

海風與台北盆地雷雨之關係

劉廣英、沈 畦、劉振榮

The relationship between sea breeze and the
thunderstorms occurred in Taipei basin

Koung-Ying Liu Hsi Shen Gim-Rong Liu

Abstract

As we are a sea-land country. Sea breeze becomes a very important factor on weather predictions. Durring the summer time. We can frequently find sea breeze in Taipei basin, almost every afternoon. Sometimes it brings thunderstorms and sometimes it doesn't. Therefore, our mainly purpose of this study is to find what's the relationship between the sea breeze and thunderstorms in this area. And just how they interacted to eachother.

In this article. We use the statistic method and ten years' data (1967-1976). We can reasonably explain the relationship between the two factors, and mean while we may using it to forecast the occurrence of the thunderstorms in Taipei basin.

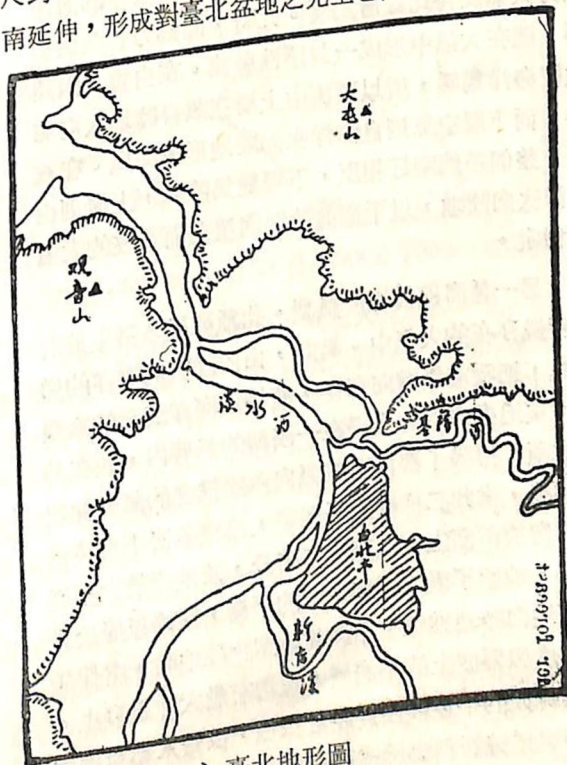
一、前 言

海風，本是一個很平常的自然現象，幾乎是所
有鄰海地區都有其踪跡。可是，就在這普通現象裏
，每每引起甚多天氣變化。如午後或夜間的雷陣雨
，垂直對流旺盛的積雲、及突發性的陣風……等皆
是，頗值吾人深入研究，惜因此方面的資料並不完
整，使得前述許多由海風而起的天氣變化，與海風
間彼此的相互作用，吾人並不十分瞭解。就以臺北
盆地為例，在初夏至盛夏期中，經常有午後雷雨的
發生，其發生時間絕大多數都在午後，甚至在午夜
時分。當時天氣圖形勢也許有鋒面過境，但大多數
情況下並沒有鋒面過境配合，足見此種雷雨必與當
地的地形與海風作用有關。本文的目的即在研究此
地區初夏至盛夏期間，雷雨、海風、地形三者間相
互影響的關係。

二、臺北盆地地形概述

臺北盆地位於本省的北端，四週均由山坡與丘
陵地圍繞而成。其高度以北面的大屯山系為最，約
一千多公尺；西面的觀音山系較低，最高的觀音山

僅有 612 公尺；而中央山脈餘脈，高度在 600 公
尺到1000公尺間之丘陵地，則自盆地的東南方向西
南延伸，形成對臺北盆地之完全包圍。盆地中地勢



(圖一) 臺北地形圖

低平，約略自東南向西北傾斜。

盆地中有三條河流經過，分別是：淡水河（自盆地的西北方出海）、新店溪（自西南方進入盆地）、及基隆河（自東北方進入盆地）。如圖一。

由於臺北盆地的特殊地形，每當海風稍增強，或是海風作用明顯時，海風便順着淡水河口進入，使臺北盆地的盛行風改為西北風，同時也給盆地內帶來較冷的濕空氣。而此時由於海風效應，使基隆方面改吹東北風、桃園改吹西南風，整個環流不但剛好在臺北盆地造成一低壓環流，且本身就具有抬昇作用。其輻合的上升運動不但更增強海風效應，也使臺北盆地在先天上有對流不穩定性質之空氣更形不穩定。此時，只要日增溫迅速，就很容易形成雷雨或雷陣雨。

