

本章部分内容来自www.wikipedia.org，特此感谢！
主讲：周任君 博士（zrj@ustc.edu.cn）

第四章 大气和海洋中的声、光、电现象



§ 1. 声波在大气和海洋中的传播

一. 声波在大气和海洋中的传播速度

声波是一种纵波，它在介质中的传播速度 C 满足：

$$C^2 = \left(\frac{dp}{d\rho} \right)_k$$

其中 p 和 ρ 分别为压强和密度， k 为过程的指数

讨论大气和海水中绝热声速， $k = C_p/C_v$ 。
其中 C_p 、 C_v 分别为定压比热容和定容比热容。



1. 声波在大气中的传播速度

干空气中的绝热声速：

$$C = \sqrt{\kappa \frac{P}{\rho}} = \sqrt{\kappa R_d T} = 20.1\sqrt{T} \text{ (m/s)}$$

即大气中的声速随温度的增加而变大，
温度每变化1℃，声速约变化0.61m/s。



风对声速的影响：

如以 C' 表示有风的情况下的声速,则

$$C' = C + u \cos \theta$$

其中 u 是风速， θ 是风向与声音传播方向的夹角。

- 在顺风方向 ($\theta=0^\circ$)，声速最大
- 在逆风方向 ($\theta=180^\circ$)，声速最小



2. 声波在海洋中的传播速度

对于大气和海水中的声速，因为介质的绝热压缩系数为：

$$\beta_{\kappa} = -\frac{1}{\alpha} \left(\frac{d\alpha}{dp} \right)_{\kappa} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dp} \right)_{\kappa}$$

其中 α 为比容。代入 $c^2 = \left(\frac{dp}{d\rho} \right)_{\kappa}$ 得：

$$c^2 = \frac{1}{\rho \beta_{\kappa}}$$



在绝热过程中

绝热压缩系数与等温压缩系数 (β_T) 有如下关系:

$$\beta_T = \kappa \beta_\kappa$$

所以:

$$C^2 = \frac{\kappa}{\rho \beta_T}$$

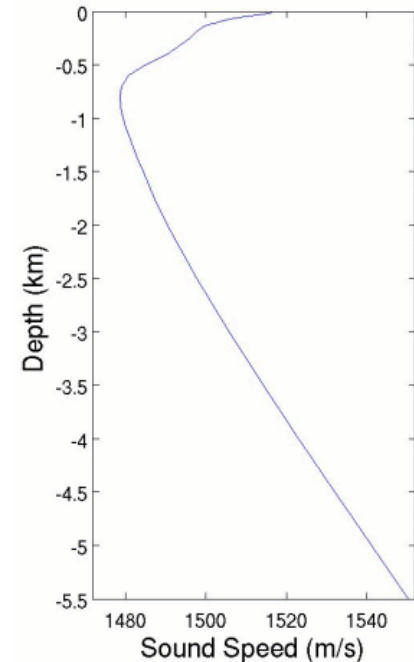


把常温下的 ρ 、 κ 和 β_T 代入得:

空气中 $C \sim 340 \text{ m/s}$,

纯水中 $C \sim 1450 \text{ m/s}$,

- 纯水中的声速比空气中的声速大得多。
- 海水的 ρ 、 κ 和 β_T 随温度、盐度和压强而变，因此海水中的声速随海洋的温度、盐度和深度而变。



Sound speed as a function of depth at a position north of Hawaii in the Pacific Ocean derived from the 2005 World Ocean Atlas.



① 海水中的声速与海水温度的关系

水温增加时， ρ 变小， β_T 也变小，使**C**增大。
T每增加1℃，声速约增加**0.35%**。

所以在常温下，T每增加1℃，**C**增加约**5m/s**。



② 海水中的声速与海水盐度的关系

盐度增大时有两个作用：

- 使 ρ 变大， C 变小。
- 使 β_T 变小， C 增大。

总的效果是盐度增加使 C 增大。

盐度每增加1‰， C 增大1.14 m/s 。



③ 海水中的声速与海洋深度的关系

深度的增加（即压强的增加）也有两个作用：

- 使 ρ 变大， C 变小。
- 使 β_T 变小， C 增大。

总的效果是深度增加使 C 增大。

深度每增加100米， C 增大1.75 m/s 。



三种影响声速的因素的比较

水温变化 1°C

盐度变化 4.4‰

海深变化 245米

引起的声速的变化量相同

- 一般情况下温度的作用最重要。
- 在深海中，海深的作用重要。（因为深海中温度变化不大）



二. 声速在大气和海洋中的垂直分布

1. 声速在大气中的垂直分布

- 在**对流层**:

温度向上递减, **声速向上减小**

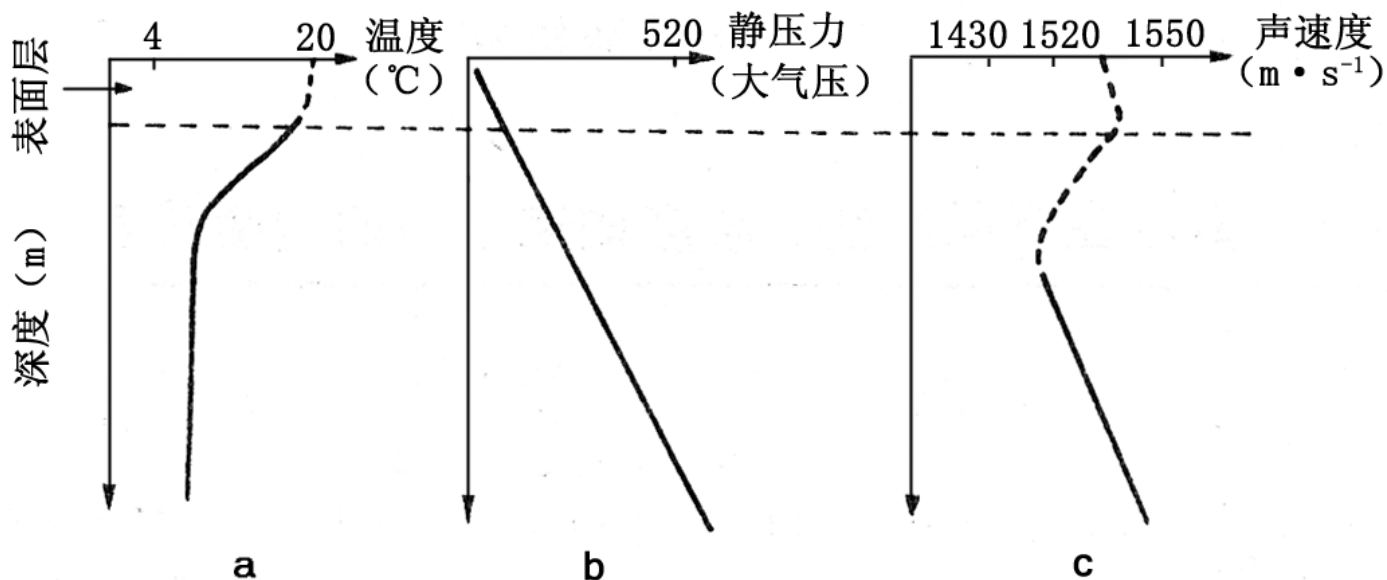
如 $\Gamma = 6^\circ\text{C}/\text{km}$ 时, 向上每升高1 公里声速减小约 **3.5 m/s**.

- 在**平流层** (逆温层) :

温度向上增加, **声速向上增大**。



2. 声速在海洋中的垂直分布



深海中的温度，压强和声速（引自杨殿荣，1986）

在上层声速主要受温度（和盐度）影响，下层主要受压强的影响。



三. 声波在大气和海洋中的传播路径

声波在大气和海洋中不是直线传播的。

原因：声波的折射

- 声线

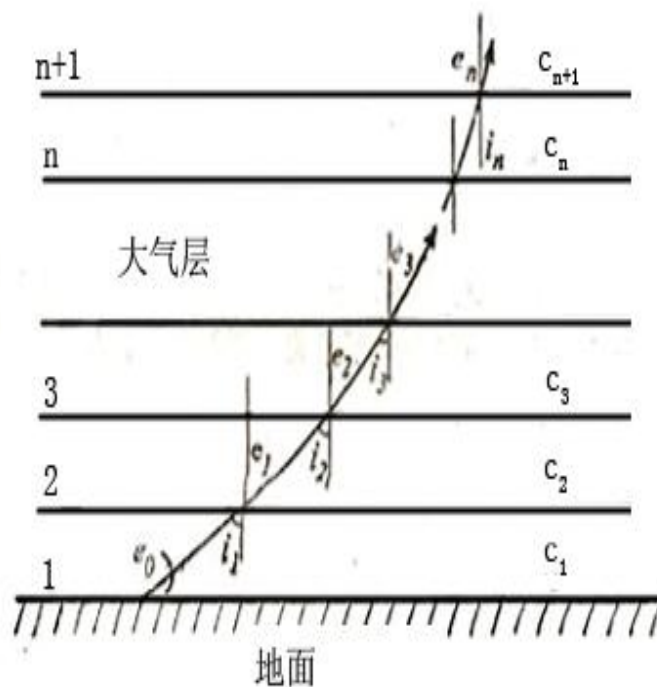
与声波波阵面相垂直并指向声波传播方向的矢量，用来表示声波能量的传播路径。



1. 大气中的声线

把大气分为若干层。
设各层中的声速为常数，但各层的声速不同。

- $i_1, i_2, i_3 \dots$ 代表声线的入射角
- $e_1, e_2, e_3 \dots$ 代表声线的折射角
- $C_1, C_2, C_3 \dots$ 代表各层中的声速。



声音折射示意图（引自许绍祖等，1993）



根据声波的折射定律有：

$$\frac{\text{Sini}_1}{\text{Sine}_1} = \frac{C_1}{C_2}, \quad \frac{\text{Sini}_2}{\text{Sine}_2} = \frac{C_2}{C_3}, \quad \frac{\text{Sini}_3}{\text{Sine}_3} = \frac{C_3}{C_4}, \quad \dots\dots$$

因为 $e_1 = i_2$, $e_2 = i_3$, $e_3 = i_4$, $\dots\dots$ 故有

$$\frac{C_1}{\text{Sini}_1} = \frac{C_2}{\text{Sini}_2} = \frac{C_3}{\text{Sini}_3} = \dots\dots = \frac{C_n}{\text{Sini}_n}$$



