

动力气象学

正野重方

科学出版社

动力气象学

正野重方 著

吳伯雄 譯

科学出版社出版

正野重方
气象力学序說

岩波书店

1954

內容簡介

本书所包括的内容比較全面,从敘述靜力学开始,詳細地討論了大气热力学、輻射、运动学、环流、涡度、大气稳定度、乱流、粘性流体力学以及西风波动等。每章均从敘述基本物理概念开始,从动力气象学发展初期一直闡明到近代的成就。全书运用数学工具处理了动力气象学中的一些主要問題。

本书可供气象教育工作者、研究工作者和大学有关专业高年級学生参考。

动力气象学

正野重方 著

吳伯雄 譯

*

科学出版社出版 (北京朝陽門大街 117 号)

北京市书刊出版业营业許可証出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷 新华书店总經售

*

1960 年 4 月第 一 版

书号: 2177 字数: 344,000

1960 年 4 月第一次印刷

开本: 787×1092 1/27

(京) 0001—5,500

印张: 15 11/27 插頁: 2

定价: 1.90 元

前 言

在最近十五年以來，動力氣象學的發展是非常迅速的，在第二次世界大戰以前還是很好的教科書，在現在就已經落後於時代了。在這樣飛速發展的年代里，日本因為戰爭的緣故，對於國外的發展情況完全不了解。戰爭結束後，又經過了幾年才逐漸看到國外的文獻，因此除理論氣象學者以外，已不可能立即追隨這樣的發展。在這種情況下，就迫切需要一本闡述有關動力氣象學的書。但由於動力氣象學發展的迅速，專門從事研究的學者又沒有時間來寫作，因此即使在国外適當闡明近代動力氣象學的書籍，也只有 *Compendium of Meteorology* 中的若干節，除此以外就沒有了。所以說沒有近代動力氣象學的教科書也并不過分*。本書就是為了要滿足上述這樣的要求而寫成的。最初原準備寫較為基礎的動力氣象學入門書，但考慮到以往的教本還可勉強適用，因此本書就專門討論近代動力氣象學中的主要問題。但在本書中也僅闡述了動力氣象學的原理，關於動力氣象學在實際中如何應用的問題，就沒有考慮到。作者認為在將本書改寫成理論氣象學時再考慮這個問題較為妥當。

在閱讀本書時必須特別注意的是一個符號有二種以上的意義。這是因為本書內容涉及範圍較廣，符號不夠用，同時還得照顧習慣上已經通用的符號，如不考慮到這一點則會使讀者參閱文獻時感到不便。然而作者也已盡量不使符號發生混亂。符號問題並不是一個作者可任意決定的，應該根據多數學者的意見作統一安排。

* 蘇聯早在 1948 年就已經出版了 B. A. 別林斯基的“動力氣象學”，作者在本書中只有個別地方提到蘇聯學者在動力氣象學方面所獲得的成就，這是本書主要的缺點——編者。

本书的缺点和錯誤,尚希讀者指正。

在本书出版时,承蒙东京大学地球物理教研室气象研究室諸先生在原稿整理、驗算、校正、作索引以及其他方面給予很多帮助,在此深表謝意。

目 录

緒論	1
第一章 靜力学	3
§ 1.1 地球	3
§ 1.2 大气	5
§ 1.3 状态方程	7
§ 1.4 靜力学方程	12
§ 1.5 测高公式	16
§ 1.6 有关靜力学方程积分式的若干应用問題	18
§ 1.7 密度不变的高度 [卫格納 (Wagner) 定律]	27
§ 1.8 对流层頂的高度	28
第二章 干空气的热力学	31
§ 2.1 准靜态过程与非靜态过程	31
§ 2.2 热力学第一定律	32
§ 2.3 內能和比热	33
§ 2.4 絕热过程	35
§ 2.5 多元过程	36
§ 2.6 多元大气	38
§ 2.7 干空气的絕热上升	39
§ 2.8 热力学第二定律. 熵	40
§ 2.9 气层中直減率随鉛直运动的变化	41
§ 2.10 气柱的压缩	42
§ 2.11 馬古拉斯問題	46
第三章 湿空气的热力学	52
§ 3.1 水汽的相的变化	52
§ 3.2 潛热	53
§ 3.3 克拉拍龙-克勞修斯公式	54
§ 3.4 飽和水汽压	56