三、海風的種類與發展理論

海風就其生成的大氣狀況來說，大致可分為兩種(1)，第一種為普通的海風型。此型海風即吾人一般所熟知的海風，其發生之主因為陸地與海水間之溫差，在大氣中產生力管作用而形成，多發生於寧靜或梯度風非常微弱的大氣中。由於陸地在晨間數小時內迅速增溫的影響，使被加熱的空氣在不穩定的條件下，產生渦流運動，並在上升的過程中被絕熱冷卻，使地面增溫空氣的上方，變得比地面溫度低。而在海洋，由於下沉作用，使較冷的海洋上方大氣變得比底層為暖。此時，固為力管效應影響，隨在大氣中形成一封閉性環流。在白晝，因陸地較海洋為暖，所以環流中上層空氣自陸地吹向海洋，而下層空氣則自海洋吹向陸地形成海風。在夜間，整個系統剛好相反，下層變為陸風，上層則由海洋吹向陸地，以平衡海陸間因溫差而造成的大氣不穩定。

另一種海風為梯度風型。此種海風多發生於有梯度風存在的大氣中。晨間，由內陸吹向海洋的梯度風，把暖空氣帶向海洋，使接近海洋表面的冷空氣，被迫推向外海集聚在一淺薄的氣層內，並在外海堆積，增強了海洋冷空氣向內陸推進的氣壓梯度。稍後，當此二梯度呈平衡時，冷空氣層不再後退，滯留於洋面上。直至正午時分，陸地達最大不穩定時，破壞了原二梯度力間的平衡，該冷氣層於是迅速地向陸地推進。當其前緣到達陸地時，常伴隨着溫度與濕度上的不連續，並常有最大陣風發生。其與鋒面的不連續性質非常相似，故吾人亦可稱此類海風為鋒面型海風或稱梯度型海風。

一般而言，陸地上大氣的穩定度為決定海風能否登陸的先條件，其最有利的時機約為陸地上不穩定度達最大的時刻。假如說陸地上空的大氣始終保持穩定，則海風不可能到達陸地。但是，午後若早先的梯度風消失，破壞了原先平衡之後，則不論此刻陸地上空的空氣是否仍為穩定，海風多能直達海岸，造成顯著的風變，較強的陣風，溫降等，甚至帶來雷雨。此即導至臺北盆地在初夏至盛夏期間雷雨原因之一。

四、海風作用下臺北盆地氣象因子之變化

1. 海風出現於臺北盆地的時間，海風發展最有利的時間在初夏季節，此時太平洋高壓勢力西伸，整個臺灣都處於太平洋高壓環流之內。而在一天之中自 0700L 至 1900L 內均可發生，同時因大氣狀況不同，時間前後亦有不同：

大氣狀況	發生時間	終止時間
晴空、輕微梯度風	1000L.....	1600L
靜風、疏雲	1000L.....	1600L
增溫迅速 $> 2.5^{\circ}\text{C/hr}$	0800L.....	1900L

(白晝)

晨有向海的梯度風	1100L.....	1700L
----------	-----------------	-------

表一、民56—65年臺北盆地大氣狀況與海風發生的起止時表。

若夜間雲之發展旺盛，將會使陸地的降溫率減小，這種情況對海風之發展及持續，非常有利，終止時間常較晚，易生成臺北盆地的夜間或清晨雷雨。

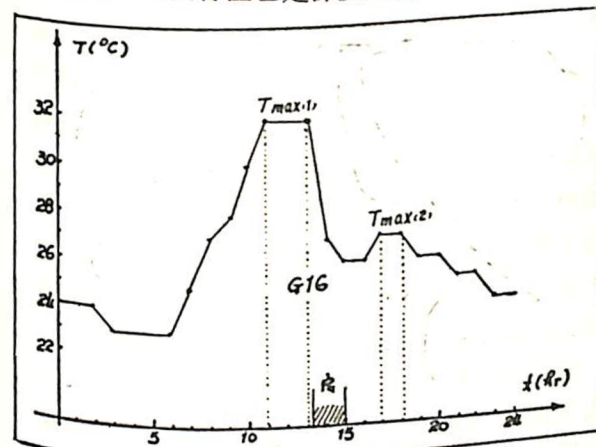
2. 風速變化：普通海風型的風速在早晨均較小，約為 2-5kts，在 1300L 至 1500L 間，隨陸地最高溫發生時間增至最大，風速變量在 2-5kts 之間，而後隨日落而減小，有時甚至變為靜風。

