

第二节 气温

【本节内容】

熟悉气温的温标表示方法以及三种温标之间的换算关系;熟悉空气增热和冷却的几种方式并会判断;掌握气温的日变化和年变化规律及气温日较差和年较差的影响因子。熟悉海平面平均气温的分布特征。

【案例导入】

假如气温上升 6 °C

近些年来,极端天气(狂风 12 级升到 17 级、暴雨、干旱、高温)多发,产生的原因很多,主要是源于环境污染排发量大及地球离太阳近的缘故,或是两种原因结合。按这样的速度,再有 2 200 年,地球气温就可达 350 °C。按全球平均气温计算,每百年增加 1.3 °C,再有 24 000 年,地球气温也可达 350 °C。在这个温度下,地上没有水源、植物绝迹、人类被迫在地下生存。无论用哪种算法,到时地球环境已无法让人类继续生存。

气温(Air Temperature)是表示空气冷热程度的物理量,是与我们日常生活有着密切联系的重要气象要素之一。气温既是天气预报的重要项目,也是预报天气的重要依据,大气中发生的许多自然现象和天气过程都与气温有关。气温是地面气象观测的常规要素之一。空气温度记录是一个地方的热状况特征的重要表现,在理论研究、国防与经济建设的应用上都发挥着不可或缺的作用。

因此,了解气温的变化规律,不论是对天气形势的预报还是对要素的预报都是十分重要的。

一、气温的观测和表示方法

天气预报中所说的气温,通常指的是在野外空气流通、不受太阳直射情况下测得的空气温度,由在植有草皮的观测场中离地面 1.5 m 高的百叶箱中的干湿球温度表测得(见图 1-6)。气温有定时气温(基本站每日观测 4 次)、日最高气温和日最低气温。通常气温一天观测 4 次,分别为 0200、0800、1400、2000(北京时)四个时次,部分测站根据实际情况,一天观测 3 次,分别为 0800、1400、2000(北京时)三个时次。

温度的度量单位或数值表示方法称为温标。常用的温标有三种,分别为摄氏温标、华氏温标和绝对温标。

1. 摄氏温标

摄氏温标是目前世界上使用较为广泛的一种温标,单位为摄氏度,用符号“°C”表



案例视频
假如气温上升六度



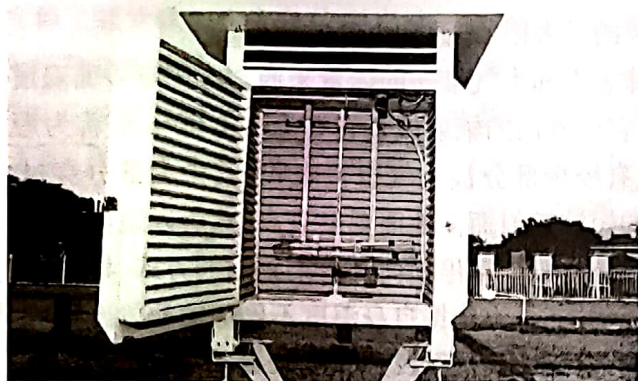


图 1-6 百叶箱中的干湿球温度表

示。用摄氏温标表示水的冰点和沸点分别为 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，摄氏温标多用于日常生活和实际业务工作中。

2. 华氏温标

美国等少数一些说英语的国家习惯使用华氏温标，单位为华氏度，用符号“ $^{\circ}\text{F}$ ”表示。用华氏温标表示水的冰点和沸点分别为 $32\text{ }^{\circ}\text{F}$ 和 $212\text{ }^{\circ}\text{F}$ 。

3. 绝对温标(开氏温标)

绝对温标又称热力学温度或开尔文温标，常用于热力学和统计物理学，单位为开尔文，简称开，用符号“ K ”表示。用绝对温标表示水的冰点和沸点分别为 273 K 和 373 K 。

