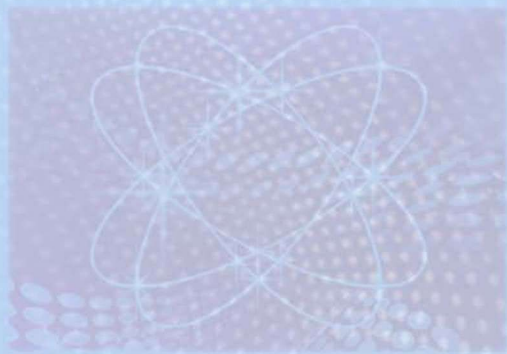


“农家书屋”必备书系·第3卷·农村科普常识之十一

气象知识

主 编 刘利生

副主编 余志雄



陕西科学技术出版社

“农家书屋”必备书系·第3卷·农村科普常识

之十一

气象知识

主 编 刘利生

副主编 余志雄

陕西科学技术出版社

目 录

太 阳	(1)
大 气	(1)
天气的形成	(3)
气 体	(3)
大 气	(4)
气 象	(5)
风	(6)
洋 流	(7)
云	(8)
露	(8)
霜	(9)
雾	(9)
雨	(10)
水和冰	(11)
雹	(12)
雪	(13)
风 暴	(14)
寒 潮	(16)
闪 电	(17)

雷 暴	(18)
洪 水	(19)
龙卷风	(20)
海龙卷	(21)
暴风雪	(22)
台 风	(23)
旱 灾	(26)
洪 涝	(27)
寒 潮	(29)
雷 电	(30)
酸雨的危害	(32)
温室效应	(34)
大气科学	(35)
天气的观察	(36)
天气预测	(42)
天气预报	(46)
气象观测	(47)
层 云	(50)
碎层云	(51)
透光层云	(51)
辐射雾	(52)
平流雾	(52)
上坡雾	(53)
层积云	(53)
积 云	(55)
淡积云	(56)

中积云	(57)
云 街	(57)
浓积云	(58)
积雨云	(59)
秃状积雨云	(60)
幞状积雨云	(61)
乳状积雨云	(61)
火成云	(62)
雨层云	(62)
飞 云	(63)
局层云	(64)
高积云	(65)
荚状高积云	(66)
鲭鱼云	(66)
絮状高积云	(66)
城堡状高积云	(67)
波浪形高积云	(67)
卷 云	(68)
卷积云	(68)
虹 彩	(69)
防雷电	(70)
防暴雨	(70)
防浓雾	(71)
防台风	(72)
空气污染指数	(72)
紫外线指数	(73)

气 候	(74)
气候控制	(75)
气候和大气	(75)
气候带	(77)
恒 温	(78)
干旱气候	(78)
真正的沙漠地带	(79)
亚热带湿润地区	(79)
地中海气候	(80)
温带气候	(80)
温带海洋气候	(81)
亚寒带气候	(81)
严酷的气候	(82)
极地(寒带)气候	(82)
地球上最冷的地方	(83)
高地气候	(83)
影响气候的因素	(84)
气候变迁	(84)
冰 期	(85)

太 阳

太阳,天气的创作者,在太阳系中心已经熊熊燃烧了几十亿年。在它的核心,温度高达 $270\,000\,000^{\circ}\text{F}$ 。无数氢核相互碰撞聚合,形成氦核并产生巨大的能量,其中的大部分以每分钟 $1.43 \times 10^{27}\text{J}$ (6×10^{27} 卡路里)热量的速度从太阳中被释放出来。

太阳释放的总能量中,地球仅仅得到其中的大约 20 亿分之一,部分原因是两个星体相距大约 93 000 000 英里 (150 000 000km),部分是因为地球表面积比较小。剩余的能量则散失在宇宙中。那些到达地球的能量,尽管很少,但足够加热地球,它维持了生命的繁荣,并为大气提供能量,形成我们所知道的天气。

