

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
颱風路徑之氣候統計預報研究	謝信良 喬鳳倫 陳正 改 陳圭宏	30/01	1	1984.03
副熱帶高壓	徐晉淮 劉明揚	30/01	23	1984.03
地形強制作用對大尺度波動的效應	劉明禮	30/02	1	1984.06
日本氣象廳8L-NHM及10L-FLM_數值預報模式之初步檢驗	劉復誠 華文達 鄭月 娥	30/02	8	1984.06
民國七十二年颱風調查報告——侵台颱風(8304號)韋 恩	趙世騰	30/02	48	1984.06
工業廢棄物處理之空氣品質評估	沈鐸 戚啓勳	30/03	1	1984.09
台灣冬季反常大雨個例研究——1983年2月	陳來發	30/03	11	1984.09
繞極衛星之軌道預報及應用	劉文俊 沈秀蓉	30/03	31	1984.09
衛星遙測海面溫度之評介	邱爾文	30/04	1	1984.12
El-Nino_與異常氣象	徐晉淮	30/04	12	1984.12
民國七十二年颱風調查報告——侵台颱風(8309號)艾 倫	徐辛欽	30/04	22	1984.12
民國七十二年北太平洋西部颱風概述	陳清得	30/04	39	1984.12

氣象學報

季刊

第三十卷 第一期

目次

論著

颱風路徑之氣候統計預報研究.....謝信良 喬鳳倫 (1)
陳正改 陳圭宏

譯述

副熱帶高壓.....徐晉淮 劉明揚 (23)

氣象學報

季刊

第三十卷 第一期

主編者 中央氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：3713181 (10線)
發行人 吳宗堯
社長 吳宗堯
電話：3110840
印刷者 文英印刷公司
地址 臺北市萬大路486巷10弄40號
電話：3016802
電話：3018572

◎ 敬請交換 ◎

中華民國七十三年三月出版

颱風路徑之氣候統計預報研究

A Study of Typhoon Track Forecasting

by Climatic Data Analysis

謝 信 良 喬 鳳 倫 陳 正 改 陳 圭 宏

Shinn-liang Shieh, Feng-lun Chiao, Cheng-kai Chen, Guay-hong Chen

摘 要

本文由長期氣候觀點，按月、旬及候之序列逐一分析 96 年來 (1884~1979) 在北太平洋西部及南海地區 ($16^{\circ}\sim 28^{\circ}$ N, $114^{\circ}\sim 130^{\circ}$ E 範圍內) 所出現 1240 個颱風資料，以了解其移動方向、移動速率及其轉向前後變化之氣候特性，作為颱風路徑預報之重要氣候參考資料。

ABSTRACT

In this paper the data of a total of 1240 typhoons occurred in the western North Pacific Ocean and South China Sea from 1884 to 1979 were statistically analyzed. Thus their average moving speeds in corresponding directions in each square area of $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ for every month, decad, pentad of a year are obtained respectively. These results may be of help to the typhoon track forecasting.

一、前 言

臺灣地處副熱帶，位於北太平洋西部及南海颱風必經之道；每年因颱風而造成之災害，平均死亡人數 98 人、受傷 340 人、房屋全毀 4,202 間、半毀 6,802 間，農業損失高達新臺幣 10 億元以上 (謝，1981)，由此可見颱風對國家經濟發展影響至鉅。而臺灣由於中央山脈特殊地形影響，颱風侵襲所導致之災害程度差異，與颱風所通過之路徑有密切關係，因此颱風路徑預報乃為颱風預報作業中最重要的課題之一。

近十年來，國內外均有學者專家，由氣候觀點探討颱風路徑之特性，如徐晉淮 (1973) 曾將近八十年來西太平洋地區之颱風依年、月逐次地按日期分析各個颱風之最佳路徑。王時鼎 (1980) 選取颱風個案研究臺灣中央山脈對颱風環流結構、路徑及強度變化之影響。香港皇家天文台於 1958 年曾利用 1884~1953 年之颱風資料，依照年月標示西太平洋和南海地區每一個颱風之路徑圖，並以 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 經緯度為網格範圍，計算近七十年來，每一網

格出現之颱風次數及各移動方向和移動速率之頻率；該台又於 1972 年增添資料，將 1884~1970 年於西太平洋和南海地區發生之熱帶氣旋，依年月每五天為一單元，標示其路徑；日本氣象協會於 1973 年，按年序及月份，將 1940~1970 年所有颱風之路徑以及其發生之時間、地點、進行方向、主要路徑、消失之時間、地點和最低之中心氣壓詳細的標示、記載，並將具有代表性之颱風個案、侵襲日本時各地出現之暴風雨狀況及當天之天氣圖並列。

本研究着重於臺灣及鄰近海域，由長期氣候觀點，探討近 96 年來 (1884~1979) 在北太平洋西部及南海地區 ($16^{\circ}\sim 28^{\circ}$ N, $114^{\circ}\sim 130^{\circ}$ E 範圍內) 出現之颱風的氣候特性，分月、旬、候及日之序列逐一分析颱風之移動方向、移動速率及其轉向前後之變化，期能將所獲得之結果應用於颱風路徑預報作業，提高颱風預報之準確率，減輕颱風災害。

二、資料來源及處理方法

美國海軍環境預報研究機構 (Naval Envi-

ronmental Prediction Research Facility) 曾將 1884~1979 年全球之熱帶氣旋 (風速 ≥ 34 kts) 每 12 小時一次之中心位置、最大風速及移動速度等資料予以處理、建檔。本研究計畫所採用之資料即取自 NEPRF 之磁帶, 利用本局資料處理科 TIDS 990/20 電子計算機挑選出在西太平洋及南海地區, $16^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 、 $114^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 範圍內出現之颱風, 共 1,240 個 (原始資料檔存於 DP 03. CCK. BESTRACK, 資料排列之型式, 詳見表一), 應用合成法, 分月、旬、候及日, 計算每 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 經緯度網格內颱風出現之個數、移動方位及頻率、移動速率 (含平均、最大、最小)。

本研究區域範圍內計 48 個網格 (圖 1), 在 96 年 (1884~1979) 中共有 6134 個颱風資料。當颱風中心正好位於偶數之經緯度線上時, 則屬右方及上方之網格內, 例如颱風中心位於圖 1 中 a 或 b 處時, 則應歸第 34 網格, 位於 c 處時, 則屬 35 網格, 位於 d 處時則屬 44 網格。

表二為經處理所得之各項基本資料, 每一欄所代表之內容說明如下:

- (1) DATE: 颱風之資料時間 (月、旬、候、日)。
- (2) TOTAL NO: 各日 (候、旬或月) 於本研究區域範圍 ($16^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 內所出現的颱風總數。
- (3) GRID PT: 颱風網格之位置 (詳見圖 1)。
- (4) AMT GRID: 網格內之各日 (候、旬或月) 之颱風次數。
- (5) DIR: 颱風未來 12 小時之移動方位。

1: 向北	2: 向東北
3: 向東	4: 向東南
5: 向南	6: 向西南
7: 向西	8: 向西北
- (6) NO: 各移動方位之颱風個數。
- (7) NO/AMT(%): 各移動方位之颱風頻率。
- (8) AVESPD: 於 1884~1979 年間, 在各網格內同一日、候、旬或月所有颱風之平均移動速率 (kts)。
- (9) MAXSPD: 在此資料年限內, 各網格範圍中, 颱風移動之最大速率 (kts)。
- (10) MINSPD: 在此資料年限內, 各網格範圍中, 颱風移動之最小速率 (kts)。

(11) AMT/TOTA (%): 於各網格範圍內, 各日 (候、旬、或月) 颱風出現之頻率。

將按月、旬、候及日之序列, 分別計算所得每一網格位置之颱風基本資料, 逐一填繪於颱風圖上, 計得逐月之颱風平均移動向量圖有 12 張 (如圖 2), 逐旬之平均颱風移動向量分布圖有 33 張 (如圖 3), 逐候之颱風平均移動向量分布圖有 64 張 (如圖 4), 逐日颱風平均移動向量分布圖有 282 張 (如圖 5), 合計共有 391 張, 由這些圖中每一網格內之颱風未來 12 小時平均移動向量, 可作為短時颱風路徑預報之重要氣候參考資料。

三、結果分析

針對上述颱風路徑及有關之基本資料分析, 所發現一些重要現象分述如下:

(一) 颱風之路徑

(一) 一至三月份北太平洋西部及南海地區 ($16^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 之颱風發生次數甚少, 四、五月呂宋島東方海面及南海北部颱風發生的次數逐漸增多, 尤其南海海域最為明顯, 此時主要颱風路徑是由呂宋島西方海面北上後轉向東北穿過巴士海峽自琉球南方海面遠離 (圖 6-1), 對臺灣南部及東南部開始具有威脅性。最早侵襲臺灣的颱風出現在四月, 有三次, 日期分別在 1946 年 4 月 5 日 (未命名), 1956 年 4 月 23 日 (賽洛瑪), 1960 年 4 月 26 日 (凱倫), 其中賽洛瑪及凱倫兩颱風均在臺灣東南部造成災害。

(2) 六月份, 臺灣東南面之太平洋海域上之颱風路徑以偏北為主, 至宮古島、石垣島附近海面後以分別轉向東北及西北者為主, 而南海海域之颱風路徑亦分兩支, 一支向西北西移動; 另一支則轉向北, 故此時臺灣東西兩側受到颱風侵襲之機率增大 (圖 6-2)。

(3) 七月開始進入北太平洋西部颱風最活躍季節, 主要颱風路徑與六月份頗相似 (圖 6-3), 惟颱風出現頻率顯著增加, 且來自菲律賓東方海面向西北進行, 直接侵襲臺灣東部的機會亦大幅提高。圖 2-7 各網格內颱風出現的次數可清楚看出七月份臺灣東部及東南部海域和琉球南方海域 (第 25、26、35、36 網格, 圖 1) 為颱風次數出現最多之區域 (圖 2-7), 而颱風走向亦以向西北居多, 此顯示當颱風進入此範圍 ($20^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$, $122^{\circ}\sim 126^{\circ}\text{E}$) 內時, 臺灣受其侵襲之機會相對提高, 其

機率在 40~50 %。

(4)八月份由於太平洋副熱帶高壓繼續增強，並向西擴展，於是西太平洋海域之颱風主要是活躍於菲島東方海域，由於受到太平洋副熱帶高壓之導引，於是其移動方向較七月份更為偏西，其一路徑為指向臺灣（圖 6—4），當颱風進入第 25、35 網格（圖 1，圖 2—8）時，有 60 % 機率可能侵襲臺灣東部。另一主要路徑為穿過呂宋島後繼續朝西北方向進行，對臺灣不構成威脅（圖 6—4）。

(5)九月份菲律賓東方出現之颱風主要行徑一為西進穿進巴士海峽進入南海，其二為轉向西北直接侵襲臺灣，另一路徑則在 127°E 附近轉向偏北侵襲琉球羣島，因此九月颱風對臺灣的威脅性仍相當之大。

(6)入秋（十月）之後，由於太平洋副熱帶高氣壓之勢力逐漸減退，而影響颱風之路徑；此時颱風主要路徑為西進通過呂宋島進入南海，一分支朝東沙島、香港方向，另一路徑在 129°E 附近轉向北（圖 6—6）因此侵襲臺灣的機會已大為減小。

(7)十一月份颱風路徑可分為三支，其一為西進穿過呂宋島，其二為在呂宋島附近轉向東北，另一路徑為在 127°E 以東轉向東北，此顯然與大陸高氣壓發展南下及高空西風帶南移有密切關連，因此颱風在本月份已極少影響臺灣（圖 6—7）。

(二) 颱風之轉向

(1)於本研究區域內，一月份所出現之颱風次數太少（圖 2—1），不予討論。

(2)二月份之颱風亦相當少，大體上是出現於臺灣東方及琉球南方海面，此位置正處於太平洋副熱帶高壓之西北象限，故颱風之移向均朝東北，此時，由於太平洋副熱帶高壓之勢力並不強盛，故颱風轉向之軸線位置大約在 17°N 以南（圖 2—2）。

(3)三~五月份時，由於副熱帶高壓之勢力逐漸增強並西伸，於是颱風轉向之軸線位置北移到 19°N 附近（圖 2—3，2—4，2—5）；六月份時更北移到 21°N 附近（圖 2—6）。

(4)進入七月份以後，颱風轉向之軸線位置則北跳到 27°N 以北（圖 2—7），與六月份相比，竟向北移了 6 個緯度之多，仔細分析七、八、九月份之颱風路徑圖（圖 2—7，2—8，2—9），發現此時颱風之路徑均朝西北至西北西方向，臺灣地區正位路徑必經之地，此種現象，乃因自七月份以後，太平洋副熱帶高壓已相當強盛，其脊線北跳

（臺灣梅雨結束，而長江流域進入梅雨季節之基本原因），且西風帶強風軸之平均位置亦北移到 35°N 以北（王，1970；陳、廖，1981；陳，1983）以致使西太平洋地區颱風的轉向位置亦向北移。

(5)入秋之後，颱風轉向之軸線位置逐漸向南移，十月份平均位置在 23°N 附近（圖 2—10），亦即北回歸線為其轉向軸之平均所在，此一現象對於颱風預報作業有相當重要之參考價值，即十月份時，太平洋地區之颱風即使朝西北方向移動，一旦到達 23°N 或以北時，則未來動向轉向東北之機率很高。

(6)進入十一月之後，此轉向軸線已南退到 19°N 以南（圖 2—11，2—12），顯示此時太平洋副熱帶高氣壓之勢力已減弱並東退，終致影響到颱風之路徑以及其轉向點。

(三) 颱風之移動速率

計算 1884~1979 年間出現於本研究區域範圍內之 6,134 個颱風資料，得知颱風平均移動速率為 8.85 kts，標準偏差是 15.02 kts，各不同移速發生次數之頻率分布如圖 7，其中有 67.08 % 的颱風速率在 6~14 kts 之間。移速 ≤ 5 kts（本文定為慢速颱風）佔 23.5%， ≥ 15 kts（本文定為快速颱風）者佔 9.42 %。快速颱風及慢速颱風發生次數之空間分布如圖 8 及圖 9，由圖 8 可發現，由呂宋島向西北進入東沙島——呂宋島之間海面折向東北，通過巴士海峽北部至琉球、石垣、宮古島附近有一走道，颱風在此海域內，加速移動的頻率最高，尤其到達宮古島附近最為明顯，另一快速移動區域出現在 $17^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ ， $127^{\circ}\sim 129^{\circ}\text{E}$ 一帶。由圖 9 則可見在南海東沙島附近海面為颱風慢速移動的中心區，此與颱風在此附近時容易發展或轉向有關；另一慢速移動頻率較高區域亦在 127°E 附近與快速颱風位置近似相同。

(四) 颱風出現頻率之變遷

過去 96 年（1884~1979 年）內，北太平洋西部及南海地區（ $16^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ ， $114^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 範圍內）共出現 1240 個颱風，各年所出現之颱風數詳見表三；在此區域內，平均每年有 13 個颱風，其中以 1912、1939 及 1974 年各有 19 個，為最多之年份。圖 10 為各年出現之颱風次數頻率，圖中之曲線呈鋸齒狀，可以看出，如某年之颱風較上一年增多，則第二年幾乎一定減少，偶而連續兩年增加，第三年幾乎一定減少，祇有一兩次例外；如將

表一 北太平洋西部地區颱風之原始資料內容實例

Table 1 The original data contents of typhoons over western North Pacific Ocean

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
25707	1978	3	618	12	265	1261	0	355	50
25703	1978	3	619	0	275	1260	0	12	82
25713	1978	4	621	12	173	1290	7	321	90
25714	1978	4	622	0	137	1273	6	283	63
25715	1978	4	622	12	190	1264	6	263	77
25716	1978	4	623	0	188	1243	7	307	33
25717	1978	4	623	12	192	1234	7	332	90
25718	1978	4	624	0	214	1225	7	333	101
25794	1978	8	728	12	276	1273	7	302	58
25806	1978	7	724	0	165	1147	1	30	87
25307	1978	9	724	12	150	1156	0	12	67
25308	1978	9	725	0	193	1159	0	354	96
25309	1978	9	725	12	212	1157	6	290	44
25810	1978	9	726	0	215	1143	6	255	38
25317	1978	9	729	12	215	1144	0	20	69
25819	1978	10	8 8	0	225	1220	6	254	130
25820	1978	10	8 8	12	218	1193	6	249	35
25821	1978	10	8 9	0	212	1173	5	233	94
25322	1978	10	8 9	12	232	1159	5	225	93
25323	1978	10	810	0	139	1145	6	251	110
25337	1978	11	815	0	265	1287	6	292	134
25338	1978	11	815	12	275	1259	7	293	101
25350	1978	12	811	0	163	1287	7	319	132
25351	1978	12	811	12	183	1269	7	326	144
25352	1978	12	812	0	207	1252	7	315	119
25353	1978	12	812	12	224	1234	7	323	107
25354	1978	12	813	0	241	1223	6	292	158
25377	1978	14	821	12	161	1282	7	296	91
25373	1978	14	822	0	169	1265	7	303	74
25379	1978	14	822	12	177	1252	6	283	68
25380	1978	14	823	0	180	1233	6	270	67
25381	1978	14	823	12	130	1224	6	250	87
25382	1978	14	824	0	174	1207	6	253	70
25383	1978	14	824	12	170	1193	7	303	46
25384	1978	14	825	0	175	1185	5	224	28
25385	1978	14	825	12	171	1181	7	316	69
25386	1978	14	826	0	131	1171	7	305	104
25387	1978	14	826	12	173	1153	6	287	124
25923	1978	16	829	0	210	1293	7	315	35
25924	1978	16	829	12	222	1280	0	10	31
25925	1978	16	830	0	238	1283	0	10	31
25926	1978	16	830	12	254	1286	0	22	97
25927	1978	16	831	0	272	1294	1	41	107
25939	1978	13	9 9	12	210	1233	7	293	51
25940	1978	13	910	0	214	1223	6	280	28
25941	1978	13	910	12	215	1222	7	309	24
25942	1978	13	911	0	218	1213	0	13	73
25943	1978	13	911	12	232	1223	0	9	86
25944	1978	18	912	0	249	1226	1	39	64
25945	1978	13	912	12	259	1235	0	356	70
25945	1978	13	913	0	273	1234	1	23	57
26003	1978	21	929	0	165	1149	6	291	72
26040	1978	23	1014	0	164	1153	0	347	62
26041	1978	23	1014	12	176	1150	7	293	33
26053	1978	24	1011	0	195	1296	7	304	125

A : 颱風序列

B : 年

C : 颱風編號

D : 月日

E : 時間 (Z)

F : 緯度 (°N)

G : 經度 (°E)

H : 移動方位 (0 : 向北, 1 : 向東北, 2 : 向東, 3 : 向東南, 4 : 向南, 5 : 向西南, 6 : 向西, 7 : 向西北)

I : 移動方向 (角度) J : 移動速率 (kts, 至少數一位)

表二 經電子計算機處理後之颱風基本資料內容實例

Table 2 The basic data contents of typhoon after computer processing

DATE	TOTAL NO	GRID PT	AMT GRID	DIR	NO	NO/AMT X	AVESPD (*****KTS(.1)*****)	MAXSPD	MINSPD	AMT/TOTAL X
816	51	1	3	7	1	33	56	56	56	5
				8	2	66	52	59	45	5
816	51	6	2	8	2	100	90	105	76	3
816	51	8	2	1	1	50	78	78	78	3
				7	1	50	144	144	144	3
816	51	11	2	1	1	50	90	90	90	3
				8	1	50	88	88	88	3
816	51	12	1	7	1	100	131	131	131	1
816	51	13	2	1	1	50	101	101	101	3
				7	1	50	141	141	141	3
816	51	14	1	7	1	100	153	153	153	1
816	51	15	2	7	1	50	179	179	179	3
				8	1	50	167	167	167	3
816	51	16	1	8	1	100	58	58	58	1
816	51	17	2	1	1	50	107	107	107	3
				8	1	50	47	47	47	3
816	51	18	1	8	1	100	43	43	43	1
816	51	21	1	1	1	100	72	72	72	1
816	51	22	2	1	1	50	78	78	78	3
				8	1	50	24	24	24	3
816	51	27	1	2	1	100	71	71	71	1
816	51	28	1	7	1	100	18	18	18	1
816	51	33	1	7	1	100	148	148	148	1
816	51	34	2	8	2	100	116	120	113	3
816	51	35	2	1	1	50	84	84	84	3
				8	1	50	107	107	107	3
816	51	36	3	6	1	33	34	34	34	5
				7	1	33	32	32	32	5
				8	1	33	118	118	118	5
816	51	37	2	1	1	50	26	26	26	3
				8	1	50	32	32	32	3
816	51	43	1	8	1	100	126	126	126	1
816	51	45	3	1	1	33	80	80	80	5
				8	2	66	93	98	88	5
816	51	46	2							

鋸齒形予以平滑化，則可發現颱風之發生也擁有長期性之演變趨勢，此關係有待進一步之研究。

表三 近 96 年來，北太平洋西部地區各年所出現之颱風次數 (1884-1979)

Table 3 The occurrence of typhoon over western North Pacific Ocean during past 96 years (1884-1979)

年次	颱風 次數	年次	颱風 次數	年次	颱風 次數	年次	颱風 次數
1884	11	1908	14	1932	17	1956	14
1885	7	1909	16	1933	12	1957	10
1886	10	1910	18	1934	15	1958	9
1887	14	1911	16	1935	12	1959	13
1888	8	1912	19	1936	15	1960	17
1889	7	1913	11	1937	13	1961	15
1890	10	1914	16	1938	10	1962	14
1891	11	1915	14	1939	19	1963	10
1892	12	1916	8	1940	15	1964	16
1893	15	1917	12	1941	14	1965	14
1894	9	1918	13	1942	13	1966	14
1895	11	1919	12	1943	14	1967	14
1896	10	1920	14	1944	9	1968	10
1897	8	1921	11	1945	18	1969	7
1898	16	1922	15	1946	12	1970	11
1899	10	1923	18	1947	16	1971	16
1900	12	1924	16	1948	15	1972	10
1901	8	1925	13	1949	16	1973	13
1902	10	1926	14	1950	9	1974	19
1903	11	1927	14	1951	11	1975	11
1904	6	1928	13	1952	18	1976	14
1905	15	1929	15	1953	14	1977	13
1906	16	1930	14	1954	9	1978	16
1907	13	1931	16	1955	7	1979	15

合計：1,240

表四為臺灣及其附近海域 ($20^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $118^{\circ}\sim 124^{\circ}\text{E}$ 範圍內)，於七、八、九月份內，各候所出現之颱風資料數 (一個颱風，一天最多有二個資料即 00Z 及 12Z)，圖 11 則為第 37 候至 55 候內，臺灣及附近海域出現颱風資料數之各候分布。仔細分析上述圖表，可發現：

(1) 颱風在夏季，於臺灣及附近海域出現之次數有 2~3 候 (10~15 天) 之周期。

(2) 第 40 候 (7 月 15 日~19 日) 為臺灣及其附

近海域受颱風影響最多之時期，佔七、八、九月於此區域內出現之颱風總資料數 (805 個) 的 8.0%；其次為第 50 候 (9 月 3 日~7 日) 及第 52 候 (9 月 13 日~17 日)，均各佔 7.2%，而機率最少的是第 37 候 (6 月 30 日~7 月 4 日)，僅佔 2.5%。

表四 近 96 年來，臺灣及其附近海域在夏季時各候所出現之颱風資料數 (1884-1979)

Table 4 The occurrence of typhoon over Taiwan region in summer season during past 96 years (1884-1979)

候 序	日 期	颱風資料數
37	(6/30— 7/ 4)	20
38	(7/ 5— 7/ 9)	25
39	(7/10— 7/14)	43
40	(7/15— 7/19)	64
41	(7/20— 7/24)	34
42	(7/25— 7/29)	40
43	(7/30— 8/ 3)	39
44	(8/ 4— 8/ 8)	53
45	(8/ 9— 8/13)	43
46	(8/14— 9/18)	35
47	(8/19— 8/23)	52
48	(8/24— 8/28)	39
49	(8/29— 9/ 2)	53
50	(9/ 3— 9/ 7)	58
51	(9/ 8— 9/12)	38
52	(9/13— 9/17)	58
53	(9/18— 9/22)	32
54	(9/23— 9/27)	32
55	(9/28—10/ 2)	47

合 計：805

四、總 結

本文按月、旬及候之順序，分析 1884~1979 年北太平洋西部及南海海域 ($16^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 所出現 1240 個颱風之 6134 個資料，所獲得颱風運動之一些氣候特性，綜合摘要如下數點：

1. 最早侵襲的颱風是出現在四月，有三次，日期分別在 1946 年 4 月 5 日 (未命名)、1956 年 4 月 23 日 (賽洛瑪颱風)、1960 年 4 月 26 日 (凱倫颱風)。

2.七~九月為北太平洋西部地區颱風最活躍之季節，大部份均來自菲律賓東方海面，進行方向多為偏西北西到西北，對臺灣及其附近海域之侵襲機會為全年最高之月份；此時颱風之轉向軸線在 27°N 以北，而六月以前之轉向軸線則在 21°N 以南。

3.十月以後，颱風主要路徑有二，一為西進，通過呂宋島進入南海朝向東沙島、香港移動，另一則在 129°E 附近轉向北上；而颱風轉向之軸線則在 19°~23°N 之間。

4.臺灣東部、東南部海域及琉球南方海域為一年中颱風出現次數最多之海域，當颱風進入上述區域時，其侵襲臺灣之機率高達 40%~50%。

5.在本研究區域內颱風之平均移動速率為 8.85 kts；當颱風進入巴士海峽北部、臺灣東南部海面、琉球之石垣島、宮古島一帶海面時，有加速移動的現象，尤以颱風到達琉球宮古島附近海域時最顯明，而颱風在南海北部東沙島附近海面時，移動速率常甚緩慢，可能與颱風在此海域易於發展或轉向有關。

誌 謝

本計畫進行期間承蒙預報中心李汴軍先生協助設計程式及處理資料，楊逢世及林俊雄先生，劉淑珍、許翠玲及李玉璧小姐參與資料分析、繪圖和謄稿，使本研究得以順利完成，特此致謝，本研究所使用之颱風原始資料係旅美學人崔立博士所提供，在此一併致謝。

參 考 文 獻

- 中央氣象局，1978：臺灣八十年來之颱風，106頁。
 王時鼎，1970：論臺灣之梅雨，氣象預報與分析，第四十四期，12~20頁。
 王時鼎，1980：臺灣近海颱風運動及強度預報法，中央氣象局，100頁。
 徐晉淮，1973：八十年颱風路徑圖，中央氣象局出版，共有 521 圖。
 陳正改，1983：臺灣梅雨期之降水特性及其雨量預測，臺灣水利，三十一卷一期，38~64 頁。
 陳正改、廖志翔，1981：臺灣地區空梅之環流特徵，氣象學報，二十七卷二期，1~14頁。
 謝信良，1981：臺灣氣象災害，中央氣象局中範圍天氣系統研討會論文集編，529~535頁。
 日本氣象學會，1973：颱風路徑圖 30 年集，1940~1970年。
 Chin, P. C., 1958: Tropical Cyclones in the Western Pacific and China Sea Area, from 1884 to 1953, Royal Observatory Hong Kong.
 Chin, P. C., 1972: Tropical Cyclone Climatology for the China Sea and Western Pacific, from 1884 to 1970, Volume 1: Basic Data, Royal Observatory Hong Kong.