§ 3.5 混合	58
§ 3.6 凝結高度	60
§ 3.7 湿空气的絕热上升	62
§ 3.8 湿絕热直減率	68
§ 3.9 溫度	70
§ 3.10 吸入	76
第四章 絕热图	81
§ 4.1 穩定度的定义	81
§ 4.2 气块法	82
§ 4.3 薄层法	86
§ 4.4 对流性不穩定	89
§ 4.5 高空气象图	89
§ 4.6 絕热图的理論	91
§ 4.7 絕热图的使用法	100
第五章 輻射	104
§ 5.1 輻射	104
§ 5.2 輻射通量和輻射強度	104
§ 5.3 輻射的物理定律	105
§ 5.4 太阳輻射	107
§ 5.5 大气对于日射的減弱	109
§ 5.6 地球的反射率	111
§ 5.7 地球輻射	113
§ 5.8 輻射輸送方程	115
§ 5.9 輻射图	117
§ 5.10 因輻射所引起的气溫变化	118
§ 5.11 大气的热平衡	121
第六章 气象运动学	123
§ 6.1 流綫	123
§ 6.2 空气质点的軌跡	128
§ 6.3 二度流場	131
第七章 运动方程	144
§ 7.1 在极坐标中质点的平面运动	144
§ 7.2 在以角速度 Ω 旋轉的笛卡儿坐标系統中,质点的运动方程	145

§ 7.3	在旋轉的地球上的运动方程	147
§ 7.4	絕對角动量守恒定律	151
§ 7.5	空气的运动方程	152
§ 7.6	水平慣性运动	159
§ 7.7	地轉风	164
§ 7.8	等压面	165
§ 7.9	热成风	166
§ 7.10	圓形水平运动	170
§ 7.11	白兰勃-道格拉斯(Brunt-Douglas)的等变压綫风	176
§ 7.12	鋒面	177
§ 7.13	連續方程	189
§ 7.14	气压的变化	191
§ 7.15	上升速度的計算	199
§ 7.16	能量方程	201
第八章	环流与渦度	205
§ 8.1	环流定理	205
§ 8.2	环流定理的应用	210
§ 8.3	渦度方程	216
§ 8.4	等絕對渦度路径法	221
§ 8.5	渦度效应	223
§ 8.6	渦面和不連續面	225
第九章	穩定度	233
§ 9.1	大气扰动的穩定度	233
§ 9.2	关于微小位移二度空間运动的准备工作	233
§ 9.3	根据气块法的大气穩定度	237
§ 9.4	緯向风的穩定度	241
§ 9.5	圓形高低气压的穩定度	247
§ 9.6	关于薄层法的注意点	249
第十章	扰动法	251
§ 10.1	动力气象学上数学的困难	251
§ 10.2	扰动方程	252
§ 10.3	单层自由表面的波, 重力波	255
§ 10.4	二层中的边界波	257
§ 10.5	在动力学的不稳定場內圓形渦旋的发展	259

第十一章 大气的乱流	265
§ 11.1 气流的扰乱	265
§ 11.2 雷诺应力	266
§ 11.3 扰乱能量的变化	269
§ 11.4 混合长度	272
§ 11.5 大气的边界层	273
§ 11.6 涡度输送理论	277
§ 11.7 乱流的统计理论	279
§ 11.8 乱流的谱	281
§ 11.9 各向同性乱流 (Isotropic Turbulence)	283
§ 11.10 相似理论	290
§ 11.11 各向同性乱流场的谱	294
§ 11.12 地面上风的变化	303
§ 11.13 里查孙数	310
§ 11.14 地面附近风的铅直分布	311
第十二章 乱流粘性流体动力学	314
§ 12.1 在摩擦层内的运动方程	314
§ 12.2 爱克曼螺线	315
§ 12.3 伴随圆形等压线的地面风	319
§ 12.4 由于内部摩擦动能的消耗	322
§ 12.5 非常定风	324
第十三章 西风波动	329
§ 13.1 西风波动	329
§ 13.2 非压缩性流体的平面波	329
§ 13.3 流线和等温线的关系	334
§ 13.4 在斜压场中波的稳定性	336
§ 13.5 球面上的波	339
§ 13.6 行星波的频散	342
§ 13.7 行星波的稳定性	347
§ 13.8 数值预报	357
参考文献	383
附表	385
习题解答	387
杂志简写表	405
索引	406

