

# 民國 61 年 6 月 12 日 豪雨之分析

徐 明 同 陳 正 改

*An Analysis of Heavy Rainfall of June 12, 1972*

*Ming-tung Hsu, Cheng-kai Chen*

## *Abstract*

A considerable amount of rainfall was observed in the western central part of Taiwan from June 12 to 13, 1972 when a tropical depression invaded Taiwan region. By using all available synoptic and radar echoes' data, a dynamical analysis of the heavy rainfall was made, and the following conclusions were obtained.

1. The maximum total amount of rainfall of 695mm, from June 12 to 13, was observed at Alishan. This amount is just next to the August 7, 1959 which is the maximum record in Taiwan since 1897, and the intensity of rainfall of the former was comparable to the latter.
2. According to synoptic analysis, the heavy rainfall was brought by the extremely unstable southwestern current associated with the tropical depression originated at Tonking Bay a couple of days before. Rainfall cell moved northwards from Hengchung, and its velocity was about 17km/hr.
3. Based on the upper air observation at Tunkong, it was obvious that the very warm and humid southwestern current had invaded since June 10. Computation of Showalter's Index also showed the movement of unstable area. These two facts can be used for the heavy rainfall prediction.
4. Radar echoes correlate to the heavy rainfall area very well, as shown in the figures, therefore without doubt this is one of the most effective methods of forecasting the movement of rainfall cell.
5. Computation of water vapour transport showed that in cases the precipitation within the radii of 30km, 70km, and 120km, the computed values are larger than the observed values by a factor of about seven, while within the radii of 150km and 200km, both values are relatively close.
6. From the night of June 11, there existed a convergence area in the western Taiwan, and continued to the night of June 13. It can be seen that the larger the convergence the heavier the rainfall, and the time of occurrence of the largest value of convergence coincided to the time of maximum rainfall.
7. Computation of vorticity showed that a weak vortex appeared in the western Taiwan during the heavy rainfall. Its height was only 1500m, therefore it was impossible to cross the Cenntral moutain range and dissipated gradually in the vicinity of Taichung.
8. By computing the vertical velocity, it was clear that upper motion took place from the night of June 11 until the night of June 13.

## 一、前　　言

民國六十一年六月十二日至十三日於中部地區即臺中盆地、日月潭及阿里山等地發生豪雨，尤其在十二日午夜起，其雨勢更大，此次豪雨期間，阿里山之總雨量高達 695 公厘，為臺灣近七十年來僅次於八七水災的一次。大量的洪水由高山往下冲，河水急速上漲，冲毀了堤防，也淹沒了中部地區大片的農田，使得稻作受到嚴重的損害。此外，沙鹿、龍井間的鐵路路面發生坍方，斗六的鐵路路基流失，甚至臺中、成功、烏日等火車站亦均漲水，造成了縱貫鐵路的交通受阻，直到十五日才修復。至於東西橫貫公路，因梨山大禹嶺等處造成坍方及東勢、梨山間的永安橋之翼牆損壞。西部縱貫公路於苑裡附近的路基發生缺口，以致使東西和南北間的交通受阻，直到十六日才完全修復通車[1]。由此可見，此次豪雨所造成的災害是何等慘重。

於短時間內下降大量的雨水乃氣象學重要課題之

一。作者等搜集各種資料，對此次豪雨發生的經過詳加分析，以期瞭解此次豪雨生成的原因及結構，進而探討可行的預測途徑，提供氣象預報人員之參考，藉以減輕日後由此造成的氣象災害；並深望氣象界先進加以指教。

## 二、降水量分析

### (一) 日降水量

根據本局所屬之測候所及水利局、電力公司、林務局、糖業公司、各地水利會所屬之水文站於 6 月 12 日至 13 日豪雨期間所觀測之資料加以分析，此次豪雨以 6 月 12 日在臺中市東區所測之 504.5mm 為最高的日雨量。

表一為六一二豪雨各地日降水量（9 時至翌日 9 時），超過 300mm 之一覽表。由此表知，前九地均位於中部地區，而其日雨量均超過 370mm。

表一 六一二豪雨各地日降水量一覽表  
Table 1 Maximum total 24hr precipitation during 12-13 June, 1972.

降 強 雨 度	降 水 量	地 點	時 間	降 強 雨 度	降 水 量	地 點	時 間
1	504.5	臺中市東區	6 月 12 日	11	360.0	豐原	6 月 12 日
2	486.5	太平	6 月 12 日	12	359.0	茂林	6 月 12 日
3	462.0	日月潭	6 月 13 日	13	356.8	高雄六龜	6 月 12 日
4	452.8	臺中新社	6 月 13 日	14	339.0	石岡	6 月 12 日
5	452.0	阿里山	6 月 13 日	15	332.0	魚池	6 月 12 日
6	423.0	臺中北屯	6 月 12 日	16	325.0	后里	6 月 12 日
7	403.6	臺中新社	6 月 12 日	17	324.4	魚池	6 月 13 日
8	371.2	臺中大里	6 月 12 日	18	305.4	霧峯	6 月 12 日
9	370.0	水裡	6 月 12 日	19	303.4	茂林	6 月 13 日
10	368.0	高雄六龜	6 月 13 日	20	302.8	高樹	6 月 13 日

另由本局所屬之各測候所於豪雨期間所觀測之資料，與往年之記錄相比較（如表二），結果如下：

(1) 於 6 月 12 日臺中 292.5mm 之雨量居全省之冠，而其雨勢於晚上 10 點尤為可觀。而此日雨量記錄竟打破臺中過去 6 月份 284.9mm 的最高記錄（1903 年 6 月 19 日）。

(2) 阿里山 6 月 13 日的日降水量為 452mm，亦打

破 6 月份最高記錄 410.7mm (1960 年 6 月 10 日)

(3) 日月潭 6 月 13 日的降水量為 462.3mm，為此次豪雨期間的最大日降水量，且超過日月潭 6 月份的最高記錄 216mm (1964 年 6 月 23 日) 2 倍有餘。其記錄與全省 6 月份的最高記錄相較，僅次於恆春 484.8mm (1943 年 6 月 13 日) 而名列臺灣 6 月份最大日雨量的第二名。

表二 六一二豪雨本局各測候所最大日降水量  
Table 2 Maximum total 24hr precipitation during 12-13 June, 1972.

地點	豪雨期間		六月份最大日降水量	極端值
	6月12日	6月13日		
臺中	292.5	196.8	284.9 (1903. 6. 19)	660.2 (1959. 8. 8)
嘉義	122.5	38.1	223.2 (1971. 6. 7)	223.2 (1971. 6. 7)
臺南	117.1	19.2	258.8 (1953. 6. 7)	443.2 (1956. 9. 17)
高雄	159.4	4.6	387.8 (1936. 6. 5)	621.5 (1962. 7. 23)
恆春	64.4	9.5	484.8 (1943. 6. 13)	484.8 (1943. 6. 13)
阿里山	243.0	452.0	410.7 (1960. 6. 10)	874.3 (1963. 9. 11)
玉山	126.5	225.0	348.3 (1951. 6. 9)	477.9 (1956. 9. 1)
日月潭	59.3	462.3	216.0 (1946. 6. 23)	558.8 (1960. 8. 1)

### (二)豪雨期間之降水總量

由表三得知，6月12日至13日豪雨期間，阿里山695mm之降水量為最高值；日月潭522mm次之；臺中490mm居第三。臺中兩天的雨量業已超過臺中六月份的平均值(384mm)，由此可見，中部豪雨成災是必然現象。

將此次豪雨的降水總量與48年八七水災時的降水總量相比較(如表三)可發現：此次臺中及阿里山所測雨量約為八七水災時十分之七。玉山之雨量超過八七水災的記錄，而日月潭與八七水災時的雨量相差無幾。此次豪雨之降水總量大體上比八七水災少，但有一最大的特徵是各地的降雨強度(即每小時降水量)，並不比八七水災遜色，尤其以臺中更為突出。

表三 六一二豪雨期間本局各測候所之降水總量及八七水災之降水總量  
Table 3 The total amounts of rainfall of 12-13 June, 1972 and 7-8 August 1959.

地點	六一二豪雨 (6月12-13日)	六十一年六月	六月份平均降水量	八七水災 (8月7日~8日)
臺中	490	856	384 (1897-1971年)	775
嘉義	161	714	565 (1969-1971年)	—
臺南	117	554	379 (1897-1971年)	267
高雄	157	384	417 (1932-1971年)	145
恆春	74	244	398 (1897-1971年)	49
阿里山	695	1531	783 (1934-1971年)	1020
玉山	352	979	554 (1941-1971年)	311
日月潭	522	991	517 (1943-1971年)	597