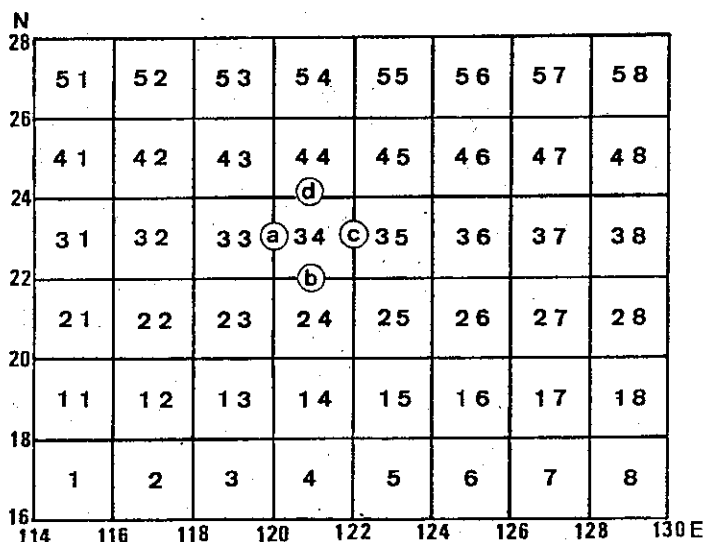
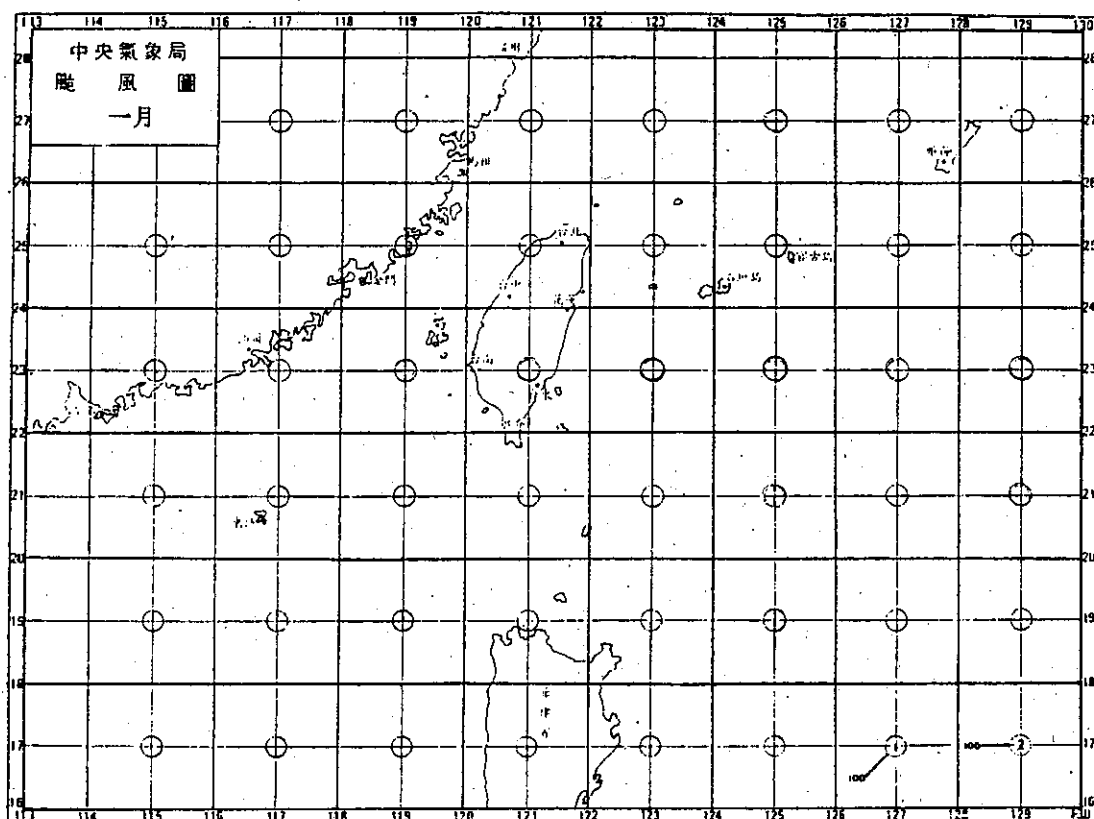


圖 1 本研究區域之範圍及網格位置

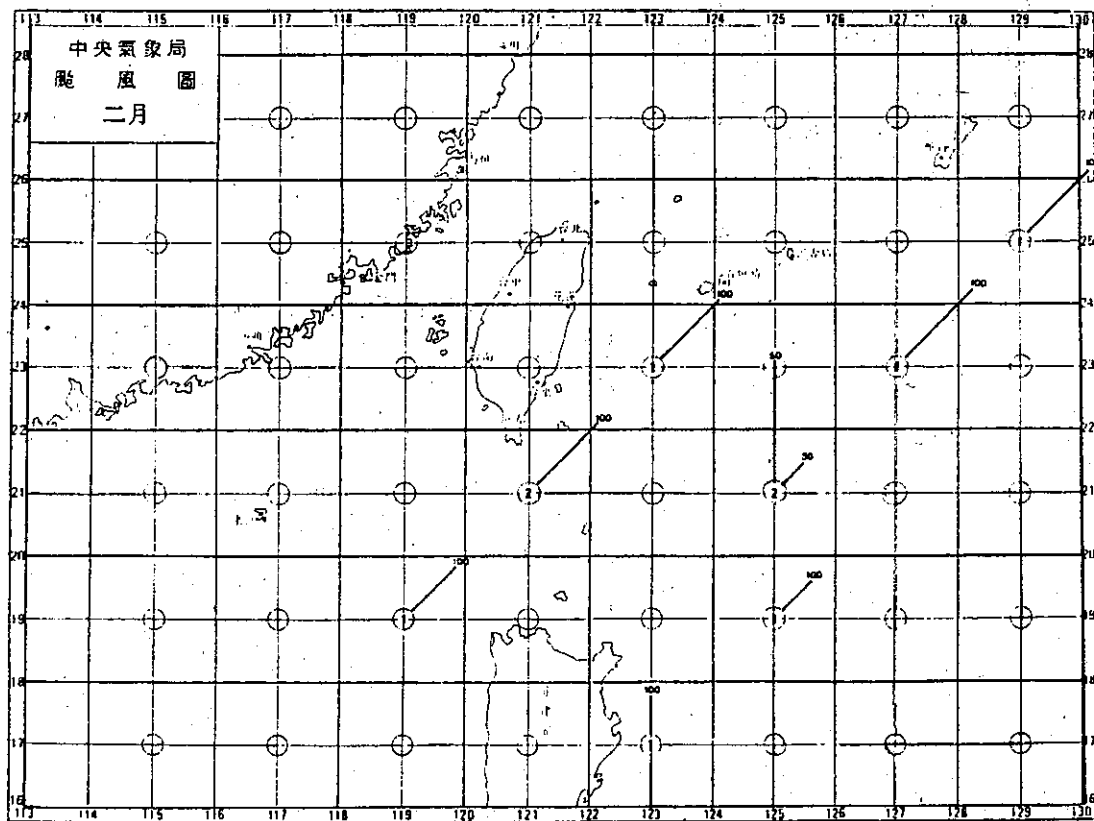
Fig.1 The designation for the numbered area grid points in correspondence with their location on map.

圖2 一至十二月颱風平均移動向量分布圖 (1884—1979)

Fig 2 The distribution of monthly mean vector percentage of typhoon movement (1884—1979).



2-1



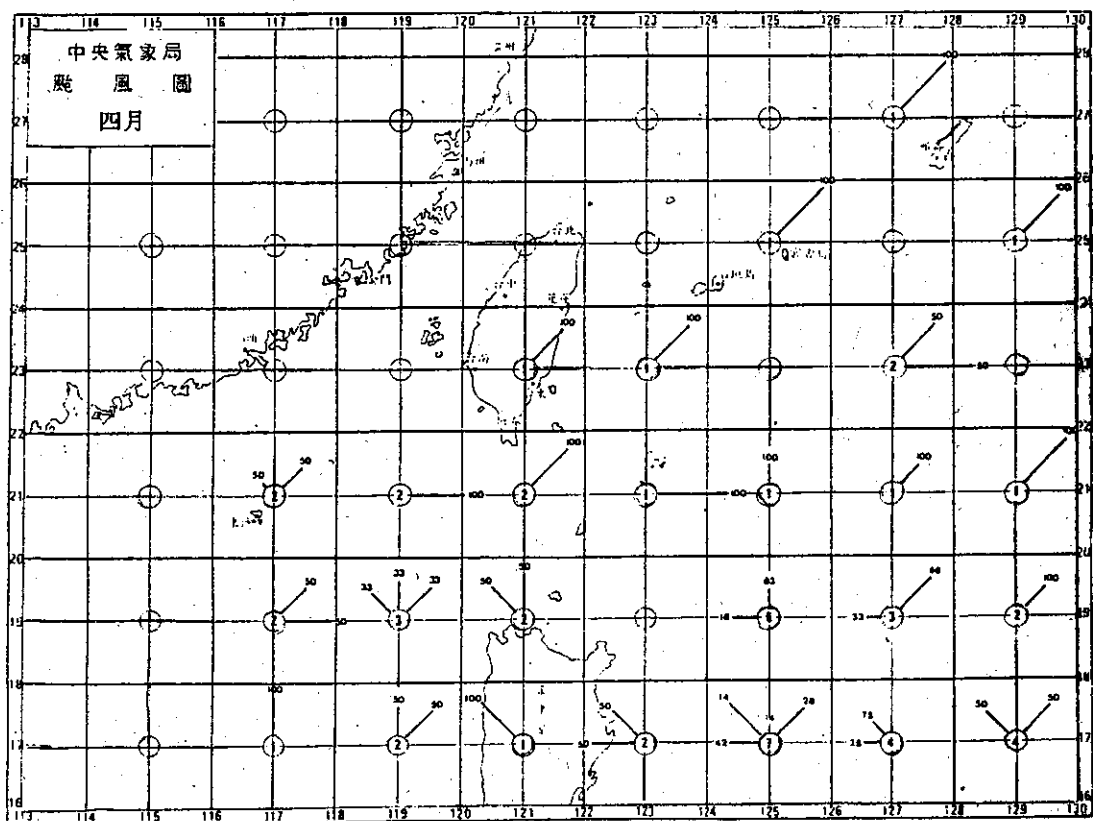
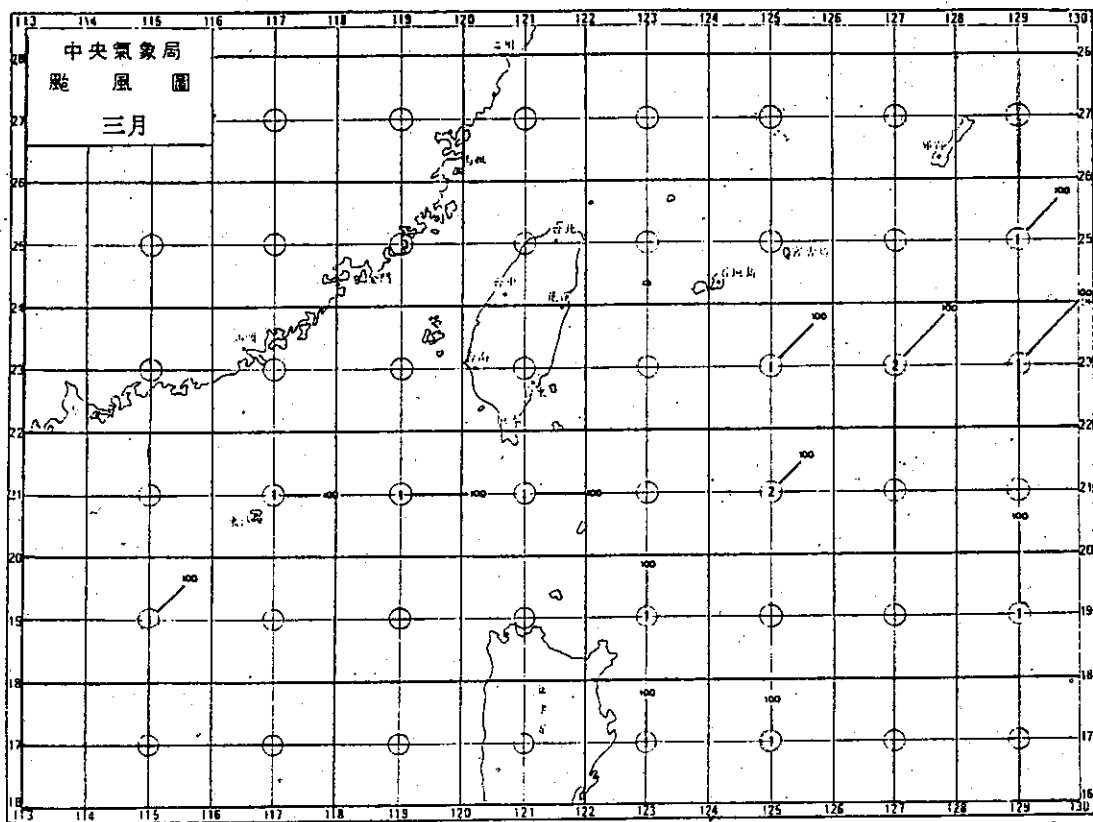
71 11 1,000

0 10 20 30
kts

0 100 200 300 400 500
km

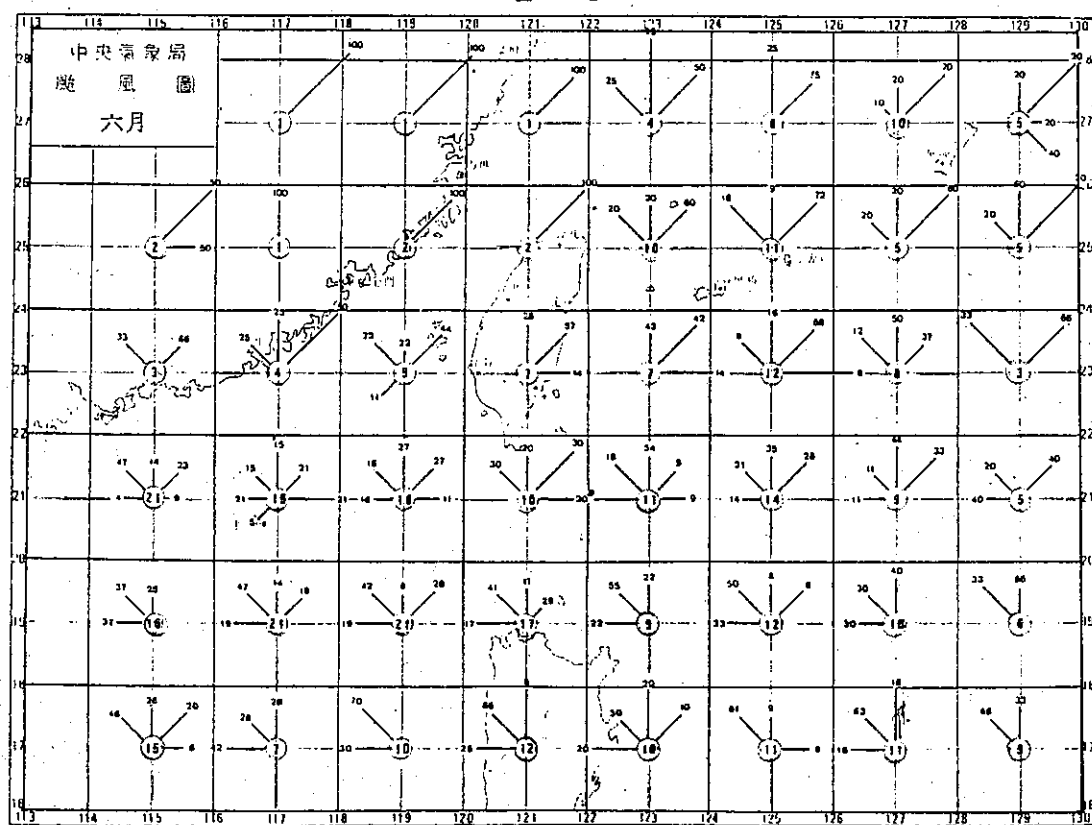
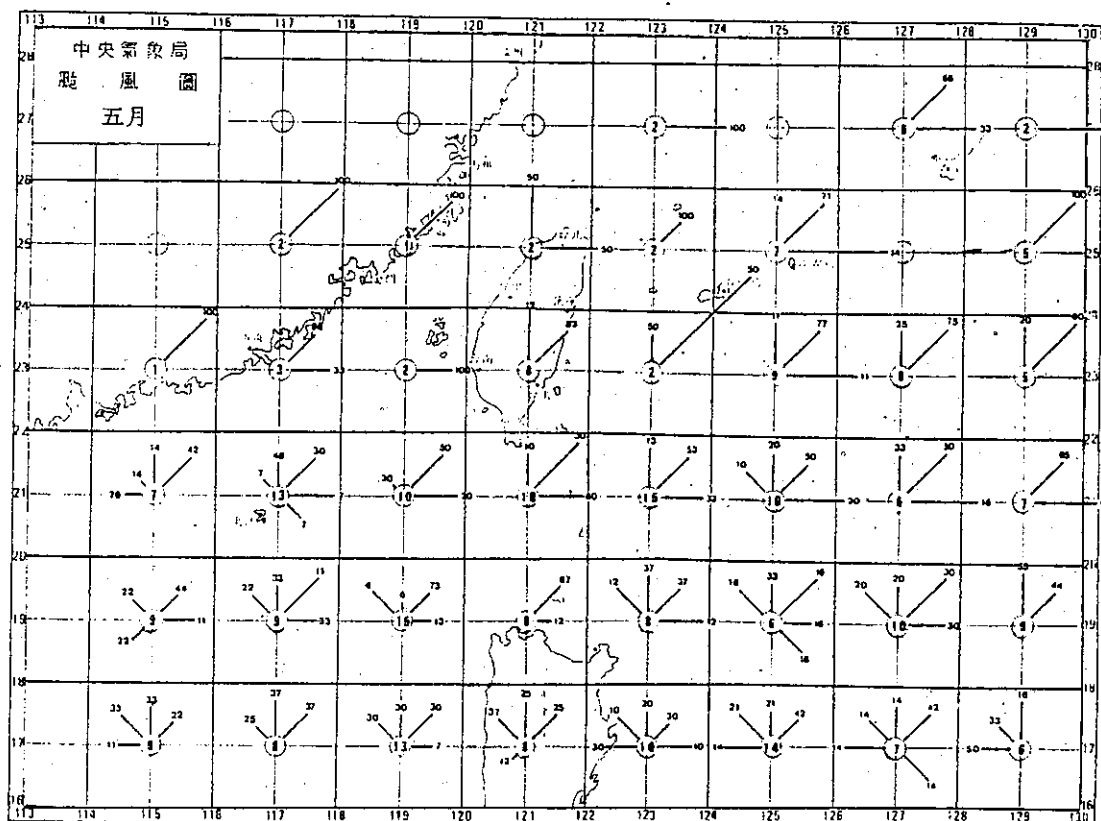
FEB

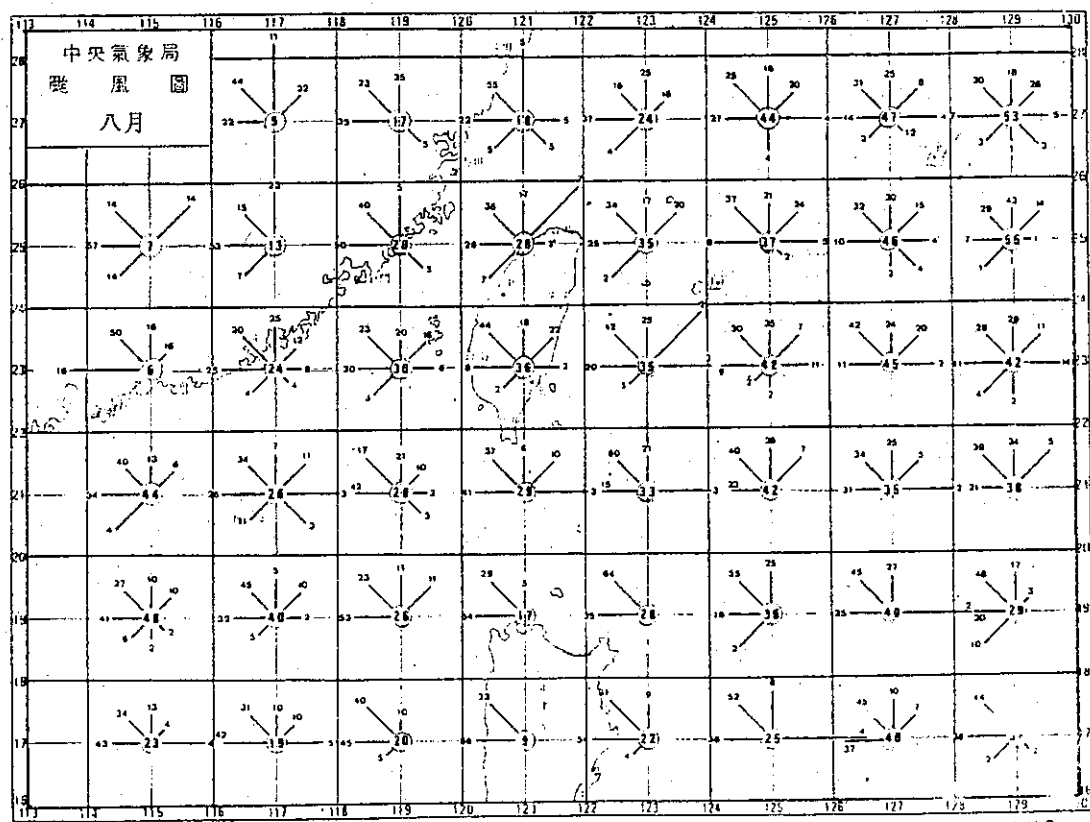
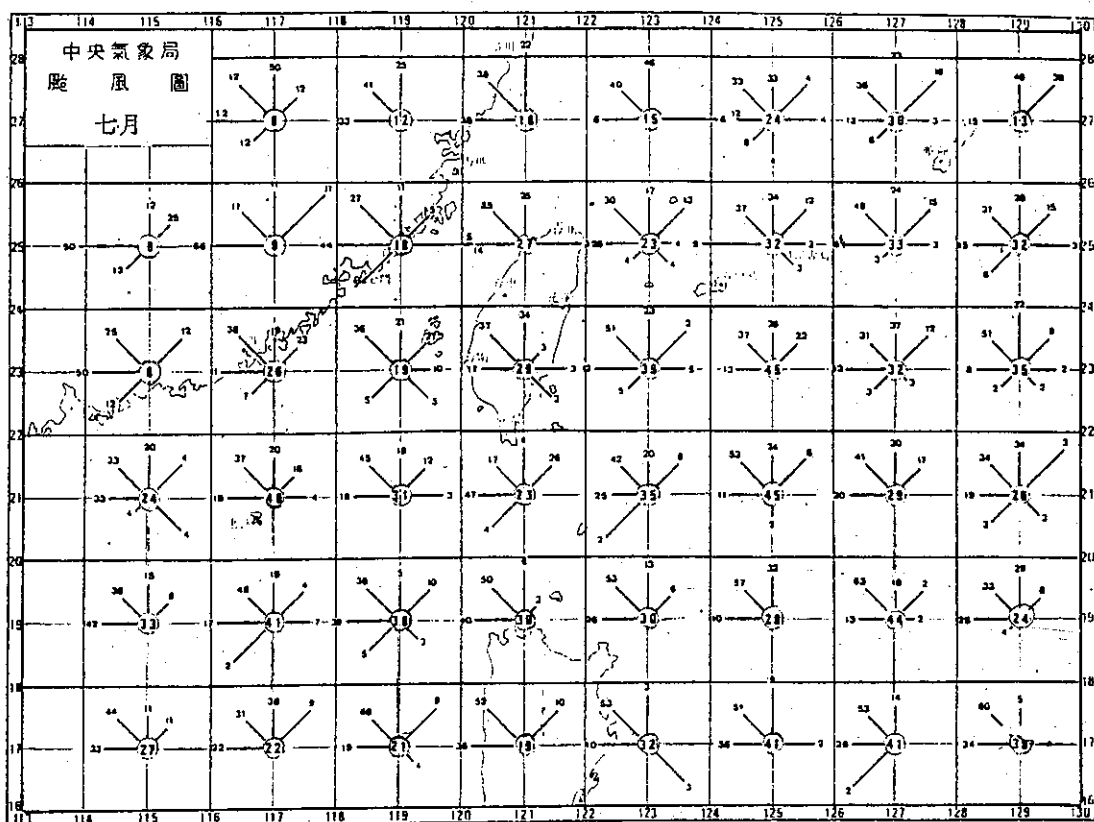
2-2