摄氏温标和绝对温标之间的关系为：

$$K = C + 273 \quad (1-2)$$

华氏温标和摄氏温标之间的关系为：

$$C = \frac{5}{9}(F - 32) \text{ 或 } F = \frac{9}{5}(C + 32) \quad (1-3)$$

※ 自我检测 1: 通过不同温标关系换算 $14\text{ }^{\circ}\text{F}$ 、 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 分别为_____。

- | | |
|--|---|
| A. $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 283 K | B. $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 283 K |
| C. $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 -263 K | D. $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 263 K |



微博视频
气温和辐射

二、太阳、地面和大气的辐射

1. 辐射的概念

自然界中一切温度高于绝对零度的物体都以电磁波的形式不停地向外传递能量，这种传递能量的方式称为辐射。辐射不依赖于任何介质，它以光速向外传播。研究表明，物体的温度越高，放射能力越强，辐射出的波长越短；物体的温度越低，放射能力越弱，辐射出的波长越长。不同波长电磁波具有不同的物理性质，按波长可分为 γ 射线、X 射线、可见光、红外线和无线电波。任何物体一方面因放射辐射消耗内能使本身温度降低，另一方面又因吸收其他物体放射的辐射并转化成内能而使本身的温度升高。



2. 太阳辐射、地面和大气辐射的概念

气象学着重研究的是太阳、地面和大气的辐射。

太阳辐射是地球表面和大气唯一的能量来源。太阳是表面温度为 6 000 K、内部温度更高的炽热球体,它所放出的辐射波长在 $0.15 \sim 4.00 \mu\text{m}$,称为短波辐射。太阳的短波辐射通过大气,只有极少部分被大气直接吸收,其中大部分穿过大气投射到地球表面。地面吸收太阳的短波辐射而使地面温度升高,然后以地面辐射的方式传给大气,地球表面这种以其本身热量日夜不停地向外放射辐射的方式,称为地面辐射。同样,大气在吸收地面长波辐射的同时,也依据自身温度不停地向外放出辐射,称为大气辐射。地面和大气的温度约为 300 K,比太阳表面温度低很多,辐射能力弱。观测发现,地面辐射和大气辐射的波长为 $3 \sim 120 \mu\text{m}$,称为长波辐射(或红外辐射)。

大气辐射的方向既有向上的,也有向下的,其中向下那部分正好和地面辐射的方向相反,称为大气逆辐射(见图 1-7)。大气逆辐射是地面获得热量的重要来源,大气逆辐射的存在使地面实际损失的热量比地面以长波辐射放出的热量少一些,大气的这种保温作用称为大气的温室效应。例如,在阴天及有云的夜晚,大气中的水汽和水汽凝结物放射长波辐射的能力比较强,从而加强了大气的逆辐射,使阴天夜间气温高于晴夜。这种现象有时称为云的“花房效应”。

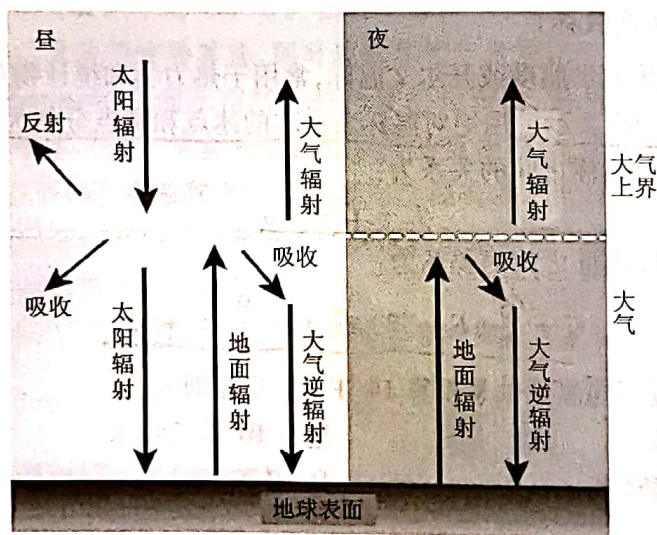


图 1-7 大气逆辐射

3. 地球-大气系统的热量收支

地球表面和大气之间进行着各种形式的运动过程,太阳辐射是维持平衡的主要源泉。图 1-8 是地气系统作为一个整体的年平均辐射平衡图。图中左边是太阳辐射的平衡过程,右边是地球长波辐射的平衡过程。

