

500 毫巴流型的演变

(内部参考材料)

中央气象局气象通讯编委会编印

一九六五年一月

500 毫巴流型的演变

(内部参考材料)

中央气象局气象通讯编委会编印

一九六五年一月

譯 者 附 言

在我国当前的预报改革工作中，中央台和省台将各季 500 毫巴(或 700 毫巴)的大形势，划分成几类环流型，并对各类形势下的天气过程作了概括。各专区台根据这些材料，結合当地特点，也进行了预报改革。这些工作，对改进当前的预报是有贡献的。但是，关于大形势的演变预报，做的工作还不很多。大形势演变的预报，在国外也没有很多办法，理论研究也还不能给出什么线索。在预报业务中，主要还是依靠把有关大形势演变的一些预报经验，进行整理、概括和提炼。英国气象局中期预报组预报员史密斯，对大西洋和欧洲 500 毫巴大形势演变的预报经验作了概括。这篇文章虽然是描述性的，而且对大形势演变的看法很多是形态的，对动力学原则的应用较少，但他所概括的几类演变过程，却是该地区最常出现的一些变化。抓住该地区大形势演变的各种可能性，可作为中期形势预报的重要依据。他的总结，是目前英国中期预报的依据之一。我们把原文译出来，供我国预报员参考。当然，亚洲上空大形势演变的型式不一定和史密斯的总结相类似，不能照搬，但他对大形势演变的总结方法，是值得参考的。

陶 詩 言

500 毫巴流型的演变

[英] 史 密 斯

第一节 引言

500 毫巴流型演变的研究, 本身有它的重要性。同时, 由于地面系统的移动和发展与高空流型有密切关系, 500 毫巴流型演变的研究则更具有重要意义。这种研究, 可应用于地面预报图的制作, 尤其对 24 小时以上的预报更有用处。

利用地面气压趋势和其他方法, 可以对地面图上各个系统, 在未来短时期内可能的位移和发展作出估计。利用 1000—500 毫巴厚度图, 对地面图上各个系统的移动和发展的预报, 时效更能长一些*。但这类预报, 是分别对地面图上一个个气压中心做的, 不容易对全张图上系统发展和移动等变化情况得出互相有连贯性的概念 (即大尺度形势演变的概念)。从 500 毫巴图来看, 大尺度形势的演变常常很显著。由于地面和 500 毫巴系统的配置往往有一定关系, 根据 500 毫巴形势预报, 可以报出地面各个气压中心的移动和发展, 可以报出在那些情形下地面气压系统相互有影响 (例如, 相互合并), 也可以报出在那些情况下, 地面系统会相互分离。

在做 500 毫巴流型演变预报时, 其中有一个条件, 就是認識流型演变的动力学 (例如, 柯氏参数随緯度变化的作用总是存在着的, 而且常常起决定性的作用)。另一个重要条件是要熟悉比較常出现的一些大形势*, 以及这些大形势建立和转变的模式。大形势的转变往往要经历几天时间, 预报员根据这些演变过程, 可以估计在这个时期内大范围高空流型的一般特点, 并据此得出地面气压形势的配置, 然后作出中期天气预报。

在每一张 500 毫巴图上, 我们看到有槽、脊, 以及两槽一脊形势等, 有时候还看到阻塞形势和平直气流 (急流) 等形势。在本文中, 我们给出这类大尺度系统比較常见的一些演变过程。本文是描述

性的, 并且也没有穷举一切可能的演变过程。遇到有两种或两种以上可能的演变时, 我们尽可能指出如何判別它們。在应用本文的结果做预报时, 预报员判定大形势未来会有某种演变而不会有另一种演变, 必须同时依据所掌握的其他各种材料 (包括地面和 1000—500 毫巴厚度图以及其它材料)。

在开始讲形势转变前, 还要提一提下列四件事:

(1) 所举的例子是用来说明某一个演变过程。在做预报时, 预报员必须看出, 在给定区域内可能会有一种以上演变过程同时出现, 而且这两种变化不一定有相同的趋向。

(2) 在做预报时, 要记住 500 毫巴系统与地面系统的配置关系, (附录 1 给出这种配合的例子)。

(3) 在说明各种不同变化的相对频数时, 这是依据作者的經驗得到的, 并未经过详细的统计。

(4) 本文所讨论的范围, 是从美国落基山經大西洋到东欧。500 毫巴等高线的单位为百呎。

第二节 500 毫巴系统的移动

2.1 槽和脊的移动

槽和脊是 500 毫巴流型中最常见的系统。这类系统通常是移动性的, 并且是向东移动 (称作前进)。当然, 例外的情形也有。振幅大的槽或脊会表现准静止, 或者甚至向西行 (称作后退)。另外, 槽和脊的形状、振幅、轴线的方向等等, 随着时间在改变着的。

槽和脊的 24 小时可能的位移, 可以用罗士貝 (Rossby, 1939) 的简单公式来估计, 即

* 这指英国萨特克里夫的发展理论——译者

* 相当我国预报员所说的环流型——译者

$$C = u - \frac{BL^2}{4\pi^2}$$

在这里, C 是波 (槽或脊) 向东移动的速度, u 是平均纬向风速, L 是波长 (从某一个槽到上游另一个槽之间的距离), B 是柯氏参数随纬度的变化。

将上式应用于高空流型的预报时, 仍是经验性质的。引用“相当正压大气”的概念, 证明上式是正确的。在实际的预报工作中, 我们发现静止波长 L_s (即 $C=0$) 与图上相邻的两个准静止长波槽 (或脊) 间的距离相当符合, 这说明我们可以定性地应用上式做预报。

在罗士只的长波数学模型中, 假定在均匀的西风气流中有无限宽的波系存在。在他之后, 其他人采用了更接近实际大气的数学模型, 但所得到的槽 (或脊) 的速度, 主要仍是罗士只项。从实用观点来看, 为了避免在计算时对槽或脊作选择, 罗士只的简单公式一样是合适的。

在附录 2 中, 给出计算准静止波长的一个方法, 并由此决定 500 毫巴槽或脊的移动速度。计算的步骤很简单, 先从所计算的槽 (或脊) 到上游另一个槽 (或脊), 量出在这个范围内宽阔的纬带中的平均西风速度。依据图解, 从已知的西风速度 u , 求出稳定波长 L_s , 然后把 L_s 与两个槽 (或脊) 之间实际距离 (L) 相减, 便能找出所计算槽 (或脊) 的移动的速度。

长波公式的计算, 只应用于所计算区间下游这个槽 (或脊), 其理由是因为在 4.1 节要讲到的下游效应的缘故。算出了静止波长 L_s , 这只代表当时流型与稳定流型间的瞬时偏差。在英国中央预报所, 预报员把这个瞬时偏差看作是能够代表未来 24 小时内的情况, 因为当上游这个系统出现任何变化时, 要影响下游这个系统也变化, 一般需要 24 小时以上。

表 1 给出在英国中央预报所应用上述公式预报的结果 (取自本文作者和萨姆纳未发表的论文)。我们选槽来计算, 而不选脊, 是因为脊一般不如槽表现清楚。表 1 所指的是下游那个槽 24 小时的位移。这里所指的准静止槽, 是说 24 小时的位移 ≤ 2 个经度 (向东或向西)。如果超出此值, 则称前进或后退槽。我们取 $L_s - L$ 等于或大于 10 个经度, 因为根据我们的经验, 如果差值不超过 10 个经度, 便不容指示向东或向西的位移。

