

論 著

根據廣州上空氣球升速與大氣層結構之  
關係推斷大氣垂直運動\*

嚴 開 偉

(北京大學氣象專業)

一. 氣球升速之一般特性

氣球升速可用下面的公式決定

$$W = K \left( \frac{1}{\rho} \right)^{1/6} C^{-1/2} \left( \frac{L^{1/2}}{Q^{1/3}} \right) \quad (1)$$

式中  $K$  為一常數:

$$K = \left( \frac{4\pi}{3} \frac{\rho_0 - \rho_{H0}}{\rho_0} \right)^{1/3} \left( \frac{2g}{\pi} \right)^{1/2} \quad (2)$$

$\rho_0$  為地面空氣之密度,  $\rho_{H0}$  為地面氫之密度,  $g$  為重力加速,  $C$  為空氣之比阻力係數,  $L$  為氣球之淨舉力,  $Q$  為球之全浮力。公式 (2) 稱為 Hergsell<sup>[1]</sup> 公式。由公式 (1) 看出當  $C$  為常數時, 任意高度上氣球升速與地面升速之比為

$$\frac{W}{W_0} = \left( \frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/6} \quad (3)$$

$W_0$  及  $\rho_0$  各為地面氣球之升速及空氣之密度。很明顯氣球之升速當隨高度增加。表 1 列舉出廣州上空  $(\rho_0/\rho)^{1/6}$  的平均值

表 1

高度(毫巴)	1000	900	800	700	600	500	400	300	200
$(\rho_0/\rho)^{1/6}$	1.00	1.02	1.03	1.06	1.08	1.11	1.15	1.19	1.26

當氣球無洩氣情況時, 300 毫巴以下每升高 4 公里 升速約增加 7—8%。根據風洞及實驗大氣中氣球升速特性之實驗, 指出  $C$  為雷諾數  $R$  之函數。對  $C$  來說,  $R$  有一臨界值, 當  $R$  處於臨界區內,  $C$  隨  $R$  減少而增加極快, 因之氣球升速也當隨  $R$  之減少而激烈下降。當  $R$  處於臨界區以外  $C$  可看為常數。臨界區的範圍約在  $R =$

\* 1955年2月25日收到。

$2 \times 10^5$  至  $R = 40 \times 10^5$  之間<sup>[2,3,4]</sup>。如有尺度小於球徑之微湍流存在或氣球有旋轉現象,則臨界  $R$  將隨湍流強度或旋轉現象之增加而向較小值方面移動。對於臨界區及接近其上之  $R$  而言,所對應之  $C$  將受影響,仍可看為常數。根據廣州平均溫度隨高度之分佈計算各高度上之平均  $R$  值如表 2。

表 2

高度(毫巴)	1000	900	800	700	600	550	500	450	400	300	200
$W=300$ 米/分	$5.62 \times 10^6$	5.26	5.14	4.63	4.25	4.13	3.95	3.84	3.70	3.22	2.77
$W=360$ 米/分	6.74	6.32	6.17	5.53	5.10	4.95	4.74	4.60	4.44	3.37	3.32
$W=420$ 米/分	7.66	7.37	7.20	6.49	5.94	5.78	5.52	5.37	5.18	4.52	3.88

由上表看出,當氣球升速與空氣之間的相對升速在 300 米/分以上時,500 毫巴以下所有之  $R$  值皆大於臨界值。氣球相對升速在 360 米/分以上時,300 毫巴以下所有之  $R$  值皆大於臨界值。氣球之相對升速在 420 米/分以上時,200 毫巴以下所有  $R$  值皆大於臨界值。 $R$  值大於臨界值時, $C$  既可看為常數,升速之變化如有異於公式 (1) 所決定關係時,很可能係由於尺度大於球徑之湍流或大氣裏垂直運動影響所致。1945—1946 年冬廣州 500 毫巴以下各高度上氣球升速之變化,可供判斷大氣垂直運動情況之參考。500—300 毫巴之間氣球升速超過 350 米/分者也可供判斷 300 毫巴高度以下垂直運動情況之參考。至於 200 毫巴以上則升速必須超過 400 米/分方有意義。為了避免湍流之影響,在比較升速變化時,以所有  $R$  值皆超過臨界值為原則。本文中計算各高度上之  $R$  時,以經過平整後之升速為標準(如圖 6b 中虛線所示)。

## 二. 測站所在區域之高空流場

1945—1946 年冬華南方面僅有柳州及廣州兩地的測風記錄,重慶及漢口遠處於華西及華中,兩地的探空記錄只能起配合作用,故在分析方面殊感困難。圖 1 為柳州和廣州 4,000, 6,000, 8,000, 10,000 碼\* 各高度上之風速向量平均值。由圖可看出下列幾個現象。

(1) 1946 年冬季 700 毫巴以上,柳州盛行風為西風及西西北風,廣州盛行風為西西南風。

(2) 5 公里以上 10 公里以下,柳州風速通常大於廣州。

\* 1945—1946 年的測風當時高度用碼,而不是米。

爲了使第二點現象更明朗化，表3中列舉了3公里以上廣州及柳州1946年1, 2月份各高度上之風速絕對值的平均，由表可看出4公里以下廣州風速大於柳州(摩擦層以上各高度上皆如此；表中未列出)。從4公里高起柳州風速大於廣州，且9公里以下愈高兩地風速差值亦愈大。(二月份情況與表3所列者稍有不同，9公里以下柳

