

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

中小學生農村教育知識文庫

大气环境



我们生活的大气

我们居住的地球被一层大气圈所包围，大气圈随地球一道转动，形成一个整体。如果我们从星际空间去看地球，大气圈就像一层淡蓝色的薄幕紧裹着地球，透过这层薄幕，可以清晰地看到地面上的山脉、海洋等。如果把大气圈看作气体的海洋，我们就生活在这个海洋的底部。

大气圈与我们的关系太密切了。正是有了大气，地球上的人类和各种生物才能呼吸空气中的氧气而生存下来。正是有了大气，在炎热的阳光照射下，地面温度才不至于达到水的沸点之上，而在夜晚，又不至于冷得使生物无法生存。大气圈就像暖房的玻璃，它既让阳光通过、又充分地保存地球上的热量，从而调节地球上的温度使得适于人类和生物生存。大气圈又像一副盔甲，它保护我们不受星际空间来的高能宇宙射线和来源于太阳的紫外辐射的伤害。

正是有了大气，声音才能通过空气传播到我们的耳朵里。正是有了大气地球上的一切才变得气象万千，丰富多彩。风、云、雷、电等在天气舞台上扮演着不同的角色。如果没有大气，现有的一切景象将面目全非，不可思议。大气还蕴藏着人类取之不竭，用之不尽的自然资源。

大气的组成

与地球一起诞生的原始大气，大约只历时了 9000 万年就被太阳风扫除了。

不久，地球内部的挥发性物质向地表大量泄漏出来。这就是地质学家所说的脱气过程。这些挥发性物质，主要是二氧化碳、甲烷、水汽、一氧化碳、氨、氮、硫化氢等气体。这些气体组成了次生大气。除了最轻的气体外，地球的重力足以把这些气体“拴住”。使它们不致逃逸到星际空间去。

大约又过了十多亿年之后，地表开始冷却，稠密大气中的水汽凝结成雨降落下来，向坑坑洼洼的地方汇聚，形成最早的江河湖泊，即原始水圈。以后火山不断地爆发，排出的大量水汽又变成雨水回归地面。经过漫长年代的变迁，原始水圈逐渐扩展为现在的汪洋大海和湖河沼泽。次生大气中的二氧化碳和其他气体，逐渐被雨水融解降落到地面，再渗入地下，储存于地壳中。

上面说过，原始大气是在地球形成的过程中，由于重力场的作用，把原始太阳星云中的一部分气体吸引到地球周围造成的。这个大气圈的组成与现代大气圈的组成大不相同，它没有氧，没有氮，也没有二氧化碳，而是由氢、氧、氨、氦、氩、氙、甲烷、水汽等共同组成。见下表：

原始大气的组成

气体	重量百分比 (%)
氢	63.5
氦	34.9
氖	0.34
氩	0.26
氙	0.15
甲烷	0.11
水汽	0.6

原始大气的量很大。单是氢一项，就相当于现在构成固态地球的四个基本要素，即镁、硅、铁和氧的总量的 400 倍之多。然而，有趣的是，原始大气在地球形成后，不久就消失殆尽了。这是因为那时地球内部的铁核心尚未形成，地球还没有磁场，强劲的太阳风把没有地球磁场保护的原始大气“吹”跑了。因此，在地球历史的早期，一度没有大气。

以后，在漫长的岁月里，大气经过复杂的生消过程，又进一步演化。演化中的造气过程包括：

- 火山活动，以及通过造岩物质融化后的结晶和凝固时释出的气体；
- 水汽的光致离解产生氧；
- 光合作用产生氧；
- 放射性元素铀和钍的衰变产生氦；

在太阳风中，主要由质子和电子组成的高温电离气体，有极小一部分冲破地球磁场的屏障，进入次生大气的高层。演化中有一系列的除气过程，如：高层大气的氢和氦挣脱地球引力进入宇宙空间，煤和石油的生成吸收二氧化碳，碳酸盐类（ CaCO_3 和 MgCO_3 ）生成时吸收二氧化碳，氢、铁、硫等元素氧化时消耗氧，通过空气中氧化物的形成，以及在土壤中变成消化细菌而消耗氮。

次生大气的形成，又为水的分解和动植物的产生创造了条件。

原始绿色植物参与了改造大气的复杂过程。植物在光合作用中放出游离氧。水的离解也产生氧。氧的化学性质非常活泼，能和次生大气中的所有其他分子发生缓慢氧化。如它能与 CO 生成 CO_2 ，与甲烷反

应生成 CO_2 和 H_2O 。于是， CO_2 渐渐多起来。光合作用又使有生命的细菌和藻类，利用太阳辐射能从周围环境中摄取有机物，进行简单的新陈代谢作用，吸收大气中的 CO_2 ，释放出大量的氧。

另一方面，当动植物繁茂以后，它们的排泄物和腐烂遗体中的蛋白质，一部分直接分解为氮，另一些则成为氨和铵盐，通过消化细菌和脱氧细菌等作用，变成了气体氮。氮在常温下的化学性质很不活泼、不易与其他元素化合，所以能在大气中积累，成为含量最丰富的成分。就这样，次生大气就演变为以氮、氧为主的现代大气。

大气中，除水汽、液体和固体杂质外的整个混合气体称为干洁空气。

干洁的大气是无色、无嗅、无味的混和气体。它看不见，摸不着，却有惊人的重量。据计算，地球大气的总质量超过 5×10^{15} 吨，约为水圈总质量 1.5×10^{18} 吨的 1/300，或相当于地球总质量的 6×10^{21} 吨的 120 万分之一。干

洁空气的主要成分是氮、氧、氩、二氧化碳等，此外还有少量的氢、氖、氦、氙、臭氧等稀有气体（见下表）。其中氮和氧两者就体积和质量来说，约占空气的 99%。大气中，最轻的是氢气，最重的是氙气。

干洁空气中的成分（25km 高度以下）

气体成分	分子量	干洁空气中的含量体积(%)	标准状况下的密度绝对值(g/m ³)
氮(N ₂)	28.016	78.09	1250
氧(O ₂)	32.000	20.95	1429
氩(Ar)	39.944	0.93	1786
二氧化碳(CO ₂)	44.01	0.03	1977
氖(Ne)	20.183	1.8 × 10 ⁻³	900
氦(He)	4.003	5.24 × 10 ⁻⁴	178
甲烷(CH ₄)	16.043	2.2 × 10 ⁻⁴	717
氪(Kr)	83.700	1.1 × 10 ⁻⁴	3736
一氧化二氮(N ₂ O)	44.016	0.5 × 10 ⁻⁴	1978
一氧化碳(CO)	28.01	1.0 × 10 ⁻⁵	
氢(H ₂)	2.016	0.5 × 10 ⁻⁴	90
氙(Xe)	131.300	0.8 × 10 ⁻⁴	5891
臭氧(O ₃)	48.000	1.0 × 10 ⁻⁶	2140

大气中含量最多的成分是氮，按体积比占 78%。大气中的氮能冲淡氧，使氧不致太浓，氧化作用不过于激烈。在常温下，分子氮的化学性质不活泼，人和动物不能直接利用它，但植物的生长却离不开它。氮是植物制造叶绿素的原料，也是制造蛋白质的原料。氮还是制造化学肥料的原料。豆科植物可通过根瘤菌的作用，固定到土壤中，成为植物生长所需的氮肥。

大气中含量排在第二位的是氧。氧是人类及其他动植物呼吸、维持生命不可缺少的气体。此外，氧还决定着有机物质的燃烧、腐败及分解过程。

大气中的氧分子分解为氧原子，每个氧原子又与另外的氧分子结合就形成了另外一种气体——臭氧，因其有一种特殊的臭味而得名——臭氧。臭氧通常呈浅蓝色。在常压下，当温度降至-112.4℃时，气体臭氧就变为暗蓝色的液体。当温度降至-251.4℃时，它就凝固成紫黑色的晶体。

大气中臭氧的含量很少，而且随着高度的变化而变化。在近地面层臭氧含量很少，从 10 公里高度开始逐渐增加，在 12~15 公里以上含量增加特别显著，在 20~25 公里高度处达最大值，再往上，臭氧的含量逐渐减少，到 55~60 公里高度上就极少了。

在水平方向上，臭氧的分布也有所不同。赤道和低纬度的臭氧含量最少，随着纬度的增高，臭氧含量也增加。臭氧也有季节变化和日变化。北半球高纬度地区，春季臭氧含量最大，秋季最小。

臭氧能大量吸收太阳紫外线，使极少量的紫外线到达地面，使地面上的生物免受过多紫外线的伤害。少量的紫外线能杀菌防病，促进机体内维生素 D 的形成，有利于机体增大和防止佝偻病。

二氧化碳是无色、无嗅、无味的气体。燃料的燃烧，有机物的腐化以及

动、植物的呼吸都产生二氧化碳。同时，二氧化碳又是植物在光合作用下生长的原料。绿色植物在新陈代谢过程中，吸收 CO_2 合成碳水化合物和其他物质。

二氧化碳对太阳辐射吸收很少，却能强烈吸收地面辐射，使从地表往外辐射的热量不易散失到太空中去。

大气中的水汽主要来自海洋、湖泊、河流和潮湿物体表面的水分蒸发。海洋面积约占地球表面积的 70%。平均而言，整个海洋表面每年约有 100 厘米厚的水层转化为水汽，全年由海洋蒸发到空气中的水汽达 350 万亿吨之多；陆地上的河流湖泊、地面上的动植物都在向大气输送水汽。

空气中的水汽含量随高度变化而变化。一般说来，水汽含量聚集在距地面 3 公里范围内，高度越高，水汽越少。观测证明，在 1.5~2 公里高度上，空气中水汽含量已减少为地面的一半；在 5 公里高度，减少为地面的 1/10；再往上，就少得可怜了。就地理分布而言，纬度越高，水汽含量越少，离海洋愈远，水汽含量愈少。在寒冷干燥的内陆地区上空，水汽含量几乎接近于零，而在温暖的洋面或热带丛林上空，其含量按容积来说可达 4%。

海洋和大陆表面的水蒸发成水汽进入大气被气流带至远处，又产生降水重新回到地球表面。其中，有 3/4 的降水落到海洋上，剩下的 1/4 则降落在大陆上。就形成了持续不断的地球和大气的水平分循环。全年全球的降水量和蒸发量大致相等。通过大气中水分的蒸发、凝结、成云致雨、落雪降雪，使地球与大气间的热量和水分得到交换，天空也变幻多端，时晴时雨。

大气中悬浮着各种各样大小不同的固体杂质和液体微粒。

固体杂质的来源有自然因素和人为因素。自然因素包括被风吹起的土壤微粒及火山喷发的烟尘，宇宙尘埃和陨石灰烬，细菌、微生物、植物的孢子花粉，岩石风化后的粉尘，海水飞溅扬入大气后被蒸发的盐粒等等。人为因素主要是人类活动和工业生产过程中排放的烟粒和粉尘等。它们大多集中在大气的底层。其分布随着时间、地区和天气条件的变化而变化。一般，在近地面大气中陆上多于海上，城市多于乡村，冬季多于夏季。

液体微粒是指悬浮在大汽中的水滴、过冷水滴和冰晶等水汽凝结物。它们和固体颗粒都可以吸收一部分太阳辐射和阻挡地面放热。它们可以阻碍视线，降低能见度和污染空气，影响人类活动和危害人类健康。但是，它对云雾降雨却起着重要作用，它是水汽凝结的核心。没有它，即使大气环境已达到饱和状态，水汽还是不能凝结成云雾。人工降雨，就是利用了上述原理，把碘化银撒入云中，就会促使过冷水滴冻结，产生局部降雨。碘化银的作用就类似于悬浮颗粒，它提高了水滴冻结的温度，在降水中起了催化作用。

大气的结构

我们前面讲过，大气分布随高度的增加而减少，愈往上，空气愈稀薄。那么，大气层到底有多厚呢？

50% 的大气质量集中在离地 5.5 公里以下的层次内，在离地 36~1000 多公里的大气内只占总质量的 1%。但无论哪个高度，大气密度都不会接近于零。也就是说，大气圈与星际空间之间很难用一个“分界面”把它们分开。严格地说，不存在大气圈的这种上界。古人云：不知天高地厚。但是，我们还是可以通过物理分析确定大气圈的最大高度。很多人都看到过极光，它是

