

天气学原理和预报

中国人民解放军理工大学气象学院

天气学原理和预报

陈中一 费建芳 高传智
谢倩 吕梅 谭言科 姜勇强 编著

二〇〇四年十二月

内容简介

本书是在解放军理工大学气象学院天气学课程数十年建设和发展的基础上，总结教学实践经验，结合最新研究成果，按照天气学优质课程建设计划编写《天气学原理》、《天气分析》、《天气分析实习图》和《天气分析参考资料》系列教材之一。本书紧密结合动力气象学基本知识，以专业基础课程的要求、天气学发展过程、专业课程教学规律为依据进行编写，主要内容以影响我国的西风带、东风带和季风区的天气系统为主线，介绍天气学的基本概念、天气系统的结构、基本的天气、发生发展机理和移动规律，相应的影响天气系统的大气环流、季风环流、主要降水过程和天气形势预报、气象要素预报。

本书可作为高等院校气象专业及相关专业的专业教材，也可作为气象、航空、航海、农林、水利、地理、环境等学科相关专业的教材、教学参考书，或相关部门科研业务人员的参考书。

前 言

天气与人类的生活、生产密切相关，早为人们所关注。早期通过对天气的观察，总结得到了许多谚语和经验，人们观天测云，根据谚语、经验预报天气。随着气象仪器如气压表、温度计等发明后，天气学发展到根据单站观测的气象要素，总结规律，进行单站预报的阶段。研究天气成为一门学科，即天气学的成立，则只有近二百多年的历史，它以 1820 年德国勃伦特斯 (F. W. Brandes) 采用各地的气压和风的早年同时记录绘制的第一张等压线图标志，天气图为天气学的研究和预报提供了方法和手段，从此，能对天气演变的规律进行研究，并将其用于预报天气，天气学开始飞速发展起来。十九世纪后期，确立了等压线分析法，天气图被广泛采用，从而有可能对风暴，也就是气旋进行一些粗浅的研究。1920 年前后，J. Bjerknes 等依据稠密的地面观测记录和热力学动力学的基本原理，提出了极锋学说，建立了气团和锋的概念，并第一次对气旋的结构给予较清晰的说明，为天气图方法奠定了理论基础。二次大战后，高空观测网的建立，提供了每天分析高空天气图的可能性，天气分析真正从二维发展到三维。人们致力于高空流型与天气系统发展关系的研究，发现在高空的西风带中，迭加有波长数千公里的波动，它们与低空的气旋反气旋有密切的联系。1939 年，C. G. Rossby 等人首先在理论上对之作了研究，把流体力学、数学的手段引入气象学研究，大大推动了天气学的发展。他们把涡度概念引入气象，根据绝对涡度守恒原理，导出了长波公式。长波理论对天气学的发展起了很大的推动作用。二十世纪五十年代以后，随着高速电子计算机的诞生和不断改进，加上动力气象学的成就，数值预报得到了蓬勃的发展。天气学广泛采用动力气象的成果，对于天气系统进行诊断分析和数值试验，使天气学的研究逐步走向客观定量，深入到内部的动力热力结构。天气学的研究开始着重于中高纬度的大尺度天气系统，获得了相当的成果。热带天气系统，中小尺度天气系统，受限于资料缺乏等原因，相对起步较晚。卫星、雷达探测等等遥感遥测的应用，大大丰富了资料的来源，在二十世纪七十年代以后，对于热带天气系统和中小尺度天气系统，无论在新的事实发现、模式的建立以及理论研究等方面均有较大的进展，取得了大量成果。

《天气学原理和预报》是在原有的《天气学原理》(杨信杰等)和《短期天气预报》(卢春成)等教材的基础上，引进天气学的新成就，结合气象本科教学实践编写而成。内容包括中高纬、副热带热带天气尺度和行星尺度的天气系统、中小尺度天气系统、大气环流、季风环流、主要降水过程、天气形势预报、气象要素预报，阐述天气系统的结构、生消、维持机制以及各种尺度之间的关系、相互作用，天气学预报原理方法等。编写中力求写清基本事实和基本原理，将动力气象学与天气学相结合，基本原理与中国天气实际相结合，并尽量吸收国内外天气学的新成就。本书第一、二章由吕梅同志执笔，第三、四章由谢倩同志执笔，第五、八章由陈中一同志执笔，第六、七章由费建芳同志执笔，第九章由谭言科同志执笔，第十章由姜勇强同志执笔，第十一、十二章由高传智同志执笔，汤长明提供了第十二章的部分素材。陈中一、费建芳、高传智对全书进行统稿。何金海、杨修群、章东华、孔玉寿、钟中等同志对本书作了全面审查，提出了宝贵的意见，在此表示衷心的感谢。由于编者水平有限，书中不足之处在所难免，望读者批评指正。

目 录

第一章 锋.....	1
第一节 气团.....	1
第二节 锋的概念.....	2
第三节 锋面坡度.....	6
第四节 锋的结构.....	15
第五节 锋面天气.....	22
第六节 锋生与锋消.....	29
第七节 地面摩擦及地形的影响.....	38
第二章 温带气旋.....	41
第一节 概述.....	41
第二节 气旋的结构.....	48
第三节 气旋的天气.....	56
第四节 温带气旋发展理论.....	60
第三章 冷空气活动和冷高压.....	79
第一节 概述.....	79
第二节 冷高压.....	83
第三节 冷空气南下过程中的结构及变化.....	86
第四节 寒潮天气形势.....	88
第四章 大气环流.....	113
第一节 大气环流的主要观测事实.....	113
第二节 大气环流的形成和维持.....	125
第三节 副热带及低纬地区的环流概况.....	144
第四节 西风带中的大型扰动.....	153
第五节 急流.....	167
第五章 副热带高压.....	174
第一节 副热带高压的结构.....	177
第二节 副高的形成与维持.....	184
第三节 副热带高压的活动.....	189
第四节 副热带高压对我国天气的影响.....	203
第六章 热带大气系统概述.....	208
第一节 热带大气的基本特征和天气特点.....	208
第二节 热带辐合带.....	209
第三节 东风波.....	216
第四节 赤道反气旋.....	221
第五节 高空冷涡.....	223