若為梯度風型，則其風速較前者為大。在前緣到達臺北盆地瞬間，會給臺北帶來稍強的陣風，此陣風風速範圍在 16-25kts 間，而其恒常風速變量約為 5-7kts。當其前緣通過半小時後，風速會減小至正常的情況。

3. 溫度變化：普通海風型者，變化較穩定，日出後即迅速地增溫，在海風出現時，氣溫停止上升，並保持變化在 1°C 內之穩定狀況，當海風消失後，方開始降溫。

若為梯度型海風，則陸地上的增溫現象，會因海風的出現而聚降，如附圖中 1300L-1500L 的降溫，大約下降 $5-6^{\circ}\text{C}$ ，而後在海風期間保持一相對

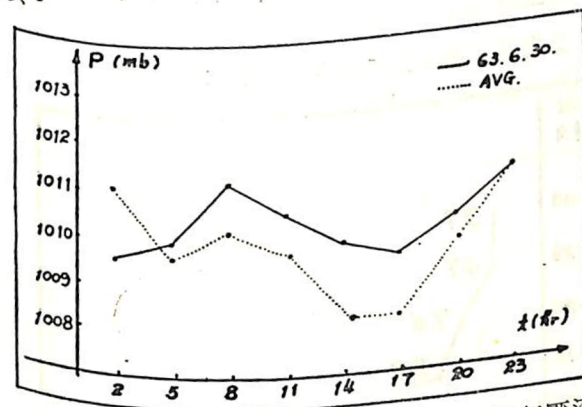
的穩定，當海風減弱時，溫度再上升至正常溫度，所以一天之中會有兩次最高溫（相對性）。如附圖中，1100L-1300L 與 1700L-1800L 之間的二次相對最高溫。這項特性也是梯度風型海風的特徵。



圖二、民國 63 年 6 月 30 日臺北盆地溫度逐時變化圖

4. 溼度變化：通常溼度在日出之刻最接近飽和，以後隨溫度的升高而下降，直到海風出現時才略有升降，以後便保持穩定，至夜間冷卻時方開始上升。

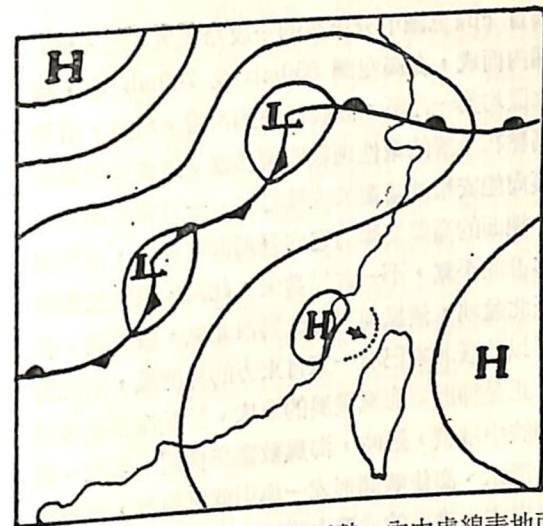
若是梯度風型海風，溼度在早晨下降，當海風初現時驟增，期間則近乎穩定，後隨海風之停止而驟降。但是這種變化情形，並非必然，亦有溼度不變化的情形，所以我們並不能以此來判別海風的種類。



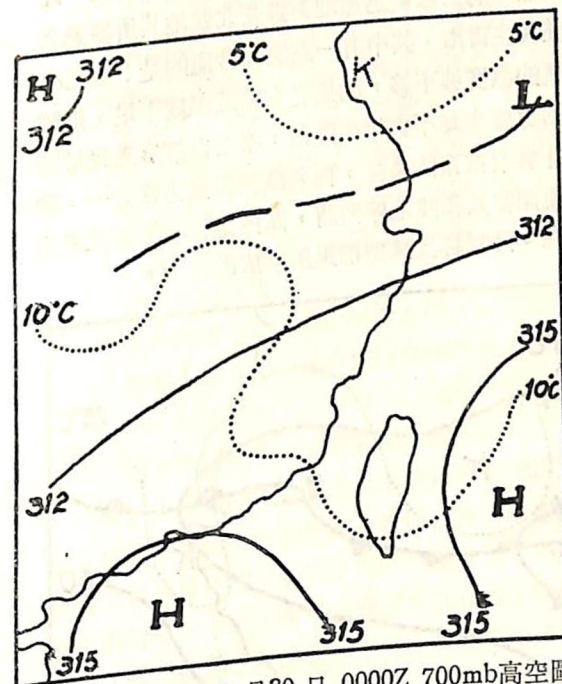
圖三、民國 63 年 6 月 30 日臺北盆地氣壓逐時變化圖

5. 氣壓之變化：臺北盆地平均氣壓變化，大都在 0800L 有一次相對極大，於 1400L-1700L 間降至最低，在這段期間也是最容易發生雷雨的時期。同時，由統計中發現，臺北盆地氣壓在 1008mb-1010mb 間，最適宜海風型雷雨的生成。

