

東海冬季之氣團變性

廖學鑑 盧里

The Air Mass Transformation Over The East China Sea in Winter

Shyue-Yih Liao Lee Lu

Abstract

One of the most important causes for rainfall over the Northern part of Taiwan in winter is associated with transformation of continental polar air mass during passage over the East China Sea. The continental polar air mass is rapidly modified over the relatively warm water owing to the addition of sensible and latent heat. The theory of air mass transformation due to eddy diffusion of temperature and moisture is studied. It is verified that the vertical temperature of air mass in this area is governed by the eddy transfer, the effect of different wind sources, and the changes of absolute vorticity. Furthermore, the large quantity of water vapor from evaporation is one of the predominant causes in-precipitation and in producing the convective unstable air over the East China Sea. From this quantitative analysis, the model can be used as a tool for the practical weather forecasting.

一、緒 論

氣團(Air mass)的觀念與應用為德人Bergeron氏所創，是天氣預報上不可或缺的工具之一。

我國東海地區冬季盛行東北季風，當寒冷的極地大陸性氣團(Polar continental air mass)由我國沿海一帶出海，經韓國、日本及琉球群島附近海面時，其下層大氣吸取大量熱量和水汽而變性為高溫、高濕的海洋性氣團(Maritime air mass)。這是臺灣北部一帶冬季降雨的主要成因之一。

關於氣團的研究，在歐美方面較早；Taylor⁽¹⁾

曾研究紐芬蘭(Newfoundland)附近氣團的情形。Sutton⁽²⁾曾討論大氣的渦流擴散理論。Namias⁽³⁾曾對氣團的觀念作過介紹。Buke⁽⁴⁾以渦流擴散係數(Coefficient of eddy diffusion)為常數研究氣團在美國東岸變性的情況。

在東亞、日本學者對氣團的研究開始較晚；齊藤(Saito)⁽⁵⁾及黑岡元(Kurooka)⁽⁶⁾曾以Taylor(1915)的熱傳導理論(Heat conduction theory)研究氣團經過日本海所產生的變性。近年來，近藤(Kondo)⁽⁷⁾、二宮(Ninomiya)⁽⁸⁾及淺井富雄(Asai)⁽⁹⁾對氣團在日本海熱量的交換導致日本冬季的降雪

亦作過研究。

以上均係對歐美或東亞地區中緯度氣團的研究。至於在我國東海地區，緯度較低，氣流複雜，學者對此處氣團變性的研究很少。而且早期對氣團的研究是屬於定性方面，因資料少，無法作較精確的計算。如今由於對高空上下層作積極的探測，得到了很多的資料，加上電子計算機的廣泛應用，可進而作氣團定量方面的研究，並應用於天氣預報之上。

本文試就溫度與濕度之渦流擴散理論 (Eddy diffusion theory) 及穩定度理論在定量上研究冬季在東海地區極地大陸性氣團變性為海洋性氣團的情況。

二、東海冬季氣團簡介

極地大陸高壓 (Polar continental highs) 中的空氣漸漸取得地表的性質，這是極地大陸性氣團的源地 (Source region of polar continental air mass)。氣團因高壓而向外移動，離開源地時，原有的物理性質被打破，在其結構上因此發生了變化。

冬季亞洲地區極地大陸性氣團的源地位於北緯 40° 至 60° ，東經 90° 至 110° 附近，高氣壓中心在此常有變動。氣團所經地區風向雖時常變化，但多係依高氣壓之順時針方向，此種情況對於氣團的造成有很大的意義。極地大陸性氣團之標準結構為在高氣壓中心從源地以順時針方向向外輻散，並於大氣下層之摩擦層 (Friction layer) 內，移動的方向均以越過等

壓線流動之方式，如圖 1 所示。此種高氣壓中的氣團在水平方向向外伸展，因氣流上升、下降的影響，溫度直減率與穩定度的變化將於第四節討論之。

極地大陸性氣團水平延伸約千餘哩，垂直高度約 3 至 4 哩，其物理性質，如濕度、溫度等在水平方向較均勻，而在鋒面區域 (Frontal zone) 則有突然的變化。臺灣東北部地區冬季多陰雨，即為鋒面天氣 (Frontal weather) 和氣團遇地面或山嶺，氣流上升所產生的結果。

據 Jacobs⁽¹⁰⁾ 之研究，冬季在東海及日本附近海面，大氣與海面之間，能量的交換量很大，如圖 2 所示。因此極地大陸性氣團的一支在此地區接受了上述能量而產生了性質上的轉變。

此種轉變在垂直結構方面，雖可因細微的水平對流而有影響，最主要的乃是基於海面和大氣間的相互作用，經長時間而產生的變化，如雲霧的生成即為一例。

大氣與海面的交互作用是由輻射 (Radiation)、分子傳導 (Molecular transfer) 和渦流傳導作用 (Eddy transfer) 所組成。

因為在地表溫度，水汽吸收與發射屬於黑體輻射範圍，其數量很大。輻射能量的交換和垂直水汽、溫度的分佈有關。在對流層的上層及中層此項數量才較大。Elasser⁽¹¹⁾ 曾討論此種複雜的過程。分子傳導僅在緊接地表的空氣薄層 (Laminar boundary layer) 中才發生。