緒 論

动力气象学是以流体力学及热力学为基础，将大气的状态及其中所发生的现象作系统的、定量的叙述和说明的一门科学。而天气学则是根据气象观测和分析，掌握大气的状态和变化以便正确地预报未来天气状态为其目的的。动力气象学和天气学好象车的两个轮，两者相辅而行，同时并进的。近几年来这二门学科之间的距离已经几乎没有了，一方面所得的结果马上就可以反映到另一方面。特别在最近几年内数值预报的迅速发展，将为实现气象学者的理想，显示出动力气象学的伟大力量。但目前尚在研究阶段，距最后目的尚远。气象现象是复杂多端的，在很多的观测结果中常会有例外次要的现象。又加以在气象学中不能象物理学那样，经过实验可以除掉次要的现象而得出纯粹现象，且反复经过实验作出理论上的验证*。气象学只能观测自然发生的现象，同时观测本身在多数情况下，也是不完全的。由此可见，气象学有本质上的困难。因此，立足在物理学规律上的动力气象学才显示出它的重要性。

动力气象学虽以流体力学和热力学为基础，但与一般的流体力学未必相同。往往在一般流体力学中所忽略的问题，在动力气象学中则常是本质的重要的问题。它们具有下列四点不同：第一，空气的密度，不仅与压力，而且与温度也有关系。一般流体力学中气体的密度，一般仅处理为压力的函数，这在动力气象学上仅在特殊情况下才成立。第二，在一般流体力学上普通用静止坐标处理问题，但在动力气象学上则由于地球的自转，常常因为处理成在旋

* 目前已经开展试验性的研究工作，利用在适当自然条件下的人工控制试验和模型试验，来证实气象理论的时代已经来到了——编者。

轉坐标系中运动的緣故，外表上与一般流体力学的結果就有显著的不同。第三，一般流体力学普通只处理流体内沒有热源的情况，但在动力气象学上則因水汽凝結所放出的潛热和由輻射的吸收，必須考虑在大气中有热源的情况。第四，在一般流体力学上仅考虑分子的粘性，在动力气象学上还必须考虑由于乱流所引起的乱流粘性。以上所述不同点，虽非本质上的差别，但在一般流体力学上通常不必考虑的問題，在动力气象学上就常成为問題。因此，动力气象学虽然是从流体力学中所派生出来的，但在目前已经发展成为一个独立的学科了。

第一章 靜力学

§ 1.1 地 球

(i) 地球的形狀

地球是偏平旋轉的橢圓體，赤道半徑為 6378.4 千米，極地半徑為 6356.9 千米。設兩半徑各為 a_E 及 a_P ，則橢圓率

$$s = \frac{a_E - a_P}{a_E} = \frac{1}{297} = 0.00337,$$

它是很小的，因此一般可以考慮作為球體。設和這橢圓體同體積的球體半徑為 a ，則

$$a = 6371 \text{ 千米},$$

當考慮地球作為球體時，則以此值為半徑。地球雖是橢圓形但在動力氣象學上把它當作球體，亦無問題。

地球的平均密度為 $5.525 \text{ 克} \cdot \text{厘米}^{-3}$ ，其質量為 $5.98 \times 10^{27} \text{ 克}$ 。

(ii) 地球的自轉

地球的运动有几种形式，在動力氣象學上重要的运动是自轉。從北極觀察地球的自轉它是呈等速反時針方向旋轉，在一恆星日內运动一轉。設自轉的角速度為 ω ，則

$$\begin{aligned} \omega &= \frac{2\pi}{1 \text{ 恆星日}} = \frac{2\pi}{86164} = \\ &= 7.29 \times 10^{-5} \text{ 弧度} \cdot \text{秒}^{-1}. \end{aligned}$$

在緯度 φ 處，對於地表面鉛直軸及向北水平軸的角速度分量各為 ω_v, ω_h ，則

$$\omega_v = \omega \sin \varphi, \quad \omega_h = \omega \cos \varphi. \quad (1.1)$$