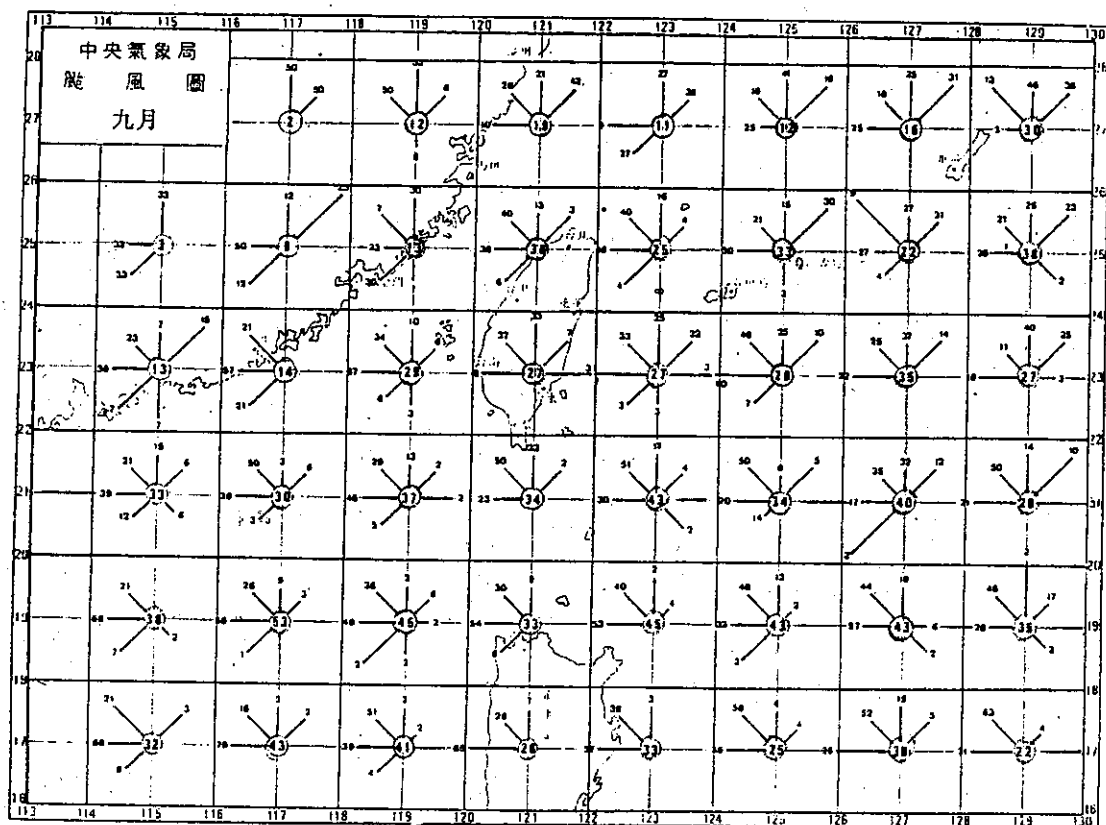


1:11.1.000

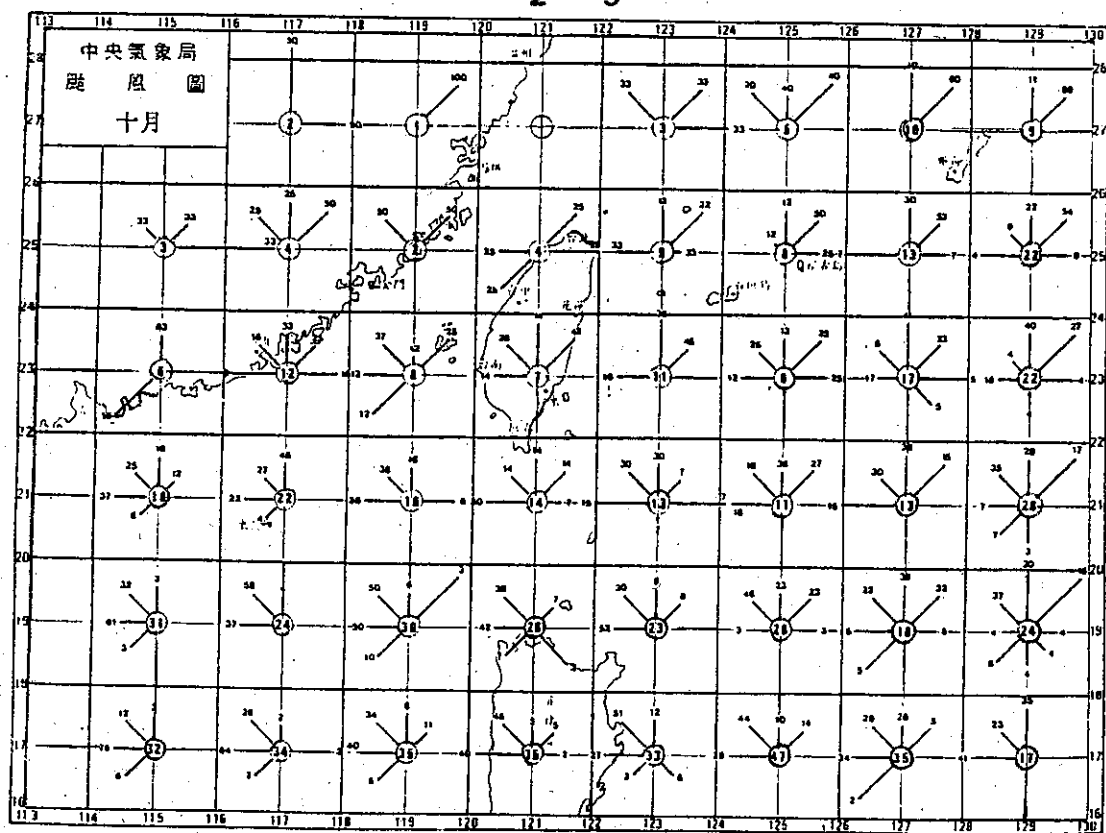
APR







2 - 9



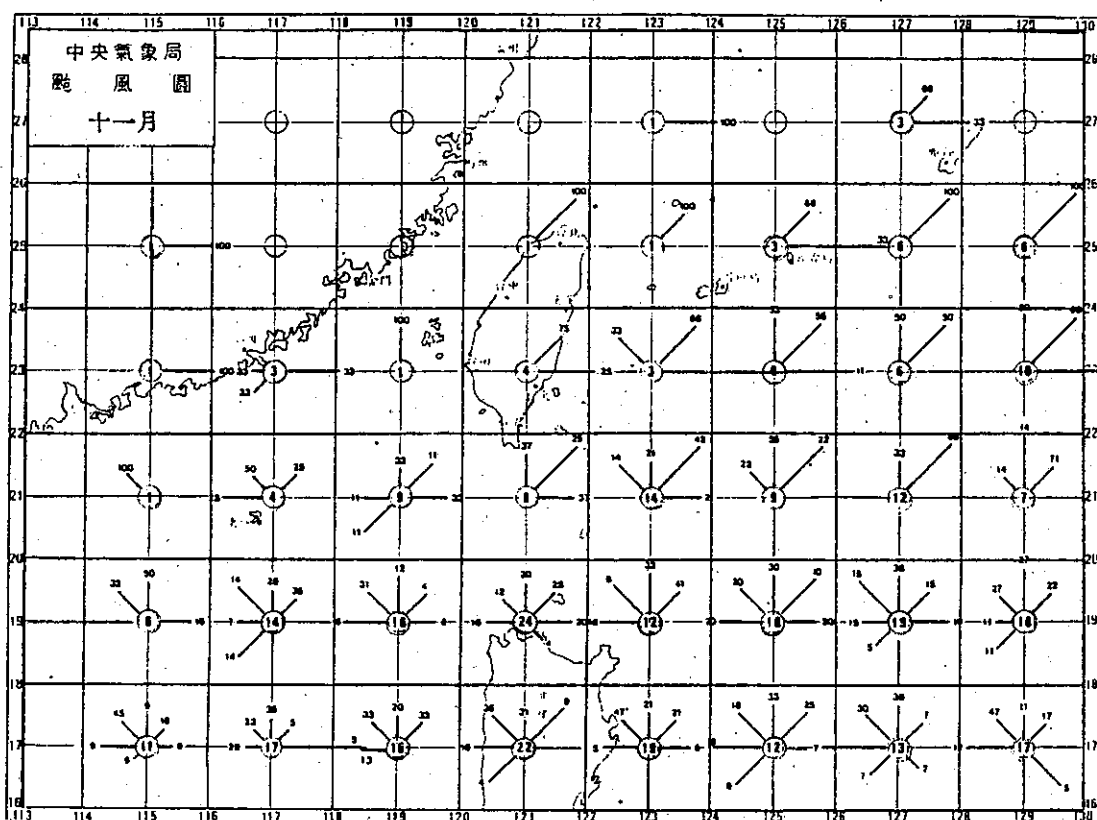
20-11 114 71.11 1.000

0 10 20 30
kts

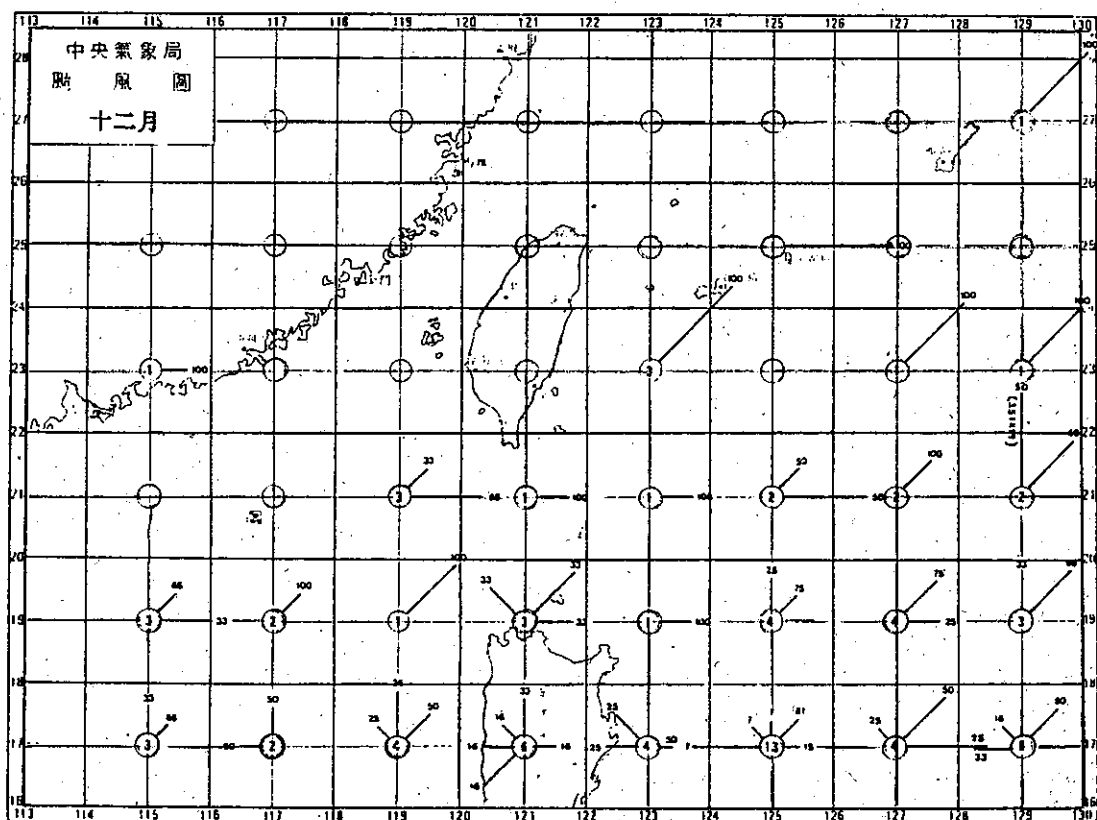
0 100 200 300 400 500
km

OCT

2 - 10



2 - 11



2 - 12

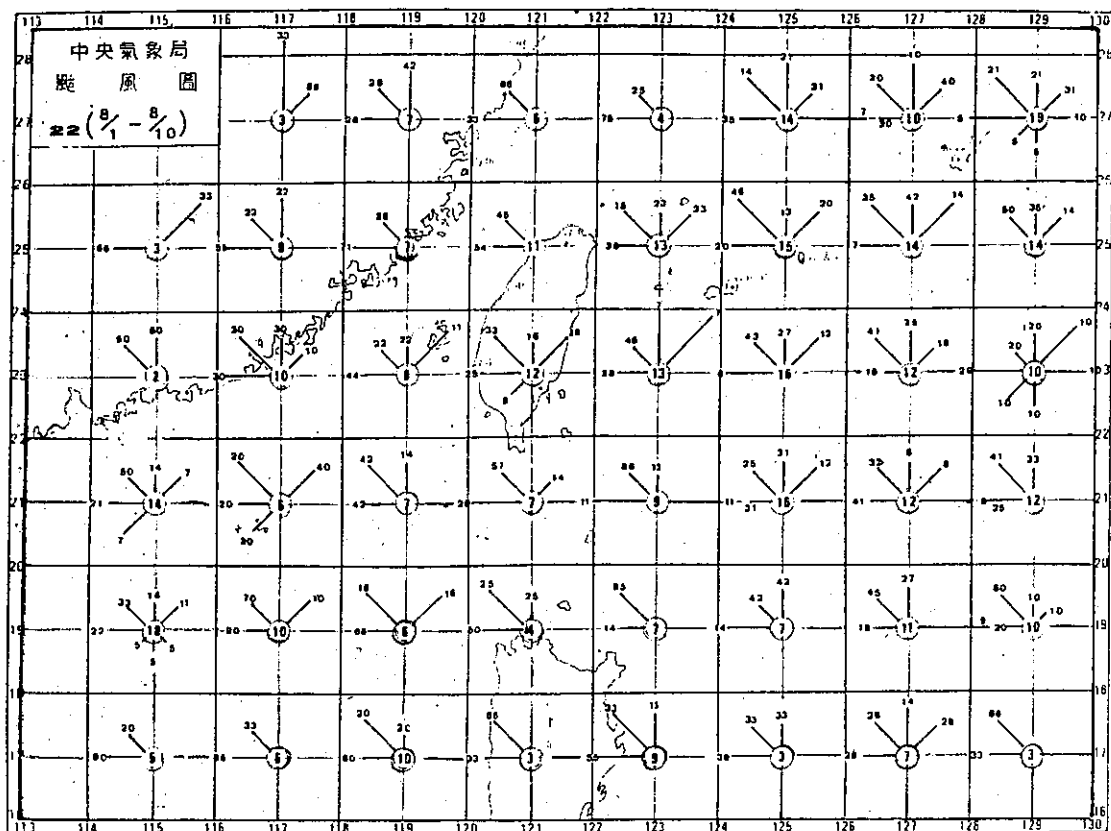


圖3 第22旬颱風平均移動向量分布圖 (1884—1979)
Fig.3 The distribution of mean vector percentage of typhoon movement for the 22nd decade (1884—1979).

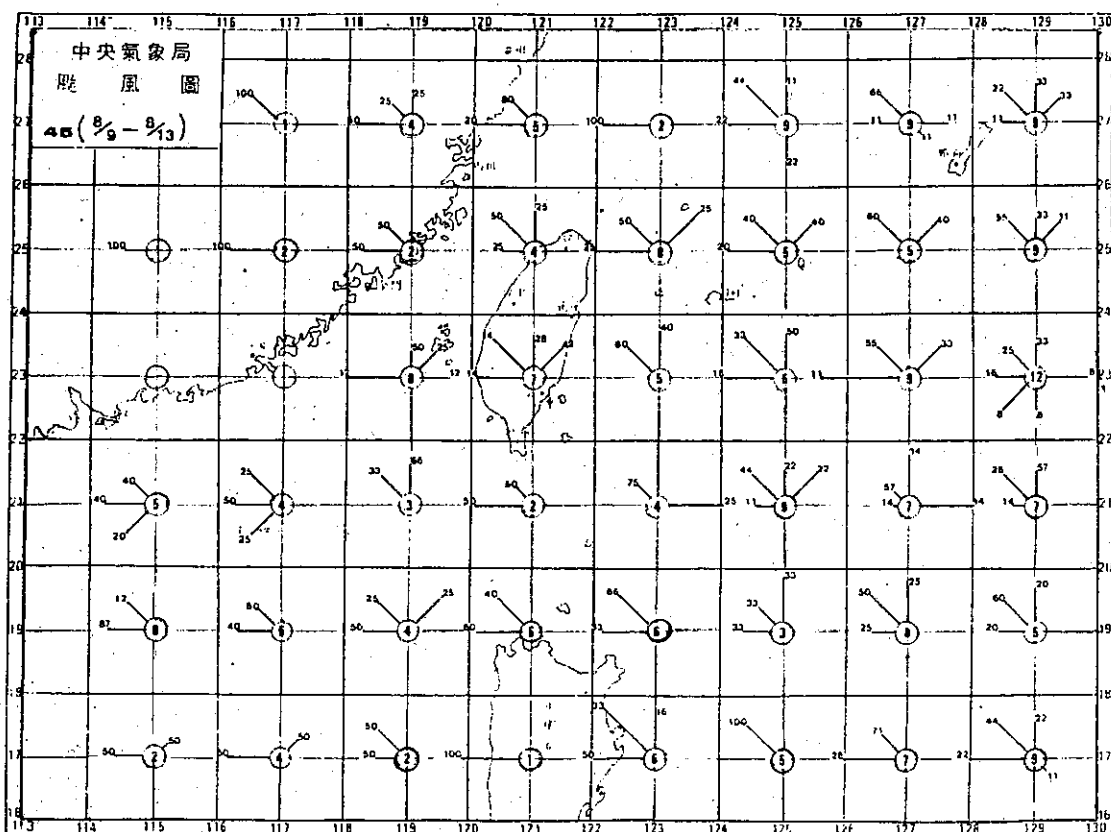


圖4 第45候颱風平均移動向量分布圖 (1884—1979)
Fig.4 The distribution of mean vector percentage of typhoon movement for the 45th pentad (1884—1979).

