

# 海面風應力討論

曲克恭

The Wind Stress at the Sea Surface

## 一、海面狀況

海面為海洋大氣之低界、在動量、熱量與水汽之交流方面大部份完成於大氣接觸海面之數公尺處。基於物理學的研究，海面的粗糙程度 (Roughness) 完全不同於陸地，海中浪濤起伏，海面狀況不斷的變化，我們不應視海面具有均勻性之粗糙程度。同時海面不似陸地，無局部性之特殊性質。

接近海面之空氣運動直接關係於海面狀況之變化，同時海面溫度之分佈亦局部受其影響，佛蘭斯祈尼博士 (Dr. Franceschini, G. A.) 曾研究日本東方海面之海水溫度分佈，即受氣旋羣移過該處海面，因海面輻散與輻合促成海水之上下湧浪，而使氣旋停留下之海面溫度降低，反氣旋環流下之海面溫度升高。此種海水質量之輸送與海面應力相關。(圖一)

設  $M$  為單位寬度，單位時間內之質量輸送，則應力與  $M$  之關係可為：

$$(\tau_o)_{xz} = -fM_y \dots\dots\dots(1)$$

$$(\tau_o)_{yz} = fM_x \dots\dots\dots(2)$$

$$f = 2\Omega \sin\phi$$

$(\tau_o)_{xz}$ ,  $(\tau_o)_{yz}$  分別為  $x$   $y$  方向之應力

$M_x$ ,  $M_y$  為  $x$   $y$  方向之質量輸送

同時，質量之淨輸送為

$$M = M_x + M_y$$

$$\text{則 } \text{Div} M = \frac{\partial M_x}{\partial x} + \frac{\partial M_y}{\partial y}$$

將(1)、(2)代入上式，並簡化之，得

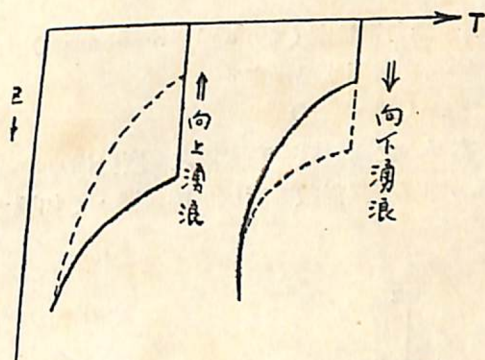
$$\text{Div} M = \left[ -\frac{\partial}{\partial x} (\tau_o)_{yz} - \frac{\partial}{\partial y} (\tau_o)_{xz} \right] / f +$$

$$\beta (\tau_o)_{xz} / f^2 = \frac{\zeta}{f} + \beta (\tau_o)_{xz} / f^2 \dots\dots\dots(3)$$

上式， $\zeta = \frac{\partial}{\partial x} (\tau_o)_{yz} - \frac{\partial}{\partial y} (\tau_o)_{xz}$  為海面應

力之渦旋率  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$

由方程(3)可知，如果我們能測得海面應力，則可計算海水之質量輻散問題。



(圖一) 海水溫度因湧浪變化略圖

空氣與海水間動量之交換，應力為其相當之值，此為眾所熟知者。應力亦為單位時間，單位面積上動量之向下輸送，稱之為動量之通量 (Momentum flux)。此種動量之交換更導致熱量與水汽之交流。

是故海面風應力之研究是今日研究海洋物理氣象學者所欲努力從事者，雖然因為觀測之困難，儀器之安置位置，海面狀況變動，船舶經常觀測之不確等等困難，氣象學家仍應埋頭設法，以謀解決。

## 二、海面應力

設接觸海面之一薄層間，氣流與海流之方向一致，且由觀測紀錄證實，在海面上二十至三十公尺間平均風向無導致重大誤差之改變，則應力方程可簡化為二度空間之表示：

$$\tau = A \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \rho K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