部分太阳风带电粒子进入地球磁场，经过复杂的传输过程后，在 200 ~ 1200 公里的高空与地球大气中的原子相互碰撞而造成的发光现象。根据观测资料极光是大气中出现高度最高的物理现象。因此，可以把大气上界定为 1200 公里。另外，还可以用接近于星际的气体密度的高度来估计大气的上界。根据人造卫星探测资料推算，这个大气上界大约在 2000 ~ 3000 公里高度上。

大气的温度分层

根据大气在垂直方向上的物理性质不同，我们可以把大气分层。如按大气的温度情况来分层，可以把大气分为五层，就是对流层、中流层、中间层、暖层和散逸层。

对流层是贴近地面且最低的一层，它与人类关系最密切。云、雾、雨、雪等主要天气现象都出现在这一层。

对流层内气温随高度的升高而降低。这是由于对流层是吸收地面的热量。地面吸收了太阳辐射的热量，同时它又向大气辐射热量，使上空的空气变热。所以越靠近地面，空气越热；离地面远的空气，受热就少；对流层顶温度最低。对流层中气温随高度而降低的数值，在不同地区、不同季节、不同高度是有区别的。平均而言，每上升 100 米，气温下降约 0.65 。赤道地区对流层温度比极区低，冬季又比夏季低。

由于对流层的空气，下面热，上面冷，“头重脚轻”，空气很不稳定，形成了对流。对流运动的强度随纬度和季节的变化而变化。一般说纬度越高，对流强度越弱。夏季要比冬季强。由于对流强度的不同又导致了对流层厚度的不同，从地理分布上，赤道向两极减小。在低纬度地区平均为 17 ~ 18 公里，在中纬度地区为 10 ~ 12 公里，在高纬度地区为 8 ~ 9 公里。但从时间上，夏季较厚，冬季较薄，尤其是中纬度地区，特别明显（见下表）。

纬度 季节	北极	60 ° N	45 ° N	赤道
1月	8.5	9	12.9	17.7
7月	8.9	10	14.5	16
平均	8.7	9.5	13.7	16.85

对流层同大气的总厚度相比，显得十分渺小。它还不及整个大气厚度的 1%。但是，它却集中了整个大气 3/4 的质量和几乎全部的水汽。对流的结果又使得高、低层空气均匀混合，使近地面的热量、水汽、杂质往上输送，从而引起了各种天气活动。

对流层厚度随纬度和季节的变化（公里）：在对流层和平流层之间，有一个厚度为数百米到 1 ~ 2 公里的地渡层，称为对流层顶。在对流层顶里，温度随高度的增加降低得很慢，或者几乎为等温。对流层顶的气温随纬度变化很大。在低纬地区平均为 -83 ，在高纬地区平均为 -53 。对流层顶阻挡了上升的气流，聚集了上升的水汽、尘粒，所以它的能见度很差。

平流层

对流层顶以上到 55 公里左右为平流层。在对流层底部，有一个约有几公里厚的温度大致相同的区域，到了 25 公里以上，气温随高度增加而显著升高，到 55 公里气温上升至 3℃。平流层曾有同温层之称，且以前一直认为该层的气流永远是平静流动的。直到 1952 年用探空仪在柏林上空第一次发现了平流层“爆发性增温”现象，在 1~2 天内，平流层温度可以骤升 30~40℃。总的说来，平流层内的温度是随高度增加而升高。

在平流层里，空气结构稳定，水汽含量又极少，因此很难出现云雨现象。只是在冬季极区的 20~30 公里高空，有时会出现贝母云。在夏季，高纬度地区也有夜光云出现。因此，平流层中经常晴空万里，没有垂直气流的上下翻动，适宜喷气式飞机航行。

平流层的中、下部，有一个略带天蓝色、浓度较集中的气体层，叫做臭氧层。它是防御紫外线的天然屏障。臭氧层吸收紫外辐射后，使气温升高，这样就使得平流层不像对流层那样，而是温度随高度增加而上升。

中间层

从平流层顶到 85 公里左右为中间层。中间层的气温随高度增加而下降。基本上重复着对流层的这个特点，所以也有人称之为高空对流层。这一层中几乎没有臭氧，所以在夏季，北极地区的中间层顶部，气温降到 -83℃ 以下。成为地球大气层中温度最低的地方。中间层内的这种温度分布，引起了一定的对流，极少量的水汽与来自行星际空间的含镍尘粒凝成冰晶，形成冰晶云，通常叫做夜光云。它的形状像卷云，呈银白色，略微发青，往往出现在高纬地区黄昏临近时的苍穹，并随黄昏的消逝而消失。

暖层

暖层位于中间层顶至 800 公里高度。该层最厚，但它只占大气总质量的 0.5%，据探测，在 120 公里高度以上的空间，空气密度已小到声波都难以传播。

暖层的气温随高度的增加而升高。据人造卫星探测，在 200 公里高度温度约为 700℃，到 300 公里高度温度增至 1,000℃ 以上。热层的温度为什么这么高？主要原因是该层的大气物质（主要是氧和氮的分子和原子），吸收了波长短于 0.2 微米的太阳紫外辐射能量、发生了离解，离解时释放出热量。另一个原因是这些大气成分吸收了银河宇宙辐射，吸收了进入地球磁场控制区后沉降下来的太阳风粒子的能量，以及吸收了太阳高能质子的能量。

暖层的空气处于高度电离状态。从这个意义上讲，暖层也称为电离层。电离层具有反射无线电波的能力，它使无线电波能绕地球曲面进行远距离传播，这样人们才可以收听到很远的地方，甚至地球另一面电台的广播。

散逸层

800 公里高度以上的大气层，统称为散逸层。它是大气的最高层。也是地球大气和行星际空间的过渡地带。这里的大气极其稀薄，几乎处于完全电离状态。其成分是空气中最轻的元素氢和氦。

散逸层的温度很高，一些高速运动的空气粒子可以摆脱地球引力，向行星际空间逃逸而去。但孙悟空本领再大还是逃不脱如来佛的掌心。这些带电粒子的大部分，最后还是受到地球磁场的约束，不致于完全逃逸到星际空间。

大气的主要气象要素

大气每天都在发生变化。有时，风起云涌，雨雪纷飞，而有时则晴空万里，蔚蓝无际。可以用来描述大气状况和现象变化的物理量很多，如气压、温度、湿度、风向、风力、云量、能见度、降水量、日照、辐射等等，这些都是基本的气象要素。下面主要介绍几个气象要素。

大气压力

气象台每天都要发布天气预报。天气预报的主要依据就是气压随时间和空间的变化。一般，一个地方气压降低时多阴雨天气，气压升高时多晴。根据气压计的读数，再参考其他的气象要素变化情况，就可作出简易的天气预报。

气压指大气的压强，即单位面积上所承受的压力。某地的气压值等于该地单位面积垂直向上，延伸到大气层顶的空气柱的总重量。气压的单位可用毫米水银柱高度来表示，气象上常用毫巴来度量。一毫巴约等于 $\frac{3}{4}$ 毫米水银柱高的压力。地面气压一般在 1000 毫巴左右。

气象上规定，把温度为 0℃、纬度为 45 度的海平面作为标准情况时的气压，称为 1 个大气压，其值为 760 毫米水银柱高，或相当于 1013.25 毫巴。

很久以前人们以为空气是没有重量的，直到 1634 年，意大利科学家托里拆利测出了气压值。当时曾做了这样的实验：把一根一端封闭、长 91 厘米的玻璃管装满水银，然后倒转过来，把开口的一端插在盛有水银的槽子里。如果大气没有重量，这时管中的水银将会全部流进水银槽里。事实并非如此，这时只有少量的水银由管中流到槽内，而大部分仍留在管中，用尺去量，留下的高度约为 76 厘米。

由于玻璃管封闭的一端形成了真空，它是没有重量的。那么是什么力量使得水银柱维持在 76 厘米高度呢？托里拆利认为，玻璃管中水银所停的这个高度，是被作用在容器水银面上的大气重量平衡所致。

水银密度约 13.6 克/厘米^3 ，重力加速度约 981 厘米/秒^2 ，于是可算出 76 厘米水银柱高的大气压力相当于 1013 毫巴。

我们来计算一下一个人在地面上受到的大气总压力，一个中等身材的人的身体表面积约等于 15,000 平方厘米，这样他所承受的总压力将达 15 吨之多。也许你难以置信，但事实的确如此。我们所以感觉不到有这样大的压力，是因为空气压力不单单从体外，而且也从体内作用到我们的身体上。如果外部气压减低得多，则人体内部的空气就要膨胀，这时人会感到晕眩，血管也易破裂，这就是现代高空飞机采用密封舱的原因。

现在气象台站测量气压常用的水银气压表，就是根据托里拆利实验原理制作的。不过增加了一些装置，使读数更加精确，其误差在 ± 0.1 毫米水银柱高的范围内。

空气是可压缩的。处在最低层的地面空气密度最大，愈往高处，密度愈

小，气压也愈低。气压随高度减少得很快。地面气压值为 1013 毫巴。到了 6 公里高度，气压降到 472 毫巴。10 公里处气压降到 264 毫巴。30 公里处，气压值为 11.52 毫巴。

除大气压力、温度、湿度之外，大气密度也是一个较重要的量，它指的是单位体积内所含大气的质量。在地面附近，一立方米的体积内含有 13 公斤的空气，而同体积的水却有一吨，所以水的密度是大气密度的 800 倍。

在日常生活中，常碰到这样的事：在赤日炎炎的夏天，你把打足了气的自行车停在路边，过了几个小时后去看，却发现放在烈日下的自行车轮胎瘪了。什么原因呢？原来是被烈日曝晒的自行车轮胎内空气膨胀，使轮胎爆炸引起的。所以在夏天，自行车胎不能把气打得太足。实验证明，处于密闭容器内的气体，如果温度越高，那么它的压强就越大。一定质量的气体，它的体积、温度和压强的变化遵循一定的规律。法国人克拉珀珑就用一简单的关系式表示了这个规律：

$$\frac{\text{压强} \times \text{体积}}{\text{温度}} = \text{常数}$$

这一规律告诉我们，对一定质量的气体，当它的压强维持不变时，则温度和体积的变化成正比；当它的温度维持不变时，则体积和压强成反比；或当它的体积固定时，则压强和温度成正比。人们又把这一式子叫气体状态方程。它还可以写成其他形式。

大气的状态处于不断变化中，但是，如果表示大气状态的气压、温度和体积三者中的任何两个确定之后，则整个大气状态也就确定了。

大气温度

春夏秋冬，寒来暑往，给人最直接的感觉是气温的变化。大气温度是表示空气冷热程度的物理量。温度常与热量联系在一起，但热量与温度却是两个完全不同的概念。热是能量，而温度是一种量度。一支火柴的火焰，会把手指灼痛，说明它的温度很高。但是当用手去摸冬季取暖的散热片却不致于被烫伤。点燃火柴的温度虽然比散热片高，但火柴提供给房间的热量却比散热片少得多。所以可把温度比作测速计的读数。

用来测量温度的仪器叫做温度表。最简单的温度表是根据液体热胀冷缩的原理制作的。我们平常用的和医用的温度表制作比较简单。将一定量的液体（水银或酒精）密封在管径均匀、下端呈球形、内抽真空的玻璃毛细管之中，因管子内径极细，故温度有微小变化，液柱高度就有明显的升降。把这种温度表放在结冰的水中，将此时的液柱高度定为零度，再把它放在沸腾的水中（一个大气压），将这时的液柱高度定为 100 度，其间刻成 100 等分，即为我们常用的摄氏温标，记作“ $^{\circ}\text{C}$ ”。如果将水的冰点定为 32 度，沸点定为 212 度，中间划成 180 等分，这就是欧美常用的华氏温标，记作“ $^{\circ}\text{F}$ ”。

科学上常用一种开氏温标，又称绝对温标，记作“ K ”它的零度等于 -273.15 ，使用时，常取其近似值 -273 。摄氏温标与绝对温标的换算关系为：

$$C = K - 273$$

除了液体温度表外，还有材料制作的温度表，如金属片温度表、电阻温度表等等。

你知道哪儿是世界上最冷和最热的地方吗？

世界上最冷的地方在南极。整个南极洲，终年气候严寒。那里的常年平均气温为-25 左右，11月至次年3月为“夏季”，但气温仍在0 以下；4月至10月为冬季，气温达-50 ~ -60 。南极洲可谓是地球上气温最低的一个洲了。

不过，第一次正式获得世界寒极称号的地方是在北极。1885年2月，人们在北纬64度的奥依米康，测到了-67.8 的最低气温。1957年5月，位于南极极点的美国安莫森—斯考脱观测站，传出了一个惊人的消息，那里的最低温度降到了-73.6 ，因而世界寒极由北半球转换到南极去了。后来，在1967年，挪威的科学工作者在南极点附近记录到的气温为-94.5 ，成为迄今最低的温度。