- 在声速随高度减小的情况下，

$$C_1 > C_2 > C_3 > \dots,$$

$$\text{则: } i_1 > i_2 > i_3 > \dots,$$

即：声波向上传播时，声线向上弯曲。

- 在声速随高度增大的情况下，

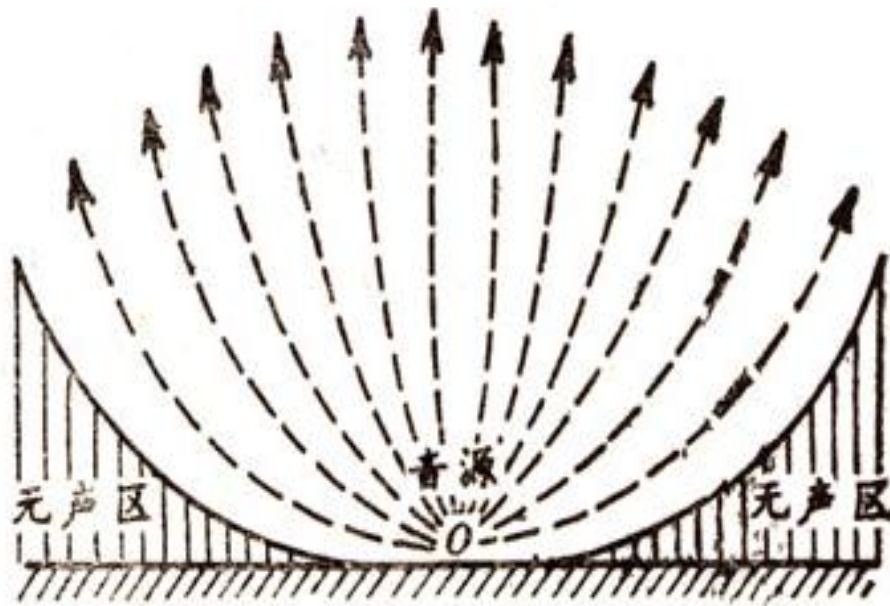
$$C_1 < C_2 < C_3 < \dots,$$

$$\text{则: } i_1 < i_2 < i_3 < \dots,$$

即：声波向上传播时，声线向下弯曲。



① 大气温度对声线的影响

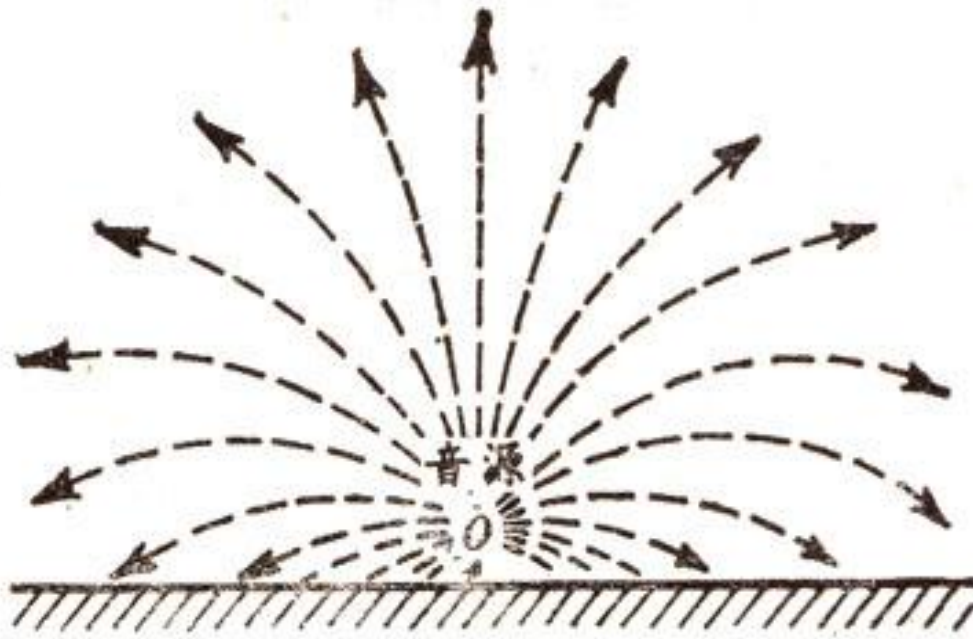


气温随高度降低时的声线分布

如果温度随高度下降，则声速随高度减小，在此情况下声波向上传播时，声线逐渐向上弯曲。

这种情况出现在夏季的白天，午后最明显。此时地面上只能在较小范围内听到○点发出的声音，在图的阴影区就听不到。



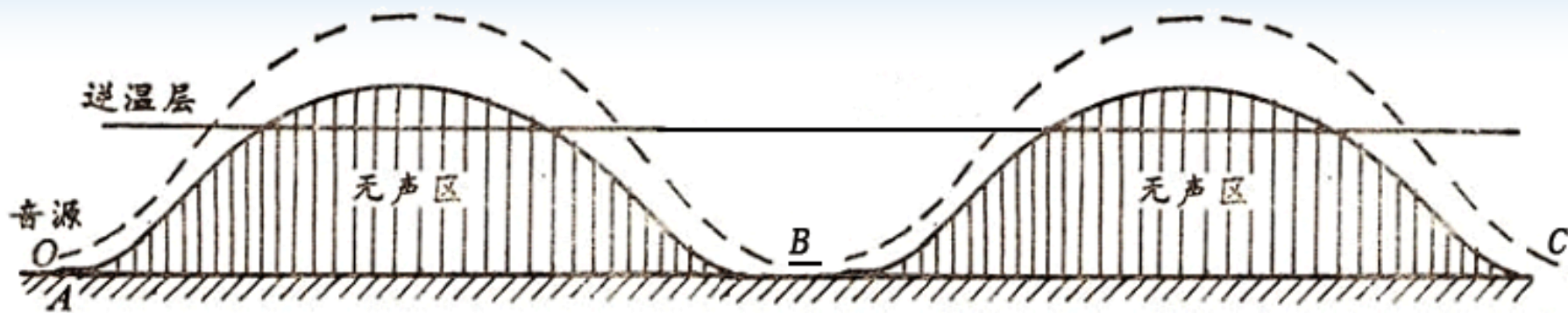


近地面有逆温时的声线分布

当出现逆温时，即温度随高度增加，则声速随高度增大，声波向上传播时，声线逐渐向下弯曲。

这种情况通常出现在夏季的夜间和清晨，从远出发出的声音可以听得比较清楚。





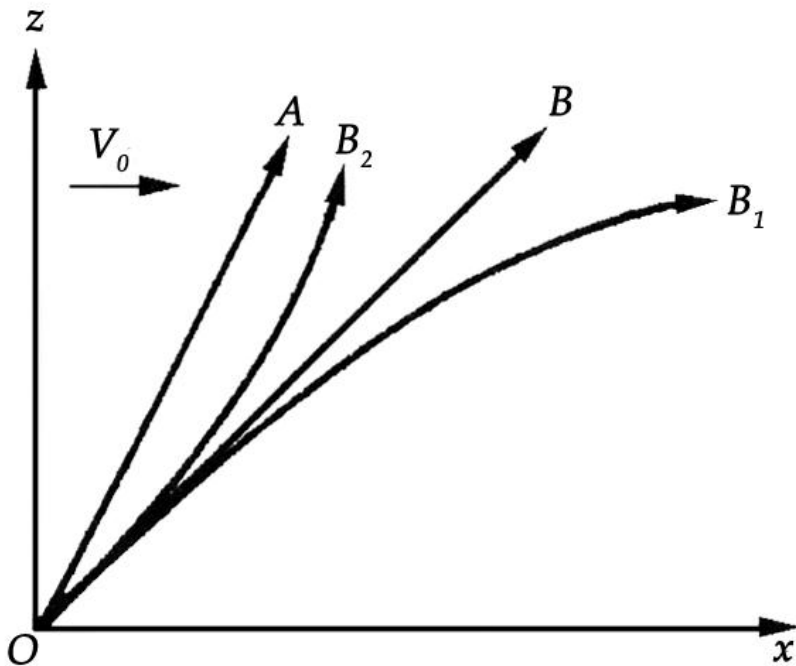
上空有逆温层时声线的分布

如果近地面温度随高度下降，但上空有一个逆温层，则从声源传出的声线先向上弯曲，进入逆温层后再向下弯曲，回到地面（。结果将在声源附近的正常可闻区以外处出现无声区，而在比这无声区更远的地方，又出现能听到声音的“异常可闻区”。

若从异常可闻区的地面反射的声波还有足够的能量，那么它还能继续向前传播，形成新的无声区和可闻区。这种情况称为“自然波导”传播，它能使声音传播到很远的地方，因此可作为监测大气中核爆炸的一种方法。



② 风对声线的影响

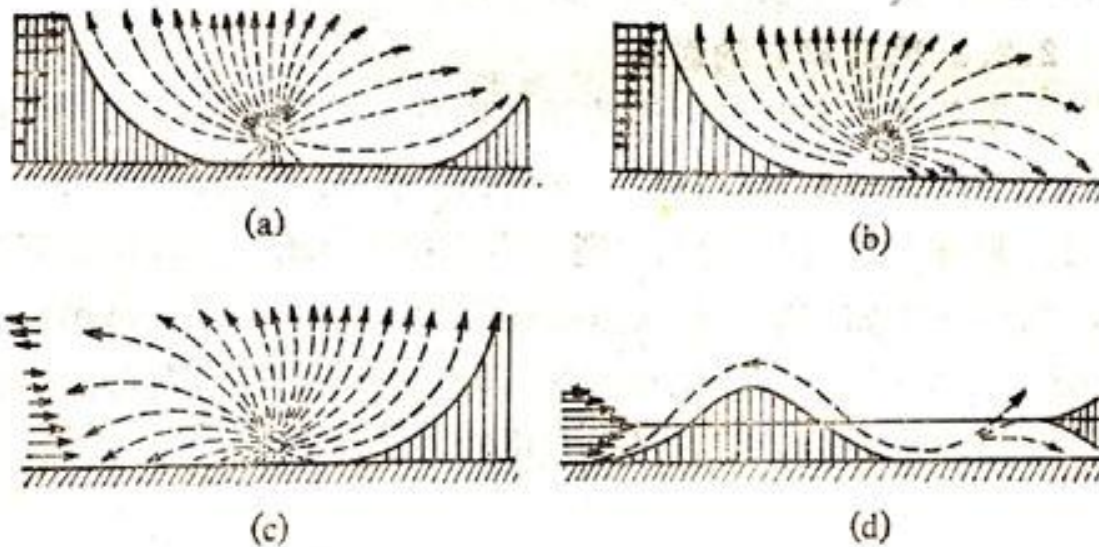


风对声线的影响

在有风的情况下，会引起声速的改变，所以如果风速或风向在垂直方向上变化，就会改变声线的轨迹。当温度不随高度变化时，设 OA 为没有风时从 O 点发出的一条声线，当上下有均匀的风时声线将变为 OB ，若风速随高度变大，则声线变为 OB_1 （向下弯），若风速随高度变小，则声线变为 OB_2 （向上弯）。