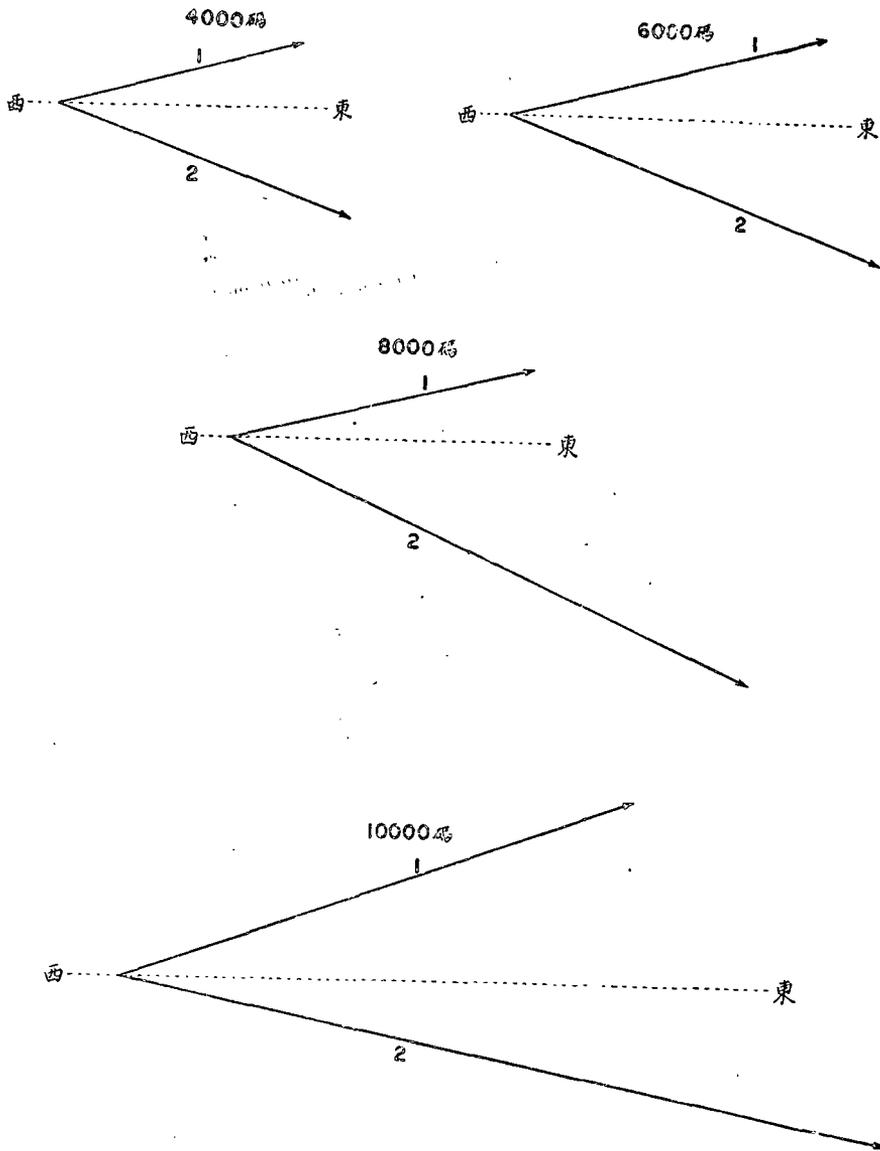


圖1. 廣州及柳州不同高度上平均風速

1. 廣州平均風速；2. 柳州平均風速。

州風速雖皆大於廣州者，但至 10 公里高度廣州風速大於柳州，前者為 40 米/秒，後者為 51 米/秒。統計表 3 時所根據的記錄，兩個月合計最多不過 30 日次，10 公里高度上僅 16 日次，因為包括兩個月份的記錄，而且日次的選擇是以兩地同時有記錄為原則；選擇既是任意的，表 3 仍有一定的意義。

表 3 廣州 1946 年 1, 2 月份各高度上風速分佈

一月份	高度(千米)	廣州平均風速(米/秒)	柳州平均風速(米/秒)	參與平均之總日次
	3	11.5	8.5	15
	4	16	18.5	15
	5	19	22	15
	6	23.6	25.6	15
	7	25.2	28.3	13
	8	26.1	33.5	13
	9	29.1	42.0	11
	10	40.5	45.5	8

綜合以上所述可得如下推論：

(1) 柳州既在廣州之西，柳州及廣州之間高空流場表現為一平均槽。

(2) 3 公里以上，10 公里以下廣州風速既小於柳州者甚多，柳廣之間流線將有幅散現象，愈高幅散愈明顯。

此外，另有兩點值得注意的現象，即廣州以東，北緯 25 至 30° 之間，流線幅合現象，以及流線過廣州後漸轉至略呈反氣旋性彎曲。前者已有多數文獻曾提及，後者可根據空軍 500 毫巴天氣圖與高由禧<sup>[5]</sup>所繪一萬呎平均流場看出。

根據上述，廣州大致位於槽前流線曲率轉折點附近。葉篤正<sup>[6]</sup>曾指出中國大陸上高空氣流穩定度極大（由圖及表 2 中所列數值計算出之 4 公里以上穩定度略小於葉氏所計算者，但亦超過 80，二者不同之處可能由於葉氏所用之記錄時間較長），因此可以認為上述推論，具有足夠之代表性。本文所考慮之垂直運動，即此槽前轉折點附近情況。

### 三. 廣州冬季上空上昇曲線的特徵

當一地上空有垂直運動存在時，大氣層結構必有其特殊表現。根據 1945—1946 年冬探空記錄，廣州冬季對流層下層經常有一非常穩氣層存在，溫度遞減為  $\left| \frac{\partial T}{\partial z} \right| < 3^\circ\text{C}/\text{公里}$ ，層頂約在 700 毫巴到 600 毫巴氣壓之間，層底則有時接近地面。穩定層以下相對濕度較高，接近頂部相對濕度突然降低，層頂以上相對濕度一般皆低至非

