

漫谈气象(上)

留明 / 编

Explore Knowledge

探索文库·气象卷

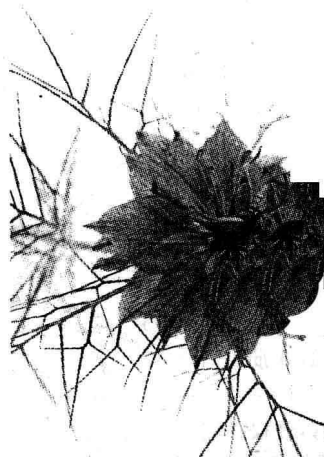


远方出版社

探索文库·气象卷

漫谈气象(上)

江苏工业学院图书馆
留明/编
藏书章



远方出版社

责任编辑:王顺义

封面设计:心 儿

探索文库·气象卷
漫谈气象(上)

编 著 者	留 明
出 版	远方出版社
社 址	呼和浩特市乌兰察布东路 666 号
邮 编	010010
发 行	新华书店
印 刷	北京旭升印刷装订厂
版 次	2004 年 9 月第 1 版
印 次	2004 年 9 月第 1 次印刷
开 本	787×1092 1/32
字 数	3900 千
印 数	3000
标准书号	ISBN 7—80595—955—2/G·325
总 定 价	968.00 元(全套共 100 册)

远方版图书,版权所有,侵权必究。

远方版图书,印装错误请与印刷厂退换。

前 言

20 世纪人类社会历史上的任何时代的发展都是无与伦比的。但是,人类教育的面貌和图景却至今尚未发生根本性的变革。正如联合国教科文组织亚太地区“教育革新为发展服务国际会议”的总结报告中所指出的:“课堂教学模式和学校的功能却依然故我。如果我们深入观察医生、工程师、建筑师的工作,可以发现其工作方式有了根本性的变化,而学校课堂仍更多地维持着本世纪初的框架。”

中央教育科学研究所阎立钦教授认为:“创新教育是以培养人的创新精神和创新能力为基本价值取向的教育。其核心是在认真做好‘普九’工作的基础上,在全国实施素质教育的过程中,为了迎接知识经济时代的挑战,着重研究和解决基础教育如何培养中小学生的创新意识、创新精神和创新能力的问题。”

在本世纪,我国教育工作者高高扬起创新的旗

帜,既是迎接知识经济挑战、增强综合国力的需要,也是我国教育一百年来自身发燕尾服的需要,更是弘扬人的本质力量的需要。

接受教育是以知识为中心的教育。“知识就是力量”是接受教育的名言,也是接受教育价值观的集中体现。长期以来,科学技术发展的相对缓慢,学校教育内容的相对稳定,为以知识为中心“接受教育”的存在提供了社会基础。

在编书的过程中,得到了一些专家和学者的大力支持和帮助,在此向他们的表示衷心的感谢。我们热切希望广大读者提出宝贵意见。

——编者



探索文库

·气象卷·

→ 录

→ 目



第一章 大气中的气团和锋.....	(1)
第一节 气团.....	(2)
第二节 锋的概念.....	(7)
第三节 锋面附近气象要素的分布	(10)
第四节 锋面天气	(14)
第五节 锋生和锋消	(18)
第二章 气旋和反气旋	(20)
第一节 气旋和反气旋的特征与分类	(20)
第二节 锋面气旋	(24)
第三节 中国的气旋活动	(32)
第四节 温带反气旋	(37)
第三章 副热带高压和青藏高原	(42)
第一节 副热带高压的形成	(42)

漫谈气象(上)



第二节	副热带高压的结构及其性质	(45)
第三节	副热带高压的位置和强度变动	(47)
第四节	副热带高压与天气	(48)
第五节	副热带高压与周围环流系统的关系及其预报	(50)
第六节	青藏高原	(53)



第四章	热带天气系统	(59)
第一节	低纬度天气气候概况	(60)
第二节	热带辐合带	(63)
第三节	东风波	(69)
第四节	赤道反气旋	(73)
第五节	热带云团	(77)
第五章	台风	(80)
第一节	台风——热带的大气涡旋	(80)
第二节	台风是怎样形成的	(88)
第三节	台风的结构	(96)
第四节	台风的路径	(99)



第一章 大气中 的气团和锋

大气中的锋天气系统之一。它的附近,空气运动比较活跃,若水汽充沛,常可形成广阔的云雨区,有时还会出现大风、雷暴和暴雨等剧烈的天气现象,对于工农业生产、航运和飞行等活动带来较大的影响,所以了解锋的性质及其活动规律是天气预报的一个重要课题。