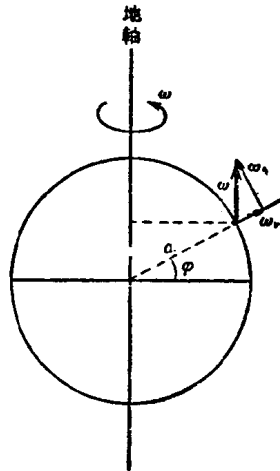


圖 1.1

又在緯度 φ 处，地表面上靜止物体以綫速度 $a\omega \cos \varphi$ 在空間运动着，这里不考虑因公轉运动而引起的綫速度。表 1.1 則为 ω_v , ω_h , $a\omega \cos \varphi$, 在各緯度的数值。

表 1.1 $\omega_v(10^{-5} \text{ 秒}^{-1})$, $\omega_h(10^{-5} \text{ 秒}^{-1})$, $a\omega \cos \varphi(\text{米} \cdot \text{秒}^{-1})$

φ°	0	10	20	30	40	45	50	60	70	80	90
ω_v	0	1.266	2.494	3.646	4.689	5.156	5.586	6.315	6.854	7.183	7.292
ω_h	7.292	7.183	6.854	6.315	5.586	5.156	4.689	3.646	2.494	1.266	0
$a\omega \cos \varphi$	465	458	435	402	356	328	299	232	159	81	0

(iii) 重力

重力加速度 g 为地球的引力 g_a 和由于自轉的离心力 $\omega^2 r$ 的合力, 即

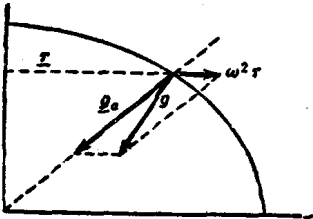


图 1.2

$$g = g_a + \omega^2 r.$$

因为地球是椭圆体, g_a 随緯度而变, r 也随緯度而变, 因而 g 值也随緯度而变。在海平面上重力加速度 g 值为 g_0 , 則

$$g_0 = 980.616(1 - 0.002644 \cos 2\varphi) \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2}. \quad (1.2)$$

自由大气中的重力值, 則为海平面值乘以因数 $\frac{a^2}{(a+z)^2}$, 其中 z 是海拔高度。因此

$$\begin{aligned} g &= g_0 \frac{a^2}{(a+z)^2} = g_0 / \left(1 + \frac{z}{a}\right)^2 = g_0 \left(1 - \frac{2z}{a}\right) = \\ &= g_0(1 - 3.14 \times 10^{-7} z) \quad (z \text{ 的单位为米}). \end{aligned} \quad (1.3)$$

如山頂为完全均衡时, 則用上值为宜, 如不是这样的情况, 則必須考虑山体的引力, 即

$$g = g_0 \left(1 - \frac{5}{4} \frac{z}{a}\right) = g_0(1 - 1.96 \times 10^{-7} z). \quad (1.4)$$

海平面上, 赤道和极地的重力差为 $5.2 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2}$, 在緯度 45°

处,海平面和 20 千米高度的重力差为 $6.2 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2}$ 。故动力气象学所考虑的空间,则以 $980 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2}$ 为中心,有一位数量级值的变化。因而在将重力假定为常数的问题上,拘泥于小数以下的数值是无意义的。在严格的情况下则为另一问题。通常 g 假定为 $980 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2}$ 。

(iv) 重力位势

在地面上高度 z 处某单位质量的物体所具有的位能,即为从地表面抬升到该高度所需要的工作量,称为该处的重力位势。它可以写成

$$\Psi = \int_0^z g dz = \int_0^z g_0 \frac{a^2}{(a+z)^2} dz = g_0 z / \left(1 + \frac{z}{a}\right) \doteq g_0 z, \quad (1.5)$$

Ψ 的单位用 $10^5 \text{ 厘米}^2 \cdot \text{秒}^{-2}$, 叫作 1 动力米。 Ψ 具有能量的因次,相当于 1 米高度差的重力位势差,即 $980 \times 100/10^5 = 0.98$ 动力米。

