

春末夏初台灣特殊天氣之個案探討

俞 川 心 徐 天 佑 呂 國 財

空軍氣象中心

摘 要

季節之改變影響季風之變化甚巨，尤其是本省在梅雨季過後很明顯的進入夏季型氣候，西南氣流也隨之增強，而影響本省之梅雨鋒也因北退停留在日本及華中一帶。在西南氣流到達本省之初期，各地天氣均呈現不穩定情形，加之其所夾帶之溫暖潮濕的空氣，水氣含量充沛，在其他有利之氣象因子相互配合下極易形成雷陣雨現象。

本文主要目的為探討在此季節交換過渡期裡，由於北來之冷空氣尚未完全消失，而太平洋高壓勢力又逐漸向西擴展之時所發生之天氣現象。如今年（1982）6月26日至7月5日，本省梅雨季後有十天之廣泛雷陣雨，雨勢頗大。綜合歸納研究可分析出下列幾點與此段季風交換期之雷雨降水有關：

(1)南海擾動與西南氣流所提供之水氣，(2)風切綫，(3)青康藏高原東側低壓帶之東移，(4)白令海延伸至本省之低溫槽（冷舌），(5)本省附近海溫之正距平等因素所致。

一、前 言

今年（民國71年）6月23日當梅雨季之最後一次冷鋒過境遠離消失後，本省各地仍連續出現十天之久雷雨及陣雨如下表，其中以6月28日宜蘭及7月1日台南地區日雨量分別高達191.6 mm及253.3 mm為最顯著。尤其在7月1日之21、22、23時三小時台南之降雨量即達172.2 mm造成該地區之豪雨災害，爾後數日雨量雖不大，但仍有連續之廣泛雷雨，平均降雨量南部地區亦在50 mm以上，此時乃春末夏初（即大陸極地高壓勢力已退縮減弱，太平洋高壓勢力尚未向西伸展至本省）之交換季節，本省正處於南北兩種不同氣流之低壓帶中，北部為微弱之東北風，南部則為南來之西南或東南氣流，極易在本省附近造成輻合，加之台灣東部海溫之暖舌效應，對本省天氣影響極大，本文乃針對此過渡季節中之特殊天氣現象詳加分析，祈以尋得可能之影響因素，作為爾後在預報上有所遵循之參考。

二、綜觀天氣分析

春末、夏初當梅雨季最後一次冷鋒過境後，我國青康藏高原南側，華南及印度和越南以及至本省一帶均為一低壓槽帶，此低壓槽之移動與發展與本省地區之降水和雷雨有着密切的關係。

6月23日至7月5日綜觀天氣分析：當6月23日華南之鋒面受江蘇分裂高壓東移影響，鋒面通過本省，該鋒面並未受鄂霍次克海阻塞高壓影響而滯留本省，且向東移，其低壓中心到達宮古島東方海面後，鋒面尾端通過巴士海峽與南海低壓環流連成一低壓帶，北方極地西伯利亞及蒙古地區之高壓系統勢力已不明顯，太平洋高壓勢力尚在140°E以東。華中、華南及本省東風層可達700 MB，此乃江蘇分裂高壓所致，此東風層可西伸至四川盆地附近，影響本省天氣之熱空氣源地不再來自貝加爾湖，反被青康藏高原上之熱低壓所阻隔，其溫度脊綫由青康藏高原向東北伸展至我國東北地區，影響本省天氣之冷源自白令海峽，經日本、東海，本省北部至華南地區（如圖一），此溫度槽在850 MB層較為顯著，且持續達十天之久，此溫