$\bar{u}$  沿  $x$  方向之平均風速分力

$\rho$  空氣密度

$A$  "Austausch" 係數，亦稱為黏力動力係數。

$K_m$  渦動係數，亦稱為黏力運動係數。

普朗德爾 (Prandtl) 由渦動之機械作用及混合長度 (Mixing Length) 之假定，導出應力方程為以下之方程，(見一般之動力氣象學)。

$$u^* = \left( \frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2} \dots\dots\dots(4)$$

及著名之風速與對數方程。



$$\bar{u} = \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z+z_0}{z_0} \right) \quad (5)$$

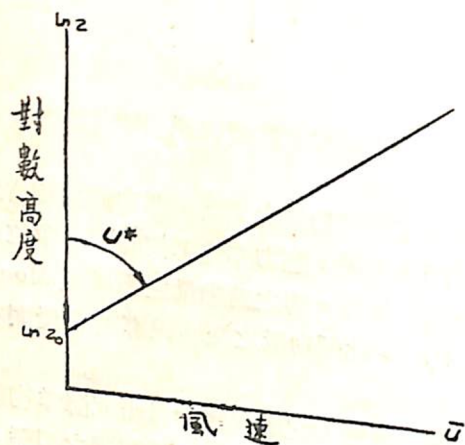
k 為 Von Karman 通用常數，經校驗接近於 0.4，

$u^*$  為摩擦風速

$z_0$  為動力粗糙度 (dynamic roughness)，單位為 cm，由海面狀況決定。

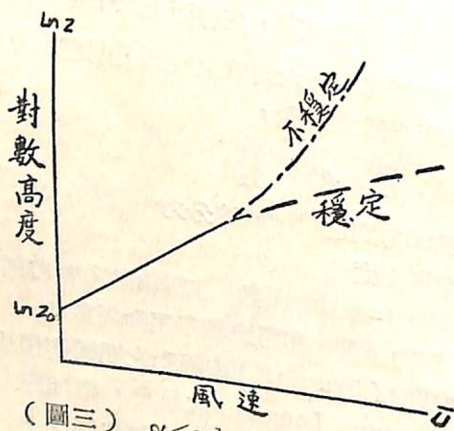
當  $z=0$  時， $\bar{u}=0$

方程(5)之關係只有在空氣之溫度分佈  $\gamma=\gamma_d$  時為真，即風速與對數高度成直線關係，(如圖二)



(圖二)  $\gamma=\gamma_d$  時，平均風速與對數高度之直線關係

由圖一可知， $\gamma=\gamma_d$  時我們可獲  $u^*$  及  $\tau_0$  之值，若在空氣穩定及不穩定情況，直線關係即不存(如圖三)，此實為經由方程(4)(5)以求應力之唯一缺點。



(圖三)  $\gamma<\gamma_d, \gamma>\gamma_d$  時平均風速與對數高度之非直線關係

按研究結果，海面上數公尺處，應力隨高度之變化常為一常數，則我們可假設

$\tau=\tau_0$   $T_0$  為海面應力

合併方程(4)(5)，消去  $u^*$ ，則

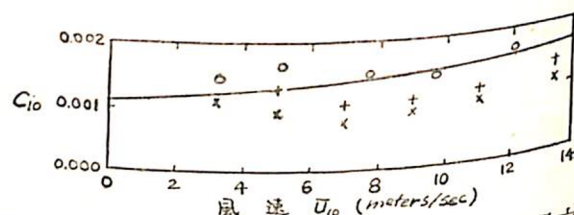
$$\tau_0 = \tau = \rho \bar{u}^2 \quad (6)$$

其中  $C_z = \frac{k^2}{\left[ \ln \frac{z+z_0}{z_0} \right]^2}$  在  $\gamma=\gamma_d$  之情況下。

及  $C_z = \left( \frac{u^*}{\bar{u}_z} \right)^2$  在  $\gamma<\gamma_d$  及  $\gamma>\gamma_d$  之情況下。