表 1 槽的预报和实际位移

公式计算结果	次数	实际			预报总次数
		前进	准静止	后退	
前	进	72	9	1	82
准	静	止*	20	5	69
后	退	12	9	10	31

* $L_s - L$ 在 ± 10 经度以内

对表 1 作解释要小心, 表 1 并不表示这个方法的上限。槽的前进是正常的情况, 如果从静止波长的计算指出下游槽会前进, 我们预报槽前进, 这几乎常常是对的。如果静止波长的计算指出槽是准静止的, 根据我们的经验, 如果在预报时段内估计上游槽会东移, 下游槽的移动仍是可能的。这表明在表的第二行中前进的次数仍占多数。如果实际波长 L 大大超过算出的静止波长 (例如超出 20--30 个经度), 我们就预报槽后退。一般所说后退, 并非指下游槽真向西移, 而是在上下游两个槽中间有小槽强烈发展, 使得原来这对槽的距离缩短。小槽沿下游长波槽的西侧南下, 同时不断发展, 并在下游槽西面变成准静止*。而原来下游槽的命运有两种可能性: 第一, 槽的南部向东北移动, 强度不断削弱, 最后会并入西面新发展的槽中; 第二, 下游槽并不与西边强烈发展着的槽相合并, 而是保持原有的性质向东移去。在第二种情形中, 后退过程使得波数增加。第二类过程是复杂的, 要经历 2—3 天才能完成。在第一种后退过程中, 在最早 24 小时内, 下游槽的轴线表现东移; 以后槽线则迅速转移到原先槽线位置以西。在表 1 第三行中, 前进槽共出现 12 次, 其中一半由于上述过程造成的。还应该注意, 在后退过程中, 上游槽的变动性是常出现的。有时候我们用罗士只公式预报槽后退, 而结果失败, 其原因可能由于下游槽适应上游槽的迅速前进过程, 下游槽并不出现后退。在表 1 第一行中, 实际出现 1 次后退和 9 次准静止, 在表 1 第二行中, 出现 5 次后退, 其原因可以用适应过程来说明, 如果记住了下游系统适应所需的时间, 由于上游槽的变动性, 引起了下游槽的后退或变成准静止。

表 1 总共用了 182 个槽做试验。假如对这 182

* 这就是我国预报员所称的不连续后退——译者

个槽全都预报它们前进，可以报对 128 次。如果我们用长波公式做预报（包括前进、准静止和后退，只报对 102 次。长波公式的实际价值在于，它能够对大多数前进槽的 24 小时位移提供较好的估计，在少数重要的情况下，长波公式能指示槽后退（或变成准静止）的可能性。

前进槽的例子 图 1 给出具有中等强度振幅的波系前进的例子。在这个波系中，每个槽及其相联的气旋性涡旋稳定地向东移动着。我们计算图 1 (a) 上 120°W 到 20°E 范围内沿 50°N 的静止波长得到 L_s 大约等于 67 个经度。两槽之间实际的距离 (L) 等于 40—45 个经度。

准静止槽的例子 图 2 表示一个准静止槽或准静止两槽一脊型的例子。从图 2 (b) 我们计算 90°W 到 10°E 之间沿 50°N 的静止波长，得出 L_s 大约有 76 个经度， L_s 与该时刻图 2 (b) 上的实际波长 L 几乎一致。对于准静止的两槽一脊型，其平均波长一般在 60—80 个经度之间。

值得注意的是图 1 和图 2 的比较。图 2 的准静止槽的振幅比图 1 上移动性槽的振幅要大很多。经验指出，上述这个关于槽的振幅与移速的关系，在一般情形下是适用的。

在图 2 所示的准静止形势下，几乎总是出现着一些小槽小脊，这类 500 毫巴小扰动有时候在地面反应有小的气压中心。这些小槽小脊沿着长波的流型迅速移动着。大槽大脊对这类小扰动起着牵引的作用。当小槽移到大槽的底部时，小槽会发展，并使得原来的长波流型暂时破坏（参阅 3.1 节）。有时候由于移动性小槽在沿长波流型向移动，长波槽移近，使得准静止长波槽有一些向西发展。这种情形是很常见的，它与长波槽的后退过程，仅仅在程度上有些区别。

在图 2 (a) 上，北美洲的长波槽向东南伸展，在它的西侧，在苏波湖附近有一个小槽。在图 2 (b) 上长波槽已经多少有些对称于 80°W ；长波槽原先伸向东南的部分已经向东北移去并消失。当小槽向东南移动时，长波槽表现向西发展，在图 2 (b) 上，哈得逊湾西面另有一个小扰动，到了图 2 (c) 上，这个扰动已沿着长波流型移到大湖区域南面，长波槽又表现有向西发展。以后小槽继续沿长波流型东移，并在长波槽的东南强烈发展，这使得准静止的两槽一脊型破坏。

后退槽的例子 图 3 给出 50°E 长波槽后退的例子。在 1 月 2 日，我们计算 50°W 到 60°E 沿 50°N 的准静止波长大约为 80 个经度，但实际波长则是 95 个经度。引起槽后退的系统，就是图 3 (a) 上瑞典上空的小扰动。这个系统一天位于爱尔兰附近，但那时候由于它正绕着挪威上空的长波脊东移，其波幅是趋于减弱的。这种情形是有代表性的。从图 3 (b) 到 3 (c)，小槽从瑞典向南—东南方向移动，并在移到黑海的西北方时，强度大大加强。同时，位于乌拉尔地区的长波槽迅速东移，并趋向消弱。

在后退过程的开始时刻，上下游槽之间实际距离比静止波长长 15 个经度，因而引起在图 3 (a)—3 (b) 中下游槽的后退。在这个时期，上游槽是前进着的，从 50°W 移到 37°W 。从图 3 (b) 到 3 (c)，下游槽是准静止的，但在以后随着上游槽的继续东移，下游槽也变成向东移。

根据经验，在地面气旋发展的时候，高空的气旋性环流，一般先出现在低空，然后向上发展。但对于引起后退的系统，例如瑞典上空的小槽，情形便相反，它是从上空向下发展的。如果在长波槽西侧有小槽发展，这是槽变为准静止或后退的一种特征。至于小槽在长波流型中发展更常见的部位，是在前进长波槽的前面。

2.2 阻塞形势的移动

在移动甚慢而波幅大的高空槽或脊中，往往有涡旋切断出来，这就是在高空脊里出现暖反气旋，而在高空槽的南部出现冷性气旋。所谓阻塞，这是指正正常的西风环流变成这么一种形势，即在不大的经度范围内，在气旋性涡旋的北方建立一个反气旋性涡旋，高空的西风气流经过阻塞形势时出现分支，然后又在阻塞形势东面合并成一支气流。阻塞形势的特点在于它的持久性。阻塞形势一旦建立，至少可以维持一星期以上。但这并不是说阻塞形势中的南北两个系统，在此时期内没有消弱、再生或替换等过程。

正如单个槽或脊可以是前进的、准静止或后退的，阻塞形势中的南北两个系统也有这三种情况。根据萨姆纳的研究材料看，三类阻塞形势出现的相对比数为：前进：准静止：后退 = 1.5:2:1。

当阻塞形势向东移动时，北方的高压和南方的低压

可以同时移动。另外有一种情形,其中的一个成员先动,然后另一个成员跟着动。在这种情形下,阻塞形势的东移比较不规则些。

正如单个槽的后退不是直接的,阻塞形势的后退也非直接向西移动。在阻塞形势的后退过程中,所谓后退,一般更多用于其中的高压系统表现有向西转移。阻塞形势后退的先兆,表现在阻塞西面系统的活动性上,尤其要注意阻塞低压所在纬度上系统活动的情况。当后退过程出现时,常常有一个槽从西面移近阻塞形势,同时槽中有切断过程出现(参看3.1节)。这个从西方移过来的槽或低压中心,使原来的低压中心移走,或者被原来的低压中心所吸收,它接替了原来阻塞低压的作用。同时,阻塞高压则向西或西北方向发展,这常常由于上游脊的并入而使原来的高压增强。如果阻塞高压所在纬度甚高(在 $60-70^{\circ}\text{N}$),与上游脊的合并过程对阻塞高压的维持看来是不一定必需的,但在阻塞形势的南部,继续有新低压生成却是常见的。