地球吸收不同波长的太阳光谱,一些是来自可见光的短波能量,一些是植物通过光合作用生长所必需的紫外线能量。这种能量一旦被吸收,一部分就会被地表和在其上的所有物体反射回大气并进入太空。对太阳能的反射能力被称为反射率。

大 气

我们的气候形成于包围在地球周围的多层的大气结构之中。大气层的厚度为 600 英里 (996km)。与地球 7928 英里 (12 759km) 长的直径相比,大气就像对着台球呼一口气所形成

的薄雾一样。然而,在地球和对人体有害的太空之间,也幸好有这一层薄薄的大气层。大气层吸纳着我们生命所必需的氧气、水汽,防止地球被太阳发出的紫外线烤干。大气层也保护着地球,防止它遭受流星雨的袭击。每年,有数十万吨的宇宙碎片以某一角度进入大气层,但其中许多碎片都在大气层中跳跃(就像打水漂时,在水面上飞行的石头一样)。而另外一些则在大气层中烧毁了。月球,正是由于没有大气的保护,不断遭受宇宙碎片的袭击,形成了坑坑洼洼的表面。

地球的大气层由五大层构成,层与层之间有些有明显的过渡层。大气层没有外边缘——只是向外逐渐变薄,直到距地表 3 100 英里(5 000km)的地方,再向外则是真空了。

大气中原子间由于离得很远,所以很难相互碰撞,甚至在绕地球一周之后也不会碰到其他原子。这些原子以惊人的速度运动,温度高达 4 500°F。

贴近地表处,大气密度增大,气压随各大气层气体的增多而升高。在外逸层之下是电离层。

在电离层的底部,两气体分子之间的距离超过 0.5 英里(0.8km)。接下来便是中间层,由氮原子和氧原子组成。在这一层中,如果没有特殊的设备仍无法呼吸。

接下来是平流层。平流层含有能吸收来自太阳紫外线的臭氧层。在这一层中,不时的会出现一些高耸的云层,由于对流作用使得这一层很平静,适合于飞机飞行。

平流层通过对流层顶过渡到对流层。这一层顶距两极点 5 英里(8km),距赤道则增厚到 10 英里(16km)。99% 的气体分子都集中在最低的 19 英里(31km)范围内。在这个范围内,气体分子几乎每移动 1/300 万英寸(0.000008cm),就要和另一分

子碰撞,这些气体分子有氧分子、氮分子以及水汽、二氧化碳和其他一些气体。这些分子相互碰撞时所产生的能量不断地进行传递,从而产生了气流——风的来源,这正是全球的气候模式的根本原因。

天气的形成

在太阳开始散发光芒之后不久,太阳系的九大行星就产生了,每颗行星都被某种特定的大气环绕着。虽然这些大气产生于相同的基本元素,但不同的运行轨道和时间的推移产生了很大的差异。包围着水星的氦气层包含太少的分子以至于不能形成某种气候。最外层的行星是小冥王星,然而当它运行到离太阳较近时,它就有有一个由氮和甲烷组成的薄薄的大气层。然而当它运行到离太阳较远时,它的大气层却是一层静态的,不能形成气候的霜冻薄层。

气 体

被如此称谓的气体巨人——木星、土星、海王星和天王星,它们的大气主要由氢和氦组成的。木星的大气或许延伸到了它的核心(大约43 000英里即69 000km深)——虽然在大约600英里(1 000km)的深度,氢气压缩变成液态。越往深处气体变得越密集以致像金属一样。在晴朗的夜晚,能够看见木星上被称为大红斑的台风覆盖了三倍于地球面积的地区。在太阳系的

强风行星:土星和海王星上,旋转的台风也是如此猛烈——每小时1 200英里(1 900km)。天王星,完全倾斜到一边,有20年长的季节:当温度达到 -300°F 的大面积的寒冷的风暴爆发时,标志着春天的融化开始了。

