳辐射
- 反射太阳辐射（云层，有云，气温的日变化不明显）

3. 气溶胶粒子

- 大气中悬浮着的各种固态和液态微粒

(1) 来源

- 自然：火山爆发、风起的土壤微粒等
- 人为：燃烧排放的烟尘

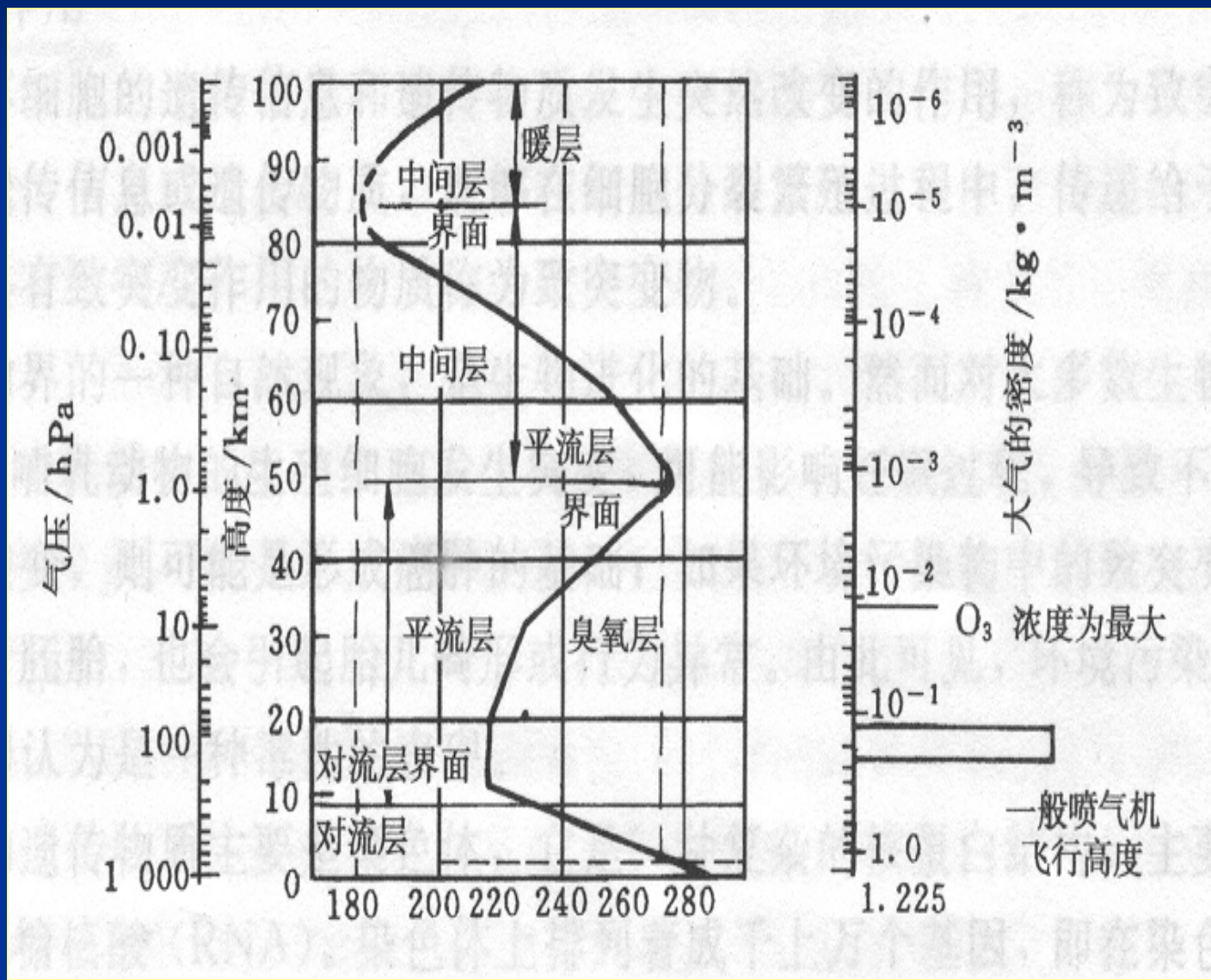
(2) 时空变化：随高度递减，干燥地区多于湿润地区，冬多于夏

(3) 在气象上的作用

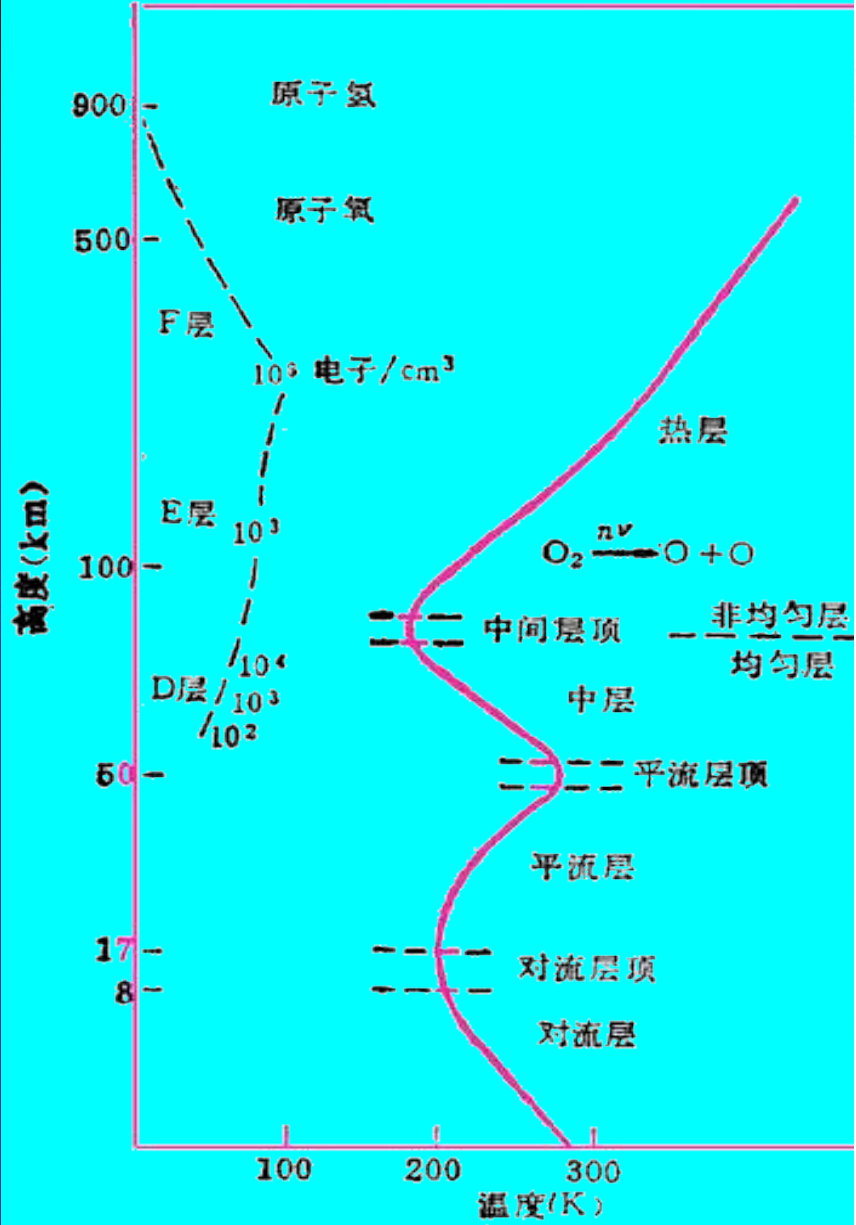
- 降低能见度
- 凝结核（云、雾）：是形成云、雾、降水的重要条件

二、大气垂直结构

分层依据：温度、密度、大气运动状况



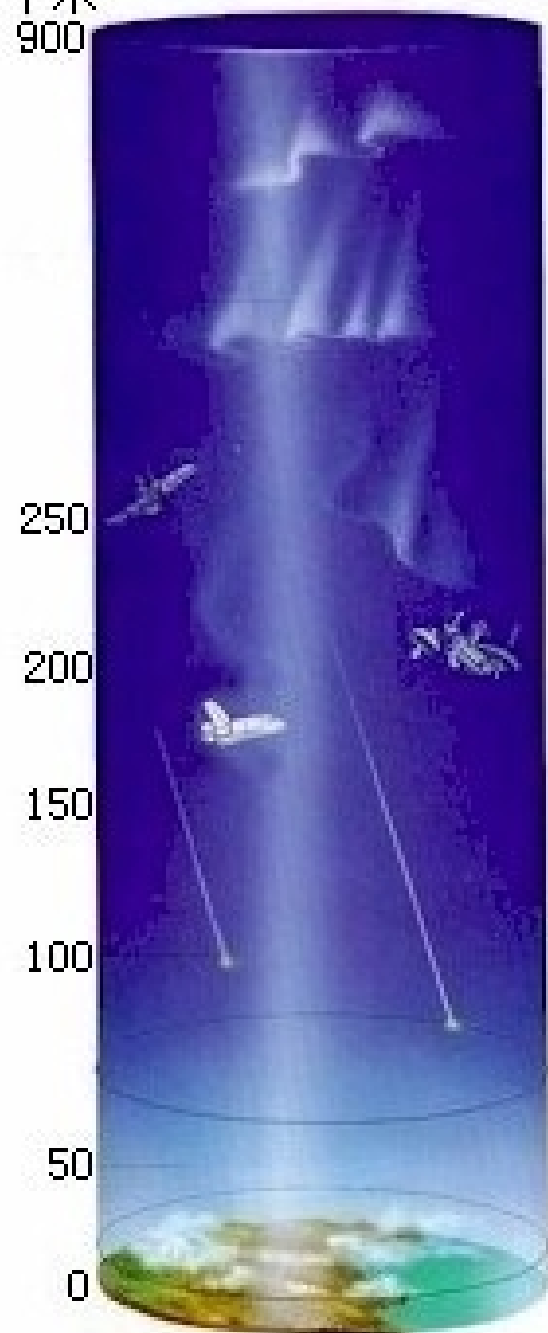
大气圈



大气圈中温度、电子密度、化学组成的垂直分布

按气温垂直分布分层——热分层