合适的静止波长计算,可以指示阻塞形势中高压或低压的位移。如果在阻塞西边的同纬度上出现强而扰动甚弱的纬向气流,气流流到阻塞的地方,气流出现显著的散开现象,并分成两支,分别在阻塞的北面和南面流过[图4(c)和(d)]。在这种流型下,我们可以预期阻塞是前进的。如果上游的气流经向度甚大,尤其当在阻塞西边有切断低压出现[如图6(b)],或者阻塞高压达到很高纬度,并在其南面继续有低压中心向东移去,在这些形势下,可以预期阻塞形势会后退。

阻塞前进的例子 图4是阻塞从大西洋中部移到西欧。从图4(a)到4(b),阻塞高压从 40°W 移到 20°W ,但阻塞低压在 $20^{\circ}-25^{\circ}\text{W}$ 处维持准静止。从图4(b)到4(c),阻塞低压从西面获得再生。在这个时期,阻塞高压稍有西移现象。从图4(c)到4(d),经过三天,阻塞一直在东移。在这个期间,从北美洲到大西洋有一支宽广的较纬向的西风气

阻塞持续少动的例子 图5是持续在欧洲上空的阻塞流型。从图5(a)到5(b),阻塞高压和低压在向东移动,这时候阻塞高压变得不清楚,并且是个退化的系统,仍注意在阻塞移动期间,上游的气流,比较是纬向的。在图5(b)上,比斯开湾上空的脊在向东北伸展着,并在以后图上重新建立阻塞

高压中心。从图5(c)到5(e),阻塞低压再生。在图5(e)上,阻塞西边 20°W 处的槽,处于切断过程中,使得图5(f)上爱尔兰的南面有气旋性中心出现。这个低中心继续向东南移动,嵌在阻塞高压的南面,并成为图5(g)上的主要阻塞低压中心。前面这个阻塞低压则向东移,并且在上游切断低压形成期间迅速消弱。从图5(f)到图5(g),又有一个新的高压脊,从西南方向伸向英国。

阻塞后退的例子 在图6(a)中, 5°E 处有阻塞形势。位于大西洋中部的槽在东移。这个低槽在图6(d)上不断向南伸展,而在图6(c)上有切断过程出现。结果槽发生分裂,槽的北部继续向东移去,经过爱尔兰然后转向东南行;槽的南部则转变为少动,并发展成一个气旋性涡旋,在图6(c)和图6(d)之间,大西洋西部的斜槽,又一次切断过程。在这个时期内,阻塞高压迅速从法国向北转移到冰岛,在移动过程中,它与图6(c)上冰岛西南方的弱脊合并,另外从拉布拉多东移的脊也并入阻塞里面。在图6(e)上,阻塞低压的再生过程也在开始出现了。同时阻塞高压也开始向西转移。从图6(f)到图6(g),阻塞高压又一次西伸,即从冰岛移到巴芬岛。在中纬度继续有切断低压向东移去,西风带的位置甚偏南。

2.3 急流

默雷(Murray)和约翰逊(Johnson)根据许多垂直剖面图,发现在他们所研究的时段和区域内,几乎每天出现急流的流型。一般说来,在一支很宽广的深厚的对流层气流内,在气流的中部,接近于对流层顶处(或在其下面)有最大风速出现。在英国附近,最大风速区位于300到200毫巴之间,风速一般超出40米/秒,风速达到75米/秒是很常见的,超出100米/秒者也见到过。

不用垂直剖面图而只根据500毫巴图,要想用天气学方法研究急流现象,虽然并不理想,但经验指出,这是可以做的。在本文中,我们取急流的定义如下,在500毫巴上有一条气流带,其长度达到2,000公里以上,风速达到30—50米/秒者。这个定义表示,在高空(对流层顶附近)最大风速大约为50—90米/秒。

我们只注意东西走向的急流的位移,在槽或脊的西侧所出现的强气流,一般是跟随槽脊一齐移动

的。

西风急流可以分成二类：第一类，急流具有宽广的气旋性曲率，冬季常在北美洲出现，另外有时在大西洋上出现（表现为西南西气流），第二类，急流具有反气旋性曲率，这类急流比第一类出现少，但常位于大西洋东部到欧洲的区域内。

关于平直西风急流的南北位移，没有明确的指标。有时候在短时期内，急流的位移，可能与相联的地面锋位移一致。曾经用锐尔（Riehl）的西风指数循环的概念，从平均纬向风的经向剖面上，追踪强和弱气流的位移趋势。这个方法在英国试用效果不好，急流南北位移的循环趋势，在大西洋——欧洲范围内并不存在。

当西风急流向东传播时，我们发现，这是表现在强西风气流稳定向东伸展。一般有一个高空闭合气旋性环流与西风急流并存的，或者在急流出口区的西北部地面存在有闭合气旋性环流。急流和低压是一齐向东移动的，并且不容易区别那个是因，那个是果。

如果在开始时是平直西风急流，单从 500 毫巴气流考虑，不容易判断其未来的曲率情况。比较图 7 (b) 和 8 (b)，统计分析的结果表明，变成西风急流和气旋性急流最为可能。有一条天气学判据是在西风急流或气旋性急流中，急流南面地面反气旋维持准静止，但急流北边的低气压却向东移动。在反气旋性急流中，情形则相反，急流北边的低气压只缓缓向东伸展，而急流南面的地面反气旋，则显著向东移，趋向发展成高空脊或闭合高空反气旋性环流。

西风急流或气旋性急流的前进例子 在图 7 (a) 中表示从大西洋到英国有一条西风急流。在斯堪的纳维亚上空西风分支点的东面，有一个阻塞形势。2.2 节已指出，这个阻塞是个移动性的。从图 7 (a) 到 7 (c)，在急流出口区的分支点，从波罗的海移到苏联西部，并且西风急流从北海扩展到 30°E 。

反气旋性急流的前进例子 图 8 (a) 上有一支西南西急流经过大西洋，急流出口区的分支点，从挪威海移到斯堪的纳维亚（图 8b），从图 8 (b) 到 8 (c)，急流变成具有反气旋性曲率，并在比斯开湾南面有高压单体建立。

3.1 槽和脊的破坏。

在考虑 500 毫巴上脊或两槽一脊型的破坏时，

至少要区别三类过程。在第一类过程中，当上游槽的东侧有小槽发展并向东移动，这使得下游的脊破坏。在第二类过程中，当上游槽的东侧，发展出一支平直的强西南急流，这支急流向东北方扩展，使得相邻的脊被锢囚起来。这支强气流有时候也会引起下游槽的北部迅速移去（结果使下游槽切断）。另外有一种情形，下游槽减弱，并在前进着的急流前部迅速移走。这类过程比较少见。在第三类过程中，上游槽比下游槽移动更快，这使得其中的脊被破坏，而前后二个槽相合并。