通常在海面上取  $z=10$  公尺為參考層，計算  $C_z=C_{10}$  之值，當然我們可以用方程(6)中之關係求得  $C_{10}$  之值，此法稱之為風之剖面分佈法 (Wind profil method)。

應力係數  $C_z=C_{10}$  之決定可以說是今日海洋氣象研究中決定動量交換所遇之困難之一，除各種方法本身之缺點外，最主要之困難在於我們要從精確度為  $10^{-1}$  之觀測紀錄中計算  $10^{-1}$  之應力係數，圖四即為應用風之剖面分佈法所求得之  $C_{10}$ 。



(圖四) 由風速剖面圖 ( $\gamma=\gamma_d$ ) 之關係求得之應力係數  $C_{10}$ 。為 1962 年 Baltic 海之觀測；x 為 Port Phillip 之觀測；+ 為海上之觀測。圖中直線為  $C_{10} = (1.10 + 0.04u_{10}) \times 10^{-3}$

### 三、面應力之計算

直接計算海面應力為一種繁雜之工作，氣象學家希望能獲得至少近於常數之十公尺處之應力係數，若此則由在十公尺處風之觀而可獲知海面應力，因而得到大氣與海洋動量之交換。

地轉風偏差法 (Geostrophic departure method) 及海面傾斜法 (Sea Surface tilt method) 即基於以上之假定。

(1) 地轉風偏差法

由運動方程，並假定平均速度消除加速度項，則

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - f\bar{v} = f\bar{v}_g - f\bar{v}$$

$$\text{及 } \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + f\bar{u} = f\bar{u} - f\bar{u}_g = f(\bar{u} - \bar{u}_g)$$

以上二方程可程寫做，

$$\rho f(\bar{v} - \bar{v}_g) = -\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \quad (7)$$

$$\rho f(\bar{u} - \bar{u}_g) = \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \quad (8)$$

因海面應力皆發生於接近海面風之方向，則

$$\tau_{xz} = \tau_0 \quad \text{及} \quad \tau_{yz} = 0$$

若積分方程(7)(8)，則

$$\tau_{xz} - \tau_0 = -\int_0^z \rho f(\bar{v} - \bar{v}_g) dz \quad (9)$$

$$\tau_{yz} = \int_0^z \rho f(\bar{u} - \bar{u}_g) dz = 0 \quad (10)$$

在方程(9)中，我們若能求得  $\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0$  為

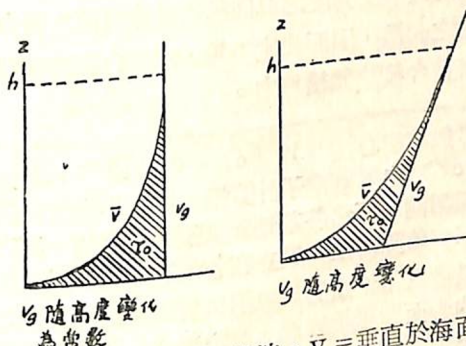
之上限，則可得以下之關係，當  $z \geq h$  時， $\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0$ ，

$$\tau_0 = \int_0^h \rho f(\bar{v} - \bar{v}_g) dz \quad (11)$$

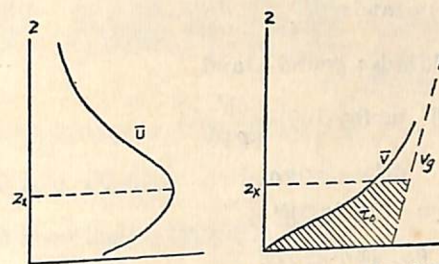
圖五即為此法之圖解決定法。另一法為設一高度  $z=z_x$ ，在該高度  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = 0$ ，則  $\tau_{xz}$  為零，即

$$\tau_0 = \int_0^{z_x} \rho f(\bar{v} - \bar{v}_g) dz \quad (12)$$

圖六即為此法之圖解決定法。第二法較第一法為優，曾有氣象學者利用第一法試求，但其結果並不能一定指出海面摩擦影響之極限。第二法最適用於信風帶之應用，因其氣壓梯度與溫度梯度之相反方向，常易於在數百公尺之高度內求得最大之  $\bar{u}$ 。同時  $\tau_0$  不隨  $\bar{v}_g$  之高度變化而顯著變化。1956 年