第七章 热带气旋.....	226
第一节 概述.....	226
第二节 成熟热带气旋的结构.....	232
第三节 成熟热带气旋的天气和影响.....	240
第四节 热带气旋的发生发展.....	244
第五节 热带气旋的移动.....	248
第八章 中小尺度系统.....	257
第一节 概述.....	257
第二节 对流性中小尺度系统.....	261
第三节 影响对流运动的主要因子和过程.....	295
第四节 对流性天气的触发、强风暴的形成发展及移动.....	315
第九章 亚洲季风环流.....	321
第一节 季风环流系统.....	321
第二节 季风的基本成因和机制.....	325
第三节 季风的季节变化.....	328
第四节 低频振荡与东亚季风的活动.....	334
第十章 大型降水过程.....	343
第一节 概述.....	343
第二节 大型降水过程的基本条件.....	344
第三节 华南前汛期降水.....	347
第四节 江淮梅雨.....	356
第五节 华北和东北雨季降水.....	374
第六节 长江中下游春季连阴雨.....	382
第七节 暴雨.....	383
第十一章 天气形势预报.....	409
第一节 外推法.....	409
第二节 运动学方法.....	412
第三节 高空形势预报.....	417
第四节 地面形势预报.....	424
第五节 地形和摩擦的影响.....	428
第十二章 气象要素预报.....	432
第一节 风的预报.....	432
第二节 气温的预报.....	440
第三节 能见度的预报.....	446
第四节 云的预报.....	456
第五节 降水的预报.....	475
第六节 对流性天气的预报.....	482

第一章 锋

大气锋面是天气学中最经典的概念之一，也是中纬度最重要的天气系统之一。20世纪初，利用欧洲尤其是北欧较为稠密的地面观测网，挪威学派皮叶克尼斯（V. Bjerkness）等人提出了气团与锋的概念并创立了极锋理论，这个理论对当时的气象学是一个重大的突破或革命，使人们知道大气中最激烈的天气发生在气象要素不连续的界面或过渡区就是锋面上。研究锋的生消演变规律及其天气特点，就成为天气学的重要课题之一。

第一节 气团

一、气团的概念

气团是指气象要素（主要指温度和湿度）水平分布比较均匀的大范围的空气团。在同一气团中，各地气象要素的垂直分布（稳定度）几乎相同，天气现象也大致一样。气团的水平尺度可达几千千米，垂直范围可达几千米到十几千米，常常从地面伸展到对流层顶。

二、气团的形成和变性

（一）气团的形成

气团的形成必须具备两个条件：大范围比较均匀的下垫面和适合的环流条件。由于空气的物理属性受到下垫面性质的很大影响，因而要形成气团，首先要有大范围性质比较一致的下垫面，比如辽阔的海洋，浩瀚的大沙漠，冰雪覆盖的大陆，等等。除此之外，还必须有适合的环流条件，使大范围的空气能够较长时间停留在这样的下垫面上，以便逐渐获得与下垫面相适应的比较均匀的物理属性。有了上述条件以后，再通过一系列的物理过程，大范围空气就可以获得比较均匀的物理属性而成为气团了。这些物理过程主要有：

辐射——辐射是空气与下垫面、空气与空气之间交换热量的一种方式。它是使大范围空气获得比较均匀的温度和决定气团温度高低的因子之一。高纬度为冰雪覆盖的地区，由于雪面放射长波辐射的能力很强，近地面气温低，气层稳定，乱流、对流不易发展，故辐射对于这一地区气团的形成具有重要的意义。

乱流和对流——乱流和对流可以把低层空气获得的热量和水汽带到上空，从而使较厚气层的属性都受到下垫面的影响。在低纬度地区，由于近地面气温高，气层不稳定，乱流和对流易于发展，因而它们在气团形成过程中所起的作用显得比较突出。

蒸发和凝结——蒸发和凝结是空气与下垫面、空气与空气交换水份和热量的方式之一。它们能使大范围空气普遍地获得或失去水份，从而直接影响着气团的湿度；同时，通过蒸发吸热与凝结放热，又间接地影响了气团的温度和稳定度。

大范围的垂直运动——出现大范围下沉运动时，空气往往增暖变干，而且温度直减率减小，空气比较稳定；出现大范围上升运动时则相反，空气往往降温变湿，而且温度直减率加大，空气稳定度比较小。

（二）气团的变性

气团形成的地区，称为气团源地。气团在源地形成以后，如果环流条件发生变化，则会离开源地移动到一个新的地区。随着下垫面性质的改变，通过上述的物理过程，气团的属性也将发生相应的变化。这种气团属性的变化称为气团变性。

对于不同的气团来说，气团变性的快慢是不同的；即使是同一气团，其变性快慢还和它所经下垫面的性质与源地性质差异的大小有关。一般说来，冷气团移到暖的地区变暖较快，因为在这种情况下，冷气团趋于不稳定，乱流和对流容易发展，能很快地把下垫面热量传到上层去；相反，暖气团移到冷的地区则变冷较慢，因为它的低层变冷后趋于稳定，乱流和对流不易发展，其冷却过程主要是通过缓慢的辐射作用进行的。从大陆移入海洋的气团容易因海面蒸发而变湿；可是，从海洋上