### (三)一小時間暴雨量及暴雨時間之推移

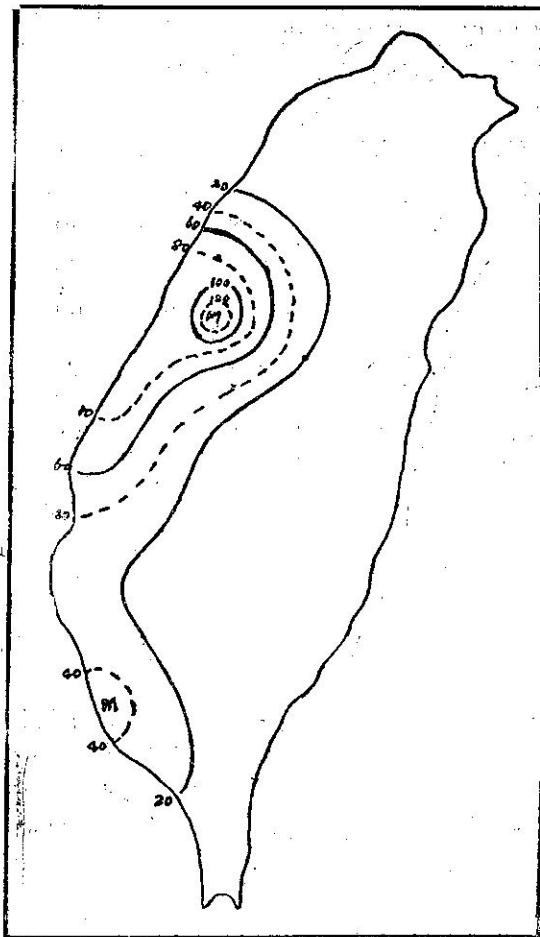
圖一為六月十二日各地一小時間最大暴雨量圖。

圖二為六月十二日各地一小時間最大暴雨量時間推移圖。

由圖一及圖二，我們得知，12日早上8點20分起，恆春開始下豪雨，於1小時內下了19.2mm，此

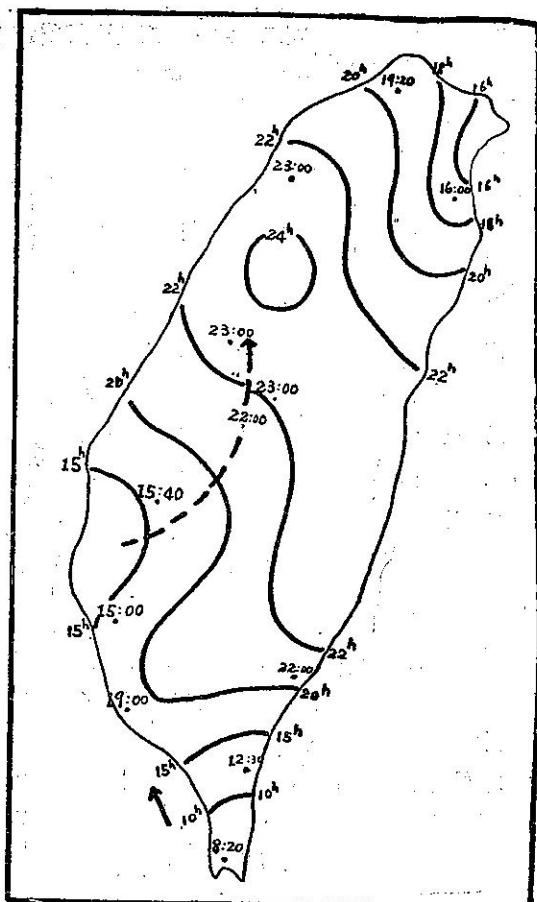
最大暴雨量時間向北推移，19點於高雄出現1小時下43mm之記錄。

另於15點，臺南開始下豪雨，其暴雨量為33.5mm/hr.，此最大暴雨時間由臺南向北東方推進。於15點40分在嘉義出現38mm/hr之記錄。由此再向東北，於22點在集集出現32.9mm/hr之記錄，其推移速度約為17km/hr。



圖一 六十一年六月十二日一小時最大暴雨量

Fig. 1. The maximum rainfall in one hour.  
on 12 June, 1972.



圖二 六十一年六月十二日一小時暴雨量時間推移

Fig. 2. The movement of the one hour  
maximum precipitation time on  
12 June, 1972.

然後循着中央山脈之西麓而北進，於23點起在臺中出現  $137.6\text{mm/hr}$  之最高記錄。此記錄不僅打破臺中測候所六月份  $74\text{mm/hr}$  (1946年6月6日) 的最高記錄，而且亦打破臺中設站來一小時間的極端值  $99.7\text{mm}$  (1959年8月8日)，此記錄僅次於1947年7月29日臺南  $163.3\text{mm}$  (颱風引來西南氣流所致) 之記錄，名列臺灣有記錄以來的次位。

表四為南部各測候所此次豪雨期間一小時內最大降水量及各所六月份最高記錄和極端值之比較。

由六月十二日各地一小時內最大暴雨量之時間推移圖(圖二)亦可看到，最大暴雨量時間亦於十二日自東北角的宜蘭向西南延伸，與來自西南部的最大暴雨量時間相會合於臺中以北之地區。但因東北部各地每一小時內之降水量均甚少，對此次豪雨並無舉足輕

重之影響，我們可不加重視，而着重由西南方來之因素加以分析研究即可。

#### 四十分鐘內最大降水量及暴雨時間之推移

圖三為六月十二日各地十分鐘最大降水量圖。

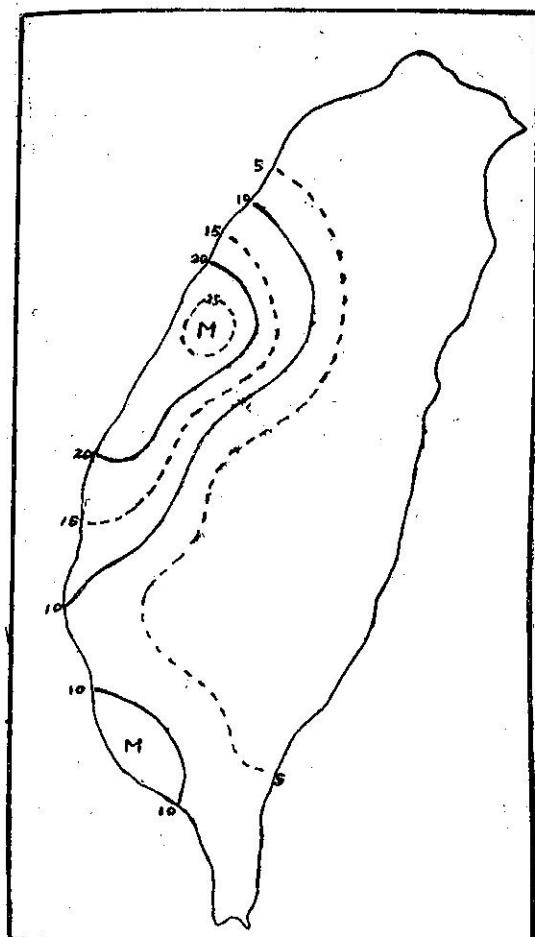
圖四為六月十二日各地十分鐘最大降水量時間推移圖。

由此二圖分析：十分鐘最大降水量首先於臺南出現，即  $15:00 \sim 15:10$  共  $9\text{mm}$ 。由此向北北東推移，於  $15:50 \sim 16:00$  在嘉義出現  $10.2\text{mm}$  之記錄。 $23:00 \sim 23:10$  於日月潭出現  $6\text{mm}$  之記錄，然於  $23:50 \sim 24:00$  在臺中竟出現高達  $25.0\text{mm}$  之記錄。於短時間內在盆地下如此大之豪雨，當然會積水成災。

表四 六一二豪雨各測候所一小時間最大降水量及六月份最高記錄和極端值

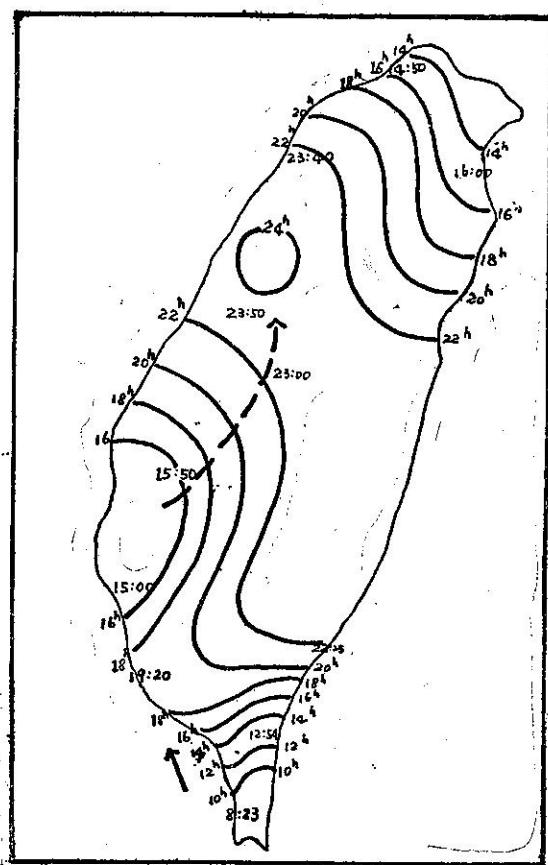
Table 4 The maximum 1 hour precipitation of 12-13 June, 1972.

地點	豪雨期間		六月份		極端值	
	降水量	時間	降水量	時間	降水量	時間
臺中	137.6	6月12日 23:00-24:00	74.0	1946年6月6日	99.7	1959年8月8日
嘉義	38.0	6月12日 15:40-16:40	48.8	1971年6月7日	55.3	1970年8月19日
臺南	33.5	6月12日 15:00-16:00	94.4	1953年6月7日	163.3	1947年7月29日
高雄	43.0	6月12日 19:00-20:00	110.4	1949年6月2日	126.4	1962年7月23日
恆春	19.2	6月12日 8:20- 9:20	99.4	1943年6月13日	99.4	1943年6月13日
阿里山	73.4	6月12日 23:00-24:00	62.0	1967年6月6日	120.0	1966年8月16日
玉山	23.3	6月13日 1:00- 2:00	42.0	1960年6月11日	58.6	1956年9月17日
日月潭	53.5	6月13日 6:30- 7:30	89.6	1954年6月10日	100.0	1960年8月1日
集集	32.9	6月12日 21:00-22:00				



圖三 六十一年六月十二日十分鐘內最大降水量

Fig. 3. The maximum precipitation in 10 minutes on 12 June, 1972.



圖四 六十一年六月十二日十分鐘內最大降水量時間推移

Fig. 4. The movement of the 10 minutes precipitation time on 12 June, 1972.

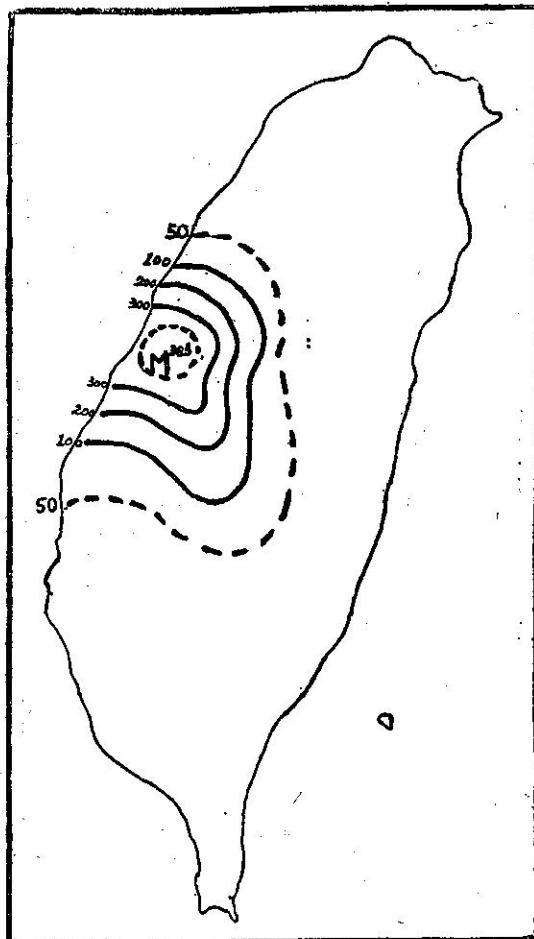
表五 暴雨期間 (12日22點至13日2點) 各地降水量一覽表

Table 5 The precipitation from 22 LST 12 June to 02 LST 13 June, 1972.