千米
900



外层（逃逸层）

热层（电离层）

中层

平流层

对流层

1. 对流层（~12km左右）

- 对流层是大气圈中最下面的一层，与人类的关系最为密切。

（1）厚度：对流层的平均厚度约为 12km，随纬度不同有所差别，
极地： 6 ~10km； 中纬度： 10~12km ； 赤道： 16~18km 。

（2）特征：

- 温度随高度的增加而降低，每升高100m平均降温0.65°C
- 强烈垂直对流作用
- 气象要素水平分布不均
- 五个复层：贴地层、摩擦层、对流中层、对流上层、对流层顶，最重要的是摩擦层也叫行星边界层（污染气象）。

大气边界层

①概念：贴近地表面、受地面影响十分强烈的大气底部一层大气称**大气边界层（摩擦层）**。

边界层又分为近地面层（厚度约50米至100米）和上部摩擦层（或称爱克曼层）。

自由大气层：大气边界层上面的气层，通常不存在明显湍流，地面摩擦可以忽略故称为自由大气层。

②特点：边界层紧邻地面

- 地表的性质明显影响边界层的大气运动
- 气温垂直梯度大；
- 边界层内通常都存在湍流
- 气块在运动时受摩擦力的作用，故也常称边界层为**摩擦层**。

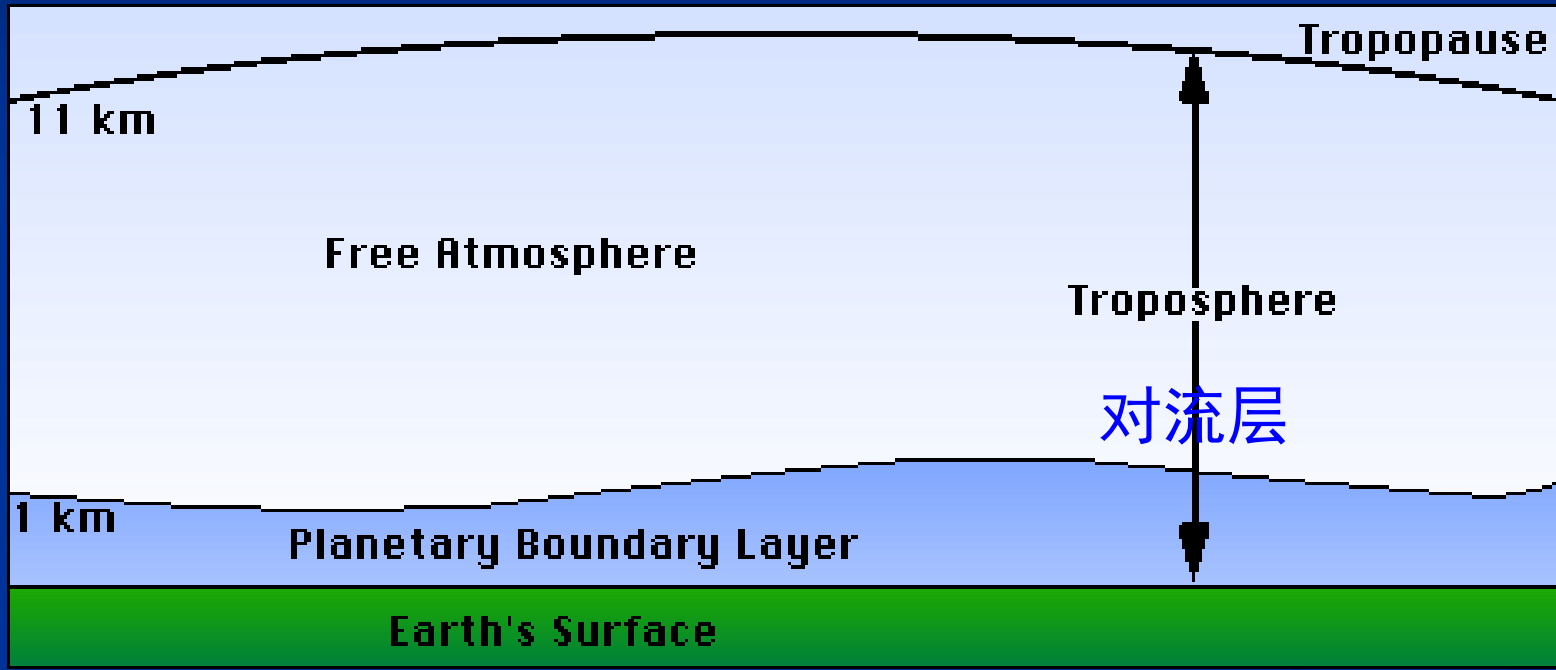
③变化：

其厚度随地点、时间而**变化**，薄时可为百米量级，最厚时可达二、三千米厚，平均而言，边界层厚度为1千米，即约为对流层的十分之一。

日变化：

- 中午、午后厚度大，厚度通常可达1500米左右。此时，近地面处排入大气的污染物，可迅速地较厚的大气中扩散混合，地面污染浓度较小，
- 日落前后至清晨，地面降温，厚度小。此时，湍流较弱，湍流混合亦弱，污染物不容易扩散稀释，地面污染浓度增大。