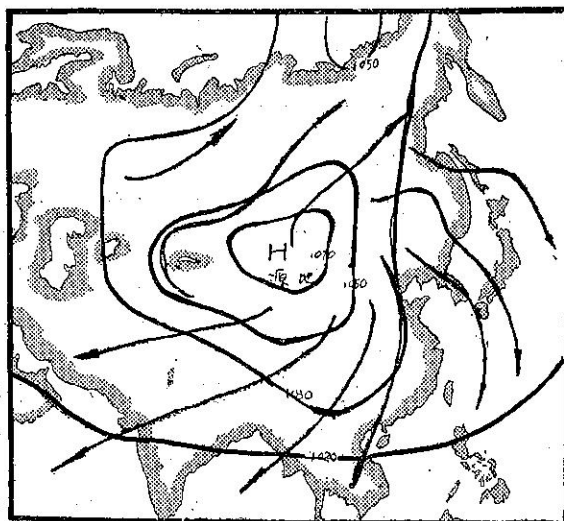


圖 1：亞洲極地大陸性氣團源地及海面平均氣壓分佈圖

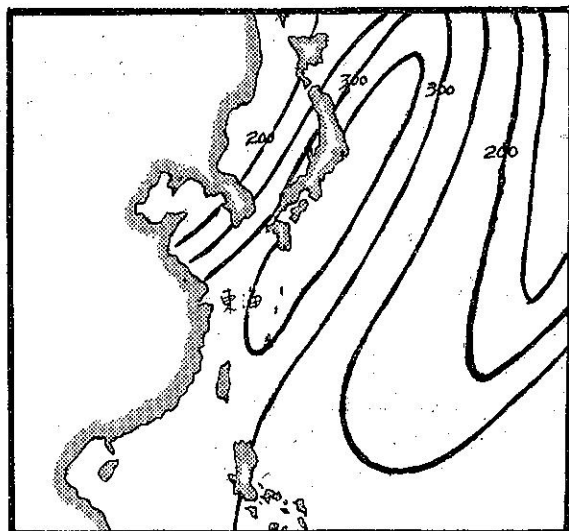


圖 2：冬季東海及日本附近海面總平均能量圖 (單位： $g \text{ cal/cm}^2 \text{ day}$)

以上所討論的輻射能量及分子傳導的數量級 (Order) 均比渦流傳導小過甚多, 在此可以略去不計。故海洋表面與大氣之間能量的傳導乃以渦流傳導為主。

三、熱與水汽之渦流擴散理論

在此將以數學之推演, 並利用 Prandtl 氏之 Mixing Length 學說以導出熱與水汽在水面的渦流擴散理論。

設 S 表示單位質量對某種性質的度量 (The measure per unit mass of some property) 如圖 3, 在垂直方向, 向上經過 $\delta_x \delta_y$ 面, 每克空氣的 S 之傳播率為 $[S \rho w \delta_x \delta_y]$, 其中 ρ 為空氣密度, w 為瞬時垂直方向速度。於頂部單位時間的傳播率為:

$$[S \rho w \delta_x \delta_y + \frac{\partial}{\partial z} (S \rho w \delta_x \delta_y)]$$

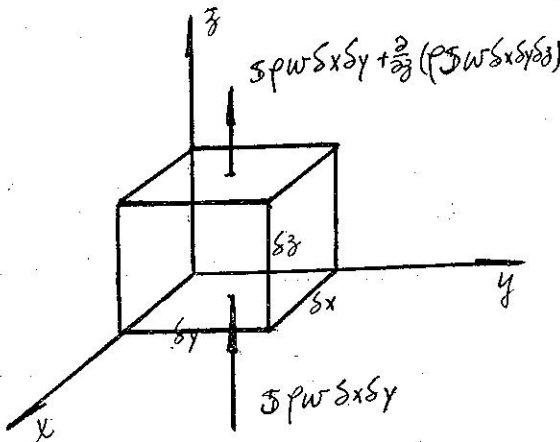


圖 3:

則在單位體積, 單位時間內, 此項數值的增加量為:

$$[-\frac{\partial}{\partial z} (S \rho w)] \dots \dots \dots (1)$$

若質量不變, 並使 S 及 w 表示為:

$$S = \bar{S} + S' \quad w = \bar{w} + w' \dots \dots \dots (2)$$

其中 \bar{S} 及 \bar{w} 表示平均數量, S' 及 w' 表示微小之渦流變量 (Eddy turbulent fluctuation)。

將(2)式代入(1)式並取平均值, $S' = 0, w' = 0$ 可得:

$$-\frac{\partial}{\partial z} [\rho (\bar{S} + S') (\bar{w} + w')] = -\frac{\partial}{\partial z} [\rho (\bar{S} \bar{w} + S' \bar{w}')]$$

上式右端第一項表示垂直方向之平均對流, 第二項表示垂直方向 S 的擴散淨值。

在 $\delta_x \delta_z$ 及 $\delta_y \delta_z$ 面上亦可同理求得類似數值。

由於單位體積, 單位時間內各方向的平均微量傳播率乃表示在單位體積內, 平均當地 S 的增加率, 故

$$\frac{\partial(\rho \bar{S})}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} (\rho \bar{S} \bar{u}) - \frac{\partial}{\partial y} (\rho \bar{S} \bar{v}) - \frac{\partial}{\partial z} (\rho \bar{S} \bar{w}) - \frac{\partial}{\partial x} (\rho \overline{S' u'}) - \frac{\partial}{\partial y} (\rho \overline{S' v'}) - \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{S' w'}) \dots \dots (3)$$

利用連續方程, (3)式可寫為:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\nabla \cdot \nabla \bar{S} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\rho \overline{S' u'}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} (\rho \overline{S' v'}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{S' w'}) \dots \dots (4)$$

應用 Prandtl 之 Mixing length 學說:

$$\rho \overline{S' w'} = \rho \overline{w' l'} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} = -A_z \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} = -\rho K_z \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \dots \dots (5)$$

$A = \rho K = -\rho \overline{w' l'}$ 稱為渦流擴散係數 (Eddy diffusion coefficient) 其三分量為 A_x, A_y, A_z 。