那么，地球上最热的地方在哪里呢？

我国新疆的吐鲁番盆地是有名的“火洲”。神话小说《西游记》里所描述的火焰山，就在那里。那里全年有三个多月平均气温在30 以上；一年中最热的7月，平均气温高达33~34 ，每天最高气温均超过40 。然而，这算不了什么。非洲的利比亚，曾达到58 的高温，这一记录至今未被刷新，称为地球上的“热极”。

大气湿度

大气中的水分，是从地表面蒸发而来的。水汽进入大气以后，由于它本身的分子扩散和气流的输送而分散于大气之中。大气“仓库”中的水汽多少，通常用湿度来衡量。含水汽多的大气，湿度大；含水汽少的大气，湿度小。大气的湿度就是指的大气的潮湿程度。

在一定温度条件下，一定体积空气中只能容纳一定量的水汽。如果水汽量正好达到或超过了空气能够容纳水汽的限度，这时的空气叫做饱和或过饱和空气。已经饱和的空气中，水不再蒸发，晾的衣服也干不了。

定量地表示大气中水汽含量的方法很多，常用的是绝对湿度和相对湿度。绝对湿度是指一定温度下空气中所含水汽的绝对量，以毫克/厘米³或克/米³为单位。相对湿度是空气中的实际水汽含量（绝对湿度）与同温度下的饱和湿度（最大可能水汽含量）的百分比值。它只是一个相对数字，不表示空气中湿度的绝对大小。它与温度有密切关系。

大气的能量

大气忽冷忽热，变化多端。那么，这种变化是怎么形成的呢？大气的能量又来自何处？

我们知道，太阳是一个极为炽热的气体球。其表面温度约摄氏10000度，中心温度估计有2000万度。太阳不断地把具有电磁能和高速粒子的辐射波向空间辐射。辐射是指物体以电磁波形式向外传递能量的一种方式。太阳以辐射的方式每秒钟向宇宙空间放射了相当于燃烧116000亿吨煤所产生的能量，地球仅能截获其20亿分之一。但是，这已足够维持地球上的一切自然过程。如果没有太阳能作为基本动力，大气中的一切物理现象和过程就难以发生；如果没有太阳送来的光和热，一切生物就不能生长发育和繁衍后代。所以，人们常用“万物生长靠太阳”这一句话来形容太阳的巨大作用和威力。

因此，太阳是大气中能量的主要源泉。

太阳辐射

太阳时刻以电磁波的形式向宇宙空间传递能量，其能量的放射形式和放射出的能量本身，就称为太阳辐射。太阳辐射所放出的能量，称为太阳辐射能，简称太阳能。

太阳辐射包括电磁辐射和粒子辐射。这两类辐射，都能到达地球大气，其中有些还能到达地球表面。对于地球大气来说，太阳粒子辐射总能量很小，只有太阳电磁辐射总能量的千分之一左右，而且，大部分太阳粒子，都不能进入地球的主要大气层内，这部分辐射能量是可以忽略的。我们在这里所说的太阳辐射，指的就是太阳电磁辐射。

电磁辐射又称电磁波，它是以光速作波状运动的一种能量。太阳是一个巨大的氢反应堆，这里的聚变使氢燃烧，并转变成氦，从而发射出电磁波，这就是太阳电磁辐射。太阳发射电磁波的本领很强，其波长范围极宽，短至几万分之一微米，长至 10 万米。太阳电磁波包括波长比 10^{-4} 微米还短的射线，波长为 $10^{-2} \sim 10^{-4}$ 微米的 X 射线，波长为 0.01 ~ 0.39 微米的紫外线，波长为 0.4 ~ 0.76 微米的可见光，波长为 0.76 ~ 100 微米的红外线，波长为 100 微米至数十厘米的微波，波长为数十厘米至 100 米的短波无线电波，波长为 100 ~ 1700 米的中波无线电波，以及波长为 1700 米至 10 万米的长波无线电波。太阳的能量，向宇宙空间的四面八方发射出去，地球截获的辐射能只是极微小的一部分，只有它的 20 亿分之一，然而它足以使整个大气运动起来。

测量表明，到达地球外层大气的太阳辐射能量约为 1368 瓦/米^2 ，或者是一平方厘米的面积，一分钟内获得的太阳辐射能量是 $1.95 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}$ 。这个常数，称之为太阳常数，其数值常不一致，变动于 $1.90 \sim 2.09 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}$ 之间。

太阳辐射先通过大气圈，然后到达地表，由于大气中的水汽、氧、臭氧、二氧化碳及一些固体杂质对太阳辐射有一定的吸收；空气分子、尘粒、云滴对大气有一定的散射和反射，使投射到大气上界的太阳辐射不能完全到达地面，所以在地球表面所呈现的太阳辐射强度比 $1.95 \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{分}$ 为少。一般说来，因反射和散射而折回宇宙空间的太阳辐射约占 43%，为地球表面和大气所利用的仅占 57%。在 57% 的太阳能中，有 14% 为大气直接吸收，其余的 43% 以直接阳光和散射光的形式到达地面。

地面辐射和大气辐射

我们知道，太阳辐射有 43% 被地球表面吸收了。那么，地球每天都吸收这么多的能量，温度是不是要越来越高呢？我们人还能不能生存下去？实际情况是：地球温度不会热得使我们生存不下去，也不会冷得把我们都冻成冰。这是因为地球吸收了太阳辐射的能量，同时它又通过地面辐射的形式把所吸收的太阳辐射能量释放出去。这两者大致相等，因此又叫收支平衡。

夏天，我们站在太阳底下活动，会热得汗流浹背，而到了太阳下山，就感到凉快。我们感到的只是直接的太阳辐射，而对地球辐射却毫无感觉。原来，我们所感觉到的太阳辐射，与地表吸收的太阳辐射一样，主要是太阳辐

射中能量最大的、波长较短的可见光辐射。而地球表面吸收太阳辐射后所释放出的辐射能量，却是另一种辐射，即一种波长较长、能量较低的辐射。地球保持辐射平衡时所需的平均温度约为 250K，它比地面的实际平均温度（约 300K）低得多，在这样的温度下，辐射能主要集中在 3~120 微米的波长范围内。显然，地面辐射的波长比太阳辐射的波长要长得多，因此，常把太阳辐射称为短波辐射，把地面辐射称为长波辐射。

地球表面所吸收的太阳能，以长波辐射的形式释放出去。释放出去的这些能量又跑到哪儿去了呢？原来，大气中含有许多水汽、二氧化碳，以及少量的臭氧、一氧化二氮和甲烷。这些气体，在吸收地面的长波辐射方面显得特别能干，它们几乎把 8 微米以下和 12 微米以上的长波辐射能量全部吸收了。在 4~70 微米这个波长范围内，只有中间很窄的一段（8.5~12 微米）的地球辐射穿透大气跑到宇宙空间去了，这一段就叫做“大气窗口”。在晴天，属于这一小段波长范围的地面辐射，可以不被大气吸收。气象卫星正是选用大气窗口的波长来作地面温度测量的。

地面发出的长波辐射，被上述提到的几种气体成分吸收后，又向四面八方发射出去，有的直接进入太空，有的仍射回地面。此外，大气中的云，既可吸收地面长波辐射，也可反射这种辐射。这些成分就像花房温室的玻璃窗那样，允许太阳辐射进来，但是，在相当程度上却能阻挡地面热辐射的散失，所以，人们形象地把它叫做“温室效应”。

大气对太阳短波辐射的吸收具有选择性，绝大部分的太阳短波辐射可以穿透大气层，直接到达地球表面，被地面吸收。又通过地面辐射的形式被大气吸收。从这个意义上讲，地球表面是大气的直接能源。大气吸收地面辐射后，温度升高，它也日夜不停地向外辐射，称之为大气辐射。大气辐射朝向四面八方，其中一部分外逸到宇宙中，一部分投向地面。投向地面的这部分辐射，因为刚好和地面辐射相反，所以又称它为大气逆辐射。大气辐射也与地面辐射一样，属于长波辐射。

大气逆辐射的存在使地面实际损失的热量比它以长波辐射放出的热量少一些，大气的这种作用称为大气的保温效应。有人做过这样的计算：如果没有大气，近地表面的平均温度为-23℃。但实际上近地表面的平均温度是 15℃，也就是说大气的存在使近地表面的温度提高了 38℃。

气温变化

气温的日变化

大气的热量主要来源于地面和长波辐射，地面一方面吸收太阳的短波辐射得到热量，另一方面又放出长波辐射失去热量，如果获得的热量比失去的多，温度就升高；反之，失去的热量比获得的多，温度就降低。也就是说地温的高低并不直接决定于地面当时吸收太阳辐射的多少，而决定于地面储存热量的多少。早晨日出以后，随着太阳辐射的增强，地面得到的热量多，温度升高，此时地面放出的长波辐射随着温度升高而增强，大气吸收了地面的长波辐射，气温也跟着上升。到了正午，太阳辐射达到最强。正午以后地面太阳辐射强度虽然开始减弱，但得到的热量比失去的热量还是多些，地面储存的热量仍在增加，所以地温继续升高，长波辐射继续加强，气温也随着不

断升高。到午后一定时间，地面得到的热量因为太阳辐射的进一步减弱少于失去的热量，这时地温开始下降。地面温度的最高值就出现在地面热量由储存转为损失，地面温度由上升转为下降的时刻。这个时刻通常在午后一点钟左右。由于地面的热量传递给空气需要一定的时间，所以最高气温出现在午后两点钟左右。随后气温便逐渐下降，一直下降到清晨日出之前地面储存的热量减到最小为止。所以最低气温出现在清晨日出前后，而不是在半夜。

气温的季节变化

地球上的天气并不完全受太阳条件所支配，还受到地球自身特点的影响。一方面，地球除了绕太阳公转 9.66 亿公里外，还以大约每小时 1,690 公里（在赤道）的速度，绕地轴作自西向东的自转。这种自转，决定了地球上的风和洋流的盛行方向，对天气的形成产生重要影响。另一方面，地球相对于它的绕日轨道平面是倾斜的，倾斜角是 23.5 度。地球的这种斜着身子旋转的特点，使日光照射到地球上任一地点的角度是有变化的，这也恰好说明了四季形成的真正原因。

有趣的是，地球上最宜人的时候并不在春分和秋分，最炎热和最寒冷的天气也不出现在夏至和冬至。这是因为太阳辐射加热地面、海洋和大气均需要时间，大气的冷却同样需要时间。这与地面附近气温的昼夜变化类似。一年时间内入射短波辐射能量，在夏至时最大，在冬至时最小；射出长波辐射能量在夏至后一个月达最大，冬至后一个月达最小。所以气温也在夏至和冬至后一个月达到最高和最低。同样，一年内入射辐射能量在春分和秋分时达到全年的平均值。射出辐射在春分和秋分后一个月达到全年的平均值，所以春分和秋分后一个月，那时的气温是全年中最宜人的。

上面所讲的射出辐射，是就陆地而言，或者说就地球上某一块大陆的中部而言。如果是海洋、岛上、沿海地区，情况就不一样了。在海上，一年中最高气温和最低气温不是出现在夏至和冬至后一个月，而是出现在夏至和冬至后两个月，即海洋上的气温以 8 月为最高，2 月为最低。其实，一天之内也有这个问题，最高气温和最低气温不是出现在下午 3 点钟和清晨，而是出现在更晚一些的时候。为什么？因为入射的太阳辐射穿透固体表面的能力，远不如穿透水层的能力强。深度在 200 米以内的水层，水温变化直接与入射的太阳辐射有关，只有超过 200 米深度才不明显。另一原因是，陆地的热容量远不如海洋的热容量大。

陆地和海洋对气温的调节

性质不同的地球表面，吸收太阳辐射的热量，除了都向大气射出长波辐射外，还以不同的热量传输形式向大气输送热量。例如，海洋和大陆，它们都有向大气输送热量的途径。

热量传输有三种方式，传导、对流和辐射。关于辐射，我们前面已讲了很多。传导和对流与辐射有一点明显区别，就是传导和对流必须依靠媒介来传送，而辐射不需要媒介。我们在日常生活中，经常能碰到传导的实例，当用铝制饭盒装热饭菜时，不垫手绢或毛巾之类的东西，就会烫得端不起来，等等。这种热量传送，要靠物质的分子运动来传递。金属类都是很好的热导