大 气

即使在南极洲——地球上最干燥的地方,空气中也含有水分。如果空气是完全干燥的,将会有更多的从地表辐射的热量散失在太空中。值得地球上的生命庆幸的是,空气包含能很好地吸收能量的水汽。更值得庆幸的是,空气中的水汽能够持续不断地得到补充。在不断的循环中,水从陆地和海洋蒸发并聚集成云。然后产生雨、雪或其他形式的降水,其整个过程都是自我循环的。

空气有施加压力的重量。空气越多,重量越大,压力越强。空气的深度——大气层厚度,依据地球的地势而变化。在山巅处空气就比较少,因此大气压就比山谷中气压低。

气压还受温度的影响,温度的高低标志着分子运动的程度。空气分子不停地彼此来回运动,周围的任一分子都可能会碰巧与之相撞。这种撞击继而产生热量。因此气压越强——也就是说,有更多的分子彼此相互碰撞,空气温度就高。此外,运动的分子数量越多,为其所占据的空间就越大。所以,对于给定的同体积的暖空气和冷空气,前者含有的分子数量要少于后者。暖空气较小的密度意味着它比较轻,相对于密度较大,较重的易于下沉的冷空气而言更易于上升。

大气中的水分子在三种状态之间不停地来回转化:气态、液态和固态。雨从云中降落意味着更多的水分子脱离气态并形成小水滴(凝结),相对于水分子从小水滴状态进入气体状态(蒸发)。

这两个过程,凝结和蒸发,在我们周围空气中时时刻刻都在进行着,但因温度不同,进行的速度也会有所不同。例如,在一个晴朗无云、阳光灿烂的日子里,热量会加速蒸发的速度,防止空气中的小水滴存活太久。所以,返回水汽的水分子比以小水滴形式存在的水分子要多。空气冷却,蒸发的速度会下降直至蒸发的水分子少于凝结的水分子:在这一点上,我们说空气饱和,水汽通常会凝结成小微滴,形成云、薄雾和浓雾。

气 象

在气象图上,被标有一个“高”字的气团比周围的气团有一个较高的地面气压。低压气团则在气团相互磨擦和混合的空白处被找到(记住,“高”和“低”就如同“热”和“冷”,是相对的词)。一般说来,气团不是很容易就可以相互混合的。当密度差异很大的气团相遇时,它们之间的低压区通常发展成为极不稳定的区域,使气团间的过渡变得剧烈起来,形成狭窄的多雨地带,称为锋。

高压和低压受制于高空急流,而急流的形成又始于高压和低压。在地表,空气运动得相对比较慢,由于科里奥利效应呈圆周运动。

巨大的半永久性的低压气团和高压气团产生并引导移动的

气压系统。在一定地区它们对天气的影响占主导地位,它们的位置和强度随着季节的变迁而变化。在7月份这些气压系统的位置,而此时正值印度雨季。然而在1月份一个称作“阿留申”的低压区沿着阿拉斯加沿岸移动,在夏季则消失,再次引起亚洲风暴,并使其移至太平洋的高空,影响北美。类似地,使北美风暴移至亚热带大西洋上空,在冰岛加强形成低压(冰岛低压),重新进入欧洲。在这样的情况下,所有影响天气的物理因素——水汽、气压和气团正在同时发挥作用,造成巨大影响。

风

尽管空气看不见,虚无缥缈,但它却时时刻刻的存在着,它吹拂我们的脸颊,使旗帜飘扬,使船帆涨满,使云飘过天空。有时它却发出狂啸,就像在华盛顿山上,在那儿,1934年4月12日,山顶阵阵狂风,以每时232英里(373km)的速度被载入世界纪录。

当空气在旋转着的地球上空移动时,它就被称为风。地球的运动不是风产生的原因。大气自身与地球相伴,并围绕着地球旋转。是气压使空气处于运动状态。气压不均衡地分布在地球周围。为达到全球均衡,空气从高压地区移向空气密度较小的低压地区。这个运动以各种各样的形式体现,从夏季的和风到大陆季风,诸如印度季风。