站名	臺中	阿里山	玉山	日月潭	臺東	新港	大武	淡水	花蓮	嘉義
降水量	383	198	92	88	31	24	14	10	5	3
站名	新竹	臺北	陽明山	蘭嶼	恆春	高雄	臺南	宜蘭	基隆	澎湖
降水量	2	1	1	1	0.1	0	0	0	0	0

#### (四)暴雨期間降水量之分析

根據一小時及十分鐘暴雨量和時間推移之分析，於12日23點到24點為暴雨量達最高峯之時刻，而12



圖五 六十一年六月十二日二十二點至十三日二點  
(暴雨期間) 之降水量

Fig. 5. The precipitation from 22 LST 12 June to 02 LST on 13 June, 1972.

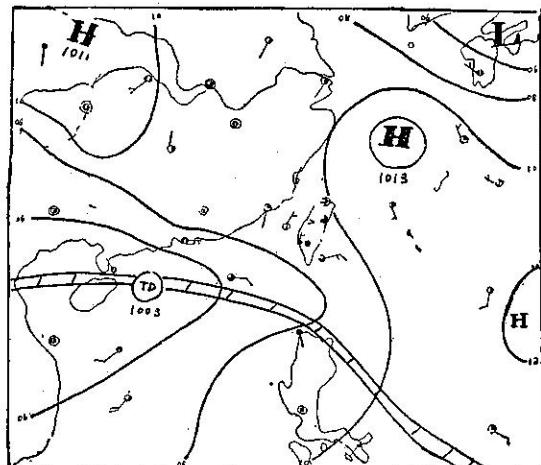
日22點起到13日2點止為降水量最多之期間，在此4個鐘點內，全省各地雨量如表五及圖五所示。

由此得知，雨量均集中於臺中地區，且於此短短的4個鐘點內，其雨量竟高達383mm，超過6月12日292.5mm及6月13日196.8mm之日雨量，(見表二及表五)，而比6月12日至13日二天總雨量的490mm祇少107mm而已。又其雨量與其他各地相比較，亦有懸殊之差，就以近鄰的日月潭與其相比較，竟相差將近300mm之多，何況臺中又是一盆地，此為造成六一二中部豪雨成災之一特徵。

### 三、綜觀狀況

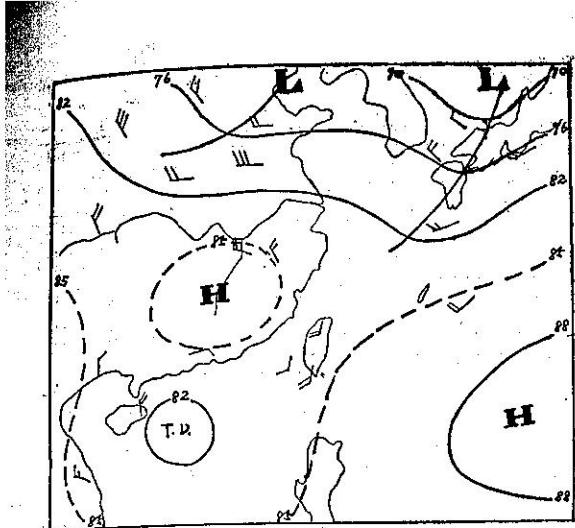
#### (一)天氣圖分析

六月八日於東京灣南方海面有一熱帶性低氣壓形成，並向東移動；於九日到達東沙島附近，並使南海地區全部籠罩在西南氣流之控制範圍內(圖六)，此時

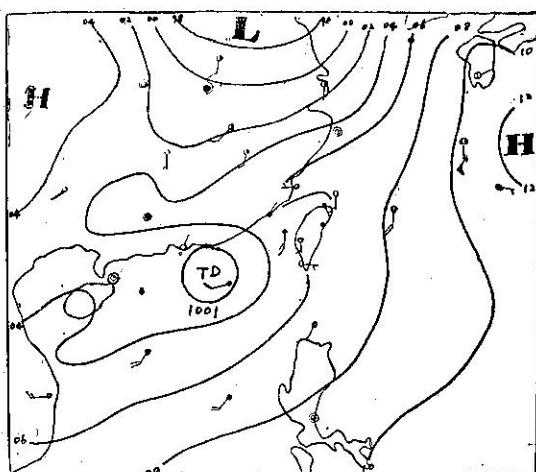


圖六 六十一年六月九日 0000Z 地面圖

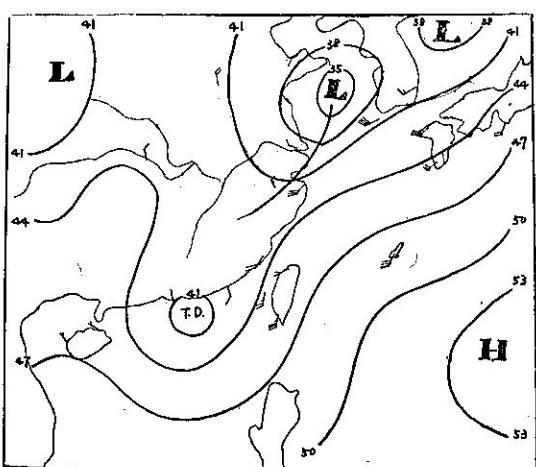
Fig. 6. Surface synoptic chart (0000Z 9 June, 1972)



圖七 六十一年六月十日 0000Z 500mb 圖  
Fig. 7. 500mb Chart (0000Z 10 June 1972)

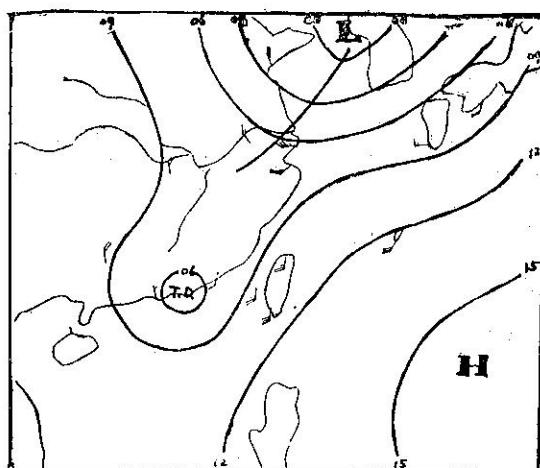


圖八 六十一年六月十一日 0000Z 地面圖  
Fig. 8. Surface synoptic chart(0000Z 11June 1972)

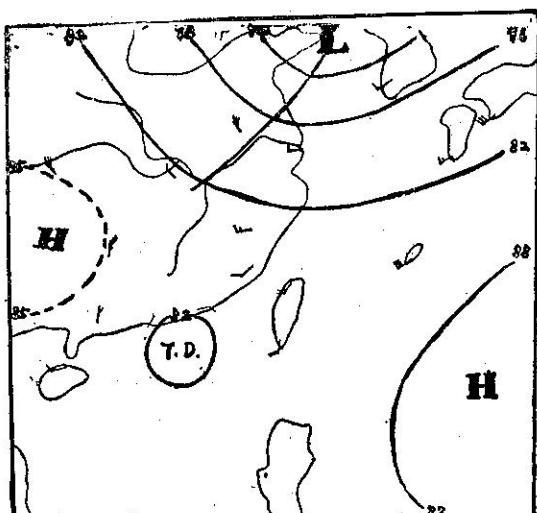


圖九 (A) 六十一年六月十一日 1200Z 850mb 圖  
Fig. 9(A). 850mb Chart (1200Z 11 June 1972)

間熱帶輻合區 (ITCZ) 位於巴士海峽及東沙島附近，由於受此 ITCZ 之影響，位於東沙島附近之熱帶低壓 (T.D.) 於 10 日逐漸發展，其垂直發展高度達 500mb (圖七)，於 11 起，此 T.D. 因受到中國沿海地區高空槽線之導引，以致使向東北方向推進 (圖八、圖九(A)(B)(C))，於 12 日 0000Z 時，T.D. 已上移到臺灣海峽之南方 (圖十)，12 日 1200Z 時，T.D. 更北上而位於臺灣西部沿海地區，其垂直發展高度達 700mb 處 (圖十一)。又太平洋之副熱帶高氣壓於 12 日 0000Z 時即已向西南方伸展，由於此 T.D. 及副熱帶高壓氣流之輻合，以致使從菲律賓羣島之北方



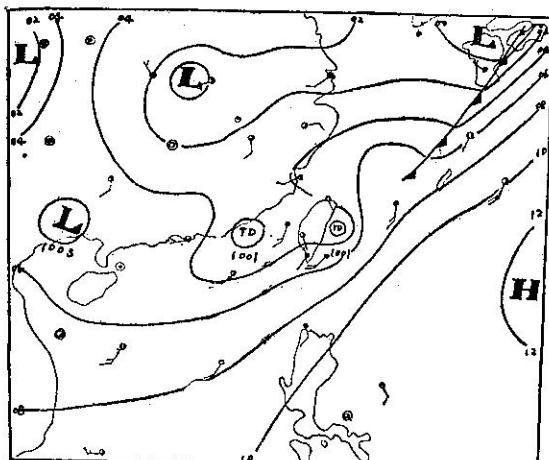
圖九 (B) 六十一年六月十一日 1200Z 700mb 圖  
Fig. 9(B). 700mb Chart (1200Z 11 June 1972)



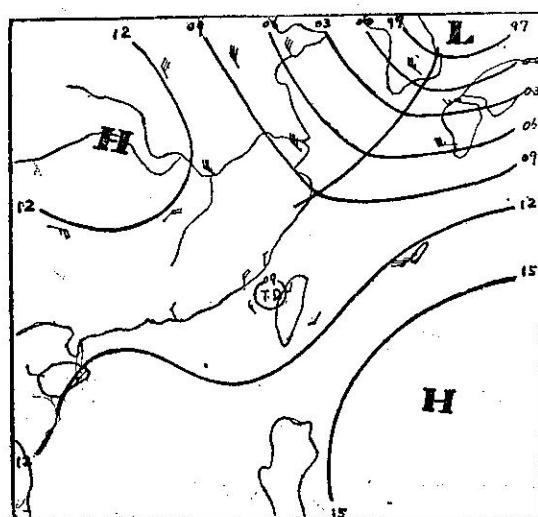
圖九 (C) 六十一年六月十一日 1200Z 500mb 圖  
Fig. 9(C). 500mb Chart (1200Z 11 June 1972)

