气象站天气预报基础

北京大学地球物理系气象专业

农业出版社

气象站天气预报基础

北京大学地球物理系气象专业

农业出版社出版　新华书店北京发行所发行

农业出版社印刷厂印刷

787×1092 毫米 16 开本　16.75 印张　366 千字

1979 年 6 月第 1 版　1979 年 6 月北京第 1 次印刷

印数 1—22,000 册

统一书号 13144·185　定价 1.75 元

Archive of Prof. Shaowu Wang's books, papers, and manuscripts
https://doi.org/10.7910/DVN/0BFMKL

东海镇图书馆 20802000006342

气象站天气预报基础

北京大学地球物理系气象专业

爱护图书
人人有责!

00911262L

911262
上海农学院图书馆

王绍武
黄嘉佑
陶祖钰
赵宗慈

农 业 出 版 社

闻新宇扫描
2022-JAN

前　言

我国县气象站的预报工作是在五十年代后期发展起来的，在多年的实践中积累了丰富的经验，逐渐形成适合县站的预报方法，主要是图、资、群结合的方法。近来，不少台站以天气谚语为线索分析各种天气，特别是灾害性天气出现的条件，逐步做到使预报定量化，模式化。有的站把谚语串联起来，并根据不同的气象条件选用不同谚语，使群众经验得到进一步的提高。有的站广泛访问老农，查阅历史资料，对本县的气候情况做了全面的考察，还对过去几十年的旱涝规律进行了总结与分析，补充了仪器观测的不足。在资料分析方面，当前气象站比较普遍地应用了各种统计学方法，使长、中、短期预报进一步朝着定量方向发展。不少台站强调长期预报报趋势，中期预报报过程，短期预报报灾害，逐渐做到长、中、短期预报有机地配合。在应用各种统计预报方法时，又创造了许多简便易行的方案。为了掌握和了解大范围的天气形势，目前大多数站都点绘简易天气图，或根据几个邻近省台的广播，绘制小范围天气图，更多地注意天气形势的背景。所有这些丰富的经验都需要我们很好地研究、总结。

当前县气象站的工作蓬勃发展，工作人员也增加了大批新的力量，北京大学地球物理系气象专业与华北、东北一些省气象局曾陆续举办过七期县站预报短期训练班，这本书就是在短期训练班讲义的基础上，适当增加了一部分我国南方地区的材料编写的。由于气象服务工作与自然条件有密切关系，不同县站都有自己的独特环境，因此本书着重介绍县站预报的基础知识，供各台站同志学习参考。

本书共分六章。第一章为天气学基础知识，主要介绍天气图分析的基本原理与各种天气系统的概况。第二章讲我国的气候、重点是华北地区气候的特点及气候形成、气候变化等基本知识。第三章简述概率论的一些基本概念。第四章为气象站预报工具，着重讲解各种工具的特点及应用方法。第五章简易统计预报方法。由于某些统计预报方法计算比较复杂，不适于手算，所以我们尽量讲述原理相近而又计算简便的方法。第六章介绍一些灾害性天气预报的方法，试图通过这些例子说明如何应用上面说到的工具与方法。

我们敬爱的周总理早在1954年就指示："现有中央气象台、各区气象台以及各地气象预报台、站，对于台风、寒潮和随之而来的大范围的暴风雨(雪)和霜冻等灾害性天气预报、警报，必须力求迅速、准确，对于灾害可能发生的地区和时间，应注意具体、明确，如预报、警报发出后，天气形势有了新的变化，并应及时发出修正或补充。遇有个别报错的情况，各级气象预报台、站务既深入检讨原因，以消灭责任性事故的发生，同时借以逐步更好地掌握天气演变规律，提高天气分析预报技术水平。"我们一定要认真贯彻这个指示，特别注意灾害性天气的预报，为实现社会主义四个现代化贡献我们的力量。

在编写本书过程中，河北省保定地区台的同志给我们很大支持，在此表示深切的感谢。

北京大学地球物理系气象专业

一九七七年十二月

目　录

前　言

第一章　天气学基础知识

§ 1.1　大气的基本知识 …… 1
§ 1.2　天气图的填绘 …… 12
§ 1.3　锋 …… 21
§ 1.4　气旋 …… 30
§ 1.5　冷高压与寒潮 …… 35
§ 1.6　大型环流 …… 40
§ 1.7　副热带高压与台风 …… 47
§ 1.8　中小尺度系统 …… 53
§ 1.9　环流形势与要素预报 …… 57
§ 1.10　华北地区夏季降水系统 …… 63
§ 1.11　我国南方的暴雨天气系统 …… 69

第二章　气候基础知识

§ 2.1　我国的气候特点 …… 75
§ 2.2　气候形成因子 …… 84
§ 2.3　气候变化 …… 87
§ 2.4　气候背景资料的统计 …… 94

第三章　概率论基础知识

§ 3.1　资料的整理 …… 97
§ 3.2　概率及概率分布 …… 106
§ 3.3　假设检验 …… 112

第四章　气象站预报的基本工具

§ 4.1　天气谚语 …… 125
§ 4.2　剖面图 …… 130

§ 4.3 曲线图 ……132
§ 4.4 点聚图 ……134
§ 4.5 阴阳历迭加 ……136
§ 4.6 韵律 ……140
§ 4.7 洞卡 ……147
§ 4.8 简易天气图 ……149

第五章 简化统计预报方法

§ 5.1 简化相关系数与简单回归 ……150
§ 5.2 多因子线性回归 ……161
§ 5.3 0,1回归 ……168
§ 5.4 简化逐步回归 ……174
§ 5.5 简化非线性回归 ……178
§ 5.6 简化二级线性判别分析 ……189
§ 5.7 图表的简化判别 ……194
§ 5.8 相似判别 ……199
§ 5.9 简化周期分析 ……208

第六章 灾害性天气的预报

§ 6.1 霜冻的预报 ……225
§ 6.2 春播期连阴雨的预报 ……228
§ 6.3 春季大风的预报 ……231
§ 6.4 麦收期大风、连阴雨的预报 ……233
§ 6.5 冰雹的预报 ……236
§ 6.6 干热风的预报 ……238
§ 6.7 汛期的暴雨预报及降水预报 ……239
§ 6.8 秋季的连阴雨预报 ……244
§ 6.9 冬季寒潮、大风、降温的预报 ……246
§ 6.10 台风的预报 ……248
§ 6.11 冷害的预报 ……257
§ 6.12 梅雨的预报 ……259
§ 6.13 寒露风的预报 ……261

第一章　天气学基础知识

天气过程的基本知识是天气预报的重要基础。这一章我们重点介绍影响我国的各种天气系统，如锋面、气旋、冷高压等。天气图是分析天气系统，认识天气过程的基本工具，所以在讲天气系统之前先讲述天气图绘制的原理。

由于县站预报主要不是靠分析天气图的方法预报天气系统，所以这里不过多地讲解各种天气系统的天气图预报方法，而是着重说明不同天气系统的特点及可能带来的天气。

为了初学的同志便于理解，先对大气的性质及大气中的物理过程作扼要的叙述。此外，由于夏季暴雨是十分重要的预报项目，因此本章对降水天气系统及预报中应注意的问题也专门作一叙述。

§1.1　大气的基本知识

自然界中的风、云、雨、雪、雷电等天气现象都是发生在围绕地球的大气层中，它和大气本身的性质及发生在大气中的一系列物理过程，如蒸发、凝结、辐射、运动等紧密相联。在讨论天气分析和预报之前，有必要首先了解一下大气的一般情况和大气中的主要物理过程。

一、地球的大气

大气是由多种气体混合组成的，此外还包括一些悬浮着的固体及液体杂质。其中气体的主要成分有氮（占78.9%）、氧（占20.95%）、氩（占0.93%）及二氧化碳（占0.03%）。其余氢、氖、氦、氪、氡、氙、臭氧等合起来不到0.1%。此外，水汽也是实际大气的重要成分之一，但水汽所占比例，随时间、地点和条件的不同有较大的变化，其变化范围在0—4%之间，并且在自然条件下可变为液态的水滴和固态的冰晶。

必须着重指出的是，二氧化碳、臭氧、水汽这三种气体，虽然在整个大气中含量很少，但和大气中的许多物理过程和大气现象有密切关系，如影响大气的温度，造成云和降水等，因此它们是大气的重要组成部分。

由于地球引力作用，使得空气分子聚集在地球周围，形成所谓“大气圈”随着地球而运动。那么大气圈在地球表面以上的垂直范围究竟有多大，整个大气圈的质量又有多少呢？人们在登山时会感到越往高处走呼吸越困难，这说明在地表面附近大气是密集的，随着高度的增加，空气变得稀薄起来，到几百公里的高空，几乎近似真空状态。如果我们以

大气中可能出现某种物理现象的最大高度作为大气的“上界”，即大气的垂直范围，那么最高处出现的物理现象就是“极光”，它出现的最大高度大约在1000—1200公里，人们通常把此高度作为大气的垂直范围，这个数值看起来相当大，但与地球半径（平均为6371公里）比起来还是较小的。我们平时常见的一些天气现象，如云和雨，则都发生在大气底层10公里以下的范围内，与地球半径相比它仅仅是极其浅薄的一层。

由地面到大气上界，单位横截面积上大气柱的质量，在标准情况下的计算得知为1012克/厘米^2，地球表面整个大气的总质量为5.3×10^{21}克，即5.3×10^{15}吨，它为地球固体部分（即“陆圈”）质量的$1/10^6$，地球“水圈”质量的1/250。大气质量中的98%集中在30公里以下。

二、三个主要的气象要素：温度、湿度、气压

表征大气主要宏观物理状态的气象要素是温度、湿度和气压，这三个要素是天气学研究的主要对象。也是单站预报中最基本的依据。下面我们分别讨论温、湿、压三个要素。

1.气温

表示空气冷热程度的物理量称为气温，单位为℃或K。大气温度状况是支配天气变化的重要因子之一，所以气温既是天气预报的重要项目，又是天气预报的重要依据。

根据分子运动原理，空气的冷热程度，实质上是空气分子平均动能大小的表现，当空气获得热量时，它的分子运动的平均速度增加，气温也就升高，反之，当空气失去热量时，它的分子运动平均速度减小，气温也就降低。气温的高低表示空气所具有的内能的大小，而空气的内能是大气运动的主要能量来源之一。

根据气温垂直分布的特点可以把大气分为五层（见图1.1）。

对流层——从地面到10—12公里，在对流层里气温随高度增加而降低，平均每上升100米，气温下降0.65℃。整个大气的3/4的质量和几乎全部水汽都集中在对流层中，是天气变化最复杂的层次，平时我们所遇到的云、雾、雨、雪等主要天气现象都出现在这一层中，因而对流层是我们研究的重点。顾名思义，对流层的特点是大气的运动除水平运动外有明显的垂直运动，即上升运动和下沉运动。对流层的高度自南向北逐渐降低，在低纬度地区对流层顶可达17—18公里，在高纬地区只有8—9公里。

平流层——自对流层顶到35公里左右为平流层。在平流层内，随着高度的增高，气温最初保持不变或微有上升，到25公里以上，气温随高度增加而显著升高，到55公里高度上可上升到－5℃左右，在平流层中垂直运动较弱，主要是水平气流，很少有云雨现象。

中间层——自35公里到85公里，该层气温随高度迅速下降，在中间层的顶部，气温可降低到－83℃以下。

电离层（又称暖层）——自85公里到800公里，该层气温随高度增高迅速升高，在300公里高度上气温可达1000℃以上，空气处于高度电离状态，能反射无线电波。

散逸层——800公里以上统称散逸层，它是大气的最高层，气温也是随高度的增加而

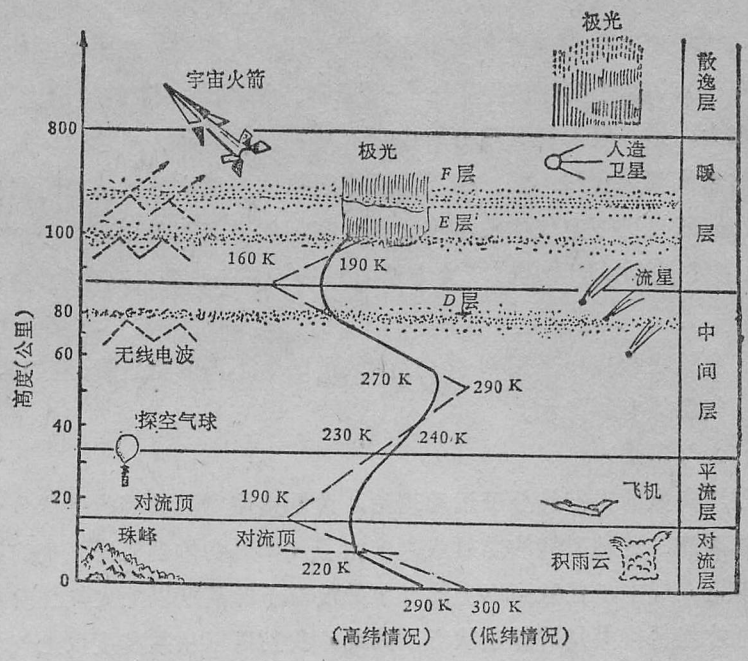


图 1.1　大气的垂直分层

升高。该层由于温度很高，分子运动速度快，同时又远离地面，受地心引力作用小，大气质点能不断向星际空间逸散。

2.湿度

表示大气中水汽量多少的物理量称为湿度，表示湿度的物理量有以下几种：

（1）水汽压（e）：大气中由水汽本身造成的压力称为水汽压，单位为毫巴。

（2）饱和水汽压（E）：在一定的温度条件下，一定体积中能容纳的水汽分子数量是有一定限度的，如果水汽含量未达到这个限度，这时的空气称为未饱和空气，如果水汽含量达到这个限度称为饱和空气，饱和空气中的水汽压称为饱和水汽压。饱和水汽压的大小和温度有关，温度越高饱和水汽压越大，另外在温度相同的情况下，水面的饱和水汽压比冰面的饱和水汽压大。

（3）绝对湿度（a）：单位体积中所含的水汽量，即水汽密度，单位为克/米^3，它的数值和水汽压 e 的数值基本相同。

（4）相对湿度（f）：空气中实际水汽压和同温度下的饱和水汽压之比，用百分数表示。相对湿度的大小直接表示空气距离饱和的程度。

（5）露点（T_d）：当空气中水汽含量不变且气压一定时，如气温不断降低，空气将逐渐接近饱和，当气温降低到使空气饱和时的温度，称为露点温度，简称露点。很明显露点时的 E 就是实际空气的 e。因此，在气压一定时，露点的高低只与空气中的水汽含量有关，水汽含量越多露点也越高。

由于空气经常处于未饱和状态，所以露点就常常比气温低，只有空气达到饱和时，露点才和气温相等，所以根据气温和露点之差 $T-T_d$，可大致判断出空气的饱和程度。在饱和空气中 $T-T_d=0$；在未饱和空气中 $T-T_d>0$，如果 $T-T_d$ 的值越大，则说明相对湿度越小，反之越大，这一概念在天气分析中很有用处。

大气中的水汽都来自江、河、湖、海及潮湿物体表面水分的蒸发，借空气的垂直交换向上输送。在一般情况下空气中的水汽含量随高度的增高而很快减少。观测表明，在 1.5—2公里高度上空气中的水汽含量已减少为地面的一半，在 5 公里高度上，则减少为地面的十分之一。

目前许多台站在预报中采用 $e-T$，这本来是两个不同的物理量，它们相减的值比较高，说明湿度大、气温低有利降水。

3.气压（大气压强）

气压是怎样产生的呢？按分子运动理论，大量高速度运动着的气体分子，连续不断地与物体表面相碰撞，这种碰撞的总效应，产生了气体对物体表面所施加的压力。

由于在静止大气中，任意高度上的气压必须等于此高度以上大气柱的重量所产生的压力，只有这样才能保持大气的静止状态，因此，我们可以从某高度以上气柱的重量来计算出此高度上的气压，其公式为：

$$P=\bar{\rho}gH$$

$\bar{\rho}$ 为气柱中空气的平均密度，g 为重力加速度，H 为气柱高度。

如果 ΔH 为单位高度差，ΔP 为单位高度的气压差则 $\Delta P=-\rho g$，负号表示气压随高度减小，从此式中可见，气压随高度减小的快慢主要决定于密度 ρ 的大小，密度大的气柱气压减小得快，密度小的气柱气压减小得慢。而在气压相等的情况下较冷的空气密度较大，较暖的空气密度较小，因此，冷气柱中气压随高度降低得快，暖气柱中降低得慢，这个结论是分析高低空气压系统配合的主要依据。另外由于高空的密度总是比低空小，所以高空的气压降低慢，低空的气压降低快，气压随高度以指数形式减少。上述的讨论也可用于单位气压高度差

$$\Delta H=\frac{1}{\rho g}$$

根据上式可计算出不同气温、气压条件下的 ΔH 值，如表 1.1 列出了一部分数值。

表 1.1　不同气温气压条件下 ΔH 值（米/毫巴）

ΔH / T(℃) / P(毫巴)	-40	-20	0	20	40
1000	6.7	7.4	8.0	8.6	9.3
500	13.4	14.7	16.0	17.3	18.6
100	67.2	73.6	80.0	86.4	92.8

从表 1.1 中可见在地面天气图上气压相差 5 毫巴，约相当于高度相差 40 米。在 500 毫巴高空图上则要高度差 80 米才约相当气压差 5 毫巴。

三、空气的状态方程

空气的状态是指空气的密度（ρ）或比容（V），压强（P）和温度（T）；状态方程就是指这三个量之间的关系，其数学表达式为：

$$P=\rho RT=\frac{RT}{V}$$

其中 R 为气体常数。知道了 T、P、ρ（或 V）三者之二就可由状态方程确定第三个量，而 ρ（或 V）又不能直接测量，因此在天气分析中常常只用 P 和 T 来表征大气的状态。

根据上述的状态方程，空气状态的变化可以有三种基本变化方式：

（1）空气的等温变化，即空气的温度不变，则气压增加必然导致密度增加，反之亦然。如果把密度换成比容（V），则等温变化可表达为气压增加必然导致体积（比容）的缩小，气压减小必然导致体积膨胀。

（2）空气的等容变化，如空气的体积（V）不变，则空气的温度升高必然导致气压增加，温度降低气压减小。

（3）空气的等压变化；当空气的压强不变时，空气的温度升高必然导致空气的体积膨胀，温度降低体积收缩。

四、大气中的辐射过程

自然界中的一切物体都在时刻不断地以电磁波的形式向外传递能量，这样的能量传递方式称为辐射，辐射能量的大小和物体的温度有关。物体除了能放出辐射外还能吸收，反射和散射辐射，大气中的辐射主要有以下几种：

（1）太阳辐射，它是大气主要能量来源，太阳辐射到达大气层后首先被臭氧，其次被二氧化碳、水汽和云吸收掉约 19%，然后又被地面吸收 51%，剩下的 30% 被空气、云、地面反射回宇宙空间。太阳辐射也称短波辐射。

（2）地面和大气的长波辐射，地面和大气一方面吸收太阳辐射，同时也根据本身的温度时刻不停地向外放出波长比太阳辐射要长得多的长波辐射。因为大气直接吸收太阳辐射很少，它主要靠吸收地面的长波辐射而增热，因此长波辐射是大气中不可忽视的辐射过程。大气中的水汽和二氧化碳均能强烈地吸收长波辐射。

在有云的情况下，白天由于太阳辐射被云层反射回去，不能到达地面，使地面白天的气温较低，夜间，由于云层本身放出的长波辐射被地面所吸收，使地面的热量不易散失，夜间的气温不会降低很多。

五、空气的垂直运动和大气的稳定度

造成空气垂直运动的原因有两种，一是由于水平气流的辐散和辐合造成的系统性垂直运动；另一种是由于空气团的温度与周围空气的温度有差异，即大气不稳定造成的垂直对流。

所谓水平气流的辐散、辐合是指在固定区域中，由于空气的水平运动沿该区域的边界有空气自内向外流出则称为辐散，流入则称为辐合，如图 1.2 。显然在沿着区域的边界既有流入又有流出的情况下，如流入小于流出则称辐散，反之称辐合。在水平面上出现辐散的情况下，由于空气沿水平方向上流出，必然导致在垂直方向上有空气向该区域流入，以补充水平方向的流出。造成垂直方向空气流入可有三种垂直运动分布，见图 1.3，其中（1）是在该面上方空气下沉，下方空气上升；（2）是在该面的上下都是上升运动，但下方上升快，上方上升慢；（3）该面上下都为下沉气流，但上方下沉快下方下沉慢；这三种垂直运动分布均可造成空气在垂直方向上的流入，以补充空气水平辐散造成的流出。在水平面上出现辐合，则垂直运动情况与上述相反，也有三种垂直运动分布见图 1.4，（1）是上方为上升气流，下方为下沉气流；（2）上下均为上升气流但上方快下方慢；（3）上下均为下沉气流，但上方下沉慢下方下沉快。在近地面层，下方由于是地表面，空气不能穿过地面向上或向下，因此近地面层中气流的辐合或辐散引起的垂直运动只能是辐散引起下沉运动，辐合引起上升运动，如图 1.5 所示。必须指出，一般来说当近地面有辐合上升时，对应上空往往有辐散；当近地面有辐散下沉时，对应上空往往有辐合。辐合辐散造成的系统性垂直运动在数量上比水平运动速度小得多，一般垂直速度仅是水平速度的 1/1000 到 1/100，即几个或几十个厘米/秒。

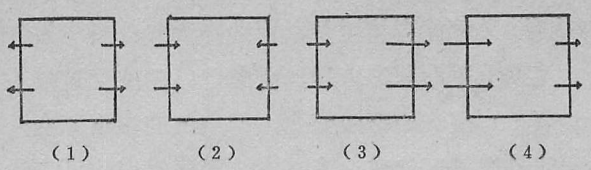


图 1.2　辐散和辐合示意图

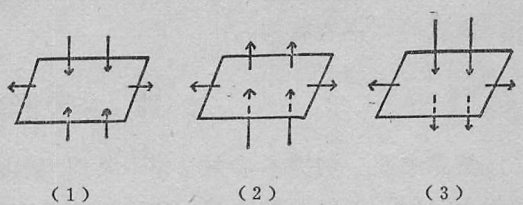


图 1.3　自由大气中水平气辐散与垂直运动的关系

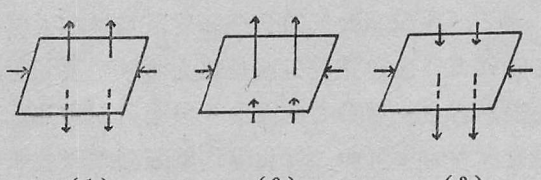


图 1.4　自由大气中水平辐合与垂直运动关系

垂直运动的另一种方式是由于大气不稳定造成的垂直对流。对流是怎样产生的呢？为了便于说明问题，我们取单位体积的一小团空气来讨论，如果这团空气的密度为 ρ'，则它

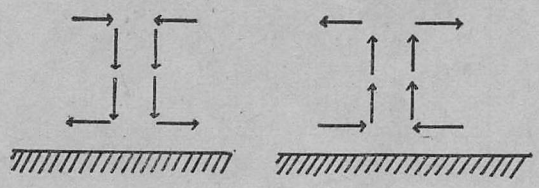


图 1.5　低空水平气流辐合、辐散与垂直运动关系

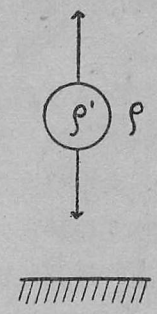


图 1.6　对流的产生

受到的重力为 $\rho g'$，如果周围空气的密度为 ρ，则此空气团又受到一个浮力为 ρg，如果浮力大于重力，则空气团将上升，如浮力小于重力，则空气团将下沉，见图 1.6。

大气中的对流能否发展取决于大气的稳定度。什么是稳定度？举例来说，图 1.7 中有三个球，分别放置在凹面、凸面和平面上。位于凹面里的球，受外力作用离开原位以后总会返回到原来的位置，这种状态称为稳定状态。位于凸面上的球，只要轻轻一碰，就会急滚而下，不能再返回原位，这种状态称为不稳定状态。位于平面上的球，则随便把它挪到那里，它就停在那里，这种状态称为中性平衡状态。

图 1.7　三种不同的稳定度

大气稳定度的含义与上述相似。大气中某一高度上的一团空气，假定它受外力作用产生了向上或向下的运动，那末也可出现三种情况：如果空气团能返回原来高度，我们说这时的大气是稳定的；如果空气团离开原位后加速向前运动，我们说这时的大气是不稳定的；如果它被推到某高度后，既不加速，也不减速，我们说这时的大气是处于中性平衡状态。

大气是否稳定，可从大气的垂直递减率 γ 与大气干绝热递减率 γ_d 或与大气湿绝热递减率 γ_m 的对比中作出判断。

所谓干绝热递减率是指空气块在垂直运动过程中，如果和周围环境没有热量交换，仅由于气压的变化造成气块体积的膨胀或压缩而产生的气块温度变化，其数值约为每上升100米气块温度下降1℃，称为干绝热递减率，一般记为 γ_d。

湿绝热递减率是指已经饱和并含有一定量水滴的湿空气块在垂直运动过程中，如果和周围环境没有热量交换，除因气块体积变化或产生的温度变化外，在上升过程中气块中水汽凝结放出潜热，在下沉过程中水滴蒸发吸收热量。所以由于水相变化上升时降冷要少，下沉时增温也少。即湿绝热递减率比干绝热递减率要小，约 0.6℃/100 米。通常用 γ_m 来表示。如图 1.8 中，设有 A、B、C 三团空气，均位于 200 米的高度上，这三团空气在作升降运动时，其温度按干绝热递减率变化，为 1℃/100 米；而周围空气的温度直减率 γ 分别为 0.8℃/100 米、1.0℃/100 米、1.2℃/100 米。

A 团空气受到外力作用后，如果上升至 300 米高度（如图上实矢线所示）则本身的温

度将由于气压降低体积膨胀从12℃降低为11℃，而300米高度周围空气的温度为11.2℃，因此A团空气的密度将大于周围空气的密度，浮力小于重力，A团空气向上的速度就要减小，并有返回原来高度的趋势（如图上虚矢线所示）；如果A团空气下降到100米处，本身温度由于绝热压缩将从12℃升高到13℃，而100米处周围空气的温度为12.8℃，因此A团空气下降后的密度将小于周围空气的密度，浮力大于重力，A团空气向下的速度将要减小并有返回原来高度的趋势。由此可见，当$\gamma<\gamma_d$时，大气是处于稳定状态。

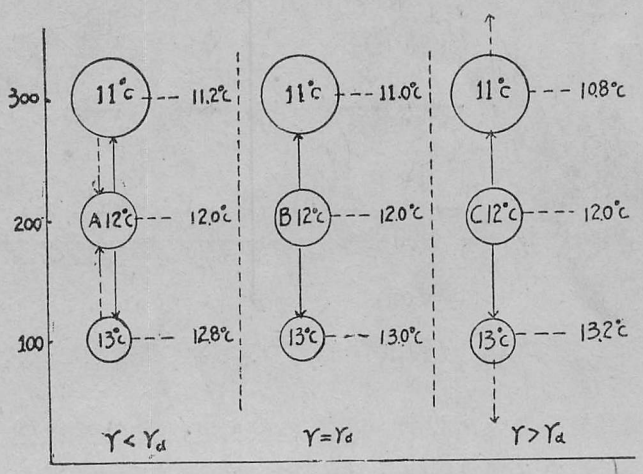


图1.8

B团空气受外力作用后，不管上升或下降，其本身温度均与周围空气温度相等，浮力与重力相等，因此它的加速度等于零，由此可见，当$\gamma=\gamma_d$时，大气是处于中性平衡状态。

C团空气受到外力作用后，如果上升到300米高度，其本身温度（11℃）高于周围空气的温度（10.8℃）故要加速上升；如果下降到100米高度，其本身温度（13℃）低于周围空气的温度（13.2℃），故要加速下降。由此可见，当$\gamma>\gamma_d$时，大气是处于不稳定状态的。

同理，饱和空气作垂直运动时，若$\gamma<\gamma_m$大气是稳定的，若$\gamma=\gamma_m$，大气是中性的，若$\gamma>\gamma_m$，大气是不稳定的。

综上所述，可以得到以下几点结论：

（1）γ越大，大气越不稳定；γ越小，大气越稳定。如果γ很小，甚至等于或小于零，也就是逆温时，则将严重地阻挡对流的发展，因此常将γ很小的层或逆温层称为阻挡层。

（2）当$\gamma<\gamma_m$时，不论空气是否达到饱和，大气总是处于稳定状态，因而称为绝对稳定；当$\gamma>\gamma_d$时则相反，称绝对不稳定。

（3）当$\gamma_m<\gamma<\gamma_d$时，对于饱和空气来说是不稳定的，对于未饱和空气来说是稳定的，因此当外界条件使空气团能上升到饱和高度，则空气可以由稳定变为不稳定，大气中的这种情况称为条件性不稳定，一般来讲自然大气中$\gamma>\gamma_d$的绝对不稳定状态很少出现，常见的不稳定是条件性不稳定。

不稳定对流所造成的垂直速度比系统性垂直速度大几十倍，其数值可达几米/秒、十几米/秒。对流引起的上升运动是产生暴雨的重要原因之一。

六、大气中的凝结和降水过程

大气中只要水汽压接近饱和水汽压，就会发生凝结。但在实验室里却发现，在没有任何杂质的空气中，水汽过饱和至相对湿度为300—400%时也不会发生凝结。这时，如果投入具有吸水性的微粒，便立即会发生凝结。这种能促使水汽凝结的微粒叫做凝结核。大气中的烟粒、微尘，以及海水浪花蒸发后遗存于大气中的小盐粒等都可以作为凝结核。

大气中凝结核总是存在的。因此能否产生凝结，取决于空气能否达到过饱和。使空气达到过饱和的原因不外乎两个方面：增加空气中的水汽，使水汽压大于饱和水汽压；减小饱和水汽压，使它小于当时的水汽压。前者发生在暖的水面蒸发使空气中的水汽增加达到过饱和状态，例如秋冬早晨水面上的“雾气”（即蒸发雾）就是这样形成。后者发生在空气的冷却过程中，因为饱和水汽压和温度有关，温度下降，饱和水汽压就减小，当温度下降到饱和水汽压小于水汽压时就可以产生凝结现象。大气的冷却方式有以下几种：

（1）绝热冷却：空气上升，因膨胀而绝热冷却，每上升100米温度下降1℃。当空气上升到一定高度，空气就达到饱和，发生凝结。空气的上升运动前面已讲过，有系统性的上升运动和对流造成的上升运动。前者形成雨层云、卷层云和高层云等层状云。后者造成淡积云、浓积云、积雨云等积状云。

（2）辐射冷却：夜间、空气本身要辐射冷却，同时由于地面辐射冷却的影响，近地面层的空气温度将不断下降，在水汽较充沛的情况下，辐射冷却就可造成凝结，如辐射雾，层云等。

（3）平流冷却：当暖空气流经冷地表时，由于空气不断地把热量传给地表，气温也会下降，产生凝结，如平流雾。

从云层中降落到地面的液态或固态水统称为降水。降水来自云中，但有云并不一定有降水。只有当云体发展到一定程度，使云滴增长到上升气流再也托不住的时候，大云滴才会离开云体降落，在降落过程中，一部分云滴在空中蒸发掉，一部分在空中没有被全部蒸发掉落到地面成为降水。因此能否造成降水主要取决于云滴能否增长到足够大的程度。造成云滴增长的物理过程有两种：

① 凝结（凝华）增长：由于云体继续上升而绝热冷却或云外不断有水汽输入云中，使得云滴周围的实有水汽压大于云滴表面上的饱和水汽压，云滴就会因水汽凝结（凝华）而增长。当云中水滴和冰晶共存时，在温度相同的条件下，由于冰面饱和水汽压小于水面饱和水汽压，会使水滴不断蒸发变小，冰晶不断凝华增大；当大小不同的水滴在云中共存时，也会因饱和水汽压不同而使小水滴不断蒸发变小，大水滴不断凝结增大。

② 云滴相互合并增长：云滴增长时，云滴大小不同，其降落速度也不同，大云滴降落得快，小云滴降落得慢，因而降落快的大云滴就会追上降落慢的小云滴而合并成更大的云滴。云滴增大以后，它的横截面积变大，在下降过程中又能合并更多的小云滴，犹如滚雪球一样越滚越大。因此当云层厚时，云滴在云中合并增大的路程也长，有利于云滴的增大。

最后需要指出，一般来说云底越低，越易降水，因云底高度低时，云滴离开云体降落到地面的路程短，不容易被蒸发掉。

七、空气的水平运动

空气的水平运动，即我们平常说的风，是大气运动的主要形式，也是产生各种各样天气的主要原因，因此研究风的规律是我们讨论的重点。

空气的水平运动——风，是由作用于空气上的力来决定的，这些力有水平气压梯度力，水平地转偏向力，惯性离心力，摩擦力。

（1）水平气压梯度力：它是由于水平气压分布的不均匀，即存在气压差（水平气压梯度）而产生的力。水平气压梯度为由高压指向低压的方向上（垂直于等压线方向）单位距离内气压的改变量，其数值为 $-\frac{\Delta p}{\Delta n}$，其中 Δn 为距离的改变量，Δp 为气压的改变量。这个气压梯度造成使空气从高压区流向低压区，气压梯度力的数值为

$$G = -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

其中 ρ 为大气的密度。在一般情况下，当气压梯度为 1 毫巴/纬距时，气压梯度力可造成约 0.07 厘米/秒^{2}的加速度，也就是在三小时后，空气的速度可由零增大到 7.6 米/秒。

（2）水平地转偏向力：如果空气只受气压梯度力的作用，则风应该从高压吹向低压，并且风速不断加大，而实际上风向往往基本上是和等压线平行的，风速也不是无限制加大的。这是因为在转动的地球上，空气除了受到气压梯度力的作用外，还受到由于地球自转所造成的水平地转偏向力的作用。为什么地球的自转会造成地转偏向力呢？让我们先来看一个例子，如图 1.9 所示。有一个圆盘绕通过中心 O 的垂直轴作逆时针方向的旋转，当有一个小球自中心 O，向 OB 方向运动时，则站在圆盘外 B 点上观察的人看来，小球是走的直线运动向它滚来，而站在圆盘 A 点上的人看来，由于当小球向 OB 方向滚到圆盘边缘时，站在圆盘上的人已由 A 随着圆盘的转动移到了 A_1 的位置上，所以小球并没有向站在圆盘上的人滚来，而是向右偏到 A 的位置上了，如图中虚线所示。这就是由于圆盘的转动而产生的偏向力，地球的自转所造成的相类似的偏向力称为地转偏向力，可以证明水平地转偏向力的大小

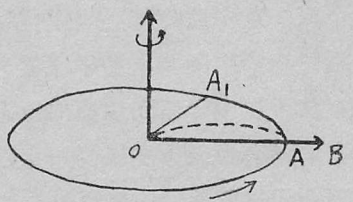


图 1.9　地转偏向力示意图

$$A = 2\omega \sin\varphi V$$

为其中 ω 为地球自转角速度，φ 为纬度，V 为风速。可以看出水平地转偏向力的大小和风速成正比，当风速为零，即空气相对地球处于静止状态时，空气不受地转偏向力的作用：在北半球地转偏向力垂直指向运动方向的右方，它只改变运动的方向，不改变空气相对于地球的运动速度；水平地转偏向力随纬度的降低而减小，在赤道上水平地转偏向力为零，这

是因为赤道的地平面只随地球自转发生翻动，而没有转动的缘故。

地转偏向力有多大呢？如果在纬度30°处风速为10米/秒，则地转偏向力和1毫巴/纬距的气压梯度力大小相等。

（3）惯性离心力：当物体作圆周运动时，物体受到惯性离心力的作用，其大小为

$$C=\frac{V^2}{r}$$

V 为物体的线速度，r 为曲率半径；其方向为自圆心指向外。

（4）摩擦力：摩擦力有二种，一是由于二层空气之间，由于它们的运动速度不同而产生的摩擦力，称为内摩擦力；一是由于运动的空气和地面之间产生的摩擦力，称为外摩擦力。内摩擦力和垂直方向上单位距离内风的向量差（即风的垂直切变）成正比；外摩擦力和地面风速的大小成正比。

由于上述这四种力的作用造成的空气水平运动形式主要有二种，地转风和梯度风。

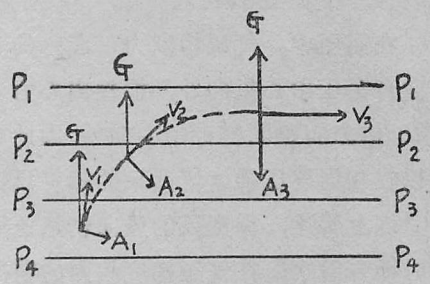


图1.10　地转风形成示意图

① 地转风：如图1.10所示在平直等压线的气压场中，暂时静止的空气因受气压梯度力（G）的作用，由高压流向低压。空气一流动地转偏向力（A）立即产生，并迫使它向右方偏离（在北半球）。在气压梯度力的作用下，它的速率越来越大，地转偏向力也逐渐增大，并使它继续向右偏离。最后，当地转偏向力增大到与气压梯度力大小相等方向相反时，空气就沿等压线作等速直线运动，地转风就形成了。可见地转风方向与水平气压场之间存在着如下关系：在北半球，风平行于等压线，背风而立高压在右，低压在左（南半球相反），这就是在天气图分析中经常要用到的风压定律。

由于地转风时，气压梯度力与地转偏向力相等，即

$$G=A$$

由于

$$G=-\frac{1}{\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}\qquad A=2\omega\sin\varphi V_g$$

故

$$V_g=-\frac{1}{2\omega\sin\varphi\rho}\frac{\Delta p}{\Delta n}$$

可见地转风的大小和气压梯度成正比，和空气的密度及纬度的正弦成反比，可以证明在等压面图上，地转风和等压面上的位势梯度的关系为

$$V_g=-\frac{9.8}{2\omega\sin\varphi}\frac{\Delta H}{\Delta n}$$

其中 H 为等压面上的位势高度。

② 梯度风：地转风是平直等压线情况下的风。实际天气图上的等压线是弯弯曲曲的，在这种情况下实际风不同于地转风。

任一曲线都可以看成由一些具有不同曲率的圆弧所组成，因此可将弯曲等压线情况下的风简化为圆形等压线时的风来研究。

在自由大气中，空气作曲线运动时，水平方向作用于空气的力，除了气压梯度力和地转偏向力外，还有惯性离心力C，这三个力达到相对平衡时的风叫做梯度风。

在低压中，气压梯度力（G）的方向指向低压中心，惯性离心力（C）的方向则自中心向外，与气压梯度力方向相反，故在取得平衡时所需的地转偏向力较地转风情况下为小，因此在相同的气压梯度情况下，梯度风比地转风小（见图 1.11）。

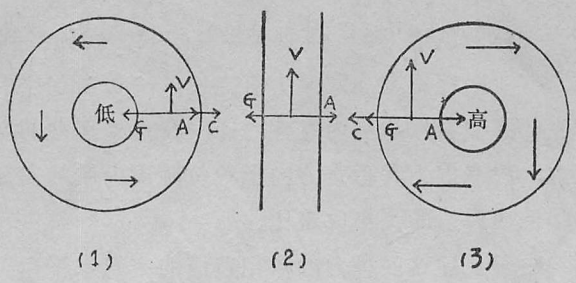


图 1.11　高压和低压中的梯度风和地转风

在高压中，气压梯度力（G）的方向自高压中心指向外，惯性离心力（C）的方向也同样自中心向外，因此在取得平衡时所需的地转偏向力较地转风情况下大，所以在相同气压梯度情况下的梯度风比地转风大。

综上所述，梯度风的风向仍然遵循风压定律，因此低压中按反时针方向吹，高压中按顺时针方向吹；在气压梯度相同的情况下高压中的风速比低压中的大。

需要指出的是，可以从理论上证明在高压中心附近不能有很大的气压梯度，因为高压中心附近r很小，惯性离心力很大，使气压梯度力不能平衡惯性离心力和地转偏向力。同理，范围很小而气压梯度很大的高压也是不可能存在的。以上结论与实际情况是一致的，在天气图上，高压脊或高压中心附近的等压线一般总是比较稀疏的。

最后要讨论一下地面摩擦力对风的影响。在地转风的情况下，地面摩擦力与风向相反。在摩擦力和气压梯度力及地转偏向力三者平衡时，见图 1.12，平衡时的风速比无摩擦时的地转风小，并气流吹向低压一方。风与等压线的交角在陆地上约 35—45°，海上约 15—20°，在弯曲等压线的气压场中，在有摩擦时，低压中的空气有向内流的分量；高压中的空气有向外流的分量。

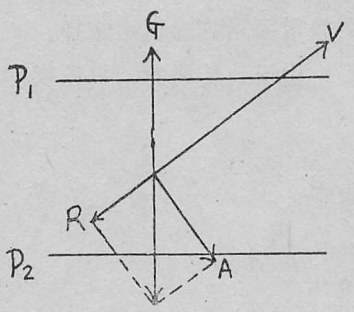


图 1.12　地面上的地转风

§1.2　天气图的填绘

天气图是研究天气系统发展变化的最基本工具，这一节扼要介绍天气图填绘的方法，填图是根据收到的气象电报进行的，这里不讲每个要素是如何观测以及编报，只是说当收到电报后如何填图，填图之后又如何绘图分析。

一、填　图

1.地面天气图

图 1.13 是一个地面图的填图格式及实例。其中 PPP 为气压，单位为毫巴，保留一位小数，如 248 即 1024.8 毫巴，略去 1000 不填。TT 为气温，取整数，－11 即－11℃。圆圈中的 N 表示总云量，按表 1.2 中的规定填绘。C_L、C_M、C_H 分别表示低、中、高云的云状，没有其中任何一种云时电码为零，不填，其余按表 1.2 填绘。$\pm ppa$ 表示三小时气压变量，单位亦为毫巴，有一位小数，如＋08 表示三小时气压上升 0.8 毫巴。WW 为现在天气，W 为过去天气，VV 为能见度，N_h 为低云量，h 为低云高，以米为单位，均按表 1.2 填绘，RR 为降水量，单位为毫米。风向用风向杆表示风的来向，风速大小用风向杆上的矢羽表示，每长杆代表 4 米/秒，短杆 2 米/秒，图中实例为西南风 6 米/秒。

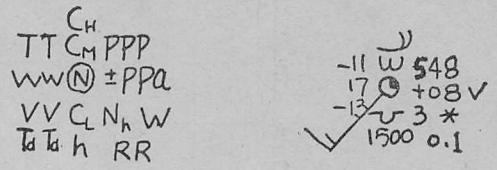


图 1.13　地面天气图填图举例

2.高空等压面图

图 1.14 为等压面填图格式及实例。图中 HHH 为等压面高度单位是位势什米，略去个位，如 584，对 500 毫巴来讲应为 5840 位势米。TT 及 T_dT_d 为气温与露点，单位都是℃。风的填法与地面图一样，当风速超过 20 米/秒时以三角表示。如图中风为西风 24 米/秒。

图 1.14　等压面图填图举例

二、海平面气压分析

气压的分布称为气压场。海平面上的气压分布称为海平面气压场。其它气象要素场的概念与此相同。

海平面气压场分析就是在地面图上绘制出等压线，即将气压数相同的各点连成线。绘制出等压线后，就能清楚地看出气压场在海平面上的分布情况。

1.等值线分析原则

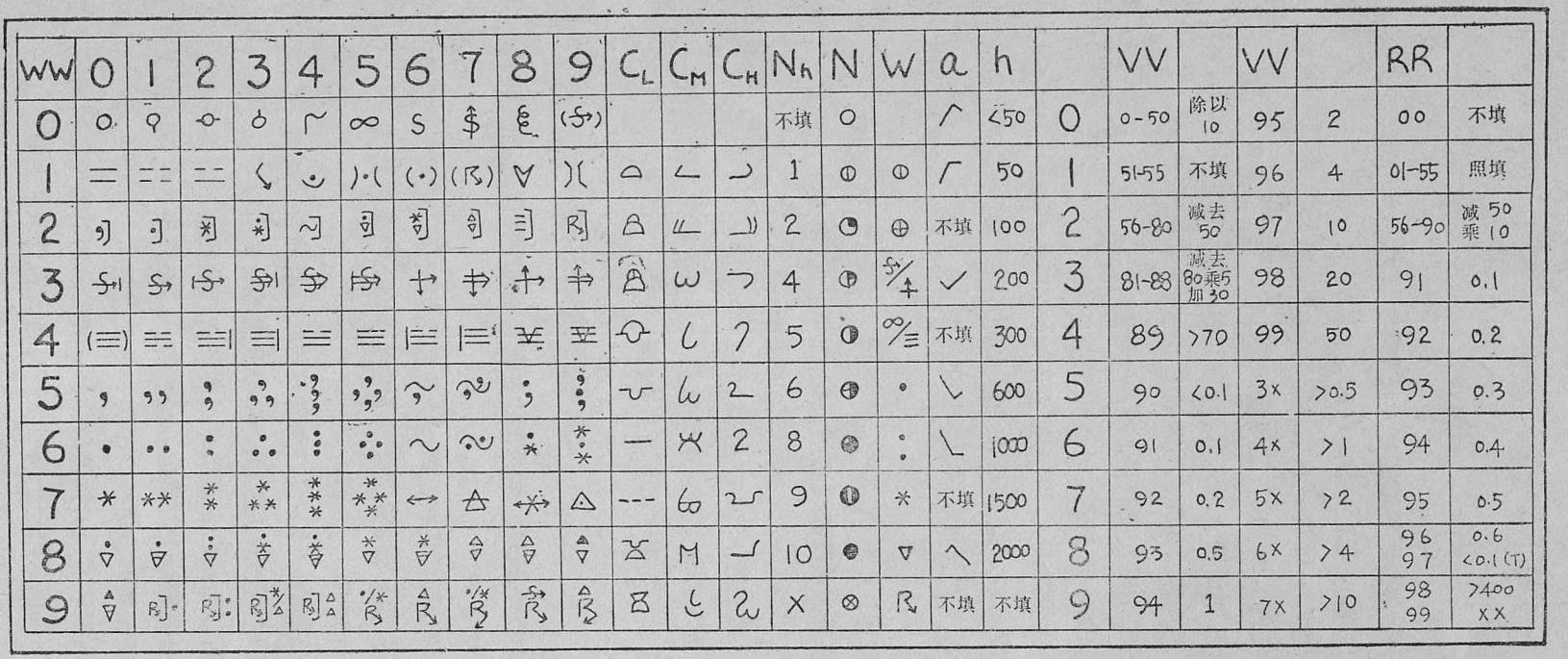
等压线是等值线的一种，具有各种等值线分析的共同规律。图 1.15 是一张海平面上等压线分析图。从图中等压线的特点，可以看出等值线有以下几个基本特点。掌握了等值线的这些特点，就可以运用它来正确地进行各种气象要素的等值线分析。

（1）同一条等值线上要素值处处相等。即必须使等值线通过数值相等的测站。

（2）等值线一侧的数值恒高于另一侧的数值。

（3）相邻两根等值线的数值必须是连续的，即其数值必须相等（在二个高值区之间或二个低值区之间），或只差一个间隔（在高值区和低值区之间）。

表 1.2　地面图填图符号



WW	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	C_L	C_M	C_H	N_h	N	W	a	h		VV		VV		RR	
0														不填	0			<50	0	0-50	除以10	95	2	00	不填
1														1				50	1	51-55	不填	96	4	01-55	照填
2														2			不填	100	2	56-80	减去50	97	10	56-90	减50 乘10
3														4				200	3	81-88	减去80乘5加30	98	20	91	0.1
4														5			不填	300	4	89	>70	99	50	92	0.2
5														6				600	5	90	<0.1	3×	>0.5	93	0.3
6														8				1000	6	91	0.1	4×	>1	94	0.4
7														9			不填	1500	7	92	0.2	5×	>2	95	0.5
8														10				2000	8	93	0.5	6×	>4	96 97	0.6 <0.1 (T)
9														X			不填	不填	9	94	1	7×	>10	98 99	>400 XX

（4）等值线不能相交，不能分枝，不能在图中中断。

以上这四条规则是绘制等值线的基本原则，必须严格遵守。

作为等值线的一种特殊形式的等压线，在分析时除了应符合上述分析原则外，还必须遵守地转风关系，即等压线和风向平行，“背风而立，低压在左，高压在右”，在地面，由于摩擦作用，风与等压线有一定的交角，风从等压线的高压一侧吹向低压一侧。风和等压线的交角，在海洋上一般为 15°，在陆地平原地区约为 30°，但在我国西部和西南地区大部为山地和高原的情况下，风和等压线可以有很大差异。图 1.16 为等压线和风的关系。在分析等压线时，地转风关系也是必须严格遵守的。

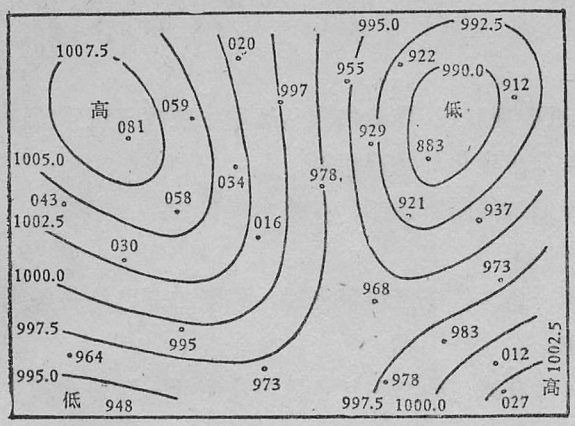


图 1.15　海平面图上的等压线

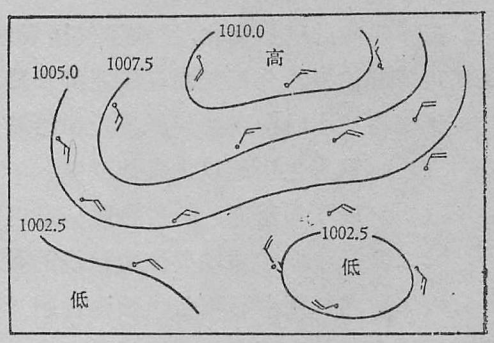


图 1.16　等压线与风的关系

2.绘制等压线的注意事项

（1）等压线一般应保持光滑，除非有可靠的记录外，应避免不规则的小弯曲和突然的曲折。

（2）相邻两站间气压变化比较均匀时，等压线的位置可用内插法确定。在风速大的地方，等压线可分析得密集一些。

（3）根据梯度风的原则，在低压区中等压线可分析密集一些，在高压区，等压线应分析得稀疏些，高压中心附近应基本上是均压区。

（4）等压线通过锋面时，必须有明显的折角，或气旋性曲率的突然增加，而且折角指向高压一方。如图 1.17 所示。

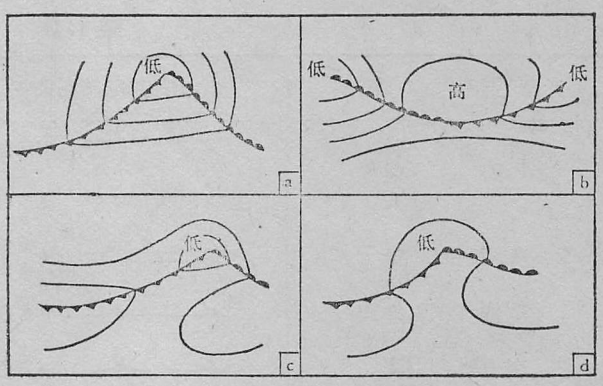


图 1.17　等压线通过锋面时的画法

3.绘制等压线的技术规定

（1）等压线用黑色铅笔实线绘制。地面图上每隔 2.5 毫巴画一条。数值为……997.5，1000.0，1002.5，1005.0……。

（2）不闭合的等压线画到图边，等压线的两端标注等压线的毫巴数值，数值与纬圈平行。

（3）闭合的等压线应在等压线正北端留一小缺口标注毫巴数值。

（4）在低压中心用红色铅笔标注“D”，高压中心用蓝色铅笔标注“G”，在台风中心用红色铅笔标注“ϕ”。高低压中心强度，用黑色铅笔标注在“G”和“D”的下方，其数值为低压把低压的小数位舍掉，如 1011.8 毫巴应标为 1011 毫巴；高压为最高气压记录的小数位进位，如 1023.3 毫巴，应标为 1024 毫巴。必须强调高低压中心应标注在反气旋式或气旋式流场的中心。

4.等三小时变压线的绘制

三小时内的气压变化，反映了气压场最近改变状况，使我们能从运动中观察气压系统，是确定锋的位置，分析判断气压系统和锋面未来变化的重要根据。

绘制等三小时变压线同样要遵循绘制等值线的基本原则，其技术规定为：

（1）用黑色铅笔以细虚线绘制。

（2）以零为基准，一般每隔一毫巴画一条。等变压线很密时，每隔二毫巴绘一条。

（3）每条线的两端要注明该线的数值。

（4）在加压中心用蓝色铅笔注明“+”，在减压中心用红色铅笔注明“-”，并在右方注明最大变压的实际数值，取小数一位。

5.锋和天气区的描绘

地面天气图上除了分析等压线和等变压线外，还要用颜色铅笔描绘锋面和各种主要天气现象的分布。各种锋面的描绘规定见表 1.3，各种天气区的描绘规定见表 1.4。

图上还常标出锋面的过去位置（用黄色线条表示）以及高、低压中心（用黑色圆圈和圆点表示），并用矢线将它与当时的高、低压中心连接起来，以表示它们过去的移动路径。描绘过去系统位置和强度，便于预报员正确分析和预报天气。

表 1.3

锋面	在分析图上有色符号	在单色铅印图上的符号
暖锋	（红色）	
冷锋	（蓝色）	
准静止锋	（蓝色/红色）	
暖性锢囚锋	（紫色）	
冷性锢囚锋	（紫色）	
切变线	（棕色）	

表1.4

天气现象	成片的	零星的	说明
连续性降水	绿色	绿色	除雨以外，其它性质的降水均应标注符号
间歇性降水	绿色	绿色	同上
阵性降水	绿色	绿色	过去天气和现在天气中的阵性降水均应标注
雷暴	红色	红色	过去天气和现在天气中的雷暴均应标注
雾	黄色	黄色	
沙（尘）暴	棕色	棕色	
吹雪	绿色	绿色	
大风	棕色	棕色	凡地面图上填写的风速在12米/秒（即6级）以上，即应标注，其方向与实际风向相同

6.气压场的基本型式

通过等压线分析所显示出来的气压场有五种基本型式，如图1.18所示，任何一张天气图都是这五种型式构成的。这五种基本型式为：

（1）低压：由闭合等压线构成的低气压区，气压从中心向外增大，其附近空间等压面，类似下凹的盆地。

（2）高压：由闭合等压线构成的高气压区，气压从中心向外减小，其附近空间等压面类似上凸的山丘。

（3）低压槽：从低气压区中延伸出来的狭长区域，叫低压槽，简称为槽，槽中的气压值较二侧的气压低，槽附近的空间等压面，类似地形中的山谷。从南伸向北的槽称为倒槽，槽中各条等压线弯曲最大处的连线称为槽线。

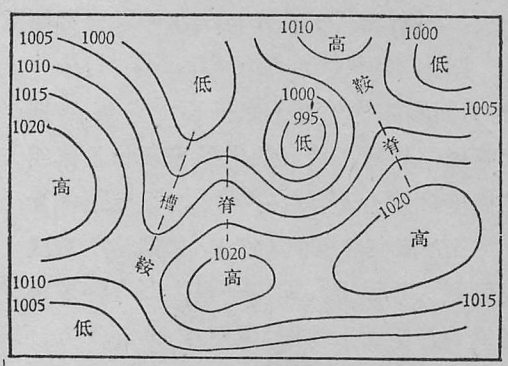


图1.18　气压场的基本型式

（4）高压脊：从高压区延伸出来的狭长区域，叫做高压脊，简称为脊，脊中的气压较二侧的气压高，脊附近的空间等压面类似地形中的山脊。脊中各条等压线弯曲最大处的连线称为脊线。

（5）鞍形场：两个高压和两个低压交错相对的中间区域，称为鞍形场，其附近空间等压面的形态类似马鞍形状。

三、等压面图的分析

1.等压面图的概念

空间气压场中气压相等的各点所组成的面称为等压面，由于同一高度上各处的气压不可能都一样，因而等压面也和地形一样是起伏不平的曲面，等压面的高低起伏称为等压面的形势，它实际上反映了等压面附近水平面上气压分布的高低。例如在图1.19中有一组数值为680、690、700、710毫巴的等压面和高度为H的水平面。由于气压总是随高度降低的，所以气压值大的等压面总是在下面，680毫巴等压面在最上面，而710毫巴的等压面在最下面。在高度为H的水平面上A点处的气压最高为710毫巴，而B点处的气压最低为690毫巴，所以700毫巴等压面必然在A点的上方在B点的下方，即700毫巴等压面在A点上空是凸起的，在B点处是下凹的。由此可知，同高度上气压比四周高的地方，等压面的高度也较四周为高，表现为向上凸起，而且气压高得越多等压面凸得越厉害（如A点），同高度上气压比四周低的地方，等压面的高度也较四周的低，表现为向下凹，而且气压越低，等压面向下凹得越厉害。因此了解各处等压面的高度就可以知道该等压面附近空间气压场的情况。等压面上的等高线就是等压面上高度相同的点的连线，根据等高线的分布，就可以看出等压面的起伏形势。

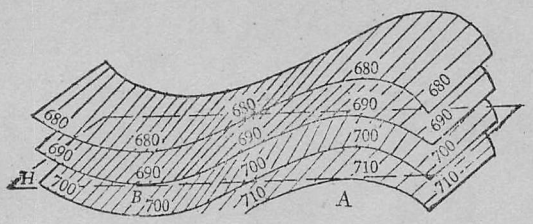


图1.19　等压面起伏与等高面上气压分布关系

图1.20中P为等压面，H_1 H_2……H_5为间隔相等的若干水平面，它们分别和等压面相截，截线的虚线表示每条截线的高度分别为H_1H_2……H_5，但气压都为P（因为都在等压面P上），如把这些截线投影到水平面上，即成一张上面有许多等高线的等压面形势图，见图1.20的下方。从图上可以看出，和等压面凸起部位相对应的，是由一组闭合等高线构成的高值区域，高度值由中心向外递减；和等压面下凹部位相对应的是由一组闭合等高线构成的低值区域，高度值由中心向外递增。

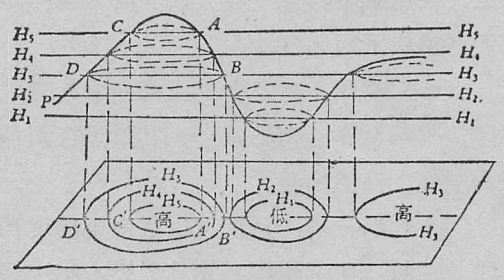


图1.20　等压面和等高线关系

常用的等压面图有以下几种：

850毫巴等压面图，海拔高度约为1500米。

700毫巴等压面图，海拔高度约为3000米。

500 毫巴等压面图，海拔高度约为 5500 米。

300 毫巴等压面图，海拔高度约为 9000 米。

2.等压面图分析技术

（1）等压面图上的等高线用黑色铅笔绘制，分析方法和等压线相同，除必须遵照等值线分析原则处还必须严格遵从风压关系，因为在高空图上风受摩擦的影响很小（个别高山附近例外）。各等压面上的等高线每隔 40 位势米一条，每一条线上省略个位数，并规定为

850 毫巴图上画……144，148，152……

700 毫巴图上画……296，300，304……

500 毫巴图上画……496，500，504……

（2）等压面图上还要用棕色铅笔画槽线和切变线。槽线是低压槽中等高线曲率最大点的连线，一般槽后为西北风，槽前为西南风，如图 1.21（1），在横槽的情况下槽后为东北风，槽前为西风或西北风，如图 1.21（2）所示。切变线是风向具有较明显的气旋式切变的地方，如图 1.21（3）所示。

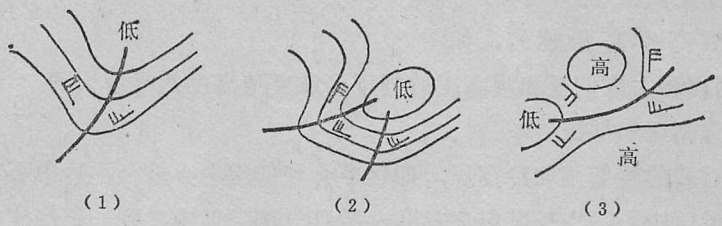


图 1.21　等压面上的槽线与切变线

（3）等压面图上的等温线用红色铅笔绘制，每隔 4℃画一条，规定为……－4，0，4，8，……等。冷中心用蓝色标注“L”，暖中心用红色标注“N”。分析等温线时要注意和等高线配合，一般在高压脊附近有暖脊存在，低压槽附近有冷槽存在，温度槽脊比高度槽脊位置偏西一些。

（4）根据等温线和等高线的配置可以分析冷暖空气的水平运动而引起的某些地区温度的增暖和变冷，即所谓温度平流。温度平流的判断方法为：如空气从冷区流向暖区，则为冷平流，如由暖区流向冷区则为暖平流，见图 1.22。温度平流的大小取决于当等温线和

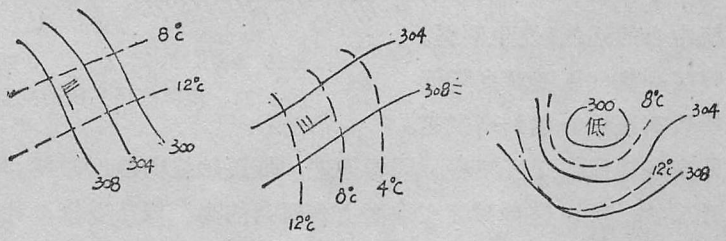


图 1.22　等压面上的温度平流

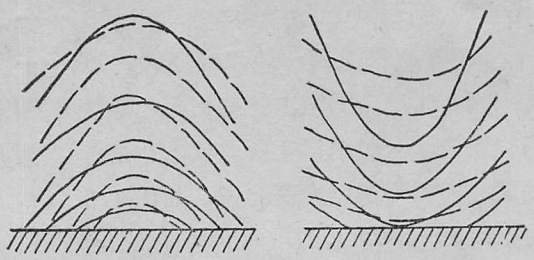
等高线越密，而且二者的交角越接近 90°，则平流越大；如等高线和等温线平行，则温度平流为零。后面我们将会看到温度平流会直接影响到高低空气压形势的变化。

四、气压系统的垂直结构

前面我们已经讲过，在暖空气中气压随高度的减小比在冷空气中慢。因为由于温度分布的不均匀，气压形势随高度的变化将发生改变，常见的气压系统的垂直结构可归纳为以下三类：

1.深厚而对称的高压和低压

此类系统是对称的冷低压和暖高压，是温度场的冷（暖）中心与气压场的低（高）中心基本上重合在一起的温压场对称系统。由于低压中心的温度低，所以低压中心的气压随高度降低较四周气压降低更快，因此越到高空低压越强，同样对称的暖高压也是越到高空高压越强，如图 1.23 所示，在剖面图上冷低压和暖高压的等压面坡度随高度都是增大的。



（1）暖高压　　（2）冷低压

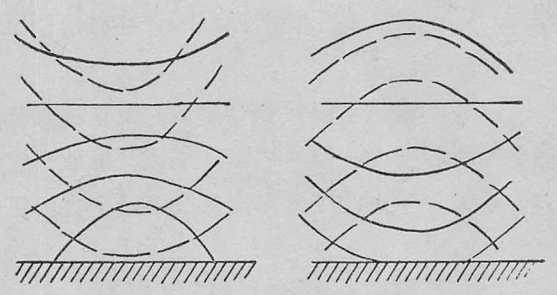
图 1.23　深厚气压系统的垂直结构

2.浅薄的对称高压和低压

此类系统是对称的暖低压和冷高压，即暖中心和低压中心重合，冷中心和高压中心重合。在地面上的低压中心，由于其温度较高，所以气压降低慢，到一定高度后，低压中心附近的气压反而变为较四周高，成为一个高压系统。在地面上的冷高压中心，由于温度低，气压随高度降低得快，所以到了一定的高度以后，高压就不复存在，而成为一个低压中心了。如图 1.24 所示。

3.温压场不对称的系统

这类系统是指在地面图上冷暖中心和高低压中心不重合的高低压系统。图 1.25 是不对称的高低压系统在剖面图上的情形。从图中可以看到由于温压场的不对称，使得气压系统中心轴线（同一气压系统各高度上的系统中心的连线）发生倾斜。在高压中，由于暖区一侧气压随高度降低比冷区一侧慢，所以高压中心越到高空越向暖中心靠近，即高压轴线向暖区倾斜。同样道理，低压轴线向冷区倾斜。由于不对称温度分布一般呈槽脊形状，所以这类系统在地面上是闭合的高、低压系统，到 500 毫巴等压面上气压形势也是呈槽脊形势，而且越到高空越呈冷槽暖脊的温压结构。由于在地面不对称的低压总是东暖西冷，不对称的高压总是东冷西暖，因此高低压的轴线总是向西倾斜



（1）冷高压　　（2）暖低压

图 1.24　浅薄气压系统的垂直结构

的，这是在天气图上最常见的现象，700 毫巴图上的槽线比 850 毫巴图上槽线偏西，500 毫巴图上的槽线则比 700 毫巴图上的槽线偏西，而地面的锋面则位于高空槽前（东侧），图 1.25 为各等压面图上的高空槽和地面图上锋面的相对位置示意图。我们在分析天气图时必须注意各层气压形势是否配合。

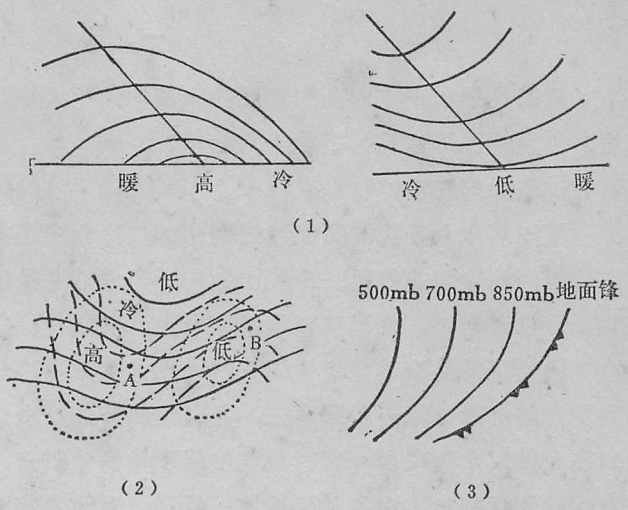


图 1.25　温压场不对称示意图

五、风随高度的变化和冷暖平流的关系

前面我们已经谈到由于温度分布不均匀会使气压系统在高低空的形式不同，根据风压关系，由于温度分布不均匀必然也同时会造成高低空的风不同，即风随高度的变化。我们来看图 1.25（2）中AB 二点的风。A 点，地面图上处于高压东侧应吹北风，在高空A点位于槽后应吹西北风，所以A点的风从地面到高空风向发生气旋式（逆时针）转动。从图1.25（2）中等温线和等高线的关系可以看出A点附近是冷平流。B点在地面处于低压东侧吹南风，在高空B点处于槽前应吹西南风，所以B点的风从地面到高空风向发生反气旋式（顺时针）转动，如图 1.26 所示。从图中等温线和等高线的关系可以看出B点附近是暖平流。因此我们可以从单站风向随高度的变化判断本站上空冷暖平流的情况。如果风向发生气旋式（逆时针）转动，则说明有冷平流，如果风向发生反气旋式（顺时针）转动，则说明有暖平流如图 1.26 所示。这对做好单站天气预报有重要的参考价值。

图 1.26　风随高度变化与冷暖平流

§1.3　锋

大气中的锋，就是性质不同的气团之间的交绥地带，在它附近，常常形成广阔的云层和降水区，有时还伴有大风、沙暴、雷暴等天气现象，因此，掌握锋的活动规律及其天气特点，是天气预报中的重要问题。由于锋和气团有着紧密的联系，所以首先简单介绍一下气团的概念。

一、气　团

气团是指水平方向上物理属性比较均匀的大块空气，其水平范围可达几百到几千公里，垂直范围可达几公里到十几公里。

1.气团的种类

气团基本上分暖气团和冷气团两种。冷气团是指温度比较低，常常是从北方向南移动到较暖的地表面的气团。冷气团使它所经之地变冷，而其本身则逐渐变暖。这种气团由于其低层迅速增温，气温垂直递减率增大，气层往往趋于不稳定状态，容易发生对流，因此冷气团低层常具有不稳定性天气特点。尤其是当冷气团来自海上，则由于水汽含量较多，到了大陆就形成积云和积雨云，甚至出现阵性降水或雷暴天气。但是，如果冷气团来自干燥的大陆，水汽很少，这时只能出现少量的淡积云，甚至碧空无云。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，对流发展旺盛，不稳定性的云和降水都出现在这时，风速也较大；夜间地面温度降低，气层趋于稳定，不稳定性天气逐渐减弱，消失，风速减少；清晨由于低层辐射冷却，还可能出现辐射雾。

暖气团是温度比较高的气团，这种气团使它所经之地变暖，而其本身则逐渐冷却，气温垂直递减率减小，气层趋于稳定，有时形成逆温，对流不易发展，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是具有这种天气的典型气团。如果暖气团中的水汽含量较少，则一般是少云或无云天气。暖气团中由于湍流和对流不发展，所以风的日变化不明显。

气团也可按它所产生的地理区域进行分类，一般有所谓冰洋气团（又称北极气团），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。

二、锋的概念

锋是冷、暖气团之间的狭窄的过渡区域，由于冷气团的密度较大，暖气团的密度较小，所以冷气团位于过渡带的下方，暖气团位于过渡带的上方。靠近冷气团一侧的界面叫做锋的下界，靠近暖气团一侧的界面叫做锋的上界。如图 1.27 所示。锋的宽度在近地面层中约为数十公里，在高空可达 200—400 公里。锋的长度可延伸数百至数千公里。因此锋的宽度比锋的长度小得多，可以将锋看成一个面，锋和地面的交界可以看成一条线。

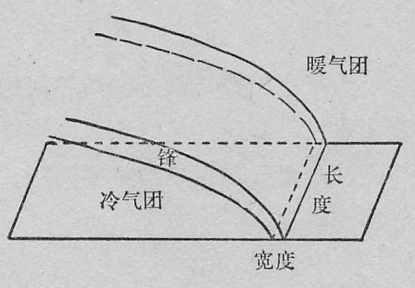


图 1.27

从图 1.27 中可以看到锋在空中是倾向冷空气方

向的一个倾斜面，这是锋的基本特征。

但在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的距离之比仅为1/50到1/150。

根据锋面二侧冷暖空气运动的不同情况可以将锋面分成冷锋、暖锋、静止锋、锢囚锋等，如图1.28，冷空气向暖空气一方推进的锋称为冷锋；暖空气向冷空气一方推进的锋称为暖锋；如冷暖空气相对静止或移动很慢的锋称为静止锋；如冷锋赶上暖锋两者重叠起来把暖空气抬离地面时的锋称为锢囚锋，另外还有根据锋面二侧气团性质的不同来命名锋的名称，如冰洋锋、极锋、副热带锋、露点锋等。

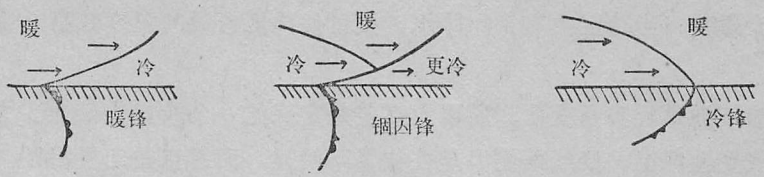


图 1.28　锋的种类

三、锋附近气象要素的分布特点及锋面分析

锋面两侧的气象要素有明显的差别，这种差别就是我们在日常工作中定锋的依据。

1.温度与湿度分布特点

锋是冷暖气团之间的界面，因此锋面两侧的温度有明显的差异，在冷暖气团内部，气温比较均匀，水平温差往往只有1—2℃/100公里。而在锋面附近，水平温差可达10℃/100公里。这一特点在高空图上的等温线可明显的看出。在锋区中的等温线非常密集，在气团内部等温线则很稀疏，如图1.29所示。因为锋在空间是向冷空气一侧倾斜的，所以如图1.30所示，高空锋区应在地面锋的冷空气一侧上空，并且等压面越高，高空锋区距地面锋线越远。了解了高低空锋区的配合，可根据高空锋的位置大致确定地面锋的位置。

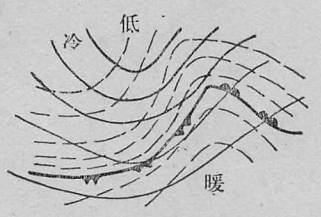


图 1.29　常见的冷暖锋与空中锋区

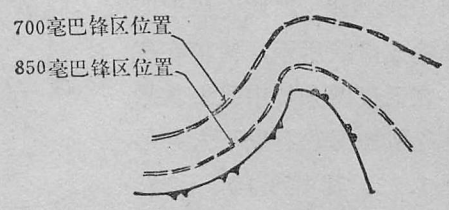


图 1.30　空中等压面图上的锋区与地面锋位置

就某一单站而言，如果该站上空有锋存在，由于锋上是暖空气，锋下是冷空气，因此自下向上通过锋区时气温必然有随高度增加的现象，即所谓锋面逆温，当锋面两侧的气团温差较小时，锋区中的温度垂直分布则表现为等温或微弱递减的形态，由于暖气团一般比

冷气团潮湿，所以湿度向上增大是锋面逆温的特点，当锋上有云层时，逆温顶部的相对湿度可接近100%。这是和由于空气下沉增热而产生的逆温完全不同的，在下沉逆温情况下湿度分布是下湿上干，和锋面逆温恰好相反，因此可以通过探空记录把锋面逆温辨认出来。

在水平方向上锋面两侧的湿度也有明显差别，因为一般来说暖气团中的露点经常比冷气团中的露点高得多。

在锋面分析中，锋线二侧有较大的温差，这是地面图上分析锋的主要依据，但由于气温是最容易变化的，所以气温在地势平坦，地表性质相似的情况下比较好用，尤其在冬半年，锋线两侧的温差比较明显。而在不同高度不同地表性质的测站之间，气温不能进行比较。如高原测站和平原测站，内陆测站和沿海测站之间气温不能进行比较。其次云和降水对气温有很大影响，当冷区内有云和降水，则可使冷区清晨的温度较高，使锋区两侧的温差模糊起来。

露点不象气温那样容易变化，所以露点差是定锋的一个较好的依据。尤其在我国南方，因冷空气变性增温，锋线两侧温差往往很不明显，而露点差却很明显，但当冷气团中有降水时，会使锋区两侧露点差减小。另外在我国西北广大地区，暖气团和冷气团一样很干燥，锋区两侧露点差别不大。同气温一样，使用露点定锋时，也要在同一高度上比较；并且注意在海岸线附近不能以露点差作为定锋的依据。

2.气压的分布特征

地面图上的锋总是位于气压槽中，也就是等压线穿过锋时有明显的气旋性弯曲。之所以如此可用图1.31来说明，图中沿AA′线上在暖气团中气压相同，在冷气团中离锋越远，冷气柱越长，所以气压也越高，如a点的气压由1000毫巴升到1002.5毫巴，b点的气压由1000毫巴升到1005毫巴，因此冷区中的等压线必然成虚线所示，锋落在气压槽中。在天气图分析中我们常看到锋和等压线的配置有以下六种形式，见图1.32，其中（1）、（2）、（3）为V形槽，（4）为平行槽，（5）为隐槽，（6）为倒槽。我国的冷锋有相当大的一部分位于隐槽中，所谓隐槽就是在锋两侧只有气压梯度的差别，即冷锋后的气压梯

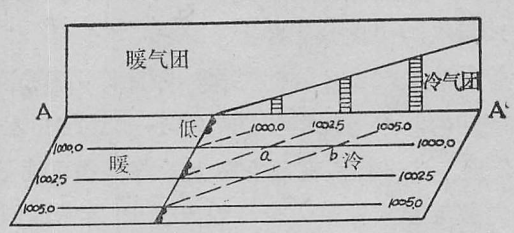


图1.31　锋附近气压分布

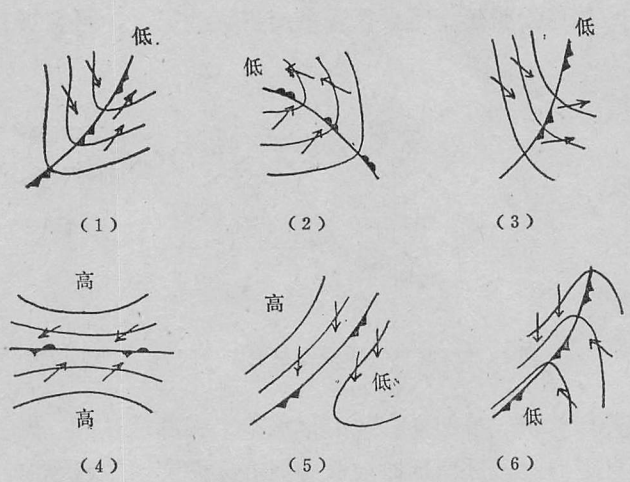


图1.32　锋附近的气压和风

度比冷锋前的大。

因为锋处于槽中，所以我们能根据气压场分析，比较准确地确定锋面位置。但并非有槽就有锋。许多地形槽以及暖性低压槽中就没有锋，如东北的松辽平原、华北的黄河下游、华东的武夷山区、台湾海峡等地区常有地形槽，但不能在这里面画锋。

3.风的分布特征

锋位于低压槽中，锋附近风的水平分布应具有气旋性切变，可以是风向的切变，也可以是风速的切变。图 1.32 中有相应的各种风的气旋性切变。

利用风来定锋时要注意在有地形风（山谷风，海陆风）的地区，一般来说当风速大时能反映大范围空气运动的情况，可以作为定锋的依据；当风速小时，往往是地方性风，缺乏代表性，不宜作为定锋的依据。同样海拔高度相差太远的测站风是不好比较的。此外，当有雷雨天气时，因受雷雨影响，也缺乏代表性。

根据单站测风可以判断该站上空的锋面是冷锋还是暖锋。如果风随高度的增高风向发生反时针转动，说明此站上空是冷平流，所以是冷锋，相反如果风向发生顺时针转动则是暖锋。

4.变压的分布特征

锋的移动会引起锋前后显著的三小时变压差别，这种差别是我们定锋和确定锋型的很好标志。如图 1.33，暖锋前，因有暖平流，暖空气代替冷空气，所以有显著的负变压；冷锋后，因有冷平流，所以有显著的正变压；暖锋后及冷锋前，因位于暖气团之中，气压随时间变化很小，这样在锋线二侧形成显著的变压差。当然气压系统的加强或减弱，也会引起气压变化，同时气压还有日变化，所以三小时变压并非全是锋面移动所造成的，但是不管怎样，由于锋所伴随着温度平流作用，暖锋前的变压代数值一定小于暖锋后的变压代数值，冷锋后的变压代数值一定大于冷锋前的变压代数值，静止锋两侧变压代数值无大差别。只有在雷雨时，由于中小尺度系统的影响，常使变压分布不规则，这时的三小时变压没代表性。

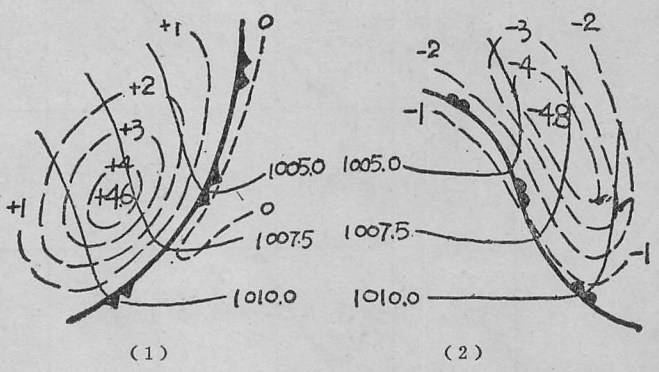


图 1.33　冷、暖锋变压分布

24 小时变压（ΔP_{24}）和 24 小时变温（ΔT_{24}）因为不受日变化的影响，因此是分析锋面，尤其是冷锋的好依据。特别是在我国西北、西南等地势起伏不平的地区，用处更大，因为那里的其它要素很难直接比较。

一般在冷锋后有 $+\Delta P_{24}$ 和 $-\Delta T_{24}$，冷锋前是 $-\Delta P_{24}$ 和 $+\Delta T_{24}$，这是很容易理解的，因

为冷锋移来时，其后方各地区的气压必然上升，气温下降，而在冷锋前，因24小时内一直在锋前，受暖气团控制，所以有增温和减压现象，不过它们的数值一般比锋后的加压和降温小得多。一般ΔP_{24}比ΔT_{24}更好用一些，因为气温受天空状况的影响大，缺乏代表性。由于ΔP_{24}和ΔT_{24}是较长时间的变量，变化较为缓慢，因此当锋面活动很频繁，一个接一个出现时，它们就不好用了，因为很可能在24小时内通过两条锋面，ΔP_{24}和ΔT_{24}自然就反映不出什么特点了。

5.云和降水

下面将讲到的各类锋面的天气特征也是定锋的依据。凡是大范围的成带状分布的移动性云带和降水带，大多是锋面天气的反映。不过有时冷区和暖区都有云和降水，界限不很清楚，这时须结合其它要素的分布综合分析，才能作出判断。

6.根据单站天气实况分析锋面

单站天气实况的时间间隔较短，对准确地确定本地区附近的锋面位置是有参考价值的。可将单站天气实况按图1.34的方式填制，测站的排列顺序是位于北方的测站排在上，南方的排在下（或西在上，东在下）。用与地面图分析的方法，可看出各站有无锋面过境及过境的大致时刻。在图1.34中可看出虎拉盖在6日有两条冷锋过境，一在14—17时之间，一在17—20时之间，前一条在14—17时之间也经过了海流图，在17—20时之间经过包头。

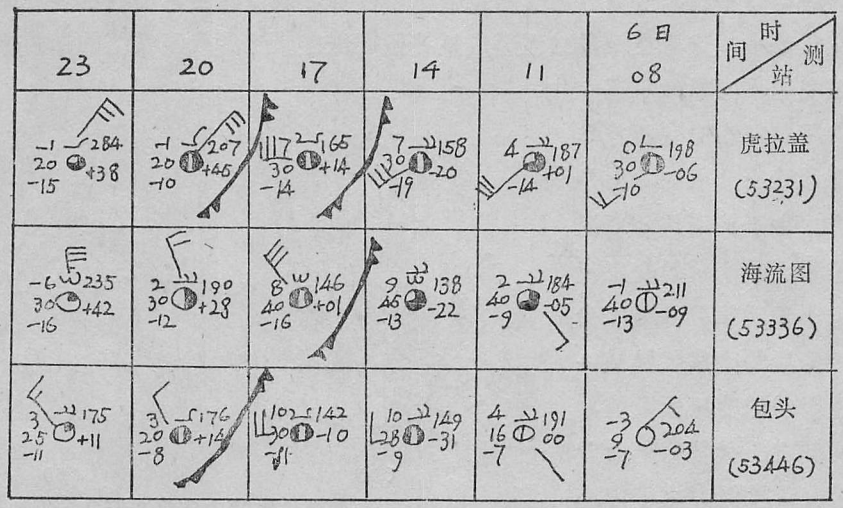


图1.34　锋面过境时单站天气的变化

由于锋面本身的强度、走向、移动和锋面所在地区的地理条件等很不相同，因此每条锋面附近各种气象要素的反映也各不相同，千差万别，因此上面所讲到的定锋方法必须仔细的、灵活的、有分析的运用，才能对面锋作出正确的、符合客观实际的分析。

四、锋面天气

锋面天气主要由锋的性质、锋的强度和坡度、锋和高空槽的配合，气团本身的稳定度，特别是和锋面两侧冷空气和暖空气的相对运动有关。下面介绍一些典型的锋面天气模式。

1.暖锋天气

暖锋一般处于高空槽前（见图 1.35），暖平流很盛的地方，极有利于上升运动。暖锋后的暖气团一方面向冷空气推进，同时也沿着锋面在冷气团上方滑升，因而产生广阔的云系和降水区。如果暖气团是稳定的，那么就会在锋上形成卷云，卷层云，高层云和雨层云等组成的云系。靠近地面锋线处是云层最厚、云高最低的雨层云及连续性降水区，降水区的宽度约为 300—400 公里；离地面锋线越远，云层越高越薄。

在暖锋面的下方冷气团中，由于雨层云和一部分高层云的降水在空中蒸发，水汽较多，常形成一些层积云，层云和碎层云等低云，有时还可形成雾，即锋面雾。图 1.35 是暖锋的云和降水在垂直剖面图上和地面图上的分布。

当暖气团不稳定时，暖锋上也可能出现积雨云、雷暴以及阵性降水等不稳定性天气。如果暖气团中水汽很少，暖锋上也可能只出现一些高云，甚至无云。夏季我国内蒙古到东北西部的暖锋有这种情况。

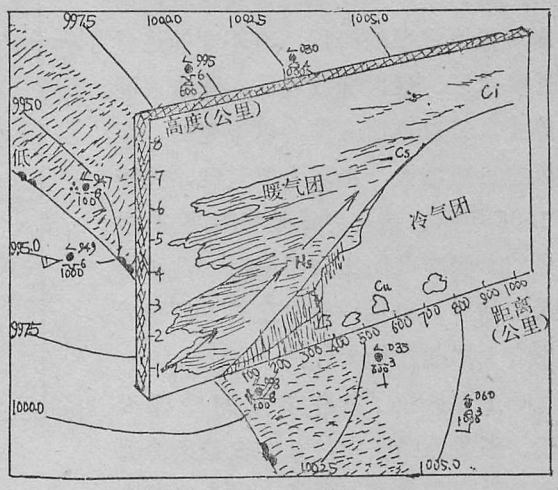


图 1.35　暖锋天气

2.冷锋天气

冷锋是我国最常见的一种锋面，尤其是冬半年，更为多见，影响的范围也更广。它是影响我国天气的一种十分重要的天气系统。冷锋随其与 700 毫巴空中槽的配置不同而有不同的天气。

（1）高空槽前的冷锋天气：这是一种移动较慢，坡度较小的冷锋，也称为第一型冷锋。锋前的暖气团被锋后的冷气团推动，一方面向前移，同时被迫沿锋面向上滑升，因而在锋上产生宽广的云系和降水区，其分布和暖锋云系及降水大致相似，只是位于锋后，并排列次序和暖锋相反，如图 1.36。锋后中低云的宽度一般与 700 毫巴槽线至地面锋线间的水平距离大致相当。当锋前的暖气团不稳定时，也可出现积雨云和雷暴天气，如图1.36这种情况在我国夏季比较多见。

（2）高空槽后或槽线附近的冷锋天气，这是一种移动较快、坡度较大的冷锋，亦称第二型冷锋。锋上主要是近于垂直锋线的西北气流，冷平流较强。在锋的上段盛行下沉气流，

仅在锋的下段，暖空气被排挤，且因锋面坡度大，有比较强烈的上升运动。

这种冷锋，在夏季，因暖气团比较潮湿，不稳定，加上上空强烈的冷平流，变得更加不稳定，因此在地面锋线附近形成强烈的积雨云，有雷暴和阵性降水天气，如图 1.37 所示。这种冷锋的云雨区很窄，一般只有数十公里宽。在冬季这种冷锋天气主要发生在锋前。锋前的暖空气位于槽前有上升运动，形成锋前的卷云，卷层云，雨层云；而在地面锋线附近，会出现很厚很低的云层，有不宽的连续性降水区，地面锋线过后，降水逐渐停止，云层迅速变薄，以至无云，但风速迅速增大，出现大风天气，如图 1.38 所示。这种冷锋是我国冬季常见的。当暖气团比较干燥时，这种冷锋来临时只出现一些中高云，而锋后则有大风和沙暴天气。

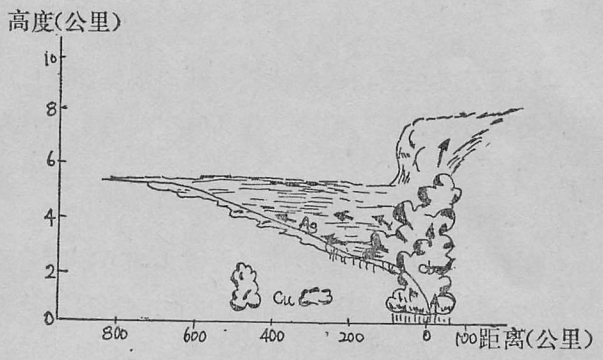


图 1.36　有积云的第一型冷锋天气

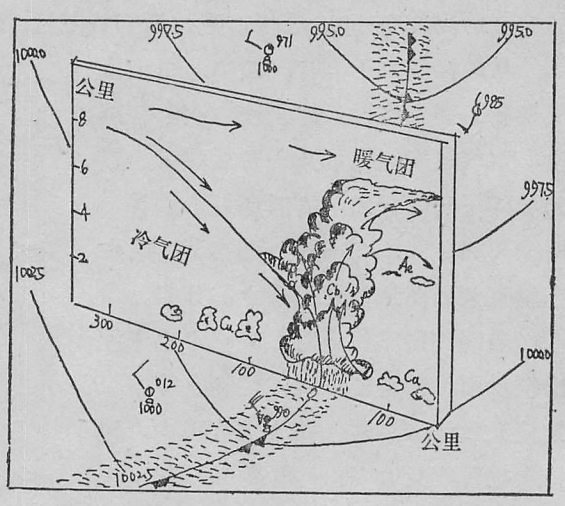


图 1.37　积状云系的第二型冷锋天气

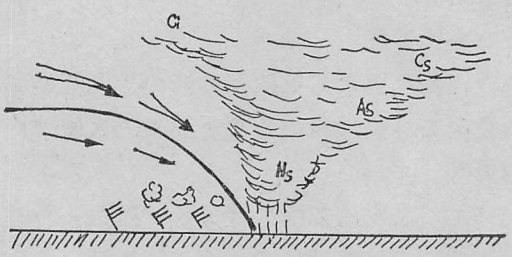


图 1.38　层状云系的第二型冷锋

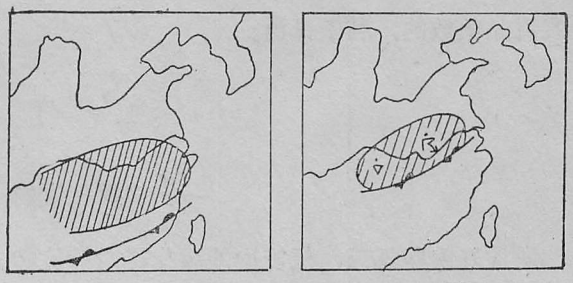
上面介绍了各种类型的冷锋天气。但是应当注意，并非在整条冷锋上只有一种类型的天气，因为地面冷锋的各段与空中槽的配合不同，锋上的垂直运动不同，由此形成的天气自然也不同。还应指出，即使同一条冷锋，其上的天气也会因冷锋的移动和演变而发生变化。例如，在冬季，冷锋在北方时，云和降水区常出现在锋前和锋线附近，而当它移到黄河流域以南后，云和降水都移到锋后去了，并且云雨区的宽度也变宽了。

3. 准静止锋天气

我国的准静止锋往往是由冷锋演变而成的，因此它的天气和第一型冷锋天气非常相似。所不同的是，就一地区而言，由于锋面移动缓慢，或是移过该站以后又重新返回，这样就使这一地区出现长时间的阴雨天气。

我国准静止锋主要出现在华南、西南和天山北侧。位于华南的准静止锋以春季最多。它常与850毫巴和700毫巴上的切变线相配合，锋面坡度很小，云雨区一般发生在地面锋与700毫巴切变线之间，宽度很大。

冬季，当锋面坡度特别小时，暖空气需要爬升到离地面锋线一段距离处才能凝结致雨，所以雨区常不紧贴地面锋线，而是稍离开锋线一点，见图1.39所示。



(1) 冬　　(2) 夏

图1.39　华南准静止锋天气区分布

西南的准静止锋，即所谓昆明准静止锋，其上暖空气有时很干，锋上往往无云，仅在锋下有些由乱流形成的低云。

4.锢囚锋天气

锢囚锋是由冷锋和暖锋合并而成的，它的天气也必然会保留原来冷锋和暖锋的一些特征。锢囚锋过境时，云层先由薄变厚，再由厚变薄。

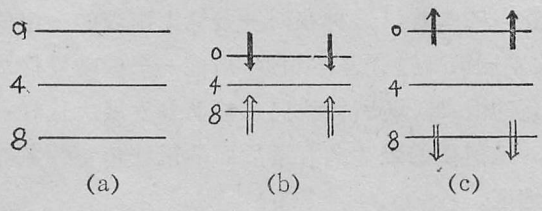
五、锋生锋消

大气中的锋也不断经历着新生和消亡过程。因为水平温差是锋的主要特征，因此锋的生消过程也就是温差的增大和减小过程。

促使大气中水平温度梯度增大或减小的因素主要是水平气流的辐合和辐散、空气的垂直运动及气团的非绝热变性。

水平气流的辐合和辐散是锋生的主要原因。图1.40(a)是锋尚未形成时的温度分布，等温线间的距离很大，水平温度梯度很小。如果在垂直于等温线的方向上出现了辐合气流，等温线趋于密集，形成锋，如图1.40(b)。如果在垂直于锋区的方向上出现了辐散运动，等温线之间的距离变宽，锋便逐渐消失，如图1.40(c)。