气象学家通过标出压力绘制大气图。联接等压点的线称为等压线。它们形成类似地势图上等高线的同心圆或光滑的曲线,而且正如等高线表示河流流过地面的快慢一样,等压线则表

示了风吹动的强弱。等压线越密,压力梯度越大,风速就越大。在任何地方,这种现象都没有在地球气压梯度最大的地方效果明显:形成风速很大的急流。

洋 流

风对波浪的形成有很大的影响,但是它们也驾驭着世界上的海洋洋流。例如,当空气顺时针方向在太平洋高压周围运动时,它会沿着加利福尼亚海岸南下。沿岸的北风使水向南移动,但是受科里奥利效应的影响,近海的水会转向西。结果是深海的冰冷的营养丰富的水连续上升——有利于鱼的生息繁殖,但对游泳者来说是很糟糕的。这股冷洋流还产生了经常出现在旧金山海湾近海雾带。

在冬天,急流有时是形成在半永久性的副热带上空,并向极地方向发展,它把湿空气带进像南欧或美国海湾这样的地区。在热带高压地区,空气受科里奥利效应影响转向西,形成一股持续的风。这股风最初被命名为“贸易风”,是因为它曾经影响那些横越大西洋和太平洋向西方寻求财富的探索者和商人。“信风”完成了哈得来环流圈的环流。它们在部分雷雨地区的赤道附近辐合,被称为赤道低压槽或ITCZ(热带辐合带)。在这儿,空气上升到对流层顶部,又一次经过哈得来环流圈的环流。

有时风使它们自己的温度产生了异常。许多有着恶劣影响的暖风沿着山坡下滑。当在大盆地形成高压时,例如,南加利福尼亚的东部,温暖干燥的空气被迫穿过洛杉矶盆地附近的山脉。当它上升时,它会稍微冷却下来,然后,它会沿着背风坡快速下

沉,形成圣安娜风。当它到达低海拔地区时,会再一次被压缩而加热升温。最终的温度,有时接近 100°F,比在背风坡处最初温度要高得多。

云

云彩是空中的城堡——有时,又是花椰菜,是风中飘舞的少女的长发,是旋转的飞盘,或是毛绒绒的绵羊。尽管它们的形状千变万化,然而物质构成却是相同的——都是水和冰。同样情况下,大部分云是因空气的冷却或水汽的增加而形成的。它们的变化并非质变,而是由于我们周围的空气的无止境的流动。云揭示大气的工作状态。

大气中的所有空气都含水。但是水通常是看不见的,直到空气冷却到饱和状态,或者有更多的水分加入。气流上升是发生此种情形的最普通方式。在晴朗的天气中,一个地区会很好的吸收太阳光线,致使当地气温比周围地区高出 1~2°F。一个被称为热气流的隐形的气泡开始膨胀并上升。最终,它的空气饱和并开始凝结。一朵积云便诞生了。

露

在一个晴朗的晚上,地面因向上散热而冷却。到了早晨草叶和其他地面上缀有晶莹的水珠——露,在早晨时,草叶的温度低于露点温度,从而使空气中的水汽液化,直接凝结在植被上,

好像是附在一个巨大的气溶胶上一样。一些草坪每年可以通过这种方式,一滴一滴的收集到相当于2英寸(5cm)深的雨水。

霜

当地面冷却到冰点以下,大气中的水汽就会沉积成冰霜,如果玻璃窗达到足够的低温,窗玻璃内壁就会收集室内的水汽,形成纹路清晰的冰花。另外,在一个有霜的天气里,树干的底部可能会形成一个无霜圈。树叶和枝干吸收了下面反射上来的热量,并将其反射回周围的土壤中,从而使地表的温度得以保持,而霜无法在其表面形成。