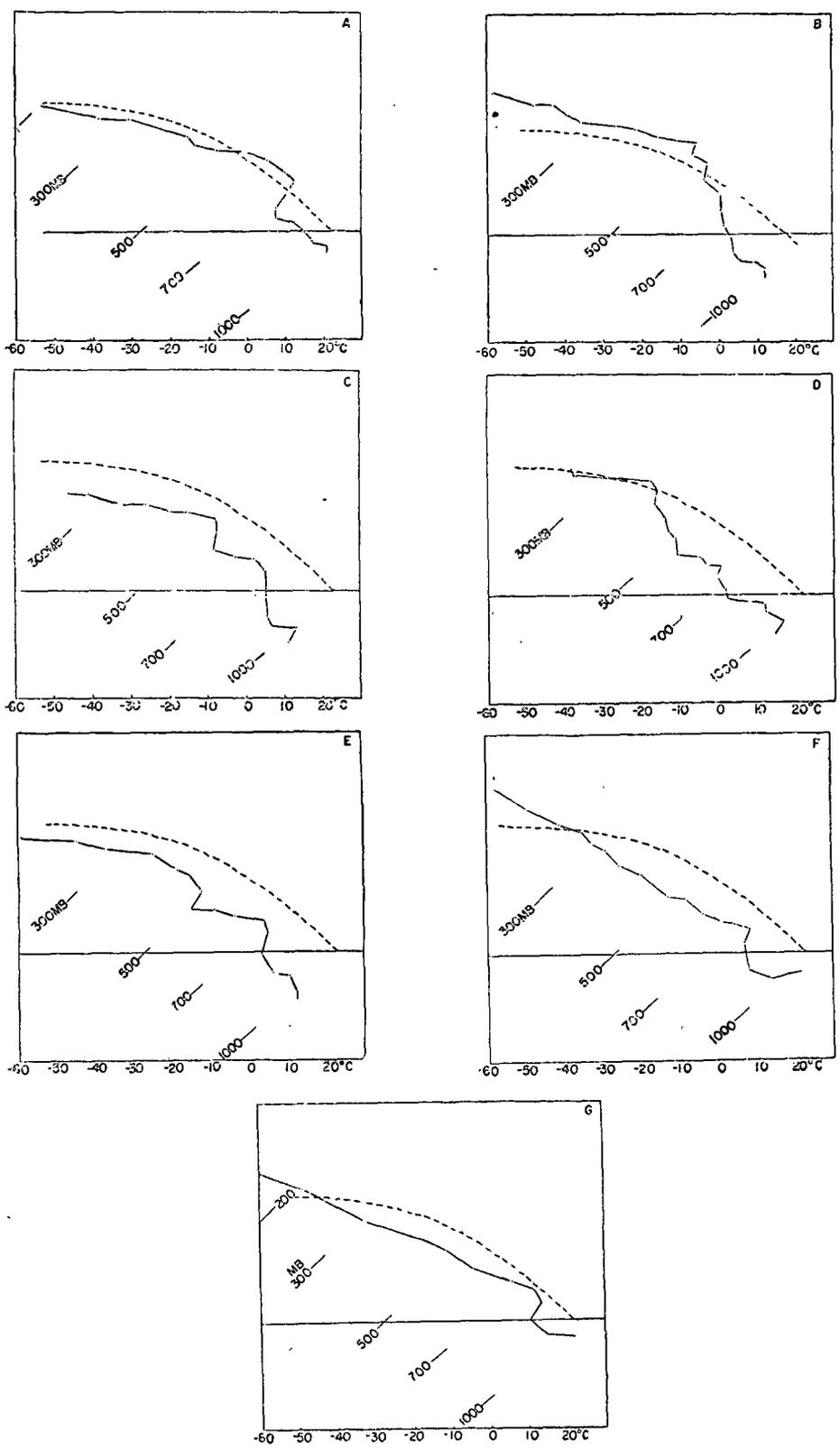


圖2(A-G). 廣州冬季不同類型之上升曲線 (T-φ圖)

儀器所能測量程度。在此穩定層以上之中上層對流層內往往另有一相當厚的穩定層。本文以後稱對流層下部的穩定層為下穩定層，中上層對流層的穩定層為上穩定層。上穩定層一般說來非常乾燥，但個別情況接近底層大氣，有時亦含有一定量水分。根據1946年1月、2月及3月之探空資料，按廣州上空溫度及濕度隨高度之分佈，上昇曲線可分為下列五種類型。

1. 下穩定層類型：此種類型約在750至600毫巴之間有一很穩定的氣層，穩定層以上非常乾燥，穩定度較小，穩定層以下較潮濕，接近飽和，圖2中(A)為此型的例(1月28日)。

2. 深厚穩定層類型：此種類型由近地面起大氣即非常穩定，穩定層的頂可達6公里高，除極近地面相對濕度可達60—70%外，一般皆低至非儀器所能測量範圍。圖2中(B)(1946年1月10日)為此型的例。

3. 兩穩定層類型：此種類型包含有下穩定層及上穩定層。兩穩定層之間的過渡氣層穩定度很小，有時接近乾絕熱遞減率。過渡氣層之厚度，有時超過200毫巴，有時不足50毫巴，根據濕度隨高度的分佈情況，通常由地面起整個大氣柱皆極乾燥，近地面氣層相對濕度低於70%，至下穩定層以上相對濕度減低至非儀器所能測量程度。圖2中(C)及(D)(1月11日及19日)為這種情況的例。這樣的濕度分佈在1946年1月及2月裏佔絕大多數，3月份初旬亦有時出現。但個別情況上穩定層底部有時也可能含有微量水分，相對濕度可超過30%，但整個空氣柱仍甚乾燥。圖2中(E)(1月18日)為這種情況的例。但這樣的濕度分佈出現次數極少，1946年1月份僅出現過一次，2月份出現過兩次，3月份由於從初旬起整個上昇曲線型式有了劇烈變化，未曾發現。

4. 潮濕類型：此種類型的上昇曲線，下穩定層頂低於700毫巴，有時甚至低於800毫巴。在500毫巴以下相當潮濕。500毫巴以上則相對濕度隨高度變化甚大，有時極低，有時甚高，此種型式在1月份未曾出現，2月下旬以後出現次數逐漸增多，3月份則時有出現。圖2中(F)(2月22日)及(G)(3月29日)為此型的例。

根據廣州的探空記錄，1月及2月幾乎經常有下穩定層及上穩定層存在。由於1945年11月及12月記錄殘缺過多，上述的穩定層現象的開始日期無法肯定。估計大概開始於11月下旬至12月中旬之間，盛極於1月及2月中旬以前，2月下旬以後，下穩定層及上穩定層已時有消失的現象，至3月初旬潮濕氣層的厚度已較大，往往超過600毫巴。圖3為1946年1月23日至31日之時間剖面圖，時間是任意選擇的。

由圖中濕球位溫線分佈可看出水分集中在下穩定層底部以下氣層裏，同時在這一時間裏對流層中下層各高度上位溫無大變化，而在對流層上層變化較大。根據1946年情況只有寒潮猛襲廣州的時候，整個大氣裏位溫才有顯著的改變。根據華西及華南地區1946年冬季探空記錄，上述各種情況之上升曲線甚為普遍，往往廣州上空有一強而厚之穩定層，漢口及重慶上空也同時出現，穩定層所在之高度雖有區別，但層頂或層底的位溫却相當一致（根據1946年上海探空記錄，似乎華東另屬一範疇）。表4列舉了1946年冬廣州、重慶、漢口、蘭州同時有記錄且出現穩定層時（厚度超過150毫巴，遞減率低於 $-0.3^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ ）層頂及層底之位溫數值。