度槽之存在與否以及其東退或北移，對本省天氣之好壞伴演着重要的角色，由上述之溫度脊與溫度槽形成之強烈斜壓效應進而反應出天氣系統之發展，此外，

南海低壓及其20°N附近之低壓槽帶，亦可影響本省南北程度不同之天氣現象。

一般而言，在春末夏初交換季節，本省北部及南

表：1982，6.26～7.5 各地日雨量及天氣現象一覽表

日期 測站	26/6	27/6	28/6	29/6	30/6	1/7	2/7	3/7	4/7	5/7
臺北	T R	T R	102.5 R	25.0 R . TS	T R	10.0 R	4.25 R	0.5 R	82.75 R . TS	51.25 R . TS
桃園			8.2 R . TS	T R	T P . TS	42.9 R . TS	1.9 R	0.3 R	7.3 R . TS	37.0 R . TS
新竹			2.8 R	T R		10.4 R . TS		T R	6.1 R	12.7 R . TS
清泉崗				22.2 R . TS		12.0 R . TS			28.3 R . TS	11.7 R . TS
嘉義		T R . TS	32.1 R . TS	8.6 R	4.3 R . TS	4.1 R . TS	9.3 R . TS		14.4 R	37.3 R . TS
臺南		3.0 R	61.3 R . TS	0.2 R . TS	7.4 R	253.3 R . TS	10.7 R . TS		63.7 R . TS	29.9 R . TS
岡山	3.2 TS		8.2 R . TS	3.0 R	3.5 R	79.4 R . TS	3.7 R . TS		37.5 R . TS	32.0 R
屏東	0.3 TS		67.3 R . TS			157.3 TS	39.7 R . TS	2.6 R	85.4 R . TS	31.9 R
花蓮	13.6 R	5.2 R	6.2 R	0.6 R	1.6 R . TS	3.0 R . TS	20.3 R	4.7 R	1.6 R . TS	0.4 R
臺東	3.6 R	1.6 R	6.2 R	0.3 R	T R	27.6 R	35.5 R . TS	6.0 R . TS	1.6 R . TS	0.4 R
宜蘭	5.1 R	42.9 R	191.6 R	170.3 R . TS	51.6 TS	23.6 R . TS	87.9 R . TS	1.2 R	2.7 R	13.2 R
馬公				8.5 R	98.5 R . TS	23.0 R . TS	4.6 R	T R	1.1 R	53.3 R

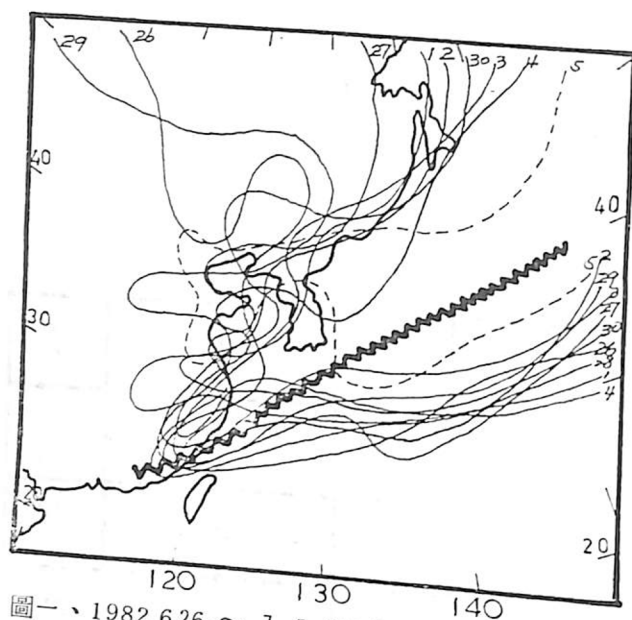
備 註 TS：雷雨 R：降雨 T：雨跡

部往往受不同氣流影響，北部為鋒面過後之東北季風型，東風層之厚度及風速大小直接影響北部天氣。南部則受東南或西南氣流影響，尤其較強盛之西南氣流可造成南部廣泛之雷雨，而此東北及西南氣流在台灣海峽形成一明顯之風切綫，加之本省北部850 MB之冷槽影響，使南來氣流與冷空氣相會合，更促進本省

地區氣流之不穩定，造成連續性大雷雨。

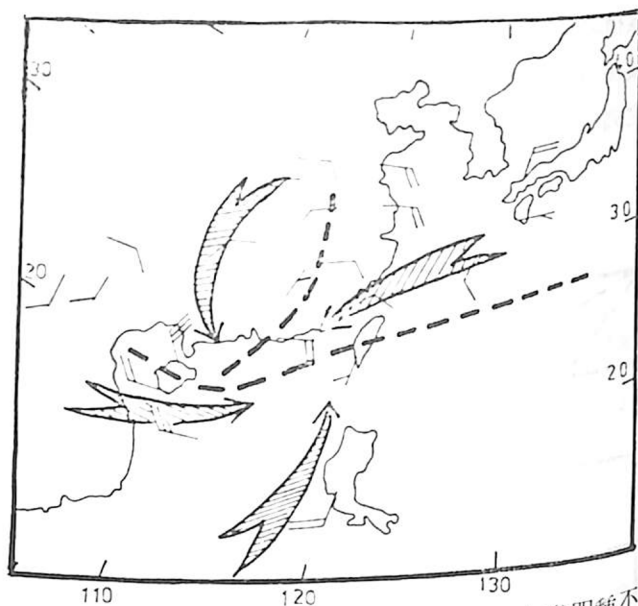
經研究分析，造成本省6月26日～7月5日連續十天降雨之主要原因可分為(1)南海低壓。(2)風切綫。(3)青康藏東側低壓帶之東移。(4)白令海峽伸至本省850 MB 15°C之溫度槽。茲分別敘述於下：

