

海風與陸風

海陸風環流

陳日宴

國立臺灣師範大學地球科學系

一、前言

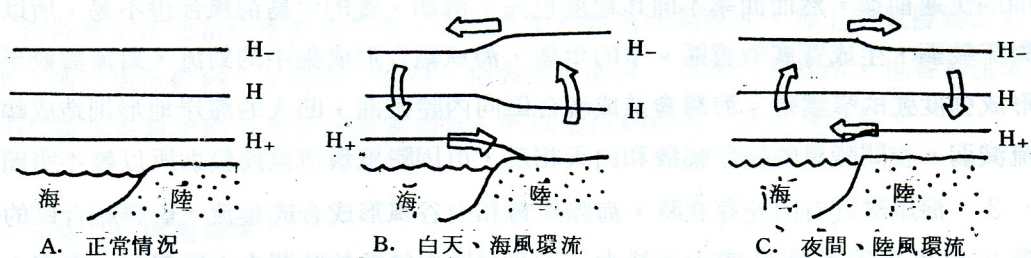
當盛行風弱時，靠近海岸地區由於海水比熱較大，使海面上與陸地上之空氣因溫度的差異而形成熱力環流，在地面附近，白天風由海洋吹向陸地，稱為海風(sea breeze)，晚間風由陸地吹向海洋，稱為陸風(land breeze)。

台灣全島多山，局部環流受地形和海陸風影響。例如：夏季，海風帶來水汽使台南和屏東一帶常因而產生雷陣雨；在初春時，新竹到淡水一帶海風將平流霧帶到陸地上，影響飛航和高速公路的行車安全。另外，海陸風也影響空氣污染傳播方向。

本文中除了對海陸風之現象作討論外，並取蘇澳之實際風向、風速和濕度變化情形進行分析。

二、海陸風環流

海陸風環流是發生於海洋與陸地交界區的中尺度大氣現象。海水因為比熱大，海水上下層有混合作用，加上水汽的蒸發帶走部分能量，所以溫度不易改變。海上空氣的溫度晝夜很少相差 2°C 以上，而陸上空氣溫度差可達十幾度，一般也有5或6度。由於陸地與海洋對大氣有不同程度加熱（如白天）或冷卻（如夜間）而使海陸交界區之大氣具有斜壓性，造成空氣流動，而形成一垂直海岸線之封閉環流：白天，陸地溫度高於海面，較低層空氣由海上吹向陸地（稱為海風），高層由陸地吹向海上的環流，稱為海風環流。夜間陸地溫度低於海面，空氣形成和白天相反方向的熱力環流，稱為陸風環流，近地面處之風稱為陸風。（見圖一）



圖一 海陸風熱力環流的生成

海風入侵，會造成陸地上空氣：(1)溫度降低。一則因為海上空氣較冷，二則因海風引起空氣擾動混合，使上下層溫度均勻。(2)濕度增加，利於雲的生成。(3)風力增強使擾動混合層增厚。海風環流通常發生在弱盛行風狀況，這時空氣較穩定，混合層薄；海風入侵使風力增強，空氣的擾動混合層變厚。

台灣地區海陸風環流的範圍約可達海內外各 20 km，厚度約 1 km，主要出現在夏季。一般而言，環流發展的強度、厚度及持續時間會因日夜、地形、緯度、季節及盛行風之強弱而不同，以下將分別討論：

2-1 日夜與海陸風

海風環流比陸風環流強大且持久，白天，太陽輻射加溫，海陸上空氣擾動混合層較高，導致環流規模較大，強度較大而持久。夜間，由於長波輻射冷却效應，使海陸上空氣的擾動混合層厚度較小，再加上陸地上為穩定的下沉氣流，抑制環流的發展，使其較弱且短暫。