实际大气中最常见的锋生场型式如图1.41所示。这是一个不对称的鞍形场，位于东



(a)　(b)　(c)

图1.40　水平气流辐合、辐散对锋生锋消的作用

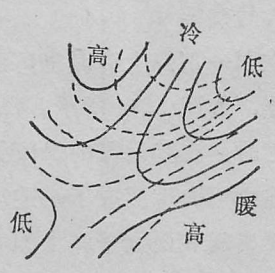


图1.41　锋生场

北方的低压槽后有冷平流，而槽前温度平流微弱，或有暖平流，因此，未来在槽线附近有锋生成。

地面图上，由于地面摩擦作用，在低压槽内气流总是辐合的，因此利于锋生，高压脊中气流是辐散的，利于锋消。

§1.4 气　旋

一、锋面气旋的一般状况

所谓气旋即低压，气旋中的风作逆时针旋转。锋面气旋，即产生于冷暖空气交界面——锋面上的气旋，因此锋面气旋中既有冷气团，又有暖气团。锋面气旋是中纬度最重要的天气系统之一。锋面气旋的直径一般在1000公里左右，大的可达2500—3000公里，小的只有200—300公里，气旋中的气压一般在1010—970毫巴之间，最低可达887毫巴。没有锋面的气旋一般称低压，尺度较小，大部分由温度较高的空气组成，故称为热低压，多出现我国西部，这里主要讲锋面气旋。

1.锋面气旋的结构

图1.42是锋面气旋的模型，从图中可以看到锋面气旋由冷、暖两种气团组成，气旋中有冷锋和暖锋。图中上面一幅为锋面气旋北部的东西向剖面，锋面没有达到地面，底层的冷空气自东向西移动，高层的暖空气自西向东移，在锋面上有云雨现象。下面的一幅为气旋南部的东西向剖面，图上东部有暖锋，坡度较小，西部为冷锋，坡度较大。

2.锋面气旋的生命史

典型的锋面气旋发展过程可以分为四个阶段，即波动阶段、成熟阶段、锢囚阶段和衰老阶段。图1.43中（a）是气旋发生前锋面处于东西风之间的切变中，（b）是波动阶段，锋面开始分为冷、暖锋，并有低压中心出现，但不一定有闭合等压线。（c）（d）是成熟阶段，地面上气旋中的暖区逐渐缩小，气旋中的闭合等压线增加。（e）（f）是锢囚阶段，冷锋已赶上暖锋，形成锢囚锋，气旋达到最强的阶段，暖空气被抬离地面。（g）（h）是衰老阶段，气旋已和锋面脱离，由单一的冷空气控制，由于摩擦作用逐渐减弱消失。锋面气旋从发生一直到完全消失，一般为两天左右，短的只有一天，长的有四、五天。

3.气旋族

在同一条锋上有时也可以出现一连串的气旋，这种在同一条锋上出现的一组气旋称为气旋族，如图1.44所示。每个气旋的发展演变过程基本相似。当前一个波动发展成熟并开始消亡时，在其后部的锋段上再产生新的波动，随着锋线向东移动并发展。这样一个接一个的连续下去就形成了一连串的气旋，最前面的最“老”，最后面的最“年青”。东亚的气旋族主要出现在西太平洋上和我国沿海地区。

4.锋面气旋的活动

锋面气旋活动在冷、暖气团接触频繁的温带地区。在亚洲，就全年来说，锋面气旋主

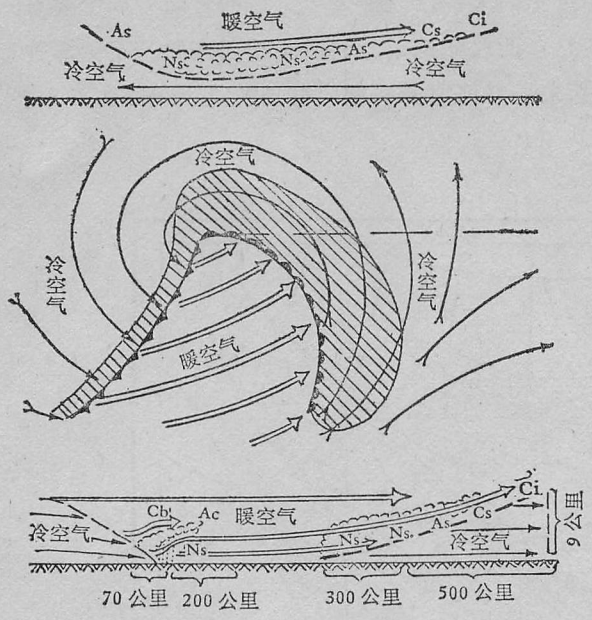


图 1.42　锋面气旋模式

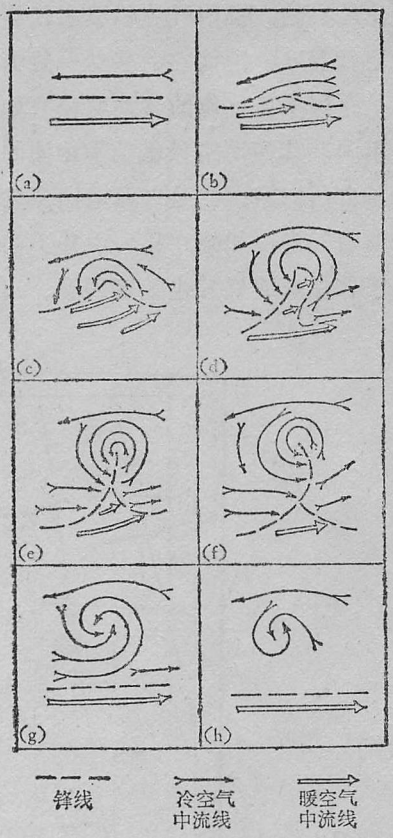


图 1.43　锋面气旋的生命史

要产生在两个地区：一个在北面，主要介于北纬 45—55° 之间，以我国黑龙江、吉林与内蒙古自治区的交界地区产生的最多；另一个在南面，介于北纬 25—35° 之间，以我国长江中下游、日本九洲西南的海上、日本本洲岛的南面海上三个区域产生的为最多。

锋面气旋的移动方向和对流层中层气流的方向基本上一致，它的移动速度和对流层中层的气流速度成正比关系。由于对流层中层气流和地面气旋的移动存在着这种关系，因而人们就把这种气流称为引导气流。初生气旋和青年气旋多半处于高空低压槽前的下方。高空槽前吹的是偏西南风，因而按照引导气流的方向，它们多偏向东北方向移动，而且移动

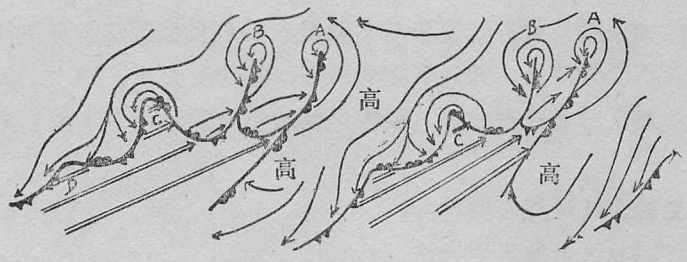


图 1.44　气旋族与流场

是比较快的，锢囚气旋和填塞气旋则不然，由于高空和地面的气旋中心位置比较靠近，气旋比较深厚，因而它的移动一般都较慢。

全年东亚气旋的移动路径有如图 1.45 所示的九条，从图中可以看出，气旋因发生的地区不同，其移动路径也是不相同的。不过总的来说，气旋发生之后的移动方向主要有三：一是自西向东；二是自西南向东北；三是自西北向东南，而后再折向东北。不论那种方向移动的气旋，如果在移动中并不消失，那末最终都要向阿留申群岛及其以东的大洋上移去，到了那里锋面气旋也就锢囚了。

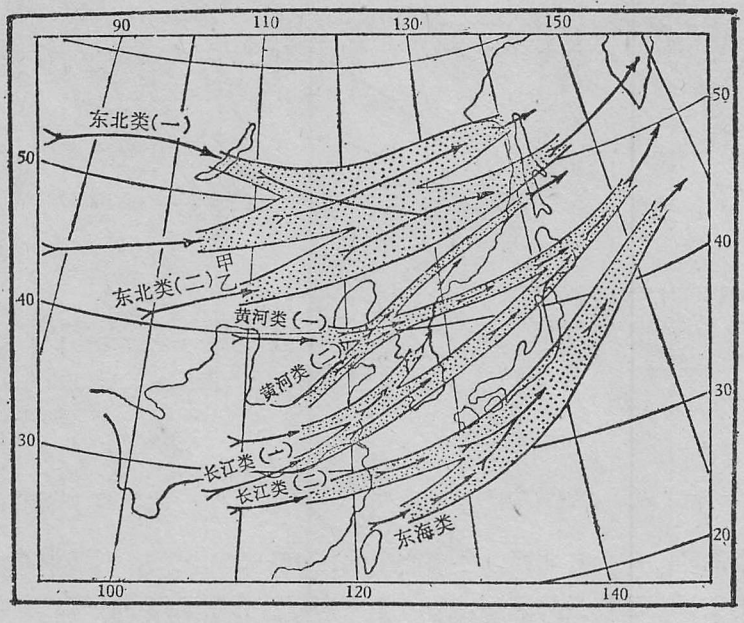


图 1.45　东亚锋面气旋的移动路径

东亚气旋的移动速度为 35—40 公里/小时，移动慢的只有 15 公里/小时左右，快的可达 100 公里/小时。因为锋面气旋的范围一般为 1000 公里左右，根据这个范围和上述平均移速，可以估计出对某一地点而言，锋面气旋的影响约为一天左右。

二、北方气旋

我国北方的气旋主要是蒙古气旋和东北低压，而东北低压其前身往往就是蒙古气旋。

蒙古气旋以春秋季为常见，尤以春季为最多，常伴随大风、降水、风沙等天气，影响华北和东北地区，盛夏时极锋带北移，蒙古地区暖空气的活动占了压倒的优势，因此蒙古气旋很少。

蒙古气旋发生的天气过程有两种：

1.西来锢囚气旋暖区里的再生气旋

从中亚或西西伯利亚移来的发展得很深或已经锢囚的气旋，当它行抵贝加尔湖附近，

它的中心部分常和南边的暖区脱离向东北方移去，南段冷锋受地形阻挡移动缓慢，逐渐在它前方暖区部位形成一个新的低压中心，当冷锋进入低压后部即形成蒙古气旋，如图1.46所示。

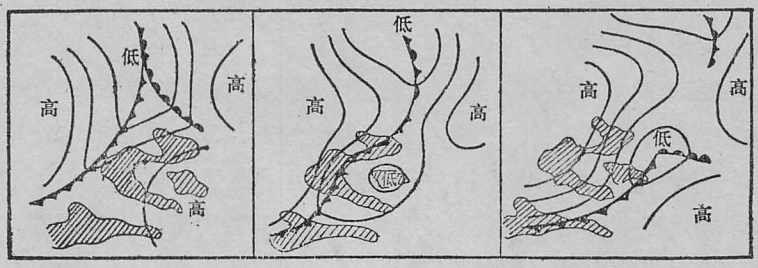


图 1.46　锢囚气旋暖区中形成气旋

2.冷锋进入西北倒槽内产生气旋

当西北暖性倒槽强烈发展并伸到蒙古境内，到 100°E 以东槽后冷锋进入倒槽里，在倒槽的北部即形成气旋，这类蒙古气旋生成时的位置偏南。图 1.47 是这类气旋的发生过程示意图。

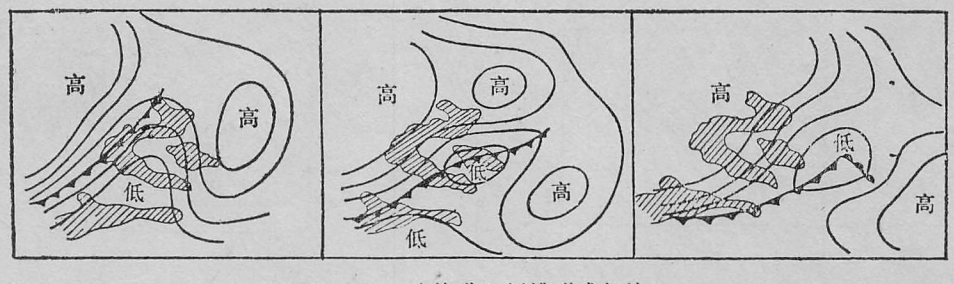


图 1.47　冷锋进入倒槽形成气旋

蒙古气旋发生和发展的高空形势经常是在 700 毫巴图上有一个槽前等高线呈疏散状的小槽（见图 1.48），槽前有一个明显的温度脊，其位置落后于高压脊，几乎成冷脊暖槽形势，有明显的暖平流；在槽的后部，有一个冷温度槽存在，温度槽往往要比气压槽更明显一些，槽后冷平流很强。在这种温压场的构造下，在地面锢囚点附近会有气压下降，发展出一个新的气旋来。

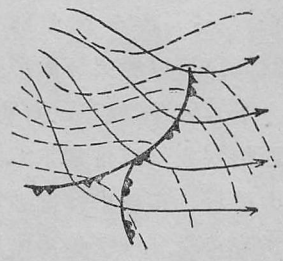


图 1.48　蒙古气旋发展典型模式

三、南方气旋

南方气旋是指产生于高空副热带锋区下方的气旋。从冬到夏，随着高空副热带锋区的北移，南方气旋产生的地理带，也从南岭附近北移到黄河流域，因此南方气旋包括江淮气旋、东海气旋、河套气旋、黄河气旋等。这些气旋产生的时间、地点虽然相差很远，如冬春季节产生在南岭到长江之间

的气旋，东海气旋和夏季产生于黄河中下游及黄海的气旋，但它们的发生、发展过程有相同的特点。

南方气旋与北方气旋不同，能带来大量降水，造成华北地区暴雨的天气系统之一就是黄河气旋。下面我们就以黄河气旋为例介绍南方气旋的发生、发展过程及其预报。

1.黄河气旋生成的几种类型

① 从河西一带有冷空气东移，与江淮地区的暖性切变线相接于黄河中游而形成气旋（若暖性切变位于黄河渭河一带，两者在河套地区相遇，则生成河套气旋）。在850毫巴和700毫巴上表现为经河套东移的高空槽与江淮地区的暖性切变相接。这类气旋发生于明显的高空槽前部，槽后冷空气南下促使气旋发展，所以其冷暖锋结构较清楚。这是影响华北的气旋中最常见也是最重要的一类气旋。

② 在淮河流域东西向的静止锋上空，有涡或平浅的槽经过时，静止锋上扰动发展成气旋波，如图1.49所示。

③ 当上游有振幅较大的高空槽东移时，槽前有东北低压发展，它的冷锋伸向华北的黄河流域，当河西有新的短波槽东移到华北时，在原有的冷锋上有次生气旋产生，如图1.50所示。

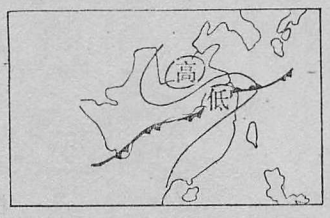


图1.49　江淮气旋之一

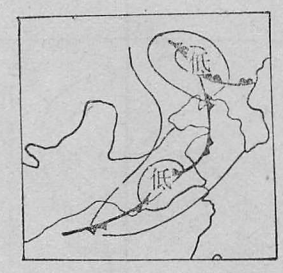


图1.50　江淮气旋之二

以上三种类型的共同之处是：*a*，从河西走廊都有一股不很强的冷空气东移；*b*，江淮流域有向北的暖湿平流，冷暖空气交汇于黄河下游而形成黄河气旋。

2.有利于产生黄河气旋的环流形势

1956年6月是出现黄河气旋较多的月份。从这月14—18日的500毫巴平均图（图1.51）可以看出环流形势有以下特点。

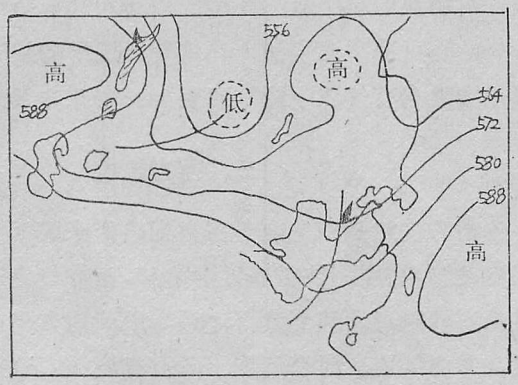


图1.51　1956年6月500毫巴平均图

① 乌拉尔或东欧有明显的阻塞高压，中西伯利亚（或贝加尔湖附近）为一宽广的大冷槽，东亚中纬度地区为平直环流，这种形势有利于极地冷空气自乌拉尔阻塞高压前部南下，经西伯利亚或贝加尔湖以西至我国西北地区后，折向东移，沿中纬

偏西气流经河西走廊进入黄淮地区。

② 青藏高原东部为低压区，有利于西来槽的加深。

③ 印缅之间有明显的低槽（未标出），有利于孟加拉湾的暖湿空气向我国大陆输送。在地面图上，西南地区有热低压，说明暖湿空气比较活跃。

④ 太平洋副热带高压脊西伸到华南，控制沿海一带，它的作用是副高西侧的西南气流把暖湿空气输送到黄淮地区，与北来的冷空气交汇于黄河中下游，形成黄河气旋。

⑤ 当贝加尔湖冷槽，贝加尔湖东部阻塞高压和印度低压格外明显时，黄河气旋可以连续出现，造成华北地区的严重涝灾。

§1.5 冷高压与寒潮

天气图上的高气压也叫反气旋。反气旋中的气流是顺时针旋转的。高气压根据它的热力性质可以分为两种，一种是冷性的，即冷高压。一种为暖高压，暖高压多出现于副热带地区，所以也叫副热带高压，这将在下面讲述。因为冷空气中气压随高度降低快，所以冷高压在地面天气图上最明显。冷高压多生成于中高纬度大陆上，冷高压的活动往往使中低纬温度剧烈下降。当降温达到一定标准时我们称之为寒潮。

一、冷高压活动

对中高纬度来讲，冷空气活动一年四季都很重要。如华北地区，除盛夏的某一些时段为副热带高压控制外，每次天气过程差不多都与一次冷空气活动相联系。冷空气活动大多数地面天气图上都有冷高压伴随。

表 1.5 为各月影响我国的冷高压平均次数。可见春秋季频率最大，尤以 5 月最为突出，差不多 3 天就要有一次。频数最少的是冬季，1 月约 5 天才有一次。全年平均约 4 天一次。

表 1.5 影响我国的冷高压频数

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
次 数	6	7	8	8	10	7	7	7	8	8	8	7	91

冬季频数最少，这并不是说冬季冷空气活动弱，相反，冬季大陆是冷源，冷空气活动十分强烈，并且，就是因为冷高压强度大，所以生命史较长，冷空气活动次数因而减少。夏季冷高频数较少则主要是整个西风带北移，有时冷高压影响不到我国所致。同时，冷高压虽然主要来自中高纬大陆地区，也有时来自极区，但由于不同季节，大陆的热力状况不同，冷高压强度的季节变化也很大。冬季冷高压中心强度一般都在 1050 毫巴以上，有时达到 1060—1070 毫巴。但在春秋季则通常均在 1020—1040 毫巴之间。夏季高压强度最弱，中心强度经常在 1020 毫巴以下，有时只有 1005 毫巴。

东亚冷高压侵袭我国的路径有三条：西北路径、西方路径及北方路径。西北路径的冷

高压多起源于新地岛附近，经西西伯利亚、蒙古进入我国。西方路径的高压大部分先自北欧南下，有时在地中海一带以北稍有停留，然后经里海、咸海、巴尔喀什湖进入我国新疆地区。北方路径的冷高压常自喀拉海及太梅尔半岛经中西伯利亚，经贝加尔湖南下进入我国。

冷高压进入我国后，大部分向东南方移动。根据冷空气影响的地区又可分为中路、西路及东路。当冷空气沿河套地区南下时称为中路，在河套以西称为西路，以东则为东路。冷空气南下并不一定指冷高压中心也整个南移。所以人们又经常将冷空气活动分为分裂南下，扩散南下，补充南下几种。分裂南下，指有冷高压中心自西北部的高压母体中分裂出来，向东南移动。而这时主要高压中心往往仍停留在蒙古西部一带。扩散南下则指有高压脊南伸，但无明显冷高压中心分裂出来，这时冷空气强度多半较弱。补充南下是说前面已有冷高压南下，又有新的冷空气或有冷高压中心合并到前面的高压或高压脊中使之加强。冷高压自我国移出后，多进入太平洋副热带地区，逐渐变性，并入地面副热带高压，或慢慢转变为副热带高压。

二、寒　潮

冷高压活动往往带来降温。我们要注意，虽然说是冷高压，但高压的各部分热力状况是不一样的，一般从高压中心向东、向北气温较低，而高压的西南部气温则并不甚低。这是因为地面高压的东部多偏北风，常为北方高纬来的新鲜冷空气。高压中部则主要是因为晴天，辐射冷却造成低温。

冷高压向东、向南移动有时会造成强烈降温，24 小时能使气温下降 10℃以上，甚至 20℃。中央气象局曾规定凡 24 小时气温下降 10℃以上，最低温度达 5℃以下的称为寒潮。但是这标准过高。尤其在南方，有时虽然 24 小时气温下降不到 10℃但也会造成很大危害。而且上面的定义也未说明多大范围气温下降 10℃。所以后来中央气象局又对冷空气活动做了比较严格的规定。

首先选定 15 个站，北方 8 个站即酒泉、兰州、北京、沈阳、长春、哈尔滨、西安、济南，南方 7 个站：南京、汉口、成都、长沙、贵阳、福州、广州。规定了三条标准：

（1）凡 15 个站之中有 10 个站过程降温（一般为 3 天）≥8℃，或 7 个站过程降温≥10℃为全国类强冷空气。

（2）凡北方 8 个站中有 6 个站以上降温≥8℃或 5 个站以上降温≥10℃为北方类强冷空气。

（3）凡南方 7 个站中有 5 个站以上降温≥8℃或 4 个站以上降温≥10℃为南方类强冷空气。

这里强冷空气即为寒潮。如果过程降温只达到 5℃，则定为一般冷空气。过程降温在 5℃以下不进行统计。

照以上标准 1951—1976 年寒潮共 138 次，各月分配如下表：

表 1.6　1951—1976 年寒潮次数及百分数

月	10	11	12	1	2	3	4	5	年
次　数	3	29	16	17	22	27	20	1	135
%	2.2	21.5	11.9	12.6	16.2	20.0	14.8	0.7	100.0

26 年共出现寒潮 135 次平均每年 5 次左右。主要出现在 11 月到 4 月之间，秋末冬初及冬末春初最多。隆冬反而较少。这主要是由于上述定义只考虑了降温的幅度。

再看一下各候寒潮出现次数也是很有意思的。3 月第 4 候 26 年中有 10 次寒潮，而 3 月第 1 候则仅有 1 次，显然这不是偶然的。对于这种气候奇异点现象，在下一章中我们还要讲到。

表 1.7　1951—1976年各候寒潮次数

候 / 月	1	2	3	4	5	6
11	2	6	4	5	7	5
12	3	4	4	2	2	1
1	2	2	5	3	3	2
2	2	2	5	5	6	2
3	1	4	4	10	2	6
4	3	7	2	5	3	0

表 1.8 为各年寒潮次数，可见各年差别还是不小的，1965—1966 年及 1968—1969 年均各有 10 次，而 1974—1975 年则仅有 1 次，1970—1971 年及 1972—1973 年亦只有 2 次。70 年代初的 5 年平均每年 3 次多。而 60 年代后期平均每年 7 次，相差 1 倍。这是属于气候变化的问题，可参看第二章。

表 1.8　1950—1976 年 10—5 月寒潮次数

年　份	1950—1951	1951—1952	1952—1953	1953—1954	1954—1955	1955—1956	1956—1957	1957—1958	1958—1959
次　数	9	5	5	7	6	7	4	5	3
年　份	1959—1960	1960—1961	1961—1962	1962—1963	1963—1964	1964—1965	1965—1966	1966—1967	1967—1968
次　数	8	4	5	3	5	3	10	6	4
年　份	1968—1969	1969—1970	1970—1971	1971—1972	1972—1973	1973—1974	1974—1975	1975—1976	
次　数	10	5	2	7	2	5	1	5	

三、寒潮天气过程

上面说到侵袭我国的寒潮主要有三条路径。从天气过程来看寒潮天气过程也有三类。一类是不稳定短波槽发展成的。这类以西北路径为主。有时高压先自北向南，然后转为自西北向东南运行。第三类是在纬向气流盛行时，移动性冷槽在东亚发展造成寒潮，这类多为西方路径。

西北路径的寒潮天气过程，从高空等压面图上看来，开始多是在格陵兰以东洋面上出现一个不稳定小槽，小槽多为疏散槽。这小槽往往经新地岛向东南方移动，在运行过程中

不断发展，最后转变为东亚大槽。开始时的天气形势特点是乌拉尔山地区有一个强的脊，如图 1.52。以后随着槽的发展，乌拉尔山的脊亦东移（图 1.53）。通常有这样的经验：如果乌拉尔山的脊跟在槽后东移，往往冷空气较强，如不随之东移，则冷空气较弱。

这类寒潮冷高压在新地岛一带时中心气压多在 1030 毫巴以下，有时高压前部有气旋发展，亦向东南方移动。以后高压迅速发展到 1050 毫巴。当高压中心在西西伯利亚到蒙古西部时强度能达到 1060 毫巴以至 1070 毫巴以上。高压前部的冷锋明显地自西北向东南移动，从冷锋进入我国到移出大陆需 3—4 天时间。整个过程约 5—7 天。图 1.54 为一次西北类寒潮的综合动态图。

北方类寒潮的发展过程可大致分为三个阶段。图 1.55—1.57 是这三个阶段的 500 毫巴示意图。开始乌拉尔山地区有高压脊向北及东北伸展，继之暖平流一直扩展到中西伯利亚北部。这时东部鄂霍次克海或白令海峡一带亦常有脊西伸与之会合。这两股暖平流促使形成一个西南—东北向的脊。这时在蒙古一带多为一东西向的槽，称为横槽。横槽南部为一密集锋区。最后横槽转为竖槽，即转为南北向的槽，这时冷空气开始大举南下。

这类天气过程中地面冷高压有时长久地停在蒙古一带，有时自北向南移到蒙古稍有停留。但是引导冷空气爆发则主要是高空横槽转为竖槽。这时往往阻塞高压崩溃，槽后的脊亦转为南北向，并随之东移。

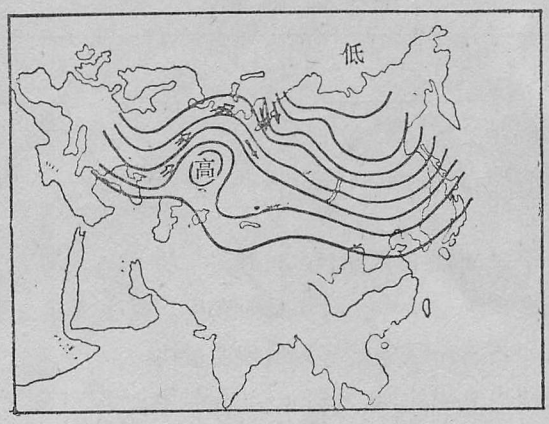


图 1.52　西北类寒潮天气过程开始时 500 毫巴示意图

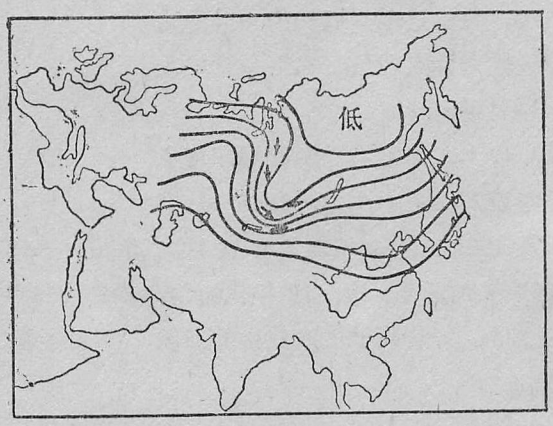


图 1.53　西北类寒潮天气过程发展时500毫巴示意图

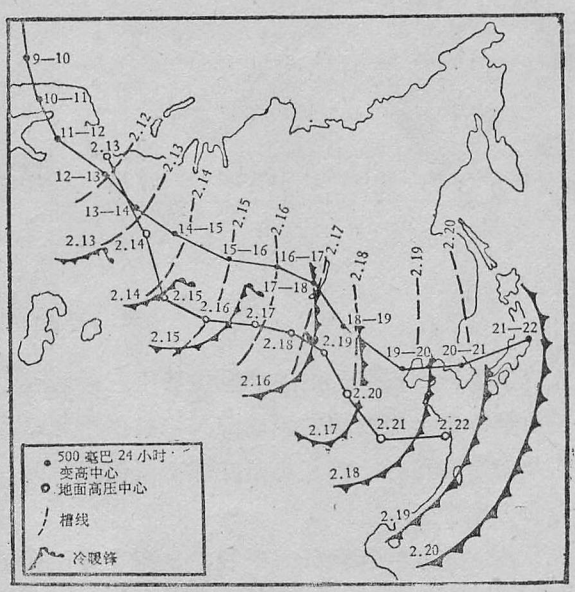


图 1.54　1955年 2 月13—20日综合动态图

西方路径寒潮天气过程特点是欧亚大陆盛行纬向气流。有时欧洲或西欧有高压脊或阻塞高压。地面冷高压常常是生成于北欧，南下到里海一带，以后随高空槽一起东移。但是这种自西而东移动的槽，次数一般是较多的。其所以能发展成寒潮的关键是高空槽的加深。而有利于槽加深，使冷空气向南爆发的条件主要是西部高压脊的加强，但东亚北部的脊也有一定影响，这一点北方类及西北类寒潮天气过程亦有类似之处。

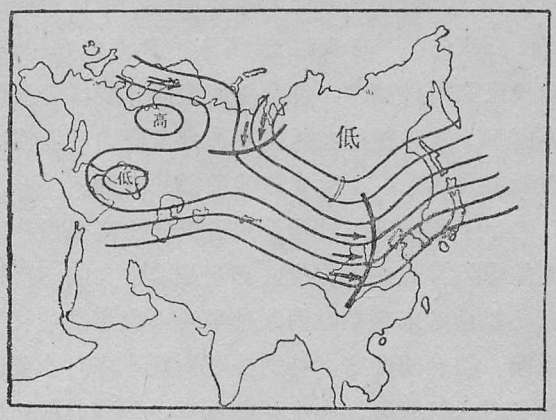


图 1.55　北方类寒潮第一阶段 500 毫巴示意图

四、寒潮的预报

寒潮天气的预报主要有两方面，一是天气过程的预报，一是寒潮带来的天气的预报。

天气过程的预报集中于冷空气何时爆发，在高空天气图上表现为高空槽的加深，地面天气图特点是地面高压迅速加强，并向东南方移动，高压前的冷锋自西北向东南扫过我国大部分地区。这问题又可分为两个方面，一是短期 24—48 小时预报，一是 3—5 天以上的中期预报。短期预报主要是分析将引导冷空气南下的这个槽及地面高压、冷锋本身。例如经验证明，当 500 毫巴行星锋区在西西伯利亚一带加强，5°纬度间隔内有 4 条以上等温线，即温度梯度约达到 20℃/5° 纬度时预示寒潮即将爆发。又当 500 毫巴图上 - 40℃冷中心出现于 50°N 以南也是寒潮要到来的预兆。在地面天气图上则特别注意变压。24 小时变压常可预示地面高压移动的方向及加强减弱趋势。至于中期预报，在 3 — 5 天前预报寒潮的爆发也不是不可能的。根据上游效应，当欧洲有槽加深时，乌拉尔山的脊往往随之经新地岛向东南方移动。在运行过程中不

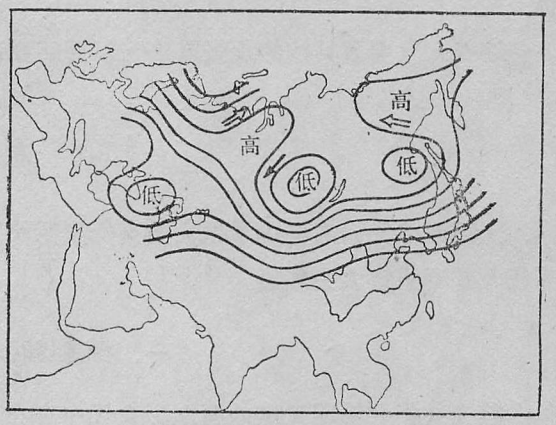


图 1.56　北方类寒潮第二阶段 500 毫巴示意图

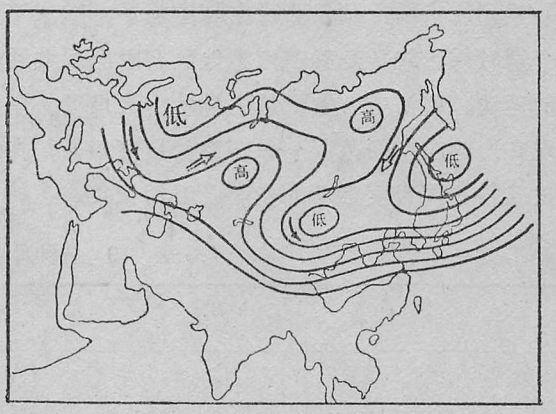


图 1.57　北方类寒潮第三阶段 500 毫巴示意图

断发展，然后东部的槽亦随之加深，最后转变为东亚大槽。造成寒潮天气。甚至于在寒潮天气到来的7—8天以至10天前环流也有一些征兆。一般在格陵兰到冰岛一带有高压脊向极区强烈伸展时，常常促使极涡分裂，分裂的极涡一个向北美移动，一个在乌拉尔山东部南下。这时往往在阿拉斯加到东西伯利亚亦有高压(或脊)自东向西退，使得冷空气不能在亚洲北部东移，造成影响我国的寒潮。

至于寒潮天气过程带来的天气主要是剧烈降温及大风，对北方地区有几种不同情况，大的暴风雪对内蒙古牧区影响是非常大的。对沿海一带则主要是大风危害。尤其重要的是秋末冬初及冬末春初时期，过早的出现寒潮往往带来早霜。对晚秋作物的收获及大白菜都有影响。初春的严寒，特别是所谓倒春寒对小麦的生长也有很大危害。因为这时往往前期在晚冬时天气回暖，小麦开始返青，严重的晚霜冻是对生长很不利的。在我国南方，寒潮有时还带来降水。南方的大雪及冻雨对生产影响是非常大的，降温对热带作物也有很大威胁。

这些天气要素具体的预报方法在以后还要讲到，这里就不多谈了。

§1.6 大型环流

上面几节我们主要讲了地面的高低压系统及锋面的特点。这一节我们介绍高空的气压系统。并着重讲大型环流。

一、行星锋区与大气长波

首先我们要说明尺度的概念。大气中存在着各种运动，我们经常在天气图上见到的气旋、反气旋，小的有几百公里，大的有上千公里。这是一类形式的运动。有时冷锋前出现一系列的雷暴，预报员说出现飑线了，飑线不过几十公里，这是另一种形式的运动。夏季个别时候，特别是我国南方地区有时出现龙卷，每个龙卷不过影响数公里，又是一种形式的运动。习惯上人们把这三种称为大尺度、中尺度与小尺度运动。不同尺度的运动不仅表现在影响的空间范围——即空间尺度不同，持续的时间——即时间尺度也不同。表1.9给出几种不同尺度运动的空间及时间尺度。

表1.9 各种尺度的天气系统

运动	空间尺度	时间尺度	天气系统
超长波	>10000 公里	1周以上	超长波
长波	数千公里	几天—1周	大气长波
大尺度	数百到数千公里	3—4天	气旋、反气旋
中尺度	10—100 公里	≤1天	飑线
小尺度	≤10 公里	≤几小时	龙卷

从表中可以看到还存在一种比气旋、反气旋尺度更大的长波。长波与气旋反气旋有什

么关系，在预报中又有什么重要性呢？

可以先从气压随高度的变化说起。第一节中我们已讲过，一个气柱如果温度低，则气压随高度下降得快，气温高则气压随高度下降得慢。因此在高空高压中心总是愈来愈趋向于暖空气的上空，而低压中心则倾向于冷空气的上空。极地气温是低的，赤道及低纬度气温是高的，所以从半球范围来看高空的气压分布应该基本上是低纬气压高，高纬气压低。实际情况正是这样，高空气压梯度基本上是自南向北。由于大气中的气流基本上符合地转风的原则，所以高空基本上是西风为主。人们称之为西风带。但是北半球的温度自南向北并不是均匀降低的，而是南部气温高，基本上是热带暖气团，北部气温低，为极地冷气团，在中纬度为冷暖气团的交界，有一个气温变化迅速的带，即自南向北温度梯度最大的带，

图 1.58　行星锋区示意图

人们称之为行星锋区。同样由于这里气压梯度也最大，因此西风最强。这就是说，并不是北半球自南向北都是均匀的西风，而是强西风集中于一个带。这个带一般处于 30—60°N 之间。西风最强的地方常在 50°N 附近。

西风带有三个特点，一是在这个带附近南北温度梯度大，或者说等压面上等温线密集，即在行星锋区附近，如图 1.58 所示。例如 500 毫巴风速常可达 40米/秒，风速最大处常与行星锋区相近。第二，行星锋区与西风带常环绕北半球一周，但并不是简单的圆形，而是有许多波动，这些波动就是行星波，其中又可按波长分为长波与超长波。一般的讲在环绕极地的行星锋区上有 1 — 3 个波的是超长波，有 4 — 7 个波的是长波。第三，行星锋区有明显的季节变化，冬季向南扩展，夏季向北收缩。行星锋区有时也受地形等各种因子的影响而有分支现象。经过西藏高原的西风带就经常分为南北两支锋区。冬季西风带及行星锋区南移，在西藏高原南部形成一支强锋区称为南支锋区，人们往往把这支锋区的建立看做冬季的开始。而夏季南支锋区完全消失，主要是北支锋区明显。冬季北支锋区不如南支强，而且处于不断的变化之中，随着每次强冷空气的活动北支锋区在大陆东岸南侵与南支合并，在高纬则另生成一个新的北支锋区。

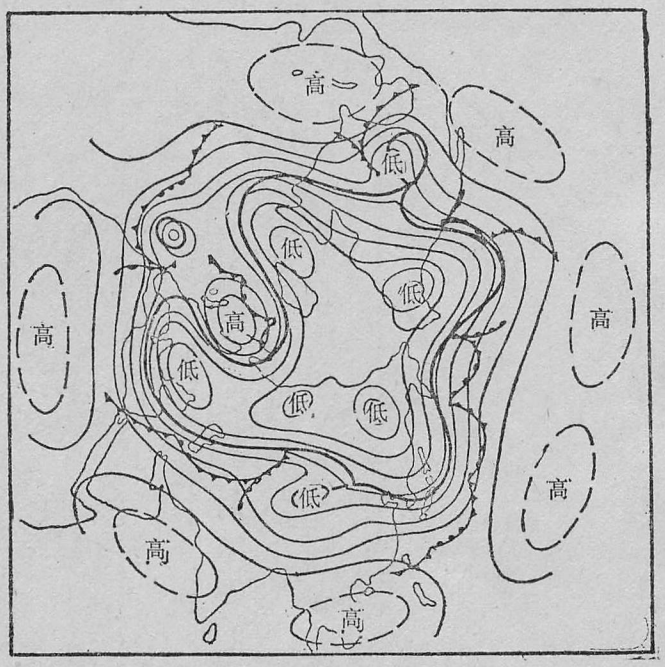


图 1.59　行星波与气旋族

从以上所述可以看出，西风带上的大气长波是与行星锋区有密切关系的。它与地面天气系统的配合也很紧密。图 1.59 为高空大气长波与地面锋的示意图。地面气旋经常一个接一个形成气旋族，而气旋族多发生于长波槽前。所以可以说大气长波是气旋波的背景。

以前我们讲过，每个气旋高空都有一个槽配合。这样的槽，波长较短，一般称作短波。短波往往叠加在长波之上，图 1.60 就是短波与长波叠加的示意图。

为了更清楚地知道长波的特点，我们可以把长波与短波做一个比较，见表 1.10。同时长波与短波都不是固定不变的，短波可以发展成长波，长波也可能因形势变化而波长缩短，逐渐消失。

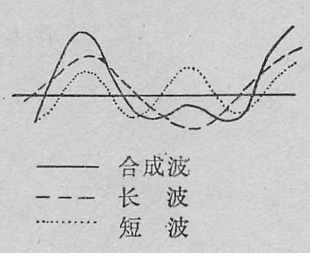


图 1.60　短波与长波叠加示意图

表 1.10　长波与短波的比较

长　　波	短　　波
1.波长约5000公里。	1.波长约1000公里。
2.具有暖脊冷槽。	2.温压场往往不配合。
3.移速慢，一般24小时移动＜10个经距，有时静止不动，甚至向西退。	3.移速快，沿西风带长波东移，移速可达每24小时10—15个经距以上。
4.振幅大。	4.振幅小。
5.维持时间长，一般可到 3 — 5 天以上。	5.维持时间短，一般为 1 — 2 天。

由于长波与短波有密切关系，所以在做预报时，特别做中期预报时要特别注意长波的发展与演变。

二、阻塞高压与切断低压

大气长波随时间变化很大，不但振幅可能由小到大增长到很强，有时还在中高纬高空形成一些闭合的高压系统与低压系统。由于这些高压的生成阻止了西风的前进。所以人们称为阻塞高压。闭合的低压系统往往是从北部的冷空气中分离出来的，故称为切断低压。

但是，并不是高空图上，例如 500 毫巴图上的闭合高压全是阻塞高压，低纬的高压称为副热带高压这完全是另一类天气系统，下一节我们再专门叙述。这里阻塞高压指的是中高纬度在西风带中发展起来的闭合高压系统。

阻塞高压是深厚的暖高压系统。其形成过程大致可分三个阶段（图 1.61）。西风带振幅增加，西部的槽区有向南的冷平流，而在高空脊的西部有强烈的向北的暖平流（图 1.61 (a)）。这时温度场与气压场约差 1/4 位相。以后随着高压脊不断加强北伸，西侧的冷空气向南插入暖高压脊的西南，使北上的暖空气脱离南方暖空气的主体，形成闭合的暖性高压（图 1.61 (b)）。这时阻塞高压北部仍有较强的暖平流，以后阻塞高压进一步加强，变成温压场趋于一致的系统（图 1.61 (c)），这就达到了阻塞高压发展的顶点。以后阻塞高压往往因为其西北部有新的冷槽发展而破坏。阻塞高压破坏后，大部分情况变为一个脊向南收缩。随环流形势的不同有的向西退去，有时则转变为一个移动性的高压脊，在西风带中东移。但是也有不少情况是当一个阻塞高压崩溃后，在其西部又生成一个新的阻塞高压。

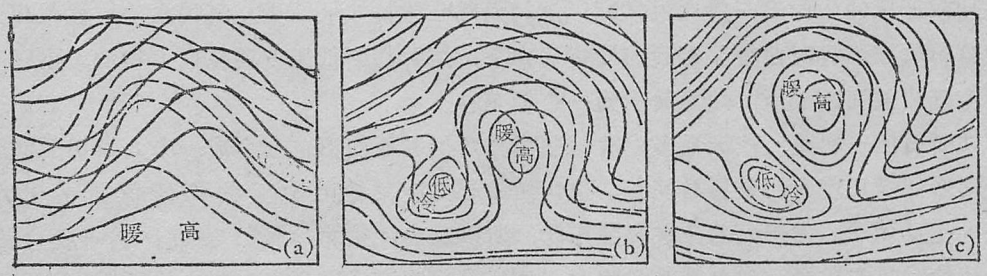


图 1.61　阻塞高压形成过程示意图

有时这种过程能连续出现几次，看起来好象阻塞高压后退一样。人们把这叫做不连续后退。例如开始在乌拉尔山以东有阻塞高压，后来在乌拉尔山生成新的阻塞高压，再往后依次又在苏联欧洲部分、西欧及北大西洋生成阻塞高压。每个阻塞高压维持5—7天左右，这样有时甚至1—2个月内在一定范围内维持着阻塞高压。

当欧洲有阻塞高压时其下游亚洲多为平直西风。如果这个阻塞高压不破坏，则东亚经常是多小股冷空气，没有强的寒潮。但是当乌拉尔山以东有阻塞高压时东亚多维持横槽，阻塞高压破坏往往带来强烈的寒潮。而西伯利亚中部有阻塞高压时，时常是维持一个西南—东北向的脊，这时冷空气多自北或北偏东的方向南下侵入我国。预报员称这种过程为超极地过程。阻塞高压并不只出现于冬季，就东亚来讲，夏季反而更多一些。人们时常谈到的梅雨形势就是经常在鄂霍次克海有阻塞高压。

切断低压的生成是由于冷空气的来源被暖空气切断。切断低压在天气图上出现的形式可以有两种：一种是并无显著的阻塞高压存在，在切断低压西侧，虽有一比较强的高压脊或闭合高压，但在切断低压北部却存在着近于平直的强西风，西侧的高压脊很少抵达高纬度。另一种是与前述阻塞高压同时出现。但是后一种切断低压往往较弱。我们着重谈一谈前一种切断低压的形成过程。

切断低压形成之开始，往往只是在平浅的高度槽后出现一个温度槽（图1.62（a）），由于温度槽振幅大，所以槽前和槽内均有明显的冷平流。以后随着槽的加深，槽前仍有强的冷平流，但槽后的暖平流也逐渐加强（图1.62（b））。冷平流继续向南，而西侧的暖空气北上，逐渐与槽东北侧的暖空气相连接形成切断过程（图1.62（c））。当暖空气把冷空气完全从北部切断下来后，切断低压达到最大深度。

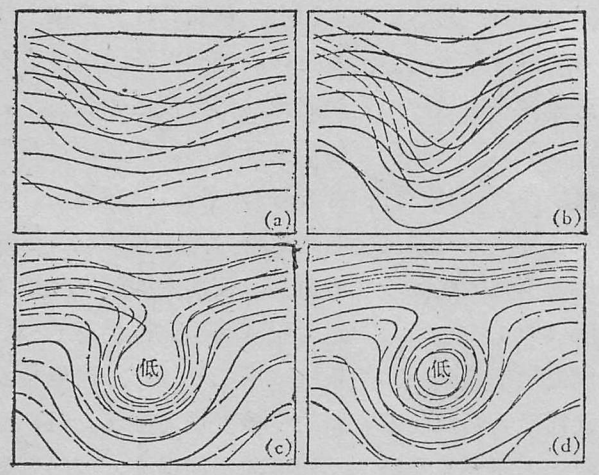


图1.62　切断低压形成过程示意图

切断低压的生命史一般比阻塞高压短，大部分维持3—5天。其消亡的过程大部分是逐渐自行填塞，有时北方又有新的冷空气南下，这时切断低压多向东南方移动，也有时又有冷空气注入切断低压，使之转变为一个槽东移。

切断低压在北美、欧洲最多，有时冬季在西伯利亚西部也会形成一个大的切断低压，这些切断低压尺度大，维持时间长，也叫做中心气旋。我国上空的切断低压多出现于春夏之交及夏季，由于大部分在我国东北，所以称为“东北冷涡”。东北冷涡一般尺度较小，持续时间亦较短，但多带来雷阵雨天气，是华北地区容易产生降水的重要天气系统之一。

三、西风指数与指数循环

从以上所述可以看出，当西风盛行时，地面气压系统多自西向东运行，这时冷空气不会猛烈向南侵袭。而阻塞高压发展时，经常同时形成切断低压，这时高空西风带分成两支或几支。地面气压系统运动多南北向，气旋向北，反气旋向南。所以中纬度西风的强弱是大气环流的一个重要特征。为了具体描述这个特征，人们经常采用西风指数。

西风指数是对某个纬度带求这个纬度带的平均南北高度差除以纬度带的纬距。例如求35—55°N之间北半球范围的西风指数。先求35°N及55°N的平均高度。一般采用经纬度交叉点读数。通常每10°经度取一个点。例如图1.63，100°E、55°N读530，110°E、55°N读522，120°E、55°N读510，这样绕半球一圈共36个点，都读出数来。同时35°N、100°E开始读数为550、546、541等等。如求出35°N 36个点之平均H为556，而55°N平均为530。则西风指数

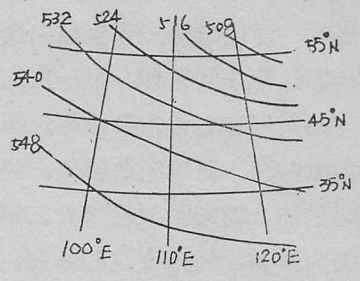


图1.63　西风指数的计算

$$I_z=(\overline{H}_{35}-\overline{H}_{55})/20=(556-530)/20=1.3\ \text{位势什米/纬距}$$

式中I代表指数，下标Z表示是西风指数，由于地转风关系，这个高度差近似的代表了西风的强度。有时需要计算某一块地区，而不计算北半球的I_z，这也是可以的，例如经常用60—140°E来表征东亚的环流特征。纬度带亦不一定用35—55°N，可以视需要而定。对东亚经常用40—60°N。

除此之外，有时还计算所谓经向度，或称经向指数。也就是用东西的高度差来近似的表征南北风的强度。这里有两种情况，一种是对一块小的地区，而不是对全北半球的纬度带，计算经向气流强度。这时用区域的最东边一条经线上的读数减最西边一条经线上的读数再除以经距就可以了。如图1.63，在35—55°N、100—120°E范围内，东边三个点为510、530、541，平均为527，西边三个点为530、540、550，平均为540，经向指数

$$I_E=(\overline{H}_{120}-\overline{H}_{100})/20=(527-540)/20=-0.65\ \text{位势什米/经距}$$

这样算得的负值表示偏北气流，正值表示偏南气流。但是这种用法只能对较小范围，当超过长波的1/2波长就意义不大了。如果对全北半球则这样计算的经向指数必然为零。所以更经常的是另一种计算方法，即不考虑南风北风，只求每10°经圈之间的高度差的绝对值

$$I_E=(\sum|\overline{H}_i-\overline{H}_{i-10}|)/N$$

式中$\overline{H}_i$表示某个经圈的平均高度，$\overline{H}_{i-10}$表示比上一个经圈偏西10°经度的平均高度。N为经度数，对环绕北半球的带$N=360°$。如图1.63的例子，110°平均H为

$$(522+537+546)/3=535$$

同样可得100°E平均H为540，120°E平均H为527，因此

$$I_E=(|527-535|+|535-540|)/20=13/20=0.65\ \text{位势什米/经距}$$

可以看出计算结果同前，只是没有负号。如果是图 1.64 的情况，两种计算就数值也不同了。显然如照前一种算法 $I_E=0$，而后一种算法 $I_E=0.60$位势什米/经距。这样计算得的经向指数有时也称为经向度，经向度可以表示槽脊的强度，也就是反映了长波的振幅大小或经向气流的强度。

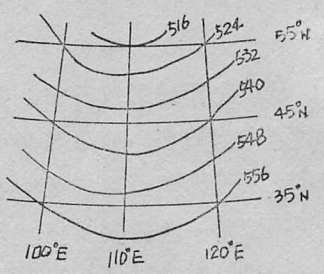


图 1.64　经向指数的计算

当北半球西风强盛时，中纬度气流多近于纬向时，I_z较大，称为高指数时期。反之当阻塞高压与切断低压发展时，西风减弱，环流经向度加大，称为低指数时期。经验证明，大气环流的这两种基本状态经常往复循环。每一次高指数到另一次高指数时期通常约 15—30 天左右，这样一个过程人们称之为指数循环。每一个指数循环大致分四个阶段（图 1.65）。第一个阶段为高指数时期，西风指数增加，经向指数减弱。第二个阶段西风指数仍较大，但是由于长波振幅增加，经向指数也加大。第三个阶段由于高纬出现阻塞高压，低纬出现切断低压，西风大为减弱，经向度达到最大，是典型的低指数时期。第四个阶段阻塞高压与切断低压逐渐减弱，经向度开始减少，但这时纬向环流仍不强，气压场稀疏。每一个指数循环的过程也是大气环流能量转换的过程。由于高纬经常降冷，低纬接受太阳辐射较多，所以总是不

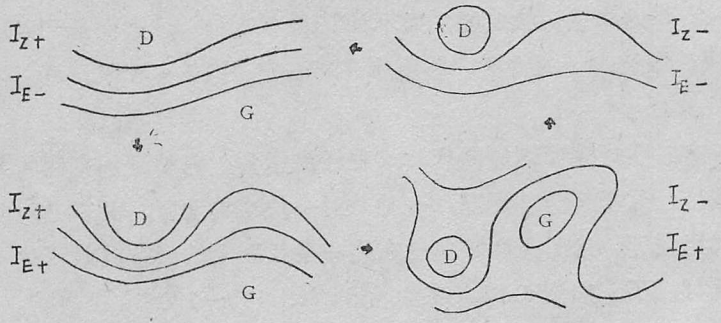


图 1.65　指数循环示意图

断出现高指数时期，这时低纬大气接受地球输送的热能，等压面抬高，热能转为位能。以后到低指数时期，北方冷空气南下，南方暖空气北上，使得南北温差减小，同时大量位能转为动能。当南北温差减小后，南北输送也就随之减小，由于高纬与低纬的辐射差异，南北温差又逐渐增大，从而进入下一个指数循环过程。由此可以看出，指数循环过程是大气环流变化的基本环节。在做中期预报时，了解指数循环的背景十分重要。例如东亚的强烈寒潮，大部分出现于低指数时期。根据指数变化的准周期性，可以帮助我们判断未来大的环流背景。

§1.7 副热带高压与台风

副热带高压是指存在于北纬及南纬20—40°之间广大副热带地区的稳定少动的深厚暖性高压，它是整个大气环流的主要成员之一。位于北半球西太平洋地区和青藏高原地区的副热带高压（通常称之为西太平洋副高和青藏高压），是夏半年中对我国天气有重大影响的一个天气系统，简称副高。

一、副热带高压的概况

在日常天气工作中，常常用固定数值的特征等高线来代表副热带高压的形状和范围，例如在500毫巴等压面图上，588位势什米的等高线基本上可代表副热带高压的反气旋环流的范围。在700毫巴等压面图上的316线，850毫巴图上的152线和地面图上的1010毫巴等压线有时也可以用来代表副热带高压的形状和范围。而副高的位置则常用副高脊线的位置来表示，所谓副高脊线也就是指副高中偏西风和偏东风之间的分界线。

从500毫巴等压面图上的588线来看，西太平洋副高基本上是一个东西长、南北窄的椭圆形高压，椭圆的长轴经常是东北东—西南西方向，如图1.66 (a)与(b)所示。但有时副高会变成块状(见图1.66 (d))，这时它的南北轴比东西轴长，副高中心所在的纬度比较偏北，整个副热带的环流呈现出强经向环流的特点。另外，当副高比较弱时，副高亦可出现588线比较破碎，分成二、三个小高压单体，如图1.66 (c) 所示。

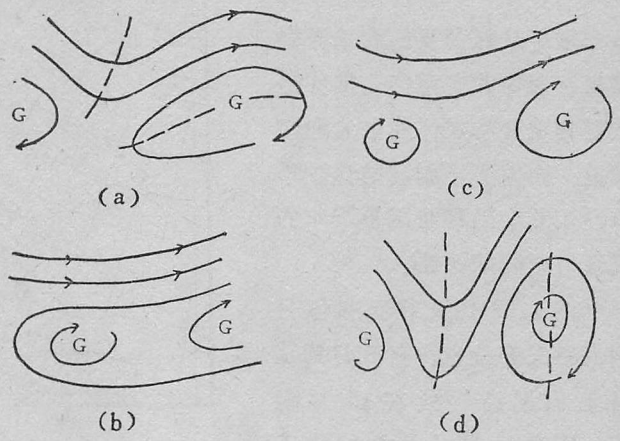


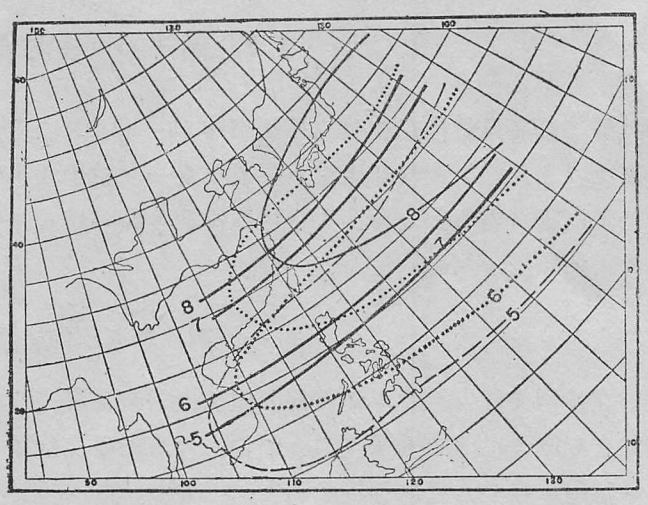
图1.66 副热带高压的形状

副高是暖性高压，但暖中心不一定和高压中心重合。西太平洋副高在对流层中下部较强，在对流层上部较弱，脊线随高度的增加略向北向西偏斜。青藏高压则主要表现在对流层上部，其强度随高度而增加，脊线没有倾斜现象，暖中心和高压中心基本重合。

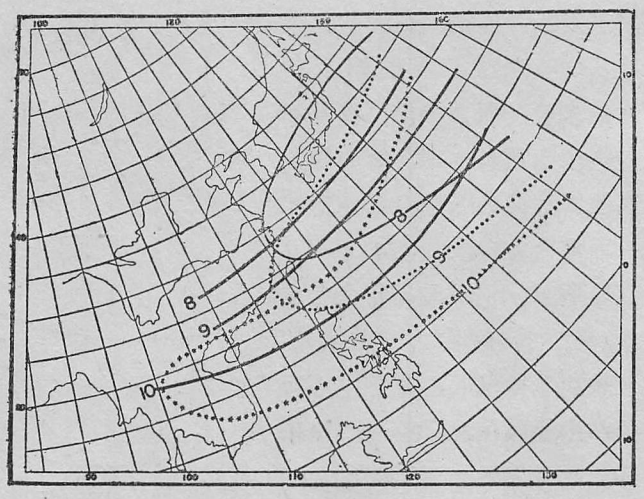
在500毫巴以下的副热带高压所控制的范围中，一般来讲是下沉运动区域，并形成下沉逆温，在逆温层以下空气比较潮湿，相对湿度可达80% 以上，在逆温层以上空气干燥，相对温度一般在50% 以下。由于副高中盛行下沉气流并有下沉逆温存在，所以副高控制地区的天气以晴到少云天气为主，在低空虽有一些积云形成，但都被逆温层阻挡，得不到发展。由于副高中很少有降水发生，因此在副高长期控制的地区常可造成干旱，如每年7月中

到8月长江流域的伏旱就是。

在副高的边缘，尤其是副高的西北侧边缘恰好是冷暖空气相遇的地方，盛行上升运动，因此有大范围的降水带存在，其中还常有暴雨中心，可造成洪涝灾害。降水带的位置约距副高脊线5—8个纬距。因此分析副高脊线的位置，掌握其南北及东西活动规律，对做出准确的天气预报有极其重要的作用。



(a) 5—8月



(b) 8—10月

图1.67　500毫巴西太平洋副热带高压脊线（实线）及外围线（数字为月份）

二、西太平洋副热带高压的季节变化和我国天气

每年从春到夏西太平洋副高都有规律的自南向北推移，从夏到秋又有规律的自北向南撤退。西太平洋副高的这种季节性南北变动和我国夏半年的天气有密切的关系。

图1.67是夏半年中各月副高脊线的位置。自5月到6月上旬副高脊线在15°N附近，副高呈带状，中心位于130°E以东的洋面上，588线可位于华南沿海，东亚沿岸为槽活动区，700毫巴上切变线位于长江以南，此时为华南雨季，雨带位于福建、广东及浙江、江西、湖南的南部。这时黄河下游两岸，因低层已经回暖，而高层的冷空气活动仍较强，常可造成冰雹天气。

6月中旬副高有一次突变，从15°N附近突然北跳到20°N或20°N以北，588线到达我国华东地区，700毫巴切变线维持在江淮流域，此时雨带位于长江中下游地区，造成所谓梅雨天气。初夏当贝加尔湖以东及蒙古东部有低涡活动时，可造成华北地区的降水天气。

到7月上、中旬副高脊线又一次北跳，达到25°N以北，588线伸到淮河附近，副高

中心可能出现在浙江沿海。这时黄河流域，华北地区的降水也开始显著增多。

7月底到8月初副高脊线已越过28°N，588线到达40°N，副高中心可出现在我国大陆上，这时华北雨季开始，长江流域进入伏旱期，华南及东南沿海处于副高南侧的东风气流控制下，可受台风及东风波影响。

7月上旬副高脊线开始南撤到25°N附近，但副高中心仍维持在我国大陆上，华西地区恰好位于副高的西北侧，形成华西秋雨天气。

10月上旬副高再次南撤，退到20°N以南，以后副高对我国天气的影响减小，转入冬季形势。

由此可以看出我国夏半年的天气和副高有密切关系，因此当副高的季节变动发生异常时就会导致我国大范围地区的天气异常。以梅雨为例，1956年由于副高第一次北跳提早到6月初，而第二次北跳却推迟到7月下旬，副高脊线长期维持在20—25°N之间，使1956年成为梅雨特盛的多水年。而1958年则刚好相反，副高迟迟不北跳，并在6月底7月初一下跳到25°N以北造成空梅，使1958年长江流域成为一个大旱年。

三、副热带高压的预报

副高对天气虽有重大影响，但副高的预报是个困难的问题。人们至今对副高的活动规律还掌握得很少，这里仅能给出一些可供参考的线索。

1.副高的周期变化。副高的强度往往在一段时间内维持较强，接着下一段时间则较弱，然后又重新变得较强，这样强弱的交替变化形成10—20天周期的循环。根据这种周期变化规律，人们可以推测未来副高维持其原来的强度还是将转变到相反的方向上去。

2.副高变化往往是从东向西传的，例如副高脊线的北移常常先是脊线的东段首先北移，然后西段再北移，160°E处的脊线比120°E处的脊线提早北移3—5天。同样道理，当副高脊线呈明显的东北—西南走向时，可预计副高西段的脊线会向北移，使脊线走向转变为东北东—西南西走向或东—西走向。

3.从副高本身的要素变化也可反映出副高的变化趋势，如当700毫巴副高范围内的温度增加到15℃，露点温度降低到－8℃，则说明副高中的下沉运动很强，造成高温低湿状态，意味着副高将加强。又如在500毫巴图上当－4℃的暖中心出现在副高的北侧，有利副高北上；再如在500毫巴图上，－8℃线北抬到徐州附近，－4℃线在南海稳定，则一周后副高脊线将北跳到20°N或20°N以北。

4.副高周围的系统也可引起副高的变动，如西风带的长波槽脊，低纬的台风和高原暖中心等均有影响。例如：

（1）当新疆有暖高压脊东移出海或在贝加尔湖东部到我国华北东北地区有暖高压脊发展东移与西太平洋副高合并可引起副高北跳。

（2）当东西伯利亚或鄂霍次克海地区有阻塞高压溃崩，$+\Delta H_{24}$南下到日本海地区与副高合并，可使西太平洋副高北上。

（3）当东亚槽前等高线呈散开状，槽后有 $-\Delta H_{24}$，则此槽东移可使西太平洋副高脊南撤，反之，当东亚槽前等高线呈汇合状，槽后有 $+\Delta H_{24}$ 跟随，则此槽入海后，沿海的副高脊将迅速西伸北跳。

（4）当康藏高原地区有正变高、正变温向东移出，如恰好移到副高北侧时，可使西太平洋副高发生明显的北跳。

（5）当西太平洋有台风活动时，往往预示副高的加强和北跳。如副高南侧有台风活动，此时副高也不易南撤。当台风在副高南侧西进时，往往同时有副高西伸的现象。

（6）中纬度盛行纬向环流时，副高多西伸。中纬度盛行经向环流时，副高多断裂为几个单体，个别单体的轴还可能成为南北长东西短的经向轴线。

四、台　　风

台风是形成在热带洋面上的气旋性涡旋，在台风影响范围内风速很大，强台风来临时往往要带来狂风暴雨天气，容易造成人民生命财产的巨大损失，但同时也可给盛夏久旱少雨的地区带来雨水，解除伏旱。所以夏季做好台风预报具有极为重要的意义。台风的活动和预报与副热带高压有密切关系，所以我们合在一节讲述。过去一般认为台风主要影响我国东南部，对华北地区影响不大，近年来已经有过台风深入到华北地区的例子（如 1973 年 3 号台风），也有 1975 年造成河南特大暴雨的例子。而台风倒槽对华北的暴雨也有很大影响。所以无论对我国南方地区或北方地区预报来讲，了解台风的一些基本情况还是十分必要的。

我国把中心附近地面最大平均风速达 8 级以上的热带气旋称为台风，中心风力达到 12 级的称为强台风，中心风力为 6—7 级的称为热带低压。一个发展成熟的台风按其结构和天气现象大致可分为三个区域，见图 1.68。最中心部分叫台风眼，这是台风中气压最低部分，风力很小，云量也不多，可以露出蓝天。台风眼的半径为 5—30 公里。台风眼的外面

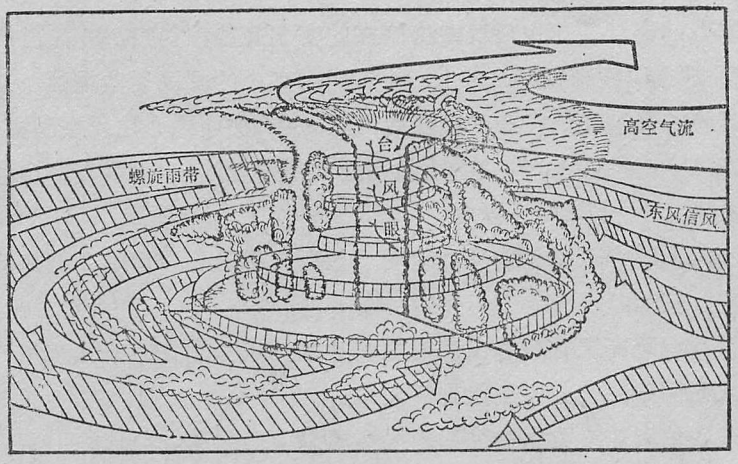


图 1.68　台风的结构示意图

是台风的涡旋区，其半径有100—200公里，在这个区域中可以有数条螺旋状的雨带向台风中心旋进，在台风眼外围形成一个环形的台风眼壁，在这个环形雨带中降雨量最强，风力也最大。在螺旋雨带之外为台风的外围，其范围大小差别很大，最大的台风半径可达8个纬度以上，在台风外围风力比涡旋区小得多，对流也不强，不形成螺旋状雨带，但可有一些排列成行的对流单体，有时也称之为台前飑线。图1.69是台风中云系分布的剖面图。从图中可以看到，在台风到来时最先出现卷云，随后是卷层云、高层云和高积云，然后出现几次短暂的浓积云，且有阵雨。这种云序反映了几条螺旋形对流云带经过的现象，再以后就是黝黑的高耸如墙的云，同时狂风暴雨来临，最后进入台风眼区，天气突然转晴，风息雨止，仅有少量的晴天积云，但时间不长，几十分钟到数小时后又恢复到狂风暴雨的天气。

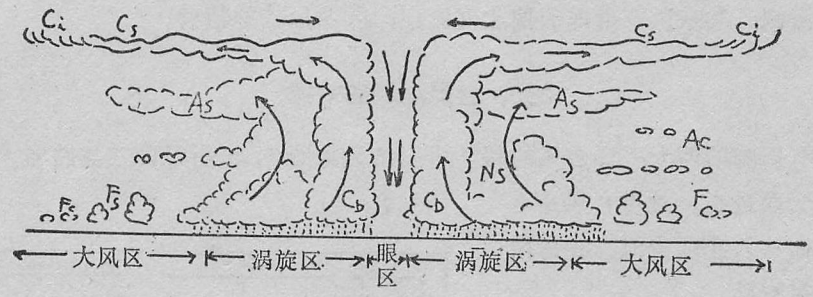


图1.69　台风云系剖面图

台风中的运动状况可分为三个层次：流入层、中层和流出层。

流入层约在500—1000米以下的近地面区，空气以螺旋式向内流入到眼壁，而后沿眼壁作螺旋上升。

中层是指从流入层以上到200毫巴附近，这层空气流入或流出都很小，但垂直运动主要集中在这个气层内，台风眼外为上升运动，台风眼内为下沉运动。

流出层在200—150毫巴附近，空气由台风区向外流出。

台风的形成有一定地区性和季节性，即台风源地只集中在低纬度的某些洋面上，如西北太平洋、西北大西洋。影响我国的台风源地有三：一在菲律宾以东的洋面上，二在马里亚纳群岛和加罗林群岛附近的洋面，三是我国南海海面。台风产生的季节则集中在暖季几个月里，影响我国的台风以7、8、9三个月出现最多。根据分析，产生台风必须具备下面五个基本条件：

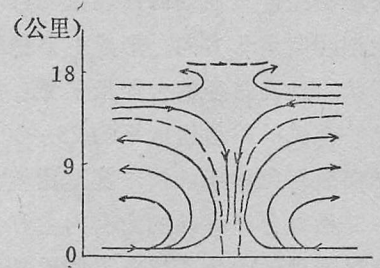


图1.70　台风区内的垂直气流

（1）高温的洋面。台风的能量是靠空气对流上升、水汽凝结释放潜热来维持的，而产生对流凝结的条件是空气层结的不稳定，即下层空气热而潮湿，上层空气冷而干燥。这种空气的层结只有在高温的洋面上才能形成。

（2）一定的地转偏向力。即必须距离赤道一定距离（5个纬度以外）才能产生旋涡运动。由于赤道上地转偏向力为零，因此虽然赤道洋面上温度很高，也没有台风产生。

（3）微弱的垂直切变。如果水平风的垂直切变强，则上下气层运动的方向不同，使释放出来的潜热被带到不同方向，不易集中形成台风。

（4）低层辐合流场。这是导致空气上升潜热开始释放的必要条件。这种辐合流场有赤道辐合带，东风波，高空冷涡延伸到地面，这些系统都是有利台风形成的低空辐合流场。

（5）高层辐散流场。高层辐散叠置在低层辐合流场之上是台风生成地区形成上升运动的另一必要条件，而且只有当高层辐散超过低层辐合，才能使台风生成地区的地面气压继续降低。有利于产生台风的高层辐散流场，以200毫巴为例，有以下三种形式：①副热带高压的西南侧；②东风波前部的偏北气流中；③西风槽的槽前。

五、台风运动的规律

对我国有影响的西太平洋台风的移动可归纳为如图1.71所示的三类路径。

第Ⅰ类为西进类。这类台风从菲律宾以东向西移入我国南海，在海南岛到越南一带登陆。

第Ⅱ类是登陆类。这类台风从菲律宾以东洋面向西北方向移动，在我国江浙沿海或闽台沿海登陆，台风登陆后有的深入内陆在大陆上消失，有的则在陆上转向东北方向移动重新入海，这类台风对我国影响最大。

第Ⅲ类是海上转向类。这类台风的移动经常是前期向西北方向移动，后期转向东北方向，形成一条抛物线形状。这类路径的台风最多见。

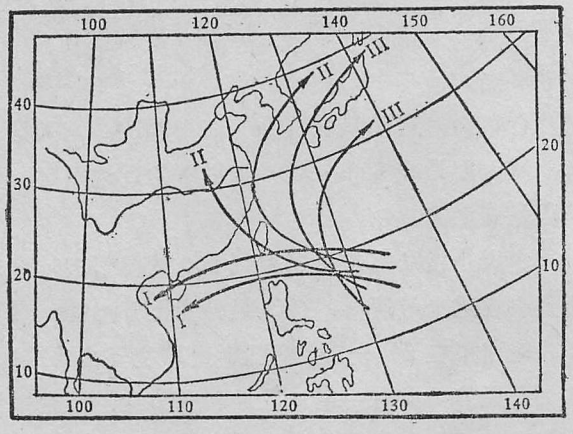


图1.71　台风移动路径图

台风的移动速度平均25—30公里/小时，一般在转向时速度减慢，甚至几乎停滞不动，转向后台风移速加快，甚至比转向前还要更快一些。

操纵台风移动的力有内力和外力二种，外力是气压梯度力和地转偏向力，它使台风沿台风所处的大型环流背景的地转风方向移动，即台风受基本流场的引导。台风沿引导气流移动的规律是台风移动最基本的规律，引导层的高度可以取500毫巴或200毫巴，一般引导层取得高些更好。用引导气流来做台风路径预报时，要注意引导气流本身随时间的变化。

影响台风移动的内力是台风本身各部分气流所受的地转偏向力不同所造成的，它使台

风有向北及向西移动的趋势。

在内力和外力的共同作用下使台风在东风带时，路径偏向高压一侧，在西风带时移动偏向低压一侧，因此台风路径转向的曲率半径比引导流场的曲率半径大。图 1.72 是台风路径和引导流场关系的示意图例子。

如上所述，台风的运动与基本气流关系密切，副高的活动显然在相当大程度上决定了基本气流的演变。所以副热带高压与台风有密切关系。

（1）太平洋高压强盛时，长轴呈东西向，并有所西伸，在高压南部发生的台风一般沿东风气流往西运行，容易在中南半岛登陆，如太平洋高压略为偏北，则有可能在我国华南一带登陆，即第Ⅰ类路径。

（2）当西风带冷高压变性为暖高压并入太平洋高压时，高压轴呈西北西—东南东方向，这时台风向西北运行，常在华东沿海登陆，并深入内陆而消失，即第Ⅱ类路径。

（3）如果太平洋高压较弱，位置偏东，当西风槽南伸时，台风经常绕过副热带高压脊，进入西风带槽前的西南气流里，向东北方向运动，故路径呈抛物线型，即第Ⅲ类路径。

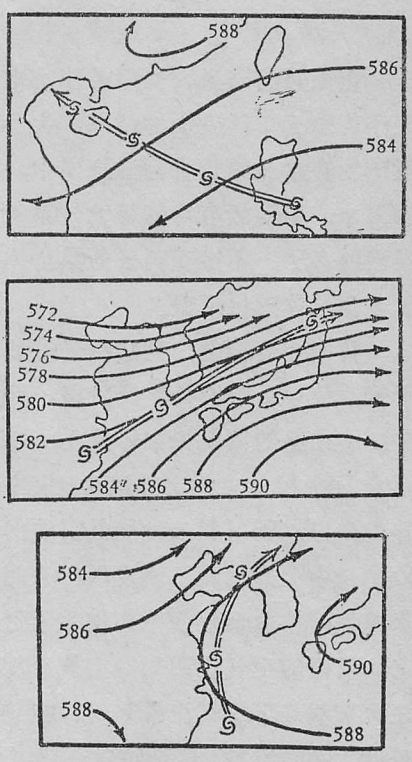


图 1.72　台风路径与 500 毫巴引导气流的关系

由此看来台风的路径在相当大的程度上取决于副高的状态。但是副高的状态也是不断变化的，所以预报台风路径的成败，时常主要依赖于是否能正确的估计副高的变化。例如当副高加强西伸时，其南侧的台风不易转向，若副高有明显西退，则原来向西或西北方向运动的台风会转向北上，再转为向东北运行。当然这不是说台风运动与西风带的系统无关，一方面西风带的系统与副热带高压的活动相互影响，另一方面北上的台风如恰好遇到较强的西风带槽，则往往迅速转向，冷空气进入台风，台风本身也逐渐变为中纬度气旋。

§1.8　中小尺度系统

本章第 6 节我们曾谈到不同尺度的天气系统，这一节专门讲述中小尺度的系统。中小尺度的天气系统尺度虽小，影响却大，许多灾害性天气如冰雹、暴雨都是中小尺度系统带来的。但是中小尺度系统一般不容易或不可能用通常的天气图来分析。因为天气图上的测站之间往往相距数百公里，而中尺度系统一般空间尺度在 100 公里以下，更不用说小尺度

系统了。所以，对中小尺度系统比较有效的观测手段为雷达。我国目前已经逐渐建立了比较完整的雷达观测网，并定时发报。但做为气象站，当前还不可能成为日常预报工具。所以这一节，我们着重介绍中小尺度系统的一般情况，使大家能有一个基本的概念。

一、雷雨单体

雷雨是指阵风、骤雨并伴有雷鸣闪电。没有降水的雷、闪称为乾雷暴。雷雨有时是某一个积雨云单体发展的结果，大多时候是由积雨云的集合体产生的。个别的积雨云单体一般产生在单一的热带潮湿气团中，南方较多，北方在盛夏时也有。这种情况往往是雷声大而雨小。但是当有冷锋等天气系统时，雷雨往往是由积雨云的集合体产生的。这时降水就强烈的多了。不过积雨云的集合体也是一系列的积雨云单体组成的，所以，我们就来看一看雷雨单体的生活史。

我们知道积雨云是从积云发展起来的，这个过程大致可以分为三个阶段。如图 1.73 所示，第一个阶段是发展阶段，开始为淡积云，云中上升气流强烈，一般 5 米/秒左右，但在发展强盛的浓积云中可达 10—15 米/秒。通常在锋面附近的大尺度上升运动，速度仅几厘米/秒，积云中的上升运动比这强烈几十倍到上百倍。如以 5 米/秒计算，10 分钟就可上升 3 公里，所以积云发展是很快的，发展阶段一般只有 10—15 分钟。第二阶段是旺盛阶段，云中上升气流不断发展，云滴不断增大。当云滴增大到上升气流托不住时，就开始下降成为雨。由于雨滴下落携带附近的空气亦向下，产生下沉气流。因为云中空气层结不稳定，下沉的空气比四周的空气温度低，有时在下雷雨时我们感觉到一阵冷风，大的雨点随之而来就是下沉气流带来的。但这个阶段云仍不断发展，云中上升气流依然十分强烈，有时可达 20 米/秒。这个阶段一般维持 15—30 分钟（图 1.74）。第三个阶段为消散阶段，下沉气流逐渐扩大，云从底部开始消散。消散阶段经常历时 30 分钟左右。但是当夏季空气层结不稳定时，很容易形成对流。一些对流产生的积云发展了，一些消散了。另外又生成新的对流单体，形成雷雨。

雷雨经过时，在单站的气压自记曲线上有时能观测到一个突然升压的隆起部分（图 1.74 (b)）好象鼻子一样，称为气压鼻。一般认为这是雷雨中下沉的冷气流造成的。这个单站气压曲线上的气压鼻对应海平面气压图上即是雷雨高压（图 1.74(c)）。不过这个高压中心仅比四周气压高 1 毫巴左右，强时可达几个毫巴，水平范围亦仅有几公里，维

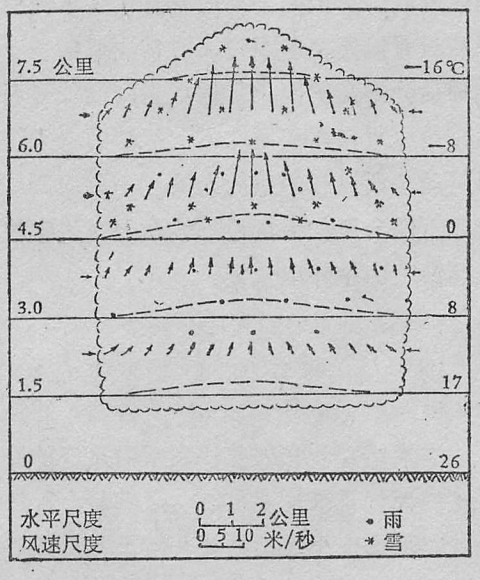


图 1.73　发展阶段对流云示意图

持时间不过数十分钟，所以在大尺度天气图上反映不出来。

雷雨发展之前期上升气流强烈，所以四周空气辐合，当雷雨高压快到之前，冷气流夹着雨滴下来，风向往往会发生突然的变化，这时气温也突然下降，有时 20—30 分钟之内气温能下降 10℃以上。这时好象冷锋通过一样但温度很快又回升，故称为假冷锋。

积云单体的云体大小与发展史可以相差很悬殊。小的积云水平范围只有几十米到几百米。大的可以发展到水平尺度达一、二十公里。垂直范围也差别很大，淡积云的云底通常在 500—1200 米，云厚约几百米到 2000 米。成熟的浓积云，云厚可达 4000—5000 米。积雨云厚到 5000—10000 米。积云的云体愈厚说明对流愈强，产生降水的可能也愈大。例如，盛夏出现云顶达 10 公里以上的积雨云，下午到傍晚产生雷阵雨的可能性很大。

积云的发展决定于对流的强度，对流的强弱则依赖于大气的热力及动力条件。从地理条件来讲，山区、湖泊、岛屿都是容易因受热不均而产生对流的地区。当有冷锋来临时，因为有冷空气侵入，也容易产生对流，切变线等辐合地区也会对对流起促进作用。

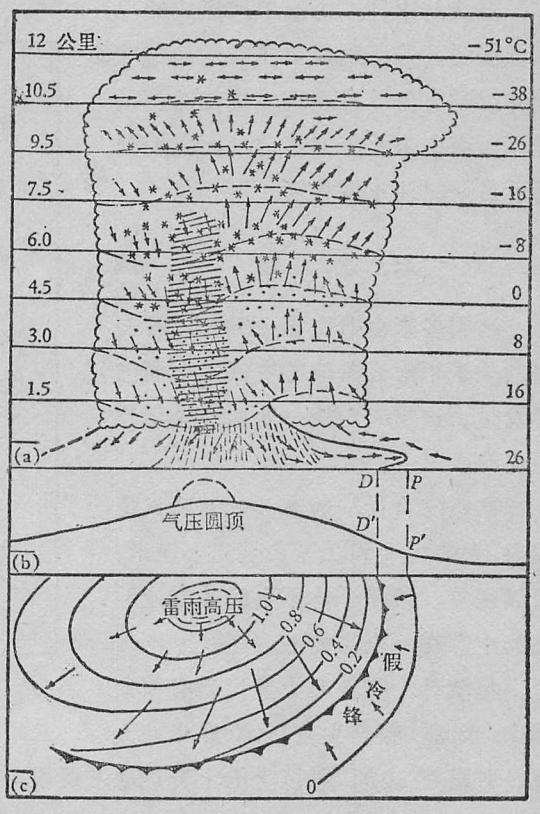


图 1.74　雷雨云旺盛阶段示意图

二、飑　　线

有时一系列对流单体组成一条狭长的带，在这个带上对流严重，带来一系列激烈的天气变化，有雷雨、冰雹、强风。这个带一般长几十公里到几百公里，宽 1 公里到几公里。飑线上常出现成群的雷暴单体，少则 4—5 个，多则十几个或几十个。时常此起彼伏，生消不已，所以飑线带来的天气变化比个别雷暴单体要激烈的多。

飑线常出现在冷锋之前，故容易误认为冷锋，实际两者是有很大差别的。第一，冷锋是两个性质不同的气团的交界面，而飑线则是气团内部的产物，这是冷锋与飑线最根本的不同。第二，冷锋虽然和飑线带来的天气变化有类似之处，但天气变化的激烈程度差别很大。例如飑线过境会产生强烈的风暴，而冷锋则不过带来一般的大风。第三，冷锋的生命史较长，往往可达数天到一周，但飑线的维持时间一般为 6—9 个小时，最长也不超过 1

天。第四，颮线移速快，有时甚至比冷锋快2—3倍。第五，颮线有明显的日变化，一般在地方时13—20时之间活跃，傍晚以后消失。冷锋则虽受日变化影响，但早晨，夜晚均可能通过本站，同样也带来相应的天气变化。图1.75是一次颮线的地面天气图，图中粗线为颮，可见它与冷锋平行，在冷锋之前。这是颮线最常见的形势。

颮线是由许多对流单体组成的，观测表明，这些对流单体的运动与颮线的运动方向经常垂直。例如对流系统自西南向东北方向移动，而颮线则近于自西北往东南移动。

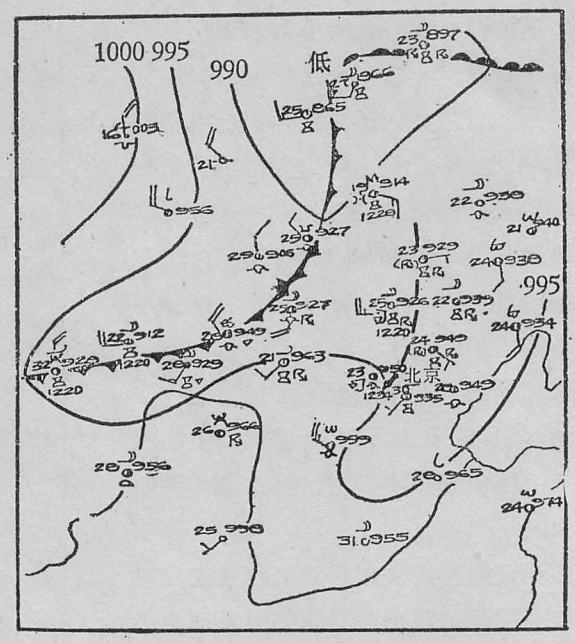


图1.75　颮线与冷锋的地面天气图举例

三、冰　雹

冰雹多来自对流强烈的积雨云中，关于积雨云单体的发展，上面已经说过。这里专门谈一谈冰雹是怎样生成的。

冰雹的直径一般在5—50毫米范围内，大的可大到几厘米至几十厘米。可以想象，即使个体不大的冰雹能够在云中存在，也需要强大的上升气流。据统计，降雹时上升运动必须大于20米/秒，要产生直径10厘米的大雹，则需要50米/秒以上的上升运动。所以，一般要云顶发展到对流层顶附近才有可能降雹。

冰雹并不是当气流上升到0℃的高度以上就立即生成的。解剖冰雹可以看到有一个不透明的核心，外面由透明与不透明的冰层交替包围着。所以，冰雹远远看去是一片白，并不象冰块那样透明。为什么冰雹是这样的结构呢？这是由冰雹生成的过程决定的。

因为积雨云中温度0℃以下是水滴，以上为过冷水滴与冰晶、雪花。当过冷水滴随上升气流上升时与冰晶或雪花相碰，很快就会在冰晶或雪花上冻结，形成冰雹的核心。由于冻结的时间非常短，冻结速度又很快，所以，形成的雹核里常混有空气，组织比较疏松，形成不透明的白色冰层，冻结得愈快，冻结成的冰层愈白，愈不透明。雹核形成以后因为重量较大，或者上升气流减弱，就会下降，当下降到0℃高度以下气温较高，使雹核表面部分的冰融化成水，同时在下降过程中也会与一些雨滴相碰，又有一些水粘在外面。当外面包着水的雹核又遇到强的上升气流，再一次被带到0℃层以上。这时雹核外面的水又冻成冰，这时是逐渐冻结的，所以成为透明的冰层。当冰雹再遇到过冷水滴，在其上凝结并与冰晶、雪花相碰时则又形成不透明的冰层，冰雹体积加大，又下降。如此往复多次，就

可能形成很大的冰雹。图 1.76 为冰雹增长过程的示意图。

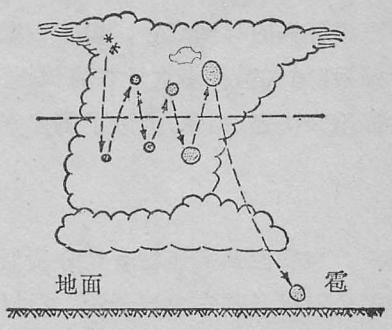


图 1.76　冰雹生成过程示意图

四、龙　　卷

龙卷或称为龙卷风，是一种强烈的小尺度气压系统，一般多出现于我国南方，例如上海，近十年雷达观测就发现 100 多个龙卷。

龙卷是一种小尺度系统，水平直径通常只有几米到几百米，平均为 250 米。它是从积雨云底部垂下来的漏斗云，是一个很强的涡旋系统。如图 1.77 所示，一个积云单体从理论上讲可以有两个龙卷，一个叫右龙卷是气旋性涡旋，一个叫左龙卷是反气旋性涡旋。一般只有一个龙卷发展，大部分是右龙卷。龙卷中心气压比四周大气低几十毫巴是很经常的，风力可达 100 米/秒以上。因此，当龙卷经过时会把地面上的水、泥沙以及地面上的物体吸到空中，大树也会被连根拔起来，这样大的风比 12 级台风的风力还要大 5—6 倍，所以危害是很大的。

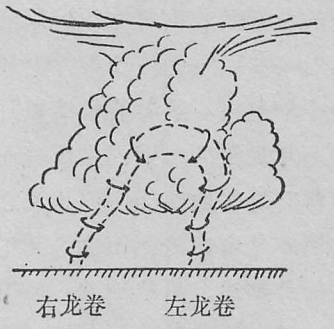


图 1.77　龙卷与积云示意图

经验证明，龙卷经常产生于飑线上，有时一条飑线上有许多龙卷。产生于陆地上的叫陆龙卷。产生于海上的叫水龙卷或海龙卷。

这一节我们介绍了一些中小尺度系统。就目前情况来看，中小尺度系统的预报还是比较困难的。因为这些系统发展较快，生命史短，很难从天气图上追踪的办法预报。既使有雷达的情况也不一定能捕捉到。所以现在的预报方法，主要是根据群众经验，用统计方法预报。冰雹的预报在我国广大台站已积累了很多经验，特别是防雹工作近年来取得了很大的进步。冰雹的预报在最后一章中还要讲到，这里就不重复了。龙卷等目前还很难做出预报。

§1.9　环流形势与要素预报

气象站主要不是先做了环流形势的预报然后再预报天气，而是把环流形势做为一个背景来考虑。所以，我们不准备详细讲解各种天气系统的预报方法，只是对天气系统运动的基本规律做一些说明。

目前短期天气形势预报的数值方法已有了很大进展，24 小时的形势预报一般已经能够达到或超过熟练预报员的水平，因此可以做为日常形势预报的主要依据。但是在一些形势下，对某些系统仍报的不很理想。例如台风预报，当前我国就主要靠天气—统计结合的方

法预报，国外的情况也是如此。自然形势预报与要素预报中间还有一段距离，例如能够正确预报低涡的移动路径，但不一定就能完全正确的预报低涡带来的暴雨量。所以，一般要素预报，如气温、降水量等的预报，特别是在气象站应主要依靠群众经验与分析本站及有关指标站来决定。但是，大致了解要素与天气系统的关系以及环流形势的演变规律也是必要的。

一、环流形势的预报

在数值预报还没有充分发展的时候，在40年代末到50年代曾经广泛采用“平流动力理论”以及其它发展理论。即以动力学方程式出发，得出一些定性的规则，根据等压线的弯曲、辐合辐散程度，以及等高线与等温线的配合，来预报气压系统的发展。这些原理目前在数值预报中均定量地考虑进去了。所以，凡是现在能收到数值预报传真图的台一般就不必再按那些规则去估计，而是对数值预报加以经验的订正，再针对当前主要影响系统，仔细研究其发展变化。

一般讲，简单地估计未来气压系统的位置及强度，可以用外推法，即根据过去气压系统的位置及变化规律往后顺延。外推法可以提供未来天气系统情况的轮廓，但是，也经常由于一些原因而使预报发生较大偏差。例如，一个槽本来是匀速东移的，但是其西部另有一个槽生成，这时波长缩短，东边的槽就会加速东移。又如一个气旋在达到最盛阶段之前是不断加深的，锢囚之后转而填塞，中心气压由逐渐下降变为增加。再如一个副高自西太平洋有规律地西伸。但几天之后可能突然停滞或转而东退。这些环流形势的变化都是外推法所不易考虑的。而恰恰又正是这些形势变化对预报天气非常重要。所以，应当注意，一般的外推法，虽然简单、易于接受，但效果是有限的。

另一种估计形势变化的简单方法是相似法，即从历史上找相似。但是我们知道，自从开始绘制天气图的几十年、上百年来，没有那两张天气图是完全一样的。所以找相似就抓住主要影响本站的天气系统，考虑如果这一个或几个天气系统情况类似，则本站可能出现相似的天气。气象站一般没有历史天气图，自然可以对比形势广播，但这多不具体，当前应用较多的是洞卡。用洞卡选相似，可以通过指标站定量地反映有关天气系统的位置、强度及变化。因此，应用是有一定效果的。这我们将在第四章中讲述。