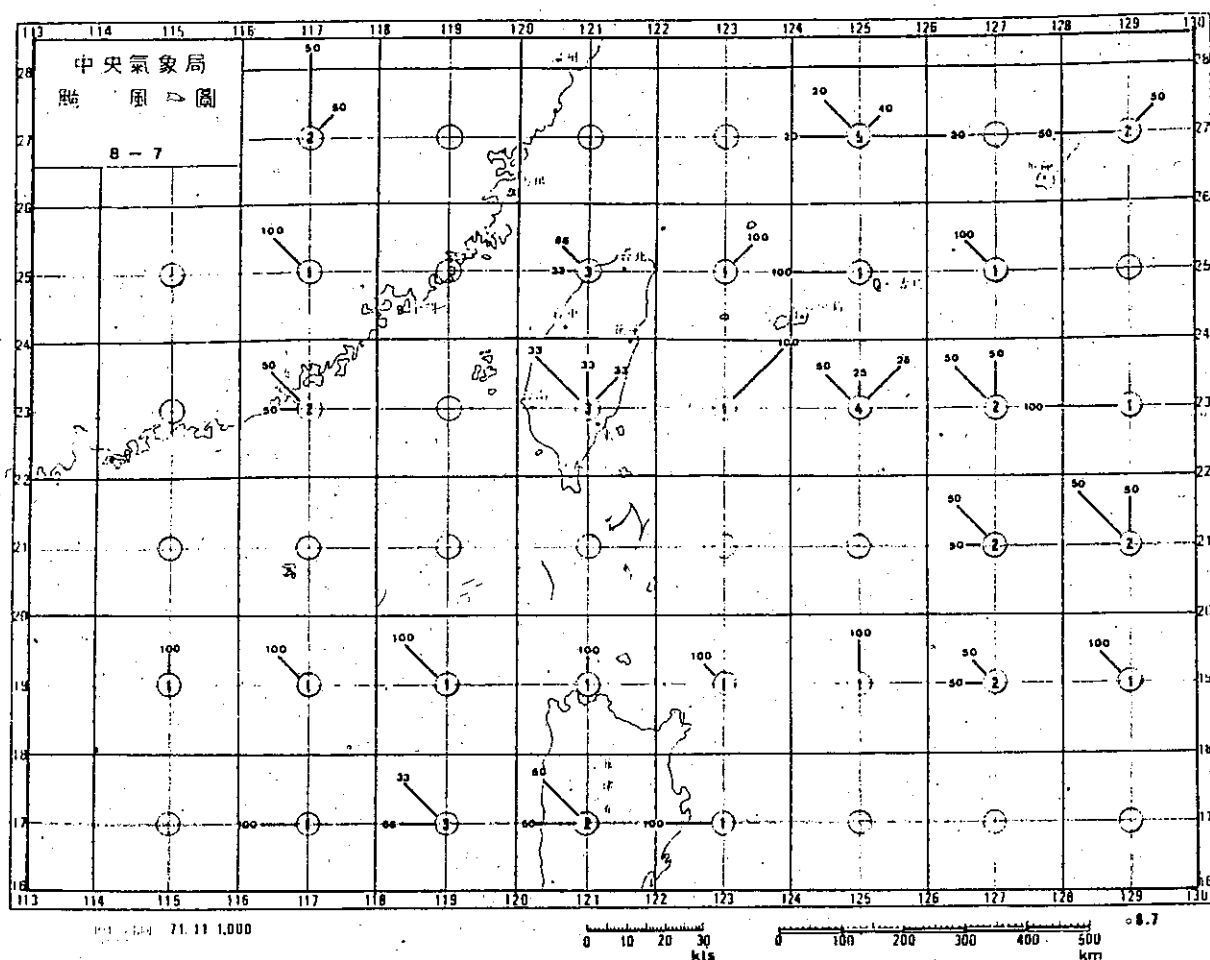
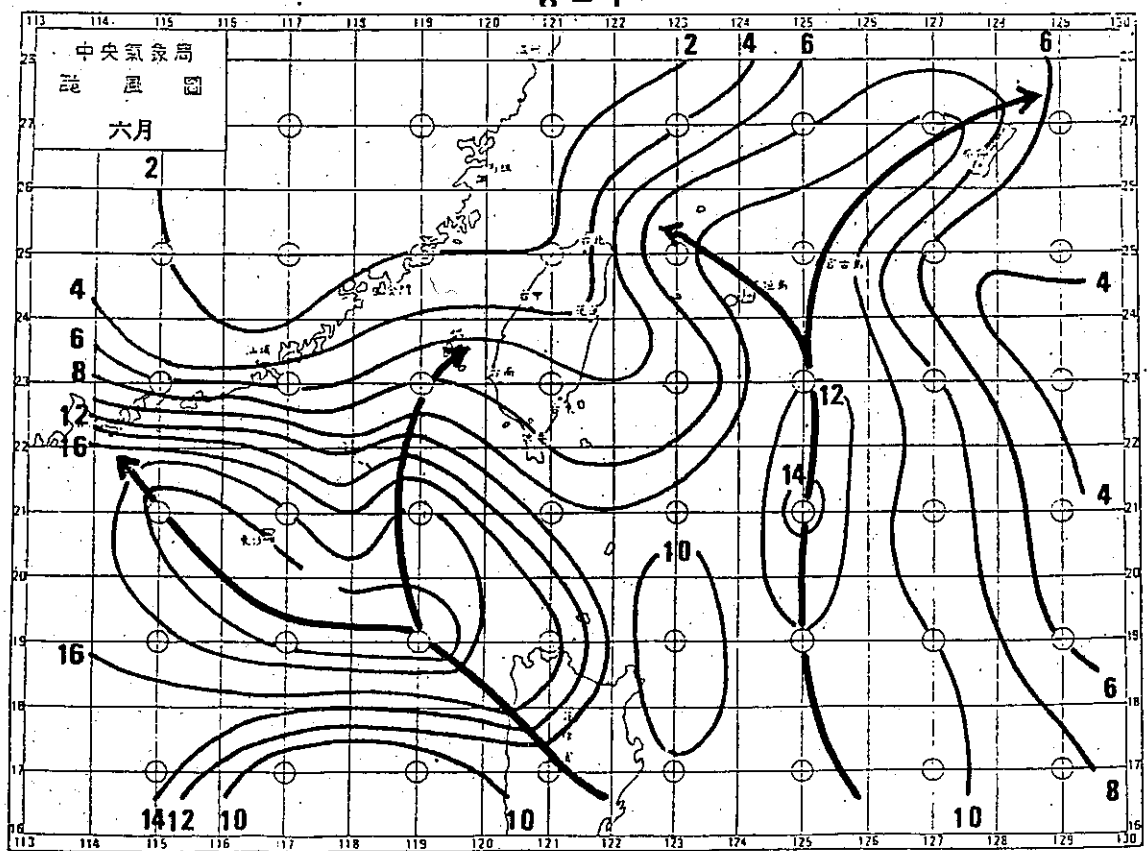
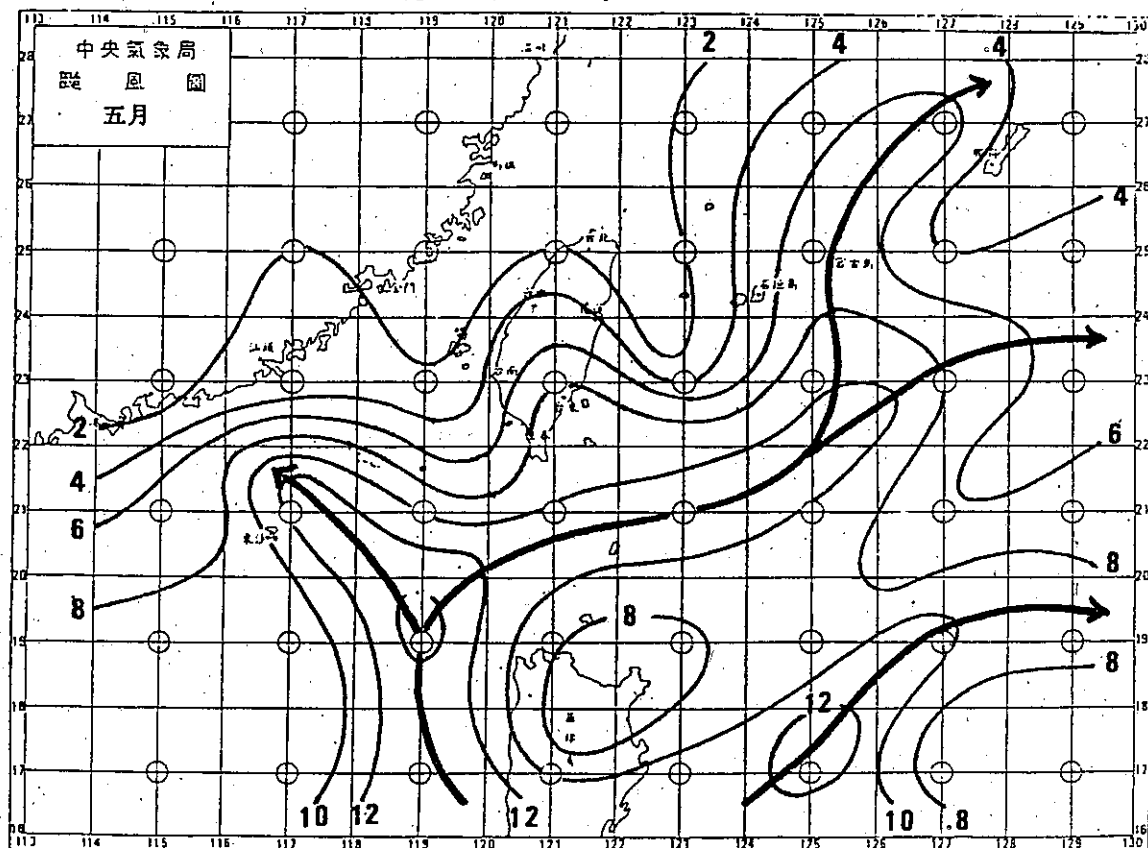
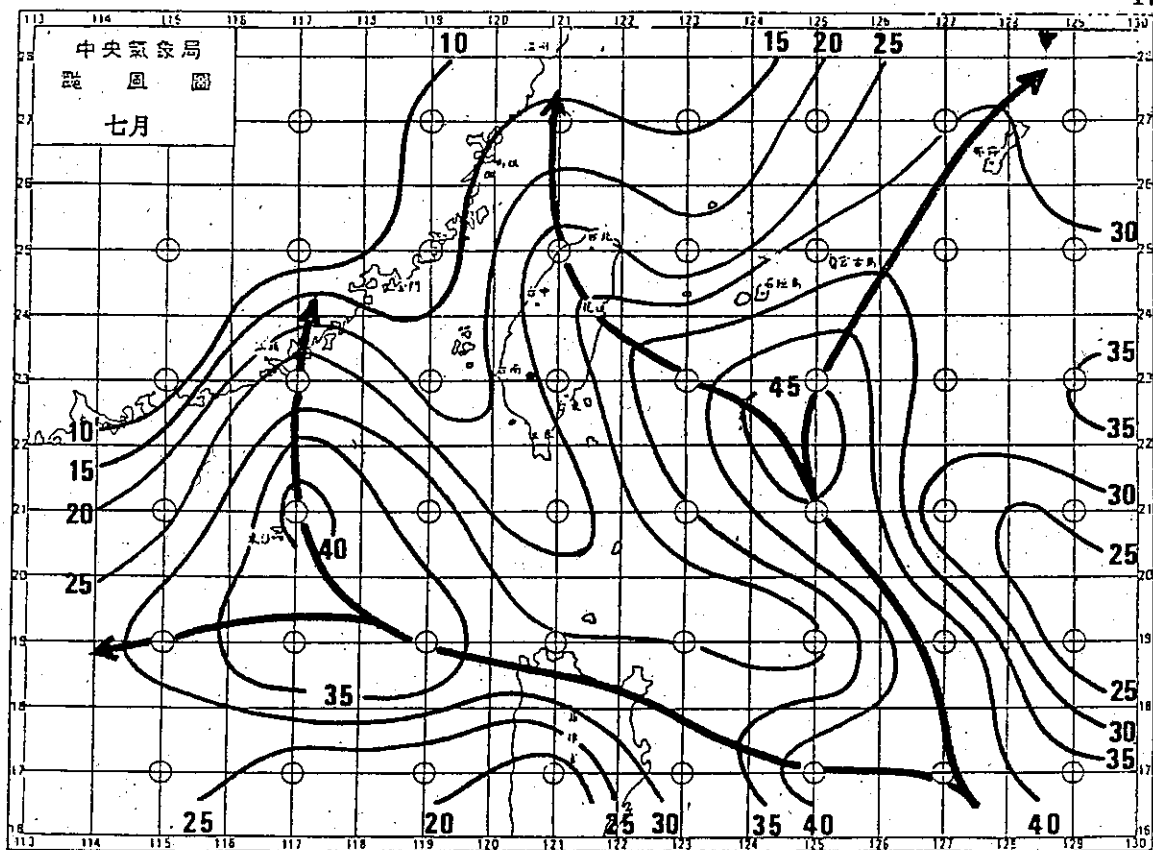


圖 5 8月7日颱風平均移動向量分布圖 (1884~1979)

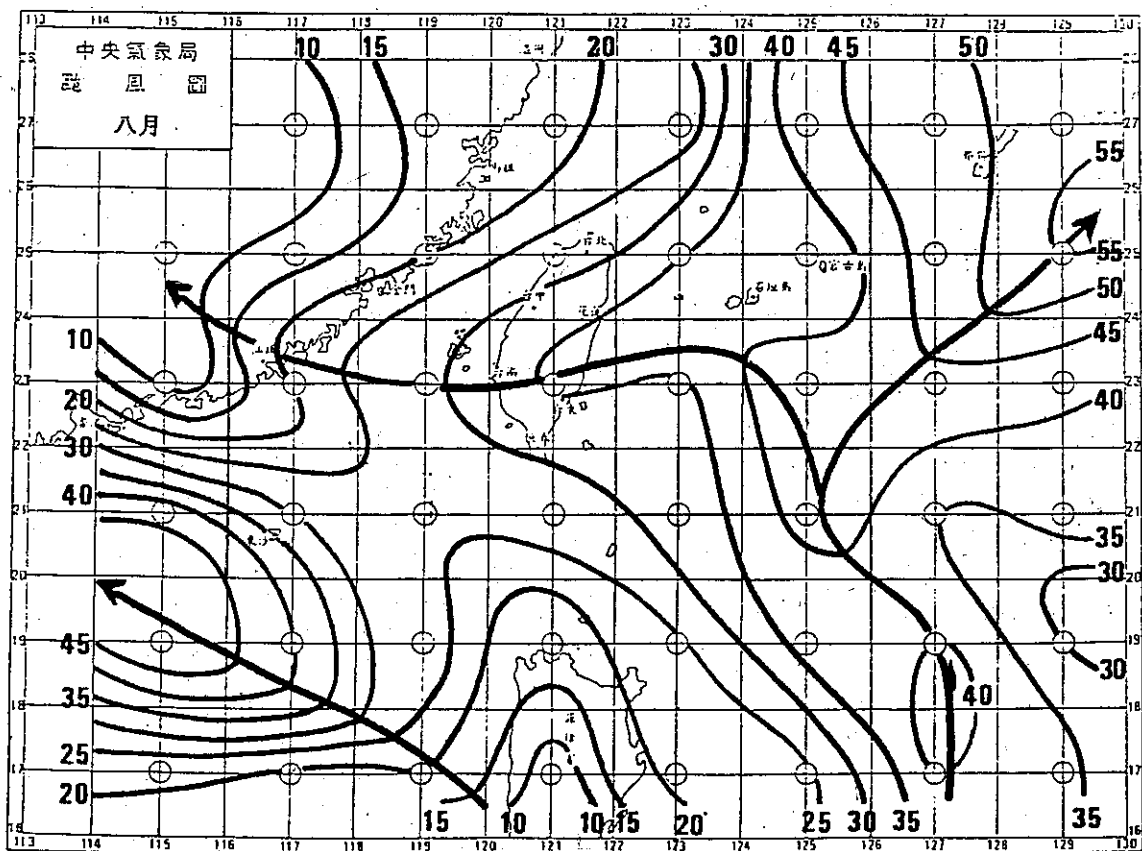
Fig 5 The distribution of mean vector percentage of typhoon movement for the seventh of August (1884-1979)

圖 6 5—11月份主要颱風路徑 (粗實線)
Fig.6 The monthly major tracks (thick line) of typhoons from May to November.





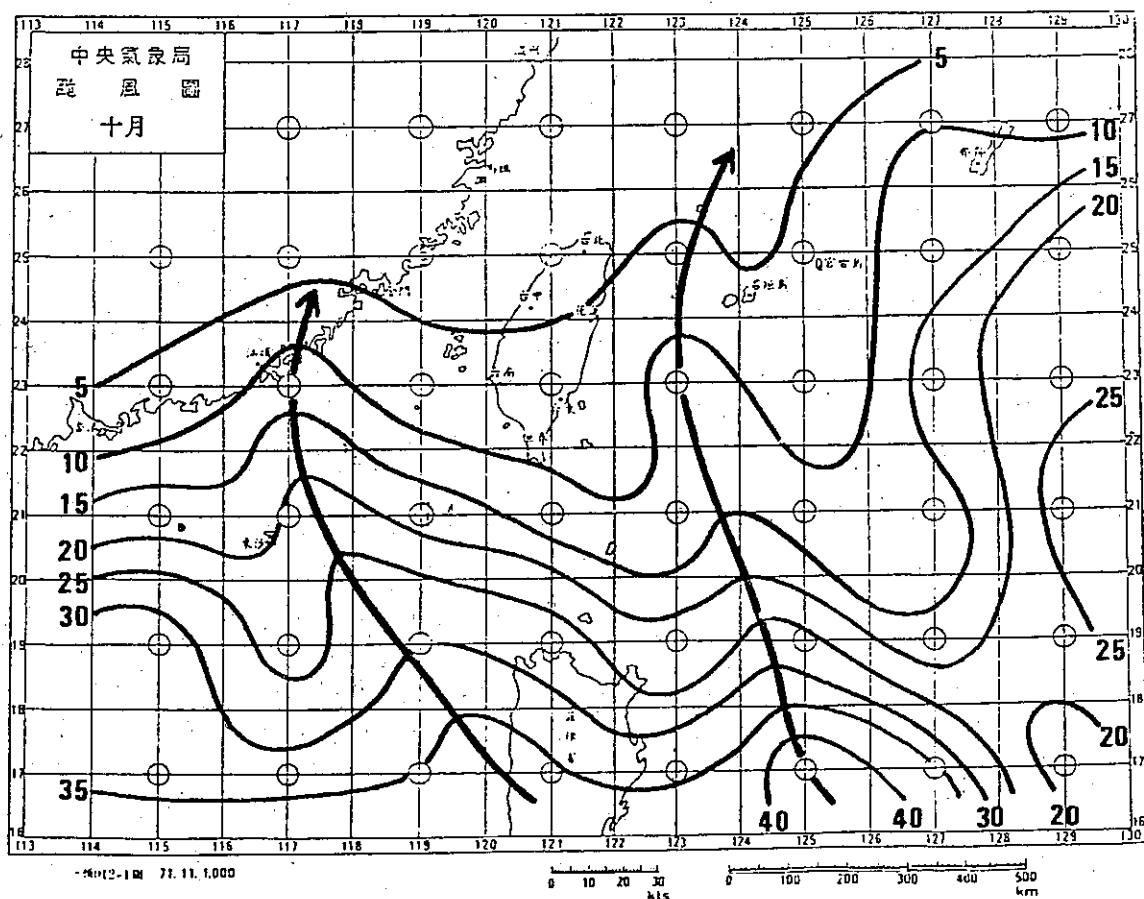
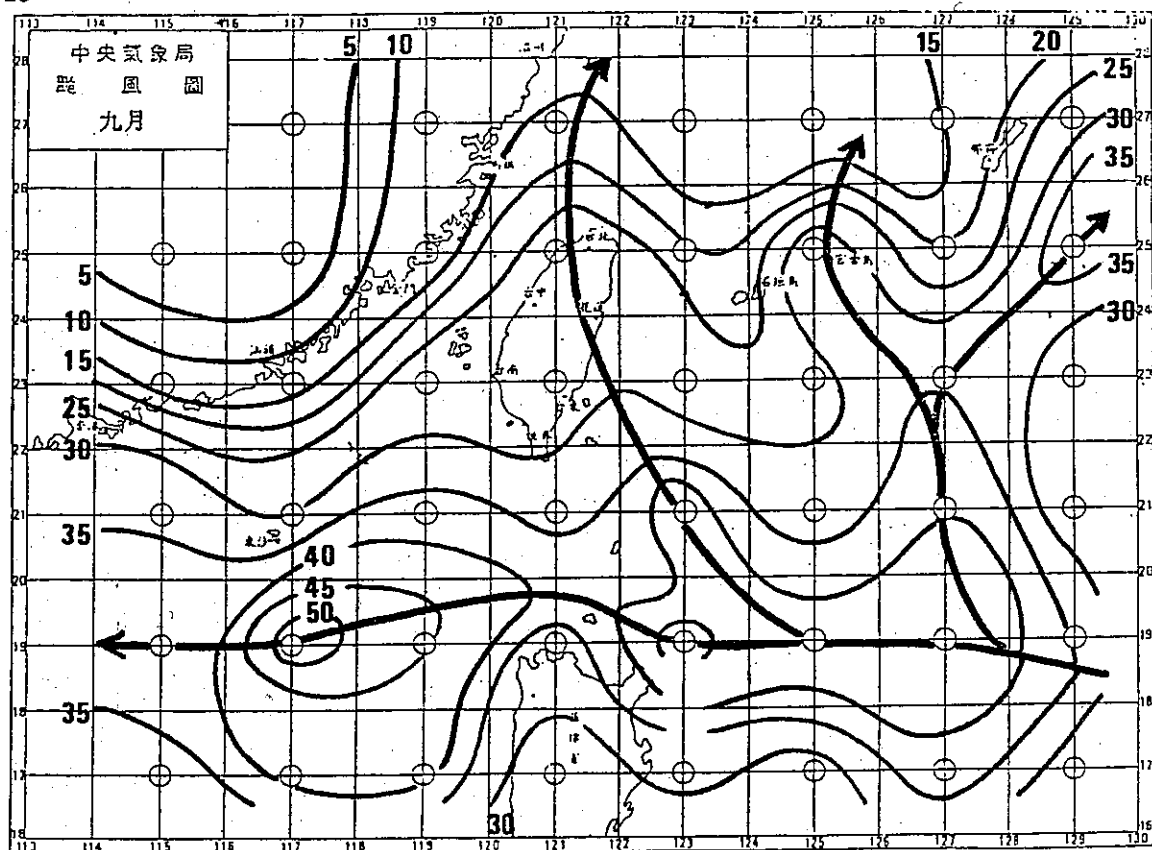
6 - 3



比例尺 1:1,000,000

0 10 20 30 40 50
kts
0 100 200 300 400 500
km

6 - 4



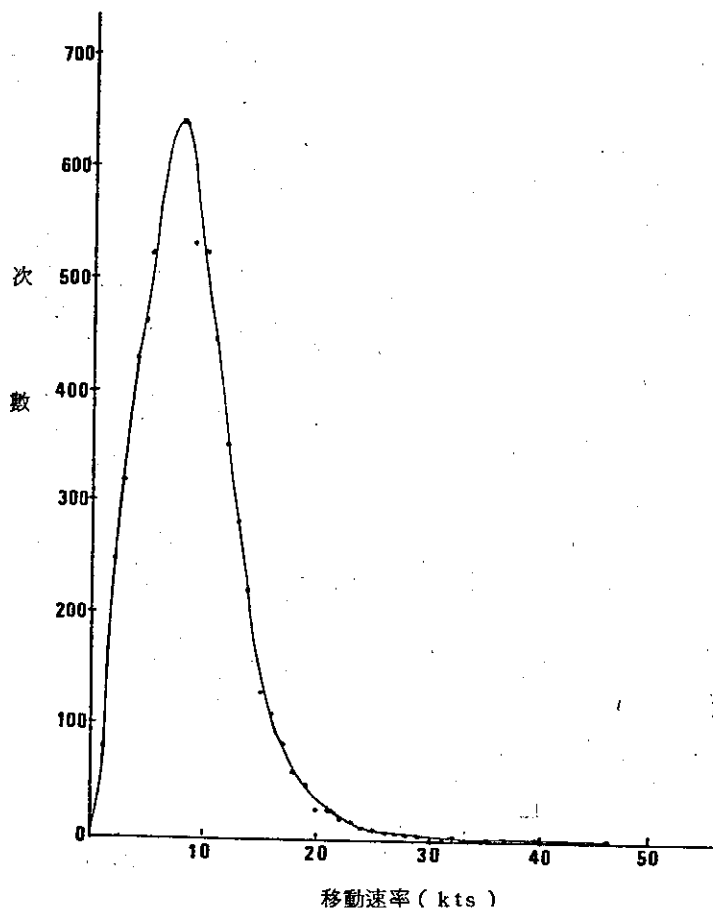
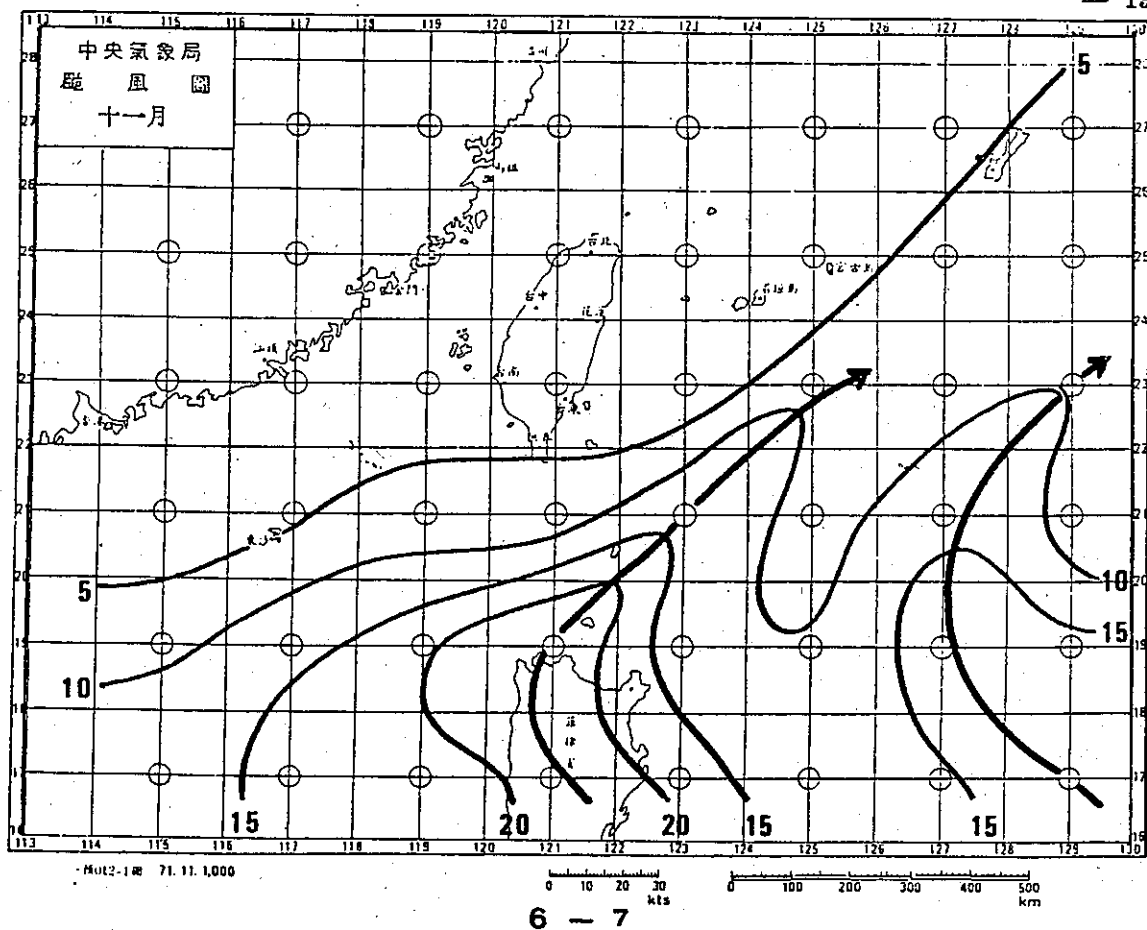


圖7 颱風各移動速率發生次數之頻率分布圖 (1884—1979)

Fig.7 The distribution of moving speeds of typhoons (1884—1979)

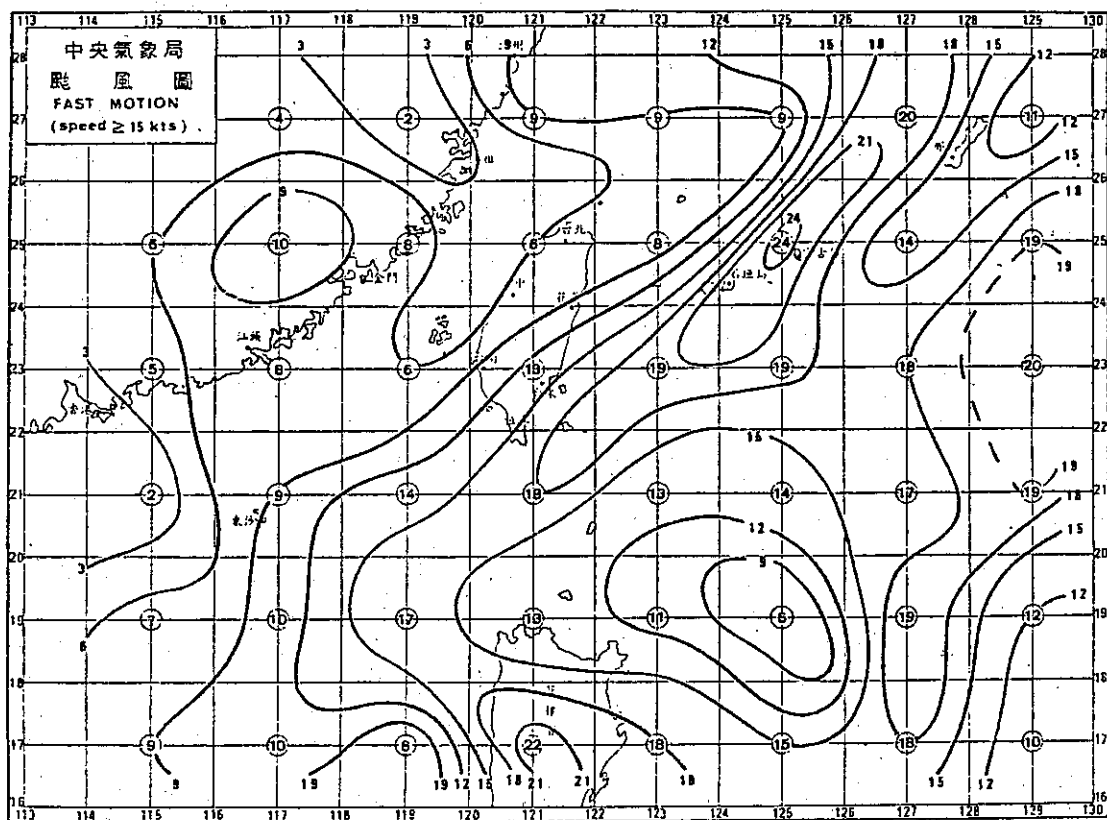


圖 8 快速運動 (≥ 15 kts) 颱風發生頻率之空間分布圖 (1884—1979)