移入大陆的气团变干就慢得多了。此外，当气团所经下垫面的性质与源地性质差异较大时，气团属性容易改变，变性也就快一些；反之就慢一些。

三、气团的分类

气团的分类法，主要有按地理分类和按热力分类两种。

1、地理分类法

以北半球为例，北极地区全年都是冰雪覆盖的北冰洋，下垫面性质较均匀，盛行反气旋环流，在这个地区上形成的气团称为北极气团(或冰洋气团)。靠近极圈的高纬广大地区(冬半年为冰雪覆盖，夏季冰雪覆盖区仅限于极圈附近)，冬季受反气旋环流控制，夏季亦有弱辐散，在这个地区上形成的气团称为极地气团。在副热带高压及其以南的广大信风区内形成的气团称为热带气团。赤道地区形成的气团称为赤道气团。极地气团和热带气团又有大陆性与海洋性之分。

2、热力分类法

热力分类法是根据气团温度和气团所经过的下垫面温度对比来划分的。按照这种分类法，气团可以分为暖气团和冷气团两种类型。当气团向着比它暖的下垫面移动时称为冷气团。冷气团所经之处气温将下降。相反，当气团向着比它冷的下垫面移动时称为暖气团，这种气团所经之处气温将升高。冷、暖气团是相互比较而言，不是固定不变的，而且它们会依一定的条件，各自向着其相反的方面转化。例如，冷气团南下时通过对流、湍流、辐射、蒸发和凝结等物理过程会很快地把下垫面的热量和水汽传到上层去，逐渐变暖；同理，暖气团北上时通过一些物理过程而逐渐变冷。

四、我国境内的气团活动与气团天气

我国境内出现的气团多为变性气团。

冬半年通常受极地大陆气团影响，它的源地在西伯利亚和蒙古，称它为西伯利亚气团。这种气团的地面流场特征为很强的冷性反气旋，中低空有下沉逆温，它所控制的地区为干冷天气。当它与热带海洋气团相遇时，在交界处则能构成阴沉多雨的天气，冬季华南常见到这种天气。热带海洋气团，可影响到华南、华东和云南等地，其他地区除高空外，它一般影响不到地面。北极气团也可南下侵袭我国，造成气温剧降的强寒潮天气。

夏半年，西伯利亚气团在我国长城以北和西北地区活动频繁，它与南方热带海洋气团交绥，是构成我国夏季南北方区域性降水的主要原因。热带大陆气团常影响我国西部地区，被它持久控制的地区，就会出现严重干旱和酷暑。来自印度洋的赤道气团(又称季风气团)，可造成长江流域以南地区大量降水。

春季，西伯利亚气团和热带海洋气团二者势力相当，互有进退，因此是锋系及气旋活动最盛的时期。

秋季，变性的西伯利亚气团占主要地位，热带海洋气团退居东南海上，我国东部地区在单一的气团控制下，出现全年最宜人的秋高气爽的天气。

第二节 锋的概念

一、锋的概念

运动着的空气在大尺度环流作用下，在一些地区产生气流辐散，而在另一些地区则有气流汇合。在大规模的气流汇合区可能有不同性质的气团相遇，在天气图上则表现为温度的水平梯度加大(图1-2-1(a))。

天气图上温度水平梯度大而窄的区域，如果它又随高度向冷区倾斜，这样的等温线密集带通常称为锋区。所谓锋区，就是密度不同的两个气团之间的过渡区。因为密度不能直接测量出来，气压水平差异又比较小，所以密度的不同主要表现为温度的不同。但在少数情况下也可表现为温度差异很小，而水汽含量差异却特别大。

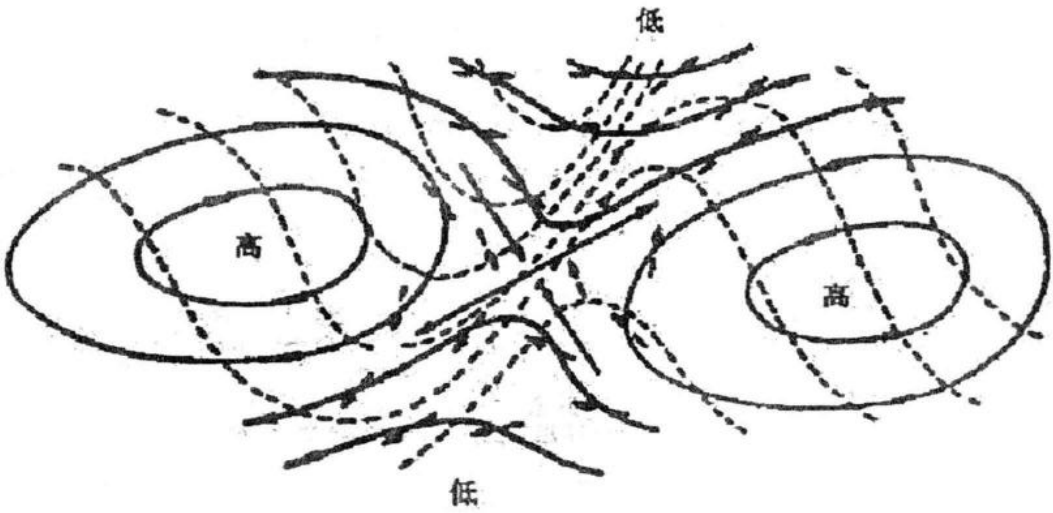


图 1-2-1 (a) 锋区，虚线为等温线

锋区的水平宽度约为几十千米到几百千米，一般是上宽下窄(如图1-2-1(b))。在天气图上由于比例尺小，锋区的宽度表示不出来，可把它看作为空间的一个面，称为锋面。锋面与地面的交线称为锋线。当观测纪录增多，锋面的宽度完全可以在高空图、空间剖面图，甚至在测站稠密的地面图上显示出来。锋区与暖气团的界面称为暖界面，在空间剖面图上亦称为上界面，锋区与冷气团的界面称为冷界面或称为下界面。