到臺灣海峽間之氣壓梯度甚為陡峻，終致誘導南海及臺灣南部一帶之西南季風盛行，使南海高溫多濕之赤道氣團隨西南季風長趨直入臺灣中部地區。

十二日午夜，當熱帶氣旋在臺灣西部沿海與中央山脈之間時，西南風特別強烈，又受中央山脈之阻擋，構成強烈之輻合現象，在對流不穩定之西南氣流爬坡時，產生上升氣流，釋出對流不穩定之能量，而於西南部形成強烈的降雨細胞，同時受西南氣流中之大量水汽源源的補充，終至造成近七十年來，僅次於八七水災而引起災情的豪雨。



圖十 六十一年六月十二日 0000Z 地面圖  
Fig. 10. Surface synoptic chart (0000Z 12 June 1972)



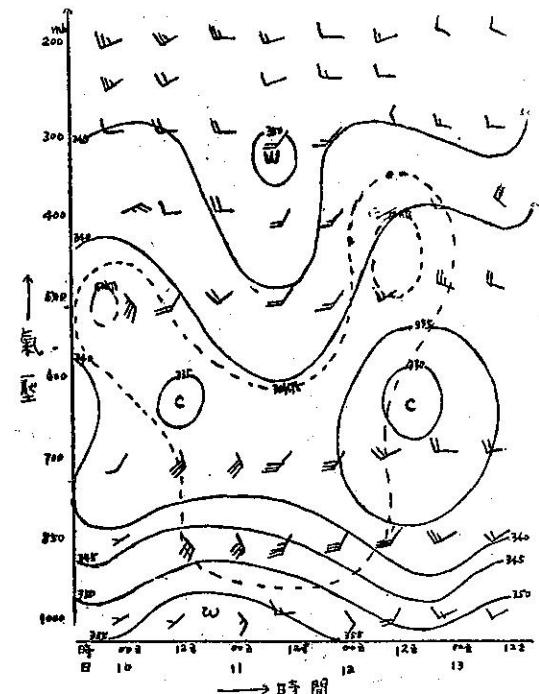
圖十一 六十一年六月十二日 1200Z 700mb 圖  
Fig. 11. 700mb Chart (1200Z 12 June 1972)

### (二) 東港探空之時間剖面圖之分析

圖十二為表示此次豪雨時，東港探空之時間剖面圖，圖中之實線為相當位溫線，點線為等風速線。

由圖十二我們可看出，自 10 日 0000Z 起，高溫多濕的西南氣流即已開始入侵，以致大氣低層之相當位溫有急激增加之趨勢，終致造成氣層之不穩定度。

由此圖，我們又可了解於 10 日至 13 日期間，東港地面至高空相當位溫之分佈情形。其中有二個暖區，一在近地面，另一在 400~300mb 之間。而 800~500mb 則為冷區所盤據，而冷中心位於 650mb 附近。



圖十二 六十一年六月十日至十三日東港探空之時間剖面圖  
Fig. 12. Time cross section chart of Tungkong (10-13 June, 1972)

又自 11 日 1200Z 起，於 850mb 至 700mb (1,500m~3,000m) 間，出現強烈的西南氣流，風速為 30kts 以上，於 12 日 1200Z 時，於 500mb 處其西南氣流竟高達 50kts，此即為激流在豪雨時最常見之現象，於八七水災時亦有此特徵[2]。

### (三) 蕭華特穩定指數 (Showalter's Stability Index) 之分析

氣團之穩定度是局部性風暴如雷雨，龍捲風發生之主要因素。美國氣象局分析中心主任蕭華特[3]曾

在1946年創造一種穩定指數，而繪其分佈圖以作預報雷雨發生之用，此指數稱為蕭華特之穩定指數 (S.I.)。

蕭華特之穩定指數可直接由各地探空資料求得，即實際探空所得之 500mb 層之溫度減去由 .850mb 點起將空氣塊先循乾絕熱程序上升，達飽和點再循濕絕熱程序上升至 500mb 層時之溫度，即為蕭華特之穩定指數 (S.I.)。

據長期校驗之結果：

- (1) S.I.  $< 3^{\circ}\text{C}$  有陣雨及雷雨之可能
- (2)  $-1^{\circ}\text{C} < \text{S.I.} < 1^{\circ}\text{C}$  發生陣雨及雷雨之機會增大
- (3) S.I.  $< -3^{\circ}\text{C}$  有強烈雷雨發生之可能
- (4) S.I.  $< -6^{\circ}\text{C}$  有龍捲風發生之可能



圖十三 六十一年六月十一日 1200Z 蕭氏指數分佈圖  
(S: 穩定, U: 不穩定)

Fig. 13. Showalter's stability index chart  
(1200Z 11 June, 1972)



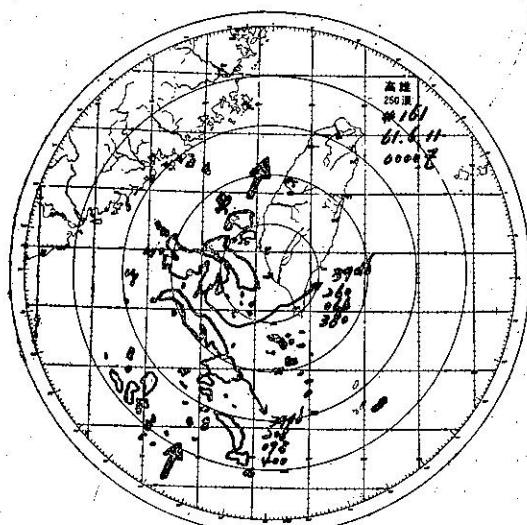
圖十四 六十一年六月十二日 1200 蕭氏指數分佈圖  
(S: 穩定, U: 不穩定)

Fig. 14. Showalter's stability index chart  
(1200Z 12 June, 1972)

根據上述之原則，計算 6 月 11 日 1200Z 及 12 日 1200Z 之穩定指數，並繪得其分佈圖如圖十三及圖十四。由此得知，11 日 1200Z 時南海為一不穩定區。但 12 日 1200Z，此不穩定氣流已移進至臺灣西部及臺灣海峽之間，故 12 日午夜至 13 日清晨，臺灣中部豪雨，可由此圖證明是受南海不穩定氣流移進而盤據所起。

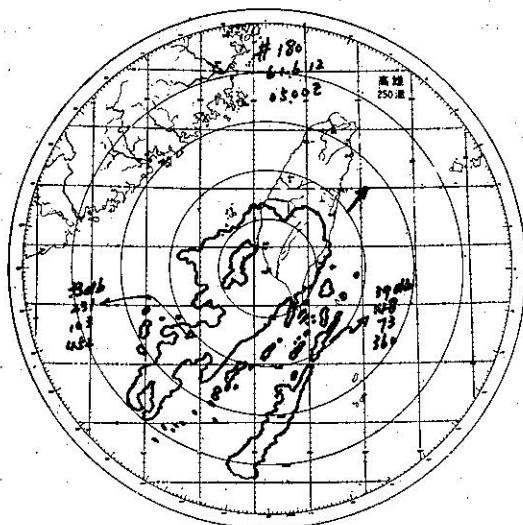
#### 四雷達回波之分析

11 日 0000Z 時，地面天氣圖上的 T.D. 雖然祇在東沙島附近，然此時，由於受到 T.D. 所引來之西南氣流之影響，故自高雄氣象雷達之觀測，於高雄西南方海面，竟有強度高達 39db 的強烈回波，而此回波是循 260 度方位角向臺灣西南部地區移動，（見圖十五：61 年 6 月 11 日 0000Z 高雄雷達回波），而使臺南、高屏等地區於 11 日終日下雨，其雨量臺南為 28mm，高雄為 25mm，恆春為 17mm。到 1200Z 時，西南沿海地區的回波才逐漸減弱，然於南海地區仍有 33db 之回波存在，而其進行方向仍針對着西南部地區。到 1500Z 時，嘉南地區及其沿海附近，有顯著的回波。到 12 日 0000Z 時，此回波之強度高達 39db，其範圍亦逐漸擴大，而且朝 185 度之方位角北上，以致使西南部地區全部為強烈的回波所籠罩（圖十六：12 日 0500Z 雷達回波），終致恆春自 0020Z 起，臺南自 0520Z 起出現暴雨（見圖二）。

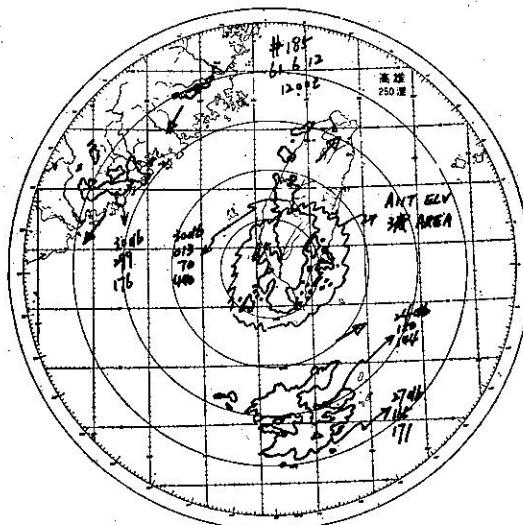


圖十五 六十一年六月十一日 0000Z 高雄雷達回波

Fig. 15. Radar Echo Chart at 0000Z  
11 June, 1972.



圖十六 六十一年六月十二日 0500Z 高雄雷達回波  
 Fig. 16. Radar Echo Chart at 0500Z 12 June,  
 1972.