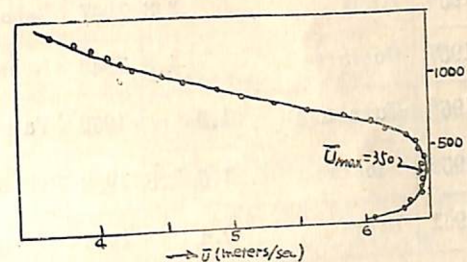


(圖五) 地轉風偏差法， $\bar{v}$  = 垂直於海面風向之平均風之分力， $\bar{v}_g$  = 地轉風在相同方向之分力，陰影部份與  $\tau_0$  成比例。



(圖六) 地轉風偏差法， $\bar{u}$  = 海面風向平均風速， $\bar{v}$  = 垂直於海面風向之平均風之分力， $\bar{v}_g$  (同圖五)，陰影部份與  $\tau_0$  成比例

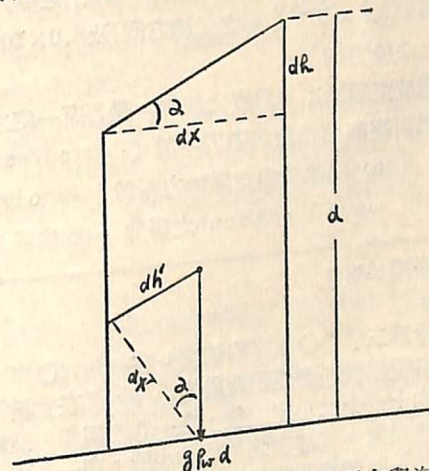
Charnock 等人在 Anegada 連續工作十五天，求得東北信風帶之  $\bar{u}$  隨高度之分佈圖，最大  $\bar{u}$  之發生於 350 公尺高度處，可做計算  $\bar{u}$  之參考。(圖七)



(圖七) 東北信風帶  $\bar{u}$  隨高度之分佈圖

(2) 海面傾斜法

海面傾斜法適用於海灣地區，同時有恆久性，使穩定狀態 (Steady State) 之假定近於真實。艾克曼 (Ekman) 假定海面應力與因傾斜而生之流體靜力相平衡，(如圖八)，設  $i$  為水面傾斜坡度



(圖八) 海面傾斜而生之流體靜力與海面應力之平衡



$$i = \tan \theta = \frac{dh}{dx}$$

因 $\theta$ 甚小，故 $\sin \theta \doteq \tan \theta$

$$\text{則 } \tan \theta \doteq \sin \theta = \frac{dh'}{g \rho_w d} = i$$

$$dh' = \tau_o = i g \rho_w d$$

$g$  = 重力加速度

$\rho_w$  = 海水之密度

$d$  = 海水之平均深度

海水底層之應力忽略不計。

海面傾斜法適應於特殊研究，因海面之傾斜值約為 $10^{-7}$ 必須有精確的測定，否則甚易發生錯誤，通常一公里之長度必須準確至 $10^{-2}$  Cm，無精確儀器，無不易實施。

海面應力計算以後即可求得應力係數 $C_{10}$ 之值，但是從1876年起就研究解決之問題，迄今因為觀測計算之數值增多，差異更大。由之可知氣象之研究工作實非一蹴而成。茲列舉近年來測量計算之 $C_{10}$ 值以爲比較。