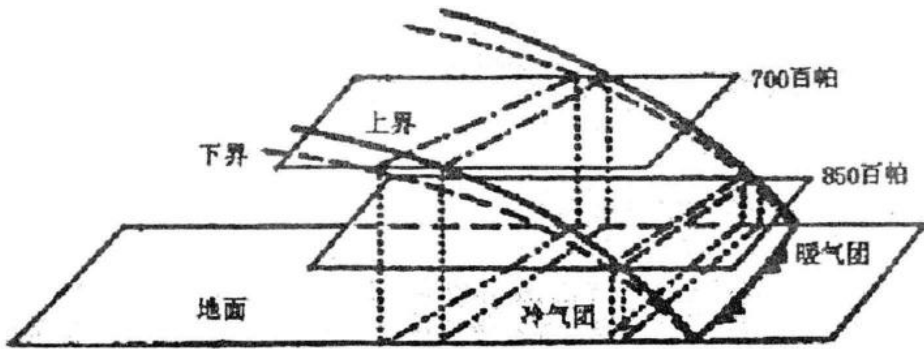


图 1-2-1 (b) 锋面的空间结构

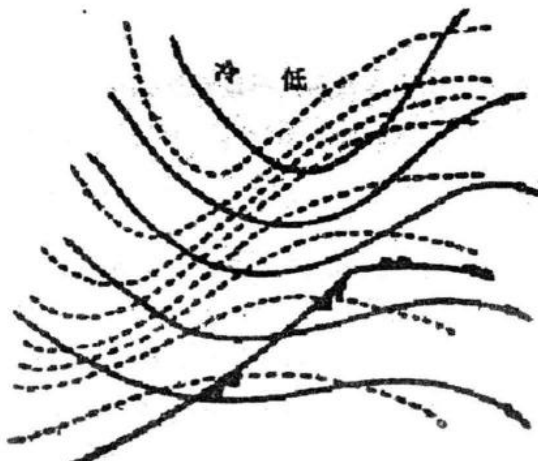


图 1-2-1 (c) 地面锋线与高空锋区的相对位置

二、锋的分类

根据锋在移动过程中冷、暖气团所占的主、次地位可将锋分为：冷锋、暖锋、准静止锋和锢囚锋四种。

根据锋伸展的不同高度，也可将锋分为：对流层锋、地面锋和空中锋三种。

根据气团的不同地理类型，又可将锋分为冰洋锋(北极锋)、极锋和副热带(热带)锋三种，如图1-2-2所示。

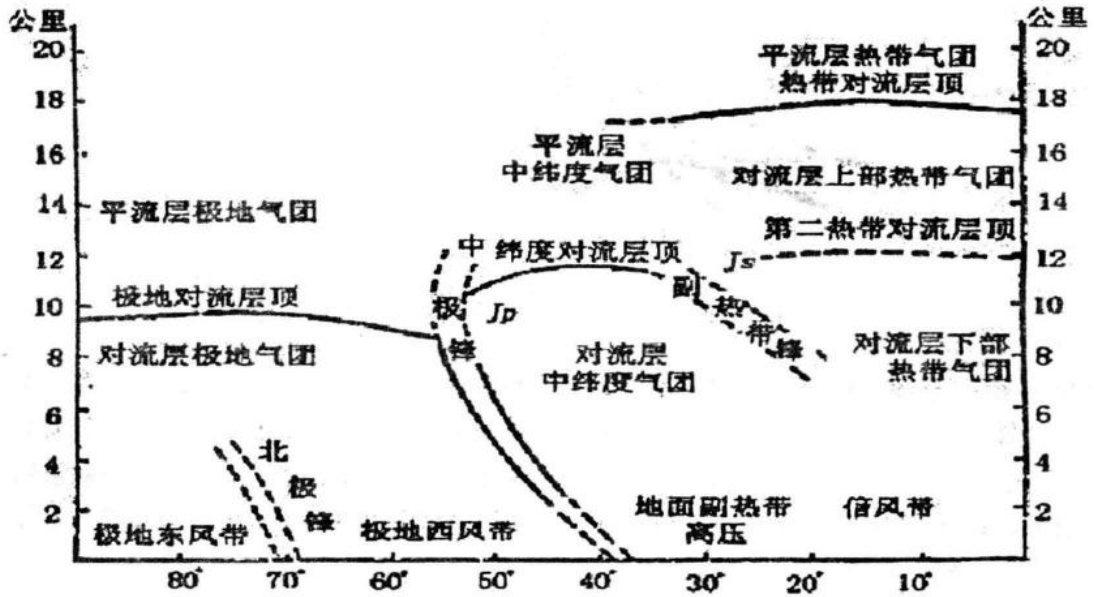


图 1-2-2 主要气团、对流层顶和锋面、以及急流与地层风系特征的关系

J_p 和 J_s 分别表示极地急流和副热带急流的位置。虚线表示气团和锋的位置随季节有摆动

下面，根据第一种分类法对锋加以讨论。

1. 冷锋

锋面在移动过程中，冷气团起主导作用，推动锋面向暖气团一侧移动，这种锋面称为冷锋。冷锋过境后，冷气团占据了原来暖气团所在的位置(图1-2-3(a)，双箭头表示锋移动的方向)。冷锋在我国一年四季都有，冬半年更为常见。气团在移动过程中，由于变性程度不同，或有小股冷空气补充南下，在主锋后面，即在同一个冷气团内又可形成一条副锋，一般说来，主锋两侧的温度差值较大，而副锋两侧的温度差较小，而且延伸高度也较低。

2. 暖锋

锋面在移动过程中，若暖气团起主导作用，推动锋面向冷气团一侧移动，这种锋面称为暖锋。暖锋过境后，暖气团就占据了原来冷气团的位置(图1-2-3(b))。暖锋多在我国东北地区和长江中下游活动，大多与冷锋联结在一起。