从图 1-8 中左边可见,如果把入射的太阳辐射作为 100 个单位,则有 20 个单位被平流层的臭氧、对流层的水汽、气溶胶和云所吸收,30 个单位被空气分子、云及地面散射或反射回太空,剩下 50 个单位被地面吸收。从图中右边可见,在被地面吸收的 50 个单位的太阳辐射中,20 个单位以地面长波辐射的形式进入大气,30 个单位则经过湍流



和对流以感热和潜热的形式传输至大气,在 20 个单位地面长波辐射中,14 个单位被大气吸收(主要是水汽和二氧化碳),6 个单位则直接进入太空。因此,对于大气而言,它吸收了 20 个单位的太阳短波辐射,14 个单位的地面长波辐射以及 30 个单位的感热和潜热形式的能量,再以长波辐射向太空发射,达到能量的平衡。由此可见,大气受热的主要直接热源不是太阳,而是地球表面,即下垫面,而太阳辐射是热量的初始来源。

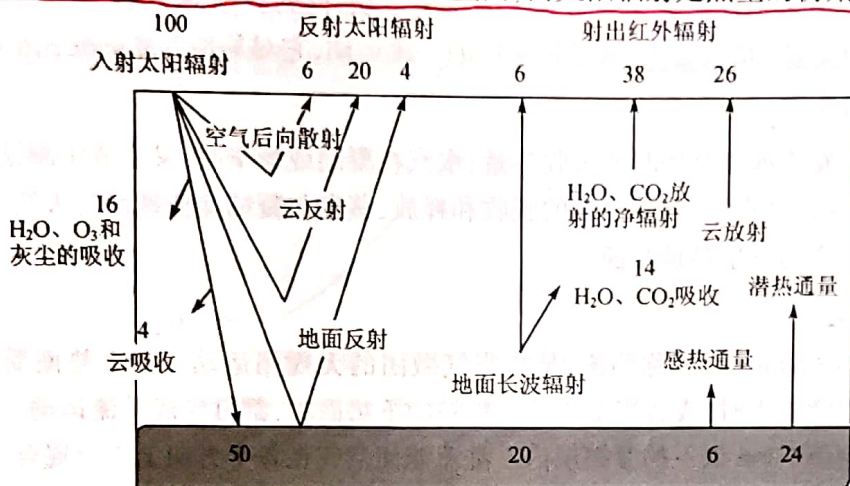


图 1-8 地气系统的年平均辐射平衡图

地面和大气因辐射而不断进行热量交换,在没有其他热量交换的情况下,辐射差额(辐射差额 = 收入辐射 - 支出辐射)决定了物体的升温和降温,辐射差额不为零时,表明物体收支的辐射能不平衡,会有升温或降温产生。研究表明,无论是南半球还是北半球,地气系统辐射差额在纬度 35° 处是一个转折点,在 35° 以下低纬度地区辐射差额为正, 35° 以上高纬度地区辐射差额为负,这说明高低纬度间必存在着热量交换,这种热量交换正是由大气的经向热量输送和海水的冷暖流交换来完成的。

※ 自我检测 2: 太阳、地面和大气辐射的强弱主要取决于_____。

- A. 组成成分 B. 热力性质 C. 物理结构 D. 温度高低

三、空气增热和冷却方式

空气温度的高低,实质上是空气内能大小的表现。当空气获得热量时,它的内能增加,气温就升高;当空气失去热量时,它的内能减少,气温就降低。空气不断与外界交换热量是引起气温变化的主要原因。交换热量的方式有以下几种。

1. 辐射(Radiation)