五、發生雷雨時天氣圖形勢



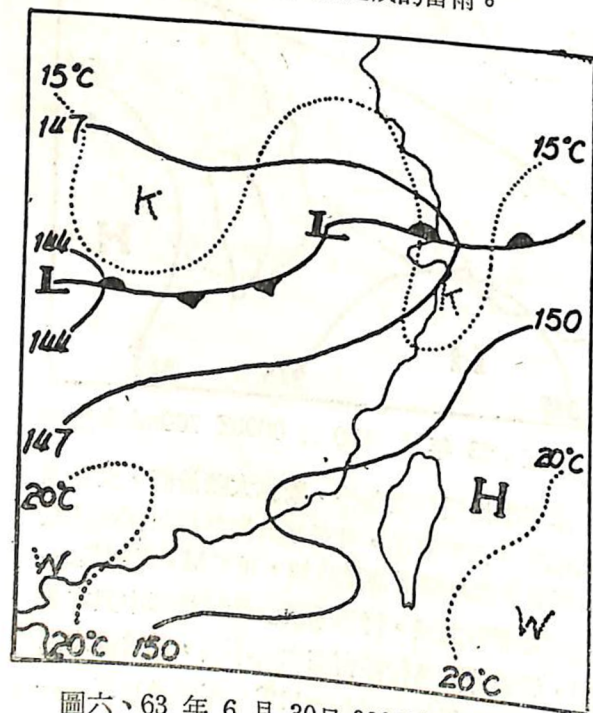
圖四、海風雷雨地面圖形勢，內中虛線表地面增溫後，高壓環流移動位置（民國63年6月30日0500L乙種圖）



圖五、63 年 6 月 30 日 0000Z 700mb 高空圖

本省因地理位置獨特，緊靠大陸沿海，又居副熱帶地區。每至夏季，就長處於海洋性氣團的邊緣內。回朔季節剛轉為初夏時期，正是MT氣團與Cp氣團相互奪勢之際。鋒面系統多徘徊於華中與本省之間，假如鋒面系統停留在本省不去，就造成本島之梅雨。但如果鋒面系統被MT氣團北推至華中一帶，則本省天氣多屬好天，午後有雷雨的類型。在帶，則本省天氣多屬好天，午後有雷雨的類型。在所迭十年（民56年—65年間）資料中分析發現，凡是造成海風雷雨時，天氣圖形勢多如附圖四所示之形態。鋒面在華中徘徊，離本省稍遠，臺灣正處於MT氣團西邊，若吾人能仔細地分析，常可發現在金門沿海一帶地區，有一高壓環流存在，這個小高

壓為自 c_{pk} 氣團中分出來的一股冷空氣，侵入 mT 氣團內而成，在高空圖 850mb 及 700mb 中，相關位置均為一冷區，或暖區中的冷舌。所以，這個小高壓在低層的秉性應較四週為寒。這股冷空氣在夜裏尚能安穩地落宿於大陸沿海。一旦當日出增溫後，地面的高溫便驅迫它向臺灣海峽移動，由於海峽本身並不寬，不一會兒功夫，此高壓環流便影響到臺北盆地，使風向馬上改為西北風。假如說，在日出以前臺北本已有一來自東方的梯度風，則此情況，正是梯度型海風發展的溫床。於是冷空氣被迫在海峽中堆積，這時，海風效應在桃園、臺北、基隆、淡水、澎佳嶼間形成一導引低壓環流，使得冷空氣向本省推進的梯度力強過於向大陸方向的梯度力，於是小高壓便受導引低壓的牽引更靠近本省。至正午，只要臺北盆地增溫達到不穩定的情況，此冷空氣團的前緣便迅速地衝進臺北盆地其所經過之處便發生雷雨。其中有一點值得考慮的是：金門小高壓的濕度夠不夠，如果它太乾或濕度不足，則雖有雷聲產生卻不會帶來陣雨，唯有濕度含量足夠時，才會有雷雨的產生，而判斷其濕度方法之一，即為觀測當其在陸地停滯時，區內是否有陣雨或雷雨存在。此為梯度風型消風所造成的雷雨。