3. 准静止锋

当冷暖气团势力相当，锋面移动很少时，称为准静止锋(图1-2-3(c))。事实上，绝对静止是没有的。在这期间，冷暖气团势力相当互相对峙着，有时冷气团占主导地位，有时暖气团占主导地位，使锋面来回摆动。实际工作中，一般把6小时内(连续两张图上)，锋面位置无大变化的锋定为准静止锋，或简称为静止锋。在我国华南和云贵高原等地区常见到冷锋由于受到山脉阻挡和适当流场共同作用而形成准静止锋。当冷空气进入北疆后，由于东西走向的天山山脉阻挡，使冷空气在天山北麓堆积，容易形成准静止锋。

4. 锢囚锋

暖气团、较冷气团和更冷气团(三种性质不同的气团)相遇时先构成两个锋面, 然后其中一个锋面追上另一个锋面, 即形成锢囚。我国常见的是锋面受山脉阻挡所造成的地形锢囚; 或冷锋追上暖锋, 或两条冷锋迎面相遇形成的锢囚。它们迫使冷锋前的暖空气抬离地面, 锢囚到高空。我们将冷锋后部冷气团与暖锋前面冷气团的交界面, 称为锢囚锋。锢囚锋又可分为三种: 如果暖锋前的冷气团比冷锋后的冷气团更冷, 其间的锢囚锋称为暖式锢囚锋(图1-2-3(d)); 如果冷锋后的冷气团比暖锋前的冷气团更冷, 其间的锢囚锋称为冷式锢囚锋(图1-2-3(f)); 如果锋前后的冷气团属性无大差别, 则其间的锢囚锋称为中性锢囚锋(图1-2-3(e)). 空间剖面图上原来两条锋面的交接点称为锢囚点。

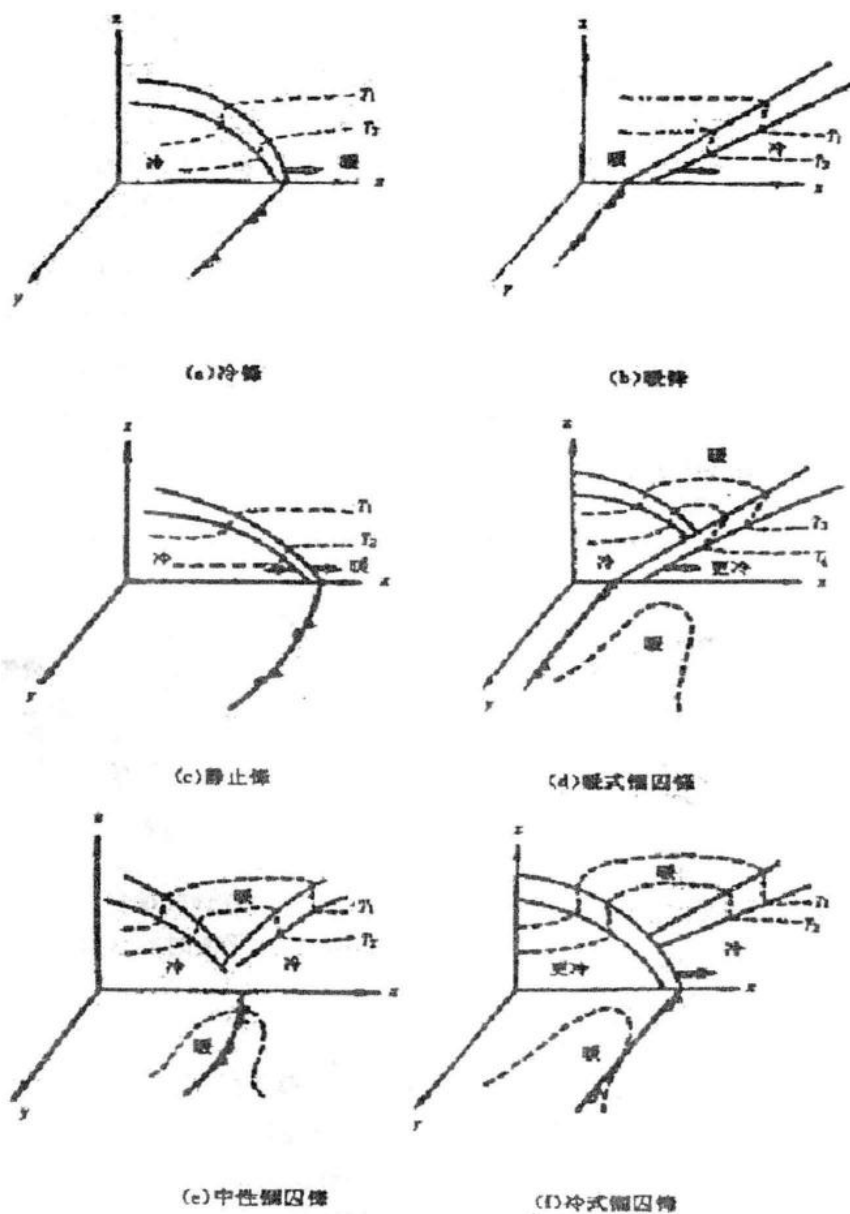


图 1-2-3 锋的分类

第三节 锋面坡度

锋面由地面向上逐渐向冷气团一侧倾斜，或者说锋面具有一定的坡度。这个坡度是由锋面与地面之间的夹角的正切来表示的，锋面坡度是锋在结构上很重要的一个特征。锋面坡度直接影响锋附近冷暖空气的垂直运动，从而对锋附近的云及降水天气分布产生影响。