| 風速剖面法 |           |                      |     | 海面傾斜法 |                |                      |     | 地轉風偏差法 |                     |                      |     |
|-------|-----------|----------------------|-----|-------|----------------|----------------------|-----|--------|---------------------|----------------------|-----|
| 年代    | 主持人       | $C_{10} \times 10^3$ |     | 年代    | 主持人            | $C_{10} \times 10^3$ |     | 年代     | 主持人                 | $C_{10} \times 10^3$ |     |
|       |           | 微風                   | 強風  |       |                | 微風                   | 強風  |        |                     | 微風                   | 強風  |
| 1955  | Hay       | 1.6                  | 2.6 | 1941  | Hellstrom      | 2.1                  | 1.5 |        |                     |                      |     |
| 1956  | Hunt      |                      | 3.3 | 1947  | Schalkwijk     |                      | 2.6 | 1935   | Rossby & Montgomery | 1.3                  |     |
| 1957  | Goptarev  |                      | 1.8 | 1948  | Neumann        | 4.2                  | 2.0 | 1936   | Rossby              |                      | 2.9 |
| 1958  | Takahashi | 1.2                  |     | 1953  | Van Dorn       | 1.0                  | 2.9 | 1936   | Sutcliffe           | 0.4                  |     |
| 1959  | Brooks    | 1.5                  | 1.5 | 1953  | Reid & Clayton | 1.9                  | 4.0 | 1950   | Durst               | 0.4                  |     |
| 1961  | Bruce     | 0.4                  |     | 1953  | Hellstrom      | 2.3                  | 1.8 | 1952   | Sheppard            | 2.0                  | 2.0 |
| 1962  | Brooks    | 1.1                  | 1.1 | 1955  | Darbyshire     | 2.1                  |     | 1952   | Sheppard & Omar     | 1.1                  |     |
| 1962  | Deacon    | 1.2                  | 1.2 | 1956  | Clayton        | 6.2                  | 2.9 | 1956   | Charnock            | 1.5                  |     |

由最近之計算，當風速每秒13公尺以下時，應力係數 $C_{10}$ 可能在 $1.1 \times 10^{-3}$ 至 $1.5 \times 10^{-3}$ 之間（如圖四所示）。但是1959年，麥爾斯（Myers）研究颱風時，佛羅里達州 Okeechobee 湖上之應力係數竟高達 $2.2 \times 10^{-2}$ （風之切線方向）及 $2.0 \times 10^{-2}$ （風之法線方向）。

關於空氣動力粗糙度之決定，是否有一定之風速極限可使海面由空氣動力平滑（Aerodynamically smooth）轉變爲空氣動力粗糙（Aerodynamically rough），據Munh之研究，認爲風速 7

（上接第14頁）  
可尋。

爲每分鐘三〇〇〇組字的速度。在一九六〇年，這些基本預報資料到達預報員的手裡，都在資料報告時刻的十或十二小時之後，在一九六四年，這種時間落後現象，曾縮短到六或七小時。在一九六六年後半年，這種時間落後縮減爲四小時。資料處理時間的縮短，即爲預報上的改進。

衛星資料 氣象衛星在兩方面協助氣象預報。衛星所獲得的全球性雲遮蓋資料，可以送到美空

meters/Sec爲此極限，則 $C_{10}$ 應在此極限值之附近有顯著之不連續。Kelvin-Helmholtz 之海面穩定度標準爲6.71meters/Sec，若海面風速超過此值，將使海面情況不穩定，即將有波浪生成而使海面變爲粗糙。二者雖甚接近，但是在此極限附近海面應力並無顯著之不連續。

總之，今日海上觀測之困難未解決前，如果欲以高出海面一定高度之風向風速計算海面之應力以求動量之交換，因而決定熱量，水汽之交流等問題，尙有待今後之繼續努力。

軍世界氣象中心（Air Force Global Weather Central）的氣象電子計算機，據以作出全部雲分析和預報圖，而爲各基地氣象預報員應用。其次，美空軍氣象勤務部，設立在地面的衛星接收站，可以接收當地區的氣象衛星資料。這種立即可以讀出的地面衛星接收站，屬於美氣象勤務部的總數將達三十六個（其中二十個已開始工作）。它們配置在每一任務支援預報中心，或者周圍資料貧乏的孤立測站。另一在區域天氣預報上即將獲得的改進（下接第12頁）