K 值稱為渦流傳導係數 (Coefficient of eddy transfer) 其分量為 K_x, K_y, K_z 。

若不考慮平流, 在垂直方向(4)式變為:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = K_z \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial z^2} \dots \dots (6)$$

若 S 以位溫 θ 表示則(6)式成為:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \dots \dots (7)$$

(為簡化起見, θ 上之 bar 符號及 K 值之 z 均略去)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \dots \dots (7)$$

對 $\vartheta = T \left(\frac{1000}{p}\right)^{R/C_p}$ 取 z 之微分可得:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{C_p} \right)$$

對 ϑ 取 t 之微分可得:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\theta}{T} \frac{\partial T}{\partial t}$$

於地面附近 $\frac{\theta}{T} = 1$

$$\text{故 } \frac{\partial \vartheta}{\partial z} = \Gamma_d + \frac{\partial T}{\partial z}, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial T}{\partial t} \dots \dots (8)$$

$$(8) \text{ 代入 } (7) \text{ 得: } \frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \dots \dots (9)$$

(9)式為溫度之渦流擴散方程式, 亦稱為熱傳導方程式。

其中 K 值為熱量渦流傳導係數 (Coefficient of eddy transfer of heat), 根據實驗, K 值的範圍在 10^3 至 10^5 之間, 與風速有關⁽¹²⁾, 在風速大於 4m/sec

時，K 值與風速成線型之關係增加，在風速小於 4m/sec 時，K 值通常於溫度直減率很大的地方較大，而沒有上述線型之關係。以上所討論的數值均限於對流層的下層。在海洋地區直減率的日夜變化很小，氣團移向溫暖區域時才變成很陡峻，於是氣團產生快速的變性。

當氣團由始測站 (Initial sounding) 移向終測站 (Final sounding) 時，取下列邊界條件；

$$\left. \begin{aligned} T &= T_a + \Gamma z && \text{於 } z > 0, t = 0 \\ T &= T_s && \text{於 } z = 0, t \geq 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

其中 Γ 為溫度直減率。

T_s 為海水表面溫度。

T_a 為海面空氣溫度。

將邊界條件代入(9)式的解中，可得；

$$T = T_a + \Gamma z + (T_s - T_a)[1 - E(\xi)] \dots\dots\dots (11)$$

其中 $E(\xi)$ 表示誤函數 (Error function)。

$$E(\xi) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\xi e^{-x^2} dx \dots\dots\dots (12)$$

$$\xi = \frac{z}{\sqrt{4Kt}} \dots\dots\dots (13)$$

上述(11)、(12)、(13)三式為計算始測站與終測站間垂直方向的溫度因渦流傳導而產生變化的公式。

若 S 以相對濕度 q 表示，由(5)式，向上傳播之水汽通量為：

$$T_q = \rho q \bar{w} = -A_z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = -\rho K_z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \dots\dots\dots (14)$$

為數學上簡單起見 A_z 的數值視為與溫度之渦流傳導相同。

由熱力學第二定律可知所有物體均向其平衡方向移動，海水表面的蒸發 (Evaporation) 即維持了水面水汽的梯度。

當 $z=0$ 時， $T_q = E$ ，蒸發量與海面向上傳播的水汽通量相等。又因 $K_z = \ell_z^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \ell_z U_* = k U_* z$

$$U_* = \frac{k U_6}{\ell_n \left(\frac{6}{Z_0} \right)}, \quad q = \frac{0.622e}{p}$$

當 $U \geq 6.5 \text{m/sec}$ 海面粗度 (roughness) $Z_0 = 0.6 \text{cm}$
 $\rho = 1.3 \times 10^{-3} \text{g cm}^{-3}$, $k = 0.38$, $p = 1013 \text{mb}$

$$\text{故 } E = T_q = -\rho U_* k^2 \frac{(\bar{q}_6 - \bar{q}_{z_0})}{\ell_n 6 - \ell_n Z_0}$$

$$= -8.7 \times 10^{-4} U_6 [\bar{e}_6 - \bar{e}_{z_0}] \text{cm of H}_2\text{O/hr cm}^2 \dots\dots (15)$$

其中 U_6 為海面 6 公尺處風速。

\bar{e}_6 為海面 6 公尺處水汽壓力 (mb)。

\bar{e}_{z_0} 為海水表面飽和水汽壓 (mb)。

四、研究方法

極地大陸性氣團經過我國東海產生變性。以大連 (54662) 為首測站 (Initial Sounding)，用風向風速計算可得氣團於 36 小時後抵達臺灣北部一帶，取臺北 (46692) 為終測站 (Final sounding)。本文所需測站位置圖及國際氣象電碼數字，如圖 4 所示。

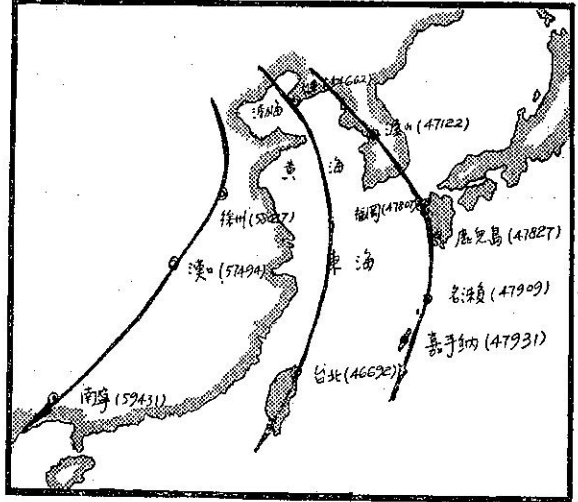
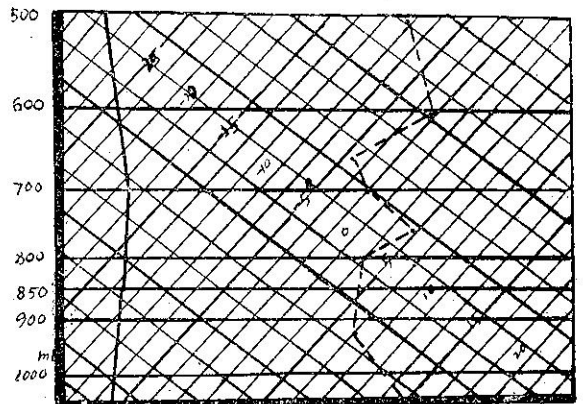