一、锋面坡度的形成

在一个水平放置的容器里，贮入比重不同的两种液体(例如：油和水)，由于重力的作用，比重大的液体将会沉到容器的底部，直到把比它轻的另一种液体全部排挤到上面去为止。这时两种液体之间的界面是水平的，它们的总位能为最小。但是，当把容器放到一个旋转的圆盘上，这时，液体除受重力影响外，还要受到离心力的作用，这两个力平衡的结果使液体界面向比重大的流体一侧倾斜，而不能维持水平状态(图1-3-1)。

冷、暖两种气团相遇所形成的界面(锋面)也有类似的情况：气团热力性质的差异使冷气团的密度大于暖气团，冷气团中气压大于暖气团，从而产生一个从冷气团指向暖气团一侧的水平气压梯度力。这个力使冷空气楔入暖空气的下方，抬举暖空气，力图使冷、暖空气界面趋于水平，达到总位能最小的静力平衡。但是这种冷、暖空气的相对运动是发生在不停旋转的地球上，当空气质点在气压梯度力作用下，从冷空气一侧向暖空气一侧移动时，同时会受到地转偏向力的影响，使空气不断向右偏转，直到气压梯度力和地转偏向力之间达到平衡。此时，冷暖空气之间的界面(锋面)也不是水平的，而是向冷气团一侧倾斜。图1-3-2是锋面在气压梯度力 G_f 和地转偏向力 A 平衡时的示意图。

锋面在气压梯度力与地转偏向力达到平衡时所具有的坡度称为锋面平衡坡度。由于气体的分子运动远较液体活跃，两气团之间的界面不像液体之间存在的界面那样清楚，而是表现为一狭窄的过渡区域。因此，界面所达到的平衡状态也是一种相对的平衡。不过，为了讨论方便，在研究锋面坡度时，通常都是分析平衡情况下的锋面坡度。

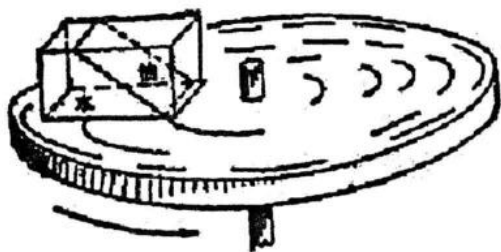


图 1-3-1 旋转圆盘上的倾斜液面示意图

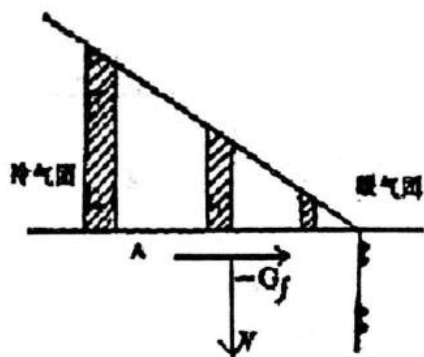
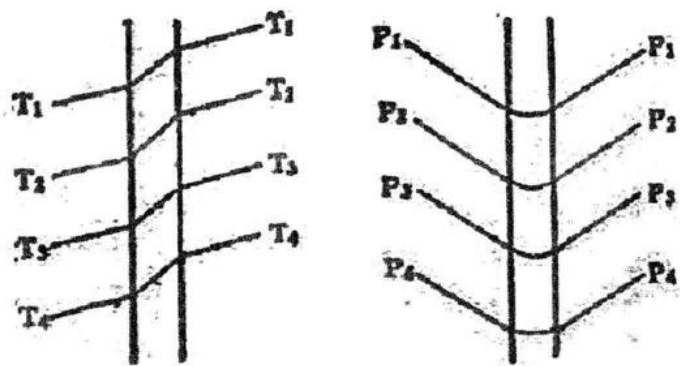


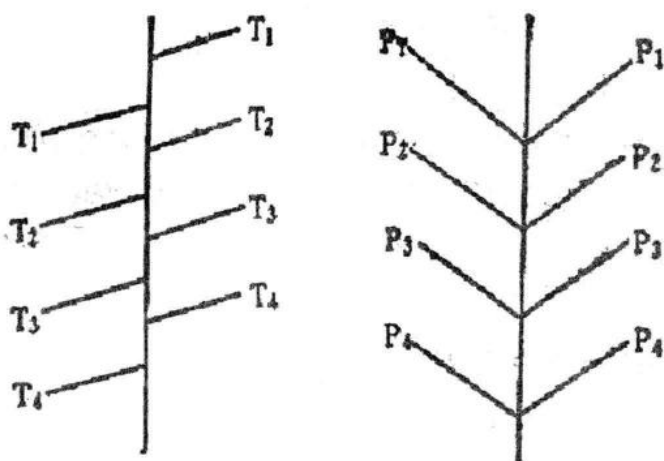
图 1-3-2 锋在地转偏向力与气压梯度力平衡时的示意图

二、不连续面的概念和性质

实际观测表明，锋是两个热力性质不同的气团之间的过渡区，要素的分布在空间是连续的(图1-3-3a)，只是因为天气图上比例尺很小，把它近似地看成一个几何面后，产生了温度(密度)不连续，气压在锋面上是连续的，但气压梯度通过锋面受到破坏(图1-3-3b)。锋面在空气中的运动速度与空气运动的速度接近，锋两侧的空气质点不能穿越锋面，只能沿锋面移动。通常把锋面视为温度、空气密度不连续的面。



a. 锋区



b. 锋面

图 1-3-3 锋面附近要素的分布

流体力学中，引用数学分析中连续性的概念，把物理量在流体中的分布在某一点产生跳跃现象，称物理量在该点是不连续的。同样，若物理量的分布在某个面上各点都是不连续的，这个面就是该物理量的不连续面。还定义，若物理量本身在某个面上不连续，这个面称为该物理量的零阶不连续面；若物理量本身在面上是连续的，但它的一阶导数在该面上的连续性受到破坏，这个面就称为此物理量的一阶不连续面；若物理量的 n 阶导数在面上是连续的，而它的 $n+1$ 阶导数的连续性在面上受到破坏，则此面为物理量的 $n+1$ 阶不连续面。