§ 1.2 大 气

(i) 空气的组成

空气是以氮 (N_2)、氧 (O_2)、氩 (Ar)、二氧化碳 (CO_2)、水汽 (H_2O) 为主要成分的混合气体。从空气中除去水气后残余的气体叫作干空气。水气的数量在垂直空间有显著的变化,而干燥空气的组成在地面以上 20 千米范围内,则保持如表 1.2 所示的数值。空气中除上述主要成分以外还含有数量很少的氟、氙、氦、氯、氖、氫、阿姆尼亚、碘、过氧化氢、臭氧等。

在地面上从 10 千米到 60 千米的高度,则含有很多的臭氧,因

表 1.2 干空气的主要成分

成 分	分子 量	密 度 (空气=1)	容 积 %	质 量 %	总质量(克)
氮	28.02	0.9673	78.08	75.52	$3875 \cdot 10^{18}$
氧	32.00	1.1056	20.95	23.15	$1188 \cdot 10^{18}$
氩	39.94	1.379	0.93	1.28	$658 \cdot 10^{17}$
二氧化碳	44.00	1.529	0.03	0.046	$235 \cdot 10^{16}$

此称为臭氧层。臭氧在 20 至 30 千米一层中其数量为最大，在此层上下则减少。将臭氧层全部臭氧量订正到标准状态，虽然大约不过 0.3 立方厘米，但对于平流层的辐射却起重要的作用。在更高处的空气组成成分中，如氮那样轻的气体逐渐变多，但从动力气象学的立场来说，这是没有多大关系的。

(ii) 大气的层次

大气自下而上大致可以分为对流层、平流层、电离层、外大气层。对流层是从地面到对流层顶的大气层，其中的气温直减率约为 $0.6^{\circ}(100\text{米})^{-1}$ 。对流层顶的高度随纬度、季节、天气状态而变化，平均约为 11 千米。图 1.3 表示了对流层气温的平均分布和对流层顶的平均高度。平流层是从对流层顶向上到海拔 80 千米的气层。平流层下部气温对于高度大致是不变的，但到 35 千米左右以上则随高度增加，约在 50 千米为极大，再往上就减少，约至 80 千米