由氣象觀測得知，環流在地面處之風速大於高空風速，且方向相反。推論是由於高空空氣較稀加上傳遞至此之能量較少所致。

2-2 地形與海陸風

海陸風環流的規模和地形結構有非常密切的關係：

1. 地面摩擦（即地形起伏度）的拖曳作用，控制海陸風開始與衰減的時間，並產生最強海陸風發在最高溫之後的延遲現象。

2. 海岸線分佈對海陸風環流有絕對性的影響，不論是在環流的強度、高度、輻合區分佈，輻合強度等等。白天，凸出的海岸地形使海風多方輻合，增強對流，推動海風

鋒面的快速前進，然而曲率不同其程度也異。例如，寬的半島海風合併不易，所以形成的對流較弱，生成寬廣的雲區。窄的半島，海風輻合形成集中的對流，對流雲較早生成且形成強度強的窄雲帶。海灣會造成輻合區向內陸扭曲，凹入的海岸地形則造成輻散，對流減弱。夜間陸風的輻合輻散和白天相反，但因陸風環流規模較弱所以較不明顯。

3. 海岸附近有山丘存在時，海陸風會和山谷風形成合成環流，影響輻合區的位置，強度也比單獨的海陸風或山谷風大，環流發展與轉換的時間也大為提早。事實上，只要濱海區地形有輕微的起伏，最強風場日變化及最大上升運動區會發生在斜率最大的山坡處，非海岸附近。

白天海風和谷風合成環流，因海風較強，故影響較大；夜間陸風和山風合成環流，但實際上陸風比山風弱多了。由於台灣多山且山坡陡峭，加上海岸平原狹窄，所以通常是合成環流形態。

4. 海陸風風向受地形導引而改變。例如：海風只能沿着基隆河河谷和淡水河河谷進入台北盆地，所以台北盆地只有東北東和西北方向的海風。

2-3 緯度與海陸風

由於地球旋轉生成的科氏力，不只和海陸風風向的轉變有關，也造成不同緯度海陸風環流有不同的特性。海陸風受科氏力影響呈順時針轉，尤其午後海風的偏轉最明顯。科氏效應持續使運動轉向結果，終將產生一相反方向的運動，促使海陸風的轉換。產生這反向運動所需的時間與科氏力成反比，而這反向運動速度的大小與科氏力成正比。所以緯度增加時，科氏力增加，反向運動的速度增加，減弱原向的速度；轉向時間的短縮促成了海風與陸風交替的間隔也縮短。故：

(1) 緯度愈高，科氏作用加強，運動極易轉向，使得海陸風環流無法延伸到離岸較遠處。

(2) 低緯因科氏作用弱，故海陸風的交替以熱力的效果為主，使得低緯度之海風環流較中緯持久。由於夜間陸上降溫造成的影響不足抵消白天陸上加溫造成的運動，所以在緯度0度之內陸及遠海呈現一直吹海風的現象。

(3) 緯度30度處，熱力作用和科氏作用諧調導致增強效果，海陸風環流有最強速度及最大範圍，分別向低和高緯遞減。

2-4 季節與海陸風

海陸風環流通常夏季較冬季強，因為冬季海陸溫度都很低，加上空氣擾動混合層也較低，所以環流較弱。在晚春初夏時，地表溫度漸升，海洋仍相當冷，也容易生成海風；在中低緯度區秋季時氣溫仍和夏季相當，所以環流仍很強，例恒春半島。

2-5 盛行風與海陸風

日間，向岸盛行風會減弱海風，離岸盛行風會加強海風。因為向岸盛行風會將海風的能量帶到更遠處，使環流不易生成；離岸盛行風與海風風向相反，形成輻合作用，垂直向上速度增加，促使環流更強。夜間陸風與盛行風之關係則相反。