圖 4：極地大陸性氣團路徑及測站位置圖

選適當時間氣象資料如溫度、露點、氣壓、特性面等畫於斜溫高度絕熱圖 (Skew T, log P diagram) 上，可得到各測站的特性曲線。

一九六六年一月廿五日格林威治 12 時起至一月廿七日格林威治 0 時止之氣團特性曲線如圖(5)所示。



——大連 (54662)，---臺北 (46692)

圖 5：氣團變性之特性曲線圖

從特性曲線的變化，可研究氣團的變性情形。因

為上項二測站之間距離過長，在此路徑上氣團缺少其他測站作參考，無法作較詳細的研究。為補救起見，乃選取另一路徑—由韓國的渥山(47122)經過日本附近海面，沿東海邊緣至琉球群島。所選取的測站依次如下：

- (1) 渥山 (47122), Osan (南韓)
- (2) 福岡 (47807), Fukuoka (日本)
- (3) 鹿兒島 (47827), Kagoshima (日本)
- (4) 名瀨 (47909), Naze (琉球)
- (5) 嘉手納 (47931), Kadena (琉球)

以日本氣象廳出版之一九六二及一九六六年，元月，二月份亞洲天氣圖，日本氣象廳氣象部海洋課與臺灣省氣象局所提供之氣象及海洋表面溫度資料，在風向、風速、鋒面等情況配合下，從而研究冬季在東海之氣團變性。

首先可得到適當時間氣團運動之溫度，露點特性曲線。以首測站渥山(47122)，按風速計算，氣團12小時後移至福岡(47807)及鹿兒島一帶；24小時後移至名瀨(47909)及嘉手納(47931)附近，而有以下之討論：

(一) 氣團垂直溫度之變化：

氣團移動溫度在垂直方向的變化，可由各站的特性曲線以說明，因渦流傳導，用式(11)可算出由某測站推算次一測站溫度的理論數值。

(二) 850mb 高度以上空氣來源問題：

東海地區 850mb 至 500mb 高度之間盛行西風，因此空氣的來源與下層氣團的來源不一。以往氣象學家對中緯度氣團的研究均未對此加以考慮，如極地大陸性氣團的一支經日本海移向日本，於冬季在日本西北海岸導致大量降雪，此時氣團上層空氣來源與下

層一致。

東海地區上層西風係來自印度或我國大陸西南一帶。圖 6 為一九六六年一月廿七日，格林威治12時，700mb高度，風速、風向圖。臺北市的西風係於24小時前來自印度北部地區，因其路經我國西南大陸高空，溫度變化較小，兩地在此高度的溫度均為 0°C 左右，而日本一帶，在此段高度內盛行西北風，於24小時前係來自西伯利亞與外蒙古一帶，經過我國東北，溫度較低，約-9°C 左右，此種來源的不同影響了氣團內部溫度的變化。所以在東海地區 850mb 高度以下，氣溫除由海面吸取熱量而增加外，部份溫度的增加乃由上層西風的影響。

(三) 沉降逆溫層與穩定度：

在溫度的特性曲線中，850mb 高度左右有沉降逆溫層 (Subsiding inversion layer) 存在，此層之內乾空氣溫度直減率大過實際溫度之直減率，為穩定層。氣團在此層之下由穩定趨向不穩定是本文討論的重點之一。因為氣團所經之海面溫度漸高，熱量上傳，寒冷乾燥的空氣接受了此種熱量以及水汽的供應，產生了變性，圖 5 中，溫度直減率在沉降逆溫之下渦流混合層 (Turbulent mixing layer) 內漸漸的增加即顯示空氣趨近於不穩定。一般言之，乾空氣溫度直減率大於空氣塊溫度直減率，即 $\Gamma_a > \Gamma$ ，空氣為穩定狀態。 $\Gamma_a = \Gamma$ 時空氣塊為中性狀態。 $\Gamma_a < \Gamma$ 時為不穩定狀態。

此外，絕對渦旋度的變化也影響到溫度直減率，因為在上升氣流中，空氣的上升速度 w 難以求得，故用渦旋度方程式及連續方程式消去 w ，可得到下式：

$$Q (\Gamma_a - \Gamma) = \text{const}$$

$$\text{或 } Q (\Gamma_a - \Gamma) = Q_0 (\Gamma_a - \Gamma_0) \dots \dots \dots (16)$$

其中 $Q = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f$ 為絕對渦旋度水平分量
 $f = 2\Omega \sin\phi$ 為科氏參數