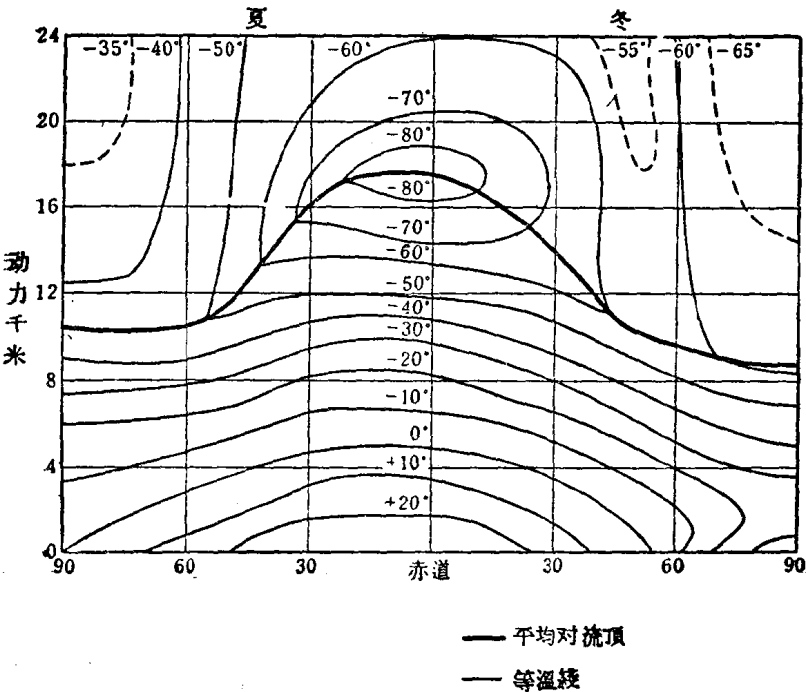


图 1.3

为极小。在电离层气温则随高度增加。图 1.4 即表示各高度上的气温分布。海拔约 800 千米以上,叫作外大气层,其详细情况尚不明了。

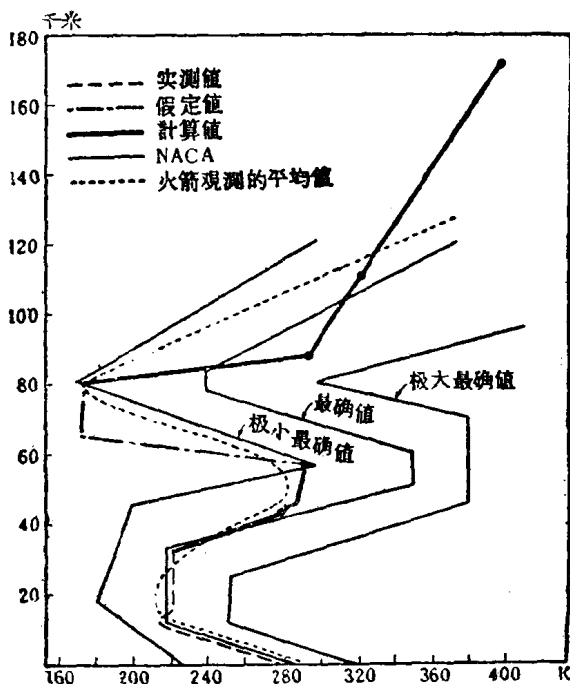


图 1.4

§ 1.3 状态方程

(i) 物理变数

若气压 p , 温度 T , 密度 ρ 或比容 α 为已知, 则气体的状态可完全决定, 因此这些量叫作物理变数。

气压 气压在气象学上以毫巴 (mb) 为单位。所谓 1 毫巴的压力, 即为 1000 达因的力作用于 1 厘米² 面积上的压力。1 毫巴的 10 倍为 1 厘巴 (cb), 100 倍为 1 分巴 (db), 1000 倍为 1 巴 (bar)。除毫巴以外, 也常用所谓毫米 (水银柱 mm) 的单位。所谓 1 毫米 Hg 的压力, 即在标准重力 (980.665 厘米秒⁻²) 下, 温度为 0°C 时, 1

毫米高度的水銀柱对于其底面的压力, 因此

$$1 \text{ 毫米水銀柱} = 0.1 \times 13.5951 \times 980.665 \\ = 1.3332 \times 10^3 \text{ 达因厘米}^{-2} = 1.3332 \text{ 毫巴} \div \frac{4}{3} \text{ 毫巴}.$$

同样, 水銀柱 1 吋的气压(因 1 吋 = 25.4 毫米)为

$$1 \text{ 吋水銀柱} = 25.4 \times 1.3332 = 33.86 \text{ 毫巴}.$$

1 个大气压即为 760 毫米水銀柱的压力, 即

$$1 \text{ 大气压} = 760 \times 1.3332 \text{ 毫巴} = 1013.25 \text{ 毫巴},$$

反之, 則

$$1000 \text{ 毫巴} = 750 \text{ 毫米水銀柱}.$$

因此, 从毫米水銀柱換用毫巴为单位时, 須乘以 $\frac{4}{3}$.

温度 气象学上的温度在实际应用时采用摄氏温标($^{\circ}\text{C}$)及华氏温标($^{\circ}\text{F}$), 但在理論上进行計算时則用绝对温度($^{\circ}\text{K}$). 在这些温度单位間有以下的关系:

$$T^{\circ}\text{F} = \frac{5}{9}(T - 32)^{\circ}\text{C} = (T - 32)\left(\frac{1}{2} + \frac{1}{20} + \frac{1}{200} + \cdots\right)^{\circ}\text{C},$$

$$T^{\circ}\text{C} = \left(\frac{9}{5}T + 32\right)^{\circ}\text{F} = \left\{\left(2T - \frac{2}{10}T\right) + 32\right\}^{\circ}\text{F},$$

$$T^{\circ}\text{C} = (273.2 + T)^{\circ}\text{K}.$$

密度及比容 空气的密度以克·厘米 $^{-3}$ 或千克·厘米 $^{-3}$ 为单位来表示, 比容則为密度的倒数. 0°C 时干空气的密度, 則如表 1.3 所示.

表 1.3 0°C 时干空气的密度和比容

气 压	密度(千克·米 $^{-3}$)	比容(米 3 ·千克 $^{-1}$)
760 毫米水銀柱	1.2930	0.77340
1000 毫巴	1.2761	0.78364

(ii) 状态方程式

气体的物理变数 p, α, T 之間存在 $f(p, \alpha, T) = 0$ 的关系式,