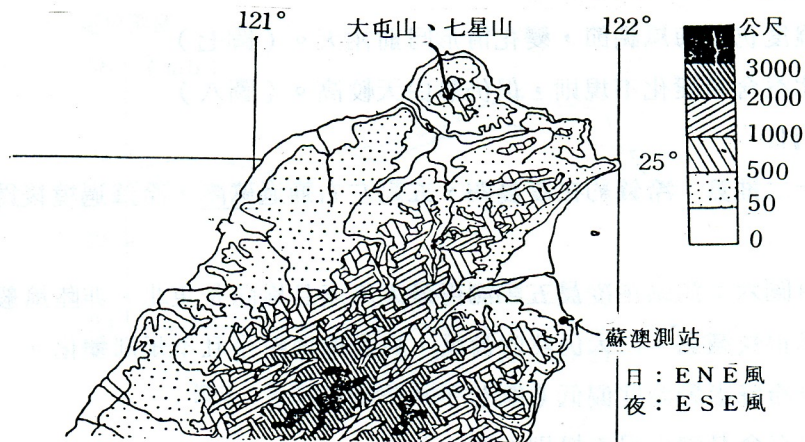
若是盛行風平行海岸，若低壓在海，因摩擦作用，與離岸盛行風作用同，若低壓在陸地則與向岸盛行風同。

當盛行風所引發之動力效應足以破壞正常之穩定狀態時，海陸風環流即被破壞，由於陸風環流較弱，更是容易被破壞，所以有些地方白天吹海風，夜間則吹盛行風，如恒春半島夏季。有時盛行風雖很強，但受地形阻擋住，在背風面仍能有完整的海陸風環流發展。

三、實際天氣狀況的分析與討論

——蘇澳夏季的海陸風

取中央氣象局蘇澳測站民國77年7月份的地面觀測資料分析，結果顯示蘇澳測站：白天吹東北東風向的海風，夜間吹東南東風向的陸風（圖2所示）。由於這個測站位置



圖二 台灣北部地形圖與中央氣象局蘇澳測站的地理位置
(台灣的地形景觀、渡假出版社)

接近山丘，附近地面起伏；推論海陸風轉向的因素，主要是科氏力與地面摩擦作用造成風向順時針偏轉的結果。以下是分析結果與討論：

3-1 海陸風與盛行風對天氣的影響

我取蘇澳測站天氣較典型的四天，說明海陸風與盛行風對風速、風向、溫度和濕度的影響（圖三～圖八）。

由圖九、圖十地面天氣圖知道：7月24日、25日這兩天台灣盛行風為弱的西南風，故蘇澳的天氣受海陸風環流影響為主。

7月24日

(1) 如圖三所示（橫坐標為一天的時間，上面標示着測站的觀測時間）白天吹E N E向的海風，約午後二點風速達最大，夜間吹E S E向的陸風，且風速不及白天的一半。