Fig 8 The spatial distribution of the fast moving typhoon (≥ 15 kts) (1884—1979)

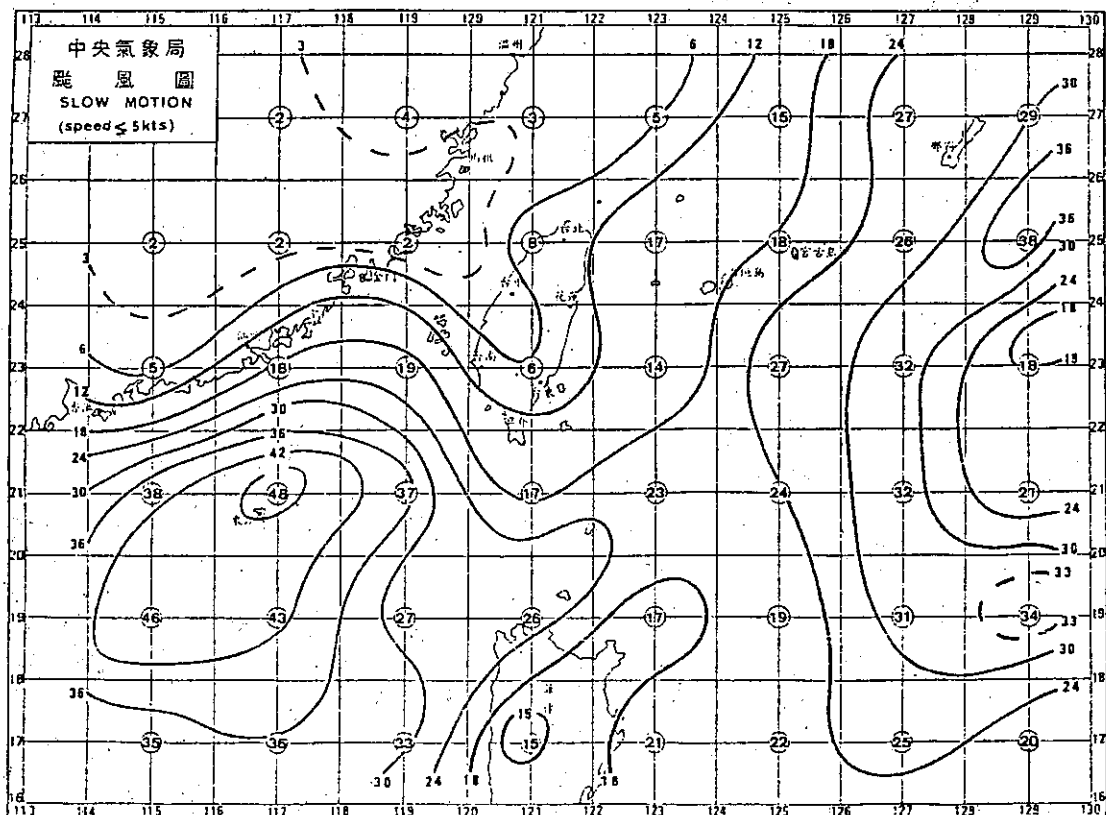


圖 9 慢速運動 (≤ 5 kts) 颱風發生頻率之空間分布圖 (1884—1979)

Fig 9 The spatial distribution of the slow moving typhoon (≤ 5 kts) (1884—1979)

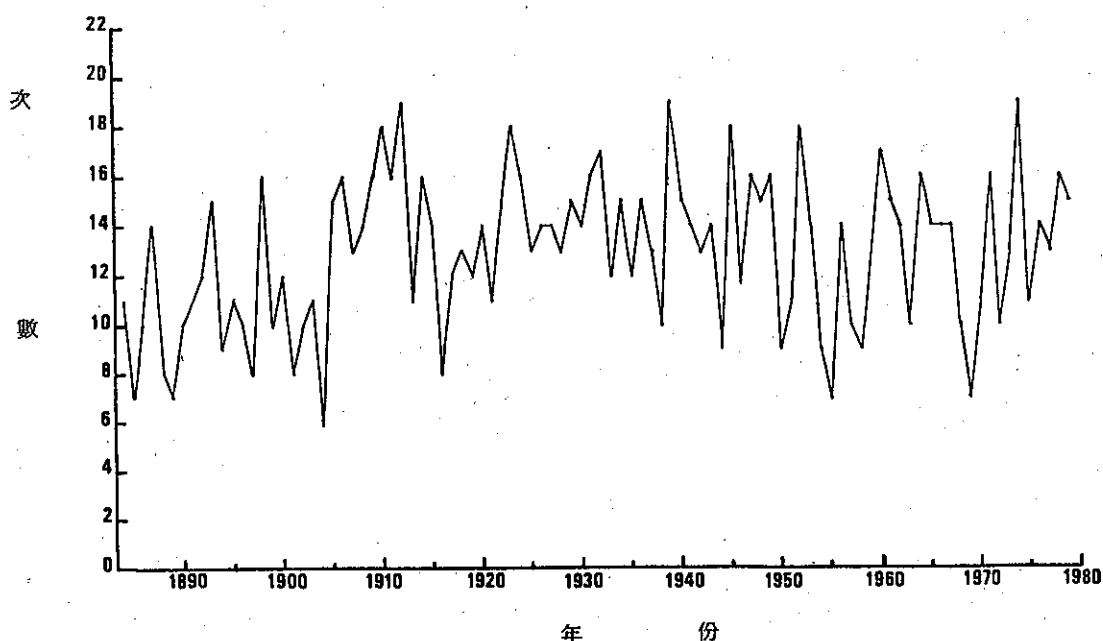


圖10 北太平洋西部及南海地區各年出現颱風之次數 (1884—1979)

Fig. 10 The distribution of the occurrence of typhoon over western North Pacific Ocean (1884—1979)

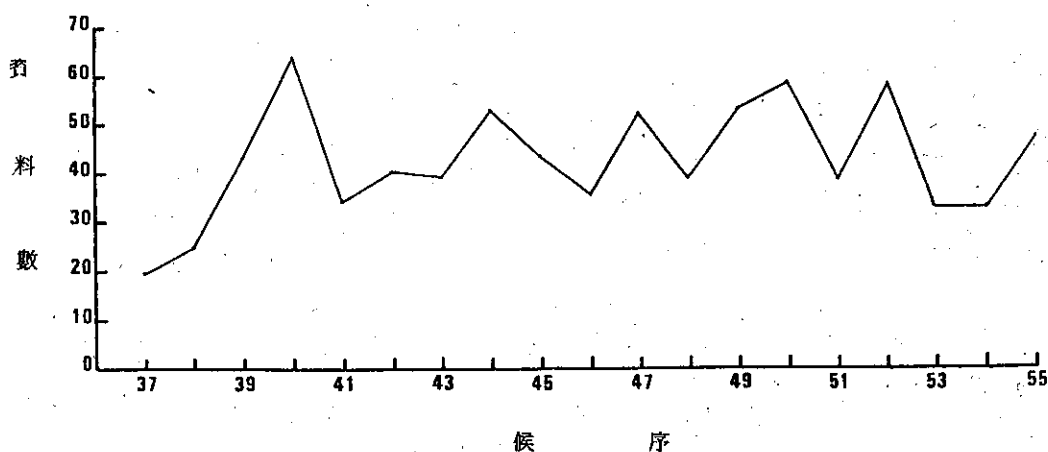


圖11 夏季各候颱風於臺灣及其附近海域出現之颱風資料數 (1884—1979)

Fig. 11 The distribution of the occurrence over Taiwan region in summer season (1884—1979)

保密防諜。

人人有責。

匪諜自首。

既往不究。

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，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爲主體，每篇以五千字爲佳，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，但後表時得用筆名。
- 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、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加要點。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、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，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、來稿一經刊登、當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

副熱帶高壓

Some Aspects of Structure of Subtropical High and Its Relation to the Weather in Summer in Japan

譯自：中西盈—亞熱帶高氣壓，季節預報指針(下卷)，第11章。

徐晉淮 劉明揚譯

Chin-huai Hsu Ming-yang Liou

一、前言

在副熱帶地區，一年中經常存在有一東西向延伸的長型暖心高壓，此高壓明顯的出現在每日天氣圖，或旬月的平均天氣圖上，持續性強，一般稱之為副熱帶高壓。

春季到夏季間，副熱帶高壓的中心逐漸北上，並對中緯度地區的天氣造成很大的影響，特別是在日本附近的梅雨期、夏季及颱風期間的天氣影響甚大。故其每年的動向預報，為長期預報的主要課題，然而目前尚無法完全了解副熱帶高壓的結構或特性。近年來由於北半球有較多的氣象資料，而各方面亦希望更詳細的研究副熱帶高壓，所以 1966~1969 年間的長期與短期預報技術研討會上，就以副熱帶高壓為主題，進行調查，以下為這個調查結果的綜合報告。

二、大氣環流與副熱帶高壓

(一) 大氣環流模式中的副熱帶高壓

Hadley (1686 年) 首先以熱的對流解釋信風，1735 年再加入地球自轉的影響，Maury 又於 1855 年，首先以這些理論描繪地球上大氣的運動模式。在 Hadley 時期認為大氣在赤道附近上升，極地附近下降，所以當時對於副熱帶高壓的認識不多。但在 Ferrel (1856 年) 改良 Maury 的模式(如第 1 圖)中，以子午面的三個循環，說明對流旺盛的低緯度與冷氣下降的高緯度，各有一直接環流，在兩個直接環流間，並存在一間接環流，因此低緯度的直接環流與中緯度的間接環流間，即存在有氣流的下降地帶，此即為副熱帶高壓形成的原因。

以後 Ferrel 又參考 Hadley 等之環流模式，修改其模式，成為高層有赤道流向極地的氣流，中

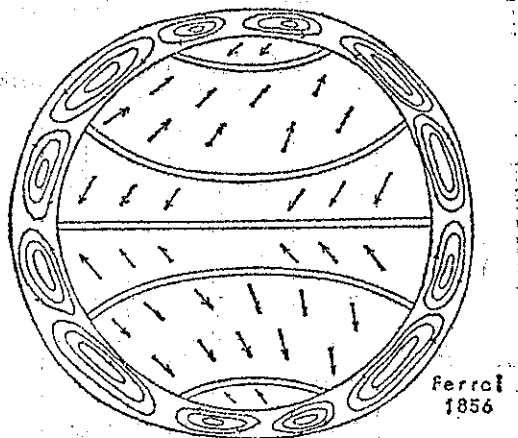


圖 1. 大氣環流 (取自 Ferrel)
Fig. 1. Atmospheric circulation (after Ferrel).

層有極地流向赤道的氣流，而下層在副熱帶高壓相對的地區，為無風的乾燥地帶，表示此地區的氣流為南北向輻散。

近年來，V. Bjerknes (1937 年) 提出包含鋒面系統的環流模式，Rossby (1945 年) 強調三胞的模式，Flohn (1950 年) 及 Palmén (1951 年) 又相繼提出個別的模式，如第 2 圖為 Palmén 的模式。從以上所述，大氣環流模式雖然隨觀測資料的不斷充實而修改，但由 Ferrel 到近年來所提出的一連串模式中，皆可以看出，低緯度子午面的直接環流中，在緯度 30 度附近，存在有強烈下降氣流，這種現象在 Mintz 的海平面氣壓的緯度分布圖(如第 3 圖)，可以明顯的指出副熱帶地區有形成高壓的條件。

(二) 胞狀副熱帶高壓

依據子午面的大氣環流圖，低緯度下層的空氣受熱上升以後，向北移動，而全球所有低緯度的上

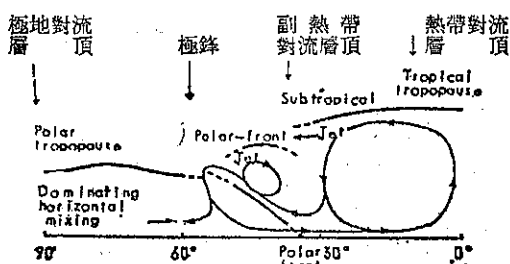


圖 2. 北半球冬季子午環流示意圖
(取自 Palmén)

Fig. 2 Schematic diagram of mean meridional circulations during winter, northern hemisphere (after Palmén).

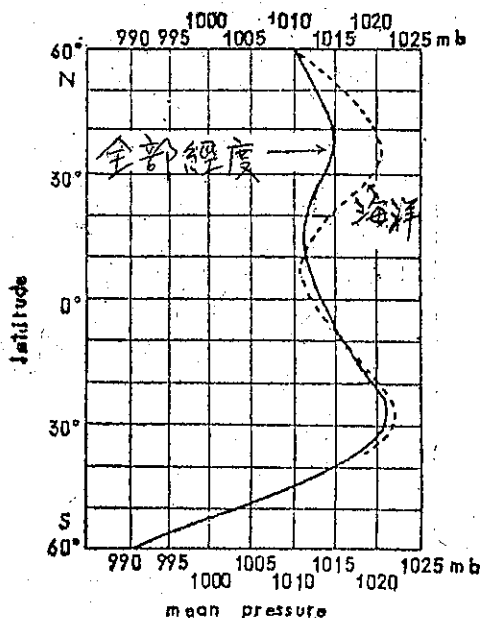


圖 3. 七月海平面緯向平均氣壓的分布
(取自 Mintz)

Fig. 3 Profiles of the zonal mean pressure for July (after Mintz).

空皆吹南風(北半球)，這種現象無法以地轉風解釋，因此 Exner (1925 年) 提出高壓與低壓相互的水平模式配備(如第 4 圖)，依此模式，副熱帶高壓分裂為數個胞，與實際觀測結果非常吻合，所以這種擾動的存在，即為大氣環流的自然現象，而 V. Bjerknes 也提出包含擾動的模式，說明極地冷氣流，亦可以流到赤道附近。

另 Starr (1948 年) 以角動量傳導的關係，說明副熱帶高壓胞的軸，非東西向，而是東北東至西南西的走向，此現象與實際天氣圖上的高壓吻合。

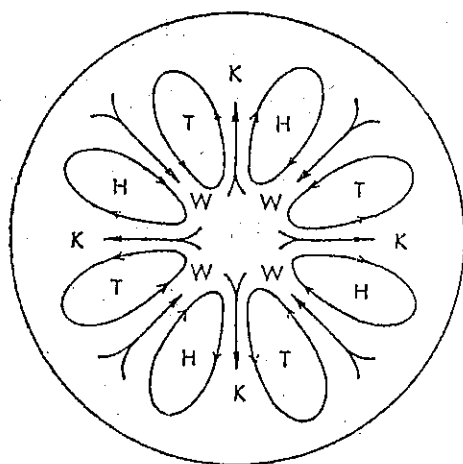


圖 4. 大氣環流模式。(取自 Exner)

Fig. 4 Model of atmospheric circulation (after Exner).

第 5 圖為 Mintz 提出之垂直和水平的環流模式，顯示副熱帶高壓中，空氣粒子的軌線，西側高東側變低，表示直接環流有熱的傳送，及有數個胞之說法。

由以上所述，副熱帶高壓可以概略描述為一帶狀高壓帶，並含有數個高壓胞。

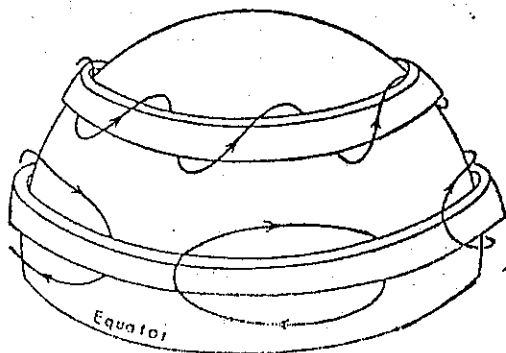


圖 5. 副熱帶高壓帶之子午環流和中緯度噴射氣流示意圖。(取自 Mintz)

Fig. 5 Scheme for meridional circulation in subtropical high-pressure belt and jet streams in the middle latitudes (after Mintz).

帶狀風的平均分布

以上所述之各種大氣環流模式與副熱帶高壓之關係，如 Halley 的貿易風論，係根據海盜 Sidi-Ali 的航海日誌引出，而 Palmén, Miniz 等模式，亦由於噴射氣流 (Jet Stream) 的發現才產生，所以觀測資料非常重要，故繪出帶狀風的平均

分布圖（如第6圖），由圖中可看出，北半球夏季時， 30°N 附近為東西風的界面，並由地面伸展至 100 mb 面，表示高壓在 100 mb 之高度尚存在，

此界面由地面至 300 mb 面漸向南傾斜， 300 mb 以上則向北急傾，平均圖上如此分布，但事實上，每個經度皆不一致，將於後面詳述。

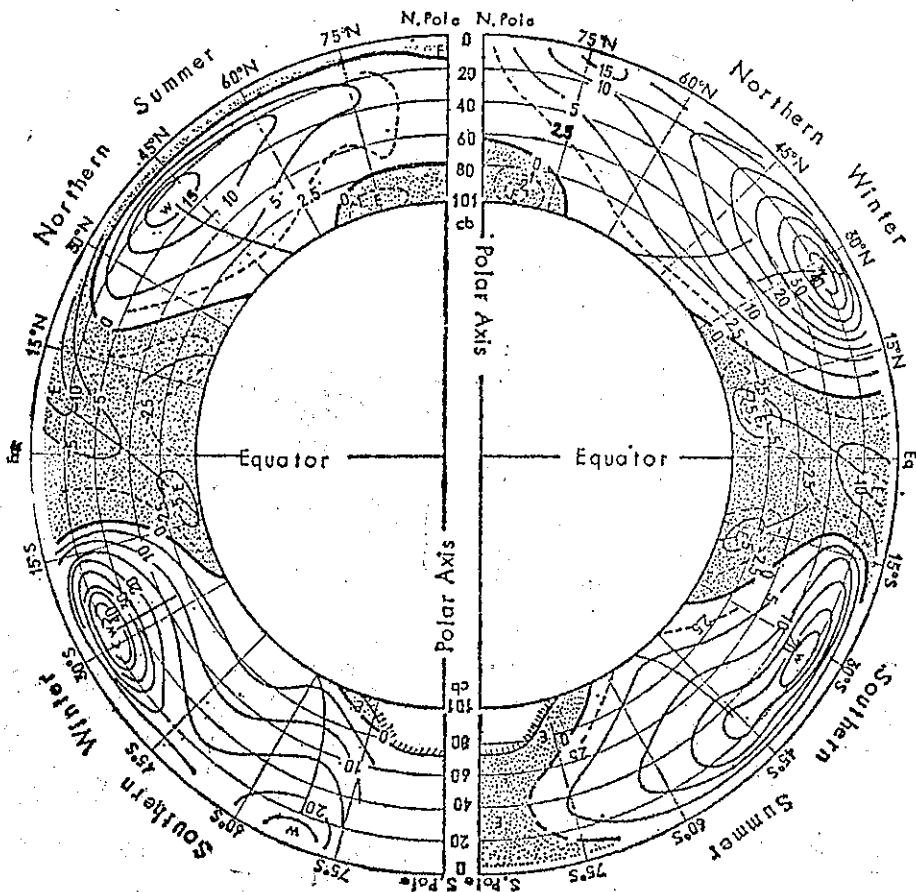


圖 6. 冬季與夏季各經度的正常緯流或沿所有經度平均之緯流風。(取自 Mintz) (m/s)

Fig. 6 The normal zonal circulation, or mean zonal wind averaged over all longitudes, in summer and in winter (m/s) (after Mintz).

三、從累年的月平均圖分析副熱帶高壓

由 Ferrel 到 Palmén 這一段期間的大氣環流圖，可以看出中緯度地區，存在有高壓帶，Starr 等又指出，此高壓帶分成數個胞，故本節應用累年平均圖分析：(1)高壓胞的確實位置在何處；(2) Mintz 剖面圖（如第6圖）中，副熱帶東西風的界面，可達到對流層頂，與實際觀測平均圖是否吻合。

(一)各層高壓胞的季節變化

第7圖為 $25, 100, 300, 500, 700, 850\text{ mb}$ 及地面高壓1月及7月累年的月平均圖，以下分析各層高壓胞的季節變化。

(1) 25 mb 面的高壓

夏季平流層，極地中心為廣大的高壓所籠罩，此高壓在5月出現，7月至8月為最盛期，9月極地出現低壓，中緯度則尚殘存有高壓帶，10月以後，此環狀高壓逐漸南下減弱，但並未完全消滅。

冬季時，高壓帶中在東太平洋地區出現高壓胞，正好與夏季地面天氣圖上的東太平洋高壓一樣，春季時，極地低壓迅速衰滅，5月再度形成極地高壓，平流層在冬季中緯度出現高壓帶的特徵，正好與地面完全相反。

50 mb 面的變化大致與 25 mb 面同，惟極地高壓於6月形成，8月崩潰，即極地高壓存在的期

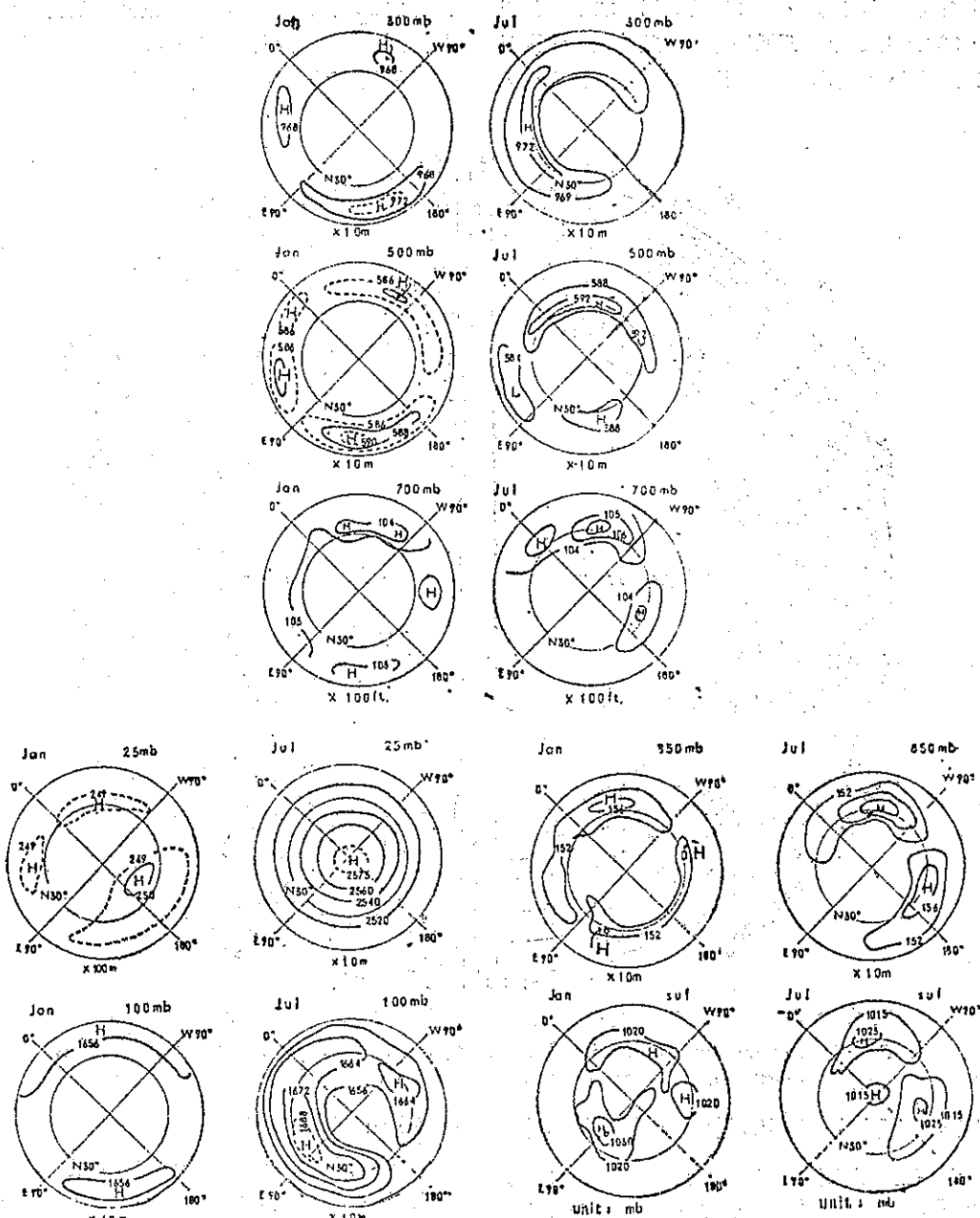


圖 7. 25, 100, 300, 500, 700, 850 mb 及地面 1 月及 7 月反氣旋位置的累年月平均圖。

Fig. 7 Position of anticyclones at selected levels on the normal charts.
 25 mb, 700 mb (U. S. Weather Bureau)
 100 mb, 300 mb, 500 mb, 850 mb (Free Univ. Berlin)
 surface (J. Bjerknes)

間較 25 mb 面短。

因此在平流層，從夏季到冬季的變化為極地高壓崩潰後，極地低壓發展，而環狀高壓帶自中緯度向低緯度南下。另一方面從冬季到夏季的變化，並非高壓帶北上而形成極地高壓，而是極地低壓迅速衰

減，極地高壓即發展形成。

(2) 100 mb 面的高壓

此層的特徵為夏季在西藏附近形成強大高壓，冬季則以西太平洋和大西洋的低緯度為中心，存在兩個帶狀高壓。而極地附近，全年大略為低壓部

分，也不會出現夏季平流層的極地高壓。

其次討論西藏高壓的發展過程，冬季時，100 mb 面上的西太平洋高壓胞，到4月左右都沒有很大的變化，5月時，此胞迅速西移到印度附近，6月稍微北移到印度北部，7月8月發展成熟後，變成強大的西藏高壓，9月10月後漸漸衰減而南下，另一方面，在日本本州的南方海上，產生一高壓胞，到了11月此高壓胞開始明顯，變成日本南方海上的高壓，而西藏高壓胞消失，變成冬季的情況。相對的，在西藏附近高壓發展成熟的時期，北美洲附近，於6月~10月亦另外產生一獨立的高壓胞。

在100 mb 面高壓胞的季節變化中，必須注意4月至5月高壓的西進，因平流層(25 mb 面)5月為極地高壓的形成時期，此時期100 mb 面上低緯度高壓胞正好西進，故表示北半球在5月間開始夏季的環流。

根據500~100 mb 面厚度的變化(如第8圖所示)分析，對流層頂的氣溫變化，西藏高原3月至4月為冷源的作用，4月至5月開始為熱源的作用(和田1968年)，因此在100 mb 面上高壓胞迅速西進，隨後繼續受熱源的作用及高原的影響，使高壓北移並發展。

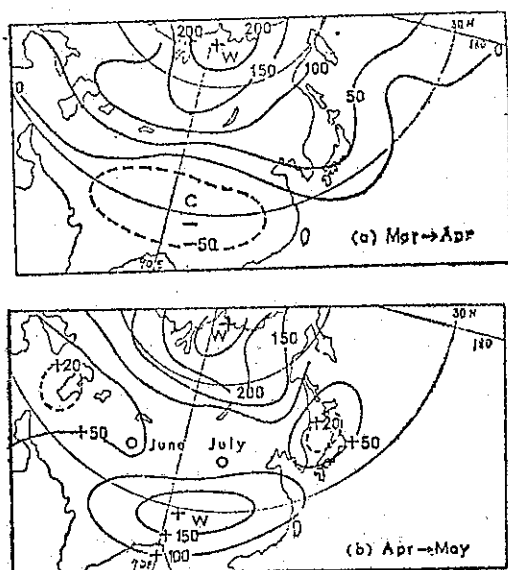


圖 8. 月平均 100~500 mb 面的厚度變化

Fig. 8 Monthly mean normal 100-500 mb thickness change (m).

