

蘇聯中央預報研究所

短期天气預報指導

上 冊

科 学 出 版 社

短期天气預报指导

上 冊

苏联中央預报研究所編著

李瓊芝 張杏珍 歸佩蘭 楊之華 譯
紀乃晉 顧震潮 瞿 章 陶詩言

科 學 出 版 社

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ИНСТИТУТ ПРОГНОЗОВ
РУКОВОДСТВО
ПО КРАТКОСРОЧНЫМ ПРОГНОЗАМ
ПОГОДЫ
ЧАСТЬ I
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД
1955

內 容 提 要

本書系苏联中央預报研究所編著的“短期天气預报指导”上册,書中敘述了天气学中所必須的知識,指出了关于天气图分析和高空分析的各种材料問題,并敘述了鋒及气压系統的发展和移动的原理以及在实际工作中显示有效驗的預报規則。

本書不仅可供气象业务工作者,尤其是預告員作为工作上参考,并可供气象專科以上学校作为教学上参考書。

短 期 天 气 預 报 指 导

上 册

編著者	苏 联 中 央 預 报 研 究 所
翻譯者	李 瓊 芝 等
校訂者	陶 詩 言
出版者	科 学 出 版 社

北京朝陽門大街117号

北京市書刊出版業營業許可証出字第061号

印刷者 科學出版社上海印刷廠

总經售 新 華 書 店

1957年6月第一版

書号:0800 字数:458,000

1958年8月第三次印刷

开本:787×1092 1/18

(滙) 2,689—3,097

印張:25 4/9 插頁:4

定价:(10)4.60元

前 言

作者編著本書的任务，是要把在作短期天气預报的实际工作中所应用的許多原理和規則有系統地整理出来，并用最通俗的、能为广大預报工作人員所理解的形式来編写。在本書中叙述了天气学中所必須的知識，指出了关于天气图分析及高空分析的各种材料問題，指出了关于鋒及气压系統的移动及发展預报問題，又指出了关于天气預报的問題。在本書中罗列了許多在多年天气业务中所确定了、所有最珍貴的、并在实际工作中显示有效驗的原理和預报規則。本書中对于近年来在苏联所获得的关于天气学研究的新成果予以特別的重視，同时也采用了一些国外研究工作的成果。

本書是为預报人員，即是已經懂得天气学的人們所写的；因此書中并未述及許多天气学的基础知識，所以本書不能完全作为教科書应用。但在本書中有几个問題，却是應該属于一般教科書內容中的問題。这是因为在現有的一般教科書中，有些問題，特別是有关大气压力的变化問題，已經不能适应于許多新的概念了。

短期天气預报指导的編述，是有很大的困难的，大家知道，关于这类問題在許多情况下不能得出十分具体和結論式的解答。因此，无疑地，本書初次的出版免不了有許多不够的地方。

本書的編著，是由中央預报研究所科学研究工作人員們集体参加的。在編写的过程中，編写的稿件是經過許多学識丰富的專家[如 В. А. 布加叶夫 (Бугаев), В. А. 德若尔德日奧 (Джорджио), О. Г. 克利察克 (Кричак), А. Н. 麦尔查洛夫 (Мерцалов), Г. И. 莫尔斯基 (Морский), 等等] 以及莫斯科气象总局天气处的全体預报人員审阅过。在本書最后定稿时，对于收集所得的絕大多數的意見，都一一予以考虑。

本書上册各节是由下列作者所写：

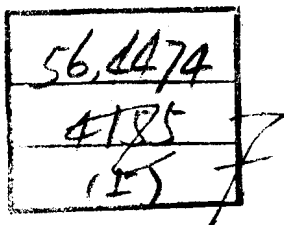
И. П. 梵脫洛夫 (Ветлов)——§ 1—10, 36, 44—51, 53—59; И. П. 梵脫洛夫和 В. Р. 杜宾卓夫 (Дубенцов)——§ 27; С. С. 加格洛夫 (Гайгеров) 和 В. Р. 杜宾卓夫——§ 18, 20, 21; В. Р. 杜宾卓夫——§ 16, 17, 19, 22—26, 28—