(2) 照理論溫度應在午後二點達最高，但由圖四知道：受到海風的調節作用，從早上九點後溫度就沒明顯上升。

(3) 如圖五所示，由於海風帶來水汽和地面水的蒸發，濕度在白天有明顯的上升。

7月25日

和24日一樣受海陸風影響，天氣變化情況和24日相似（見圖三～五）。

7月26日

由圖十一得知有一道冷鋒向台灣接近，受它的影響使台灣這天天氣不穩定，主要盛行風為較弱的西北風。

(1) 因中央山脈的屏障，蘇澳不太受盛行風影響，仍是白天海風夜間陸風，但風速大小顯得不規則。（圖六）

(2) 溫度仍受海風調節，變化情形同前兩天。（圖七）

(3) 水汽含量變化不規則，但仍然白天較高。（圖八）

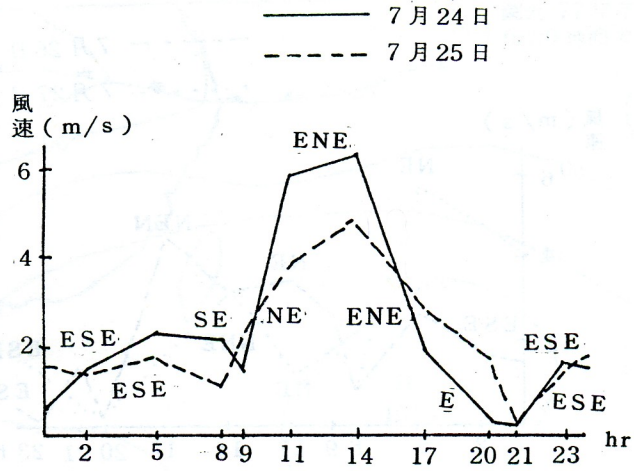
7月27日

由圖十二推算：冷鋒約在凌晨四、五點左右通過蘇澳，冷鋒過境後為很弱的東北盛行風。

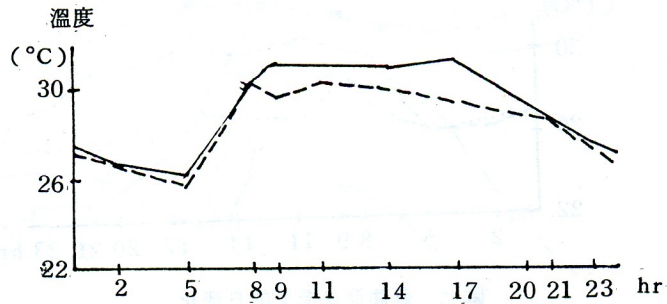
(1) 由圖六：測站在凌晨五點測得最大風速且風向是東北，非陸風般E S E向，鋒面過境後風很快減弱，白天仍然吹海風，只是風速較小且不規則變化。