大气受热或冷却的主要直接热源是下垫面。白天,地面增温,低层大气吸收地面长波辐射使气温升高,再由大气辐射等作用将热能向上传递;夜间,地面因得不到太阳辐射而降温,地面辐射减弱,大气本身也因向地面放出逆辐射而使气温降低,从而形成昼暖夜冷的一般变化规律。可见,长波辐射是地面与大气之间交换热量的最主要方式。



2. 对流与平流

对流(Convection)是指空气在垂直方向上有规则的升降运动。例如,暖而轻的空气上升,冷而重的空气下沉补充,便形成了垂直对流运动。对流过程中上、下层空气互相混合,可使低层的热量传递到较高的层次。

平流(Advection)是指大范围空气的水平运动,同时伴有某种物理量的水平输送。例如,“南风送暖,北风送寒”就是指空气的平流运动,它对局地温度的变化影响甚大。

3. 水相变化

水在蒸发或冰在升华时要吸收热量;水汽在凝结或凝华时,又会放出凝结潜热。因此,在水相变化过程中,伴随热量的吸收和释放,蒸发与凝结能使地面与大气之间、空气块与空气块之间发生热量交换。

4. 乱流

乱流(Turbulence)又称湍流,是指空气微团的无规则运动。当下垫面受热不均匀的范围和程度较小时,或者当空气流经粗糙的下垫面时,都可形成乱流运动。它一般只发生在近地面1 km以下的摩擦层内。乱流能使空气在各个方向上充分混合,同时也就使热量、水分和微尘的分布趋于均匀。白天地面增热,乱流作用将热量由地面向上传送;夜间,乱流作用又将热量向下传送给地面,但强度比白天弱。例如,在有风的夜间,低层乱流较强,乱流作用向下传递热量,使夜间地面辐射失去的热量得到部分补偿,地面降温作用减小,因而地面气温比静风时要高些。

5. 热传导

空气与下垫面之间、空气与空气之间都可以通过分子热传导(Conduction)交换热量。但由于空气是热的不良导体,分子的热传导作用十分微小,通常不予考虑。

综上所述,局部地区气温的变化是多种物理过程综合作用的结果,只是具体情况要具体分析。通常,地面与大气之间的热交换以辐射为主,乱流和水相变化次之;各地空气之间的热交换以平流为主;上、下层之间的热交换以对流和乱流为主。

※ 自我检测3:下垫面与空气之间的垂直热量交换途径主要有_____。

I. 热传导; II. 辐射; III. 水相变化; IV. 对流; V. 乱流; VI. 平流。

A. I ~ V

B. I ~ VI

C. II ~ VI

D. II ~ IV, VI

四、气温随时间的变化

气温随时间具有一定的周期性变化,气温在一天中和一年中的正常变化规律,称为气温的日变化和年变化。“午热晨凉”“夏暑冬寒”是近地面附近气温变化的一般规律,而且越靠近地面的气层,这种变化越显著。气温随时间无固定周期的变化,称为气温的非周期性变化。

140
右;

与

度
本



微课程
空气增热和
冷却方式



(一) 气温的日变化

1. 气温日变化特点

气温在一天内出现一个最高值和一个最低值。陆地上气温最高值出现在午后1400左右(夏季1400—1500,冬季1300—1400);大洋上气温最高值出现在中午1230左右;无论陆地还是海洋,气温最低值均出现在日出前后(见图1-9)。