③ 温度和风对声线的综合影响



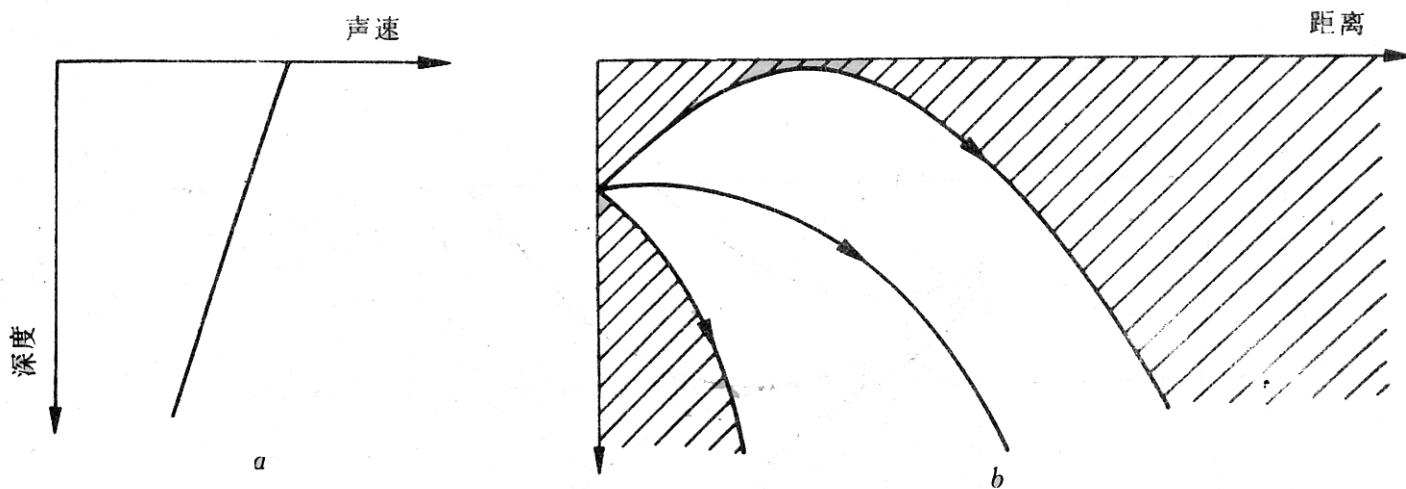
温度和风对声线影响的示意图

在假设温度随高度递减的情况下，上图给出温度和风对声线的综合影响的示意图。温度和风分布越复杂，则声线也越复杂。



2. 海洋中的声线

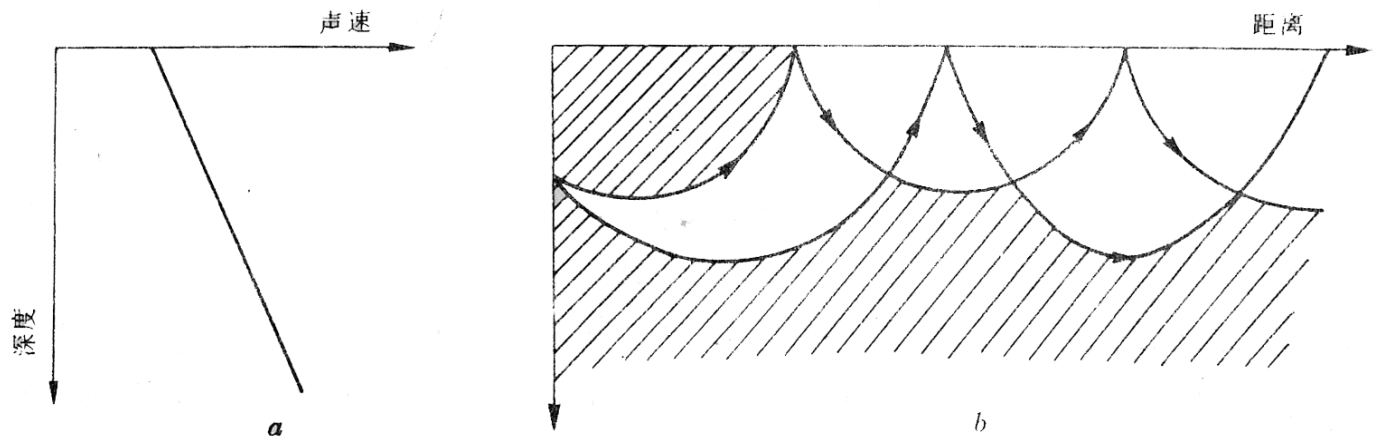
与大气中同样的道理，当声波穿过声速不同的海水层时，声线也会向声速较小的水层弯曲。



声速向下减小时的声速剖面 (a) 和声线轨迹(b) (引自杨殿荣, 1986)

当声速从上向下减小时，声线向下弯曲，这种情况通常出现在夏季的午后（因海面升温， C 变大）。

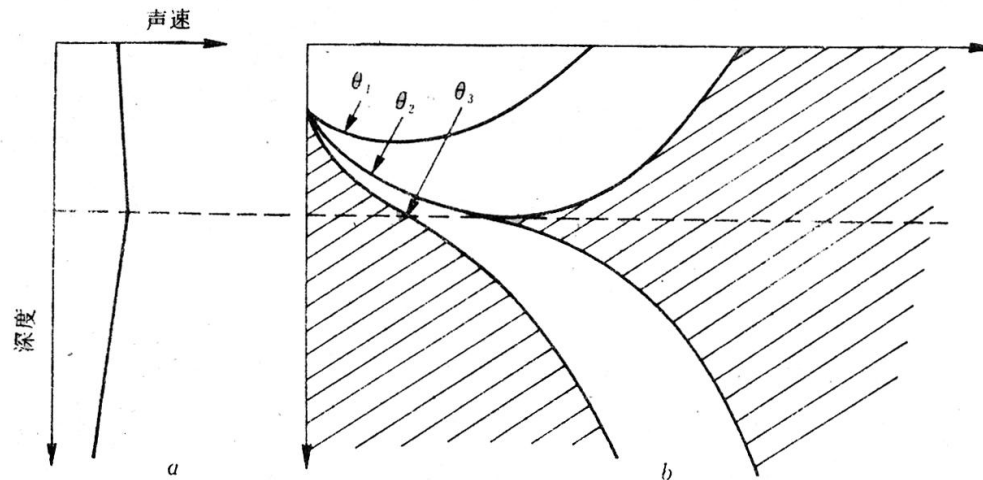




声速向下增大时的声速剖面 (a) 和声线轨迹 (b) (引自杨殿荣, 1986)

当声速向下增加，则声线向上弯曲，又受海面的反射就形成上图那样的形状。这种分布通常出现在浅海冬季或夜间到上午以及深海区。这时声音在海面附近很清楚。





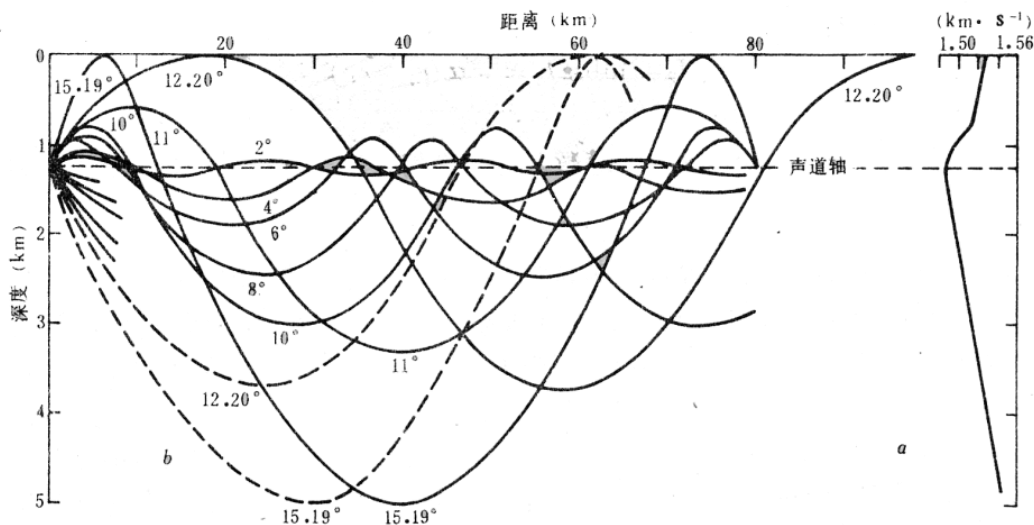
声线在上下层分裂时的声速剖面 (a) 和声线轨迹 (b) (引自杨殿荣, 1986)

如果声速分布在上层是向下增加，在下层向下减小，则声音将如上图那样传播。在上层声线向上弯，在下层，部分声线向下弯曲。



3. 关于水下声道

观测表明，在各大洋中的某深度上都存在声速的极小值，如果把声源放在这个深度上，从发射器向各个方向发射的声线束将按下图所示的路径向声速极小值所在的水层弯曲，声音可以沿着声速极小值所在的水层传播较远的距离。这个水层称为水下声道。声速极小值所在的深度称为声道轴，大西洋的声道轴约在海面以下**1260**米处，太平洋的声道轴位于海面以下约**900**米处。人们利用声波在声道中的超远传播特性，在大洋的岛屿上设置声发接收站来接收远处遇难船只或坠海飞行员投下的爆炸信号，或预报海底火山和海底地震造成的海啸。



水下声道声线图（引自杨殿荣，1986）



四. 声波在大气和海洋中传播时的衰减

声波在大气和海洋中传播时会被大气和海水吸收和散射，因此随着传播距离的增大，声强会逐渐变小。

一般说来，声强的变化服从指数衰减规律，如令 I_0 为声源处发出的声强， I_1 为距离声源 S 处接收到的声强，则有

:

$$I_1 = I_0' e^{-\alpha s}$$

其中 $I_0' = \frac{I_0}{s^2}$ 是由于声波按球面扩展，能量随 s 的平方而衰减。 α 为衰减系数，与声波振动频率、温度、传播介质的粘滞系数和热传导系数等有关。



❖ 声雷达的探测原理：

声雷达用于探测低层大气的温度和风场的结构

原理：声速与大气的温度和风速有关，当大气的温度和风速分布不均匀（有脉动）时就会对声波散射，而且声波的散射率要比电波或光波的散射率强一百万倍。所以用声波来测量温度和风的脉动很灵敏。



§ 2. 大气和海洋中的光学现象

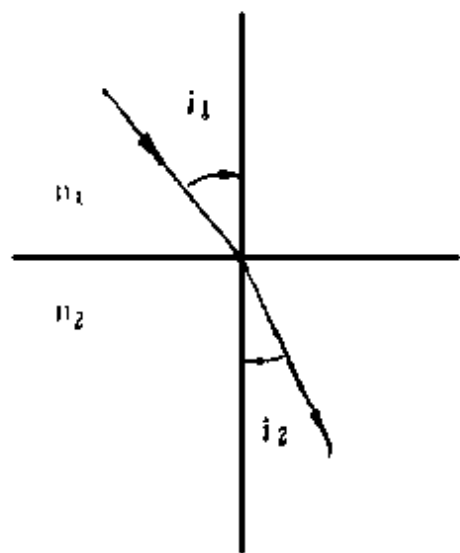
本节内容：

- 光波在大气和海洋中的折射和散射。
- 大气和海洋中的光象。



一. 光波在大气中的折射

1. 折射指数和折射角



光波通过两种透明介质的界面时发生折射现象，入射角 i_1 与折射角 i_2 和折射指数 n_1 、 n_2 的关系为：

$$n_2 \sin i_2 = n_1 \sin i_1$$

式中折射指数 n 等于光在真空中的传播速度 C_0 与光在介质中的传播速度 v 之比：

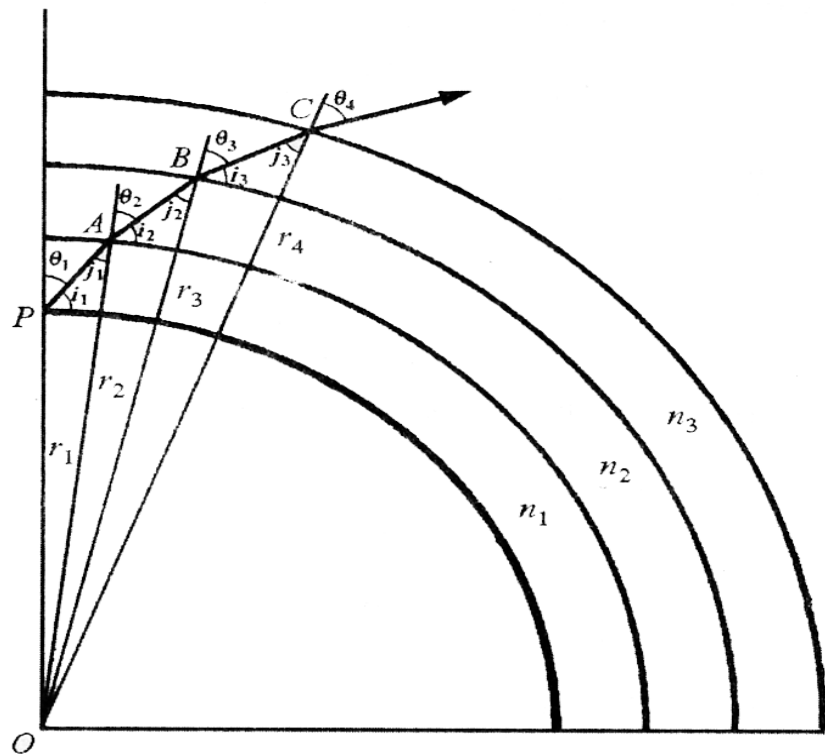
$$n = \frac{C_0}{v}$$



光在大气中的传播速度 v 受气压、温度和湿度的影响。研究和实验结果都表明，**大气的折射指数与大气密度 ρ 成正比**。大气密度在垂直方向上按指数递减，大气的折射指数也向上递减。