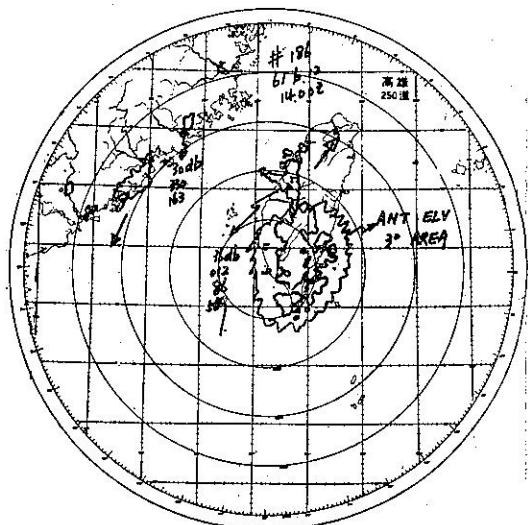


圖十七 六十一年六月十二日 1200Z 高雄雷達回波  
 Fig. 17. Radar Echo Chart at 1200Z 12 June,  
 1972.

到 1200Z 時，來自南海地區的回波均已盤據整個臺灣南部地區，其強度為 30db，而其進行方向為朝 70 度方位角，（見圖十七：61 年 6 月 12 日 1200Z 高雄雷達回波），此強烈的回波朝東北東方向推移時，由於受到中央山脈的阻擋，故未能再順利進行，祇有循中央山脈的西麓北上，故於 1400Z 時，臺中附近的回波強度，已高達 36db（圖十八），到 1700Z 時，竟高達 39db，使臺中於 1500Z 起開始出現暴雨（見圖二

）。而南部地區回波的範圍及強度於此時已有顯著的減小及減弱，此即為受到地形阻擋之明證。到 13 日 0000Z 時，臺中附近的回波區範圍已大量縮小，且強度亦祇剩 21db，而南部地區已無回波存在了。

附註：db (分貝) 代表兩不相同點之電力比，是 (Decibel) 之簡寫；其數值等於十倍於電力比之普通對數值。即  $db = 10 \log \frac{P_2}{P_1}$ ，而  $P_1$  代表輸入之電力， $P_2$  代表輸出之電力。



圖十八 六十一年六月十二日 1400Z 高雄雷達回波  
 Fig. 18. Radar Echo Chart at 1400Z 12 June,  
 1972.

### (四)水汽輸送量之分析

大氣中之水汽受平流(Advection)影響，發生水汽量之變化，此種由於平流之影響而造成水汽水平方向之輸送，根據石原健二[4]，可由下列方程式計算之：

M: 氣柱內之水汽輸送量 ( $\text{gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1}$ )

$\rho$ : 空氣之密度

V: 某地上空厚度爲  $\Delta h$  氣柱內之風速 ( $m \cdot sec^{-1}$ )

$\Delta h$ : 氣柱厚度

g: 混合比

由於空氣之密度 ( $\rho$ ) 為變數，若要用(1)式求  $M$  將很不方便。

由流體靜力方程， $\Delta P = -\rho g \Delta h$

$$\text{得 } \rho = -\frac{\Delta P}{g\Delta h} \text{ 代入 (1)}$$

則某氣壓高度  $P_0$  至上層氣壓高度  $P$  間之水汽輸送量可積分上式

例如 1000mb 至 900mb 間氣柱之水汽輸送量，可自下式計算之：

$$M = -\frac{1}{g} \int_{1000}^{900} V \sigma dP$$

V 和  $\sigma$  取二層之平均

$$M = -\frac{1}{g} \times \frac{1}{2} (V_{1000}\sigma_{1000} + V_{900}\sigma_{900})$$

$$\times (900 - 1000) \text{ mb} = \frac{1}{2} \times \frac{1}{g}$$

$$\times (V_{1000}\sigma_{1000} + V_{900}\sigma_{900}) \times 100 \text{ mb}$$

V之單位爲 m/sec = 100 cm/sec

$\sigma$  之單位爲  $\text{g}/\text{kg} = 1/1000$

P之單位為 mb=1000 dyne·cm<sup>-2</sup>

$$= 1000 \cdot \text{gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$$

$$g = 980 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$$

表六 61年6月10日至14日東港水汽輸送量一覽表

Table 6 Transport of water vapor at Tungkong from 10 to 14 June, 1972.

$$\therefore M = \frac{1}{980} \times \frac{1}{2} \times (V_{1000} \sigma_{1000} + V_{900} \sigma_{900}) \\ \times \frac{100}{1000} \times 100 \times 1000 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \\ \approx 5(V_{1000} \sigma_{1000} + V_{900} \sigma_{900}) \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1}$$

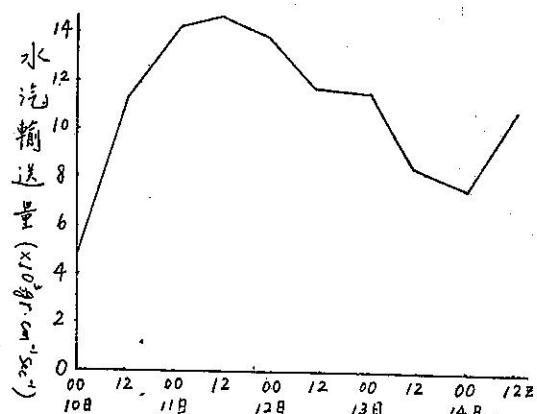
.....(4)

由(4)式知：若要求水汽輸送量 ( $M$ )，祇要先求得上下層之風速 ( $V$ ) 及混合比 ( $\sigma$ ) 即可。

現我們利用此公式來分析六月十二日中部豪雨時的水汽輸送情形，然後再以實際的降雨量加以比較，探討其彼此的關係。

根據六月十日至十四日東港一天兩次(0000Z及1200Z)之探空資料，運用方程式(4)，求此五天0000Z及1200Z個別的M值(詳如表六及圖十九)。

由圖十九可知，自 10 日 1200Z 起，水汽之水平輸送量有顯著的增大，尤其於 11 日 1200Z 時達到最



圖十九 六十一年六月十日至十四日東港水汽輸送量  
 Fig. 19. Transport of water vapor at Tungkong from 10 to 14 June, 1972.

高峯；此豐沛的西南氣流沿中央山脈西麓北上，經歷一天左右，而於 12 日 1200Z 起在中部造成豪雨。於豪雨前後水汽之水平輸送量為  $11,280 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$  (10 日 1200Z) 至  $8,500 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$  (13 日 1200Z)，豪雨時水汽之水平輸送量為  $11,740 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$  (12 日 1200Z) 至  $14,700 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$  (11 日 1200Z)，增加約 460 至  $6,200 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$  之水汽，此所增加之水汽，亦即為造成中部豪雨因素之一。

假設上述增加的水汽量 (460 至  $6,200 \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ ) 於輸送途中，於 30 公里、70 公里、120 公里、150 公里及 200 公里之水平距離內 (以東港為原點)，全部轉為雨滴降落時，其平均面積雨量，將如表七所示，並與當時之雨量觀測值相比較 (30 公里範圍之實際雨量以高雄測候所之觀測值為代表，70 公里範圍之雨量以臺南為代表，120 公里範圍之雨量以嘉義為代表，150 公里及 200 公里各以日月潭及臺中為代表)。

表七 根據水平輸送水汽增加量之雨量預測及實際雨量之比較 (單位 mm)

Table 7 Forecasting rainfall by the increment of water vapor due to horizontal advection and observed values

流入方向之水平距離 (km)	預測一日雨量	豪雨期間實際雨量
30	132~1776	25~152
70	58~768	28~117
120	34~432	8~123
150	24~340	59~462
200	19~288	0.4~293

由表七我們發現到：30 公里、70 公里及 120 公里處所預測的雨量均比實際的雨量大約七倍左右，而祇有 150 公里及 200 公里處之預測值與實際值較為接近。

由以上之分析與比較，我們得知，水平方向之水汽輸送量大時，雨量當然大，但水汽輸送量不能直接應用於雨量之計算，因為輸送作用所增加之水汽量必賴抬舉上升發生凝結現象，始能產生降雨，而抬舉上升之力來自 (a) 大氣下層有輻合作用，引起上升氣流而導至降雨。(b) 山岳地區之氣流由於地形抬舉，產生強烈的上升作用而降雨。

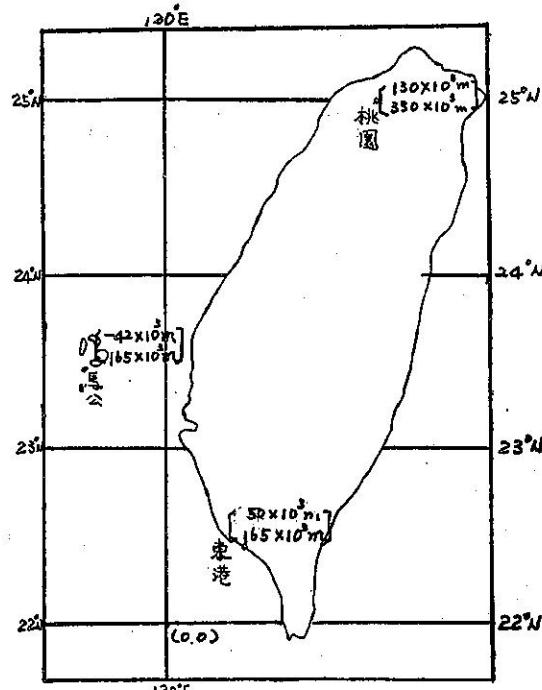
由於氣流於臺中附近受到中央山脈之抬舉上升而

產生凝結以及氣流之輻合作用（詳見下節動力因素之分析），終致造成中部的豪雨，而高雄、臺南一帶，雖有豐沛的水汽，但並無抬舉上升之力量，使水汽得於凝結成雨，故南部豪雨並不如中部嚴重，以致未曾有災害之報導。

#### 四、動力及熱力因素

##### (一) 動力因素

江河中之流水，遇到兩岸突出之岩石、河壩或山嶺，常可在凸出部份之外緣造成渦旋，此渦旋隨江河之流水向下游流去。空氣中之情形，亦相類似，廣大深厚之西南氣流，遇到中南部中央山脈突出之山嶺，可產生若干小渦旋氣流，此等渦旋生命雖短暫，範圍雖狹小，但可助當地及其經過地區之降水。此等渦旋隨西南氣流沿中央山脈北移，至彰化一帶因受彰化山嶺之阻擋，行動停滯，此種渦旋連續到達，則彰化一帶（即濁水溪上游地區）將成為該項渦旋之集中地，多數渦旋集中，輻合增強，可造成較大渦旋或小低壓。實際上，彰化及臺中以北之山嶺本身亦可使該地有渦旋氣流發生。由於此種渦旋之發生與集中，當可造成該地區極大之輻合氣流與猛烈之降水 [5]。