由上式可知絕對渦旋度若增加，則空氣溫度之直減率亦隨之而增加。因此大氣穩定度乃與絕對渦旋度有關。

比較溫度實際數值與(一)、(二)、(三)項的影響可說明氣團中垂直方向溫度的變化情形。

(四) 蒸發量的計算：

海面大量的蒸發，供給下層下氣充足的水汽，使氣團非常潮濕，易於產生對流不穩定，是降雨的主要成因之一。

蒸發量的計算可用(15)式。各站海面溫度資料取自

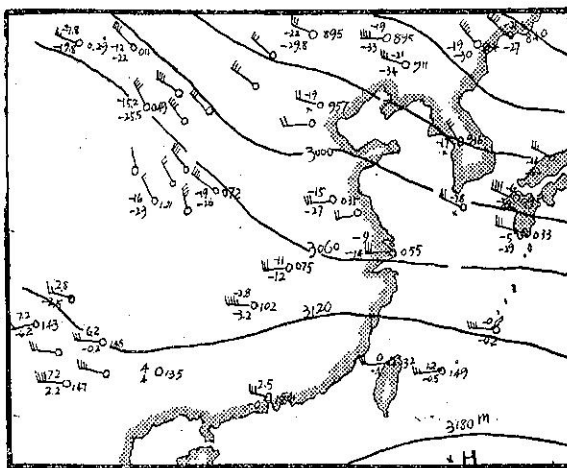


圖 6：一九六六年一月廿七日 1200Z 700mb東海地區風速，風向圖

日本氣象廳全國海況旬報。一九六六年一月廿一日至卅一日東海地區平均海面溫度如圖 7 所示。

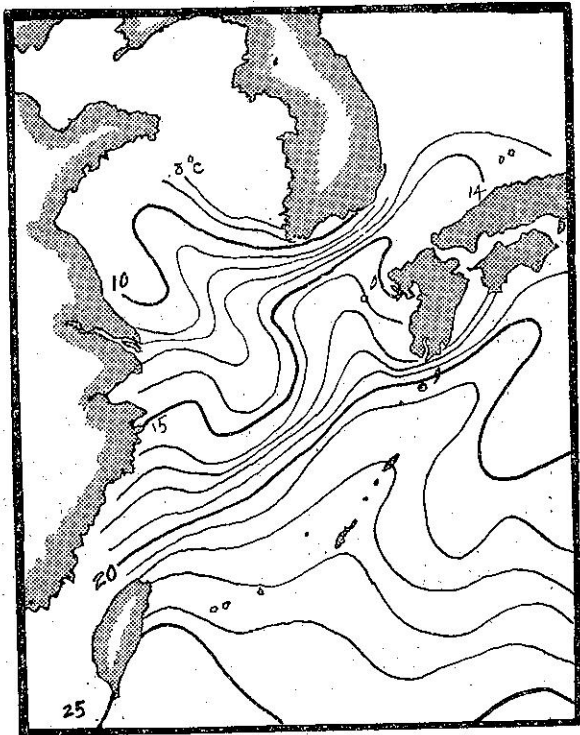


圖 7：一九六六年一月廿一日至卅一日東海地區平均海面溫度圖

五、分析結果

用以上方法將一九六二年一、二月及一九六六年一、二月天氣資料加以研究，現選其中具有代表性者

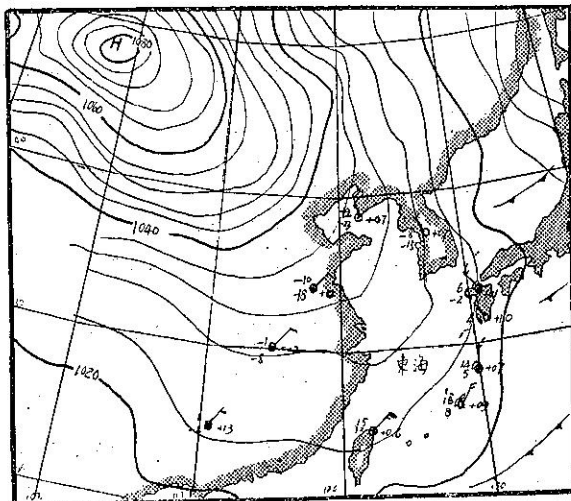


圖 8：一九六六年一月廿六日 GMT (00) 地面氣壓變化、風向、風速圖

，例舉如下：

(一)實例一

一九六六年一月廿六日格林威治 0 時，高氣壓中心由北緯 48° 東經 98° 蒙古一帶開始向南移動，24 小時後，其中心在北緯 42° 東經 102° 華北一帶，見圖 8。氣團所經過的各站均受到高氣壓下降氣流的影響，850mb 附近的沉降逆溫層之高度隨氣團的移動而遞減。各站的舉升凝結高度 (Lift condensation level) 亦因氣團吸收水汽的增多而漸減。在 L.C.L. 之上，沉降逆溫層之下，有大量積雲產生。圖 9 為各站的溫度 (T) 及露點 (T_D) 特性曲線。

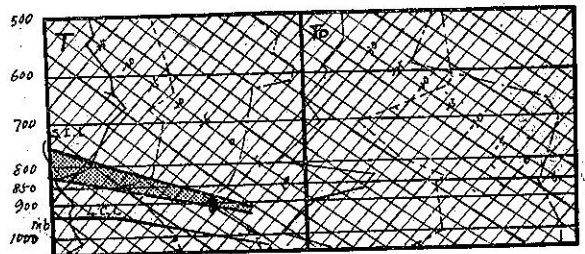


圖 9：一九六六年一月廿六日 GMT (00) 至廿七日 GMT (00) 溫度及露點特性曲線圖

— 渥山 (47122), GMT (00), 1,26,1966
 --- 福岡 (47807), GMT (12), 1,26,1966
 -.- 嘉手納 (47931), GMT (00), 1,27,1966

由於冷鋒通過日本九州，所以由渥山 (47122) 至福岡 (47807) 之間的溫度升高數量較大，於地表面，此項數值達 13°C 之多，由福岡 (47807) 至嘉手納溫度升高較少，於地表約 9°C。

氣團由穩定漸趨不穩定，圖(9)中線段 ab 表示穩定 ($\Gamma_d > \Gamma$)，線段 cd 表示中性 ($\Gamma_d = \Gamma$)，線段 ef 表示不穩定 ($\Gamma_d < \Gamma$)。