表4中所加“大於”字樣係因記錄終止於此，穩定層頂不詳。至於兩地或三地同時出現深厚穩定層，而其他一地或二地記錄殘缺者，出現次數約3倍於表4所列日

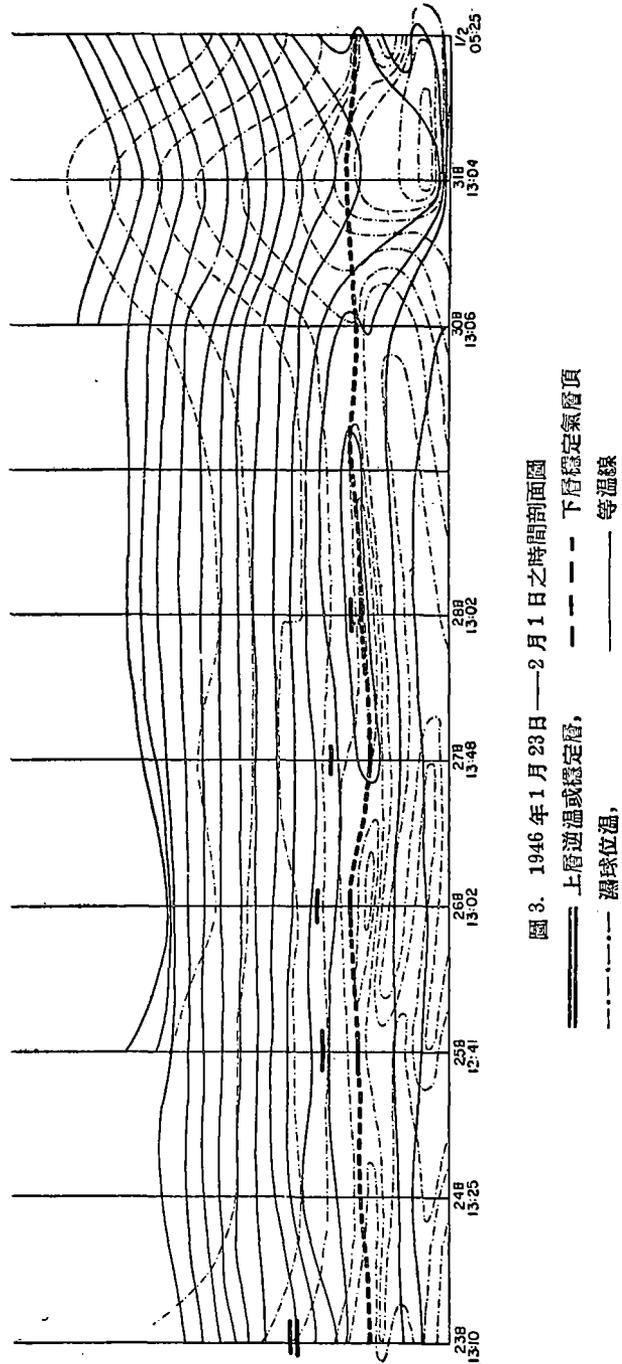


圖3. 1946年1月23日——2月1日之時間剖面圖  
 上層逆溫或穩定層, 濕球位溫, 等溫線  
 下層穩定氣層頂

表 4

地點	日期	1月19日		1月25日		2月4日		2月20日	
		頂(°A)	底(°A)	頂(°A)	底(°A)	頂(°A)	底(°A)	頂(°A)	底(°A)
廣州	溫	344	315	328	303	312	296	大於 320	317
漢口		大於 313	304	319	304	309	283	大於 330	310
重慶		344	314	329	307	312	294	大於 334	315
蘭州		大於 340	317	324	291	311	290	大於 332	312

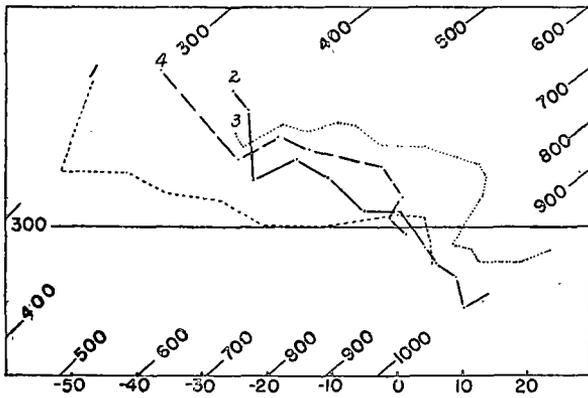


圖 4. 上升曲線  
1. 蘭州 2. 漢口 3. 廣州 4. 重慶  
1946年2月20日 04:00Z

次(10次以上)。2月20日四地之上升曲線，為一有趣的現象(圖4)，顯然蘭州者為對流層頂，至於其他三地，何以在接近穩定層底處同時呈超絕熱狀況，殊堪玩味。1946年冬上述各地上空之穩定層可能即極鋒，由於記錄過稀不便做肯定的結論。

#### 四. 1946年冬季廣州上空垂直運動情況與大氣層結構

廣州上空之穩定層為冬季(至少是1946年1月份及2月份)普遍存在的現象。上穩定層固然厚度大，濕度極小。而下穩定層厚度往往也超過200毫巴，穩定層以下濕度亦小。尤其當對流層中下部連而為一深厚穩定層時，整個穩定層皆相當乾燥(見圖1)。因此擾動以及由於濕度不連續引起之輻射冷卻，皆不足以構成如此厚而強之穩度層。自然有時上穩定層或下穩定層真正是極鋒。擾動及輻射等因子的作用也可能存在，但除此之外，垂直運動很可能具有相當大的意義。