漫谈气象(上)

我们若考察一下每天的天气图,就会发现,大气中的温度分布在水平方向上是不均匀的。常有一些等温线相对密集带。可看到从我国东北经河套到西北一带,有一个等温线密集带,水平温度差平均 $4\sim 5^{\circ}\text{C}/100$ 千米以上,而在此等温线密集带两侧,温度的水平分布较均匀。与此相对应的地面天气图上,在我国河套到东北地区为一次冷锋。人们把高空图上这个等温线相对密集带称作高空锋区,地面天气图上的锋线称为锋或锋面。把等温线密集带两侧温度水平分布较均匀的大范围空气块称为气团。下面分别介绍气团和锋的一般特征。



第一节 气团

气团是指水平方向上物理属性(主要指温度、湿度和大气稳定度)相对均匀的大块空气,其水平范围达几百千米到几千千米,垂直范围为几千米到十几千米。



一、气团的分类和天气

通常采用热力学分类法,即根据气团移动时与所经下垫面之间的温度对比或气团之间的温度对比来分类。据此,可分为冷气团和暖气团两类。

冷气团是指向着比它暖的下垫面移动的气团。这种气团使它所经之地变冷,而气团本身却逐渐增暖。因此,由于大气低层迅速增温,气温直减率增大,气层往往趋于不稳定状态,有利于对流性天气的发展。夏季,冷气团中一般水汽含量较多,常形成积云和积雨云,甚至出现阵性降水或雷暴天气。冬季,冷气团中水汽含量通常较少,这时多为少云甚至碧空,冷气团的天气一般都有明显的日变化。中午及午后,地面增温,对流易发展,常出现不稳定性的云和降水,风速也较大;夜间,地面气温降低,气层趋于稳定,不稳定性天气逐渐减弱,消失,风速减小;清晨,由于低层辐射冷却,还可能出现辐射雾。



暖气团是指向着比它冷的下垫面移动的气团。这种气团使它所经之地变暖,而气团本身却逐渐冷却,气温直减率减小,气层趋于稳定,有时形成逆温或等温层,不利于对流的发展。所以暖气团通常具有稳定性的天气特点。如果暖气团中水汽含量多,常形成很低的云层,如层云、层积云、并下毛毛雨、小雨或小雪。有时由于低层空气在冷的地表影响下逐渐变冷,会形成平流雾。冬季从南方海洋移入我国大陆的暖气团就具有上述天气特征。如果暖气团中的水汽含量较少,则一般形成多云或少云天气。暖气团中由于湍流不发展,所以风的日变化不明显。当然,各种气团的天气和气团活动季节、活动地区及其他条件有关,不是一成不变的。



如果依据气团之间的温度对比来划分,则把温度较高的气团称为暖气团,温度较低的气团称为冷气团。一般说来,这种划分方法和上述划分方法基本是一致的。因为通常在半球,自北向南移的气团不仅相对于地面而且相对于南方的气团来说,都是冷气团。而自南向北移的气团,不仅相对于地面而且相对于北方的气团来说,都是暖气团。

冷暖气团是相对的,也是可以转化的。如从北方移来的冷气团,在南移过程中,不断从下垫面吸收热量,从而不断增暖变性。此时,相对于从北方新移来的冷的气团而言,它又变为暖气团了。气团逐渐改变其性质的过程我们称为气团的变性。

气团也可按其产生的地理区域分类。一般有所谓北极气团(又称冰洋气团)、中纬度气团(又称极地气团)、热带气



团和赤道气团等几种,其中极地气团和热带气团又可按其来自海洋和大陆分为海洋气团和大陆气团等等。

二、气团形成的物理过程

了解气团形成时以何种过程取得下垫面的热力属性,对于分析气团的性质、气团属性的变化及它们对天气的影响是十分重要的。通常认为下列四种物理过程是产生地表与大气之间发生水分和热交换的重要形式:

1. 辐射

辐射是空气与地表、空气与空气之间产生热交换的主要形式之一。大气吸收的热能主要来自地表的长波辐射,大范围空气长时间停留在一个热力性质比较均匀的地表,就有利于通过辐射作用获得相对均匀的热力性质。对于形成于辐射作用强烈的沙漠地区、冰雪覆盖地域的气团来说,这种过程起着最重要的作用。

2. 乱流和对流

乱流和对流可以把低层空气所获得的热量和水汽带到空中,使较厚的气层都可以受到下垫面的影响,同时又使气团的热力性质更趋于均匀。

3. 蒸发和凝结

蒸发和凝结是发生在空气及地表的水相变化。由于水从液态通过蒸发变为水汽需要吸收汽化热,而水汽凝结成液态水也会释放凝结潜热,所以,蒸发与凝结不仅是空气与空气之间、空气与地表之间水分的交换方式,同时又是热量