(3) 300 mb 面的高壓

300 mb 面上，冬季12, 1, 2, 3月時，分為低緯度三個高壓帶，位於西太平洋、非洲及加勒比海，以西太平洋的高壓帶最強。

春季時，位於非洲的高壓增強，並與西太平洋及加勒比海者相連接，使北半球3/4的地區，全為此馬蹄型高壓帶所籠罩，夏季時，此馬蹄型高壓帶稍微增強並北移，大致上無大變化，11月時，加勒比海高壓分離，12月回復到冬季三個高壓帶的狀態。

300 mb 面，在冬季顯著出現三個高壓帶，而平流層於5月形成極地高壓，正好與馬蹄型高壓帶的形成時間一致。

(4) 500 mb 面的高壓

全年中500 mb 的低緯度大致為3~4個胞所形成的高壓帶。冬季時，有西太平洋、阿拉伯海(或印度)、非洲及加勒比海等四個高壓胞，以西太平洋高壓帶最強，非洲高壓於冬季最弱，但3月以後開始發展，5月時向東西伸展，並與加勒比海及阿拉伯海的高壓連接，較西太平洋高壓為大。

夏季有位於非洲至北美洲的高壓帶及西太平洋高壓帶，而在西藏附近及中太平洋出現鞍型或槽線，夏季過後，高壓帶又分裂為4個，開始時，分別位於北美洲、大西洋、非洲及太平洋，到10、11月北美洲的高壓向東太平洋移，非洲高壓則移至阿拉伯海，12月以後，在東太平洋的高壓消失，而在非洲形成弱高壓，再度回復到冬季形態。

(5) 700 mb 面的高壓

700 mb 面的高壓不明確，大致為冬季6個，夏季3個。冬季的6個為太平洋與大西洋各2個，非洲與印度附近各1個；夏季時，太平洋與大西洋皆各合併為1個，另在印度附近的高壓亦消失，僅剩3個。

700 mb 面高壓的季節變化很複雜，其中太平洋的高壓變化較大，3月合併後，6月分裂，7月再合併，而於9月再分裂，然後於12月出現短暫3個高壓胞。

(6) 850 mb 面的高壓

850 mb 面除了冬季出現在西太平洋的高壓胞外，大致上與地面狀況類似，即冬季在東、西太平洋與大西洋各存在顯著的高壓胞，及位於非洲與阿拉伯海的不明顯高壓胞，隨季節變動，在西太平洋的高壓東進，與東太平洋的高壓逐漸合併，而位於

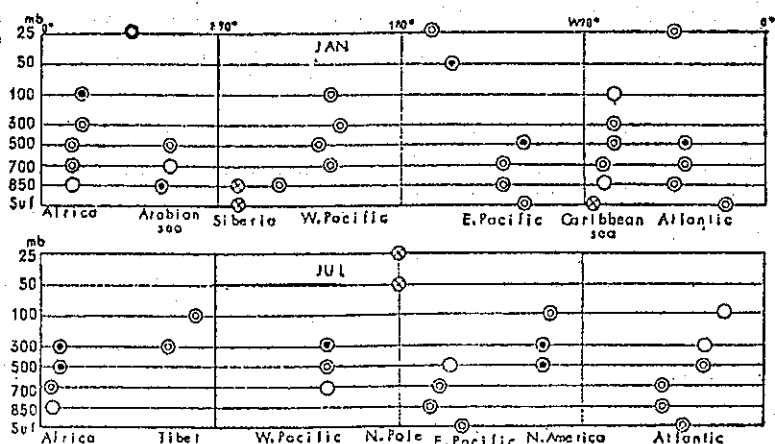


圖 10. 1 月及 7 月高壓胞中心的垂直分布圖。

Fig. 10. Vertical distribution of the centers of high cells on the normal charts for January and July.

● : most reliable 最可信 ○ : uncertain 不確實
◐ : reliable 可信 ⊗ : the other highs 其他高壓

(三) 高度與厚度的垂直分布

從高壓胞的分析知道北半球有 6 個高壓，夏季

時，上、中、下層各存在二個高壓，以下以 30°N 線的高度及厚度分析高壓的垂直構造，故以累年平均高度繪出 30°N 線 7 月份的高度分布，如第 12 圖，

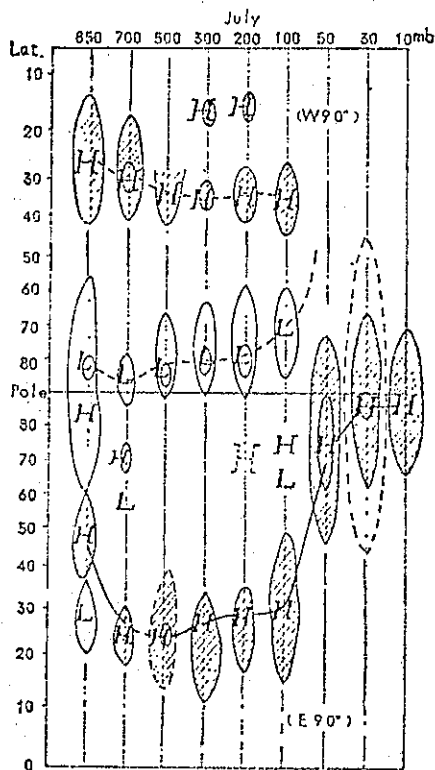


圖 11. 沿 $90^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{E}$ 經度，7 月高壓和低壓的垂直分布。

Fig. 11 Vertical distribution of high and low along the $90^{\circ}\text{W} \sim 90^{\circ}\text{E}$ longitudes through the atmosphere for July.

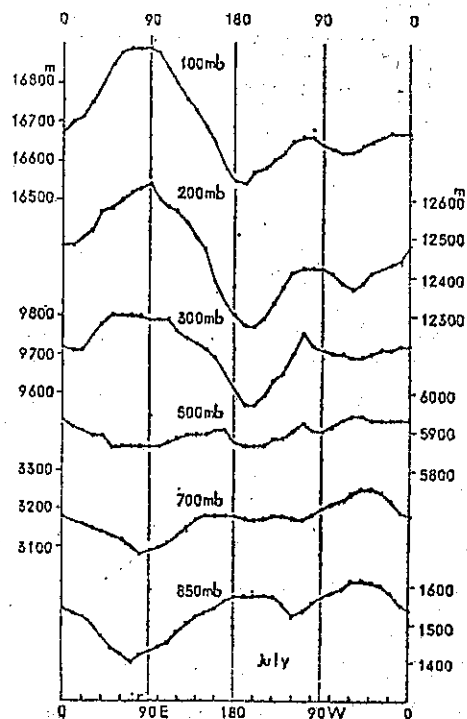


圖 12. 沿 30°N 選定之等壓面上 7 月分高度的經度分布 (資料時間 1951~1960)。

Fig. 12 Longitudinal distribution of monthly mean normal height along 30°N at selected levels for July (1951-1960).

及厚度分布如第 13 圖，由高度圖知，西藏附近的高壓出現在 300 mb 面以上，其範圍很大，而同層位的北美洲高壓，則存在於 500~100 mb 面間，以在 300~200 mb 面間最顯著。屬下層高壓的東太平洋高壓，在 700 mb 面已不明顯，500 mb 面亦然，在 300 mb 面則已消失。屬中、上層高壓的非洲高壓，出現在 500~300 mb 面，而西太平洋高壓僅在 500 mb 面上稍有高壓型態的傾向。

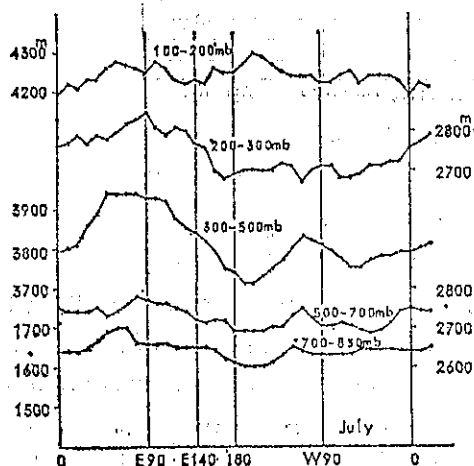


圖 13. 說明同圖 12, 但為厚度。

Fig. 13 Same as Fig. 12, but for thickness.

再以第 13 圖氣層的平均氣溫厚度圖，分析各高壓的垂直構造，西藏高壓附近，在 300~500 mb 面間有向東西向伸展的高溫帶，200~300 mb 面間，在 90°E 附近亦有顯著的高溫區，可以判斷西藏附近高壓的存在，係由 200~500 mb 面間的高溫所維持；北美洲的高壓（110°W 附近），在 700~300 mb 面間變高溫，再高層以上則無高溫存在的傾向，因此兩者在 100 mb 面上各有獨立的高壓胞，但西藏高壓比北美洲高壓達到較高層，即其規模較大。東太平洋高壓的上層（嚴格說，並不是指高壓中心的上層狀況）在 300~500 mb 面間出現極低溫區，在 850 mb 面即已存在低溫的傾向，故東太平洋高壓為冷心下層高壓，另在大西洋高壓的上層 700~200 mb 面間也有低溫區的存在，但無東太平洋高壓顯著。西太平洋和非洲的高壓，在圖中無弱高溫和低溫的混合狀態存在，無明顯的特徵。

綜上所述，夏季出現在北半球的 6 個高壓中，西藏附近的高壓和東太平洋高壓，各為上層和下層

的高壓，北美洲和大西洋的高壓，各為準上層和準下層高壓，而非洲和西太平洋的高壓型態，從這些有限的資料無法看出。

四各層等壓面高度的波數分布和相位角

北半球的副熱帶高壓在冬夏均出現 6 個，因其發展的高度不同，故分析各月份不同高度的波數，振幅及相位角，發現在不同層次高壓的出現數會減少（朝倉，1968 年），另分析 30°N 100 mb 面 1 月和 7 月份的年平均波數分佈圖，如第 14 圖，夏季波數 1、2 波的振幅變的特別大，波數 3、4 小到僅可辨認其存在而已，此係因夏季在西藏和北美洲的高壓發展很盛，波數 1 振幅特別大，證明西藏高壓佔優勢。

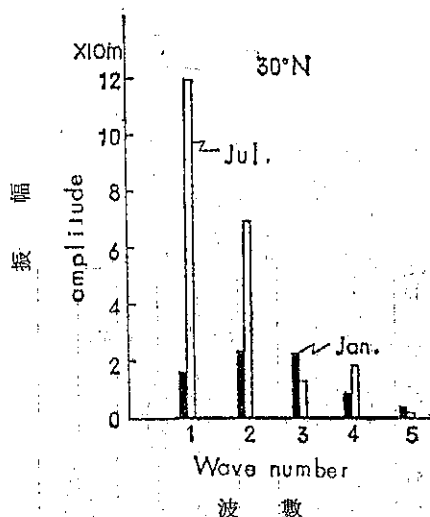


圖 14. 1 月與 7 月 100 mb 面沿 30°N. 月平均高度的波譜。

Fig. 14 Spectra of monthly mean normal height at 100 mb level along 30°N for January and July.

冬季的振幅較夏季小很多，但可辨認波數 1、2、3 的存在，冬季在 30°N 為西風帶，故混有西風內的波動，另平流層亦有 3 胞存在，受以上之影響致冬季的波相混合出現。

第 15 圖為波數 1，振幅的高度與季節變化圖，而波數 2、3 以表列出如第一表，因波數 1、2 的振幅很大，兩者的合成結果佔全部的 80% 以上，故波數 1、2 可以代表整個波，以下分析波數 1、2 的特徵，振幅的季節變化，各層均在夏季最大，春秋左右變小，冬季再出現極大，此傾向，波數 1、2 大略相同，乃因夏季時，副熱帶區的大氣環流增強，春秋左右減弱，而冬季則受西風帶的影

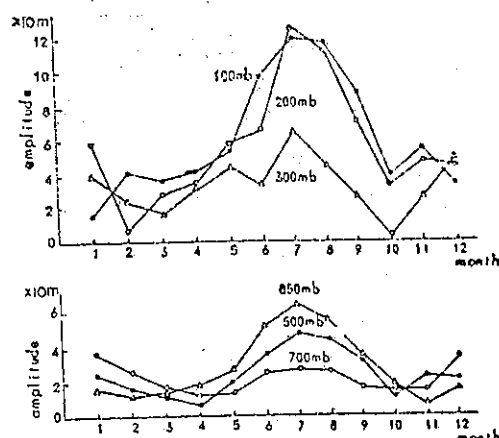


圖 15. 在選定等壓面上振幅的年變化 (波數 1)

Fig. 15 Annual change of amplitude at selected levels (wave number 1).

響使其振幅增大。振幅最大的夏季中，以上層的振幅最大，中層變小，下層再變大，其上層振幅最大的原因，係受夏季西藏附近發展的上層高壓影響所致，此亦可由第二表的相位角中看出，而高度愈降，受西藏高壓的影響愈小，是以振幅在中層變小，依照第二表，300 mb 和 500 mb 間的相位角急劇變化，表示上層的波動和下層的波動為獨立的，下層振幅再度增大，係因夏季太平洋和大西洋的下層有高壓發展所致。

波數 3，在春秋左右振幅有增大的傾向，另以相位角分析，愈上層相位有愈偏西的傾向，其原因未確定，仍有進一步探討的需要。

500 mb 面上的 30°N ，在夏季 6、7、8 月，波數 6~7 的振幅很突出，依據 J. S. Winston 的統計，在 700 mb 面上的 30°N ，波數 6 亦有

表 1. 選定等壓面上沿 30°N 的月平均波幅 (1951~1960)Table 1. Monthly mean amplitude of waves at the selected levels along 30°N (m) (1951~1960).

波 數 2													
月	層	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	100 mb	2.2	3.3	3.4	3.4	5.3	7.3	7.0	7.0	6.6	4.2	5.1	2.9
	200	7.3	2.5	4.4	4.5	6.3	4.8	6.7	6.0	6.4	6.2	3.5	5.6
	300	1.2	2.1	2.0	3.3	3.5	1.8	4.7	2.7	4.0	4.6	4.1	2.8
	500	1.6	0.3	0.9	1.9	1.1	0.7	1.8	1.7	1.8	1.8	1.8	0.8
	700	1.4	0.7	0.3	0.8	1.5	2.3	3.0	2.7	2.1	1.3	0.7	0.6
	850	1.0	0.8	1.0	1.7	2.8	3.7	4.2	3.5	2.7	1.6	1.2	1.4

波 數 3

月	層	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	100 mb	2.2	2.2	1.4	2.6	0.7	0.6	1.3	0.7	2.2	2.5	1.7	2.4
	200	2.7	3.4	3.8	3.0	2.6	2.2	2.7	1.4	2.0	2.6	4.5	3.8
	300	1.5	2.8	3.2	2.3	2.5	0.7	1.8	1.0	1.5	3.2	3.0	3.3
	500	1.4	1.9	0.7	1.8	1.3	1.0	0.8	0.6	1.0	2.0	2.0	2.7
	700	0.9	1.1	1.3	1.4	1.2	0.8	0.8	1.2	1.2	0.7	0.9	1.2
	850	1.2	0.9	0.9	1.0	1.4	1.0	0.6	0.5	0.7	0.9	0.6	0.7

表 2. 選定等壓面上沿 30°N 6~8 月波的相位角 (1951~1960)Table 2. Phase angles of waves at the selected levels along 30°N for the months, June-August (1951~1960).

		波 數 1			波 數 2			波 數 3		
月	層	6	7	8	6	7	8	6	7	8
	100 mb	67.9°	68.5	72.2	184.4	170.9	179.0	158.3	327.3	342.6
	200	75.3	62.8	60.3	201.7	178.3	190.8	102.6	22.7	94.5
	300	53.9	50.6	42.9	221.0	185.5	187.1	117.7	47.5	124.1
	500	307.4	310.0	314.8	270.9	288.7	297.5	109.9	54.7	57.4
	700	290.4	281.7	278.1	343.8	307.4	314.3	144.9	151.8	119.4
	850	278.1	266.5	267.2	330.3	320.1	327.6	210.5	179.4	219.2

佔絕對優勢的結果，再由第 12 圖 7 月 30°N 的高度分布圖中分析，波數 1、2、3 似乎比較突出，但按累年月平均值、每日或 5 日平均值等比較起來就有差異，所以仍依照前面所述，有 6 個高壓胞圍繞地球的狀況。

四、副熱帶高壓的構造和動向

前節爲了解副熱帶高壓的概況，應用累年的月平均值分析其形態，本節將更詳細分析其構造與動向。

(一) 高壓胞的水平分布

前節利用累年月平均值找出副熱帶高壓易出現的地區，本節將再應用其他方法來探討。

(1) 500 mb 面

由 1958 年 7 月～8 月，500 mb 每日天氣圖上找出高壓中心，計算其次數分布，如第 16 圖（朝倉 1967 年），自圖中可看出 500 mb 面有 6 個地區容易發生高壓，與累年月平均值比較，發現在累年值未出現的伊朗至阿拉伯半島間的地區，次數增多，而在累年值不顯著的東太平洋高壓，亦很明顯，且阿拉伯、北美洲和大西洋的高壓內分爲二個，而西太平洋的高壓則分爲三個。

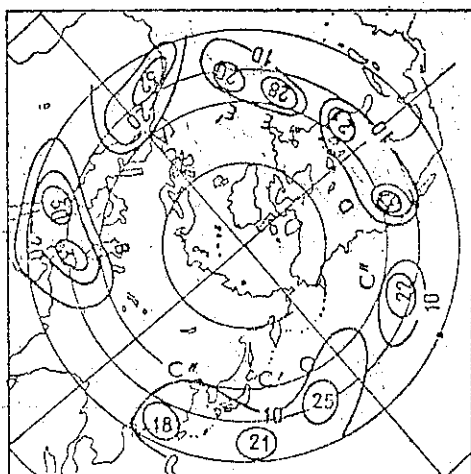


圖 16. 1958 和 1959 年 7-8 月間 500 mb 面每日副熱帶高壓位置的頻率分布 (日)。

Fig. 16 Frequency distribution of positions of daily subtropical high cells at 500 mb level for the period July-August in 1958 and 1959 (days).

由 500 mb 面上特定高度 5,940 m 的出現次數（佐藤 1967 年）知，西太平洋分爲二個，故容易出現的地區爲 7 個地方，大致上不會改變。第三表爲 30°N 線 5,940 m 高度的出現次數（佐

表 3. 500 mb 面沿 30°N 副熱帶高壓的頻率分布 (%) (1960~1966)

Table 3. Frequency distribution of subtropical high along 30°N at 500 mb level (%) (1960-1966).

	0	10E	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150	160	170
9/5~9/8			4	2	2	4	2	4	2							2	11	5
14/6~9/7	60	52	17	7	7	10	10					5	10	7	17	21	24	19
14/7~28/8	99	89	51	50	41	33	10	4	1	1		10	21	24	43	43	50	53
2/9~27/9	43	7	14	12	12	14	6					10	21	33	55	55	52	50
	180	170	160	150	140	130	120	110	100	90	80	70	60	50	40	30	20	10W
9/5~9/8	5	4	2										2	13	14	5	2	
14/6~9/7	14	10	5	19	12	10	7	26	19	17	10	26	45	62	64	45	27	40
14/7~28/8	27	21	19	20	14	20	29	49	44	37	47	66	89	94	91	87	88	90
2/9~27/9	31	24	14	17	21	7			10	19	19	21	50	64	62	57	43	38

藤 1967 年），出現在太平洋地區的高壓，係受 5,880 m 等高線所包圍，此範圍以經度每 10 度計算結果如第四表（田中，1966 年），另以圖解法計算累年每 8 日的平均圖，得出副熱帶高壓的分布圖

，如第 17 圖，又計算太平洋地區在 $20\sim30^{\circ}\text{N}$ 和 $30\sim40^{\circ}\text{N}$ 間高壓中心的發生次數，其結果如第 18 圖（藤元，1966 年）。

故有很多方法可以分析 500 mb 面上高壓存在

的平均位置，這些結果綜合如第五表。即 500 mb 面上，全球有 6 個容易發生高壓的地區，其中西太

平洋分爲 3 個的看法較正確，在此 3 個地方同時不出現高壓的機會很少。

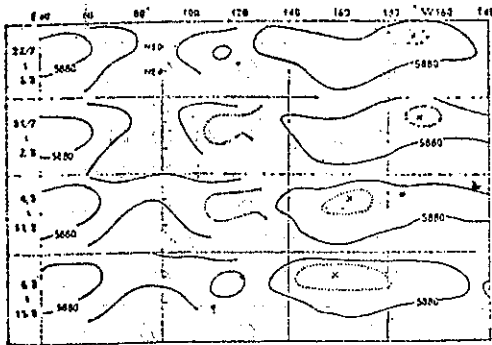


圖 17. 500mb 面圖累年的 8 日平均圖 (1959-1966)

Fig. 17 8-day mean normal 500 mb charts (1959-1966).

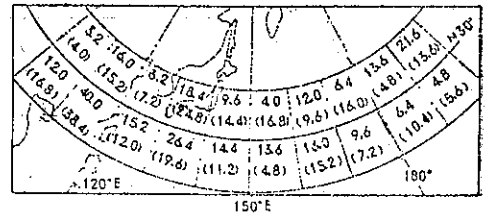


圖 18. 1963-1966 7 月和 8 月 500 mb 面上每日副熱帶高壓的頻率分布。括弧部分表示 8 月的頻率。

Fig. 18 Frequency distribution of daily subtropical high cells at 500 mb level during July and August (1963-1966). Parenthesis shows the frequency for August.

表 4：北太平洋地區每日 500 mb 圖上，副熱帶高壓出現的頻率 (1962~1965)

Table 4. Frequency of existence of subtropical high cells on the daily 500 mb maps in the north Pacific region (1962-1965).