32, 34, 52, 62, 63, 74, 91—97; Н. В. 列別捷瓦(Леведева)——§ 11—15, 100—105; Н. И. 列烏新(Леушин)——§ 76; Н. В. 彼得連柯(Петренко)——§ 78, 87, 90, 98, 99, 114, 118; Н. В. 彼得連柯和 М. А. 彼得洛香茨[Петросянц(塔什干)]——§ 33, 60, 61; А. И. 薩莫洛夫(Самойлов)——§ 64—73, 75, 77, 79—86, 88, 89, 106—113, 115, 117; Б. Д. 烏斯別斯基(Успенский)——§ 37—43, 第四章, § 36—51, 由 И. П. 梵脫洛夫总的校閱过。

本書上冊中应用了 А. Н. 麦尔查洛夫所得的結果, 以及 В. А. 布加叶夫, Г. Д. 叔碧恩(Зубян)、Н. Г. 列奧洛夫(Леонов)、М. А. 彼得洛香茨、Л. В. 托馬謝維奇(Томашевич)等等的著作。

在編写本書中的有些章节时, 作者还应用了 С. П. 赫洛莫夫(Хромов)所著的“天气学原理”及 П. Н. 特維尔斯戈伊(Тверской)所編“气象学教程”。也相当广泛地应用了 Г. Д. 叔碧恩和 Н. В. 彼得連柯所著“短期天气预报指导”的初版。本書上冊的科学編輯为 В. Р. 杜宾卓夫(第一到第五章和第七章)和 А. И. 薩莫洛夫(第五、六章和第八到第十章), 本書編輯为 Н. В. 薩加托夫斯基(Сагатовский)。

本書反映了水文气象业务、特別是中央預报研究所預报人員多年的工作經驗。本書的下冊是直接敘述有关天气預报的問題, 并將其單獨出版。



目 录

前言	(i)
----	-----

第一章 气压场、风场和温度场以及它们之间的关系. 垂直运动

§ 1 引言	(1)
§ 2 气压场和位势	(1)
§ 3 等压面的位势数值跟气压及温度的关系	(4)
§ 4 各等压面高度变化的关系	(9)
§ 5 气压场和空气的运动	(11)
§ 6 地转风和气压场随高度的变化	(14)
§ 7 空气的涡旋运动	(21)
§ 8 相对位势和热成风涡度	(27)
§ 9 温度场随高度的变化	(28)
§ 10 温度局地变化的分析	(30)
§ 11 垂直运动(概述)	(37)
§ 12 系统性的垂直运动	(38)
§ 13 锋上的垂直运动	(42)
§ 14 对流的垂直运动	(47)
§ 15 乱流作用	(48)

第二章 气团

§ 16 一般概念	(51)
§ 17 下垫面和大气辐射平衡及热量平衡	(51)
§ 18 确定气团变性的因子	(58)
§ 19 性质较匀一的气团形成的区域	(62)
§ 20 大陆上气团的变性	(67)
§ 21 海洋上气团的变性	(72)
§ 22 暖气团和冷气团, 稳定气团和不稳定气团	(74)
§ 23 气团的分类	(78)
§ 24 各种气团的特性	(80)

第三章 锋

§ 25 定义及一些基本的知识	(85)
§ 26 锋的分类	(86)

498496

§ 27 鋒的发生和消散·····	(87)
§ 28 气压場和风場中的鋒·····	(101)
§ 29 温度場中的鋒·····	(105)
§ 30 鋒上的垂直运动·····	(110)
§ 31 云場中的鋒·····	(112)
§ 32 鋒的移动和变形·····	(117)
§ 33 地形对鋒的演变和对鋒移动的影响·····	(119)
§ 34 鋒的演变·····	(126)
§ 35 行星鋒区·····	(128)

第四章 大气压力的变化

§ 36 基本方程式·····	(132)
§ 37 渦度方程式·····	(134)
§ 38 等压面高度的局地变化公式·····	(136)
§ 39 等压面高度的局地变化中的渦度分量和輻散分量以及确定这些分量的分析 方法·····	(138)
§ 40 等压面高度局地变化的渦度分量和輻散分量的定性分析·····	(142)
§ 41 等压面高度局地变化渦度分量的图解求法·····	(147)
§ 42 地面气压的局地变化·····	(148)
§ 43 24小时等压面高度变化的分析举例·····	(149)
§ 44 等压面高度局地变化的附加分量·····	(154)
§ 45 等压面高度局地变化簡化公式的另一形式·····	(156)
§ 46 等压面高度局地变化中的热力分量·····	(160)
§ 47 大气中的“平均高度层”·····	(162)
§ 48 地面气压变化的热力分量的近似求法·····	(165)
§ 49 等压面高度局地变化中的平均渦度分量·····	(167)
§ 50 摩擦因子·····	(169)
§ 51 結論·····	(169)