交换的一种方式。这种水相变化过程直接影响气团的湿度特性,也对空气温度的铅直分布及稳定度性质产生影响。对于形成于广阔海洋上的气团,蒸发和凝结作用是个主要的物理过程。

4. 大范围的垂直运动

气压的铅直分布总是从地面向空中递减的。如果空气中存在大范围垂直运动,当气块作上升运动时,就会因体积膨胀而消耗内能,使气块本身温度降低;反之,当气块作下沉运动时,会因外界压力增大而收缩,使其内能增加,气块温度增高。这种大规模的垂直运动,对空气中水汽分布、水汽变化都会产生一定的影响,从而使气团的温度、稳定度发生相应的改变。

不过,并不是每个气团的形成都必须同时具备上述四种物理过程,也不是每一物理过程在不同气团的形成中都产生同等的作用。由于地表的性质不同,各种物理过程所起的作用也有主次之分。例如,形成于高纬度冰雪覆盖地区的气团,低层气温很低,气层稳定,不易发生乱流和对流,但地表辐射作用很强,所以辐射是最重要的过程。而形成于低纬度地区的气团,通常由于地表温度高、气层不稳定,因而乱流和对流作用就不能忽视。形成在广阔海洋面上的气团,水面的蒸发总是不停地在进行着,因此,蒸发和凝结作用对气团热力属性的影响就十分明显。通常对大范围的空气运动来说,垂直运动是很微弱的。因此,垂直运动的作用,只有在一定条件下(如存在于强大高压系统中的下沉运动)才会对气团属性产生明显的影响。





三、活动在我国境内的气团

活动于我国境内的气团，都为其他地区移来的变性气团。

冬季，主要有极地大陆气团和热带海洋气团。前者来源于西伯利亚和蒙古一带，我们称为西伯利亚气团。其活动范围很广，它常带来干而冷的天气。后者主要来源于副热带太平洋，我们称为热带太平洋气团。此气团在冬季也偶尔侵入我国华南地区。

夏季，影响我国的气团较多，其中热带太平洋气团是夏季活动于我国的主要气团。盛夏，除我国西部地区及少数地区外，几乎无不受其影响。在热带太平洋气团边缘，由于输送大量暖湿空气，常可造成阴雨，甚至大暴雨天气，而其控制的气团内部则为晴热干旱天气，有时出现不稳定天气。夏季，西伯利亚气团仍在我国活动，主要影响我国长江以北及西北地区，偶然南下到江淮流域一带，它的南下与热带太平洋气团交绥，是形成我国初夏江淮流域梅雨天气的重要原因。

此外，夏季热带大陆气团出现在我国西部青藏高原附近，赤道气团主要影响我国华南和华北地区，带来潮湿、闷热的天气。

春秋季是过渡性季节，控制我国的气团多是变性的西伯利亚气团和热带太平洋气团。春季，这两种气团分居南北并相互推移造成多变的天气。秋季，变性的西伯利亚气





团不断加强逐渐南扩,而热带太平洋气团则向我国东南方海上退缩,两气团交绥处,常造成秋雨,直至变性西伯利亚气团占据优势时,我国大部分地区就出现秋高气爽的天气。

在天气图上,许多气团的活动常表现为某些天气系统的活动。例如,冬半年出现的变性西伯利亚冷气团常表现为从西伯利亚或蒙古一带南下的冷高压;而夏季活动的热带太平洋气团又常表现为太平洋副热带高压的活动;至于两个不同性质气团之间的交绥区则又常表现为锋面的活动。



第二节 锋的概念

锋是冷、暖气团之间的狭窄的过渡区域,它是一个具有三度空间结构的天气系统。由于冷空气的密度大,所以冷气团位于过渡带的下方,暖气团位于过渡带的上方。我们把靠近冷气团一侧的界面叫做锋的下界面,靠近暖气团一侧的界面叫做锋的上界面。锋的宽度在近地面层约为数十千米,在高空可达200~400千米左右。锋的长度可延伸数百千米至数千千米,大体与气团相当。因此,锋的宽比锋的长度小得多,故可以将锋看成一个面,锋和地面的交线可以看成一条线。习惯上称锋面或锋。

锋在空中是向冷空气一侧倾斜的,这是锋的基本特征。那么,锋面为什么在空间呈倾斜状态(维持一个坡度)呢?