		110E	120	130	140	150	160	170	180	170	160	150	140	130W
		120	130	140	150	160	170	180	170	160	150	140	130	120
5	月	65	0	14	30	41	43	26	13	19	11	39	14	0
6	月	61	3	4	35	43	39	25	10	22	22	55	14	3
7	月	68	0	48	22	30	23	23	34	29	24	29	29	0
8	月	81	1	19	50	34	16	43	28	34	31	22	19	5
9	月	80	7	12	28	8	66	30	7	33	14	44	30	4
10	月	99	0	27	9	16	30	46	20	26	18	7	27	19
計		454	11	124	174	172	222	193	112	163	120	196	133	31

(2) 300 mb 面

從每日的 300 mb 天氣圖得出夏季高壓中心出現的次數分布 (朝倉, 1967 年, 和田, 1968 年) 如第 19 圖, 又以 4 年的資料 (1963~1966) 依圖解法計算平均的 8 月高壓, 如第 20 圖, 分析兩圖知道, 出現在每日天氣圖的高壓中心和第 7 圖 300 mb

(7 月份) 的累年天氣圖一樣, 高壓中心分布在帶狀的高壓帶內, 其中易出現的地區為非洲、伊朗和西藏高原到中國大陸一帶, 在日本附近亦出現很多次數。

(3) 200 mb 面

從每日的 200 mb 天氣圖得出 7 月下旬高壓

表 5：副熱帶高壓的經度分布（根據許多學者的研究結果）

Table 5. Longitudinal distribution of subtropical high cells after the studies of many authors.

		0	20E	40	60	80	100	120	140	160	180
累年月平均		○								○	
朝倉	藤A		(○)	(○)			(○)		(○)	(○)	
佐藤	藤B	99	89	51	56	41	33	10	4	1	1
田中	西										
中藤	元										
安井	井										
總 合		○		○			(○)		○	(○)	
		180	160	140	120	100	80	60	40	20W	0
累年月平均			○		○				○		
朝倉	藤A			○	(○)		(○)	(○)	(○)	○	
佐藤	藤B	27	21	19	20	14	20	29	49	44	37
田中	西	28	34	31	22	19	5				
中藤	元	○	—								
安井	井	○	—								
總 合			○		○		(○)	(○)	(○)		

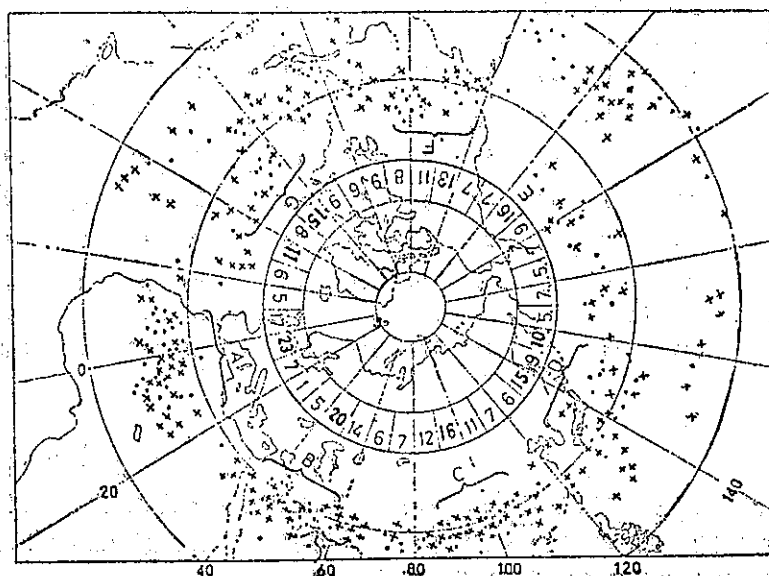


圖 19. 1963 年夏季每日 300 mb 圖上的副熱帶高壓分布。×：7 月 ·：8 月

Fig. 19 Distribution of subtropical high cells on the daily 300 mb charts during summer in 1963. ×: July ·: August

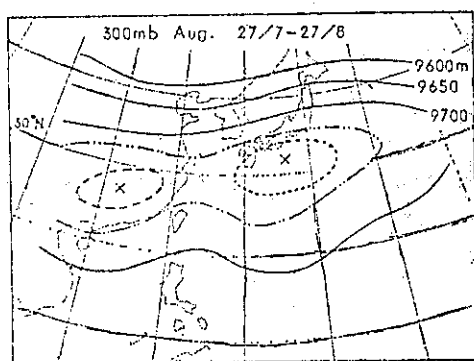


圖 20. 8 月 300 mb 圖的月平均圖(1963~1966)
Fig. 20 Monthly mean normal 300 mb chart for August (1963-1966.)

中心出現的次數分布，如第21圖，又以圖解法計算得出4年平均的月平均圖，如第22圖，在第21圖中，中國大陸上因有1個高壓（圖符號）和2個的時候，故分別計算其次數，其中出現兩個胞的次數較

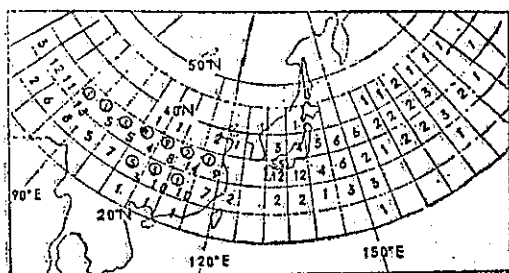


圖 21. 7 月 15~31 日 200 mb 面上高壓的頻率分布 (1961~1968)

○：在大陸上單一胞的頻率。

Fig. 21 Frequency distribution of high cells at 200 mb level for the period 15th~31st July (1961-1968).

○：frequency of single cell over the continent.

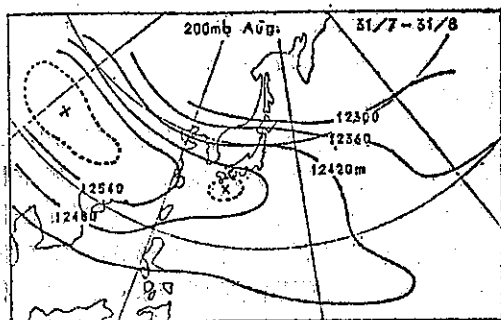


圖 22. 8 月平均 200 mb 圖 (1963~1966)。

Fig. 22 Monthly mean normal 200 mb chart for August (1963-1966).

多，出現一個胞的時候以在 105°E 附近較多，而在日本附近的胞和 300 mb 出現的次數相同。第22圖的平均圖中，大陸上沒有出現二個胞，但在東海則變槽線，可以確知很難有高壓存在，而在日本附近的高壓胞到8月才明顯。

(4) 100 mb 面

7、8 月 100 mb 面的累年月平均圖上，西藏附近有強大的高壓中心向東西伸展，出現於每日天氣圖上的高壓分布和 200 mb 一樣，在大陸上存在有二個中心的情形較多，其中之一在西藏或其西方，另一出現在華東較多，有時亦會出現在日本附近（橋本，1867年）如第23圖，與 200 mb 面有同樣的傾向。再以高壓位置的季節變化，調查各月高壓中心出現的次數，如第24圖上，1 月最偏東，7 月最偏西（佐藤，1967年），此變化與累年平均一樣，由平均知，4 月到 5 月間，高壓快速向西移動，但在第 24 圖上，1964 年的 4 月~5 月中高壓却滯留不動，此為當年的特性。

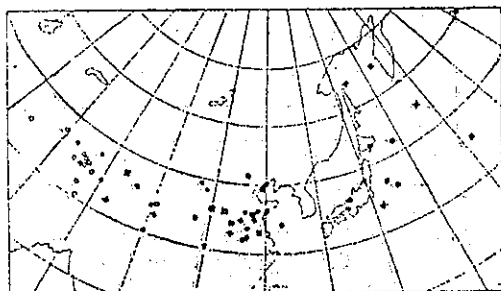


圖 23. 1967 年 7、8 月 100 mb 面上每日的高壓位置。

■：表示單一胞的出現其他符號為二個或以上的胞。

Fig. 23 Daily position of high cell at 100 mb level for July and August, 1967.

■：indicates an existence of a single cell, other marks that of two or more cells.

(二) 高壓胞的垂直分布

前面提到的高壓胞，其垂直分布如第25圖，因無 700 mb 以下的資料，故採用 500 mb 以上的資料，範圍限在亞洲大陸與西太平洋，圖中以黑色圓點表示 500 mb 面上高壓的總位置，在年平均圖上可看出一個胞的西太平洋高壓，包括中國大陸的東邊，在 3 個地方最容易出現，其中在日本本州和華東者，在 100 mb 面上亦出現，所以其性質應很相似。一般而言，日本本州東方海面上的高壓偶而亦出現在 300 mb 面，故可以說是中、下層的高壓，西藏附近的高壓，很明顯的為上層高壓，

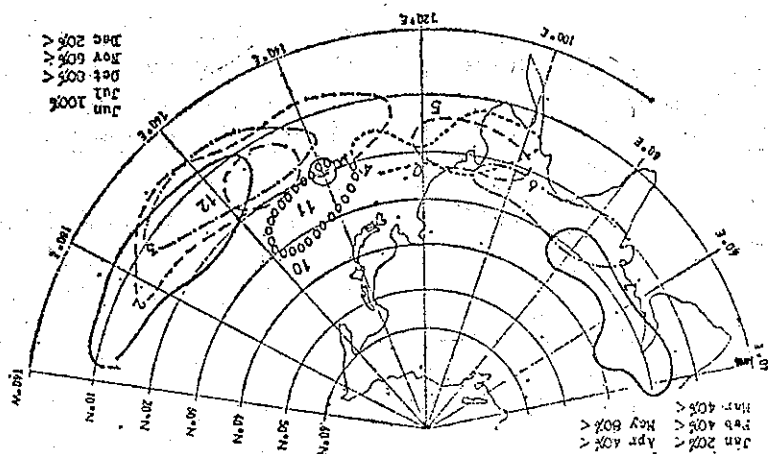


圖 24. 1963 年 10 月至 1964 年 7 月間 100mb 面上高壓胞的活動。高壓胞表示超過 16,640 m 高度的頻圖率，各月的頻率表示於圖外。

Fig. 24 Behavior of high cell at 100 mb level for the period from October 1963 to July 1964. High cell is denoted by frequency of heights more than 16,640 m and each circle by the fixed percent of frequency for each month respectively as shown in the figure.

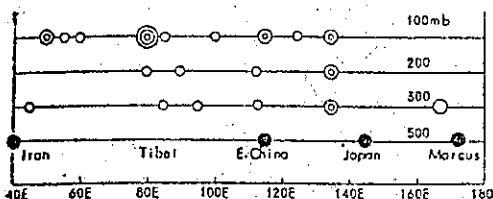


圖 25 夏季每一等壓面上高壓胞的合成垂直分布。每一圓圈表示高壓胞出現的可信度。

- ：在 500mb 面的綜合位置。
- ：稍可信賴的位置。
- ⊙：可信賴。
- ⊗：最可信賴。

Fig. 25 Synthetic vertical distribution of high cells at each level in summer. Each circle indicates the existence of high cells with a reliability.

- : synthesized position at 500 mb
- : rather reliable position
- ⊙: reliable one
- ⊗: most reliable one

其軸向西傾斜，而伊朗高壓則向東傾斜。另南北的關係可由第 26 圖 140°E 的剖面圖看出，高壓胞愈上層愈偏北。

部分學者認為軸偏北的現象，係高壓向北推進而發展的過程，安田（1966 年）亦得到相同的結果，但由 Mintz 的剖面圖看出，東西風的界限自地面到 300 mb 面上皆向南傾斜，和上面的結果完全相反，所以此點有待進一步的研究。

（三）從東西風的界限看副熱帶高壓的垂直軸

從高壓胞的垂直分布，可以大略知道副熱帶高壓垂直軸的情形，而以剖面圖得出的東西風界限看的更明顯，如第 27 圖，副熱帶高壓的垂直軸有愈上層愈傾向北和大略直立的兩種情形，當軸向北傾斜時，其中層的軸北移到上層軸的位置成垂直，將開梅（均指日本的梅雨），另在低緯度的軸為垂直時，其整個軸全部北移到 30°N 以北的時候，將開梅（安田 1966 年）。

副熱帶高壓迅速北移和在對流層上部出現 20 m/s 以上東風分速度的強風軸間有密切的關係（安田，1966 年），此偏東的強風為夏季型的主要預兆（來海，1966 年），而在 300 mb 面硫磺島處如偏東風不繼續增強，經證實 2~4 日後，潮坪 500 mb 面的高度將會增高。

（四）上下各層關係

第 28 圖（和田，1968 年）各為 500 mb 和 100 mb 間，500 mb 與 300 mb 間高度的相關分布，a 圖中，西藏附近和上海附近有強的正相關中心，此帶為 100 mb 面副熱帶高壓存在的位置，我們知道此高壓上下有強的相關。而在兩正相關中心間有相關小的地方，此大概是在 100 mb 面有東西向伸展的高壓，及表示 500 mb 面上的中心分裂為二個的情形較多，所以西藏附近的平流層

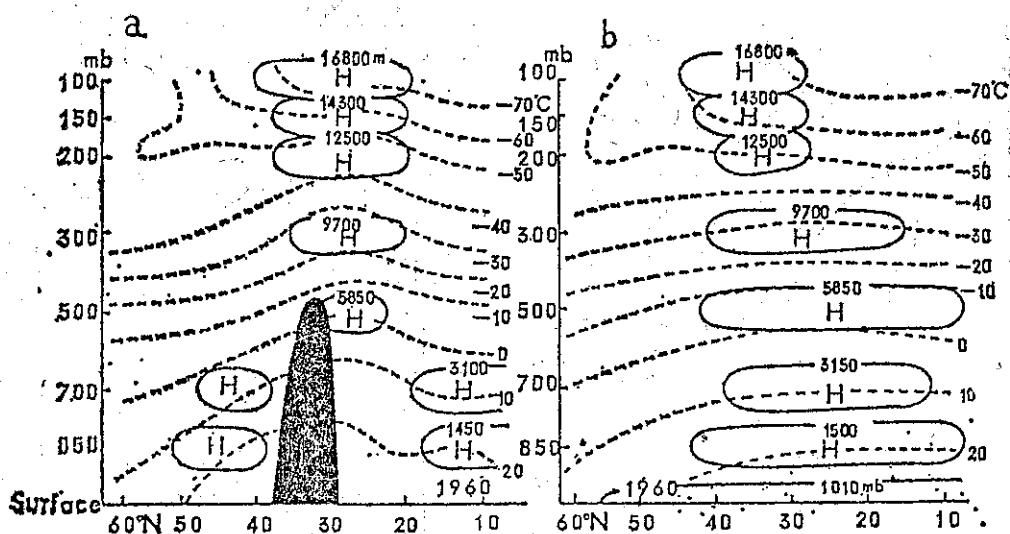


圖 26. 1960 年 8 月溫度和高壓胞的垂直分布 a: 80°E, b: 140°E
Fig. 26 Vertical distribution of temperature and high cells for August, 1960.
a: along 80°E b: along 140°E

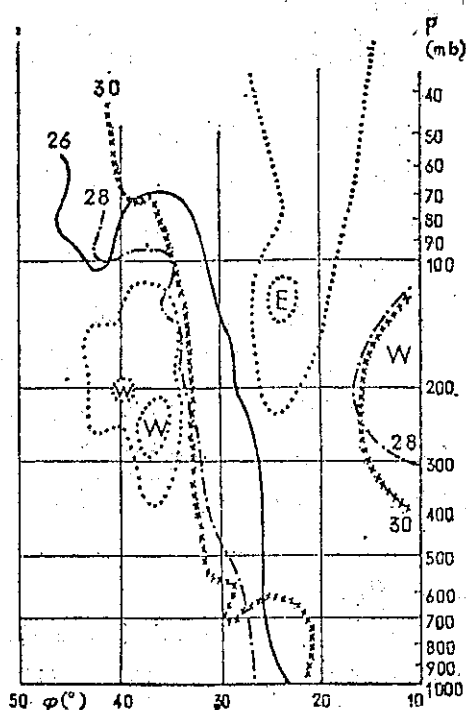


圖 27. 1957 年 7 月 26~30 日間西風與東風邊界間的垂直變化。
數字表示日期。
Fig. 27 Variation of vertical border between westerly and easterly winds during the period from 28th to 30th July 1957. Numeralsshow dates.

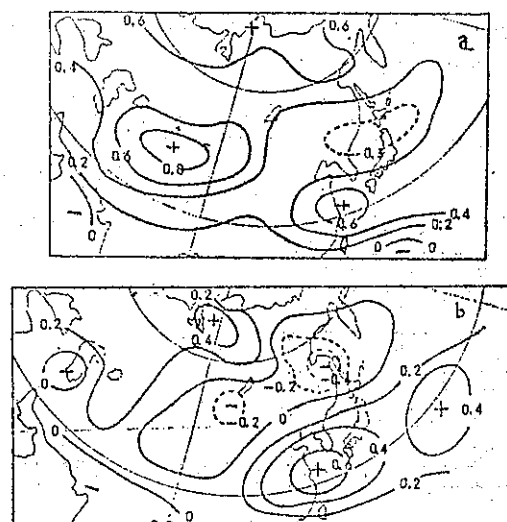


圖 28. 1963 及 1964 年夏季 5 日平均高度的相關分布。
a. 500 mb 和 100 mb 間的高度。
b. 500 mb 和 30 mb 間的高度。
Fig. 28 Simultaneous correlation field of 5 day mean heights for the two summers of 1963 and 1964.
a: between 500 mb and 100 mb heights
b: between 500 mb and 30 mb heights

和 500 mb 面間沒有關係，而華東到西日本在 500 mb 面出現高壓時，則與平流層有關係。

第 29 圖為稚內、館野、嘉手納和克拉克四個地點 500 mb 面和各層間高度和氣溫的相關係數 (朝倉，1967 年)，圖中除克拉克以外的地點，

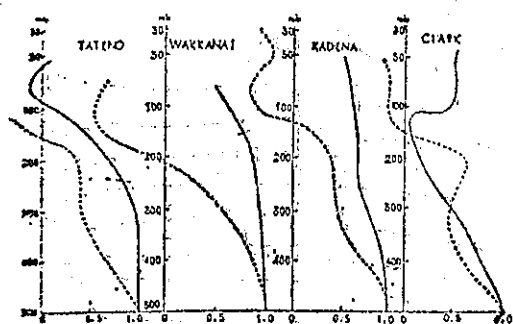


圖 29. 1964 年 7 月稚內等四個地方相關係數的垂直分布。

實線：500 mb 面和其他面間的高度。

點線：500 mb 面和其他面間的溫度。

Fig. 29 Vertical distribution of correlation coefficient values (July 1964).

solid line: between 500 mb and other level heights.

dotted line: between temperature at 500mb and heights at other levels.

200 mb 面以下的各層和 500 mb 面高度間有很強的正相關；而氣溫在 200 mb 面稚內以外的三個地點為正相關，100 mb 面則四個地點均為負相關，故在 200 mb 面附近的相關很亂，因此在副熱帶高壓發展的時候，要考慮在 200 mb 附近有上升流與下降流的界限，尤其夏季時，對於 200 mb 面的分析更重要。

副熱帶高壓的動態

因前面已經說明副熱帶高壓各月的移動，所以於此將詳述日或半旬的移動情形，故使用特定的槽線、脊線圖表或高壓胞的連續圖分析副熱帶高壓東西的動態，另以東西脊線變化的追蹤方法分析南北的動態。

1. 東西的動態

第30圖為槽線與脊線圖，圖中在7月上旬為很穩定的長波分布場，中旬開始變動，槽線和脊線均向西進，同時在對流層上有很大的變化，西藏和西太平洋的高壓均向中國大陸移動，而在華東形成副熱帶高壓，在圖中有一很奇特的現象，即槽線和脊線向西移的開始時間並不一致，首先為非洲的脊線（10°E 附近），數天後西藏西端的脊線（70°E 附近）才向西移，其次日本附近的脊線開始移動，用同樣的方法以1966年6月～8月的資料分析，發現高緯度東移和西移的界限在太平洋的中央，低緯度則全部為向西移動的趨勢。高緯度向東移動的現

象，隨季節的變化有漸漸消失的趨勢（中根，1966年）。第30圖中，在太平洋中央的脊線，僅稍微會向東西振動而已。

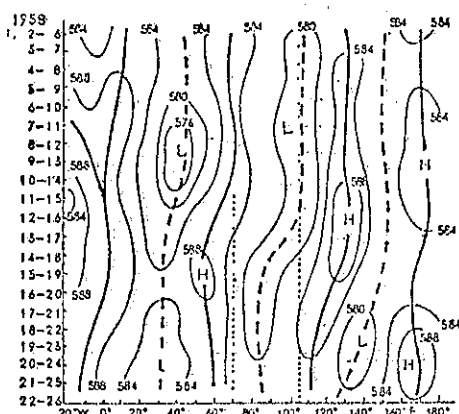


圖 30. 1958 年 7 月 1 日～25 日期間 500 mb 面上的槽線與脊線圖（25°～45°N）（單位10公尺）

Fig. 30 Trough-ridge diagram at 500 mb level for the period from 1st to 25th July 1958 (25°～45°N) (decimeters).

從每日高壓胞連續圖的繪製，知道高壓呈現規則移動的現象，在西太平洋地區，10天～14天即可能追蹤到高壓胞，如第31圖。1961、1962、年的資料，在6月、9月向西移動的趨勢較強，7月、8月滯留或不顯著（鈴木1962年）。1963年在梅雨期前向東移，梅雨期滯留，7月向西移，8月滯留，9月向東移。1966年的各月均為向西移的趨勢，所以高壓的移動每年不同，目前對於高壓的追蹤範圍在 170°E 附近以西，而自西半球的連續追蹤較困難。

2. 南北的動態

以緯度表示出現在 500 mb (100°E～180°E)，300 mb (110°E～150°E)，200 mb (100°E～140°E) 面脊線平均值的季節變化，如第6表，6月以前脊線會滯留或緩慢北上，而脊線開始迅速北上時期，與副熱帶高壓發展時期和梅雨現象的開始時期均一致，在脊線北上的最後階段時，更顯現急速上昇，此時日本完全進入副熱帶高壓的籠罩範圍，而有梅雨，再上昇則變為日本的開梅。

表 6. 5 月~9 月出現在每一面上副熱帶脊線的平均位置 (以緯度表示)

Table 6. Normal mean position of subtropical ridge at each level during May-September (expressed by latitudes).

半旬日期	31/5	5/6	10/6	15/6	20/6	25/6	30/6	5/7	10/7	15/7	20/7
面	4/6	9/8	14/6	19/6	24/6	29/6	4/7	9/7	14/7	19/7	24/7
500 mb	20.9	21.4	22.1	23.2	24.2	25.0	26.0	26.9	27.9	29.0	30.5
300	21.5	22.1	22.6	23.2	24.1	25.4	26.5	27.5	28.6	29.6	30.4
200	20.2	21.0	22.2	23.9	25.5	26.7	27.7	28.7	30.0	31.4	32.0

半旬日期	25/7	30/7	4/8	9/8	14/8	19/8	24/8	29/8	3/9	8/9	13/9	18/9
面	29/7	3/8	8/8	13/8	18/8	23/8	28/8	2/9	7/9	12/9	17/9	22/9
500 mb	31.2	31.5	31.5	30.9	30.9	30.0	29.2	28.6	28.0	27.7	27.3	26.9
300	31.0	30.8	30.5	30.8	31.0	30.2	29.8	29.9				
200	31.2	30.9	31.1	30.9	30.9							

500 mb: 100°E~180° (1958~1962)
 300 mb: 110°E~150°E (1962~1966)
 200 mb: 100°E~140°E (1963~1966)

500 mb 平均太平洋脊線，依特定的經度間隔 (140~180°E, 100~130°E)，分為東西兩段，調查其緯度位置受季節的變化，如第32圖，可看出除盛夏以外皆為東高西低 (東側的緯度較高)，所以脊線的趨勢為東北東向西南西延伸的情形。在5月兩者的南北差大致一定，而且均北上，進入6月後，東側急速北上，使南北的傾斜變大 (第33半旬)，時間與入梅一致，直至兩者的差消失為開梅時，脊線變西高東低時，則進入盛夏。

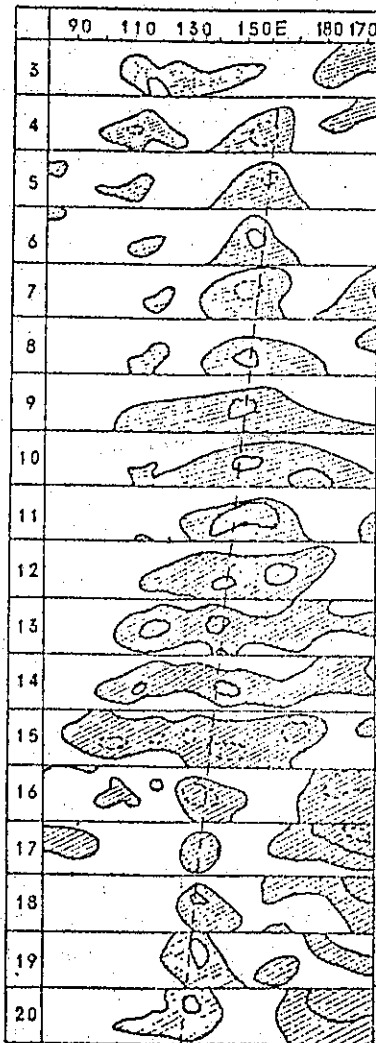


圖 31. 1963年7月3日~20日間 500 mb 面上的高壓胞連續圖。

Fig. 31 Continuity chart of 500mb high cells for period from 3rd to 20th July 1963

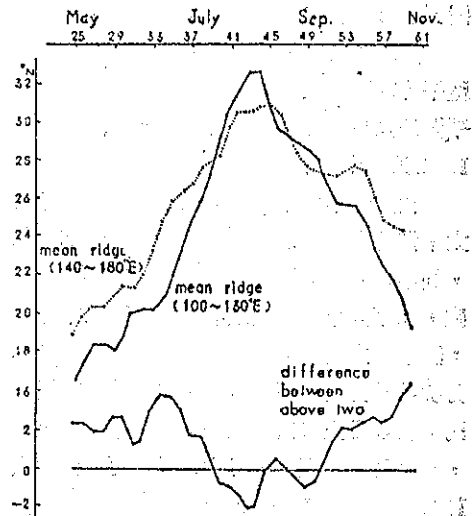


圖 32. 以緯度表示 500 mb 面上平均太平洋脊線位置的季節變化 (1958~1962)

Fig. 32 Seasonal variation of position of the mean Pacific ridge line at 500 mb level expressed by latitudes (1958-1962).