边界层除了有日变化外，还有受天气系统影响的非周期性变化其变化就比较复杂。



2. 平流层：平流层位于对流层之上 (对流层顶 \sim 50 \sim 55km)

特征：

①温度：气温随高度上升先是不变（等温层），而后增高。

臭氧层：平流层的上部存在一厚度约为 20公里的臭氧层。强烈吸收 200 \sim 300 nm 的太阳紫外线, 致使平流层上部的气层明显增温。

②气流：多处于平流流动，气流平稳。极少出现云、雨、风暴天气

③大气透明度好。

3. 中间层（平流层顶~85km）

特征：

- 气温随高度升高而迅速降低，中间层顶温度可降至 $-83\sim-113^{\circ}\text{C}$ 。
- 对流运动强烈
- 均质大气层—80~85km以下，成分基本不变

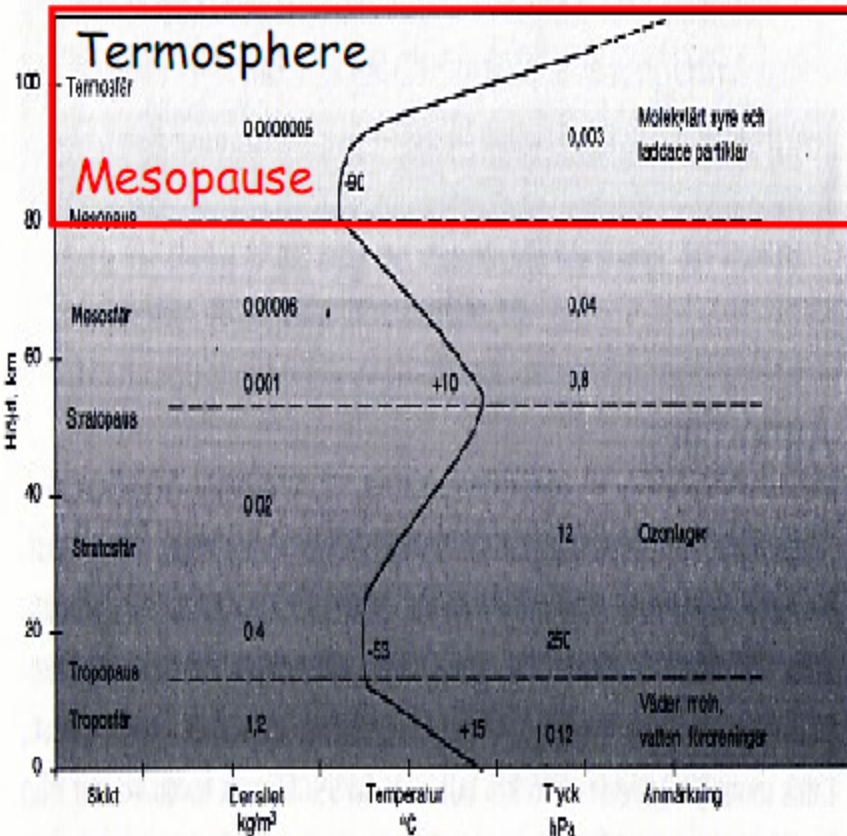
4. 暖层（中间层顶~800km）

该层的下部基本上是由分子氮所组成，上部是由原子氧所组成。原子氧可吸收太阳辐射出的紫外光。

特征：

- 温度是随高度增加迅速上升。
- 大气处于高度电离状态。又称为电离层

由于太阳光和宇宙射线的作用，使得暖层中的气体分子大量被电离。



- From ca 80-90km and up
- Solar-wind absorption
- Temperature is again increasing with height

