

主编：刘以林

中华学生百科全书

素质教育
必备的参考书



ZHONG

HUA XUE SHENG
BAI KE QUAN SHU

天气与气候



92
L11

中华学生百科全书

天气与气候

总主编 刘以林
本册主编 罗建军

北京燕山出版社

京新登字 209 号

中华学生百科全书

刘以林 主编

北京燕山出版社出版发行

北京市东城区府学胡同 36 号 100007

新华书店经销

北京顺义康华印刷厂印刷

787×1092 毫米 32 开本 250 印张 5408 千字

1996 年 12 月第 1 版 1996 年 12 月北京第 1 次印刷

ISBN7-5402-0491-5

印数:6000 册

定价:320.00 元(全 100 册)

《中华学生百科全书》编委会

主编 刘以林 北京组稿中心总编辑

编委 张 平 解放军总医院医学博士
冯晓林 北京师范大学教育史学博士
毕 诚 中央教育科学研究所生物化学博士
于 浩 北京师范大学物理化学博士
陶东风 北京师范大学文学博士
胡世凯 哈佛大学法学院博士后
杨 易 北京大学数学博士
袁曙宏 北京大学法学博士
祁述裕 北京大学文学博士
章启群 北京大学哲学博士
张同道 北京师范大学艺术美学博士
赵 力 中央美术学院美术博士
周泽旺 中国科学院生物化学博士

大气温度

- 三种温标..... (1)
- 气温、地温和水温的关系..... (2)
- 从赤道到极地..... (4)
- 冬暖夏凉与冬冷夏热的秘密..... (6)
- 高处不胜寒..... (7)
- 气温的周期性变化..... (8)
- 气温的非周期性变化..... (9)
- 气温的地理分布..... (9)

空气湿度

- 水汽压和相对湿度..... (11)
- 湿度的月变化和年变化..... (12)
- 水汽压的地理分布..... (13)
- 湿度与生产..... (14)

云

- 怎样划分阴晴..... (15)
- 云也是个大家族..... (15)

产生云的两个条件	(17)
看云识天气	(19)

雨和雪

雨雪何处来	(21)
对流雨	(22)
地形雨	(23)
锋面雨	(24)
台风雨	(25)
小雨、大雨和暴雨	(26)
地球上的多雨带	(27)
奇形怪状的雨和雪	(28)

风

风向与风速	(36)
空气运动的起动力	(39)
有趣的风压定律	(42)
大气环流	(42)
季风	(44)
海陆风	(46)

气候带

天文气候带与物理气候带	(47)
赤道气候带	(48)

热带气候带	(49)
副热带气候带	(49)
温带气候带	(50)
冷温带气候带	(51)
极地气候带	(52)

气候型

基本的气候型	(54)
大陆性气候	(55)
海洋性气候	(56)
季风气候	(57)
沙漠气候	(58)
草原气候	(59)
地中海式气候	(59)
苔原气候	(60)
冰原气候	(60)

气候变迁

大冰期与气候变化	(62)
第四纪冰期的气候变化	(63)
历史时代的气候变化	(65)
近代的气候变化	(67)
人类活动对气候的影响	(68)
气候变化对人类的影响	(70)

大 气 温 度

三种温标

一般说，温度表示物体冷热的程度，这只是从现象上说。从科学意义上讲，温度实际上是表示物体分子运动的速度，它反映物体内能的大小。当物体获得热量时内能增加，温度就升高；当物体失去热量时，内能减少，温度就降低。所以，物体温度的升降取决于外来热量的多少。物体的温度条件，还取决于该物体的比热大小。以同样多的热量给予比热大的物体，它的温度升高得少；而给予比热小的物体，它的温度升高就大。

用来测量温度的单位是度。经常使用的有三种温标。一是摄氏温标。它把在标准压力下纯水溶解和纯水沸腾的温度作为基点，把两个基点之间的距离分成 100 等分。纯水溶解的温度定为 0°C ，而纯水沸腾的温度定为 100°C ，它们之间每一等分称 1°C 。

水的溶解点相当于 32°F ，而沸点相当于 212°F 。所以华氏温标基点间的距离分成为 180 等分。

恺氏温标又称为绝对温标。在这个温标上，把干空气体积变成零的温度取为 0°K ，它相当于 -273°C ，水的融解点相当于 273°K ，而沸腾相当于 373°K 。

在气象学和人们的生活中，常用摄氏温标。但是在说英语的国家，如英国、美国、加拿大、澳大利亚和印度等国，多采用华氏温标。而在科学研究中，最好使用摄氏温标。

三种温标之间的关系是：

$$1^{\circ}\text{C} = 1\text{K} = \frac{9}{5}\text{F}$$

$$1\text{F} = \frac{5}{9}^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}\text{K}$$