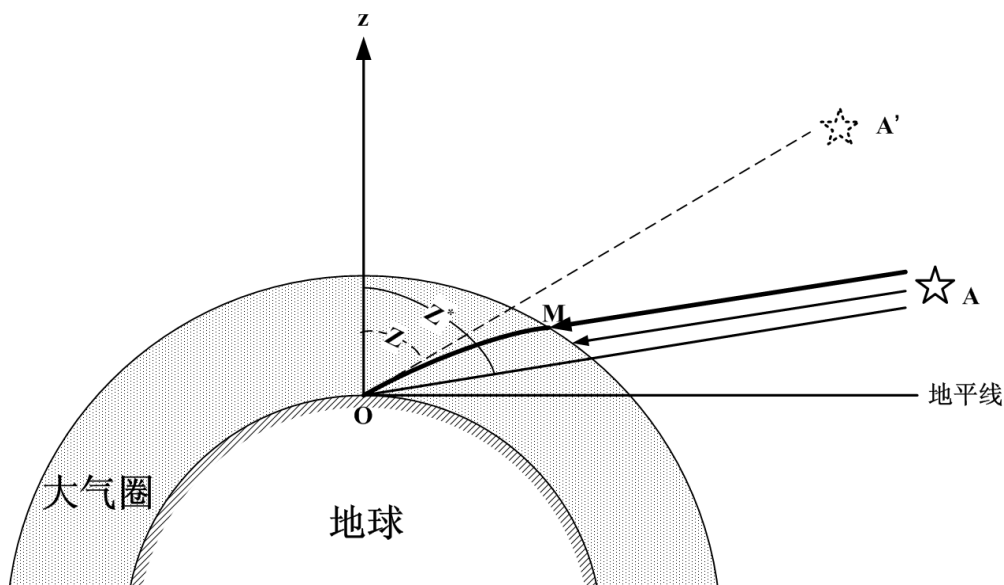
若将大气分成很多均匀的薄层来处理，各层折射指数不同，当光线穿过这些折射指数不同的气层时，就会在各气层之间的界面上发生折射，使光波传播的路径发生曲折。



球面分层大气中射线的折射（引自王永生等，1987）



2. 天文折射和蒙气差



天文折射示意图

- Z^* 是天体的真天顶距（也就是天顶角）
- Z 是天体的视天顶距
- 两者之差称为**天文折射值**，又叫做**蒙气差**，以 θ 表示，即

$$\theta = Z^* - Z$$



蒙气差的数值很小，且与星体的位置有关。

- 星体在天顶时， $\theta = 0$
- 星体位于地平线时，蒙气差最大，可达34'左右。

天文折射的作用总是使星体的视天顶距小于其真天顶距。即使星体离地平面的高度增加，星体被抬升。



天文折射的作用：

- 使人们有可能看到地平线以下离地平线不远处的星光。
- 使人们看到太阳和月亮升起得比较早，没落得比较晚。
- 使白昼变长。
- 产生各种光象



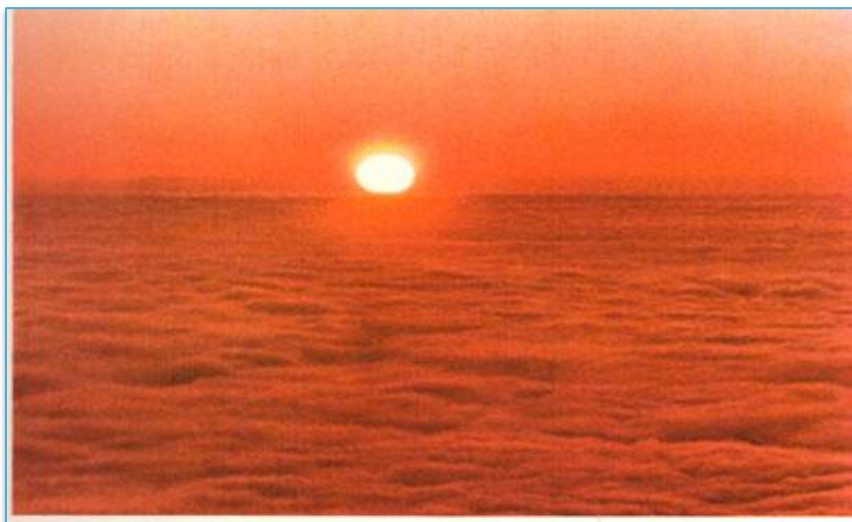
蒙气差数值虽小，但在天文观测中必须加以订正才能得到天体的真实位置。



3. 天文折射引起的光象

① 日月变形

当太阳或月亮升起刚离开地平线时，我们可以看到太阳光盘不是圆的，而是扁平的椭圆形。



日出时的变形（取自中国云图，1972）



Photograph of the full Moon partly obscured by Earth's atmosphere. Note the deviation from circular in the Moon's lower edge, caused by refraction



日月变形的原因：

太阳从东方升起时，天文折射使太阳光盘上各点的视位置都向上抬升一个高度，但太阳光盘下边缘抬升得比太阳光盘上边缘抬升的多些，而太阳光盘水平方向的视直径没有变化。因此看上去太阳光盘被压扁了。

在太阳刚好离开地平线时，

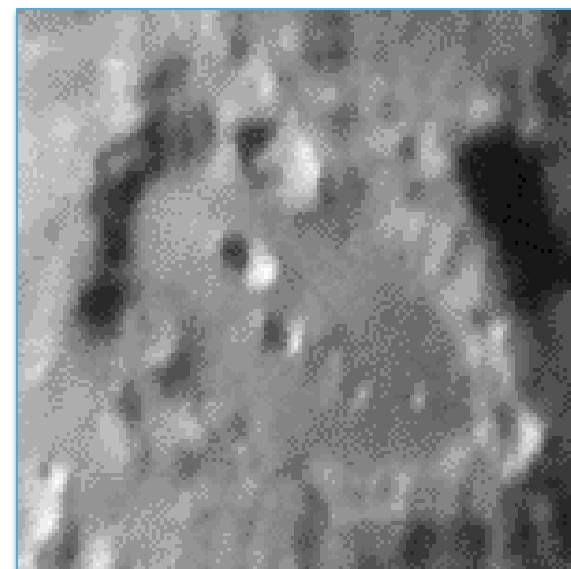
- 太阳光盘下边缘的天顶角为 90° ，蒙气差为 $33'51''$ ，
- 太阳光盘上边缘的天顶角为 $89^\circ 28'$ ，（太阳视直径为 $32'$ ），蒙气差为 $27'54''$ 。

由于太阳光盘下边缘抬升的角度比太阳光盘上边缘抬升的角度高出大约 $6'$ ，因而使太阳光盘垂直方向的视直径变成了 $26'$ 左右，太阳在水平方向的视直径仍为 $32'$ ，所以，太阳看起来是扁圆的。



② 星光闪烁

当大气中存在多种密度不同的气层时，星光穿过这些气层时会发生多种多样的折射。有时像穿过凸透镜形成辐合光束，有时像穿过凹透镜形成辐散光束，前者进入眼睛的光线多些，觉得亮些，后者进入眼睛的光线少些，觉得暗些。星光的这种明暗交替变化使我们觉得星光在闪烁。当星体的高度角不大时，由于光线穿过气层厚，折射复杂，星光闪烁也更显著。高度角大于 40° ，闪烁现象就不明显了。另外大气中水汽含量多时也能增强闪烁现象。因此星光闪烁表示大气不稳定和水汽含量多，常常预示天气将有变化。农谚说“**星星眨眼，大雨不远**”就是这个道理。

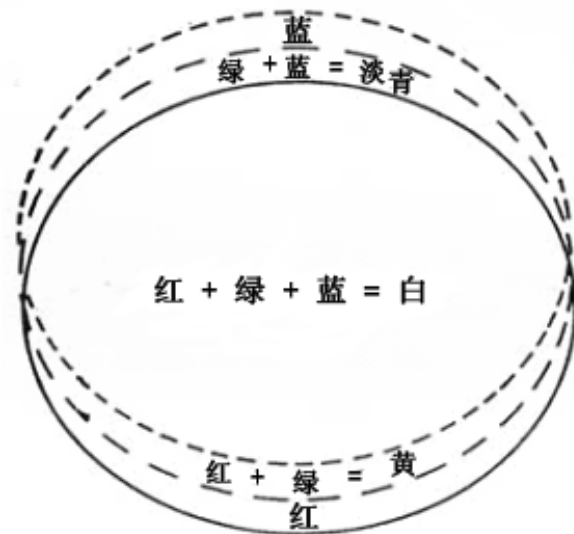


An animated image of the Moon's surface showing the effects of Earth's atmosphere on the view



③ 绿闪现象

日出（日落）时，当太阳边缘刚露出很少一部分在地平线上时，人们有时会看到太阳的上边缘有绿色的闪光，称为绿闪。这是因为大气的折射率与光波的波长有关，不同颜色光的蒙气差不同，波长较短的光波蒙气差较大。