除了以上所说的简单考虑之外，一些统计资料也是有用的。表1.11为东亚气旋平均移速。表1.12为高空槽平均移速。表1.13为我国西北冷锋平均移速。

表1.11　东亚气旋平均移速（纬距/24小时）

类别＼季节	春	夏	秋	冬	年
东北类	9	7	9	10	8.8
黄河类	/	7.5	9	14	10.2
长江类	10	8.5	/	12	10.2
东海类	10	9	9	12	10.0
黄海类	8	7	7	/	7.3
日本海类	9	7	8	13	9.5

从表中可以看出，夏季天气系统移速较慢，而冬季较快，这主要是因为冬季基本气流强，夏季基本气流弱。这些表可以做为估计未来天气系统位置的基础。当然这也是平均情况，应用时要注意当时天气系统的特点和所在的地理位

表 1.12　东亚高空槽平均移速（公里/小时）

月　份	1	2	3	4	5—6	7—8	9	10	11	12
平均移速	44.8	41.0	41.2	42.6	34.4	26.0	24.2	36.1	37.8	43.5

表 1.13　我国西北部冷锋平均移速（公里/小时）

季节 \ 地段 / 来向		西部国境线到乌鲁木齐	乌鲁木齐到哈密	哈密到酒泉	酒泉到兰州	兰州到西安
春	西来	59	36	50	39	41
	北来	67	44	31	34	35
夏	西来	43	27	30	25	23
	北来	/	/	25	26	19
秋	西来	60	33	47	42	31
	北来	41	33	41	34	29
冬	西来	55	54	71	58	47
	北来	46	/	50	43	42
年	西来	56	37	48	38	35
	北来	47	36	38	35	33

置及天气系统的生消变化。

二、风

1.风速的日变化

大家都知道，华北地区，特别是冬半年，每次冷锋过境后，下午容易有大风，到傍晚大风逐渐停息。这是为什么呢？一个主要原因就是有摩擦层存在。

关于摩擦层，我们可以举河流为例说明。河流中愈近两岸水流愈慢。因为水与河岸摩擦，形成许多小涡旋，影响了流速。空气的情况也类似，大气中空气之间的摩擦力是较小的，但空气流动遇到房屋树木，以及丘陵、川谷受到阻碍，遇到土地、作物也会产生摩擦，即使在海面上，空气与海水的摩擦也比空气本身的摩擦大得多。因此摩擦层中运动愈接近地面速度愈小，严格讲在地面风速应该是零。地面观测所测的风是风向杆高度的风速，所以风速不是零。这个受地面摩擦影响显著的层称为摩擦层，摩擦层一般有 500—1500 米厚。下垫面光滑则摩擦层薄，下垫面粗糙则摩擦层厚。

摩擦层中存在较强的垂直方向的湍流运动。湍流也叫乱流，是一种不规则的运动，有的空气质点向上，有的空气质点向下。湍流运动有一个很重要的特性就是在运动中空气质点的一些物理属性保持不变，动量就是一个。因此，湍流交换显然能够把低层动量较小的质点带到高层，同时把高层动量较大的质点带下来。这样湍流就使得摩擦层中低层风速加大，高层风速减小。湍流运动的强度与大气热状况有密切关系，每天中午太阳辐射最强，湍流也逐渐加大，傍晚太阳辐射减弱，湍流也减小。所以，下午湍流强盛地面风速增加，

傍晚地面风速很快减弱。

当然，湍流的强弱也不仅仅决定于大气的热状况，风速较大时湍流也较强，因此有时夜晚冷锋过境，地面也依然能出现大风。

有时自由大气，即摩擦层以上的风速较大的质点也会将动量下传，这种情况在冷锋后最明显。

2.风向的日变化

收听北京市气象台的天气预报，在无强的气压系统影响时，经常预报风向白天北转南，晚上南转北，这是因为北京北部为山脉。在大气中同一个高度，向阳山坡大气受热要快，因此气温高，空气沿山坡上升。夜晚，山坡又因辐射冷却而比同一个高度的大气温度低，所以沿山坡下滑。这种因山地作用产生的风叫山谷风，白天为谷风，晚上为山风。图 1.78 为山谷风环流示意图。另一种与山谷风类似的风向日变化是海陆风。如图 1.79 所示，白天为海风，晚上为陆风。

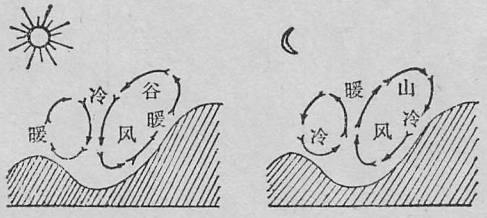


图 1.78　山谷风环流示意图

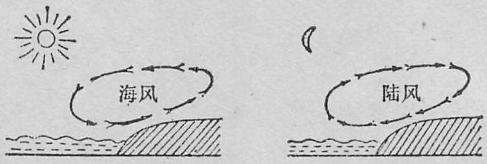


图 1.79　海陆风环流示意图

3.地形对风的影响

地面风受地形影响很大。具体情况视测站所在位置之地理环境而定。当有一定天气形势配合时，地形之作用尤为显著。例如台湾海峡，当地面吹东北风时，狭管效应明显，风速明显大于邻近测站。又如东北低压发展时，东北平原处于暖区吹偏南风，因东、北、西三面都有山，很容易产生偏南大风。

三、温　　度

影响地面温度变化的因子很多。我们可以从这几方面来考虑：

1.天空状况

地面接受太阳辐射的多少除季节变化及日变化之外，主要决定于天空云量的多少以及云的种类。有大雾时一般只能得到晴天时的辐射的 17—18%，满天雨层云时只有 15—25%，但全天高层云时就有 41%，而密卷云时能有 85%左右。天空有云一方面使地面接受的太阳辐射减少，使白天最高气温较低，但另一方面在夜间却起着阻碍地面有效辐射逸散的作用，使最低气温较高，有人称为“温室效应”。所以当阴天时气温日变化就较小。

2.风力

风也是影响温度变化的重要因子。如上所述，风力大时摩擦层中湍流交换强，夜晚地

面的有效辐射不易于使地面气温迅速下降。所以，当冷锋过境不久，风还没有迅速减弱时，气温不易很低。故冷锋后之低温往往不出现于冷锋才过境时而是冷锋过后1—2天。当然这时不断南下的冷平流也起着相当的作用。

3.水汽

近地面大气中水汽含量也对温度有一定作用。例如有霜、露凝结，会释放出一定的潜热。下雪时也是这样，所以群众说“下雪不冷，化雪冷”。不过由于凝结量不大，一般这个作用不显著。

4.地形

地形对天气的影响也是很大的。例如，华北地区基本上是西北高东南低，犹如一个斜坡，当冷空气沿这个斜坡下滑时，绝热增温。这个作用对北京来讲十分突出，这与北京所处的位置有密切关系。一般一次冷空气袭来，呼和浩特的降温不及乌兰巴托，而北京的降温又大大少于呼和浩特。除了气团变性这个原因外，地形是有很大作用的。

四、雾

从生成原因来分析，雾基本上有两种，一种叫辐射雾，一种叫平流雾。有时兼有两种原因形成的雾叫混合雾。

辐射雾是由冷却形成的，多出现于晴朗、微风、近地面水汽比较充沛的夜间和早晨。形成这种雾需要天气晴朗，这是因为只有在这种天空状况下才没有上面谈到过的“温室效应”，地面能很快降冷，使水汽凝结。为什么又要有微风呢？因为如果是静风，湍流太弱，地面水汽仅限于贴地层不易上传，也不能形成雾。但如果风力太大，则湍流过强，这样水汽分散到较厚的气层，使低层水汽含量减少，同时又使地面较冷的空气与上层不太冷的空气混合不利于低层降温，这样也不利于雾形成。总之，风力过大过小都不利，一般风速1—3米/秒最利于形成辐射雾。根据以上条件可知辐射雾多出现于冷高压区，这时多晴天少云、风力微弱（图1.80）。特别雪后转晴，但低层湿度较大时，最有利于辐射雾的形成。

平流雾是暖而湿的空气流经冷的下垫面而形成。有利于平流雾生成的条件是中等风速，空气与下垫面温差大，平流来的暖空气湿度大。后两点比较容易理解。流来的空气湿度大，温度高，又流到较冷的下垫面上，低层自然很快冷却，以致形成雾。但为什么又需要中等风速呢？风速太小平流自然弱，当然不利于平流雾生成，风速过大，湍流太强，又使得低层温度不能很快降低。所以2、3级风力，即风速大约2—7米/秒最适合于平流雾生成。平流雾在华北地区多产生于沿海，春季入海高压的后部就易于生成（图1.81），入夏以后在太平洋西部也经常有平流雾（图1.82）。

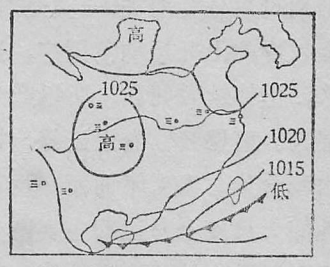


图1.80 冬季平流雾

雾不但是预报对象，也是很好的预报指标，有关雾的谚语很多。“十雾九晴”就是指辐射

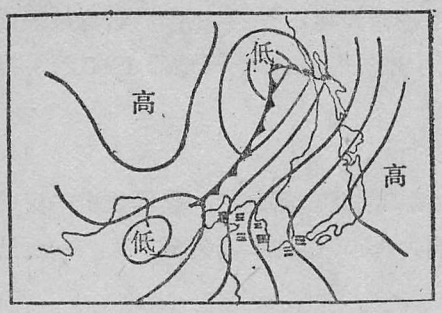


图 1.81　春季平流雾

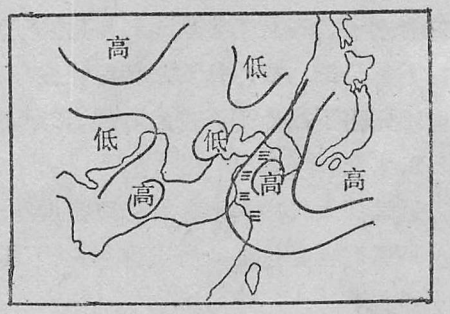


图 1.82　夏季平流雾

雾反映天晴。为了更好地应用有关雾的谚语，也要注意雾的形成原因，及在本站出现的规律。

五、云

与雾的情况相同，对于气象站来讲，云可能不是一个重要的预报对象，但是云却是天气预报的重要依据。所以认真研究云的形成、发展、演变规律，特别注意其与天气变化的关系是很重要的。这里我们只谈一谈生成云的物理过程。

云是水汽在大气中凝结生成的。因此形成云首先一个条件就是要有足够的水汽。使空气中水汽增加无非有两条途径，一个是从下边来，一个从水平方向流来。从低层来的水汽比较容易理解，因为下垫面，特别是海上、河流、湖泊上水汽都比较充沛。但在大陆上，更主要的是水汽平流，也叫湿度平流。分析湿度平流的方法与分析温度平流的方法相同。如图 1.83B 点就有干空气流来，称为干平流，A 点有湿空气流来称为湿平流。虚线为等比湿线，或等露点线，湿度大的区域向北突出，称为湿舌。华北地区冬半年降水较少就是因为没有强的湿平流，产生降雪都发生在回流形势下，即当空气经过渤海湾变得潮湿时产生降雪。华南冬春之阴雨也多与冷空气经西太平洋回流到大陆有关。

空气的水汽一般是不饱和的，要使水汽凝结需要靠降冷，上升运动就是使空气降冷的最主要原因。也就是因上升运动的性质不同产生的云也不一样。上升运动概括地可以分为两类，一类是对流性的，一类是大尺度的。大尺度的上升运动范围广，速度小，一般仅每秒几个厘米，但持续时间长。所以产生的云也是大范围的，如高层云、雨层云、卷层云等。视上升运动所达高度不同，水汽含量与温度不同而产生不同的低、中、高云。系统性的大尺度上升运动主要产生于槽前、气流辐合区，暖锋上以及山坡的迎风面等。对流产生的上升运动则是局地性的，这种云上升速度快，发展也快，夏季有时一片积云，底部均在一个近似的平面上，那就是凝结高度。

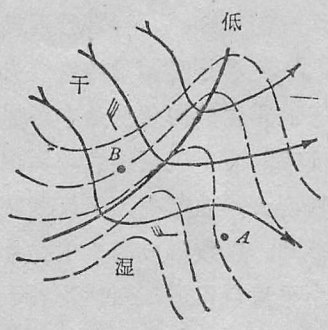


图 1.83　湿度平流示意图

有时天空出现一条一条平行的波状高积云，这是由于空气中有逆温存在，上下层气流

之间保持较大的速度与密度的差，在这样差别较大的两层气流之间就产生了波动，如果波动刚好在凝结高度附近，波锋的地方空气上升因而绝热冷却、凝结形成云，下沉的地方则无云，如图 1.84 所示。由于这种云说明高空存在逆温或者比较稳定，所以说明未来天气较好。而高空的堡状云，则说明高空不稳定，空气穿过逆温层上升，如图 1.85 所示。因此容易有坏天气，“清早宝塔云，下午雨倾盆”就是说的这个现象。

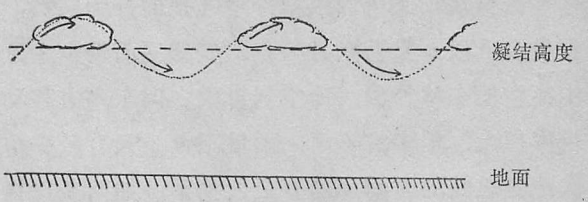


图 1.84　波状云的形成

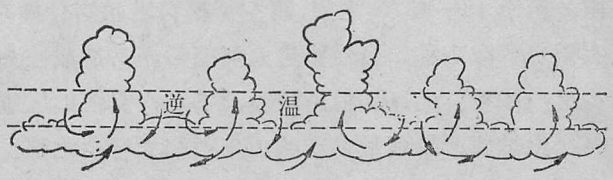


图 1.85　堡状云的形成

又如荚状云原是积云说明下层有上升气流，但是荚状云上面都比较光滑，说明上层有下沉气流，使云部分消散，因此一般预示着未来有好天气。

有关云的天气谚语很多，这里不再详述。产生降水的条件与产生云的条件相同，只是上升更强，水汽更充分。暴雨尤其如此，下一节我们再专门介绍。

§ 1.10　华北地区夏季降水系统

上面谈到，产生降水需要两个条件，一是有强烈的上升运动，一是有充分的水汽供应。上升运动使空气冷却，促使空气中水汽凝结。丰富的水汽供应使凝结过程持续不断，即可造成降水，暴雨不过是这两个条件都充分满足，因而雨量较大。所以，产生降水的天气系统，也就是有利于造成这两个条件的情况。我国南方与北方，东部与西部，不同地区产生降水的天气系统是不同的。甚至同一系统如冷锋在华北可能无降水，而在华南则带来降水，其原因也是上述两个条件变化了。自然，不同季节，甚至同是夏季，初夏与盛夏降水的天气系统均各有一定特点。这里我们先重点介绍华北地区夏季降水的天气系统。

一、冷　锋

冷锋是华北地区夏季降水的重要天气系统之一。冷锋附近由于锋面抬升作用，可造成大范围降水。但是华北地区冷锋大部分移速快，锋面坡度大，多为第二类冷锋，所以，华北地区的锋面降水与我国南方迥然不同。在江南冷锋会造成大面积、持续的降水，有时地形有利还会形成静止锋降水。而在华北地区夏季冷锋降水时间一般不超过一天，雨量以小、中雨为主。且阵性降水居多。

冷锋活动又可以根据冷空气来向分为三类：西北类，西方类及北方类。西北类出现次数最多，以6月及9月为主，盛夏反而较少。这时东亚地区锋区多在45°N以北，西风带中高空槽东移加深。冷空气自蒙古向东南方移动，冷锋为东北—西南走向。这类冷锋降水机率很大，但多雷阵雨，雨量不大。只有较少情况能在太行山区造成暴雨。雨量大小与两次冷锋之间的时间间隔有很大关系。如两条冷锋过境时间相距不过24小时，则往往没有降水，或只有零星小雨。

盛夏（7、8月）主要是西方类冷锋较多。这时环流形势多较平直，锋区较上一类偏南，居于40—45°N之间，高空低槽自巴尔喀什湖东移，冷锋则更偏于南北走向。如果同时有涡自青海东移，当冷锋进入河套后，常造成一大片雨区，并有暴雨中心。但这类冷锋很少造成冰雹、大风。根据经验，鄂霍次克海地区维持一个强大的高压时这类冷锋的到来容易产生暴雨。暴雨最多在燕山南麓和太行山北部、燕山和太行山交界处，冷锋过太行山时往往速度减弱到20—25公里/小时。而过太行山后加速到30—40公里/小时，但很少进入山东半岛，而是逐渐锋消。

北方类的冷锋为东西走向，自北向南移动。这时贝加尔湖多为一长波脊，我国东北为高空低涡或冷槽，有时有横槽南下，这类情况在冷锋活动中次数最少，产生的天气与西北类差不多，以雷阵雨天气为主。

所谓降水系统主要指产生降水的这个系统本身，但是降水与否，降水量大小显然绝不仅只决定于这个系统本身。例如，冷锋会带来降水，但副热带高压的作用也是很大的。当渤海到日本海一带有副热带高压中心时，不但使南方的暖湿空气源源向北输送，由于副高比较稳定，对冷锋的东移还起着阻挡的作用，所以华北东部海上副高的维持是华北夏季暴雨的重要条件之一，并且不只对冷锋如此，对其它降水天气系统也有类似的作用。

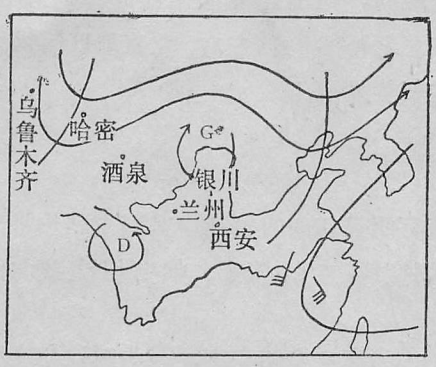
二、气　旋

气旋也是华北夏季降水的重要天气系统。这里气旋主要指河套气旋和黄河气旋。蒙古气旋虽然有时也给内蒙古带来一些降水，但大部分其量甚微。发展良好的东北低压在东北地区也能产生降水，但对华北地区主要是气旋中的冷锋有一定影响，在春末夏初冷锋南端或副冷锋在河北东北部造成一些阵性天气，雨量均不大。所以对华北地区气旋降水主要是黄河气旋。黄河气旋次数虽远不及东北低压多，但影响是很大的，特别对华北东部更是如此，气旋产生的暴雨占山东暴雨总数的40%。

能够带来暴雨的黄河气旋，其高空形势是预报员常说的“北槽南涡”，北槽指有一冷槽自新疆或蒙古西部经河西走廊东移，南涡是指在南疆或青海湖以东有一低涡，这低涡一般称为西北涡，以别于产生于四川的西南涡。冷槽在500毫巴及700毫巴均有反映，而西北涡则仅限于700毫巴到850毫巴低层。没有西北涡配合，冷槽东移产生的黄河气旋带来的降水一般较弱。

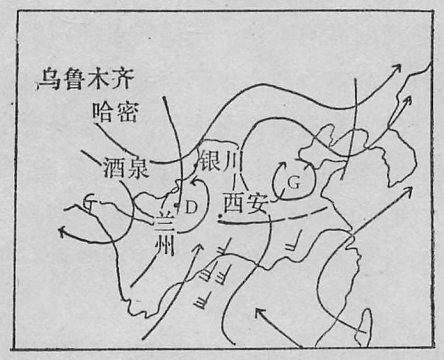
这个过程可以用示意图来表示。图1.86（a）为气旋生成前48小时700毫巴形势，未

来导致气旋生成的槽在哈密到乌鲁木齐之间，槽后 ΔT_{24} 在 -2 —— -7 ℃之间，最大 NW 风 7—8 米/秒。青海湖附近有热低压中心强度≤309 位势什米，其附近 ΔH_{24} 在 -1 —— -5 位势什米。同时太平洋副热带高压脊在 30°N 以南，江南盛行 SW 风，兰州的位势高度比长沙低 2—9 位势什米。图 1.87(a)为同时的地面天气图。冷锋已过哈密，冷锋前有一热低压。在气旋产生前 24 小时 700 毫巴（图 1.86b）低槽东移到河套，冷空气进入低涡，原在江淮一带的切变线北抬，副高两侧形成一支低层的 SW 急流（中心风速≥12 米/秒），急

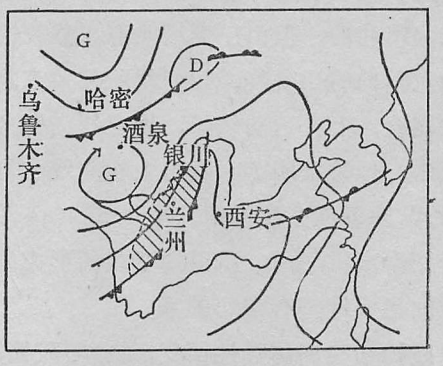


(a)

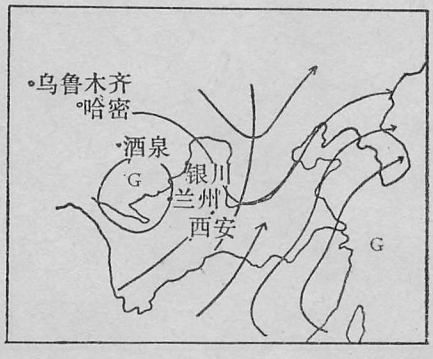
(a)



(b)

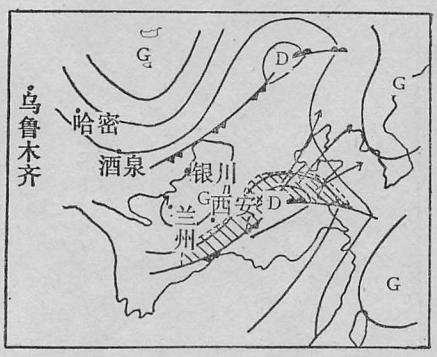


(b)



(c)

图 1.86　气旋产生前48小时 (a)、24小时 (b)及产生时(c)700毫巴示意图



(c)

图 1.87　气旋产生前48小时(a)、24小时 (b)及产生时(c)地面形势示意图

流附近有一湿舌，比湿最少在 8 克/千克以上，亦即 $T_d \geqslant 6℃$。这时地面冷锋，多已进入倒槽（图1.87b）。低涡与地面倒槽的位置开始有大雨，以后高空槽移到华北，与槽南之低涡合并，湿舌北上到黄淮地区（图1.86c）。地面上在黄河下游产生气旋，即黄河气旋（图1.87c），凡满足这些条件而产生的气旋往往带来暴雨。暴雨区的宽度一般为 100—150 公里。降水最大区集中在暖锋前，即气旋的东北象限里。

附带说明，在黄河气旋生成之前西北涡有时也能在华北西部造成暴雨，例如 1954—1974 年山西省 119 次大暴雨中有 14 次为西北涡造成的，约占总暴雨的 12%。另外这种“北槽南涡”是北京地区暴雨的主要形势，能占到总暴雨的 40%左右，北京地区的局地暴雨绝大多数是在这种形势下产生的，但有时地面无气旋发展。

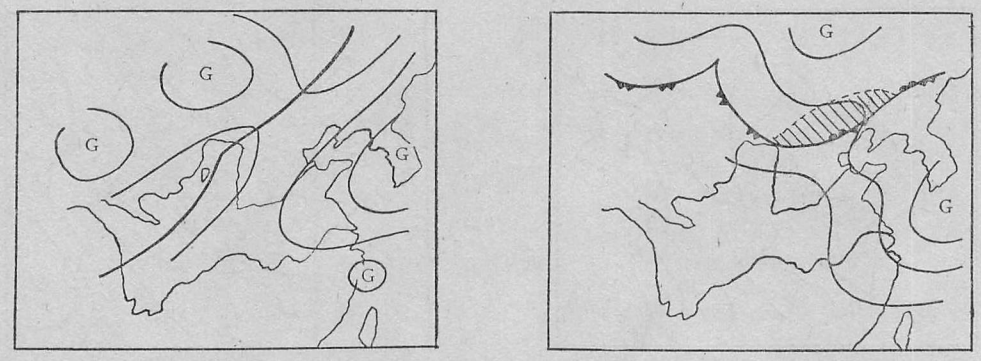
三、切变线

切变线是指 700 毫巴或 500 毫巴上风向、风速有明显切变的地带。盛夏当副热带高压脊线北抬到 30—35°N 附近，在 40°N 附近常生成切变线，产生降水。如果切变线与西北涡、西南涡等系统配合更有利于产生较大的降水。

切变线在华北造成较大降水可分为两种形势。一为高空横切变型，一为暖锋切变型。

高空槽切变形势的形成过程是，高空有槽向东移动，低槽南部伸到河西走廊一带，槽线原为南北向，但由于低槽北部东移较快，南部则受到副高的阻拦，使槽线逐渐倾斜，转变为东西向的切变线。切变线北部多东北风到偏东风，南部为西南风到偏西风。这里由于风向辐合，上升运动较强，切变线南侧又为偏西南气流，输送来暖湿空气，故容易产生较大降水。经验证明 700 毫巴上切变线北侧北风风速≥5 米/秒，而南侧的偏南风速≥10 米/秒，即可能产生暴雨。图 1.88（a）及（b）为 700 毫巴及地面雨区示意图。切变线存在于两个高压之间，所以切变线的形成维持与东部的太平洋副高及西部河套内蒙古一带的高压的形成维持有密切关系。

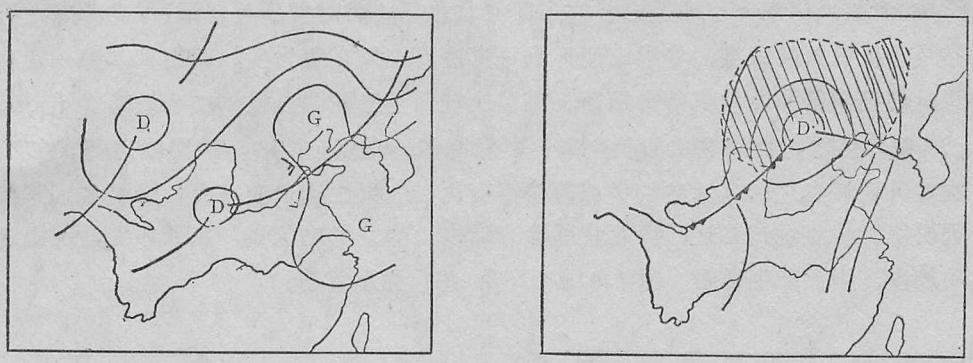
暖锋切变亦称暖性切变，是指暖气团内西南风与东南风的切变。切变线亦多呈东西向，



(a)　　(b)

图 1.88　高空切变型降水 700 毫巴(a)及地面(b)示意图

多从河套附近的低涡中向东伸展。太平洋副高多有两个中心，一个在我国东北，一个在长江下游（图 1.89）。经验证明，700 毫巴切变线南侧的西南风≥12 米/秒多产生暴雨。这种暖性切变经常是自南向北抬影响华北地区。



(a)　　(b)

图 1.89　暖锋切变型降水 700 毫巴(a)及地面(b)示意图

切变线产生的暴雨在华北西部占很大比重，如山西 119 次大暴雨中竖切变线 15 次，高压后部横切变线 19 次，横切变线 21 次，合计 55 次，占总暴雨的 46%。可见问题之重要。

另外，顺便讲一下，切变线降水其中一个原因是辐合上升。但有时风向变化不大也有辐合，或有强气旋涡度，也会有暴雨。图 1.90 给出三种风向风速配合下的暴雨区。

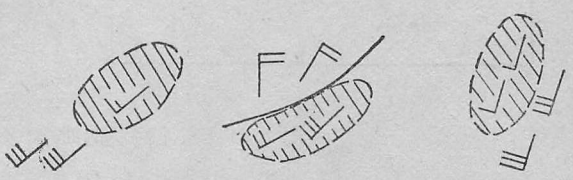


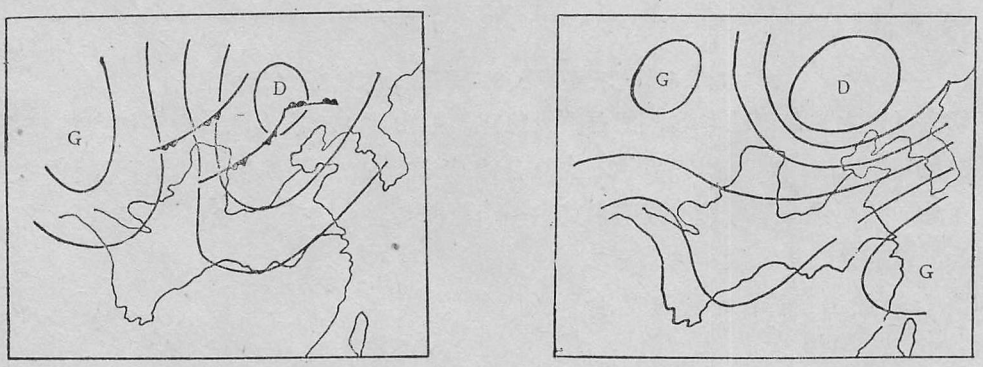
图 1.90　几种风的切变与降水（斜线区）

四、低　　涡

低涡指高空图上出现的闭合低压环流系统，一般在 850 毫巴、700 毫巴图上比较清楚，深厚的低涡可达 500 毫巴。有些低涡的地面上有气旋与锋面配合，但也有的地面图上无明显天气系统。所以，低涡是一种高空冷涡。影响华北地区的低涡大部分会造成降水天气，有时会带来暴雨。降水多出现在涡的中心和涡的移动路径的右前方，西南与东南气流辐合区里，在涡后的西北与西南气流辐合区里也有降水，但一般比涡中心和涡前部弱一些。按照涡出现的地区和对华北地区的影响可以分成四类，东北低涡、东蒙低涡、西北涡与西南涡。西北涡的问题上面已谈到，这里对其几类低涡产生的暴雨做些说明。

东北低涡是比较深厚的低涡，尺度也比其余几类低涡大，有时在我国东北地区能维持较长时间。低涡后部常有弱的副冷锋一次次南下，当它经过华北北部时往往会造成短时间的雷阵雨天气。由于这种雷阵雨与局部天气条件关系密切，每次经常是连续几天，每天傍晚前后下一次雷阵雨，群众的谚语“雷雨三后响”就是说的这个现象。但是这一类低涡产生的降水一般都不大，很少达中雨以上，而且如果连续几天的话，一天比一天出现的时间晚一些，强度也愈来愈弱。

东蒙冷涡是出现于蒙古东部的低涡，这类低涡大部分是由贝加尔湖附近冷槽中切断有来的。一般在700毫巴比较明显，有时达500毫巴，但在地面上不象东北低涡那样经常有气旋配合。当这类低涡路经偏北向东南偏东的方向运动直接进入我国东北时，对华北降水无大影响，而如果向东南移动经内蒙古东部河北北部一带时常引起暴雨。每次考虑冷涡移动的方向是预报暴雨的关键，如果东亚环流平直冷涡则以东移为主，而当日本海一带有较深的槽的时候则会给华北北部带来暴雨。可以比较乌兰巴托和海拉尔二个站的ΔH_{24}、ΔT_{24}、ΔTe_{24}，如乌兰巴托比海拉尔的负变高大，降温多、露点升的多，冷涡就南下，如冷涡南下，次日可比较二连和乌兰浩特类似的要素变化，如果二连负变高大，降温多、露点升的多，则说明冷涡将经过二连，河北北部会有降水。冷空气比较强，东部环流系统稳定，冷涡移动较慢，则会产生暴雨。图1.91（a）及（b）为示意图。



(a)　　(b)

图1.91　东北冷涡地面(a)及500毫巴(b)示意图

西南涡是产生于四川西部一带的浅低涡，一般出现于850—700毫巴，尺度也比较小；直径约300—400公里。由于它形成的位置比较偏南，一般多影响长江流域，但在适当的环流形势下也可能向东北或北北东方向移动，影响华北地区，造成强烈暴雨天气。著名的1963年8月特大暴雨就是因为连续有三个低涡沿日本海副高西侧南北切变线北上造成的。北上的西南涡在华北造成的降水时间长，强度大。当低涡中心在北京以西北上时，能使北京产生200毫米以上的降水。这类低涡北上在北京造成的暴雨占北京全部暴雨的45%，图1.92为西南涡北上的示意图。

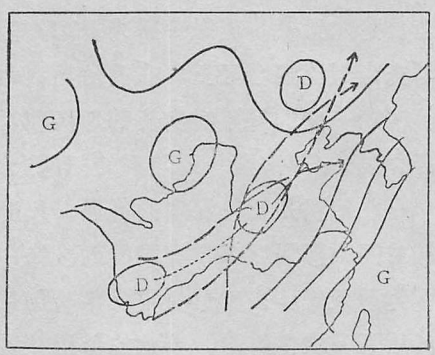


图1.92　西南涡北上示意图

五、台　　风

台风带来的暴雨在华北地区一般次数是不多的，但往往降水时间长，降水量大。1975年8月河南的特大暴雨就是台风造成的。

台风对华北地区的影响可分三种情况：

（1）台风在南方登陆，影响华北。这又可分为转向型及内陆消失型。登陆后又转向的台风多半影响山东、河北一带，时间多在8月底到9月初。如果台风登陆后在内陆消失，则影响河南、河北甚至山西一带，时间多在7月下旬到8月上旬。

（2）直接在华北登陆，比较多是在山东登陆，也有在河北登陆的，如1972年3号台风就是。这类台风显然比在南方登陆然后北上的影响要大。多出现于7月底到8月初。

（3）台风倒槽。在南方登陆台风有时没有北上，但向北伸出一个倒槽。有时台风在朝鲜半岛洋面上，向西北伸出来的倒槽亦可影响山东、河北等沿海地区。特别当台风倒槽与西风带的冷槽结合更容易产生暴雨。

对华北地区来讲台风不是产生暴雨的主要系统，对华北西部影响更少一些。例如近20年来山西因台风或台风倒槽产生的大暴雨只有6次，仅占总次数的5%。但是也要注意，据现有的记录解放前1917年7月就有两次台风在澳门登陆一直北上到河北。50年代以来1950年8月，1956年8月，以及上面说到的1973年3号台风都直接影响到河北。1956年8月及1975年8月的台风到了河南，影响山东的就更多了。特别是台风及台风倒槽带来的降水时间集中，因此危害也大，需要特别注意。

§1.11 我国南方的暴雨天气系统

前一节扼要介绍了北方的主要降水系统。我国南方降水较多，天气预报的重点是对工农业生产造成重大危害的暴雨天气，即日降水量大于50毫米（或80毫米）。在这一节中我们将扼要介绍我国南方三个主要暴雨季节，华南前汛期暴雨、长江中游地区梅雨期暴雨和盛夏热带系统暴雨的环流形势和主要暴雨系统。

一、华南前汛期暴雨

所谓华南前汛期暴雨是指春季（从4月开始）冬季风开始消退，夏季风开始活跃，中纬度冷空气和低纬度暖空气在我国南方的广东、广西、湖南、江西、福建等广大地区相遇造成强烈降水。前汛期暴雨的降水天气系统，大都属于中纬度西风带天气系统，和冷空气活动有密切联系，而与盛夏季节带来华南暴雨的台风、东风波等热带天气系统不同，因此把4—6月华南暴雨称为前汛期暴雨。前汛期暴雨的降水系统有锋面、气旋、低涡、低空急流、切变线等。但不同地区的降水系统不完全相同，如湖南省以冷涡造成暴雨的次数最多，而广东省则以锋面和低空急流造成暴雨的次数最多。

造成华南暴雨的低涡多产生于西藏高原东南侧云贵高原和四川盆地，称为西南低涡。5—6月西南涡产生的机率最高，平均每3天即有一个低涡产生，4月次之。而且一旦西南涡向东移出，往往可产生暴雨。以湖南、江西为例，东移的西南涡将近有半数可以造成暴雨，可见西南涡造成暴雨的概率是非常高的。最有利于西南低涡向东移出的形势是所谓

“北槽南涡”和“切变线低涡”。当西南低涡在700毫巴或850毫巴上生成后，在长江流域有一条东西向的切变线，低涡位于切变线的西端，同时500毫巴上河西走廊一带有低槽向东南方向移动，低槽后有温度槽跟随。这种高空槽后有冷平流或负变温。当高空槽移到低涡上空，700毫巴槽线和低涡相接，这时低涡将跟随高空槽一起沿切变线向东移出，影响我国东部地区。我国西南地区是低涡产生的源地，当低涡和低槽或冷锋相结合，低涡由暖性变为冷性，同时高空有辐散状的西南风急流，则低涡可能加强，并在西南地区产生暴雨。

对广东、广西而言，最多见的前汛期暴雨是冷锋南下造成的。当然单纯的冷锋活动不一定能造成强烈降水，产生暴雨的冷锋必须有其它环流条件相配合。首先只有冷锋附近的气压场为倒“V”形的气压场，如图1.93，通常称为倒槽，倒槽的北端尖而窄，气旋式曲率明显，则冷锋进入倒槽后就在倒槽的尖端附近产生暴雨。而冷锋处于正槽或低压带中一般不会产生暴雨。其次当冷锋上空有500毫巴低槽及700毫巴（或850毫巴）有低涡与切变线配合时容易产生暴雨。第三当冷锋的前方有副高脊或明显的长波脊存在或冷锋在移动过程中受到山脉的阻挡，冷锋的移速却将减慢，锋区加强也有利于产生暴雨。最后需要指出，一次冷锋暴雨过程可以由二次降水过程组成，即先是在冷锋来临之前锋前暖区中产生的降水，然后冷锋来临时及锋后降水再度增强。这种情况下，降水持续时间长，降水量也更大。

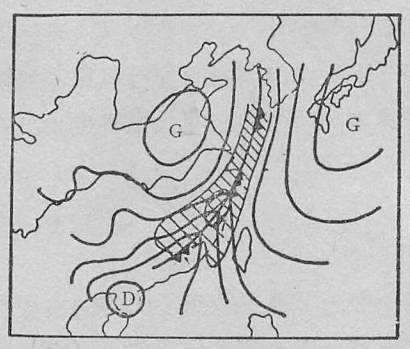


图1.93　锋面暴雨的地面气压形势

和华南前汛期暴雨有密切联系的另一个重要天气系统是所谓低空急流，它是指在850毫巴或700毫巴图上宽度约数百公里，长度为1000公里左右的一支偏南西风带，其中心最大风速在12—25米/秒。低空急流的出现和暴雨有密切关系，几乎三分之二以上的急流都和暴雨相联系。暴雨区位于低空急流的左侧，最大风速中心的前方，图1.94为一次低空急流的实况。

低空急流之所以和暴雨有如此紧密的关系，是因为低空急流将大量水汽输送并集中到暴雨区，同时在低空急流的左侧前方有一个很强的辐合上升区，再加上低空急流区域为下湿上干的条件性不稳定和风速垂直切变大的动力性不稳定空气，容易触发对流运动，因此很容易产生暴雨。低空急流的形成和加强与其周围天气系统的变化有关。低空急流大都形成于西太平洋副热带高压脊和南海高压的西北侧。因此当副高加强和北挺，有利于低空急流的形成和加强。如果与此同

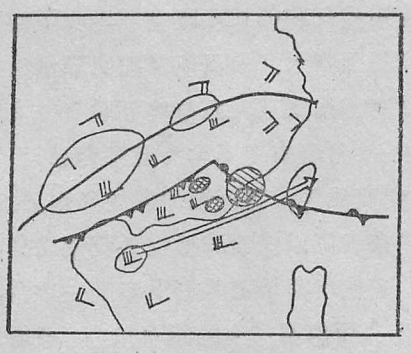


图1.94　低空急流与降水的关系
（⇒850毫巴急流轴，—850毫巴切变线，阴影区为暴雨区）

时，西南地区有低涡产生并向东移动和副高靠拢，使华南沿海的气压梯度加大，则更有利于低空急流加强。另外，当南支西风槽从青藏高原或高原南侧东移，槽前的西南气流较强并向东伸展到华南沿海上空，也对低空急流的加强有一定作用。

二、长江中下游梅雨期暴雨

6月中旬，西太平洋副热带高压第一次北跳后，我国主要雨带也由华南北移到长江中下游地区，并维持到7月上、中旬，这段时间就是所谓梅雨期。梅雨期内，由于准静止锋和江淮切变线的稳定维持，常常在长江中下游地区形成暴雨，有时甚至形成持续数天的连续暴雨天气。因此梅雨期也是我国南方的主要暴雨季节之一。

梅雨期的大环流形势首先是西太平洋副热带高压脊线必须位于20—22°N附近。副高西侧的西南气流把低纬度暖湿空气带到长江流域，同时从巴尔喀什湖地区和贝加尔湖地区不断有小股冷空气分别经河西走廊和华北平原南下，和低纬度来的暖湿空气在长江流域交绥形成静止锋。其次是在50°N以北的高纬度地区有稳定的阻塞高压或长波脊存在，使大环流形势比较稳定，中纬度地区锋区比较平直，使梅雨形势得到维持。最常出现阻塞高压的地区有三个：乌拉尔山、西伯利亚东部的雅库次克和鄂霍次克海地区以及贝加尔湖的北部。由于这三个地区阻高的存在最利于在巴尔喀什湖地区和蒙古—我国东北地区形成冷涡，为梅雨期提供频繁的小股冷空气活动。图1.95是梅雨期的大环流形势。

梅雨期的主要降水系统是低空切变线。由于切变线的存在造成低空气流的辐合，为降水提供了基本的上升气流。当有中纬度短波槽和低涡与切变线相配合，形成所谓人字形切变线时，在三者的连接点（所谓三合点）附近最容易产生暴雨(如图1.96)。梅雨期中最活跃的江淮切变线的南侧，往往也有低空急流存在，前面已作过介绍，这里不再重复。梅雨期内另一个值得注意的系统是河套地区的暖性小高压。这种小高压在青海东部生成后随高空槽东移，当它移到河套或以东地区时，高压南侧的偏东气流有利于静止锋或切变线的形成和加强，如图1.97所示。当河套小高压东移入海和副高合并时，可使副高加强，并在副高西侧的偏南气流中形成暖锋式切变线，如图1.98。这些对梅雨期降水都是有利的。

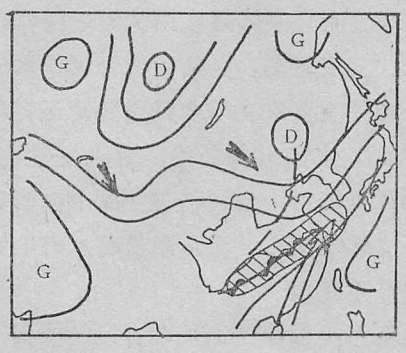


图1.95 梅雨期环流形势(⇒暖湿空气，→冷空气，细线为高空等高线，阴影区为雨区)

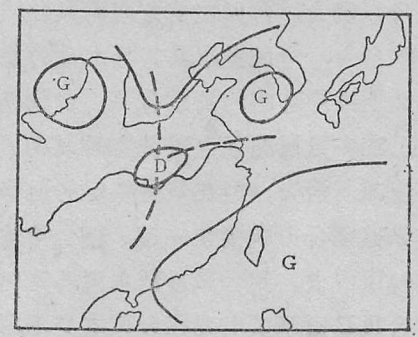


图1.96 人字形切变线和三合点示意图(虚线为切变线，实线为等高线)

上海农学院图书馆

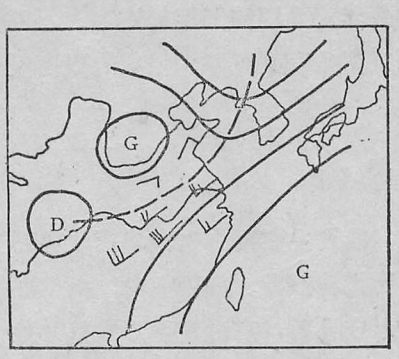


图 1.97　河套高压与冷锋式切变线
（虚线为切变线）

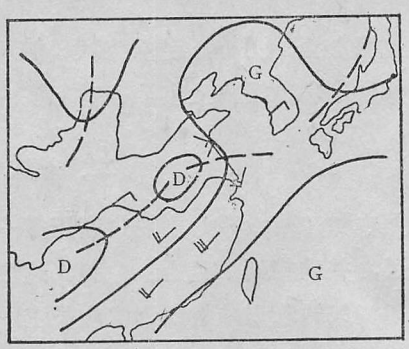


图1.98　河套高压东移与暖切变的形成
（虚线为切变线）

三、盛夏热带系统暴雨

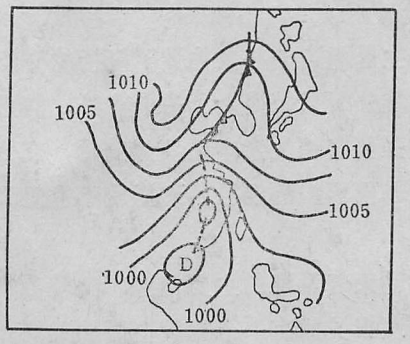
盛夏季节，西风带北移，我国南方位于副高南侧的东风气流控制下，中纬度冷空气往往不能到达华南。在此季节，主要是热带天气系统给华南带来暴雨。这些系统有台风、热低压、东风波、赤道辐合带和热带云团等。

在7、8、9三个月中，台风带来的降水占我国南方沿海各省，如广东、福建、台湾、浙江等省降水量的一半或一半以上。台风降水的强度显然和台风本身的强度和范围有关。台风越强、范围越大，则台风所带来的降水也越强，范围越广。根据理论计算，台风中心附近最大降水量和台风中心气压或最大风速有关。当台风中心气压为920毫巴左右时，或中心风力为50米/秒左右时，可产生40毫米/小时的降水强度。当台风中心气压为960毫巴左右时其降水强度为30毫米/小时。可见台风暴雨是很猛烈的暴雨，从国内外特大暴雨的历史记录来看，其中相当一部分特大暴雨记录是由台风造成的，例如我国1975年8月的河南暴雨，1963年9月的台湾百新暴雨等。显然台风暴雨和台风的移速也有密切关系，当台风移速缓慢，甚至台风在某地区停滞、徘徊时，受台风影响地区的降水特别大。

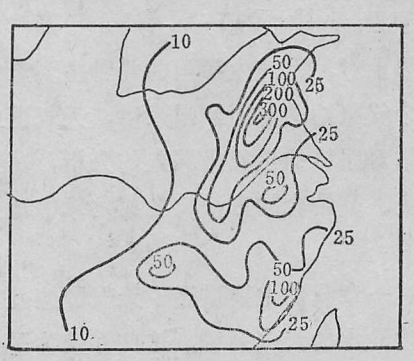
台风暴雨的分布和地形的关系十分密切。当台风靠近我国沿海时，台风右前方向岸风区域降水量大，台风左前方离岸风区域降水量较小。台风登陆后在山脉附近同样也是迎风坡降水量大，背风量小，其降水量的差别可达二、三倍之多。登陆后的台风降水还和台风在陆地上维持时间的长短有关。台风登陆后能否维持主要取决于台风登陆后还有没有水汽供应。在多数情况下台风登陆后脱隔了暖湿的洋面，水汽来源断绝，台风往往在1—2天内迅速减弱消失。但在某些特定的形势下，当台风登陆后，台风仍与从海上向西延伸上大陆的赤道辐合带联接在一起，辐合带的北侧有一支强的偏东气流从海上将水汽继续输送到登陆台风中去，则台风得到水汽补充仍可维持并产生暴雨。

台风暴雨不仅出现在台风本身范围之内，也有不少暴雨是出现在台风的外围，距台风中心所在甚至可达千公里之遥。这种情况往往产生在从台风中心有向北伸展的台风倒槽中。当北方有弱冷空气进入台风倒槽和倒槽中台风所带来的热带暖湿空气相遇，因而产生

暴雨。其雨量甚至可超过台风内部的雨量如图 1.99 (a)，台风登陆后在福建崇武已减弱为低压，中心附近的降水量为 100 毫米，而江苏北部的宿迁附近受台风倒槽的影响，降水量却达 300 毫米以上（图 1.99(b)）。由此可见，台风倒槽的降水，在预报中应引起严重注意。



(a) 1974年 8 月12日08时地面天气图



(b) 1974年 8 月12日08时—13日08时降水量（毫米）

图 1.99

对华南而言，有不少没有发展成台风的南海热带低压（一般仅在 500 毫巴以下存在），当它移近大陆或在华南登陆也会带来暴雨，这种情况每年可出现 6—7 次，有的年份甚至可达 20 次以上，因此热带低压暴雨在华南暴雨预报中也不可忽视。一般当热带低压出现明显的暖中心时降水量增大，当暖中心消失时，降水也就跟着减弱了。

当副热带高压位置偏北时，东风带中的波动也可自海上移入我国。这种东风波在 500 毫巴上表现为副高南侧东风带中由东南风和东北风构成的倒槽，它平均以每天 7—8 个经度的速度有规律地自东向西移动，当它接近或移上大陆时可造成降水，有时可达暴雨或产生强对流天气。图 1.100 为 1971 年 7 月 30 日一次东风波的实例。

盛夏季节，副高南侧的东风带和赤道西风带之间有一条所谓赤道辐合带。当赤道辐合带位置偏北时可直接影响华南天气，暴雨区出现在赤道辐合带上气流辐合最强的气旋性环流区域。图 1.101 为 1963 年 7 月 20 日一次赤道辐合带的降水分布图。

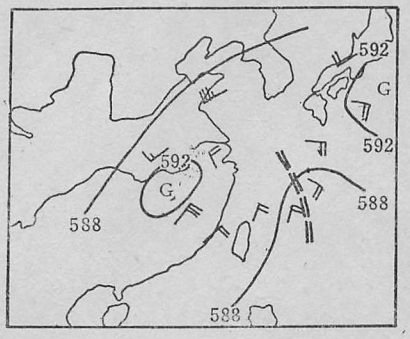


图 1.100　1971 年 7 月 30 日 500 毫巴图
（= = = 为东风波轴）

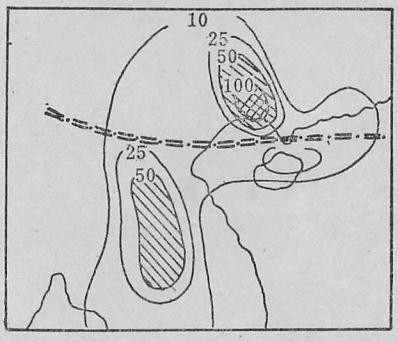


图 1.101　1963年 7 月 20 日 20 时—21 日 20 时降水量图（毫米）

热带云团是造成华南暴雨的最小的热带天气系统，它也存在于东风带中，直径只有100公里左右，以平均移速为8—9米/秒的速度西移。因为热带云团的尺度很小，又由于海上测站稀疏，不易在天气图上分析出来，只有在卫星云图上才能及时发现并跟踪它的移动做出预报。

以上对夏季产生暴雨的几种主要天气系统及产生暴雨的一些条件做了概括的介绍。对于一个气象站的暴雨预报来讲，天气图上的天气系统分析只是提供了一个背景，需要利用指标站对系统的性质做深入的分析，另外更主要的是要密切注意本站要素变化，充分利用图、资、群结合的方法。在第六章中还要讲到一些暴雨预报的经验，这里就不重复了。

*　　*　　*

这一章我们主要讲述了天气图的基本知识，各种天气系统的主要情况，比较着重分析了产生降水的天气系统，这些都是为了使气象站的预报员能有一个比较全面的天气知识，能更充分的利用大台的广播。特别近年来不少站都点绘大台的实况广播，或者绘制简易天气图，这些内容就显得尤其重要。因为气象站的预报主要不是天气图方法的预报，所以有关天气系统发生发展的天气学方法预报我们讲的很少。

第二章　气候基础知识

气候概况，特别对季节的特点的了解是天气预报的重要背景。无论做短、中、长期预报，考虑当地当时的气候状况是非常必要的。例如，什么时候多暴雨，那个月常下冰雹，何时有早霜等，这些气候情况，需要时刻牢记。此外，不但平均的气候情况要知道，当前的异常情况尤其要注意。例如预报员有经验说明每当旱年经常会出现降水的天气过程，但是却没有降水。大家说降水指标不好使了。这是为什么？就是大的环流背景、气候背景变了。再举一个例子，华北大部分地区自60年代以来进入干旱时期，近年来似乎干旱期已结束。如果未来是湿润期，则与60年代及70年代初的气候特点又有不同。这些例子说明，要做好天气预报，掌握当时当地的气候特点，研究其演变规律是很重要的。

这一章我们概略介绍我国的气候特点，以及气候形成、气候变化的一些基本知识。

§2.1　我国的气候特点

一、气　　温

人们经常说我国的气候是季风气候，四季是比较明显的。我们先来看一下冬季的气温情况。1月多年平均气温分布说明，南北温差是十分突出的。华南大部分地区在10℃以上，海南岛及台湾的南端达20℃，而到华北已降至零下，到东北的北部甚至达到－32℃以下，不算南海诸岛仅就大陆而言，南北温差达40—50℃，但这些地区的纬度差只有30多度，这就是说每增加1°纬度气温约降低1.5℃左右。同时华北到华南差异稍小，而从华北到东北差别尤为显著。图2.1为1月气温多年平均图。首先，从图2.1我们可以看出，气温是与地形有密切关系的，山西原平、五台山所处地理位置相近，但气温却差很多，表2.1为原平与五台山各月气温与差值，这两个站高度差约二千米，气温相差12℃左右，即大约每一百米差0.6℃，这是与自由大气的垂直减温率很一致的。但仔细分析表2.1可以看出，春夏差别较大，秋冬差别较小，这可能与夏半年大气不稳定度大，因此垂直减温率较大有关。又如山东的泰山与泰安，高度相差亦有1400米左右。年平均温度差7.5℃，与上述数值大致相符。

现在再来看7月的气温。7月我国南北温差比冬季小得多。华中与华南最高也不过28℃，但华北大部分地区亦在20℃左右，相差不到10℃，远至东北的最北端也有14℃，南北之间气温差远不如冬季大。我们可以选两个点看一看南北四季的温差变化。从表2.2可以看出。7月温差只有冬季的1/5，春、秋季则比冬季小一半。年平均南北温差，约每向

北 1° 纬度气温降低略小于 1° 的样子。图 2.2 为 7 月多年平均气温。显然等温线较之 1 月要稀疏得多，但是气温依然是自南向北下降并且高山气温较低这个特点也十分明显。

表 2.1　五台山与原平气温（℃）

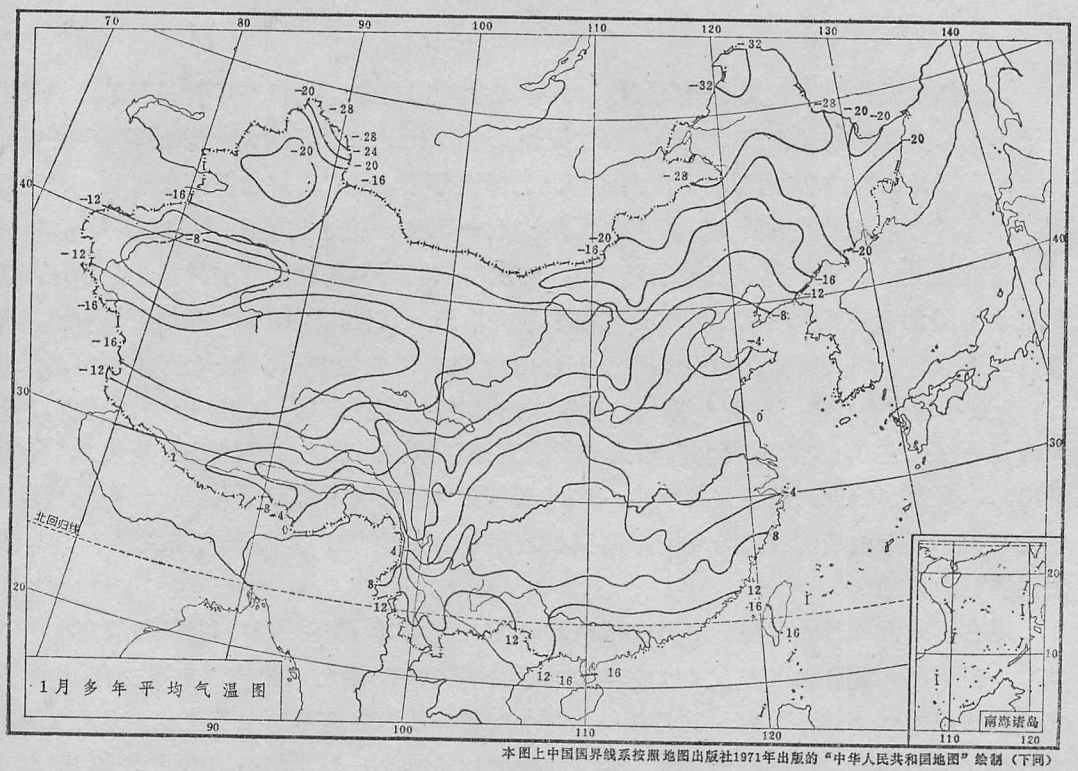
地　　名	高　度	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
五　台　山	2896米	-18.8	-16.9	-11.0	-3.5	3.0	6.6	9.6	8.6	3.1	-2.7	-10.7	-16.7	-4.1
原　　平	837米	-8.6	-5.2	2.5	10.2	17.7	21.7	23.1	21.5	15.6	9.2	0.5	-7.0	8.4
五台山—原平	2059米	-10.2	-10.7	-13.5	-13.7	-14.7	-15.1	-13.5	-12.9	-12.5	-11.9	-11.2	-9.7	-12.5

海洋的影响主要表现在冬夏之间温差小。表 2.3 给出华北地区 6 个站气温年较差及大陆度。气温年较差指一年中最冷月与最暖月气温差，一般即为 1 月与 7 月的气温差。年较差愈大说明气候的大陆性愈强，为了表示这个特点，采用大陆度

$$K=\frac{1.7A}{\sin\varphi}-20.4$$

表 2.2　20—50°N 气温差（℃）

区　　间	1月	4月	7月	10月	年
20°N、110°E—50°N、120°E	46	26	9	24	26



本图上中国国界线系按照地图出版社1971年出版的“中华人民共和国地图”绘制（下同）

图 2.1

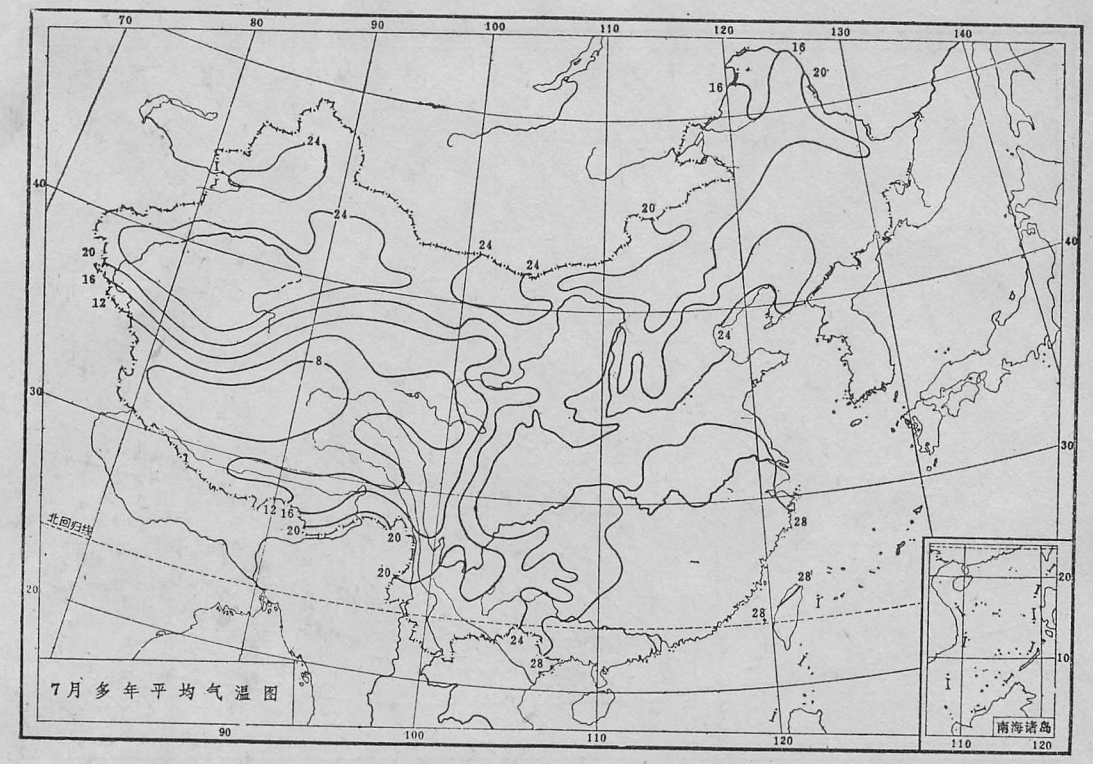


图 2.2

式中A为气温年较差，φ为地理纬度。K的数值愈大表示气候的大陆性愈强。大陆度的数值在我国台湾到20以下，在新疆则可达90左右。华北地区多在50—70之间。靠海愈近则K愈小。

总结气温变化的特点，主要有以下四点：

（1）气温年较差大，四季分明。

（2）高山地区与平原气温有显著差异。

（3）气温随纬度之增加而降低，南北温差冬季最大。

（4）愈靠近海岸，气候大陆度愈小。

表 2.3 气温年较差及大陆度

站名	年较差	大陆度
青岛	24.6	55.3
北京	30.8	61.2
济南	29.0	62.0
保定	31.0	63.7
太原	32.2	70.6
呼和浩特	35.5	71.9

二、降　水

我国的降水量分布是非常不均匀的。在台湾省中部山区年降水量高达3000毫米以上。但在新疆的塔里木盆地年降水量不足10毫米。一般年降水量自东南向西北减少，东南沿海多在1500—2000毫米之间。华北地区除内蒙古西部外，大都在400—800毫米左右。图2.3为年降水量图。这张图又一次说明地形是形成气候的重要因子。例如，华北的多雨带

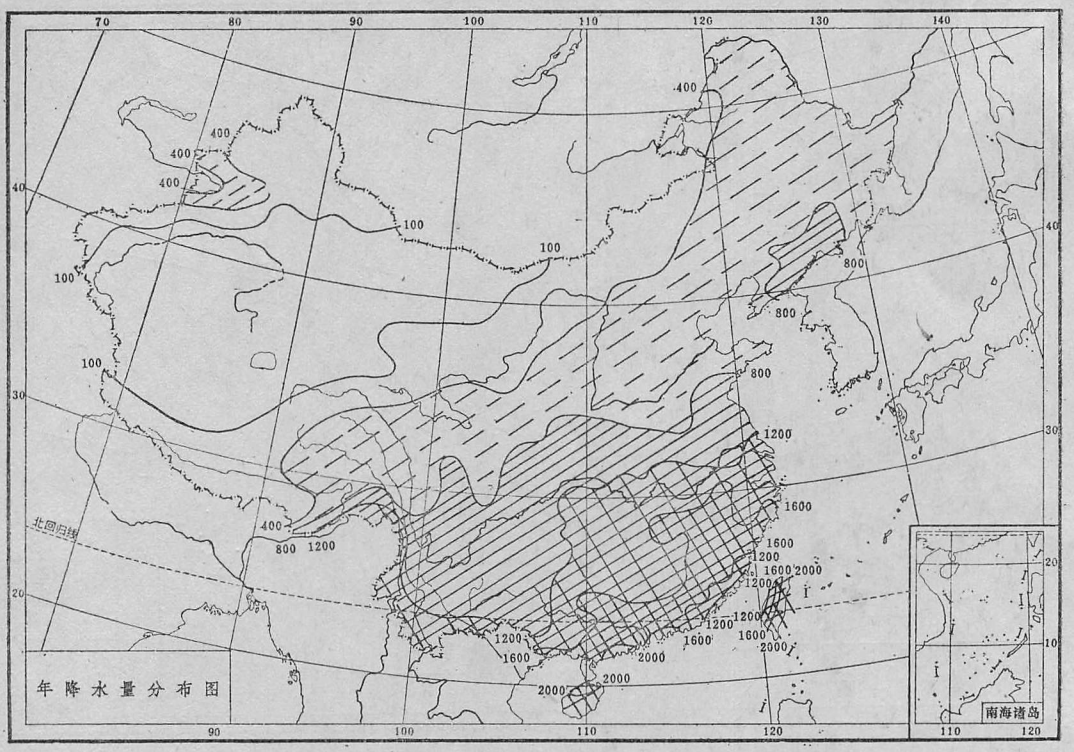


图 2.3

集中在太行山以东燕山以南的迎风坡。

至于降水在一年内的分布，全国差异就更大了。自南而北，自东而西，主要有以下几种类型：

（1）海口、榆林港代表华南沿海地区，5—6 月降水较之冬季显著增加，到了盛夏降水反而减少，9 月降水达到全年最高（图 2.4(1)）。前一个高点主要受副热带高压北上影响，秋季的高点则与台风活动有密切关系。

（2）长沙、桂林代表江南的一种情况，全年降水以 4—6 月为主，这也可以称为梅雨，不过比长江流域入梅要早，出梅也早，7—8 月为伏旱期（图 2.4(2)）。

（3）贵阳、南昌代表江南的另一种情况，全年降水量仍以 4—6 月为主，但更偏重5—6 月(图 2.4(3))。

（4）南京、上海代表长江下游，是典型的所谓梅雨地区，全年雨

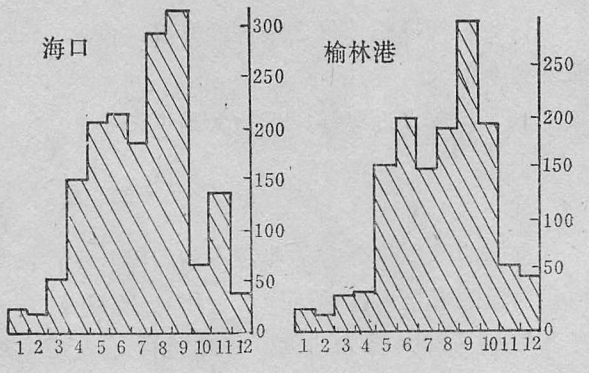


图 2.4（1） 海口、榆林港降水年变程

量分配比较均匀，但以6、7月为主（图2.4（4））。

（5）北京、济南是华北的典型情况，雨量集中7—8月。但7月仍较8月为多（图2.4（5））。

（6）榆林、呼和浩特是华北北部的情况，虽然雨量仍是7—8月为主，但8月比7月降水多（图2.4(6)）。

（7）叮口、银川代表我国西北部，实际应该说是中西部。降水主要集中8—9月，但以8月为主（图2.4（7））。

（8）松潘、康定是我国典型的秋雨区，9月是全年降水量多的月份之一，8月降水显著少于9月（图2.4（8））。

经过这一比较我们就可以大致对我国降水的情况有个了解。初夏先是江南降水增加，然后雨带移到长江流域，7—8月才控制华北。所以，以北京为例，日降水量达100毫米以上的大暴雨绝大多数均出现于7月下旬到8月上旬。而且过去人们往往认为台风对华北影响较小，但近年来的经验证明，台风有时影响也是很大的，如75.8暴雨就是。当然，较多的情况并不是台风中心而是台风倒槽带来较大降水。

以上只是就降水量而言。降水之中冰雹与雷暴是比较重要的。现在做一概略介绍。我国冰雹日数最多的是西藏地区，平均每年20天以上。黄河以南，湖南以东地区多

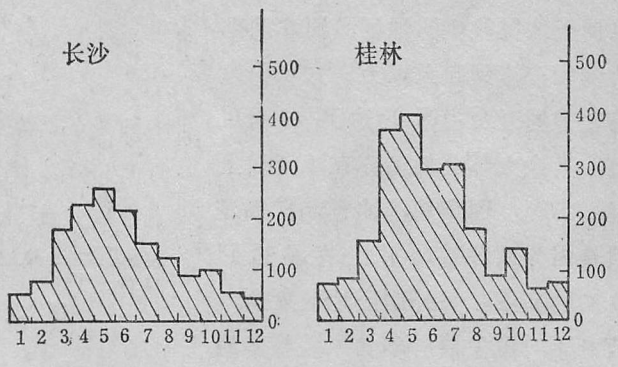


图2.4（2） 长沙、桂林降水年变程

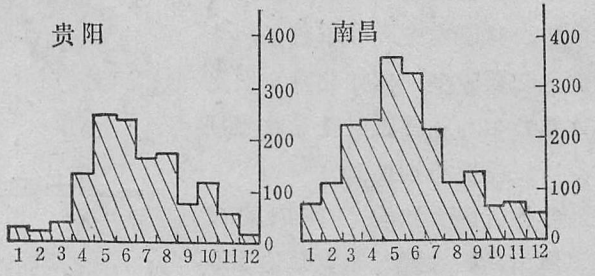


图2.4（3） 贵阳、南昌降水年变程

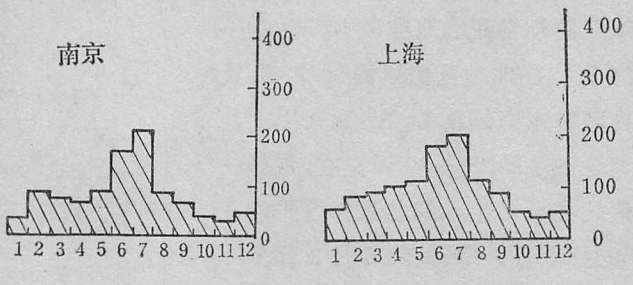


图2.4（4） 南京、上海降水年变程

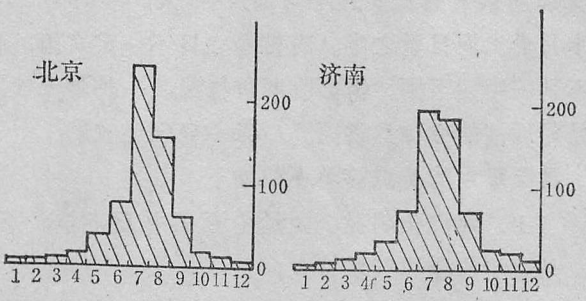


图2.4（5） 北京、济南降水年变程

在1天以下。华北地区在我国东部也属于冰雹较多的地区，河北北部及内蒙古达到5天以上。太行山东麓较多的五台山附近达到10天以上，其余大部分地区亦在1天以上(图2.5)。西藏地区冰雹非常多显然是因为地势高，对流容易达到0℃的高度，另外山区地形复杂，有利于对流发展。华北冰雹较多的地区亦与地形有明显的关系。

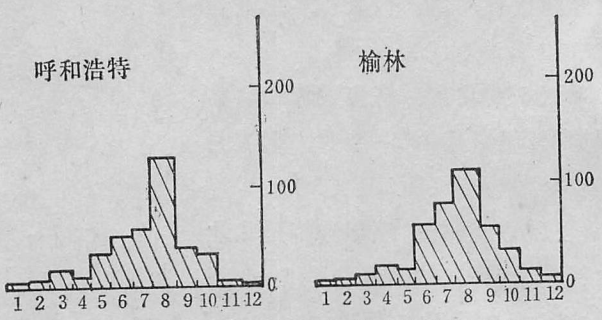


图2.4（6） 呼合浩特、榆林降水年变程

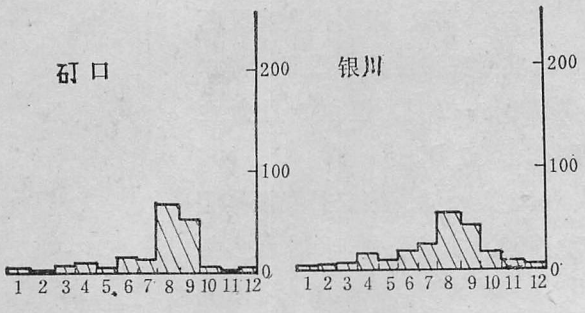


图2.4（7） 叮口、银川降水年变程

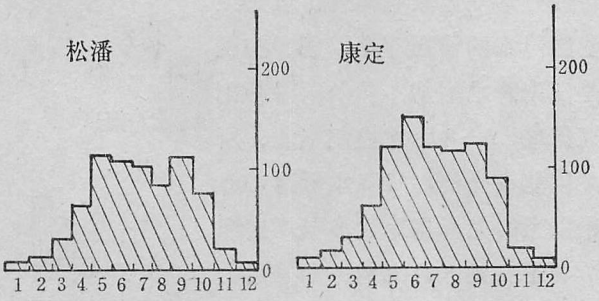


图2.4（8） 松潘、康定降水年变程

至于冰雹出现的时间，主要是夏半年，我国南方、春季较多，华北地区初夏较多，例如北京6月出现冰雹最多。往往这时正是收麦期间，所以需要特别注意。

雷暴我国大致是自南向北减少。海南岛的山区每年雷暴达120天，华南大部分地区在80—100天之间，长江以北一般均在40天以下。同样青藏高原亦较多，约50—80天。华北地区仍以河北北部及内蒙古东南部较多，在40天以上，其余地区约20—30天左右，雷暴一般均在夏半年。如北京初雷平均在4月28日，终雷在10月3日。

雷暴在华北主要出现在7—8月。如北京7月及8月平均都是18天，6月为14天，5月则仅6天，9月为7天，不及夏季月份出现日数之半。有雷暴之日不一定有雨，也就是所谓干雷暴。有雷暴之日大约只有不到一半能下雨。雷雨有两种情况，一种与天气系统如锋面、槽或切变线等有关，另一种是局地性的亦称热雷雨。后者一般强度较弱。

我国降水的特点简单小结如下：

（1）年变化明显，雨量主要集中夏半年，开始雨季自南向北推进，以后又迅速南撤，是典型的季风气候特点。

（2）地形影响明显，如泰山年降水量1211毫米，而泰安仅712毫米。五台山1128毫米，原平仅508毫米。

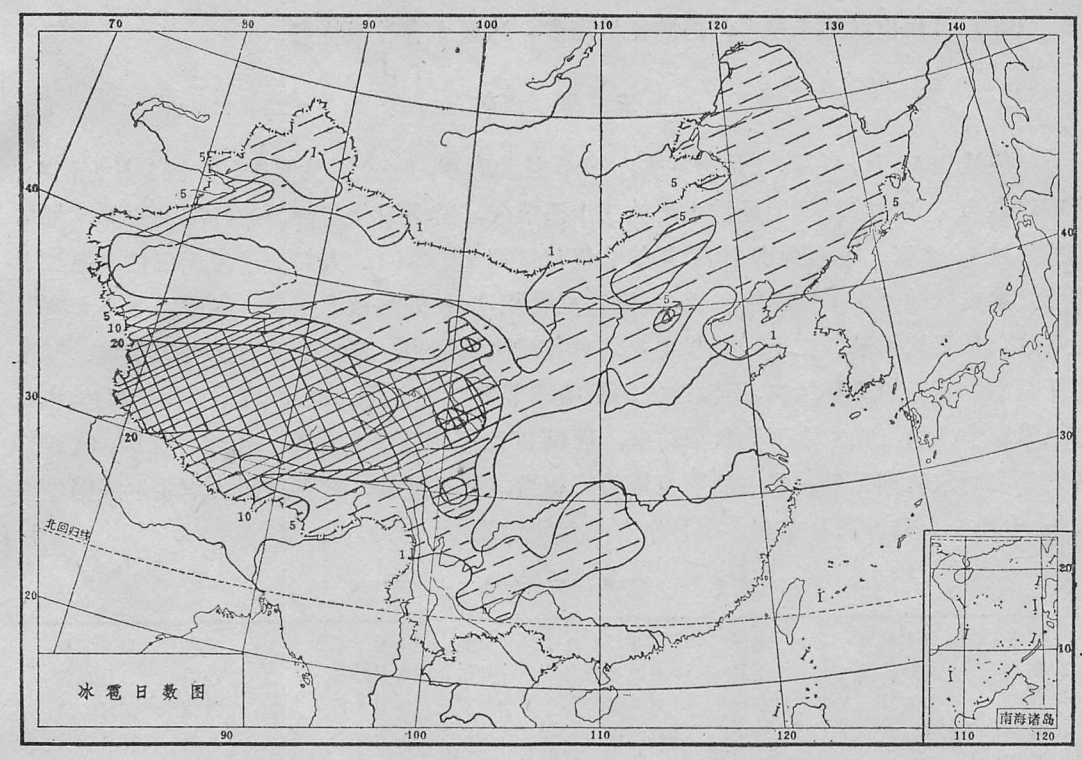


图 2.5

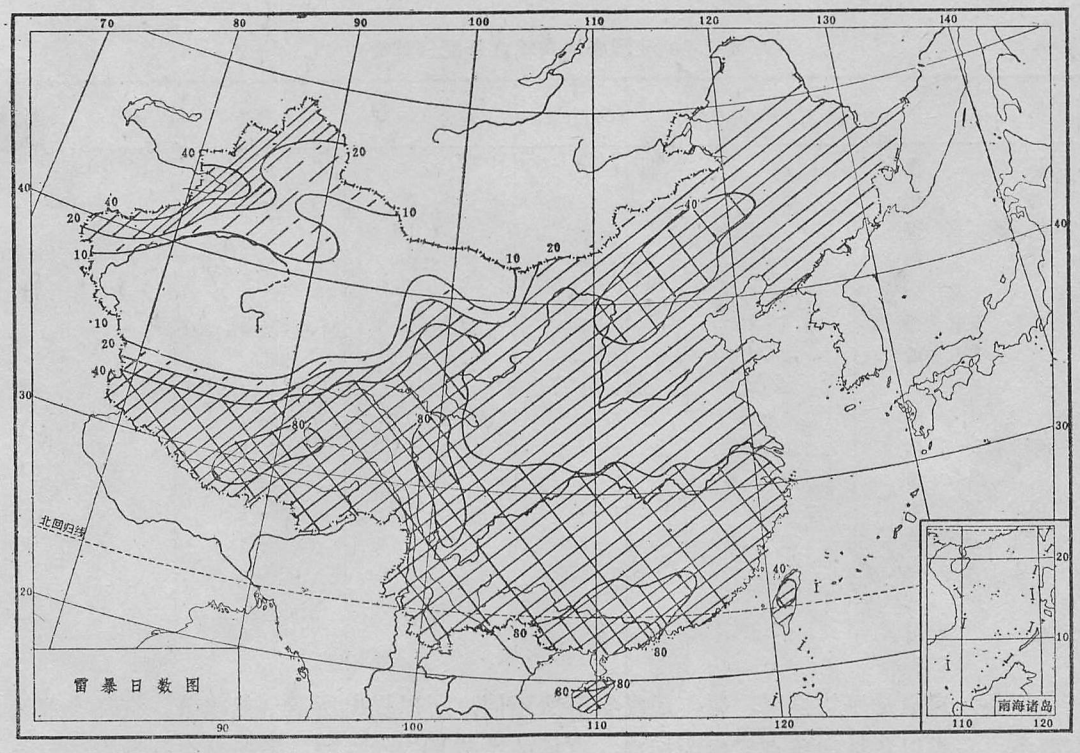


图 2.6

（3）雷雨山区比平原多，内陆比沿海多。冰雹亦有类似特点。

三、季　节

一般认为12月、1月、2月为冬季，3—5月为春季，6—8月为夏季，9—11月为秋季。这可以称为天文季节。我们经常应用的二十四节气，就大致是与阳历的日期一致的。每年相差不过1—2天。下面列出1977年的节气与日期（表2.4）。人们为了便于记忆，把二十四节气编成歌谣，“春雨惊春清谷天，夏满芒夏暑相连，秋处露秋寒霜降，冬雪雪冬小大寒”。但是这只是笼统地说。二十四节气主要是对黄河流域适用。其它地区有显著的差异。气温高低是季节变化的重要标志，所以过去我国的季节曾以10℃及22℃做界限，凡气温达10℃之上为春季开始，10℃之下为秋季结束，而以20℃来定夏季之始终。按这样标准，我国华南无冬，而东北则无夏。华中四季长短约略相当，冬不过长，夏不过短。华北地区则冬季较长，多为5个月，夏季亦在3个月左右，春秋均较短（表2.5）。

表2.4　19777—1978年的二十四节气

立春	2月4日	立夏	5月5日	立秋	8月7日	立冬	11月7日
雨水	2月19日	小满	5月21日	处暑	8月23日	小雪	11月22日
惊蛰	3月6日	芒种	6月6日	白露	9月8日	大雪	12月7日
春分	3月21日	夏至	6月21日	秋分	9月23日	冬至	12月22日
清明	4月5日	小暑	7月7日	寒露	10月8日	小寒	1月6日
谷雨	4月20日	大暑	7月23日	霜降	10月23日	大寒	1月20日

表2.5　我国各地四季之分配（月数）

地区	春	夏	秋	冬	春秋
华南		6—8			4—6
云南				2—3	9—10
浙闽南部		5—6			6—7
北部	3	4.5	2.5	2	
岛屿	3—3.5	4.5	3.5	1	
华中 长江上游	2.5—3	3.5—5	2.5—3	2.5—3	
长江中游	2—2.5	4—4.5	2—2.5	3.5	
长江下游	2—2.5	3.5—4	2	3.5—4.5	
岛屿	2.5—3	3—4	2—2.5	3—4	
华北 大陆	1.5—2	3—4.5	1.5—2	4.5—5.5	
沿海	2—3	2—3	2	5—6	
内蒙古	2—3	1—3	1.5—2.5	5.5—6.5	
东北 南部	2—2.5	1—2.5	2	6—7	
沿海	2—3	1.5—2.5	2	5.5—6	
北部				8	4
新疆	2—3	2	2	5—6	

但是，这只是平均情况，每年还经常有所不同，所以提出所谓自然季节。自然季节又有两类，一类以各地的单点气候为标准，这样的季节是气候性的，适于对个别地点进行分

析，如划分雨季等。另一类从天气过程特点来划分季节，例如中央气象局研究所曾按500毫巴流型把一年分为6个季节。

春季	3月20日—6月1日	74天
初夏	6月2日—7月9日	38天
盛夏	7月10日—9月8日	61天
秋季	9月9日—11月7日	60天
前冬	11月8日—1月5日	59天
后冬	1月6日—3月19日	73天

春季的特点是东亚锋区显著减弱，初夏副热带高压北上，约相当我国的梅雨季节，盛夏副热带高压继续北上。即大略为华北雨季开始的时候，秋季以副热带高压之骤然南退为开端，而这时往往有一次较强的冷空气向南爆发。冬季之所以划分为前冬后冬，因为有不少时候冬季前半与后半天气特点相差很大，前冬暖则后冬冷，前冬冷则后冬暖。各季起止日期及长度逐年均有变化，以盛夏为例，1958年起始于6月23日，历时84天，而1954年则7月30日才开始仅延续53天。

所以，天文季节，二十四节气是我们做预报经常要注意的背景。但是对于每一年来讲这个背景也有一定的变化，无论寒暑交替，雨季之始终均有不同。对这种自然季节的变化尤其要注意。

四、季节奇异点

一年四季暑去寒来，春秋交替，对我国大部分地区来说降水与气温的年变化都是很明显的。但是多年的经验证明，这些要素的年变化并不是平滑的，而经常是有些突然的变化，并且在一年之内的一些固定日期，经常容易出现一定的天气过程。在天气谚语中保留了很多这方面的材料。我国沿海地区关于各种“暴”的谚语，就是说强的冷空气经常是在一定日期出现的。如正月初九上元暴，正月十五元宵暴，二月十五花朝暴等，常见的有

十月初一，
十一月十九，
十二月十七，二十三，
正月初五，初九，十五，
二月初二，初八，十五，十八，十九，二十二，
三月初三，十八，二十八，
四月初八。

到了夏半年则降水有时亦多出现于一定日期，如我国南方五月初一开江雨，初五划船雨等，仅五月就有初一、初五、十三、十五、十七、十八、二十、二十四等7—8天。其它各月还多，不再列举。

虽然保留在天气谚语中的这些日期大部分是农历日期，因此就与月相有一定关系，但

由于二十四节气的日期在阳历是基本固定的，所以关于节气的谚语大都与阳历的一定日期联系。因此许多台站在预报中，都采用阴阳历迭加的方法，这在第四章还要讲到。

§2.2 气候形成因子

一、辐射因子

太阳辐射是大气运动的最根本能源，因此也是地球上气候形成最基本的因子。太阳是一个巨大的炽热的球体，直径为地球的109倍，表面温度约6000K，它不断地向宇宙发出辐射。地球距太阳平均约15亿公里，所以既使光的速度每秒30万公里也要大约8分半钟才能到达地球表面，地球上与太阳光线垂直的面积上每分钟能接受到的太阳辐射每平方厘米每分钟约2卡左右。由于太阳辐射变化不大，所以人们把这个数字称为太阳常数。

$$S_0 = 1.94 \text{ 卡/厘米}^2\text{分}$$

既然太阳辐射常年变化不大，为什么地球上又有四季呢？这主要是地球与太阳的相对运动造成的。因为地球自转轴与地球绕太阳公转的轨道成23.5°的倾斜，所以就产生了四季。

如图2.7所以夏至太阳直射北半球23.5°的地方，而冬至直射南半球23.5°的地方。一束光线能量是固定的，照射在较小的面积上时显然使单位面积接受到的辐射多(图2.8)。接受太阳辐射多时温度高形成夏季，接受太阳辐射少时就是冬季。如果地球自转轴是与地球绕太阳公转的面是垂直的，那么，每个地方就没有四季变化了。热的地方一年到头总是热，冷的地方总是冷。

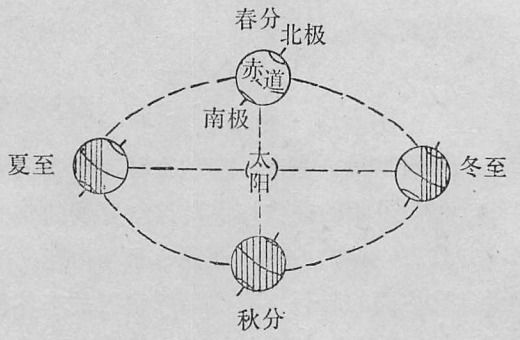


图 2.7 四季的形成

从图2.7还可以看到夏至时北极总是向着太阳的。夏天在北极有一段时间太阳从早到晚始终不落。而冬季北极无论白天还是夜晚总是见不到太阳。这种情况称为极昼及极夜。

太阳常数虽然有1.94卡/厘米^{2}分，但地球表面接受不到那么多辐射，所以严格地说，太阳常数是地球大气上界能接受的太阳辐射。这是为什么呢？因为地球大气要吸收、散射，所以到达地球表面的太阳辐射已大大地受到了削弱。如果原来的太阳辐射为100%，则30%的太阳辐射由于大气与云的反射又回到宇宙空间中去，还有19%为云与大气吸收，所以到达地面的只有原太阳辐射的一半左右。

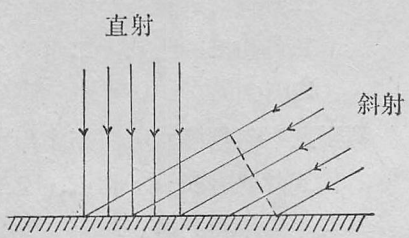


图 2.8 直射与斜射的差异

由于太阳辐射波长较短，所以太阳辐射经常称为短波辐射。地球上虽然有四季变化，但地球与宇宙的热量交换基本上保持平衡，也就是说地球并没有因为总是接受太阳辐射而愈来愈热，这是由于地球表面及大气还以长波的形式向宇宙空间放射热量，而这恰好等于太阳辐射的70%，所以地球温度基本上维持着平衡。地球辐射波长比较长，称为长波辐射。地球表面接受到的太阳辐射有相当太阳辐射的21%通过长波辐射传给大气，另有相当大一部分是由于水汽蒸发在大气中释放能量（23%）以及湍流（7%）输送给大气。所以大气主要是从地球表面得到热量。因此距地面愈远气温愈低。图2.9给出地球—大气系统辐射过程示意图。

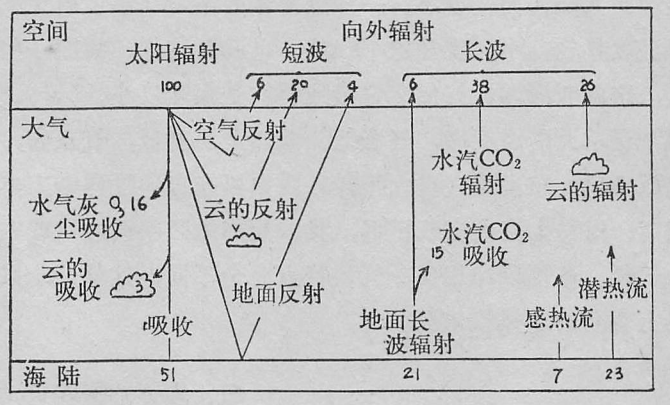


图2.9　地球—大气系统辐射过程示意图

既然地球大气对太阳辐射有很大削弱，显然一早一晚太阳高度较低时，阳光就要经过更厚的大气层（图2.10），由于实际大气厚度与地球半径差很多，所以当太阳处于地平线附近时要经过的大气层比太阳在天顶时多几十倍。这样就使得正午地面接受的太阳辐射削弱少，而早晚削弱多。早晚太阳经过的大气层厚，阳光更容易受大气层影响，所以观察一早一晚太阳的颜色，对预报天气有重要的意义。晴好天气空气中水汽少，空气下沉，所以空气中悬浮的微粒也少，光主要是空气分子散射，所以呈金黄色。如果天气将变化，大气中水汽增加，扰动也增加，空气中灰尘含量多，散射光波长变长，出现红及深红颜色。“日落胭脂红，不雨必有风”就是反映的这个现象。有时甚至太阳高度较高的中午或下午也看到太阳有发黄的昏暗颜色，表示天气即将有大的变化。

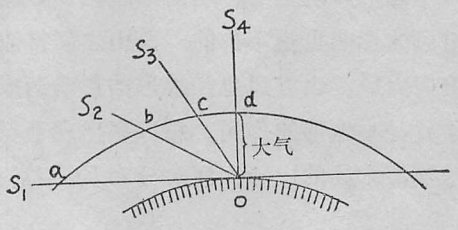


图2.10　大气对太阳辐射的影响

了解地球大气辐射的基本情况就可以知道为什么最高温度不出现在正午，且最低温度出现在凌晨了。湍流这个因子对温度影响是很大的。如一次寒潮到来，冷锋过境，如果风力一直较大，则温度不会立刻下降到最低，往往是过了一天风逐渐减弱时气温最低。这是因为风力大湍流强，不利于逆温层的形成，使地面气温不致下降太快。

二、海陆的影响

如果只考虑地理纬度对太阳辐射的影响，那么同一个地理纬度的气候条件应该相等，

但实际上却相差很远，这主要就是海陆与地形的影响，这里我们先看一看海陆分布在气候形成中的作用。丹东与大同纬度相近，北京与包头纬度相同，但是两两之间相差悬殊，自然这里也有地形的作用，但海陆的影响也是很大的。1月丹东与大同气温相差6.2℃，而7月仅差2℃，这就不是仅用地理高度能解释的了。北京与包头的情况也相同。简而言之，大陆上冬季比近海温度低，而夏季则比近海温度高。为什么海上会冬季较暖，夏天较凉呢？主要是海水与土壤的热力性质不同。水的热容量为1卡/厘米^3·度，而土壤的热容量（0.5卡/厘米^3·度）为水的一半，所以同样的热量可以使大陆增温比海洋大一倍，而实际数值还不止此，因为海水表面与下面的交换，传递热量的深度10倍于土壤。所以海洋增温与降温均比大陆慢而幅度小。一些近海洋的站最高温度出现在8月，最低温度出现在2月，同时温度年较差小，就是这个缘故。也就是这样，我国一些近海的站冬天不很冷，夏天不很热，这就叫海洋性气候，定量地看就是大陆度小。

夏季大陆温度高，气压低，海洋上温度低，气压高，所以我国大部分地区多吹东南风或西南风，东南风来自太平洋，西南风来自印度洋带来丰沛的水汽。冬季大陆温度低，气压高，海洋上温度高气压低，我国大部地区吹西北风或东北风。冬季的北风带来寒冷干燥的气候。冬夏风向相反，气候特点完全不同，这就是季风气候。我国，特别东部地区是世界上著名的季风气候区。

三、地形的影响

地形影响约略可以分为两类：一类可称为大地形影响，另一类为小地形影响。大地形如青藏高原，对大气环流有热力及动力各方面的作用。对东亚西风急流的分支与会合有很大影响。来自西伯利亚的冷空气自我国东部南下，致使我国东部的气温较之北美大陆相同纬度大大降低。同时锋面过华北后往往产生锋消，而在华南因南岭阻挡又形成准静止锋。

小地形影响主要影响局部地区，如山前的降水带及山后的雨影地带就是一个例子。地形对风的影响也是不少的。两山之间常造成狭管效应。如台湾海峡多偏北大风。东北平原多偏南大风。山谷风也是地形的影响造成的。山区气候更是十分复杂，冰雹多沿一定路线移动就是小地形的作用。霜冻多出现于低洼谷地也是小地形的关系，因此对于一个县来讲，摸清本县的山脉、河流分布及其对气候的影响是非常重要的。