I. 渥山 (47122) 至福岡 (47807) 溫度之計算：

(A) 因渦流傳導產生的溫度之計算：

於式(II)中選取 K 值為 $0.8 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{sec}$.

$$T_a = -8^\circ\text{C}, T_s = 15^\circ\text{C}$$

(a) 於 1000mb 高度：

$$z = 179\text{m}, t = 12\text{hr. } T_a + \Gamma z = -8^\circ\text{C}$$

$$\xi = \frac{z}{\sqrt{4Kt}} = \frac{17900}{\sqrt{4 \times 0.8 \times 10^4 \times 12 \times 3600}} = 0.485$$

由查表得 $E(\xi) = 0.53$

$$\text{故 } T = T_a + \Gamma z + (T_s - T_a)[1 - E(\xi)] = -8 + (15 + 8)[1 - 0.53] = 2.81^\circ\text{C}$$

(b) 於 850mb 高度：

$$z = 1470\text{m}, t = 12\text{hr. } T_a + \Gamma z = -16^\circ\text{C}$$

$$\xi = \frac{147000}{\sqrt{4 \times 0.8 \times 10^4 \times 12 \times 3600}} = 4.0$$

由查表得 $E(\xi) = 1$

$$\therefore T = -16^\circ + (15 + 8)[1 - 1] = -16^\circ C$$

(B) 計算溫度因來源不同的影響：

於 850mb 高度，一月二十七日 GMT (12) 福岡 (47807) 站 12 小時前源地的溫度為 $-12^\circ C$ ，瀝山 (47122) 站為 $-19.5^\circ C$ ，兩站之間相差 $7.5^\circ C$ 。所以此項數值即為組成福岡 (47807) 站溫度的一部分。

(C) 計算絕對渦旋度對溫度的影響：

(a) 於 850mb 高度：

各站風速可由地轉風 (Geostrophic wind) 之風速依定差法近似求出：

$$U_1 = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta y}$$

$$= \frac{-9.8}{4\pi \sin 37.5^\circ} \cdot \frac{(1420 - 1430)}{170000}$$

$$= \frac{-9.8}{24 \times 3600} \cdot \frac{-10}{170000}$$

$$= 6.18 \text{ m/sec}$$

同理 $U_2 = 15.5 \text{ m/sec}$

$$\therefore U_1 - U_2 = 6.18 - 15.5 = -9.32 \text{ m/sec}$$

$$V_1 = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta x}$$

$$= \frac{9.8}{8.7 \times 10^{-5}} \cdot \frac{1420 - 1430}{180000}$$

$$= -5.85 \text{ m/sec}$$

同理 $V_2 = -11.7 \text{ m/sec}$

$$\therefore V_1 - V_2 = 5.85 \text{ m/sec}$$

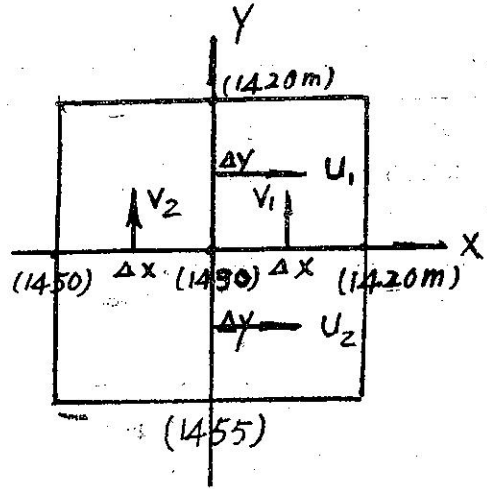
$$\therefore Q_{47122} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f = \frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y} + f$$

$$= \frac{5.85}{180000} + \frac{9.32}{170000} + 8.7 \times 10^{-5} = 17.3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$$

同理可求出福岡 (47807) 站之絕對渦旋度為：

$$Q_{47807} = 12.05 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$$

瀝山 (47122) 在沉降逆溫層以下的平均溫度直



$$\Delta x = 180 \text{ km}$$

$$\Delta y = 170 \text{ km}$$

圖 10：以瀝山 (47122) 為中心，用定差法求絕對渦旋度所需附近各點高度 (m) 圖

減率為： $\Gamma_{47122} = -0.84^\circ C/100m$ ，又因 $\Gamma_d = -1^\circ C/100m$ 。將此數值一併代入 (16) 式即可求出次測站福岡 (47807) 溫度直減率的理論值 Γ_{47807} ：即 $Q_1(1 - \Gamma_{47122}) = Q_2(1 - \Gamma_{47807})$ $\therefore \Gamma_{47807} = -0.77^\circ C/100m$ 於 850mb 高度 $z = 1470m$ ，溫度應為 $T = T_a + \Gamma z = 5 - \frac{1470}{100} \times 0.77 = -6.3^\circ$ 實際溫度為 $-7^\circ C$ ，故 $-6.3^\circ + 7^\circ = 0.7^\circ$ 為福岡 (47807) 站因絕對渦旋度影響溫度變化的數值。

(b) 於 1000mb 高度，同理可求得因絕對渦旋度影響溫度變化的數值為 $+0.53^\circ C$ 。

由 (A)、(B)、(C) 三項的結果可知溫度的改變，在氣團下層大氣主要由於渦流的傳導，於氣團上層主要是由於空氣的來源不同，因絕對渦旋度的影響數值很小。其總和 (A)、(B)、(C) 項所求出溫度的理論值與實際溫度相差無幾，如下表所示。