第五章 气旋和反气旋

§ 52 气旋和反气旋的概述·····	(171)
§ 53 气旋和反气旋区域中气压場和风場随高度的变化·····	(176)
§ 54 气旋生成和反气旋生成的机械作用·····	(179)

§ 55	气旋和反气旋发生的条件	(185)
§ 56	气旋的演变	(187)
§ 57	反气旋的演变	(193)
§ 58	关于气旋和反气旋演变的一般注意之点	(196)
§ 59	气旋和反气旋的移动	(197)
§ 60	山脉对气旋发展的影响	(199)
§ 61	山脉对反气旋加强的影响	(208)
§ 62	气压系统的再生	(213)
§ 63	气旋活动和高空变形场	(217)

第六章 天气图的分析

§ 64	引言	(225)
§ 65	观测的同时性	(225)
§ 66	天气分析的工具	(226)
§ 67	底图	(226)
§ 68	发现和改正不正确的记录	(228)
§ 69	天气图分析的基本原则	(233)
§ 70	地面天气图分析的一般指示	(237)
§ 71	定出稳定气团和不稳定气团占据的区域	(238)
§ 72	标出连续性的锋面降水区	(239)
§ 73	画等变压线	(240)
§ 74	在地面天气图上定锋	(241)
§ 75	画等压线	(245)
§ 76	利用天电来确定雷暴中心的位置	(248)
§ 77	气压形势图分析的一般指示	(250)
§ 78	梯度风尺	(252)
§ 79	位势高度的补充算法	(255)
§ 80	绘制等高线	(259)
§ 81	由于温度分布所决定的气压场随高度的变化	(260)
§ 82	山脉对高空气压场的影响	(261)
§ 83	温度的日变化对高空气压场改变的影响	(262)
§ 84	画等变高线	(263)

§ 85	在气压形势图上画锋·····	(263)
§ 86	关于不同层次上的等压面图分析的补充说明·····	(265)
§ 87	外推法用的标尺·····	(269)
§ 88	测定温度和湿度的平流变化·····	(271)
§ 89	分析高空图解·····	(273)
§ 90	分析湿度图·····	(275)

第七章 锋的分析

§ 91	引言·····	(277)
§ 92	根据 AT 图和 OT 图确定主要锋区的位置·····	(277)
§ 93	根据各个高度上温度的分布确定锢囚锋的位置·····	(285)
§ 94	根据垂直探空观测报告以确定锋·····	(292)
§ 95	气压场、风场及气压倾向场中的锋·····	(297)
§ 96	云场及降水场中的锋·····	(299)
§ 97	在地面温度场及露点场中的锋·····	(302)
§ 98	暖锋及冷锋特征的摘要·····	(305)
§ 99	确定锋的例子·····	(310)

第八章 系统性的有规则的垂直运动速度的计算

§ 100	第一个计算方法·····	(326)
§ 101	第二个计算方法·····	(331)
§ 102	由于锋的区域中摩擦作用所引起的垂直速度的计算·····	(339)
§ 103	由于空气的水平运动(输送)和垂直运动所造成的温度和湿度变化的确定方法·····	(341)
§ 104	在系统性的垂直运动下可凝结水汽量的计算·····	(344)
§ 105	在由于锋的地带中摩擦作用所引起的垂直运动条件下可凝结水汽量的计算·····	(348)

第九章 气压系统和锋的移动及发展的预报

§ 106	一般指示·····	(354)
§ 107	高空气压场的预报·····	(359)
§ 108	高空气压系统的移动的预报·····	(373)
§ 109	高空气压系统的发展的预报·····	(378)
§ 110	700 毫巴等压面的未来形势图的制作法·····	(383)
§ 111	地面气压系统的移动的预报·····	(386)