四、环流因子

太阳辐射可以认为没有多大变化，海陆分布与地形在短期内，至少几十年内也没有多大改变，但是每个地区的气候却年年不同，这与大气环流有密切关系。大气环流虽然其形成的最根本因子也是太阳辐射，但受下垫面影响很大，同时大气环流对下垫面的热状况也有巨大作用，如此相互作用，互相制约，形成了各地的复杂天气与气候状况。

赤道上由于接受到太阳辐射多，温度显然要高于极地，所以空气上升，极地下沉。照理应该形成图2.11（1）的经向环流。但是由于地球有自转使北半球的运动向右偏，而

南半球的运动向左偏，形成西风环流，同时由于各纬度地转速度不同等原因，因此形成所谓三圈环流，在副热带产生一个下沉区，即副热带高压带，在中高纬度形成一个辐合区，这里从北来的冷空气与从南来的暖空气交绥，即形成极锋区，极锋之上为急流（J）。这样每个半球都大致可分为三个带：副热带高压以南的信风区，副热带高压以北的西风带及极地东风带（图 2.12）。我国大部分地区在西风带影响之下。而夏半年特别是我国东部受副热带高压影响很大，且赤道辐合带亦可影响我国南部。

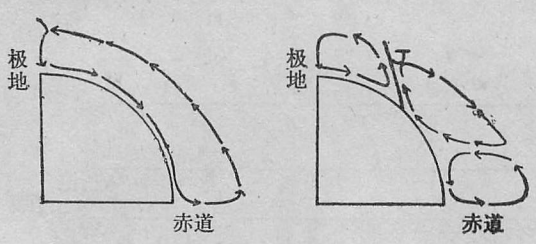


图 2.11　大气环流经圈环流示意图

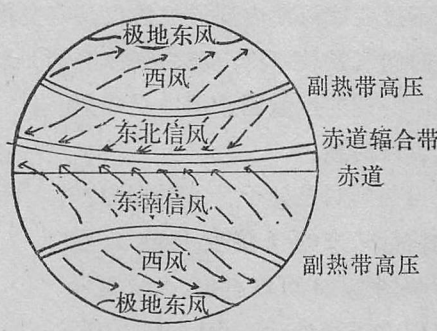


图 2.12　行星风系

这只是大气环流的平均情况，每年变化是不小的。例如 1954 年副热带高压长期维持在南方，造成长江流域百年一遇的大水，1968—1969 年冬北方严寒，造成渤海近几十年来未有的封冻。大气环流与局地的气候状况息息相关。因此大气环流也是气候形成的重要因子。

§2.3　气候变化

气候一般指长时间的平均天气状况。但是气候并不是一成不变的。自地球形成以来，地球的气候就发生过多次巨大的变化。为了统一，大家往往把成千上万年的气候改变称为气候变化，而把几十年的气候改变称为气候振动。个别年的大旱大涝，严冬酷暑可以叫做气候异常。

一、气候变化

气候变化又可以按变化的时间尺度分为两类，一类是地质时代的气候变化，一类时间较短，称为历史时期的气候变化。

地质时代的气候变化至少又可以分为三种：大冰河期、亚冰河期、副冰河期。所谓大冰河期，这是指地球存在的 50—60 亿年的过程中已初步确定下来的三次大的冰河时期。最早的一次约产生于距今 6—7 亿年前叫震旦纪大冰河期，另一次是石炭—二迭纪大冰河期，约发生于距今 2—3 亿年前。第三次是第四纪大冰河期，这指的是大约开始于二百多万年前，直到一万年前的一段时期。所以目前地球上的气候远不是最热的间冰期。但也不

是严寒的冰河期。这可以从分析等四纪大冰河期的资料看出来。

因为，冰河期到来时中高纬的高山都被冰雪覆盖，许多大陆也盖上深厚的冰层。但第四纪的一百多万年以来也不是总是严寒的。其间严重的冰河期有四次，每次约十余万年，称为亚冰河期，最早的叫鄱阳亚冰河期，约存在于 90—120 万年之前，第二个叫大姑亚冰河期，约出现于 68—80 万年前，第三个叫庐山亚冰河期，在 24—37 万年前。最后一个为大理亚冰河期，12 万年前开始到 1 万年前才结束。亚冰河期之间为亚间冰期。

不过亚冰河期内同样气候也是有变化的。拿最近的大理亚冰河期来说，其中就至少有五段时间气候较寒冷，称为副冰河期。最后一个副冰河期约 1 万年前结束，图 2.13 给出几种冰河期的示意图。图中斜线部分代表冰河期。

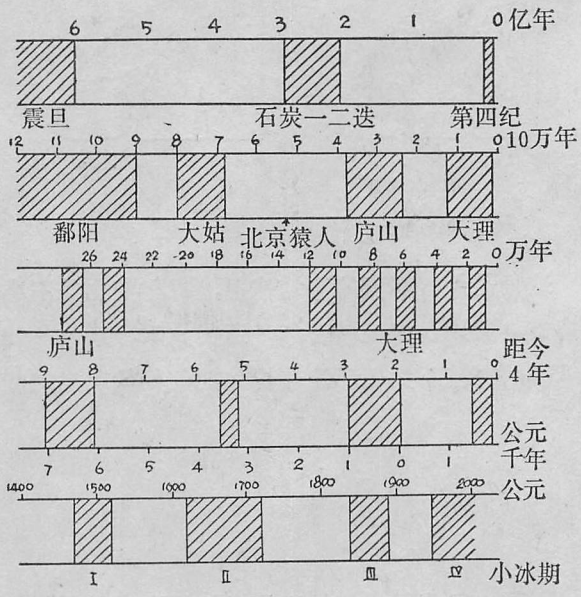


图 2.13　几种冰河期示意图

当前到底是处于什么时期呢？这对估计未来的气候变化十分重要。从图 2.13 可以看出，大致可以肯定现在不是处于三大冰河期的间冰期。因为前两次大冰河期持续时间较长，第四纪大冰河期仅于二百万年之前开始，所以从大的时段讲，目前还处于第四纪大冰河期内，但如上所述大冰河期内也有亚冰河期与亚间冰期之分。据地质考查亚冰河期世界大陆约有十分之二、三为冰川覆盖。但目前仅有约十分之一。亚冰河期的气温估计比现在低 3—7℃，而亚间冰期的气温大约比现在高 8—12℃。所以，可以得到结论，目前不是处于亚间冰期。但是，是否可以说第四纪最后一个亚冰河期已结束了呢？这个问题今天还不能肯定回答。因为如图 2.13 所示，现在显然不是处于大理亚冰河期的副冰河期中，距最近的副冰河期只有 1 万年左右，而过去几个副冰河期大多数相隔 1 万余年。同时，大理亚冰河期至今也不过 11 万年，与过去几次亚冰河期的长度比较并不算长。所以，不能排除在最近的将来进入另一个副冰河期。如果这样的话，则目前从大的阶段来看仍处大理亚冰河期内。当然也有一种可能，即未来气候变暖，大理亚冰河期结束。

不过无论如何，人类是会战胜自然的。北京猿人就是在大姑亚冰河期后出现的（图2.13）。有人分析，冰河期的到来促使古猿下地行走，促进了从猿到人的进化。从北京猿人到现代人又经历了庐山与大理两个亚冰河期。这本身也证明，人类是有能力适应自然界的变化，并因此而不断发展。这一点从冰后期的近 1 万年来气候变化也可以进一步得到肯定。

因为从最后一个副冰河期结束的1万年来，气候也屡经变化。这期间至少可以分出四个寒冷时期与三个温暖时期。

第一个寒冷时期距今8000—9000年，主要寒期在公元前6300年前后，这可以看做大理亚冰河期的最近一次副冰河期的残余阶段。

第二个寒冷时期降冷程度较差，仅是公元前5000—1500年气候回暖中的一次转寒，约出现于公元前3400年左右。

第三个寒冷时期，公元前1000年到公元100年之间，主要寒期在公元前830年前后。

第四个寒冷时期，公元1550—1900年。

寒冷期之间为温暖期。寒冷期之间相距约2600年左右（图2.13），不过各次寒冷的程度不同。图2.14为近万年来温度变化示意图。可见除第一个寒期较严重，此后气温激烈的回升，第二个寒期表示很不清楚，但以后的两次则寒期一个比一个强烈。最后一个寒期人们往往称为现代“小冰河期”。

有史以来的近数千年的气候变化可以称为历史时期的气候变化。这段时期资料较之地质时代大为丰富，特别近数百年不仅有物候可考，又有地方志等文字记载，对小冰河期以来的寒冷就有非常详细记录。如1493年（明弘治六年）我国东部沿海出现特大雪暴和强烈寒潮。降雪断续长达五个多月，江苏北部沿海的海水竟冻结成坚冰。又如1670年（清康熙九年）我国东部沿海大雪20日不止，平地冰厚数寸，海水拥冰至岸，远望之十数里若冰堤。1845年（清道光二十五年）冬大雪，黄河、淮河冻结可通车时间长达40天。这类记载尚多，据此可以估计现代小冰河期到目前又大约可分为四个阶段（图2.13）；公元1470—1520年，1620—1720年，1840—1890年，1945年以后。每次小冰河期各有数十年不等。所以估计未来直到本世纪末可能处于一个较冷的时期，即第四个小冰河期的时期。图2.15为近500

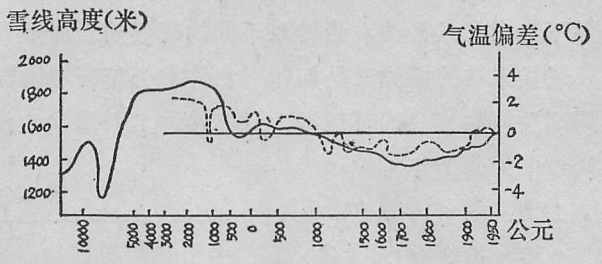


图2.14　近五千年来气温变化的示意图

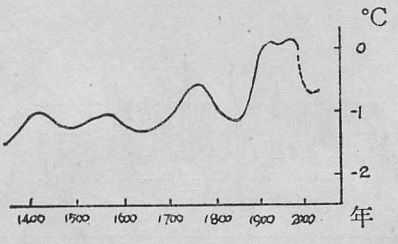


图2.15　近五百年我国气温变化示意图

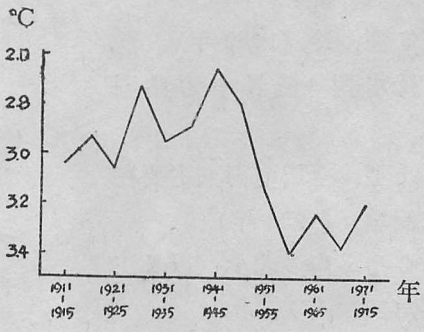


图2.16　近65年我国气温变化

年我国气温变化示意图。可见现在是在20世纪初以来气温强烈回升之后的下降阶段。

图2.16为1911年以来我国气温平均级别的5年平均值。级别是按5级划分，1级为暖，2级偏暖，3级正常，4级偏冷，5级冷。所以平均级别愈小表示愈暖，可以看出我国气温在40年代初期达到最高，以后进入50年代猛烈下降。近年来，虽略有回升，但仍远低于本世纪初的回暖时期。

分析了历史时期的气候变化，更使我们认识到气候变化本身是波动性的，古代劳动人民尚能战胜历次气候的波动，今天我们有共产党领导，有坚强的社会主义制度，用毛泽东思想武装起来的八亿人民必然能战胜一切自然灾害。

二、气候振动

近百年来的气候变化，大多可以从仪器观测的气象要素来探讨，因此我们就了解得更细致了。由于我们看到的多是一些波动性变化，所以往往称之为气候振动。研究气候振动与长期预报有直接的关系。图2.17为上海近百年来的年降水量。图中1、2、3、4、5表示级别，是按1级与5级出现概率12.5%，其余三个级别出现概率25%来划定的。依此级别上海可以很清楚的分出不同的干期与湿期，表2.6为不同10年各级降水量出现频次。可见有时如1906—1915年10年之内没有4、5级。而1964—1973年则未出现1、2级。这说明认识气候振动的规律十分必要。特别我们一些台站仅有1958年以后的资料，如果不注意气候振动，当转入不同的气候阶段时显然就不容易做好预报。

气候振动的规律又是如何呢？许多分析表明我国的气温与降水大都有20—40年左右的周期性振动。我们可以举1月气温与7月降水为例。气温与降水各分为五个型。气温型（括号中为典型年）：

1型：暖（1952年）

2型：偏暖（1973年）

3型：正常（东北冷，内陆暖）（1953年）

4型：偏冷（东北暖，内陆冷）（1955年）

5型：冷（1969年）

降水型（括号中为典型年）：

1型：全国多雨（主要在长江流域）（1954年）

2型：南多北少（以长江为界）（1974年）

3型：两个雨带（华南或

表2.6 上海各级降水量出现频次

年代 \ 级别	1	2	3	4	5	气候特点
1878—1887	0	4	6	0	0	湿
1892—1901	0	1	2	4	3	干
1906—1915	2	4	4	0	0	湿
1928—1937	1	0	2	3	4	干
1945—1954	3	5	1	1	0	湿
1964—1973	0	0	4	2	4	干

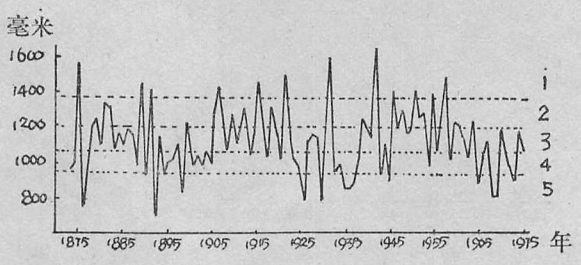


图2.17 上海年降水量

江南一个，黄淮到内蒙古一个）（1966 年）

4 型：北多南少（以长江为界）（1962 年）

5 型：全国偏少（西部偏多）（1972 年）

表 2.7 及 2.8 为 1836—1975 年近 140 年的型。图 2.18 为气温及降水型的 10 年滑动平均值。可见气温约有 20 年左右的周期，降水则周期略长，在 30 年以上。

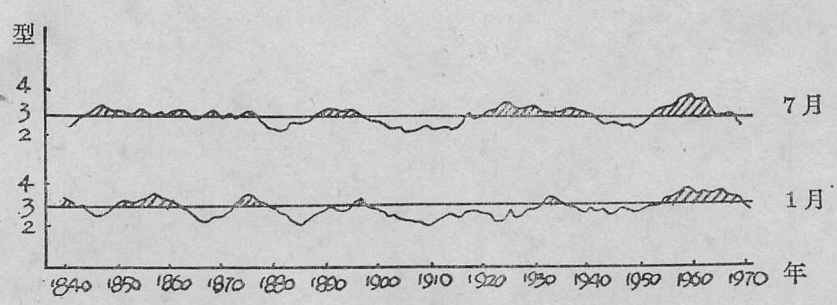


图 2.18　气候振动示意图

三、气候变化的原因

谈到气候变化的原因，应该明确指出谈的是那一种时间尺度的变化。例如对地质时代的三大冰河期，还没有很成熟的理论来解释，一般认为这与地质时代的地壳变化有关。例如，激烈的火山喷射，放出大量 CO_2，使气温降低。也有人注意大陆的漂移。至于第四纪大冰河期中的亚冰河期是出现在近二百万年，这已经不能用那些原因来解释了。因此又有人注意到地球与太阳相对运动的变化，如地球公转轨道偏心率与地轴倾斜、岁差等的变

表 2.7　1 月气温型

年	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1830							3	5	3	4
1840	5	5	2	3	1	2	3	2	4	2
1850	3	3	3	4	3	4	4	3	2	3
1860	4	5	5	1	3	3	3	1	1	2
1870	2	1	5	4	3	3	3	4	5	3
1880	5	1	2	3	1	2	3	3	2	3
1890	1	3	3	4	3	4	3	3	2	3
1900	4	3	2	2	4	1	3	1	3	1
1910	3	3	1	3	1	3	1	5	3	4
1920	1	2	5	3	1	2	1	1	3	3
1930	5	3	2	4	4	2	5	1	4	3
1940	3	2	1	4	2	5	2	3	3	1
1950	2	5	1	3	1	4	5	3	4	4
1960	3	4	4	5	2	3	3	4	3	5
1970	5	4	2	2	3	1				

表 2.8　7 月降水型

年	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1830							3	2	2	1
1840	1	1	4	4	3	4	4	5	3	1
1850	4	4	3	2	3	3	3	5	2	5
1860	3	2	2	3	3	5	3	5	2	1
1870	1	4	4	4	3	3	5	2	1	4
1880	2	2	1	1	3	3	5	1	5	2
1890	3	2	3	4	4	5	4	1	3	2
1900	5	1	2	1	3	5	2	1	1	4
1910	1	2	1	5	3	3	1	3	2	1
1920	5	4	4	2	3	4	4	3	5	3
1930	3	1	4	3	5	3	1	4	4	3
1940	5	2	3	2	5	1	2	1	2	4
1950	5	1	2	4	1	3	5	4	5	5
1960	4	4	4	4	4	1	3	5	2	1
1970	2	5	5	3	2	4				

化。甚至据此计算出近百万年来地球接受太阳辐射的变化，发现可以很好的解释第四纪几次亚冰河期。

至于近数百年以至几十年的气候变化则显然也不能用这些地球轨道要素的变化来解释。因为在这样短的时间内很难说它们有什么改变。所以，人们多用太阳辐射的变化来说明历史时期的气候变化与近代的气候振动。太阳辐射的变化可以有两方面，一种是太阳常数的变化，即太阳总辐射的变化，过去虽然日射观测已进行了数十年，但很难判断到底是观测与订正误差，还是太阳常数真的有了变化。目前卫星观测大大地提高了观测精度，但亦不能判断太阳常数 0.1% 左右的变化。而现在也没有证据证明太阳常数的变化能大到 1%以上。不过一些研究证明，如果真的太阳常数增加 2%，地面温度会上升 3℃，但如太阳常数减少 2%，则地面温度会下降 4.3℃。是否太阳常数能有这么大的变化，还有待于进一步观测证实。

另一种太阳影响是所谓“太阳活动”，太阳活动通常指紫外线辐射与粒子辐射的激烈变化，但是其辐射能量并不大，一般不超过太阳常数的 0.1%，所以人们设想太阳活动是通通影响地球高层大气的物理因素而影响天气与气候。

太阳活动一般并不用其辐射量来表示，而是通过太阳表面的一些现象如太阳黑子，耀斑等来表示。最经常用来表示太阳活动的是所谓“太阳黑子相对数”，简称黑子数。需要知道黑子数只反映了太阳活动的一些方面，并不能代表太阳活动整体，但是因为黑子观测资料最多，所以人们都用它来代表太阳活动。

我国古代有世界上最早最详细的黑子记载。表 2.9 为古代黑子次数及严冬次数。可见观测到黑子的次数及严冬出现次数关系很密切。

太阳黑子有系统的观测资料从 1749 年开始，年平均值可追溯到 1700 年，到现在已有

表 2.9　黑子与严冬次数

世　纪	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
黑　子	2	1	21	2	12	0	0	9	2	5	28	7	19	0	1
严　冬					19	11	9	19	11	16	24	25	35	10	14

二百多年的连续记录。人们发现太阳黑子有明显的 11 年左右的周期性变化。所以为了统一，国际上规定自 1755 年太阳活动最低时开始称为第一周，以后每到太阳活动最低年算一个新的周期开始。到现在已经过了 20 个周期。自 1976 年后半年进入第二十一周，开始一个新的周期。表 2.10 为年平均黑子数。

表 2.10　年平均相对黑子数

年	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1700	5	11	16	23	36	58	29	20	10	8
1710	3	0	0	2	11	27	47	63	60	39
1720	28	26	22	11	21	40	78	122	103	73
1730	47	35	11	5	16	34	70	81	111	101
1740	73	40	20	16	5	11	22	40	60	80.9
1750	83.4	47.7	47.8	30.7	12.2	9.6	10.2	32.4	47.6	54.0
1760	62.9	85.9	61.2	45.1	36.4	20.9	11.4	37.8	69.8	106.1
1770	100.8	81.6	66.5	34.8	30.6	7.0	19.8	92.5	154.4	125.9
1780	84.8	68.1	38.5	22.8	10.2	24.1	82.9	132.0	130.9	118.1
1790	89.9	66.6	60.0	46.9	41.0	21.3	16.0	6.4	4.1	6.8
1800	14.5	34.0	45.0	43.1	47.5	42.2	28.1	10.1	8.1	2.5
1810	0.0	1.4	5.0	12.2	13.9	35.4	45.8	41.1	30.1	23.9
1820	15.6	6.6	4.0	1.8	8.5	16.6	36.3	49.6	64.2	67.0
1830	70.9	47.8	27.5	8.5	13.2	56.9	121.5	133.3	103.2	85.7
1840	64.6	36.7	24.2	10.7	15.0	40.1	61.5	98.5	124.7	96.3
1850	66.6	64.5	54.1	39.0	20.6	6.7	4.3	22.7	54.8	93.8
1860	95.8	77.2	59.1	44.0	47.0	30.5	16.3	7.3	37.6	74.0
1870	139.0	111.2	101.6	66.2	44.7	17.0	11.3	12.4	3.4	6.0
1880	32.3	54.3	59.7	63.7	63.5	52.2	25.4	13.1	6.8	6.3
1890	7.1	35.6	73.0	85.1	78.0	64.0	41.8	26.2	26.7	12.1
1900	9.5	2.7	5.0	24.4	42.0	63.5	53.8	62.0	48.5	43.9
1910	18.6	5.7	3.6	1.4	9.6	47.4	57.1	103.9	80.6	63.6
1920	37.6	26.1	14.2	5.8	16.7	44.3	63.9	69.0	77.8	64.9
1930	35.7	21.2	11.1	5.7	8.7	36.1	79.7	114.4	109.6	88.8
1940	67.8	47.5	30.6	16.3	9.6	33.2	92.6	151.6	136.3	134.7
1950	83.9	69.4	31.5	13.9	4.4	38.0	141.7	190.2	184.8	159.0
1960	112.3	53.9	37.5	27.9	10.2	15.1	47.0	93.8	105.9	105.5
1970	104.5	66.6	68.9	38.0	34.5	15.5				

黑子的周期平均为 11 年，但是长度变化很大，短的只有 8—9 年，长的可长达 15—16 年。也是一种准周期性变化。黑子磁场的观测说明单数周期与双数周期磁场不同。另外每个 11 年周期的极大值（M）也有交替升降的现象。即一个 11 年周期高一些，下一个 11 年

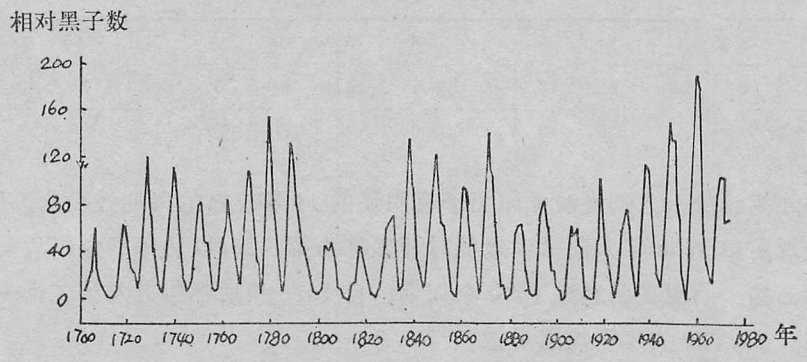


图 2.19　太阳相对黑子数

周期低一些，再下一个 11 年周期又高一些。这从图 2.19 也可以看出来。太阳活动M值高的年称为主高年，M值低的年称为次高年。这种 22 年左右的周期在许多气候要素及大气环流多年变化上均有反映。次高年纬向环流盛行，主高年经向环流盛行，对比图 2.18 也可以看出单周即主高年气温低，双周即次高年气温高。另外从图 2.19 也可以看出近百年M值还有约 90 年左右的周期，有人把这称为世纪周期，并用来解释本世纪上半的气候回暖。

虽然太阳黑子 11 年左右的周期性十分明显，但是气候及环流却很少有明显的 11 年周期。不过这并不意味着气候振动就与太阳活动无关。只是关系比较复杂，因为气候及环流变化中最常见的 5—6 年周期就与 11 年周期有密切关系。图 2.20 为我国气温等级及华北地区降水与 11 年周期关系。可见在 11 年周期的黑子最低年（m）及最高年（M）气温低，降水多，而在M及m年之间气温高降水少。其他不少作者也发现大气环流在M年与m年经向环流强，而在m及M年之间纬向环流强，这同上述我国气候与 11 年周期的关系也是一致的。

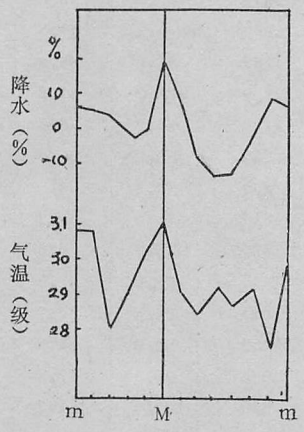


图 2.20　气温降水与 11 年周期的关系

§2.4　气候背景资料的统计

有的站在制作预报时，将本县气候概况、气候谚语、气候变化资料作一些统计，为长中短期预报提供气候背景。

一、气候概况的统计

将预报对象的平均值、极值等作一统计，如预报承德市年降水量，统计 1951—1970 年平均值为 576 毫米，最大是 1959 年为 836 毫米，最小是 1961 年为 371 毫米，预报范围为

370—840毫米。又如河北省张家口为预报降雹时段，统计了1962—1971年14个站降雹各时段发生频率，说明该地区降雹极大部分发生在午后，夜间发生的机会很少，一日中降雹发生最多的时间由西北部向东南部后延，坝上（康保等站）降雹出现的最大可能在12—16时，坝下（张家口等站）则在14—18时，到东南部的怀来站延迟到16—20时，掌握了降雹时段的历史概况。

二、气候谚语的验证

在农谚中有一些纯气候性谚语，如河北流传的气候谚语有："冷在三九，热在中伏"、"霜降见冰碴"、"小雪封地，大雪封河"、"冬至过，地皮破"、"大雪年年有，不在七九在八九"、"进了春，别喜欢，还有四十天的寒冷天"、"清明断雪，谷雨断霜"、"春雨贵如油"、"春雨在风前，冬雪在风后"、"春天孩儿面，一天三变脸"、"大暑小暑，灌死老鼠"等等。有些气候谚语与历史资料核对后，对预报是有参考价值的，如石家庄1951—1970年日降水量≥100毫米共出现11次，有10次在7月11日—8月7日，其中小暑节2次，大暑节8次，说明农谚"大暑小暑，灌死老鼠"反映了该地区大暴雨出现的气候规律。

三、气候变化资料的统计

了解本地区长期气候变化的特点对于作好年、季、月等长期趋势预报的重要意义，已越来越被预报实践所证明，所以，了解气候变化的背景，是作好长期预报的一个重要前提，其分析结果对中短期预报也有启发。河北省保定气象台根据县志府志等史料分析了保定地区近五百年(1470—1974年)旱涝集中期，共出现旱期涝期交替25次，平均每次循环约20年，涝期的主要特点是涝年多，占53%，旱年少，占17%，绝大多数涝期有连涝2—3年，最长连涝7年，有7个涝期出现连旱2年，没有出现连旱3年或以上的。旱期的主要特点是旱年多，占52%，涝年少，占15%。绝大多数旱期有连旱2年或以上，仅有两个旱期有连涝2—3年。在25个旱期中，连旱2年有17次，连旱3年有11次，连旱4年有4次，连旱5年和8年各有1次，连旱2—3年占82%，农谚"一涝三年旱"、"有连旱三年，没连涝三年"正是反映了旱期的这一特点。1965年至今处于旱期中，在预报中即可运用上述特点，并注意旱期向涝期的转化。吉林省伊通站学习整理老农经验，收集"活资料"，延长了历史气象资料序列，总结出1919—1974年该县丰欠年景及旱涝的转换规律：①丰（平丰、平）年最多可持续4年，第五年必变，欠（平欠）年只能持续3年，第四年必变。连续3—4年的丰（平丰、平）年年景转2年欠年年景，连续2—3年的欠(平欠)年年景转3—4年的丰（平丰、平）年年景。②丰欠年景与所谓春脖长短有较大的关系，春脖长即春节在2月3日以前，多为丰年年景，春脖短即春节在2月4日以后，多为欠年年景。③丰欠年景有6—7年周期存在，即丰（平丰、平）年年景持续3—4年，接着是个涝年或灾年，之后总是旱年或大旱年，最后为多雨年，组成一完整的周期段。

四、气候变化的阶段性与要素相关的不稳定性

有的台站在长、中、短期预报中发现有些要素相关是不稳定的，对预报质量造成一些影响，这种不稳定性是与气候变化的阶段性有关的，如北京市台在汛期预报中运用相关法时指出：应考虑降水不同历史阶段的气候背景，因为在实际工作中发现不同阶段相关转变时期，与旱涝阶段的历史背景大致吻合，北京 1940—1948 年为旱期，入冬期与夏季降水量呈反相关，1949—1959 年为涝期，入冬期与夏季降水量呈正相关。可见相关系数不但不能保持，而且改变了符号。要素相关的不稳定性是客观存在的事实，重视分析与气候变化阶段性等因素的关系，必将对提高今后的长、中、短期预报质量产生影响。

*　　*　　*

这一章我们介绍了气候概况、气候形成的因子以及气候变化的基本知识。讲述这些内容是为了在做预报时能有一个基本概念。最后简单的指出一些在预报中考虑气候这个因素的例子。当然这是很不完备的。在预报中要注意气候因素的地方还很多，需要大家在工作中逐步总结。做到心中有数。

第三章　概率论基础知识

§3.1　资料的整理

一、样本与总体

我们作气象统计预报，总是要把已有的气象资料进行统计整理分析，从中寻找合乎客观实际的规律，然后推测未来，作出预报。

在讲资料整理之前，先介绍两个在统计中常用的概念，一个是“样本”，一个是“总体”。

对所选取过去已有的资料部分称为“样本”，而对于要预报对象的全体称为“总体”。

例如，我们若想预报北京1月气温，所选取的资料是1951—1970年20年资料（见表3.1）。这20个资料所组成的部分就称为“样本”。而北京1月气温的“总体”，是指除了1950—1970年这一部分资料外，还包括1951年以前若干年代的气温和1970年以后若干年代的气温，也就是属于北京1月气温的全部。

由此可见，样本是总体的一部分，而且是来自总体的，样本所包含个数是有限的。

样本资料一般有多有少，例如我们从北京1月气温资料抽出1951—1970年20年资料进行分析，这个样本就只有20个，如果抽取1941—1970年30年资料，样本就有30个，这些个数就称为“样本容量”，一般记为n。

〔例1〕　样本：1951—1970年　$n=20$

〔例2〕　样本：1941—1970年　$n=30$

一般在统计上，$n>30$称为大样本，反之称为小样本。样本资料可表示成表格形式，如表3.1。

表3.1　北京历年（1951—1970年）1月气温

年	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
T	-6.8	-2.7	-5.9	-3.4	-4.7	-3.8	-5.3	-5.0	-4.3	-5.7
年	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
T	-3.6	-3.1	-3.9	-3.0	-4.9	-5.7	-4.8	-5.6	-6.4	-5.6

例如对1月气温资料来说其中

x_1表示 1951 年的资料　　$x_1 = -6.8$

x_2表示 1952 年的资料　　$x_2 = -2.7$

……

x_{20}表示 1970 年的资料　　$x_{20} = -5.6$

这串资料记为

$-6.8,\ -2.7,\ -5.9,\ \cdots\cdots,\ -5.6$

有时，资料记为

$x_i\ (i = 1,\ 2,\ \cdots\cdots,\ 20)$

用文字 i 代表变化的序号，$i = 1$，表示 x_1，$i = 2$，表示 x_2，……等，这一序列有时称为“时间序列”，因为它是逐年随时间变化的。

这是用文字符号表示资料的形式。

还有用图形曲线表示的，如图 3.1 表示 1 月气温随时间变化的图象，称为北京 1 月气温时间变化曲线。

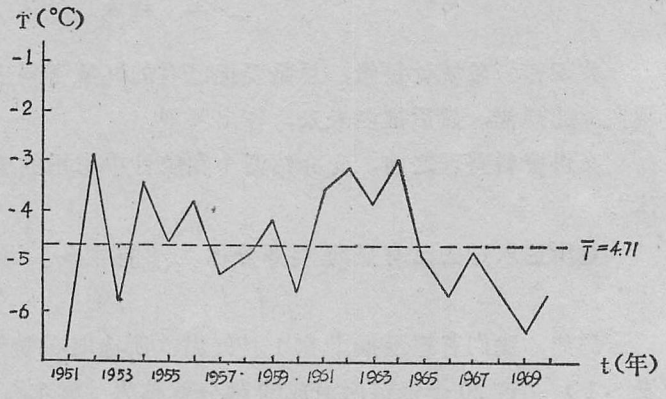


图 3.1　北京 1 月气温变化曲线

二、事件的频率

“事件”是指我们想要研究的对象，例如我们想要研究“北京 1 月气温低于 -6℃”的情况，这一对象就称为“事件”，自然，“北京 1 月气温低于 -5℃”也是一个“事件”，这些事件还可以举出很多。

为了书写方便，以后把要研究的事件记以一定的文字符号，例如 A，B，C……等。

我们希望作出预报，就是要对所研究的事件发生规律有所了解，衡量一个事件发生可能性大小的一个量是“频率”。

一个事件 A 的频率的计算公式为：

$$\hat{P}(A) = \frac{m}{n} \tag{3.1}$$

其中 m 为事件 A 发生的“频数”，即所要研究的事件 A 发生的次数，n 为样本总容量。

例如求“北京 1 月气温低于 -6℃”的年份中有 1951 年，1969 年，发生 2 次，这就是频数，$m = 2$。

样本总量为 $n = 20$，则

$$\hat{P}(A) = \frac{2}{20} = 0.10$$

频率是没有单位的。

显然，任一个事件的频数只能发生在0—n次之间，所以频率只能在0—1之间变化。即

$$0 \leqslant \hat{P}(A) \leqslant 1 \tag{3.2}$$

由于频率没有单位，不同气象要素的频率可以相互比较，因此这一统计量是气象预报常用的一个量。它是度量某一所要研究的事件发生的频繁程度。

三、样本的频率分布

由前面知道，频率是度量某一事件在样本资料中发生的可能性大小，因而有必要研究各种事件的发生频率，即对各事件的频率分布状况要有了解。

在谈频率分布之前，我们先谈谈气象事件的分级。

气象统计中的分级是没有一个固定标准的，可根据需要，简烦的程度人为地进行划分。这些分级就可作为研究对象，或称为事件。

例如对1月气温可以根据温度值划级，这种划级大致又可划分为按等间隔划级和不等间隔划级。

表3.2是按等间隔划级，把1月气温分为五个级别，由于等间隔，可用组中值来代表。

表3.3是不等间隔的划分，分为五级。

表3.4是按不等间隔分为三级。

对所分的各级作为事件分别求对应的频率列成表格，就称为频率分布表，见表3.2、3.3和表3.4。

表3.2　北京1月气温频率分布表

组中值（℃）	-6.5	-5.5	-4.5	-3.5	-2.5
T（℃）	-7——6	-6——5	-5——4	-4——3	-3——2
频　数	2	6	5	5	2
频　率	0.10	0.30	0.25	0.25	0.10

表3.3　北京1月气温分级表

级　别	1	2	3	4	5
T（℃）	-7.0——5.8	-5.7——5.2	-5.1——4.6	-4.5——3.5	-3.4——2.6
频　数	3	5	4	4	4
频　率	0.15	0.25	0.20	0.20	0.20

表3.4　北京1月气温分级表

级　别	冷	正　常	暖
T（℃）	＜-5	-5——4	＞-4
频　数	8	5	7
频　率	0.40	0.25	0.35

对于一些天气现象，如冰雹，也可以分为级别处理，无冰雹记为0级，有冰雹记为1级，也同样可制定频率分布表。

气象统计中多遇到关于两种气象现象之间的关系，如华北地区常有谚语“冬暖夏干、冬冷夏湿”，反映前期温度现象与后期降水现象的关系，这种关系在25年观测资料中出现的次数关系可以列成频数分布表，这种表又常称为列联表，见表3.5。

频率分布表可以帮助我们了解各级事件出现频繁程度，如从表3.2中可见，在北京过去情况中1月气温平均低于－6℃和大于－2℃的事件发生较少，而一般多在－3—－5℃上下。这样，对北京1月份气温的气候状况就有一个大致的了解。

表3.5 冬温夏雨列联表

要素 \ 要素	夏　干	夏　湿	总　计
冬　暖	10	3	13
冬　冷	4	8	12
总　计	14	11	25

四、样本的平均值、距平、标准差、方差

在统计中，反映资料的整体状况，还可以用几个特殊统计量来表示，下面一一进行介绍。

（1）平均值：是描述样本资料数字的平均状况的，记为$\bar{x}$。对一组样本：x_1，x_2，……，x_n。

平均值
$$\bar{x}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i \tag{3.3}$$

其中符号Σ是表示把右边的不同i的x值相加起来，Σ下面$i=1$表示开始加的i值，上面n表示i的最末值，$\sum_{i=1}^{n}x_i$表示自x_1开始加到x_n。

例如求北京1月气温1951—1970年资料平均值

$\bar{x}=〔(-6.8)+(-2.7)+\cdots\cdots(-5.6)〕/20=-4.7$

表示北京1月多年平均气温是在－4.7℃左右。

（2）距平：描述每一年对平均值的偏差状况。

每一年的实测值与平均值之差，就称为距平，记为

$$x'_i=x_i-\bar{x}\quad(i=1,\ 2,\ \cdots\cdots,\ n) \tag{3.4}$$

每一个距平值按时间顺序排列就称为“距平序列”，对北京1月气温距平序列见表3.6。

表3.6 北京1月气温距平序列表

年	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
x'_i	－2.1	2.0	－1.2	1.3	0.0	0.9	－0.6	－0.3	0.4	－1.0
年	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
x'_i	1.1	1.6	0.8	1.7	－0.2	－1.0	－0.1	－0.9	－1.7	－0.9

距平序列反映每个资料对平均值的变化情况，可以比较各年温度的变化状况，从表 3.6 可看出，在 1961—1964 年是连续的暖年，而在 1965—1970 年是连续的冷年。

用平均值为横轴，距平值为纵轴作图（如图 3.2）。

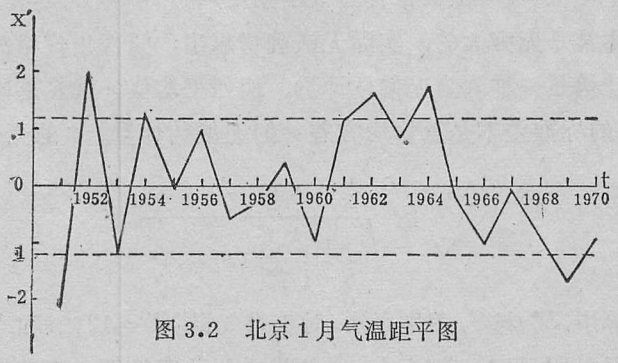


图 3.2　北京 1 月气温距平图

距平值序列的平均为0，这是序列的特点，因此求距平值时，可作为是否求对的参考，这一点证明如下：

$$\bar{x}' = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i' = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})$$

$$= \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\bar{x} = \bar{x} - \frac{1}{n}n\bar{x}$$

$$= x - \bar{x} = 0$$

$$\therefore \quad \bar{x}' = 0 \tag{3.5}$$

对 1 月气温距平值求平均为

$$\bar{x}' = \frac{1}{20} \times 0.02 = 0.001$$

实际计算值不严格为0是由于计算中有四舍五入的舍入误差所产生的。

（3）标准差：描述样本资料与平均值差异的平均状况，或表示围绕平均值的平均振动大小一般记为 S_x，有时亦简记为 S，计算公式为：

$$S_x = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2} \tag{3.6}$$

本来表示围绕平均值的变化平均状况实际就是距平的平均，但距平的平均又为 0，有人使用先把距平取绝对值去掉正负号，然后再求平均，即 $\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|x'|$ 作为衡量资料的平均偏差状况，但由于带着绝对值（||）这个符号在以后数学处理中有很多不便，故这一统计量没有普遍使用，更多见仍是用上面（3.6）式的定义，这是用平方的办法去掉符号的影响，然后求它们的平均，不过，这样一来，数值就增大了，最后再用开方来消除这一影响。

对 1 月气温每一年距平值平方然后求和求平均再开方有：

$$S_x=\sqrt{\frac{1}{20}\times 26.82}=1.16$$

对于气象现象来说，总体是非常大的，衡量总体的平均状况和总体的平均变化幅度的量相应地称为总体平均值(数学上又常称为数学期望)和总体均方差，记为希腊字母μ和σ。

由于气象的总体常是无穷大的，实际无法确切求出，只能用样本的平均值和标准差去估计，比较好的估计量是一种称为无偏估计量。例如平均值$\bar{x}$就是总体平均值μ的无偏估计量。但（3.6）式的标准差不是总体均方差σ的无偏估计量。σ的无偏估计量为S_x^*（亦可记为$\hat{\sigma}$）。

$$\hat{\sigma}_x=S_x^*=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2} \tag{3.7}$$

但是在实际计算中，S_x^*与S_x差别很小，对1月气温$S_x^*=1.19$，和$S_x=1.16$仅差0.03，而且对n较大的情况，S_x^*和S_x差别更小，故为方便计算起见，通常使用S_x即可。

标准差是代表样本资料总的平均变化幅度。例如对1月气温资料$S_x=1.19$℃表示资料围绕平均值－4.7℃上下平均变化是1.2℃。在图3.2上是表示在$\pm S_x$之间变化，它是反映资料变化平均是大还是小呢？这要看相对什么资料而言。

例如对北京12月温度资料的计算中（资料见表3.7），$S_x=2.1$反映12月份的温度平均变化幅度比1月份的要大，这从12月份时间变化曲线比较（图3.3）中可以看出。

表3.7　北京12月（1951—1970年）气温资料

年	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
T(℃)	1.0	－5.3	－2.0	－5.7	－0.9	－5.7	－2.1	0.6	－1.7	－3.6
年	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
T(℃)	－3.0	0.1	－2.6	－1.4	－3.9	－4.7	－6.0	－1.7	－3.4	－3.1

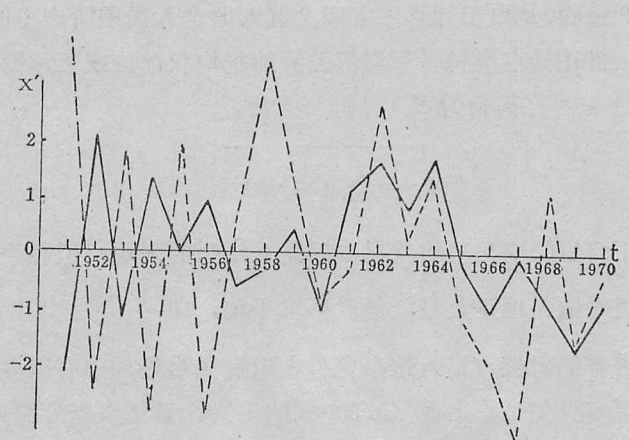


图3.3　北京12月气温距平比较图（实线为1月，虚线为12月）

（4）方差：它也是衡量变量变化幅度的一个统计量，实际就是标准差的平方。记为S_x^2。有时亦简记为S^2。

$$S_x^2=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2 \tag{3.8}$$

方差是气象统计中常用来比较不同要素的变化幅度大小。显然S_x^2是作为总体方差σ^2的一个估计。

五、平均值和标准差的简化计算

（1）已知频率分布，求$\bar{x}$和S_x^2。

计算公式为：

$$\bar{x}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k}m_i x_{ci}=\sum_{i=1}^{k}\hat{P}_i x_{ci} \tag{3.9}$$

$$S_x^2=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{k}m_i(x_{ci}-\bar{x})^2=\sum_{i=1}^{k}\hat{P}_i(x_{ci}-\bar{x})^2 \tag{3.10}$$

其中k表示分级的级数，n为样本容量，m_i为对应分级出现的频数，$\hat{P}_i$为对应分级出现的频率，x_{ci}是分组的组中值。

例如以北京1月气温为例，用表3.2所表示的频率代入（3.9）式得：

$$\bar{x}=\frac{1}{20}[2\times(-6.5)+6\times(-5.5)+5\times(-4.5)+$$
$$+5\times(-3.5)+2\times(-2.5)]=-4.6$$

$$S_x^2=\frac{1}{20}[2\times(-6.5+4.6)^2+6\times(-5.5+4.6)^2+$$
$$5\times(-4.5+4.6)^2+5\times(-3.5+4.6)^2+$$
$$+2\times(-2.5+4.6)^2]=1.35$$

计算有一定误差，但不是很大。

（2）用极差求标准差。

在统计工作中，最麻烦的要算是标准差的计算，它需要进行求距平、平方、平方和，开方等四步运算，而气象预报所需要的计算准确度又不用很高，用极差估计法是一个较简便的方法。极差，是表示所取样本组中最大值与最小值之差，一般记为R。

$R=\max\{x_1,\cdots\cdots,x_n\}-\min\{x_1,\cdots\cdots,x_n\}$

其中$\max\{x_1,\cdots\cdots,x_n\}$表示在样本组中的极大值，$\min\{x_1,\cdots\cdots,x_n\}$为极小值，则

$$S_x=\frac{1}{d}R \tag{3.11}$$

d 和 $\frac{1}{d}$ 的数值见表 3.8，一般地说，不同要素 d 数值也不同，但对 $2\leqslant n\leqslant 10$ 的 n，可近似地取为

$$\frac{1}{d}=\sqrt{\frac{n-\frac{1}{2}}{n}}$$

列成表 3.8。

表 3.8 d (n, k) 和 φ (n, k) 表

u	k	1	2	3	4	5	10	15	20	25	30	$k>5$	$k=\infty$
2	φ	1.0	1.9	2.8	3.7	4.6	9.0	13.4	17.8	22.2	26.5	$0.876k+0.25$	
	d	1.41	1.28	1.23	1.21	1.19	1.16	1.15	1.14	1.14	1.14	$1.128+0.32/k$	1.128
3	φ	2.0	3.8	5.7	7.5	9.3	18.4	27.5	36.6	45.6	54.7	$1.815k+0.25$	
	d	1.91	1.81	1.77	1.75	1.74	1.72	1.71	1.70	1.70	1.70	$1.693+0.23/k$	1.693
4	d	2.9	5.7	8.4	11.2	13.9	27.6	41.3	55.0	68.7	82.4	$2.738k+0.25$	
	φ	2.24	2.15	2.12	2.11	2.10	2.08	2.07	2.06	2.06	2.06	$2.059+0.19/k$	2.059
5	φ	3.8	7.5	11.1	14.7	18.4	36.5	54.6	72.7	90.8	108.9	$3.623k+0.25$	
	d	2.48	2.40	2.38	2.37	2.36	2.34	2.33	2.33	2.33	2.33	$2.326+0.16/k$	2.326
6	φ	4.7	9.2	13.6	18.1	22.6	44.9	67.2	89.6	111.9	134.2	$4.466k+0.25$	
	d	2.67	2.60	2.58	2.57	2.56	2.55	2.54	2.54	2.54	2.54	$2.534+0.14/k$	2.534
7	φ	5.5	10.8	16.0	21.3	26.6	52.9	79.3	105.6	131.9	158.3	$5.267k+0.25$	
	d	2.83	2.77	2.75	2.74	2.73	2.72	2.71	2.71	2.71	2.71	$2.704+0.13/k$	2.704
8	φ	6.3	12.3	18.3	24.4	30.4	60.6	90.7	120.9	151.0	181.2	$6.031k+0.25$	
	d	2.96	2.91	2.89	2.88	2.87	2.86	2.85	2.85	2.85	2.85	$2.847+0.12/k$	2.847
9	φ	7.0	13.8	20.5	27.3	34.0	67.8	101.6	135.3	169.2	203.0	$6.759k+0.25$	
	d	3.08	3.02	3.01	3.00	2.99	2.98	2.98	2.98	2.97	2.97	$2.970+0.11/k$	2.970
10	φ	7.7	15.1	22.6	30.1	37.5	74.8	112.0	149.3	186.6	223.8	$7.453k+0.25$	
	d	3.18	3.13	3.11	3.10	3.10	3.09	3.08	3.08	3.08	3.08	$3.078+0.10/k$	3.078

因为气象统计计算的样本容量一般都大于 10，因而需要将样本分成几组进行估计。当分组的组数为 k，每组所含的样本数为 n 时，使用表 3.8 的 d 值表，查出 d 的值再代入 (3.11) 进行计算。表中的 φ 值在以后周期分析中用到。

例如对1月气温资料，分为两组，$k=2$，每组的样本容量 $n=10$，以1951—1960年为一组，1961—1970年为一组。

第一组：极差 $R_1=-2.7-(-6.8)=4.1$

第二组：极差 $R_2=-3.0-(-6.4)=3.4$

两组平均的极差 $\overline{R}=\dfrac{R_1+R_2}{2}=\dfrac{4.1+3.4}{2}=3.75$

查表3.8，$n=10$，$k=2$，$d=3.13$，代入(3.11)式

$$S=\frac{\overline{R}}{d(10,2)}=\frac{3.75}{3.13}=1.198$$

六、标准化

有时为了寻找适当的预报因子，要对几个不同气象要素进行联合处理，如气压、温度、湿度等，但它们各自单位不一样，变化幅度不一样，平均值也不一样，为了消除它们之间的差别，便于比较和联合处理，一般采用标准化的办法，即对原资料进行处理，得到新资料就是标准化后的资料，其变换公式为：

$$\tilde{x}_i=\frac{x_i-\bar{x}}{S_x}\quad(i=1,2,\cdots\cdots,n)\tag{3.12}$$

例如对北京1月气温进行标准化处理。

$$\bar{x}=-4.7\quad S_x=1.16$$

$$\tilde{x}_1=\frac{x_1-\bar{x}}{S_x}=\frac{-6.8+4.7}{1.16}=-1.8$$

$$\tilde{x}_2=\frac{x_2-\bar{x}}{S_x}=\frac{-2.7+4.7}{1.16}=1.7$$

……

列成表3.9。

表3.9 北京1月气温标准化数值表

年	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
$\tilde{x}_i$	-1.8	1.7	1.0	1.1	0.0	0.8	-0.5	-0.3	0.3	-0.9
年	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
$\tilde{x}_i$	1.0	1.4	0.7	1.5	-0.2	0.9	-0.1	-0.8	-1.5	-0.8

新资料 $\tilde{x}_i$ 具有下列特点：

（1）$\tilde{x}_i$ 的平均值为0，即 $\bar{\tilde{x}}=0$。

（2）$\tilde{x}_i$的标准差为1，即$S_{\tilde{x}}=1$。

（3）无单位。

证明如下：

$$\bar{\tilde{x}}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\tilde{x}_i=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{x_i-\bar{x}}{S}$$

$$=\frac{1}{nS}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})=0$$

$$S_{\tilde{x}}^2=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\tilde{x}_i-\bar{\tilde{x}})^2=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_i-\bar{x}}{S}\right)^2$$

$$=\frac{1}{nS^2}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2=\frac{1}{S^2}\ \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2$$

$$=S^2/S^2=1$$

$\therefore S_{\tilde{x}}=1$

标准化办法还可对月资料作连续处理，本来各月资料有各月的特点，例如1月气温平均值和标准差和12月气温的不一样（这点在上节中已有说明），但是它们各作标准化的处理后，各月资料就变为平均值同为0，标准差同为1的资料，就可以连续进行统计分析，有些台站资料年代较短，常可用这一办法作各月处理可以把资料数增加很多，而对这些资料就可用时间序列预报来处理。

§3.2 概率及概率分布

一、随机事件

上一章中谈到的事件，在没有观测之前，它可能发生，也可能不发生。例如“1月气温低于－5℃”这一事件，在一般没有预报技术情况下，它可能发生，也可能不发生，在观测之前它是不可能确切知道的。

又如“温度在－6—－5℃”、“温度低于－5℃”等的事件，在统计中，这些称为“随机事件”。这些事件是我们以后主要研究的对象。“随机”是指现象发生是偶然的。

在自然界的许多物理或气象现象中，在一定的条件（实验）下，它可以发生或不发生。这种事件，我们称为“随机事件”。

例如：“明天天气是晴”就是一个随机事件。因为明天天气是发生“晴”或者“雨”是不确定的（这是没有使用任何预报技术情况下）。它可能是“晴”也可能是“雨”。

又如“在有晕出现后，明天有雨”这也是一随机事件，因为晕出现后，明天是否有雨

是不确定的。

还可以举出很多例子，所有气象要素，天气现象在被我们观测到之前都可以看成是随机事件，以后为简便起见，就称为“事件”。

我们研究随机事件的目的，不是仅仅只研究它的不确定性，而是通过对气象上大量的随机事件研究中，探求它们的发生规律性。

二、频率与概率

对随机事件的观测或做实验的记录就构成样本。如上一章所说的，在一次试验的样本中事件 A 发生的次数 m 和试验总次数 n 之比就是事件 A 的频率。

由于频率依赖事件 A 发生的次数 m 和试验总次数 n 数值来定，所以它是随试验变化而改变的。

很多试验表明，许多气象现象事件的频率是稳定的。

下面对北京 1 月气温抽取不同年数的样本进行试验，考察“气温在 -6—-5℃”这一事件在不同样本抽取中的频率和频率（见表 3.10）。

表 3.10 说明，随着样本不同，事件频数发生变化，但频率则变化不大，在样本容量较大时事件“-6—-5℃”稳定地在 0.25 左右摆动。

大量试验表明，对随机事件 A，当大量试验它时，它的频率围绕着一个数而摆动，这个数我们称为事件 A 的概率，记为 $P(A)$。

概率是物理现象的一个客观属性，它不依赖试验而改变，是客观存在的，对某一事件来说它只能是反映该事件发生可能性大小的一个数，所以对某一事件来说它是不变的，而频率则是随试验次数不同而不同，只有当试验次数 n 很大时，才摆动地接近概率。

在气象中，由于不可能作无数次的试验，无法求出某一气象要素发生的真正概率，所以一般我们尽可能地利用历史资料算某气象要素出现的频率，就认为是该要素出现的概率，有时称为“气候概率”。但是显然这样的代替是有偏差的，历史资料愈长，偏差就可能小些，所以在使用时，要注意它们代表的真正意义。

由于频率只能在 0 到 1 数值之间变化，某一事件 A 的概率与频率类似也有

$$0 \leqslant P(A) \leqslant 1$$

频率反映的是随机事件在样本中出现的比率，它是随不同的样本而不同。而概率则反映随机事件在总体中出现的比率，它是反映总体的固有属性。对于某一总体来说它是不变的。

显然，每次试验必能出现的必然事件，它的概率为 1。相反，每次试验必不能出现的事件就称不可能事件，它的概率为 0。概率很接近于 1 的事件称为大概率事件，很接近于 0 的事件称为小概率事件。

事件的概率和预报某一事件出现与否是有关系的，但不能等同起来，我们如果根据一

定规律发现某一气象现象在明天出现的概率很大，比如0.90，我们就作预报，明天出现这一现象，但实况没有发生，于是就认为这一规律不对。这一看法是不对的。一个事件概率为0.90，指的是这一事件发生的可能性大，这种大小在100次试验中它一般出现约90次，而不是说它必然在每一次试验中一定出现，只有在大量试验中才呈现出它的规律性，这点在使用统计预报结果时要弄清楚的。

三、概率的加法定理

两个事件的概率能不能相加呢？或者联合两个不同事件在一起的新事件的概率如何求呢？例如，表3.4把北京1月气温分为三级，即有三个事件："冷"、"正常"、"暖"。如果问"正常偏冷"这一事件的概率为多少时，就不需要重新统计，而可以通过"冷"和"正常"两个事件表示。因为"正常偏冷"事件包含有或者"正常"事件出现，或者"偏冷"事件出现，后两种事件中任出现一个都符合"正常偏冷"事件。从温度数字来说："正常偏冷"不过表示"温度低于－4℃"这一事件。当然，任何发生一个"＜－6℃"(冷）事件或者发生一个"－4.5℃"(正常）事件都符合要求。

表3.10　北京1月气温各种样本"－6—－5℃"事件频率表

年　　代	样本容量	频　　数	频　　率
1951—1970	20	6	0.30
1941—1970	30	7	0.23
1931—1970	40	8	0.20
1921—1970	50	8	0.16
1911—1970	60	9	0.15
1901—1970	70	11	0.16
1891—1970	80	13	0.16
1881—1970	90	18	0.20
1871—1970	100	21	0.21
1861—1970	110	27	0.24
1851—1970	120	31	0.26
1841—1970	130	31	0.24

为讨论方便起见，把"正常"记为A事件，把"冷"记为B事件，把"正常偏冷"记为C事件，C与A、B关系表示为

$$C=A+B$$

"＋"号表示或者A发生，或者B发生。

在我们讨论情况下，A、B两事件又是互斥的，即一次试验不可能既发生A又同时发生

B，只能发生A、B两事件中任一件，即任一年温度观测值，不可能既是<-5℃，又是在-5——-4℃范围内。这种A、B两事件不可能同时发生的事件常称为互斥事件(亦有称为互不相容事件)。

但是A、B的联合事件C的概率如何计算呢？这可以利用概率的加法定理。

定理：若事件A与事件B互斥，则事件A与事件B之和的事件的概率等于事件A概率与事件B概率之和，即

$$P(A+B)=P(A)+P(B) \tag{3.13}$$

例如，对北京1月气温统计

$$P(C)=P(A+B)=\frac{13}{20}$$

$$P(A)=\frac{5}{20} \quad P(B)=\frac{8}{20}$$

$$P(A+B)=P(A)+P(B)$$

四、条件概率

气象现象之间都存在一定的关系，例如“冬暖夏干”指的是“冬暖”这一事件和“夏干”这一事件的关系，如果我们研究在“冬暖”的条件下，“夏干”这一事件发生的可能性大小，就可以作出相应的预报来。这种在一定的条件下，计算某一事件出现的概率，称为条件概率。

若记“冬暖”为A，“夏干”为B，则在A发生条件下B发生的概率就称为条件概率，记为

$$P(B|A)$$

例如，对表3.5资料，“冬暖”一共有13次，“夏干”一共发生14次，在“冬暖”的条件下，“夏干”则发生10次，则

$$P(B|A)=\frac{10}{13}=0.77$$

这种现象出现算多呢还是算少，常常与要预报的对象所发生的气候概率比较，气候概率相当于无任何条件下发生的概率，如果在一定条件下事件发生的概率比普通情况下发生的概率大，这时一定条件就可以作为预报的前期指标了。

由表3.5中可见，在25次观测中，“夏干”发生14次，即

$$P(B)=\frac{14}{25}=0.56$$

$0.77>0.56$，因而“冬暖”就可以作为一个预报指标。

五、概率的乘法定理及巴叶斯公式

（1）乘法定理

如果有两个事件 A 和 B，这两个事件同时发生的事件记为 AB。

这些同时发生事件的概率和条件概率及它们单个事件的概率之间构成的关系由乘法定理描述。即

$$P(B|A)=\frac{P(AB)}{P(A)} \tag{3.14}$$

这一定理可以用表 3.5 例子说明：

设 A 表示“冬暖”，B 表示“夏干”

$$P(B|A)=\frac{10}{13}$$

$$P(AB)=\frac{10}{25}$$

$$P(A)=\frac{13}{25}$$

$$P(B|A)=\frac{10}{13}=\frac{\frac{10}{25}}{\frac{13}{25}}=\frac{P(AB)}{P(A)}$$

若事件 A 和事件 B 的发生毫无关系时，就称这两个事件是相互独立的，那么 A 的发生与否就与 B 是没有任何关系，即 B 事件发生概率就是 B 事件本身所出现的概率，与加上 A 条件和没有 A 条件是没有关系的，在这种 A、B 独立条件下的乘法定理就变为

$$P(B)=\frac{P(AB)}{P(A)}$$

即

$$P(AB)=P(A)P(B) \tag{3.15}$$

（3.15）式称为独立事件的乘法定理，它在本章的假设检验中将会用到。

（2）完备事件群

如果事件 E_1，E_2，……，E_n 的和事件 $E_1+E_2+\cdots\cdots+E_n$ 是必然事件，则称 E_1，E_2，……，E_n 为完备事件群。例如：E_1 为晴天，E_2 为小雨（>0 到 10 毫米），E_3 为中雨（10—25 毫米），E_4 为大雨（25—50 毫米），E_5 为暴雨（50 毫米以上），则 $E_1+E_2+\cdots\cdots+E_5$ 为晴天到出现任何可能的降水量，因此是必然事件，称 E_1，E_2，……，E_5 为完备事件群。

如果事件 E_1，E_2，……，E_n 为互斥事件，则称为互斥的完备事件群。上面的例子就是互斥的完备事件群。

任何事件A与必然事件U同时发生，自然仍等于事件A，即

$$AU = A$$

当$E_1 + E_2 + \cdots\cdots + E_n$为必然事件，则

$$\begin{aligned} A &= A(E_1 + E_2 + \cdots\cdots + E_n) \\ &= AE_1 + AE_2 + \cdots\cdots + AE_n \end{aligned}$$

（3）全概公式

设E_1，E_2，……，E_n为互斥完备事件群，根据（3.13）式的加法定理，有

$$\begin{aligned} P(A) &= P(AE_1 + AE_2 + \cdots\cdots + AE_n) \\ &= P(AE_1) + P(AE_2) + \cdots\cdots + P(AE_n) \end{aligned} \tag{3.16}$$

按照乘法定理（3.14）有

$$P(AE_k) = P(E_k)P(A|E_k) \qquad (1 \leqslant k \leqslant n) \tag{3.17}$$

综合以上两式便得

$$\begin{aligned} P(A) = {} & P(E_1)P(A|E_1) + P(E_2)P(A|E_2) + \cdots\cdots \\ & + P(E_n)P(A|E_n) \end{aligned} \tag{3.18}$$

称为全概公式。

（4）贝叶斯公式

设E_1，E_2，……E_n为互斥完备事件群，按条件概率公式有

$$P(E_k|A) = \frac{P(AE_k)}{P(A)}$$

根据乘法定理和全概公式（3.18）有

$$P(E_k|A) = \frac{P(E_k)P(A|E_k)}{\sum_{i=1}^{n} P(E_i)P(A|E_i)} \tag{3.19}$$

称为贝叶斯公式。

例1：在过去100天中，有80天无雨，有15天为小雨（≤10毫米），有5天大雨（>10毫米）。在无雨的80天中有4天在24小时前规定区域内有低槽出现，在15天小雨中有12天出现槽，在5天大雨中有4天出现槽，问当在24小时前规定区域内出现低槽时出现小雨的概率是多少？出现无雨的概率是多少？出现小雨和大雨的概率是多少？

令：出槽的事件为A，

无雨的事件为E_1，

小雨的事件为E_2，

大雨的事件为E_3，则

$$P(E_2|A) = \frac{P(E_2)P(A|E_2)}{P(E_1)P(A|E_1) + P(E_2)P(A|E_2) + P(E_3)P(A|E_3)}$$

$$= \frac{0.15 \times 0.8}{0.8 \times 0.05 + 0.15 \times 0.8 + 0.05 \times 0.8}$$

$$= \frac{0.12}{0.04 + 0.12 + 0.04}$$

$$= \frac{0.12}{0.20} = 60\%$$

$$P(E_1 | A) = \frac{0.04}{0.20} = 20\%$$

$$P(E_3 | A) = \frac{0.04}{0.20} = 20\%$$

$$P(E_2 + E_3 | A) = \frac{0.16}{0.20} = 80\%$$

六、一些常见的概率分布函数

从上节表 3.2—3.4 中可见，不同事件发生的频率大小是不同的，这种不同就称为分布状况不同。所以称为频率分布表，可以想象，如果所取的样本愈来愈大，频率就逐步演变为概率，各事件的不同频率分布就演变为不同的概率分布。不过由于试验样本数无数多就包含有各种事件，就拿温度来说，就在任一小区间温度事件中都有一定的概率，这种分布就可以连续起来，成为连续形式。

由于概率分布状况连续就可以用函数形式来表示，知道它们分布形式就可以任意计算出某一事件出现的概率大小，这对实际使用是很方便的。

最常用的概率分布有：正态分布，x^2（希腊字母，念 ki）分布，t 分布，F 分布等。

实际上利用这些已知分布可以计算出任一事件出现的概率，这些计算都可变成表格，并已有人制作出相应的表。

§3.3 假设检验

一、基本思路及一般步骤

我们在实际预报的工作中，发现一条预报规律，常常需要检验这条预报规律是否可靠，即是不是反映客观的规律性，或者检验一种分组是否有突出的规律，这些问题需要有一定的方法来检定，就象工厂产品质量检定问题类似。这种问题一般在统计上称为“假设检验”。所以叫做假设检验，因为从步骤上一开始总是对要检验问题先作一个“假设”。这种方法有时亦称“显著性检验”，所谓显著性是对检验的结论而言的。如果检验的结果发现实际计算与假设的情况差异十分显著，则拒绝假设。

一般检验步骤：

（1）根据问题需要提出假设，记为 H_0。

（2）寻找检验的统计量（这种统计量的分布是已知的）。

（3）根据事先定的信度 α，及统计量的分布规律定出否定域。

（4）用实测样本计算统计量。

（5）进行判定：若计算值落在否定域内就拒绝 H_0；若落在接受域内就接受 H_0。

检验的统计量一般有 t、x^2、F 分布检验，这些在下面具体检验时再作说明。

所谓信度 α，是指否定假设时犯错误的可能性大小。信度可以人为规定，例如定 $\alpha=0.05$，即指如果假设被否定，这个结论即使错的话，这种出错的可能性为5%，为了减小出错的可能性，信度还可定为 $\alpha=0.01$，但气象预报一般要求不必这么高，常用 $\alpha=0.05$ 即可，有时甚至还降低到 $\alpha=0.10$。

二、x^2 检 验

农谚是千百年来劳动人民在生产斗争中长期经验的积累，但它是有很强的地方性的，即这个地方的农谚到另一地方就不一定适用。需要我们去检验，而且通过这些检验，可以选择较好的农谚，以便利用来作好县站预报，x^2 检验就是农谚验证的一种方法。下面举一例说明之。

例如，河北有农谚："白露寒主旱"，意思是白露节如果冷的话，来年夏天就干旱，以保定地区为例，选取平原10个站的汛期（6—8月）降水量平均代表旱情，用前一年白露节半月平均气温作为因子，把降水量记作 y，把白露节气温记作 x，资料见表3.11表中 y' 与 x' 一栏代表距平符号。显然从近20多年资料中，可见白露节是寒（负距平）的下一年有发生旱亦有发生涝，但旱的次数居多，那么究竟能不能作为一条预报的指标进行应用呢？用什么方法可以证明这样的结果是可靠呢？

为了进一步研究白露节气温与次年旱涝关系，把它们对应的发生次数（即频数）列成表格（见表3.12），这样的表格称为两个要素关系的列联表。

从表3.12中可见，如果白露节冷年旱的情况较多，暖年涝的情况较多，则规律就比较好。由表中的频数分布来看，若表中主对角线两格中的数字（8，11）愈大愈好，另一对角线两格的数字则愈小愈好。

为了一般化，对任两个要素检验其是否有关，它们必然可以构成一个类似表3.13的列联表（表3.13）。

则可利用 x^2 公式检验

$$x^2=\frac{(n_{11}n_{22}-n_{12}n_{21})^2n}{n_{\cdot 1}n_{\cdot 2}n_{1\cdot}n_{2\cdot}} \tag{3.20}$$

上一统计量称为遵从自由度为1的 x^2 分布，可以查统计用表，在一定的信度下，例如取信度 $\alpha=0.05$，自由度为1的 x^2 值是3.841，若实例计算值大于这一数值时，可认为"两要

素是有关的”。

表 3.11　保定地区降水量与前一年白露节气温

年	y	y'	x	x'
1952	372	−	18.8	−
1953	563	+	21.9	+
1954	1079	+	21.3	+
1955	693	+	20.9	+
1956	911	+	20.7	−
1957	345	−	22.2	+
1958	527	−	20.5	−
1959	753	+	21.9	+
1960	455	−	20.0	−
1961	614	+	21.7	+
1962	336	−	20.0	−
1963	877	+	22.4	+
1964	772	+	20.8	+
1965	265	−	19.8	−
1966	595	+	21.1	+
1967	605	+	20.0	−
1968	406	−	19.0	−
1969	589	+	21.5	+
1970	469	−	21.7	+
1971	414	−	20.2	−
1972	366	−	20.8	+
1973	701	+	21.6	+
1974	447	−	20.1	−
1975	188	−	21.0	+
平　　均	556		20.8	

表 3.12　白露节气温与降水量列联表

x \ y		降水量		总　计
		旱(−)	涝(+)	
白露节气温	冷(−)	8	1	9
	暖(+)	4	11	15
总　计		12	12	24

表 3.13　两要素列联表

x \ y	−	+	总　计
−	n_{11}	n_{12}	$n_{1\cdot}$
+	n_{21}	n_{22}	$n_{2\cdot}$
总　计	$n_{\cdot 1}$	$n_{\cdot 2}$	n

例如，用表 3.12 中数字代入 x^2 计算公式：

$$x^2=\frac{(8\times 11-1\times 4)^2 24}{12\times 12\times 9\times 15}=\frac{169344}{19440}=8.711>3.841$$

计算值大于 3.841，则认为“白露节寒主旱”这一农谚是可靠的。当然事实上有些年是错的，但这种错误，在 100 年中大约有 5 次发生，这就是信度 $\alpha=0.05$ 的意义。

一般用 x^2 检验农谚步骤如下：

（1）找寻恰当表达农谚规律的因子 x 和预报量 y。

（2）建立 x 与 y 的列联表。

（3）根据公式 3.20 计算 x^2 值。

（4）一般定在 $\alpha=0.05$ 条件下，检查计算值是否大于 3.841，若大于时，农谚可用。

预报时，根据 1976 年前一年白露节温度为 22.4℃，是暖，预报 1976 年汛期为涝，即＋距平，与实况相符。

需要指出（3.20）公式是在预报量和因子均分为两级情况下才能使用，若因子分为 r 级，预报量分为 S 级时，则可使用下面公式。

$$x^2=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{s}\frac{(n_{ij}-v_{ij})^2}{v_{ij}} \tag{3.21}$$

其中 n_{ij} 表示第 i 行第 j 列事件的频数，也即表示因子出现第 i 级，预报量出现第 j 级时的频数。这时自由度不是 1 而是 $(r-1)(s-1)$ 的 x^2 分布。

v_{ij} 表示对应 i 行 j 列的理论频数。所谓理论频数，是指在假设（因子与预报量无关）成立条件下，应该出现的次数，它可以从下面公式计算出：

$$v_{ij}=n\frac{n_{i\cdot}}{n}\frac{n_{\cdot j}}{n} \tag{3.22}$$

（3.22）公式中的 $n_{i\cdot}$ 表示因子第 i 级总共出现的次数。$n_{\cdot j}$ 表示预报量第 j 级总共出现的次数，n 为总的样本数。

当然（3.21）式亦可适用于分两级时的情况，对上例来说，$r=2$，$s=2$，代入(3.21)式有：

$$x^2=\sum_{i=1}^{2}\sum_{j=1}^{2}\frac{(n_{ij}-v_{ij})^2}{v_{ij}}$$

$$=\frac{(n_{11}-v_{11})^2}{v_{11}}+\frac{(n_{12}-v_{12})^2}{v_{12}}+\frac{(n_{21}-v_{21})^2}{v_{21}}+\frac{(n_{22}-v_{22})^2}{v_{22}}$$

按（3.22）式计算 v_{ij}：

$$v_{11}=24\frac{9}{24}\cdot\frac{12}{24}=4.5$$

$$v_{12}=24\frac{9}{24}\cdot\frac{12}{24}=4.5$$

$$v_{21}=24\frac{15}{24}\cdot\frac{12}{24}=7.5$$

$$v_{22}=24\frac{15}{24}\cdot\frac{12}{24}=7.5$$

代入（3.21）计算得

$$x^2=\frac{(8-4.5)^2}{4.5}+\frac{(1-4.5)^2}{4.5}+\frac{(4-7.5)^2}{7.5}+\frac{(11-4.5)^2}{7.5}$$

$$=8.711$$

查自由度 $(r-1)(s-1)=(2-1)(2-1)=1$，大于所查得之值（3.841）就可作出同一结论。当然可以推广应用到分多级的情况，不同自由度的 x^2 值表可见表 3.14。

表 3.14 x^2 分布表（α 为信度，f 为自由度）

f \ α	0.80	0.70	0.50	0.30	0.20	0.10	0.05	0.02	0.01
1	0.064	0.143	0.456	1.074	1.642	2.706	3.841	5.412	6.635
2	0.446	0.713	1.386	2.408	3.219	4.605	5.991	7.824	9.210
3	1.005	1.424	2.366	3.665	4.642	6.251	7.815	9.837	11.345
4	1.648	2.195	3.357	4.878	5.989	7.779	9.486	11.668	13.277
5	2.343	3.000	4.351	6.064	7.289	9.236	11.070	13.388	15.086
6	3.070	3.828	5.348	7.231	8.558	10.645	12.592	15.033	16.812
7	3.822	4.671	6.346	8.383	9.803	12.017	14.067	16.622	18.475
8	4.594	5.527	9.344	9.524	11.030	13.362	15.507	18.168	20.090
9	5.380	6.393	8.343	10.656	12.242	14.684	16.919	19.679	21.666
10	6.179	7.267	9.342	11.781	13.442	15.987	18.307	21.161	23.209
11	6.989	8.148	10.341	12.899	14.631	17.275	19.675	22.618	24.725
12	7.807	9.034	11.340	14.011	15.812	18.549	21.026	24.054	26.217
13	8.634	9.926	12.340	15.119	16.985	19.812	22.362	25.472	27.688
14	9.467	10.821	13.339	16.222	18.151	21.064	23.685	26.873	29.141
15	10.307	11.721	14.339	17.322	19.311	22.307	24.996	26.259	30.578
16	11.132	12.624	15.338	18.418	20.945	23.542	26.296	29.633	32.000
17	12.002	12.531	16.338	21.615	21.615	24.769	27.587	30.995	33.409
18	12.857	14.440	17.338	20.601	22.760	25.989	28.869	32.346	34.805
19	13.216	15.352	18.338	21.680	23.900	27.204	30.144	33.687	36.191
20	14.578	16.266	19.337	22.775	25.238	28.412	31.410	35.020	37.566
21	15.445	17.182	20.337	23.858	26.171	29.615	32.671	36.343	38.932
22	16.314	18.101	21.337	24.939	27.301	30.813	33.924	37.659	40.289
23	17.187	19.021	22.337	26.018	28.429	32.007	35.172	38.968	41.638
24	18.062	19.941	23.337	27.096	29.553	33.196	36.415	40.270	42.980
25	18.940	20.867	24.337	28.172	30.675	34.382	37.652	41.566	44.314
26	19.820	21.792	25.336	29.246	31.795	35.563	38.885	42.856	45.642
27	20.703	22.719	26.336	30.319	32.912	36.741	40.113	44.140	46.963
28	21.588	23.647	27.336	31.391	34.027	32.916	41.337	45.419	48.278
29	22.475	24.577	28.336	32.461	35.139	39.087	42.557	46.693	49.588
30	23.364	25.508	29.336	33.530	36.250	40.256	43.773	47.660	50.892

三、t 检 验

这里介绍另一种检验方法。它不但能定性检验农谚是否可靠，而且还能作为粗略的定量预报。

同样对“白露寒主旱”农谚进行分析，我们考察一下，白露节寒的几年中，来年降水

量的情况。

从表 3.11 中可见，在前一年白露节寒的 1952、1956、1958、1960、1962、1965、1967、1968、1971、1974 年的 10 年中，降水量平均为 473.8 毫米，而一般情况下降水总平均为 556 毫米，但在这 10 年中其中有1956年降水量为 911 很大。为提高规律性，把“白露节寒”的标准降为 20.7℃，以大于 20.7℃为暖，以小于或等于 20.7℃为寒，则有 1952、1958、1960、1962、1965、1967、1968、1971、1974 年等 9 年，在这 9 年中降水量平均为 425 毫米。

在上述的 9 年中旱的情况是否显著呢？应用什么标准来衡量呢？这时可以用与多年平均值之差来衡量，但这种衡量还应考虑这 4 年的平均变化幅度作为背景，常用的 t 检验就是适用这种情况下的一种统计检验。

一般情况下，检验一组样本的平均值 $\bar{x}$ 是否与多年平均 μ 有显著差异的公式为：

$$t=\frac{|\bar{x}-\mu|}{s/\sqrt{n-1}} \tag{3.23}$$

其中 $s=\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2}$ 为该样本标准差；

n 为该样本容量。

这一 t 统计量称为遵从自由度为 $n-1$ 的 t 分布，可查阅表 3.15 。

表 3.15 $\alpha=0.05$ t 分布表

自由度	1	2	3	4	5	6	7
t 值	12.706	4.303	3.182	2.776	2.571	2.447	2.365
自由度	8	9	10	11	12	13	14
t 值	2.306	2.262	2.228	2.201	2.179	2.160	2.145
自由度	15	16	17	18	19	20	21
t 值	2.131	2.120	2.110	2.101	2.093	2.086	2.080
自由度	22	23	24	25	26	27	28
t 值	2.074	2.069	2.064	2.060	2.056	2.052	2.048
自由度	29	30	40	60	120	∞	
t 值	2.045	2.042	2.021	2.000	1.980	1.960	

例如，对上例 $n=9$，$\bar{x}=425$，$\mu=556$，$s=114.5$，则

$$t=\frac{|425-556|}{114.5/\sqrt{9-1}}=2.81$$

2.81 这数字，比查自由度为 $9-1=8$ 的 $t_\alpha=2.306$ 要大，则认为这种差别是显著的，认为农谚是可靠的，当发生白露节寒时，来年雨量大约在 425 毫米左右。

总结 t 检验步骤如下：

（1）挑选符合农谚的年份的对象组成一个小样本。

（2）计算所挑选的样本容量 n，平均值 $\bar{x}$，及标准差 s。

（3）计算对象的多年平均 μ。

（4）代入公式（3.23）计算 t 值。

（5）据信度 $\alpha=0.05$ 查出自由度所对应的 t_α 值，则认为农谚可靠，即可为预报指标。

顺便指出，在农谚验证时因子的适当选择是重要的，同样验证“白露寒主旱”为例，如果把白露寒用平均值 20.8℃ 作为界线，则有 10 年，其平均值为 $\bar{x}=473.8$，标准差 $s=171$，计算的 $t=1.439$，则在自由度为 $10-1=9$ 情况下，$t_\alpha=2.262$．t 就小于 t_α，而认为农谚不可靠，因此可以根据 t 检验调整指标“寒”、“暖”的界线，使规律选择得更好一些，例如对这一例，比较结果宜用 20.7℃ 作为“冷”、“暖”界线。

四、F 检验

F 检验可用来选择对预报对象影响是否显著的主要预报因子。

例如黑龙江省的气象站要预报 6 月份降水（R_6），选择 1 月份最高温度作为指标。现在要问，1 月份最高温度是否对 6 月降水有显著影响？它能不能作为预报 6 月降水的主要因子？

要回答这一问题，先对这一因子进行分级，记 1 月最高温度为 T_{M1}，如表 3.16。

表 3.16　泰来站 T_{M1} 资料分级表

序　　号	1	2	3	4	5	6	7	8
年	1970	1963	1969	1966	1965	1960	1961	1968
T_{M1}(℃)	-6.8	-5.4	-5.1	-4.0	-3.4	-2.4	-2.2	-1.7
级　别	1	1	1	2	2	2	3	3
R_6(毫米)	30.2	56.0	25.2	67.3	64.1	35.8	40.1	25.3
序　　号	9	10	11	12	13	14	15	
年	1964	1971	1959	1958	1972	1967	1962	
T_{M1}(℃)	0.0	0.5	1.0	1.2	2.1	2.3	3.2	
级　别	3	4	4	4	5	5	5	
R_6(毫米)	26.6	85.5	169.9	119.2	86.3	27.7	35.9	

该站分级是按等概率分布分的，即每一级出现次数一样，共分五级，一共 15 年，每一级出现 3 年，方法可按 T_{M1} 的大小顺序排列，很容易按上表办法划出级别，在总样本数无法整除的情况下，大致次数相等即可，当然，实际分级也可以不是均匀分布的。

由于 T_{M1} 分级结果，对应的 R_6 就被分成相应的组，分组如下：

1 组	2 组	3 组	4 组	5 组
30.2	67.3	40.1	85.5	86.3
56.0	64.1	25.3	169.9	27.7
25.2	35.8	26.6	119.2	35.9

如果各组数字都比较一致，且每组又不一样，例如假如1组都是出现37.1左右，2组都是55.7左右，3组都是30.6左右，4组都是124.9左右，5组都是49.9左右，则表示分组对R_6的影响是显著的。相反，如果各组内的数字是乱七八糟，有大有小，组与组之间又没有太大差别，则说明这种分组对R_6没什么意义，也即表示T_{M1}的因子不是主要因子。用什么东西来衡量这样一种是否集中或分散的指标呢？最好就是用它们的方差来衡量，因为方差是衡量数字变化的幅度的一个量。

可以用组内的方差大小来衡量每一组内数字变化是否不大。

因为方差$S^2=\frac{1}{n}\Sigma(x_i-\bar{x})^2$，前面的常数$\frac{1}{n}$不影响它们的相互比较，所以以后就用平方和$\Sigma(x_i-\bar{x})^2$代表方差，因为它与真正的方差只差一个$\frac{1}{n}$常数倍。

现在我们计算各组的组内平方和。用Q_{11}代表第一组组内平方和。

$$Q_{11}=\sum_{j=1}^{3}(x_{1j}-\bar{x}_1)^2$$

其中$\bar{x}_1$为第一组的平均值，算得$\bar{x}_1=37.1$。x_{1j}表示第一组内的各值，则

$$Q_{11}=(30.2-37.1)^2+(56.0-37.1)^2+$$
$$(25.2-37.1)^2=546.43$$

同样方法，求出第二组组内平方和

$$Q_{12}=\sum_{j=1}^{3}(x_{2j}-\bar{x}_2)^2$$

$$\bar{x}_2=55.7$$

$$Q_{12}=(67.3-55.7)^2+(64.1-55.7)^2$$
$$+(35.8-55.7)^2=601.13$$

$$Q_{13}=\sum_{j=1}^{3}(x_{3j}-\bar{x}_3)^2=134.34$$

$$Q_{14}=\sum_{j=1}^{3}(x_{4j}-\bar{x}_4)^2=3609.85$$

$$Q_{15}=\sum_{j=1}^{3}(x_{5j}-\bar{x}_5)^2=2013.80$$

如果T_{M1}影响显著应该它们各组内对应的R_6的差别不大，即它们总的组内平方和小才行。

所以反映T_{M1}的好坏可以用总组内平方和

$$Q_1=Q_{11}+Q_{12}+Q_{13}+Q_{14}+Q_{15}$$
$$=\sum_{i=1}^{5}\sum_{j=1}^{3}(x_{ij}-\bar{x}_{i\cdot})^2=6905.55$$

来反映。

同时，还应反映组与组之间的不同，即组间的方差要大，因子才好，同样，用组与组之间的平方和反映。

$$Q_2 = \sum_{i=1}^{5} n_i(\bar{x}_{i\cdot} - \bar{x}_{\cdot\cdot})^2$$

$\bar{x}_{\cdot\cdot}$表示 R_6 所有数值的总平均，$\bar{x}_{i\cdot}$分别表示各组的组平均值，n_i 表示各组内数值个数。

算出 $\bar{x}_{\cdot\cdot} = 59.7$　　$n_1 = n_2 = n_3 = n_4 = n_5 = 3$

即　$Q_2 = 3[(37.1 - 59.7)^2 + (55.7 - 59.7)^2$

$+ (30.6 - 59.7)^2 + (124.9 - 59.7)^2$

$+ (49.9 - 59.7)^2] = 5720.65 \times 3$

$Q_2 = 17161.95$

总之，T_{M1} 是否影响显著要看 Q_1 是否小，Q_2 是否大。这两个指标的综合就是用它们的比值 Q_2/Q_1 来衡量，这比值大表示 T_{M1} 显著。多大才算好呢，需要一个统计检验标准，这个标准就是

$$F = \frac{Q_2/(r-1)}{Q_1/(n-1)} \tag{3.24}$$

这统计量 F 遵从分子自由度为 $r-1$，分母自由度为 $n-r$ 的 F 分布，其中 r 为分组数，这样就可用一般的假设检验方法来判断 T_{M1} 因子是否影响显著。

下面介绍这个问题的 F 检验步骤：

1. 假设组与组之间的总体平均值是没有差别的。

2. 统计量

$F = \dfrac{Q_2/(r-1)}{Q_1/(n-r)}$ 遵从分子自由度为 $r-1$，分母自由度为 $n-r$ 的 F 分布。

3. 计算样本的 F

$$F = \frac{17161.95/(5-1)}{6905.55/(15-5)}$$

$$= 6.2$$

4. 在信度 $\alpha = 0.05$ 下查 F 分布表，$f_1 = 4$，$f_2 = 10$，查表 3.17。

$$F_\alpha = 3.48$$

5. $F > F_\alpha$ 拒绝假设，认为差别是显著的，即 T_{M1} 因子对 R_6 影响是显著的。

F 检验在逐步回归和方差分析中还常用到这些将在后面一一介绍。

为使计算简便，在计算 F 统计量时常习惯使用。

$$F = \frac{B - C/(r-1)}{A - B/(n-r)} \tag{3.25}$$

其中：

$$A=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}^2 \quad (\text{即所有样本资料的平方和})$$

$$B=\sum_{i=i}^{r}\frac{\left(\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}\right)^2}{n_i} \quad (\text{即各组资料和的平方再平均然后相加})$$

$$C=\frac{\left(\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}\right)^2}{n} \quad (\text{所有资料和的平方的平均})$$

在F检验过程中，有关公式证明如下：

（1）$Q=Q_1+Q_2$

$$\because Q=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}(x_{ij}-\bar{x}_{\cdot\cdot})^2$$

$$=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}[(x_{ij}-\bar{x}_{i\cdot})+(\bar{x}_{i\cdot}-\bar{x}_{\cdot\cdot})]^2$$

$$=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}(x_{ij}-\bar{x}_{i\cdot})^2+\sum_{i=1}^{r}n_i(\bar{x}_{i\cdot}-\bar{x}_{\cdot\cdot})^2$$

$$+2\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}(x_{ij}-\bar{x}_{i\cdot})(\bar{x}_{i\cdot}-\bar{x}_{\cdot\cdot})$$

其中：$$x_{i\cdot}=\frac{1}{n_i}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij} \qquad (i=1,2,\cdots,r)$$

$$x_{\cdot\cdot}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}$$

上式最后一项展开后可证明为零。

$$2\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}(x_{ij}\bar{x}_{i\cdot}-x_{ij}\bar{x}_{\cdot\cdot}-\bar{x}_{i\cdot}\bar{x}_{i\cdot}+\bar{x}_{i\cdot}\bar{x}_{\cdot\cdot})$$

$$=2\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}\bar{x}_{i\cdot}-2\sum_{i=1}^{r}x_{ij}\bar{x}_{\cdot\cdot}-2\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}\bar{x}_{i\cdot}^2$$

$$+2\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}\bar{x}_{i\cdot}\bar{x}_{\cdot\cdot}=0$$

用平均值公式代入则可见上式第1项与第3项大小相等，符号相反，第2项与第4项彼此抵消。

表 3.17

信度 5% f_1——分子自由

f_2 \ f_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	161	200	216	225	230	234	237	239	241	242	243	244	245	245	246
2	18.5	19.0	19.2	19.2	19.3	19.3	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.4
3	10.1	9.55	9.25	9.12	9.01	8.94	8.89	88.5	88.1	8.19	8.74	8.74	8.73	8.71	8.70
4	7.71	6.94	6.59	6.39	6.26	6.16	6.09	6.04	6.00	5.96	5.94	5.91	5.89	5.87	5.86
5	6.61	5.79	5.41	5.19	5.05	4.95	4.88	4.82	4.77	4.74	4.70	4.08	4.66	4.64	4.62
6	5.99	5.14	4.76	4.53	4.39	4.28	4.21	4.15	4.10	4.06	4.03	4.00	3.98	3.96	3.94
7	5.59	4.74	4.35	4.12	3.97	3.87	3.79	3.73	3.68	3.64	3.60	3.57	3.55	3.53	3.51
8	5.32	4.46	4.07	3.84	3.69	3.58	3.50	3.44	3.39	3.35	3.31	3.26	3.26	3.24	3.22
9	5.12	4.26	3.86	3.63	3.48	3.37	3.29	2.23	3.18	3.14	3.10	3.07	3.05	3.03	3.01
10	4.96	4.10	3.71	3.48	3.33	3.22	3.14	3.07	3.02	2.98	2.94	2.91	2.89	2.86	2.85
11	4.84	3.98	3.59	3.36	3.20	3.09	3.01	2.95	2.90	2.85	2.82	2.79	2.76	2.74	2.72
12	4.75	3.89	3.49	3.26	3.11	3.00	2.91	2.85	2.80	2.75	2.72	2.69	2.66	2.64	2.62
13	4.67	3.81	3.41	3.18	3.03	2.92	2.83	2.77	2.71	2.67	2.63	2.60	2.58	2.55	2.53
14	4.60	3.74	3.34	3.11	2.96	2.85	2.76	2.70	2.65	2.60	2.57	2.53	2.51	2.48	2.46
15	4.54	3.68	3.29	3.06	2.90	2.79	2.71	2.64	2.59	2.54	2.51	2.48	2.45	2.42	2.40
16	4.49	3.63	3.24	3.01	2.85	2.74	2.66	2.59	2.54	2.49	2.46	2.42	2.40	2.37	2.35
17	4.45	3.59	3.20	2.86	2.81	2.70	2.61	2.55	2.49	2.45	2.41	2.38	2.35	2.33	2.31
18	4.41	3.55	3.16	2.93	2.77	2.66	2.58	2.51	2.46	2.41	2.37	2.34	2.31	2.29	2.27
19	4.38	3.52	3.13	2.90	2.74	2.63	2.54	2.48	2.42	2.38	2.34	2.31	2.28	2.26	2.23
20	4.35	3.49	3.10	2.87	2.71	2.60	2.51	2.45	2.39	2.35	2.31	2.28	2.25	2.22	2.20
21	4.32	3.47	3.07	2.84	2.68	2.57	2.49	2.42	2.37	2.32	2.28	2.25	2.22	2.20	2.18
22	4.30	3.44	3.05	2.82	2.66	2.55	2.46	2.40	2.34	2.30	2.26	2.23	2.20	2.17	2.15
23	4.28	3.42	3.03	2.80	2.64	2.53	2.44	2.37	2.32	2.27	2.23	2.20	2.18	2.15	2.13
24	4.26	3.40	3.01	2.78	2.62	2.51	2.42	2.36	2.30	2.25	2.21	2.18	2.15	2.13	2.11
25	4.24	3.39	2.99	2.76	2.60	2.49	2.40	2.34	2.28	2.24	2.20	2.16	2.14	2.11	2.09
26	4.23	3.37	2.98	2.74	2.59	2.47	2.39	2.32	2.27	2.22	2.18	2.15	2.12	2.09	2.07
27	4.21	3.35	2.96	2.73	2.57	2.46	2.37	2.31	2.25	2.20	2.17	2.13	2.10	2.08	2.06
28	4.20	3.34	2.95	2.71	2.56	2.45	2.36	2.29	2.24	2.19	2.15	2.12	2.09	2.06	2.04
29	4.18	3.33	2.93	2.70	2.55	2.43	2.35	2.28	2.22	2.18	2.14	2.10	2.08	2.05	2.03
30	4.17	3.32	2.92	2.69	2.53	2.42	2.33	2.27	2.21	2.16	2.13	2.09	2.06	2.04	2.01
32	4.15	3.29	2.90	2.67	2.51	2.40	2.31	2.24	2.19	2.14	2.10	2.07	2.04	2.01	1.99
34	4.13	3.28	2.88	2.65	2.49	2.38	2.29	2.23	2.17	2.12	2.08	2.05	2.02	1.99	1.97
36	4.11	3.26	2.87	2.63	2.48	2.36	2.28	2.21	2.25	2.11	2.07	2.03	2.00	1.94	1.95
38	4.10	3.24	2.85	2.62	2.46	2.35	2.26	2.19	2.14	2.09	2.05	2.02	1.99	1.96	1.94
40	4.08	3.23	2.84	2.61	2.45	2.34	2.25	2.18	2.12	2.08	2.04	2.00	1.97	1.95	1.92
42	4.07	3.22	2.83	2.59	2.44	2.32	2.24	2.17	2.11	2.06	2.03	1.99	1.96	1.93	1.91
44	4.06	3.21	2.82	2.58	2.43	2.31	2.23	2.16	2.10	2.05	2.01	1.98	1.95	1.92	1.90
46	4.05	3.20	2.81	2.57	2.42	2.30	2.22	2.15	2.09	2.04	2.00	1.97	1.94	1.91	1.89
48	4.04	3.19	2.80	2.57	2.41	2.29	2.21	2.14	2.08	2.03	1.99	1.96	1.93	1.90	1.88
50	4.03	3.18	2.79	2.56	2.40	2.29	2.20	2.13	2.07	2.03	1.99	1.95	1.92	1.89	1.87
60	4.00	3.15	2.76	2.53	2.37	2.25	2.17	2.10	2.04	1.99	1.95	1.92	1.89	1.86	1.84
70	3.98	3.13	2.74	2.50	2.35	2.23	2.14	2.07	2.02	1.97	1.93	1.89	1.86	1.84	1.81
80	3.96	3.11	2.72	2.49	2.33	2.21	2.13	2.06	2.00	1.95	1.91	1.88	1.84	1.82	1.79
90	3.95	3.00	2.71	2.47	2.32	2.20	2.11	2.04	1.99	1.94	1.90	1.86	1.83	1.80	1.78
100	3.94	3.09	2.70	2.46	2.31	2.19	2.10	2.03	1.97	1.93	1.89	1.85	1.82	1.79	1.77
125	3.92	3.07	2.68	2.44	2.29	2.17	2.08	2.01	1.96	1.91	1.87	1.83	1.80	1.77	1.75
150	3.90	3.06	2.66	2.43	2.27	2.16	2.07	2.00	1.94	1.89	1.85	1.82	1.79	1.76	1.73
200	3.89	3.04	2.65	2.42	2.26	2.14	2.06	1.98	1.93	1.88	1.84	1.80	1.77	1.74	1.72
300	3.87	3.03	2.63	2.40	2.24	2.13	2.04	1.97	1.91	1.86	1.82	1.78	1.75	1.72	1.70
500	3.86	3.01	2.62	2.39	2.23	2.12	2.03	1.96	1.90	1.85	1.81	1.77	1.74	1.71	1.69
1000	3.85	3.00	2.61	2.38	2.22	2.11	2.02	1.95	1.89	1.84	1.80	1.76	1.73	1.70	1.68