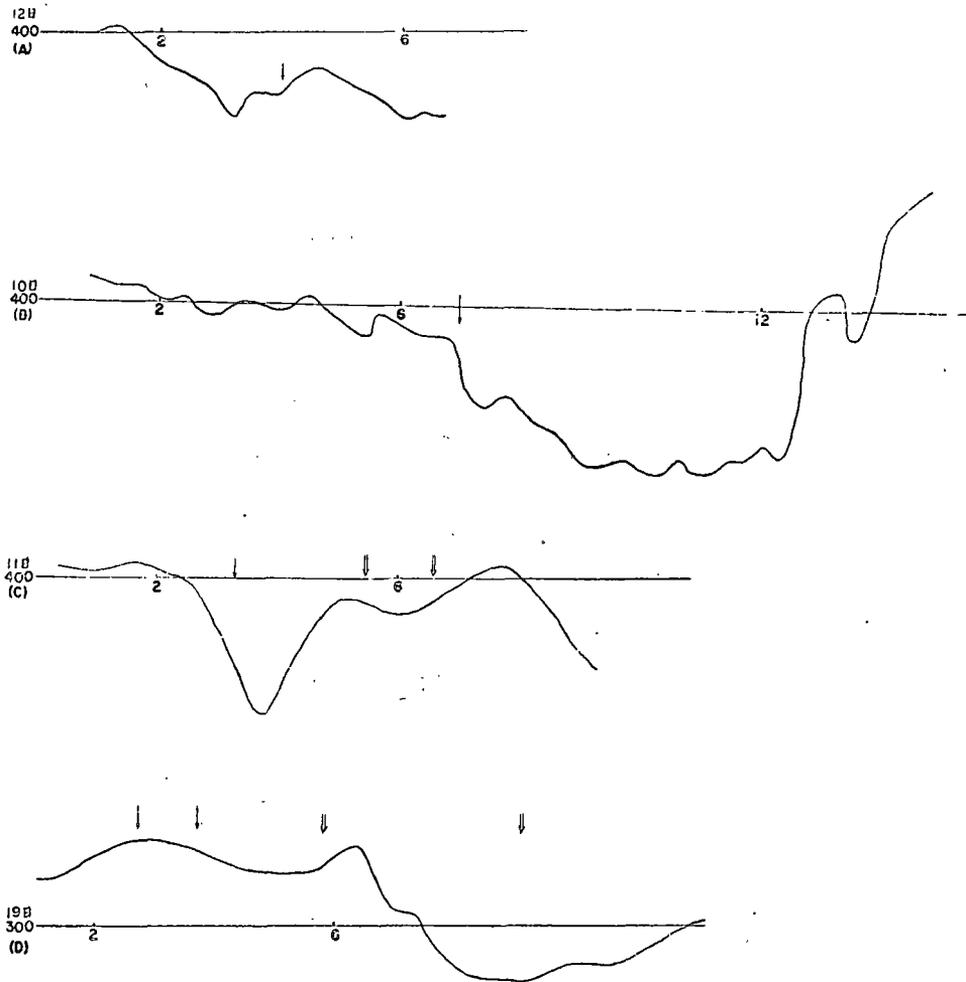
當整層空氣沿垂直方向作絕熱運動時，氣層內部穩定度的變化可由下列不等式決定

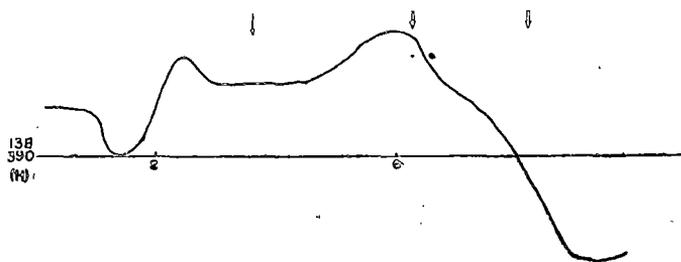
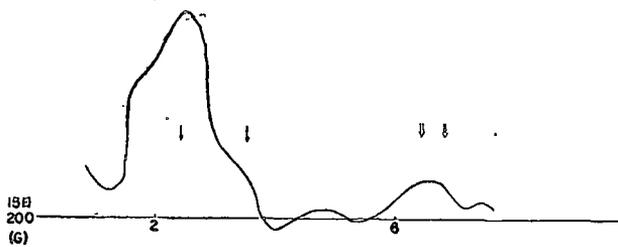
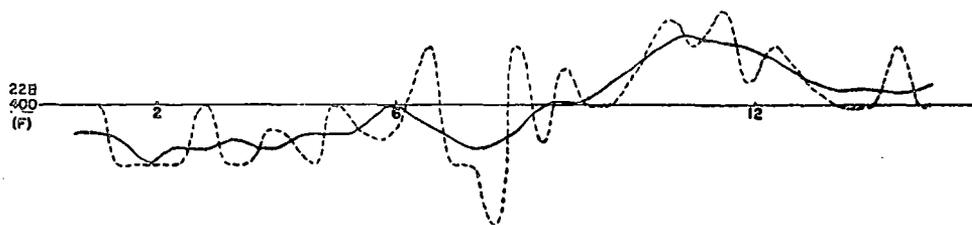
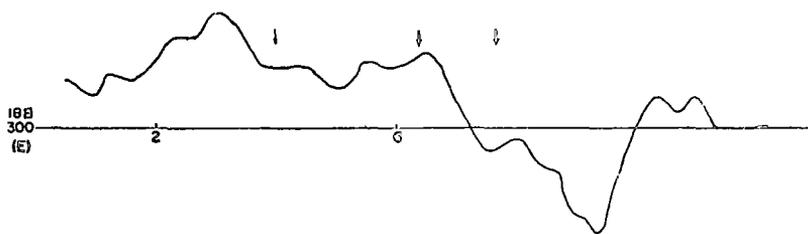
$$\frac{\delta}{\delta t} \frac{\Delta \theta}{\Delta z} \begin{matrix} > \\ = \\ < \end{matrix} 0, \quad (4)$$

式中  $\Delta\theta$  為氣層頂及底之位溫差， $\Delta z$  為氣層厚度。當空氣作絕熱運動時， $\Delta\theta$  不變。如考慮自由大氣裏位溫隨高度是增加的，穩定度的變化可用下列不等式決定

圖 5. 氣球升速隨高度之分佈示例 (橫座標數字表示仟碼)

縱座標為升速 每厘米相當 20 碼 / 分  
橫座標為高度 每厘米相當 400 碼





$$\left. \begin{array}{l} \frac{\delta(\Delta z)}{\delta t} < 0 \quad \text{穩定度增加} \\ \frac{\delta(\Delta z)}{\delta t} = 0 \quad \text{穩定度不變} \\ \frac{\delta(\Delta z)}{\delta t} > 0 \quad \text{穩定度減少} \end{array} \right\} \quad (5)$$

如第一節所述，當  $C$  值大於臨界值時，如無漏氣情況發生，氣球與空氣之間的相對速度改變甚微。故進行風雷觀測時，根據氣溫、氣壓及濕度所計算出的氣球升速的改變，可以定性地表示出垂直氣流的特徵。這個原則與利用雙經緯儀所觀測的原理相同，相異處是雙經緯儀觀測時，誤差由經緯儀的精確度及仰角方位角的大小決定，而做雷風或雷送觀測時儀器誤差由雷送系統決定（見附錄）。

氣球上升時，各高度上水平方向的速度非常接近該高度上風的速度。離地後短時間裏（三四十分鐘左右）氣球的水平位移至多不過五六十公里。如在觀測時不發生不可原諒之差誤，氣球亦處於正常狀態，同時，大氣裏亦沒有波長為幾十公里之地域性振盪，如升速的相對變化可以近似地表示出不等式(5)裏  $\frac{\delta\Delta z}{\delta t}$  的特性，則升速的變化很可能並非由於尺度大於球徑的渦流所致，而係由於較大規模的垂直運動所引起的。

爲了了解廣州上空垂直運動與溫度垂直分佈之間的關係，我們任意選擇 1946 年 1 月 10 日、11 日、18 日、19 日、2 月 22 日的氣球升速爲例，圖 5B 爲 10 日各高度上的氣球升速變化曲線\*，上升曲線屬深厚穩定層類型（見圖 2B）。橫座標爲高度，縱座標爲氣球升速度，單位爲碼/分。爲了減少升速之不規則誤差（包括氣壓誤差，高度計算誤差及用 10 碼爲升速單位引起之誤差等）及小渦動的影響，升速採用 4 分鐘內的平均值表示（參考附錄）。圖 5 中升速曲線是利用重疊平均的辦法得到的，例如第五分鐘的球高減去第一分鐘的球高後，再被 4 除爲第三分鐘球的升速；第六分鐘的球高減去第二分鐘的球高，再被 4 除爲第四分鐘的升速；餘類推。這種平均法爲一般實驗工作中所熟用，它容易使速度變化現象後延或提前發生，但是對規模較大的垂直運動來說影響不致很大。在圖 5 裏，升速曲線上部  $\downarrow$  形符號表示穩定層頂的位置，很明顯地看出穩定層以上氣流升速迅速降低。根據球重及雷送重量以及淨舉力，推測本日球之升速不應低於 350 碼/分，因此穩定層頂以上，12,000 碼以下皆爲下降氣流，下降氣流的速度愈近層頂愈小。

\* 根據原記錄升速單位用碼/分，本文未改變單位。

圖 5 中 C, 爲 1946 年 1 月 11 日的探空記錄, 上升曲線屬兩穩定層類型(見圖 2C)。符號  $\downarrow$  表示下穩定層頂, 符號  $\uparrow$  表示上穩定層頂及層底。下穩定層是位於上升速度最小的高度以下不遠的地方。上穩定層頂也是在升速較小的高度上, 層頂以上氣球升速漸增, 層底附近升速較大。兩穩定層之間, 升速改變劇烈。圖上虛線爲每分鐘內的平均升速(非循環平均), 由虛線更明顯的看出這種關係。