在锋面附近，一些物理量具有不连续的性质，这样，大气运动学的微分方程组不再适用，但是质量守恒定律和动量变化定律还是适用的，下面，利用这两个基本定律研究包括锋面在内的不连续面的一般性质。

取一圆柱如图1-3-4，截面面积为 ds ，不连续面开始时位于左侧 AA' ，经 dt 时间后，移至 DD' ，移速为 N ，则 $AD = Ndt$ 。假定在这个运动过程中不连续面不是由同一些空气质点组成，则在 dt 时间后，组成起始时刻不连续面 AA' 的质点移到 CC' ，而在 dt 时间后组成不连续面 DD' 的质点则由原来在 BB' 的质点移来组成。

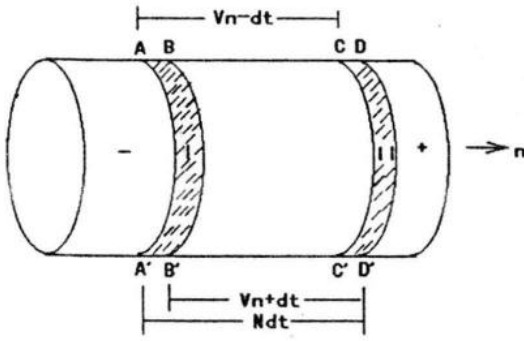


图 1-3-4 不连续面的一般性质

设在非连续面左侧的量用下标“-”表示,在非连续面右侧的量用下标“+”表示,则有

$$AD = Ndt$$

$$AC = v_{n-} dt$$

$$BD = v_{n+} dt$$

从图中可以看出,初始时刻以I表示的 $AA'BB'$ 这一小段圆柱体内的空气由非连续面右端经过 dt 时间后移到非连续面左端了,成为以II表示的 $CC'DD'$ 。现在,我们来看其动量变化。要看动量,先要看其质量,质量等于密度乘以体积

$$m = \rho V$$

I 的体积为 $V_I = AB \cdot ds$, II 的体积为 $V_{II} = CD \cdot ds$, 而

$$AB = AD - BD = (N - v_{n+}) dt$$

$$CD = AD - AC = (N - v_{n-}) dt$$

其质量分别为

$$m_I = \rho_+ \cdot AB \cdot ds = \rho_+ \cdot (N - v_{n+}) \cdot dt \cdot ds$$

$$m_{II} = \rho_- \cdot CD \cdot ds = \rho_- \cdot (N - v_{n-}) \cdot dt \cdot ds$$

由质量守恒得到 $m_I = m_{II}$

$$\rho_+ (N - v_{n+}) = \rho_- (N - v_{n-})$$

它们的动量分别为

$$M_I = m_I v_{n+}$$

$$M_{II} = m_{II} v_{n-}$$

根据动量变化定律,即物体的动量变化等于物体所受外力之冲量,考虑在 $dt \rightarrow 0$ 且不计粘滞力的情况下,这个小圆柱就只受其两侧的压力,其左侧作用于其上的力为左侧的压力乘以面积: $P_- \cdot ds$,

指向 n 正向(右侧),其右侧所受的压力为: $-P_+ \cdot ds$,指向左侧。小圆柱体所受的合力为

$(P_- - P_+) \cdot ds$, 在 dt 时间内的冲量为

$$F \cdot dt = (P_- - P_+) \cdot ds \cdot dt$$

而小圆柱体在 dt 时间内的动量变化为

$$M_{II} - M_I = m_{II} v_{n_+} - m_I v_{n_-}$$

根据动量变化定律，着两者应该相等，将 m_{II}, m_I 带入整理后得到

$$(N - v_{n_+})^2 = \frac{\rho_-}{\rho_+} \frac{P_+ - P_-}{\rho_+ - \rho_-} \quad (1-1)$$

对这一关系进行讨论，可得不连续面和锋面的一些性质。

对(1-1)式作一些估量有

$$\rho_- / \rho_+ \approx 1, \frac{P_+ - P_-}{\rho_+ - \rho_-} \approx \frac{dP}{d\rho} \Big|_{\tilde{\rho}}$$

这里 $\tilde{\rho}$ 为 ρ_+ 和 ρ_- 间的一中值或平均值，这样有

$$N - v_{n_+} = \sqrt{dP/d\rho} \Big|_{\tilde{\rho}}$$

$\sqrt{dP/d\rho}$ 实际上为声速，在大气中，在不同的状态下是不同的。

如在等温大气中，T为常数，由状态方程 $P = \rho RT$ 有

$$P/\rho = \text{常数}$$

对其取对数后对P求导数(微分)得

$$\frac{dP}{P} = \frac{d\rho}{\rho} \Rightarrow \frac{dP}{d\rho} = \frac{P}{\rho}$$

将标准值代入有

$$\sqrt{dP/d\rho} = \sqrt{P/\rho} = \sqrt{\frac{1013 \times 10^2 \text{ Kg} / \text{m} \cdot \text{s}^2}{1.275 \text{ Kg} / \text{m}^3}} \approx 280 \text{ ms}^{-1}.$$