1. 南海低壓與本省天氣之關係



圖一、1982.6.26.~7.5. 850 MB 15°C之溫度槽(冷舌現象)位置，圖中顯示冷舌之前緣幾乎滯留於本省北部海面。虛線為7月5日15°C溫度線北退後之位置，本省連續降雨結束並進入夏季型氣候。

春末、夏初大陸高壓勢力已減弱且北退，本(71)年6月23日當鋒面通過本省後，地面至500 MB在山東半島為一分裂高壓盤據，使我國華北、華中、華南及本省地區均為東風帶，此東風層之厚度高達10000呎，此時南半球之高壓逐漸由赤道向北伸展，使南海生成一較為明顯之低壓環流，此低壓環流與青康藏高原南側之印度、孟加拉灣及中南半島之低壓環流帶連成一起，成為一低壓槽帶，尤其南海之低壓，於7月1日在東沙島海面一度發展成為蒂絲(TESS)颱風，但不到廿四小時後又減弱為普通低壓，然其移動對本省天氣影響較大。本省連續十天的降雨，南海低壓佔有極重要地位，其路徑如圖七。此南海低壓有四種不同特性之氣流匯集而成，環流的北面為來自黃海變性大陸高壓之東北氣流，東方為太平洋西伸之東南氣流，其西方為從孟加拉灣帶來之熱而潮濕之偏西氣流，南方為南半球向北移來之西南氣流，此四種不同氣流之輻合線約在本省及華南一帶，時而偏北，時而偏南(如圖二)，尤其自孟加拉灣及低緯度帶來之西南氣流所形成之對流群雲帶甚為明顯(1981陳)此MCC雲帶與850 MB氣流輻合線匯流在一起時，可增加對流雲系之發展，其發展最高雲頂高亦大部份在此輻合



圖二、1982.7.1. 0000 Z 850 MB影響本省四種不同方向之氣流圖，斷虛線為風切線，矢線為氣流方向。

線上。

從850 MB圖上可發現到，在春末、夏初當有鋒面伴隨冷空氣進入華南或台灣海峽南部時，青康藏高原熱低壓的溫度中心在柴達木盆地，其溫度脊線有二支：一支由青康藏高原之東側向東北伸至我國東北鴨綠江國界附近，另一支則由印度之孟加拉灣經由中南半島至南海，相對的南海之南側之溫度較低，此南、北兩冷空氣之激發作用，使南海潮濕空氣，產生相當強烈之擾動，加速上升運動，放出大量之潛熱，使南海地區產生低壓環流，致於此低壓環流是否會發展，則有賴於南海地區空氣之穩定度及其高層氣流是否相配合。而其移動方向，則與其北方之風切線相關，也直接影響本省天氣。

2. 風切線與本省天氣之關係

此處所稱之風切線，乃指在850 MB層上東風切變線，亦即風向輻合線。本文之所以採取850 MB層之風切線乃該層之輻合帶，比較能夠反映出低層空氣之上升運動，只要溫濕條件有利低層空氣之輻合，可將低層水氣向上輸送，使原已發展之雲系獲得更好的發展，因此，東風風切線之存在，對本省雷雨之發展有着極為重要的影響。

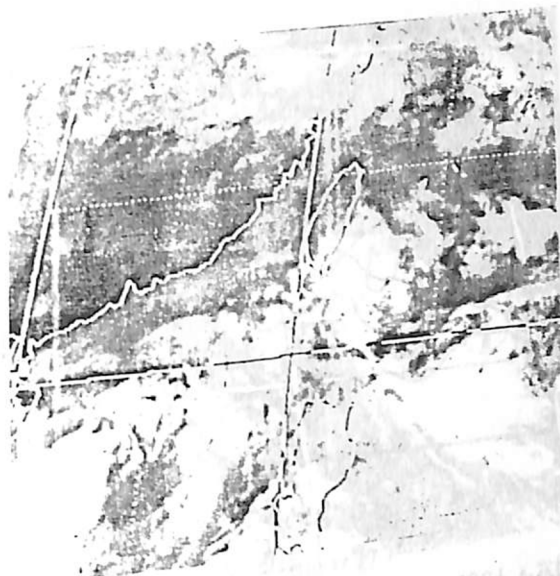
根據本文分析結果發現，在有關的十天中由850 MB、700 MB圖上可明顯分析出東風風切線，該風切線

除在台灣海峽出現外，另在110°~115°E間及四川盆地附近亦另有二條呈南北向之風切線。四川盆地之風切線向東移可與110°~115°E間之風切線匯合，而後因受黃海高壓之阻擋，使其東移速度減緩。