§ 112 地面气压系统的发展的预报·····	(397)
§ 113 地面气压系统的发生的预报·····	(407)
§ 114 预报气旋与反气旋的发展时考虑山脉的影响·····	(414)
§ 115 锋的移动的预报·····	(418)
§ 116 锋的发展的预报·····	(426)

第十章 地面气压系统未来形势图及锋的未来位置图的制作法

§ 117 未来地面形势图的制作技术·····	(431)
§ 118 未来形势图制作的例子·····	(439)

第一章

气压場、风場和温度場以及它們 之間的关系. 垂直运动

§ 1. 引言

正确地分析气压場、风場和温度場及其他气象要素的空間結構及其过去的演变历史,是作出大气过程发展的可靠預报的一个基本前提。在进行这类分析时,預报員應該拥有观测紀錄.从这些紀錄中,才能定出这些要素在空間的实际分布;同时,他还應該懂得决定这种分布的一些規則以及引起它們演变的物理規律性。

本章將提出气压場、风場和温度場的空間結構以及它們之間基本物理关系的一般概念,这些知識,对于預报員在分析和預报大气过程的发展时,是有帮助的。

§ 2. 气压場和位势

气压場在空間的構造可以用不同高度上的等压綫图来表示;也可以用气压形势图来表示,气压形势图給出了等压面在空間的形势。

在实际工作中,我們只繪制海平面的等压綫图,但高空的气压場却是用气压形势图表示的,气压形势图比固定高度上的等压綫图是要方便些。气压形势图的主要优点之一,就是在各个等压面上地轉风的速度与空气密度无关,地轉风的速度仅由等高綫的疏密程度和所在地点的緯度决定的。这样就使得各个不同等压面的图便于相互比較,并且在各个不同等压面的图上我們只要用同一个梯度风标尺就可以了。

等压面在空間并不是一个水平面,在等压面上会表現有寬广的上凸区域和下凹区域(所謂上凸或下凹是对水平面而言的),即是說,在等压面上或者表示向上拱起,或者向下凹。在等压面上凡是高度数值高的地区,这是相当于高气压的区域,低气压区則相当于高度数值低的区域。

等压面倾斜于等高面的角度是很小的,一般很少会超过 $3-5'$ 。但是风向和风速是由等压面的坡度决定的,也就是说,等压面的坡度是决定着大气中空气的运行。

在确定等压面在空间的位置时,我们并不采用普通的高度,而是采用“动力高度”或“位势高度”。在空间某一点的动力高度是用功来表示的,动力高度是等于单位质量从起始高度上升到这一点所需作的功。重力是作用于大气的一个外力。空气上升所需的力,其数值是等于其质量和重力加速度 g 的乘积。作用于单位质量的重力,在数值上就等于重力加速度 g ($g \times 1 = g$)。

当单位质量上升无限小的一段高度 dz 时,所需作的功是等于:

$$d\Phi = g dz, \quad (1)$$

而单位质量从海平面上升到高度 z 所需作的功为:

$$\Phi = \int_0^z g dz. \quad (2)$$

这种功称为“重力位势”或“位势”。

设 g 是个常数,它在米-吨-秒单位制中约等于 9.8, 则从(2)式可得:

$$\Phi = 9.8z.$$

由此得出,如果高度以米来测量,那么位势 Φ 的数值在数量上是比以米为单位的高度的数值约大 9.8 倍。为了要使得以米为单位的高度和以功表示的高度在数量上相一致,就必须把(2)式左边部分缩小 9.8 倍,即是说,设 H 为位势高度,则 $H = \frac{\Phi}{9.8}$, 或 $\Phi = 9.8H$, 所以

$$H = \frac{1}{9.8} \int_0^z g dz. \quad (3)$$

若将实测到的 g 随高的分布的关系 (可以用 $g = g_0 - 0.000003086z$ 来表示) 代入上式并求上式的积分之后,则 H 的数值可取为:

$$H = \frac{g_0}{9.8} z - 0.0000001543z^2. \quad (4)$$

此式在实用上已足够精确。这个式子是用来把普通高度换算成位势高度的。

位势高度 H 的单位是采用位势米; 位势米是等于 1 吨质量当重力加速度 $g = 9.8$ 米/秒²时,上升 1 米所作的功。在米-吨-秒制中,位势的因次为 [米²·秒⁻²],

即为比功(удельная работа)的因次*.