圖 5 中 A, D, E, G, H 爲 1 月 12, 19, 18, 15, 13 各日之升速曲線, 由圖很明顯的看出氣球升速與穩定層之間的關係, 相當適合不等式 (5) 所表示者。應特別提出圖 2F 爲 2 月 22 日的探空記錄, 上升曲線屬潮濕類型, 整個空氣柱含水量相當大, 除 500 至 400 毫巴之間相對濕度極低外, 其他各高度上皆足以產生雲層, 至 300 毫巴高度相對濕度尚達 100%, 根據上升曲線情況, 500 米以下爲超絕熱狀況, 地面溫度爲  $23^{\circ}\text{C}$ , 相對濕度爲 55%, 根據穩定度很容易估計對流雲系可伸達 2.5 千米高。730 毫巴以下各高度上相對濕度超過 90%, 可能係由於對流傳遞水分所致, 730—580 毫巴之間氣層爲潛勢不穩定, 如有中度擾動即可促使對流雲發展至 600 毫巴處。此或爲 580 毫巴處相對濕度達 86% 的原因, 580 毫巴以上相對濕度劇烈下降, 除由於對流不足以傳遞水分至此高度外, 可能與下降氣流有關, 這一點可由圖 5F 中氣球升速判斷。圖中虛線表示各高度上每分鐘氣球升速之原始記錄, 實線爲四分鐘內重疊平均升速, 由實線可看出 6,000 碼以下氣球升速平均說來是在逐漸增加, 6,000 至 8,500 碼之間氣球升速迅速減少, 而相對濕度則降低至非儀器所能測定範圍。8,500 碼以上氣球升速劇增, 直至 15,000 碼處球爆破爲止, 始終維持 450 碼/秒以上, 以致 10,000—12,000 碼高度上相對濕度達 100%。

根據上述各例及所有其他各日記錄可得下面的概念:

1. 上穩定層與下穩定層皆與不同高度上之相對垂直速度有關。層頂位於相對速度改變最劇烈高度以上不遠。
2. 上穩定層底及下穩定層頂之間的過渡區域穩定度不大(往往接近乾絕熱), 此過渡氣層上部氣球升速大於下部升速。

以上所述之穩定層包括有鋒面在內。

## 五. 平均垂直運動情況

廣州上空下穩定層既屬 1945—1946 年冬季經常出現之現象, 層頂變化範圍也多在 700—600 毫巴之間, 穩定層之存在又與垂直氣流有密切關係, 故 1945—1946 年冬

季溫度及氣球升速之平均情況也必須顯示這種特徵。圖 6a 為廣州 1946 年 1 月及 2 月之平均溫度垂直分佈圖，圖上明確的表示出 650 毫巴以上及以下穩定度有很大的出入、900 到 650 毫巴之間平均溫度遞減率小於  $0.35^{\circ}\text{C}/100$  米，800 到 650 毫巴之間平均遞減率小於  $0.3^{\circ}\text{C}/100$  米，700 到 650 毫巴之間平均遞減率小於  $0.2^{\circ}\text{C}/100$  米，而 650 毫巴以上則約為  $0.53^{\circ}\text{C}/100$  米。顯然這是與穩定層經常存在之事實分不開的。廣州冬季上穩定層雖然往往出現，但所在高度變化較大，出現的頻率也不如下穩定層之多，因此圖

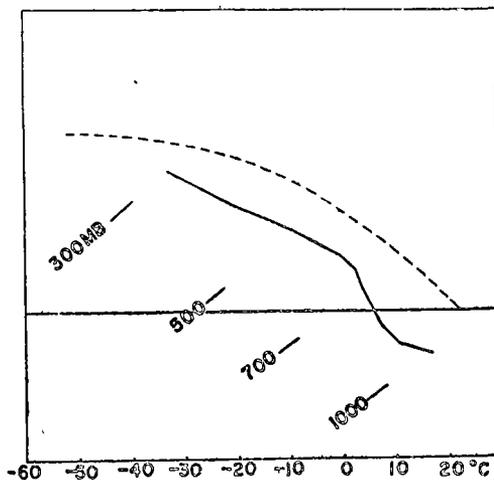


圖 6a. 1946 年 1, 2 月份平均溫度垂直分佈圖

6a 上不能顯示出來。

圖 6b 中實線為廣州 1 月份及 2 月份各高度上氣球重量平均升速情況，為了避免接近爆破高度氣球升速迅速減低的影响，計算 9 千米以下升速時，記錄的選擇是以球高能超過 9,500 碼者為

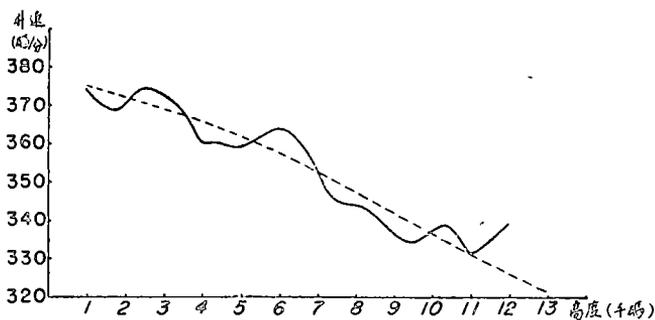


圖 6b. 1946 年 1, 2 月份氣球平均升速曲線圖

標準 (共計 39 次，其中超過 10,000 碼者 34 次，10,500 碼者 32 次，11,000 碼者 30 次，11,500 碼者 28 次，12,000 碼以上者 24 次，12,500 碼者 22 次)。由圖看出在 4,000 碼 (3.5 千米) 高度附近有一升速轉折點，以上升速略降，至 6,000 碼附近又出現第二最大升速，此後升速一直劇烈下降，直到 9,500 碼以後升速始又重覆緩慢增加，所有的氣球既然都超過了 9,500 碼，可以認為至少 7 千米以下所有