如果要从一种温标换算成另一种温标。则可按下面的公式进行。

$$t^{\circ}\text{C} = \left(\frac{9}{5} + 32\right)\text{F} = (273 + t)\text{K}$$

$$s\text{F} = \frac{5}{9}(x - 32)^{\circ}\text{C} = \left[273 + \frac{5}{9}(x - 32)\right]\text{F}$$

$$T\text{K} = (T - 273)^{\circ}\text{C} = \left[\frac{9}{5}(T - 273) + 32\right]\text{F}$$

其中， t 、 x 、 T 分别表示摄氏温标、华氏温标和摄氏温标的数值。

气温、地温和水温的关系

人们通常用大气温度来表示大气的冷热程度，称为大气温度或气温。这是为了区别于土壤温度（土温）和水体温度（水温）来说的。如果不是为了这种区别，我们说温度，就是指气温，也不会造成人们误解。

因为大气的热量主要来自于地面，地面的性质和状况又有很大差别，海洋和陆地，高山和平原，沙漠和森林，潮湿

地区和干燥地区等等，不同的地面情况对大气温度的影响也不相同。

海洋和陆地的差别最有代表意义。例如，在某一纬度上到达地面的太阳辐射能量相同，可是结果并不一样。陆地上则剧烈升温，海洋上升温却十分和缓，为什么呢？仔细分析，至少有以下原因：

第一，陆地的反射率大于海洋水面。导致陆地实际吸收的太阳辐射比海洋少10%~20%，由于这个原因，陆地升温应比海洋大，而冷却则比海洋快。

第二，陆地对各种波长的太阳辐射都不透明，吸收的太阳辐射都用在加热很薄的陆地表面。水面虽然对红色光和红外线不透明，但对可见光其余部分和达到水面的紫外线都是透明的，这一部分辐射能量可以达到海洋的深层。

第三，岩石和土壤都是不良导体，传导到土壤下层的热量很少。水却相反，有很高的传导本领，得到的太阳辐射能很快地向下层传导。

第四，岩石和土壤不能上下左右流动，海洋上却有波浪、洋流和对流进行热量的水平输送和垂直交换。

第五，岩石和土壤的比热，小于水体的比热。岩石的比热约为0.8368焦/克·度；水比热是4.184焦/克·度。如果将4.184焦热量给1克水，温度可升高1℃；如果将4.184焦热量给1克岩石，温度可升高5℃。

第二到第五个原因，使陆地得到的太阳辐射只集中于表层，导致地面迅速而剧烈地升温，从而加强了地而和大气的感热交换。而水而则将太阳辐射的一部分向下层传播，使水温不断升高，传给大气的感热自然减少。

第六，海面有充足的水源供应，蒸发强烈，消耗了水面很多热量，使水温升不高，减少了空气的感热交换，但是热量多以潜热形式被带到大气中。感热是可以感觉到的热量，能立即使气温升高；潜热暂时不能升温，只有当水汽凝结时，才能释放潜热，加热大气。

由此可见，即使在同样太阳辐射条件下，地温和水温之间仍有很大差别。它们的大气热量交换方式（是感热还是潜热）和数量都不相同，从而产生天气和气候的差异。

地球上天气和气候的差异，并不仅仅发生在海洋和陆地之间，即使都在陆地上，沙漠和森林，荒地和农田，干燥地区和潮湿地区，山脉的向风坡和背风坡，阳坡和阴坡等等，天气和气候也不相同。但是，在一定程度上都与地面干燥或潮湿情况有关。相对干燥的地面更接近一般陆地表面情况，相对潮湿的地面更接近水面的情况，只是差别没有陆地和海洋对比那样突出罢了。

从赤道到极地

由于太阳辐射是随纬度增加而减少的，所以，就整个地球来说，气温是从赤道向两极递减的。不过这个规律往往受到其他因素干扰，在同一纬度上，温度并不一定相等。特别是在高纬度地区，海陆同的湿度相差很大。为了说明单纯的纬度对温度的影响，人们就以纬度平均气温来比较，办法是从各月与年等温线图上，求取每隔 10° 纬度面上等距 36 点的温度；然后加以平均，就可以得到各纬度的纬度平均气温。通常是计算 0° 、 10° 、 20° 、 30° 直到 80° 的纬度平均气温。这样做