North- and southern lights

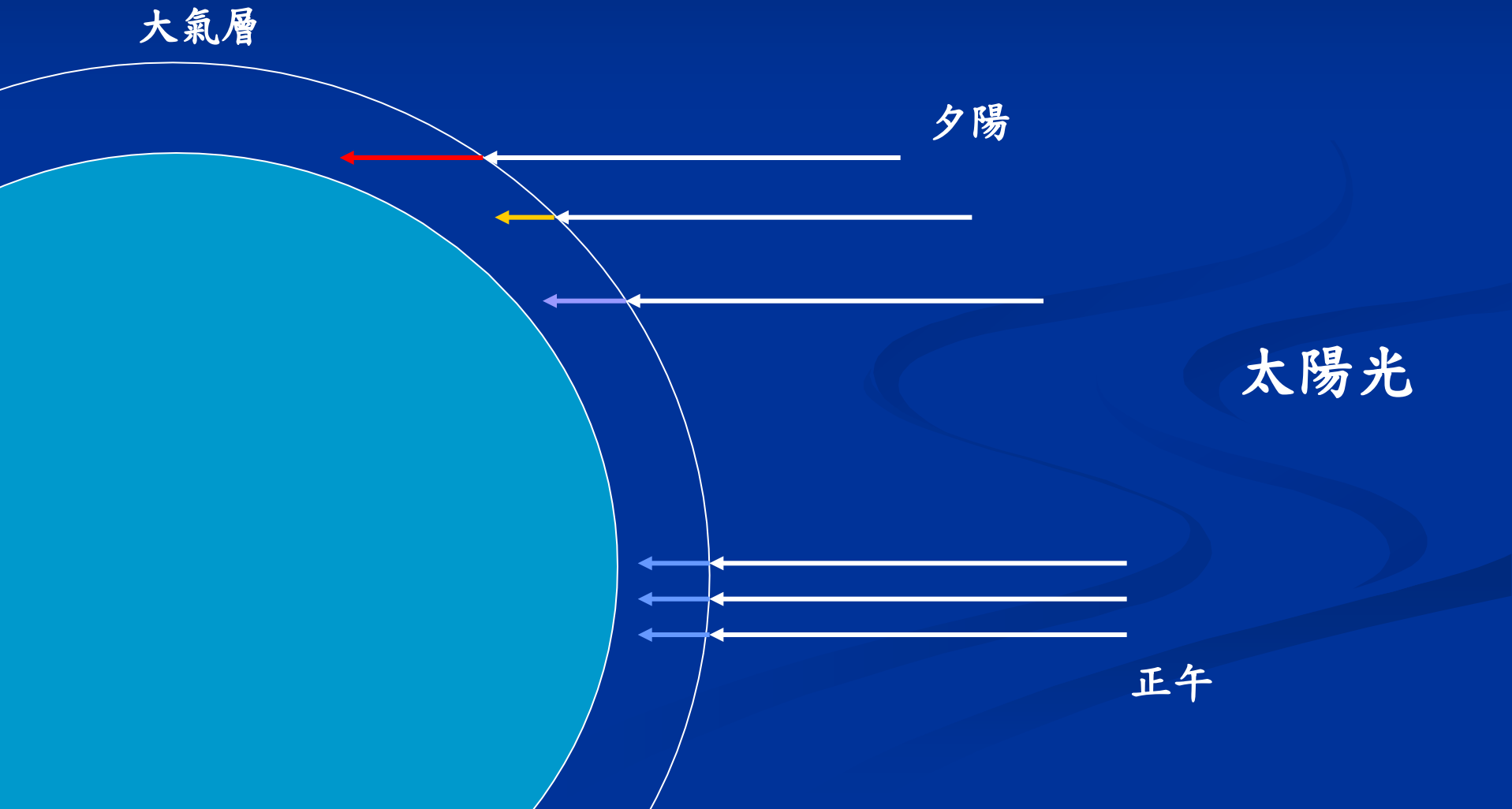
Extremely high temperatures (>10000C)

Ions dominate further up

5. 散逸层（暖层以上）

- 气温很高，空气稀薄
- 空气粒子可以摆脱地球引力而散逸
- 均质大气层—80~85km以下，成分基本不变

天空為什麼是藍色的?夕陽為什麼是紅色?



三、大气的热能

- (一) 辐射的基本知识
- (二) 太阳辐射
- (三) 地面和大气的辐射
- (四) 辐射差额

(一) 辐射的基本知识

1. 辐射**定义**：自然界中的一切物体，只要温度**高于 -273°C** 都可以以电磁波的形式不停的向外传送能量，这种传送能量的方式及其所传送的能量都叫辐射。**太阳辐射就是以光速从太阳向四周发射的。**