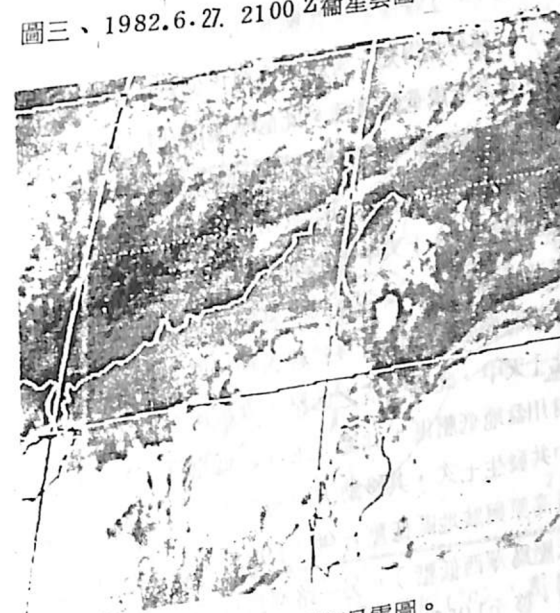
分析發現，在四川盆地之風切線發展之初期天氣現象並不顯著，當該風切線開始向東移時，850 MB圖上四川盆地封閉15°C之冷空氣亦隨之東移，移至110°~115°E附近時，冷空氣變性，與其周遭空氣相混合，且可與南海之低壓環流相連結，形成一倒「入」字之切變線，台灣海峽之風切線，並不會因四川盆地風切線自西向東移而亦隨之東移。尤其馬公探空顯示850 MB之西南風，因此，台灣海峽風切線之存在與本省連續雷雨有着極密切的關係(如圖二)。

另分析6月28日及7月1日前後850 MB東風變化情形得知，6月27日1200Z當克拉克西南風加強時，本省北部風速亦由25 KTS，而福建至廣東沿海之風速亦增至30 KTS。6月28日0000Z本省北部風速雖減小至15 KTS，但至1200Z時又增為25 KTS，此時本省北部及東北部地區有廣泛之雷雨，在6月28日1100Z-1400Z時之3個小時內，台北降雨量即達80.5 mm，而宜蘭地區該日之降雨量亦達191.6 mm，當時大風區集中在本省北部及福建。從衛星雲圖得知(如圖三、四、五、六)，影響本省廣泛雷雨之雲系來自低緯度，其移向與克拉克之風向一致，當雲系移至本省時受地形向風面及強勁東北風影響，造成本省各地之豪雨。另6月30日1200Z 850 MB風層變化，在北緯30°以南，中南半島，克拉克西風，東港之西南風均顯著增強為25~35 KTS，閩浙沿海一帶為東北風，明顯之東西向風切線經過本省，同時長江口之東風亦顯著增加，此現象在6月28日之情況相類似，所不同者為東港850 MB風向由東南轉為西南，造成本省南部雷雨，台南降雨量尤為驚人，日雨量達253.3 mm，僅7月1日2000L~2400L五小時中之降雨量即達191.2 mm，並不遜於颱風直接侵襲本省之降雨。深信此與該日東港探空1200Z 850 MB層西南風增強為35 KTS有關。此乃顯示低層西南強風軸及風切線與本省雷雨及降水有着密切關係。