的好处就是把纬度以外的影响互相抵消掉了，只剩下纬度的影响。从纬度平均气温看，气温随纬度增加而降低的规律就十分明显。例如，全年纬度平均气温（见下表），无论在南北半球，都是从赤道向两极逐渐降低的。赤道是 26.2℃，到纬度 55°附近变成负值，到极地都在 -20℃ 以下。不过有趣的是，地球最热的纬度并不是赤道，而是在北半球纬度 10° 的地方，这个纬度被称为“热赤道”。赤道只有在北半球冬季才是最热的纬度，到 7 月份，最热的平均气温已经移到北纬 20°。在南半球，因为海洋面积大，纬度平均气温随纬度增加而降低的规律更加明显。

各纬度的年平均气温和年较差

纬度		0	10	20	30	40	50	60	70	80
北半球	气温 (°C)	26.2	26.7	25.3	20.3	14.0	5.7	-1.0	-10.0	-16.7
	年较差 (°C)	0.8	1.1	6.4	12.7	19.1	25.1	29.8	33.0	35.3
南半球	气温差 (°C)	26.2	25.3	23.0	18.4	12.0	5.6	-2.0	-11.5	-19.8
	年较差 (°C)	0.8	2.4	5.4	7.2	6.6	5.4	10.8	21.4	25.0

气温的年较差是一年中最热月平均气温与最冷月平均气温的差值。从热赤道向两极年较差是增加的。西沙（北纬 16° 50′）年较差只有 6.0℃，漠河（北纬 53° 28′）却高达 50.0℃。这个特点与冬夏季太阳辐射的差值向极地增加有直接关系。不过南半球各纬度的年较差都比北半球小，这与南半球海洋面积远远大于陆地而积的情况有很大关系。

冬暖夏凉与冬冷夏热的秘密

我们已经知道海洋和陆地温度有很大差别。海洋对温度有很大的调节功能，当太阳辐射强的时候，海洋能吸收大部分辐射热。并通过海水内部的热量交换，将大量热量储存起来。当太阳辐射减弱的时候，海洋又能将储存的热量释放出来。所以，海洋与陆地相比，有冬暖夏凉的特点，陆地则是冬冷夏热，地球表面海陆分布很不均匀，北半球陆地面积比南半球约大一倍，海洋面积则比南半球小，所以，北半球夏季比南半球热，冬季比南半球冷。北半球夏季平均温度 22.4°C ，南半球只有 17.1°C ，北半球冬季平均温度 8.1°C ，南半球却有 9.7°C 。

在高纬度，大陆的影响冬季比夏季显著，冬季大陆降温剧烈，而夏季升温却不很大。例如，在北纬 40° 附近，沿海的天津1月为 -4.0°C ，向内陆到呼和浩特降到 -8.1°C （订正到海平面），共降低了 4.1°C ，而在7月天津是 26.4°C ，到呼和浩特升到 27.9°C ，只升高 1.5°C 。

在低纬度，大陆的影响夏季比冬季显著，夏季大陆升温剧烈，而冬季降温却不大。例如，在北纬 30° 附近，7月杭州气温 28.4°C ，武汉 28.8°C ，共升高了 0.4°C ，而1月都是 4.1°C 。海陆影响在各个纬度之间有不同效果，说明海洋对气温的调节作用，在不同纬度不同季节都不相同。

高处不胜寒

大气的主要热源是在地球表面，距离地面越远，气温就越低，气温随着高度增加而降低。难怪，宋朝苏东坡也发出感叹：“高处不胜寒”。在山地，不同海拔高度地点的气温也是随海拔高度降低的，不过在山地的测点与低处平原的测点都接近地面热原。为什么也会有这种温度差别呢？原因是山地凸出于自由大气中，高山上的温度除了受本身的地面热原影响外，还受到自由大气温度的调节作用。山越高，山地地面温度与自由大气温度的差值就越大，自由大气对山地气温的调节作用就越明显。例如，庐山比九江高出1132米，冬季1月平均温度却从 4.2°C 降到 -0.2°C ；夏季7月从 29.4°C 降到 22.5°C 。冬季降低了 4.4°C ，夏季降低 6.9°C 。我们把两个地点的温度差除以它们的高度差（以100米为单位），就得到它们之间气温的温度梯度，九江与庐山的温度梯度1月是 $-0.39^{\circ}\text{C}/100$ 米，7月是 $-0.61^{\circ}\text{C}/100$ 米。