根据 500 毫巴图，我们不容易给出区别上述第一、第二类过程的判据。区别可能在于时间上的不同。因为在一支平直的强气流中，往往会有扰动发展，（参看 3.3 节）。这里可以提出一点看法，如果上游的高空槽是汇合的，出现第二类过程的可能性大些；如果高空槽是散开的，则第一种过程的可能性大些。至于第三类过程，如果在大波幅的形势（如阻塞或经向度甚大的两槽一脊型）的西面，形势变平，槽或脊的波幅很小，至多是中等强度的，在这种情形下，会有第三类过程出现。锢囚了的高空脊可能并不常常与完好的地面反气旋相联，而是与气旋的暖区相联。

前面曾经指出，要注意在槽东西两侧（参看 2.1 节）发展着的扰动的的作用。切断过程也是引起槽破坏的 500 毫巴形势的一个重要演变（参看 2.2 节）。槽的切断过程有二种：第一，槽的北部被切断并向前移动，结果在槽的底部形成一个准静止的闭合气旋性环流，这类过程称作反气旋性切断过程萨特克里夫（Suacliffe, 1952），槽的南部向东移，可能已发展成闭合气旋性环流，槽的北部则维持少动，这类过程称作气旋性切断过程。

在槽的反气旋性切断过程以前或在切断过程中，一般有如下一些特征。被切断的槽开始是成 u 字型的，这个槽不断向南伸展，使得在槽的两侧，出现显著的经向气流。在切断过程没有开始以前，在槽的底部会出现小的气旋性涡旋。另外有一种情况，被切断的槽变成向前倾斜（槽线成东北—西南走向），并且变成一个汇合的槽，槽的北部向东移走，结果使槽切断。这个过程意味着在槽的上游，高低纬度之间纬向气流有显著不同。在这个过程中，地面常出现强烈加压（3 小时正变压达 2—4 毫巴）。这些加压区可以从槽的西面，扩充到对应于槽

的切断部位的地面区域，甚或包括处个高空槽西侧的地面区域。除开这些变压区外，我們还能发现与高空槽相联的地面低压中心，在切断过程中維持准静止，甚或向西南移动，并与在高空槽底部发展着的高空闭合低压相合并。从上述的演变可以看出，这种演变可能引起阻塞形势的建立。至于是否有阻塞建立，这一部分决定于地面反气旋的强度，这常是个新生反气旋系统，这个地面反气旋要在切断的地面低压北方向东北方向发展。

如果槽位于阻塞形势或其他准静系统的西边，槽常常会出现气旋性切断。这时候槽綫变成西北—东南走向，槽的南部繼續东移，同时可能会发展成闭合气旋性环流，但槽的北部維持少动，这类演变过程在2.2节中，講到阻塞的維持或向西移动时，已提起过。

在开始对上述各类演变举例說明以前，需要增加一些篇幅再講一講关于由扰动发展所引起的两槽—脊型的破坏，因为这位往往会有相反的结果出现。第一种情形，脊完全崩溃，最后的结果使扰动和脊都不清楚，形势变成宽广的緯向气流；另一种情形，发展着的扰动沿着长波流型移动，繞过脊綫，并与下游的槽相合并，结果只引起脊暫时的变形，第三种情形，扰动发展甚迅速，在它把脊破坏后，扰动的强度很强，或者形成一个新的长波槽，并将下游的旧长波槽吸收进来。

怎样判別上面这几种不同演变情形呢？判据不容易給，因为最終的状态，决定于扰动的生长率和移动速度。埃地 (Eady) 在1951年指出，大气是內在不稳定的。长波的流型，在某种程度上能决定是否有利于小尺度系统的生长。例如，散开的槽有利于发展，汇合的槽不利于发展，但这不是唯一因素。在目前天气工作中，不容易处理斜压不稳定性的发展問題，除非是短时间的。但是我們認為，在扰动出現并开始有移动以后，上游槽的形状是个重要标志，能判断未来的演变。如果上游槽重新形成一个u字形的系统，則兩槽—脊形势可能会重建(參看4.1节)。

由于扰动发展所引起的两槽—脊型破坏例子

图9(a)表示大西洋上有一个大振幅的两槽—脊型。在下游这一对槽中叠加以許多小扰动。图9(a)上拉布拉多附近的小槽，移入达維斯海峡并消失。但在北美洲大西洋沿岸的小闭合低中心，向东

北方向移到拉布拉多，在哈得遜湾西北方的强大的低涡，在这个时间内維持少动。从图9(b)到图9(c)，拉布拉多附近发展着的系统，移到格陵兰海岸，而大西洋上的主脊，則向东移动并趋于减弱。位在北海上的下游槽維持准静止。以后，高空小闭合低中心越过格陵兰，在图9(d)上大西洋脊的残余出现在經度 10° — 15° W处。在以后的图上，哈得遜湾大低涡南面平直强西风急流向东传播到大西洋，这使得大西洋东部的一些系统繼續消弱。

由于扰动发展所引起的两槽—脊型的破坏，重建并最后崩溃的例子 在图10(a)上我們所考虑的两槽—脊型，包括从哈得遜湾到大西洋中部的范围。在上游槽中有二个闭合中心。在图10(b)上，南面这个中心向东北方移到达維斯海峡，但长波槽仍位在其西边。达維斯海峡附近的长波脊移入了大西洋。以后，达維斯海峡的低中心经过格陵兰并消失在下游的槽中，但这个合并过程，引起下游槽中的气旋性环流中心移向北方。在图10(c)中，格陵兰附近的脊不可看作是在图10(b)上向东移动着，并在减弱中的位于大西洋中部的脊，而应看作是在图10(b)上拉布拉多西面的小脊发展起来的。

从图10(c)到图10(b)，从加拿大到大西洋东部的两槽—脊型完全破坏，也可以看出，如果要考虑两槽—脊是否再生，上游槽的形状很重要。从图10(c)到图10(b)，在加拿大上空的长波槽和低涡的方向有改变，并且在大西洋出现一个新低槽和闭合低中心，它是从加拿大的长波槽中分裂出来的。在图10(c)上，格陵兰上空的脊，到了图10(b)时，变成一个小脊，并移到冰岛南部，比較图10(b)和图10(c)，可以看出，长波槽的形状对以后两槽—脊型演变的影响。在图10(b)上，北美槽是个发展完好的u字型系统，在槽的西侧有强的偏北气流。在图10(b)上，美洲槽在其西部有再生过程，并且是个宽槽。

由于上游槽的东侧有平直强西南气流的传播，引起两槽—脊型破坏的例子 图11(a)表示在大西洋上有两槽—脊型。在图11(b)上，中间的脊越过格陵兰东移，这是由于从拉布拉多有一支宽广的平直西南气流向东北方伸展过来。在图11(c)上，这支气流越过大西洋北部，并且大西洋上的高空脊几将消失。在这个时间内，下游槽向东移到北海，并变成一个經向度大的槽。在图11(d)上，

这个槽的北部,随着急流的传播,继续移动,但槽的底部在西欧有闭合气旋性环流发展。

由于上游槽的前进,引起两槽一脊型破坏的例子 图12(a)表示在从大西洋中部到东欧,有两槽一脊形势。在这个形势东边,流型更是经向的。在图12(b)上,大西洋中部的槽迅速东移,脊线移到英国消失了。在地面图上,与上下游高空槽相联的地面气旋有合并过程。

斜槽的反气旋性切断的例子 图13(a)表示在大西洋西部有个斜槽。到了图13(b),槽的北部移到冰岛南部,槽的南部维持少动,并发展成一个闭合气旋性环流。

槽的反气旋性切断并形成阻塞的例子 图14(a)大西洋上的大振幅两槽一脊型,在图14(b)和(c)上,变得倾斜(NE—SW)并向东南移动。在上游槽的东侧的西南气流中,有移动性小扰动发展。在图14(c)上,英国附近的下游槽经向度加大,槽底的闭合气旋性环流加强,而在槽的中部高度升高。槽变成倾斜,北部移入斯堪的纳维亚和波罗的海。从图14(c)到图14(d),冰岛附近的脊发展成闭合气旋,并建立阻塞形势。