圖二十 東港馬公桃園三探空站之坐標位置  
Fig. 20. The coordinates of Tungkong, Makung and Taoyuan upper air stations

6月12日西南氣流特別強盛，其所造成的渦旋度當自亦更強更大。氣流增強是速度輻合，渦旋是方向輻合，故12日中部地區有特別强大之輻合現象產生。

根據6月11日～13日東港、馬公、桃園的無線電探空資料，利用電子計算機求得此三天，每天各二次（8點及20點）逐層的水平輻散值及渦旋度，然後利用此二項數值作進一步的分析，以了解豪雨期間，臺灣地區動力因素之變化情形。

至於其計算程序現說明如下：

1. 首先我們先訂定東港、馬公、桃園三探空站之坐標位置。設 $22^{\circ}\text{N}$ 與 $12^{\circ}\text{E}$ 之交點為原點(0,0)，則可求得此三探空站距原點之距離，如圖二十。

$$\begin{array}{l} \text{即 馬公} \\ \left\{ \begin{array}{l} x_1 = -42 \times 10^3 \text{m} \\ y_1 = 165 \times 10^3 \text{m} \end{array} \right. \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{東港} \\ \left\{ \begin{array}{l} x_2 = 50 \times 10^3 \text{m} \\ y_2 = 50 \times 10^3 \text{m} \end{array} \right. \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{桃園} \\ \left\{ \begin{array}{l} x_3 = 120 \times 10^3 \text{m} \\ y_3 = 320 \times 10^3 \text{m} \end{array} \right. \end{array}$$

表八 六十一年六月十一日至十三日東港、馬公、桃園的實際高空風

[θ風向(度) FF:風速(m/sec)]

Table 8 Upper winds of Tungkong Makung and Taoyuan from 11 to 13 June, 1972.

日 期		1 1 日												1 2 日					
時 間		00 Z						12 Z						00 Z					
站 名		東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港		
氣	壓	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF		
	1000	160	8	150	5	0	0	170	8	180	10	0	0	160	5	180	9	0	0
	850	160	15	160	9	340	1.5	185	18	190	14	230	3	210	16	200	16	220	15
	700	180	15	180	8	190	7	200	15	190	14	200	13	220	15	190	12	210	13
	500	230	11	190	8	220	7	195	10	210	11	220	7	210	8	70	7	190	4
	400	250	10	180	9	240	4	210	10	240	7	220	5	210	8	70	4	200	7
	300	260	7	200	14	250	15	240	6	280	7	240	5	230	7	210	6	210	9
	200	270	12	270	10	290	8	250	8	260	8	270	5	265	6	260	8	230	5
	100	40	10	10	0			195	5	360	14	300	4	40	14	10	11	100	4
1 3 日																			
12 Z						00 Z						12 Z							
東 港		馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公	桃 園	東 港	馬 公		
θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF	θ	FF		
210	10	240	9	0	0	250	8	240	8	220	7	240	5	210	6	0	0		
220	15	260	10	80	6	255	12	250	8	270	12	260	10	260	7	260	7		
240	11	310	8	210	3	270	10	270	4	280	11	270	12	270	5	290	10		
255	28	320	7			280	13	300	9	270	9	290	9	270	7	260	10		
265	26	330	7	300	6	270	6	280	7	260	9	320	8	280	6	270	12		
350	5	270	7	280	14	275	7	270	5	260	8	310	5	300	10	280	15		
250	9	250	5			290	8	10	3	350	5	340	3			260	16		
				290		8	10	3	350		340				340	7	270	8	

2. 利用測站的實際風速及風向，可求其東西及南北分速[6]，其計算公式如下：

$\bar{F}F$  為實測風速， $\theta$  為實測風向。

表八為豪雨期間馬公、東港、桃園的實際高空風。

根據公式(5)及表八的資料，我們可以求得每一層的東西分速 ( $u_1, u_2, u_3$ ) 及南北分速 ( $v_1, v_2, v_3$ )。

3. 依 Bellamy [7],  $u$ ,  $v$  假設能用  $x$ ,  $y$  的一次式表示, 即

$$\text{可求得 } \zeta \text{ (涡旋度)} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = d - b \quad \dots(7)$$

$$\operatorname{div} \mathbf{C}_{\text{(水平幅散)}} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = a + e \quad \dots(8)$$

$$\text{而 } a = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}, b = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & 1 \\ x_2 & y_2 & 1 \\ x_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix},$$

$$d = \begin{vmatrix} v_1 & y_1 & 1 \\ v_2 & y_2 & 1 \\ v_3 & y_3 & 1 \end{vmatrix}, e = \begin{vmatrix} v_1 & x_1 & 1 \\ v_2 & x_2 & 1 \\ v_3 & x_3 & 1 \end{vmatrix}$$

我們如知  $(x_1y_1)$ ;  $(x_2y_2)$  及  $(x_3y_3)$  和  $(u_1v_1)$ 、 $(u_2v_2)$  及  $(u_3v_3)$  即可利用此資料，採用公式(7)(8)計算水平輻散及渦旋度。為了計算方便及力求精確，我們使用電子計算機操作，求得豪雨期間，臺灣地區的水平輻散值及渦旋度，如表九所示。

現依表九所示的水平輻散及渦旋度作進一步的分析。

### A. 水平輻散

圖二十一表示西部地區自 6 月 11 日至 13 日 1000 mb 面上之水平輻散值與臺中、阿里山豪雨期間每 4 小時平均雨量之對照。由此圖可知，6 月 11 日 8 點時 1000mb 面上之水平輻散值為  $-0.27 \times 10^{-6}$  Sec $^{-1}$ ，20 點時降到  $-3.0 \times 10^{-5}$  Sec $^{-1}$ ；12 日 8 點時上升為  $-0.1 \times 10^{-5}$  Sec $^{-1}$ ，20 點時，又下降為

$-0.2 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ , 由此可見 - 於 6 月 11 日夜晚起, 臺灣地區已有輻合現象產生, 此輻合現象一直持續到 13 日夜晚。

又由此圖，我們可發現到，阿里山自12日清晨即有顯著的雨量，而臺中於12日夜晚才有顯著之雨量，此二地（均在中部）於12日23~24點之間，其雨量達到最高峯，直到13日清晨，其雨勢才稍減，但仍有相當高的記錄。

若將 1000mb 面上之水平輻散值與臺中、阿里山每 4 小時的平均雨量作一對照，我們可以發現到：當輻散值下降時，雨量即有顯著的增加，尤其輻合時，其雨勢特大。

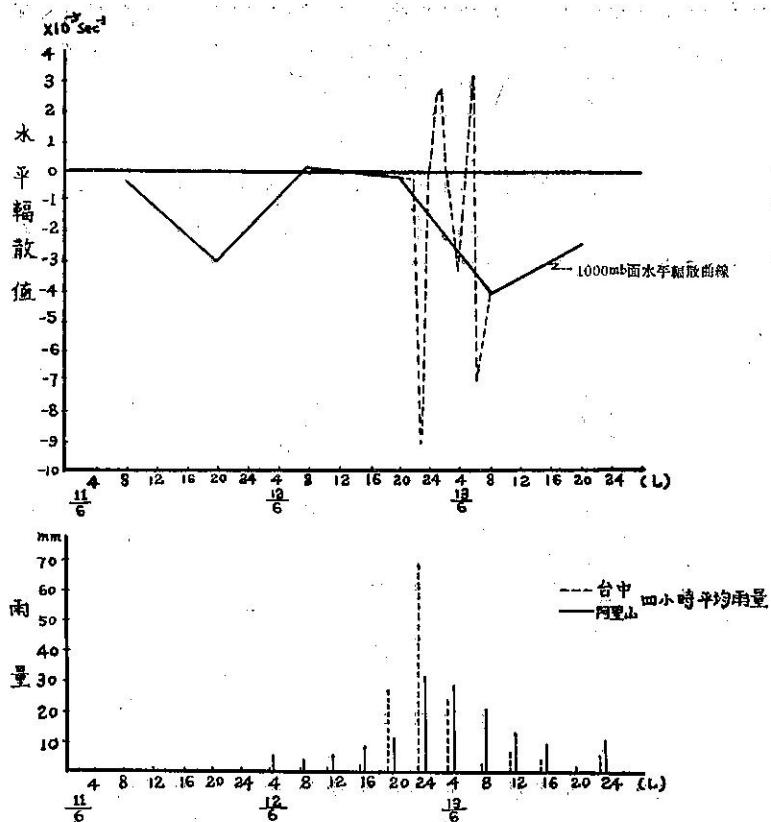
另外，審視  $1000\text{mb}$  面的水平輻散曲線（實線），發現有兩個低峯，一在 11 日 20 點，另一在 13 日 8 點，但臺中、阿里山實際雨量最大的時間為 6 月 12 日 23~24 點間。由此可知，時間上似乎未能完全配合。依作者等之看法，此乃因圖二十一所示之水平輻散曲線為根據一天兩次之探空資料所求得的，倘能逐時的求取臺灣地區的水平輻散值，則最小的水平輻散值（輻合最大）應於 12 日 20~24 點間出現。

作者等應用東港、桃園、馬公三地 12 日 21 點到 13 日 7 點的地面資料（代替 1000mb），依據上述求水平輻散的原理，求得臺灣地區逐時之水平輻散值，如表十。並將其值填入圖二十一中（如虛線所示），發現到最小的水平輻散值（即輻合最大），為 12 日 23 點的  $-9.0 \times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ ，此與中部豪雨的時間正好相配合。

又由表九，我們可發現：11日20點時，500mb之水平輻散值最小，亦即其輻合最大，表示此T.D.於此時發展最盛，高度達500mb，與實際天氣圖不謀而合，（見圖九(c)），但自此起，其輻散值逐漸增加，12日20點為 $-0.01 \times 10^{-5}$  Sec $^{-1}$ ，其為最大的輻散值；但由表九知，地面(1000mb)為輻合，而500mb為輻散，由此可知T.D.在這時於500mb以下之發展為最盛。於5000mb以上變成為反氣旋之形式。因此T.D.祇於700mb以下發展，當其到臺灣中部時，由於受到中央山脈的阻擋，無法越過中央山脈，於是其勢力逐漸衰減或呈滯留形態[8]，然後在臺中附近消滅。

### B. 涡旋度

由表九我們發現到 6 月 11 日 8 點時，地面至 500 mb 的渦旋度均為負，表示臺灣地區的氣流於 6000 公尺以下均為反氣旋式，但 500mb 以上，其渦旋度



圖二十一 六十一年六月十一日至十三日1000mb面之水平輻散值與臺中、阿里山豪雨期間每4小時平均雨量之對照  
Fig. 21. The divergence of 1000mb from 11 to 13 June 1972.