圖六、63年6月30日0000Z 850mb高空圖

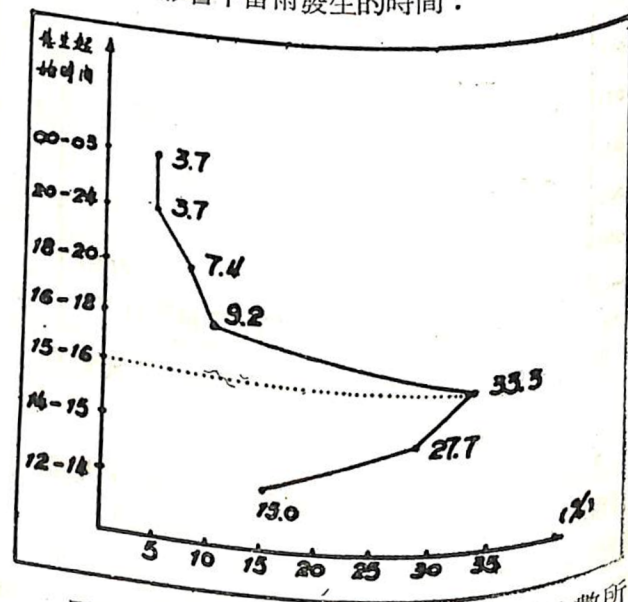
以下再看看普通海風的情況，天氣圖形式大致相同，唯一不同處在臺北並沒有梯度風的出現，而是靜風的情況。當小高壓被迫向本省靠近時，臺北盆地仍受其影響，風向環流輻合，在盆地處產生導引低壓，導引金門小高壓向本省推進，而此導引的

力量為此小高壓移動動力的主要來源。由於梯度力的產生，使海風的效應得以增強，也使盆地中的大氣更形不穩定，當陸地上溫度到達最高溫時，海風影響便在山區先行下陣雨，然後在海陸風交替時分，開始在盆地內下雷陣雨。所以此類雷雨的發生多在臺北西北風轉弱之際，或是夜間，例如民國64年6月23日所發生的雷雨便屬此型。當天自0800L到1500L一直吹着西北風或偏西北風，到了1600L西北風轉弱，轉變為東風，於是松山機場（山區）先開始下陣雨，緊跟着就是一陣雷雨，而在0800L以前，臺北不是靜風，便是微弱近乎零的梯度風，這正符合普通海風型雷雨的屬性。

由是觀之，如果海風效應在臺北盆地產生雷雨，在天氣圖上找到像金門小高壓型式的配合為最重要之條件。同時，該小高壓應屬冷性，才能加強海風效應，促成雷雨的發展。如果他是個暖性的小高壓，則陸地白晝間的增溫，並不會加強海風效應，雖然它也可能造成臺北盆地大氣的不穩定，但它所需要的時間太長，甚至超過白晝增溫的時間，而使雷雨不能完全地發展，雖然它已造成濃厚的積雨雲，但仍不下雷雨，至多只發生雷聲、閃電等天氣現象。