大气色散和绿闪的形成（引自许绍祖，1993）



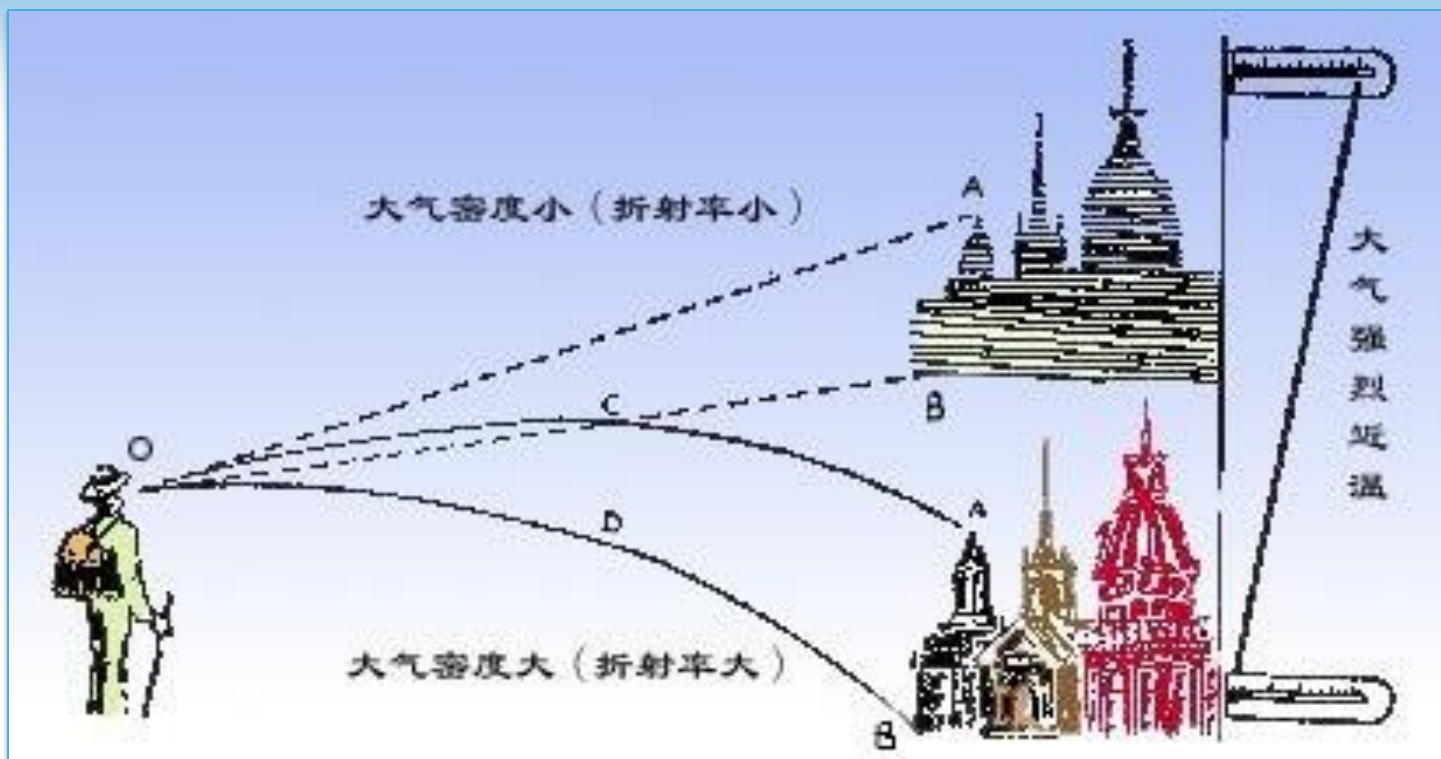
4. 地文折射—海市蜃楼

地文折射是指大气内的物体所发出的光线在大气中的折射现象。

海市蜃楼就是地文折射的一个典型例子。通常所说的海市蜃楼有上现蜃楼、下现蜃楼和侧现蜃楼几种。

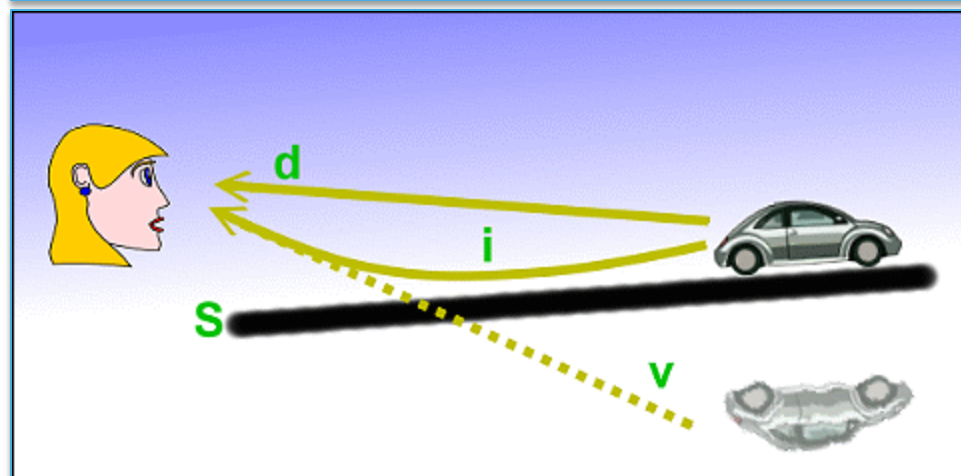
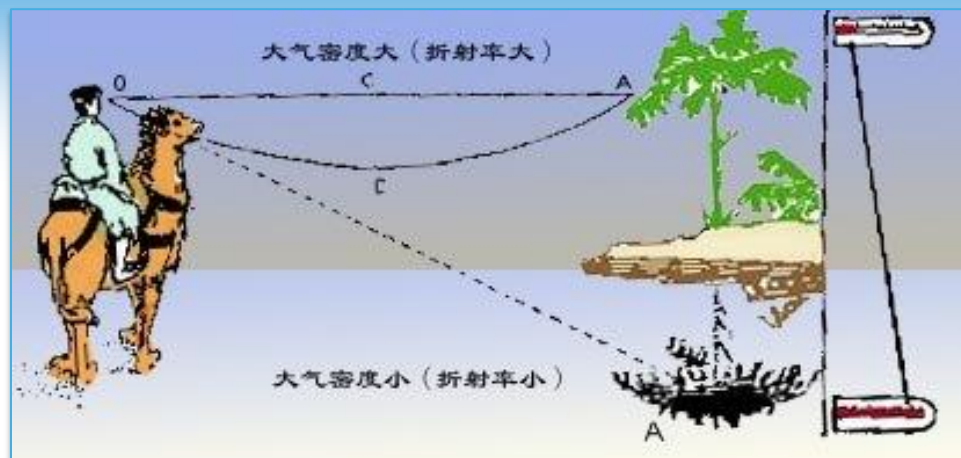
都是由于大气温度分布极不均匀（从而引起密度分布极不均匀）造成的。





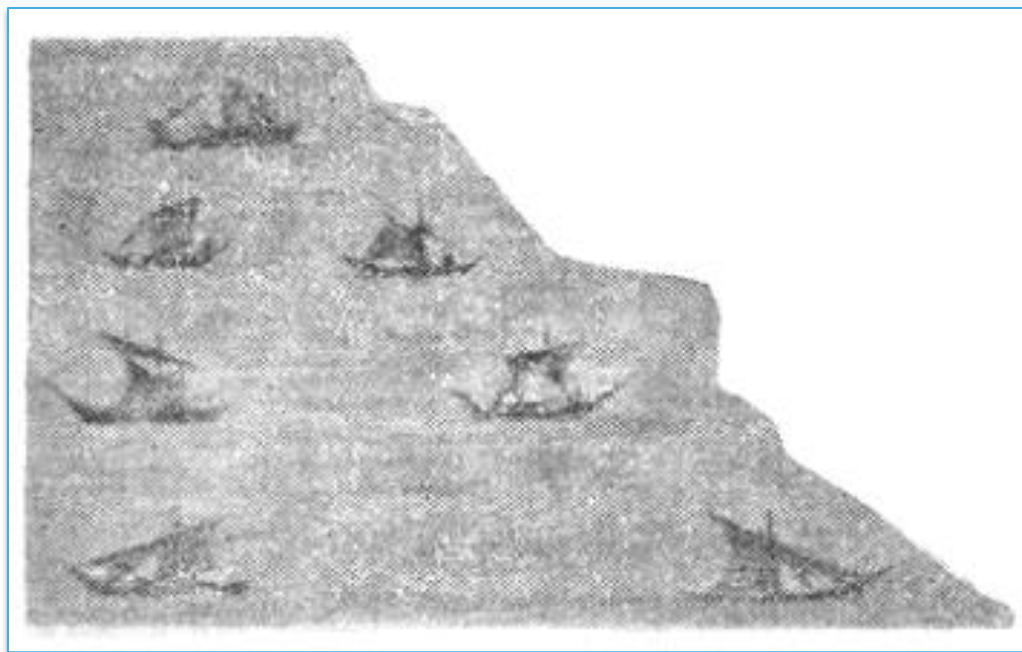
当近地面气层存在着较强的逆温，空气密度随高度大为减小，密度的下大上小的差异特别显著，使光线路径有较大的曲率，这就可能出现上现蜃楼。观测者看到的来自物体**AB**的光线所走的路径（实线**C**和**D**）是弯曲的，使观测者好像觉得物体在其切线方向（虚线）的**AB**处，在实际物体的上方。上现蜃楼多见于夏季的江湖、海面 and 冬季陆地的雪面上。





当近地面气层受热强烈增温时，气层的温度垂直递减率特别大，以至于出现空气密度上大下小的反常现象，大气对光线的强烈折射甚至可使其路径向上弯曲，此时可出现下现蜃楼。蜃景的位置在原物的下方。好像在原物的下方出现一个倒影，此倒影可以伸长或缩短，常常不够清晰和动摇不定。下现蜃楼多见于干燥沙漠地区夏天中午或夏季炎热的柏油路面上。





当大气密度在水平方向存在很大差异时也会因光线折射弯曲而产生幻景，此时的幻景出现在景物的侧面，叫做侧现蜃楼。瑞士的日内瓦湖即是以侧现蜃楼而闻名于世。这个湖南面受崇山包围，日出后湖的南面处于阴影之中，气温增加缓慢，湖的北面受日晒气温上升快，于是湖的南北面之间有时大气密度有很大的水平差异，使光线发生反常折射。这时如果湖面上船只投射的光线合适，就会出现侧现蜃楼。可以看到这些船只和幻影成对的出现在湖面上。



二. 光波在大气和海水中的散射

- 平常我们看到的光大多是散射光
- 散射波强度的分布与入射波的波长、强度、微粒的大小以及大气或海水的折射率有关。
- 光波在传播中因散射而衰减。



1. 分子散射和米散射的概念

- **分子散射** 又称为瑞利 (L. Rayleigh) 散射, 是指半径 r 远小于波长的球形粒子对自然光的散射
- **米 (G.Mie) 散射** 又称粒子散射。是指粒子半径比较大时 (如气溶胶粒子, 海水中的悬浮粒子) 的散射



分子散射的特点:

散射光的强度是入射光波长和散射角度 θ 的函数

- 散射强度随散射角 θ 而变：
前向散射（ $\theta=0$ ）和后向散射（ $\theta=180^\circ$ ）最强，而且二者相等。垂直于入射方向上的散射强度最小，只有前者的一半。
- 散射系数与入射波波长的四次方成反比

大气分子和纯水的散射基本上符合瑞利散射理论。



米（G.Mie）散射的特点：

散射光强度前后不对称，前向散射大于后向散射。散射系数与波长的关系变得很复杂。



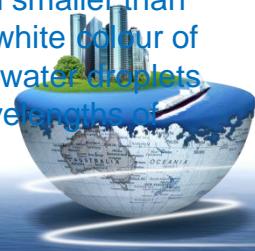
2. 大气和海水散射引起的光象

① 蔚蓝的天空

天空的蓝色是大气分子对太阳光的散射形成的。当天空晴朗时空气中的微粒很少，主要是大气分子对太阳光发生散射。其散射光强与入射光波长的四次方成反比。因此对紫光、蓝光和青光的散射比对红、橙、黄、绿光的散射强得多。紫光、蓝光和青光综合起来就使天空呈蔚蓝色。当大气比较混浊时，如水汽较多，阴云密布或飞沙走石时，大气对日光的散射再也不能用瑞利散射来解释，此时天空呈现白色或灰白色。



The change of sky colour at sunset (red nearest the sun, blue furthest away) is caused by Rayleigh scattering by atmospheric gas particles which are much smaller than the wavelengths of visible light. The grey/white colour of the clouds is caused by Mie scattering by water droplets which are of a comparable size to the wavelengths of visible light.