体，而地面和大气都是热的不良导体，所以通过这种方式交换的热量很少，与对流和辐射两种方式比起来，可以忽略不计。只有在考虑贴近地面层，特别在近地面几厘米薄的气层中的情况时，热传导才是重要的。

对流，是借助传热物质本身的运动或质点的运动来进行热量传输的。因此，它只能在液体或气体中进行。在对流过程中，运动着的物质携带它们在先前位置上所获得的热量，向新的位置传递。大气很易流动，所以对流是大气中热量传递的主要方式之一。通过对流，上下层空气互相混合，热量也就随之得到交换。

大气的热能主要来自地面，而地面情况有很大的差别。海洋和陆地，高山和深谷，高原和平原等，不同的地面情况，对气温的影响也不一样。其中海洋和陆地对气温的影响最大，它们是气温变化的调节师。

在相同的太阳辐射强度之下，海洋吸收的热量要比陆地吸收的热量多，这是因为陆面对太阳光的反射率大于水面。就平均状况而论，陆面和水面上的反射率之差约为 10% ~ 20%。换句话说，同样条件下的水面吸收的太阳能量比陆地吸收的太阳能量多 10% ~ 20%。

陆地表面的岩石和土壤对于各种波长的太阳辐射都是不透明的，所以陆地表面所吸收的太阳辐射只集中在表面薄薄的一层使得地表温度急剧上升，加强了地面和大气的热传递。而水除了对红色光线和红外线是不透明的以外，对于紫外线和波长较短的可见光线来说，却是相当透明的。因此水面所吸收的太阳辐射分布在较厚的层次，使得水温不容易升高，也就相对地减弱了水面和大气的热传递。例如砂所得的太阳辐射，传给空气的约占半数，而水所得的太阳辐射，传给空气的不过 0.5%。

另外，海洋还有别的输送热量的方式——蒸发。据计算，海洋每年有 333.424 立方公里的水蒸发进入大气，而每蒸发 1 克水需要 2400 焦耳或约 600 卡的热量，水汽把这个热量作为潜热带入大气之中，并在水汽凝结时再把这个热量释放给大气，对各地天气的形成作出了贡献。

由于上述几种原因，使得大陆受热快，冷却也快，温度升降变化大；而海洋上温度变化缓慢，使得海洋中年最高最低气温的出现比大陆延迟一两个月。

全球气温分布

地表附近的大气温度，基本上呈水平方向分布。影响气温分布的主要因素有三个，即纬度、地表性质和海拔高度。

纬度对气温的影响，反映了太阳辐射量的不同。除热带之外，随着纬度的增高，气温就下降。

海拔高度为什么影响气温呢？地球表面的陆地高低不平，但海水互相沟通，海面则保持在离心相同的距离上。以这个距离为起点，地球表面上不同地方高出海面的垂直高度，称为海拔高度。在地势低的地方，空气密度大；在地势高的地方，空气密度小。当一团空气垂直上升时，由于它本身密度比周围空气密度大，就要膨胀，向外作功，它就要消耗内能，如果没有外界能量作补充，这团空气只能降低自身的温度。当它的密度降到与周围空气密度相同时，它就趋于稳定，同时，它的温度也就下降到与周围的温度相同。所以大约每升高 1000 米，气温下降约 6.5^oC。山的海拔越高，它上面的温度也

越低。也正是这个原因，夏日炎炎时期，人们喜欢到山区避暑消夏。

地球表面性质对气温分布也很重要。以上已有讲述。

大规模洋流和气团对气温分布也有一定影响。来一次寒潮，短时期内气温骤降 10 以上并伴有大风是不稀奇的。来一次暖流，气温升高几度，也是常有的事。例如最突出的暖洋流和暖气团是墨西哥湾暖洋流和其上面的暖气团，使位于 60°N 以北的挪威、瑞典 1 月平均气温达 0 ~ -15 ，比同纬度的亚洲及北美洲东岸的气温高 10 ~ 15 。盛行西风的 40°N 处，在欧亚大陆靠近大西洋海岸，由于海洋影响，1 月平均气温在 15 以上；在亚洲东岸受陆上冷气团的影响，1 月平均气温在 -5 以下。大陆东西岸同纬度平均气温竟相差 20 以上。

由于上述几种因素的综合作用，整个地球表面的气温分布不是很均匀的，甚至是很复杂的。例如，在中纬度地区，气温的季节变化很大，特别是在北纬 40 度左右的北太平洋地区，季节变化最大，气温变化范围平均为 10 。总的说来，北半球气温的季节变化范围大于南半球，这是因为北半球陆地比南半球多的缘故。又如，地球上最高温度带并不位于理想赤道上，而是冬季在 5° ~ 10°N 处，夏季在 20°N 左右，这一带平均温度 1 月和 7 月均高于 24 ，故又称为“热赤道”。一个重要原因也是北半球的大陆比南半球多，还有一个原因就是冬季到夏季太阳直射点的位置北移，导致了“热赤道”的位置向北移动。

总之，大气中的热量，主要是来自地球表面的长波辐射，而地球表面发出长波辐射的能量又来自太阳的短波辐射。

大气的水分

大气中的水分是大气组成成分中最富于变化的部分。大气从海洋、湖泊、河流以及潮湿土壤的蒸发中或者从植物的蒸腾作用中获得水分。且不断地进行着水分循环，水分由下垫面蒸发变成水汽分布于大气中，在一定条件下凝结成云，然后又以降水的形式降至地面。在水分循环过程中，形成了各种复杂的天气现象，如云、雾、雨、雪、霜、露等。地球上的水分就是通过蒸发、凝结和降水等物理过程循环不已。

空气湿度

大气中水汽含量的多少，即空气潮湿的程度，用数量来表示称为空气湿度。在气象学上常用水汽压、绝对湿度、相对湿度、饱和差和露点来度量空气湿度的大小。

水汽压 (e)：空气中水汽所产生的分压力，称为水汽压。它是水汽压力的一部分，单位常用毫米汞柱或毫巴 (mb) 表示。温度愈高，空气中所能容纳的水汽量愈多。在一定温度下，空气中水汽达到最大含量时称为饱和。空气达到饱和时的水汽压称为饱和水汽压 (E)。饱和水汽压随温度的升高而很快地增大。饱和水汽压除与温度有关外，还与物体状态、蒸发面的形状、液体的浓度等因素有关。冰面的饱和水汽压比水面的小；凹面的饱和水汽压比平面的小，平面的又比凸面的小，随着表面曲率的增加，饱和水汽压增大。饱和水汽压又随溶液浓度的增加而减小，纯水的饱和水汽压最小。

绝对湿度 (a)：通常将空气中的水汽密度称为绝对湿度。它是以 1 米^3 空气中所含水汽质量 (克数) 来表示的。一般，绝对湿度很难测得，所以常用水汽压来间接表示绝对湿度的多少。当绝对湿度以克/米³ 为单位，水汽压以 mm 为单位， $t=16.4$ 时，绝对湿度和水汽压在数值上相等。

相对湿度 (T)：即空气中实际水汽压与同温度下的饱和水汽压的百分比。可用下式表示：

$$r=e/E \times 100\%。$$

相对湿度表示空气中水汽的饱和程度。在一定温度条件下，即 E 不变时，水汽压愈大，空气愈接近饱和。当 $e=E$ 时， $r=100\%$ 空气达到饱和，称为饱和状态；当 $e < E$ 时，即 $r < 100\%$ ，称为未饱和状态；当 $e > E$ 时，即 $r > 100\%$ ，而无凝结现象发生时，称为过饱和状态。

饱和差 (d)：在一定温度下，饱和水汽压和实际水汽压之差，称为饱和差。单位是毫米汞柱或毫巴。饱和差表示空气中的水汽含量距离饱和的绝对数值。一定温度下， e 愈大，空气愈接近饱和，当 $e=E$ 时，空气达到饱和，这时候 $d=0$ 。

露点 (c)：气温愈低，饱和水汽压也就愈小，所以对于含有一定量水汽的空气，在气压不变的情况下降低温度，使饱和水汽压与当时的实际水汽压值相等，这时的温度，称为该空气的露点温度，简称露点，单位用 $^{\circ}\text{C}$ 表示。实际气温与露点之差表示空气距离饱和的程度。如果气温高于露点，则表示空气未达饱和状态；气温等于露点时，则表示空气已达饱和状态；气温低于露点时，则表示空气达到过饱和状态。

空气湿度有周期性的日变化和年变化。绝对湿度的日变化一般可分为两种类型，一种类型与温度的日变化相似。最高值出现于温度最高时或稍后，即 14~15 时绝对湿度最大，而日出前最小。这种类型出现于大陆上秋季或冬季，气流交换较弱的情况下。另一种类型是绝对湿度的日变化有两个最高值与最低值。这种类型出现在夏季晴天地面受热最强时，日出前后绝对湿度最小，以后逐渐增大，到 8~9 时达到最大值，此后绝对湿度逐渐下降。至 14~15 时由于空气上下强烈交换和土壤上层变干，达到最小，以后又上升，到 20~21 时又出现最大值，这时空气交换微弱，蒸发仍然强烈，使近地层水汽含量增多，再以后又降低，直至次日清晨日出前后又达到最小。绝对湿度的年变化与气温的年变化一致。有一个最高值和一个最低值。最高值出现在蒸发强的七、八月份，最低值出现在蒸发弱的一、二月份。

相对湿度的日变化主要决定于气温。气温升高时，虽然蒸发加快，使水汽压增大一些，但因饱和水汽压增大得更多，结果相对湿度反而减小。温度降低时则相反，相对湿度增大。因此，相对湿度的日变化有一个最高值，出现在清晨，有一个最低值，出现在午后。

相对湿度的年变化，一般是夏季最小，冬季最大。但某些季风盛行的地区，由于夏季盛行风来自海洋，冬季盛行风来自内陆，相对湿度反而是夏季大，冬季小。

空气湿度对作物有很大影响，它强烈制约着农作物的蒸腾作用的强度。当湿度小时，蒸腾作用加强，若根部吸收的水分供不应求，使作物体内水分失去平衡，引起植株凋萎甚至干枯死亡。开花时的干旱，使作物授粉不良而引起落花、落果或造成籽粒不实。但成熟后期的干燥可以促使作物早熟，提高产品质量。收获期的干燥空气则有利于收获的进行和产品的贮藏。

蒸发和凝结

水有三态：固态为冰，液态为水，气态为水汽。夏天黎明，叶片上的晶莹露珠；冬天清晨，房瓦上的银色白霜；这些都是大气中水的不同状态。大气中的水究竟以哪种形态出现，主要取决于环境温度。

当温度升高时，液态的水分子能脱离液面跑到空气中去，成为水汽，这个过程叫蒸发。当温度高到一定程度时，固态的水也可直接变成水汽叫做升华现象。反之，当温度降低时，大气中的水汽含量超过该温度下的最大容纳量时，过剩的水汽就会变成细小的水滴从大气中分离出来，叫做凝结现象。当气温在零度以下时，过剩的水汽会直接变成冰晶，叫做凝华。

水从一种状态转化为另一种状态时，伴有吸收或释放能量的过程。汽态水所含的内能最大，而固态水所含的内能最小。1 克水蒸发为同温度下的水汽要吸收 597 卡的热量。反之、大气中的 1 克水汽凝结为水时会释放出与上述数字相同的热量。这种当温度不变时，单位质量的物体从一个相态转变到另一个相态（液体转变为气体或固体转变为液体）的过程中所吸收或放出的热量，物理学上称为潜能。水物质相变时的热量变化，对各种云系的发生、发展和消亡有着极其重要的作用，特别是对台风、雷暴等强天气系统的发展更是有着重要的影响。

影响蒸发的因素很多，最基本的因素是水源，即要有开阔水域、雪面、冰面或者潮湿土壤植被等。没有水源就不可能有蒸发，例如在沙漠中，实际蒸发几乎接近于零。

蒸发面的温度很大程度上决定了蒸发速度。蒸发必须消耗热量，在蒸发过程中如果没有热量供给，蒸发面就要冷却，使得蒸发面上水汽压降低，于是蒸发减缓或停止。

此外，饱和差（ $E - e$ ）、风速、蒸发面的性质和形状都对蒸发有一定的影响。

与蒸发过程相反的是凝结过程。即水由气态变为液态的过程。空气中的水汽凝结，首先要使空气中的水汽达到饱和或过饱和，同时还要有凝结核存在。

要满足第一个条件必须增加空气中的水汽含量，使水汽压增大，或降低温度，使饱和水汽压减小。要增加大气中的水汽含量，只有在具备蒸发条件，且蒸发面温度高于气温的条件下才有可能。在自然界中，如冷空气移至暖水面时，由于暖水面迅速蒸发，可使冷空气达到饱和。秋、冬早晨发生在水面上的烟雾现象，原因就在于此。又如雨过天晴，潮湿地面受日光照射后，蒸发加强而达到饱和。减少饱和水汽压的方法主要是降温。气温降到露点或露点以下时，就能达到饱和。自然界中，绝大部分凝结现象是产生在降温过程中的。大气中常见的降温过程有以下几种：辐射冷却、绝热上升冷却、与冷的地面接触而冷却等等。