(4)式的右边第二項很小,在确定 10 千米以內的低层大气中的位势高度时,在第一近似值中可以把它略去不計,則得

$$H = \frac{g_0}{9.8} z. \quad (5)$$

如果取 $g_0 = 9.8$, 則 (5) 式数量上來說就成为 $H = z$, 即是說位势米在数值上就相当于普通米. 实际上重力加速度是随所在地点的緯度和高度的不同而改变着的, 因而, 位势米和几何米(或直綫米)之間的数值关系在不同地点也是不同的. 在赤道上, 重力加速度約为 9.78 米/秒², 假使空气上升时所消耗的功的大小是一样的, 則在赤道上空气可以比在极地上空气上升更高一些的高度, 这是因为极地区域 $g = 9.83$ 米/秒². g 的值随高度的改变是每上升 10 千米递减 0.03 米/秒², 在低层 10 千米內, 位势高度和几何高度之間的差异不超过 0.5%.

質点所处位置的動力特征, 用拔海的几何高度是表示不出来的. 对于几何高度相同而所在緯度不同的两个点來說, 它們所处的重力高度是不同的, 即是說, 它們是位于不同的位势高度上, 并且有不同的位势儲量. 因此, 質点的位置如用位势值或者位势高度来表示, 这就更为方便一些.

位势高度比几何高度实际优越的地方是在于: 重力的变化可以与位势高度的变化結合起来. 因此, 在許多式子中, 如果包含有位势高度, 这就比包含有几何高度的那些式子更加簡單些.

前面已談到过, 在低层 10 千米內, 位势高度与几何高度之間的数值差异不超过 0.5%, 在实际工作中, 完全可以把它們看成是相等的.

在确定空間各个等压面的位置时, 我們通常采用两种位势, 即絕對位势和相对位势, 这是要看等压面的高度是自那一个高度算起而定. 自海平面算起的气压为 P 的等压面的位势高度, 我們称为等压面(P)的絕對位势; 而 P 等压面对于其下面某另一等压面的位势高度, 則称为它的相对位势. P 毫巴等压面的絕對位势用 H_P 来表示(例如 $H_{1000}, H_{850}, H_{700}, H_{500}$), 而相对于 P_0 毫巴面的 P 毫巴等压面的相对

1950 年以前我們采用动力高度的單位——即动力米, 动力米比位势米大 2%, 动力米可以用关系式

$$H = \frac{1}{10} \int_0^z g \, dz \text{ 来确定.}$$

位势, 則用 H_P^P 来表示(例如 H_{1000}^{850} , H_{1000}^{500} 等)。

任意两个等压面上的绝对位势以及其中上层等压面对于下层等压面的相对位势之間, 存在有下列的关系:

$$H_P = H_{P_0} + H_{P_0}^P. \quad (6)$$

可見, 若已知其中任意两个数值后, 就可以求出第三个数值来。

根据各探空台站的纪录, 如果把某一个等压面 P 上绝对位势数值填在图上, 然后繪制高度相等的綫——即等高綫, 这样我們就可以看出这一个等压面 P 起伏的形势(对海平面而言), 等压面上的等高綫图和地形图是一样的。图上的等高綫就是該等压面与水平面(动力高度相等的面)的交綫, 并可表示出等压面的凸凹起伏的情况。绝对位势值較高的区域就是等压面向上拱起的区域, 绝对位势值較低的区域, 就是等压面向下凹的区域。图上等高綫的疏密程度能表示等压面傾斜于水平面的程度。若等高綫愈密, 則等压面的傾斜坡度愈大。等压面的绝对位势图称为等压面绝对形势图, 或簡称为绝对形势图。

如果把等压面 P 对于其下面某另一个等压面 P_0 的相对位势数值填在图上, 并繪制相对位势相等的綫——即相对等高綫, 这样就可以看出等压面 P 相对于另一个等压面 P_0 的起伏形势。图上的等高綫能够將在这二等压面之間距离很靠近和疏离的区域——描述出来, 或者說描述出二等压面之間气层的厚度情况。相对等高綫的疏密程度可表示出这一等压面对另一等压面的傾斜程度, 亦表示出从一点到另一点上气层厚度的变化率。假使这一等压面对另一等压面傾斜的坡度愈大, 則等厚度綫就愈密。相对位势图, 或者是某一等压面对另一等压面的高度差图, 称为等压面相对形势图, 或簡称为相对形势图。