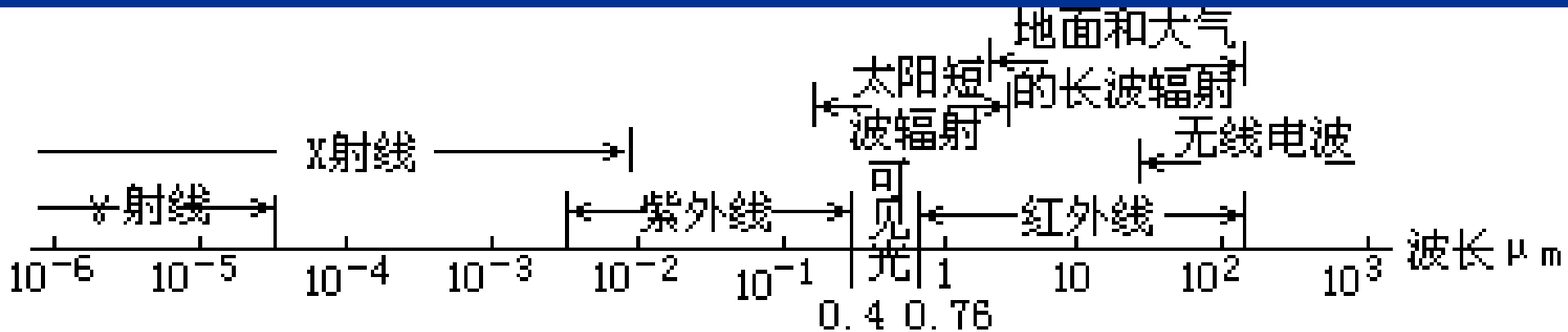
（不像声音在120公里的稀薄大气中就不能传播了）有许多辐射使我们感觉不到的，我们四周的物体都向外辐射能量，火炉向四周传送的热量就是辐射的形式。

2. 电磁波波长：

范围有很大的差异，如宇宙射线的波长为 $10^{-10} \mu\text{m}$ ；

无线电波长可达几公里；

根据波长可将电磁波分为 γ 射线、X射线、紫外线、可见光（ $0.4 - 0.76 \mu\text{m}$ ）、红外线、无线电波。



太阳中心为2万多度。太阳表面温度6000K，太阳辐射最强的波长为0.457微米，称短波辐射，

大气约250K，大气辐射称长波辐射

地面约300K，地面辐射称长波辐射

(二) 太阳辐射 (solar radiation)

太阳辐射

1. 太阳辐射光谱和太阳常数
2. 太阳辐射在大气中的削弱
3. 到达地面的太阳辐射
4. 地面对太阳辐射的反射

1. 大气上界的太阳辐射

(1) 太阳辐射光谱:

按太阳辐射光线的波长顺序而成的波谱叫做**太阳辐射光谱**。

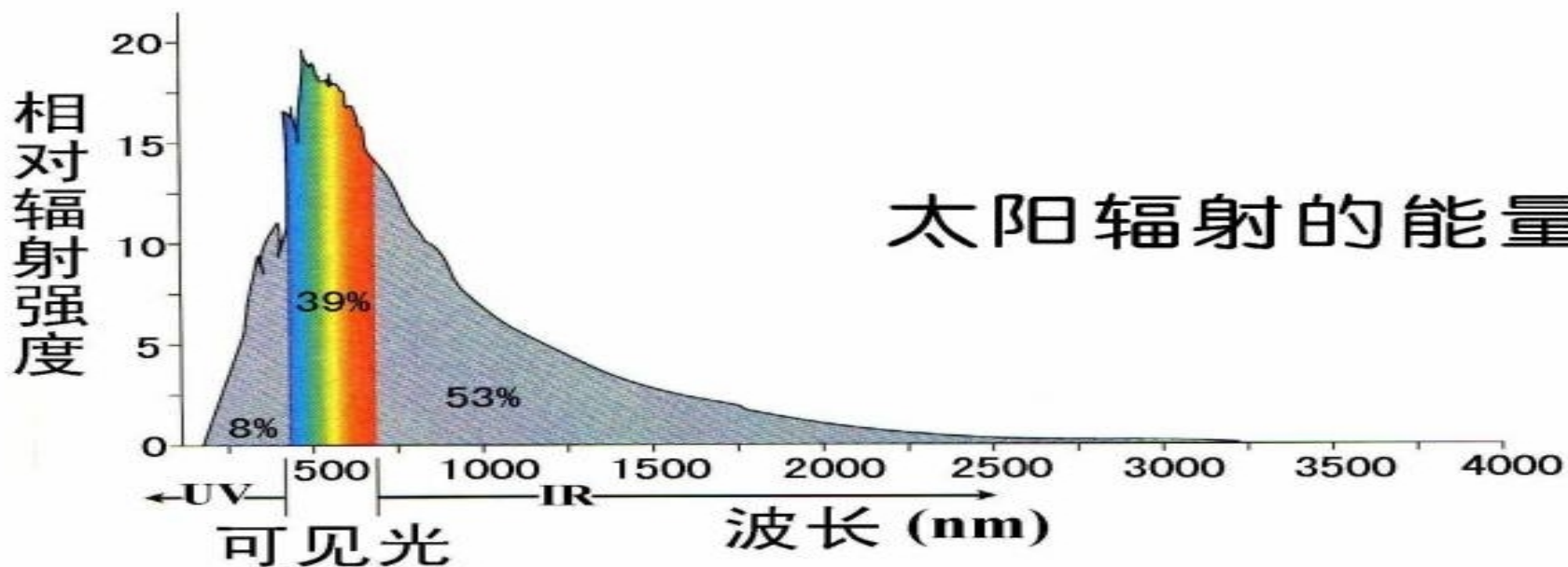
三个光谱区:

紫外线光谱区 (波长小于 **$0.4\mu\text{m}$** ——**7%**)

可见光光谱区 (波长在 **$0.4\sim 0.76\mu\text{m}$** ——**50%**)

红外线光谱区 (波长大于 **$0.76\mu\text{m}$** ——**43%**)。

太阳辐射的能量分布



太阳辐射最强的波长是 $0.475 \lambda m$ ，相当于可见光的青光部分

2. 太阳常数

在大气上界，垂直于太阳光线的1cm面积上1min内获得的太阳辐射能量，称太阳常数。

太阳常数是变动的，在 $1359\sim 1418\text{W}/\text{m}^3$ 之间，确定量为 $1370\text{W}/\text{m}^3$

。

2. 太阳辐射在大气中的削弱

(1) 吸收——有选择性

大气中吸收太阳辐射的主要成分：水汽、氮、氧、 O_3 、 NO_2 、固体杂质。

O_3 ：对太阳辐射能量的吸收很强，在 $0.2\sim 0.3\ \mu\text{m}$ 之间为一个强的吸收带， $0.6\ \mu\text{m}$ 有一宽吸收带

水汽在 $0.93\sim 2.85\ \mu\text{m}$ 之间有几个吸收带，水汽对太阳总辐射能的吸收并不多，占 $4\sim 15\%$ 。

二氧化碳：对太阳辐射的吸收比较弱，仅对红外区 $4.3\ \mu\text{m}$ 附近的辐射吸收较强。

氢的吸收能力较弱，在 $0.2\ \mu\text{m}$ 、 $0.69\ \mu\text{m}$ 、 $2.76\ \mu\text{m}$ 附近有几个吸收带。

占大气体积的99%以上的氮、氧对太阳辐射的吸收微弱

| 大气成分 | 吸收带 | 太阳辐射能量损耗 |
|------|---|----------|
| 水汽 | 红外 0.93—2.85 μM | 4——15% |
| 臭氧 | 0.2——0.3 μM 0.6 μM | 吸收能量很多 |
| 二氧化碳 | 0.43 μM | 不多 |
| 氧、杂质 | | |

大气对太阳辐射的吸收是具有选择性的，吸收带均位于太阳光谱两端能量较小的区。臭氧—紫外辐射；水汽和二氧化碳主要—红外辐射。可见，大气吸收作用对太阳辐射减弱不大，大气因吸收太阳辐射而增温也不显著。所以太阳辐射并不是大气特别是对于对流层大气增温的直接热源。