槽的气旋性切断过程例子 在图15(a)上,从拉布拉多到大西洋东部,有一个复杂的两槽一脊形势,从图15(a)到图15(b),大西洋的槽有反气旋性切断过程,而上游槽变成倾斜(NW—SE)。在图15(c)和图15(b)上,在加拿大槽底部的弱闭合低中心加强,并向东移去,变成一个阻塞低压,槽的北部在巴芬湾维持少动,但在格陵兰的阻塞高压,则向西南伸至拉布拉多。

3.2 阻塞形势的破坏

阻塞形势的破坏,通常是变成长波脊或长波槽其破坏过程有二:第一,由于阻塞中的反气旋性涡旋和气旋性涡旋的其中一个,作东西向的位移,这使得原来的阻塞高压与下游或上游脊合并,或者阻塞低压与下游或上游槽合并。关于阻塞高压或低压的相对位移,可以从上游流型的特点和静止波长计算,得出一些预报判断。第二种情形比较少见,阻塞中的一个涡旋不断削弱,并从中纬度向南或向北移去,阻塞高压移向北方或南方,阻塞低压则一般移向南方。这类破坏过程要经历数天的时间。

阻塞低压向东移,阻塞形势破坏的例子 图16

(a)上在美洲东海岸有阻塞形势。以后,阻塞低压向东移去,并与下游的槽和涡旋相合并,结果变成两槽一脊型。

阻塞高压向东移,阻塞形势破坏的例子 在图17(b)上英国附近新生成的阻塞高压继续向东移去,最后与下游地中海上空脊合并,形成经向度甚大的两槽一脊型。由切断过程所形成的阻塞高压继续在移动,这并不少见。但有一个条件,阻塞高压必须向东移,而这类东移过程,与北支西风气流中的移动性脊相联系着的。

退化并从中纬度移走的阻塞形势破坏的例子 图18(a)表示有一个 Ω 型阻塞。这类阻塞是常常出现并且一般很稳定〔与图5(f)比较〕。从图18(a)到图18(b)亚速尔附近的气旋性涡旋向东移并填塞。从图18(b)到图18(c)地中海涡旋已消失,再以后,阻塞高压向东南移动,并不复出现闭合环流。

3.3 平直西风急流型的破坏

埃地在1951年指出,不稳定性是大气运动的正常特征,因此可以预期,范围甚广的平直西风气流(如2.3节所说的流型),很少能维持三天以上而没有扰动发展。这类发展的扰动,总是使平直西风变成具有中等振幅的脊或槽的流型。另外有一种情形,急流的入口区比出口区向东传播更快,结果使得急流变狭。大西洋上的急流常常会出现第二类发展过程。第二类过程,本身可以引起脊—槽的流型。

当大西洋上有西风急流(或气旋性急流)存在时,如果在急流北边有气旋性涡旋出现,这常常是急流振动的前兆开端。从这类涡旋中伸出来的槽,以后不断向南发展,变成平直西风气流中的槽。同时,随着在平直西风气流中有两槽一脊型建立,地面有反气旋生成。

反气旋性急流也象西风(或气旋性)急流一样,也是维持不久的。有时候反气旋性急流可以导致阻塞形势的形成,可能先在脊里形成闭合反气旋环流,以后发展成稳定的阻塞高压。但阻塞低压的发展却甚弱,低压环流只在高空出现,在地面并不表现出显著的低压。

西风或气旋性急流振动的例子 图19(a)在拉布拉多气旋性涡旋的南面,有一支西风急流,这

支急流在向东传播。到了图 19 (b), 有一个小低压中心从低涡中分裂出来, 并移到大西洋东部。从图 19 (b) 到图 19 (c), 有一个初生脊强烈发展, 这个过程在图 19 (d) 仍继续着。

平直西南气流中(急流)振动的例子 图 20 表示北美洲上空的西南急流破坏的例子。在英国上空形势变化也很显著。

急流变短的例子 图 21 (a) 上, 从北美沿海到西欧有平直西南气流。从图 21 (b) 到图 21 (c), 入口区的汇合点向东移至格陵兰南面, 但在西欧上空的宽槽底部的西风急流并无东传现象。在开始时刻, 急流的范围达 70 个经度 (0° — 70° W), 在最后急流的范围只是从 20° W 到 10° E。

第四节 500毫巴系统的形成

4.1 槽和脊的形成

在第三节中曾经指出, 槽或脊的流型, 可以由小扰动的成长所引起。例如, 急流的振动和阻塞形势的破坏等。另外还有两类过程, 可以导致新槽或新脊建立, 或者使已经存在着的槽或脊增强其波幅。第一类, 在一个持续的长波槽下游会出现新的长波系统(称作下游效应)。第二类, 由于在不同纬度的两个槽或脊的合并, 也可以引起大形势变化(即建立深槽或经向度大的脊)。

因为 500 毫巴上的长波槽和脊的移动速度, 总是比 500 毫巴的平均西风气流速度要小很多。这表示气流可以穿越槽或脊线流动。如果我们引用罗士只水平正压运动的概念(定涡度路径概念), 空气质点在绕过长波槽的底部以后并向北流去时, 其相对涡度必须减小(因为柯氏参数是随涡度增大的)。空气质点的气旋性相对涡度变小, 并愈来愈变成反气旋性的涡度。最后空气的路径变成具有反气旋曲率的路径, 并转向南行。由于这个缘故, 如果有一个持续的大振幅的长波槽出现, 会引起下游脊—槽—脊的流型(即新的波系)生成。经验指出, 在实际大气中, 在起始槽建立以后, 48 小时以内, 有上述发展出现。但起始槽下游的流型极少是平直西风, 而是原来有系统存在着。这类已经存在着的系统(不论在高空或地面), 如果与成长着的新生波系相一致, 便变得更系统化; 相反, 如果与新生波系不一致, 它们便被阻尼掉。反过来说, 如果上游建

立的是比较平直的流型, 我们可以预期下游系统的波幅减小。但后一种情形所引起的下游系统波幅的变化, 一般很少象第一类情形所引起的波系增长那么显著, 这是因为有中等振幅的槽或脊, 一旦建立后, 本身具有相当的稳定性。

较高纬度的西风带中, 移动性波系常常会与其南面移动比较少的波系相互作用。结果引起不同纬度带中的槽(或脊)合并, 并导致经向度更大的流型, 同时也使北方的移动性系统速度变小。这类合并过程, 也可以使原先出现在不同纬度带中混乱、不联贯的流型系统化, 并变成较简单的流型。

如果在一个移动甚少的槽(或在较低纬度的切断低压)的北面, 有一个槽迅速移过来, 这个槽常常会向南或东南伸长, 并与南面的系统相合并。通过这个机制, 切断低涡重新回到西风带中。然而这个合并成的槽并不都是持久的, 因为这种伸长着的槽本身会迅速被切断, 使得在南面重新建立切断气旋涡。