* 若 $f_2 > 1,000$，则利用 $f_2 = 1,000$ 的置信限。

F 分布

度，f_2——分母自由度*

16	17	18	19	20	22	24	26	28	30	40	50	60	80	100
246	247	247	248	248	249	249	2.49	250	250	251	252	252	252	253
19.4	19.4	19.4	19.4	19.4	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5	19.5
8.69	8.68	8.67	8.67	8.66	8.65	8.64	8.63	8.62	8.62	8.59	8.58	8.57	8.56	8.55
5.84	5.83	5.82	5.81	5.80	5.79	5.77	5.76	5.75	5.75	5.72	5.70	5.09	5.67	5.66
4.60	4.59	4.58	4.57	4.56	4.54	4.53	4.52	4.50	4.50	4.46	4.44	4.43	4.41	4.41
3.92	3.91	3.90	3.88	3.87	3.86	3.84	3.83	3.82	3.81	3.77	3.75	3.74	3.72	3.71
3.49	3.48	3.47	3.46	3.44	3.43	3.41	3.40	3.39	3.38	3.34	3.32	3.30	3.29	3.27
3.20	3.19	3.17	3.16	3.15	3.13	3.12	3.10	3.09	3.08	3.04	3.02	3.01	2.99	2.97
2.99	2.91	2.96	2.95	2.94	2.92	2.90	2.89	2.87	2.86	2.83	2.82	2.79	2.77	2.76
2.83	2.81	2.80	2.78	2.77	2.75	2.74	2.72	2.72	2.70	2.66	2.64	2.62	2.60	2.59
2.70	2.69	2.67	2.66	2.65	2.63	2.61	2.59	2.58	2.57	2.53	2.51	2.49	2.47	2.46
2.60	2.58	2.57	2.56	2.54	2.52	2.51	2.49	2.48	2.47	2.43	2.40	2.38	2.36	2.35
2.51	2.50	2.48	2.47	2.46	2.44	2.42	2.41	2.39	2.38	2.34	2.31	2.30	2.27	2.26
2.44	2.43	2.41	2.40	2.39	2.37	2.35	2.33	2.32	2.31	2.27	2.24	2.22	2.20	2.19
2.38	2.37	2.35	2.34	2.33	2.31	2.29	2.27	2.26	2.25	2.20	2.18	2.14	2.14	2.12
2.33	2.32	2.30	2.29	2.28	2.25	2.24	2.22	2.21	2.19	2.15	2.12	2.11	2.08	2.07
2.29	2.27	2.26	2.24	2.23	2.21	2.19	2.17	2.16	2.15	2.10	2.08	2.06	2.03	2.02
2.25	2.23	2.22	2.20	2.19	2.17	2.15	2.13	2.12	2.11	2.06	2.04	2.02	1.99	1.98
2.21	2.20	2.18	2.17	2.16	2.13	2.11	2.10	2.08	2.07	2.03	2.00	1.98	1.96	1.94
2.18	2.17	2.15	2.13	2.12	2.10	2.08	2.07	2.05	2.04	1.99	1.97	1.95	1.92	1.91
2.16	2.14	2.12	2.11	2.10	2.07	2.05	2.04	2.02	2.01	1.96	1.94	1.92	1.89	1.88
2.13	2.11	2.10	2.08	2.07	2.05	2.03	2.01	2.00	1.98	1.94	1.91	1.89	1.86	1.85
2.11	2.09	2.07	2.06	2.05	2.02	2.00	1.99	1.97	1.96	1.91	1.88	1.86	1.84	1.82
2.09	2.07	2.05	2.04	2.03	2.00	1.98	1.97	1.95	1.94	1.89	1.86	1.84	1.82	1.80
2.07	2.05	2.04	2.02	2.01	1.98	1.96	1.95	1.93	1.92	1.87	1.84	1.82	1.80	1.78
2.05	2.03	2.02	2.00	1.99	1.97	1.95	1.93	1.91	1.90	1.85	1.82	1.80	1.78	1.76
2.04	2.02	2.00	1.99	1.97	1.95	1.93	1.91	1.90	1.88	1.84	1.81	1.78	1.76	1.74
2.02	2.00	1.99	1.97	1.96	1.93	1.91	1.90	1.88	1.87	1.82	1.79	1.77	1.74	1.73
2.01	1.99	1.97	1.96	1.94	1.92	1.90	1.88	1.87	1.85	1.81	1.77	1.75	1.73	1.71
1.99	1.98	1.96	1.95	1.93	1.91	1.89	1.87	1.85	1.84	1.79	1.76	1.74	1.71	1.70
1.97	1.95	1.94	1.92	1.91	1.88	1.86	1.85	1.83	1.82	1.77	1.74	1.71	1.69	1.67
1.95	1.93	1.92	1.90	1.89	1.86	1.84	1.82	1.80	1.80	1.75	1.71	1.69	1.66	1.65
1.93	1.92	1.90	1.88	1.87	1.85	1.82	1.81	1.79	1.78	1.73	1.69	1.67	1.64	1.62
1.92	1.90	1.88	1.87	1.85	1.83	1.81	1.79	1.77	1.76	1.71	1.68	1.65	1.62	1.61
1.90	1.89	1.87	1.85	1.84	1.81	1.79	1.77	1.76	1.74	1.69	1.66	1.64	1.61	1.59
1.89	1.87	1.86	1.84	1.83	1.80	1.78	1.76	1.74	1.70	1.68	1.65	1.62	1.59	1.57
1.88	1.86	1.84	1.83	1.81	1.79	1.77	1.75	1.73	1.72	1.67	1.63	1.61	1.59	1.56
1.87	1.85	1.83	1.82	1.80	1.78	1.76	1.74	1.72	1.71	1.65	1.62	1.60	1.57	1.55
1.86	1.84	1.82	1.81	1.79	1.77	1.75	1.73	1.71	1.70	1.64	1.61	1.59	1.56	1.54
1.85	1.83	1.81	1.80	1.78	1.76	1.74	1.72	1.70	1.69	1.63	1.60	1.58	1.54	1.52
1.82	1.80	1.78	1.76	1.75	1.72	1.70	1.68	1.66	1.65	1.59	1.56	1.53	1.50	1.48
1.79	1.77	1.75	1.74	1.72	1.70	1.67	1.65	1.64	1.62	1.57	1.53	1.50	1.49	1.45
1.77	1.75	1.73	1.72	1.70	1.68	1.65	1.63	1.62	1.60	1.54	1.51	1.48	1.45	1.43
1.76	1.74	1.72	1.70	1.63	1.66	1.64	1.62	1.60	1.59	1.53	1.49	1.46	1.43	1.41
1.75	1.73	1.71	1.69	1.68	1.65	1.63	1.61	1.59	1.57	1.52	1.48	1.45	1.41	1.39
1.72	1.70	1.69	1.67	1.65	1.63	1.60	1.58	1.57	1.55	1.49	1.45	1.42	1.39	1.36
1.71	1.69	1.67	1.66	1.64	1.61	1.59	1.57	1.55	1.53	1.48	1.44	1.41	1.37	1.34
1.69	1.67	1.66	1.64	1.62	1.60	1.57	1.55	1.53	1.52	1.46	1.41	1.39	1.35	1.32
1.68	1.66	1.64	1.62	1.61	1.58	1.55	1.53	1.51	1.50	1.43	1.39	1.36	1.32	1.30
1.66	1.64	1.62	1.61	1.59	1.56	1.54	1.52	1.50	1.48	1.42	1.38	1.34	1.30	1.28
1.65	1.63	1.61	1.60	1.58	1.55	1.53	1.51	1.49	1.47	1.41	1.36	1.33	1.29	1.26

故 $Q=Q_1+Q_2$

（2）A，B，C 与 Q_1，Q_2 关系式的证明。

$$Q_1=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_j}(x_{ij}-\bar{x}_{i\cdot})^2$$

$$=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}(x_{ij}^2+\bar{x}_{i\cdot}^2-2x_{ij}\bar{x}_{i\cdot})$$

$$=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}^2+\sum_{i=1}^{r}n_i\bar{x}_{i\cdot}^2-2\sum_{i=1}^{r}n_i\bar{x}_{i\cdot}\bar{x}_{i\cdot}$$

$$=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}^2-\sum_{i=1}^{r}n_i\bar{x}_{i\cdot}^2$$

$$=\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}^2-\sum_{i=1}^{r}\frac{\left(\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}\right)^2}{n_i}$$

$\therefore\quad Q_1=A-B$

$$Q_2=\sum_{i=1}^{r}n_i(\bar{x}_{i\cdot}-\bar{x}_{\cdot\cdot})_2$$

$$=\sum_{i=1}^{r}n_i(\bar{x}_{i\cdot}^2+\bar{x}^2{}_{\cdot\cdot}-2\bar{x}_{i\cdot}\bar{x}_{\cdot\cdot})$$

$$=\sum_{i=1}^{r}n_i\bar{x}_{i\cdot}^2+\sum_{i=1}^{r}n_i\bar{x}^2{}_{\cdot\cdot}-2\sum_{i=1}^{r}n_i\bar{x}_{i\cdot}\bar{x}_{\cdot\cdot}$$

$$=\sum_{i=1}^{r}n_i\bar{x}_{i\cdot}^2-n\bar{x}^2{}_{\cdot\cdot}$$

$$=\sum_{i=1}^{r}\frac{\left(\sum_{i=1}^{n_i}x_{ij}\right)^2}{n_i}-\frac{\left(\sum_{i=1}^{r}\sum_{j=1}^{n_i}x_{ij}\right)^2}{n}$$

$\therefore\quad Q_2=B-C$

F 检验在气象统计中最常用到，利用它作一些统计量是否重要的检验，在后面的逐步回归中将使用，而且利用它的检验特点在方差分析、因子提取等方法中起重要作用。

*　　*　　*

概率论是近年来发展较快的一门数学科学。学习概率论往往需要较多的数学知识。所以我们这里不过多地进行理论方面的分析，而是希望如何能够弄清楚一些最基本的概念，如样本、方差，信度等，给下面讲述数理统计方法（简称统计方法）打下基础。

第四章　气象站预报的基本工具

我国气象站能独立进行天气预报，这是因为在预报工具上实行了大、中、小，图、资、群，长、中、短相结合，特别是较充分地发挥了本站资料的作用并且突出了本站的特点。县站预报选用的一般工具都是比较直观、简便，同时又便于掌握、使用。预报工具适用于县站的长、中、短期预报。

目前我国县站常用的工具有点聚图、剖面图、各种曲线图、洞卡、天气谚语、韵律、简易天气图、阴阳历迭加方法等等。通过这些简易图表的制作和分析，能够把大天气形势背景、影响本站的天气系统以及本站要素、邻近站及指标站要素和群众丰富经验有机地结合起来，形象地描绘出来。

§4.1　天气谚语

在我国广泛流传着各种有关天气变化的谚语，称为天气谚语。这些谚语是几千年来劳动人民与天斗争的经验总结，是给我们遗留下来的宝贵财富。至今天气谚语仍然是各种天气预报的基础。虽然由于封建社会的影响，其中个别的有一些迷信色彩，或者说法中有封建意义的字句，但是这丝毫也掩盖不了天气谚语的作用。何况更多的谚语十分通俗易懂，充满着劳动的气息，而且观察的范围十分广泛，天上的太阳、月亮、星星、云雾、地下的蚂蚁、村头的树木以及水缸、屋檐，无一不在观察之列。有些谚语，今天已经能够用现有的天气知识来解释，有的还不能很好的解释，这说明需要我们深入进行研究，进一步总结群众的丰富经验。

天气谚语在我国有悠久的历史。诗经中就有很多关于天气变化的诗句。“朝阸于西，崇朝其雨”，就是说早上西方有了虹，中午之前就要下雨。这很容易理解，早上日出于东方，如果西方有云，而东方无云，太阳照到西边的云上就可能有虹出现。天气系统是自西向东运动的，显然未来可能下雨。现在的谚语“东虹日头，西虹雨”也就是说的这个现象。又如我国汉代王充，在他的《论衡》一书中记载了与现在流传十分相近的关于下雨的谚语：“蝼蚁徙、蚯蚓出、琴弦缓、固疾发”。元代的娄元礼收集了各方面的谚语，分门别类，写成《田家五行》一书，可以说是一本“天气预报手册”。但是只有在解放以后，经过1958年大跃进，群众办气象，这份祖国的宝贵遗产，才得到了发扬光大。今天每个气象台、站都搜集了丰富的谚语，聘请了老农顾问，虚心向有经验的贫下中农学习，取得了很大成绩。许多重要的预报工具都是以天气谚语为主要依据。天气谚语为长、中、短期预报提供了重

要的基本线索。在后面几章中将讲到许多应用的例子，这里只是讲一下谚语的一般情况。

下面我们分成几个方面介绍一下天气谚语。

一、谚语的分类

谚语的分类一种是根据天象（如风、云、雨、雷电等）、物象（包括动、植物动态）等现象来分类；一种是根据预报时效（如长、中、短期及超长期预报等）分类；一种是以季、月、节气、“伏”、“九”等时令来分类；一种是以预报灾害性天气来分类。各县气象站可根据预报服务的需要将所搜集的谚语分类，建立档案卡片或表格，便于使用。

这里我们只简单地介绍一、二种分类。

1.根据天象、物象等现象分类

（1）看云识天气：云的变化反映了大气中水分的变化及大气运动的情况，又与重要的天气现象降水有密切关系，所以云是劳动人民观察最细致、最经常的对象之一。因此，根据有关云的天气谚语结合云的观测和天气形势的变化，可以作为短、中期天气预报的一项重要依据。看云测天气一般从云状及其演变、云量分布、云的动态、云高云厚的变化等方面入手。

甲、看云状测天气。“天上钩钩云，地下雨淋淋”，是指出现钩卷云时，说明高空有上升运动，水汽凝结为冰晶。但是这时低空往往无中、低云，说明低层是下沉气流，这多处于高空脊部，前一个冷锋已过去了一段时间，所以未来3天之内可能有另一次天气过程到来。“天上鱼鳞斑，明朝晒谷不用翻”，指高积云是好天气的象征。另外还有预兆晴天的云的谚语，如“瓦块云，晒死人”、“花花云，晒死人”、“豆荚云，定天晴”、“早上浮云行，中午定转晴”等等。预兆阴雨天气的云的谚语还有“云黑心边红，下雨一定凶”、“天上宝塔云，不久雨哗哗”、“天起棉絮云，不久雨来临”、“天起奶头云，午后雷雨淋”等。预兆风的云谚语有“乌头风，白头雨”、“鱼鳞天，不雨也风颠”等。

乙、看云的分布和动态测天气。“云往东，一场空。云往西，披蓑衣”，当我们看到云从东往西移动，说明处在低压前部，雨雪天气将随着低压的东移而影响本地，是阴雨的预兆。看到云是从西往东移动，说明处在低压后部，天气转晴。“行云逆风雨来临”，夏天的雷雨多从西北方来，在下雷雨之前南风愈强说明大范围辐合愈强，雷雨也可能愈加猛烈。有关这方面的谚语还有“云交云，雨淋淋”、“云往南，雨成潭；云往北，雨没得”、“南云长，天要变”、“乌云接日头，半夜雨稠稠”等。

丙、看云高云厚的变化测天。云高云厚的变化，能反映天气变化的趋势。当高、中云降低并增厚为中、低云时，天气转坏；当中、低云再降低与增厚时，则天将下雨，反之，则天气晴好。“天低有雨天高晴”、“先白后灰，细雨霏霏，先黑后灰白，明日好晒麦”就是这方面谚语。而谚语“横云风，直云雨”则说明雷阵雨是对流云垂直发展增厚的结果。有些特殊情况，如云层变薄不一定转晴，“太阳现一现，三天不见面”，在阴雨天气的中午云层变薄、裂开，往往是由于中午云顶温度升高、云滴蒸发而造成云层变薄的暂时现象，还有

雨在后头。

丁、看云出现的方位测天。对于地面的一个固定站来说，云系通常是最先出现在西方，而后逐渐向东扩展，因此根据系统性云系的这种移行规律可以进行短期预报。“晚看西无云，明日定天晴”、“西北开天锁，午后见晴天”、“日落云里走，雨落半夜后”、“乌云接落日，不落今日落明日”、“日出云如山，必定下满湾”等都是这种规律的概括。

戊、看云色测天。云的颜色一方面反映云滴的物态和云厚，一般高云由冰晶组成且较薄，多呈白色；中云多为过冷水滴组成且稍厚，多呈灰白色或淡灰色、灰黑色，直至产生降水。“红云变黑云，大雨将来临”、“天空黑布悬，雨丝定连绵”就属于这方面规律。云的颜色另一方面反映阳光经过低层大气散射后，照射至云下产生的颜色。空气中所含水汽多少、水滴大小等都对太阳光的散射、透射作用不同，因此可根据云色判断未来晴雨变化。“早起红云晚落雨，晚起红云大晴天”、“晨出乌云盖，有雨来得快”、“天发黄，雨成塘”等说明云色与晴雨的关系。

己、看云产生或出现的时间测天。因对流而产生的积状云系有明显日变化。如“黄昏有云半夜开，半夜上云有雨来”、“上夜有云下夜消，下夜有云不开交”。有些是配合观测太阳及天空颜色的谚语，如“早霞不出门，晚霞行千里”、“日落胭脂红，无雨必有风”、“日晕三更雨，月晕午时风”、“早晨太阳颜色发白要起风”等。

（2）风与天气：风的方向与强度往往反映了一定的环流形势及天气系统，因此不同的风向、风速与本站的气温、湿度、雨量有密切关系。一般注意的风有高空风及地面风，天气谚语中反映高空风变化情况的往往从云的动态表明，前面部分已有讲述，这部分主要叙述有关地面风的谚语。有关风的谚语要注意其季节性、本站所处地形、地理位置以及风的日变化。根据风测天气的谚语一般分两方面。

甲、按风向测天。如“东北风，雨太公”，一般冬春季华北地区刮东北风多是回流天气，雨雪较多。“刮了长东南，半月不会干”则表示东南风持续时间长，形成连绵的阴雨天气，这在长江流域容易发生。“南风刮到底，北风来还礼”说明典型的冷锋过境前后的风向转换。另外还有“西北风，开天锁”、“开门风，闭门雨”、“不怕南风紧，只怕转东北”、“小暑起燥风，日夜好天空”、“北风冷，台风遁”等。

运用按风向测天的谚语时，要注意不同的天气形势下，同风向作用是不同的。例如“久晴西风雨，久雨西风晴”、“一日东风三日雨，三日东风一场空”、“五月南风涨大水，六月南风田开坼”等。

乙、按风速测天。如“东风急，披蓑衣”、“东风刮得紧，下雨靠得稳”、“半夜风急，阴雨即临”、“夜风大，天变坏”、“秋后北风紧，夜静有白霜”等谚语，表明风力大小与天气现象也有关系。

（3）其他天象：雷、闪、虹、晕、华及雾、露、霜、降水等是常见的天气现象，根据这些天气现象出现前后的不同情况，可以预测未来的天气。

甲、雷、闪：反映雷闪与降水关系的谚语有“雷雨三后晌”、“闷雷落大雨”、“先雨后

雷，其雨必大”、“雷轰天边，大雨涟涟”、“一夜起雷三日雨”、“雷公先唱歌，有雨也不多”、“闪电不闻雷，雷雨不会来”、“南闪火门开，北闪有雨来”等。

反映雷、闪与冰雹关系的谚语有“西北响雷多雹子”、“滚子雷有冰雹”等。

反映雷、闪与台风关系的谚语有“一雷打九台，一雷引九台”等。

乙、虹、晕、华：大气中的一些物理现象与天气有一定的关系。这方面的谚语有“朝霞暮霞，无水煮茶”、“东虹日头，西虹雨”、“早虹雨，晚虹晴”、“云彩吃虹下一丈，虹吃云彩下不成”、“大华晴，小华雨”、“日枷风，月枷雨”、“月亮蒙蒙，不雨即风”等。

丙、雾、露、霜：这些天气现象反映冷暖空气活动情况，也可以预测天气。谚语有“霜重见晴天”、“霜后南风连夜雨”、“霜后东风一日晴”、“三朝迷雾发西风，若无西风雨不空”、“久晴大雾阴，久阴大雾晴”、“霜夹雾，旱得井也枯”、“露水重，天气晴”等。

丁、降水：毛毛雨、阵雨、雪等降水，可根据其性质、特点，预测未来的天气。如“先下牛毛无大雨，后下牛毛不晴天”、“骤雨不终日”、“久雨夜晴无好天，明天还是雨绵绵”、“忽雨忽晴，三日不止”、“久雨傍晚停，见红就会晴”、“冬季阴雨落雪晴”、“先下大雪后晴天”、“雨夹雪，半个月”等。

（4）物象：物象的范围很广，有山川树木，也有鸟、兽、虫、鱼以及日用家俱。人们经常说的下雨征兆“水缸穿裙山戴帽，蚂蚁搬家蛇挡道”，就包括了各种物象。

根据动物的动态测天的谚语有“燕子低飞要落雨”、“山鹊朝叫晴，暮叫雨”、“雁过十八天有霜”、“鱼跳水，有雨来”、“早蚯出太阳，晚蚯迎雨场”、“雨中闻蝉叫，预告晴天到”、“蠓虫飞成团，不风就是雨”等。

根据植物的状况测天的谚语有“艾根发白、山川柳开花、茄子翻秧……不阴就下”、“水底泛青苔，天有风雨来”、“六月松树枯了尖，大旱是今年”、“斑竹开花是旱年”等。

还有一些其他现象的谚语，如“山戴帽走不了几天干道”、“井水猛抽三两天有大雨”、“草灰结成饼，天有风雨临”、“潮来有雨落”等。

在使用物象测天经验时要注意验证。因为有些物象不一定与天气现象有联系，如蚂蚁搬家、打架，就不一定每次都应验要下雨。因此应该反复观察、分析、总结，找到与天气现象的关系。例如有的气象站对不同的蚂蚁搬家、垒窝，搬家远近、垒窝高低进行了大量观测与总结，找到了与天气变化的关系，对物象的这种分析是非常必要的。

此外，这一类中还有日、月、星、行星等天文现象的谚语，如“星星稠，满地流；星星稀，好天气”、“太阳晃一晃，大雨落三丈”、“太阳早发红，必定晴不成”、“月亮撑红伞，大雨不久来；月亮撑黄伞，小雨在明天；月亮撑兰伞，风云多变幻；月亮撑黑伞，大晴有几天”等，这里不再多叙。

按照天、物象来分类的方法便于县气象站在观测时，增加这些方面的观测项目，以便提供预报中使用。

2.根据预报时效来分类

一般县站常作的是长期、中期、短期预报，因此谚语可根据这三部分来分类，这样的

分类便于服务需要。

在上一种分类中介绍的大量谚语，都属于有关短期和中期预报的谚语，这里不再重复，只着重介绍一下长期预报中使用的谚语。

长期预报中的谚语大致可分成以下几种：

（1）韵律：各季节之间天气过程有一定的联系，表现为韵律关系。这方面谚语很多，例如“不得春风难得秋雨”、“雪水120天回头”、“冬暖夏涝”、“秋雨多春雨少”、“冬暖春雨多”、“秋雾多冬雪大”、“秋雷走得早，春雨多不了”、“冬雾多春雨勤”、“涝了夏吊了秋”、“夏早冬雪少”、“三月开雷发大水”、“秋天烂道，明年雨少”、“发尽桃花水，必是旱黄梅”、“春雪后120天有暴”、“行得春风，必有夏雨”等。

反映韵律关系的谚语还可按预报的时段及指标出现的时段来进一步分类列表，便于使用。有关韵律下面还要专门叙述。

（2）用某一天或某一段时间的天气来预报未来天气：一般考虑农时、节气等对未来天气具有的指示性。如“重阳无雨一冬晴”、“立夏东风摇，麦子水里捞”、“九里风多，伏里雨大”、“头伏有雨，伏伏有雨”、“冬前霜多来年旱，冬后霜多晚禾宜”、“立冬晴，一冬温”、“小暑锄头火，来年雨水多”、“上看初二三，下看十五六”、“水九旱三春”、“立春之日雨淋淋，阴阴湿湿到清明”、“雨打清明节，干到夏至节”、“三九欠东风，黄梅无大雨”、“重阳无雨看十三，十三无雨一冬干，立冬无雨一冬晴”等。

在天气谚语中，常常有根据某一两天的天气来预测未来一段时间的天气，这之间反映了怎样的天气过程，目前有许多还不清楚，使用中应注意验证谚语的确切意义。

（3）根据动、植物的状况作长期预报：根据动物的活动如鸟巢的位置、脚鱼埋卵的深浅、蚜虫的多少等来预测当年的旱涝。也有的根据植物的生长来分析，如“斑竹开花主旱”、“桐子树花蕾初开红色主旱，白色主涝”、“竹笋发在竹丛边冬天暖和，发在中间冬天寒冷”等等。

（4）还有不少纯气候性谚语，如“冷在三九，热在中伏”、“夏至西南，蔚里潭潭”、“春天孩儿面，一天三变脸”、“冷得早，暖得早”等，这些可以做为气候背景来参考。

总之天气谚语可以为预报提供一个基本线索，它反映了当地当时的自然环境，因此对单站预报有特别重要的意义。

二、谚语的验证

劳动人民在长期的与大自然斗争中积累了大量天气谚语，而这些谚语有很强的地区性，如有的地区有“冬暖夏涝”，而有的地区则是“冬寒夏涝”，同时谚语还有很强的季节性。另一方面搜集来的谚语还需要把它化为“气象语言”。因此要求我们要对谚语作验证。

谚语的验证一般分为两个方面，即观察验证法和历史资料验证法。下面举例介绍。

1.观察验证法

以云系演变观测为例，有的站建立了云系演变示意图，采取定时与不定时相结合的办

法，观测记载云状、云向、云量、辐辏点，云的发展和入侵方位、云的某些形态结构特征，与云有关的一些天气现象以及云的某些特殊颜色等，对本站云系的演变坚持连续观测记载，并结合天气形势进行分析，从中摸索到了一些带规律性的东西。如河北省阜平站观测鱼鳞片（卷积云）云向云速，总结出卷积云云向为S—WSW时，24小时内有雨，云向为W—NNW时，24—72小时有雨，另外与云速也有一些关系。辽宁省砂县气象站等总结了堡状云、絮状云、钩状云等指示性云状，分别用于预报各种灾害性天气。

2.历史资料验证法

根据本站的历史资料来验证天气谚语，将其转换成气象语言。

例如上海市青浦等县气象站用历年资料验证“西南火风三日晴”得到：凡5月中—6月初14时吹SW—WSW风，风速大于5米/秒，则第二天无雨的可能性达90%以上，第三天无雨的可能性也有80%左右。在梅雨结束后的盛夏季节，运用这条谚语，效果仍然很好，并且可预测连续高温现象。

再以“东风不换，阴雨不断”的验证为例说明。河北省保定气象台用1958—1973年6月麦收期资料统计，在已经下雨的情况下，偏东风继续吹，次日降雨的可能性，第一天吹偏东风（NNE—ESE）下了雨，第二天继续吹偏东风共64次，其中34次次日无雨，30次次日有雨，下雨的机率仅47%，为什么有时下雨，有时不下雨，这条谚语有使用价值吗？群众中还有这样一种说法：“旱刮东风不雨，涝刮东风不晴”，用当时的湿度大小和湿度增减表示旱涝，统计结果见表4.1，说明绝对湿度≥22毫巴时，次日仍有雨，若又增湿有中—大雨，绝对湿度在14—22毫巴之间时，增湿次日有雨，减湿次日无雨，绝对湿度＜14毫巴时，次日均无雨。

表4.1　保定气象台谚语验证

$\Delta(e_{14})_{24}$ / e_{14}	≤0 减湿	＞0 增湿
≥22毫巴 湿度大	5/6　小雨	3/3　中—大雨
14—22毫巴 中常	16/18 无雨	18/21 小—中雨
＜14毫巴 湿度小	9/10　无雨	5/6　无雨

对谚语的验证还可以用数理统计方法，这在上一章已经讲到。

§4.2　剖面图

1.填绘方法

国家站以八次观测记录，三次观测站一般以05、08、11、14、17、20时六次观测或以06、08、10、12、14、16、18、20时八次观测记录按填图格式，自上到下，自右到左填写，填写项目有气压、气温、风、云等要素，然后绘制等压线和等温线，等压线一般以2.5毫巴为间隔，如1000.0、1002.5…等温线一般以4℃为间隔，见图4.1举例。

2.基本图形

在剖面图历史资料中，逐月逐日等压（温）线有着各种不同的图形，对高（低）压按不同的图形特征，可划分为闭合高、对称高、宽高、双胞高、盖帽高等型，见图4.2。通

过分型之后，就把错综复杂的图形归纳成几种基本的单元，方便分析和运用。对同一天气系统，由于它们的性质、强度、来势缓急、持续时间等不同，其图型也就不同，还可将图型划分为：①剧烈变化型——图形狭长，两侧多平直贯穿线，气压急升急降。②缓慢变化型——图形呈宽状，贯穿线较少且弯曲，气压升降平缓。③不稳定型——多小高小低中心，贯穿线稀少或无，气压呈曲线波动。如图4.1中，16日为剧烈变化型闭合低，18日为剧烈变化型闭合高。

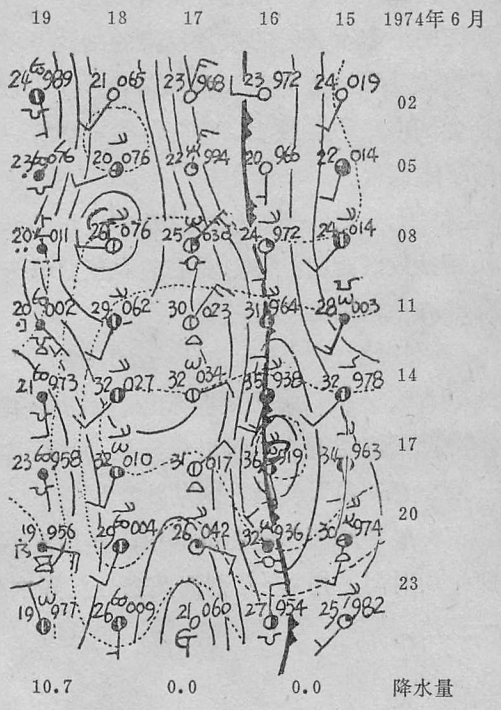


图 4.1 剖面图例

3.应用方法

多为模式法，也有的站采用相似法或逐日分型法，下面举通常用的模式法二例：

例一，山西省晋东南地区台根据20多年资料，分析了本地区冰雹天气活动规律，普查165个个例，通过分析，建立了五种中、短期冰雹天气剖面图预报模式，根据“热极出暴雨带冰雹”和“冷风热气腾，上下乱翻腾，冰雹易发生”的群众经验，找出了大气不稳定的前提条件、冷空气活动周期等，归纳出预报有冰雹的条件，比如“暖低压型”模

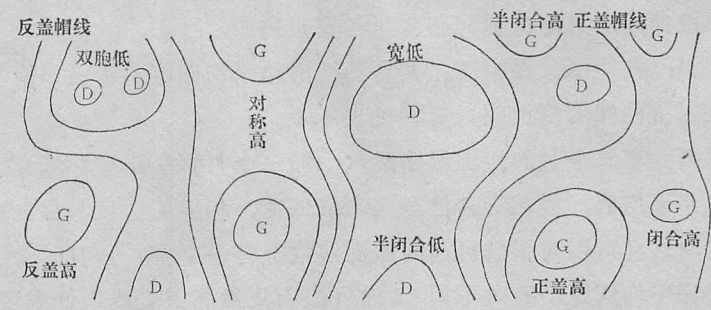


图 4.2 剖面图基本图形的分型

式基本条件为：在剖面图上出现低压闭合中心，暖中心位于低压中心和高压中心之间，降温发生在低压后部的高压中心中，低压前有冷中心出现。在5月，凡符合上述基本条件及暖低型各阶段指标，则未来1—3天有冰雹产生。该台的预报模式，主要强调温、压、风配置的不对称性，以及模式前有冷中心出现等。

例二，内蒙古阿巴嘎旗站，在“冬暖引雪飘”和“东风引雪飘”等谚语启发下，从剖面图的形态及要素的数量界限的细致分析中，归纳出了冬季预报降雪的模式。如12月份降雪模式“温度缓升型”，基本条件是：－12℃温度警戒线出现的第三天，17时 $\Delta T_{24} \geqslant 2$℃，符合基本条件，且17时前 $T_M \leqslant -4$℃，$P_m \geqslant 882.0$ 毫巴，则三天内有大于或等于0.5毫米的中雪天气。

以上介绍的是一般台站经常使用的剖面图，也称综合时间剖面图。另外还有些县站使用新参数剖面图，即把观测的温压湿等资料组合成新的参数，以这些新参数再制作剖面图。如有的县站用的新参数有：

“气团参数” $A = (\Delta T - \Delta P) + \Delta e$。

式中 ΔP、ΔT、Δe 分别是气压、温度、绝对湿度距平。又用 $(\Delta T - \Delta P)$ 表示抬升条件，在暖湿低压控制下，一般出现升温、增湿和减压，因而 $A > 0$；相反，在冷高影响下，则 $A < 0$。一般在无暴雨天气前，A 为正值。

有些县站制作辅助剖面图，如用三小时变压来分析判断天气系统转换，反映系统强弱及持续时间，用 e—T 剖面图来分析降水强度和天气转折判据的辅助工具，等等，不再一一叙述。

§4.3 曲线图

一般县气象站观测到的压温湿记录，将其点绘成曲线图，能较直观的看到其过去的演变，并且能分析出一些规律，从而用作预报。

1.要素选择：中、短期预报一般点绘14时气压、温度和绝对湿度曲线，有的站增绘组合因子如 e—T 曲线，有的站增绘指标站因子如锦州、太原气压差曲线等。长期预报一般点绘日平均压温湿曲线，纵向或横向旬、月各要素曲线。

2.曲线图种类：九线图、距平图、变量图、滑动平均图等，下面以河北省保定台1973年8月日平均压温湿曲线为例说明。资料见表4.2。

（1）九线图：在每个月的压温湿曲线（一般一个月用一张座标纸）上用横线划出该月平均气压的多年平均值，极端最高值与极端最低值，相应的湿度与温度也各有三条线，用不同颜色标出，这样可以对了解目前的压温湿情况有一个背景。有时为了使气压代表性更大些，也点绘日平均气压，有时不用14时气温而用最高温度或最低温度，或者在点14时气温的同时加点最高温度或最低温度。图4.3（A）是九线图例，1951—1972年8月压温湿平均值分别为1004.5毫巴、25.2℃、25.3毫巴，极端最高值分别为1015毫巴、30.5℃、35.7毫巴，极端最低值分别为992.4毫巴、18.1℃、12.8毫巴。

（2）距平图：就是压温湿值减去各自的多年平均值，点绘为曲线，见表4.2和图4.3（B）。这种图便于分析个例，比较要素发展趋势的强度，归纳预报模式。

（3）变量图：就是当日压温湿值减去前一日相应的压温湿值，然后点绘为曲线，见

表 4.2　保定气象台 1973 年 8 月资料

种类	日期	7	8	9	10	11	12
实测值	P	1004.3	1006.4	1009.8	1008.2	1003.8	1003.6
	T	26.5	25.8	28.3	29.6	29.2	27.6
	e	31.9	31.0	34.6	33.6	32.3	32.3
变量值	ΔP		2.1	3.4	−1.6	−4.4	−0.2
	ΔT		−0.7	2.5	1.3	−0.4	−1.6
	Δe		−0.9	3.6	−0.7	−1.6	0
多平均年值	$\overline{P}$		1002.5	1003.0	1003.3	1003.7	1004.0
	$\overline{T}$		26.5	26.3	26.1	26.0	25.9
	$\overline{e}$		28.0	27.8	27.0	26.6	26.3
距平值	$P-\overline{P}$		3.9	6.8	4.9	0.1	−0.4
	$T-\overline{T}$		−0.7	2.0	3.5	3.2	1.7
	$e-\overline{e}$		3.0	6.8	6.9	5.7	6.0

表 4.3

编码	距平组合			升降组合		
	$P-\overline{P}$	$T-\overline{T}$	$e-\overline{e}$	ΔP_{24}	ΔT_{24}	Δe_{24}
1	+	+	+	↗	↗	↗
2	+	+	−	↗	↗	↘
3	+	−	−	↗	↘	↘
4	+	−	+	↗	↘	↗
5	−	+	−	↘	↗	↘
6	−	+	+	↘	↗	↗
7	−	−	+	↘	↘	↗
8	−	−	−	↘	↘	↘

表 4.2 和图 4.3 (C)，有的站点绘气压一级变量、二级变量等，可以用来表示天气系统的移动和发展速度。

（4）滑动平均图：多用于长期预报，根据预报需要求三日、五日……三年、五年……滑动平均值，如气温原值三日滑动平均，即顺序求气温三日平均值，7、8、9 三日平均值 26.9℃为 8 日滑动值，8、9、10 三日平均值 27.9℃为 9 日滑动值。有的站以逐日平均压温湿资料作三日滑动平均曲线为找韵律的基本工具。

3.分析方法：有相似法、编码法、模式法等。

（1）相似法：如九线图中 8 月 9 日平均绝对湿度为 34.6 毫巴，接近极端最大值，1951—1972 年 8 月绝对湿度大于 34 毫巴共出现 6 次，其后 1—4 天均有大雨或暴雨，根据绝对湿度特殊点找相似的结果，就可以作为预报参考。

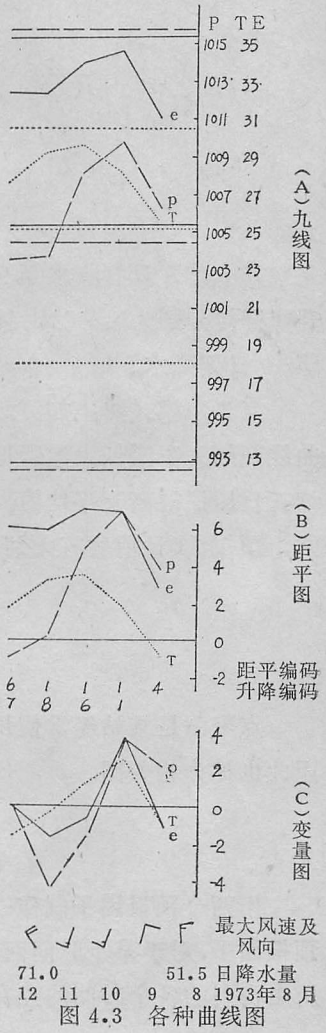


图 4.3　各种曲线图

（2）编码法：如应用距平曲线的距平值正负符号，及24小时变量值升降符号的八种组合进行编码，见表4.3，如8月9日 $P-\overline{P}$、$T-\overline{T}$、$e-\bar{e}$ 均为正，编为1，ΔP_{24}、ΔT_{24}、Δe_{24} 均为升，编为1，其他依此类推。表4.4是河北省涿县气象站7月份实例，表中分成本站当日出现降水和未出现降水两大类，按三因子距平符号组合编码和升降符号组合编码制成相关表，填入历年逐日不同编码状态下，每个小格以降水机率大于70%定为1，即未来24小时有雨，降水机率小于30%定为0，即未来24小时无雨；降水机率在30—70%之间为×，即未来24小时有无降水不肯定。

表4.4

编码	当日本站未出现降水类								编码	当日本站已出现降水 ≥0.1 毫米类							
距平＼升降	1	2	3	4	5	6	7	8	距平＼升降	1	2	3	4	5	6	7	8
1	1	1	0	×	1	×			1	1	×	1	1	×	1	1	0
2	0	0	0	1	×	×	0		2			1	1	1	1		
3	1	1	0	0			1	1	3	×		×	1	0	×	1	×
4	1					0			4	1	1	×	1	0		1	0
5	×	1	×	×	0	×	×	×	5	1	1	1	1	0		0	0
6	×	0	0	0	0	0	×	1	6	1	0	×	1		1	×	0
7						1	1		7			×		1	×	×	×
8				1		0		0	8		×	1	0	0	0	1	1

如7月9日有降水0.9毫米，14点压、温、湿距平符号分别为＋－－，编码为3；升降符号分别为↘↗↘，编码为5，查当日已出现降水类，距平3、升降5的小格为0，即10日无降水。

（3）模式法：如河北省涿县气象站将13年的7至8月压温湿和锦州减太原气压差曲线归纳为干暖低、湿暖低、湿暖高等三个大到暴雨模式，1974年7月18日到20日，连续三日压温湿高于平均值，图形类似图4.3（B），锦州气压持续高于太原，符合湿暖高模式，预报23日前后有大到暴雨，实况是23日降雨20.1毫米，24日降雨15.8毫米。

§4.4 点聚图

点聚图是县站经常使用的一种工具。是将预报因子与预报对象联系起来的一种图形，因此也称为相关图。

一、点聚图的制作

用两个预报因子制作一张点聚图预报某一预报对象。其横坐标与纵坐标分别代表一个预报因子，对于某个时间两个预报因子在图中交叉的点子标明相应预报对象的数值及时间，历史资料的各个时间均点在图上，然后分析等值线，得到一张点聚图。

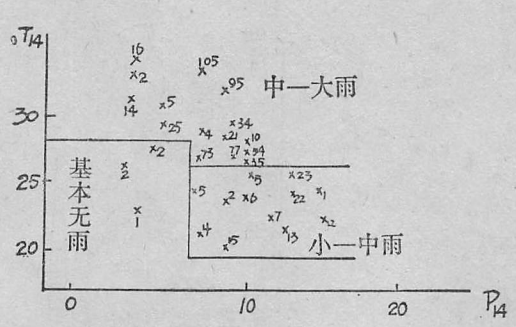


图 4.4　河北涿县降水预报点聚图

图 4.4 为河北涿县站用 14 时气温 T_{14} 和气压 P_{14} 作 2—5 天的降水预报的点聚图。

二、点聚图上要素选择的原则

点聚图上预报因子的选取要防止盲目性，把那些能反映预报要素（称为预报对象）的物理气象条件选取出来，作为预报因子来作点聚图。一般可根据天气谚语和老农经验以及预报员的实践经验来选取因子。绘出的点聚图上点子散布比较有规律并且试报效果较好，则这种点聚图制作较成功。

有关因子的选取方法在另外的章节还有讲述。

三、点聚图的种类

常见的点聚图有分类点聚图、条件点聚图、过滤点聚图等，下面简单介绍几种：

1.分类点聚图

取与预报对象相关较好的一个因子为分类指标，分别作 2—4 张点聚图，如河北涿县站以五台山 14 时风向分为 4 个象限（N—ENE、E—SSE、S—WSW、W—NNW），分别用本站 14 时气温、本站 24 小时变压等作点聚图，每日均可应用。图 4.5 给出一个图形。

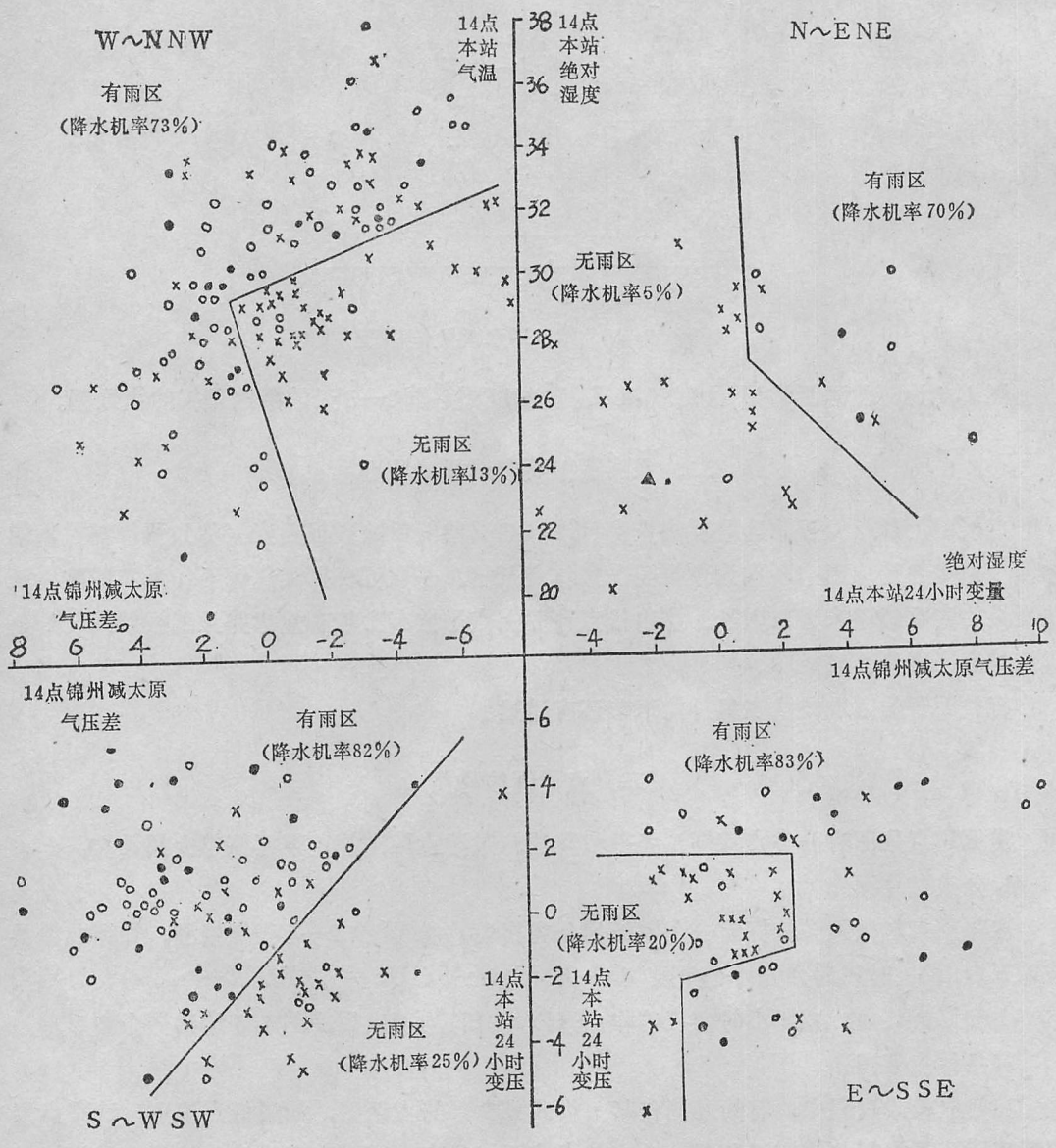
2.条件点聚图

在建立模式过程中，有的站制作某一模式条件下的点聚图，如暖低点聚图，冷高点聚图等来区分预报现象的有无和强度，这种点聚图，只有在模式出现时才能使用。有的站根据农谚规定一两条指标，然后再作点聚图，如某站根据谚语“热极生风”预报 4 月大风，取条件：最高气温≥20℃，24 小时升温 5℃以上，符合上述条件的日期再用两个因子作点聚图，这种点聚图，只有符合条件时才能使用。

3.过滤点聚图

就是把几张点聚图同时使用，使预报的不肯定性减少到最少，求得肯定的预报结果。作图时将第一张点聚图上不肯定区的所有点子，再用两个要素作图，这样循环几次作几张点聚图，将不肯定区尽量缩小，使用方法同作图方法。

总之通过各种方法组合后的点聚图，应用效果更好些。



×未来24小时无降水　　●未来24小时有71.0毫米降水

○未来24小时有 0.1—10 毫米降水　　▲7月9日预报点

图 4.5　河北涿县降水预报分类点聚图

§4.5　阴阳历迭加

这种工具在县站中、长期预报中经常使用。它能在一旬、一月或一季前作出来预报时段的逐日预报。

一、思　路

县站的气象资料都是按阳历日期作的观测记录，按照这种资料统计出来各时间出现的天气情况，反映出一种气候趋势，即在某一时间容易出现某种天气现象。而由于这些时间在各年是固定的，考虑再增加阴历日期出现天气现象的统计，将两种日期对应天气现象的统计迭加在一起，就使各年不一样了。这种考虑有一定意义。

第二章中讲到气候奇异点，这种情况的出现绝不是偶然的，例如冬半年的任何一天都具有一般冬季的特征，但是也不可否认，某些日子会有一些特殊性，也就是说冷空气可能经常在某些固定的日子来袭。不过，冷空气的爆发为什么与农历的日期有固定联系呢？一方面过去渔民、农民用的多是农历，所以可能多注意了农历。但是另一方面过去也有很多谚语是与二十四节气联系的。我们知道，二十四节气与阳历一致，而与农历没有固定关系。所以这些谚语用了农历可能并不只因为当时通用农历的缘故。

然而，为什么在农历的某些日子冷空气就容易爆发呢？我们很容易就想到农历是与月相有密切关系的，每月的初一称为朔，月亮全看不见了，每月十五日叫做望，月亮正圆。海潮与朔望的关系是大家知道的，一般涨潮均在朔、望之后 2—3 天，朔日后的潮为大潮，望日后的潮为小潮。这是因为月亮的引力造成的。同理，由于地球自转，每天还有二次高潮，也是一次高一些，一次低一些。已经有事实证明高潮与天气有一定的联系。例如青岛 3—10 月雨日出现概率不过 27%，而 1958—1964 年，99 次高潮就有 81 次下雨，占82%，其中 6 月更是每次高潮都有降水。又如广东的经验是台风登陆时往往是高潮转低潮的时候。因此可以初步设想，在农历的一定时期出现一些天气现象可能与月亮的影响有一定关系。当然除此之外也可能有其他原因。另外，还有些天气现象经常出现在一些固定的阳历日期，虽然目前还有不同看法，但是与阳历有关的经常出现在某些天的现象可能是与季节变化，即与太阳辐射对地球的影响有关系。

既然农历的一些固定日期经常有冷空气活动，也有材料证明阳历的某些固定日期亦经常出现一些天气现象。所以有的台站在总结群众经验的基础上提出一种阴阳历迭加的预报方法。

二、举　例

例如要作 1971 年 5 月下旬北京的降水预报。先把历年 5 月下旬的降水记录列出表来，如表 4.5，如果初步先不计降水量大小只统计雨日（φ 不计算在内），则 5 月 21—31 日各天在 20 年中的降水日数可以求出，列在表的最下面一行，这是第一步。从表中可以看出，在阳历的哪一天较常下雨。

然后再查 1971 年 5 月 21—31 日的农历日期，知道是农历四月廿七日到五月八日。这样把过去 20 年历年的农历四月廿七到五月八日降水量按农历日期也列成表，即表 4.6，同时把农历每天在 20 年中的降水次数加起来，列成表 4.6 的倒数第二行，从此可以看出在农

表 4.5　北京历年 5 月下旬降水量（单位：毫米，T 代表微量）

年份＼日期	5月21日	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
1951			1.2	25.5	5.0	T		T	109.2	4.5	0.1
1952		2.2	1.6		3.3	1.2	T	1.7	8.9	1.9	2.4
1953	3.5	T					18.4		0.5	6.6	0.1
1954	0.5	0.8	7.9			8.1	4.9	T	T		T
1955						1.5	76.1	T	T	T	0.6
1956	0.1	T	0.1	2.2					1.5		0.1
1957		T				T		T	T	1.2	
1958	0.9	T		T	T					1.2	0.1
1959				T					T	T	
1960						1.1	1.9				T
1961							0.7				
1962		T	4.5			3.2					
1963			1.5	0.9		T			T	T	1.8
1964	T			T			T				
1965		T	0.1					T			
1966	4.5	T		0.1	T	10.5	13.6			9.0	
1967	6.9	1.8		10.3	T				T		T
1968			1.3	T	4.0	T		T	T		T
1969			0.3	0.1	T	2.7	0.1	1.0		0.3	
1970	0.1		2.6	14.7	T					1.6	0.2
雨　日	7	3	10	7	3	7	7	2	4	8	8

历的哪一天更经常有降水，这是第二步。

第三步是把阳历的降水日数与阴历的降水日数加起来，如表 4.6 中的最后一行。由表可见，1971 年 5 月 23—24 日，26—27 日，30—31 日降水的可能性最大。

总之，阴阳历迭加预报法，就是把农历与阳历的气候奇异点合起来。当然我们在这里只是举一个例子，不仅可以把雨日迭加寻找奇异点，还可以把温度、湿度、气压等迭加，看看是否有奇异点存在，对不同台站应用哪些要素较好，还要经过实验才能决定。

我们虽然通过比较可以知道某些天降水的概率大一些，可能是奇异点，但是还不知道如何做出肯定的结论，因为我们还不知道到底 20 年之中有多少次降水才算比较多。

要回答这个问题，首先可以与气候平均比较。按阳历计算 20 年内 5 月下旬共降水 66 次，下旬 11 天，20 年共 220 天，下旬降水概率为 66/220 或 6/20 。同理，按农历四月廿七日到五月初八，降水概率为 6.4/20 。所以粗略讲凡 20 年降水日数在农历或阳历的某一天出现 6 次以上，降水的概率就比较大了。但是只有我们能够证明这一天降水的可能性比气候平均大得较多，并且从统计学看来，造成这种差别的偶然性很小，我们才有把握说这一天是一个气候奇异点，并据此预报这一天可能有雨。

这里可以采用 x^2 检验。

我们以检验 5 月 23 日是否为奇异点为例。把 20 年中的共 20 个 5 月 23 日做为子样，分成有雨与无雨两组，从表 4.5 得到，有雨为 10 天，无雨也是 10 天，得到表 4.7 。计算

表 4.6　农历四月二十七日到五月初八北京的历年降水量

（单位：毫米，T代表微量）

年份 \ 阴历 / 1971年阳历	四月二十七日的阳历日期	二十七	二十八	二十九	五月初一	初二	初三	初四	初五	初六	初七	初八
		5月(21日)	(22日)	(23日)	(24日)	(25日)	(26日)	(27日)	(28日)	(29日)	(30日)	(31日)
1951	6月1日		0.6			T						
1952	5月20日			1.9		3.3	1.2	T	1.7	8.9	1.9	2.4
1953	6月8日		T	1.0	0.2	0.1	T		T	T	T	0.1
1954	5月29日	T		T	0.4			6.6	53.2			76.6
1955	6月17日	0.7		0.1				T	T	T		
1956	6月5日			3.4		T	T	1.2			29.1	45.5
1957	5月26日	T		T	T	1.2					5.4	18.2
1958	6月14日	0.7					0.5		T			
1959	6月3日		T	T	T		T	0.8	0.6	6.9	7.5	
1960	5月22日					1.1	1.9				T	0.5
1961	6月10日			T	T		1.5		0.6	3.6	0.9	
1962	5月30日					T	T		1.2	T	0.1	
1963	5月20日	T			0.3						0.1	T
1964	6月7日	T		0.7	4.9	1.8	0.7	0.2				
1965	5月27日		T						T		T	T
1966	6月15日		T	5.6	T	0.5		28.1	0.1	1.0	0.7	
1967	6月4日	0.8		1.9	13.3	T		T				0.1
1968	5月23日	1.3	T	2.0		T	T		T			
1969	6月11日	T			6.0	10.1	5.7	0.1	0.2	0.5		T
1970	5月31日	0.2		0.2				7.4	0.7		3.2	
阴历雨日		5	1	9	6	7	6	7	8	5	9	7
阳历雨日		7	3	10	7	3	7	7	2	4	8	8
合计		12	4	19	13	10	13	14	10	9	17	15

出 $x^2=3.80$ 自由度为 1，信度 5% 的 $x^2=3.84$，说明 5 月 23 日为奇异点接近 5% 的信度。

表 4.7　信度检验（一）

频数	有雨	无雨
期望	6	14
子样	10	16
差 (d)	4	−4

表 4.8　信度检验（二）

频数	有雨	无雨
期望	12	28
子样	19	21
差 (d)	7	−7

同样，对阴阳历迭加四月二十九日（5 月 23 日），降水概率为 19/40，而期望降水概率为 12/40。农历四月二十九日与本旬中任何一天一样，降水概率为阳历 5 月下旬及农历相应时期降水概率的平均 $\frac{1}{2}\left(\frac{6}{20}+\frac{6.4}{20}\right)=\frac{12}{40}$。从表 4.8 不难算出 $x^2=5.83$，自由度仍为 1。信度值在 0.02 以下，就是说明阴阳历迭加后比单纯的 5 月 23 日阳历的奇异点要可靠得多。这说明如果这一天阳历为奇异点，而农历也是奇异点，或者有一点为奇异点，

另一种也比较集中，就可靠性更大了，这就是阴阳历迭加法的可靠之处。

三、说明几个问题

1.有关阴历日期的计算

阳历每年的日数是固定的，只有2月每4年有一次是多一天。如果恰好要做2月预报，而这一年是平年，那末，把历史上的闰年的2月29日分别算入2月28日及3月1日就可以了。例如排28日降水量，把闰年的28日降水量加上29日降水量的一半再乘以2/3，即$\frac{2}{3}\left(\frac{1}{2}R_{29}+R_{28}\right)$。同样，排3月1日的降水量，对闰年取$\frac{2}{3}\left(\frac{1}{2}R_{29}+R_{1}\right)$，如果要做闰年2月的预报，29日这一天，凡历史上的闰年照算就可以，而平年缺29日的则用两天内插平均，即取1/2 $(R_{28}+R_{1})$。

排农历时就复杂一些了，既有大进、小进，又有闰年、平年，并且每年的闰月不同，有大进、小进，既有的月30天，又有的月29天，可以参照阳历闰年的方法解决。如预报月为闰月，可以取平年的本月及次月之平均，例如预报闰五月，用五月与六月的平均。如预报月为平月，则历史上的闰月可舍弃不用，这种做法还可以在实际工作中不断改进，总之排农历则希望初一、十五能够对准，这是最主要的。

2.应用范围

阴阳历迭加预报是当前县站预报中经常应用的一种方法。不但雨日、降温、湿度、气压等都可以用类似方法分析，也可以求阴历或阳历某一固定日期的平均值，看与该月或该旬多年平均的差别，用以确定奇异点，但要用t检验，而不能用x^2检验。

3.存在问题及改进

初步收集了解到应用这种方法报过程比较好，但不够定量。例如我们经常按强冷空气历史资料来分析，可是根据得到的规律预报往往不都是出现强冷空气，有时只达到中等强度，或弱冷空气。又如我们按中雨以上来统计，但结果阴阳历合起来比较突出的日期往往还是有一次降水过程，不过却不一定达到中雨以上。为什么有这种现象呢？因为即使从气候角度分析是一个奇异点，也不是历史上凡遇到这个日期就一定有中雨或强冷空气，只不过是概率较大而已。所以人们往往结合其他方法共同分析做出预报。一种可以结合韵律分析，这下面再讲，另一种是结合一些容易产生大气变化的关键日，如初三、十三等，还有就是可以参考相似年份的相似天气过程，同时再考虑总量预报，共同得出预报结果。

§4.6 韵　律

韵律从广义上讲可以看做相距一定时间两种天气现象之间的联系。我国各地广泛流传的天气谚语中有不少属于韵律性质的。县站中、长期预报中经常使用这种工具。常用的有

3个月、4个月、5个月、6个月韵律。

一、介绍几种韵律

1.5个月韵律

这是指某种天气现象出现5个月之后出现降水，或者其他天气，我国北方地区都有“不得春风，难得秋雨”的说法。山东省章丘县气象站根据“春有几次大风，秋有几次大雨”的谚语统计：从1957—1960年四年中2—4月共36次大风（瞬时风速超过每秒17米），150天以后有雨的20次（55.4%），151天以后有雨的9次（25.2%），且大风持续时间愈长则雨量愈大。如果日平均风速＞8米/秒，即使无大风，其后150天左右也会有一次较大的降水。黑龙江省拜泉县气象站，用升压降温代替单独用大风做指标。经过分析，1959—1963年冬半年冷空气活动204次，有196次在其后150天左右有降水过程。

同时，5个月韵律有时也表现为降水之间的关系。例如，河北深县1957—1963年4月与9月降水量的反相关十分明显（表4.9），4月多时9月少，9月多时4月少。

表4.9 河北深县4月与9月降水量间的关系

年　份	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
4月(毫米)	50.6	19.2	9.6	0.2	8.1	17.5	33.3
9月(毫米)	0.7	16.3	54.3	122.9	46.0	45.4	14.1

这也不难理解，冬春季一定的冷空气活动对我国南方一些地区带来较大降水，但北方一些地区则降水可能较小。因此4月降水少可能反映冷空气活动强，同时夏季与秋季的降水，特别在我国北方往往也是与一次冷空气活动有关，所以降水量表现出5个月韵律，实际上可能主要是反映了冷空气活动的韵律。

2.3个月韵律

3个月的韵律主要表现为季节之间的联系。如“春雨少，夏水潦”、“冬寒春雨多”、“后冬寒，春雨多”、“冬暖春霜晚”、“冬天冷得早，春天暖得早”、“秋雨多冬暖”等等。可以将各季节之间的天气关系列成表，见表4.10。每个地区应用时要根据自己地区情况进一步验证，不能盲目搬用。

3.4个月韵律

这反映了天气过程120天左右的联系，这方面谚语也不少，经常应用的有两条“初雷120天”、“雪水120回头”。许多台站经验证发现，在初雷或降雪以后120天左右有一次较大降水过程。由于冬春的降雪往往与冷空气活动有关系，因此可以推想，冷空气活动与4个月后的降水可能也有关系，有的台站还验证了冬季冷空气活动对应120天左右降水的概率。

4.6个月韵律

在韵律活动中6个月韵律是比较重要的。比较典型的、经常使用的是冬与夏的关系。如“腊月下雪少，来年雨水多”、“冬前霜多来年旱，冬后霜多晚禾宜”、“冬暖夏干，冬冷夏湿”、“干冬湿年”、“冬管五，腊管六”、“九里风大，伏里雨大”、“九里一场风，伏里一场雨”、“没有九雪，难下伏雨”等等。

表4.10 各季之间天气的关系（3个月韵律）

规则	春	夏	秋	冬	春
1	少雨	多雨			
2	多雨	少雨			
3	风大	多雨			
4	风小	少雨			
5		冷	暖		
6		少雨	少雨		
7		多雨	多雨		
8			少雨	冷	
9			多雨	多雨	
10				暖	多雨
11				冷	少雨
12				少雨	多雨
13				多雨	少雨
14				雾多	多雨

中央气象局气象科学研究所曾对一些谚语进行了验证，列举在表4.11—4.13中。

通过这3个例子可以看出，冬季天气与来年降水关系还是很密切的，不过季节之间的关系似乎比单个月要好一些。例如60年代前的40年中，以11月至次年3月之中有3个月或3个月以上大范围（全国主要测站三分之二）正距平或负距平为持续暖冬或持续冷冬。

持续暖冬：1925—1926年，1927—1928年，1934—1935年，1945—1946年，1958—1959年。

持续冷冬：1935—1936年，1944—1945年，1950—1951年，1956—1957年。

用4—9月降水量代替夏雨，则冬暖夏干、冬冷夏湿的“结合系数”（两者距平符号相反的百分比）为0.73。

为什么冬冷夏湿、冬暖夏干呢？虽然目前还没有能从理论上证明，而只是从经验上看，但是也有一些关于冬温与夏雨内在联系的探索，据分析，副热带高压的活动与我国夏季降水有密切关系。而副热带高压的建立显然与下垫面的状况有关。但青藏高原冬半年尽为积雪，自然温度场的持续性较大。例如1—6月青藏高原地区的500毫巴等压面高度13年之中有10年至少有4个月符号相同。因此青藏高原的积雪可能与未来夏季副热带高压的活动有关。积雪多则下垫面较冷，未来青藏高原反气旋环流建立得晚，副热带高压第一次北

表4.11 冬前霜与夏雨关系的验证

谚语	冬前霜多来年旱											
台站	呼和浩特		北京		济南		太原		哈尔滨		杭州	
正距平	$\frac{3}{3}$	100	$\frac{9}{10}$	90	$\frac{7}{7}$	100	$\frac{8}{9}$	89	$\frac{7}{7}$	100	$\frac{9}{10}$	90
负距平	$\frac{3}{6}$	50	$\frac{4}{8}$	50	$\frac{11}{16}$	69	$\frac{1}{5}$	20	$\frac{4}{5}$	80	$\frac{7}{12}$	58
总和	$\frac{6}{9}$	75	$\frac{13}{18}$	75	$\frac{18}{23}$	84	$\frac{9}{14}$	55	$\frac{11}{12}$	90	$\frac{16}{22}$	74

跳亦迟，因而多雨，如1954年、1957年。积雪少，下垫面增温快，青藏高原反气旋环流建立早，副热带高压北跳亦早，因而少雨，如1953年、1955年、1958年。

表4.12 冬雪与夏雨关系的验证

谚语	腊月下雪少，来年雨水多；下雪多，雨水少															
台站	北京		太原		济南		杭州		汉口		广州		贵阳		重庆	
正距平	2/2	100	4/4	100	4/6	67	5/7	71	3/4	75	5/6	83	4/5	80	8/11	73
负距平	5/10	50	3/7	43	9/13	69	4/7	57	10/18	56	8/12	67	8/11	73	7/11	64
总和	7/12	58	7/11	64	13/19	68	9/14	64	13/22	60	13/18	72	12/16	75	15/22	68

表4.13 冬雨与夏雨关系的验证

谚语	冬管五，腊管六									
台站	呼和浩特		黄河流域地区		东北南部		河北南部		长江中下游	
冬管五	14/26	53	16/39	41	16/39	41	24/39	62	23/38	61
腊管六	19/26	73	28/39	42	28/36	68	20/39	51	23/39	59

注：（1）来年降水用5—9月降水总量，距平>15%为多雨，<-15%为少雨。
（2）冬前霜用阴历十、十一、十二月霜日数，日数距平>0为霜多，<0为霜少。
（3）腊月指1月，冬指12月，五指6月，六指7月。
（4）表中左面分子为符合谚语次数，右面为百分率，分母为正或负距平次数。

不过应该注意，我国夏季降水往往是此处多，彼处少，根本不可能全国多雨或少雨。这是环流特点所决定的。同时冷暖也很少有全国偏暖或偏冷，因为我国东北就往往与长江流域、黄河流域温度变化不一样，东北偏暖时，我国中部往往偏冷，而东北偏冷时中部又偏暖。所以“冬暖夏干”这个谚语，显然是有很大地区性的。还需要进一步分析才能确定其间的关系。

此外，还有一些谚语是用夏季报冬季，秋季报春季等。如：

“伏里西北风，腊里船不通”、“伏里雨大，九里雪大”。

“三伏热，冬天多雨雪”、“秋雷走得早，春雨多不了”。

“下半年管上半年（七月对正月，八月对二月即阳历8月对2月，9月对3月，10月对4月）”。

“秋多雨春少雨，秋少雨春多雨”、“春旱秋涝”、“春风唤秋雨”、“秋天冷，春天雨水多”、“春长多秋雨”。

例如唐山地区秋季降温与春季雨量就有很好的关系（表4.14）从表上可以看到，降温早则春雨偏多，降温晚则春雨偏少，顺序相关系数为0.91（顺序相关系数的计算方法见第五章）。同时降温次数较多的年份，第二年春雨也比较多。

表 4.14　唐山秋温与春雨关系的验证

年　份	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962
降温日期	9.9	8.25	8.25	9.11	8.26	8.27	9.5	8.31	9.5	8.31	9.3	8.26	8.26
顺　序	12	1.5	1.5	13	4	6	10.5	7.5	10.5	7.5	9	4	4
春雨量	27.7	59.1	87.6	29.4	82.9	52.5	36.2	41.3	41.5	34.1	45.6	58.8	69.8
顺　序	13	4	1	12	2	6	10	8	9	11	7	5	3
降温次数	1	2	3	1	4	3	1	2	1	1	1	3	3

注：（1）秋季降温指处暑到白露间最低温度24小时下降3℃，或48小时累积降温在3℃以上。
（2）春雨指第二年3—5月降水量。

二、韵律的确定方法

现在我们举一个例子，看看如何确定韵律。仍用北京的资料，取5个月韵律，用2月报7月降水。首先把日平均气压$\overline{P}$及日平均温度$\overline{T}$点成曲线，并标明天气，然后在每天的下边把对应150天后的降水量标出，分析曲线，找韵律规律。

首先找韵律时一般不能局限于一个指标，另外，也不能说全部降水均能用韵律报出来。这往往是预报工作中的一个问题，应用一种方法，考虑一个因子时，自然要求这个因子是比较重要的，不然就不必考虑了。但也不能认为这一因子就可以决定一切。应用韵律时也不能认为只有这一种规律，或认为韵律只有一种形式。例如北京2月的冷空气与7月的降水有一定的关系，这是无疑的，有不少情况气压很高而气温很低时，150天之后有一次降水。为了具体的说明，我们把这一类的7月份降水达大雨以上的选了10次（表4.15的A）。把这10次大雨前150天（0）及150天的前4天（－1—－4）与150天的后4天（+1—+4）共9天气压$\overline{P}$与气温$\overline{T}$平均，得到图4.6。可见，这时气压较高，气温有明显的低点，2月平均气压1019.4毫巴，平均气温为－2.0℃，所以这种情况是很突出的。但是分析历史曲线还发现，当气温有明显的峰点而气压有低谷时也有降水。把这样的例子也选了10次，如表4.15中B，将这10次的前150天前后9天气压与气温也逐日平均，得到图4.7，与平均$\overline{P}$及$\overline{T}$比较，差别也很突出，因此，从这个统计，结合历年的曲线定出两个指标。A：凡$\overline{P}$连续两天超过1025毫巴，且气温有明显低点$\overline{T}<-6$℃，以气温低点即做为指标日；B：凡$\overline{T}>5$℃，并气压有明显低点，即以气压的最低

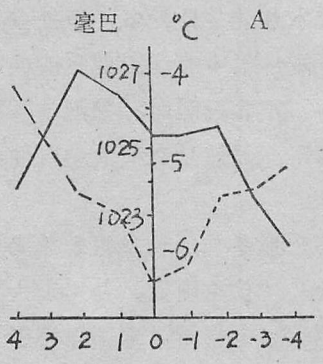


图4.6　10次A型韵律的气压（实线）与气温（虚线）分布

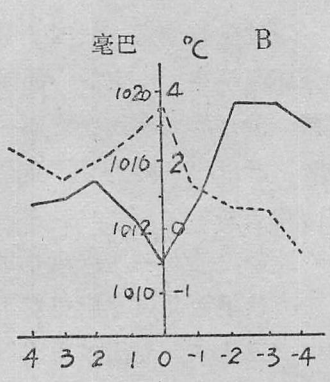


图4.7　10次B型韵律的气压（实线）与气温（虚线）分布

表 4.15　A、B韵律 0 点日期及 150 天后降水量（毫米）

A	降　水　量	B	降　水　量
1952.2.22	141.1	1954.2.23	42.1
1952.2.24	49.3	1960.2.20	38.9
1953.2.6	26.3	1960.2.24	33.6
1957.2.7	45.0	1961.2.19	47.5
1958.2.11	90.5	1961.2.23	29.3
1964.2.14	44.6	1963.2.22	44.3
1964.2.22	56.4	1965.2.9	26.2
1968.2.7	29.7	1966.2.13	26.6
1968.2.21	25.0	1967.2.21	91.2
1969.2.20	59.6	1969.2.9	26.9
平　均	56.7	平　均	40.9

点为指标日。按上述两个标准检查共有 23 次达到A指标，17 次达到B指标，表 4.16 及表 4.17 分别给出每个韵律指标日后 150 天前后各两天，共 5 天内各级降水出现次数和及百分比。

表 4.16　A韵律的降水分布

降　水	+2	+1	0	−1	−2	和	%
大—暴雨	2	2	5	2	3	14	13
中　雨	1	2	3	1	5	12	10
小　雨	8	6	7	5	6	32	28
无　雨	12	13	8	15	9	57	50
和	23	23	23	23	23	115	100

表 4.17　B 韵律的降水分布表

降　水	+2	+1	0	−1	−2	和	%
大—暴雨	2	2	5	6	3	18	21
中　雨	2	2	2	2	0	8	9
小　雨	4	5	1	4	7	21	24
无　雨	9	8	9	5	7	38	45
和	17	17	17	17	17	85	100

其次关于韵律是否成立，最好不是简单的只是指出 5 天内有多少次大雨、中雨或小雨。因为一般夏半年，特别在雨季中，降水的概率是比较大的，例如北京 1951—1970 年 20 年中，7 月份共 620 天，其中大—暴雨 55 次，占 9%，中雨 57 次，约占 9%，无雨（包括微量T）324 次，占 53%，这样，如果把大、中、小雨，凡降水都算在一起，按概率计算每 5 天就至少有两天可能有降水，且有一次为中雨以上，那么，取韵律指标日后 150 天 ± 2 天，共 5 天内，肯定会有 1—2 次降水，这样就不能从统计上证明韵律确实是存在的。真

正比气候概率大，才能说这条韵律是有价值的。这里比较方便的是应用 x^2 检验，按表 4.16 及表 4.17，在我们的 40 次指标日后出现大—暴雨的次数（32 次）明显超过气候概率(18 次)。计算结果表明信度值在 0.01 以下，表 4.18 说明这两条韵律确实是存在的。

表 4.18　A、B 韵律信度检验

降　　水	大—暴雨	中　雨	小　雨	无　雨	和
韵　律	32	20	53	95	200
期　望	18	18	58	106	200
差	14	2	−5	−11	0

最后，还要重复说明，即使对 7 月还可以找其他韵律，不过 A、B 两条韵律已包括了 7 月份大—暴雨的 32/55 即 57%，中雨的 20/57 即 35%，小雨的 53/184 即 29%。而且还有不少次降水因处在月初与月末，没有计算在内。所以这两条韵律还是反映了 7 月降水的一些很重要的特点。

有时用时间剖面图找韵律也可以，河北省衡水气象台总结出来了一些预报暴雨的模式，如多线夹低型，即时间剖面图上中间有低压，两侧等压线密集，有 5 条以上等压线，并有暖中心配合，符合条件的 8 次之中 7 次为暴雨，1 次为中—大雨。用 2 月报 7 月这模式较好，但不能用于报 6 月降水，这也是应用韵律时需要注意的。不但地区不同有差别，月与月之间亦不同。而且天气过程也是一种多韵律性的，即可能有各种不同的韵律，使用时最好结合各种韵律，或其他方法如阴阳历迭加等共同使用。况且既使一段时间，如 7 月也不可能只用一种韵律把所有降水过程都报出来，所以应用多种韵律是非常必要的，以上介绍的只是几种最常见的韵律，此外还有的台站用 1 个月韵律，15 天韵律等。

三、用简易韵律机普查韵律关系

在日常工作中有的县站用普查方法找到韵律关系，预报效果较好，下面介绍简易韵律机。

简易韵律机的构造有机座、固定玻璃和活动游板三部分，见图 4.8。机座用木板制成，比固定玻璃的宽度稍大些，用来固定玻璃和控制游板。固定玻璃是把画有年份和日期表格的玻璃固定在机座上，用来填写所找韵律对应的要素。活动游板用木板制成，安在玻璃板下面机座的槽里，可沿槽线左右拉动。游板上画有固定玻璃板表格完全一样的表格，用来填写所需要的实况。游板有两块，用来连接两个月的实况。

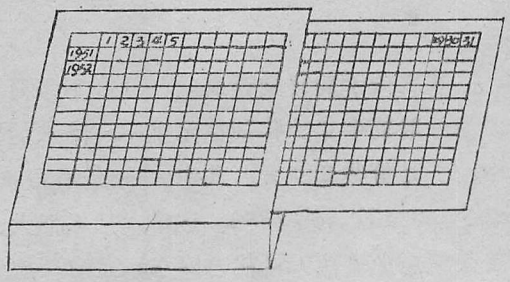


图 4.8　简易韵律机

简易韵律机的使用：首先在活动游板的

表格上填写实况，如找大暴雨韵律就填写大暴雨实况，在玻璃板表格上填上前期韵律对应要素，为了看起来方便，可在出现日期上打上记号。然后把游板表格上的实况，放在玻璃板下面拉动，数出玻璃板上要素和游板表格上实况出现重合的个数，统计出对应百分率。游板任意左右拉动，得出各个尺度的韵律对应百分率，最后选取百分率大的作为韵律。如找12月份高温低压闭合型和未来大暴雨韵律对应，就在游板表格上填写大暴雨实况，在固定玻璃表格上填上前期12月份高温低压闭合型的记号。例如游板表格上的6月1日对准上年12月1日，间隔182天，统计出玻璃板上高温低压闭合型对应游板上大暴雨实况的机率。例如玻璃板上高温低压闭合型共有50次，其中有40次对应游板上有大暴雨，则12月份高温低压闭合型后182天，有大暴雨的机率为80％。游板往左拉一格就是183天对应，往右拉一格就是181天对应。游板可随意拉动，找到对应机率最高的为止。如果固定玻璃板上的要素已经不要了，那就抹掉，更换所需要用的要素。

§4.7 洞　卡

1.原理

洞卡也称手选洞卡，是一种多因子选相似的工具，适用于长、中、短期预报。它的基本原理是对数个到几十个预报因子进行分级（分档），然后按每个因子的所属级（档），在洞卡边上剪口，制成历史卡片，预报时按当时各因子所属级（档）先后穿孔，选出一个或数个相似日（或相似月、年），据此做预报。

2.制作方法

第一步需要印制大量硬纸卡片，以8月短期预报来说，若有15年资料，则要制作465张卡片，先在每张卡片中填上当天、后一天……的预报项目，如降水、气温、风和灾害性天气等。图4.9是河北省涿县气象站1970年8月9日卡片。第二步是填写所选因子的历年8月逐日分级资料表，实例中分2—4档。第三步是划出一张各因子位置卡片，见图4.9四边所标16个因子位置。第四步按资料表所列逐日各因子分档，将465张卡片相应位置剪口，如1970年8月9日该站最高气温为31.6℃，将≥30℃洞处剪口，按此做下去，即465张卡片上各有16个剪口，至此完成历史资料卡片的制作。

3.选相似

首先定出穿孔顺序，该站是以因子准确率高低排列的，8月份穿孔顺序见图4.9四边所标（1）、（2）……（7），然后用一根粗铁丝穿孔，如1976年8月16日使用情况：14时五台山为W风，进行第一次穿孔提起，留下近半数卡片，到用14时华山气温为22℃，进行第七次穿孔提起时，只剩下1970年8月9日一张卡片，即7个因子1976年8月16日与1970年8月9日相似，以此预报8月17日有小雨，18日有暴雨，19日有小雨，实况与预报相近，见表4.19。

4.注意事项

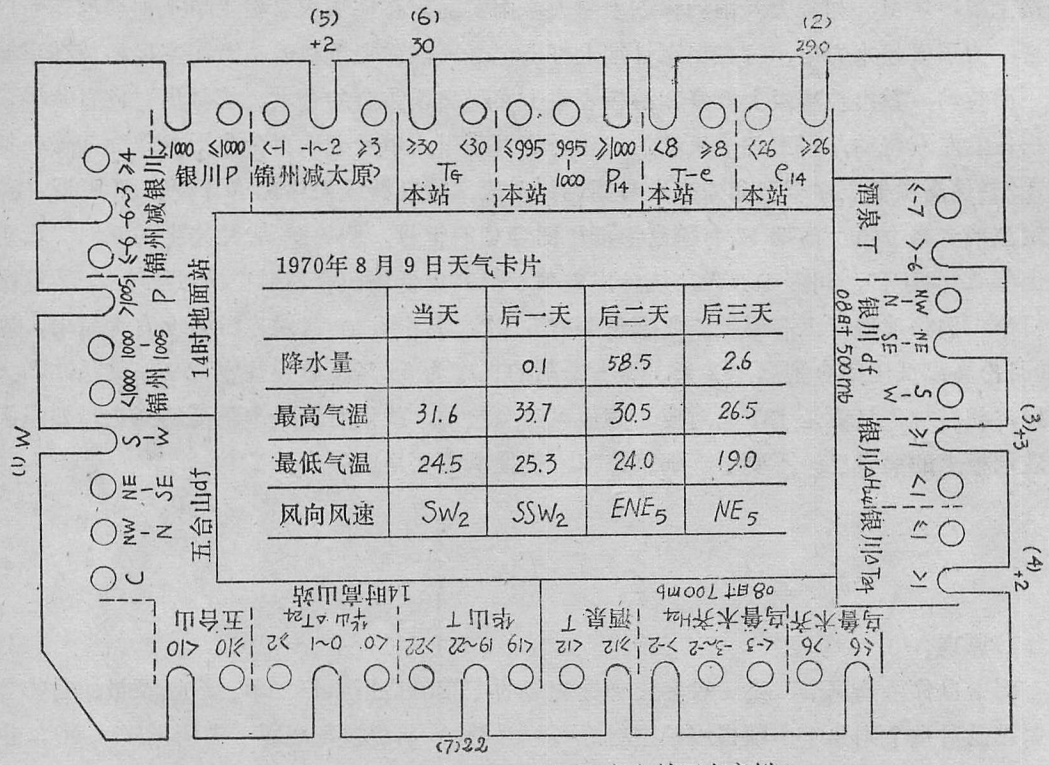


图 4.9　1970 年 8 月 9 日涿县气象站洞卡实例

表 4.19　相似日数值比较

项　目	降　水　量			最　高　气　温			最　低　气　温			最大风速及风向		
后延日数	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1970.8.9	0.1	58.5	2.6	33.7	30.5	26.5	25.3	24.0	19.0	SSW_2	ENE_5	NE_5
1976.8.16	0.4	21.3	0.0	30.4	29.4	28.2	21.2	21.1	22.9	SSW_4	WNW_4	SE_2

在穿孔过程中间，有的因子穿孔时掉不下来，此时按穿孔顺序继续穿孔，一般来说，最后留下 1—2 张卡片，个别情况下留下 3—5 张，再仔细分析这几日天气演变的共同之点，据以做预报，但是，这类预报只能反映过程的相似，不是相同，如实例中较大降水主要在后两天，风向也由南转北。

由于一张洞卡一般可以安排 20 个左右因子，所以可以按预报对象不同把因子分成几批，例如预报一般天气项目一批，预报灾害性天气项目一批等等。

使用洞卡的效果，关键在因子的选择和穿孔顺序的适当。因子选择可通过验证谚语、总结剖面图、曲线图、点聚图、简易天气图资料规律提取。穿孔顺序可拟出各季各月不同方案（包括旱涝年两类）进行抽样检验，逐步摸索出较好的穿孔顺序。

洞卡也可以用于长期预报，只要把卡片中间改填汛期或月降水量，四周换成预报汛期

降水量指标，就可以用来做汛期降水量预报了。

§4.8 简易天气图

简易天气图也称为小天气图，但一般不同于某些台站或机场用的有补充站点的小范围天气图。目前县站的简易天气图一般有三个来源：

① 点绘大台发的分析结果，下边举一个例子。

表4.20中第一行第一组：代表日期、时间及层次。24为24日，20为20时，5代表500毫巴，(0代表地面)。第二组×××为指示码表示气压系统，94为槽，说明以后几组为槽的位置（如91表示低压中心，后面一组为位置。93表示高压中心，95代表切变线，96代表地面冷锋)。第一行第三组61105，表示61°N、105°E，以后依次类推。88表示等直线，如第二行第一组88512，表示下面是512线的位置。

② 收听形势广播，在图上绘出。

③ 收集指标站的实况广播，有时同时收几个邻近省的广播。根据这三种来源分析当前的环流形势，做为预报的背景，分析简易小天气图并不比大天气图容易，因为大天气图范围广，图次多，站点密，连续性强。小天气图往往不容易连续。因此除需要认真分析所有资料之外，要多利用天气气候知识。

不过无论如何简易天气图在县站是一个辅助性的工具，它主要是提供环流背景，更多的是要靠本站资料。对天气图的应用，比较好的是用指标站记录，因为比较定量，最后一章我们将介绍一些用指标站做灾害性天气预报的例子。

表4.20 500毫巴点绘报举例

24205	94×××	61105	50075	42050	94×××	35110	32111	21108
88512	65073	57095	58115	55130	88516	65070	60084	51074
50076	55090	56115	53130	88528	65060	56074	46066	45072
51090	52115	47130	88544	65060	55060	42053	39060	40092
37130	88560	35015	35070	37085	32111	29130	88576	30090
26080	22108	22130						

* * *

以上八节只是介绍了县站经常使用的几种基本工具，并不是全部县站预报的工具。一些县站在选因子上还使用了“相关尺”、“筛选盘”等工具，这里不再一一介绍。有些图表如相关表、编码法等在有关章节再进一步讲述。

另外，这里也只是对这几种工具的情况做一个简单的介绍。如韵律、阴阳历迭加等，不同台站都有很多创造，洞卡就有各种不同的选法，时间剖面图与九线图的应用就更是多种多样的，这可以根据预报要求，自己研究试验找到适合本站应用的方法。

第五章　简化统计预报方法

§5.1　简化相关系数与简单回归

一、两个变量之间关系的描述

气象要素与前期的环流及天气有密切关系，例如冬季某一旬比较冷，经常下一旬气温也比较低，这一旬比较暖，下一旬气温也比较高。但这类关系不是确定的函数关系。称为统计相关。

研究两变量的统计关系常常先从它们的样本资料入手，怎样来显示它们之间的关系呢？

1.历史演变曲线

例如，我们研究北京3月下旬平均最低温度（Tm）与环流指示A（A是第16候，即3月16—20日500毫巴候平均图上沿130°E、30—40°N的高度差）资料，如表5.1。

以时间为横坐标，以不同数值为纵坐标，分别点出两要素的时间变化曲线。为便于比较它们之间的关系，最好在纵轴上把两变量的平均值放在同一点上，而且适当选取使两个要素大致变化相当（如图5.1）。

表5.1　北京Tm与A资料表

年　份	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
Tm	0.9	1.2	2.2	2.4	−0.5	2.5	−1.1	0.0	0.2	2.7
A	32	25	20	26	27	24	28	24	15	16
年　份	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Tm	3.2	−1.1	2.5	1.2	1.8	0.6	2.4	2.5	1.2	−0.8
A	24	30	22	30	24	33	26	20	32	35

从这种历史演变曲线不但可以分别看到它们的变化趋势，而且也可看出它们之间的关系，从图5.1中可见A线下降时，T线上升，A线上升时，T线下降，这种相反趋势的变化关系，在统计上就称为“反相关”。如图5.2所示的前一年泰山12月温度（T_s）与河北涿县当年6—8月降水量（R）的关系就是“正相关”，其资料如表5.2。

这种变化曲线比较图不但能反映两变量相关变化总趋势，而且还能细致观察各年的相

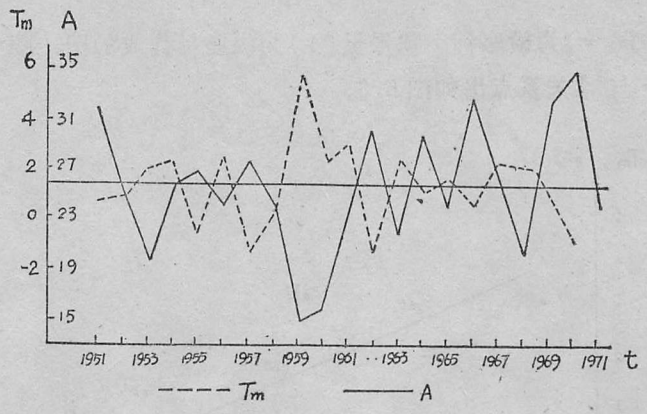


图 5.1　北京 Tm 与 A 变化曲线比较图

表 5.2　涿县 R 与 T_s 资料表

年	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965
T_s	-9.9	-2.7	-8.4	-5.3	-3.4	-5.7	-7.9	-6.0	-3.7	-5.7	-5.9
R	493	897	331	432	531	321	316	300	516	482	137
年	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	
T_s	-6.6	-8.1	-11.5	-3.1	-7.6	-5.0	-7.3	-5.3	-6.9	-7.6	
R	498	413	183	549	465	600	270	480	330		

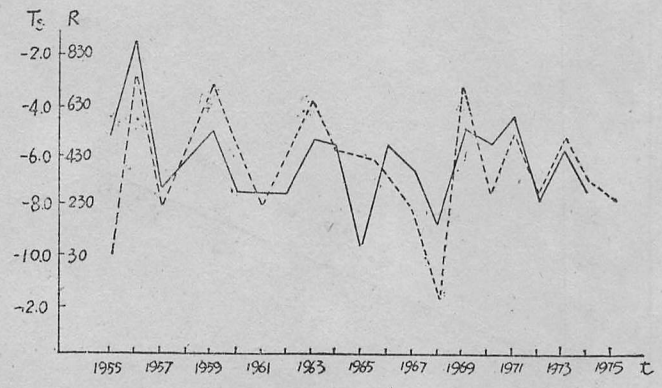


图 5.2　涿县降水与泰山气温

关情况，例如在北京的 Tm 与 A 关系图上看出在 1953—1954 年段和 1960—1961 年段有特殊的正相关现象，在泰山气温与涿县降水关系上则有 1965—1966 年段有特殊的反相关现象，这些可进一步帮助我们找出不符合统计关系的特殊年份，从而进一步分析这些特殊年份关系变化的特殊原因，使之作出正确的预报。

2.散布图

它是以预报因子(x)为横座标，预报量(y)为纵座标作成的图，图中点子是对应每一年的x、y值，Tm与A关系点出如图5.3。

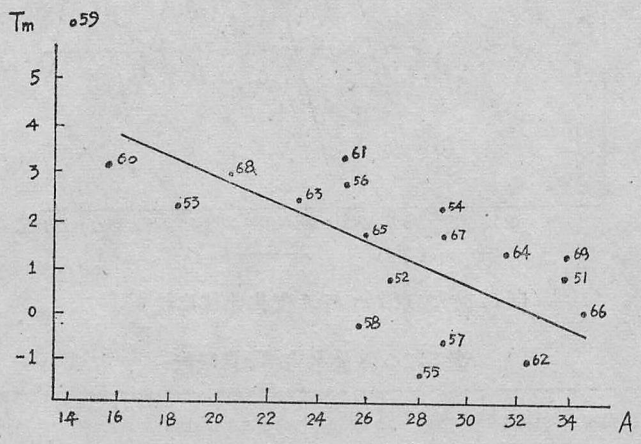


图5.3　北京Tm与A散布图（图中点旁数字为19××年）

这些点子比较密集在一条直线上，我们称A与Tm有线性关系。如果直线斜率为负，则称为A与Tm是负相关，因为它反映A大时Tm值小，A小时，Tm值大，点子大致分布规律自然是图5.3中的直线趋势。相反如泰山气温与涿县降水关系点成散布图则呈线性正相关，如图5.4。