②海水的颜色--海色

海水颜色的组成：

- 海面反射光
- 海洋内部的向上散射光组成

所以观测到的海洋的颜色常常因**天空颜色**和**海水的状况**而变化。



蓝色海洋的形成：

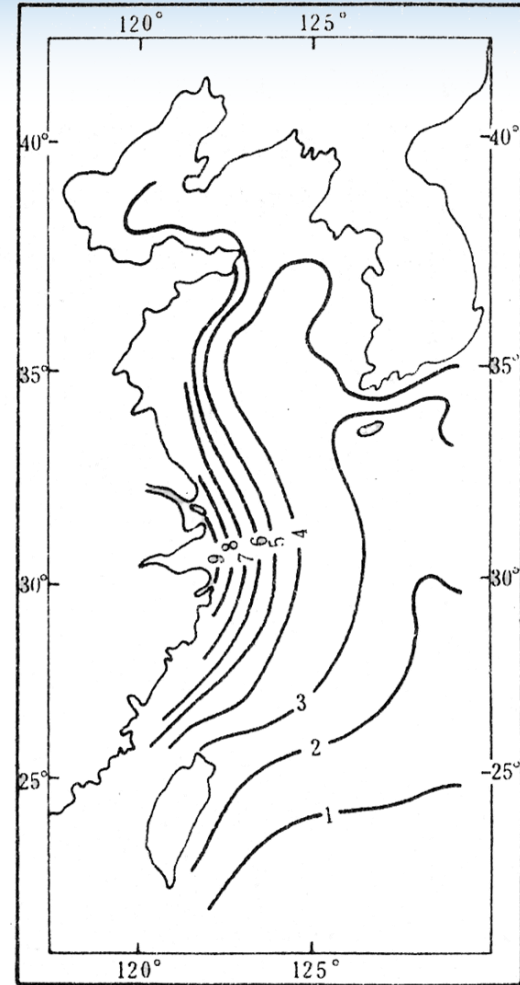
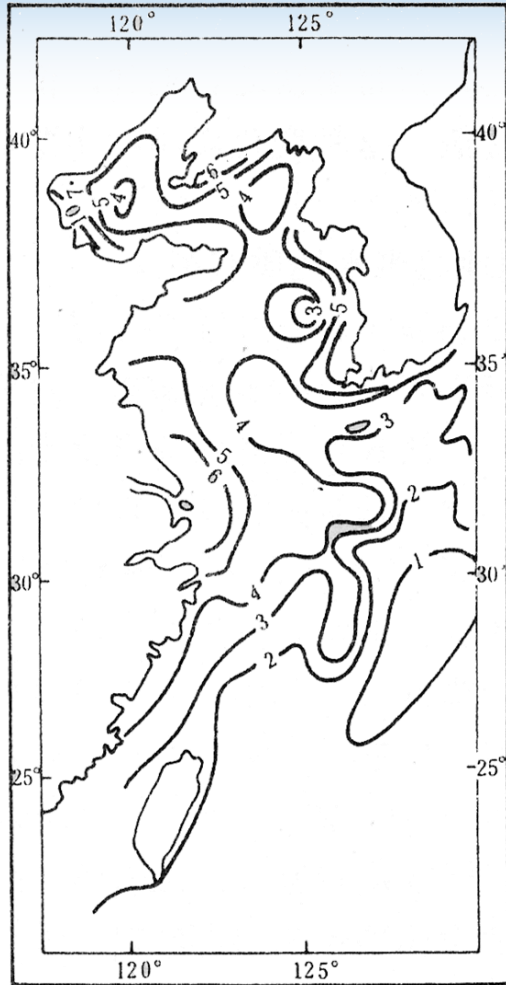
洁净的大洋海水对太阳光的短波部分吸收极少。而其散射又主要为分子散射，其散射光强与入射光波长的四次方成反比。因此经过各层海水散射向上的那部分散射光主要为短波，这部分光射出海面就使海水呈现蓝色。海水越洁净，蓝色越深。当海水中可溶性和悬浮物质较多时，海水就会呈现白色。



水色--海水的颜色

- 用水色计和透明度板来测量
- 共分**21**种水色，由深蓝到褐色，依次编号。
- 号码愈小，水色愈蓝，(水色愈高)；号码愈大，水色愈低。
- 水色分布特点：
 - 大洋水色高, 透明度大, 浅海反之。
 - 副热带海区水色高, 透明度大,
 - 热带次之, 寒带更次之





渤海、黄海和东海的水色分布, (左)6月份, (右)10月份。(引自杨殿荣, 1986)



③ 曙暮光

从拂晓时天空刚出现熹微的光亮到日出地平线和傍晚从日落地平线到天空完全黑暗这两段时间天空的亮光叫做曙暮光，前者叫**曙光**，后者叫**暮光**。曙暮光又叫做薄明，天文学上又称为晨昏蒙影。



曙暮光形成的原因：

曙暮光是由于大气散射太阳光造成的，在太阳升起到地平线之前（或日落刚离开地平线时）虽然太阳光已无法直接到达地面，但仍可以照射到地面以上的部分气层，人们还可以看到从天空中来的散射光，这就是曙暮光。



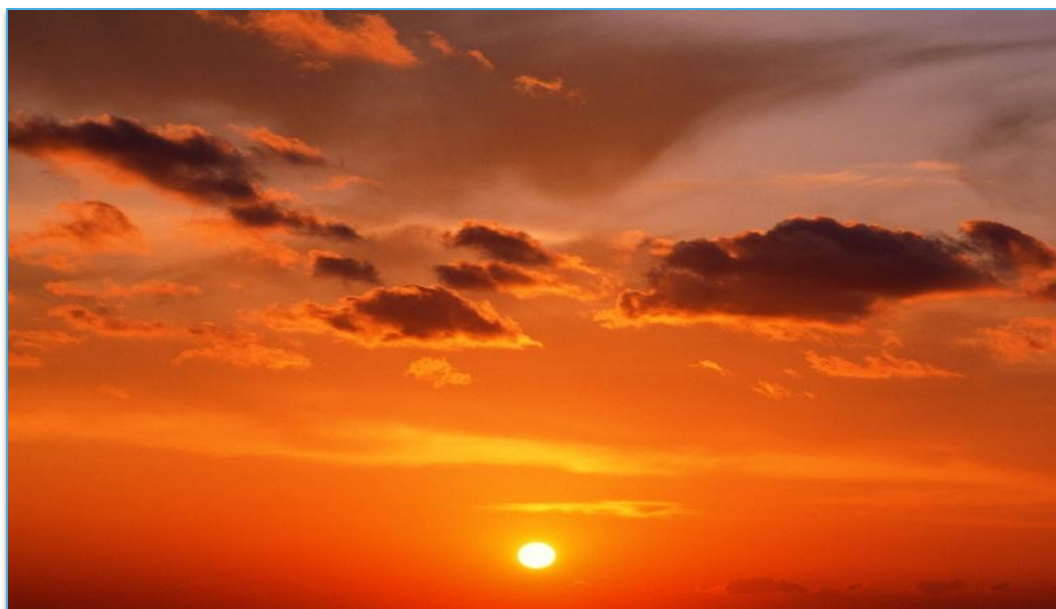
曙暮光观测的意义：

由于曙暮光是因大气散射造成的，而且天空每一瞬时的亮度基本上取决于地面上方某一高度的大气散射，因此可以通过对曙暮光的观测来研究高层大气的结构。(如温度，密度，气溶胶，火山灰等等)



④ 朝晚霞

在日出前和日落后的天边常会出现五彩缤纷的现象，称为霞。出现在早晨的为**朝霞**。出现在傍晚的为**晚霞**。



霞的成因：

当太阳接近地平线时，厚厚的大气层的散射作用把紫光、蓝光和青光散射掉了，使太阳射过来的光呈现红、橙、黄色。并使附近的天空和云也染上了颜色。于是形成了霞。



霞的色彩与大气的状态密切相关

- 大气中水汽愈多霞的颜色愈鲜艳且富于红色。
- 大气中尘埃很多时，霞的亮度减弱。



三. 云、雾和降水中的光象

阳光和月光穿过云、雾和正在降落的水滴或冰晶时，由于水滴和冰晶对光的**折射、反射和衍射**也会产生瑰丽多彩的光象，如虹、晕、华和峨眉宝光等。



1. 虹和霓

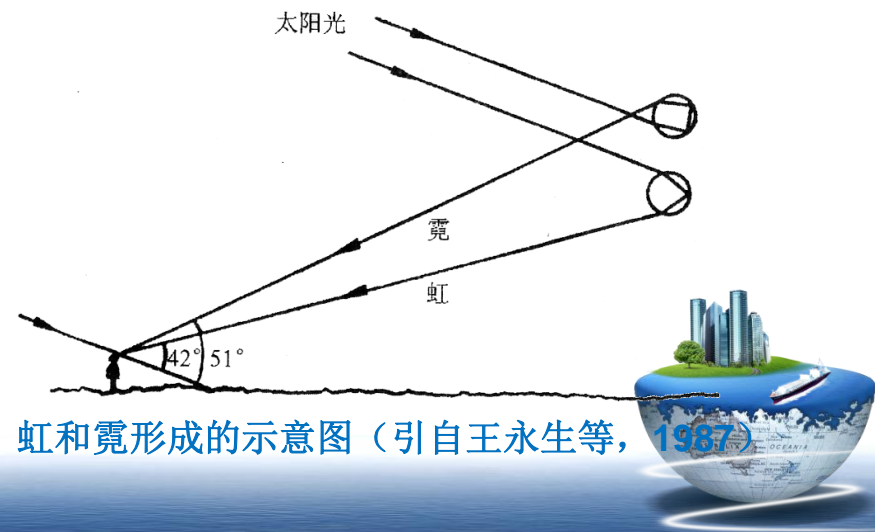
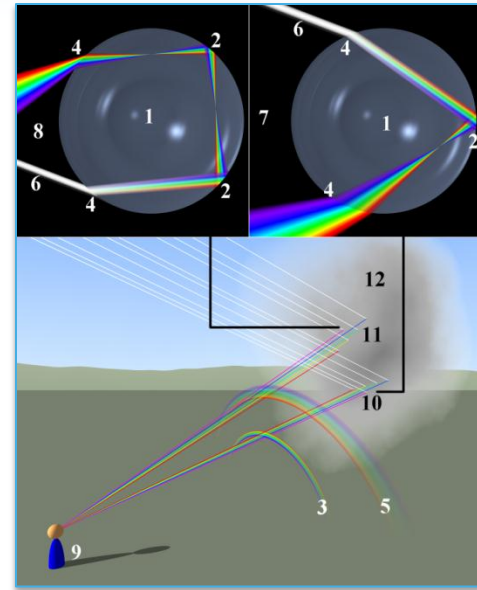
夏季雷雨过后看到的悬挂在太阳对面雨幕上的两条弧形彩色光带

- 主虹（虹）：
 内紫外红
- 副虹（霓）：
 内红外紫



虹和霓的成因：

虹和霓都是由于太阳光照射到对面天空中正在降落的雨滴上，经过折射、内反射和再折射等过程，并以一定的角度恰好投射到观测者的眼睛里而被观测到的。



虹和霓形成的示意图（引自王永生等，1987）

2. 晕

出现在高云中，高云中的冰晶对日（月）光的折射或反射，在日（月）周围形成的一个（或一个以上）以日（月）为中心的彩色光圈、光弧、光柱或光斑。这些统称为晕。（ 22° 晕、 46° 晕和复杂的晕）



22° halo around the Moon



Sun Halo captured behind Semen Padang Main Office building, Padang, Indonesia, October 2nd, 2009 at 11:09 am



A man with a halo around him

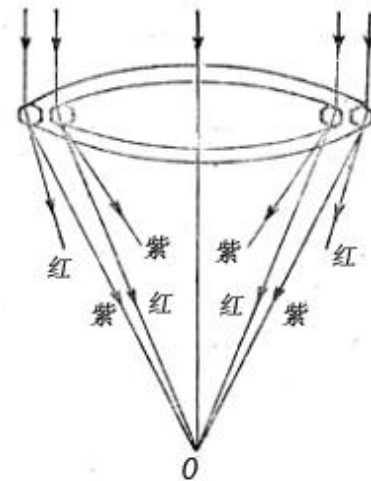


22°晕的形成

当天空中悬浮着大量六角柱体状大冰晶且它们横躺着缓慢下降时，光在冰晶中的折射最小偏向角为 22° 左右，由于不同波长的光波折射率不同，引起色散，在太阳下方的观测者观测到内红外紫的 22° 晕。