在切断低涡下游的一个少移动的脊, 常常会与北方移动性脊相合并。这合并成的脊, 有时候也会有切断过程出现。

由下游效应引起的波系生长的例子 我们有趣的是, 图 22 (a) 上在北美中部的长波槽和低涡下游流型的变化。在开始时刻, 在美洲中部的槽, 与同纬度下游甚远的另一个槽中间, 并无系统性的气流将他们连接起来, 只与移近达维勒斯海峡的来自较高纬度的槽相连接。从图 22 (a) 到图 22 (c), 新爱格兰附近的脊, 与位于哈德逊湾西北方, 并向东移动的脊相合并。图 22 (c) 在美洲槽的下游, 于同纬度有新槽形成。大西洋的槽继续移动而且并不受扰动的损害, 在以后 48 小时 [图 22 (c)、(d)] 在这个槽的下游, 气流也变得系统化, 即变成具有相当振幅的槽—脊型式。挪威海和巴伦支海南的小槽 [图 22 (c)] 向东移发, 并相合并, 使得在图 22 (d) 上于乌拉尔形成长波槽。

槽的合并过程的例子 从图 23 (a) 到图 23 (b), 大西洋上的斜槽发生切断。在格陵兰南面移动着的小振幅脊, 以后与大西洋中部切断低压下游的脊相合并。在图 23 (c) 合并后的大振幅脊已移近英国。

在这个时刻, 与巴芬湾低涡相联的槽, 向东移动, 并向东南伸展, 在图 23 (d) 上, 这个槽与切断低涡就合并了。图 23 (e) 上, 这个大西洋中部的槽

又出現反气旋切斷过程，槽的北部繼續东移。在图 23 (f) 上移近格陵兰的脊，在图 23 (g) 与伊比利亚半島沿岸的切斷高压单体合并，同时由于从紐芬兰有槽伸向东南，大西洋中部的低渦已并入这个槽中。

4.2 阻塞形势形成

虽然阻塞形势在建立以后的演变是很复杂的，简单的阻塞形势一般由上述一些过程引起的，即槽的气旋性或反气旋切斷过程（見 3.1 节）以及具有反气旋曲率的急流的振动过程（見 2.3 节）。

4.3 急流的形成

很多工作指出，繞极西风急流的存在，是大气环流的正常特征。但我們所考虑的却是引起急流軸上风速局地增强的过程，以及在 500 毫巴上怎样会出现 30—50 米/秒的强风速带。

要区别两类过程：第一，在沿着不同的加热地带上，1000—500 毫巴等厚度綫的集中現象；第二，主要由平流作用所引起的 1000—500 毫巴等厚度綫的集中。这种区分并不是绝对的，因为不管由什么原因所引起的 1000—500 毫巴厚度梯度的增大，都会引起直接环流圈加强并引起平流鋒生場。

至于急流强度和位置的长期季节变化，这是归之于地面半永久性加热作用的变化。对急流短時間变化言，注意力应集中在平流作用，故在考虑的时候，应根据地面（或 1000 毫巴）和 1000—500 毫巴厚度图，不能单用 500 毫巴图。

主要由平流引起的急流形成的例子 图 24 表示在地面气旋西面，建立强西北风急流的例子。这个地面低压从苏格兰經過斯堪的納維亞向东北移去。在开始时刻，位于低压南面的反气旋性急流向东移去，并改变其走向。从格陵兰到英国之間，有新的西北急流建立。从 500 毫巴等溫綫看（虚綫），表明有冷空气向东南方向侵入北海，并使得在英国上空 1000—500 毫巴厚度梯度加大。

第五节 結 論

本文中所給的一系列天气图，表明 500 毫巴流型演变的复杂性和多样性。但如从大处着眼，对某一地区言，往往有几类常見的演变型式，其数目并

不很多。

本文所提出的一些演变型式，对于天气分析和预报是个重要依据。对中期预报說来，这更是重要。

附录 1. 500 毫巴系統与地面系統的配置关系

地面形势和 500 毫巴形势之間，并无唯一的对应关系存在。但在做预报时，根据 500 毫巴图，可以帮助定出地面系統的位置和尺度。我們用 1951 年 3 月 25 日的图（图 25）來說明高低空系統配置的关系，选择这一天是完全任意的。

(1) 500 毫巴上閉合气旋性渦旋，一般与地面气旋相联，地面气旋可以与高空低渦位置重合，或者偏于高空渦旋的东面。例如：挪威海、阿留申、阿拉斯加和格陵兰上空的一些渦旋。对于在較低緯度的高空阻塞低压，地面可以沒有低压相对应。

(2) 500 毫巴的槽与地面低压或槽相对应，地面系統或在高空槽的下面或位于高空槽的东側。例如，中欧、北美东部和堪察加上空的长波槽。

(3) 对于地面新生的低压，500 毫巴流型上不一定有明显的低压系統。苏格兰附近的暖鋒波动，就是一个例子。

(4) 当 500 毫巴是平直西风形势时，地面形势也是緯向的。这可以是具有初生气旋波动的鋒生区域，图上太平洋地区属于这种形势。

(5) 500 毫巴环流系統的尺度和强度，常常与地面相应系統的尺度和强度直接相联。

(6) 500 毫巴的閉合反气旋性渦旋，与地面反气旋相联，地面系統的位置或者与高空一致，或者位于高空系統的东面或东南。例如，在大西洋东部和北冰洋的反气旋性渦旋。

(7) 500 毫巴脊一般与地面反气旋（或脊）相联，地面系統或者位于高空脊的下面，或者位于高空脊的东面或东南。

(8) 在 500 毫巴上气流有明显散开的区域，例如，在急流的出口区，急流軸的西北有地面低压，而在西南則有地面反气旋。例如，在美洲西海岸的气流散开区。相反，在 500 毫巴气流汇合的区域，急流軸的西北地面有反气旋，在西南地面有气旋。

(9) 在冬季大陆上, 500 毫巴闭合气旋性环流, 主要由于 1000—500 毫巴厚度场上的冷空气地所引起。在这种情形下, 高空强大的气旋在地面不一定有低压相对应, 事实上, 有时候在地面常出现冷性反气旋。

附录2 静止波长的计算

计算的步骤如下:

(1) 估计流型的中心纬度, 允许有 ± 5 个纬度以内的出入。

(2) 计算槽到上游槽的区间, 从中心纬度南北各取 10 个纬度, 求出宽度为 20 个纬度的气流带

内纬向风速参数, 每隔 10 个经度读取高度差数值, 最西的经度取在上游槽西面 10 个经度。求出这个区间的平均高度值。

(3) 从图 26 直接读出静止波长, 其单位是沿着中心纬度上的经度数。两条等值线中间的内插并非线性的。但用一般线性内插得出结果误差在 1—2 个经度之内。

(4) 如果需要, 也可以从虚线直接读出纬向风速指数 (单位为经度/天), 这些等值线的内插是线性的。下游槽的未来 24 小时位移, 可以由相应于 L 和 L_s 的西风指数的差值得到, 单位为经度/天。

(原文刊载于英国气象局技术报告

第21号, 1959年)