上述两变量的关系在散布图上可以近似地用直线表示，这种关系统称为线性相关。

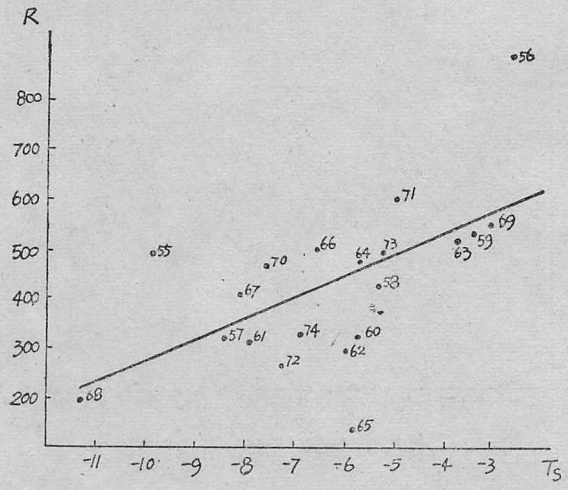


图5.4　涿县R与T_s散布图（图中点旁数字为19××年）

二、两个变量之间关系密切程度的度量——相关系数

1.协方差

我们从Tm与A两变量的曲线变化关系图上可见，当Tm是正距平时，A就是负距平，这可以用每年它们正负距平关系即用乘积来衡量，并以所有年的平均状况来描述它们总的相关密切程度。这个量就称为样本的协方差，求x、y变量关系时记为：

$$S_{xy}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y}) \tag{5.1}$$

例如对Tm与A关系，求S_{TmA}，可列成表5.3计算得

$$S_{TmA}=-6.59℃\text{位势米}$$

表5.3

年　份	Tm	T'_m	A	A'	T'_mA'	A'^2	T'^2_m
1951	0.9	-0.6	32	6	-3.6	36	0.36
1952	1.2	-0.3	25	-1	0.3	1	0.09
1953	2.2	0.7	20	-6	-4.2	36	0.49
1954	2.4	0.9	26	0	0.0	0	0.81
1955	-0.5	-2.0	27	1	-2.0	1	4.00
1956	2.5	1.0	24	-2	-2.0	4	1.00
1957	-1.1	-2.6	28	2	-5.2	4	6.76
1958	0.0	-1.5	24	-2	3.0	4	2.25
1959	6.2	4.7	15	-11	-51.7	121	22.09
1960	2.7	1.2	16	-10	-12.0	100	1.44
1961	3.2	1.7	24	-2	-3.4	4	2.89
1962	-1.1	-2.6	30	4	-10.4	16	6.76
1963	2.5	1.0	22	-4	-4.0	16	1.00
1964	1.2	-0.3	30	4	-1.2	16	0.09
1965	1.8	0.3	24	-2	-0.6	4	0.09
1966	0.6	-0.9	33	7	-6.3	49	0.81
1967	2.4	0.9	26	0	0.0	0	0.81
1968	2.5	1.0	20	-6	-6.0	36	1.00
1969	1.2	-0.3	32	6	-1.8	36	0.09
1970	-0.8	-2.3	35	9	-20.7	81	5.29
总　和	300		513		-131.8	565	58.12
平　均	1.5		26		-6.59	5.32	1.71

协方差是负的表明它们较多的关系是反关系，如果协方差是正值则表明是正关系。如用泰山气温与涿县降水关系计算，协方差$S_{TsR}=213.6$毫米℃。

从上面两个协方差计算只能表明两变量是正相关还是负相关，但是无法比较两变量关系是密切呢还是不密切，而且从它们的单位，大小亦无法比较这两个变量关系谁更好些，在§3.1我们曾谈到为了比较变量之间关系，可以用标准化或中心化的办法，消除单位和平均值—均方差的差别，如果用这种新变量作协方差，计算结果就能进行相互比较了。这时就变成常用的相关系数。

2.相关系数

一般形式为

$$r_{xy}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_i-\bar{x}}{S_x}\right)\left(\frac{y_i-\bar{y}}{S_y}\right)$$

$$=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\tilde{x}_i\tilde{y}_i \tag{5.2}$$

也可记为

$$r_{xy}=\frac{S_{xy}}{S_xS_y} \tag{5.3}$$

对于Tm与A一例，计算出 $S_x=S_A=\sqrt{\frac{1}{n}\sum(x_i-\bar{x})^2}$

$$S_x=S_A=5.32 \qquad S_{Tm}=S_y=1.71$$

$$r_{xy}=\frac{-6.59}{5.32\times1.71}=-0.724$$

还可以写为

$$r_{xy}=\frac{\sum(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum(y_i-\bar{x})^2}\sqrt{\sum(y_i-\bar{y})^2}} \tag{5.4}$$

对于Tm与A一例，相关系数为

$$r_{xy}=\frac{-131.8}{\sqrt{565\times58.12}}=-0.727$$

还可从原值出发进行计算，公式为

$$r_{xy}=\frac{\sum x_iy_i-n\bar{x}\bar{y}}{\sqrt{\sum x_i^2-n(\bar{x})^2}\sqrt{\sum y_i^2-n(\bar{y})^2}} \tag{5.5}$$

例如对Tm与A关系一例

$$\sum_{i=1}^{n}x_iy_i=637.7\quad\bar{x}=25.65\quad\bar{y}=1.5$$

$$n\bar{x}\bar{y}=20\times25.65\times1.5=769.5 \tag{5.6}$$

$$\sum_{i=1}^{20}x_i^2=13721 \qquad n(\bar{x})^2=13158.45$$

$$\sum_{i=1}^{20}y_i^2=103.12 \qquad n(\bar{y})^2=45 \tag{5.7}$$

$$x_{xy}=\frac{637.7-769.5}{\sqrt{13721-13158.45}\sqrt{103.12-45}}$$

$$=\frac{-131.8}{180.82}=-0.729 \tag{5.8}$$

上面几个计算相关系数的公式可以灵活应用，如果是已经标准化了的资料，则直接用（5.2）式求，若数值太大，不妨先化为距平用（5.4）式求。若原始资料数字简单，就可用（5.5）式求，它们的结果应该是一样的。

3.相关系数的性质

相关系数数值变化在－1和1之间，负表示负相关，所以取绝对值的大小作为衡量相关好坏的标准。相关系数为0时，表示两个变量没有线性相关。

由于相关系数没有单位，便于进行相互比较，并且可以作为预报某一变量选择因子的标准，因而相关系数的计算成为台站统计预报经常计算的一个量。

三、相关系数的检验

样本之间的相关系数是否反映两变量样本之间的密切程度，能否可以通过样本相关系数推断两变量的总体有没有相关呢？下面介绍作这方面统计的显著性检验。

t 检验。检验步骤：

① 设立原假设：$H_0:\rho=0$ 表示两总体是无关的假定，其中 ρ 表示两总体的相关系数。

② 在假设条件成立下，有关样本相关系数 r 的统计量

$$|t|=r\sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \tag{5.9}$$

遵从自由度为 $n-2$ 的 t 分布

③ 用实测样本的相关系数计算统计量，并给定显著性水平或信度标准 α（通常取 $\alpha=0.05$）。

若 $|t|>t_\alpha$ 则拒绝假设，认为两总体有相关，即样本相关系数是显著的。

例如：用 Tm 与 A 资料计算 $r=-0.727$，$n=20$，$H_0:\rho=0$，则

$$|t|=\left|-0.727\sqrt{\frac{20-2}{1-(-0.727)^2}}\right|$$

$$=|-4.491|>t(18)=2.101$$

r 是显著的。

有时，台站需要用相关系数检验一批因子是否可取，资料年代都一样，要一个个检验很麻烦，此时，可设一统一判别标准 r_c，若 $r>r_c$。则通过检验，作为选入标准。判别标准的计算公式为

$$r_c=\sqrt{\frac{t_\alpha^2}{n-2+t_\alpha^2}} \tag{5.10}$$

例如：需从 $n=20$ 资料年代中，检查一批因子，在 $\alpha=0.05$ 时，$t_{0.05}(18)=2.101$

$$r_c=\sqrt{\frac{(2.101)^2}{20-2+(2.101)^2}}=0.44$$

凡大于 r_c 的 r 都通过检验标准。

实际已有人计算好这一表，对于已知 n 求 r_c，可查表 5.4（其中自由度是指所遵从的自由度为多少的 t 分布），r_c 是相关系数的绝对值。

表 5.4　相关系数检验表

自　由　度	$\alpha=0.05$	$\alpha=0.01$	自　由　度	$\alpha=0.05$	$\alpha=0.01$
5	0.754	0.874	19	0.433	0.549
6	0.707	0.834	20	0.423	0.537
7	0.666	0.798	21	0.413	0.526
8	0.632	0.765	22	0.404	0.515
9	0.602	0.735	23	0.396	0.506
10	0.576	0.708	24	0.388	0.496
11	0.553	0.684	25	0.381	0.487
12	0.532	0.661	26	0.374	0.478
13	0.514	0.641	27	0.367	0.470
14	0.497	0.623	28	0.361	0.463
15	0.482	0.606	29	0.355	0.456
16	0.468	0.590	30	0.349	0.449
17	0.456	0.575	60	0.254	0.330
18	0.444	0.561	120	0.187	0.244

四、相关系数的简易计算

1.用散布图求相关系数

常常在台站中要普查很多要素之间的相关程度，但用严格的定义来计算会增加不少工作量，下面介绍一种简便计算法。

例如我们要做 Tm 与环流指标 A 的相关，把 Tm 与环流指标 A 点在方格纸的图 5.5 上，作平行纵轴 Tm 的直线 A，使左右两边点数相等（或近于相等），再作平行横轴的直线 B，使上、下的点相等（或近于相等），并且尽量使 A、B 线上没有点，A、B 把平面分成四块，分别数每一块的点数，得

$$n_1=2 \qquad n_2=8 \qquad n_3=2 \qquad n_4=8$$

$$\text{令} \quad n_+=n_1+n_3=4 \qquad n_-=n_2+n_4=16$$

$$n=n_++n_-=20$$

则

$$r=\sin\left[\frac{\pi}{2}\times\frac{n_+-n_-}{n_++n_-}\right] \quad \text{即}$$

$$r=\sin\left(\frac{n_+}{n_++n_-}-\frac{1}{2}\right)\pi=-\cos\frac{n_+\pi}{n_++n_-}$$

用实际数代入

$$r=-\cos\frac{4\pi}{20}=-\cos\frac{\pi}{5}=-\cos36^\circ=-0.8080$$

这个数值和精确计算的 -0.727 只差 0.082，如果准确度在 0.1 范围内的话，这就完全符合要求，

2.分级相关系数

在台站中常使用分级的办法把变量的数字简化（见§ 3.1），在这样的基础上，相关系数计算也变得十分简单。

分级可以是任意的，因而就可能有两种，一种是均匀分布的，一种是非均匀分布的。

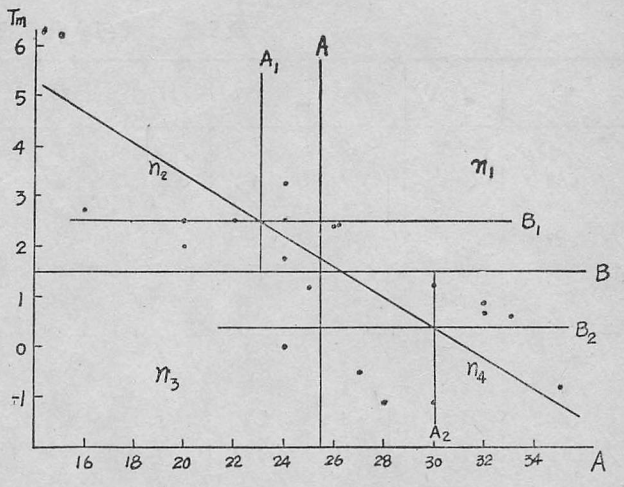


图 5.5 Tm 与 A 散布图

什么叫均匀分布的分级呢？就是对资料所划分的级别，每一级出现的频数或频率是相等的。例如以 Tm 与 A 资料为例，分成 5 级时如表 5.5。

表 5.5 Tm 与 A 分 5 级时频率分布表

级　　别	1	2	3	4	5
频　　数	4	4	4	4	4
频　　率	1/5	1/5	1/5	1/5	1/5
Tm 区间	-1.1—0.0	0.0—1.2	1.2—2.4	2.4—2.5	2.5—6.2
A 区 间	15—20	20—24	24—27	27—30	32—35

在资料分级中，凡遇到同一数值分处在两级时，均使用级别序号平均来代替，例如对 Tm 划级中，1.2℃这一数值有 3 年（1952、1954、1969 年），而它按分级的频数中取两个就够 2 级，故应有 2 个在 3 级，1 个在 2 级，于是取它们级别序号的平均，即为

$$\frac{3+3+2}{3}=\frac{8}{3}=2.7$$

在相应的年份上三个都填上 2.7，作为级别序号。

又如，2.5 这个值亦有 3 年，划分时又分别处在 4 级有 2 个，5 级有 1 个，故应为

$$\frac{4+4+5}{3}=\frac{13}{3}=4.3$$

在 1956、1963、1968 年下填上 4.3 的序号，这种办法是为了既照顾分级的均匀性，又照顾到数值的共同性，而作的一种折衷办法，用这种办法把 Tm 与 A 的资料化为简单的级别序号（见表 5.6）。

均匀分级可以根据样本容量大小灵活划分，例如有 24 年资料可划分为 4 级或 6 级，有时无法照顾到完全均匀时，也可将其中一级频数多一个亦可，例如对 22 年资料，无论分 3、

表 5.6　Tm 与 A 分 5 级资料表

年	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
$[Tm]$	2	2.7	3	4	1	4.3	1	2	5	5
$[A]$	5	3	1	3	4	2.3	4	2.3	1	1
d	−3	−0.3	2	1	−3	2	−3	−0.3	4	4
d^2	9	0.09	4	1	9	4	9	0.09	16	16

年	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
$[Tm]$	5	1	4.3	2.7	3	2	4	4.3	2.7	1
$[A]$	2.3	4	2	4	2.3	5	3	1	5	5
d	2.7	−3	2.3	−1.3	0.7	−3	1	3.3	−2.3	−14
d^2	7.29	9	5.29	1.69	0.49	9	1	10.89	5.29	16

4 级或 5、6 级都不能做到完全均匀时，可考虑作 5，6，6，5 的近似均匀分布的 4 级，总之，能做到完全均匀最好。

在均匀分级的条件下，相关系数计算就可按分 K 级时的普遍公式计算：

$$r=1-\frac{6}{n(K^2-1)}\sum_{i=1}^{n}d_i^2 \tag{5.11}$$

其中 n 为样本容量，d 为两变量的级别序号差，记为

$$d_i=[y]_i-[x]_i$$

对 Tm 与 A 一例，在表 5.6 第四行是级号序号差值，代入公式计算

$$r=1-\frac{6}{20(5^2-1)}\times 134.12=-0.68$$

在分级的级数不断增加时，最多只能到样本容量 n 为止，这时就是 $K=n$，分 n 级的情况，通常亦称为“序数相关系数”公式就变为

$$r=1-\frac{6}{n(n^2-1)}\sum_{i=1}^{n}d_i^2 \tag{5.12}$$

对于 Tm 与 A，序数分级资料见表 5.7。

表 5.7　分 n 级（序数），Tm 与 A 资料表

年	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
$[Tm]$	14	12	9	7.5	17	5	19.5	16	1	3
$[A]$	3.5	11	17.5	9.5	8	13.5	7	13.5	20	19
d	10.5	1	−8.5	−2	9	−8.5	12.5	2.5	−19	−16

年	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
$[Tm]$	2	19.5	5	12	10	15	7.5	5	12	18
$[A]$	−13.5	5.5	16	5.5	13.5	2	9.5	17.5	3.5	1
d	−11.5	14	−11	6.5	−3.5	13	−2	−12.5	8.5	17

序数排法以1为最大，例如对环流指标A，1970年35最大为1，1966年33为2，但1962、1964年均为30，它们应占序数3和4的位置，为要表示它们序数应相等，故采用$\frac{3+4}{2}=3.5$作为序号，代替这两个位置，以后，凡遇数值相同的几个用它们的平均序号代替，则得表5.7的序号排列，由此算得

$$r=1-\frac{6\times 2314.5}{20(400-1)}=-0.74$$

对于非均匀分级时，由于情况比较任意，计算要稍麻烦些，就不作介绍了。

五、线性回归预报

1.什么叫回归

前面谈到两个变量之间的关系是否密切和怎样去度量的问题，用气象预报的话来说，就是怎样去选择预报因子。但是，选到好的因子（线性相关系数较高的）又如何去作预报呢？

例如，我们计算出Tm与A的关系好，但是怎样利用A来作出对Tm的预报呢？这就要去寻找A与Tm到底是一种什么样的关系。

从§5.1 Tm与A的散布图（见图5.3）可见点子密集在一条直线附近，这种点子密集成一条直线就称为回归直线，密集成一条曲线，就称为回归曲线，直线的方程式就称为线性回归方程，该直线就代表两个变量之间的统计规律性，然后根据这个方程式就可以作出未来的预报，所以有时这种方程又称为预报方程。

2.怎样求一个因子的直线回归预报方程

既然，点子密集在一条直线附近，所以只要我们定出这条直线就可以确定这两个变量之间的关系，从而就可作出预报。

从数学的函数理论中，一条直线，在x与y座标系中，它的解析方程为

$$y=b_0+b_1x \qquad (5.13)$$

但是我们这条直线是代表点子密集的直线，真正的点子并不在直线上（见示意图5.6），所以这条直线是一个估计，为区别起见，记为

$$\hat{y}=b_0+b_1x$$

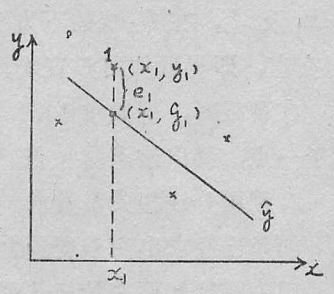


图5.6 回归直线示意图

同样对一个x_1，在图中直线所示就有两个点，一个是实测点（×），一个是估计点（·），实测点与估计点之间就有一个差值，这个差值称为“残差”，记为e，图中1点表示为

$$e_1=y_1-\hat{y}_1$$

当然其他实测点与估计点亦有这种关系：

$$e_i = y_i - \hat{y}_i \qquad (i = 1,\ 2,\ \cdots,\ n)$$

希望找一条最好的代表直线，这条直线离所有实测点都最近，即所有估计点与实测点的误差最小，这一方法就称为最小二乘法。根据这一原则，可以定出直线方程的系数 b_0 和 b_1，这两个系数具体是用下面的联立方程定出的：

$$\begin{cases} nb_0 + b_1 \sum_{i=1}^{n} x_i = \sum_{i=1}^{n} y_i \\ b_0 \sum_{i=1}^{n} x_i + b_1 \sum_{i=1}^{n} x_i^2 = \sum_{i=1}^{n} x_i y_i \end{cases} \tag{5.14}$$

这个方程组又称为求系数的标准方程组。

这个方程组形式上是用 x、y 的原来实测值计算得到的，亦可称为从原值出发的标准方程组。

例如，对 Tm 与 A 一例，具体用 Tm 代 y，A 代 x，用表 5.3 相应数值代入得，

$$\begin{cases} 20b_0 + 513b_1 = 30.0 \\ 513b_0 + 13721b_1 = 637.7 \end{cases}$$

用代入消去法解出：$b_0 = 7.5$，$b_1 = -0.23$

则得预报方程为 $\hat{y} = 7.5 - 0.23x$

预报时，用 1971 年 $x = 24$ 值代入，解出

$\hat{y}_{71} = 7.5 - 0.23 \times 24 = 1.98$℃，实况 2.4℃。

六、一个因子线性回归方程简易求法

1.利用散布图求

在图 5.5 的基础上，在 B 线上方的 10 个点子中，用类似求相关系数的办法，作平分线 B_1 及 A_1，在 B_2 线的下方 10 个点子中，又类似作平分线 A_2、B_2，连接 A_1B_1 交点与 A_2、B_2 交点，即得近似回归直线。

在预报时，例如求 1971 年 y 值，当 $x = 24$ 时，过 $x = 24$ 作平行于纵轴的直线交回归线于一点，读出该点的 y 值，得 $\hat{y}_{71} = 2.2$℃。

2.利用分级相关系数求

如果已经求出两个变量之间的相关系数时，求回归方程的系数 b_0 和 b_1，也变得十分简单，因为在已知两变量相关系数情况下，求 b_0 和 b_1 的标准方程组变为

$$\begin{cases} b_0 = \bar{y} - b_1\bar{x} \\ b_1 = \dfrac{S_y}{S_x} r_{xy} \end{cases} \tag{5.15}$$

由于在分级的过程中，两变量都是均匀分布，它们的方差是完全一致的，平均值也是完全一致的，因而可以利用分级相关系数求出 b_1，然后再求 b_0。

例如，对 Tm 与 A 一例，分 5 级时，算出相关系数 $r=-0.68$，所以 $b_1=-0.68$。

平均值的计算可根据 § 3.1 公式（3.10）计算：

$$\bar{y}=\bar{x}=\frac{1}{5}(1+2+3+4+5)=3$$

$$\therefore \quad b_0=3(1+0.69)=5.04$$

$$\hat{[y]}=5.04-0.68[x]$$

其中 $\hat{[y]}$ 及 $[x]$ 表示是级别序号，故上式是级别序号回归方程。

预报时，1971 年 $x=24$。按 5 级应 $[x]=2$。

$$\therefore \quad \hat{[y]}_{71}=5.04-0.68\times 2=3.68\doteq 4$$

预报 y 的级别为 4 级，温度在 2.4—2.5 之间。

又例如，对分为 n 级时，算出 Tm 与 A 的相关系数为 $r=-0.74$，所以 $b_1=-0.74$。

在分 n 级时，求平均值公式为

$$\bar{x}=\bar{y}=\frac{n+1}{2}$$

对本例 $\bar{x}=\bar{y}=\dfrac{20+1}{2}=10.5$

$$\therefore \quad b_0=10.5(1+0.74)=18.3$$

$$\hat{[y]}=18.3-0.74[x]$$

1971年，$x=24$，$[x]=13.5$。

$$\hat{[y]}_{71}=18.3-0.74\times 13.5=8$$

预报为 8 级，温度在 2.4℃附近（因为只有 1954 年与 1967 年为 7.5 级，接近 8 级，故就报 2.4℃）。

§5.2 多因子线性回归

一、多因子线性回归预报方程

在台站统计预报中，有时寻找一个很好的预报因子不是十分容易做到的，因而常常找几个较好的因子代替，而且从天气意义来说，影响一个预报量（降水、霜冻等）的要素是十分复杂的，但其中必有一些是主要影响因子，寻找这些因子并用来作出预报量的预报是统计方法的任务之一。

在县站预报中，选几个因子好呢？一般说选择 3—4 个，最多 5—6 个较好的因子就行，这些因子之间应该关系愈小愈好，而与预报量之间关系愈大愈好。

为了讨论的一般化，假定已选好了 m 个因子，并且它们之间的关系是线性的，所谓“线性”是指变量是一次项，而且变量之间是用“+”“-”号间隔起来，所以一般 m 个因子

的线性回归预报方程可写为

$$\hat{y}=b_0+b_1x_1+b_2x_2+\cdots+b_mx_m \tag{5.16}$$

当 $m=1$ 时，就是一个因子的方程

$$\hat{y}=b_0+b_1x_1$$

当 $m=2$ 时，即取两个因子时，方程为

$$\hat{y}=b_0+b_1x_1+b_2x_2$$

实际的预报方程主要是求系数 b_0，b_1，b_2，…，求解的方法与上一章的一个因子类似，用最小二乘法求，最后结果归为求下面的联立方程，亦称为求系数的标准方程组

$$\begin{cases} nb_0+b_1\sum x_{1i}+b_2\sum x_{2i}+\cdots+b_m\sum x_{mi}=\sum y_i \\ b_0\sum x_{1i}+b_1\sum x_{1i}^2+b_2\sum x_{1i}x_{2i}+\cdots+b_m\sum x_{1i}x_{mi}=\sum x_{1i}y_i \\ b_0\sum x_{2i}+b_1\sum x_{2i}x_{1i}+b_2\sum x_{2i}^2+\cdots+b_m\sum x_{2i}x_{mi}=\sum x_{2i}y_i \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ b_0\sum x_{mi}+b_1\sum x_{mi}x_{1i}+b_2\sum x_{mi}x_{2i}+\cdots+b_m\sum x_{mi}^2=\sum x_{mi}y_i \end{cases} \tag{5.17}$$

在方程组中，x_{1i} 表示第一个因子样本中各个值，x_{2i} 表示第二个因子样本中各个值，y_i 表示预报量的各个值，$\sum$ 表示所有样本之和，省去上、下标，实际为 $\sum_{i=1}^{n}$。

多个因子求系数的方程组是很好记忆的，对于一个因子情况为：

$$\begin{cases} nb_0+b_1\sum x_{1i}=\sum y_i \\ b_0\sum x_{1i}+b_i\sum x_{1i}^2=\sum x_{1i}y_i \end{cases}$$

方程组的第一个方程相当于对预报方程

$$\hat{y}=b_0+b_1x_1$$

两边用原值求和，方程组的第二个方程，是对预报方程两边各乘 x_1 对应值然后求和。

对 $m=2$ 的情况，用类似办法，分别对

$$\hat{y}=b_0+b_1x_1+b_2x_2$$

求和；乘 x_1 求和；乘 x_2 求和，则形式上得

$$\begin{cases} nb_0+b_1\sum x_{1i}+b_2\sum x_{2i}=\sum y_i \\ b_0\sum x_{1i}+b_1\sum x_{1i}^2+b_2\sum x_{1i}x_{2i}=\sum x_{1i}y_i \\ b_0\sum x_{2i}+b_1\sum x_{1i}x_{2i}+b_2\sum x_{2i}^2=\sum x_{2i}y_i \end{cases}$$

其他情况类推可得相应的标准方程组。

二、线性方程组的求解

列好求系数的标准方程组后还不能马上求出各系数，求各系数必须解这个方程组，这种方程组，是属于线性方程组，这里谈谈这种方程组求解的一般方法。

最常用的一种方法是消去法，例如对一个线性方程组

$$\begin{cases} 10b_0 + 7b_1 + 4b_2 = 4 & ① \\ 7b_0 + 7b_1 + 3b_2 = 4 & ② \\ 4b_0 + 3b_1 + 4b_2 = 3 & ③ \end{cases}$$

这是一个两个因子求解系数时出现的方程组，类似中学所学过的消去代入法，但现在是只消去不代入来求解，在保持原方程组不变的情况下使用一个数乘方程两边，再与其他方程相加减的办法，消去其他系数，使之第①方程变成

$$1b_0 + 0b_1 + 0b_2 = \times$$

则方程右端的值×就是 b_0 的解，又想法使第②方程变成

$$0b_0 + 1b_1 + 0b_2 = \times\times$$

则××就是 b_1 的解，又使③变成

$$0b_0 + 0b_1 + 1b_2 = \times\times\times$$

则又可解出 b_2。

这一过程即把方程的数字项排列为

$$\begin{pmatrix} 10 & 7 & 4 & 4 \\ 7 & 7 & 3 & 4 \\ 4 & 3 & 4 & 3 \end{pmatrix}$$

最后使得变成

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \times \\ 0 & 1 & 0 & \times\times \\ 0 & 0 & 1 & \times\times\times \end{pmatrix}$$

右端那一列就是相应 b_0，b_1，b_2 的解。

具体怎样才能做到这一步呢？下面一步步进行说明。

首先我们把竖的一排数称为“列”，横的一排数称为“行”。

第一步：把第一列消成 1，0，0，称为消去第一列，这个过程是：

用$\frac{1}{10}$去乘①式得①′，然后用②式减去 7 乘①′，用③式减去 4 乘①′，得到

$$\xrightarrow{1/10} \quad \begin{matrix} \\ ②-7\times①' \\ ③-4\times①' \end{matrix} \begin{pmatrix} 1 & 0.7 & 0.4 & 0.4 \\ 0 & 2.1 & 0.2 & 1.2 \\ 0 & 0.2 & 2.4 & 1.4 \end{pmatrix} \begin{matrix} ①' \\ ②' \\ ③' \end{matrix}$$

消去第一列，相当于方程引入 b_0 项。

第二步：消去第二列，即引入 x_1

$$\begin{matrix} \xrightarrow{\qquad} \\ ①'-0.7\times②'' \\ ②'/2.1 \\ ③'-0.2\times②'' \end{matrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0.333 & 0.000 \\ 0 & 1 & 0.095 & 0.571 \\ 0 & 0 & 2.381 & 1.286 \end{pmatrix} \begin{matrix} ①'' \\ ②'' \\ ③'' \end{matrix}$$

第三步：消去第三列，即引入 x_2

$$\begin{array}{l} \overrightarrow{①''-0.333\times③'''} \\ ②''-0.095\times③''' \\ ③''/2.381 \end{array} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & -0.180 \\ 0 & 1 & 0 & 0.520 \\ 0 & 0 & 1 & 0.540 \end{pmatrix}$$

最后得解

$$\begin{cases} b_0=-0.180 \\ b_1=0.520 \\ b_2=0.540 \end{cases}$$

即方程已引入两个变量及 b_0 项，方程为：

$$\hat{y}=-0.180+0.520x_1+0.540x_2$$

三、用分级办法求解回归方程一例

现用内蒙古锡林郭勒盟气象台应用回归方程作 R_{11-1} 的冬雪预报为例。

1.资料分级处理

选取 3 月气温 $\overline{T}_3(x_1)$， 5—7 月平均气压 $\overline{P}_{5-7}(x_2)$，5—7 月蒸发 $W_{5-7}(x_3)$ 将原始资料分成级别，其级别按有无特殊变化划分。引入准平均值 J。

$$J=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|x_i-\bar{x}|$$

即是距平绝对值平均，然后对距平值进行分线处理。分级标准如下：

$$0\text{ 级}\leqslant\frac{1}{5}J\text{（无变化）}$$

$$\frac{1}{5}J<\pm 1\text{ 级}<J\text{（正常变化）}$$

$$J\leqslant\pm 2\text{ 级}<2J\text{（反常变化）}$$

$$2J\leqslant\pm 3\text{ 级}<3J\text{（特殊反常变化）}$$

分级资料见表 5.8 。

2.列出三因子回归方程及求系数的标准方程组

$$\hat{y}=b_0+b_1x_1+b_2x_2+b_3x_3$$

$$\begin{cases} nb_0+b_1\sum x_1+b_2\sum x_2+b_3x_3=\sum y \\ b_0\sum x_1+b_1\sum x^2{}_1+b_2\sum x_1x_2+b_3\sum x_1x_3=\sum x_1y \\ b_0\sum x_2+b_1\sum x_2x_1+b_2\sum x_2{}^2+b_3\sum x_2x_3=\sum x_2y \\ b_0\sum x_3+b_1\sum x_3x_1+b_2\sum x_3x_2+b_3\sum x^2{}_3=\sum x_3y \end{cases}$$

方程组中省去下标 i。

用表 5.8 中计算数值代入

$$\begin{cases} 17b_0 - 4b_1 + 0b_2 + 2b_3 = -4 \\ -4b_0 + 46b_1 - 7b_2 + 8b_3 = -38 \\ 0b_0 - 7b_1 + 44b_2 + 13b_3 = -36 \\ 2b_0 + 8b_1 + 13b_2 + 46b_3 = -55 \end{cases}$$

用消去法解出：

$$b_0 = -0.33 \quad b_1 = -0.82 \quad b_2 = -0.70 \quad b_3 = -0.84$$

故得回归方程

$$\hat{y} = -0.33 - 0.82x_1 - 0.70x_2 - 0.84x_3$$

3.预报

1971 年 x_1 为 - 3 级，x_2 为 - 2 级，x_3 为 0 级。代入回归方程。

$$\hat{y} = -0.33 - 0.82 \times (-3) - 0.70 \times (-2) - 0.84 \times 0 = 3.53$$

报 4 级，实况为 2 级。

表 5.8 的右端 $\hat{y}$ 一列为检查值。可见与实况出入不大。

表 5.8　回归方程计算表格

年　份	x_1	x_2	x_3	y	x_1^2	x_2^2	x_3^2	yx_1	yx_2	yx_3	x_1x_2	x_1x_3	x_2x_3	$\hat{y}$	预报
1954	-2	-2	-1	6	4	4	1	-12	-12	-6	4	2	2	3.55	4
1955	-2	1	0	-1	4	1	0	2	-1	0	-2	0	0	0.61	1
1956	-1	-2	-2	3	1	4	4	-3	-6	-6	2	2	4	3.57	4
1957	-2	-1	-1	7	4	1	1	-14	-7	-7	2	2	1	2.85	3
1958	-1	2	1	-2	1	4	1	2	-4	-2	-2	-1	2	-1.75	-2
1959	2	0	-1	-1	4	0	1	-2	0	1	0	-2	0	-1.13	-1
1960	2	1	-1	-2	4	1	4	-4	-2	2	2	-2	-1	-1.83	-2
1961	2	-2	2	-3	4	4	1	-6	6	-6	-4	4	-4	-2.25	-2
1962	-1	-1	1	-4	1	1	4	4	4	-4	1	-1	-1	0.35	0
1963	2	-1	2	-2	4	1	1	-4	2	-4	-2	4	-2	-2.95	-3
1964	-1	3	1	-2	1	9	0	2	-6	-2	-3	-1	3	-2.45	-2
1965	1	0	0	-3	1	0	4	-3	0	0	0	0	0	-1.15	-1
1966	1	1	2	-2	1	1	9	-2	-2	-4	1	2	2	-3.53	-4
1967	1	-2	-3	3	1	4	9	3	-6	-9	-2	-3	6	2.77	3
1968	-1	2	3	-2	1	4	1	2	-4	-6	-2	-3	6	-3.43	-3
1969	-1	-1	1	0	1	1	1	0	0	0	1	-1	-1	0.35	0
1970	-3	2	-2	1	9	4	4	-3	2	-2	-6	6	-4	0.41	2
Σ	-4	0	2	-4	46	44	46	-38	-36	-55	-7	8	13		

四、用相关系数求解回归方程

如果我们在普选因子时就已经求出各个因子与预报量之间的相关系数。那么在求回归方程的时候就不需要舍弃这些相关系数，重新从原值出发求回归方程了，而可以直接从相关系数出发。不过这时，还需要求出因子之间的相关系数。

例如，假若已选出 m 个较好的因子：x_1，x_2，……，x_m。并已算出它们与预报量之间的相关系数分别记为 r_{1y}，r_{2y}，……，r_{my}。这时还要算出因子之间的相关系数：r_{12}，r_{13}，…，r_{23}，r_{24}，……，r_{m1}，r_{m2}，……，利用这些量就可以根据下面方程组求出伪回归方程系数：b'_1，b'_2，……，b'_m。

$$\begin{cases} r_{11}b'_1 + r_{12}b'_2 + \cdots\cdots + r_{1m}b'_m = r_{1y} \\ r_{21}b'_1 + r_{22}b'_2 + \cdots\cdots + r_{2m}b'_m = r_{2y} \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ r_{m1}b'_1 + r_{m1}b'_2 + \cdots\cdots + r_{mm}b'_m = r_{mx} \end{cases} \tag{5.18}$$

其中 r_{11}，r_{22}，……，r_{mm} 表示因子自身的相关系数，自然都等于 1。所以它们不必计算。另外 r_{21}，r_{m1}，……都与 r_{12}，r_{1m} 相等，所以从系数来看它们以主对角线为轴是对称的。

例如对于只有两个因子的情况下，求伪回归系数 b'_1，b'_2 的方程组为

$$\begin{cases} r_{11}b'_1 + r_{12}b'_2 = r_{1y} \\ r_{21}b'_1 + r_{22}b'_2 = r_{2y} \end{cases}$$

如果光注意相关系数，可写为下面形式，常称为相关阵：

$$\begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{1y} \\ r_{21} & r_{22} & r_{2y} \end{pmatrix}$$

左边的系数阵是以 r_{11}，r_{22} 组成的主对线为轴对称，即 $r_{12} = r_{21}$。

求出 b'_1，b'_2 以后，还要通过下面关系求出 b_1，b_2

$$\begin{cases} b_1 = \dfrac{S_y}{S_1}b'_2 \\ b_2 = \dfrac{S_y}{S_2}b'_2 \end{cases}$$

其中 S_y，S_1，S_2 分别为预报量及 x_1，x_2 的标准差。

然后，再通过下面关系式求 b_0

$$b_0 = \bar{y} - b_1\bar{x}_1 - b_2\bar{x}_2$$

其中 $\bar{y}$，$\bar{x}_1$，$\bar{x}_2$ 分别为预报量及因子 x_1，x_2 的平均值。

总之可归纳用相关系数求回归方程的步骤如下：

（1）求因子与预报量及因子之间的相关系数。

（2）组成相关阵，用消去法解出伪回归系数 $b'_i(i = 1, 2, \cdots, m)$。

（3）利用 $b_i = \dfrac{S_y}{S_i}b'_i(i = 1, 2, \cdots, m)$ 求出回归系数 b_i。

（4）利用 $b_0 = \bar{y} - \sum_{i=1}^{m} b_i\bar{x}_i$ 求出 b_0。

（5）建立回归方程 $\bar{y} = b_0 + b_1x_1 + \cdots + b_mx_m$。

五、用分级相关系数求回归方程一例

河北正定县气象站预报 10 月份降水（y），选择了三个因子：

x_1：前一年欧亚环流型 E 型的日数，

x_2：前一年 6 月太平洋 20°N、125°E 点的海温，

x_3：当年 3 月太平洋 25°N、130°E 点的海温。

其分级资料见表 5.9。由于要计算相关系数，故要求出各变量之间分级级别差。表中用d_{ij}（i，$j=1$，2，3，y）表示。然后按上章所讲的求相关系数方法计算，例如求 r_{12}。

$$r_{12}=1-\frac{6\sum_{i=1}^{22}d_{12i}^2}{22(4^2-1)}=1-\frac{6\times 68}{22\times 15}=-0.24$$

类似算出 $r_{13}=0.53$，$r_{1y}=0.62$，$r_{23}=-0.24$，$r_{2y}=-0.64$，$r_{3y}=0.49$。

表 5.9　正定县预报 R_{10} 的回归计算表

年	y	x_1	x_2	x_3	d_{12}	d_{13}	d_{1y}	d_2y	d_{23}	d_3y
1954	2	2	2	1	0	1	0	0	1	1
1955	3	1	1	1	0	0	2	2	0	2
1956	1	1	3	1	−2	0	0	−2	2	0
1957	4	4	1	2	3	2	0	3	−1	2
1958	1	3	4	2	−1	1	−2	−3	2	−1
1959	2	3	4	1	−1	2	−1	−2	3	1
1960	3	2	2	2	0	0	1	1	0	1
1961	1	1	4	3	−3	−2	0	−3	1	−2
1962	2	3	3	4	0	−1	−1	−1	−1	−2
1963	4	4	2	3	2	1	0	2	−1	1
1964	1	1	4	2	−3	−1	0	−3	2	1
1965	4	4	4	4	0	0	0	0	0	0
1966	2	2	4	1	−2	1	0	−2	3	1
1967	4	4	2	3	2	1	0	2	−1	1
1968	1	2	1	3	1	−1	−1	0	−2	−2
1969	3	3	3	3	0	0	0	0	0	0
1970	3	2	2	4	0	−2	1	1	−2	−1
1971	4	3	1	4	2	−1	1	3	−3	0
1972	3	3	1	3	2	0	0	2	−2	0
1973	1	1	3	2	−2	−1	0	−2	1	−1
1974	4	4	1	4	3	0	0	3	−3	1
1975	2	2	3	2	−1	0	0	−1	1	0

由此得求回归系数的标准方程组，用相关矩阵表示为

$$\begin{pmatrix} 1 & -0.24 & 0.53 & 0.62 \\ -0.24 & 1 & -0.24 & -0.64 \\ 0.53 & -0.24 & 1 & 0.49 \end{pmatrix}$$

表 5.12　回归估计值 $\hat{y}$ 与实测值 y 比较表

年	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
$\hat{y}$	0.38	1.12	0.70	0.70	1.12	0.25	−0.04	1.12	−0.04	0.67	−0.04	1.12
y	0	1	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1

年	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974
$\hat{y}$	1.12	−0.04	0.67	0.83	−0.04	0.67	0.25	−0.04	0.25	1.12	−0.04
y	1	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0

临界值的确定原则是历史概括率最高，因此用

$$\hat{y}_c = \frac{\hat{y}^{(0)}_{max} - \hat{y}^{(1)}_{min}}{2}$$

其中 $\hat{y}^{(0)}_{max}$ 表示 y 为 0 级中 $\hat{y}$ 值最大者。

$\hat{y}^{(1)}_{min}$ 表示 y 为 1 级中 $\hat{y}$ 值最小者。

对例有 $\hat{y}^{(0)}_{max} = 0.38$，$\hat{y}^{(1)}_{min} = 0.67$，则

$$\hat{y}_c = \frac{0.38 + 0.67}{2} = 0.53$$

$\hat{y} > \hat{y}_c$，报“1”

$\hat{y} < \hat{y}_c$，报“0”

历史检查报对（与实况符合）的次数与总样本数之比，称为历史概括率，上例历史概括率为 23/23 。

6.预报

用 1974 年出现的值，代入回归方程即得 1975 年的预报值 $x_1 = 1$，$x_2 = 0$，$x_3 = 1$ 代入，计算得

$$\hat{y} = 0.67 > \hat{y}_c \qquad \text{报“1”}$$

方法讨论：①它和投票法不同，能较好地反映因子的作用，如本例回归方程中的权重系数反映因子 x_1 和 x_2 比较重要，从而反映谚语“麦收地干，来秋地湿”的规律性和环流因子的作用。在计算过程中还考虑了因子之间的交互作用对预报量的关系。②化为 0，1 处理不仅简单，而且对于无法用数量描述的各种天象、物象的预报指标数量化，从而增加预报的因子和物理背景的考虑，而且把天气过程化为 0，1 处理亦可作过程预报。

二、事件概率组合回归

1.思路

把因子 x_1，x_2，x_3，y 看成是事件，发生的记为“1”，不发生记为“0”，每年在因

上海农学院图书馆

子多种组合的条件下，y 都有可能发生或不发生。研究这种 y 发生的概率规律，就是探讨事件概率组合条件下 y 发生的概率，假定这种规律和因子的发生有线性关系，化为回归方程：

$$\hat{P}_{y=1} \mid x_1x_2x_3 = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3$$

由于 $P_{y=0} + P_{y=1} = 1$

所以只要求出 $\hat{P}_{x=1}$ 即知 $\hat{P}_{x=0}$。

因此问题归结为在多种组合情况下与 y 出现的概率实况组成回归关系，然后用回归分析方法进行求回归方程即得。

2.方法步骤（资料见表 5.11）

① 资料分级（见表 5.11）。

② 列出各种组合情况，如表 5.13 。

表 5.13 组合分布表

组合样本	x_1	x_2	x_3	$y=1$ 次数	总数	$P(y=1 \mid x_1x_2x_3)$
1	0	0	0	0	7	$\frac{0}{7}=0.00$
2	0	0	1	0	3	$\frac{0}{3}=0.00$
3	0	1	1	2	2	$\frac{2}{2}=1.00$
4	1	0	0	0	1	$\frac{0}{1}=0.00$
5	1	0	1	3	3	$\frac{3}{3}=1.00$
6	1	1	0	1	1	$\frac{1}{1}=1.00$
7	1	1	1	6	6	$\frac{6}{6}=1.00$

3.计算回归系数所需的量

$n=7$，　$\sum x_{1i}=4$，　$\sum x_{2i}=3$，　$\sum x_{3i}=4$，

$\sum p_i=4$　$\sum x_{1i}=4$，　$\sum x_{1i}x_{1i}=4$，　$\sum x_{1i}x_{2i}=2$，

$\sum x_{1i}x_{3i}=2$，　$\sum x_{1i}p_i=3$，　$\sum x_{2i}=3$，　$\sum x_{2i}x_{1i}=2$，

$\sum x_{2i}x_{2i}=3$，　$\sum x_{2i}x_{3i}=2$，　$\sum x_{2i}p_i=3$，　$\sum x_{3i}=4$，

$\sum x_{3i}x_{1i}=2$，　$\sum x_{3i}x_{2i}=2$，　$\sum x_{3i}x_{3i}=4$，　$\sum x_{3i}p_i=3$。

4.计算回归系数

$$\begin{cases} 7b_0 + 4b_1 + 3b_2 + 4b_3 = 4 \\ 4b_0 + 4b_1 + 2b_2 + 2b_3 = 3 \\ 3b_0 + 2b_1 + 3b_2 + 2b_3 = 3 \\ 4b_0 + 2b_1 + 2b_2 + 4b_3 = 3 \end{cases}$$

解出　$b_0=0.05$，　$b_1=0.28$，　$b_2=0.54$，　$b_3=0.38$。

5.计算历史概括率，根据 $\hat{p}_{y=1} \mid x_1x_2x_3 = 0.05 + 0.28x_1 + 0.54x_2 + 0.28x_3$ 得下表

表 5.14　估计概率 $\hat{p}$ 与实测概率 p 比较表

样　　本	1	2	3	4	5	6	7
p	0	0	1	0	1	1	1
$\hat{p}$	0.05	0.33	0.87	0.33	0.72	0.87	1.15

6.判别原则

可用概率的概念凡 $p>0.5$ 为大概率事件，报 1，$\hat{p}$ 的值大于 1 的算作 1，按此验算，历史概括率仍为 23/23。或用历史概括率最高为原则的临界值，算得：

$$\hat{p}_c=\frac{0.33+0.72}{2}=0.53$$

7.预报

1975年 $\hat{p}_{y=1}|x_1x_2x_3=0.72$，报“1”。

方法讨论：这种方法将组合的因子条件出现少的与出现多的，在作回归之前都作等权重对待，从而相当于加大那些小概率的组合事件的权重，有利于对小概率事件的预报。

三、多级的 0，1 回归

如果想预报细致一些，就需要分成多级，多级情况可以逐级化为 0，1 回归处理。

1.思路

如果把因子与预报量分为 1，2，3 三级。第一步，以出现 1 级为“1”，出现非 1 级为“0”，从而化为 0，1 处理。第二步，对 2，3 级部分以出现 2 级为“1”，出现“3”级为 0，再建立回归方程。上述两步建立两个回归方程，分别对出现“1”级和“2”级情况作出预报，如果预报不出现“1”又不出现“2”，自然报“3”，如图 5.7。

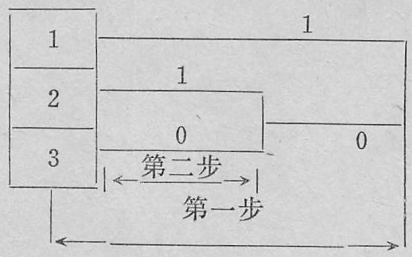


图 5.7　多级 0.1 回归示意图

2.具体方法步骤如下

① 把资料分级，对表 5.11 资料分成 3 级。

② 第一步，以“1”为 1，其余记为“0”，化为 0，1 资料如表 5.16。

然后按 0,1 回归方法求出回归方程为

$$\hat{y}_1=-0.01+0.43x_1+0.38x_2+0.33x_3$$

计算各年 $\hat{y}_1$ 值（列在表 5.16 最后一行）定出临界值为

表 5.15　资料分 3 级表

年	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
x_1	1	2	2	3	3	2	1	3	1	2	1	3
x_2	1	2	3	2	3	1	2	2	2	2	1	2
x_3	2	2	3	1	2	1	1	3	1	2	2	3
y	1	2	3	2	3	1	1	3	1	2	1	3
年	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
x_1	2	1	2	3	1	1	1	1	1	3	1	1
x_2	2	1	3	2	1	3	1	2	1	3	1	2
x_3	3	1	3	2	1	3	1	1	1	3	1	2
y	2	1	3	2	1	2	1	1	1	3	1	

表 5.16　化为 0，1 资料表

年	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
x_1	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0
x_2	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0
x_3	0	0	0	1	0	1	1	0	1	0	0	0
y_1	1	0	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0
$\hat{y}_1$	0.80	0	0	0.32	0	0.70	0.75	0	0.75	0	0.80	0
年	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
x_1	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	1	1
x_2	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	1	0
x_3	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	1	0
y_1	0	1	0	0	1	0	1	1	1	0	1	
$\hat{y}_1$	0	1.13	0	0	1.13	0.42	0.13	0.75	1.13	0	1.13	

$$\hat{y}_{1c} = \frac{0.42 + 0.75}{2} = 0.59$$

凡 $\hat{y}_1 > \hat{y}_{1c}$ 为“1”级否则为 2、3 级。1975 年计算 $\hat{y}_1 = 0.42$，属于 2、3 级，到底是 2 级还是 3 级还要作下一步的分析。

③ 第二步，以“2”级记为 1，其余记为 0，化表 5.15 资料，如表 5.17。

计算得回归方程为

$$\hat{y}_2 = -0.03 + 0.26x_1 + 0.38x_2 + 0.26x_3$$

各年的 $\hat{y}_2$ 值列在表 5.17 末行，从而得临界值

$$\hat{y}_c = \frac{0.35 + 0.35}{2} = 0.35$$

凡大于 0.35 的为 2 级，否则为 3 级。

1975 年 $\hat{y}_2 = 0.61$，报“2”级。

方法讨论：用逐级 0，1 化处理可推广到 3 级以上的多级处理，又可保留计算简便的特点。

表 5.17　化为 1，0 资料计算表

年	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963
x_1	0	1	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0
x_2	0	1	0	1	0	0	1	1	1	1	0	1
x_3	1	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0
y_2	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0
$\hat{y}_2$	0.23	0.87	0.23	0.35	0.23	0.23	0.35	0.35	0.35	0.87	0.23	0.35
年	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
x_1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
x_2	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1
x_3	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1
y_2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	
$\hat{y}_2$	0.61	0	0.23	0.61	0	0	0	0.35	0	0	0	

§5.4　简化逐步回归

一、基本原理

在多因子回归中，选择相关系数较高的作为好因子列入到回归方程中，但是由于气象要素之间是有相互联系的，有些因子虽然与预报量的相关很高，但它们之间的相关亦很高，这样选其中一个作代表就行。所以因子之间关系愈小愈好，它们又都与预报量关系愈大愈好，这样才能代表各个方面对预报量所有的影响。逐步回归就是这样的一种方法，能选出几个与预报量关系又好、它们之间关系又小的因子。

在逐步回归技术中，比较简单的是一样只引入不剔除的简化逐步回归，它的基本思想是选择对预报量贡献最大的因子，一个一个的引入。

二、方法步骤

逐步回归是从已选入的因子中进行的，即从求解回归系数的标准方程组作为出发点。我们以藁城 4 月份降水预报作为例子。

为了简化计算我们采取分级的办法，把资料分级（预报量分 5 级，因子分 3 级）资料见表 5.18 。

1.求出出发的标准方程组

按多元回归计算的方法，列出表格（见表 5.18），分别计算各因子及预报量的交叉乘积，最后得标准方程组。

出发的增广矩阵中多加了一行，完全与最右端一列是对称的，对角元素 157 是预报量自身的乘积和（$\sum y_i^2$），是为了计算因子贡献大小用的。

2.先消去第一列，引入 b_0。

$$\begin{pmatrix} 18 & 42 & 36 & 33 & 29 & 45 \\ 42 & 108 & 88 & 79 & 72 & 118 \\ 36 & 88 & 86 & 69 & 62 & 109 \\ 33 & 79 & 69 & 67 & 57 & 92 \\ 29 & 72 & 62 & 57 & 55 & 85 \\ 45 & 118 & 109 & 92 & 85 & 157 \end{pmatrix}$$

因为从原值出发的标准方程组包含解回归方程常数项 b_0 的部分，它是必须引入到方程中去的，故一开始就消去第一列，即引入 b_0 矩阵变为

$$\begin{pmatrix} 1 & 2.333 & 2.000 & 1.833 & 1.611 & 2.500 \\ 0 & 10.014 & 4.000 & 2.014 & 4.338 & 13.000 \\ 0 & 4.000 & 14.000 & 3.012 & 4.004 & 19.000 \\ 0 & 2.014 & 3.012 & 6.511 & 3.037 & 9.5 \\ 0 & 4.338 & 4.004 & 3.037 & 8.281 & 12.5 \\ 0 & 13.000 & 19.000 & 9.500 & 12.500 & 44.5 \end{pmatrix}$$

3.开始逐步回归的计算

表 5.18　藁城 R_4 预报多元回归计算表

年	R_4	x_1	x_2	x_3	x_4	x_1x_2	x_1x_2	x_1x_3	x_1y_4	x_2x_2	x_2x_3	x_2x_4	x_3x_3	x_3x_4	x_4x_4	x_1y	x_2y	x_3y	x_4y	yy
1956	2	3	1	2	2	9	3	6	6	1	2	2	4	4	4	6	2	4	4	4
1957	5	3	3	2	2	9	9	6	6	9	6	6	4	4	4	15	15	10	10	25
1958	3	3	3	2	1	9	9	6	3	9	6	3	4	2	1	9	9	6	3	9
1959	1	1	2	1	1	1	2	1	1	4	2	2	1	1	1	1	2	1	1	1
1960	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1961	2	2	1	2	1	4	2	4	2	1	2	1	4	2	1	4	2	4	2	4
1962	1	2	2	1	2	4	4	2	4	4	2	4	1	2	4	2	2	1	2	1
1963	3	2	2	2	1	4	4	4	2	4	4	2	4	2	1	6	6	6	3	9
1964	5	3	3	3	3	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	15	15	15	15	25
1965	5	3	3	2	2	9	9	6	6	9	6	6	4	4	4	15	15	10	10	25
1966	2	2	1	2	2	4	2	4	4	1	2	2	4	4	4	4	2	4	4	4
1967	2	2	3	2	1	4	6	4	2	9	6	3	4	2	1	4	6	4	2	4
1968	1	2	1	2	2	4	2	4	4	1	2	2	4	4	4	2	1	2	2	1
1969	5	3	3	3	3	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	15	15	15	15	25
1970	4	3	3	1	2	9	9	3	6	9	3	6	1	2	4	12	12	4	8	16
1971	1	3	1	2	1	9	3	6	3	1	2	1	4	2	1	3	1	2	1	1
1972	1	1	2	2	1	1	2	1	1	4	4	2	4	2	1	1	2	2	1	1
1973	1	3	1	1	1	9	3	3	3	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1	1
Σ	45	42	36	33	29	108	88	79	72	86	69	62	67	57	55	118	109	92	85	157

第一步：① 计算各因子对预报量贡献大小，记为Ui，它是用下面公式计算：

$$U_i = \frac{b^2_i}{c_{ii}} \tag{5.19}$$

其中i表示因子的符号，例如计算x_1对y的贡献，记为

$$U_1 = \frac{b_1{}^2}{c_{11}}$$

其中b_1是x_1所在行（第二行）最后一列（上面矩阵中第六列）位置的数值，即$b_1 = 13.000$。c_{11}，表示x_1所在的行（第二行）和所在的列（第二列）的位置，$c_{11} = 10.014$。

即
$$U_1 = \frac{(13.000)^2}{10.014} = 16.876$$

这就是x_1对y贡献大小，作为衡量因子好坏的一个标准。

类似还要计算第二个因子x_2的贡献。

$$U_2 = \frac{b_2{}^2}{c_{22}} = \frac{(19.000)^2}{14} = 25.786$$

x_3的贡献为

$$U_3 = \frac{b_3{}^2}{C_{33}} = \frac{(9.5)^2}{6.511} = 13.861$$

x_4的贡献为

$$U_4 = \frac{b_4{}^2}{c_{44}} = \frac{(12.5)^2}{8.281} = 18.869$$

从上面贡献大小（U_i）比较中发现x_2最大，似乎可以引入它，但是，最好还要作一下检验。

② 引入的F检验：这个检验类似以前农谚的检验，是一种统计上的检验，它是用贡献大小和预报量的方差之差的比值大小为检验标准。

即使用下面一统计量：

$$F = \frac{U_{max}}{(Q^{(l-1)} - U_{max})/(n-l-1)} \tag{5.20}$$

这一统计量遵从分子自由度为1，分母自由度为$n-l-1$的F分布。

公式中的U_{max}表示所选出的最大贡献值，$Q^{(l-1)}$称为残差方差，l表示将要引入方程中变量的个数，例如在这一步中，$U_{max} = 25.786$，$l = 1$，引入x_2。$Q^{(l-1)} = Q^{(l-1)} = Q^{(0)}$表示无变量时的残差方差，也就是预报量自身的方差，$Q^{(0)} = 44.5$，它正巧就是在消去后的最下一行最右端位置的数值，每步的$Q^{(l-1)}$值就是这个位置的数值。

于是，据公式计算

$$F = \frac{25.786}{(44.5 - 25.786)/(18-1-1)} = 22.05$$

这个数值能否通过，还得查在信度 $a=0.05$ 时，F 分布表(见表 3.18)，表头 f_1，f_2 分别为分子自由度，分母自由度，对于逐步回归检验分子自由度总为 1，分母自由度是变化的，查得（查表 3.17）分母自由度为 16 时，$F_a=4.49$，$F>F_a$，故通过检验，x_2 可以引入。

③ 消去 x_2 所在列，即第三列。

$$\begin{pmatrix} 1 & 1.7616 & 0 & 1.4028 & 1.0390 & -0.2142 \\ 0 & 8.8712 & 0 & 1.1536 & 3.1940 & 7.5716 \\ 0 & 0.2857 & 1 & 0.2151 & 0.2860 & 1.3571 \\ 0 & 1.1536 & 0 & 5.8631 & 2.1756 & 5.4124 \\ 0 & 3.1940 & 0 & 2.1756 & 7.1359 & 7.0662 \\ 0 & 7.5716 & 0 & 5.4124 & 7.0662 & 18.714 \end{pmatrix}$$

到此为止，方程就相当于引入了 x_2. 结束了第一步的工作。

第二步：

重复上面第一步的各种计算。

① 计算余下几个变量的贡献：

$$U_1=\frac{(7.5716)^2}{8.8712}=6.462$$

$$U_3=\frac{(5.4124)^2}{5.8631}=4.996$$

$$U_4=\frac{(7.0662)^2}{7.1359}=6.997$$

其中以 x_4 贡献最大。

② 作引入 x_4 的 F 检验：

代入公式计算，这时 $l=2$，即将引入两个变量。

$$F=\frac{6.997}{(18.714-6.997)/(18-2-1)}=8.96$$

查表 3.18，$f_2=15$，$F_a=4.54$，$F>F_a$ 可引入 x_4。

③ 消去 x_4 所在列，即第五列：

$$\begin{pmatrix} 1 & 1.2965 & 0 & 1.0860 & 0 & -1.2430 \\ 0 & 7.4416 & 0 & 0.1798 & 0 & 4.4089 \\ 0 & 0.1577 & 1 & 0.1279 & 0 & 1.0739 \\ 0 & 0.1798 & 0 & 5.1998 & 0 & 3.2581 \\ 0 & 0.4476 & 0 & 0.3049 & 1 & 0.9902 \\ 0 & 4.4089 & 0 & 3.2581 & 0 & 11.717 \end{pmatrix}$$

第三步：重复第二步步骤。

① 计算其余变量的贡献：

$$U_1=\frac{(4.4089)^2}{7.4416}=2.612$$

$$U_3=\frac{(3.2581)^2}{5.1998}=2.042$$

最大为U_1。

② 检验x_1能否引入：

$$F=\frac{2.612}{(11.717-2.612)/(18-3-1)}=4.016$$

查表 3.18，$f_2=14$，$F_\alpha=4.60$，$F<F_\alpha$，x_1不能引入，逐步回归到此结束。

对应于已消去的列的右端的行所在位置数值即为引入的变量的回归系数，所以回归方程为

$$\hat{y}=-1.24+1.07x_2+0.99x_4$$

预报：试报 1974 年，$x_2=2$，$x_4=2$，代入回归方程，算出$\hat{y}=2.88$，报 3 级。

如果出发矩阵是相关系数阵，如（5.18）式，方法类似上面所讲，只是$Q^{(0)}=1$，一开始就作变量引入的计算。

§5.5 简化非线性回归

一、组合因子的非线性回归

所谓非线性回归就是指两个变量之间的关系，不象在散布图上可以用直线表示，而用曲线来表示，这样的关系称为非线性。

例如，保定预报 6 — 8 月降水量（y)选取了 6 个因子：

x_1：前一年 4 月平均绝对湿度（毫巴），

x_2：前一年 6 月减 5 月平均最低气温（℃），

x_3：前一年 12 月平均最高气温（℃），

x_4：前一年 1 月日照百分率（%），

x_5：前一年 7 月平均相对湿度（%），

x_6：前一年 9 月平均气温（℃）。

资料见表 5.19，为了简化计算，采取资料分 n 级（即序数）的办法，分级后资料见表 5.19 右半部。可以用几个因子不同组合与 y 的序数比较，力求与 y 序数之间的差的总和最小为好。

图 5.8 就是用 6 个因子的序数级别之和与R_{6-8}降水量点出的散布图，从图中可见点子

表 5.19　保定预报 R_{6-8} 资料表

年	x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	y	x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	y	$\sum x_i$	$\hat{x}$
1952	7.2	4.9	7.5	51	67	19.0	313	7	13	1	19	2	19	13	61	10
1953	8.1	4.6	1.6	68	77	21.2	366	12	15	15	9	12	3	10	66	11
1954	5.7	5.9	4.7	70	75	20.8	1121	1	2	6	5	9	6	1	29	1
1955	8.2	5.5	-2.2	46	82	19.8	339	13	11	20	20	19	14	11	97	19
1956	6.7	5.6	5.7	74	68	20.8	778	4	9	4	3	3	7	2	30	2
1957	6.8	5.8	1.1	55	73	21.3	283	5	3	18	17	6	2	15	52	8
1958	9.9	4.1	4.6	56	66	19.4	326	19	17	7	15	1	18	12	77	15
1959	7.5	5.7	6.3	69	76	21.1	682	9	8	2	6	10	4	4	39	4
1960	7.0	4.9	2.5	73	81	19.8	302	6	14	14	4	18	15	14	71	13
1961	6.3	7.1	2.6	60	76	20.7	634	2	1	13	14	11	8	5	49	6
1962	7.9	5.8	1.0	68	77	20.0	262	10	4	19	10	13	12	16	68	12
1963	6.4	5.2	6.2	75	74	20.9	718	3	12	3	2	8	5	3	33	3
1964	8.4	5.8	3.6	84	73	20.3	560	16	5	12	1	7	9	6	50	7
1965	11.8	5.8	4.3	53	79	19.7	229	20	19	9	18	14	16	19	96	18
1966	7.9	3.8	4.8	68	69	21.4	554	11	6	5	11	5	1	7	39	5
1967	8.3	5.8	1.6	69	79	19.5	516	14	7	16	7	15	17	8	76	14
1968	9.5	2.8	1.5	69	82	18.8	143	18	20	17	8	20	20	20	103	20
1969	7.3	5.6	4.2	63	68	20.3	377	8	10	10	12	4	10	9	54	9
1970	8.5	4.3	4.1	56	80	20.1	251	17	16	11	16	17	11	17	88	17
1971	8.3	4.0	4.5	63	79	20.0	236	15	18	8	13	16	13	18	83	16
1972	7.5	5.3	3.6	74	80	20.6		9	12	12	3	17	8		61	10

大多密集在一曲线附近，可用视察法描绘出通过点子重心的平滑曲线作为回归曲线。

预报：1971 年 6 个因子序数和 $\sum xi = 61$，从图中 $\sum xi$ 轴上查出 61 值的位置作平行 y 轴的直线交回归曲线于一点(×)，从该点作平行 $\sum xi$ 直线交 y 轴的数值 350 毫米作为预报值，报偏旱，实况为 249 毫米。

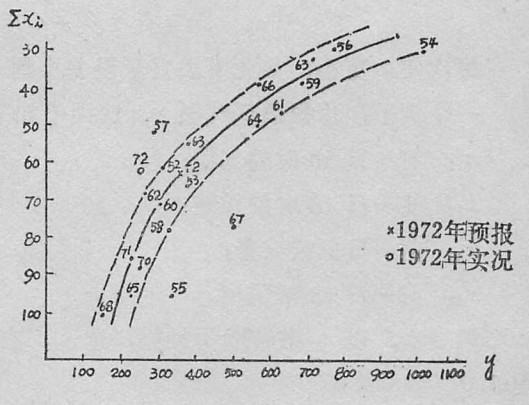


图 5.8　综合因子与 y 的散布图
(图中点旁数字为19××年)

二、曲线逐次回归

对于多个变量，还可以用逐次的办法作曲线回归。它的基本思想是这样的：

在预报量 y 与多个因子 x_1, x_2, ……, x_m 中，先找一个相关比较好的因子。寻找的方法可以根据经验或点出许多张单相关系的散布图(类似图 5.7)。寻找点子比较集中于一条曲线的图，表示 y 与该因子非线性关系最好，假设这因子为 x_1，通过点子的重心作出 y 与 x_1 的近似非线性回归关系，记为第一次回归曲线。

$$\hat{y}_1 = f(x_1) \tag{5.21}$$

于是$\hat{y}_{1i}$（$i=1, 2, \cdots\cdots, n$）值就可从图中根据已知的x_{1i}（$i=1, 2, \cdots\cdots, n$）资料读出（其中n为样本容量）估计值$\hat{y}_{1i}$和实测值y_i一定存在误差，可按下式计算出：

$$e_{1i}=y_i-\hat{y}_{1i} \qquad (i=1,2,\cdots\cdots,n) \qquad (5.22)$$

第一次误差e_{1i}被认为是去掉了$\hat{y}_{1i}$影响的余下部分，即去掉x_1的非线性影响的余下部分，那么预报量可以写为

$$y=\hat{y}_1+e_1=f(x_1)+e_1 \qquad (5.23)$$

e_1的部分就是余下的不包含x_1影响的y的部分，再利用这一部分作为新的预报量与余下的因子x_2，x_3，……，x_m去寻找关系，重复上述的步骤，例如又找到一个x_2与e_1关系好的因子，在e_1与x_2的散布图上，又可画出一条近似回归曲线，这第二次回归线形式为

$$\hat{y}_2=f(x_2) \qquad (5.24)$$

$\hat{y}_{2i}$（$i=1, 2, \cdots\cdots, n$）又可在图上读出，$\hat{y}_{2i}$作为e_{1i}的估计值，$\hat{y}_{2i}$与e_{1i}又有误差，记为：

$$e_{2i}=e_{1i}-\hat{y}_{2i} \qquad (5.25)$$

或一般写为

$$e_1=\hat{y}_2+e_2 \qquad (5.26)$$

在这一次回归中又产生一个新的预报量e_2，又重复上面步骤，去找它与其余x_3，x_4……，x_m的关系好的因子，如此下去一次次找单相关好的曲线回归（用散布图作出），由于是用多个因子来迫近预报量y，用（5.26）代入（5.23）得

$$y=\hat{y}_1+\hat{y}_2+e_2=f(x_1)+f(x_2)+e_2$$

每次使e_i更小，如此下去直至误差小到一定程度为止，逐次图形回归结束。

一个例子：预报最低气温y，选因子如下：

x_1：前一日18时的气温；

x_2：前一日18时的风速；

x_3：前一日低云云量；

x_4：前一日18时风向。

第一次，以x_1散布图为最好，选x_1，在图中作估计回归线（用重心法大致描出），见图5.9。

第二次，以e_1和x_2，x_3，x_4建立散布图，找到x_2最密集，取e_1—x_2散布图，得图5.9，在图5.10中作估计回归线$\hat{y}_2$，在图中读出$\hat{y}_2$的值，然后求出$e_1-\hat{y}_2=e_2$的值。

第三次，以e_2和x_3，x_4建立散布图（图5.11），找到e_2与x_3的为最好，再作估计回归线$\hat{y}_3$，并求出$e_3=e_2-\hat{y}_3$。

第四次，以e_3和x_4建立散布图（图5.12），从图中可见e_4变化很小且在0附近，逐次回归到此结束。

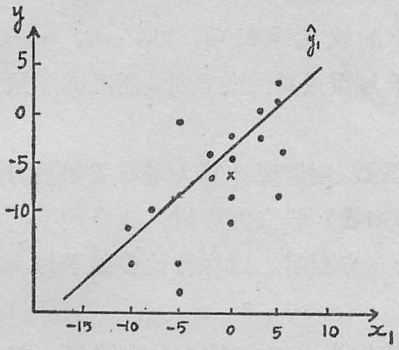


图 5.9　y与x_1 散布图

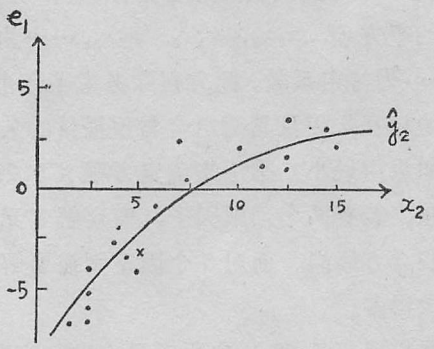


图 5.10　e_1与x_2 散布图

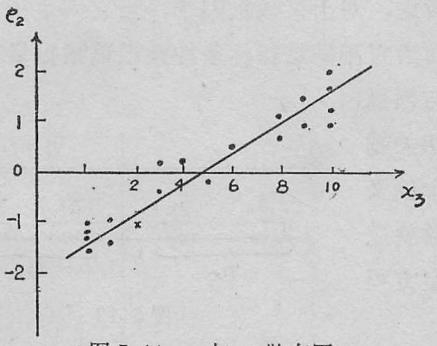


图 5.11　e_2与x_3 散布图

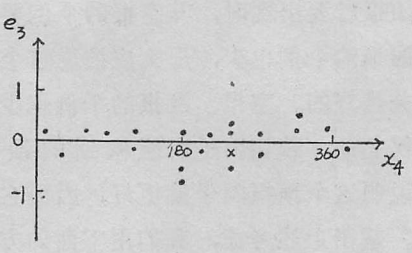


图 5.12　e_3—x_4 散布图

最后，得到估计回归方程

$$\hat{y} = \hat{y}_1 + \hat{y}_2 + \hat{y}_3$$

预报：当 $x_1 = 0$，$x_2 = 5$，$x_3 = 2$ 时，分别从 图 5.9，图 5.10，图 5.11，查出$\hat{y}_1 = -6.5$，$\hat{y}_2 = -2.0$，$\hat{y}_3 = -0.8$，最后得

$$\hat{y} = -3.5 - 2.0 - 0.8 = -6.3℃$$

实况为 -6.5℃，接近实况。

三、线性与非线性交叉综合回归

这里我们提出一种方法，它考虑了各种交叉乘积项的作用，又不需要解联立方程组，计算简便，适合一般台站使用，我们称这种方法为多因子交叉相关综合预报方法，现将这个方法介绍如下：

1.预报方程

本方法采用如下形式的多元二次方程：

$$\begin{aligned} P = {} & A_1x_1 + A_2x_2 + A_3x_3 + \cdots\cdots + \\ & + A_{11}x_1^2 + A_{12}x_1x_2 + A_{22}x_2^2 + \\ & + A_{13}x_1x_3 + A_{23}x_2x_3 + A_{33}x_3^2 + \cdots\cdots \end{aligned} \tag{5.27}$$

其中 P 为预报量的综合指标，x_1，x_2，x_3……为预报因子，x_1^2，x_2^2，x_3^2，……为预报因子的平方项，x_1x_2，x_1x_3，x_2x_3，……为预报因子的交叉乘积项，A_1，A_2，……，A_{11}，A_{12}……为待定系数。此方程除考虑了各个预报因子与预报量的关系外，还考虑了预报因子之间的相互作用及其两组合与预报量的关系。

如果用最小二乘法来确定方程（5.27）中的系数，则需要计算大量有关四次方的和与乘积和。若有两个预报因子，需要解五元（5个未知数）联立方程组；3个因子，则要解九元联立方程组。而对5个因子则需要解二十元联立方程组。这样作比多因子综合概率法要繁重得多。

我们把（5.27）中所有平方项和交叉乘积项都作为附加的新的预报因子，把各个预报因子（包括新引进的因子）的系数看作表示该预报因子与预报量之间的“相关”程度。相关好系数相对就大，相关差系数就小。我们考虑，对于某预报因子，当它满足指标条件预报某预报量要出现时，其空报的个例要少，而当它不满足指标条件预报该预报量不出现时，其漏报的个例也少，那么应该说这个因子与预报量的相关是好的。空报、漏报的个例越少，其相关越好。不仅如此，若该因子所能概括的预报量个例又多，那说明这个预报因子就更好，因而它的系数就应该更大。基于上述考虑，我们用下面的方法决定方程(5.27)中的系数。

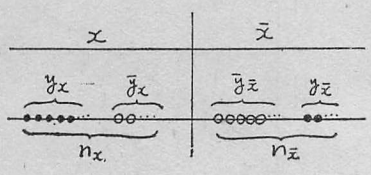


图 5.13

假定每个预报因子和预报量各分成两档(参看图 5.13)。该预报因子的某一档为 x，另一档为 $\bar{x}$；预报量某一档为 y，另一档为 $\bar{y}$。又设某预报因子在历史资料中属于 x 档的个例数为 n_x，属于 $\bar{x}$ 档的个例数为 $n_{\bar{x}}$，而 $n_x+n_{\bar{x}}=N$（总个例数）；预报量属于 y 档的个例数为 n_y，属于 $\bar{y}$ 档的个例数为 $n_{\bar{y}}$，亦有 $n_y+n_{\bar{y}}=N$。而在 x 档的个例中，预报量属于 y 档的有 $y_{\bar{x}}$ 个，属于 $\bar{y}$ 档的有 $\bar{y}_x$ 个。显然，$y_x+y_{\bar{x}}=n_y$，$\bar{y}_x+\bar{y}_{\bar{x}}=n_{\bar{y}}$。按前面关于方程系数的考虑，我们定预报因子的各档对预报量的系数为

$$
\left.\begin{aligned}
a&=\frac{y_x}{n_x}\cdot\frac{\bar{y}_{\bar{x}}}{n_{\bar{x}}}\cdot\frac{y_x}{n_y}\quad(x\text{ 档对 }y\text{ 档})\\
b&=\frac{y_{\bar{x}}}{n_{\bar{x}}}\cdot\frac{\bar{y}_x}{n_x}\cdot\frac{y_{\bar{x}}}{n_y}\quad(\bar{x}\text{ 档对 }y\text{ 档})\\
c&=\frac{\bar{y}_x}{n_x}\cdot\frac{y_{\bar{x}}}{n_{\bar{x}}}\cdot\frac{\bar{y}_x}{n_{\bar{y}}}\quad(x\text{ 档对 }\bar{y}\text{ 档})\\
d&=\frac{\bar{y}_{\bar{x}}}{n_{\bar{x}}}\cdot\frac{y_x}{n_x}\cdot\frac{\bar{y}_{\bar{x}}}{n_{\bar{y}}}\quad(\bar{x}\text{ 档对 }\bar{y}\text{ 档})
\end{aligned}\right\}\qquad(5.28)
$$

其中系数 a,b 用于建立 y 档的预报方程，系数 c，d 用于建立 $\bar{y}$ 档的预报方程，(5.28)式的意义可以粗略地用下面这一表达式来说明：

$$a(b,c,d)=\left(1-\frac{\text{空报个例数}}{\text{落在该档的个例数}}\right)\left(1-\frac{\text{漏报个例数}}{\text{落在另一档的个例数}}\right)\left(1-\frac{\text{漏报个例数}}{\text{预报量总个例数}}\right) \tag{5.29}$$

即对某一指标，它空报、漏报的个例越少，所能概括的个例越多，那么它的系数就越大。反之，系数就越小。

根据预报对象（y或$\bar{y}$），利用（5.28）式求出所有的系数，按照预报因子所在的不同档（x或$\bar{x}$）情况代入方程（5.29），便可以计算p值，但这还是比较麻烦的。为了方便起见，与多因子综合概率法一样，我们把原来的预报因子x_1，x_2，……的两档x和$\bar{x}$和预报量的两档y和$\bar{y}$均分别用号码“0”和“1”表示，而考虑0档和1档对预报量的“贡献”。这样，方程（5.27）中的平方项，由于是同一因子的自乘，它们的组合00和11对应的个例与预报因子本身分别为0档和1档时对应的个例完全一样，对预报量的贡献也以该因子相应的贡献完全一样。从预报因子的角度考虑，平方项并未增加新的因子，因此可以从方程（5.27）中略去，而采用方程

$$P=A_1x_1+A_2x_2+A_3x_3+\cdots\cdots+A_{12}x_1x_2+$$
$$+A_{13}x_1x_3+A_{23}x_2x_3+\cdots\cdots \tag{5.30}$$

表5.20

C	A / B	x_1x_2	x_1x_3	x_1x_4	x_1x_5	x_2x_3	x_2x_4	x_2x_5	x_3x_4	x_3x_5	x_4x_5
0	0 0	0.641	0.376	0.578	0.578	0.641	0.774	0.578	0.578	0.406	0.300
	0 1	0	0.038	0.021	0.021	0.028	0.021	0.077	0.028	0.095	0.095
	1 0	0.028	0.059	0.021	0	0	0	0	0.021	0.038	0.059
	1 1	0	0	0	0.011	0	0	0	0	0	0
1	0 0	0.001	0.008	0	0	0.001	0	0	0	0	0.004
	0 1	0.087	0.032	0.088	0.088	0.058	0.088	0.063	0.058	0.030	0.030
	1 0	0.058	0.011	0.088	0.054	0.054	0.123	0.054	0.088	0.032	0.011
	1 1	0.213	0.336	0.165	0.214	0.269	0.165	0.269	0.213	0.336	0.336

注：A——因子，B——因子组合，C——预报量所属档。

（5.30）式中所有交叉乘积项各有四种不同的组合，即00、01、10、11它相当于一个因子有四档。但根据（5.28）式计算的每一组合情况下对预报量1档的贡献，一般11的贡献要比00，01，10大很多；而对预报量0档而言，则00的贡献比01，10，11大很多。表5.20是根据后面将要说明的实际例子计算的各交叉乘积项的贡献。表中上面四行是对预报量0档的贡献，下面四行是对1档的贡献。可以看出，前述特点是明显的。因此，对于交叉乘积项，我们可以近似地也把它分两档。即对于建立预报量1档的方程，可分成（1 1）和（00，01，10）两档，分别用“1”和“0”表示。对于建立预报量0档的方程，可分成（00）和（01，10，11）两档，也分别用“0”和“1”表示。这样，方程（5.30）中包括交叉乘积项在内的全部因子都可分成两档处理。此时，各项预报因子

对预报量1档贡献的总和为

$$P = a_1x_1 + b_1\bar{x}_1 + a_2x_2 + b_2\bar{x}_2 + a_3x_3 + b_3\bar{x} + \cdots\cdots +$$
$$+ a_{12}x_1x_2 + b_{12}x_1x_2 + a_{13}x_1x_3 + b_{13}x_1x_3 +$$
$$+ a_{23}x_2x_3 + b_{23}x_2x_3 + \cdots\cdots \tag{5.31}$$

对预报量0档贡献的总和同样可以求得。

但是，各预报量因子每次只能出现 x_i 或 $\bar{x}_i$ 中的一档，对预报量的贡献也只能是其中之一，因此，上式中当预报量因子落在 x_i 档时，为了只统计 x_i 档的贡献，应取 $x_i=1, \bar{x}_i=0$；而当落在 $\bar{x}_i$ 档时，应取 $\bar{x}_i=1$，$x_i=0$。对交叉乘积项也是一样，落在 x_ix_j 档时，取 $\bar{x}_i\bar{x}_j=0$，$x_ix_j=1$；落在 $\bar{x}_i\bar{x}_j$ 档时，取 $\bar{x}_i\bar{x}_j=1$，$x_ix_j=0$。因此，无论落在那一档，都有：

$$x_i + \bar{x}_i = 1, x_ix_j + \bar{x}_i\bar{x}_j = 1 \tag{5.32}$$

将（5.32）式代入（5.31）式，得到：

$$P = a_1x_1 + b_1(1-x_1) + a_2x_2 + b_2(1-x_2) + a_3x_3 + b_3(1-x_3) + \cdots\cdots +$$
$$+ a_{12}x_1x_2 + b_{12}(1-x_1x_2) + a_{13}x_3 + b_{13}(1-x_1x_3) + a_{23}x_2x_3 +$$
$$+ b_{23}(1-x_2x_3) + \cdots\cdots \tag{5.33}$$

$$P = b + (a_1-b_1)x_1 + (a_2-b_2)x_2 + (a_3-b_3)x_3 + \cdots\cdots +$$
$$+ (a_{12}-b_{12})x_1x_2 + (a_{13}-b_{13})x_1x_3 + (a_{23}-b_{23})x_2x_3 + \cdots\cdots \tag{5.34}$$

其中 $b = b_1 + b_2 + b_3 + \cdots\cdots + b_{12} + b_{13} + b_{23} + \cdots\cdots$ 是全部因子均取 $\bar{x}$ 档时的贡献。这就是最后所需的预报方程。将所有预报因子的系数根据历史资料算好，然后代入方程中，就可以进行实际预报。

但是，实际上求得的 a_i 值比 b_i 值大的多（这点从表5.20的趋势可以看出）。因此，在我们下面的实际计算中，略去全部 b_i 值，而简单地应用下式：

$$P = a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \cdots\cdots + a_{12}x_1x_2 + a_{13}x_1x_3 + a_{23}x_2x_3 + \cdots\cdots \tag{5.35}$$

2.具体步骤

下面以温州7月份降水距平百分率预报为例来说明。

（1）选取预报因子

温州7月份降水（R_7）距平百分率预报指标如下：

x_1：前一年5月份45°N、75°E 500毫巴高度距平（ΔH_{-5}）。

当 $-1 \leqslant \Delta H_{-5} \leqslant +3$ 位势什米时，R_7 为正距平（5/9）；

当 $\Delta H_{-5} \leqslant -2$ 或 $\Delta H_{-5} \geqslant +4$ 位势什米时，R_7 为负距平（9/10）。

x_2：当年5月份三点（55°N、45°E，55°N、55°E，50°N、50°E）500毫巴高度距平和（$\sum\Delta H_5$）。

当 $-2 \leqslant \sum\Delta H_5 \leqslant +15$ 位势什米时，R_7 为正距平（6/10）；

当 $\sum\Delta H_5 \leqslant -3$ 或 $\sum\Delta H_5 \geqslant +16$ 位势米时，R_7 为负距平（10/10）。

x_3：前一年3月份温州降水距平（ΔR_{-3}）。

当 $\Delta R_{-3} \geqslant 0$ 时，R_7 为正距平（5/8）；当 $\Delta R_{-3} < 0$ 时，R_7 为负距平（11/12）。

x_4：当年4月份温州的温度距平（ΔT_4）。

当$-1.0 \leqslant \Delta T_4 < 1.0$℃时，$\Delta R_7$与$\Delta T_4$为反相关（12/16）；当$\Delta T_4 < -1.0$℃或$\Delta T_4 \geqslant 1.0$℃时，$\Delta R_7$与$\Delta T_4$为正相关（4/5）。

x_5：前一年4月份三点（55°N、45°E，55°N、55°N，50°N、50°E）500毫巴高度距平和（$\Sigma \Delta H_{-4}$）。

当$\Sigma \Delta H_{-4} \geqslant 14$位势什米时，$R_7$为正距平(4/6)；

当$\Sigma \Delta H_{-4} < 14$位势什米时，$R_7$为负距平(11/13)。

（2）历史资料处理

使用1952—1970年共19年的资料（见表5.21）。

表5.21

指标 / 年份	x_1（位势什米）	x_2（位势什米）	x_3（毫米）	x_4（℃）	x_5（位势什米）	降水距平（%）
1952	+3	+2	95.9	+0.3	+33	+236
1953	+2	−1	73.6	−1.6	−9	+74
1954	+4	+16	−15.2	−0.3	+21	−25
1955	−3	−1	−69.2	+0.1	0	−35
1956	+1	−15	−17.0	+0.4	−7	−90
1957	−1	+34	13.5	+0.2	−6	−91
1958	−1	−1	−22.8	+1.8	+21	+54
1959	−3	+6	−4.0	+0.9	−5	−1
1960	−2	−13	−27.8	−0.5	−8	−2
1961	−5	−4	97.1	+0.4	+12	−25
1962	+5	+2	4.7	−0.8	−31	+34
1963	0	+7	3.1	+1.0	+17	+8
1964	−2	−7	−79.4	+2.2	+9	−74
1965	−2	−12	−78.5	−1.0	−20	−12
1966	+4	+7	−57.5	+0.4	−26	−37
1967	−2	+22	−13.8	+0.7	+14	−73
1968	+1	+15	29.3	−0.3	+14	+24
1969	+2	−26	−38.7	+0.5	−7	−40
1970	+1	−1	13.7	−1.0	0	+5
1971	+1	−9	110.3	+0.7	+6	（ ）

① 将预报因子和预报量编成“1”和“0”的号码。若建立预报R_7偏少级，即负距平的方程，则把R_7为正距平的编为“0”，R_7为负距平的编为“1”。预报指标凡指示R_7为正距平的那一档编为“0”，指示R_7为负距平的那一档编为“1”。例如，x_1当高度距平为$-1 \leqslant \Delta H_{-5} \leqslant +3$位势什米时编为“0”，当$\Delta H_{-6} \geqslant +4$或$\Delta H_{-5} \leqslant -2$位势什米时，编为“1”。又如，$x_4$当温度距平为$-1.0 \leqslant \Delta T_4 < 0$℃和$\Delta T_4 \geqslant 1.0$℃时，编为“0”，当$0 \leqslant \Delta T_4 < 1.0$℃和$\Delta T_4 < -1.0$℃时，编为“1”。若要建立预报$R_7$偏多级(即正距平）的方程，其编法只要把前面$R_7$距平和预报指标的编号“0”改为“1”，“1”改为“0”即可。预报正负降水距平的两种方程只需要建立一种。下面我们建立的是预报R_7偏少级的

方程。根据上述规定，可将表 5.21 的历史资料改用号码表示（见表 5.22 和 表 5.23）。

② 把同年的各预报因子两两相乘得 x_1x_2，x_1x_3，x_1x_4…… 再把各预报因子 和 x_1x_2，x_1x_3，x_1x_4，……分别与预报量相乘得 Px_1，Px_3，……Px_1x_2，Px_1x_3，……（见表 5.23）。

表 5.22

年　份	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	n_y	$n_{\bar{y}}$
P	0	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0	1	0	13	6
																				n_x	$n_{\bar{x}}$
x_1	0	0	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	0	0	0	10	9
x_2	0	0	1	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1	0	9	10
x_3	0	0	1	1	1	0	1	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	1	0	11	8
x_4	1	1	0	1	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	1	0	10	9
x_5	0	1	0	1	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	13	6
x_1x_2	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	6	13
x_1x_3	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	8	11
x_1x_4	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	5	14
x_1x_5	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0	1	1	1	0	0	0	0	8	11
x_2x_3	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	7	12
x_2x_4	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	5	14
x_2x_5	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	7	12
x_3x_4	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	6	13
x_3x_5	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	1	1	0	0	1	0	8	11
x_4x_5	0	1	0	1	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	8	11

表 5.23

年 份	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	y_x	$\bar{y}_x$	$y_{\bar{x}}$	$\bar{y}_{\bar{x}}$
Px_1	0	0	1	1	0	0	0	1	1	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	9	1	4	5
Px_2	0	0	1	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	1	0	9	0	4	6
Px_3	0	0	1	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	1	0	10	1	3	5
Px_4	0	1	0	1	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	1	0	9	1	4	5
Px_5	0	1	0	1	1	1	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	0	1	0	11	2	2	4
Px_1x_2	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	6	0	7	6
Px_1x_3	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	8	0	5	6
Px_1x_4	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	5	0	8	6
Px_1x_5	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0	1	1	1	0	0	0	0	7	1	6	5
Px_2x_3	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	7	0	6	6
Px_2x_4	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	5	0	8	6
Px_2x_5	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	7	0	6	6
Px_3x_4	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	6	0	7	6
Px_3x_5	0	0	0	1	1	0	0	1	1	0	0	0	1	1	1	0	0	1	0	8	0	5	6
Px_4x_5	0	1	0	1	1	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	8	0	5	6

③ 将上述各项 19 年求和。此和数为下面计算系数用。

3. 计算系数

利用表 5.23 中最后的统计结果，根据（5.28）式计算系数

$$a_1=\frac{y_{x1}}{n_{x1}}\cdot\frac{\bar{y}_{\bar{x}1}}{n_{\bar{x}1}}\cdot\frac{y_{x1}}{n_y}=\frac{9}{10}\times\frac{5}{9}\times\frac{9}{13}=0.346$$

$$a_2=\frac{y_{x2}}{n_{x2}}\cdot\frac{\bar{y}_{\bar{x}2}}{n_{\bar{x}2}}\cdot\frac{y_{x2}}{ny}=\frac{9}{9}\times\frac{6}{10}\times\frac{9}{13}=0.415$$

$$\vdots$$

$$a_{12}=\frac{y_{x1\ x2}}{n_{x1\ x2}}\cdot\frac{\bar{y}_{\bar{x}1\ \bar{x}1}}{n_{\bar{x}1\ \bar{x}2}}\cdot\frac{y_{x1\ x2}}{n_y}=\frac{6}{6}\times\frac{6}{13}\times\frac{6}{13}=0.213$$

$$a_{13}=\frac{y_{x1\ x3}}{n_{x1\ x3}}\cdot\frac{\bar{y}_{\bar{x}1\ \bar{x}3}}{n_{\bar{x}1\ \bar{x}3}}\cdot\frac{y_{x1\ x3}}{n_y}=\frac{8}{8}\times\frac{6}{11}\times\frac{8}{13}=0.336$$

各系数计算的结果见表 5.24 A 栏。

表 5.24

	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_{12}	a_{13}	a_{14}
A	0.346	0.415	0.437	0.346	0.477	0.213	0.336	0.165
B	0.087	0.104	0.109	0.087	0.119	0.053	0.084	0.041
	a_{15}	a_{23}	a_{24}	a_{25}	a_{34}	a_{35}	a_{45}	Σ
A	0.214	0.269	0.165	0.269	0.213	0.336	0.336	4.537
B	0.053	0.067	0.041	0.067	0.053	0.084	0.084	1.133

为了使当 5 个指标都为号码“1”时，取出来的 P 值近于 1，把所有系数值相加，得 4.537。然后将表 5.24 A 栏各系数都除整数 4，得表 5.24 B 栏，其所有系数相加为 1.133。表 5.24 B 栏就是最后我们所要求的各系数。

4. 计算各年的 P 值

将上面计算的系数代到预报方程（5.35）式中得

$$\begin{aligned}P=&0.087x_1+0.104x_2+0.109x_3+0.087x_4+0.119x_5+0.053x_1x_2+\\&+0.084x_1x_3+0.041x_1x_4+0.053x_1x_5+0.067x_2x_3+0.041x_2x_4+\\&+0.067x_2x_5+0.053x_3x_4+0.084x_3x_5+0.084x_4x_5\end{aligned}\qquad(5.36)$$

这就是最后得到的预报温州 7 月份降水量负距平的预报方程。把预报因子的号码代入上式则可求得 P 值。但是，每次预报时需要这样求 P 值，也是麻烦的。为了作预报时使用简便，可根据各预报因子所有可能出现的情况，事前计算好 P 值，见表 5.25。在作预报时，只要查一查表就可以知道 P 值，不用再进行计算。温州 7 月份降水距平预报各年的 P 值见表 5.26。

表 5.25

x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	P	x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	P
0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0.504
1	0	0	0	0	0.087	1	1	0	1	0	0.413
0	1	0	0	0	0.104	1	1	0	0	1	0.483
0	0	1	0	0	0.109	1	0	1	1	0	0.461
0	0	0	1	0	0.087	1	0	1	0	1	0.536
0	0	0	0	1	0.119	1	0	0	1	1	0.471
1	1	0	0	0	0.244	0	1	1	1	0	0.461
1	0	1	0	0	0.280	0	1	1	0	1	0.550
1	0	0	1	0	0.215	0	1	0	1	1	0.502
1	0	0	0	1	0.259	0	0	1	1	1	0.536
0	1	1	0	0	0.280	1	1	1	1	0	0.726
0	1	0	1	0	0.232	1	1	1	0	1	0.827
0	1	0	0	1	0.290	1	1	0	1	1	0.736
0	0	1	1	0	0.249	1	0	1	1	1	0.801
0	0	1	0	1	0.312	0	1	1	1	1	0.815
0	0	0	1	1	0.290	1	1	1	1	1	1.133

表 5.26

年　份	P	实　况	年　份	P	实　况
1952	0.087	0	1962	0.259	0
1953	0.290	1	1963	0	0
1954	0.504	1	1964	0.827	1
1955	0.801	1	1965	0.827	1
1956	0.815	1	1966	0.801	1
1957	0.502	1	1967	0.726	1
1958	0.109	0	1968	0	0
1959	0.801	1	1969	0.815	1
1960	0.827	1	1970	0.119	0
1961	0.736	1	1971	0.502	(1)

5.定临界值

表 5.26 第二列是由预报方程 (5.34) 得出的 P 值，第三列是实况，号码“0”为 R_7 偏多，号码“1”为 R_7 偏少。可以看出，R_7 偏多的年份 P 值一般都偏小，而 R_7 偏少的年份一般 P 值都偏大。若取实况“1”对应的 P 值中最小值 0.290 与实况“0”对应的 P 值中的最大值 0.259 之平均值 0.275 为临界值，当 $P \geqslant 0.275$ 时预报温州 R_7 偏少（号码“1”），当 $P < 0.275$ 时预报温州 R_7 偏多（号码“0”），则 19 年历史资料全部可以概括。