高度	渦流傳導溫度 $^\circ C$	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度的理論值	福岡 (47807) 實際溫度 $^\circ C$
850mb	-16	+7.5	+0.7	-7.8	-8
1000mb	+2.81	0	+0.53	+3.34	+3

II. 福岡 (47807) 至嘉手納 (47931) 溫度之計算：

用 I. 之方法同理可求得嘉手納 (47931) 站溫度

的理論值，列表於下，其與實際溫度相比較亦相差無幾。

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度的理論值	嘉手納(47931)實際溫度°C
900mb	- 1.26	6	+0.5	5.24	5.5
1000mb	11.6	0	+0.45	12.05	12

III. 海面水汽蒸發量的計算：

(a) 渥山 (47122) 站：

由式(15)： $E = -8.7 \times 10^{-4} U_6 [\bar{e}_6 - \bar{e}_{z_0}]$

$U_6 = 2.5 \text{ m/sec}$ ，

$\bar{e}_6 = 2.12 \text{ mb}$ ，

$\bar{e}_{z_0} = 8.57 \text{ mb}$ ，

$\therefore E = -8.7 \times 10^{-4} \times 2.5 \times (2.12 - 8.57) = 0.0142 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

同理可求得：

(b) 福岡 (47807)： $E = 0.0293 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

(c) 嘉手納 (47931)： $E = 0.119 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

(d) 大連 (54662)： $E = 0.0249 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

(e) 臺北 (46692)： $E = 0.0586 \text{ cm of H}_2\text{O/hr cm}^2$

以各站蒸發量數值畫成圖11，可知東海地區蒸發量隨氣團移動的分佈情形，復由圖7得知，海平面溫度的分佈影響了海面的蒸發數量。嘉手納 (47931) 附近的海流來源自溫暖的赤道地區，溫度較高，蒸發量因而很大。臺北 (46692) 附近的海流係來源自較高緯度，故溫度較低，蒸發量因此較小。

(二) 實例二

一九六六年一月一日格林威治00時，高氣壓中心由北緯50°東經100度一帶向東移動，24小時後其中心在北緯50°東經106°氣團隨時間沿渥山 (47122)、鹿兒島 (47827)、名瀨 (47909) 向南移動，產生了變性，其溫度與濕度之特性曲線，見圖12。溫度與蒸發量的計算方法與實例一相同，其結果亦令人滿意，如下表所示。

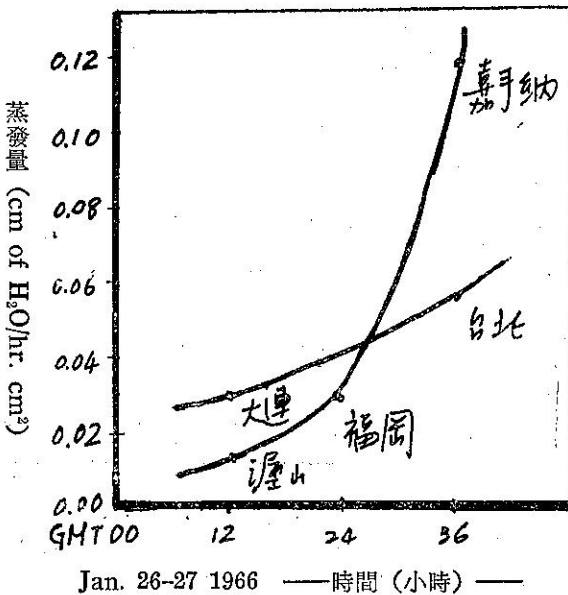


圖11：東海地區海面蒸發量圖（一九六六年一月廿六日至廿七日）



圖12：一九六六年一月一日至二日氣團溫度及露點之特性曲線圖

——渥山 (47122)；——鹿兒島 (47827)
 ---名瀨 (47909)；

I (A) 渥山 (47122) 至鹿兒島 (47827)：

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度的理論值	鹿兒島(47827)實際溫度°C
850mb	-12	3.5	+0.6	-7.9	-8
1000mb	3.5	0	+0.4	+3.9	3

(B) 鹿兒島 (47827) 至名瀨 (47909) :

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度之理論值	名瀨 (47909) 實際溫度°C
850mb	- 7.8	7.5	+0.4	0.1	0
1000mb	12.5	0	+0.7	13.2	14

II 蒸發量

測 站	渥山 (47122)	鹿兒島 (47827)	名瀨 (47909)	臺北 (46692)
cm H ₂ O/hr. cm ²	0.0164	0.111	0.140	0.074

由 (A)、(B)表可知氣團垂直方向溫度的理論值與實際溫度很接近，故可用此法以計算氣團中溫度之數量。

各站蒸發量的數值與實例一相似，水面溫度的分佈亦配合了蒸發量的大小。

(三)實例三

一九六六年一月十八日 GMT (00) 高氣壓中心

溫度及蒸發量之計算結果如下表：

(A) 渥山 (47122) 至福岡 (47807) :

高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度之理論值	福岡 (47807) 實際溫度°C
850mb	- 20	+9.5	+0.4	-10.1	-11
1000mb	- 0.8	0	+0.5	- 0.3	0

(B) 福岡 (47807) 至名瀨 (47909) :

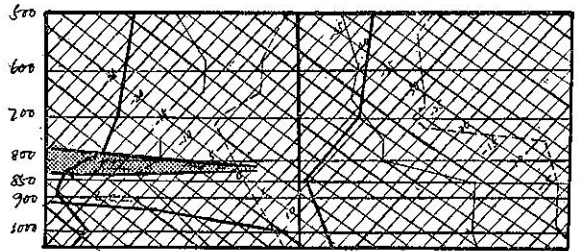
高 度	渦流傳導溫度	來源不同溫差	絕對渦旋度之影響	溫度之理論值	名瀨 (47909) 實際溫度°C
850mb	-11	10.5	+0.7	0.2	0
1000mb	10.1	0	+0.6	10.7	9