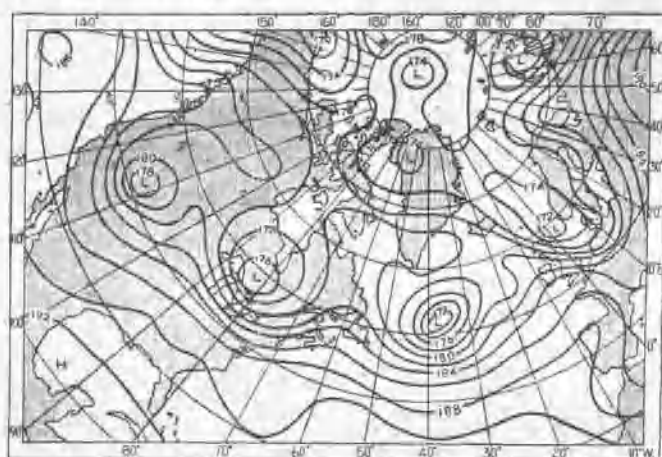


图 1(a) 1950年4月28日 500 毫巴图。图示前进的槽。
图中H为高, L为低, 等高线单位为百帕, 以下均同。

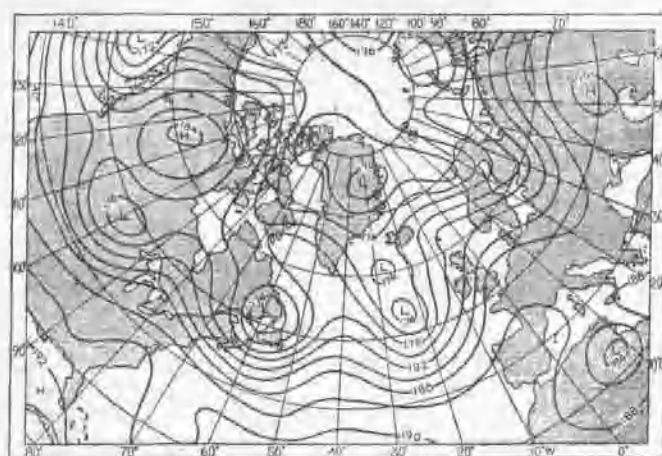


图 1(b) 1950年4月30日 500 毫巴图。图示前进的槽。



图 1(c) 1950年5月2日 500 毫巴图。图示前进的情况。

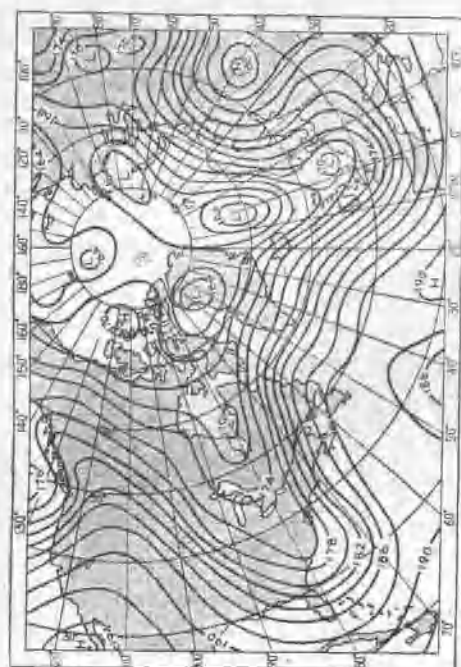


图 2(a) 1950年12月11日 500 毫巴图。图示准静止的情况。



图 2(b) 1950年12月13日 500 毫巴图。图示准静止的情况。

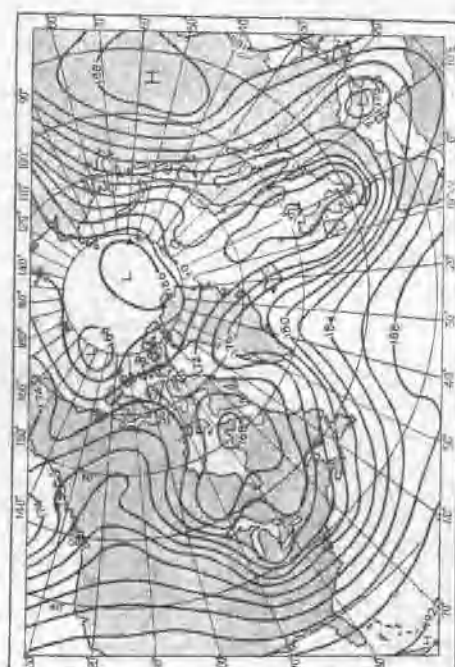


图 2(c) 1950年12月15日 500 毫巴图。图示准静止的情况。

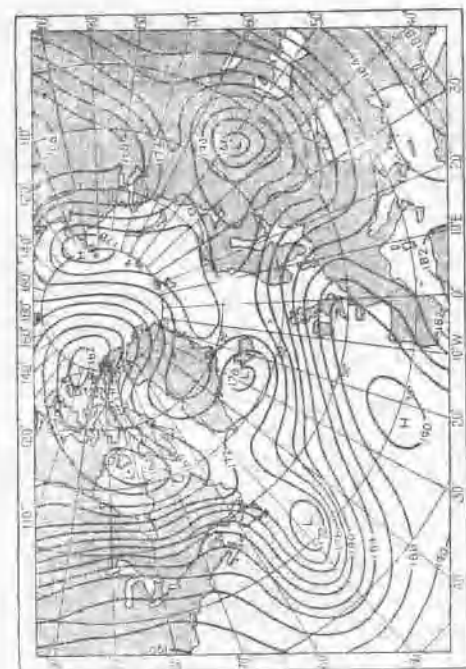


图 3 (a) 1950 年 1 月 1 日 500 毫巴图。图示倒进的槽。

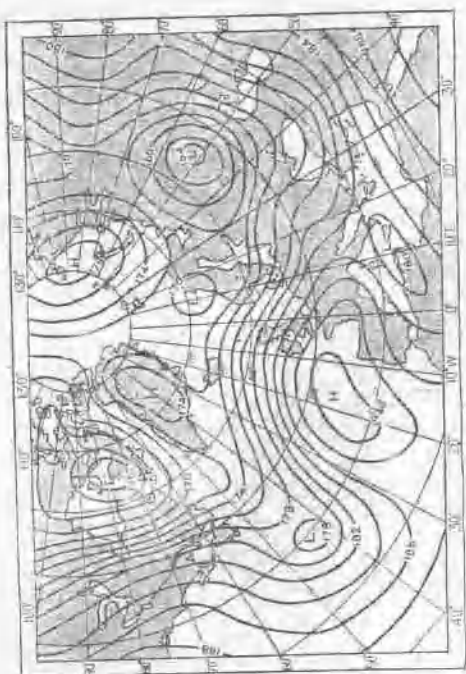


图 3 (b) 1950 年 1 月 2 日 500 毫巴图。图示倒进的槽。

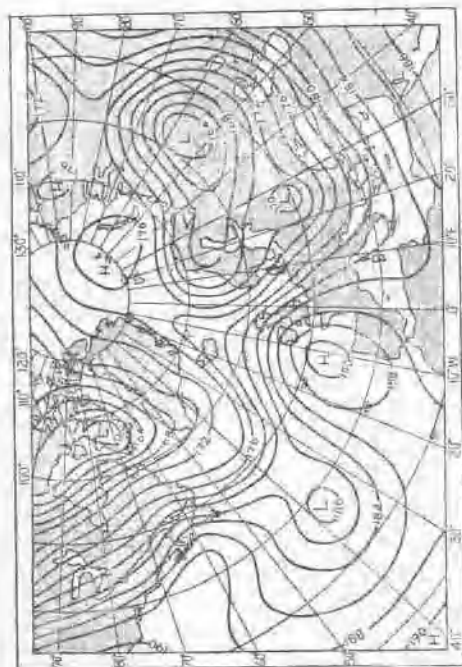


图 3 (c) 1950 年 1 月 3 日 500 毫巴图。图示倒进的槽。