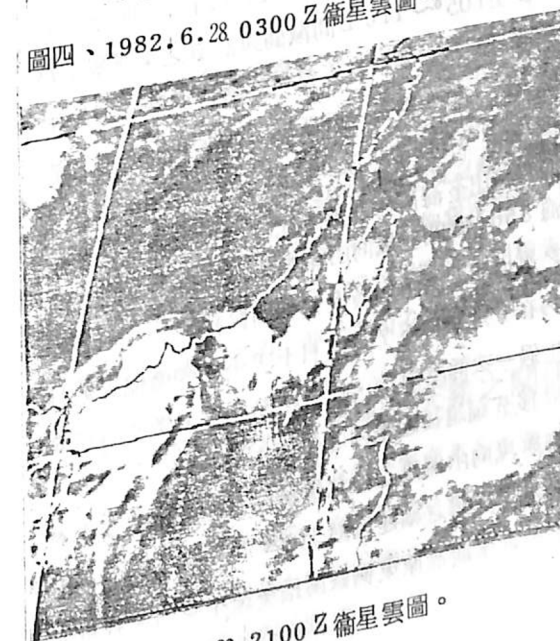
3. 青康藏東側低壓東移與本省天氣之關係



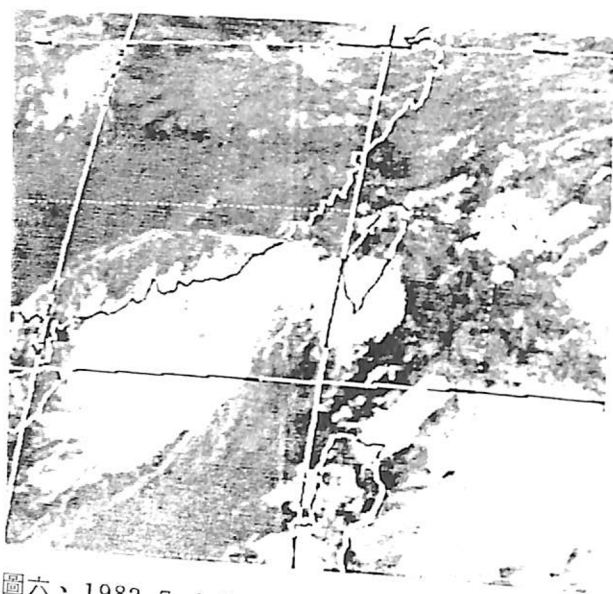
圖三、1982.6.27. 2100 Z衛星雲圖。



圖四、1982.6.28. 0300 Z衛星雲圖。



圖五、1982.6.30. 2100 Z衛星雲圖。



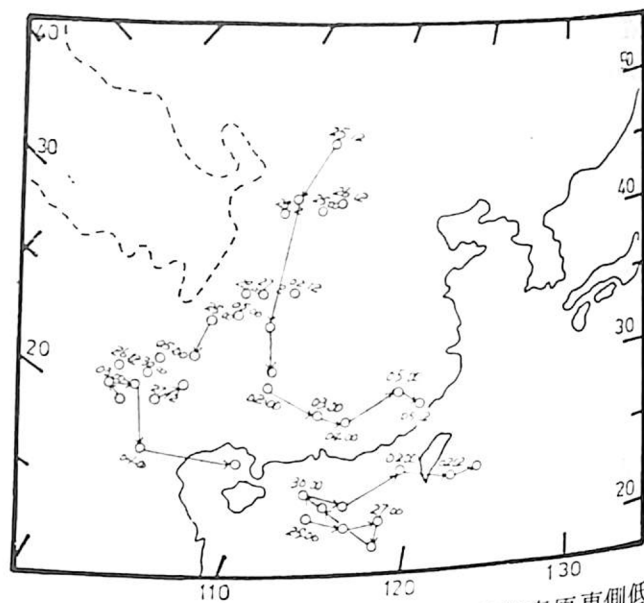
圖六、1982.7.1 0300 Z 衛星雲圖。

經分析得知，青康藏高原東側約180~240哩處，極易生成低壓環流，此低壓環流在地面及850 MB圖上較為明顯，其源地各可分為三處（如圖七）：

- (1)較北面的約發生在黃河流域南方約在蘭州附近，該低壓屬暖低壓，十天中該地區有三次低壓產生，向東移至黃土高原附近減弱消失，其中有一次是產生在黃河流域北側生成後向南移動經黃河流域至四川盆地。在此十天中，此處生成之低壓未直接影響本省天氣。
- (2)四川盆地低壓區：此處所生成之低壓為一冷低壓十天中共發生七次，其移動方向有二：一是向西南移至雲貴高原與該地區低壓合併（1982，葉、陳稱此區之低壓為華西低壓）。另一路徑為自四川盆地向東南移動，移至105°~110°E間減弱與該處之東風風切綫亦呈滯留，直接影響本省天氣。
- (3)華西低壓：十天中共產生五次，該低壓是一暖低壓，具有下沉作用之故（1982陳、1982黃、蔡、1982張、徐），其中有一次向東移出至海南島北側，此時本省北部及福建廣東沿海850 MB圖上風向由東風轉為西南風，使台灣海峽之風切綫北移，本省天氣逐漸好轉。

另在6月26日至7月5日十天中在湖南偏西之地區產生過一次低壓環流，此低壓沿廣東，廣西省與湖南省界移至福建後逐漸向北偏，也促成本省至福建、廣東沿海風向由偏東之東北風轉為西南風，亦使台灣海峽之風切綫隨之福建低壓北移。

致於青康藏高原東側低壓環流產生原因大致可分為：



圖七、1982.6.26~7.5 850 MB 青康藏高原東側低壓分佈及南海低壓運動圖，細虛線所示為青康藏高原。

- (1)青康藏高原東側要有旺盛的偏南氣流，使高原東部為暖濕空氣所控制，這時700及850 MB等壓面高度因增溫降壓而不斷下降。
- (2)有槽綫自甘肅之西北方迅速東移，迫使槽前之暖空氣沿着地形邊緣南下，並與南來之西南氣流相遇，發生強烈之輻合作用而產生之低壓環流，此類低壓環流多產生在甘肅南部及四川省之北方即35°N附近。
- (3)青康藏高原側邊界的摩擦作用也是極有利的條件，當高原東南方的偏南氣流受到高原側邊界的摩擦，易導至氣旋性切變，而來自北方的偏北氣流，與南來氣流間，產生風場之不連續的風切綫所引起的輻合作用。雲貴高原附近（青康藏高原東南方）之低壓環流多由這種側邊界摩擦而形成。