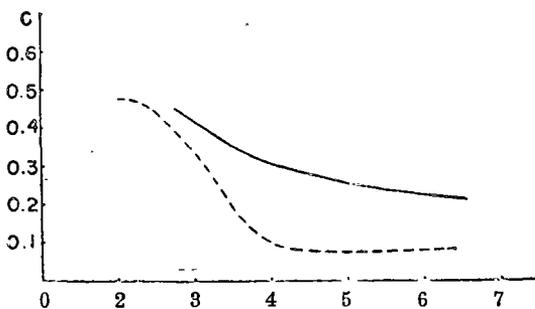


圖 6c

實線為 1 月及 2 月份平均 R 與 C 的關係，虛線為 Calcit 的實驗結果。

氣球的淨舉力不會迅速改變，同時各種不規則性儀器誤差在平均情況下所起的影响也要顯著減小。

圖 6c 中實線表示廣州 1 月及 2 月份平均  $R$  與  $C$  之間的關係，是根據經過圖解法平滑後之升速曲線(6b 中虛線)計算的。當  $R$  大於  $4 \times 10^5$  時， $C$  隨  $R$  減少而緩慢增加，當  $R$  小於  $4 \times 10^5$  時， $C$  隨  $R$  減少而增加要快得多，這顯然與  $R = 4 \times 10^5$  為臨界區之上限有關。雖然如此，近臨界區並不如“Calcit”的實驗結果明顯(比較圖 6c 中實線)，此或由於經過圖解法光滑後之升速曲線，不能消除整層大氣裏一致的平均垂直運動所致(例如 3 公里至 12 公里之間如皆有下沉運動，則經過圖解法光滑後之氣球升速曲線應包括這部分影响在內)。

在  $R$  值大於  $4 \times 10^5$  的區域裏(400 毫巴或 7,900 碼以下)，如以圖解法光滑後之升速為標準利用氣球升速變化判斷大氣運動情況，根據圖 6b 中虛線及實線交點，在 3,600 碼，5,300 碼及 7,000 碼三高度附近垂直運動速度為零。下逆溫層頂平均高度既然也在 3,800 碼高度上(650 毫巴附近)，且廣州 1 月及 2 月份 3,600 碼高度上，平均相對濕度亦低達 20%，再向上即低至非儀器所能測量範圍，此高度上既不可能有上升氣流，否則相對濕度不能如此之低，也不可能有所下降氣流，否則濕度不能尚達 20%。因此不論從溫度分佈也好，或是從濕度分佈也好，皆可証實 3,600 碼高度上大氣之垂直運動非常微弱之推論是正確的。5,300 至 7,000 碼之間的大氣有上升運動，以及 7,000 碼以上大氣有下沉運動或與上穩定層有關。為了比較具體的表示廣州 1946 年冬季上空垂直運動情況，表 5 中列了超臨界區，各高度上垂直運動概量：

表 5

高 度 (千碼)	2.0	2.5	3.0	3.6	4.0	4.5	5.0	5.3	5.5	6.0	6.5	7.0	8.0
大氣垂直運動概量(厘米/秒)	-3	+6	+5	0	-7	-6	-3	0	+3	+10	+7	0	-5

400 毫巴以上氣球平均雷諾數既已達臨界數值，故僅根據 1946 年 1 月至 2 月記錄，不宜作任何推斷。至於個別情況，對流層內垂直運動概量超過 50 厘米/秒者並不少見。

本文以上所述，僅根據 1945—1946 年冬季廣州上升曲線及測風記錄，作了初步的分析，介紹了一些現象。至於現象的生成及發展過程毫未涉及，利用氣球升速決定相對垂直運動概量時，對當時儀器情況亦了解的不够具體，僅能根據儀器的一般性能加以考慮，存在的問題必多，這些皆有待於將來改正。

## 附 錄

### 關於氣球升速相對變化之誤差量級的考慮

1946 年國內使用之雷風定向儀為美製 SCR658 型，探空儀為 B·C1253 型，氣球為 350 克重，氣球淨舉力為 1,300 克重，全浮力為 2700 克重。與升速誤差發生直接關係的主要是探空儀發射器及地面受訊器的精確度（包括溫度、濕度、氣壓的準確度）以及氣象要素對淨舉力的影響。下面將對這兩方面分別進行討論。

#### A. 探空儀儀器誤差所引起的氣球相對升速誤差的量級。

探空儀儀器誤差包括溫度、濕度及氣壓三種要素的誤差。根據 B·C1253 型探空儀的特性溫度誤差應為  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ ，濕度誤差小於 10%。對於升速 300 米之氣球言，當溫度儀器誤差絕對值小於  $1^{\circ}\text{C}$ ，相對濕度儀器誤差絕對值小於 30% 時，引起的升速誤差不會大於 2 厘米/秒，比起氣壓誤差的影響要小得多（氣壓儀器誤差引起之升速誤差量級為 10 厘米/秒），在考慮氣球升速之儀器誤差時可以忽略這兩項，而另從氣壓誤差方面來考慮。

探空儀氣壓儀器誤差的來源主要有下面四種：

(i) 空盒氣壓計之溫度誤差。係由於空盒氣壓計的機械結構因溫度改變而引起熱膨脹或收縮所致。

(ii) 氣壓訂正曲線失真所引起的誤差。主要由於空盒之彈性後效引起的。

(iii) 由於機構摩擦等原因引起的儀器誤差。

(iv) 由於觀測員根據訂正曲線及自記記錄計算氣壓時估計不精確引起的誤差（包括以 10 碼/分為單位引起之誤差）。

根據 B·C1253 型探空儀器性能在正常情況下由於上述四種可能原因引起的氣壓儀器誤差應為  $\pm 5$  毫巴<sup>[7]</sup>。其中由於第一項原因引起之可能誤差為  $\pm 1$  毫巴；第二項原因引起的儀器誤差  $\pm 2$  毫巴；第三項引起的儀器誤差  $\pm 1$  毫巴；第四項引起的儀器誤差  $\pm 1$  毫巴。

上述四種之儀器誤差，又可歸納為兩類：

a. 累積性儀器誤差。包括上述四種誤差的前兩種。氣壓較正曲線是在室溫下得到的。探空儀上升愈高四周的溫度同室溫相差愈大，空盒氣壓計的溫度誤差也愈大，其最大可能數值可能累積至  $\pm 2$  毫巴（包括場地氣溫異於室溫時引起的誤差在內）。由於彈性後效，空盒氣壓計的檢訂曲線日久不能維持正確。時間愈久誤差愈大，可能

範圍為  $\pm 2$  毫巴，但是儀器經過長時間之放擱，很可能不止此數。在施放探空儀之前，觀測員是要先根據台站地面氣壓先加以校對調整，因此可以認為開始的氣壓是正確的。探空儀上升愈高，根據原來訂正曲線得到的氣壓數值與實際應有的氣壓數值差額愈大（自然在某高度以後差值有可能又逐漸減小）。假使實際應有的訂正曲線同原曲線平行，則無此項誤差，這完全由空盒的特性決定。

假定溫度每降低  $30^{\circ}\text{C}$ ，氣壓計之溫度誤差可以累積至  $\pm 1$  毫巴（甚至 3 毫巴），對於升速為 300 米/分之探空儀言，引起之升速誤差每分鐘不過百分之幾毫巴。