当空气在散发热量的地面上空经历了一个漫长而又寒冷的夜晚而冷却后,它就会凝结成一种水平流动的层云,气象学称之为辐射雾。这种雾,裹挟着其所有在空气中生成的液滴,在距地面半英里(1km)或者更短的距离内,能见度递减。当轻拂的微风足以带动气流致使空气中的水汽能有效地与寒冷的地面进行热量互换和循环时,如果有太多的风,水汽就会分散。

雾

山谷之间能产生平流雾之类的浓雾,当密度较大的冷空气从山的侧面滑落继而垂悬在山谷或湖泊之上时,此种雾形成。当像这样的雾一旦形成于宽阔的加利福尼亚中部大山谷中,便在山谷上方的相对较温气流之下滞留数日。这种雾的厚度可达

1 700 英尺(500m),在白天里可能还会出现短暂的上升。只有延长了的强烈的日照才会使地面达到足够温度,使云消散。一种类似的地面空气的冷热转化促进了薄雾的生成,其中的气溶胶浓缩成雾一般的水汽,但是不能达到云彩中液滴的规模。潮湿的气溶胶能分散光线以至于干扰视线,但很少像雾那样使之透明。

并不是所有的雾都代表滞留的空气。雾在某处寒冷的地表上方凝结,然后再移至别处,或者当冷空气经过时,在水面上形成。海洋上的雾通常向内陆流动,尤其是在夏天,当气压笼罩着炎热的大地而引乘海风时。这种过程在华盛顿州的好望角造成每年长达2 500h的厚雾,而在纽芬兰和阿根廷则每年长达206d有雾。

雨

一场典型的降雨可在每平方英里(2.6m^2)的面积上降下大约200万加仑(8 000 000L)的水,这样的降雨量约为1英寸(2.5cm)。据查有些大暴雨可在很小的区域内产生非常大的降雨量。1977年8月1日在内蒙古木多才当下的一场大暴雨,在1h的时间内降雨量约达16英寸(41cm),每平方码(0.8m^2)面积上落下了约5亿滴雨。

除了雨滴的体积之外,雨的形成受到最不确定的大气交换过程之一——微粒间交换过程的影响。一个云层中的小水滴必须形成雨滴,通常约1/12英寸(2mm)大小,才能落到地面。只有一些持续时间较长的云层才能通过凝结产生足够大的雨滴。

事实上凝结只是形成雨滴的许多过程之一,在大部分的中纬度地区,雨滴是在含冰水混合物的普通稀薄云层中生成的。

水和冰

云团能在温度低达 -35°F 时含有液态水。当冰晶在小水滴周围形成时,这些小水滴就会失去水分。由于水汽对冰和水的饱和度有细微的差别,使这种条件下的水汽更容易沉淀在冰晶上而不是凝结在水滴上。当冰晶吸收水蒸气不断长大时,失水的空气通过从小水滴中吸收蒸发的水汽来弥补。几分钟后,每个冰晶冻成相当于 100 万个小水滴那么大,而云中的小水滴却不断缩小直至消失。

较大的冰晶降落下来并且经常同较慢、较小的冰晶发生碰撞。一连串的反应使原来冰粒的碎片形成新的冰晶。随着它们在较低处融化并变潮湿,这些冰晶便拼在一起形成雪花。当加速到每小时 20 英里(32km)时,雪花便融化形成雨滴。

最大的雨滴下降最快,在一个被称作并合的过程中,它并合了其他小水滴(在热带地区以及有时在其他地方,即使云团不含冰晶,这种小水滴的并合也足以产生雨滴)。当直径大到约 $1/15$ 英寸(0.5cm)时,空气阻力会把雨滴从紧缩的球形变成类似宽汉堡包的形状。最终空气阻力将大的雨滴扯碎,使之不能变得更大。从来没有云团能下泪珠状的雨滴。

天气预报者并不是总能预测出究竟是下雨还是下雪。高空的雪有时会在一股温暖的气流中融化,只是在地表附近重新凝结,产生叫做雨加雪或冰雹的冰粒。如果雨水温度降至零下仍