4. 850 MB 溫度槽與本省天氣之關係

當6月23日鋒面通過本省後，影響本省天氣之冷空氣並非來自西伯利亞，經分析850 MB層溫度場之分布主要冷源有二處：一為西伯利亞及其西北方。另一冷源來自白令海峽。西伯利亞之冷空氣因受青康藏高原暖低壓其溫度脊綫由高原伸向我國東北省至阻隔，無力南下。另一支溫度脊綫自高原經雲南省至南海。高原主要高溫區在青康藏高原的北側，柴達木盆地平均溫度在850 MB層上為25°C至30°C之間，且每日1200Z之溫度較0000Z為高。

6月26日至7月5日連續十天本省始終受白令海峽地區之冷空氣所影響如圖八，該冷源自白令海峽經日本、東海，本省北部至華南，在850 MB層上有15°C溫度槽，此溫度槽若不消失遠離，本省天氣始終難以轉佳，此溫度槽常與台灣海峽之風切綫及東風輻合帶相伴隨，此乃造成本省及華南地區降水之重要因素。直至7月5日1200Z該溫度槽北退至黃海，長江口附近時，本省天氣逐漸好轉，進入夏季型氣候。

三、海水溫度與天氣現象之關係

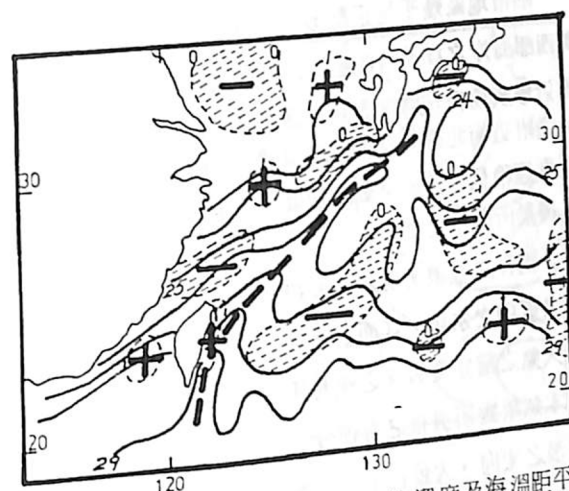
Carleton (1981) 以人造衛星觀測南半球之高緯度區，終年冰凍之處，如果無解凍現象則該年平均溫度變化與溫度梯度變化不大，如果在冰凍日之陸塊有大範圍且成長時間溶解之水域時，在水域與冰塊交界處，由於斜壓性較強，溫度梯度成明顯增強，旋生也增多。

Krueger 和 Gray (1969) 研究南半球熱帶近赤道Canton島之降水情形發現，當風之切變力 (Wind stress) 減小時，海洋中Ekman輻散作用減小，導至湧升流 (Upwelling) 減小，因此海水溫度相對增高，降水也隨之增強。

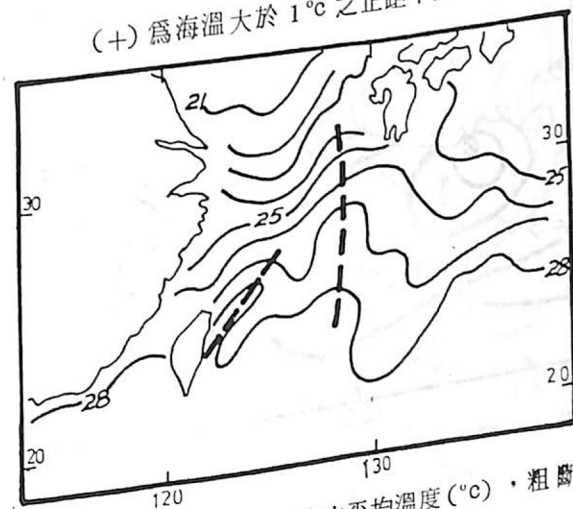
北半球赤道附近海溫與對東風波之影響，如張等 (1979) 所述，同一季節中東風波組織的對流活動，其空間變化會受到海面溫度之影響。東亞地海溫對於天氣之影響亦大，如俞 (1980) 台灣東部暖洋流 (黑潮) 對空氣供應潛熱，在形成台灣低壓與維持台灣低壓有相當大的關係 (俞, 1980)，同時海水溫度有正距平時，對台灣低壓生成有正相關。

Shukla (1974) 以流體數值模式 (GFDL) 實驗阿拉伯海水溫度距平與印度洋雨季之關係，發現當海溫有負距平出現時，地面氣壓梯度增加，洋面水汽蒸發量減小，印度半島及索馬利亞之降水也隨之減小。以上皆為海水溫度影響天氣之情形。