假定訂正曲線失真所引起的誤差是氣壓每降低 300 毫巴，引起  $\pm 5$  毫巴，對於升速為 300 米/分之氣球言，每分鐘內升速誤差也不過十分之幾毫巴。

因為這種累積性誤差，對升速的誤差影響不大，比起其他原因引起的誤差小很多，本文僅討論升速的相對改變，如近似的認為這兩項誤差的大小與高度之間呈線性關係，則可以完全忽略不計。

b. 不規則性誤差。這類誤差包括前述四種誤差的後兩種。由於它們可正可負，往往起了抵消作用。最大可能誤差雖為 2 毫巴，實際上往往小於此數。

根據上面所述，四種原因引起之升速誤差，不過 2, 3 毫巴，為了穩妥起見，假定氣球相對升速之可能誤差為  $\pm 6$  毫巴/分。必須指出，對於升速而言誤差雖可能為  $\pm 6$  毫巴，但在這種情形下對氣球之真正高度而言，則累積性誤差起的作用不能忽略，氣壓誤差可達相當數值（超過 6 毫巴）。

為了減少升速之不規則性誤差，本文採取了 4 分鐘內平均升速，因此可能誤差減小至 1.5 毫巴。要想得到更準確的平均升速自然可以採取更長的時間來計算平均值，但是所取的時間愈長，氣球經過的距離也愈大，在考慮平均升速時，對於這段距離視升速的細微改變就忽略掉了。為了顯示各高度上氣球升速的真實特性，取的時間不宜過長。本文對於升速為 300—400 碼/分之氣球採取 4 分鐘內的平均值；對於升速為 200—300 碼/分之氣球採取 4 分鐘到 6 分鐘內的平均升速（大致保持 1.2—1.5 千米內的平均情況），並採取重疊平均法以照顧連續性，俾各不同高度上升速之變化，在定性方面得以顯示，同時對於個別情況還參考了 10 分鐘內的循環平均值。表 6 列舉了各不同高度上當氣壓儀器誤差為 1.5 毫巴時引起的氣球升速誤差近似絕對值。

由表 6 看出各高度上氣球 4 分鐘之循環平均升速變化小於表中第一行兩列數值，6 分鐘內循環平均升速小於第二行所列數值時，則不可能利用探空記錄準確估計。表中所列數值係假定不規則性氣壓誤差為  $\pm 3$  毫巴計算的，實際之不規則性之

表 6

海 拔(碼)	1,500	2,000	3,000	4,000	5,000	6,000	7,000	8,000	9,000	10,000	11,000
溫 度(°C)	10	10	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35
4 分鐘內平均升速誤差(碼/分)	15	15	18	20	23	25	27	30	33	37	41
6 分鐘內平均升速誤差	10	10	12	13	15	17	18	20	22	25	28
10 分鐘內平均升速誤差	6	6	7	8	9	10	11	12	13	15	16

氣壓誤差可能小於此數，如此則平均升速誤差可能小於表中所列數值。根據統計，廣州上空氣球 4 分鐘內平均升速隨高度的改變，一般說來皆大於上表第一行所列數值甚多。因此僅就氣壓誤差來考慮，氣球升速的相對變化在定性方面有一定的意義。

#### B. 氣球特性對升速所起的影响。

本文係在氣球與空氣之間的相對速度改變微弱的基本假定之下進行討論的。實際上大氣裏有許多因子影响氣球升速。下面列舉了幾種重要的因子分別加以討論。

(i) 氫滲漏的影响。本文所取的氣球所到達的高度皆超過了 9,500 碼，估計 7 千米以下滲漏現象不致嚴重，此外，滲漏現象也不能解釋升速時而大時而小的現象。

(ii) 球內外溫差的影响。球內外溫差之發生，主要由於太陽輻射所致，1946 年廣州高空探測時間為北京時 21 點，已入傍晚，氣球已不大受太陽輻射影响。在上升過程裏球內溫度與其四周溫度當有差異，升速亦不能維持常數。實驗指出這種影响在對流層以及平流層裏較嚴重，對流層中下層似可不必考慮。由於球內氫作絕熱膨脹，也可引起球內外發生溫差，但在對流層裏其值不大。

(iii) 球內壓的影响。從理論上考慮氣球升速時數時基本出發點之一是球內外氣壓相等，如球內部氣壓大於球外大氣壓力時將引起升速改變。根據實驗，350 克氣球，在 20 千米高處，由於內外壓力差別所引起之升速誤差，應小於 0.5%。

(iv) 淨舉力改變的影响。改變淨舉力之重要原因是球外被有降水或結冰。廣州上空非常乾燥無此種可能性。

以上所述各種因子雖不能單獨解釋本文所討論之升速變化現象，但各種因子的影响必然是存在的。此外在計算氣球高度時所用的單位為 10 碼/分，可能誤差亦達 ±5 碼/分。

## 參 考 文 獻

- [ 1 ] Kleinschmidt, H. Handbuch der meteorologischen Instrumente, Verlag J. Springer, Berlin 1935.
- [ 2 ] Goldstein, S. *Modern Development in Fluid Dynamics* vol. 2, chapter XI.
- [ 3 ] 今丹一郎, 1954, 氣球の下昇速度にりいと氣象集誌, No. 7—8.
- [ 4 ] 高由禧: 1949 東亞自由大氣之運行, 氣象學報第 20 卷, 19—22.
- [ 5 ] Мартынов, К. К. 实用空氣動力学(黃幼卿等譯).
- [ 6 ] 葉篤正: 1950 The circulation of the high troposphere of China in the winter of 1945—1946. *Tellus* 2, 173—183, Vol. 2, No. 3.
- [ 7 ] Middleton, W. E. K. 1946 The present-day accuracy of meteorological instruments. *Q. J. Roy. Met. Soc.* 72. 32—50.

A STUDY OF VERTICAL MOTION IN RELATION TO DEEP  
STABLE STRATIFIED LAYERS IN WINTER IN CANTON  
DERIVED BY MEANS OF THE ASCENSIONAL  
RATE OF RASONDE SYSTEM

YEN KAI-WAI

(Peking University)

ABSTRACT

In the winter of 1945-46, there existed frequently a deep stable layer ( $\left| \frac{\partial T}{\partial Z} \right| < 0.3^\circ \text{C}/100\text{M}$ ) in the lower troposphere. The upper boundary of this stable layer was at a height of about 3-4 km and the lower boundary might reach the ground. It was very often that there might be another deep stable layer in the middle or upper troposphere. The original data of rawind and rasonde systems showed that as the balloons passing through these layers the rate of ascent changed noticeably. The following relation between the rate of ascent of balloons and stability of the layer of the atmosphere usually holds:

when

- $(W_2 - W_1) > 0$ , stability is large,
- $(W_2 - W_1) < 0$ , stability is low,

where  $W_2$  and  $W_1$  are the rate of ascent of balloon at the upper and lower surfaces of the layer. According to the character of the spherical balloon, when the value of Reynolds number is larger than  $4 \times 10^5$  (in our case this value occurred at about 400 mb level). Hergsells formulae for the rate of ascent may hold constant specific resistance. It leads to the conclusion that the above stated stable layers were in close relation to the vertical motion below 400 mb level. Mean speed of vertical motion at various levels below 400 mb in the months of January and February 1946 were also estimated.