六、資料分析

1. 資料起止年限，民 56 年—民 65 年間4—6一月份。
2. 海風影響下雷雨發生的時間：



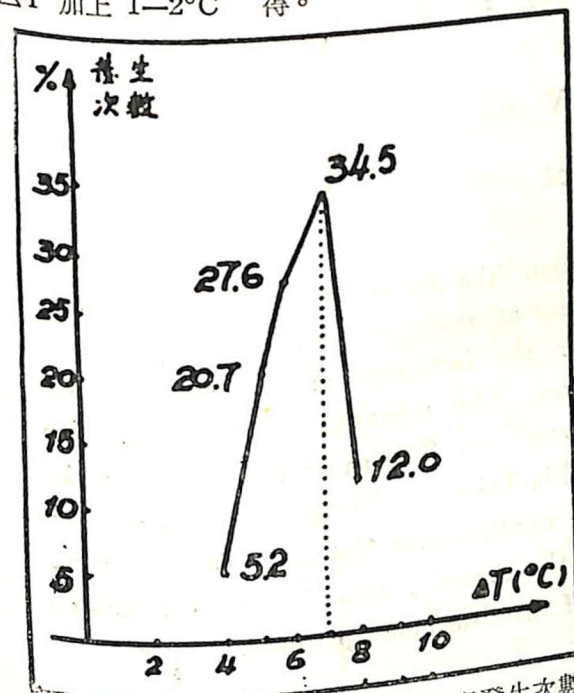
圖七、海風造成雷雨發生的時間與發生次數所佔百分比（臺北盆地）

如上圖所示，海風所造成的雷雨泰半發生在

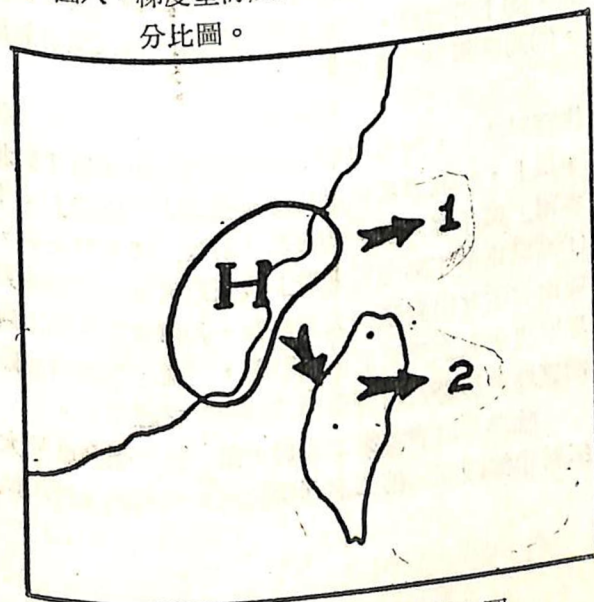
1200L 至 1600L 之間，佔總數的60%，而發生次數最多的時間則為 1500L到1600L間，約為日增溫最高溫出現後二小時。

3. 梯度型海風雷雨期間溫度遞降程度：

前文中曾提及當梯度型海風登陸時，常伴隨着溫度的突降變化，現就以實際的例子來研討它下降的程度。一般臺北盆地在梯度型海風雷雨發生期間，溫度的遞降約集中在 5 至 7°C 之間，大約佔總數中的 82.8%。其中又以降 7°C 為最多，佔全數的 34.5%。另外，很有意思地是臺北盆地白晝增溫所增加的溫度 T_R ，約為他在雷雨期間降低之溫度 ΔT 加上 1—2°C 得。



圖八、梯度型海風雷雨降溫程度與發生次數百分比圖。



圖九、金門小高壓冷空氣塊的動向圖

4. 金門小高壓的位置、形狀與其動向。就雷雨發生的強度而言，金門小高壓最佳的位置在 24—27°N, 118—120°E，緊靠本省北部之處。其形狀則以圖中所示之彎曲狀為最強，圓形為次。動向則以偏南向路徑雷雨的發生率較高。但持續性較差；偏北向之路徑，發生率較低，但持續性較長。可是，當小高壓以偏南之路徑移動時，若正好遇到 M E 氣團北侵，則共伴影響會使持續性增長，甚至超過偏北向移動之持續時間。

七、結語

由前述討論中，我們可以歸納原因，找出海風形成雷雨的有利因素如下：

1. 臺北盆地日間增溫迅速，意即盆地內大氣不穩定度高，垂直對流旺盛。
 2. 晨間臺北盆地的東風必須在午後消失。
 3. 在金門沿海附近有一冷性小高壓生成，且濕度要大，不然至多只有雷聲。
 4. 風向作順鐘針向驟然改變，並在北部形成一低壓環流，導引金門小高壓靠近本省。
 5. 引導低壓與金門小高壓間，氣壓梯度稍強，使海風強度增加。
 6. 其他因素：如 ME 氣團北侵，低層輻合帶滯留北部，高空風自底層向中層風速漸減，850 MB 高度以下風速 < 25 kts，以及地形抬升作用等，更加助長雷雨的聲勢。
- 從以上這些因子中，吾人不難利用 2100Z 乙種圖。1200Z 各種高空圖及探空資料，預先考慮海風對臺北雷雨發展的可能性，從而在預報上，掌握住雷雨的行踪。不過，海風與雷雨均具有相當程度的變性，此文僅為初步探討，不足之處尚多，望學者先進不吝指教。

參考資料

1. Raymond WexLee Theory and Observations of Land and Sea Breezes "Bulletin American meteorological society V. 27. June 1946" p. 282—287.
2. Estoque, M. A. 1961 A theoretical investigation of the Sea breeze "Quart. J. R. meteor. Soc. 87, p. 136—146.