圖(Ⅷ)、(Ⅸ)為日本氣象廳所發布之海水溫度圖，圖(Ⅷ)為6月20至30日之十日平均海溫圖，圖(Ⅸ)為7月1日至10日海溫平均圖，在台灣東部海面上海溫暖舌區向北北東伸展，此乃暖洋流 (黑潮) 所至，此一暖洋流流經850 MB層之冷舌下，因此有利於海面水汽之



圖八、1982.6.20~6.30 海水平均溫度及海溫距平圖，粗虛線為海水溫度脊綫。
(-) 及陰影區為海溫零等值綫 (°C) 及負距平區。
(+) 為海溫大於1°C之正距平區。



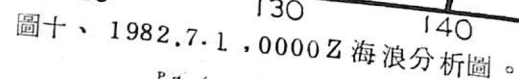
圖九、1982.7.1~7.10 海水平均溫度 (°C)，粗斷線為海水溫度脊綫。

蒸發。
圖(Ⅷ)為6月20至30日海水平均溫度之距平圖，由圖中可以看出在本省附近左右水域處均為正距平，同時由圖中粗斷綫所示之暖舌，可以推斷此時期暖流較強，為影響本省天氣的一個重要因子。

四、海洋水氣之傳送與本省天氣之關係

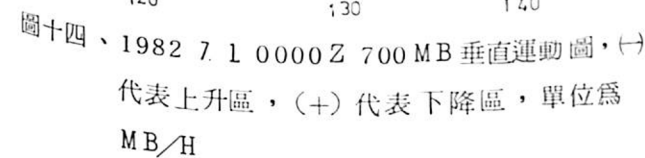
海洋與大氣之交互作用對於天氣之產生有密切之關係。海洋中水氣之蒸發，海水溫度之變化，海洋中混合層之消長，波浪之大小以及湧升流之變化，對於整個天氣與水氣輸送都有關連。

海洋之波浪所湧起之浪花，在大氣中極易蒸發提供大氣中之水份，海面上水氣之平流與垂直輸送直接與大氣之穩定度與風之流向甚為密切，圖(4)(5)(6)為日本氣象廳所發布之海浪分析圖，由圖中可以看出(1)波浪之走向，大致在平行台灣之緯度上相會合，有利於該區域水氣之供應(2)在南之熱帶擾動在海面上造成之浪湧 (swell)向東北方向移行，而台灣正處在其下游區，因此有利於本省水氣之提供。

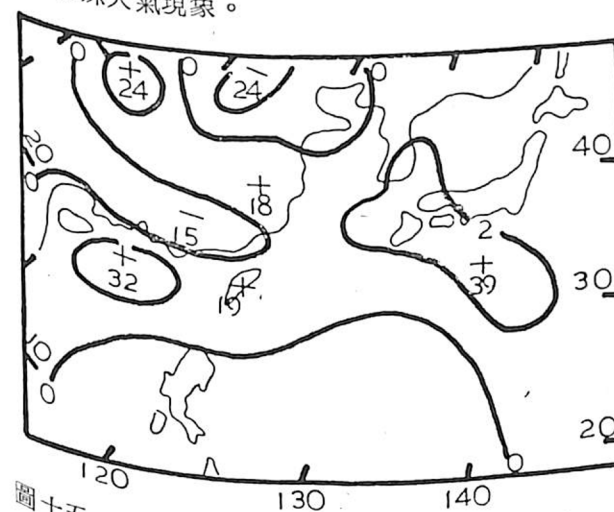


高度 (m)

海溫對大氣之影響如上所述，且已有多人研究，Ramage(1977) 雖然認為海面溫度(sea surface Temperature)與局部地區之相關性不大，但根據本文之分析、探討可知，除當地海溫為影響天氣之重要因素外，其上游間海域之擾動也是有利的因素之一，其他諸如風切綫的變化，850 MB 冷舌之滯留也是有利的因素，圖(四)為 7 月 1 日 00Z 700MB