1971 年 x_1，x_2，x_3，x_4，x_5 分别为 0，1，0，1，1，由表 5.25 查得 P 预报值是 0.502，应预报 R_1 偏少，与实况符合。

§ 5.6 简化二级线性判别分析

一、判别基本原理

在预报降水的方法中，常常只需要报出有雨、无雨两大类，一些天气现象如“冷害”、“寒露风”等也需要预报出“有”或“无”两类，判别分析也就是解决这种分类预报的问题。

我们先用吉林省气象台预报春汛降水量为例说明。选取 3 个因子，分两类：多雨（记为 A 类）和少雨（记为 B 类），分类资料见表 5.27 。

表 5.27 分类资料表

	A 类				B 类			
序 号	年	x_1	x_2	x_3	年	x_1	x_2	x_3
1	1953	2	20	3	1952	0	−6	2
2	1954	−1	19	4	1955	−5	−16	−2
3	1956	6	5	1	1958	−10	−10	−2
4	1957	3	−20	−2	1962	3	−32	3
5	1959	6	13	2	1965	−9	−4	2
6	1960	5	29	2	1967	−3	4	−6
7	1961	−2	6	5	1968	0	−53	−5
8	1963	1	11	−5	1969	4	4	−5
9	1964	7	11	4	1970	−9	8	−7
10	1966	2	3	0				
11	1971	−5	29	2				
Σ		24	126	16		−29	−105	−20
平 均		2.2	11.5	1.5		−3.2	−11.7	−2.2

为了说明方便起见，我们使用两个因子（x_1，x_2）预报 A、B 类作一例子。用 x_1，x_2 对 y 作点聚图（见图 5.14）。

如何设计一个标准把两类点子 A，B 区分开来，在两个因子的图上可以划线区别，对于 3 个因子在图上就很难表示了，为了适用于多个因子的判别情况，设计一个判别函数：

$$y = c_1x_1 + c_2x_2 + \cdots \qquad (5.37)$$

对于两个因子的判别方程：

$$y = c_1x_1 + c_2x_2 \qquad (5.38)$$

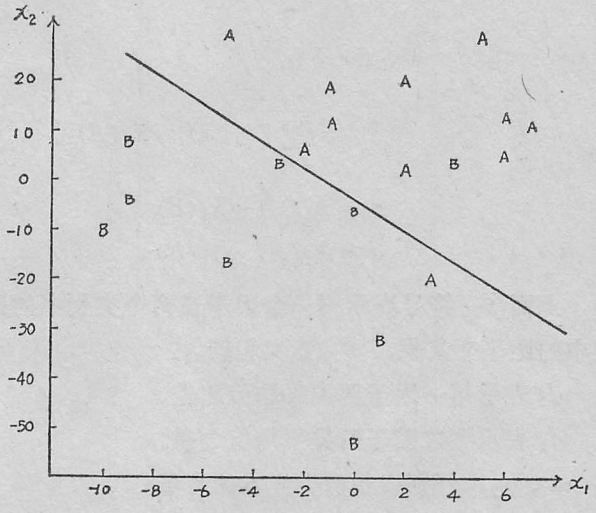


图 5.14 降水分类点聚图

就是一个平面，使得这个平面在 x_1，x_2 平面上截出一条直线，使这条线能很好的区分 A，B 类的点子。这种判别方程怎样确定呢？从（5.38）式中只要定出 c_1，c_2，就可以确定这个函数，c_1，c_2 确定的原则应使所构成的判别函数所得到的直线划分两大区域，使之 A 类的点子所对应的函数值点 y_A，和 B 类的点子对应的函数值点 y_B，两类的点子内部愈密集愈好，它们之间则愈远愈好（见图 5.14）。

下面的判别式 I 就能达到这一要求：

$$I=\frac{(\bar{y}_A-\bar{y}_B)^2}{\sum_{i=1}^{n_1}(y_{A_i}-\bar{y}_A)^2+\sum_{i=1}^{n_2}(y_{B_i}-\bar{y}_B)^3}\longrightarrow\text{最大} \tag{5.39}$$

通过一些数学的推导，就可求出求解 C 系数的标准方程组：

$$\begin{cases}C_1\bar{S}_{11}+C_2\bar{S}_{12}=d_1\\ C_1\bar{S}_{21}+C_2\bar{S}_{22}=d_2\end{cases} \tag{5.40}$$

其中

$$\bar{S}_{11}=\sum_{i=1}^{n_1}[x_1(A)_i-\bar{x}_1(A)][x_1(A)_i-\bar{x}_1(A)]+\sum_{i=1}^{n_2}[x_1(B)-\bar{x}_1(B)][x_1(B)-\bar{x}_1(B)] \tag{5.41}$$

$$S_{12}=\sum_{i=1}^{n_1}[x_1(A)_i-\bar{x}_1(A)][x_2(A)_i-\bar{x}_2(A)]+\sum_{i=1}^{n_2}[x_1(B)-\bar{x}_1(B)][x_2(B)-\bar{x}_2(B)] \tag{5.42}$$

$$\bar{S}_{21}=\bar{S}_{12}$$

$$\bar{S}_{22}=\sum_{i=1}^{n_1}[x_2(A)_i-\bar{x}_2(A)]^2+\sum_{i=1}^{n_2}[x_2(B)_i-\bar{x}_2(B)]^2 \tag{5.43}$$

$$d_1=\bar{x}_1(A)-\bar{x}_1(B)$$

$$d_2=\bar{x}_2(A)-\bar{x}_2(B) \tag{5.44}$$

上面 $\bar{S}_{11}$ 符号表示第一个因子在两个类别中的距平平方和，$\bar{S}_{12}$ 表示两个因子分在两类中的距平交叉积，$\bar{S}_{22}$ 意义相同。

d_1 表示第一因子两类平均值之差。

d_2 表示第二因子两类平均值之差。

n_1，n_2，分别表示两类样本的容量。

这只是两个因子时的情况，当然同样可推广到 p 个因子，即判别函数为

$$y=\sum_{k=1}^{P}C_kX_k \tag{5.45}$$

求 C_K 系数的标准方程组为

$$\begin{cases}C_1\bar{S}_{11}+C_2\bar{S}_{12}+\cdots+C_P\bar{S}_{1P}=d_1\\ C_1\bar{S}_{21}+C_2\bar{S}_{22}+\cdots+C_P\bar{S}_{1P}=d_2\\ \cdots\cdots\\ C_1\bar{S}_{P1}+C_2\bar{S}_{P2}+\cdots+C_P\bar{S}_{PP}=d_P\end{cases} \tag{5.46}$$

从此方程组解出 C_R 系数后，还需要有一个具体判别为哪一类的判据，判据为

$$y_c=\frac{1}{n_1+n_2}[n_1\bar{y}(A)+n_2\bar{y}(B)] \tag{5.47}$$

若 $\bar{y}(A)>\bar{y}(B)$ $\begin{cases}\text{则 } y>y_c\text{，报出现 } A \text{ 类。}\\ \text{则 } y<y_c\text{，报出现 } B \text{ 类。}\end{cases}$

通常 $\bar{S}$ 的计算公式可写为

$$\bar{S}_{kl}=\sum_{i=1}^{n_1}[x_k(A)_i-\bar{x}_k(A)][x_l(A)_i-\bar{x}_l(A)]+$$

$$+\sum_{i=1}^{n_2}[x_k(B)_i-\bar{x}_k(B)][x_l(B)_i-\bar{x}_l(B)] \tag{5.48}$$

二、分级简化判别

为了简化计算，可对计算协方差量 $\bar{S}_{kl}$ 的距平值 $[x_k(A)_i-\bar{x}_k(A)]$或$[x_k(B)_i-\bar{x}_k(B)]$作下面规定，以吉林省气象台预报春汛降水量为例。

距平值>0 记为 “1”；

距平值<0 记为 “-1”；

距平值=0 记为 “0”。

则原资料表变为新表（见表 5.28）。

代入原始 $\bar{S}_{kl}$ 的计算公式，得计算 C 系数标准方程为

$$20C_1-2C_2-4C_3=5.4$$

$$-2C_1+20C_2+2C_3=23.2$$

$$-4C_1+2C_2+20C_3=3.7$$

解出 $C_1=0.414$，$C_2=1.187$，$C_3=0.150$。

于是判别函数 $y=0.414x_1+1.187x_2+0.150x_3$

$\bar{y}(A)=0.414\times2.2+1.187\times11.5+0.150\times1.5=14.8$

$\bar{y}(B)=0.414(-3.2)+1.187(-11.7)+0.150(-2.2)=-15.5$

表 5.28　简化分类表

序号	A 类			B 类		
	x_1	x_2	x_3	x_1	x_2	x_3
1	-1	1	1	1	1	1
2	-1	1	1	-1	-1	1
3	1	-1	-1	-1	1	1
4	1	-1	-1	1	-1	1
5	1	1	1	-1	1	1
6	1	1	1	1	1	-1
7	-1	-1	1	1	-1	-1
8	-1	-1	-1	1	1	-1
9	1	-1	1	-1	1	-1
10	-1	-1	-1			
11	-1	1	1			

$$y_c = \frac{11 \times 14.8 - 9 \times 15.5}{20} = 1.17$$

1972 年的 $y = 0.414 \times (-10) + 1.187 \times (-6) + 0.150(6) = -10.4$, $y < y_c$, 报 B 类。

三、简易多级判别

在判别分析中，计算量很大，两级分辨有时还不能满足要求，这一方法是适应这一需要的。

在资料分级基础上，考察各因子的各级出现条件下预报量出现可能性大小，并假定各因子各级的条件概率与预报量各级出现的概率是线性的，等比例的，然后利用各因子条件概率作出预报。

以藁城县 4 月份降水量（R_4）预报为例，分级资料见表 5.18 。

其方法步骤如下：

（1）对资料分级，得表 5.18

（2）制作因子与预报量关系的列联表

把各因子各级出现时，预报量 R_4 所发生各级所出现的次数（频数）列在表 5.29 的上半部，然后这些频数与各因子的各级出现的总次数之比即为各因子各级出现的条件下，预报量 R_4 所出现各级情况的条件频率（近似看作为条件概率），其数值列在表 5.29 的下半部。

（3）求出资料各年预报量 R_4 各级所出现的组合概率

在认为各因子的条件概率是等权重线性组合情况下，预报量各级所出现的概率和。

例如，对 1956 年，因子出现级别情况是：

$x_1 = 3$，$x_2 = 1$，$x_3 = 2$，$x_4 = 2$。

查表 5.29 下半部，当 $x_1 = 3$ 时，R_4 出现 1 级的条件概率为 22%。当 $x_2 = 1$，R_4 出现

表 5.29　因子与预报量列联表

	因子 / R_4	x_1			x_2			x_3			x_4		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
频数	1	3	2	2	4	3	0	4	3	0	5	2	0
	2	0	3	1	3	0	1	0	4	0	2	2	0
	3	0	1	1	0	1	1	0	2	0	2	0	0
	4	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0
	5	0	0	4	0	0	4	0	2	2	0	2	2
频率（%）	1	100	33	22	57	75	0	80	27	0	55	28	0
	2	0	50	11	42	0	14	0	36	0	22	28	0
	3	0	16	11	0	25	14	0	18	0	22	0	0
	4	0	0	11	0	0	14	20	0	0	0	15	0
	5	0	0	44	0	0	57	0	18	100	0	28	100

1 级的条件概率为 57%。类似 $x_3=2$，$R_4=1$ 的条件概率为 27%；$x_4=2$，$R_4=1$ 为 28%。

所以 1956 年 $R_4=1$ 出现的可能性为

$$(22+57+27+28)\%=134\%$$

这一数字记在表 5.30 $R_4=1$ 的一列上。

还要求出 1956 年 $R_4=2$ 级所出现的可能性，即查表 5.29 下半部相应于因子出现级别 $R_4=2$ 的一行对应值之和：

$$11+42+36+28=117。$$

这一数字列在表 5.30 $R_4=2$ 的一列中。

其余类推，得表 5.30 各年 R_4 各级的组合概率值。

表 5.30　各因子组合概率和

年	$R_4=1$	$R_4=2$	$R_4=3$	$R_4=4$	$R_4=5$	年	$R_4=1$	$R_4=2$	$R_4=3$	$R_4=4$	$R_4=5$
1956	134	117	29	26	90	1966	145	156	34	15	46
1957	77	89	43	40	147	1967	115	122	70	14	75
1958	108	83	65	25	119	1968	145	156	34	15	46
1959	310	22	47	20	0	1969	22	25	25	25	301
1960	292	64	22	20	0	1970	130	53	25	60	129
1961	172	150	56	0	18	1971	161	111	51	11	62
1962	216	78	41	35	28	1972	257	58	65	0	18
1963	190	108	81	0	18	1973	214	75	33	31	44
1964	22	25	25	25	301	判①	172	122	70	60	147
1965	77	89	43	40	147	判②	155	88	44	22	88

（4）进行判别

判别的判据可有下列几种方法：

(i) 最大最小原则：根据 R_4 各级发生的次数相应从表 5.30 的各列中挑出最大的个数，并以这些最大的个数中心最小值为判据。例如 R_4 为 5 级共发生 4 次，从表 5.30 中

$R_4=5$ 一列中，找出最大的 4 个值为：147，301，147，301。以其中最小的 147 为判据，这种方法所得的判据记以判①，列在表 5.30 下面行中。

判别时，以各因子组合概率和大于判据（若都小于时以最近判据为原则）最多者为预报级别。用此法预报历史概括率为 16/18。

(ii) 平均值判据：以表 5.30 中各列平均值为判据，列在表 5.30 中最末一行。用此判据历史概括率为 14/18 。

(iii) 最大最小原则为主，辅以平均值判据：即用上述两个判据结合，当以判①作判断时有两个大于判据，则用平均值再判，用此法历史概括率为 17/18 。

(iv) 与气候概率之差作判据：即在用表 5.30 各年组合概率值基础上再求 R_4 各级所出现的概率，并与气候概率比较，用此法报历史概括率为 16/18 。

以历史概括率比较似乎以第 (iii) 种判据为好，在试报 1974、1975、1976 年中，第 (iii) 及第 (iv) 种方法都预报出与实况相符的结果。

在与其他方法比较中，简易多级判别法是比较简单且效果较好的，即使与 0,1 回归等简便方法比较，亦有它的优点。根据我们在其他一些台站试用结果来看，这一方法试报效果都比较好。而且它反映因子与预报量的非线性关系，即它们之间不要求有强的线性关系，而在回归和线性判别法中都希望有线性关系较好的因子，而线性关系很好的因子在气象中是较少的，所以此法比较实用。

§5.7 图表的简化判别

一、条件点聚图

在点聚图的应用中，适合样本容量大的统计。因为这时图中点子较多，分辨线容易较准确作出，一般在气象站的实际预报中用于短期预报，但是，应用中常常两类的点子不甚集中，规律性不好，用条件点聚可以解决，即在一些前期条件下，找两个要素与预报量点聚，效果较好。

北京双桥公社气象站，利用分型作点聚图就是这一类型的应用。

1.温、湿分型

将历年逐日最高气温、14 时绝对湿度与前一天比较，变化趋势分为 A、B、C、D 四个型，分型标准见表 5.31 。

表 5.31 温、湿分型标准表

变化趋势 / 型 / 项目	A	B	C	D
日最高气温	降	升	降	升
14 时绝对湿度	升	升	降	降

2.风向分型

将14时风向按16个方位分为3型

① 东风型：从SSE→ENE，

② 南风型：从WSW→S，

③ 北风型：从NE→W。

3.将以上两组分型组合成以下12型

$A_1A_2A_3B_1B_2B_3C_1C_2C_3D_1D_2D_3$

A_1表示当天最高气温为下降趋势，14时绝对湿度为上升趋势，14时为偏东风，其余类推。

4.雨量分级

把降雨情况分为以下6级，用符号代表填入各型图内。①无雨，②微雨（0.0毫米），③小雨（<10毫米），④中雨（10—25毫米），⑤大雨（25—50毫米），⑥暴雨（>50毫米）。

例A_1型点聚图见图5.15。使用两年，准确率达78%效果较好。

利用点聚图上各类点子的密集与否来选择合适的因子，因子同样要求是独立性愈高愈好，然后分别作出几张预报同一要素的点聚图。当然，如果所制作的几张点聚图均全部通过时，预报的预报量发生的概率就较高。点聚图也不宜太多，挑选些概率大，混杂率要小的图有5—6张即可。

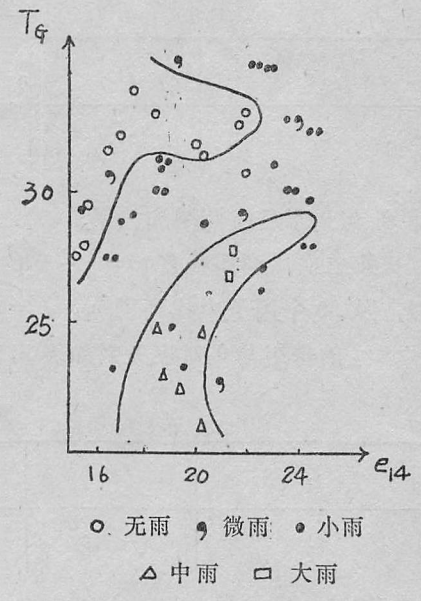


图5.15 A_1型点聚图

二、用方差分析找因子

用方差分析也可以寻找关系好的因子，而且这些因子与预报量y的关系不一定要求是线性的。

下面举黑龙江省泰来气象站做6月降水R_6预报为例作说明：

为预报6月降水量R_6，寻找30个因子，从这些因子找最好的因子，如果从线性相关角度去找就用线性相关系数高的作为因子，而用方差分析办法则是把因子分组，看每组与预报量y关系是否密切。例如把因子分为5组（或分为5级），看每一组所对应的预报y值的组间差别是否比组内差别大，若组间差别大，说明对应的因子分组与预报量y关系密切，认为是好的因子，可以在预报中考虑。

泰来站，用这种办法找到1月最高气温，选择过程在§ 3.3中已有介绍，在30个因子中，只有这个因子分组后的方差分析F值最大，$F=6.34$，选为第一个主要因子，然后采取与逐次回归类似的方法，取对应各组的y的平均值作为第一次y的估计值（见表5.32）。

表 5.32　预报 R_6 的第一次估计

年	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972
级别	4	4	2	3	5	1	3	2	2	5	3	1	1	4	5
y	119.2	169.9	35.8	40.1	35.9	56.0	26.6	64.1	67.3	27.7	25.3	25.2	30.2	85.5	86.3
$\hat{y}_1$	124.9	124.9	55.7	30.0	50.0	37.1	30.7	55.7	55.7	50.0	30.7	37.1	37.1	124.9	50.0
e_1	-5.7	45.0	-19.9	9.4	-14.1	18.9	-4.1	8.4	11.6	-22.3	-5.4	-11.9	-6.9	-39.4	36.3

显然 x_1 的分组与 $\hat{y}_1$ 的值不是线性的，见表 5.33 。

表 5.33　x_1 与 $\hat{y}_1$ 关系

x_1	1	2	3	4	5
$\hat{y}_1$	37.1	55.7	30.7	124.9	50.0

即 x_1 与 $\hat{y}_1$ 不是线性增加关系。

第二次，利用残差 $e_1 = y - \hat{y}_1$ 的计算值找寻与 e_1 关系好的因子，找寻办法和找 x_1 类似，从 30 个因子中找到了 x_2，$F = 4.07$ 也通过 5% 的信度标准。

x_2 的每组与 $\hat{y}_2$ 对应关系如表 5.34 。

表 5.34　x_2 与 $\hat{y}_2$ 关 系

x_2	1	2	3	4	5
$\hat{y}_2$	-11.6	-10.6	-19.9	-6.1	33.4

同样得到各年第二次估计值 $\hat{y}_2$ 及残差 e_2。见表 5.35 。

表 5.35　预报 R_6 的第二次估计

年	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972
级别	2	5	3	4	2	5	3	3	1	4	4	2	1	1	5
e_1	-5.7	45.0	-19.9	9.4	-14.1	18.9	-4.1	8.4	11.6	-22.3	-5.4	-11.9	-6.9	-39.4	36.3
$\hat{y}_2$	-10.6	33.4	-5.2	-6.1	-10.6	33.4	-5.2	-5.2	-11.6	-6.1	-6.1	-10.6	-1.6	-11.6	33.4
e_2	4.9	11.6	-14.7	15.5	-3.5	-14.5	1.1	13.6	23.2	-16.2	0.7	-1.3	4.7	-27.8	2.9

还可以这样重复一次次做下去，但对本例再也选不出 E 值大于信度标准的因子，或者从第二次残差来看已较小，差不多只占总方差 10% 左右，逐次回归就到此结束。预报估计值为

$$\hat{y} = \hat{y}_1 + \hat{y}_2$$

预报时，根据 x_1 出现的级别报出 $\hat{y}_1$ 值，再加上 x_2 出现的级别报 $\hat{y}_2$ 值，即得到预报值。

三、编 码 法

在预报因子用特征记号 0，1 表示时，可以用线性回归处理，也可以用编码的办法找出其最大概率的组合，用概率预报。

例如以保定地区气象台预报 6—8 月降水（y）为例选取 3 个因子：

x_1：当年 3 月平均气压。

x_2：前一年 11 月 500 毫巴 35—40°N、130—145°E 四点高度距平和。

x_3：前一年 8 月 500 毫巴 50—55°N、65—100°E 八点高度距平和。

作出 0，1 资料如表 5.36 。

表 5.36 保定 y 与 $x_1x_2x_3$ 资料表

年	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
x_1	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	0	1	1	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0	1
x_2	0	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0
x_3	0	1	1	1	1	1	0	1	0	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	1
y	0	1	1	1	1	0	0	1	0	1	0	1	1	0	1	1	0	1	0	0	0	1	0	
码	04	07	03	03	07	01	00	07	00	05	00	07	07	00	05	06	00	05	01	00	01	07	00	05

3 个因子 x_1，x_2，x_3 有许多种配合。为 000，001，011，010，100，110，111，101，等八种，为方便起见用二—八进制记号记（见表 5.37）。

表 5.37 二—八进制表

八 进 制	0	1	2	3	4	5	6	7
二 进 制	000	001	010	011	100	101	110	111

0，1 资料的各年以码的形式记载列表（表 5.38）。

表 5.38 编 码 表

编 码	年 份（19××年）	$y=0$ 频 数	$y=1$ 频 数	预报规定 $y=$
00	58, 60, 62, 65, 68, 71,74	7	0	0
01	57, 70, 72,	3	0	0
02				
03	54, 55,		2	1
04	52,	1		0
05	61, 66, 69,		3	1
06	67,		1	1
07	53, 56, 59, 63, 64, 73		6	1

或排成表格，以 y 为 1 格和 0 格区分开（用×表示，如表 5.39）。

表 5.39　编码综合表

	0	1	2	3	4	5	6	7
0				×		×	×	×

预报：1975 年 $x_1=1$，$x_2=0$，$x_3=1$，编码为 65，预报 y 出现 1。

在多因子预报时，使用每 3 个因子构成二—八进制，编成带 10 位数字的八进制数，就可按上法作出预报。

编码法是根据历史资料的概括得出预报结论的，因此能较好地反映预报对象及预报因子之间复杂的非线性关系，也较符合实际。但当历史资料个例较少时，个别编码的预报结果有偶然性，因此，这种方法最好用于因子少而历史资料个例较多的情况。

例如江西黎川气象站用此法做 6 月份大—暴雨预报，因子选择如下：

1.根据“热极生风，闷极生雨”的群众经验，发现凡 14 时气温从≥30℃的峰点下降，同时$\Delta e_{24}\leqslant 3.0$ 毫巴未来有一次明显过程，记这种事件为“$x_1=1$”。

2.一般情况下，08 时为气压高点，当这种的变化受到破坏，是高压东移入海、倒槽东移发展、静止锋或气旋波生成东移影响本地的反映，因此把 08 时气压减前一天 20 时气压＜0.5 毫巴的事件作为“$x_2=1$”。

3.倒槽静止锋，气旋波生成和冷锋南下，是影响该地汛期暴雨主要天气系统。故用08时地面上南城减贵阳气压差由 0.1—－2.8 毫巴转为≥1.9 毫巴，由≤－2.9 毫巴转为≥0.2 毫巴，由 0.2—0.9 毫巴转为≥3.5 毫巴；同时贵阳站 ΔP_{24} 为负值；上海 500 毫巴高度≥576 位势什米；赣州风向偏南，或芷江、赣州、桂林三站的温度露点差的合计值＜15。满足上述条件的事件为“$x_3=1$”。

用 1959—1972 年统计资料，对 3 个因子状态进行编码，结果如下：

（1）000、001、010、100 四种组合形式，即最多只出现一个因子时，未来 1—3 天内无大—暴雨。

（2）011、101、110、111 四种组合形式，即同一天有两种以上因子出现，未来有大暴雨的概率为 54/61＝89%。

利用指标作的预报与实况符合。

对多因子编码亦可列成表，预报时查表即可，例如河北昌黎县站作 5 天 24 小时降水短期预报共选取 5 个因子：

1.当天气温，$18.0\leqslant\overline{T}\leqslant 18.8$℃为“1”，其余为“0”。

2.14 时气压，$1002.0\leqslant P_{14}\leqslant 1011.0$ 毫巴为“1”。

3.17 时气压，$1000.6\leqslant P_{17}\leqslant 1002.1$ 毫巴为“1”。

4.14 时绝对湿度，$5.9\leqslant e_{14}\leqslant 8.9$ 毫巴为“1”。

5.17 时绝对湿度，$5.1 \leqslant e_{17} \leqslant 7.8$ 毫巴为“1”。

因子排列顺序为 $\overline{T}$，$P_{14}, P_{17}, e_{14}, e_{17}$。

列成编码表 5.40，表中×为有雨格。

表 5.40　昌黎 24 小时降水预报表

	0	1	2	3	4	5	6	7
0								
1		×	×			×	×	×
2		×				×	×	×
3		×	×	×	×	×	×	×

§5.8　相似判别

一、多因子相关相似判别

利用因子与预报量距平值（+、－号）相同的个数作为相似标准，从而作出预报。

其做法步骤如下：

（1）根据距平相关率的大小选择因子

所谓“距平相关率”是指因子正（负）距平符号与预报量的距平符号相同的百分率（“+”“－”符号不一定以平均值为标准，也可自行规定临界值）。

例如以广西河池气象站预报 4 月份雨量为例，选择几个因子（资料见表 5.41）。

因子上 R_6（即上一年 6 月降水量）距平符号与预报量在 15 年中有 14 年相反，相关率为反 14/15（为比较方便，表中符号相反记，即改为正相关率）。

（2）计算因子之间的协相关率，计算方法与上面相关率计算一样，只是表示因子间的相关程度。

（3）计算预报年因子与历史各年因子的相似情况（见表 5.41 下半部）。

（4）与气候概率比较作出预报。

现以制作河池站 1972 年 4 月份雨量趋势预报为例加以说明。

1.选取预报因子

一般以群众经验与气象员经验为线索，结合普查历史气象资料，可以找到与 4 月份降水有关较好的预报因子。选取因子的个数不限，一般选取 7—15 个因子即可，但其总个数最好为单数，以便表决定出大概趋势。这里我们选取了 9 个因子，选取因子的条件是：

① 预报因子与预报量的相关率≥70%；

② 预报量中的极大、极小值，次大、次小值与预报因子的关系要符合相关规律；

③ 各预报因子，最好具有一定的代表性。

2.作复相关表（见表5.41）

表 5.41　河池气象站 4 月份雨量复相关表

序号	临界值	单相关	量级	特少		偏少		正常（-）			偏多						多		平均	预报年份				
			年份	1960	1963	1967	1958	1959	1969	1962	1956	1957	1968	1964	1966	1970	1965	1961		1971	1972	1973	1974	1975
			雨量	27.8⁻	33.8⁻	60.2⁻	68.4⁻	86.3⁻	87.0⁻	93.6⁻	100.5⁺	110.0⁺	116.2⁺	123.8⁺	137.5⁺	150.4⁺	163.8⁺	225.7⁺	100.2	168.4⁺	151.4⁺	182.9⁺	129.1⁺	107.9⁺
1		反14/15	上R_6	315.9⁻	229.0⁻	503.2⁻	336.4⁻	295.4⁻	381.4⁻	346.9⁻	240.9⁺	246.6⁺	270.5⁺	66.4⁺	241.9⁺	204.5⁺	368.1⁺	99.6⁺	276.3	275.6⁺	248.9⁺	262.4⁺	301.9⁻	174.6⁺
2	≥7-	反14/15	上r_{614}	10⁻	16⁻	13⁻	11⁻	7⁻	8⁻	8⁻	5⁺	5⁺	6⁺	4⁺	10⁻	5⁺	4⁺	0⁺	8.0	9⁻	9⁻	3⁺	9⁻	8⁻
3	≤85+	反11/15	上$\bar{r}_6$	86⁻	87⁻	87⁻	88⁻	80⁺	84⁻	81⁺	77⁺	81⁺	79⁺	67⁺	85⁺	81⁺	81⁺	74⁺	81	81⁺	83⁺	78⁺	84⁺	83⁺
4		正12/15	上$\bar{T}_5$	22.9⁻	24.1⁻	23.8⁻	24.4⁻	24.3⁻	24.2⁻	24.0⁻	24.7⁺	22.7⁻	27.0⁺	27.2⁺	24.2⁻	25.8⁺	25.1⁺	22.7⁻	24.6	25.2⁺	24.0⁻	25.0⁺	24.3⁻	25.1⁺
5		正12/15	上$\bar{T}_{M5}$	20.5⁻	21.0⁻	20.2⁻	21.2⁻	20.5⁻	20.9⁻	21.1⁻	21.8⁺	20.5⁻	23.5⁺	23.7⁺	20.8⁻	22.7⁺	21.4⁺	20.0⁻	21.4	22.3⁺	20.8⁻	21.9⁺	21.6⁺	22.0⁺
6	≤16+	反13/15	上雨日4	17⁻	20⁻	19⁻	17⁻	11⁺	18⁻	17⁻	11⁺	16⁺	14⁺	14⁺	23⁻	15⁺	14⁺	8⁺	15.9	20⁻	17⁻	20⁻	16⁺	14⁺
7	≤30.1+	反11/15	上$\bar{e}_7$	30.6⁻	31.1⁻	30.0⁺	30.5⁻	30.1⁻	29.9⁺	31.2⁻	29.1⁺	28.9⁺	30.3⁻	29.7⁺	30.0⁺	31.0⁻	28.8⁻	28.9⁺	30.0	30.0⁺	29.1⁺	27.3⁺	30.1⁺	29.6⁺
8		正14/15	上雨7下	4⁻	6⁻	4⁻	5⁻	6⁻	3⁻	6⁻	9⁺	8⁺	7⁺	8⁺	4⁻	7⁺	9⁺	9⁺	6.4	7⁺	5⁻	3⁻	6⁻	6⁻
9		正13/15	上$\bar{p}_{12}$	96.9⁺	96.5⁻	65.1⁻	94.7⁻	95.4⁻	91.3⁻	95.3⁻	93.4⁻	97.8⁺	99.7⁺	96.9⁺	97.1⁺	97.9⁺	97.9⁺	97.3⁺	96.5	95.1⁻	96.7⁺	96.2⁺	98.3⁺	97.0⁺
协相关				-8/9	+9/9	-8/9	-9/9	-7/9	-7/9	-8/9	+8/9	+7/9	+8/9	+9/9	(+4/9)	+8/9	+8/9	+7/9		+6/9	(+4/9)	+6/9	+5/9	+7/9
与1971年相似				2	3	4	3	3	4	4	7	4	5	6	5	5	5	4						
与1972年相似				6	5	6	5	5	7	6	3	6	3	4	9	3	5	6		5				
与1973年相似				2	3	4	3	3	5	5	7	4	5	6	5	5	5	4		7	6			
与1974年相似				5	4	5	4	6	6	6	4	5	4	5	6	4	5	5		4	6	4		
与1975年相似				3	2	3	2	4	4	3	6	5	6	7	6	6	6	5		6	6	5	7	
1972年	预报机率			11/86 = 0.128		11/86 = 0.128		18/86 = 0.209			28/86 = 0.325						16/86 = 0.186							
	气候机率			2/16 = 0.125		2/16 = 0.125		3/16 = 0.188			6/16 = 0.375						3/16 = 0.188							
	差值			+0.003		+0.003		+0.021			-0.050						-0.002							

① 将历年4月份雨量从小到大（或从大到小）按顺序排列，各标出“+”“-”距平符号，并按照其正负距平百分率的多少区分5个等级：特少，距平<-50%；偏少，-50%≤距平<-20%；正常，-20%≤距平≤20%；偏多，20%≤距平≤50%；特多，距平>50%。或根据平时预报雨量跨值的大小和量值的大小分布情况，将月雨量灵活地区分为4、5个或6个等级。这样更便于分析比较与应用。这里我们是按照5级来划分的。

② 将预报因子按其预报时效的长短从上到下按顺序排列，这样便于不断补充订正与应用。然后将其量值填入预报年份的相应栏内。再在其旁标出其预报“+”或“-”符号(不一定是距平符号)。在确定预报因子的正负趋势时，以其平均值为基础，再根据预报量“+”“-”符号的分布情况，确定出一个“临界值”来，这样可以提高预报准确率。

③ 分别统计出预报因子的单相关和协相关率，并分别标在表的左方和下方相应的栏内。从单相关和协相关率的大小可以看到，若每个因子能管住绝大多年份，每年又被大多数因子所管住，既为比较好的复相关表。

3.找出预报指标

首先根据协相关率的大小，初步定出月雨量的“+”“-”趋势。一般情况下若有半数以上的因子反映为“+”(或“-”)，既可定为“+”(或“-”)趋势，其准确率可达80%以上，它反映出了普遍的规律性，如表5.41中有14/15符合这种情况。但仍有个别年份如1966年与此不相符合，显示出它的特殊性来。要解决这个问题，就在于具体地分析特殊情况，而从抓主要矛盾入手。

寻找各级雨量的预报指标，就是具体分析其协相关率的大小，各预报因子“+”“-”符号的分布和其量值的大小，以主导因子为主，次要因子为辅，找出各级降水量的差异性来。

若某因子单相关率较高，与预报量之间有较好的线性关系，我们就把它当作为具有主导性的因子，如表中第1、2个因子既是。而这些主导因子在不同阶段中又是会互相转化的，在这一阶段是某因子起着主导作用，而在另一阶段又是另一因子起着支配作用，在分析中必须加以注意。

例如，分析表得出4月份雨量分级预报指标：

① 9个因子中若有6个以上预报符号为“-”，同时第1、2个预报符号必为“-”，则4月雨量为负距平。如果：(i) 上r_{614}≥80%的日数≤8天，则正常到偏少，80—100毫米（有3年）；(ii) 上R_6>360毫米则偏少，60—80毫米（有2年）；(iii) 未达到(i)和(ii)条件则特少，60—50毫米（有2年）。

② 9个因子中有5个以上预报符号为“+”，则4月雨量为正距平，100毫米以上。若上r_{614}≥80%的日数≤3天，则为特多，200毫米左右（如1961年）。

③ 9个因子中虽有5—6个因子为“-”，但第一个预报符号为“+”。4月份雨量仍偏多，120—150毫米（如1966年）。

将预报年份排在表的右后边，把预报因子的量值和预报符号填入相应的栏内，然后与

预报指标相对照，最符合和最接近那一条者即为所求的预报级别。如1972年属于特殊年份，符合第三条指标，故预报4月雨量偏多，120—150毫米。

4.找相似年份

将1972年各因子的预报符号与历年的同一要素逐一比较，若预报“+”“-”符号相同的相似，即前期气象要素变化相似，反之不相似。将历年与1972年相似的个数分别填在表的下方，选取相似个数最多的，同时复相关率较接近的年份为最相似年份。如1972年与1966年最为相似，9个预报符号中均为同号，为历年最大值。同时协相关率均为（+4/9）。所以1972年4月雨量应预报偏多，140毫米左右。

5.求算预报级别

首先分别求出1972年的各级预报机率与气候机率。预报机率与气候机率之最大正差值所在的量级即为所求的预报量级。如表中正常级差值为+0.021为最大值，据此预报1972年4月雨量为正常负距平。

$$\text{预报机率}=\frac{\text{某量级与1972年相似的个数}}{\text{与1972年相似的总个数}}$$

$$\text{气候机率}=\frac{\text{出现某量级的年数}}{\text{总年数}}$$

6.综合判断

上述以相关较好的多因子为依据，从不同角度求出同一预报内容的三种预报结果。“求算预报级别”是侧重于解决普遍的规律性，“找相似年份”是侧重于解决特殊性；“找出预报指标”是兼顾了普遍的与特殊的两个方面，而以解决特殊性为主。若三种预报结果相一致则说明预报的可靠性最大。若三种预报结果有矛盾的话，则以“预报指标”为主要判据。

如1972年4月雨量预报，“求算预报级别”得出为正常，而“预报指标”和“相似年份”预报为偏多，最后应确定为偏多，120—150毫米，实况为152毫米，预报准确。

据此，同样分析制作了1971、1973、1974、1975年的4月雨量预报，都基本达到准确。

二、多维空间点聚相似法

图解预报是气象台站常用的统计预报方法，具有简单直观的优点。比如预报量y与两个前期要素（预报因子）x_1, x_2有关，(x_1, x_2)的一列历史资料在平面上表现为一个点组，在每一点处对应有一个y值。若因子排选适当，这些y值在平面中的分布应有较明显的规律，这时，或者画出y的等值线，或者按y的不同等级，把平面划分为互斥的指示区域，就可应用来作预报，这就是平面点聚图。由于作图只能在平面中进行，因此上述方法对多因子的应用受到了限制。下面介绍一种直接处理多因子的方法，因为它同样具有简单直观的特点，所以称之为多维空间点聚方法，实质上也是一种相似法。

1.原理

在多因子的情况，因子组的一列历史数据表现为多维空间中的一个点组，在每一点处

有一个 y 值，这些 y 值在空间中的分散情况也应有一定的规律，如果在挑选因子时进行合理的筛选，虽然点组不能用图表示出来，但它们所具有的分辨力(或者说它们提供的信息)却能包含在历史资料的数据之中，问题在于如何实现预报。

如果想类似于平面的情况，按照 y 的一定等级，把空间划分为互斥的指示区域，这由于不能借助几何直观，在确定分界曲面时，只能使用数学方法来搜索改进，不仅工作量大，而且往往由于因子选择不当而效果的提高不甚明显，我们可以避开这种以历史资料为中心，以预报量的等级划分为基础的方法，采用一个更自然的概念，以实况资料为中心，考虑历史资料对它的“围绕”、“聚集”情况，这时，事先把空间划分为互斥的固定不变的区域(连同它们的分界曲面)就成为不必要的了。

2.方法

首先要适当地挑选因子，最合理的标准是：把因子与预报量的历史资料作成点聚图，以能较清楚地看出点子集聚在一条线附近为最好。

其次是找相似，设用上法选得 M 个预报因子，而数据个数为 N。

记 $X_{(i)}:(x_1^{(i)}, x_2^{(i)}, \cdots\cdots, x_M^{(i)})$ $(i=1,2,\cdots\cdots N)$

$X:(x_1, x_2, \cdots\cdots, x_M)$ 是实况数据。

这里数据都已作标准化处理。

计算 M 维空间中两点 X 与 X_i 的距离

$$P_i = P(X, X) = \sqrt{\sum_{j=1}^{M}(x_j^{(i)} - x_j)^2} \qquad (i=1,2,\cdots\cdots N)$$

找 $X_{k1}, X_{k2}, \cdots\cdots, X_{kt}$ $(t \geqslant 3)$

使得 $P_{k1} \leqslant P_{k2} \leqslant \cdots\cdots \leqslant P_{kt} \leqslant P_i$ $(i \neq k_1, k_2, \cdots\cdots k_t)$

这表明 $X_{k1}, X_{k2}, \cdots\cdots, X_{kt}$ 围绕 X 而聚集。

作预报时设想 X_{ki} 偏离 X 是由于随机的原因，从而 y_{ki} 偏离 y 也是随机因素的影响，于是

$$\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^{t} y_{ki}}{t}$$

可作为 y 点的估计；

$$(\bar{y}-s, \bar{y}+s)，\text{其中 } s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{t}(y_{ki}-\bar{y})^2}{t-1}}$$

可作为 y 的区间估计。

3.操作实例

以预报苏州 5 月份降水量（1974 年）为例。

预报量 $y(R_5)$ 与预报因子 x_1（上一年 1 月平均相对湿度），x_2（上一年 3 月份降水量），x_3（上一年 1 月份平均温度），x_4（上一年 3 月份平均气压），x_5（上一年 9 月份平均最低温度）的历史资料，为 1952—1973 年共 22 年，连同用来预报 1974 年的实况资料均列入表

5.42(X 的资料均已标准化)。

然后求 P_1^2 (即 1952 年) 步骤为 (以 1974 年样本点为基准)

$$P_1^2=(0.84-0.98)^2+(0.11-0.04)^2+(0.79-0.24)^2+(0.32-0.64)^2+$$
$$+(-0.98+1.23)^2=0.0196+0.0049-0.3025+0.1024+0.0625$$
$$=0.4919$$

其余类似，求 P_i^2 值列在表 5.43 的右端。

找出最小的三个值：P_1^2, P_7^2, P_{22}^2。距离平方 $P_1^2, P_2^2, \cdots\cdots, P_{22}^2$ 的计算见表 5.43。

因为我们的着眼点在最小的那几个 P^2 值，故实际计算中若发现某些 $(x_j^{(i)}-x_j)^2$ 已很大，这时相应的 P_i^2 值就不必具体算出，这样可减少计算量。

由表 5.43 知

$$P_1<P_7<P_{22}\ll P_i, \qquad i=1,7,22$$

故报 1974 年

$$y=\frac{(94.4+88.0+146.9)}{3}=109.8(\text{毫米})$$

区间估计 $s=32$, $y\in(109.8-32, 109.8+32)$ 毫米。实况是 122.8 毫米。

4.讨论

① 以上假定存在与 X 特别接近的 X_{k1}, X_{k2}, $\cdots\cdots X_{kt}$, 若不存在这样的点，预报的精确性就难以保证，这意味着历史资料不足，只要历史资料积累得足够丰富，这个缺点可以解决。

表 5.42

年　份	序　号	x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	y
1952	1	0.98	0.04	0.24	0.64	−1.23	94.4
1953	2	0.30	0.70	1.58	−0.64	0.25	76.5
1954	3	−0.11	0.72	0.47	−0.42	0.25	190.5
1955	4	1.65	−1.02	1.50	1.38	0.65	64.7
1956	5	0.03	2.00	−2.13	−0.21	1.63	210.9
⋮	⋮	⋮	⋮		⋮	⋮	⋮
1970	19	0.71	0.03	−0.24	0.64	1.23	146.3
1971	20	−0.24	0.36	−1.26	1.64	1.06	96.1
1972	21	−0.65	−1.00	−0.47	1.43	−0.33	60.7
1973	22	0.43	−0.51	0.87	−0.11	−1.23	146.9
1974	23	0.84	0.11	0.79	0.32	−0.98	

距离平方 $P_1^2, P_2^2, \cdots\cdots, P_{22}^2$ 的计算见表 5.43。

② 在确定预报值 y 时，也可以加权平均，如对 y_{ki} 加上 $\frac{1}{P_{ki}^2}$ 的权重。本例如按此法，可得预报值：　　106.5 毫米。

表 5.43

年　份	序　号	$(x_1^{(i)}-x_1)^2$	$(x_2^{(i)}-x_2)^2$	$(x_3^{(i)}-x_3)^2$	$(x_4^{(i)}-x_4)^2$	$(x_5^{(i)}-x_5)^2$	P_i^2
1952	1	0.0196	0.0049	0.3025	0.1024	0.0625	0.4919
1953	2	0.2196	0.3481	0.6241	0.9216	1.5129	3.6983
1954	3	0.9025	0.3721	0.1024	0.5476	1.5129	3.4375
1955	4	0.6561	1.2769	0.5041	1.1236	2.6570	6.2177
1956	5	0.6561	3.5721	8.5264	0.2809	6.8121	19.8476
⋮		⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
1958	7	0.0169	0.2209	0.0562	0.0697	0.3260	0.6897
⋮		⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
1970	19	0.0169	0.0064	1.0609	0.1024	4.8841	6.0707
1971	20	1.1664	0.0625	4.2025	1.7424	4.1616	11.3354
1972	21	2.2201	1.2321	1.5876	1.2321	0.4225	6.6954
1973	22	0.1681	0.3844	0.0064	0.1849	0.0625	0.8063

三、综合优势相似法

大气过程的发展在时间和空间上都是互相关联的，我们着眼于本地近期天气气候变化，抓住其中比较突出的现象，作为分析相似的前提。而且利用在一段时期内气象要素的多项综合相似的办法来弥补由于资料短、相似个例少的不足。

分析综合一段时期内多项当中比较突出的现象，取其优势相似，就可以得到相似年或月，从而初步作出预报。

以辽宁省开原气象站资料为例说明。

（1）分析前期的天气气候特点，找出相似年。主要是分析前期天气异常反映，以分析气温、降水项目为主。

例如要预报 1973 年 11 月和 12 月的降水、气温趋势，分析 1973 年 1—8 月期间降水与气温的异常变化，与气候平均比较有以下特点：

① 1 月降水特少。

② 2 月降水特多。

③ 3 月降水特多。

④ 5 月降水特多。

⑤ 1 月气温特高。

⑥ 2 月气温偏高。

⑦ 1—4 月气温偏高。

⑧ 自 1971 年至 1973 年连续 3 年 1 月气温偏高。

⑨ 7 月降水在 100—180 毫米之间。

⑩ 8 月降水多于 7 月降水，且 7 月降水大于 10 毫米。

⑪ 4 月气温偏高。

⑫ 5月气温偏低。

⑬ 7月气温偏高。

对以上各项给出一定界限，对照历史资料，找出每项的相似年份。如：1月降水特少，实况是1.0毫米，气候平均值7.0毫米，取小于4.0毫米为特少。有相似年：1959、1960、1961、1962、1963、1967、1968、1969、1972等。

同理找出每项的相似年，列如表5.44。

表5.44 相似项目年份表

项目编号	气候异常项目	相似界限	相似年份 (为19××年)
1	1月降水	＜4mm	59, 60, 61, 62, 63, 67, 68, 69, 71
2	2月降水	＞7.5mm	57, 58, 62, 68, 71
3	3月降水	≧15mm	59, 64, 66, 68
4	5月降水	≧70mm	55, 62, 68, 70, 71
5	1月气温	≧－14.4℃	55, 59, 61, 62, 67, 71, 72
6	2月气温	≧－9.9℃	55, 59, 60, 61, 63, 66, 70
7	1—4月气温		59, 61, 67
8	1月气温连续年		60—62略相似
9	7月降水		56, 62, 64, 65, 66, 67, 71
10	8月降水		57, 64, 65, 66, 69
11	4月气温	＞9℃	61, 63, 68, 70
12	5月气温	＜15.5℃	55, 60, 69, 72
13	7月气温	＞24.5℃	55, 56, 58, 61, 62, 72

由表5.44资料，逐年排列，可作出表5.45。

表5.45 相似综合表

项目 / 年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	总计
1955				√	√	√						√	√	5
1956									√				√	2
1957		√								√				2
1958		√											√	2
1959	√		√		√	√								4
1960	√					√						√		3
1961	√				√	√					√		√	5
1962	√	√		√	√			√	√				√	7
1963	√					√					√			3
1964			√						√	√				3
1965									√	√				2
1966			√			√			√	√				4
1967	√				√		√		√					4
1968	√	√	√	√							√			5
1969	√								√	√		√		4
1970				√		√					√			3
1971	√	√		√	√				√					5
1972					√							√	√	3

从表 5.45 可见其中以 1962 年的相似项目最多，相似概率为 7/13，其次有 1955、1961、1968、1971 年，其相似概率为 5/13。

（2）分析相似年份后期的月降水量和平均气温分布。表 5.46 是 1962、1955、1961、1968、1971 这 5 年的 11 月、12 月的平均气温和降水量，从表中看出比较突出的趋势是：相似年的 11 月和 12 月份，表现出气温偏暖，降水稍偏少，这就是预报结果。

表 5.46　相似年综合

相似年	相似概率	T_{11}	T_{12}	R_{11}	R_{12}
1962	7/13	-4.0	-7.8	10.9	3.0
1955	5/13	0.0	-5.1	25.3	7.0
1961	5/13	1.3	-10.0	12.9	6.3
1968	5/13	0.0	-6.4	14.2	6.9
1971	5/13	0.7	-10.2	7.3	4.5
总和		-2.0	-39.9	70.3	28.5
平均		-0.4	-8.0	14.1	5.7
气候平均		-1.8	-10.6	15.8	6.6

（3）对比分析和检验。从表 5.44 中可以得到与 1973 年 1—8 月的天气特点显著不相似的年，即 1956、1957、1958、1965 年，这 4 年的相似概率只有2 /13。还有 1960、1963、1964、1970 年和 1972 年也比较不相似，其相似概率只有 3/13。为了便于与相似的 5 年记录作比较，取 1956、1957、1958、1965 年再加上 1960、1963、1964、1970、1972 年这 5 年的平均（用*表示）。对照相似的1962、1955、1961、1968、1971 年得表 5.47。

表 5.47　相似与不相似比较

相似年 11 月气温	不相似年11月气温	相似年 12 月气温	不相似年12月气温
-4.0	-6.9	-10.4	-17.9
0.0	-1.8	-10.2	-11.8
0.0	-1.6*	-7.8	-11.2
0.7	-0.8	-6.4	-9.9*
1.3	1.1	-5.1	-6.5
-0.4	-2.0	-8.0	-11.5
气候平均 -1.8		-10.6	

从表 5.47 可见，相似时段和不相似时段，它们的后期气温分布确实具有显著的差异。用 t 检验，检验它们之间差异的显著性的概率为 95%。这种差异在一定程度上反映了天气演变的内在联系。表明这一方法符合一定的天气演变规律。

实况是 1973 年 11 月和 12 月开原站气温均稍偏暖，降水偏少，与预报相符。

§5.9 简化周期分析

一、方差分析

1.基本原理

气象要素是存在着周期性变化的，例如一个要素如存在有 10 年变化周期，则每隔 10 年取值应该是大致相同的，而对不按周期的间隔年数取值则会差别很大，因此就可以用 F 检验中的方法通过分组，利用组间与组内的方差分析来确定它的周期性。

我们先看一个简单例子，给定一个时间序列，资料为 12 年：

$$1,\ 1,\ \times -1,\ -1,\ 1,\ 1,\ -1,\ -1,\ 1,\ \times 1,\ -1, -1。$$

检验间隔“2 年”取值时情况。

1	1	
−1	−1	
1	1	
−1	−1	
1	1	
−1	1	
和0	0	
平均0	0	

$a=12$　　$b=0$　　$c=0$

$F=0$

结论认为“2 年”取值的分组差异性是不显著的。

检验间隔“3 年”取值的情况

1	1	−1	
−1	1	1	
−1	−1	1	
1	−1	−1	
和0	0	0	
平均0	0	0	

$a=12$

$b=0$

$c=0$

$F=0$

同样表明分组差异不显著

对间隔“4 年”取值的情况

1	1	−1	−1	
1	1	−1	−1	
1	1	−1	−1	
和3	3	−3	−3	
平均1	1	−1	−1	

$a=12$

$b=12$

$c=0$

$$F=\frac{12/3}{0/8}\to\infty$$

结果是认为分组有显著差异。

这一结论和序列的周期性显然是一致的，这说明可以用方差分析寻找时间序列的周期。

2.利用方差分析做时间序列预报

下面我们通过一个实例来说明如何应用方差分析寻找时间序列的主要周期，并作出预报。

由于气象要素随时间的变化往往不是由1种周期组成，所以一般用方差分析的方法从原序列中找出2—3种周期来做预报。

同时又因为平常资料都不很长，计算某一种周期时往往还受其他周期影响，所以计算时总是找到一种周期，然后从原序列中除去这种周期，再找新的周期。

判断周期的办法是试验性的，按各种可能的周期分组，求F，取F最大的周期。如一年一个资料，则最短周期为2年，最长周期为资料长度之半，例如20年资料，最长周期为10年。

这里举一个北京1月上旬平均最低气温预报的例子。表5.48中第一行是1951—1970年的原序列。求出平均值为－10.1，仍然求出历年距平，列在表5.48的第二行。整个计算过程可以分做下列几步：

① 把原序列按2—10年周期排列。

② 对每个周期求F。

③ 求出第一周期的第一次值。

④ 用原序列减去第一周期的第一次值。

⑤ 把上一步得到的序列按2—10年周期排列。

⑥ 求每个周期的F。

⑦ 求出第二周期的第一次值。

⑧ 用原序列减去第二周期的第一次值。

⑨ 从上一步得到的序列求第一周期的第二次值。

⑩ 用原序列减去第一周期的第二次值。

⑪ 从上一步得到的序列求第二周期的第二次值。

以上计算8—11步可循环进行，求第一、第二周期的第三次、第四次值。如果循环一次周期值变化不大，即可不再循环下去。甚至如现在做的这个例子第9步做的第一周期第二次值即与第一次值无大差别，就不必再做下去，这样就可以做最后一步。

把第一周期、第二周期的历年值相加并且每个周期都排21个值，最后一个就是预报1971年的距平值，加上－10.1就得到最低温度预报值。

第1步，这里只举2年周期为例，排列如表5.49，表中最右面一列为行的和。即

$\sum_{j=1}^{ni} x_{ij}$与$\left(\sum_{j=1}^{ni} x_{ij}\right)^2/n_i$以及每行平均值$\Sigma x_{ij}/n_i$，由此求出$B$为12.8，所以算得$F=3.89$。

第2步，其余各周期的B及F给在表5.50。

第3步，从表5.50中选出F最大的周期为第一周期，2年周期F最大。2年周期的值就用表5.49两行的平均即可，平均为－0.8，0.8，列入表5.48的第三行。

第4步，原序列减去2年周期得表5.48的第4行。

第5步，只举出9年周期为例，表5.51为9年周期，做法与第1步相同，这里实际上不必再作2年周期，因为2年周期在上一步已基本除去了。

第6步，求各周期的F值列为表5.52。

第7步，求第二周期的第一次值，从表5.52中看到唯有9年周期较明显。9年周期的第一次值可以用表5.51的每行平均求出，即表5.51中最右边一列数字。从1951年开始按9年周期排列如表5.48的第5行。

表5.48　北京1月上旬最低温度的方差分析

	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961
1	-12.6	-8.8	-11.5	-7.9	-13.1	-8.9	-9.8	-7.5	-10.9	-8.0	-9.9
2	-2.5	1.3	-1.4	2.2	-3.0	1.2	0.3	2.6	-0.8	2.1	0.2
3	-0.8	0.8	-0.8	0.8	-0.8	0.8	-0.8	0.8	-0.8	0.8	-0.8
4	-1.7	0.5	-0.6	1.4	-2.2	0.4	1.1	1.8	0.0	1.3	1.0
5	-0.8	0.2	-0.6	3.1	-0.8	0.8	-0.3	0.2	-1.5	-0.8	0.2
6	-1.6	1.0	-1.4	3.9	-1.6	1.6	-1.1	1.0	-2.3	0.0	-0.6
7	-0.9	0.3	0.0	-1.7	-1.4	-0.4	1.4	1.6	1.5	2.1	0.8
	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	
1	-9.9	-6.2	-8.6	-9.7	-10.9	-12.2	-12.2	-12.8	-10.1		
2	0.2	3.9	1.5	0.4	-0.8	-2.2	-2.1	-2.7	0.0		
3	0.8	-0.8	0.8	-0.8	0.8	-0.8	0.8	-0.8	0.8	-0.8	
4	-0.6	4.7	0.7	1.2	-1.6	-1.4	-2.9	-1.9	-0.8		
5	-0.6	3.1	-0.8	0.8	-0.3	0.2	-1.5	-0.8	0.2	-0.6	
6	0.2	2.3	0.0	0.0	0.5	-0.6	-0.7	-1.6	1.0	-1.4	
7	0.0	1.6	1.5	0.4	-1.3	-1.6	-1.4	-1.3	-1.0		

表5.49　2 年 周 期

i/j	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Σx_{ij}	$(\Sigma x_{ij})2/n_i$	$\Sigma x_{ij}/n_i$
1	-2.5	-1.4	-3.0	0.3	-0.8	0.2	3.9	0.4	-2.2	-2.7	-7.8	6.08	-0.8
2	1.3	2.2	1.2	2.6	2.1	0.2	1.5	-0.8	-2.1	0.0	8.2	6.72	0.8

表5.50　2—10 年周期的F（第一次）

周　期	2	3	4	5	6	7	8	9	10
B	12.8	2.0	13.0	3.3	21.2	21.3	23.5	30.1	27.5
F	3.89	0.24	1.18	0.18	1.17	0.91	0.83	0.99	0.69

到此应继续做第8—11步，但做了之后得到的第一周期即2年周期第二次值与第一次值相同，所以不再迭代下去。

这里第一周期为2年周期，20年资料共有10个周期，所以比较稳定，不必迭代就可以。如第一周期较长，10年周期或9年周期，则20年中只有两个周期，往往求出来的周期稳定性差一些，需要迭代几次，一般迭代2—3次也就可以了。自然也可以继续向下求第三周期，即仍从原序列把上面求出的两个周期去掉，再重新计算各周期的F，这个例子经试验，第三周期的F均达不到1，就不再用第三周期了。有时为了简便，不进行第8—11步的迭代，也不再找第三周期，只求前两种周期的粗略值亦相差不甚大。

最后一步把表5.48中的第3行与第5行合起来，就是把2年周期与9年周期相加即得到拟合值。为了预报1971年把2年周期与9年周期都往后多排一个。报出1971年距平为－1.4，加上平均值－10.1，预报北京1月上旬最低气温为－11.5℃。

表5.51　9年周期

i \ j	1	2	3	Σx_{ij}	$(\Sigma x_{ij})^2/n_i$	$\Sigma x_{ij}/n_i$
1	－1.7	1.3	－1.9	－2.3	1.76	－0.8
2	0.5	1.0	－0.8	0.7	0.16	0.2
3	－0.6	－0.6		－1.2	0.72	－0.6
4	1.4	4.7		6.1	8.61	3.1
5	－2.2	0.7		－1.5	1.13	－0.8
6	0.4	1.2		1.6	1.28	0.8
7	1.1	－1.6		－0.5	0.13	－0.3
8	1.8	－1.4		0.4	0.08	0.2
9	0.0	－2.9		－2.9	4.21	－1.5

表5.52　2—10年周期的F（第二次）

周　期	2	3	4	5	6	7	8	9	10
B	0.0	2.6	0.2	3.3	8.4	16.4	10.7	28.1	14.7
F	0.00	0.39	0.02	0.22	0.46	0.83	0.38	1.24	0.37

图5.16给出原序列及2年、9年周期以及拟合值。

表5.48中第7行为原序列与拟合值的残差，也就是原序列除了2年与9年周期之外下余的变化。这残差从数值讲也还有相当份量，占总方差的43.9%。

残差又有什么变化规律呢？如图5.16最下边一条曲线所示，残差反映出有更长的周期，也可能是15—20年的周期，因为从1957年到1965年共9年残差都是正值，1957年之前，1965年之后系为负值。

这个例子反映出方差分析能客观地计算出周期性变化，但是也有一定的局限性。比资料长度一半还要长的周期反映不出来就是一个很明显的缺陷。所以在用方差分析做预报时，最好先大致分析一下时间序列的曲线，如果有15年左右的周期，最好用30年以上的资料做方差分析。有时在用方差分析预报降水时出现负值，也是资料过短的缘故。表5.53

给出一个简单的例子。例如一个序列由5年周期及7年周期组成。但是我们仅有20年资料。但是按5年与7年周期第21年为过去20年，并未出现过的－5。如果是报降水量，就会出现负距平比多年平均值还大的情况。这个例子说明产生这种情况的原因就是序列不够长。原序列有5年及7年周期，如果用35年以上资料来分析就不会出现这种情况。所以从以上两方面来讲方差分析，所用资料不宜太短。但是另一方面应用资料也不能太长，因为气象要素的周期性经常随时间有变化，例如2年周期如果中间隔开一年，则前期与后期就会抵消。一般以用20—40个值比较合适。因为气象要素多2—3年，5—6年，15—20年的周期。具体那一种资料用多长需要具体分析。

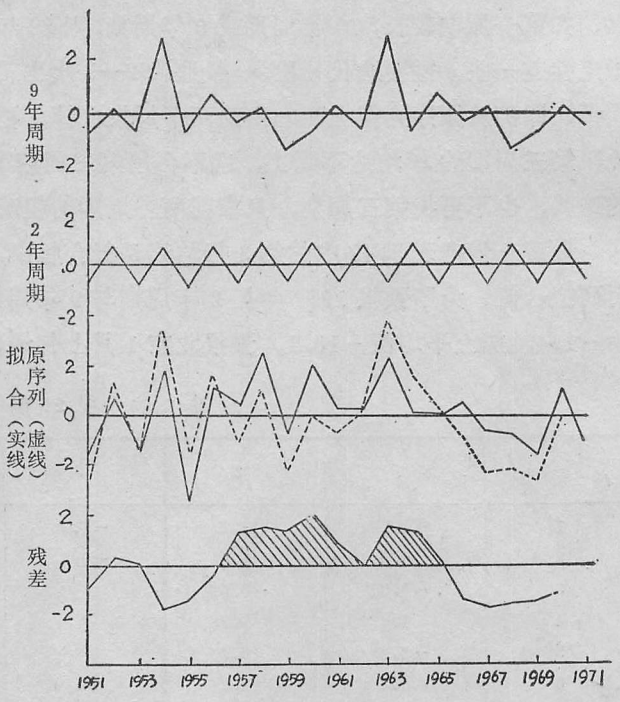


图5.16　北京1月上旬最低温度的方差分析

表5.53　方差分析出现负值举例

序　号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
5年周期	－1	－1	0	2	1	－2	－1	0	2	1	－2
7年周期	－2	0	1	2	2	0	－3	－2	0	1	2
和	－4	－1	1	4	3	－2	－4	－2	2	2	0
序　号	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
5年周期	－1	0	2	1	－2	－1	0	2	1	－2	－1
7年周期	2	0	－3	－2	0	1	2	2	0	－3	－2
和	1	0	－1	－1	－2	0	2	4	1	－5	－3

另外，有时序列中只有某一值很大，往往经过几次迭代也不能拟合，这是因为这里用方差分析是找周期性变化，如果在序列中某一个值很大，就不能用周期性来说明，在这种情况下，不可能用一两种周期拟合好，必须用较长资料找到另一次相似的值，或者改用其他方法预报。

我国不少台站在1954—1958年间建站，仅有不足20年资料，如果光用年际变化来做预报则序列太短。这时可以用月与月之间的关系，例如取最近3年共36个月做方差分析。

试验表明，这时也有不坏的效果，但是为了去掉季节的影响，无论降水、气温等资料均需要先对本月标准化，化为（0,1）分布，然后可以用一年12个月连续组成一个序列。不过预报后乘以该月均方差，再加上平均值就可以得到预报值了。

3.利用极差分析寻找周期

上面介绍的方差分析是使用方差的原始定义进行用原值计算，在台站中，这样的计算量是很大的。这里介绍一种依旧使用原来的基本原理，但方差的计算用极差分析来估计的方法，从而减少计算量。

例如对北京1月上旬最低温度的方差分析中，以表5.49的2年周期为例。

$i=1$ 的一组，组内极差 $R_1=3.9-(-3.0)=6.9$。

$i=2$ 的一组，组内极差 $R_2=2.6-(-2.1)=4.7$。

两组的极差的平均为 $\overline{R}=\frac{1}{2}(R_1+R_2)=5.8$

组内方差的估计为

$$\hat{S}_1^2=\overline{R}/d(n,k)$$

$d(n,k)$ 的值查表3.8，这时 $n=10$，$k=2$，$d(10,2)=3.13$。则 $S_1^2=5.8/3.13=1.853$。自由度的数值也用表3.8的 $\varphi(n,k)$ 值，$\varphi(10,2)=15.1=15$。故 F 值的分母项的估计为 $1.853/15=0.124$。

组间方差的估计需要计算各组组内和的极差，$i=1$ 组的组内和为 -7.8，$i=2$ 组的组内和为8.2，因而组内和的极差 $R_A=8.2-(-7.8)=16.0$，组间方差的估计为

$$\hat{S}_2=\frac{R_A}{\sqrt{t}}\times d(n,k)$$

其中 t 为组内的样本个数，这里 $t=10$，这时 n、k 值与上面组内差估计不同，因为这时对组内和序列进行估计，所以 $n=2$，$k=1$。查表3.8，$d(2,1)=1.41$，故

$$\hat{S}_2=\frac{1.60}{\sqrt{10}}\times 1.41=0.713$$

自由度 $\varphi(2,1)=1.0$，所以 F 值的分子为 $0.713/1=0.713$。

$$F=\frac{0.713}{0.124}=5.8$$

查表3.17，$\alpha=0.05$ 时，$F_\alpha(1,15)=4.54$，$F>F_\alpha$ 认为2年周期显著。

可以继续用这种方法去估计和计算其他各种周期的 F 值，结果仍然是2年周期为最显著，结论与原来的一致。但计算量显然要少得多。

二、用拟合误差分析寻找周期序列

自然界中存在着很多周期变化的现象。知道了周期循序演变的位相，就很容易从目前状态预报下一个状态。

气象要素中严格的周期变化很少，甚至没有，但有不少准周期现象存在，也有的是有几个周期综合影响的结果。要经过分析才能看出来。找到了周期，就可根据周期演变序列，循序外推，周而复始，作出未来的预报。

找周期的方法很多，其中方差分析是一个比较简单而又比较适用的寻找周期序列的方法。如果在实践应用方差分析的基础上，直接应用拟合误差分析来寻找周期序列，不但运算比方差分析简单，而且从预报的拟合的角度来看，也有合理之处。

以云南省昆明市 1951 年到 1973 年 6—8 月总雨量的资料为例。循序取十位数，个位数四舍五入。

象方差分析的周期排列一样，把上面从 1951—1973 年的时间序列资 料（见表 5.54），循序按 3 年、4 年、5 年……10 年的周期排列。

表 5.54　昆明降水时序表（1951—1973年）

年	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73
雨量	51	63	38	72	59	45	73	71	52	49	61	65	59	67	57	89	43	50	63	56	75	48	69

举一个 7 年周期的排列及计算如下：

	51	63	38	72	59	45	73	总数 $N=1375$
	71	52	49	61	65	59	67	样本 $n=23$
	57	89	43	50	63	56	75	
	48	69						
组合计	227	273	130	183	127	160	215	总平均
行　数	4	4	3	3	3	3	3	
平　均	57	68	43	61	62	53	72	60

7 年周期有 7 个位相，也就是 7 个组。各组平均值 57、68、43、61、62、53、72，就作为我们拟合的周期序列。用该序列循序外推就是各年的拟合预报。这个拟合预报和资料的实测值的误差，我们称之为“拟合误差”，显然拟合误差越小，这个周期序列越能反映过去的 6—8 月的雨量的年变化情况。

计算拟合误差就是计算组内离差（都是绝对值，下同）的总和。这个 7 年周期的拟合误差值计算如下：

拟合误差值 $\Delta R_7=|51-57|+|71-57|+|57-57|+|48-57|+|63-68|+|52-68|+|69-68|+|89-68|+|38-43|+|49-43|+|43-43|+|72-61|+|61-61|+|50-61|+|59-62|+|65-62|+|63-62|+|45-53|+|59-53|+|56-53|+|73-72|+|67-72|+|75-72|$

$=6+14+0+9+5+16+21+1+5+6+0+11+0+11+8+6+3+3+3+1+1+5+3$

$=138$

同理从3年到10年的周期排列下，各周期的拟合误差值计算结果如下（2年略）：

周期排列年	3	4	5	6	7	8	9	10
拟合误差值	208	166	212	204	138	163	163	201

可见7年周期排列，拟合误差最小，是一个相对来说拟合较好的周期。

但是这个周期序列有多少预报价值？我们能否接受采用？我们用下列两个指标鉴定：

① 误差百分比W　　$W=\dfrac{\Delta R}{N}\times 100\%$

N是总数值，ΔR是拟合误差数值，W的意义是拟合预报误差数与总数的比重。

$$W=\frac{138}{1375}\times 100\%=10\%$$

误差百分比越少越好，它反映了预报错误的程度，但单凭这数值不能反映这个预报方法的优劣。

② 预报方法有效率S　　$S=\dfrac{\Delta m-\Delta R}{\Delta m}\times 100\%$

ΔR是拟合误差数，Δm是整个时间序列资料和总平均值的总离差数。Δm的意义是：假使我们每次都用总平均值来做预报，这种预报和实况的误差总和就是Δm。故Δm可看作一种盲目预报方法下预报和实况的误差。当$\Delta R=\Delta m$，$S=0$，表示这个周期序列预报方法和盲目预报方法效果一样，没有预报价值。S越大，表示这预报方法效率越高。当$\Delta R=0$，表示全部拟合，这时$S=1$为最大。

在7年周期中Δm（样本—总平均值的绝对值的总合）$=221$

$$S=\frac{221-138}{221}\times 100\% \quad =\frac{83}{221}\times 100\%=37.6\%$$

这个范围的W值和S值我们若能接受，则这个7年周期序列就可以选为预报依据。这个周期我们称为主要周期。

一般情况下，我们把在选用主要周期情况下，观测值和拟合值的误差，即拟合误差，不取绝对值，作为一个新的时间序列如表55。按上述方法再找一个较好的周期（我们称为“校正周期”），得出结果以8年周期最好，如表5.56。

表5.55　（1951—1973年）

年	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73
雨量	51	63	38	72	59	45	73	71	52	49	61	65	59	67	57	89	43	50	63	56	75	48	69
拟合预报	57	68	43	61	62	53	72	57	68	43	61	62	53	72	57	68	43	61	62	53	72	57	68
拟合误差	-6	-5	-5	11	-3	-8	1	14	-16	6	0	3	6	-5	0	21	0	-11	1	3	3	9	1

表 5.56

	-6	-5	-5	11	-3	-8	1	14
	-16	6	0	3	6	-5	0	21
	0	-11	1	3	3	-9	1	
合　　计	-22	-10	-4	17	6	-22	2	35
行　　数	3	3	3	3	3	3	3	2
平　　均	-7	-3	-1	6	2	-7	1	18

周期序列为 -7、-3、-1、6、2、-7、1、18。

比较校正周期的效果，只用一个校正有效率 S'

$$S' = \frac{\Delta R - \Delta R'}{\Delta R}$$

ΔR 即主要周期下的拟合误差。

$\Delta R'$ = 校正周期的同期序列拟合新序列的误差。操作方法同求 ΔR 一样。这里 $\Delta R' = 77$。

校正有效率 $$S' = \frac{138-77}{138} \times 100\% = \frac{61}{138} \times 100\% = 44\%$$

即在 138 的误差数值中，校正了 61，占 44%，两个周期叠加，总的拟合预报误差百分比为

$$W(\text{总}) = \frac{\Delta R'}{N} \times 100\% = \frac{77}{1375} \times 100\% = 5.6\%$$

每年平均误差 $\overline{w} = \frac{\Delta R'}{n} = \frac{77}{23} = 3.4$

一般校正周期只取一个，不要单纯追求拟合数而取好几个校正周期，以免引入更多的偶然因素，反而把主要周期冲淡了。

两个周期叠加，计算值和历史的观测值如表 5.57。

表 5.57　(1951—1977 年)

年	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
主要周期	57	68	43	61	62	53	72	57	68	43	61	62	53	72	57	68	43	61	62	53	72	57	68	43	61	62	53
校正周期	-7	-3	-1	6	2	-7	1	18	-7	-3	-1	6	2	-7	1	18	-7	-3	-1	6	2	-7	1	18	-7	-3	-1
叠加值	50	65	42	67	64	46	73	75	61	40	60	68	55	65	58	86	36	58	61	59	74	50	69	61	54	59	52
观测值	51	63	38	72	59	45	73	71	52	49	61	65	59	67	57	89	43	50	63	56	75	48	69				

实际预报应用：预报 1974 年 6—8 月总雨量 610 毫米，为正常稍偏多，实况 667 毫米。

预报 1975 年 6—8 月总雨量 540 毫米，为稍偏少，实况 448 米。昆明 6—8 月平均总雨量为 600 毫米。两年的实践应用，证明有一定效果。

三、用序列特征值迭加法作周期序列预报

事物变化到一定程度都有一定数量界限，降水连续几年偏多要转为偏少或几年偏少就要转为偏多。可以根据降水不同，几年的一个高值或低值这些特征变化作为特征值，寻找这些特征值的周期性并外延作出预报。

以广西天等县 10 月降水预报为例，方法步骤如下：

（1）按试验周期排列，试验周期从 2 年到$\frac{n}{2}$年分别排列（其中 n 为序列样本容量）把 1954—1971 年 18 年资料各试验周期分别排列为表 5.58。

（2）排列完后，查看各周期中哪一列数值比较接近，挑选为特征值(用“△”表示)，然后求出各周期中特征值的平均值，填在下面（见表 5.58)。

表 5.58　试验周期序列表

2	68.5	7.3	3	△ 68.5	7.3	62.7	4	68.5	7.3	△ 62.7	37.3
	62.7	37.3		37.3	96.5	1.5		96.5	1.5	66.0	51.9
	96.5	1.5		66.0	51.9	28.2		28.2	63.0	125.7	
	66.0	51.9		63.0	125.7	217.2		97.2	22.5	67.4	217.2
	28.2	63.0		97.2	22.5	67.4		18.6	109.5		63.8
	125.7	217.2		63.8	18.6	109.5					
年	97.2	22.5	年				年				
	67.4	63.8									
	18.6	109.6									
平　均			平　均	66.0			平　均			80.5	

5	68.5	7.3	△ 62.7	△ 37.3	△ 96.5	6	△ 68.5	△ 7.3	62.7	△ 37.3	96.5	1.5
	1.5	66.0	51.9	28.2	63.0		66.0	51.9	28.2	63.0	125.7	217.2
年	125.7	217.2	97.2	22.5	67.4	年	97.2	22.5	67.4	63.8	18.6	109.5
	63.8	18.6	109.5									
平　均			80.3	29.3	75.6	平　均	77.2	27.2		54.7		

7	△ 68.5	7.3	62.7	37.3	96.5	1.5	66.0					
	51.9	28.2	63.0	125.7	217.2	97.2	22.5					
年	67.4	63.8	18.6	109.5								
平　均	62.6											

8	68.5	7.3	62.7	37.3	△ 96.5	△ 1.5	△ 66.0	△ 51.9				
	28.2	63.0	125.7	217.2	97.2	22.5	67.4	63.8				
年	18.6	109.5										
平　均					96.9	12.0	66.7	57.9				

（续）

9	△						△					
年	68.5	7.3	62.7	37.3	96.5	1.5	66.0	51.9	28.2			
	63.0	125.7	217.2	97.2	22.5	67.4	63.8	18.6	109.5			
平 均	65.8						64.9					
10			△	△								
年	68.5	7.3	62.7	37.3	96.5	1.5	66.0	51.9	28.2	63.0		
	125.7	217.2	97.2	22.5	67.4	63.8	18.6	109.5				
平 均			80.0	29.9								
11						△						
年	68.5	7.3	62.7	37.3	96.5	1.5	66.0	51.9	28.2	63.0	128.7	
	217.2	97.2	22.5	67.4	63.8	18.6	109.5					
平 均						10.1						

（3）将各周期中的特征值的平均值，按周期间隔年数填入综合周期表（表 5.59）迭加后再求各年各列的平均值，就得到各年的预报值。

特征值的选取多少，以填补综合表，综合时空的少为好。

1972 年是试报，趋势正确。

四、分波迭加法

用视察曲线波形，判断为几年周期，然后用逐次逼近法求出预报值。

以新安江水力发电厂预报屯溪 6 月降水量为例，把 6 月距平曲线画出，见图 5.17，可见该曲线从 1954 年到 1971 年是一大周期，当然还存在 5 年、3 年等周期。可以设想，6 月降水量时间变化曲线是由几个周期组成的。如果能把这几个周期分解然后再迭加起来，就可以描述 6 月降水量的各年变化。

1. 找长周期：从图 5.17 上可以看出 1954—1971 年为一长的周期，1954年和 1971 年是二个波峰。1960—1965 年为一波谷，从长周期曲线上读出各年的数值，如 1954、

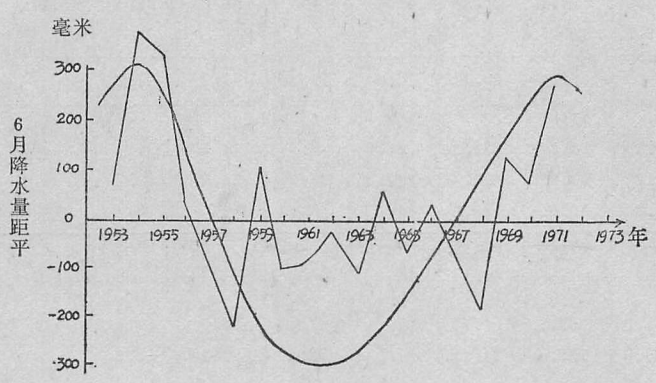


图 5.17　屯溪 6 月雨量距平曲线图

表5.59 特征值排列综合表

年	3	4	5	6	7	8	9	10	11	预报	实况
1954	66.0			77.2	62.6		65.8			67.9	68.5
1955				27.2						27.2	7.3
1956		80.5	80.3					80.0		80.4	62.7
1957	66.0		29.3	54.7				29.9		45.0	37.3
1958			75.6		156.9	96.9				109.5	96.5
1959						12.0			10.1	11.1	1.5
1960	66.0	80.5		77.2		66.7	64.9			77.1	66.0
1961			80.3	27.2	62.6	57.9				57.0	51.9
1962			29.3							29.3	28.2
1963	66.0		75.6	54.7			65.8			65.5	63.0
1964		80.5								80.5	125.7
1965					156.9					156.9	217.2
1966	66.0		80.3	77.2		96.9		80.0		80.0	97.2
1967			29.3	27.2		12.0		29.9		24.6	22.5
1968		80.5	75.6		62.6	66.7				71.4	67.4
1969	66.0			54.7		57.9	64.9			60.9	63.8
1970									10.1	10.1	18.6
1971			80.3							80.3	109.5
1972	66.0	80.5	29.3	77.2	156.9		65.8			79.3	110.9
1973			75.6	27.2						51.4	

表5.60 综合表

年份	y	A	B	B'	C	C'	D	D'	预报
1953	64	80	−115	99	−30	129	100	29	35
1954	379	100	173	106	29	77	45	32	347
1955	334	80	60	194	72	122	80	42	292
1956	39	40	67	−68	−67	−1	−19	18	21
1957	−126	0	−81	−45	−30	−15	−14	−1	−125
1958	−216	−30	−115	−71	29	−100	−94	−6	−210
1959	109	−50	173	−14	72	−86	−55	−31	140
1960	−101	−80	60	−81	−67	−14	−29	15	−116
1961	−96	−100	67	−63	−30	−33	−64	31	−127
1962	−21	−100	−81	160	29	131	100	31	−52
1963	−121	−90	−115	84	72	12	45	−33	−88
1964	64	−80	173	−29	−67	38	80	−42	106
1965	−76	−70	60	−66	−30	−36	−19	−17	−59
1966	44	−40	67	19	29	−12	−14	2	42
1967	−96	0	−81	−15	72	−87	−94	7	−103
1968	−186	20	−115	−91	−67	−24	−55	31	−217
1969	139	40	173	−74	−30	−44	−29	−15	154
1970	84	90	60	−66	29	−95	−64	−31	115
1971	279	100	67	112	72	40	100	−60	339
1972		80	−81		−67		45		−23

1971 年为 100，1961、1962 年为 -100，1957、1967 年为 0，详细各年值是表 5.60 的 A 列各值。

2. 定 5 年周期波：从图 5.17 亦可见还存在 5 年周期，如 1954、1959、1964、1969 年为波峰，可以用这些年份的距平值按 5 年变化的周期排列相加得，见表 5.61。

将表 5.61 的平均值，按顺序填入表 5.60 内得 B 值。用 y 值减去 A、B 值，得余波值 B'，将余波值点绘成曲线图，如图 5.18。

表 5.61　5 年周期波平均值表

		334			64
	379	-101	39	-126	-216
	109	-76	-96	-21	-121
	64	84	44	-96	-186
	139	60	279		
平　均	173	60	67	-81	-115

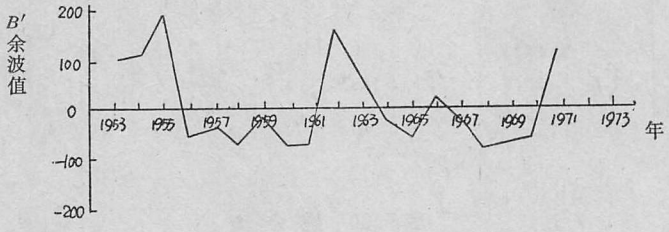


图 5.18　5 年周期波余波图

（3）定 4 年周期波：从图 5.18 变化曲线，可以看出余波存在 4 年周期明显，按定 5 年周期波的方法定 4 年周期波，以 1954、1958、1962、1966 年等年为波峰，按 4 年周期排列，求平均值，如表 5.62。

表 5.62　4 年周期波平均值表

				99
	106	194	-68	-45
	-71	-14	-81	-63
	160	84	-29	-66
	17	-15	-91	-74
	66	112		
平　均	29	72	-67	-30

将平均值按顺序填入表 5.60 内得 C 值，用 B' 减去 C 得余波 C'，再作曲线图 5.19 从图中看出还存在 9 年周期波。

（4）定 9 年周期波：按上述步骤，以 1953、1962、1971 年为波峰，相加后平均如表 5.63，然后将平均值按顺序填入表 5.60 中得 D 值，用 C' 减去 D 值，得余波值 D'，作曲

线图 5.20，从图可见各年的距平值都在±50 范围内变化，有趋于 0 的趋势，至此工作完毕。

表 5.63　9 年周期波平均值表

	129	77	122	−1	−15	−100	−86	−14	−33
	131	12	38	−36	−12	−87	−24	−44	−95
	30								
平　均	100	45	80	−19	−14	−94	−55	−29	−64

（5）预报：将分解的几个周期各年值相加（即表 5.60 中 $A+B+C+D$）就是各年预报值。

图 5.21 是实况与预报值曲线的比较，可见拟合较好。

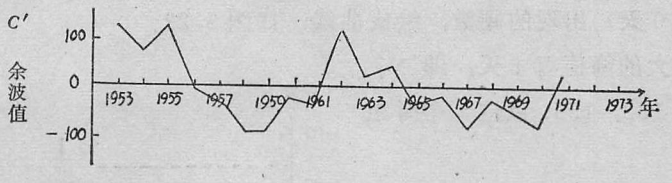


图 5.19　4 年周期波余波图

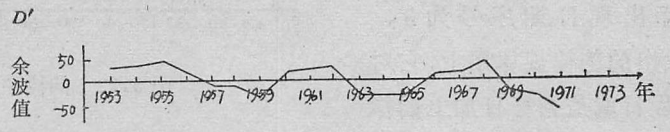


图 5.20　9 年周期波余波图

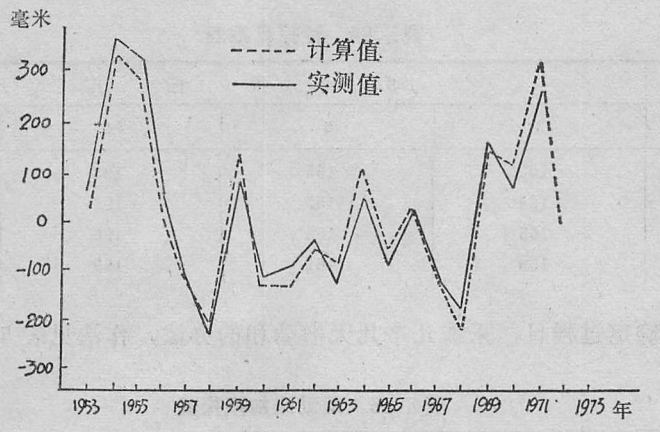


图 5.21　计算值与实测值曲线图

五、韵律迭加频峰法

在气象要素中常可以发现在一定时间间隔后的对应产生某一现象，这种有规律现象称为气象要素的“韵律”。例如广泛流行的谚语“春风对秋雨”或“春风百日雨”，指的是冷空

气活动后100天韵律规律，在气象中常见有180天、90天等韵律现象，但如何寻找适合于本站的精确韵律规律呢？下面介绍锦州气象台所作的预报4、5月≥10毫米降水天气过程的韵律法：

（1）韵律迭加（制作指标日期序号表）：首先以最短的韵律为准(151天)，指标模式出现日期以11月1日编为“1”，11月2日编为“2”，余下类推。

所谓指标模式出现日期是指在温、压曲线上明显表现为强冷空气活动日为指标模式出现日。

（2）制作4—5月≥10毫米降水日期序号表，序号排列4月1日为152（闰年为153）、2日为153、……余下类推。

（3）统计指标日期与后期过程日期之间的时距，即它们之间的序号差。

（4）选取关系较好的韵律：统计1960—1973年各年指标日与后期过程日的时距(即韵律，从90—210天）出现的频数，绘成曲线，如图5.22。

从图可见较大的峰值有4天：即≥7次的149，151，152，155，以这4个时距的峰值为频峰。

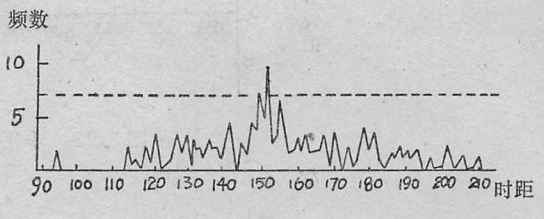


图5.22 韵律频峰图

（5）反查及预报：以1962年为例，在1961年冬指标出现日期序号为3，6，44，47。按所找出的韵律规律用上，它对应后期出现的过程日就是指标日加上韵律时距日即得。表5.64就是这种计算得的数字表。

表5.64 预报日期表

优频峰值	1961年指标序号			
	3	6	44	47
149	152	155	193	196
151	154	157	195	198
152	155	158	196	199
155	158	161	199	202

为了进一步确定过程日，采取几个几天滑动和的办法，作法见表5.65。

表5.65 滑动迭加预报表

时距 对应日	150	151	152 1/4	153 2	154 3	155 4	156 5	157 6	158 7	159 8	160 9	161 10	162 11	163 12
A			1		1	2		1	2		1			
B		1	1	2	3	3	3	3	3	3	1	1		
C	1	1	2	4	4	4	6	5	4	4	3	1	1	
A+*B*+*C*	1	2	4	6	8	9	9	9	9	7	5	2	1	

表 5.65 中 A 行为表 5.65 中日期出现次数，B 行为 3 天滑动和，C 行为 5 天滑动和、最末一行为迭加值，预报日为最大值，即从 4 月 4 日到 4 月 7 日有一次＞10 毫米降水过程，实况是 4 月 7 日下了 10 毫米。

计算滑动和的意义是对长期预报准确性的衡量所得。例如对表 5.66，粗看 2、3、4 日次数都是 1，可能性应该都一样，但进一步仔细分析，便知道 3 日的可能性比 2、4 日更大，因为 3 日对 ± 1 天都是 1，而 2 日对 + 1 天是 1，对 − 1 天是 0；4 日与 2 日一样意义。因此用 3 天滑动值是比较它们之间可能性大小的尺度，5 天滑动值意义也一样，因为长期预报准确率的变动范围常限定为 ± 2 天。

表 5.66 滑动和表

日　　期	1	2	3	4	5
次　　数	0	1	1	1	0
三 天 滑 动		2	3	2	

这一章集中介绍一些当前应用较多的统计方法，并且尽量给出简便的计算方案，以便在不使用电子计算机的情况下，能通过手算迅速得到结果。由于我们只着重讲述各种方法的原理及计算过程，所以不再分长期预报与短期预报。同时也没有牵扯到因子的选择等问题。这里只是解决统计上的问题。一个预报方案的好坏在很大程度上决定于因子的选择。所以如何应用这些统计方法，需要大家不断积累经验。在什么情况下应用那些方法也需要研究。人们有时把一次预报的成功或失败归之于用了某种方法，这是不恰当的。统计是一种比较客观的定量的方法，但预报效果则主要决定于我们选了那些因子以及怎样应用这些方法。

第六章　灾害性天气的预报

专门将灾害性天气预报列为一章是因为灾害性天气对生产影响非常大，例如有10次降水其中9次小雨预报正确，而1次特大暴雨未报出，很难说降水预报准确率90%有什么意义，由此可以说明集中力量研究灾害性天气预报的重要性。灾害性天气具有季节性强、地区性强的特点，例如一次降雹，经常只在某几个公社或大队受灾较严重，因此需要对灾害性天气在本县本地区的活动规律进行研究。另外随着生产的发展，对气象预报不断提出新课题，如第一场透雨的预报和最后一场大暴雨的预报等，都要求我们更深入的研究。

制作灾害性天气预报时，也要按长、中、短期提出不同的要求，采用不同的方法，特别要针对各种灾害性天气的不同特点，寻找不同的预报关系。

各种灾害性天气所对应的环流形势在有关章节已有讲述，本章只着重介绍其预报方法。

县气象站对灾害性天气的预报方法一般归结为以下几个方面：

（1）根据生产需要了解各季节有哪些主要的灾害性天气，定出各种灾害性天气的标准。如麦收期连阴雨的预报，就要根据生产需要把连阴雨的标准确定好。

（2）要预报灾害性天气需要了解历史上这种灾害的特点，即统计其天气气候背景，做到心中有数。例如要做汛期暴雨预报，则需将历年汛期本站暴雨出现的次数、日期、平均情况、年际变化、月际变化、相应出现暴雨的环流形势、本站要素曲线的特点等分类统计清楚。表6.1给出北京地区各月产生各类天气系统的天气气候统计。对于县站还可以统计灾害性天气出现时相应的剖面图特征或要素曲线特征。表6.2给出河北省东光县气象站

表6.1　北京地区产生暴雨的各类天气系统

出现次数 / 月 / 天气系统	4	5	6	7	8	9	10	4—10月总次数	占总次数百分比
蒙古低涡低槽		1	2	31	19	6		59	46
西南低涡			2	5	4			11	9
切变线			2	10	8	1		21	16
回流	2			2	8	2	2	16	13
内蒙低涡		1	1	5	2	2		11	9
东北低涡				6				6	5
台风				3	1			4	3
1959—1972年合计	2	2	7	62	42	11	2	128	
占总次数百分比	2	2	5	48	33	9	2		

表 6.2　河北省东光县气象站1970—1974年 9 月统计

年　月	$P-(T+e)$峰对 $T+e$谷		$P-(T+e)$谷对 $T+e$峰		$P-(T+e)$ 升 $T+e$峰变		$P-(T+e)$谷	
	出现次数	3—5天有雨次数	出现次数	3—5天有雨次数	出现次数	3—4天有雨次数	出现次数	3—5天有雨次数
1970.7	9	8	8	5	2	2	7	3
1971.7	7	7	6	5	2	2	7	6
1972.7	8	8	6	3	3	3	9	6
1973.7	8	6	6	6	6	5	7	4
1974.7	8	8	8	6	5	4	11	7
合　计	40	37	34	26	18	16	41	26
百分率		92.5%		76%		89%		63%

要素曲线与 7 月降水的天气气候统计。

（3）选择与灾害性天气密切相关的预报因子。实践证明，预报因子质量的高低，直接关系到灾害性天气预报的成败。在选择预报因子时，要根据农谚和群众经验为线索，分析历年灾害性天气出现的前期天气形势及环流形势，从本站及指标站气象要素的变化中，寻找有物理意义的因子。在选择灾害性天气的预报因子时，应尽量作到个例数要多，这样因子的代表性较强，关系较稳定，因此，能较好地反映天气演变规律。选择每个因子要尽量满足概括率高、准确率高、独立性强、通过一定的检验标准等要求。有些台站采用“有效指数”、“独立指数”等作为衡量因子优劣的标准。

（4）根据灾害性天气预报的要求，参考预报因子的特点，选用县站预报的基本工具或简易的统计方法作出定性或定量的预报。

（5）检验预报准确率并试作预报，进一步调整预报方案。

本章重点介绍的灾害性天气有终霜期预报、春季播种期连阴雨预报、第一场透雨的预报、麦收期连阴雨及大风预报、春季沿海大风预报、冰雹预报、干热风预报、汛期大暴雨预报、卡脖旱预报、秋季连阴雨预报、初霜及霜冻预报、寒潮大风降温预报、寒露风预报、台风预报、梅雨预报及冷害预报等的一些预报方法。其中既有短期预报方法，也有一些中、长期预报方法。