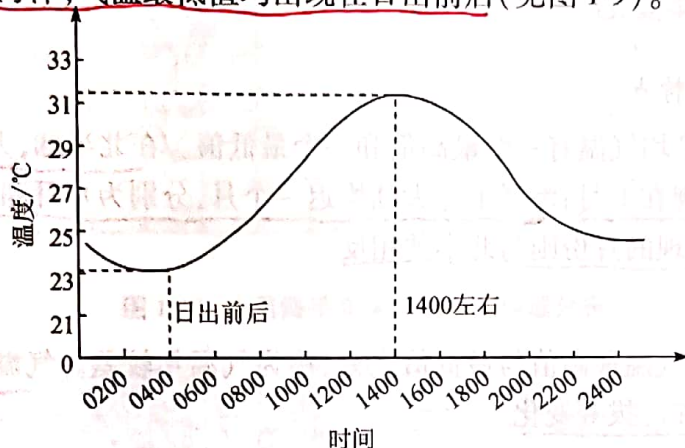


图 1-9 陆地某地气温日变化曲线

2. 气温日较差

一天中气温最高值与最低值之差,称为气温日较差。研究表明,气温日较差的大小与纬度、季节、下垫面性质、天气状况、海拔及地形等有关。

(1) 纬度

由于太阳高度角在一天中的变化在低纬地区大,因此气温日较差值低纬大,随着纬度的增加而减小。例如,热带地区平均为 12°C ,温带地区平均为 $8\sim 9^{\circ}\text{C}$,极地附近只有 2°C 。

(2) 季节

由于夏季太阳高度的日变化大于冬季,因此气温日较差夏季大、冬季小,这种随季节的变化在中纬地区最明显。

(3) 下垫面性质

由于海陆热力性质的差异,陆地上气温日较差比海洋上大得多,陆地上常在 $10\sim 15^{\circ}\text{C}$,其中沙漠最大;海洋上日较差只有 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$,大洋上则更小。

(4) 天气状况

晴天的日较差比阴天大。晴天时,白天太阳辐射强烈,地面增温强烈,夜晚地面有效辐射强降温强烈。阴天时,云层白天能阻挡太阳辐射,而夜间能减少地面辐射散失的热量,使差值减小。

(5) 海拔(地形)

海拔越高,气温日较差越小。低凹地(如盆地、谷地)的气温日较差大于平地,平地的气温日较差大于凸地(如山丘)。低凹地形处空气与地面接触面积大、通风不良、热量不易散失,并且在夜间常为冷空气沿山坡下沉汇合之处,加上辐射冷却,故气温日较



差大;凸出地形上部由于海拔高和方圆面积小的关系,气温受地表影响小而主要受周围空气的调节,白天不易升高,夜晚也不容易降低;平地则介于两者之间。

※ 自我检测 4:若只考虑纬度变化对气温日变化的影响,气温日较差较小的地区是_____。

- A. 极地附近 B. 副极地地区 C. 温带地区 D. 热带地区

(二)气温的年变化

1. 气温年变化特点

一年之内,月平均气温有一个最高值和一个最低值。在北半球,大陆上最高值出现在7月,最低值出现在1月;海洋上比大陆推迟一个月,分别为8月和2月。在南半球,最高值与最低值出现的月份则与北半球相反。

2. 气温年较差

一年中月平均气温最高值与最低值之差,称为气温年较差。气温年较差的大小随纬度、下垫面性质和海拔等变化。

(1) 纬度

气温年较差在赤道附近最小,随纬度的增加而增大,在两极地区最大。

(2) 下垫面性质

同纬度相比,气温年较差在海洋上小、陆地上大,从沿海向内陆逐渐增大。

(3) 海拔

海拔越高,气温年较差越小。

另外,尽管赤道地区年较差值很小,但一年中气温会出现两个高值和两个低值,时间分别为春分、秋分和冬至、夏至之后。

实际上,气温的变化并不像上述的周期性变化那么简单,有时也会表现出非周期性的变化。因此,实际气温的变化是这两个方面共同作用的结果,但总的看来,还是以周期性变化为主。

※ 自我检测 5:北半球气温最低的月份在大陆和海洋上分别出现在_____。

- A. 7月和8月 B. 1月和2月 C. 7月和1月 D. 1月和7月

五、气温的空间分布

1. 气温的水平分布——海平面平均气温的分布

气温的水平分布通常用等温线表示,图 1-10、图 1-11 分别表示订正到海平面后的全球 1 月和 7 月平均气温的地理分布。由全球海平面平均气温等温线分布的主要特征可以看出影响气温分布的主要因素及其作用。