(2) 受冷鋒影響溫度偏低（圖七）。

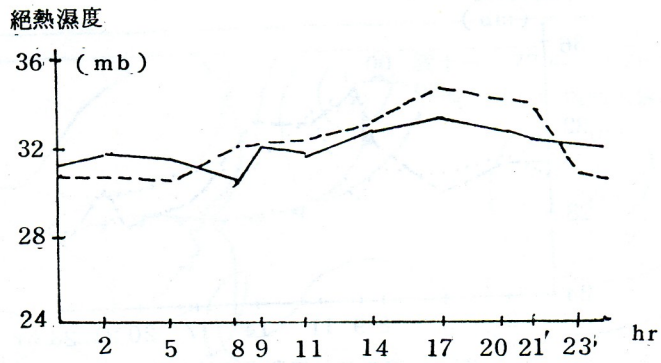
(3) 水汽含量變化很不規則（圖八）。



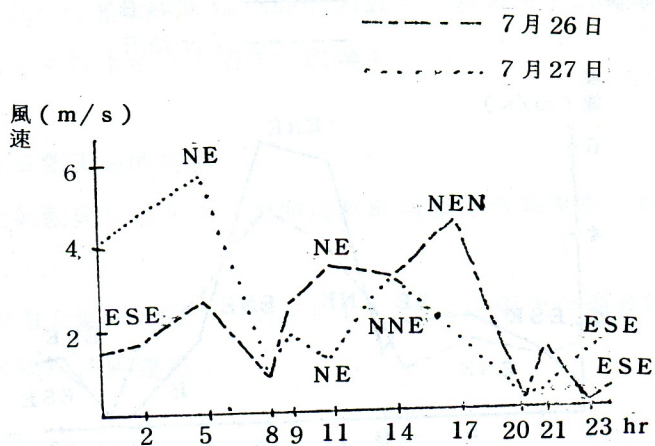
圖三 蘇澳測站風向與風速的日變化



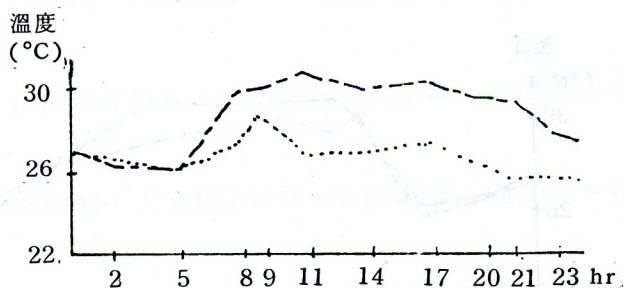
圖四 蘇澳測站溫度的日變化



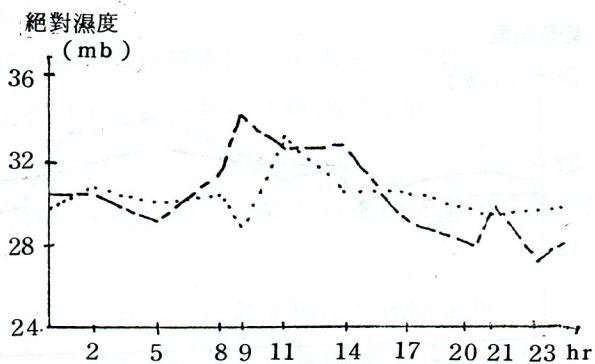
圖五 蘇澳測站絕對濕度的日變化



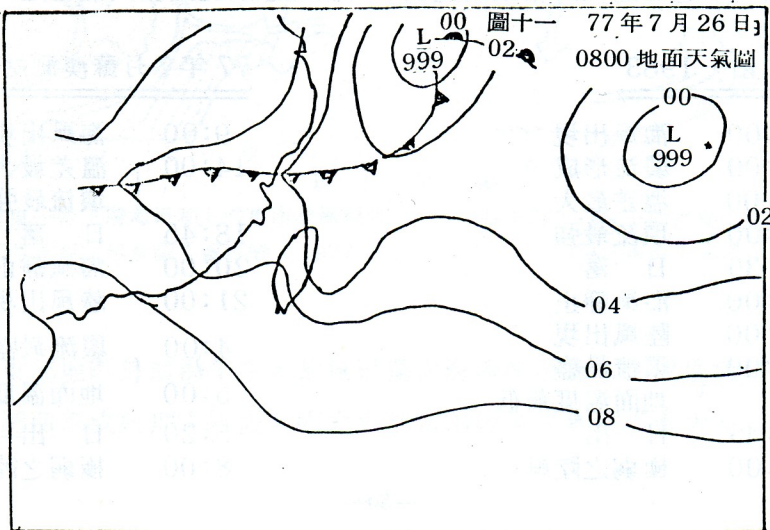
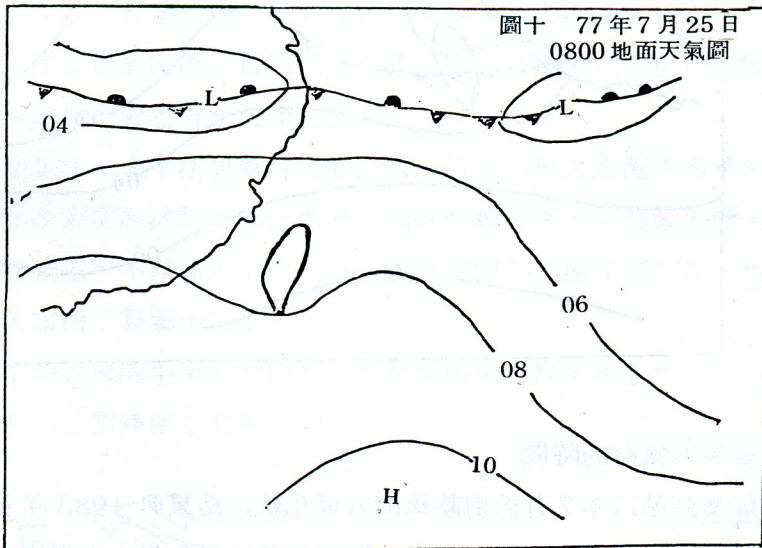
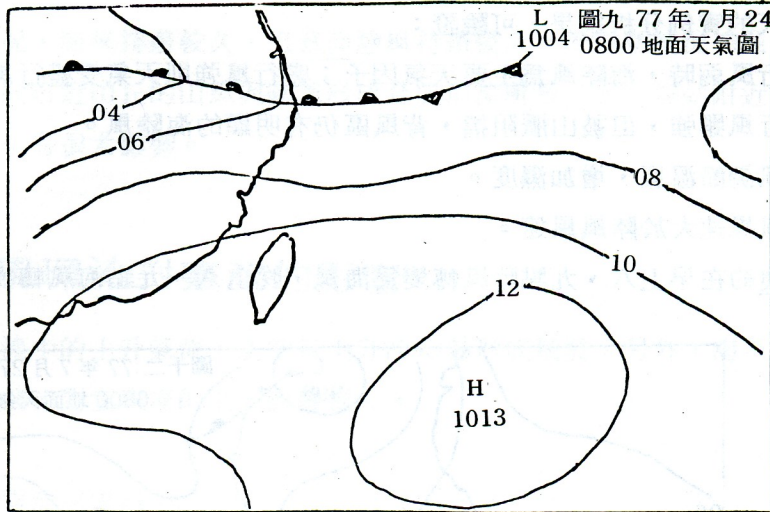
圖六 蘇澳測站風向與風速的日變化