温度梯度不仅随季节变化，而且随地形具体情况也有很大差异，例如，在秦岭北坡就小于南坡，北坡年平均温度梯度 $-0.45^{\circ}\text{C}/100$ 米，南坡却有 $-0.54^{\circ}\text{C}/100$ 米。主要原因是在冬季，北坡有冷空气经常聚集，减少了盆地与高山的温度差值。北坡冬季1月温度梯度只有 $-0.34^{\circ}\text{C}/100$ 米，而南坡处在冷气流的北风位置，1月仍有 $-0.54^{\circ}\text{C}/100$ 米，但在夏季这种情况并不存在，南北坡温度梯度都是 $-0.55^{\circ}\text{C}/100$ 米。

另外，由于自由大气的调节作用，高山上的温度年变化

和日变化也是随高度的增加而减少的，用最热月温度减去最冷月的温度的差值表示年变化，称为年较差。九江的年较差为 25.2°C ，到庐山就降到 22.7°C ，年较差不仅随高度减少也可因坡向不同而有差别。秦岭以北的西安年较差达 27.6°C ，到华山降到 24.2°C ，可是在秦岭以南的安康年较差只有 24.2°C ，与华山几乎没有差别。当然，这与安别纬度偏南，云、雾及降水较多也有很大关系。

气温的周期性变化

气温的日变化与年变化，是与太阳辐射日变化与年变化相联系的，是一种周期性变化。

从一天来说，气温一天中有一个最高值和最低值。日出后，随着太阳辐射增强，温度升高，由于地面热量传递给空气需要一定时间，所以气温的最高值出现在午后两点钟左右，随后气温逐渐下降，一直下降到清晨，在日出之前达到最低温度。最高温度与最低温度的差值，称为日较差，日较差也随纬度和季节有很大变化。这主要与正午太阳高度有关。在低纬度正午太阳高度大，太阳辐射日变化大，所以气温日较差也大，平均在 12°C 左右，西在高纬度只有 $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ ，夏季正午太阳高度比冬季大，所以夏季气温日较差也大于冬季。例如，长沙7月日较差为 9.0°C ，冬季1月只有 5.7°C 。地表性质对温度日变化影响很大，在热带，海洋上的气温日较差 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ，而在内陆常可达 15°C 以上，沙漠上常可达 $25\sim 30^{\circ}\text{C}$ ，山谷的气温日较差大于山峰，凹地的日较差大于高山，干燥地区大于潮湿地区。雨天和阴天气温日较差明显小于晴天，而

且很不规则。

从一年来说,气温的年变化也有一个最高值和最低值,但出现时间并不与太阳高度最高和最低值的时间(夏至与冬至)对应,而是要落后1~2个月。陆地落后较少,海洋落后较多。在内陆地区,7月最热,1月最冷;在海洋上或沿海地区,最热月是8月,最冷月是2月。最热月与最冷月的差值称为年较差。气温年较差是随纬度而增大的。海洋上冬暖夏凉,年较差比内陆小。沿海的天津年较差30℃,到内陆的呼和浩特增加到35℃。

气温的非周期性变化

气温的非周期性变化是指日与日之间的不规则变化,主要是由于天气变化引起的。寒潮暴发、冷空气活动、锋面移动、气旋活动等等,都可以引起气温的非周期性变化。“二、八月乱穿衣”,就是因为春、秋过渡季节,气温非周期性变化大的缘故。

气温的地理分布

气温在地球上的分布,以纬度、海陆分布和高度的影响最为突出。在纬度的影响下,气温随纬度升高而降低,同一纬度上的气温基本上是相同的。在海陆分布影响下,海洋性强的地方,冬天比同纬度温暖,夏天比同纬度凉爽;大陆影响强的地方,冬天可以把寒冷扩展到较低的纬度,夏天可以使炎热向较高的纬度延伸。大陆面积的大小,距海远近,盛

行气流是离岸风还是向岸风，海洋洋流的性质，都可以决定海陆分布影响的程度。例如，欧洲处于大西洋的东岸，沿岸有墨西哥暖流经过，又处在西风位置，所以冬季很温暖，夏季温度也不高。随着深入内陆，海洋影响逐渐减弱，而大陆影响逐渐增强。世界上的绝对最高温度（ 63°C ）出现在索马里境内；北半球最冷的地方出现在东西伯利亚身米亚康（ -73°C ），虽然距海都不远，但是不利的气流条件，使这些地方得不到海洋的调节，导致温度十分极端。世界最低温度 -90°C ，出现在南极大陆内部。我国漠河冬季最低温度 -52.3°C ，吐鲁番夏季最高温度 49.8°C ，都是在大陆内部地区。

在高度的影响下，山地和高原温度低于四周平原地区。例如，青藏高原冬季显得特别寒冷，1月温度都在 -10.0°C 以下，所以人们都称青藏高原为仅次于南极和北极的世界第三极。即使在夏季，青藏高原内部7月温度仍在 10.0°C 以下。