绝对形势图用 AT_P 表示, 例如 AT_{850} , AT_{700} 等; 而相对形势图用 $OT_P^{P_0}$ 表示, 例如 OT_{1000}^{850} , OT_{1000}^{500} 等。

§ 3. 等压面的位势数值跟气压及温度的关系

为了要闡明位势、气压和温度之間的关系, 又为了要根据探空纪录来确定绝对位势和相对位势, 我們可以应用气压静力方程, 但在静力方程中的高度則用位势来代替。先將静力方程写成微分的式子:

$$dP = -\rho g dz,$$

然后求出(5)式的微分之后,并代入上式,則得

$$dP = -9.8\rho dH. \quad (7)$$

將状态方程 $\rho = \frac{P}{RT}$ (R 是气体常数, T 是绝对溫度) 中空气密度 ρ 代入上式, 則有

$$dP = -9.8 \frac{P}{RT} dH$$

或

$$dH = -\frac{RT}{9.8P} dP.$$

求上式从 P_0 到 P (即自 H_0 到 H_P) 的积分, 我們得出:

$$H_P - H_{P_0} = -\frac{R}{9.8} \int_{P_0}^P T \frac{dP}{P} = \frac{R}{9.8} \tilde{T} \ln \frac{P_0}{P},$$

其中 $\tilde{T}$ 是 P_0 和 P 等压面之間气层的平均溫度. 若將上式中的自然对数换成常用对数, 并將 $R=287.04$ 代入, 則得

$$H_P - H_{P_0} = 67.4424 \tilde{T} \lg \frac{P_0}{P}, \quad (8)$$

其中 H 之值以位势米为單位, P_0 和 P 以毫巴为單位.

計算位势高度时不应采用普通的溫度 T , 而應該采用虛溫 T_v . 什么叫做虛溫呢? 在同一气压下当干空气具有与湿空气相同的密度时, 我們將干空气所应有的溫度称做虛溫. 虛溫可按以下公式来計算:

$$T_v = (1 + 0.0006 q) T,$$

其中 q 是空气的比湿 (以克/千克为單位). 在实际工作中, T_v 可以查表求得, 也可以用高空图解来确定, 在高空图解的主要等压綫上, 都註有虛溫的訂正数值.

当比湿的数值很小时, T 和 T_v 之間的差异不大, 在很多情况下, 特别是当溫度低于零度时, 这个差异可以略去不計. 若比湿值大于 3 克/千克, 那末在确定各等压面的位势数值时, 进行虛溫訂正才具有实用意义.

(8)式是一个基本公式, 它可以用来求位势高度. 这个式子称为气压位势测定公式 (барометрическая формула геопотенциала). 在个别情况下, 若 P_0 为海平面气压, (8)式可写为:

$$H_P = 67.4424 \tilde{T} \lg \frac{P_0}{P}. \quad (9)$$

上式可用来求出绝对位势 H_P 。公式(9)说明了任一等压面 P 的绝对位势是跟海平面气压 P_0 及海平面到该等压面之间气层的平均温度有直接关系的。若海平面气压愈高及该气层的平均温度愈大,则等压面的动力高度也就愈高。

设 P_0 为任一高度上的气压,则从(8)式就可求出等压面 P 对于等压面 P_0 的相对位势 $H_{P_0}^P$, 即

$$H_{P_0}^P = H_P - H_{P_0} = 67.4424 \bar{T} \lg \frac{P_0}{P}. \quad (9')$$

由此可见,当 P 和 P_0 一定时,相对位势 $H_{P_0}^P$ 仅是该气层平均温度的函数,若气层平均温度愈高,则相对位势 $H_{P_0}^P$ 就愈大。当然反过来讲亦是对的,即若相对位势愈高,则这两个等压面 P 和 P_0 之间气层的平均温度就愈高。