22°晕（引自中国云图，1972）



22°晕形成示意图（引自许绍祖，1993）



46°晕的形成

若六角柱体状大冰晶竖着缓慢下降，则阳光折射的最小偏向角为46°左右，于是人们可以看到46°晕。



46°晕（引自中国云图，1972）



复杂的晕

有时由于冰晶形状不同，排列方式各异以及光线投射角度不一等原因，可以形成丰富多彩的晕。例如有时会与晕圈相接的光弧，叫做日珥（或月珥），有时在日月的两侧出现明亮的光斑，称为假日或假月；甚至还会在日月的上下方或两侧同时展现出光芒夺目的光柱或光十字等。**1987年2月10日**中央电视台报道了在新疆阿勒泰地区观测到四个小太阳，就是带有四个假日的日晕。



3. 华

华是一种出现在日（月）周围，角半径约 $1\sim 5^\circ$ 的彩色光环，内紫外红，但紫色较弱，中间以黄色为主。较大的华的视半径可有 10° 左右。

华出现在有中云的时候。



A lunar corona



A solar corona soon after sunrise

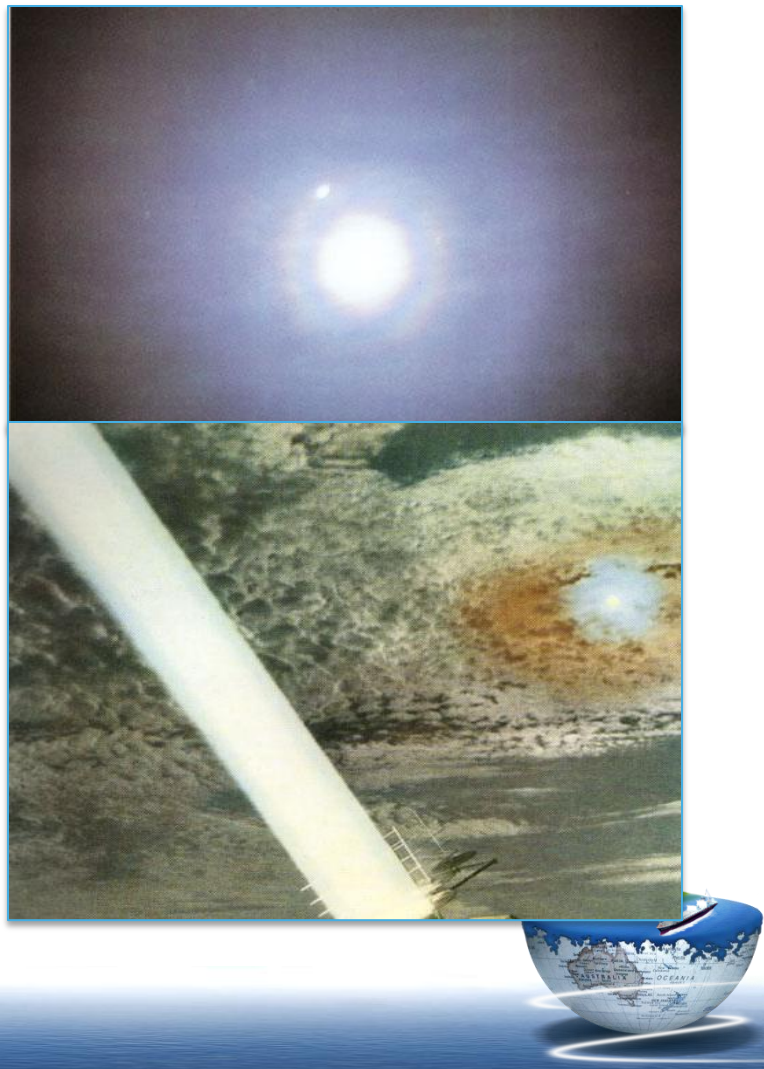


A solar corona over the North Tower of the Golden Gate Bridge



华的成因：

华是由日（月）光通过大小与可见光波长相近的云滴（或冰晶）时发生衍射所形成的光象。由于衍射角的大小与云中水滴或冰晶的大小成反比，所以水滴或冰晶越大，发生的华的光环直径就越小。



4. 峨眉宝光

当清晨或傍晚太阳位于地平线附近时，如果我们站在云雾缭绕的高山之颠，背对着晴空中的太阳，而面前是云雾弥漫，这时有可能看到自己（或周围的人）的影子映在云雾幕上，并且围绕人影的四周出现一圈圈七彩缤纷的光环，这就是峨眉宝光，又称为佛光。





Aerial glory

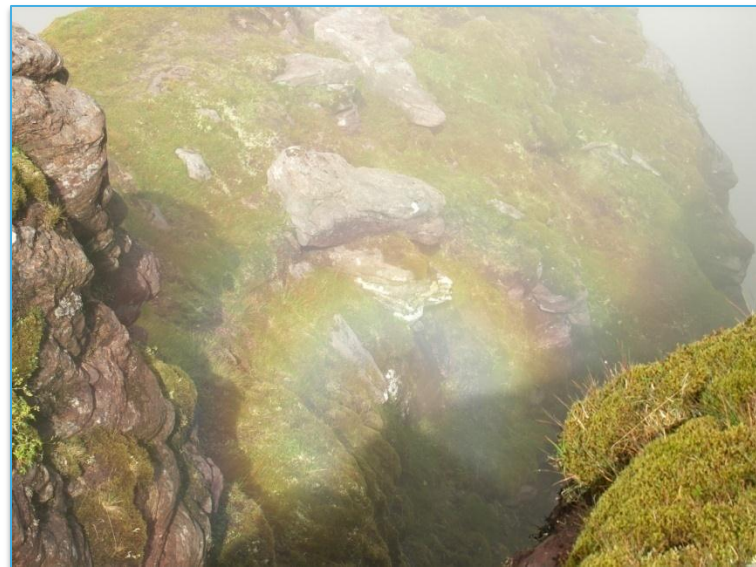


Solar glory at the steam from a hot spring



峨眉宝光因在峨眉山上观测到的机会较多而命名。国外称之为“布劳肯幽灵”。这种光象除在高山之外，在海岸或者飞机上只要条件具备，都可以看到。

峨眉宝光的光环色序与华相似，大小亦与华相仿，不过华是环绕在太阳或月亮的周围，而峨眉宝光则是位于与太阳相反的方向上。所以有的文献称它为“反日华”



Glory encountered during a hike in An Teallach, Scotland.



峨眉宝光的成因：

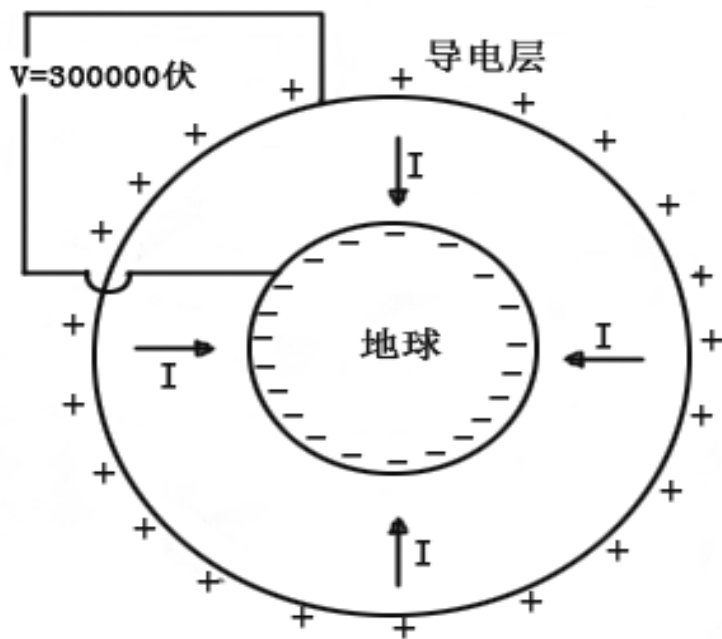
峨眉宝光的形成是因为观测者前面有雾，光线从背后射来，通过这些雾滴发生衍射分光作用，而观测者前面还有第二雾层，可以作映幕之用。于是通过第一雾层衍射分光所产生的彩色光环映在第二雾层上，就出现了人们看到的宝光。



§ 3. 大气中的电现象

地球—大气系统

一个巨大的球形电容器



作为球形电容器的地球—大气系统

- 电离层和磁层一带正电的等电位面。
- 地表面一带负电的等电位面。
- 中间—导电性能差的大气。



一. 大气中的离子

大气中的离子是大气中的中性分子或原子失去电子或获得电子而形成的。下述作用可使中性粒子电离：

- ① 来自太阳的x射线和紫外线可使高层大气电离。
- ② 从宇宙空间来的高能宇宙线进入低层大气可使大气分子电离。
- ③ 大气或地壳中的放射性物质放射的射线（如核爆炸）可使大气分子电离。
- ④ 云中的电荷分离。



大气中的离子的分布：

- 电离层和磁层含大量离子
- 大气中有少量离子，有弱导电性
- 在近地面大气中正离子比负离子稍多一点

大气相对于地面而言有正的空间电荷



二. 晴天大气电场和大气电流

1. 晴天大气电场

在电离层与地表面之间存在着一个电场，地表面为负电极，电离层为正极，称为晴天大气电场。

晴天大气电场随高度分布不均匀，在近地面场强较强，随高度递减很快。



晴天大气电场的场强：

在地面附近： $E_0 \approx -130 \text{V/m}$ （负号表示电场方向向下）

在工业区： $E_0 \approx -300 \sim -400 \text{V/m}$ 。

到10公里高处： $E \approx -4 \text{V/m}$ （约为 E_0 的3%）

此电场垂直于地面，没有水平分量。



地面电场强度和地面电荷密度的关系：

$$E_0 = \frac{\sigma}{\varepsilon_0}$$

其中介电常数 $\varepsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} \text{ F/m}$ 。