§6.1　霜冻的预报

霜冻对农作物危害很大，做好霜冻预报很重要。霜冻预报的关键是做好初霜冻及终霜冻的预报。下面我们介绍几种预报方法。

一、根据群众谚语、观察物象作初霜冻的中期预报

内蒙古固阳县气象站根据群众谚语“大雁南飞要落霜”，分析大雁活动规律，进而联系天气气候变化的特点，用秋季首次看到成群的大雁经过当地向南飞去，预报初霜冻出现的

早晚和冷空气活动的强弱。经过几年实践得到：

1.从发现大雁南飞到出现霜冻，大约间隔6—7天的时间，可以此作为初霜冻预报的中期指标。

2.大雁南飞的早晚与当地冬季的降水和冷暖趋势有一定联系。一般来说，大雁南飞出现得早，冬季降水较多，虽然初霜冻早，但初冬较暖、隆冬较冷；大雁南飞出现得迟，冬季降水较少，虽然初霜冻迟，但初冬较冷、隆冬较暖。例如1972年8月22日下午观测到大雁南飞，时间之早大大超过往年，分析初霜冻要提前，结果8月30日出现霜冻，部分公社下了大雪。

二、根据前期气象要素特点绘制点聚图作霜冻的短期预报

河北省丰宁县气象站分析秋季第一次强寒潮南下影响本县时，冷锋过境后，天气干冷、气压上升、湿度很小、夜间碧空静风、能见度很好等条件有利于出现霜冻、选取当天17时以前刮偏北风作为必备条件，用17时露点和气温作点聚图得到4条霜冻预报指标：①17时露点＜－4℃时，当天夜间出现初霜的机率为6/6、用此指标报霜冻没有空报。②17时露点＜2℃、温度＜20.5℃时，当天夜间出现初霜冻的机率为18/19。③17时露点≥4℃时，没有霜冻出现。④17时露点在－3℃—3℃、温度＞20.5℃时，没有初霜。但这条指标对于初霜以后的霜冻不易分辩。参考本站气压上升、湿度下降，夜间有霜的机率为30%，五台山8时刮6米/秒的偏北风，夜间出现霜的机率为95%。

三、根据农谚、参考小天气图、利用简易统计方法作霜冻的长短期预报

河北省兴隆县气象站在霜冻长期预报中，运用周期迭加法，根据简易分波用各种周期迭加外延的方法，将历年终霜（初霜）日期填图联成曲线，分析出其主要的几个周期，进行迭加外延，作出终霜（初霜）日预报（见表6.3），预报效果较好。

兴隆站还以农谚“冬天回暖早，秋霜晚不了”、“头年后秋暖，来年终霜晚”为线索普查本站资料，用2月平均最高气温与秋季初霜的关系，历年11月平均最低气温和来年终霜的关系，分别制作相关图，预报初、终霜早晚趋势，效果较好。

兴隆县站在作霜冻的短期预报中使用方法为：

1.绘制小天气图，分析上游站实况。本站出现霜冻多为平流辐射霜，主要是大范围冷空气入侵造成的。冷空气入侵时，对应地面图上都有冷锋配合，冷锋过后24小时内将有霜冻出现。具体预报指标是：①凡是08时500毫巴高空图上北京、呼和浩特等温线在－20℃以下，就会出现霜冻，温度越低、霜冻越强。②地面锋后的冷高压中心在二连——乌兰巴托——乌里雅苏台一带达到1030毫巴以上，24小时内将出现霜冻。高压中心值越大，霜冻越严重。

2.根据农谚“谷雨前后西北风，风煞有霜冻”和“白露前后刮北风，风煞有霜冻”、

“大风夜无霜”等普查本站资料，找地面指标。发现在谷雨前后凡是刮北风，定时观测任意一次风速≥4米/秒，14时气温≤20℃，傍晚风速减小到2米/秒以下，云量在4成以下，次日早晨有霜冻；秋季刮北风，定时观测任意一次风速≥3米/秒以上，14时气温≤20℃，傍晚风速在1米/秒以下，云量在3成以下，次日早晨有霜冻。自1972年秋季以来，运用以上方法作霜冻预报，6次初、终霜都没有漏报，对农作物预防冻害起了较好作用。

表6.3　用周期迭加外延预报终霜日期

年　　份	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	备注
终霜日期原序列	27/4	14/4	4/5	16/5	6/5	7/4	6/5	7/5	20/4	8/5	19/5	26/4	14/4	16/5	9/5	5/5		
原序列日期改写	27	14	34	46	36	7	36	37	20	38	49	26	14	46	39	35		①
4年周期相对振幅 ΔA(1)	0	2	16	12	0	2	16	12	0	2	16	12	0	2	16	12	0	②
新序列(1)	27	12	18	34	36	5	20	25	20	36	33	14	14	44	23	23		③
3年周期相对振幅 ΔA(3)	12	16	0	12	16	0	12	16	0	12	16	0	12	16	0	12	16	④
新序列(2)	15	−4	18	22	20	5	8	9	20	24	17	14	2	28	23	11		⑤
6年周期相对振幅 ΔA(5)	6	0	4	17	16	6	0	4	17	16	6	0	4	17	16	6	0	⑥
余值	9	−4	14	5	4	−1	8	5	3	8	11	14	−2	11	7	5		⑦
r_0（平均值）	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	⑧
预报值	24	24	26	47	38	14	34	38	23	36	44	18	22	41	38	36	22	⑨
预报值改写	24/4	24/4	26/4	17/5	8/5	14/4	4/5	8/5	23/4	6/5	14/5	18/4	22/4	11/5	8/5	6/5	22/4	
实况	21/4	14/4	4/5	16/5	6/5	7/4	6/5	7/5	20/4	8/5	19/5	26/4	14/4	16/5	9/5	5/5	19/4	
误差（预报—实况）	−3	10	−8	1	2	7	−2	1	3	−2	−5	−8	8	−5	−1	1	3	

四、分析时间剖面图，得到预报霜冻的经验公式

山西省左云县气象站分析时间剖面图发现，最高气压日期8月比7月推后，则当年的初霜日推后（与上一年比较），反之，则初霜日提前（与上一年比较），根据7、8月最高气压日期与初霜日的相关，得出初霜预报的经验公式：

$$F = E \pm [(A_1 - B_1) - (A_2 - B_2)]$$

其中：F——初霜预报日期；E——上一年初霜日期；A_1、A_2——分别为上一年、当年8月最高气压日期；B_1、B_2——分别为上一年、当年7月最高气压日期。

计算规定：括号内数值均取绝对值；式中E后面正负号的确定，当$A_2 > B_2$为“+”号，$A_2 < B_2$为“−”号，$A_2 = B_2$，以$B_2 < 16$为“+”号，$B_2 > 16$为“−”号。

例如作1974年初霜日预报：$A_1 = 22$，$A_2 = 28$，$B_1 = 10$，$B_2 = 28$，上一年初霜日9月26日，则

$$F = 26 - [(22 - 10) - (28 - 28)] = 14$$

预报9月14日有霜冻，实况是9月15日出现白霜。

对于终霜冻预报，用3、4月最低气压日期套用上面经验公式计算，结果误差较小。

另外还有的站根据韵律“初雷180天有霜”，“终霜早、初霜晚”等作霜冻的长期预

报，也有用差值多项式做终霜冻预报等方法。

§6.2 春播期连阴雨的预报

春播期（4月）华北区域正是棉花、玉米等作物播种时期，在播种前作好小、中雨的预报是保证能否适时播种的关键，而在播种后要注意是否有连阴雨或大雨致使烂籽，地表板结等问题发生。

本节主要介绍连阴雨的预报和重要降水过程的预报。

一、以天气谚语为线索，配合天气形势，利用本站和指标站的资料制作连阴雨预报模式

河北省藁城县气象站作棉花播种期的连阴雨预报。其步骤是：

1.制定连阴雨的标准：通过调查访问和资料验证发现，一般连阴雨达3天或以上，累计降水量≥5毫米，棉子就会受到轻重不同的危害。以12小时为一时段，凡出现≥6个时段连续有降水或间隔（阴天无雨）不超过两个时段，累计降水量≥5毫米，作为连阴雨的标准。

2.预报方法：根据天气谚语“南风不过三，过三必阴天”、“东北风，雨祖宗”等，在天气形势上就是在强的东高西低或北高南低，即本县位于高压后部或河套倒槽前部的回流系统影响下，会造成阴雨天气。以此为线索，运用本站和指标站资料的反映特点，将棉花播期连阴雨预报方法分为特征阶段和影响阶段：

（1）特征阶段：根据本站与指标站资料的综合反映，确定有无连阴雨，连阴雨开始时间及强度。预报连阴雨的模式指标：根据本站1957—1974年资料统计，在连阴雨出现之前，本站14时气压距平曲线图上有一个强的气压高峰，高压峰与其前部的低压谷的气压差＞20.0毫巴。同时两个相邻的压峰间隔天数≥4天，高压自偏北路径移过本站，其后期均有连阴雨；若高压自偏西路径扫过本站，未来无连阴雨。指标站选用14时锦州减银川气压来表示本站高压峰属性（北路或西路），银川反映河套倒槽的活动情况，锦州反映回流系统的影响。则得连阴雨预报模式指标：①本站14时气压距平曲线图上，从低压谷到高压峰气压差≥20.0毫巴；②强高压峰与前一高压峰的间隔天数≥4天；③强高压峰当天14时锦州减银川气压差≥＋1.0毫巴，则后期有连阴雨。

连阴雨及其强度的预报。把历年4月所有低压谷至高压峰气压差≥20.0毫巴的个例选出。用两个高压峰间隔天数和高压峰点当天的14时锦州减银川气压差制成点聚图得到：①14时锦州减银川气压差≥＋1.0毫巴及两压峰间隔≥4天，未来均有连阴雨，否则无连阴雨。②14时锦州减银川气压差值越大，两压峰间隔天数越长，连阴雨强度越大，持续时间越长。

连阴雨开始日期的预报。凡符合上述模式指标条件。则从高压峰点下降的第一天为连

阴雨起报日。两个高压峰的间隔天数作为起报日至连阴雨开始日期之间天数的近似值。用高压峰间隔日数和高压峰点的距平值作点聚图。图中为连阴雨开始日期的订正值。

（2）影响阶段：从连阴雨开始到结束为影响阶段，主要解决24小时内降水量和连阴雨结束日的预报。

未来24小时内降水量的预报。用本站14时气压距平值和14时锦州减银川气压作点聚图（点降水前一天到最后一天的资料）。得到：当本站14时气压距平在5.0——10.0毫巴范围内14时锦州减银川气压≥+10.0毫巴时，未来24小时内降水量≥10.0毫米；锦州减银川气压≤-3毫巴，一般无雨。

连阴雨结束的模式指标。①华山风向。本县连阴雨期间，华山风向以偏南为主。表示西南暖湿气流活跃；一旦华山风向转为西或西北—东北，连阴雨在24小时内结束。②本站要素以14时气压距平曲线将本站连阴雨分为两类。一类是低压降水型，即连阴雨开始时，本站气压明显下降，维持在距平零线以下，形势上属于西来槽配合地面倒槽或低压影响造成的降水，则当北方冷高压南下或东南下，本站14时气压距平曲线陡升至零线以上，$\Delta P_{24} \geq 5$毫巴，则连阴雨在24小时内结束。另一类是高压降水型，即连阴雨开始时，本站气压迅速上升，在距平零线以上维持，天气形势以强的回流为主，造成较长时间降水。当东高西低形势破坏，本站气压猛降，$\Delta P_{24} \leq -5$毫巴，则未来24小时内降水结束。

二、以农谚为线索，普查本站气象要素曲线前后期的关系，作长、中、短期相结合的预报

河南省邓县气象站作4月重要降雨过程长、中、短期相结合的预报就是使用这个方法。其步骤是：

（1）根据对农作物的危害，制定重要降雨过程标准：据调查将3天以上的连阴雨或10毫米以上的降雨天气过程统称4月份重要降雨天气过程。

（2）确定长、中、短期的预报任务：长期预报确定重要降雨过程出现时间。中期预报确定4—12天有无重要降雨过程发生；确定过程开始时间、报出过程总雨量、报出过程长度。短期预报确定1—2天内有无重要降雨过程开始、报出过程开始天的日雨量、报出过程中的逐日雨量、报出1—2天内过程是否结束。

（3）预报方法

长期预报。以农谚“春风百日雨”为线索，以逐日14时温、湿度距平曲线图资料为依据进行普查发现，4月份的重要降雨天气过程对应前104天（±2天）有一次冷空气活动，表现在14时温度距平曲线图上是一个低温槽。低温槽前是一个高温脊，把高温脊点作为特征点。长期重要降雨过程预报指标为：①高温脊点≥1℃（正距平），其后必须下降到负距平1℃以下；②高温脊点降至低温槽谷点的下降量≥7℃，则对应104天（±2天）有一次重要降雨过程。

中期预报，从验证“头九变，九九变”的农谚入手，分析历年3月下旬至4月每日14

时气压、温度、温度减绝对湿度3条曲线的各种变化特征，发现在重要降雨过程的前期4—12天内有一高压脊，其高点≥1007毫巴，以此作为有效特征点。然后用有效特征点当天及其前后各1天（共3天）的$\Sigma\Delta R_{14}$和有效特征点当天及其后1天（共2天）的$\Sigma(T_{14}-e_{14})$作点聚图预报4—12天内有无重要降雨过程和重要降雨过程何时开始。再用有效特征点当天及其后2天（共3天）的$\Sigma(T_{14}-e_{14})$和有效特征点当天及其后2天(共3天)的ΣT_{14}作点聚图，预报过程总雨量和过程持续日数。

短期预报。从农谚“三月南风不过三”、“东北风雨祖宗”、“东北风不到雨不了”、“东风雨，西风晴，西风不晴必连阴”、“今天热得狠，明天下得稳”、“热生风，冷生雨”等出发。采用根据风型配合等14时气温及绝对湿度作点聚图预报1—2天内有无重要降雨过程开始和过程开始当天雨量，见图6.1。过程开始后，用同样方法作点聚图预报逐日雨量和第二天过程是否结束。

邓县气象站使用以上一整套方法作预报已实践9年，预报效果较好，见表6.4。

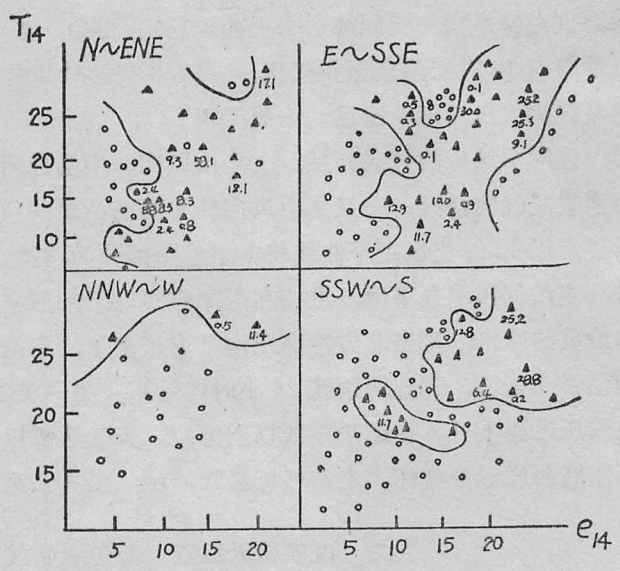


图6.1 邓县站短期预报点聚图（1—2天内有无重要降雨过程开始）

说明：（1）○表示1—2天内无重要降雨过程。
（2）▲表示1—2天内有重要降雨过程开始，如过程在未来第一天开始，则点子边填上开始天的雨量。
（3）连晴≥2天时才能开始用本图。
（4）使用时先分风型后按Te值点聚。

表6.4 邓县站9年实践结果

年	过程总次数	报准次数	预报基本准确次数	报空次数	漏报次数
1966	3	2	1		
1967	3	1	1		1
1968	3	2		1	1
1969	2	1	1		
1970	3	3			
1971	5	4			1
1972	2	2		2	
1973	4	4			
1974	2	2			
合计	27	21	3	3	3

另外还有的县站根据气象要素九线图与时间剖面图联合寻找预报4月份小—中雨的预报指标等方法。

§6.3 春季大风的预报

春季渤海地区正是渔汛季节，作好春季大风的预报是非常重要的。本节主要介绍渤海沿岸春季大风预报的一些方法。

一、利用本站要素资料，结合天气形势作大风预报

辽宁省复县气象站地处渤海东岸，春季（3、4月）偏北大风的预报方法如下：

1.分析天气形势预报指标：形成本站偏北大风的天气形势，一般是北高南低或西高东低的气压场配置。在实践中摸索到本站产生偏北大风时系统位置。强度及移动速度的指标：①地面高压中心在40—55°N、90—130°E之间；低压中心或倒槽在30—45°N、100—130°E之间；②地面高压中心与本站海平面气压之差大于20毫巴；③地面冷高压或高空槽每日移速在10—20个经度，凡符合以上指标条件，即可结合本站资料，预报偏北大风。大风以平均速度≥10米/秒或阵风＞17米/秒作为标准。

2.预报模式指标，根据本站气象要素反映，预报模式分为高温类及低压类两种。

（1）高温类：主要考虑日最高气温，参考气压变化。本类又分两型：

① 明显高温型：日最高气温高于历年同期平均线8℃以上，同时日平均气压在正距平2毫巴以下，达到上述条件为预报日。从预报日算起，未来24—72小时内出现大风。若预报日及前2天为偏南风（指WSW—ESE范围内）或预报日气压在负距平12毫巴以下，则大风发生在24小时内。本型历史概括率为15/16。

② 相对高温型：日最高气温从谷点上升，48—72小时升温值＞8℃，并升至历年平均线以上，同时气压在负距平2毫巴以下，或24—72小时内气压下降8毫巴并达到正距平3毫巴以下。达到上述条件为预报日。若预报日气压为正距平，则未来24—72小时内出现大风。若预报日气压为负距平，则大风出现在24小时内。

两型合起来历史概括率为50/60。

（2）低压类：气压从峰点急降，24—48小时降压≥6毫巴或72小时降压≥8毫巴，且在正距平3毫巴以下。符合上述条件为预报日。若预报日气压为负距平，则大风出现在24小时内；预报日气压为正距平，则大风出现在24—72小时之间。历史概括率为81/104。

1971、1972年3、4月预报，高温类准确率为3/3，低压类为6/10。参考云系变化，准确率可提高到80%以上。8级以上大风基本都可报出。

二、从农谚及天气形势分析寻找有物理意义的因子，用统计方法预报

介绍河北省唐山地区台用逐步回归分析预报3—5月沿海偏东风。其步骤是：

1.使用资料与方法：根据1961—1970年10年内3—5月的资料。选取94个偏东风过程个例。利用逐步回归的方法，对地面(14时)、高空700毫巴和500毫巴（08时）8个因

子进行计算，求出预报未来24小时内沿海最大平均风速的公式。

2.起报区和因子：

① 起报区：以高空700毫巴高空槽进入45—53°N、105—125°E为准。

② 预报因子：

x_1：500毫巴54511站与50527站的高度差。

x_2：700毫巴高空槽后最大锋区，10纬距内等温线条数。

x_3：700毫巴槽后最低冷中心或冷舌与54523站的温差。

x_4：700毫巴58367站与57036站的高度差。

x_5：700毫巴53772站与54823站24小时变温之和平均。

x_6：地面冷锋后最大正变压与57714站附近最大负变压之差。

冷锋后最大气压梯度，取垂直冷锋梯度最大处5纬距等压线条数。

x_8：53068站与54714站气压差。

3.经过逐步回归计算，引入5个因子：x_1、x_2、x_4、x_5、x_6。

回归方程为

$$y = 10.71 + 0.06561x_1 + 0.49459x_2 - 0.28114x_4 + 0.23597x_5 + 0.20974x_6$$

4.检验：

① 对于94个个例进行回算，误差≤4米/秒，拟合率为83%。

② 用1972年3—5月试报：14次大风均报出，误差均在±4米/秒之间。

天津市气象台作渤海偏北大风的统计预报。选取7个因子，并作了一些因子的组合，利用判别方程作预报。其结果为：对36个个例试报，大风持续时间的判别，其分辨能力达80%。大风强度的预报，允许误差≤2米/秒，其准确率为84%。

以上我们举的是一些市台及区台的大风预报方法，县站可根据农谚及小天气图分析寻找有物理意义的因子，再用统计方法作预报。例如山东的一些县站用泰山的风向风速来预报西南大风。在本站地面未转西南风，而泰山已转西南风且风速强，则未来本站出现西南大风。在本站已吹西南风，但泰山未转西南风时，则未来本站西南风力不至太强。从而总结出预报规律。

三、分析出现大风的几种天气过程，寻找预报大风的天气指标

河北省沧州地区台将春季3—5月沿海偏东大风出现对应天气形势分成5种类型，即：阻高崩溃型、低涡型、横槽型、不稳定小槽发展型、气旋型。

分析每一型的演变特点及寻找预报指标。这里我们介绍对小槽发展型所得24小时内预报指标：①地面冷高压中心气压值与本站气压值之差≥30毫巴，冷锋过后，全区出现偏东大风；②850毫巴图上，40—45°N有≥4根等温线时，冷锋过后，全区出现偏东大风；③地面上，喇嘛庫伦（50915）$\Delta P_{24} \geq 5$毫巴，$\Delta T_{24} \geq 6$℃时，冷锋过后，全区出现偏东大风。

县站可根据区台分析的大风天气类型配合小天气图来总结规律，也可直接利用小天气

图寻找预报大风的天气指标。

§6.4 麦收期大风、连阴雨的预报

6月是华北区域大部分地区开镰收割，麦子登场的大忙季节。这个时期的主要灾害性天气有大风、连阴雨、冰雹。因此作好这些灾害性天气的预报，才能保证麦收工作顺利进行。在这节着重介绍麦收期（6月）大风及连阴雨的预报，有关冰雹的预报在下一节中专门介绍。

一、麦收期连阴雨的预报

主要介绍三种思路：

1.验证农谚，绘制点聚图或作表预报

在劳动人民中广泛流传“夏至东风摇，麦子水里捞”、“一日东风三日雨”、“四季东风四季下，只怕东风起不大”、“东风续雨天，阴雨连绵绵”、“南风不过三”等等。用本站资料来验证这些谚语，从中寻找中、短期预报麦收期连阴雨的指标。

这里我们介绍河北省廊坊地区台作安次单站麦收期48小时预报方法。其步骤是：

（1）从群众谚语出发，结合天气形势分析得到：本站连阴雨大多数情况下处在地面“东高西低”的形势下，这种形势下经常吹东风，因此着重分析东风。

（2）用安次站1964—1973年6月每日3次（即08、14、20）资料，对偏东风每日出现的时次统计，一日3次观测，偏东风一日最多出现3时次，最少1次没有，即为一天出现的时次不外4种情况：0、1、2、3。

（3）把每日出现的时次进行4天滑动累计，得到每4天的总时次为

$$n=\sum_{i=1}^{4} a_i$$

其中a代表次数，i代表第几天。当$n\geqslant 6$时次能概括全部连阴雨个例的80%。

（4）一日内偏东风出现时次有4种状态（即0、1、2、3），4天内出现的组合状态为4×4种，不需列出所有组合状态，只列出8种组合状态可概括全部连阴雨个例，见表6.5，表中⊗表示有连阴雨，○表示无连阴雨。

表6.5 偏东风次数与连阴雨的关系

总时次	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
组合形式						2022 ⊗○	1132 ⊗○○	1223 ⊗○○	2133 ⊗	2233 ⊗○ 3232 ⊗○○ 3322 ⊗	3332 ⊗○○	

（5）剔除非连阴雨得到连阴雨组合状态条件：

① 偏东风风速≥3 米/秒，4 天内不少于 3 时次；

② 锦州 08 时静风或偏南风；

③ 锦州 08 时地面温度 T＜25℃。

符合上述三条件预报 48 小时后有连阴雨，机率为 8/10。

（6）x^2检验，根据前期偏东风出现次数及其配合条件，预报后期连阴雨是否出现的信度检验。用小样本，自由度为 1 得到

$$x^2=\frac{(18-10\times0.44-0.5)^2}{10\times0.44\times0.56}=3.91$$

式中气候概率为 8/18＝0.44

在自由度为 1，信度为 0.05 时 $x^2_a=3.8<x^2$ 则可用其预报

2.根据多类韵律作出 6 月逐日晴雨的长期预报

一般华北区域在作 6 月逐日晴雨预报中经常使用的韵律有：根据本站春季大风找对应 100 天前后的降水的韵律关系、本站时间剖面图上出现冷高型模式对应 151 天出现降水的韵律关系、本站 14 时湿度状况对应 60 天的韵律关系、本站 4 月高温或强高压对应 60 天的韵律关系、本站 5 月 14 时 10 厘米地温距平曲线峰日对应 30 天的韵律关系以及 14 时10 厘米地温距平曲线峰日对应 60—61 天或 91 天韵律关系、4 月华北风向或降温的 60 天韵律关系等等。根据各种韵律关系综合作出 6 月逐日晴雨的长期预报。

首先介绍寻找韵律关系的简易作法。如河北省石家庄地区麦收预报会战组用本站 14 时增湿条件找 60 天韵律，从 14 时绝对湿度曲线变化中得到指标是：4 月 14 日绝对湿度连续上升 4 天，从各点第 2 天开始对应 6 月降水日。1955—1975 年指标出现 31 次报对 27 次，准确率 27/31＝87%。1974、1975 年试报效果为：1974 年指标出现 1 次报对 1 次；1975 年指标出现 2 次报对 2 次。

再介绍一种从韵律关系出发，应用概率统计方法，综合考虑多种要素，作出 6 月逐日晴雨预报。

山东省济宁台以农谚“大风百日雨”为线索，找出春季大风对应 100 天前后的降水韵律关系。用 2 月下旬至 3 月逐日平均 24 小时变压、变温、变湿和 14 时风向分别组成 3 张点聚图。将每张点聚图分成若干小格，统计每小格中的有雨概率，求出相邻 4 小格的有雨概率，标注在 4 小格的中心，并换算成百分率；用滑动平均的方法，将 4 个百分率相加被 4 除，还原到原来的小方格中去，得到一张概率分布图（图 6.2），将逐日概率数值分别点在 3 张点聚图上，读出逐日概率数值，将概率连乘，即

$$P\{x_1x_2x_3\}=P\{x_1\}\ P\{x_2\}\ P\{x_3\}$$

将乘积填入表中，得到

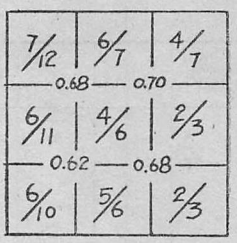


图 6.2　降水概率分布图

有雨类（A）平均值为$\frac{1}{n}\sum_{1}^{n}P(A)$

无雨类（B）平均值为$\frac{1}{m}\sum_{1}^{m}P(B)$

临介值 $y=\frac{1}{2}(A+B)$

如6月11日A类平均值0.143、B类平均值0.066，则11日临介值为0.105。

3.利用指标站高空资料寻找预报模式

河北省廊坊地区台利用北京高空单站资料制作麦收期连阴雨中、短期预报模式。从天气形势分析，影响连阴雨主要是冷暖空气活动，用北京700毫巴的高度、温度、露点、风向、风速的变化归纳出连阴雨之前的高空暖湿空气活动规律，并用酒泉降温情况表示西侧冷空气的活动。总结出以下两种预报模式：

（1）短期预报模式：

模式一：连阴雨开始日的预报。满足条件：①从北京700毫巴日平均气温$T<1$℃所形成的温度谷开始，温度连续回升3天（其中可有一天波动下降，其降值<2℃），前后差值$\Delta T\geqslant 5$℃；②北京700毫巴高度在3天内应连续下降或连续（指后两天）两天西南风；③酒泉24小时降温$\Delta T\leqslant 0$℃。满足此三条件，从预报日后一天连阴雨开始。

连阴雨强度预报。连阴雨的天数正好等于温度回升（条件1）的天数。

模式二：连阴雨开始日的预报。①从北京700毫巴逐日气温变化曲线上，满足$T\leqslant 1$℃形成温度谷开始，温度连续回升4天（其中有一天波动下降，其降值≤2℃），前后差值$\Delta T\geqslant 5$℃；②北京700毫巴高度相应在后两天连续上升；③酒泉24小时内降温$\Delta T_{24}\leqslant 0$℃。满足以上三条件，从预报日开始后一天连阴雨开始，见图6.3。

连阴雨强度预报，当满足条件的4天其后两天连续为西南风且风速≥12米/秒，则未来有4天连阴雨，否则为3天连阴雨。

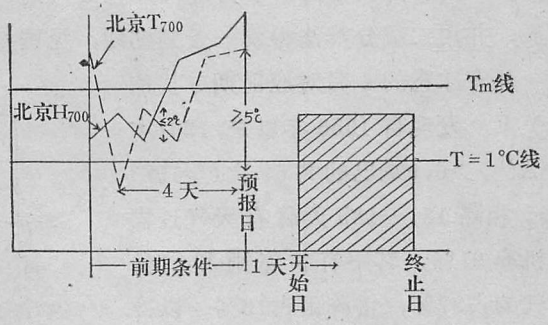


图6.3　模式二图(河北廊坊预报连阴雨)

（2）中期预报模式：

连阴雨开始日的预报条件：①北京700毫巴逐日温度线$T\leqslant 1$℃形成温度谷；②与温度谷对应的大于700毫巴高度平均值形成高度峰或向后推延两天形成高度峰；③与谷对应的当天酒泉24小时降温$|\Delta T_{24}|\geqslant 2$℃，并且北京500毫巴高度≥564位势什米，则从预报日开始后3—4天连阴雨开始。

连阴雨结束指标：①连阴雨超过5个时段；②当五台山08时转为偏北风且风速大于

6米/秒；③原来五台山08时吹偏北风，当风速增大为12米/秒以上。

二、麦收期大风的预报

河北省故城县气象站从单站要素资料寻找麦收期（6月）大风预报指标。其步骤是：

1.确定大风标准：根据小麦收打要求，确定预报5级以上（≥10米/秒）大风。

2.中期预报大风的两种模式。利用本站14时温压曲线寻找模式：

模式一：①压峰温谷对应在同一天；②压峰在1000—1008毫巴；③温谷在24℃以上，温谷两边升降量≥5℃；④温谷压峰间距9厘米（指坐标选取0℃、1000毫巴在一条线上，压峰与温谷的距离）。符合上述条件，7—9天后有5级以上大风。

模式二：①气温两天总升量≥5℃；②温度上升后出现一个≥29.4℃的峰；③两天中每日升温≥5℃；符合上述条件7—9天后有5级以上大风。

§6.5 冰雹的预报

华北区域的冰雹一般多发生在春、夏季，冰雹对农业生产影响较大、尤其在6月麦熟和麦收期间，作好冰雹预报，配合人工消雹工作，是很重要的。

一、以农谚及群众经验为线索，利用本站要素作冰雹的预报

河北省遵化县气象站根据农谚“该冷不冷，不是年景”、“冬天对夏天”、“邪风对恶雨，恰到百日底”等，结合本站要素资料，作麦收期冰雹预报。其步骤是：

1.长期预报定趋势

结合农谚普查资料，发现用冬季温度、降雪来报麦收期降雹天气。如果1月份最低气温高、2月份降雪多时，6月出现冰雹天气的可能性就大。以此要素制作点聚图表明分界明显，并用二级分辨法得到一条判别线，见图6.4。

从有冰雹的6月对应前期寻找韵律关系。发现自1956年以来，12月本站 $\Delta\bar{P}_{24}>6.0$ 毫巴的共67次（至1974年），相隔181—185天后有天气过程的机率91%。其中有雷阵雨和雷暴天气的占82%，雷阵雨占18%。以冷高压活动日作为月降雹的特征日，满足：$\Delta\bar{P}_{24}>7.0$ 毫巴；配合当日 T_d 低于昨日或明日 T_d 低于今日；有两次以上冷高压出现，取 $\Delta\bar{P}_{24}$ 数值大的。最后得到12月冷高压活动与麦收期

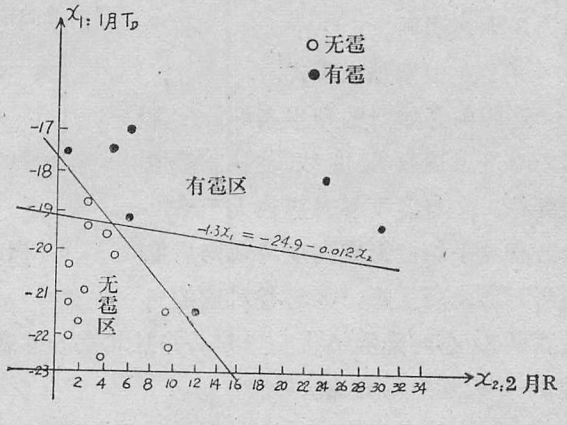


图6.4 遵化县6月份有无冰雹判别分析

冰雹活动的韵律为181—182天左右。

又根据“邪风对恶雨，恰到百日底”的农谚，以3月大风日对应100天后有冰雹的规律，补充订正6月冰雹发生的日期。

2.用本站要素变化作短期预报

短期预报方面着重收听大台形势广播和分析本站地面气象要素变化。在天气形势中蒙古低涡是产生本县冰雹天气的重要条件，配合本站6月要素曲线变化特点，满足：$\overline{P}_{24}$连降3天；$\overline{T}_{24}$连升3天；当日$\overline{e}_{24}$上升；T_d减$\overline{e}$曲线上升；则次日降雹机会多，机率9/10。

如1974年6月预报中使用，效果较好。

另外河北省大城县气象站选择好的相关因子，用多个点聚图过滤，预报效果较好。

二、将出现冰雹的天气形势分类，寻找预报指标，利用点聚图等方法作预报

山西省雁北地区台根据700毫巴影响系统的特点及位置，将6—8月降雹天气形势分为三类：贝加尔湖低涡类、蒙古低涡类、东北低涡（低槽）后部类。当上述天气系统移到42—56°N、104—117°E范围内，即可影响雁北地区降雹，但也有5种例外的天气形势，如700毫巴低涡南部出现一条大于16米/秒偏西风的大风带等。

选取呼和浩特的探空资料作为指标，以6月为例：①700毫巴$T-T_d$在5—12℃，500毫巴$\theta se \geqslant 47$℃，80%以上有可能产生冰雹；若500毫巴$\theta se \geqslant 55$℃，则有95%产生冰雹的可能。②$\theta se850-\theta se500$在6—－4℃之间，700毫巴温度露点差在5—13℃之间，则85%以上有可能产生冰雹。③当符合$T_{850}-T_{500}=22$—25℃，700毫巴$T-T_d \geqslant 13$℃；$T_{850}-T_{500}=26$—28℃，700毫巴$T-T_d \geqslant 15$℃；$T_{850}-T_{500}=29$—30℃，700毫巴$T-T_d \geqslant 16$℃；$T_{850}-T_{500} \geqslant 31$℃；700毫巴$T-T_d \geqslant 17$℃时，该区第二天一般不会产生冰雹。

用7月呼和浩特$T_{850}-T_{500}$为横坐标。$T_{d850}-(T-T_d)_{700}$为纵坐标绘制点聚图，得到当纵轴大于－1，横轴大于28℃时第二天就有冰雹出现，见图6.5。

类似作法象河北廊坊地区台，将出现冰雹中期和短期天气形势分类，寻找各种指标站，用点聚图作短期预报。例如6月冰雹短期预报，其中一类为乌兰巴托低涡类，绘制点聚图为：沈阳500毫巴与二连500毫巴的高度差和沈阳、二连500毫巴的温度差点聚图，在五台山14时不为静风，或为西南风时，且风速≥4米/秒，第二天有雹，准确率13/15。其他各类用类似办法找到若干指标站作点聚图预报，效果较好，在这里不一一介绍。

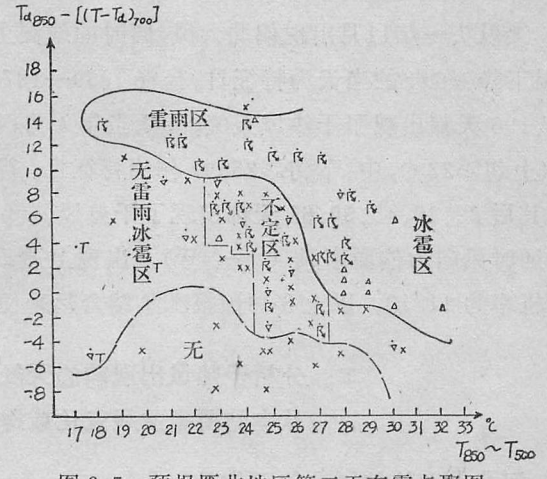


图6.5 预报雁北地区第二天有雹点聚图

§6.6 干热风的预报

5月中、下旬至6月上旬正是华北大部地区小麦灌浆、乳熟期间，如果遇到干热风天气，常使小麦青干逼熟，造成减产，因此干热风天气是小麦生长后期的一种灾害性天气。

一、以群众经验为线索，分析干热风偏多偏少年与前期气象要素的关系，得到相关指标

山东省菏择地区台的工作分为：

1.划定干热风标准

以小麦灌浆、乳熟阶段每日14时气温≥20℃，饱和差≥30毫巴，西南或偏南（西）风风速≥4米/秒，作为干热风日的统计标准。把每日14时气温≥33℃，饱和差≥35毫巴，西南或偏南（西）风风速≥7米/秒，作为重干热风日的统计标准。把一年中干热风日数≥6天算作偏多年，≤5天为偏少年。一年中重干热风日数≥2天：算作偏重年。

2.干热风日数的预报

以“麦收冬墒”、“冬暖春雨少”为线索，分析干热风偏多偏少年与前期气象要素的关系，得到①干热风日数多少和1月份相对湿度及降水是反相关。1月相对湿度大、降水量大、降水日数多，这一年干热风日数少；反之，干热风日数多。②干热风日数多少和1月平均最高气温及2月平均最低气温成正相关。1、2月气温偏低，干热风日数就少；反之，干热风日数就多。③5月下旬干热风日数多少和3月份相对湿度及雨日成反相关。3月相对湿度大、雨日多，对应5月下旬干热风日数少；反之，干热风日数多。

以上三条指标，相关概率为15/21，查自由度为1，信度为0.05的x^2检验表，相关是显著的。

3.干热风时段的预报

①以头一年11月出现偏北大风，同时曲线图上出现气压峰、气温谷、气压上升≥10毫巴，气温下降≥6℃的当天为特征日。普查1959—1974年的资料，共出现特征日12次，其后182、188、196天都出现了干热风天气。②以当年4月西南风或偏南(西)风≥8米/秒，同时出现高温（上旬≥23℃，中、下旬≥25℃）作为特征日。普查1959—1974年资料，共出现特征日20次，其后32、40、45、50、61天都出现了干热风。③在当年5月，凡出现14时绝对湿度＞18毫巴，同时风向为偏西南风（S—NW），出现上述条件为起报日，其后8—9天将出现一次干热风，机率为11/13。以上3种预报工具结合起来使用，就能预报出干热风出现的具体日期。

二、分析干热风出现前的天气形势，寻找预报指标，从本站要素曲线变化或指标站变化，制定预报模式

河北省廊坊地区台的工作是：

1.制定干热风标准

①弱干热风型——气温≥30℃，湿度≥35%，风速≥3米/秒。②中强干热风型——气温≥33℃，湿度≥25%，风速≥3米/秒。③强干热风型——气温≥35℃，湿度≤15%，风速≥6米/秒。

2.干热风中期预报、短期预报

（1）预报着眼点是看大天气形势，符合乌拉尔山暖脊型，即用乌拉尔山附近700毫巴（08时）的0℃线位置作4—10天的大形势估计。得到：5月20日以前，0℃线在乌拉尔山附近（50—70°E），超过45°N，为暖脊标准。5月20日以后到6月20日以前，以乌拉尔山0℃线超过50°N为暖脊标准。普查历史资料，乌拉尔山出现暖脊共51次，4—10天出现干热风有43次。

（2）用简易回归法作3天预报，在乌拉尔山为暖脊的前提下，选择因子：x_1：五台山14时风向；x_2：北京500毫巴三天的温度变化；x_3：北京500毫巴三天的高度变化；x_4：前两天和田700毫巴的温度和500毫巴和田与北京温度之差。建立简易回归方程。

用此方法作1975年试报，准确率5/5。

（3）用安次单站时间剖面图作4—7天预报。资料取1965—1974年，对38次干热风过程普查历史时间剖面图，并参考14时五台山的要素变化，找5天左右的中期模式，归纳为四种：暖低型（ND），冷高型（LG），暖高型（NG），冷低型（LD）。

（4）用安次单站气压、温度、湿度三条曲线作3—5天预报，用日平均气压P、14时温度T_{14}、绝对湿度e_{14}，制定5月、6月干热风预报模式。这里不再介绍。

（5）用指标站要素变化作点聚图。例如用①北京700毫巴与500毫巴温度之和及北京24小时500毫巴的变温；②银川14小时的气压及五台山24小时变温；③五台山14时风向及华山14时的风向。

§6.7 汛期的暴雨预报及降水预报

华北区域汛期大暴雨的预报对于农业生产及水利都是非常关心的问题，长期以来各台站根据服务的需要，研究了许多预报大暴雨的方法，这里我们介绍其中的一部分。

一、验证农谚及群众经验得到预报指标

河北省内丘县气象站根据群众谚语“梧桐落叶雨快到”为线索进行了定时观测，得到梧桐落叶具有预报意义的时期是从夏至到立秋，观测的树要多，要有代表性，同时落的嫩叶多和叶柄中断的多，一般雨较大。他们用此方法作1974年6月22日到8月8日的降水预报。共45天，出现30次落叶，其后12小时内有雨的19次，24小时内有雨的24次，36小时内有雨的29次，仅1次无雨，准确率97%。在这一段共下雨33次。漏报4次，成功率为84.4%。有一定预报价值。

另一方面内丘站还用概率贡献法检验了这条农谚，以36小时内有无雨为例，由表6.6计算得到：$W_{11}=0.84$，$W_{10}=0.67$，$W_{00}=0.003$，$W_{01}=0.032$，

表6.6 梧桐落叶与降水的关系

预报因子级别 \ 预报量级别		y		和
		36小时内无雨	36小时内有雨	
x	无落叶	11	4	15
	有落叶	1	29	30
和		12	33	45

$W_{11}+W_{00}>W_{10}+W_{01}$证明梧桐树落叶用来预报36小时有无雨的指标是可用的。

另外他们还统计了梧桐落叶与气象要素的关系。然后用气象要素绘制点聚图来预报降水，效果较好。

二、采取要素指标和形势指标逐步过滤的方法作预报

河南省开封台作盛夏雷暴的短期预报，采取的就是这种方法，先把肯定无雷暴的天气过程过滤掉，然后采用不同的预报方法分别预报有无雷暴，雷暴大风和雷暴降水量。其步骤是：

1.有无雷暴的预报

（1）指标过滤：①要素指标过滤：根据预报实践经验，统计历史资料得到，当本站出现雾、稳定性降水及云量≥5成，并且有云高≤200米的低云时，则19小时内本站无雷暴。②形势指标过滤：当08时500毫巴为强付高型、脊线型、小高压型的形势下，本站短期内无雷暴。

（2）点聚图的制作：通过上述过滤，把肯定不出现雷暴的日期除掉，剩下的是否出现雷暴，用点聚图来预报。第一种点聚图为郑州08时沙氏指数（已订正）及08时500毫巴槽线（包括切变线、台风槽）距本站的距离(以纬距为单位)。第二种点聚图为郑州08时700毫巴的露点及徐州08时500毫巴高度与槽线上最低值高度差。见图6.6。

用此方法试报1974年7—8月雷暴，准确率19/21。

2.雷暴强度的预报

雷暴大风是指地面平均风速≥15米/秒，统计历史资料，根据理论及经验，得出本地雷暴大风的经验判别式为：

$$\frac{T_{850}-T_{500}}{5}+\frac{T_m-T_d}{2}+(V_1-V_2)\geqslant 15$$

式中T_d为08时500毫巴图上郑州的温度按湿绝热下降到1000毫巴的温度，T_m为本站当天的地面最低温度，V_1表示500毫巴槽线后的平均风速（选取固定站计算），V_2为08时郑州500毫巴风速。在113次雷暴实例中，用该判别式111次报准，1次偏大，1次偏小。

其中≥15米/秒的雷暴大风共8次，判别式可概括7次，1974年7—8月预报，准确率17/21。

三、用本站要素曲线变化结合指标站要素变化作预报

河北省易县气象站从本站资料分析，造成本地夏季降水的天气系统多为西风槽，因此选取五台山及乌鲁木齐作为指标站，配合本站要素变化作夏季降水预报、效果较好。选取指标为：

① 若本站日平均绝对湿度或日平均气压明显下降，峰点到谷点的湿度下降≥3毫巴、气压下降＞2毫巴，则未来3—5天将有一次降水过程，机率分别为93%和91%；若本站日平均气温明显上升，谷点到峰点上升＞3℃，则未来3—5天将有一次降水过程，准确率为85%。

② 若五台山14时出现≥2米/秒的西—东东南风，则3—5天出现降水的机率更大，湿度谷日降水率为23/23，气压谷日降水机率为18/19，温度峰日降水机率为25/28。

③ 在具备以上两条件下，若当天或后一天乌鲁木齐（或和田）出现＞2℃降温或出现西北大风，则预报3—5天出现降水的准确率达98%，预报大—暴雨的准确率70%。

在1973年使用，准确率为8/9，1974年使用，准确率为6/7。

四、分析出现暴雨的各种天气形势、寻找预报指标、用统计方法作预报

1.河北省保定地区台分析大量暴雨个例，得到容易出现暴雨的两种天气形势、即西南涡与横切变；西来槽；南来倒槽与冷涡后部。为适应县站无大天气图，寻找这三种模式下指标站的特征，以便县站使用。仅举一种模式为例。

西南涡与横切变。指标为：①08时或14时五台山吹E—S风≥4米/秒；华山吹S—W风≥4米/秒；②700毫巴08时银川$\Delta T_{24}\leqslant 0$℃；③14时锦州减太原$P>1$毫巴，同时ΔP_{24}（锦州减太原）≥0毫巴；④保定$e_{14}\geqslant 25.1$毫巴。符合上述四条共出现25次、其中暴雨15次，中—大雨5次，小雨5次。

为表示付高强弱选取指标站条件为：①青岛700毫巴$\Delta H_{24}\geqslant 0$位势什米；②郑州700毫巴08时T_d加保定14时地面$\Delta e_{24}\geqslant 2$毫巴；③沈阳H_{700}减上海$H_{700}\geqslant -5$位势什米，满足以上三条则出现暴雨，准确率21/25。

降水持续时间指标：①沈阳减上海H_{700}08时≥0位势什米时，降水维持2—5天。②沈阳H_{700}减上海H_{700}08时＜0位势什米时，降水维持一天以内。

降水停止指标：①五台山吹NW风≥8米/秒，并且锦州P_{14}减太原$P_{14}\geqslant 1$毫巴，降水在6小时内停止。②五台山吹W风≥4米/秒，并且锦州P_{14}减太原$P_{14}\geqslant 3$毫巴，降水停止。

2.北京气象台统计“北涡南槽”型暴雨，通过对历史上这类暴雨个例的调查分析，选取5个预报因子：

x_1——当08时大连减北京，北京减邯郸，承德、围场、赤峰3站中气压最高的一站减北京，三者均≥0毫巴，同时天津、唐山的合成风为偏东风或静风时，取$x_1=1$，反之，$x_1=0$，x_1

称为东高西低项。

x_2——蒙古低涡项。在40—45°N、105—115°E范围内，500毫巴或700毫巴上有低压中心存在（但不一定要有闭合等高线），同时北京700毫巴温度露点差≤9℃时取$x_2=1$，反之$x_2=0$。

x_3——西南气流与切变项。取济南、郑州、汉口、长沙4站700毫巴实测风速的代数和为横坐标，北京减郑州、西安的平均高度为纵坐标，组成暴雨散布图。当点子落在有暴雨区，取$x_3=1$，反之取$x_3=0$。见图6.7。

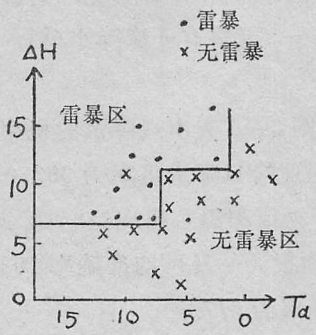


图6.6　用郑州、徐州$T_d\Delta H$预报开封雷暴聚图

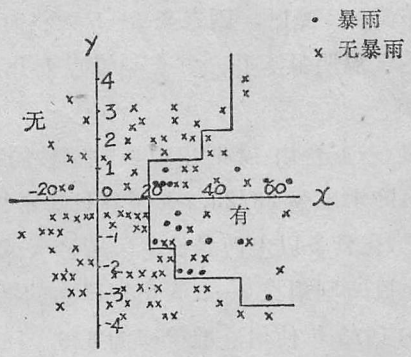


图6.7　x_3指标点聚图

x_4——华北暖脊项。取850毫巴济南为偏南风时，长春、沈阳、丹东三站500毫巴24小时变高和为横坐标，700毫巴长春减北京的高度差为纵坐标，组成暴雨散布图。点子落在有暴雨区，取$x_4=1$，反之$x_4=0$。

x_5——槽前湿度项。取700毫巴北京减东胜的高度＞0时。当呼和浩特700毫巴的温度露点差≤9℃，或850毫巴的温度露点差≤10°时，取$x_5=1$，反之取$x_5=0$。

用上述5因子，根据10年资料，求得北京地区7月24小时区域性暴雨的判别式

$$y=0.0213+0.1132x_1+0.2430x_2+0.3045x_3+0.2491x_4+0.0689x_5$$

解判别式求得，当$y\geq0.4464$时，24小时内北京地区有区域性暴雨；当$y<0.4464$时，24小时内北京无区域性暴雨。

本方程适用条件：①要求700毫巴的槽线位于哈密、张掖之间（如张掖站转偏北风，表明槽线已过张掖时，本方程就不适用了）。②要求500毫巴槽线在哈密、呼和浩特之间，空间结构应同700毫巴上的槽相对应。若500毫巴槽线已过呼和浩特，但其后还有横槽位于二连与呼和浩特之间，同时700毫巴的槽线符合条件，则也适用于本方程。

用该方程预报效果较好。用未参与统计的1964年7月试报，其中3次完全正确，2次基本正确，无空报漏报。1975年7月29日的暴雨用这一方程可以预报出来。

五、根据本站要素将降水过程分型制点聚图预报

山东惠民地区台利用北镇1961—1970年7月14时气压、温度、湿度、风，分析310次

天气个例，做了“天气分型点聚图”，对解决24小时内的降水预报效果较好，1971年7月试报，准确率84%。其步骤是：

1.根据本站4个要素分型，其中根据温度、绝对湿度及其24小时的变量可分四型，即增温增湿型；降温增湿型；增温降湿型；降温降湿型。根据当日14时风向和风速亦可分四型，即东南风增湿型；静风及微风型；西南风型；另有特殊型2个，即高湿型；当日有雨型。仅举一型为例，增温增湿型$T_{14}\geqslant 28℃$的情况下，T_m（最高气温）$>32℃$，不论ΔT_{24}大小；$T_{14}>30℃$，$\Delta T_{24}>-2℃$；$T_{14}>28℃$，$\Delta T_{24}>0℃$，以上称为增温条件。$e_{14}>20$毫巴，$e_{14}>30$毫巴时Δe_{24}任意；$e_{14}>27$毫巴，$\Delta e_{24}>-2$毫巴；$e_{14}>24$毫巴，$\Delta e_{24}>-1$毫巴；$e_{14}>20$毫巴，$\Delta e_{24}>0$毫巴。

2.分型绘制点聚图，以ΔP_{24}及ΔP_6作点聚图或用T—e与ΔP_6作点聚图，将属于同一型的天气个例点在同一张点聚图上，再以其他要素点图，用类似办法，最后得到预报各种类型的多种点聚图。以西南风型为例，24小时内有雨区机率为21/21，24小时内无雨区机率为93%。

另外有些台站（如山东泰安台）将单站时间剖面图上分型，得到预报降水的模式。

六、以群众谚语为线索，寻找冷空气活动韵律关系，用统计方法作预报

河南省栾川县气象站作汛期开始及雨量集中时段预报。按照农谚“九里的风，伏里的雨”等，从预报实践中验证谚语得到结论，冬天的冷空气活动和汛雨阶段的冷空气活动有182天韵律关系，从而可作长期预报。

1.汛期阶段的开始日期预报

以农谚“九里的风，伏里的雨”和“夏风百日雨”为线索，挑选4个因子，1月最大风速及平均气温，立夏雨量，3月最大风速，用二级分辨法预报汛期开始早晚趋势，准确率15/17。用本站要素曲线根据韵律关系得到，冬季阶段中第一场强冷空气活动与汛雨开始日期有一定关系，将要素变化曲线制定模式，可作汛期开始日期的具体预报，从14时P、T、e曲线图上得到T峰P谷型模式条件：①温峰压谷必须同一天出现，而且前后变量差不大；②如果有两个以上的温峰压谷则选择有风向切变的一个；③如果有许多压谷，则以最大的一个为准，或相对大的为准；④如果温峰压谷错一天出现，但温度达到历史最高值，气压达到历史最低值，也可以作为预报指标。满足以上条件，182天后汛期开始，预报日期与实况日期的误差在±3天之内。

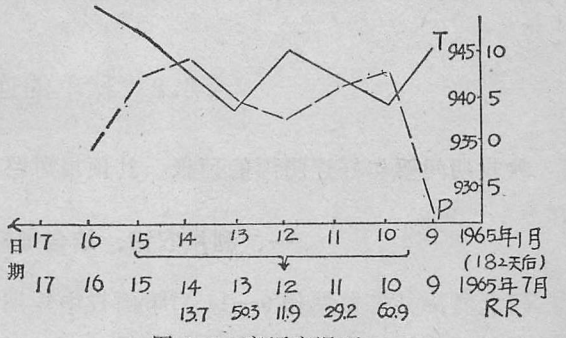


图6.8 高压高温型

2.汛期阶段雨量集中时段预报

农谚“九里一场风，伏里一场雨”

说明冬季每一次强的冷空气活动都与汛期阶段中一次较大的降水过程有一定的韵律关系，而冬季的冷空气活动在气象要素变化上有一定的指示性特征，通过普查资料：归纳出两个指示性特征，它与汛雨集中时段有182天韵律关系。两个模式是：①高压高温型，条件：$P>935$毫巴、$T>0$℃，并维持3天以上，182天以后所对应的时段为汛期集中时段，见图6.8。②低压低温型，条件：$P<935$毫巴、$T<5$℃，并且维持3天以上，182天以后所对应的时段为汛雨集中时段。

七、运用多因子相关做大、暴雨的长、中、短期预报

这里介绍山西省吉县气象站的工作。

1.大、暴雨的长期预报方法

大、暴雨标准日降水量≥30毫米。

根据资料普查，将各年大、暴雨总量按其多少进行分类，相应得到5个相关性较好的预报因子，即前一年终雷出现月；前一年总雨量；前一年气温≥30℃的日数；前一年雷暴初终日间的日数；前一年10月至本年2月平均气压峰值出现月份。分别求出每个因子的机率。预报时，选择机率和最大者为预报的量级，准确率为13/14，用该5个因子机率和来作次年大、暴雨总量的趋势预报。

根据农谚“久旱必有久涝”，选取1—3月各月无降水日数的总和，3月蒸发量，2月最小绝对湿度共3个因子，制作三要素点聚图，用来预报大、暴雨出现的早迟，从而作出长期趋势预报。预报效果较好。

2.用多因子综合编码，进行大、暴雨的中、短期预报

（1）分月整理资料、建立工具。有逐日14时ΔT_{24}变量累积图；逐日日较差(T_M-T_m)距平累积曲线图；逐日14时ΔP_{14}累积曲线图；逐日14时Td距平累积曲线图；逐日最低气温距平累积曲线图；逐日14时$T-e$差值曲线图。

（2）用以上工具寻找预报因子，即能报出未来1—5天内出现日降雨量>20毫米的预报指标。

（3）对指标进行综合编码，制作编码表，并且逐日进行编码。最后列表统计各编码出现降水的机率。前面有关章节已介绍了编码法，这里不作细致的介绍。

§6.8 秋季的连阴雨预报

秋收期间要作好连阴雨的预报。其预报思路类似于作春季连阴雨预报。

一、利用农谚、结合指标站作连阴雨预报

河北省涿县气象站作9—11月晴雨日中短期预报，就是将群众经验（农谚）与天气形势和单站、指标站资料结合起来作预报。

例如9月份预报24小时降水。根据农谚“东北风，雨祖宗”，9月共出现≥2米/秒的东北风113次，次日有雨为62次。若配合天气形势，则当高空槽前，本站是东北风，则降水机率为51/69。若东北风属于东高西低（锦州——太原）P_{14}>0毫巴时，则降水机率为44/51。因此将农谚与天气形势、指标站相配合、得到预报指标：

（1）14时风为N—NE—E≥2米/秒，或08时风≥3米/秒；

（2）五台山风14时为WSW—S—ESE≥2米/秒或西风≤14米/秒；

（3）（锦州—太原）P_{14}≥0毫巴。

符合此三条共出现51次，24小时降水机率为86%。其中≥5毫米的历史概括率为33/44，≥20毫米的历史概括率为14/15，从而提高了预报准确率。

预报中可建立表格，见表6.7。

表6.7　涿县9月降水短期预报表

本站e ＼ 锦—太$\Delta(P_{14})_{24}$		东高西低形势	
		≤0 东高减弱	>0 东高增强
东风吹干	≥20毫巴	4/4 无雨	10/13 中—大雨 3/13 小雨
	10—20毫巴	9/9 小雨	21/22 小—中雨
	<10毫巴	3/3 无雨	

涿县气象站将各月适用的农谚都配合上天气形势及本站、指标站的指标，得到一系列成套的预报指示，再配合点聚图的使用，使预报效果有较大提高，同时由于方法简单，便于掌握及预报中应用。

二、根据本站要素曲线变化，制作连阴雨预报模式

河南省息县气象站制作了本站温度T、气压P、绝对湿度e及$P-(e+T)$、$(e+T)$、T_{G-D}等曲线，全面综合分析各要素与本站降水关系，找出预报模式和指标。

模式指标之一是，9月当$P-(e+T)$线下降至≤950，当天$(e+T)$>45，且前2—3天内有T_{G-D}>9℃，则未来1—3天有连阴雨出现。若$(e+T)$>50两天以上，配合其他几条，则未来1—3天有大到暴雨，机率10/10。见图6.9。

模式指标之二是：在8月底至9月上旬，凡出现T_{G-D}≥9℃连续3天，其后1—4天内，当$P-(e+T)$线从>950降至<950（9月中旬是从>960降至<960，9月下旬从>970降至<960），则未来1—3天有9天以上连阴雨，且有中—大雨以上过程，多为大—暴雨，

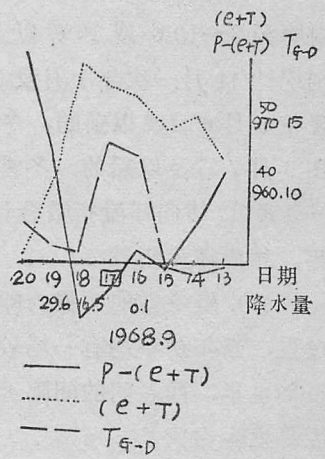


图6.9　息县9月预报模式之一

机率 16/17 。

模式指标之三是：在 8 月底和 9 月，凡出现 $-\Delta T_{G-D} \geqslant 3.5℃$，$2.5 \leqslant \Delta[P-(e+T)] < 10$，且 $P-(e+T)$ 线 >950（9 月下旬 $P-(e+T)$ 线 >960），$\Delta(e+T)$ 出现负值，则未来 1 — 4 天有中—大雨以上过程。机率 16/16。

模式指标之四是：在 8 月底和 9 月连续 3 天以上没有出现日降水量 >7 毫米的天气中，凡出现 $-\Delta(e+T)>10$、$10<\Delta[P-(e+T)]<26$，则未来 1 — 4 天有中—大雨以上过程。机率 12/13。

1975 年 9 月到 10 月使用以上模式指标预报效果较好。例如 9 月 26 日出现模式指标之二，则预报未来 1 — 3 天有 9 天以上的连阴雨（即 9 月 29 日至 10 月 8 日），且有中雨。实况与预报符合。9 月 30 日又出现模式指标四，预报有中—大雨。实况是 10 月 3 日降水量为 28.6 毫米。

§6.9 冬季寒潮、大风、降温的预报

冬季寒潮、大雪、大风降温、第一次强冷空气活动等的预报方法归纳为以下几方面：

一、以农谚为线索，寻找预报指标或韵律关系，用统计方法作预报

在华北区域广泛流传“夏天雨多，秋天雨少，冬天雪大”、“夏天雨少，秋天雨多，冬天雪大”、“夏秋雨多或夏秋雨少，冬天雪小”、“夏天早晨冷，中午热，冬暖雪少”、“伏对九”、“春旱，秋霜、冬雪大”、“夏天热，冬雪大”、“秋冷冬雪少”、“南风刮到底，北风来还礼”、“日出（落）胭脂红，风后要下雪”、“雪天起雾必晴”等农谚，提供了预报的线索。

内蒙古苏尼特左旗气象站根据农谚“秋季冷得早，冬雪大”，用本站资料进行验证。

（1）用第一次强冷空气出现早晚来预报冬雪量的大小。第一次强冷空气标准：24 小时内降温 8—10℃ 或 10℃ 以上，且最低温度低于 5℃ 作为秋季第一次强冷空气，冬季雪量分别统计 11 月—次年 1 月及 11 月—次年 2 月的雪量。发现当秋冷早，即第一次强冷空气出现在 9 月 6 日及以前的，冬季雪量偏多，机率 9/9 。秋冷较晚的，即第一次强冷空气出现在 9 月 7 日及以后的，冬雪量偏少，机率 10/10。另外用 6 、7 月亚洲范围 45—65°N、60—150°E 纬向环流指数合计数预报冬雪量，冬雪偏少年相应环流指数 $\geqslant 1.45$；冬雪偏多年，相应环流指数 $\leqslant 1.42$，而秋冷的早晚与环流指数也有关系。

（2）坐冬雪的预报，即指立冬以后第一场较大的降雪的预报。发现凡 6 月有较大降水过程，当年初冬均有一场较大的降雪（7/7），并且 6 月降水过程开始日期早，坐冬雪开始日期也早，两者间的间隔天数为 146—148 天左右，有坐冬雪的年份对应冬季雪量大，在牧区易发生白灾。

还有的县站根据农谚及群众经验，结合本站要素前后期关系，得到预报冬季降雪量的

经验公式。如内蒙古东乌旗气象站预报11月—次年1月的降雪量用经验公式：

$$R_{11-1}=(\overline{P}_3-\overline{P}_{5-7})\times R_{5-7}$$

式中$\overline{P}_3$为3月本站月平均气压，$\overline{P}_{5-7}$为5—7月本站的平均气压，R_{5-7}为5—7月本站的降水量总和。

有的县站根据群众经验，验证本站资料得到预报指标。如内蒙古正镶白旗气象站根据群众经验：出现某种风，3个月后就有某种天气过程。用本站资料验证得到一些预报规律，见表6.8。

表6.8 风向的3个月韵律

前期风向（8—11月）	对应90天后的天气
东南风(E、ESE、SE、SSE)	以降水为主
西北大风(W、WNW、NNW)	以降温、大风为主
东北大风(N、NNE、NE、ENE)	以大风、降温为主
东北大风并有降水	以降水为主
西南大风(SW、SSW、S、WSW)	无过程
西南转西北大风	以风为主并有风沙

表6.9 伏对九的6个月韵律

伏天	风大	风小
雨大	九天以风为主	九天以雪为主
雨小	九天以风或冷为主	九天以冷为主

每种风向还可细致的分析出来几种指标。这里不再介绍。

正镶白旗站又根据农谚“伏对九”分析有18旬韵律，验证本站资料得到，在表6.9几种情况中，只有伏天风少，雨大，对应九天以雪为主（70%）；伏天风大，雨小，对应九天以风或冷为主（90%）是正确的。

河南省温县气象站在群众经验的启发下，分析了春夏之交的强暖空气与秋冬之交的强冷空气的关系，发现“初暖”、“初寒”之间大约存在180天的相关。

规定“初暖”标准：5月中下旬到6月上旬，平均日温压曲线图上最后一个≥1000毫巴的高压点为起报日（当4月中下旬无连阴雨，而6月前半月有连阴雨的年份，则改用第一个≤986毫巴前的高压点为起报日，如1970、1971年）。

“初寒”标准：过程降温≥10℃，或过程降温≥8℃伴有初雪，同时满足$T_{日}\leqslant 2℃$（有初雪时，接近2℃也行）之日。

分析还发现：①以“初暖日”和“初寒日”为纵横座标点绘历史曲线，同位相关占14/16。②“初寒日”有13年达到寒潮标准，其余3年当时不够寒潮标准，但12天后必有寒潮或降雪。③“初暖日”附近有3天以上连阴雨者，“初寒日”附近有雪。

还有的县站运用阴阳历迭加法作出冬季逐日冷空气活动的预报，这在前面有关章节已有讲述。

二、普查本站要素曲线变化，制定预报模式及指标

河南省兰考县气象站作冬春偏北大风的长、中、短期预报，其步骤是：

（1）长期预报。根据农谚“八月十五云遮月，正月十五雪打灯”，认为冷空气活动存在150天韵律，则用本站前150天冷空气活动的T、P特点来预报150天后有无大风出现（6级以上定为大风）。具体的预报模式在这里不作详细介绍。

（2）中期预报。根据农谚“头九变，九九变”及“逢庚必变”，认为天气有9—10天左右的周期性。由本站资料寻找出中期预报的两个模式及指标：

模式一：①在明显冷空气影响过后，气压逐日下降3天以上，其最低值超过历年该旬14时极端最低气压的平均值。②随着气压的下降温度逐渐上升，并超过历年该旬14时极端最高温度的平均值。③在此次冷空气出现时伴有6级左右偏北大风，符合上述3个条件下，以此次气压峰点为基点向后推10天左右，有6级以上大风出现。

模式二：①在一次强冷空气影响过后气压无明显下降，气压曲线呈微降、平或微升形式。②相应的温度曲线无明显回升，变化曲线与气压相似。符合以上两条件下，后10天不会有6级以上大风出现。

（3）短期预报，从历年冬春大风个例32个寻找前1—2天本站要素曲线特点，制作短期预报模式及指标。这里不再具体介绍。

经过预报实践，80%以上大风均可报出。

河南省汲县气象站分析本县气象要素变化曲线（以九线图为主），得到寒潮大风中、短期预报模式指标。他们还根据农谚“热生风”、“南风刮到底，北风来还礼”等结合本站资料寻找具体预报指标。又根据寒潮发生的各种路径，选取指标站作预报，其指标站指标为：①北京自$P_{14}\leqslant 1010$毫巴的谷点回升，且P北京—P本站$\geqslant 10$毫巴；P银川—P北京由正转负，12—24小时内出现寒潮，一般势力较强。②若P银川—P本站$\geqslant 12$毫巴，P银川—P北京$\geqslant 4$毫巴，未来24小时本站出现寒潮，一般势力较弱，且不伴有6级以上大风。③在寒潮过程中，P北京—P本站$\geqslant 14$毫巴，24小时内本站继续维持大风。预报效果较好。

§6.10 台风的预报

台风的预报是我国南方及东部沿海台站多年来作预报中的一个重要课题。一次强登陆台风往往带来生命财产的很大损失，而当南方伏旱时，一次登陆台风则又能解除一定旱象。七十年代以来有几次台风对河南、河北等地造成极大影响，因此近年来一些北方台站也开始这方面的研究工作。下面介绍几种预报方法。

一、以农谚为线索，用简易统计方法作台风预报

浙江省玉环县坎门气象站根据农谚“冬天北风多，夏天台风多”，利用天气活动180天韵律，采用优选法得到1—3月冷空气活动与7—9月台风活动相关的强度标准，找出韵律频峰，用双要素迭加，得到7—9月台风活动的个数以及出现时间的长期预报。其具体作法如下：

1.资料

（1）资料年代：利用本站1957—1972年共16年资料作统计。1973年作为试报年，1974、1975年用于实际预报。

（2）台风活动个例标准：首先划定一条警戒线，取130°E。凡低于18°N和高于26°N进入警戒线的台风，因对本站影响不大，故不包括在内。另外，对于台风中心风力在海上已减弱到8级以下的这类海消台风，亦不作考虑。

（3）根据台风活动对本站的影响程度，舍取个例。凡一次台风活动造成本站过程总雨量≥20毫米或者本站出现风速≥17米/秒的大风达2天，只要符合其中一条，就取为个例。这样的个例，16年共有52个。

（4）把台风进入警戒线的日期，作为台风活动开始的日期。对于在警戒线以内的热带低压未来发展成为台风者，取热带低压生成日作为台风活动开始的日期。

2.方法

（1）冬天的北风绝大部分是由冷空气活动造成的。利用180天韵律相关，用1—3月对应7—9月，首先求出历年1—3月中各次冷空气活动的强度，用过程升压值$\Delta\overline{P}$表示，即日平均气压的峰值减去它前几天中的日平均气压谷值，$\Delta\overline{P}$计算方法举例见表6.10。

表6.10 $\Delta\overline{P}$ 计 算 方 法

日　　期	日平均气压（毫巴）	$\Delta\overline{P}$　　（毫巴）
5	1001.0	
6	1000.5	
7	1003.0	
8	1007.5	7.0＝1007.5－1000.5
9	1006.0	

（2）一般每月平均有5次左右的冷空气活动，并不是每次冷空气活动都会引起7—9月的台风活动。因此，必须定出冷空气活动的强度标准。采用优选法，即0.618法进行单因素优选。

为此要求：①1—3月的冷空气活动与7—9月的台风活动之间的相关性越高越好，即台风活动出现的机率越高越好。②台风活动的漏报次数越少越好，即台风活动的历史概括率越高越好。经过优选，发现当$\Delta\overline{P}$≥10.7毫巴时，基本上能符合上述要求，是一个最佳点。优选结果见表6.11。

表6.11 优选结果

年份	冷空气活动次数	台风活动次数	漏报次数	空报次数	年份	冷空气活动次数	台风活动次数	漏报次数	空报次数
1957	4	5	1		1966	7	3		4
1958	4	3		1	1967	5	3		2
1959	5	5			1968	3	3		
1960	5	5			1969	4	4		
1961	4	2		2	1970	3	1		2
1962	4	4			1971	2	3	1	
1963	2	2			1972	3	3		
1964	5	4		1	合计	63	52	2	13
1965	3	2		1					

从表中可以清楚地看出，52个台风中漏报2个。因此，预报台风活动出现的机率为80%（50/63）；台风活动的历史概括率为96%（50/52）。

（3）同样，冷空气活动的强度，也可以用过程降温值 $\Delta\overline{T}$ 表示，即日平均气温的谷值减去它前几天中的日平均气温峰值，取其绝对值。对此，也用优选法进行优选。结果是：

当 $\Delta T \geqslant 7.6$℃时，台风活动出现的机率为75%，台风活动的历史概括率为85%。

（4）列出1—3月和7—9月各日的时间顺序号：

将历年1月1日定为1，2日定为2，……

2月1日定为32，2日定为33，……

……

7月1日定为182，2日定为183，……

9月29日定为272，30日定为273。

（5）将历年1—3月 $\Delta\overline{P} \geqslant 10.7$ 毫巴、$\Delta\overline{T} \geqslant 7.6$℃的日期换算成相应的时间顺序号，见表6.12。

表6.12 $\Delta\overline{P} \geqslant 10.7$ 毫巴的日期及时间顺序号

年份	1月				2月				3月			
	$\Delta\overline{P}$日	顺序号	$\Delta\overline{P}$日	顺序号	$\Delta\overline{P}$日	顺序号	$\Delta\overline{P}$日	顺序号	$\Delta\overline{P}$日	顺序号	$\Delta\overline{P}$日	顺序号
1957	13	13	31	31	11	42			14	73		
1958	16	16	23	23	13	44			29	88		
⋮												
1972												
1975	20	20			8	39	16	47				

同样，将历年7—9月台风活动开始的日期换算成相应的时间顺序号，见表6.13。

（6）统计历年1—3月 $\Delta\overline{P} \geqslant 10.7$ 毫巴日、$\Delta\overline{T} \geqslant 7.6$℃日与7—9月台风活动开始日之间的时间间隔，即时距，见表6.14，表中时距为台风日顺序号减 $\Delta\overline{P}$ 日顺序号，例如 183 = 196 − 13，217 = 230 − 13。

表 6.13　台风活动日期及时间顺序号

年份	7月				8月				9月					
	台风日	顺序号	台风日	顺序号	台风日	顺序号	台风日	顺序号	台风日	顺序号	台风日	顺序号	台风日	顺序号
1957	15	196			18	230			6	249	20	263	22	265
1958	13	194			28	240			1	244				
⋮														
1972														
1975	待预报													

表 6.14　$\Delta\bar{P}$ 日与台风日的时距

年份	时距 / 台风日顺序号	$\Delta\bar{P}$ 日顺序号			
		13	31	42	73
1957	196	183	165	154	123
	230	217	199	188	157
	249	236	218	207	176
	263	250	232	221	190
	265	252	234	223	192

（7）计算历年表 6.14 中各种时距出现的频数，并对此频数分别采用三天滑动累计、五天滑动累计，最后求出此三项的总和，见表 6.15。

例如，时距 178：

频数值：5，表示 16 年中时距 178 共出现 5 次。

三天滑动累计：10 = 3 + 5 + 2，即 178 前后各 1 天的频数和。

五天滑动累计：14 = 2 + 3 + 5 + 2 + 2，即 178 前后各 2 天的频数和。

总合计：29 = 5 + 10 + 14，即频数值 + 三天滑动值 + 五天滑动值。

表 6.15　1957—1972年 $\Delta\bar{P}$ 日与台风日的各种时距频数

	时距																
	150	151	…	…	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	…	…	230
频数值	3					2	3	5	2	2	3	2	1	2			1
三天滑动累计	4	5			6	5	10	10	9	7	7	8	5	7			3
五天滑动累计	7	7			10	14	12	14	15	14	10	10	12	11			8
总合计	14	12			16	21	25	29	26	23	20	20	18	20			12

（8）从表 6.15 中各种时距出现频数的总合计栏内挑取最优频峰。从历史资料的反查中，认为取总合计值≥21 次者，作为最优频峰比较合适。它所对应的时距即为相关性最好的韵律，见表 6.16。

表 6.16 $\Delta\bar{P}$、$\Delta\bar{T}$ 最优频峰所对应的时距

	最优频峰所对应的时距									
$\Delta\bar{P}$ 类	154	155	156	157	172	176	177	178	179	180
	185	186	187	188	189	199	200	201	209	223
$\Delta\bar{T}$ 类	174	175	176	177	178	182	183	184	185	186
	187	188	189	194	199	204	205	223		

从表 6.16 中不难看出，确实存在着 180 天左右的韵律相关，但也存在着其他时距的韵律相关，例如 155 天、200 天等等。

3.预报实例

为了更进一步说明本方法，现以 1975 年为例。

（1）1975 年 1—3 月中 $\Delta\bar{P}\geqslant 10.7$ 毫巴，共有 3 次。即出现在 1 月 20 日、2 月 8 日和 16 日。它们的时间顺序号分别为 20、39 和 47 。

根据前述优选结果，可以大致预报出：1975 年 7—9 月将有 3 个台风影响本站。实况是 8 月份有 2 个台风影响本站。3 号台风，本站过程总雨量为 35 毫米，大风 3 天；4 号台风，本站过程总雨量为 190 毫米，大风 3 天。9 月份的 11 号台风虽然没有达到标准，但十分接近，本站过程总雨量为 19.9 毫米，离标准仅差 0.1 毫米。由此看来，预报与实况基本相符。

（2）将 $\Delta\bar{P}$ 的时间顺序号 20、39、47 与最优频峰对应的时距（即表 6.16）组成表 6.17 。表 6.17 中的数字是 $\Delta\bar{P}$ 的时间顺序号和时距相加之和。此数字就是台风活动可能出现的时间顺序号。

表 6.17 1975 年预报表：台风可能出现的时间顺序号

ΔP 日	最优频峰所对应的时距												
顺序号	154	155	……	178	179	180	185	186	……	……	201	209	223
20	174	175		198	199	200	205	206			221	229	243
39	193	194		217	218	219	224	225			240	248	262
47	201	202		225	226	227	232	233			248	256	270

注：表中数字为台风可能出现的时间顺序号，174 = 20 + 154；193 = 39 + 154。

（3）把台风活动可能出现的时间顺序号依次排列，统计出现的次数。把表 6.17 转化成表 6.18（1）。然后再对表 6.18（1）中的出现次数进行三天滑动累计和五天滑动累计，最后求出三项的合计值。从合计值峰值的时间顺序号反查出日期。该日期就是台风活动出现的预报日期。表 6.18（1）中合计值峰值 15，它所对应的时间顺序号为 219 。据此，预报台风活动出现在 8 月 7 日。

表 6.18　1975 年预报表：$\Delta\bar{P}$、$\Delta\bar{T}$ 综合迭加表

		时间顺序号								
		……	216	217	218	219	220	221	222	……	……
(1) $\Delta\bar{P}$	出现次数		1	1	1	3	1	1			
	三天滑动累计		3	3	5	5	5	2	2		
	五天滑动累计		4	7	7	7	6	6	5		
	合计值		8	11	13	15	12	9	7		
(2) $\Delta\bar{T}$	出现次数		1	1	1				1		
	三天滑动累计		3	3	2	1		1	2		
	五天滑动累计		5	4	3	2	2	2	3		
	合计值		9	8	6	3	2	3	6		
(3)	总合计值		17	19	19	18	14	12	13		

注：表中总合计值 17 = 8 + 9；19 = 11 + 8。

（4）和 $\Delta\bar{P}$ 相类似，同样求出 $\Delta\bar{T}\geqslant 7.6$ ℃共有两次。根据上面的优选结果，可以预报 7—9 月将有两个台风影响本站。由 $\Delta\bar{T}\geqslant 7.6$℃ 的日期，相应得出表 6.18（2）。从表 6.18（2）看出，一次台风活动将出现在 8 月 4 日。

（5）最后把 $\Delta\bar{P}$、$\Delta\bar{T}$ 迭加起来考虑。预报 7—9 月至少有 2 个台风影响本站。在表 6.18（1）和（2）的基础上，将它们合计值相加得表 6.18（3）。从而得出台风活动最大可能出现在 8 月 5 日。另一次台风活动最大可能出现在 8 月 13 日（表 6.18 中这部分数据从略）。实况是 3 号台风 8 月 2 日进入警戒线；4 号台风 8 月 11 日进入警戒线。预报和实况基本相符。因为 8 月 13 日的合计值比 8 月 5 日的大，估计 8 月 13 日的台风活动给本站带来的影响比 8 月 5 日的也要大些，实况也正是这样。

广东省琼中县气象站利用统计外推和特征订正的方法建立一些简易的预报方程，对台风登陆纬度及过程雨量作短期预报。其方法是：

1.台风登陆纬度预报——统计外推和特征订正法

从统计的角度出发建立外推方程，外推因子主要考虑进防纬度、进防前移向及其变化。采用进防时纬度与进入上游某特征经度时纬度的差（简称纬差）表示移向，利用进防纬度与较远及较近上游经度两种纬差，表示移向变化。按回归分析，便得到外推方程。

台风的实际登陆纬度与外推值存在不同程度的偏差，挑选一些特征因子进行订正，从而获得拟合水平较好的预报方程。

台风的移动规律，随季节有一定变化，按资料分析结果，分时段，分别建立方程。为了使相邻季节方程的跳跃性得到较合理的解释，在两季间划出一过渡时段，选取适当的判别指标，判别在过渡时段内进防的台风应该采用前期或是后期的方程。例如，取 5 月下旬至 7 月底为第一时段，8 月下旬至 9 月底为第二时段，其间 8 月上旬和中旬则为过渡时段，判别指标为台风进 119°E 前 10 天内，本站 14 时纬向风的合成量，若合成为西风，用前期方程；若为东风，则用后期方程。

至于订正因子，为了保证有适当数量的个例，则力求打破季节界限。

现以5月下旬至7月底（包括过渡时段内合适的个例）进119°E防线的台风为例，介绍具体的预报方程。

预报方程是

$$Y = 10.9 + 0.56\varphi_{119} + A + B + C + D + E$$

其中

Y：为预报台风登陆纬度（在海南岛南面海上经过的台风，“登陆纬度”取台风经过110°E时的纬度）。

φ_{119}：为台风进入119°E时纬度。

A：为前期移向及其变化项。

当$\varphi_{119}-\varphi_{120}>0.4$且$\varphi_{119}-\varphi_{125}>2.4$时，$A=1.5[(\varphi_{119}-\varphi_{120})-0.4][(\varphi_{119}-\varphi_{125})-2.4]$；

当$\varphi_{119}-\varphi_{120}\leqslant 0.4$或者$\varphi_{119}-\varphi_{125}\leqslant 2.4$时，$A=0$。

B：为海岸订正项。当$\varphi_{119}\geqslant 19.0°N$时，$B=-0.2$。当$\varphi_{119}<19.0°N$时，$B=0$。此项订正，适用于第一时段。

C：为前期另一台风活动订正项。台风进防前约3天内，若119°E以东25个纬距或以西14个纬距内，有另一台风北上或在我国沿海登陆，$C=1$，此外$C=0$。此项订正适用于5月下旬至10月底。

D：为升压订正项。

$$D = M[1.1(21.4-Y_1)\sqrt{\Delta P-0.6}] - N[1.6(Y_1-17.0)\sqrt{\Delta P-0.6}]$$

式中Y_1为经过前面各项计算后所得结果，ΔP为台风进防当天，本站14时的24小时变压，M、N为南北判别系数。当$\Delta P>0.6$毫巴时，若进防当天，本站14时和17时合成风经向分量为南风时$M=1$ $N=0$（代表往北订正）；若为北风则$M=0$，$N=1$（代表往南订正）。当$\Delta P\leqslant 0.6$毫巴时，$D=0$；当$Y_1\geqslant 21.4$时和$Y_1\leqslant 17.0$时，$D=0$。此订正项是根据资料设计的，它的基本意义是升压愈大，台风将偏离海南愈远，此项订正适用于5月下旬至10月底。

E：为稳压型订正符号。“稳压”指进防前5—10天内，本站14时气压曲线的平稳状态，稳压指标为$\frac{P_M-P_m}{n}\leqslant 0.38$毫巴。$n$代表进防前一天起倒算的稳压天数（$5\leqslant n\leqslant 10$），$P_M-P_m$代表几天内14时气压曲线的最大振幅。

附加简单的条件后，“稳压型”可作为在海南登陆台风的预报模式。本模式包括了在海南登陆的西太平洋台风的一半，适用于5—11月。

“稳压型”台风进防前期，在天气图上，海南附近高空流场多呈纬向带状分布，使海南北侧副高稳定，易使台风在海南登陆。具体使用方法是，先按前面各项算出预报值，做

为参考。若符合稳压型，而计算值不在海南登陆时，便订正到在海南登陆。并按进防前倒数第一天14时的24小时变压，确定具体登陆纬度。

若降压，预报值为19.1°N；

若升压，前计算值＞19.5°N时，预报值为19.8°N；

若升压，前计算值≤19.5°N时，预报值为18.0°N。

反查1949—1973年第一时段进防的25个台风的拟合程度，平均差为0.16个纬距。

台风登陆纬度预报，共分119°E、117°E和115°E三道防线，并按时段分别建立方程。各防线的外推方程如下。

（1）119°E防线外推方程。

①5月下旬—7月底（包括过渡时段合适个例）

$$\varphi = 10.9 + 0.56\varphi_{119} + A$$

②8月下旬—9月底（包括过渡时段合适个例）

$$\varphi = -3.59 + 1.2\varphi_{119} + 0.93(\varphi_{119} - \varphi_{125})$$

③10月 $\varphi = 3.0 + 0.84\varphi_{119} + 1.07(\varphi_{119} - \varphi_{125})$

（2）117°E防线外推方程。

①5月下旬—8月上旬

$$\varphi = 9.9 + 0.6\varphi_{117}$$

②8月中旬—9月底

$\varphi = 0.8 + \varphi_{117} + 0.7A$（当$\varphi_{117} - \varphi_{125} \geqslant 1.8$时、$A = 1$，否则$A = 0$）

③10月 $(\varphi = 5.0 + 0.7\varphi_{117} + 1.07(\varphi_{119} - \varphi_{125})$

（3）115°E防线外推方程

①5月下旬—7月底 $\varphi = 5.97 + 0.76\varphi_{115} + 0.78(\varphi_{115} - \varphi_{117})$

②8月 $\varphi = 22.3 + 0.92\varphi_{115} + 0.81(\varphi_{115} - \varphi_{117})$

③9月 $\varphi = 1.2 + 0.96\varphi_{115} + 0.45(\varphi_{115} - \varphi_{117})$

④10月 $\varphi = 2.45 + 0.91\varphi_{115} + 0.72(\varphi_{115} - \varphi_{117})$

2.台风过程雨量预报——抛物线方程和特征订正法

（1）抛物线方程。一般来说，台风登陆地点离本站愈近，本站降水愈大。由于五指山的作用，台风在海南南面近海（18.0°N）经过时，本站降水最大。考虑到台风的涡旋结构，可以近似假设本站过程降水量随台风登陆纬度呈抛物线型分布，而18.0°N则为极值点位置。实际上，各台风过程降水量与抛物线方程计算值有不同程度的偏差，选出一些特征因子给予订正，从而获得效果较好的预报方程。这里，仍以119°E防线为例，台风过程雨量指进防后第二天起，连续3天的雨量和。这样往往包括了非台风雨，但从服务考虑，这样划分也未尝不可。

抛物线方程为：$Y_1 = 210 - 13(\varphi - 18.0)^2$

式中Y_1为抛物线方程预报量，作为第一近似

机率 12/13＝92%（其中，中等和严重占 11/13＝85%）。

4.锋前低压中心值＜1000 毫巴，且低压与锋后高压之差值≥10.0 毫巴者，则高压出现后的 193 天有寒露风，机率 11/12＝92%（其中，中等和严重占 10/12＝83%）。

5.锋前低压当天定时最高气温≥26.0℃，同时与锋后高压当天定时最低气温之差≥9.8℃者，则高压出现后的 193 天有寒露风，机率 17/18＝94%（其中，中等和严重占14/18＝78%）。

6.锋前低压当天定时最高气温≥30.0℃，同时与锋后高压当天定时最低气温之差≥9.0℃者，则有严重寒露风，机率 4/5＝80%。

7.锋前低压当天定时最高气温与锋后高压当天定时最低气温之差值，除以高、低压之间间隔天数所得的值，若≥5.0℃/日，则高压出现后的 193 天有寒露风，机率 9/9＝100%；若≥8.0℃/日时，则 193 天有严重的寒露风，机率 4/5＝80%。

8.锋后高压与锋前低压之气压差除以高、低压之间间隔天数所得之值，若≥5.0 毫巴/日，且高、低压之气压差值≤18.0 毫巴，则高压出现后的 193 天有严重的寒露风出现，机率 6/6＝100%。

上述指标在 1973、1974 年运用，作寒露风长期预报，寒露风基本趋势、出现时段、强度和持续时间均报得比较准确。

二、利用统计方法作寒露风预报

湖南省资兴县气象站利用简易统计方法作寒露风预报。

寒露风标准：定为 9 月初至 10 月中旬，第一次连续 3 天出现日平均气温≤20℃或连续 5 天日平均气温≤22.2℃（以寒潮入侵日为寒露风出现日期）。寒露风强度标准见表 6.21，统计时，必须同时符合上述寒露风标准的两个条件，若只符合一个条件时，则强度应降一级。

表 6.21　资兴站寒露风强度标准

项目 \ 强度	弱	中	强
过程最低气温	＞15℃	12.5—15℃	＜12.5℃
低温持续天数	＜4天	4—5天	≥6天

1.用逻辑代数法作寒露风趋势预报

首先，将预报因子和预报对象划分（0,1）值，寒露风 y，若早于平均出现日期 9 月21 日为 0，若晚于或等于 9 月 21 日则为 1。预报因子若与 y 正相关，正距平为 1，负距平为 0，反相关因子则正距平为 0，负距平为 1。然后计算各预报因子与 y 的（0,1）对应情况，对应程度高达 70%的入选，最后选出 6 个因子分别为：

x_1 为前一年 3 月平均绝对湿度，x_2 为前一年 4 月下旬降水量，x_3 为前一年 4 月雨日，

x_4为前一年7月下旬平均气温，x_5为前一年11月下旬雨日，x_6为前一年12月日照时数。

通过组合试验，找出最佳方程是：

$$y=(x_1+x_4)(x_2+x_3)(x_5+x_6)$$

将历史资料（0，1）值代入方程，历史概括率为13/13。对1973年试报，寒露风出现偏早，实况：9月17日出现。1974年预报寒露风出现偏迟，实况：10月3—6日出现。

2.用条件频率差作寒露风趋势预报

（0,1）划分和选因子方法如同逻辑代数法，选得6个因子分别为：x_1为前一年4月下旬降水量，x_2为前一年4月雨日，x_3为前一年11月下旬雨日，x_4为前一年7月下旬平均气温，x_5为前一年8月07时郴州高空0℃层平均气压，x_6为前一年8月07时郴州500毫巴平均温度。

计算条件频率差r_i：

$$r_i=1-[P(y=0)\,|\,x_i=1+P(y=1)\,|\,x_i=0]$$
$$=P(y=1)\,|\,x_i=1-P(y=1)\,|\,x_i=0$$

式中，$P(y=0)\,|\,x_i=1$为用第i个因子空报的条件频率，$P(y=1)\,|\,x_i=0$为用第i个因子漏报的条件频率，r_i表示第i个因子报准y的可能性。用该式对6个预报因子分别计算r_i，且对不同因子的两两组合也作此计算。

用r_i直接作为线性代数方程的系数，建立预报方程为

$$\begin{aligned}y=&1.00x_1+0.78x_2+0.72x_3+0.58x_4+0.58x_5+0.78x_6\\&+1.00x_1x_2+0.87x_1x_3+0.87x_1x_4+0.78x_1x_5+0.78x_1x_6\\&+0.87x_2x_3+0.87x_2x_4+0.78x_2x_5+0.78x_2x_6+0.78x_3x_4\\&+0.70x_3x_5+0.70x_3x_6+0.47x_4x_5+0.70x_4x_6+0.78x_5x_6\end{aligned}$$

将1960—1973年x_i的（0,1）值代入该式，确定临界值y_c为7.0。凡$y>7.0$预报寒露风偏迟，否则偏早。历史概括率14/14，预报1974年寒露风迟于9月21日。

3.用有效指数法作寒露风预报

选择距平相关频率在75%以上的因子共8个（类似前述）。将预报因子x和预报对象y分别划为5级，y按寒露风出现由早到迟顺序编为1、2、3、4、5级。

计算有效指数K：

$$K=\frac{a}{A}\cdot\frac{a}{B}$$

其中，K为第i个因子某级反映y某级的有效指数。a为对应第i个因子某级出现y某级的次数，A为第i个因子某级在总样本中出现的总次数，B为总样本数。

按各年x_i实际出现的级别，分别列出K_1、K_2、K_3、K_4、K_5。按y同级的相加，取有效指数和最大者作为y级的预报，历史概括率14/14。1974年预报y在4级，即9月26日（±2天）出现寒露风。

几种方法综合使用，几年来预报效果较好。

三、利用点聚图、曲线图等作寒露风预报

广西百色地区气象台确定寒露风标准为：在寒露前后，北方有较强冷空气南下，当地出现日平均气温≤20℃，日最低气温≤16℃，持续2—3天以上，称作寒露风天气。

1.用相关点聚图来确定寒露风出现的早晚

选用7月平均气压与11月上旬降水量作点聚图，当P_7＜983毫巴、$R_{11上}$＜11毫米，次年寒露风来得早；当P_7≥983毫米、$R_{11上}$≥11毫米，次年寒露风来得晚，相关程度达100%。

2.用相关曲线来确定寒露风出现的早晚

选用11月雨量与其后两年寒露风作距平相关曲线，二者存在8年周期的交替变化。又选用8月气温日较差与后第四年寒露风作距平相关曲线，当8月气温日较差≤8.8℃时，后第四年的寒露风出现在10月26日以前，反之，则出现在10月26日以后，距平正相关概率达17/19＝89%。这类相关曲线可用作超长期预报。

3.运用243天韵律制作寒露风长期预报

采用2月的日平均气压和日平均气温曲线，发现2月10日到2月底之间的低压个数与当年寒露风出现的具体时段有较好的对应关系，找到一套预报指标（不详述），历史概括率为100%。

* * *

以上我们概括地介绍了十三种灾害性天气的预报。我国广大气象台站人员在毛主席革命路线指引下，狠抓灾害性天气和关键性天气的预报，积累了丰富经验，虚心学习群众的看天、物象经验，搜集、整理了在劳动人民中广泛流传的天气谚语和经验，并且对每条谚语和经验的确切含义进行分析、研究、验证，在此基础上，利用本站资料结合天气形势分析，利用本站资料结合周围有影响的指标站资料，根据“地县结合，以县为主”，因地制宜建立了一套预报灾害性天气的方法，这里我们仅介绍了其中一部分预报思路，各县站应根据自己特点，灵活掌握，发展和创造更多的好方法，更好地作好灾害性天气预报。

9.0.18