大气中的水汽凝结除需要满足 $e \geq E$ 外，还必须有液体的、固体的或气体的微粒，作为水汽凝结的核心，这些水汽凝结的核心称为凝结核。实验证明，在纯净的空气中，温度虽然降低到露点以下，相对湿度超过了 100%，仍不能发生凝结，而在不干净的空气中，只要有少量的过饱和，就可有凝结现象发生。凝结核能促进凝结的主要原因，是凝结核吸附水汽分子的能力比水汽

分子之间的相互并合力要强。同时，凝结核的存在使水滴半径增大，曲率减小，从而使饱和水汽压减小，容易发生凝结。对吸湿性凝结核来说，吸水以后，形成溶液，使饱和水汽压减小，甚至当相对湿度接近 100% 时，就会有凝结现象发生。

地表面和大气中的凝结现象

大气中的水汽凝结现象是多种多样的，有在地面物体上形成的地面凝结物，如露和霜等。它们是降水的一种；有悬浮于空中的凝结物，就是云和雾；有从云中形成下降到地面的各种降水物，如雨、雪、雹等。

露和霜

清晨，当你漫步在田野里、树林间，你会看到草丛里、树叶上，露珠点点，晶莹透明。等你走到它旁边，会发现你的衣服不知不觉中已经弄湿了。

冬天早上，你起来开门，会看到地上厚厚的一层白色冰晶。你就知道今天早上的温度肯定比较低了。因为有霜。

那么，这个露和霜是从哪里来的？它们又是如何形成的呢？

在傍晚或夜间，地面温度开始下降，使贴近地表面的空气层也随着降温，当空气的温度降到露点以下，即空气中水汽含量过饱和时，在地面或地物的表面就会有水汽的凝结。若此时的地面温度在 0 以上，在地面或地物上就出现微小的水滴，称为露，若此时地面温度在 0 以下，则水汽直接在地面或地物上凝华成白色的冰晶，称为霜。有时已生成的露，由于温度降到 0 以下，冻结成冰珠，称为冻露，实际上也归入霜的一类。

露和霜形成的气象条件是晴朗微风的夜晚。夜间晴朗有利于地面或地物迅速辐射冷却。微风可使辐射冷却在较厚的气层中充分进行，而且可使贴地空气得到更换，保证有足够多的水汽供应凝结。

露和霜是地面水分的一个补充，但它们的量很少。在温带地区夜间露的降水量约相当于 0.1~0.3 毫米的降水层，但在许多热带地区却很可观，多露之夜可有相当于 3 毫米的降水量，平均约 1 毫米左右。露的量虽然有限，但对植物很有利，尤其在干燥地区和干热天气，夜间的露常有维持植物生命的功劳。例如，在埃及和阿拉伯沙漠中，虽数月无雨，植物还可以依赖露水生长发育。

霜和霜冻是有区别的。霜是白色固体凝结物，霜冻是指在农作物生长季节里，地面和植物表面温度下降到足以引起农作物遭受伤害或者死亡的低温。有霜时农作物不一定遭受霜冻之害。有霜冻时可以有霜出现，也可以没有霜出现。因此，我们要预防的是霜冻而不是霜。霜冻，尤其是早霜冻和晚霜冻（又称初霜冻和终霜冻）对农作物危害较大，应引起重视，并需采取熏烟、浇水、覆盖等预防措施。

雾

雾是悬浮于近地面空气中的大量水滴或冰晶，使水平能见度小于 1 公里的物理现象。形成雾的基本条件是近地面空气中水汽充沛，使水汽发生凝结

的冷却过程和凝结核的存在。近地面的大气层中的水汽压大于其饱和水汽压时，水汽即凝结或凝华成雾。

由于辐射冷却而形成的雾称为辐射雾。当暖湿空气移到冷下垫面上时形成的雾称为平流雾。这是最常见的两种雾。其中辐射雾有明显的地方性。我国四川盆地是有名的辐射雾区，其中重庆冬季无云的夜晚或早晨，雾日几乎占 80%，有时还可终日不散，甚至连续几天。所以重庆素有“雾都”之称。

城市及其附近，烟粒、尘埃多，凝结核充沛，因此特别容易形成浓雾。由于雾里含有一些尘埃杂质等，对空气有一定的污染，所以有雾的天气不易进行体育锻炼。雾对农作物有利的方面也有不利的方面。有利方面是可以形成水平降水，即雾滴沉积于枝叶上而形成降水；雾对作物的不利影响是持久的雾可减少日照，使近地层空气湿度很大，雾滴附于作物叶面上，造成病害传播蔓延的有利条件。

云

天空中有时白云朵朵，随风飘浮；有时云层密布，形成灰濛濛的一片；有时像丝缕状的薄纱，悬挂在高空，有时则像高山矗立，乌云翻腾，真是瞬息万变，千姿百态。

云是由大量小水滴和小冰晶组成的。云内温度高于 0 的区域，云滴由小水滴组成；而温度低于 0 的地方，云滴则由过冷水滴和冰晶组成；只有当温度低于 -20，云滴才逐渐由小冰晶组成。云滴直径一般为十几微米，这样大小的云滴在空中的沉降速度仅 1 厘米/秒左右，要沉降 100 米需要 3 小时，所以可长期飘浮在空中。在雷雨云中，因上升气流很强，甚至可以托住直径达几百微米的大滴，因此云滴直径平均达几十微米。

雾和云从本质上来说是相同的，都是由悬浮在空中的小水滴或冰晶所组成，所以在雾中行走，衣服和头发都会变湿。不过云飘浮在空中而雾却生成在近地层大气中。而且雾的形成条件也与云有所不同，雾的形态亦不如云那么丰富。在山区有时云和雾很难区别，例如从山脚下望半山为白云萦绕，而在半山行走于云中的人，却和在雾中一样。

云是怎样形成的？生活经验告诉我们，开水壶冒出的大量高温水汽遇到较冷的空气后，就凝结出小水滴而形成白雾。云也是由于潮湿空气团，在不断冷却过程中凝结出大量云滴而形成的。空气团的不断冷却则是通过气团的上升运动造成的，这时随着空气团上升，因周围气压降低而向外膨胀。由于将气团内储存的热能变成向四周膨胀的机械能，使该气团温度下降，空气团每上升 100 米气温下降 1。空气团在降温过程中，会出现水汽过剩，即水汽达到过饱和状态。这时过剩的水汽就会在诸如尘埃等凝结核上凝结成小水滴或过冷水滴，如果气温很低时，过剩水汽也会直接在冻结核上凝结成冰晶。冰晶形状以针状、柱状和片状为主，大量这样的小水滴和小冰晶等水汽凝结物，就组成了云块。

那么气团又是凭借什么力量抬升到空中去的呢？一般有三种抬升力。第一种抬升力是靠热力，就像燃烧时烟气滚滚向天空上升那样，这叫热力抬升。仲夏午后常出现的朵朵白云，就属此例。

第二种抬升力叫地形抬升。空气流动时遇到山坡就会沿着坡面向上爬行，当空气潮湿并上升到足够高度时，就会因降温冷却而凝结成云。

第三种抬升力是锋面抬升。冷、暖气团相遇时它们的倾斜分界面叫锋面。如暖气团势力强并向冷气团挺进，暖气团就会沿着冷气团的斜面向上滑升，从而形成范围达几百公里的大片云层。如势力强大的冷气团向暖气团挺进，冷气团就楔入暖气团底部，将暖气团抬起，于是也会形成大范围的云层。

云的千姿百态、瞬息万变是和云的形成密切相关的，气象上根据云的高度和云状等，把云划分为若干类，以便进行观测。按云的高度可分为低云、中云及高云三族；按云的外形特征、结构和成因，云又可划分为十二类（见下表）。

云的分类

云族	类别	拉丁文学名缩写	常见云底高度（米）
高云	卷云	Ci	7,000 ~ 10,000
	卷层云	Cs	6,000 ~ 9,000
	卷积云	Cc	6,000 ~ 8,000
中云	高积云	Ac	2,000 ~ 6,000
	高层云	As	
低云	积雨云	Cb	500 ~ 2,000
	层积云	Sc	500 ~ 2,500
	层云	St	50 ~ 500
	碎层云	Fs	
	雨层云	Ns	
	碎雨云	Fn	500 ~ 2,000
	积云	Cc	500 ~ 2,000

高云族

高云族包括卷云、卷层云和卷积云三类。它们是冰晶构成的，云体呈白色，有蚕丝般的光泽，薄而透明。阳光通过高云时，地面物体的影子清晰可见，云的高度一般在6000米以上。

卷云：卷云具有丝缕状结构，常呈丝状或片状，分散地飘浮在空中。卷云通常为白色无暗影，并带有丝一般的光泽。卷云出现晕的机会比较少，即使出现，晕也不完整。我国北方和西部高原地区，冬季卷云有时会下微量零星的雪。卷云云层较高，因此它在早晨最先被阳光照射，而傍晚最迟变暗。在日出以前和日落以后，卷云常呈鲜明的黄色或红色。地平线的卷云总有些发黄。

卷云的种类很多。云丝薄而分散，形如纤细羽毛状的称为毛卷云；云丝密集，聚合成片的，称为密卷云；云丝平行排列，而且上端有钩或小云团的，称为钩卷云。钩卷云常产生在中、高纬地区低气压前面，它的出现，近期内将出现风雨，所以有“天上钩钩云，地下水淋淋”的谚语。如果钩卷云、毛卷云等逐渐消散，那是由于高空低压移出本地，又有“钩钩云消散，晴天多干旱”预兆未来晴天。

卷层云：呈乳白色的云幕，透过它能清楚地看出日月的轮廓，而且经常有日晕或月晕出现。晕是太阳或月亮的光线，经过高空中由冰晶组成的卷层

云时，由于折射，反射而形成的内红外紫的光环。卷层云通常是出现在低压的前部，在它的后面，就是造成降雨的高层云和雨层云。若低压的大风区经过本地，则会产生大风。有谚语曰“日晕三更雨，月晕午时风”。

卷层云中云幕薄而均匀，看不出明显结构的，称为薄幕卷层云；云幕的厚度比较均匀，云的丝缕结构明显的，称为毛卷层云。

卷积云：白色鳞片状的小云块，这些云块常成群地出现在天空，看起来很像微风拂过水面时引起的小波纹。卷积云常由卷云和卷层云蜕变而成。

中云族

中云包括高积云和高层云二类，其高度通常在2,000~6,000米之间。高层云由水滴和冰晶混合组成。高积云有时和高层云一样，单由水滴构成。中云比高云浓度大得多，厚的能遮住阳光，有时还可能降雨雪。

高积云：白色或灰白色的薄云片或扁平的云块。这些云片或云块有时是孤立分散的，有时又聚合成层。成层的高积云中，云块常沿一个或两个方向有秩序地排列着。高积云可同时出现在不同的高度上，透过高积云看日月时，常有内紫外红的彩色光环。高积云的种类很多，其中云块较薄，个体分离，从间隙可见蓝天或高处云层的，称为透光高积云；云块厚大，排列密集，阳光难以透过的，称为蔽光高积云；云块像豆荚，孤立分散于天空的，称为荚状高积云；云块底部平坦，而顶部突起，类似远处城堡的，称为堡状高积云；云块个体破碎，像乱棉絮团的，称为絮状高积云；由积云顶部扩展而成的，称为积云性高积云。

高层云：呈淡灰色的云幕，看起来比卷层云厚而且浓密、出现时常布满全天。高层云可降连续或间歇性雨雪。高层云常由卷层云变厚或雨层云变薄而成。其中，云层较薄，厚度较均匀，透过它可以辨别日月位置，但其轮廓模糊不清，好象隔着一层毛玻璃，这种云称为透光高层云；云层比较厚，云底阴暗，能完全遮蔽日月，或云层的厚度不均匀，出现明暗相间的条纹，称为蔽光高层云。蔽光高层云有时可降小雨或雪。