圖七 蘇澳測站溫度的日變化

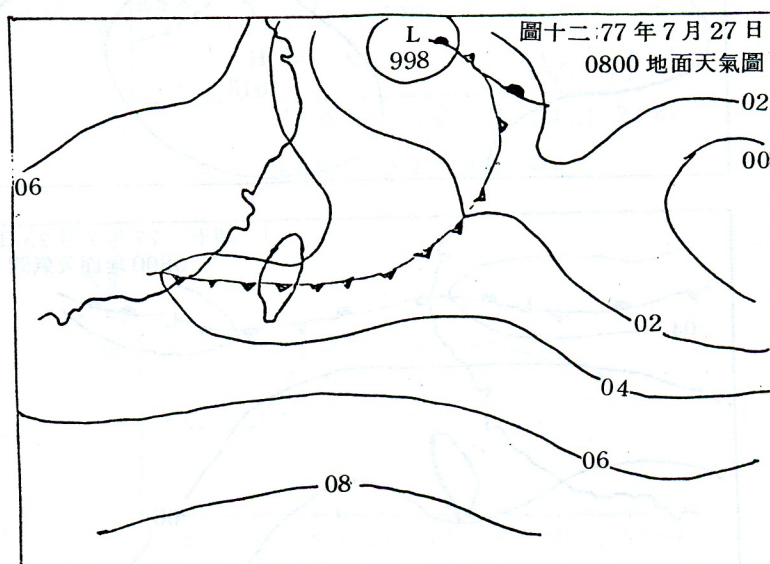


圖八 蘇澳測站絕對濕度的日變化



由這四天的實例分析結果，可驗證：

- 盛行風弱時，海陸風為主要天氣因子；盛行風強則天氣受盛行風控制。
- 盛行風雖強，但被山脈阻擋，背風區仍有明顯的海陸風。
- 海風調節溫度，增加濕度。
- 海風風速大於陸風風速。
- 蘇澳約在早上八、九點陸風轉變為海風，晚上八、九點海風轉換成陸風。



3-2 海陸風發展與轉換的時間

以下是將蘇澳測站77年7月份海陸風的日變化統計結果與1983年曾仁佑用二維數值模擬理想狀況下之海陸風的結果做比較；所謂理想狀況是指大氣穩定、地面平坦。

曾仁佑，1983

9:00	海風出現
11:00	環流形成
14:00	溫差最大
16:00	環流最強
18:30	日落
22:00	海風靜止
23:00	陸風出現
4:00	環流最盛
	{ 地面溫度最低
5:45	日出
7:00	極弱之陸風

77年7月蘇澳測站

9:00	海風出現
14:00	{ 溫差最大
	{ 環流最強
18:45	日落
20:00	海風靜止
21:00	陸風出現
4:00	環流最盛
5:00	{ 地面溫度最低
5:20	日出
8:00	極弱之陸風

依理想狀況，海風持續較久，但蘇澳陸風持續較久，比理想狀況約長 3 小時。推論原因：a. 夜間附近山丘的山風與陸風形成合成環流所致，b. 測站附近非平坦地形，相信對海陸風也有很大影響。