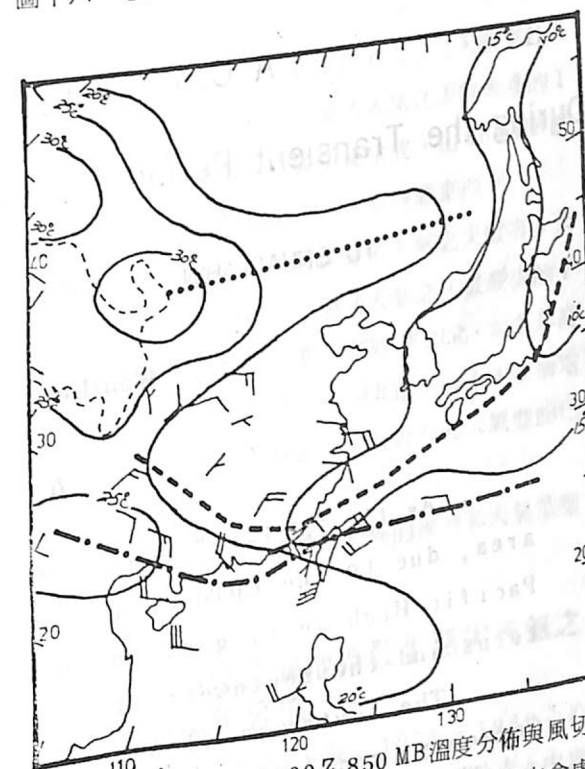
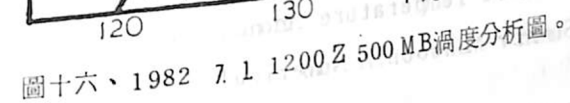


之垂直運動，在本省附近為上升運動，圖(戊)為7月1日 00Z, 12Z 500 MB 渦度圖，在本省附近為正渦度亦為有利於天氣之產生，因此在風切綫及850 MB 冷舌等(圖(己))氣象因素相互配合下，引發台南地區7月1日有253.3 mm之豪雨，是為季風轉換期所帶來之特殊天氣現象。



圖十五、1982.7.1. 0000Z-500MB 溫度分析圖。

1. 陳泰然, 1982。冬季季風試驗期間異常暖期之綜觀分析。研究報告 NTUATM 1982-02, pp 85。
2. 黃鴻榮、蔡清彥, 1982。台灣地區寒潮個案之次環流系統。研究報告 NTUATM 1982-08, pp16。
3. 張能復、徐天佑, 1982。應用地形座標計算大氣垂直運動之研究。科學發展月刊第十卷第三期, p207-222。



圖十七、1982.7.1 1200Z 850 MB 溫度分佈與風切線分佈圖，台灣區處於風切線及冷舌交會處。粗虛線為溫度槽線（冷舌）斷點線為風切線，細虛線為青康藏高原區。

參考文獻

4. 葉文欽、陳泰然，1982。影響台灣地區冬半年之低壓與鋒面之氣候特徵。台灣大學研究報告 NTUATM 1982-03，p8-17。
5. Carleton, A. M., 1981。Ice-Ocean-Atmosphere Interaction at high Southern Latitudes in Winter, from Satellite Observation. Aust. Met. Mag. Vol. 29, P138-195.

6. Chung, C. P., Delaney, D. M. & Mass. Tr, 1979. Possible Influences of Sea-Surface Temperature on the Eastly Waves over the Equatorial Pacific. *Pap. Met. Res. Vol. 2*, p1-13.
7. Krueger, A. F & Gray, Jr. 1969. Long-Term Variations in Equatorial Circulation and Rainfall. *Mon. Wea. Rev.* P700-711.
8. Shukle, Jo, 1974. Effect of Arabian Sea-Surface Temperature Anomaly on Indian Summer Monsoon: A Numerical Experiment with GFDL-Model. *J. Atmos. Sci. Vol. 32*, P503-511.
9. Yu, chia-chung, 1980. Taiwan Low 第二屆全國大氣科學學術研究會。p96-108
10. Yu chia-chung, 1980 Some climatological Aspects of Taiwan Low. *Pap. Met. Res. Vol. 3*, p78-90.
11. Ramage, C. S. 1977. Sea-Surface Temperature and Local Weather. *Mon. Wea. Rev. Vol. 105*, P540-544.

A Case Study of Special Weather During the Transient Period between Spring and Summer over Taiwan

YU SHUAN-SHIN

SHYU TIAN-YOW

LEU GWO-TSAIR

Weather Central C. A. F.

Abstract

As the "Mei-yu" season of Taiwan ends, the weather in that area, due to the cold continental high getting weaker and the Pacific High getting stronger day by day, comes into summer patterns and the southwest flow becomes stronger gradually.

The southwest flow brings moist and very unstable air. Commonly, combine with other factors, it will give thunderstorms on the west side of the north-south alined Central Mountain Range in Taiwan.

During the period of June 26 to July 5 this year (1982), We have 10 days thunderstorm and heavy rainfall almost all over Taiwan. It is a very pronounced case of the foregoing weather condition. This work is an investigation of this case. Our results show that (1) the disturbance of south China sea; (2) the wind shear line; (3) the low pressure from east side of Tibetan plateau; (4) the cold trough from Bering sea extend to Taiwan, and (5) the positive anomaly of sea surface temperature are important factors for such a phenomenon.