表九 豪雨期間臺灣地區之水平輻散值及渦旋度 ( $\times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ )

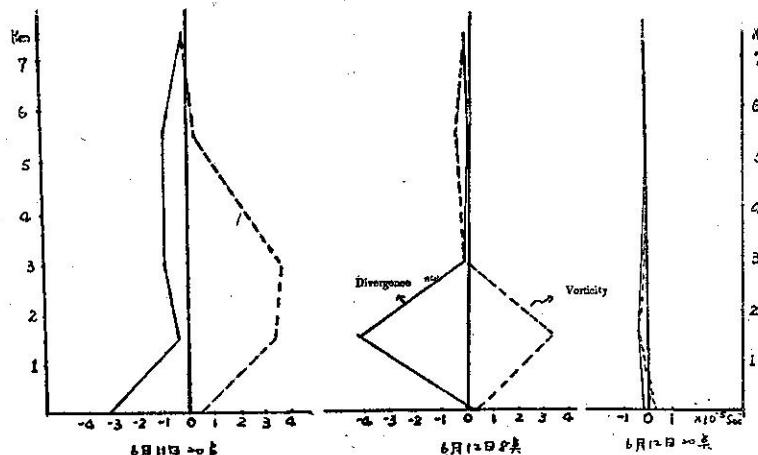
Table 9 The divergence and vorticity of Taiwan area from 11 to 13 June, 1972.

氣 壓 mb	日 期 時 間 要 素		11		12		13					
			08		20		08		20			
	水 輻 散	渦 旋 度	水 輻 散	渦 旋 度	水 輻 散	渦 旋 度	水 輻 散	渦 旋 度	水 輻 散	渦 旋 度	水 輻 散	渦 旋 度
1000	-0.3	-4.7	-3.1	0.4	0.1	0.5	-0.2	0.1	-4.0	0.7	-2.5	0.2
850	-0.5	-0.2	-0.4	3.4	-4.4	3.5	-0.3	-0.3	-0.2	-0.3	-0.2	-0.2
700	-0.5	-0.5	-0.9	3.6	-0.2	-0.2	-0.2	-0.1	-0.3	-0.5	-0.4	-0.5
500	-0.2	-0.2	-1.0	0.2	-0.2	-0.5	-0.01	-0.01	-0.2	-0.3	-0.1	-0.2
400	-0.2	4.4	-0.2	0.1	-0.3	-0.3	-0.01	-0.01	0.9	1.9	-0.8	-0.3
300	0.4	0.4	7.3	9.6	-2.8	-0.1	0.2	-0.3	-0.9	-0.2	0.4	-0.2
200	-0.2	-8.0	2.5	0.2	0.1	0.2	-0.2	-0.3	-2.6	-0.3	0.2	-6.0
100	-0.1	3.4	0.6	0.7	-0.5	-9.4	-0.2	-0.2	0.2	0.2	0.2	8.4

表十 六月十二日廿一時至十三日七時臺灣地區  $1000\text{mb}$  面之水平輻散值 ( $\times 10^{-5} \text{ Sec}^{-1}$ )

Table 10 The divergence of 1000mb in Taiwan area from  
 21 LST 12 June to 07 LST 13 June, 1972

日 期	12				13						
時 間	21	22	23	24	1	2	3	4	5	6	7
水 平 輻 散	-0.1	-0.2	-9.0	-0.3	2.3	2.6	-0.2	-4.2	-0.2	2.8	-7.0



圖二十二 豪雨期間臺灣地區的水平輻散值及渦旋度之高度分佈圖

Fig. 22. The divergence and vorticity of Taiwan area from 20 LST 11 June to 20 LST 12 June, 1972

為正，即表示對流層中部以上為氣旋式氣流；但20點時，其渦旋度自地面至100mb均為正值，且甚大，此乃熱帶性低氣壓進入臺灣海峽而增強其勢力所致；12日以後，其渦旋度均減弱並多為負值，可能為此T.D. 接近本島後產生填塞(Filling)之證。

圖二十二為 11 日 20 點，12 日 8 點及 20 點臺灣地區的水平輻散值及渦旋度之高度分佈圖。

## （二）垂直速度

根據 Lateef [9]之研究，垂直速度 ( $\omega$ ) 與水平輻散之關係為

爲了便於分析小範圍內瞬間降豪雨之原因，我們必須由下式求定壓面 (850, 700, 550, 400 及 250mb)

的垂直速度  $\omega = \frac{dp}{dt}$ ,  $D = (\Delta \cdot \vec{V})_p$

於 1000mb 和 100mb 處之  $\omega = 0$

所以徐明同[10]將(10)式加以修正，得

$$\begin{cases} \omega_0 - 2\omega_1 + \omega_2 = (D_2 - D_0)\Delta P/2 = K_1 \\ \omega_1 - 2\omega_2 + \omega_3 = (D_3 - D_1)\Delta P/2 = K_2 \\ \omega_2 - 2\omega_3 + \omega_4 = (D_4 - D_2)\Delta P/2 = K_3 \\ \omega_3 - 2\omega_4 + \omega_5 = (D_5 - D_3)\Delta P/2 = K_4 \\ \omega_4 - 2\omega_5 + \omega_6 = (D_6 - D_4)\Delta P/2 = \omega_0 = K_5 \end{cases} \quad (11)$$

此處之  $\Delta P = 150 \text{ mb}$ .  $\omega_0$  和  $D_0$  為  $1000 \text{ mb}$  面的垂直速度和水平輻散值

$\omega_1$  和  $D_1$  為 850mb 的垂直速度和水平輻散值

• • • • • • • •

$\omega_0$  和  $\omega_6$  均

$$\left\{ \begin{array}{l} \omega_5 = -(K_1 + 2K_2 + 3K_3 + 4K_4 + 5K_5)/6 \\ \omega_4 = -(K_1 + 2K_2 + 3K_3 + 4K_4)/5 + \frac{4}{5}\omega_5 \\ \omega_3 = -(K_1 + 2K_2 + 3K_3)/4 + \frac{3}{4}\omega_4 \\ \omega_2 = -(K_1 + 2K_2)/3 + \frac{2}{3}\omega_3 \\ \omega_1 = -\frac{K_1}{2} + \frac{\omega_2}{2} \end{array} \right.$$

利用(1)(2)式求得臺灣地區於豪雨期間的垂直速度

如表十一所示。負數表示向上運動，正數表示向下運動。由表十一可發現，於豪雨期間，臺灣地區自地面到高空多為上升氣流，尤其於11日夜晚，此上升運動最為顯著，乃因熱帶性低氣壓趨近臺灣地區之故，於是來自南海的潮濕水汽得於被抬升循中央山脈的西麓北上，到12日夜晚時，其上升速度雖然不大，但臺灣地區仍為上升運動之作用範圍；此上升作用一直持續到13日，故中部地區於13日仍有顯著的雨量。

#### 二熱力成層及靜力穩定度

表十二：為東港 6月11日至13日的高空資料。

首先將此三天的相對濕度加以分析。11日 8 點時

表十一 豪雨期間臺灣地區之垂直速度

Table 11 Vertical velocity in Taiwan area from 11-13 June, 1972.

垂直速度	日期時間	11		12		13	
		8	20	8	20	8	20
$\omega_1$		-0.4	-5.0	-1.7	-0.4	-2.7	-1.1
$\omega_2$		-0.9	-7.7	-3.7	-0.7	-1.7	-1.9
$\omega_3$		-1.2	-11.1	-1.5	-0.7	-1.2	-1.7
$\omega_4$		-1.2	-13.8	0.6	-0.5	0.8	-1.7
$\omega_5$		-0.6	-8.3	0.1	-0.2	2.1	-1.4

表十二(A) 六十一年六月十一日東港高空資料

Table 12(A) Airlogical data at Tungkong (11, June 1972)

項 目	溫 度 (°C)		相對濕度 (%)		混 合 比 (g/kg)		位 溫 (°A)		相 當 位 溫 (°A)		風 向 (度)		風 速 (kts)	
	時 (Z) 間	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00
地 面	25.6	25.0	95	98	20	19.5	299	297	356	355	160	270	12	17
1000	25.6	24.6	90	98	20	19.5	299	298	355	353	160	170	16	16
850	17.6	15.8	90	96	14	13	305	303	348	342	160	185	29	35
700	9.8	7.6	72	93	9	9	314	311	338	338	180	200	31	29
600	2.8	1.4	80	97	7	7	319	317	340	348				
500	-4.7	-4.7	91	100	5	5	327	327	344	345	230	195	21	19
400	-14.1	-13.7	60	80	3	3	337	337	344	348	250	210	20	19
300	-28.7	-28.3	33	62	1	0.5	344	346	346	350	260	240	14	12

Table 12(B) Airlogical data at Tungkong (12 June 1972)

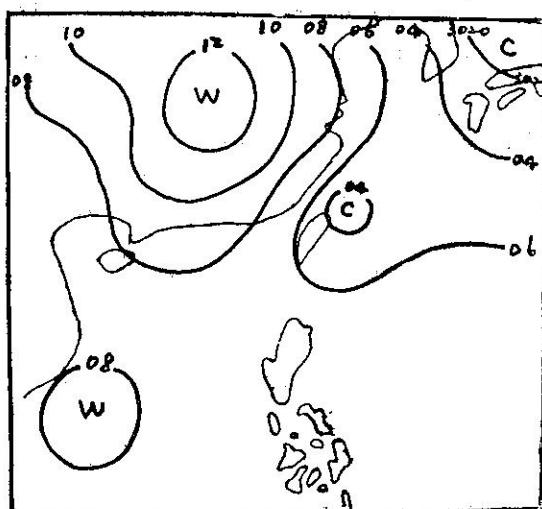
項 目	溫 度 (°C)		相對濕度 (%)		混 合 比 (g/kg)		位 溫 (°A)		相 當 位 溫 (°A)		風 向 (度)		風 速 (kts)	
	時 (Z) 間	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00
地 面	24.4	22.0	98	100	20	16	298	295	354	341	160	210	9	16
1000	24.2	21.8	97	100	19	16	298	295	353	341	160	210	10	20
850	15.4	12.6	89	98	13	11	302	299	339	330	210	220	32	29
700	7.0	4.2	85	100	9	7	310	307	335	330	220	240	29	21
600	2.8	-3	80	100	6	5	320	313	335	328				
500	-3.7	-7.9	60	76	3	4	328	315	341	334	210	255	16	56
400	-14.9	-17.1	66	72	3	2	335	331	343	340	210	265	16	52
300	-29.3	-30.3	50	50	1	1	344	343	345	346	230	350	14	10