低云族

低云族包括层积云、层云、碎层云、雨层云、碎雨云、积云和积雨云七类，其高度一般在2,000米以下。层积云、层云、碎层云、碎雨云和积云主要是由水滴组成。雨层云和积雨云经常由水滴和冰晶共同组成。低云都可以有降水，但只有雨层云和积雨云才有大量降水。

层积云：灰色或灰白色的云片、云块或云条。同高积云相比，这些云块的个体都比较大，结构比较松散，厚的部分比较阴暗。厚的层积云可降间歇性的小雨或小雪。层积云中，云块之间有明显的缝隙，透过缝隙可见蓝天或上面云层的，称为透光层积云；云块彼此密接，布满全天，犹如波涛汹涌的海面的，称为蔽光层积云；由积云或积雨云衰退后衍变而成的扁平云块，称为积云性层积云；在平坦的云体上有云塔突起的，称为堡状层积云。

层云：层云是灰白色、较均匀的云层，很低（几十至几百米），且厚度不大，像雾但不着地，常能将小山或建筑物的顶部淹没；当云厚时日、月光不能透过，当云很薄时，隔云看日、月轮廓清晰可辨，像白色玉盘。层云可

降毛毛雨或米雪。

碎层云：由层云分裂或浓雾抬升而形成。云块支离破碎，形状极不规则，随风移动明显。

雨层云：呈低而均匀的云幕，水平范围很大，常常遮蔽全天。由于其厚度很大，能完全遮蔽日月，故云底阴暗。雨层云有连续性降水或有雨幡（从云中落下的雨滴或雪花，在到达地面以前就被蒸发掉了）下垂。

碎雨云：低而破碎，随风飘移，形状多变，云体呈灰色或灰白色，常出现在降水云层的下面。

积云：积云是孤立垂直向上发展的云块，顶部成圆弧形或呈重叠圆拱突起，底部几乎是水平的，云体边界分明。当积云移至天顶时常是暗黑一大块，看不见圆弧形的顶与水平底。根据其发展的程度，可将积云分为三种：淡积云，云体扁平，个体不大，底部平坦，顶部呈圆弧形隆起，往往孤立分散在天空；浓积云，比淡积云高大，顶部圆弧形重叠，像菜花，底部阴暗；碎积云的云体破碎，中部稍有凸起，形状多变。

积雨云：又称雷雨云，云体浓厚庞大，垂直发展极盛，像耸立的高山。积雨云布满全天时，云底很像雨层云，也可能有雨幡下垂和碎雨云出现。但积雨云的云底较为混乱，颜色阴暗。伴随着积雨云经常出现雷电和阵性降水、冰雹等现象。

降水

降水是指从云中降到地面上的液态或固态水。常见的降水形式有雨、雪、霰、冰雹等。

降水虽然主要来自云中，但有云不一定都有降水。这是因为云滴的体积很小（通常把半径小于100微米的水滴称为云滴，半径大于100微米的水滴称为雨滴）。只有当云滴增长到能克服空气阻力和上升气流的抬升，并且在下降过程中不被蒸发掉时，才能降到地面。因此降水的形成，就是云滴增大为雨滴、雪花或其他降水物，并降至地面的过程。一块云能否降水，就意味着在一定时间内能否使一百万个左右的云滴转变成一个雨滴。

云滴增长的物理过程：降水发生的原因是由于飘浮的小云滴增大以后，不能再被空气或上升气流托住才下降到地面的。云滴的增大有两种过程：

水汽分子继续汇集在云滴的表面上，即由凝结方式增大起来；但是这种过程需要空气中的水汽压大于云滴面上的水汽压，如果云中有冰晶存在时，因为冰面的饱和水汽压比同温度下水面的饱和水汽压要小，因此，水汽便由液面向冰晶体上转移，而使其体积增大。大云滴的曲率小，饱和水汽压小，因此它比小云滴容易增大。

云滴相互碰撞合并增大其体积：云内的云滴大小不一，它们具有不同的运动速度，大云滴下降速度比小云滴快，因而大云滴在下降过程中很快追上了小云滴，大小云滴相互碰撞而粘附起来，成为较大的云滴，在有上升气流时，当大小云滴被上升气流向上带时，小云滴也会追上大云滴与之合并，成为更大的云滴。云滴增大以后，它的横截面积变大，在下降过程中又可合并更多的小云滴，犹如滚雪球一样，愈滚愈大。

云滴碰并增长的速度与云中的含水量、云滴的大小有关。云中含水量愈高，云滴大小愈不均匀，云滴的碰并增长愈快。

上述两种过程至始至终存在于云滴转化为降水的过程。观测表明，在云滴增长的初期，凝结增长为主，合并为次。当云滴增大到一定阶段后，凝结过程退居次要地位，而以合并为主。

降水的不同形式

降水按其外形可分为如下几种：

雨：为滴状的液体降水。水成云（由液态水滴组成的云体）内如果具备了云滴增大为雨滴的条件，并使雨滴具有一定的下降速度，这时降落下来的就是雨或毛毛雨。由冰成云（冰晶组成的云体）和混合云（水滴和冰晶共同组成的云）降下的冰晶或雪花，下落到 0 以上的气层内，融化后也成为雨滴下到地面。

雨按强度的大小，分为小雨、中雨、大雨、暴雨、特大暴雨。

长期的连绵阴雨或大雨和暴雨，使得短时期内出现大量降水，形成巨大的地表径流，淹没低洼地区，或江河泛滥，淹没大片土地，致使作物被淹死，农产欠收，给国家带来巨大损失。这就是所谓的水涝天气。在我国常出现“南涝北旱”或“北涝南旱”的情况。如华中地区梅雨期持久，降水多，则长江流域水涝，而华北、东北地区却干旱无水。

抗旱防涝的最好措施是大力兴修水利。如建造大、中、小型水库，营造水土保持林、农田防护林等。我国许多地区在这方面都取得了显著成绩。

雪：是由冰晶构成的各种各样的固体降水，雪花的形状很多，有星状、柱状、片状等。但基本形状是六角形的。

雪花为什么多呈六角形，花样又如此繁多呢？这是因为冰的分子以六角形为最多，因而形成雪花多是六角形的。雪花形状的多种多样，则与它形成时的水汽条件有密切关系。由于六角形冰晶的面上、边上和角上的饱和水汽压不同，其中角上最大，边上次之，面上最小。当突有水汽压仅大于平面的饱和水汽压，水汽只在面上凝华，形成柱状雪花；当突有水汽压大于边上的饱和水汽压，边上、面上都有水汽凝华，就形成片状雪花；当突有水汽压大于角上的饱和水汽压，边上、面上、角上都有水汽凝华，就形成了枝状或星状雪花。

雪按照降水强度的大小可分为小雪、中雪和大雪。雨夹雪是融化的雪或雪与雨同时下降的降水。

雹：是表面为各种形状的冰块，直径介于 5~50mm，个别也有更大的，雹的中心是一个不透明的冰核，周围包着若干层透明的和不透明的冰壳。

冰雹天气是一种严重农业灾害性天气。它出现的范围虽小，时间又短促，但来势猛、强度大，并常伴随狂风暴雨，雹粒降落在作物茎、叶和果实上，引起很大的机械损伤。严重的冰雹能使处在开花期和成熟期的作物受到毁灭性的伤害，轻者减产，重者颗粒无收。

冰雹多发生在春末夏初季节交替时。目前人工防雹有两种方法，即催化法和爆炸法。催化法其原理和人工降雨一样，往冰雹云内加入大量碘化银微粒或食盐粉末，破坏冰雹的形成过程，使云内水分分散凝结成小冰雹或水滴，避免造成严重危害。我国许多地方在人工防雹上取得了一定经验和成果。

此外，降水还有霰等形式。

人工降雨：随着农业生产的发展，如何有效地人工影响局部天气，防御

不利的农业天气的出现，已是一个急待解决的问题。1958年，我国在吉林省用干冰催化降水进行大规模人工降水试验获得成功，以后，在全国广泛开展了人工降水试验。近年来，由于科学技术迅猛发展，引用了新技术，在云、雾、降水宏观微观结构的探测以及催化方法和技术、效果检验等方面都得到了很大发展。

人工降雨的原理主要有两方面。一方面，云是由很微小的水滴组成的，云滴的体积增长100万倍才能成为一个普通大小的雨滴。为了使云滴迅速长大，就要在云内首先形成一部分冰晶或大云滴，但是自然界中并不常常具备这种情况，所以，在不少情况下，有云而无降水。为此，就需要人为地向云中播撒催化剂，使云中能生成一些冰晶或大云滴，促使云滴迅速长大成雨滴而降落。使用的催化剂有多种，对于温度低于0℃的云层多用干冰或碘化银来“引晶”，叫冷云催化。对于高于0℃的云层，多用盐粉或氯化钙来引进大云滴，叫暖云催化。另一方面，云中降水量一般与云的体积成正比，所以通过大量引晶使云上部的过冷却水滴冰晶化，同时释放潜能，导致云中上升气流发展，增大云的体积和生命期，从而增加云的降水量。目前，虽然进行了大量地面人工降水试验，然而，飞机播撒催化剂仍是人工降雨试验的主要方式。

人工降雨对缓和局部地区的旱情起到了一定作用，为农业生产作出了贡献。但抗旱的最好措施还是兴修水利，营造水土保持林、农田防护林。

降水的表示方法

降水的表示方法有降水量、降水强度、降水变率等。

降水量：是指从空中降下来的液态水或融化后的固态水，在水平面上未经蒸发、渗透、流失所聚积的水层深度，通常以毫米为单位。雾、霜等凝结物称为水平降水，从云中降到地面的降水量和水平降水量之和，称为雨量。

降水强度：指单位时间内的降水量，单位为毫米/小时，或毫米/日。

降水变率：表示降水量的变动程度，有绝对变率和相对变率二种。

绝对变率：是某地实际降水量与同期多年平均降水量之差。绝对变率为正值时，表示比正常年份降水量多，负值表示比正常年份降水量少。因此，降水绝对变率表示某地降水量的变动情况。

相对变率：是绝对变率与多年平均降水量的百分比。为了便于不同地区进行比较，常采用相对变率：

$$\text{相对变率} = \frac{\text{绝对变率}}{\text{平均降水量}} \times 100\%$$

相对变率愈大，表示平均降水量的可靠程度愈小，发生旱涝灾害的可能性就愈大。

降水分布

降水的分布与大气的运动、气团和锋带的活动以及海陆分布等有密切的关系。其中，空气温度对高纬度地区和冬季大陆内部的降水分布很重要。因为空气温度限制了大气最大水汽含量。南半球没有像北半球那样的广阔内陆。南半球浩瀚的海洋增加了中纬度地区的平均降水量，45°S与50°N相

比，前者增加了约 1/3。

总之，由于上述因素的影响，降水的分布比气温分布要复杂得多。降水分布有三个主要特点：第一，有一个赤道降水最大值，其位置和热赤道一样略偏在北半球；第二，高纬地区的降水总量很小；第三，在副热带纬度是一个次低值，尽管副热带高压区是著名的干旱区，但在这个纬度中的大陆东岸的夏季，降雨量还是相当多的。

风，大气的运动

我们生活的环境，有时会有习习的凉风，有时候又会狂风大作，那么，风到底是什么呢？风事实上就是空气的运动。

风是怎样形成的

空气的流动形成风，那么，是什么样的力量推动空气流动的呢？

推动空气流动的是太阳。太阳照耀着地球，但是，太阳赐予地球的热量是分布不均的，当赤道正处在炎炎夏日，太阳当空照时，而地球的南北两极却是冰天雪地，温度只有零下几十摄氏度。正是由于太阳给地球的热量分布不均衡，使大气这部巨大的机器发动起来。

赤道附近所受的热量比较多，空气温度较高，大气受热膨胀，热空气上升，到高空后又向高纬度地区流去，并逐渐变冷，到南北纬度 30 度附近，向地面下沉；与此相仿，南北两极的冷空气下沉，向低纬度地区流动，同时，又逐渐升温，然后又上升，如此重复循环。在这两组由热力作用所生成的空气环之间是中纬度环，环内的气流一股追赶向上冲的极地环，另一股跟随向下沉的热带空气，好像一组反向运转的齿轮装置。

由于上述空气运动情况，全球各地逐渐形成了固定的气压带。在南北两极，气流下沉，形成稳定的极地高压区。在纬度 60° 附近，气流上升，产生了低压带。中纬度与热带交接处气流下沉，形成高压带，称为副热带无风带。靠近赤道的热带，气流上升，形成低压区，叫做赤道无风带。