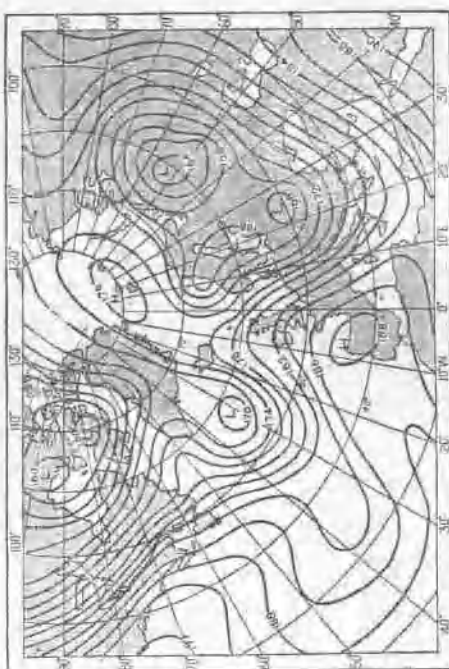


图 3 (d) 1950 年 1 月 4 日 500 毫巴图。图示倒进的槽。

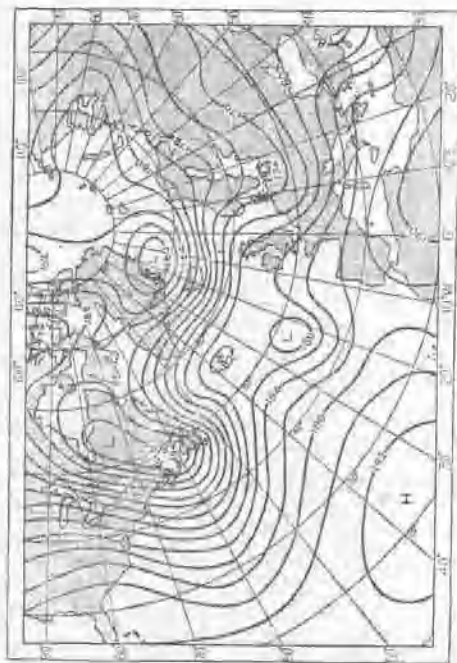


图 4 (a) 1950年2月21日600毫巴图。图示一个向东移动的阻塞高压。

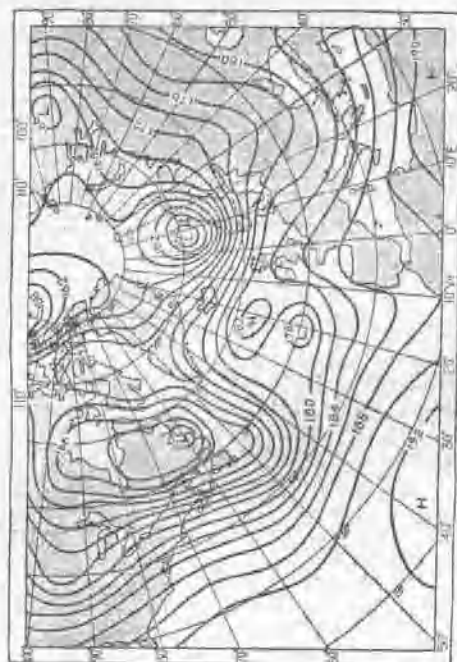


图 4 (b) 1950年2月23日500毫巴图。图示一个向东移动的阻塞高压。

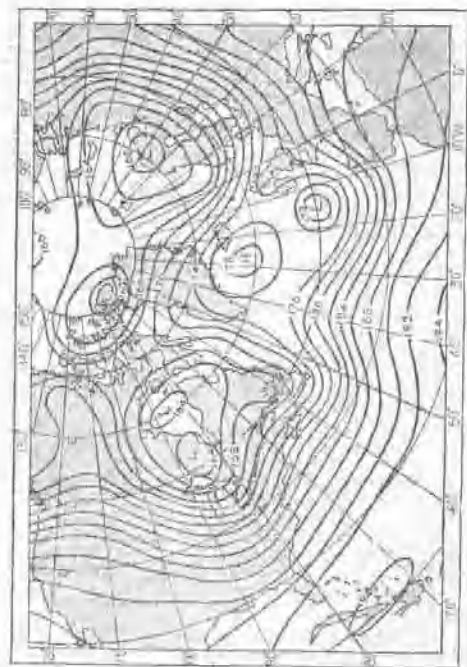


图 4 (c) 1950年2月24日500毫巴图。图示一个向东移动的阻塞高压。



图 4 (d) 1950年2月27日500毫巴图。图示一个向东移动的阻塞高压。

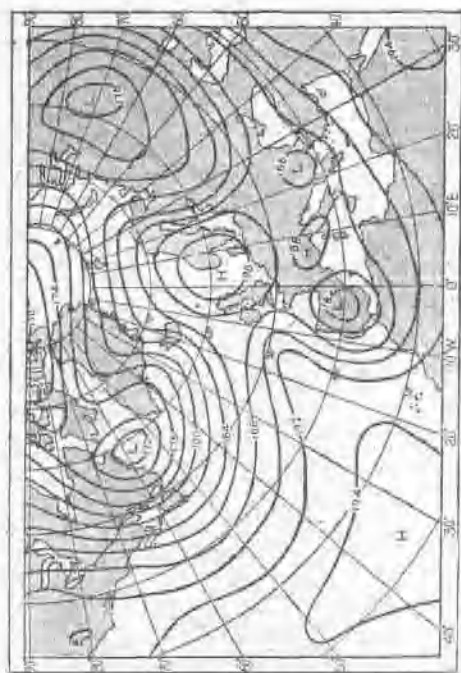


图 5 (a) 1951年10月2日500毫巴图。图示一个持续少动的阻塞高压。

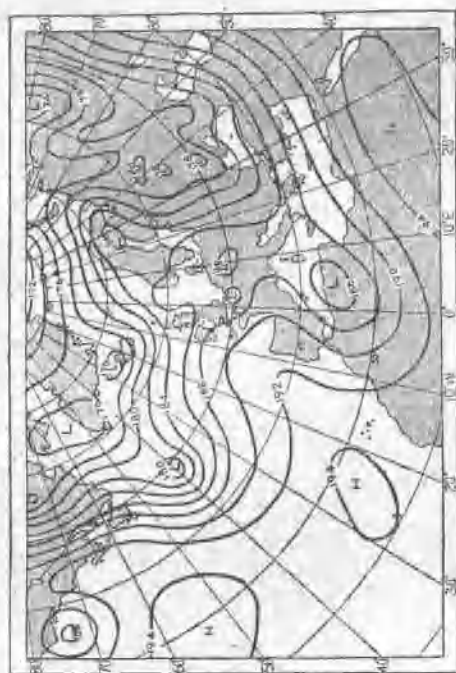


图 5 (b) 1951年10月4日500毫巴图。图示一个持续少动的阻塞高压。

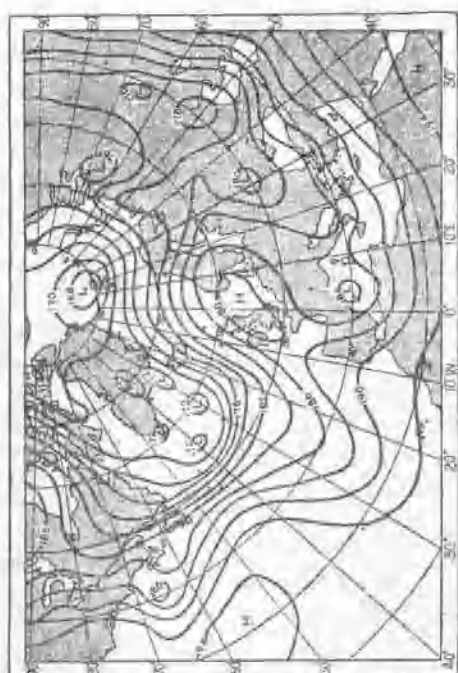


图 5 (c) 1951年10月6日500毫巴图。图示一个持续少动的阻塞高压。



图 5 (d) 1951年10月9日500毫巴图。图示一个持续少动的阻塞高压。