(2) 散射

(a) 分子散射（瑞利散射）——有选择性

如果太阳辐射遇到直径比波长小的空气分子（ $d < \lambda$ ），则发生分子散射。且散射能力与波长的四次方成反比，辐射的波长愈短，散射愈强烈

$$I = \frac{1}{\lambda^4}$$

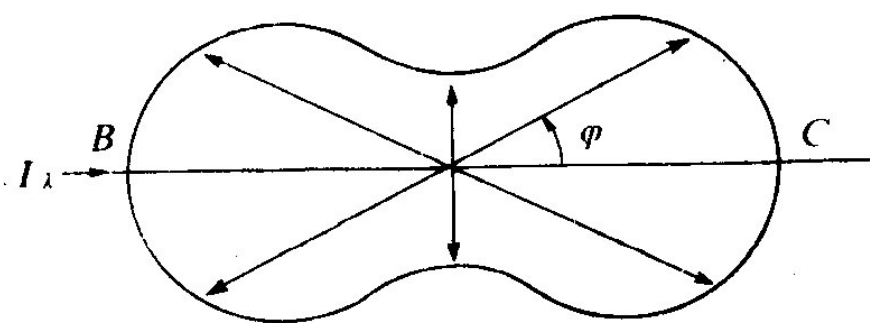
雨过天晴，天空呈蔚蓝色，就是这个原因。

(b) 粗粒散射——没有选择性

质点：直径较大的灰尘、冰晶等。

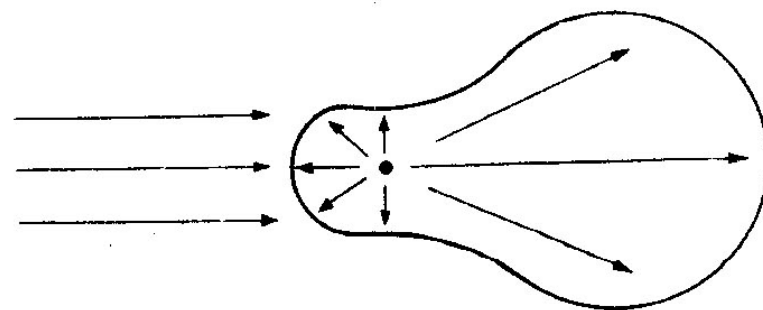
对各种波长的太阳辐射都散射。

如：当空中存在较多的尘埃、或雾等粗粒时，太阳辐射的长短波都被同等的散射，使天空呈现灰白色，也叫漫射。



分子散射

a

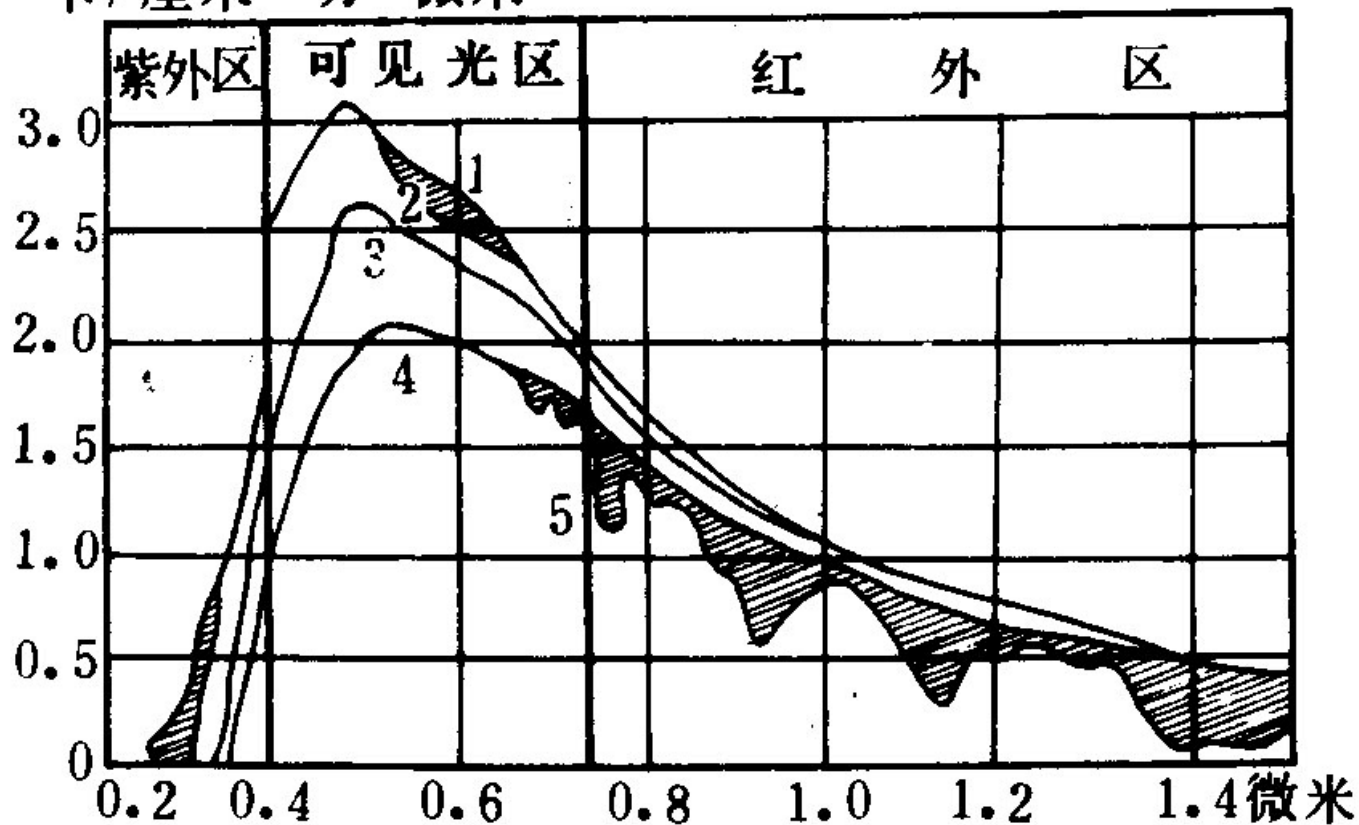


粗粒散射

b

图 2-6 大气对太阳辐射的散射

卡/厘米²·分·微米



1是大气上界太阳辐射光谱；2是**臭氧层**下的太阳辐射光谱；3是同时考虑到**分子散射**作用的光谱；4是进一步考虑到**粗粒散射**作用后的光谱；5是将**水汽吸收作用**也考虑在内的光谱，它也可近似地看成是地面所观测到的太阳辐射光谱。

(3) 反射——无选择性

云层、尘埃具有强烈的反射作用对各种波段的光都反射，因而呈白色。

随着云层增厚反射能力也增强。高云平均反射25%，中云平均反射50%，低云平均反射65%，很厚的云层反射可达90%。平均为50%——55%

从全球平均状况来看：约50%到达地面被吸收。

3. 到达地面的太阳辐射

到达地面的太阳辐射有两部分：一是太阳以平行光线的形式直接投射到地面上的，称为太阳直接辐射；一是经过散射后自天空投射到地面的，称为散射辐射，两者之和称为总辐射。

以上内容仅为本文档的试下载部分，为可阅读页数的一半内容。如要下载或阅读全文，请访问：<https://d.book118.com/418141067056006075>