(1) 赤道地区气温高,向两极逐渐降低,这是一个基本特征,表明太阳辐射增暖地面对气温的影响主要是由纬度决定的。



微课视频
气温变化规律



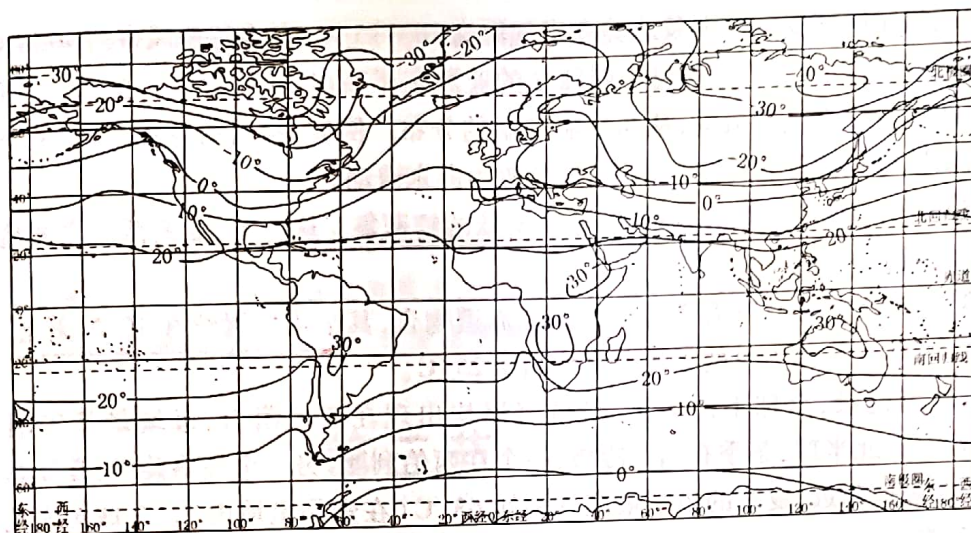


图 1-10 1 月海平面平均气温的地理分布

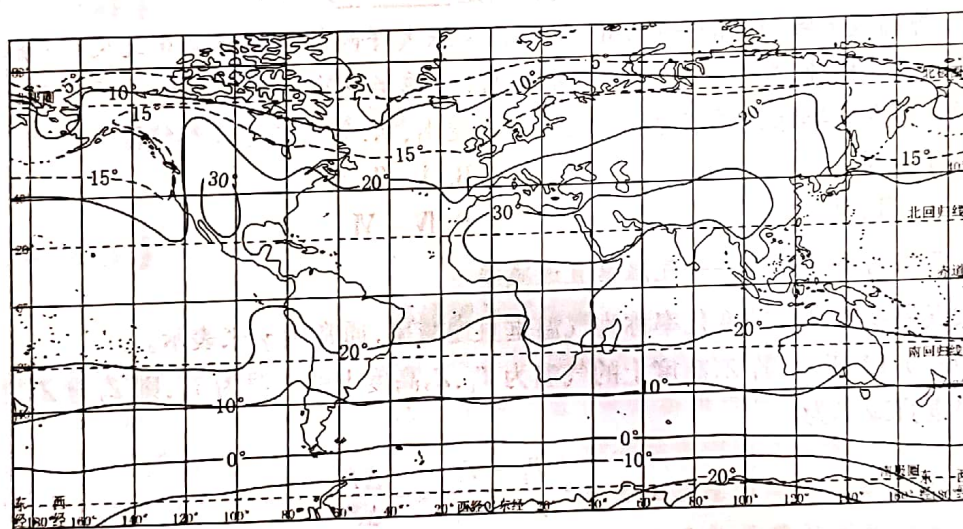


图 1-11 7 月海平面平均气温的地理分布

(2) 等温线大致与纬圈平行, 这点在南半球表现得更为明显, 在北半球, 等温线并不完全与纬圈平行, 其特征是: 冬季(1 月)等温线在大陆上(如欧亚大陆和北美大陆)凹向赤道, 海洋上(如太平洋和大西洋)则凸向极地, 尤其在北大西洋上墨西哥湾流所在处尤为突出; 夏季则相反, 是由于冬季大陆为冷源, 海洋为热源。这一事实表明气温的分布还受海陆分布、地表不均匀及洋流的影响。海面 and 陆面是两种热属性很不同的下垫面, 若吸收相同热量, 海面温度与陆面温度有显著差异, 海面变化平缓, 陆面变化剧烈, 主要原因有以下三点:

- ① 海水的热容量(1 cm^3 海水升温 1°C 所需热量)较大;
 - ② 海水具有流动性;
 - ③ 太阳辐射穿透陆地只限于表面薄层, 在海洋可达几十米。
- 值得说明的是, 由于北大西洋墨西哥湾流的影响, 位于 60°N 以北的挪威、瑞典 1 月



的平均气温比同纬度的亚洲及北美东岸气温高 $10 \sim 15^{\circ}\text{C}$ ；在盛行西风带的 40°N 处，欧亚大陆的西岸，1 月的平均气温比同纬度的亚洲东岸高出 20°C 以上。此外，一些高大的山脉能阻止冷空气的流动，从而影响气温的分布。例如，我国的青藏高原、欧洲的阿尔卑斯山脉等均能阻止冷空气南下，使其改为向东流动。

(3) 夏季半球的等温线较稀疏，冬季半球的较密集。这与冬、夏高低纬之间地面所接收的太阳辐射差不同有关。

(4) 地球上的最高气温带并不与地理赤道吻合，其平均位置约在 10°N 附近，称为热赤道，这里 1 月和 7 月的平均温度均高于 25°C 。

据观测记录，全球不论冬夏，最低气温均出现在南极附近，极端最低气温值达 -94°C 。在北半球，冬季有两个冷极，一个在西伯利亚，另一个在格陵兰；夏季最低气温出现在极地附近，夏季的极端最高气温达 63°C （在索马里境内）。全球年平均气温为 14.3°C 。

※ 自我检测 6：海平面平均气温分布的特点是_____。

I. 等温线大致与纬圈平行；II. 冬季北半球大洋西部等温线向东北突出；III. 冬季半球的等温线稀疏，夏季半球的则较密集；IV. 夏季半球的等温线稀疏，冬季半球的则较密集；V. 冬季北半球大洋东部等温线向西北突出；VI. 等温线不与纬线圈平行。

A. I ~ III

B. I, II, IV

C. I, III, V

D. IV ~ VI

2. 气温的垂直分布——气温垂直递减率

大气温度随高度的变化率称为气温垂直递减率，通常用 γ 来表示。

如图 1-12 所示，若 Z_1 高度上的气温为 T_1 ， Z_2 高度上的气温为 T_2 ，则 Z_1 与 Z_2 之间气层的温度直减率为：

$$\gamma = -\frac{T_2 - T_1}{Z_2 - Z_1} = -\frac{\Delta T}{\Delta Z} \quad (1-4)$$

根据公式，通常情况下，气温随高度升高而降低， $\gamma > 0$ 。有时会出现气温随高度增加而升高的现象，称为逆温，出现逆温的空气层称为逆温层。在逆温层内， $\gamma < 0$ ；在等温层内， $\gamma = 0$ 。逆温层和等温层能阻碍对流运动的发展，对天气变化有一定影响。

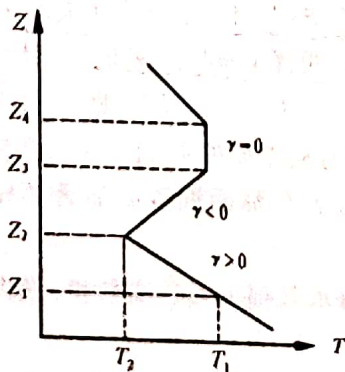


图 1-12 气温垂直递减率