在多元大气中， $\frac{P}{\rho^\kappa} = \text{const}$ ， $\kappa = C_p/C_v \approx 1.4$ ，同样有：

$$\sqrt{dP/d\rho} = \sqrt{\kappa \frac{P}{\rho}} \approx 332 \text{ ms}^{-1}.$$

由此可知，不连续面的移速量级为300m/s。但是根据实际观测，大气中象锋这样的不连续面，其移速远小于声速，而与气流速度相当。取(1-1)式的特解，即方程左右都为零，有 $N - v_{n_+} = 0$ ，而 $\rho_+ - \rho_- \neq 0$ ，这样就有：

$$P_+ - P_- = 0.$$

根据上面的讨论，可知象锋这样的不连续面具有如下性质：

$P_+ = P_-$ ，即通过锋时，气压并没有间断，仍然是连续的；

$v_{n_+} = v_{n_-} = N$ ，即垂直于锋的空气运动的分量也是连续的，并且等于不连续面的移动速度。

这也就是说，锋面始终是一个由同样的空气质点组成的物质面。

三、锋面坡度公式

1、楔型锋模式(wedge model of front)

所谓锋的楔型模式是指将锋面看成一种倾斜的不连续面，在锋的两侧气象要素(温度、密度、沿锋面风速等)分布是不连续的，这种不连续有时称为零阶不连续(如图1-3-5)，这一最简单、最经典的锋面楔型模式是由Margules提出的，这种模式称为Margules模式。

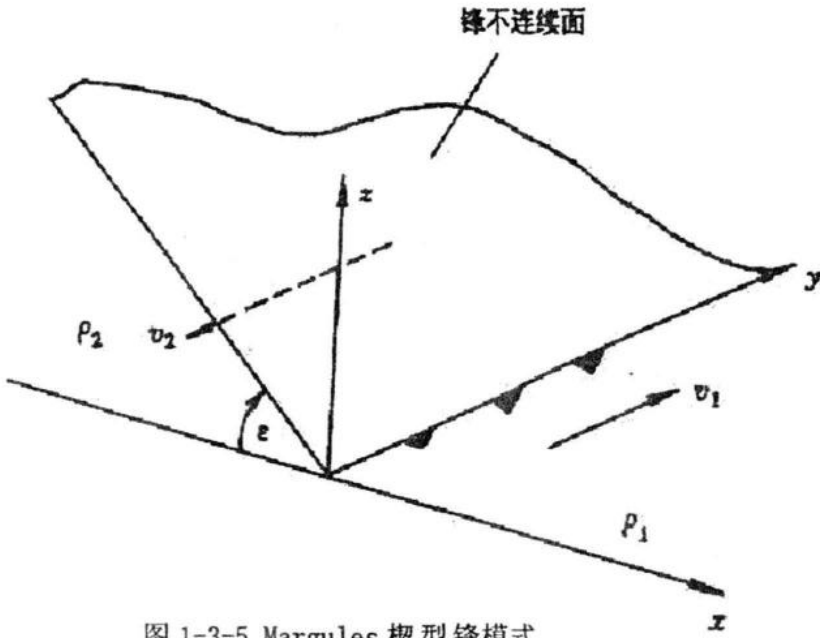


图 1-3-5 Margules 楔型锋模式

现讨论冷、暖气团之间存在一静止锋面，由以上不连续面性质讨论知，锋面是一物质面，在锋面上温度是零阶不连续，气压是连续的。

取锋面坐标，x 平行于锋线，y 垂直于锋线指向冷区，则锋面状态如图中所示。从图 1-3-6 中可以看出，锋面坡度为：

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta z}{\delta y}$$

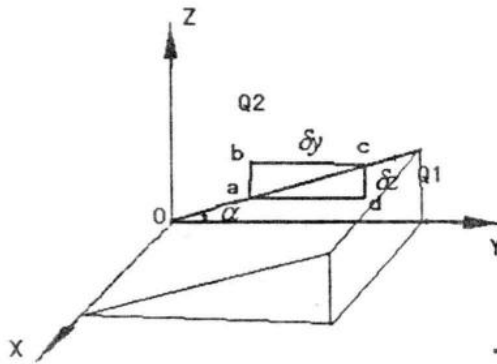


图 1-3-6 锋面坡度

取任意一个通过锋面为零级连续的要素 Q，并以下标 1, 2 分别表示冷、暖气团中的值，有：

$$\begin{aligned} Q_{c_2} &= Q_{c_1} \\ Q_{a_2} &= Q_{a_1} \end{aligned}$$

并且

$$Q_{c_2} - Q_{b_2} + Q_{b_2} - Q_{a_2} = Q_{c_1} - Q_{d_1} + Q_{d_1} - Q_{a_1}$$

而

$$\begin{aligned}
 Q_{c_2} - Q_{b_2} &= \left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_2 \cdot \delta y \\
 Q_{b_2} - Q_{a_2} &= \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_2 \cdot \delta z \\
 Q_{c_1} - Q_{d_1} &= \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_1 \cdot \delta z \\
 Q_{d_1} - Q_{a_1} &= \left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_1 \cdot \delta y
 \end{aligned}$$

代入前式有

$$\left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_2 \cdot \delta y + \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_2 \cdot \delta z = \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_1 \cdot \delta z + \left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_1 \cdot \delta y$$

移项整理后得到锋面坡度的一般公式

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\delta z}{\delta y} = - \frac{\left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_1 - \left(\frac{\partial Q}{\partial y} \right)_2}{\left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_1 - \left(\frac{\partial Q}{\partial z} \right)_2} \quad (1-2)$$

由不连续面的一般性质的讨论知，通过锋面时，气压是连续的，以P代替Q有

$$\operatorname{tg} \alpha = - \frac{\left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_1 - \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_2}{\left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_1 - \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_2} \quad (1-3)$$

为了了解锋面坡度产生的物理原因，应用地转关系和静力平衡关系

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right)_i = - f \rho_i u_i \\ \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right)_i = - \rho_i g \end{cases} \quad (i = 1, 2)$$

有

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{f \rho_2 u_2 - \rho_1 u_1}{g \rho_1 - \rho_2}$$

利用状态方程 $\rho_i = \frac{P_i}{RT_i}$ 以及 $P_1 = P_2$ 的性质有