从方程式(8)也可以看出,相对形势图上的等高线(即等厚度线),同时也是气层的平均等温线,两者仅在数值上有所不同而已。因此,相对形势图可以用来表示气层的平均温度场,并使我们能判断冷暖气团的分布情况,以及在不同气团之间过渡区域内平均温度对比的大小。在 OT 图上相对位势低值的区域是相当于冷区,而相对位势高值的区域则相当于暖区。若冷暖区域之间的过渡区域内相对等高线分布愈密集,则该气层中冷暖气团之间的温度对比也就愈大。

这样看来,如果说 AT 图是用来表示各高度上气压的分布情况,并给出大气中气压场的结构,气旋、反气旋、槽和脊的空间构造,那么,OT 图则用来表示大气中各个气层中热力的状态,并给出温度场的结构和冷暖气团相互分布情况。

在定压情况下,空气密度 ρ 或比容 v 仅是温度的函数,这从状态方程中就可以看出来($\rho = \frac{P}{RT}$ 或 $v = \frac{RT}{P}$)。因此相对位势也就是空气密度和比容的函数。事实上,把状态方程中 P 和 v 的值代入方程式(7)中,则

$$\left. \begin{aligned} dH &= -\frac{1}{9.8} \frac{1}{\rho} dP, \\ dH &= -\frac{1}{9.8} v dP. \end{aligned} \right\}$$

求上式从 P_0 到 P 的积分,则得

$$\left. \begin{aligned} H_P - H_{P_0} &= H_{P_0}^P = -\frac{1}{9.8} \frac{1}{\bar{\rho}} (P_0 - P), \\ H_P - H_{P_0} &= H_{P_0}^P = -\frac{1}{9.8} \bar{v} (P_0 - P), \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

其中 $\bar{\rho}$ 和 $\bar{\sigma}$ 各为平均密度和平均比容。

因此, OT 图上的等高綫不仅是气层的等平均溫度綫, 而且同时也是等平均密度綫和等平均比容綫。在 OT 图上, 相对位势 H_P^r 与平均比容 $\bar{\sigma}$ 之間是正比关系, 而 H_P^r 和平均密度 $\bar{\rho}$ 之間是反比关系。

如果研究一下單位气压动力高度差 (динамическая барическая ступень), 就可以对于等压面的位势数值跟空气密度、溫度以及气压之間的关系得到一个清楚的概念。

所謂單位气压动力高度差, 这是指若是气压改变 1 毫巴, 則位势高度應該增高或降低的数值。在公式(10)中, 如果令 $P_0 - P = \Delta P = 1$ 毫巴, 而相应的位势高度的变化用 ΔH 来表示, 就可以得出求單位气压动力高度差的关系式来; 即

$$\Delta H = \frac{1}{9.8\bar{\rho}}. \quad (11)$$

由此得出, 若空气密度 ($\bar{\rho}$) 愈小, 單位气压动力高度差 (ΔH) 就愈大, 反之, 若空气密度愈大, 則此差值就愈小。因此在密度比較大的空气里面, 等压面 P_0 和 P 之間的距离比在密度比較小的空气里要靠近一些。所以在密度比較大的空气中气压随高度的减小就要比在密度較小的空气中快些。

如果把状态方程中的 ρ 值代入公式(11)中, 則

$$\Delta H = \frac{RT}{P} \frac{1}{9.8} = 29.29 \frac{T}{P}. \quad (12)$$

因而, 單位气压动力高度差就与溫度和气压有关。若 P 愈小 (亦即高度愈高), 則 ΔH 就愈大。当气压相同时, 在比較暖的空气中單位气压高度差之值比在比較冷的空气中的高度差值要大一些。因此, 在暖空气中气压随高度的降低比在冷空气中的降低要慢一些。

在表 1 中, 我們將海平面上最常出現的 P_0 和 T 的一些数值条件下所求得的 ΔH 值 (当 $\Delta P = 1$ 毫巴) 列举出来。从表中的数值可以看出, 在地面上接近海平面的底层大气中, 單位气压动力高度差为 6 到 10 位势米左右。單位气压动力高度差是随高度而增大的。例如, 在大气中层 (若 $P = 500$ 毫巴), 当溫度为 -30° 到 $+10^\circ$ 之間时, ΔH 之值就在 14.2 到 16.6 位势米左右。

若海平面气压的数值是已知的, 則如果知道了單位气压动力高度差之后, 就不