表十二(C) 六十一年六月十三日東港高空資料  
Table 12(C) Airlogical data at Tungkong (13 June 1973)

項 目 時 氣 間 壓	溫 度 (°C)		相 對 濕 度 (%)		混 合 比 (g/kg)		位 溫 (°A)		相 當 位 溫 (°A)		風 向		風 速 (kts)	
	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
地 面	27.0	25.0	93	95	21	19	300	297	359	353	250	240	13	9
1000	26.6	24.6	94	95	21	19	300	297	359	353	250	240	16	9
850	17.4	15.2	87	92	14	12	304	302	345	337	255	260	24	20
700	9.2	6.8	76	88	10	8	312	310	340	335	270	270	20	23
600	3.5	-0.5	70	96	8	6	315	316	335	335				
500	-4.5	-8.3	50	100	3	4	328	325	331	337	280	290	25	17
400	-14.7	-16.3	20	83	2	3	336	333	339	341	270	320	12	16
300	-28.3	-30.1	50	83	1	1	345	340	347	346	275	310	14	9

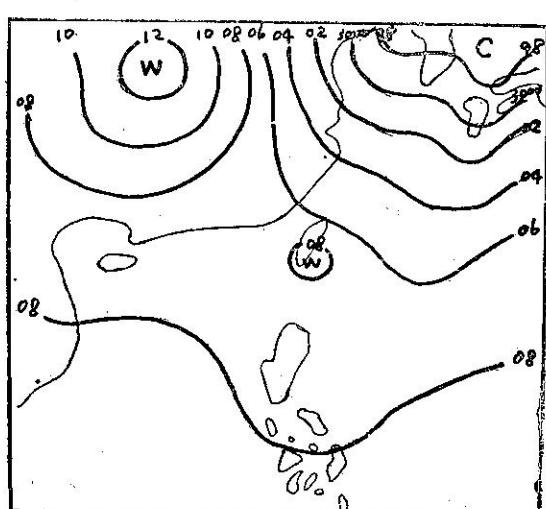
，近地面處水汽含量較多，20點時空氣層之水汽含量已有顯著增加之趨勢，自地面至 500mb 層，其相對濕度均在 93% 以上，尤其 500mb 層竟達 100%；12 日 8 點時，由於日射之關係，低近地面處之濕度較高外，850mb 以上已逐漸減少。但 8 點時自地面至 600mb 處空氣已呈飽和狀態，且空氣層多屬條件性不穩定。由於 12 日午夜起，開始下豪雨，故 13 日空氣之水汽含量已不如前了。此可由表十二(C) (13 日 8 點，20 點) 之相對濕度看出。

另由此表，我們又可發現 11 日～13 日這三天 1000mb 到 600mb 的相當位溫分佈為下層較暖，上層較冷，呈現對流性不穩定現象；且自地面到對流層中部多為偏西南風，其風速又均在 30kts 左右，尤其 12 日午夜對流層中部竟有 50kts 的激流出現，以致助長高層不穩定之程度，此時，又由於臺灣地區於低層有顯著的輻合現象產生，藉此動力作用之抬升使此熱力不穩定的空氣層得於上升到相當的高度，而引起對流性降雨。



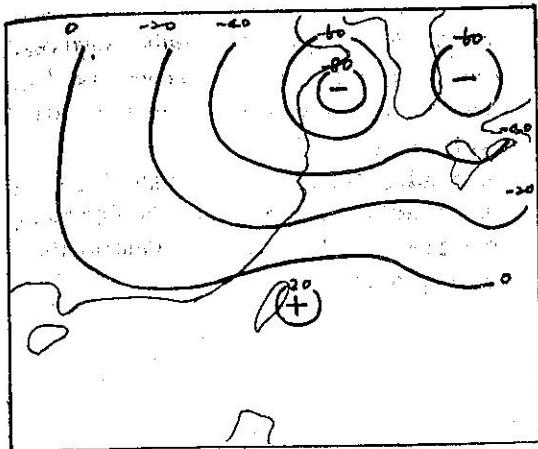
圖二十三 六十一年六月十一日 1200Z 1000mb 至 700mb 之厚度分佈圖

Fig. 23. Thickness Chart ( $\frac{700\text{mb}}{1000\text{mb}}$ )  
(1200Z 11 June, 1972)



圖二十四 六十一年六月十二日 1200Z 1000mb 至 700mb 之厚度分佈圖

Fig. 24. Thickness Chart ( $\frac{700\text{mb}}{1000\text{mb}}$ )  
(1200Z 12 June, 1972)



圖二十五 六十一年六月十一日 1200Z 至六月十二日 1200Z 1000mb 至 700mb 間之厚度  
(熱力) 平流圖

Fig. 25. Thickness Advection Chart  
 $\left(\frac{700\text{mb}}{1000\text{mb}}\right)$  (1200Z 11-12 June, 1977)

#### 四 热力平流

圖二十三為 6 月 11 日 1200Z 1000mb 至 700mb 的厚度分佈圖。

圖二十四為 6 月 12 日 1200Z 1000mb 至 700mb 的厚度分佈圖。

由圖二十三知，於 11 日 1200Z 時，在南海中部 ( $12^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\text{E}$ ) 附近有厚度較厚之氣團，而臺灣一帶之厚度較薄。在南海厚度較厚之氣團受約  $15\text{m/sec}$  之西南風之衝動，於 24 小時中移動約 1800 公里，於 12 日 1200Z 左右到達臺灣附近一帶，如圖二十四。

利用此兩圖計算熱力平流（即厚度平流，亦即厚度變差）得圖二十五。由此圖得知自 11 日 1200Z 到 12 日 1200Z 間臺灣地區有顯著的熱力平流存在，於是增加氣層之不穩定度，終至促進豪雨之生成。

#### 五、結論

民國 61 年 6 月 12-13 日臺灣中西部的豪雨，使用綜觀及雷達分析的結果如下：

1. 這次豪雨發生在 6 月 12-13 日，總降水量在阿里山達 695mm 之多，僅次於八七水災，但各地的降雨強度（如每小時雨量），並不比八七水災小。
2. 根據綜觀分析，係由發生在東京灣南方海面的熱帶性低氣壓，侵襲臺灣所帶來強烈對流不穩定之西南氣流在中央山脈西側強迫上升所致。降雨細胞自恆春向北移動，其速度約為 17 公里小時。

3. 分析東港探空記錄，自 10 日起，高溫多濕的西南氣流即已開始侵入。計算蕭華特穩定指數亦顯示不穩定區之移動，均可作預測之參考。

4. 雷達回波之分析和豪雨區具有相當良好的相關性，為追蹤降雨細胞移動之有效方法。高雄之雷達回波於此次豪雨期間亦發揮了最大的功能；中央氣象局預報組於 6 月 11 日 12 日兩天藉此回波記錄之輔助，而得於事先發出豪雨特報，通知有關單位預先戒備，並呼籲中西部居民及時防患，以致得於使災害減少到最低之程度。

5. 計算水汽輸送量，我們發現 30 公里、70 公里及 120 公里以內所預測的雨量與實際比較約大七倍，150 公里及 200 公里內之預測值與實際值較為接近。

6. 計算水平輻散，得知於 6 月 11 日夜晚起，臺灣地區已有輻合現象產生，此輻合現象一直持續到 13 日夜晚。又當水平輻散值下降時，雨量即有顯著的增加，尤其輻合時，其雨勢特大。經逐時的求 12 日 21 點到 13 日 7 點的水平輻散值，發現到最小的水平輻散值於 12 日 23 點出現，此與中部豪雨的時間正好相配合。

7. 又計算豪雨期間，臺灣地區的渦旋度，發現此渦旋的強度較弱，且其高度祇有 1500 公尺左右，無法越過中央山脈，而在臺中附近逐漸衰減。

8. 至於豪雨期間，氣流上升的情形，經計算其垂直速度，發現於 11 日夜晚，上升運動最為顯著，於是將來自南海的潮濕水汽抬升，此上升運動一直持續到 13 日夜晚。

#### 六、誌謝

本文所用資料由本局各測候所提供的雷達回波記錄為本文分析時所用的可貴資料之一，該記錄由張錦廸技正所供應。另外，承蒙吳鄧舞、蕭長庚兩位先生繪寫程式及利用電子計算機計算輻散、渦旋度及垂直速度得於完成本文熱力、動力部門之分析，並蒙文化學院林蘭貞助教協助整理資料及繪寫，作者等於此謹對以上各位致最深謝意。

#### 參考文獻

1. 六一二豪雨交通災害，交通處 (1972)。
2. 八七水災：氣象學報第八卷第二期 p. 26-42。
3. Showalter A. K. (1946): A Stability Index for Thunderstorm Forecasting.
4. 石原健二 (1957): Small scale 之雨量預報，研究時報，第九卷 p. 618。

5. 徐寶儀 (1966)：強大之西南氣流及其伴來之氣團與八七水災之降水，氣象學報第十二卷第三期 p. 1-8。
6. 徐明同、謝信良、林民生 (1970)：天氣幅度擾亂與高空風之分析，氣象學報第十六卷第四期 p. 22-47。
7. Bellamy, J. C. (1949)：Objective Calculation of divergence. Vertical Velocity and Vorticity B.A.M.S., 30, p. 45-49.
8. 徐明同 (1949)：颱風經過臺灣時受地形之影響，氣象通訊，第四卷，第五期 p. 1-6。
9. Lateef, M. A. "A Case Study Convergence Vertical motion, Divergence and Vorticity in the Troposphere over the Caribbean" unpublished.
10. Hsu, Ming-Tung (1966): A Case Study of the Objective Analysis over the Caribbean Bul. Inst. Geophy., National Central Univ. No. 5, p. 32-47.

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保密防諜·人人有責  
匪諜自首·既往不究