这样，热带空气流向两极，两极空气又流向赤道。按照道理，我们全球所刮的风应该是一致的，但事实情况是，我们所处的环境，有时刮东风，有时刮西风，或其他方向的风，风向和风力都是飘忽不定的。这是因为，地球的自转，会产生地转偏向力，使空气运动发生偏转，北半球向右偏转，南半球向左偏转。再加上地球上各个地区地形不相同，有的山峦起伏，有的却是广阔的海平面，因而对气流产生进一步影响。尤其是在小地形和下垫面的综合作用下，使局部地区风况变得更为复杂。

风的测量

我们要详细描述风的情况，首先要知道风的方向和速度。

我国是个历史悠久的文明古国，很早就知道根据树枝或植物的叶摆动情况，来观察风。如把茅草或鸟翎等物吊在高杆顶端，用以观察风向。到了汉代又发展成测风旗和相风鸟来测定风向。测风旗是用绸绫之类做成的旗子悬挂在高杆的顶端，看旗的摆动判断风向。而相风鸟是一个特制的、很轻的鸟

形物挂在杆头，鸟的头部所指就是风向。

现在，气象台站业务使用的测风仪是电接风向风速仪。它由风向标、风杯和电动指示器三部分组成。风向标和风杯安装在室外较空旷的高处，用风向标测定风向，用风杯测定风速。电动指示器安装在室内，能随时显示当时的风向和风速。

风向是指风吹来的方向，因此来自东边吹来的风叫东风，而来自西边吹来的风叫西风。在实际生活中，风向通常用八个方位来表示：东、南、西、北、东北、东南、西南、西北。但在气象观察上，风向却要用 16 个方位来表示。

风速是指气流前进的速度。风速越大，风的自然力量也越大。所以，一般都以风力来表示风速的大小，风速的单位为米/秒、公里/小时或海里/小时。我国劳动人民很早就开始用目力来测定风速了。在《观象玩占》一书里，有这样的记载：“动叶十里，鸣条百里，摇枝二百里，落叶三百里，折小枝四百里，折大枝五百里，走石千里，拔大根三千里。”这里根据风对树产生的作用来估计风的速度。“动叶十里”就是说树叶微微飘动，风的速度相当于日行十里；“鸣条百里”就是树叶沙沙作响，这时的风速相当于日行一百里。这也许是世界上最早的风力等级了。

现在，国际上通用蒲福风力等级表。它是根据海岸渔船征象和陆地地面征象折算成相当于米/秒或海里/时的风速表。蒲福风级共有 13 个等级，它们是：

0 级无风	速 0 ~ 0.2 米/秒
1 级软风	速 0.3 ~ 1.5 米/秒
2 级轻风	风速 1.6 ~ 3.3 米/秒
3 级微风	风速 3.4 ~ 5.4 米/秒
4 级和风	风速 5.5 ~ 7.9 米/秒
5 级清劲风	风速 8.0 ~ 10.7 米/秒
0 级无风	风速 0 ~ 0.2 米/秒
6 级强风	风速 10.8 ~ 13.8 米/秒
7 级疾风	风速 13.9 ~ 17.1 米/秒
8 级大风	风速 17.2 ~ 20.7 米/秒
9 级强烈风	风速 20.8 ~ 24.4 米/秒
10 级狂风	风速 24.5 ~ 28.4 米/秒
11 级暴风	风速 28.5 ~ 32.6 米/秒
12 级飓风	风速 32.7 ~ 36.9 米/秒

在自然界里，强台风和龙卷风的风力都可超过 12 级，但因较少见，故不再具体规定级数了。

各式各样的风

由于地面地形地况，海陆分布不均，尤其是小环境的下垫面及其他地形因素的综合作用，会使局部地区的大气流动发生变化，也就会产生各式各样、千姿百态的风。

在海滨地区和较大岛屿上生活的居民，都有这样的经验：白天常有风从海上吹来，而到晚上，常有风吹向海洋。这种有规律的风，我们称它为海陆风。海陆风的形成是由于海洋和陆地的热容量不同造成的。陆地的比热较小，白天增温快，晚上冷却也快；而海洋的比热大，白天和晚上增温和降温都没有陆地快；变化不明显。于是，白天陆地上的空气膨胀上升，变成低压区，较冷和较重的空气从海洋流入陆地，补缺上升的较热空气，形成海风，到了夜间，陆地冷却得快，变成高压区，而海洋仍保持着与白天差不多的热量，海面上的空气增温上升，为陆地吹来的较冷较重的空气代替，于是就形成陆风。

海陆风的强弱与海陆温差有关。春末夏初，海水温度仍然很低，而陆地有明显的增温，这时，海风比较大。到了夏末秋初，海水温度比较高，而陆地，夜间辐射冷却显著，这时陆风比较强。

季节性海风，通常出现在上午 10~11 时，下午 2~3 时逐渐平息，晚上七八点钟全部消失，随后陆风开始增强，依此周而复始。天气越热，海风越强劲，吹得也越远。平均来说，海风在温带吹入内陆的纵深只有 15 公里左右，高度约 200 米；但在热带，海风可深入内陆远达 160 公里左右，高度达 1200 米。

与海陆风形成的原理相似，在山谷地区会出现一种日夜风向相反的山谷风。它是这样形成的：白天，太阳把岩石山坡烤得很热，比各地同一高度的空气热得多，产生上升气流。各地上空较冷较重的空气向下沉，这样就形成了从山谷沿山坡向上吹的谷风。日落后，山坡岩石冷却较快，比周围同高度的空气冷却得快，于是，谷地上空较暖的空气垂直上升，较重而较冷的空气顺山坡下滑，形成山风。长年累月的山谷风，会使生长在其风路上的树木变形。

还有一种地方性的风叫焚风，也叫钦诺克风，这是一种很强的阵性的干暖风，它发生在山的背风面。当气流沿着山坡上升时冷却，空气中的水汽凝结形成云雨降落，这样，空气中的水分含量相当少，这样的空气越过山顶时，往下沉，空气压缩增温，气温变得异常干燥。据统计，我国地处太行山东麓的石家庄地区，出现焚风时的日平均气温比平时高出 10℃。初春的焚风，可使积雪提前融化，有利于农田灌溉。夏末的焚风，会造成水果、粮食作物的早熟减产。强大的焚风，还容易引起森林火灾。

实际生活中，人们都有这样的体验：风在短时间内，风速会忽大忽小地变化，风向也会不停地左右摇摆。空气流动这种小范围和短时间的不规则变化，就叫湍流。我们经常看到烟囱里冒出一股股很不规则的烟团会慢慢地扩散开来；飞机飞行时会突然发生颠簸。这些现象都是由于大气湍流造成的。形象地说，湍流就是空气中流动的、大小不同的涡旋，如同水里的涡旋一样。大气中的湍流在近地面层有，在一二十公里的高空也有；在云中有，在无云的晴空万里的天气中也有。

风的作用

大气处在不断的运动之中，这也是大自然显示能量的一种主要形式。

对于风，人们最害怕的、最具破坏力的要数台风了。一次大台风的突然袭击可以造成人民生命财产的巨大损失。台风的强大风力能把参天大树和成

排的电线杆连根拔起，使建筑物倒塌，强风暴可以掀起巨浪，吞没猝不及防的渔船。

风，又可以把工厂排出的废气、有害气体和烟尘扩散得很远。强大的大气湍流又会使飞机失事，无线电通讯中断。

但风，又是大自然赐予我们的资源。风能是用之不尽，取之不竭的资源。如果整个大气圈以和风（每小时 32 公里）的速度运行，即在每一瞬间所作的功，就抵得上新安江水库的发电机日夜不停地运转几万年所产生的能量。我们可以在风力资源比较多的地方建立风力发电站，这是一种无污染的资源。有些地方，利用风能进行抽水灌溉。

也正是有了空气的运动——风，才使得地球上南北之间、上下之间的热量和水分得以交换，不同性质的气团得以互相接近，相互作用，制造出如此绚丽多彩、千姿百态的天气变化。

风，还可以促进植物、森林的生长。有些植物的种子就是依靠风来撒播四方的。

大气污染

空气是最宝贵的资源之一，由于到处都有，人们常不觉得其珍贵。

我们每时每刻要呼吸空气，一个成年人一天需要 13 至 15 公斤（10~12 立方米）空气，相当于一天的食物重量的 10 倍，饮水的 5~6 倍。据有关资料表明，一个人可以 5 周不吃食物，5 天不喝水，但缺空气 5 分钟就不行，而且需要新鲜空气。

20 世纪以来，在现代工业和交通迅猛发展的过程中，工业和人口高度集中，烟囱排出大量废气，汽车放出大量尾气，弄得城市上空烟尘滚滚，有时甚至恶臭难闻。40~50 年代，接连出现烟雾事件，严重危害人类的健康。近年来，人类呼吸道疾病和心血管疾病急剧上升，直接或间接与大气污染有关。

什么是大气污染

地球周围的大气，通常是由多种气体组成的混合物，同时还有水气和微粒，通常我们把这些由多种气体组成的混合物，称为干洁空气，也就是我们所说的清洁空气，或是新鲜的空气。

在清洁的大气中，也常含有固体和液体的微粒，但由于含量极少，对人类和环境没有什么影响，一般不作为大气的正常成分。如果大气中出现通常没有或很少的物质，它的数量、浓度和在大气中滞留的时间，足以影响到人体健康或动植物的生存时，那么大气就被这种微粒污染了。

实际上，我们周围的大气，既是人类赖以生存的氧的来源，又是人类活动过程中排入各种废气的稀释场所。然而，我们也知道大气不是无限的，它只存在于地球表面至高空百公里的范围内，它的总重量约为 6000 万吨，而且它的总量的 95% 集中于距地球表面十几公里的范围内，离地面越高，大气就越稀薄。由于大气的稀释，除大气本身的成分外，所含污染物是极其微小的。但是，污染物并不是与整个大气均匀的混合，所以，有的区域污染含量就很高，有的区域相对要少得多。如果污染物以十八亿分之几出现时，人们往往意识不到；若浓度以百万分之几出现时，我们的身体就会感到不适了。

所谓大气污染，就是指散播在大气中的有害气体及颗粒物，积累到大气自净过程中稀释、沉降等作用已不能再降低的浓度，在持续时间内有害于生物及非生物的现象。

大气由于本身的特征，区别于其他污染，有这样四个特征：

大气的总量是巨大的，其中污染物的存在相对来讲是极微小的，因此给污染物的测定带来了一定的困难；

大气中的污染物，由于大气的运动，如风的影响，所以它是随着时间、空间、气象条件的变化而变化的；

由于太阳光的照射，促使进入大气的某些污染物质产生光化学反应，生成二次污染物；

由于大气中污染物的凝集、蒸发以及重力等作用会使其浓度发生变化。

几个典型的例子

工业革命以来，随着世界人口的增长、城市的高度集中、工业的畸形发展、交通运输的现代化……正当人们为从自然界索取大量自然资源变为物质财富而感到沾沾自喜的时候，殊不知，与此同时，数以亿万吨计的废物，却正倾入我们生活的大气中。

本世纪 50 年代前，城市大气污染主要是由于烧煤所产生的烟尘及 SO_2 所引起的。50 年代以后，石油燃料的生产和消费急剧增加，仅 60 年代的 10 年内，国外石油产量就从 10 亿吨增至 21 亿吨。燃油和燃煤产生排入大气的 SO_2 量，每年超过 1 亿吨。近 30 年，发达国家汽车倍增，汽车的尾气引起光化学烟雾。空气污染的速度超过了大气本身自然净化的能力，温顺的大气开始向人类报复。

马斯河谷烟雾事件。1930 年在比利时马斯河谷工业区，因硫化矿冶炼厂、炼焦厂、化肥厂等排出的 SO_2 等有害气体及粉尘在大气中积累，当时 SO_2 的浓度高达 19~38ppm (23~100 mg/m_3)，引起几千人患呼吸道疾病，约 60 人死亡。

洛杉矶光化学烟雾事件。1942 年以来，美国洛杉矶不断出现光化学烟雾，这种烟雾是由大量的汽车排气形成的，有时滞留在市内几天不散，使许多居民患红眼、喉痛、咳嗽，甚至造成死亡。