算得地面电荷密度 $\sigma \approx -1.1 \times 10^{-9} \text{ C/m}^2$ 。



E随高度的变化:

$$\frac{dE}{dz} = \frac{\rho}{\varepsilon_0}$$

称为泊松方程。其中 ρ 为空间电荷密度。若知道 ρ 的分布，各不同高度的 E 为：

$$E = E_0 + \frac{1}{\varepsilon_0} \int_0^z \rho dz$$



场强和电位的关系：

$$E = -\frac{\partial V}{\partial z}$$

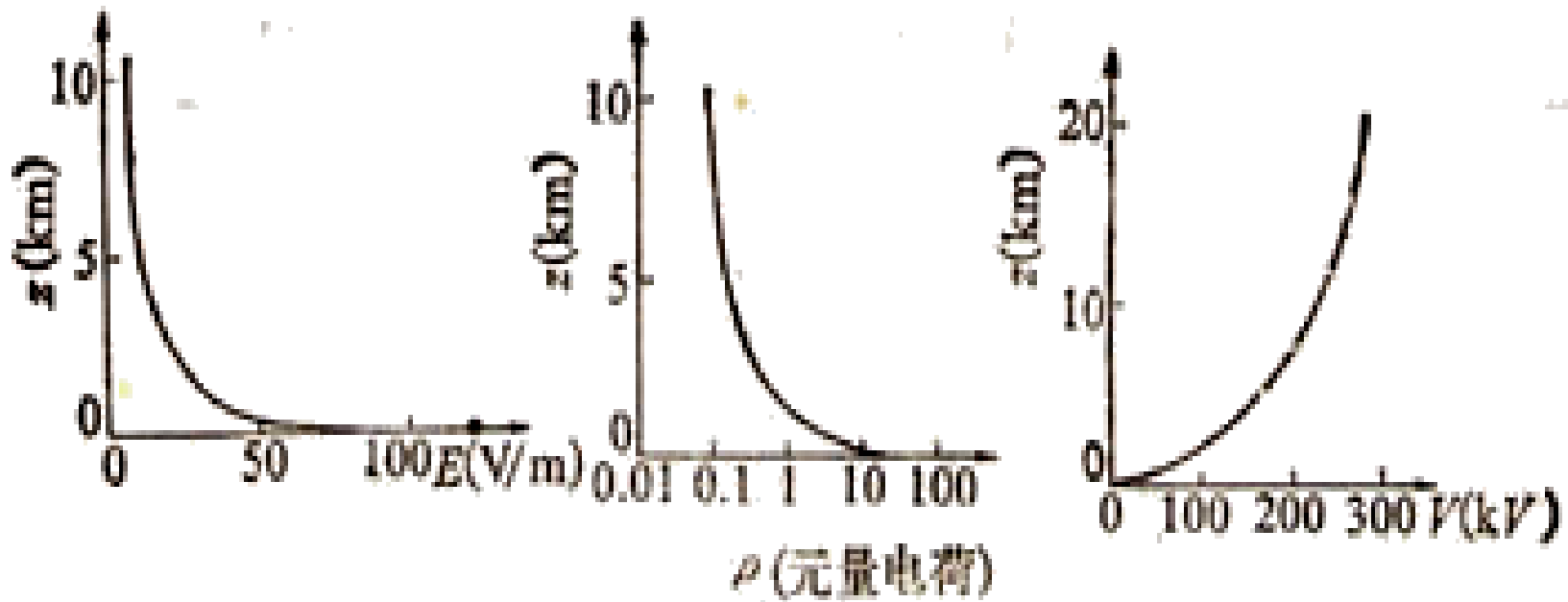
如设地表面的电位为零， z 高度相对于地面的电位为：

$$V(z) = -\int_0^z E dz$$

导电层与地面之电位差：

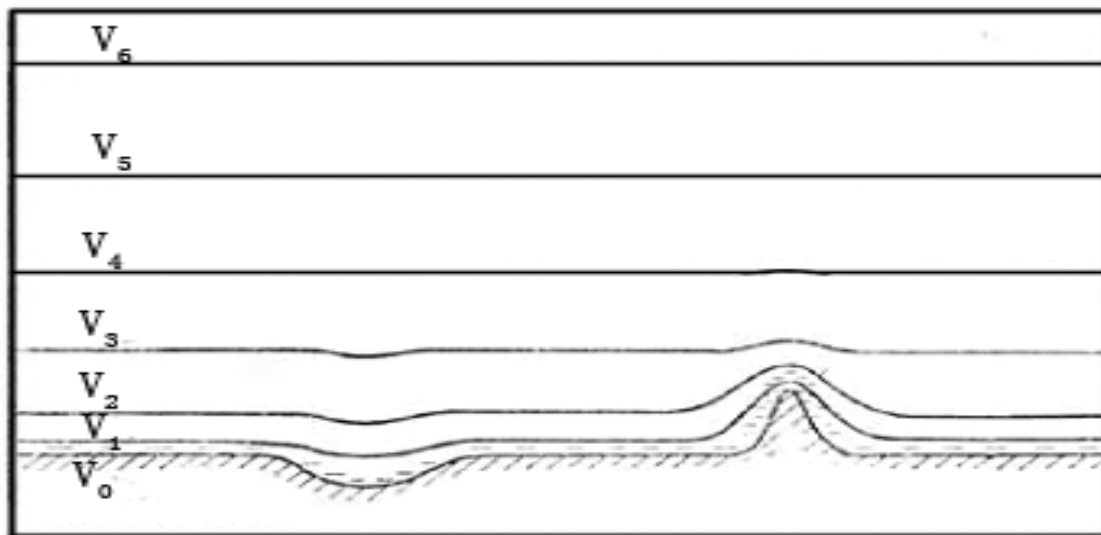
高空导电层与地面之电位差约为 **3×10^5 伏特**。





晴天大气电场强度、空间电荷密度和电位随高度的分布





晴天大气电场示意图（引自王永生等，1987）

晴天时，大气的等电位面基本上和地表面平行，当地面突起或下凹时，例如有高山、大树、建筑物时，其附近等电位面会发生畸变。在突出物顶端等电位面密集，场强增大，且有水平分量。



2. 大气电流

大气中的带电粒子在晴天大气电场的作用下移动（正离子向下移动，负离子向上运动）形成的电流。

大气电流密度 j 与电场强度 E 和大气电导率 λ 的关系为：

$$j = \lambda \cdot E$$

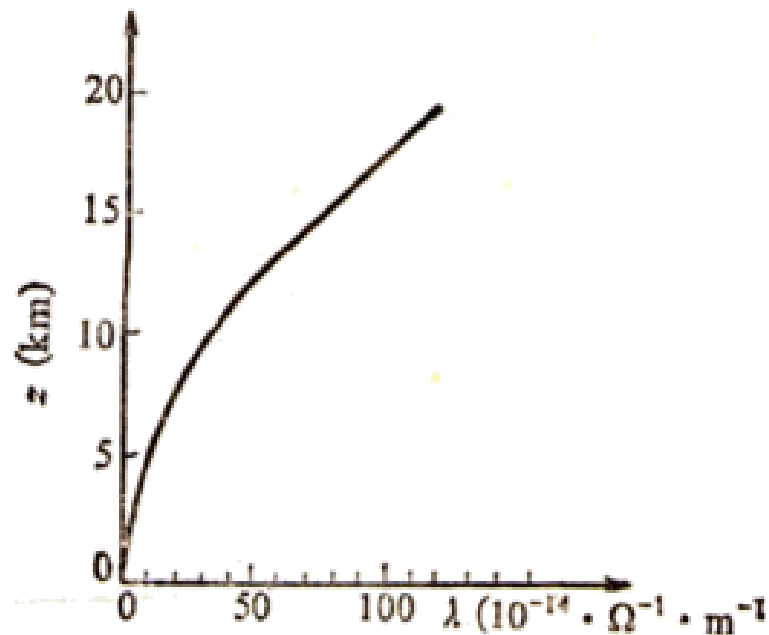


晴天大气传导电流密度:

$2\sim 4\times 10^{-12}\text{A/m}^2$ (测量值)

如取平均值 $2.7\times 10^{-12}\text{A/m}^2$,
地面场强取为 130V/m , 可
算得:

地面附近大气电导率约为
 $2\times 10^{-14}\Omega^{-1}\text{m}^{-1}$



大气电导率 λ 随高度的分布



在对流层大气传导电流密度 j 可以看作随高度不变

这是因为晴天大气电场强度 E 随高度减小，大气电导率 λ 随高度增加，互相补偿的结果。



地球表面积约为 $5 \times 10^{14} \text{ m}^2$ ，
若取地表面电荷密度为 $-1.1 \times 10^{-9} \text{ C/m}^2$ ，
则**地球表面总电荷**是 $-5.5 \times 10^5 \text{ C}$ 。

若近地面大气传导电流密度分别取 $2.7 \times 10^{-12} \text{ A/m}^2$ 或 $3.7 \times 10^{-12} \text{ A/m}^2$ 来计算，

则**地气系统的总电流**为1350A和1850A。

大气的总电阻为 $160 \sim 220 \Omega$ 。

作为球形电容器，**地气系统的电容**为1.8F。



如果地气系统电容器以**1500A**电流放电而得不到补充的话，只需几分钟就可以使地面的总电荷消失。但是从地面电荷保持明显的稳定性说明有电荷的再生机制，这就是雷电活动。

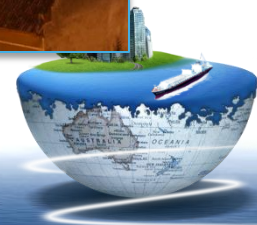


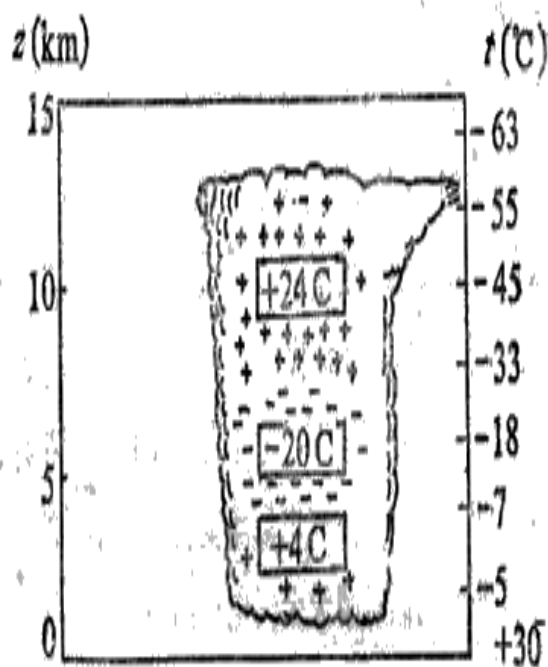
3. 雷暴电场

雷暴和闪电

对地—气系统球形电容器充电

- 在雷暴及其附近地区，地面电场方向常与晴天电场相反。
- 每次云地闪电向地面输送约**20C**的负电荷





雷暴云中的电分布示意图（引自许绍祖，1993）

① 雷暴云中的电分布

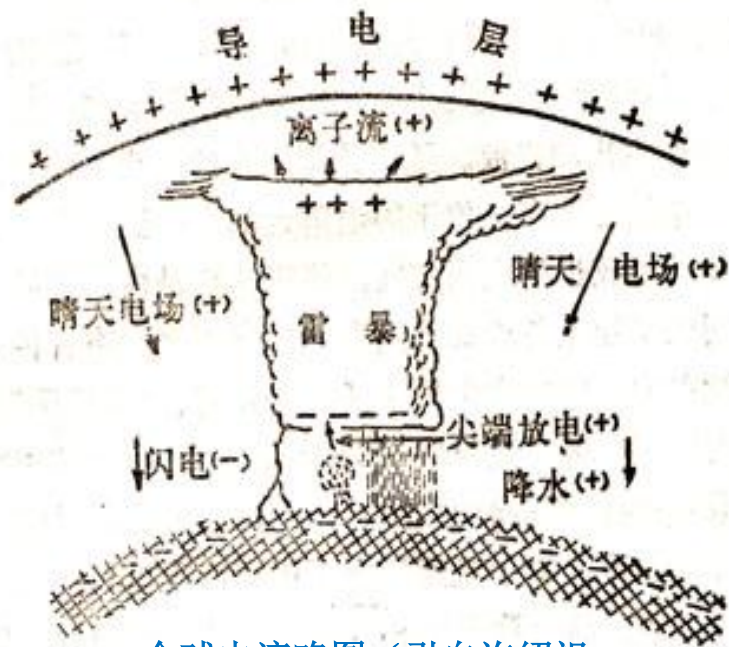
- 上部：正电荷区，约有**+24C**。
- 下部：**0°C**等温线上方负电荷区，约**-20 C**。
- 雷雨云底：小的正电荷区，约**+4C**。

雷雨云下面的地面场强受云下部的负电中心的感应作用，场强方向指向上，恰与晴天电场相反。



② 大气电平衡

- 晴天大气传导电流
- 闪电电流
- 尖端放电电流
- 降水电流



全球电流略图（引自许绍祖，1986，—转引自Wallace,1977）

四者维持动态平衡使晴天大气电场维持



Thank You !