我们先设想一个实验：在杯子里放一个垂直的隔板，一边放水，另一边放油，当隔板抽掉后，由于水比油重，结果油在上面，水在下面，它们的界面呈水平状态，如果将杯子旋转着，抽掉隔板后，由于水和油的压力差及圆盘旋转产生的离心力作用，油和水的界面还没有到达水平面状态，两力就达到平衡，致使界面维持倾斜状态。

在自转的地球上，冷暖气团相遇后也会出现类似的情况：设想，当冷暖气团刚相遇时，两者的界面（即锋面），由于冷空气密度大，暖空气密度小，在冷气团底层的气压应比暖气团中的高，因而此处产生一个由冷气团指向暖气团并垂直于界面的一个水平气压梯度力 $\vec{G}_2$ ，又由于冷气团内气压随高度降低比暖气团中快，因此，到高层在同一高度上，暖气团一侧的气压要比冷气团中的高，就产生了一个由暖气团指向冷气团并垂直于界面的水平气压梯度力。在这两个方向相反的水平气压梯度力作用下，产生了空气的相对运动：低层的冷空气向暖空气的下方插入，并力图抬挤暖空气；高空的暖空气则向冷空气方向运动，于是锋面发生倾斜。如果地球是不转动的，则冷暖空气的交界面——锋面最终会趋于水平状态。

但地球是在不停地自转，空气只要相对于地球运动，就必然受水平地转偏向力的作用。在上述过程中，当在水平气压梯度力 $\vec{G}_1$ 和 $\vec{G}_2$ 作用下，空气开始运动时，水平地转偏向力立即使空气运动方向发生右偏（在北半球），最终使锋面两侧的空气运动方向不再是垂直于锋面作相对运动，而是逐渐右偏，最终趋于平行于锋面。此时，水平气压梯度





力与地转偏向力达到平衡,冷空气不再抬挤暖空气了,锋面就维持着一个坡度。我们称这个坡度为锋面平衡坡度。按理论推导,平衡坡度公式为

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f}{g} T_m \frac{\Delta V_g}{\Delta T}$$

它表明锋面坡度(α)的大小是与锋两侧的冷暖气团温差(ΔT)成反比,与两侧的地转风风速差(ΔV_g)成正比。

实际大气中锋面的坡度是很小的,锋面的高度和它与地面锋线间的距离之比仅为 1/50~1/150。

为了便于天气分析和预报,要对锋进行分类。一般采用运动学分类法,即根据锋在移动过程中冷、暖气团所占的主次地位不同分为冷锋、暖锋、准静止锋和锢囚锋。

(1)冷锋被冷气团推动移向暖气团的锋面,称为冷锋。冷锋过境后,原来暖气团所在的位置被冷气团占据了。冷锋在我国最为常见,一年四季都有,尤其在冬半年更为频繁、多见。需要注意的是,由于气团在移动过程中,变性程度不同,或有小股冷空气补充南下,可在同一气团内又形成一条冷锋,为区别于主锋,我们将它称为副冷锋。

(2)暖锋被暖气团推动移向冷气团的锋面,称为暖锋。暖锋过境后,原来冷气团所在位置被暖气团占据了。暖锋多在我国东北地区及长江中下游出现,大多与冷锋联结在一起。

(3)准静止锋当冷暖气团势力相当,或因地形阻挡而移动很少的锋面,称为准静止锋。实际上,绝对静止的锋是没有的。实际工作中,一般把相隔六小时的两张天气图上锋





面位置无大变化的锋,定为准静止锋。在我国,华南及天山,云贵高原等地常因冷锋遇到高山阻挡或冷空气势力减弱而形成准静止锋。

(4) 锢囚锋它是暖气团、冷气团和更冷气团这三种性质不同的气团相遇而构成的锋。一般是冷锋追上暖锋,冷气团爬到更冷气团上面(或更冷气团插入冷气团下面),把原来冷锋前的暖空气抬离地面,“锢囚”到高空,我们将冷锋后冷气团与暖锋前部冷气团的交界面,称为锢囚锋。锢囚锋也可由两条冷锋相遇而成的。锢囚锋在我国西北、华北和东北等地均可形成。

此外,锋面还可以根据其出现的地理位置而命名:如北极气团和极地气团之间的锋,称为北极锋;极地气团和热带气团之间的锋,称为极锋等等。在我国活动的锋面大多属于极锋。

第三节 锋面附近气象要素的分布

锋既是两个性质不同的气团之间狭窄的过渡区,所以,在它附近气象要素就有着不同于气团的特点,这些特点也是我们分析锋面的主要依据。