迄今为止，大气污染造成最大的灾难，莫过于举世闻名的伦敦烟雾事件了。1952 年 12 月份，当时，伦敦连日大雾，无风，各工厂排出的煤烟粉尘和二氧化硫气体散不开，加上家家户户用煤煮饭取暖，从他们的烟囱中也不断向大气中倾注污物，黑烟废气愈积愈多。天气阴冷而潮湿，在近地面的冷空气上面形成一层暖空气，就像一个大碗死死地把整个伦敦给扣住了。二三天后，人们开始感到呼吸困难，咳嗽和嗓子疼痛，病人越来越多，全市各医院的病床全部挤满。烟雾事件历时 5 天，总共 4000 多人在烟雾事件中中毒死亡。1956~1962 年又相继发生同类烟雾事件，共死亡 2000 多人，这主要是由于烟尘比 1952 年减少了一半，从而使死亡人数也大为减少。

污染物和污染源

引起大气污染的原因有两个方面：一是自然原因，如我国北方的大风，刮起地面的沙尘；火山喷发，喷出的灰、二氧化硫等；森林起火，产生大量二氧化碳、二氧化氮、二氧化硫及一些碳氢化合物等。另一个是由人类活动造成的，如工业和交通运输等排出的废气以及家庭取暖和食用燃烧等。当前引起大气污染广泛而严重的是后一种污染。

大气的污染物，目前已被人们注意到的大致有 100 种左右。这些污染物大致可分为两类，一类是粉尘微粒，一类是气体污染物。几种主要的污染物见下表：

几种主要污染物质

污染物	包含内容
粉尘微粒	碳粒、飞灰、碳酸钙、氧化锌、二氧化铅等
硫化物	二氧化硫、三氧化硫、硫酸、硫化氢、硫醇等
氮化物	一氧化氮、二氧化氮、氨等
氧化物	臭氧、过氧化物、一氧化碳
卤化物	氯、氟化氢、氯化氢
有机化合物	碳化氢、甲醛、有机酸、焦油、有机卤化物、砷等

这些污染物当中，其中影响范围广，对人类威胁较大的主要是煤粉尘、二氧化硫、一氧化碳、碳化氢、硫化氢和氨等。全世界每年向大气排放的煤粉尘约 1 亿吨，二氧化硫 1.46 亿吨，一氧化碳 2.20 亿吨，碳化氢 0.88 亿吨，硫化氢 0.03 亿吨，氨 0.04 亿吨。

为了便于分析污染物在大气中的运动和扩散，常将污染物来源分为两类：固定源和流动源。固定源是指污染物从固定地点排出，如各种类型的工厂、尤其是火电厂，钢铁厂等等。流动源是指交通工具，如汽车、飞机、火车、轮船等。它们与固定源（如工厂）相比，都是小型的、分散的、流动的，但数量庞大，来往频繁。故排出的污染物总量也是非常可观的。

下面是几种主要大气污染物的发生源：

硫的氧化物：主要是二氧化硫和三氧化硫，主要来源是含硫煤、石油等燃烧时以及含硫金属矿物的冶炼过程中产生的。

氮氧化物：主要有一氧化氮和二氧化氮，它主要来自于高温燃烧过程。

一氧化碳：主要来源于矿物燃料的燃烧、石油炼制、钢铁冶炼、固体废弃物的焚烧以及各种机动车辆的排气。一氧化碳是排放量最大的大气污染物，据估计目前每年人为原因排放的量约为 2.2 亿吨，其中一半来自汽车的尾气。

浮游粒子：即大气中沉不下来的非气态物质，主要由燃烧及机械的原因引起。各种污染物和发生源的关系见下表

大气污染物与发生源

大气污染物发生的原因	发生源
人为原因	燃烧（热电站）：粉尘、烟、SO ₂ 、CO、H、C等 加热处理（冶炼、炉窑、硅酸盐制造）：粉尘、SO ₂ 、 烟雾、H ₂ S、HF等 开采（采矿、采石、选矿）：粉尘、烟 调制处理（食品工业、皮革工业、鱼品加工）：恶 臭 化学处理（化学工业）：粉尘、Pb、Be、As、烟 雾、SO ₂ 、SO ₃ 、NO ₂ 、HF、HS、HCl等 核处理（核电站、核爆炸）：放射性粉尘气体 交通运输（汽车、飞机、火车、轮船等）：烟尘、 CO、NO _x 、H、C、酸
自然原因	森林火灾、火山爆发、粉尘、烟雾、含硫气体

大气污染的危害

大气是人类赖以生存的必不可少的物质之一，人们一刻也不能停止呼吸空气，因此空气受污染，无疑对人体健康会带来严重危害。

大气中的二氧化硫、硫化氢、二硫化碳等污染物质，少量时有刺激性气味，使人咳嗽，引起呼吸道炎症，浓度高时会引起急性中毒。二氧化硫如遇空气中的水汽，可变成硫酸酸雾，它可以长期留在大气中，它的毒性比二氧化硫大 10 倍左右。近 20 年来，欧美各国及日本呼吸道疾病增加了 9 倍，这是因为人肺细胞面积为人体表面的 25 倍，且每人每天需要 10 ~ 12m³ 空气。因此，被污染的大气对人的呼吸道的危害是可想而知了。

大气中的飘尘能吸附煤烟中排出的致癌性很强的碳氢化合物，因而人长期呆在这种环境中，能引发肺癌。据调查，近 50 年来，英国肺癌的发病人数比过去增加了 40 倍。

大气中的一氧化碳是无色、无味的气体。人体吸入一氧化碳，跟血红蛋白结合，生成碳氧血红蛋白，它阻碍了氧气和血红蛋白的结合，因而，当大气中含有一定量的一氧化碳时，人接触时间一长，会感到头昏、头痛，甚至会引起人体死亡。

植物生长受大气污染的危害程度比动物严重得多，也敏感得多。这是因为人和动物吸入氧气进行气体代谢。众所周知，氧在空气中的浓度约为 21 %，但绿色植物吸入二氧化碳，二氧化碳在大气中的浓度是很低的，约为 0.03 %，与大气污染物的浓度相接近。因而植物与空气中有害物质的接触更为密切，危害也就更大。

污染物质对植物的危害，大多是通过叶表面的气孔，进入植物体内造成的。对植物危害较大的污染物有二氧化硫、氟化物、光化学产生的强氧化剂及乙烯等。二氧化硫会使植物的叶绿体遭到破坏，氟化物对幼芽、嫩叶影响较大，使叶片变成褐色枯死；乙烯对植物的危害是产生落叶、落果和偏向生长及使幼枝弯曲等现象。

大气污染对各种材料有腐蚀损坏现象。特别对金属制品、油漆涂料、皮制品、纸制品、纺织品、橡胶制品和建筑物等损害最大，随着大气污染加剧，损害越来越严重。

二氧化硫、硫化氢和氯气对金属材料有较强的腐蚀作用；硫酸烟雾及光化学氧化剂能使纺织品、纸张、皮革制品腐化破碎、涂料变质。据调查，欧美和日本的大城市居民每人每年因大气污染损失达 20~40 美元。在这些损失中，建筑物和涂料占 1/3，生活清洁费占 1/3，工厂设备、产品及材料腐蚀占 1/6，照明占 1/6。

由于工厂、交通运输工具以及千家万户大量烧煤、石油、天然气等，不断给大气增添人为造成的二氧化碳。据统计，每年化石燃料燃烧所致的二氧化碳达 150 亿吨之多，并且这个数字年年都在增加，这就造成了大气中的二氧化碳的含量，正以惊人的速度增长着。有人估算大气中的二氧化碳浓度 1860 年为 295ppm，1958 年为：313ppm，1971 年为 328ppm，到本世纪末将增到 375ppm。二氧化碳能透过太阳短波辐射，使之达到地面增温，但它却能吸收地球的长波辐射，这样，地面的长波辐射绝大部分被截留在大气中的二氧化碳内，不再逸入宇宙空间。大气中的二氧化碳由于吸收了地面的长波辐射，后温度升高，再以逆辐射射向地面，使地面温度升高，这就是我们平常所说的“温室效应”。据估计，本世纪末，世界地表平均温度将比现在升高 0.4~0.5。

另一个对气候影响比较大的污染物是粉尘。粉尘主要由于工厂、交通运输工具、家庭炉灶、焚烧垃圾等排放出来。据 1970 年估计，全球人为增加的粉尘量，每年平均约为 5.3 亿吨，占全球大气粉尘量的 1/3。一般认为，粉尘能把太阳辐射反射回宇宙，起遮阳伞的作用，因而也称“阳伞效应”。另外，粉尘也可作为凝结核心，促使周围水汽在它上面凝结，从而使云和雾相应增多，致使太阳光到达地面的热辐射减少，使地面温度下降。所以，粉尘和二氧化碳对气候的影响作用正好相反。

保护大气刻不容缓

要想清楚地描述我们的大气受污染的程度，太空宇航员是最有说服力的，请听他们是怎样说的：“我从空间观看地球，浓密的污染云雾正在使地球变成一颗‘灰色的行星’。我为我们地球的大气污染到如此程度而震惊。大气已经变得这么脏，大气污染正在扩散，向着所有大陆上空扩散；那污染云雾的高度还在上升、上升……”

因而，保护大气，已经刻不容缓。许多国家和地区已十分关注大气污染问题，并采取了许多措施。

大气污染防治到目前为止，主要经历了 3 个时期，60 年代以前，治理工作主要放在消烟除尘方面；60 年代以后，治理重点已转向解决二氧化硫的污染；最近，大气污染的治理中心转向对光化学烟雾的控制上。

建立污染监测站。监测是环境管理的基础，也是制订和修订环境标准、评价环境质量的依据。同时也是环境研究，特别是研究污染物在环境中迁移转化规律及其对环境质量的影晌的基本手段之一。许多国家已建立了空气污染监测站。英国共有这样的测监站 1500 多个，被监测的空气污染物主要有：二氧化硫、硫化物、悬浮颗粒、一氧化碳、二氧化碳、氮的氧化物、臭

氧、光化氧化物、光化碳氢化合物和粘粒等。

控制污染源是改善大气环境质量的最重要措施之一。据统计，至少有 80% ~ 85% 的固体颗粒可以在排出烟囱之前被屏蔽掉，静电沉降器甚至可截获 98% 的粉尘，一些有害气体，在未进入大气之前，可经过有害气体的净化方法，得到净化。我们知道化石燃料（如煤、石油）的燃烧，是造成大气污染的重要原因，因此，开发无害能源，改变燃料构成，革新能源利用设备，改进燃烧和烟气净化技术，是减少大气污染和提高能源利用率的重要途径。

现在，有些国家正在积极研制低成本的电动汽车和用氢气作燃料的汽车。在这种汽车没有普遍使用之前，许多国家规定了汽车排放废气的污染量。美国环保局早在 1975 年就规定，新生产的汽车行驶时排出的一氧化碳、碳氢化合物和氮氧化物，不得超过旧车的 10%。这种规定已经收到了极佳的污染控制效果。

造林绿化，是保护环境，净化大气，防止大气污染最有效的手段之一。森林，有一个美称叫做“天然的空气净化师”。它不仅可以调节空气温度、湿度、调节小气候，而且可以净化大气。林木可以吸收二氧化碳，放出氧气。通常，一公顷阔叶林，一天能吸收 1 吨二氧化碳，放出 0.73 吨氧气；生长良好的草坪，每平方米每小时可吸收二氧化碳 1.5 克。以成年人每日呼吸氧气 0.75 公斤，排出 0.9 公斤二氧化碳计，城市居民每人平均有 10 平方米林地或 50 平方米草坪，即可保持空气新鲜。

此外，植物特别是林木对烟尘、粉尘有很大的阻挡、过滤和吸收作用。因为林木树冠茂密，具有强大减低风速的作用，随着风速的降低，空气中携带的烟尘迅速下降；另外，树叶表面多绒毛，能分泌粘性油脂，吸附大量飘尘，林木好像天然过滤器过滤大气，经雨水冲刷后，又恢复其滞尘作用。有些林木还可吸收大气中的有害气体。一公顷柳杉可吸收 720 公斤的二氧化硫。柑桔吸硫可达到叶重的 0.8%。西红柿、扁豆等有很强的吸氟能力，1 公斤西红柿叶，可吸收 3000 微克氟；悬铃木、洋槐等对光化学烟雾产生的臭氧等具有很强的吸收能力。

国内外都在研究，筛选各种树木花草对有害气体的吸收作用和抵抗能力，以及绿化布局对空气净化作用的影响。近年来各国为防止大气污染，也都在相应地提高城市绿化定额，如日本计划每个市民增至 9m^2 ，英国 24m^2 ，美国 40m^2 ，我国各大城市也正在逐步扩大绿化面积，改善居住环境。