四、海陸風環流對臺灣的影響

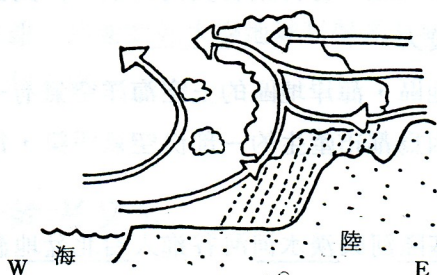
海陸風環流中的上升氣流，使空氣上升冷却易形成積雲，另外，海風為陸地帶來水汽與海塩凝結核，對雲與霧的生成影響很大。

4-1 海陸風環流與雷雨

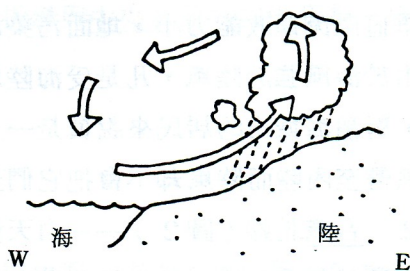
1. 白天海風鋒面前端因為較涼的海風與原本較暖的陸上空氣接觸，會形成一較密的積雲帶，有可能發展成雷雨。海風環流在陸上的上升氣流使陸地上空積雲朵朵，而高空的環流迴流會將部分積雲帶至海面上空。

2. 台灣初夏時，太平洋副熱帶高壓向西逼近，高壓之迴流東南季風自東向西越過中央山脈，雖然在迎風面排除了部份水份，到達台灣西南部時應較乾燥，但是因為午後海風自台灣海峽登陸，不僅補足水汽，而且因日射強烈加深不穩定性，台南、屏東一帶常因此而產生大雷雨（見圖十三）。

3. 在夏季時台灣的中南部和山區由於海風帶來水汽，加上地形（中央山脈）抬升作用，所以常有午後雷陣雨（見圖十四）。



圖十三 台南屏東一帶下層海風和上層東南季風輻合因而產生雷雨之示意圖（戚啓勳，1977）



圖十四 台灣中南部和山區海風導致雷雨生成之示意圖

4. 台灣東部地區無濱海平原，故無單獨之海陸風環流；合成環流較早發展成熟，使強度不如台灣西部成熟期之強盛，因之東部雷雨發生次數較西部少。

5. 陸風環流在海面上有上升氣流，促使積雨雲生成，使海上夜間常有雷雨發生。

4-2 海風與霧

台灣爲一海島，水汽供應充沛，陸塊夠大，輻射冷卻作用很明顯。台灣地區有此平流與輻射雙重影響，故成霧之機會甚大。

1. 海風與平流輻射霧

在弱盛行風時，海風有利夜間成霧，因爲海風：a. 將大量水汽與海塩帶至陸上。b. 它風力適宜。若風力太小，空氣中的水汽與凝結核分佈不均勻，水汽不易凝結；若風力強勁，雖可使水汽與凝結核均勻散佈，但擾動混合層厚度也增大了，空氣單位體積含濕量低減且溫度冷卻率也趨緩，反而不利成霧。c. 風之停歇較早，使夜間地面冷卻作用提早開始。

嘉南平原霧日特別多，一部份因素就是此種平流輻射霧。

2. 海風與平流霧

台灣海峽初春時水面很冷，這時如果有暖濕空氣北上，很容易產生平流霧，如果盛行風風向偏向台灣，或者白天海風生成，便可將此海霧帶至陸上。在淡水和新竹一帶春天常見，對航空與高速公路行車造成嚴重威脅。