(C) 各站附近海面水汽蒸發量：

測 站	渥山 (47122)	福 岡 (47807)	名 瀨 (47909)	臺 北 (46692)
蒸 發 量 cm of H ₂ O/hr cm ²	0.0172	0.0870	0.1200	0.0795

本例溫度理論值與實際溫度數值非常接近，海面溫度的分佈亦配合蒸發量數值之大小。

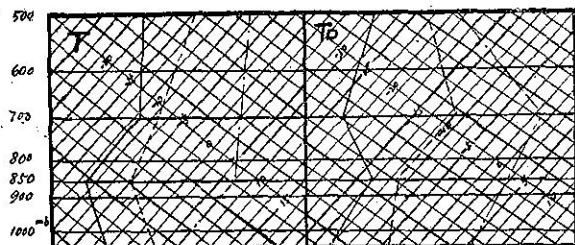
在北緯57°東經116° 24小時後，高氣壓中心位置未變。其沉降逆溫層及 L.C.L. 如圖13所示。



— 渥山 (47122) ， — 福岡 (47807) ， --- 名瀨 (47909)

圖13：一九六六年一月十八日至十九日氣團溫度及露點特性曲線圖

(四)極地大陸性氣團路經我國大陸與路經東海之比較
依照風向、風速選取徐州(58027)、漢口(57494)、南寧(59431)。氣團由一九六六年一月廿六日GMT (00) 自首測站徐州 (58027) 向西南移動，12小時以後抵達漢口 (57494)，36小時後抵達終測站南寧 (59431) 其所經路徑如圖4，各站的溫度及露點特性曲線如圖14所示。



— 徐州 (58027) , --- 漢口 (57494)
 - · - 南寧 (59431)

圖14：一九六六年一月廿六日至廿七日溫度及露點特性曲線圖

因大陸之上無足量水汽與熱量的供應，故氣團無顯著之變性，氣團在沉降逆溫層以下溫度直減率數值較小，特性曲線依順時針方向漸轉，表示大氣趨向於穩定。各站之間溫度的升高量較前例為小，徐州(58027)至漢口(57494)地面溫度僅升高 5°C ，漢口至南寧(59431)僅升高 3°C 。因為冷鋒面通過漢口附近，滯留鋒停於南寧一帶，所以南寧站850mb高度溫度較高。

大陸地區的蒸發量較海洋為少，因此大氣中水汽量亦少，達不到對流不穩定(Convective instability)的程度，降雨量因而較海洋地區為少，氣團在此地區為穩定狀態。

六、結 論

- (1) 極地大陸性氣團南移，在東海地區產生變性，其溫度的垂直變化在下層大氣(1000mb附近)以渦流傳導為主。
- (2) 東海地區850mb至500mb一帶盛行西風，其來源與下層之氣團的來源不同，各站源地的溫度相差很大。氣團內溫度的變化愈接近此層，此項數值的影響愈加顯著。
- (3) 由實例一、二、三結果的一致性，可證明極地大陸性氣團在東海地區，垂直方向的溫度，主要乃由渦流傳導、來源的不同及絕對渦旋度之變化三項因素所構成。由於在定量上的分析得到很好的結果，故可作為實際天氣預報之用。
- (4) 水汽的蒸發供應了氣團部份的能量，東海地區蒸發量數值的大小配合了海面溫度的分佈。
- (5) 海面大量的蒸發，供應給下層大氣充足的水汽，使空氣非常潮濕，因而易於產生對流不穩定。當氣流遇到地面或山嶺時，即向上爬升，造成了臺灣北部一帶冬季降雨的主要成因。

參 考 文 獻

1. Taylor, G. I., 1915 : Eddy motion in the

atmosphere., *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, 215, 1-26.

2. Sutton, O. G., 1932 : A theory of eddy diffusion in the atmosphere., *Proc. Roy. Soc., A*, 135, 143-165.
3. Namias, and Others., 1940: An introduction to the study of air mass and isentropic analysis, Milton, Mass., 5th Ed.
4. Burke, C. J., 1945 : Transformation of polar continental air to polar maritime air, *J. Meteor.* 2, 94-112.
5. Saito, H., 1938 : On the theory of cloud formation in winter monsoon field., *J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II.*, 35, 52-59.
6. Kurooka, H., 1957: Modification of Siberian air mass caused by flowing out over the open sea surface of northern Jap., *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II.*, 35, 52-59.
7. Kondo, J., 1964 : Evaporation from the Japan Sea in the winter Monsoon., *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys.* 15, 67-75.
8. Ninomiya, K., 1964 : Heat budget over the Japan Sea and the Japan Islands during the period of heavy snow storm., *Papers in Meteor. and Geophys.*, 15, 52-70.
9. Asai, T., 1965 : A numerical study of the air mass transformation over the Japan Sea in winter, *J. Meteor. Soc. Japan., Ser. II*, 43, 1-15.
10. Jacobs, W. C., 1951 : *Bull. Scripps Inst. Oceanog. Univ. Calif.*, Vol. 6, No. 2.
11. Elsassner, W. M., 1942 : *Harvard Univ. Meteor. Studies*, No. 6, 1942.
12. Pettarsen, S., 1956: *Weather analysis and forecasting*, Vol. II.
13. *Daily Weather Maps (Sea level, 850 mb, 700mb, and 500mb Charts with synoptic data tabulations)*. No. 2710, 2725.
14. *The Ten-day Marine Report.*, Japan Meteor. Agency., No. 693, 695.
15. *Weather data of Taipei*, Taiwan Weather Bureau, GMT (00), Jan. 1966.