4-3 海陸風環流與污染擴散

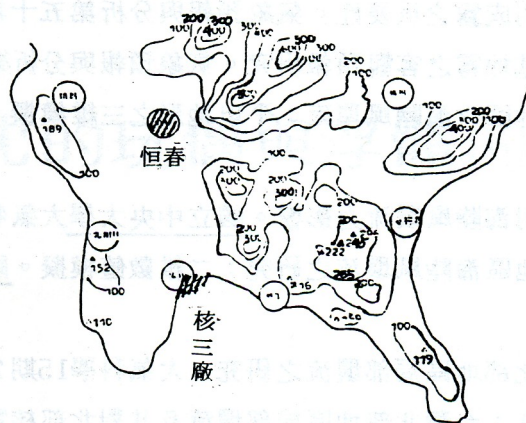
1. 海風擴散能力比陸地佳。白天海風將污染物吹向內陸，風速大，混合層較高，所以污染物較易擴散，地面污染濃度因而降低。夜間陸風將污染物吹向海上，因爲混合層低，垂直渦流擴散能力小，地面污染濃度因之較大。

由於海風強於陸風，凡是受海陸風影響的地區，海岸地區的上空海洋空氣有一種淨輸入，對濱海城市的居民來說真是一大福澤，因爲都市產生的一部份空氣污染，每天可被海風帶至內陸而陸風卻不會把它們全部帶回。

2. 台灣北端（圖2）——白天海風沿着基隆河與淡水河河谷進入台北盆地滙合，部分會沿着新店溪等河谷繼續前進，部分氣流則北上至陽明山區與北海岸區的海風在大屯山和七星山附近形成氣旋式輻合，所以陽明山區污染較嚴重。夜間陽明山區的山風和北海岸的陸風則在大屯山與七星山附近形成反氣旋輻散，所以陽明山區污染易擴散。

3. 台灣南端（圖十五）——夏季白天海風受地形引導在核三廠與恒春間形成氣流輻合，恒春半島的污染物較不易擴散；夏季夜間海陸溫差較少，所以絕大多數的日子受

盛行風影響。



圖十五 台灣南端地形圖

五、結 語

海陸風雖屬局部環流，對天氣亦有不可忽視的影響。由以上的討論知道：地形、緯度、季節和盛行風對海陸風環流有決定性的影響，而它和部份雷雨與霧的生成有關，在工廠林立的台灣，它和盛行風一樣扮演著影響局部地區空氣品質的角色。又由蘇澳測站的觀測資料，實際驗證了海陸風的存在和影響；但因它觀測的時間間隔頗長，資料不夠詳盡，讀者若有研究興趣可選擇其它觀測次數較多的測站進行分析，或者選晴朗的日子到海邊做一整天的觀測，相信結果會更好。

誌謝 感謝師範大學地球科學系林政宏主任的指導與中央氣象局提供資料，使本文得以順利完成。

六、參考文獻

1. 王錦華, 1984 : 台北盆地之環流：簡化地形之三維模擬。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
2. 林忠孝, 1987 : 盛行風對山區海陸風環流之影響。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
3. 林武煌, 1984 : 海風環流影響下濱海地區擴散現象研究。國立台灣大學大氣科學研究

所碩士論文。

4. 林鞠晴, 1972 : 海風對成霧之重要性。氣象預報與分析第五十期, 30—35頁。
5. 郭兆憲, 1981 : 嘉義基地霧之客觀預報研究。氣象預報與分析第八十七期, 27—34頁。
6. 陳珊三, 1984 : 台灣地區之海陸風環流：平坦地形之三維模擬。國立中央大學研究所碩士論文。
7. 盛揚帆, 1987 : 緯度對海陸風環流之影響。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
8. 曾仁佑, 1983 : 台灣地區海陸風環流之研究：二維數值模擬。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
9. 蔡清彥, 1987 : 台灣北部地區局部環流之研究。大氣科學15期2號, 179—197頁。
10. 蔡清彥、周根泉, 1979 : 台灣北部地區局部環流及其對北部核電廠廢氣擴散之影響。
台大大氣科學系研究報告LO—CIR—01。
11. 蔡清彥、童雅卿, 1987 : 台灣南端地區局部環流之研究。大氣科學15期1號, 69—87頁。
12. 蕭志惠, 1986 : 海陸風引發降水可能性之探討。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
13. 簡長祿, 1986 : 海岸地形對於對流雲生長的影響。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
14. 大氣科學, 戚啓勳著。大中國圖書公司, 296—298頁。