100 mb 脊線的動態如第33圖，100 mb 面脊線有階梯式移動的趨勢，當脊線在 30°N 時為梅雨期，北上後達 35°N 時為開梅期（高杉，池田1966年）。

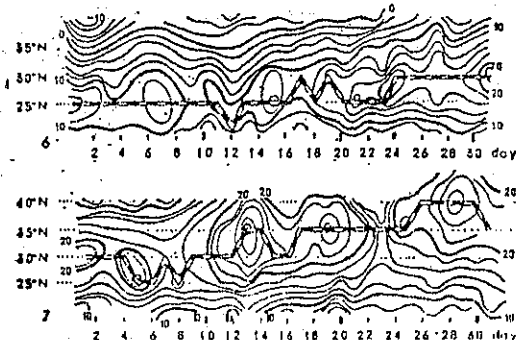


圖 33. 1967 年 6、7 月 100 mb 面上 100~130°E 間高壓帶軸的變化。數字表示與 16,800 gpm 等高線的偏差。10 表示 500 gpm。

Fig. 33 Variation of the axis of high belt in the area between 100-130°E at 100 mb level for June and July (1967). Numerals indicate the departures of contour values from 16,800 gpm, an arbitrary base; 10 means 500 gpm

五、副熱帶高壓的發展和衰減

(一) 副熱帶高壓的季節發展與衰減

第三節內已使用累年月平均值，說明副熱帶高壓平均的發展與衰減情形，本節主要調查亞洲和太平洋地區高壓夏季的變動情形。

1. 500 mb 面

由累年半年平均值，以 5,880m 的等高線繪出太平洋地區 500 mb 面高壓胞的連續圖，如第34圖，圖中可看出，夏季在西太平洋有一個或二個高壓胞，在東太平洋上大致有一個，西太平洋的高壓胞，隨季節之變化，一面發展一面北上，6 月底到 7 月初其勢力出現短暫極大，爾後此胞逐漸東進並減弱，在 8 月上旬出現極小，8 月中旬以後再度發展，9 月初變最大，9 月中旬以後再度減弱與南下，11 月中心達到 20°N 以南，8 月下旬至 9 月中旬間，中心分離成二個胞。

另方面，在東太平洋的胞，於西太平洋的胞達到極大前出現，而於西太平洋胞開始減弱時增強，西太平洋胞變極小時，東太平洋胞變最大，隨後兩者亦相互強弱補償的變動，在 8 月中旬西太平洋胞再度增大時，東太平洋胞開始減弱，而在西太平洋

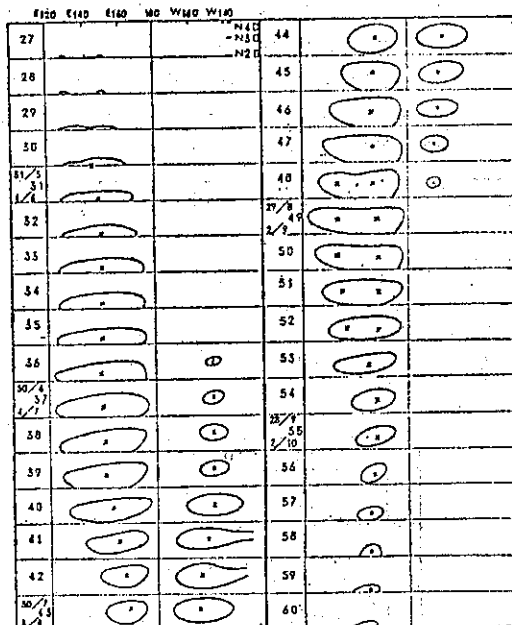


圖 34. 5 月~10 月間 500 mb 面上 5 日平均高壓胞的變化 (1946~1955)。實線：5,880m 的等高線

Fig. 34 Variation of 5-day mean high cells at 500 mb level during the period May-October (1946-1955).

solid line: contour of 5,880 m

出現二個中心時消失，所以如將東西太平洋高壓視為一體的話，太平洋地區的高壓於春季到夏季時，一面發展，一面向東北移，到 8 月上旬最偏東，夏季到秋季時，一面減弱一面回到西南方。但前面曾提到，西太平洋地區容易發生高壓的地方有三個，且在 9 月最易出現高壓中心的最高值，於 34 圖中無法看出，此可能所用的資料缺少中國大陸的部分，而其波亦以波數分析計算累年值，得出來的為卓越波的合成波，所以在某一期間出現的高壓會被消去，故開梅期出現在日本的顯著高壓亦被此平滑化的累年值消去。

前面已有一部分在第 17 圖中使用無平滑化的 8 日平均累年值分析，於此再以 8 日平均的累年值，繪製胞中心位置的季節變化，如第 35 圖，出現於開梅期左右的高壓胞，在平滑累年值上完全看不到，但在圖上却很明顯出現，此高壓於 7 月 14、15 日和 26、27 日左右有發展的趨勢，在 8 月上旬衰減後消失，分裂於東側的中心在 8 月上旬亦開始衰減，這些現象與平滑累年值的分析有同樣的趨勢，在 8 月上旬日本附近的高壓開始衰減時，華東出現另一微

2. 300 mb 面

由第 36 圖 300 mb 面年平均 (四個年平均) 的 8 日平均值分析, 300 mb 面上日本附近的高壓, 在開梅左右時最強, 8 月上旬暫時消滅與 (500 mb 面的趨勢同), 中旬時再稍微增強, 下旬稍減弱, 此期間中心的動態以—→符號表示; 日本和華東的高壓, 從 6 月到 7 月中慢慢發展北上, 以後停留, 在 8 月下旬可看出有急速減弱的趨勢。

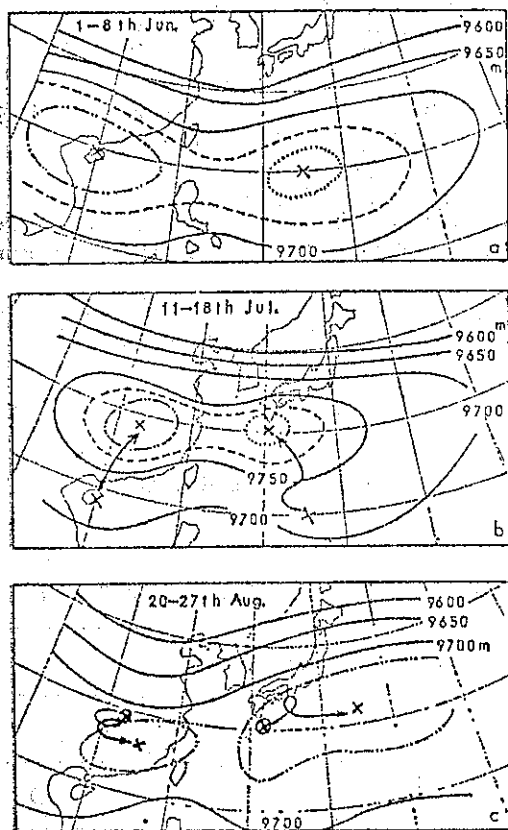


圖 36 300mb 面 8 日平均圖上平均高度的變化 (1963~1966)
Fig. 36 Variation of mean height pattern on the 8-day mean 300 mb charts (1963-1966)

3. 200 mb 面

分析 200 mb 面年平均的 8 日平均值, 高壓中心在中國大陸向東西伸展, 日本附近受高壓帶的伸展部份所籠罩, 第 37 圖表示高壓在入梅至盛夏間季節性的發展狀態, 梅雨期間, 12,480 m 特定等高線滯留在臺灣附近, 開梅期則快速向東伸展, 又 200 mb 面的高壓向東伸展, 同時脊線北移後, 300 mb 面以下, 在日本附近形成高壓胞, 變成盛夏。

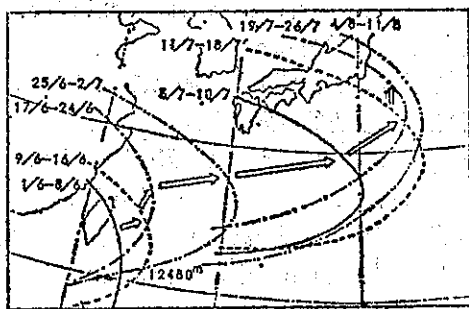


圖 37. 6 月 1 日~8 月 11 日間 200mb 面上 8 日平均等高線的變化 (1963~1966)
Fig. 37 Variation of 8-day mean contour at 200 mb level during the period 1st June-11th August (1963-1966).

4. 100 mb 面

部分氣象學者認為, 西藏高壓分裂後, 在 100 mb 面 110°E 處形成高壓時, 西太平洋高壓西進北移 (橋本清等, 1967 年)。因之, 盛夏時, 在日本附近發展的中下層副熱帶高壓, 即與西藏高壓的動向有密切的關係。另一方面, 根山 (1967 年) 以極地低壓的關係來分析, 西藏高壓的強弱與西太平洋高壓間並無直接的關係, 在第 25 圖高壓胞的垂直分布, 或者第

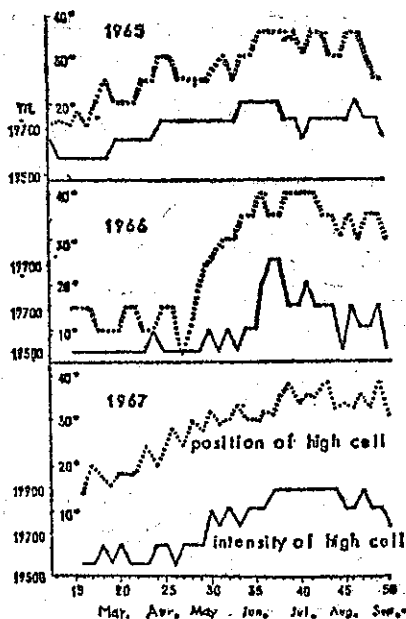


圖 38. 100 mb 圖上高壓胞的季節變化
點線: 高壓胞的位置
實線: 高壓胞的強度,
Fig. 38. Seasonal variation of high cells on the 100 mb charts.
dotted line: position of high cell
solid line: intensity of high cell

29圖相關圖表示的地區，100 mb 與 500 mb 面間毫無關係，或者近似逆相關。

由第38圖西藏高壓的季節發展，顯示中心位置的緯度和強度有密切的關係，高壓愈北上愈發展。

(二) 各高壓胞間的相互關係

前面提到，夏季在北半球易出現高壓的地方大略有六個，這些出現高壓地區間的相互關係，經以相關分布分析的結果如下（朝倉，1967年）。

1. 伊朗高壓 (30°N , 60°E)

當伊朗附近的副熱帶高壓發展時，在小笠原附近，太平洋中部 ($160^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{E}$) 的高壓皆減弱，而北美西海面的高壓，非洲和大西洋的高壓皆發展。

2. 中部太平洋高壓 (30°N , 170°E)

當中部太平洋的高壓發展時，僅在大西洋的高壓有同時發展的趨勢（相互關係比較小），而其他高壓則無關係（但是在韓國附近有高壓發生的趨勢）。

3. 東太平洋高壓 (30°N , 140°W)

當在夏威夷東北方的副熱帶高壓發展時，小笠原高壓及大西洋高壓皆較弱。

4. 北美高壓 (30°N , 100°W)

當北美高壓發展時，太平洋、大西洋和伊朗的高壓較弱。

5. 西藏附近 (30°N , 平均 60°E 和 70°E)

7月 and 8月的相關分布稍有差異，當西藏附近的高度增加時，在7、8月時皆會影響到華東，此為兩月之相同點；但在日本附近和東太平洋於7月時為負相關，高度有下降的趨勢，8月則相反，為正相關，高度有上升的趨勢，一個月後的相關，又可看出在西藏附近的高度和日本附近的高度間有負相關。

6. 太平洋中部 (30°N , 180°E)

太平洋中部發生高壓時，在華東也有發生高壓的趨勢，延遲一個月位置東移10度時，在韓國的正相關區的中心會南下到上海附近。

7. 華東 (30°N , 120°E)

與前述相反，將中心點放在華東時的相關分布圖，在西藏附近為正相關，大西洋、東太平洋為負相關，日本進入此附近的高壓影響下，變高溫，北日本相反的變低溫。

8. 小笠原高壓 (30°N , 140°E)

小笠原高壓發展時，除東太平洋高壓會發展外，大西洋、非洲和伊朗的高壓皆減弱，在7和8的

結果，華東高壓和小笠原高壓，在構造上的推定有很大差異。

以上係以 500 mb 面的相關分布，得出有關中層高壓的結果，以下再以西藏高壓顯著出現的 100 mb 面來分析（朝倉 1967, 1968年）。首先關於 100 mb 面的相關有：

1. 在西藏高原上 (30°N , 90°E) 的高壓發展時，自華東到伊朗的高度上升，非洲附近的高度下降，因之，在平均圖上，西藏高壓向東西向長長的延伸，在此形狀下，不會發展也不會衰減，西藏高壓和極地低壓無關係，100 mb 面的西風帶和副熱帶高壓間，亦無關係，而與日本附近高度的關係則不穩定，每年都有很大的變化，以下為 100 mb 和 500 mb 的關係。

2. 華東 (30°N , 120°E) 在 500 mb 面高壓會發展，係由於在 100 mb 面上西藏高壓發展和向東移時所造成。

3. 小笠原高壓 (30°N , 140°E) 和 100 mb 面的西藏高壓沒有關係，受東太平洋 100 mb 面高度的上升而發展的影響較多。

以上根據夏季的資料分析，如以秋季的資料分析，則太平洋地區的高壓和大西洋高壓同時發展的情況較多（田村，木山，1966年）。

將北半球和遠東地區 30°N 線，每年平均 500 mb 高度的距平分別比較（如第39圖）結果，兩者為同相位（佐藤，1967年），表示副熱帶高壓各個的發展雖有差異，但每年長期變化的特徵皆受北半球發展的影響。

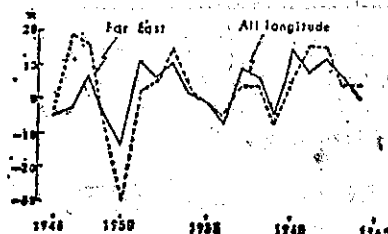


圖 39. 北半球 500 mb 面，8月遠東地區 30°N 上平均高度距平的年變化。

Fig. 39 Year-to-year variation of zonal mean height anomaly over the Northern Hemisphere and that over the Far East along 30°N at 500 mb level in August.

(三) 和西風帶的關係

西風帶槽線的發展和副熱帶高壓的衰減沒有直

接關係，朝倉（1967年）根山（1967年）等提出 100 mb 面極地低壓與副熱帶高壓沒有存在的關係，但這並不表示副熱帶高壓完全不受西風帶的影響，大氣環流中低緯度的直接環流，為副熱帶高壓的主要原因，但其北側中緯度的間接環流亦有很大的影響，以下就以此詳述與西風帶間的關係。

1. 副熱帶高壓增強和減弱時

8月 500 mb 面的月平均距平圖中，選出副熱帶高壓增強時的距平圖繪製合成圖，高度偏差的分布特性如第40圖，再與減弱時合成圖間的差繪製，如第41圖，差距大的地方在太麥爾半島，非洲西北（撒哈拉）、巴芬島（加拿大）及西歐蘇俄。兩者共同點為在北極海均為正距平區域，在高緯度則兩者大致上無差異，中緯度以南則全部為正負符號相反（佐藤，1966年）。

以子午縱剖面比較副熱帶高壓之增強與減弱，如第42圖（佐藤，1966年），增強年時，在極地變

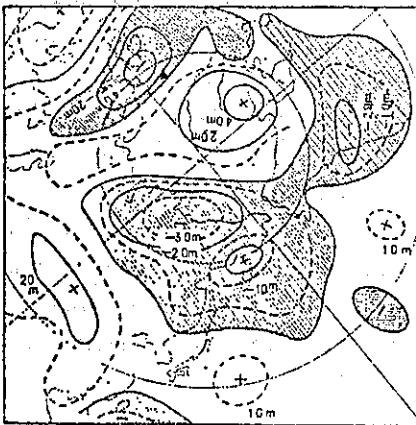


圖 40. 8月副熱帶高壓發展時，500 mb 高度距平的合成圖

Fig. 40. Composite map of 500 mb height anomaly for August when subtropical high developed.

暖氣，60°N 變冷氣，東亞的 70°N 有強烈的冷氣；減弱年，在北半球 70°N 以南全部變弱的冷氣，東亞為雙重構造，兩者的差異在北半球和東亞均很明顯。

2. 副熱帶高壓的強弱與平流層的特徵

2月以後，對流層、平流層的季節變化和8月時副熱帶高壓間的關係，如第43圖，摘要如下（佐藤，1968年）

(1)如平流層的極地低壓崩潰期較早（2月）的年，則不轉變為夏季型，而是再度回復為冬季型的循環

（3月、4月），極地低壓崩潰期延遲到5月，故對流層在3月～5月極地變為高壓的低指數型。

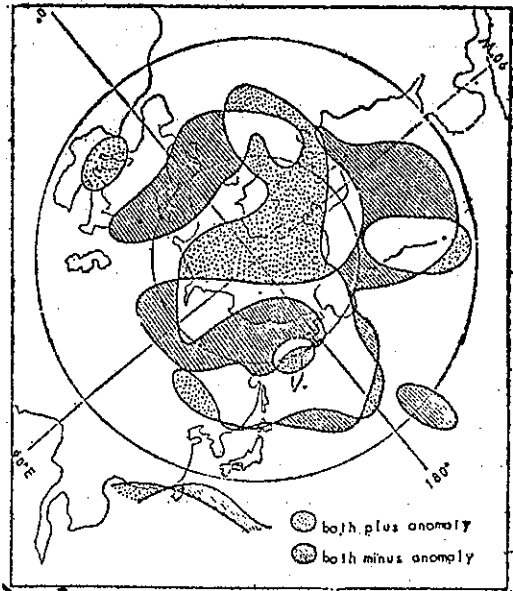


圖 41. 副熱帶高壓較平均增強或減弱時的 500 mb 合成圖兩者比較，空白部分表示符號互相相反。

Fig. 41 Comparison of 500 mb composite maps for two cases when subtropical high is stronger or weaker than normal. Blank area means that the signs are reverse each other.

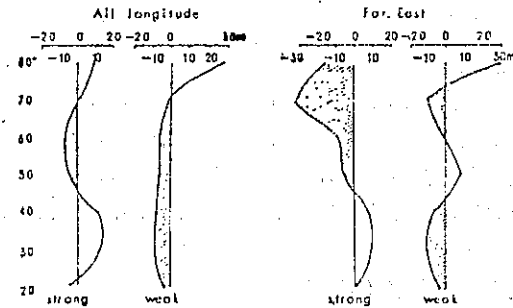


圖 42. 副熱帶高壓較平均增強或減弱時平均高度距平的剖面。

Fig. 42 Profile of zonal mean height anomaly when subtropical high is stronger or weaker than normal.

(2)如平流層極地低壓的崩潰期，不在2月而在3月或者4月崩潰的年，順着早期轉變為夏季型，隨之對流層在4月變為高溫。

(3)在(1)的場合，夏季 500 mb 面的副熱帶高壓較強，(2)的場合則較弱。

3. 副熱帶高壓在日本附近發展時的西風帶特徵

分別調查高壓在 30°N, 160°E 時與在西日本

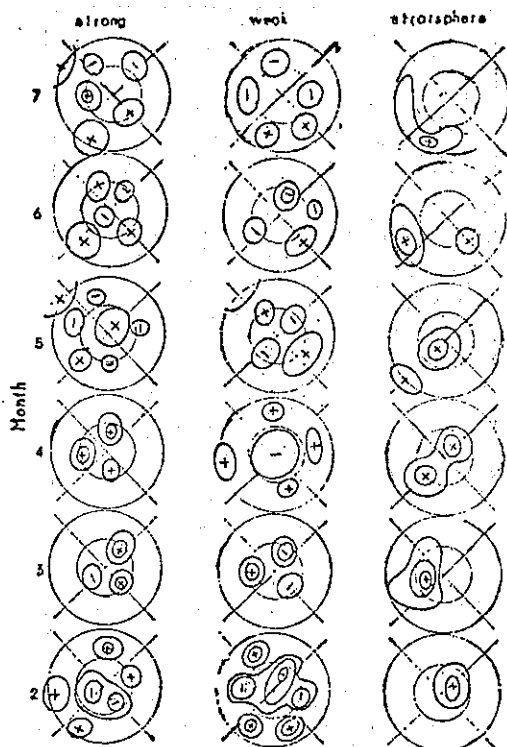


圖 43 8 月副熱帶高壓較平均增強（左圖）或減弱（中圖）時 500 mb 高度距平位置的模式。右圖為平流層暖區的示意圖。

Fig. 43 Models of 500 mb height anomaly situations when subtropical high in August is stronger (left) or weaker (middle) than normal. The schemata in the right-hand side show the features of the warming in the stratosphere

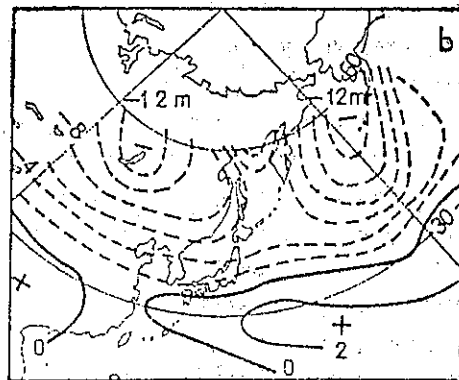
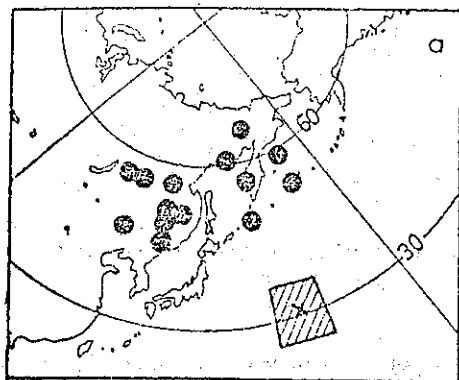


圖 44. 當副熱帶高壓軸在 160°E 時，500 mb 面上冷氣團的位置（左圖），及 5 日平均 500 mb 高度（右圖）

Fig. 44 Position of cold air mass center at 500 mb level when the center of subtropical high exists at 160°E (left), and change of 5-day mean normal 500 mb height (right).

a: 7 月 14 日 ~ 9 月 27 日 (1960 ~ 1966)

b: 8 月 13 日 ~ 17 日 (平均)

或者其西方時的情形，在東方發展時（如第 44 a 圖），冷氣向堪察加半島和中國東北流入的情況較多（佐藤、橋本正、田村、木山，1966 年）。此與 8 月中旬左右的年平均變化圖（如第 44 b 圖）極類似，高壓在西方的特徵係在第一象限有阻塞高壓（如第 45 圖）存在時較顯著（佐藤，1967 年；朝倉，1967 年）。

四熱源的功能（數值實驗）

調查因西藏高原附近的熱源情形和低緯度熱源變動而發生變化的氣壓分布，所實施的數值實驗（朝倉，1967，1968 年），將於以下詳述。資料為 1000, 700, 500 mb 面，網格點間隔 300 km，時間間隔 90 分，熱源採用朝倉、片山的數值。假設穩定度、垂直流及對熱分佈的氣壓剖面，皆以二次函數表示，則模式方程式如下：

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial Z_5}{\partial t} \right) \cdot 2\Delta t = J(A\nabla^2 Z_5 + BZ_5) + \frac{\bar{f}^2 d^2}{m^2 g \Delta p} (\bar{\omega}_5 - \bar{\omega}_4)$$

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial Z_7}{\partial t} \right) \cdot 2\Delta t = J(A\nabla^2 Z_7 + BZ_7) + \frac{\bar{f}^2 d^2}{m^2 g \Delta p} (\bar{\omega}_7 - \bar{\omega}_6)$$

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial Z_{10}}{\partial t} \right) \cdot 2\Delta t = J(A\nabla^2 Z_{10} + BZ_{10}) + \frac{\bar{f}^2 d^2}{m^2 g \Delta p} (\bar{\omega}_{10} - \bar{\omega}_8) - \frac{gk}{\Delta p} \rho |V_s| \nabla^2 Z_{10} 2\Delta t$$

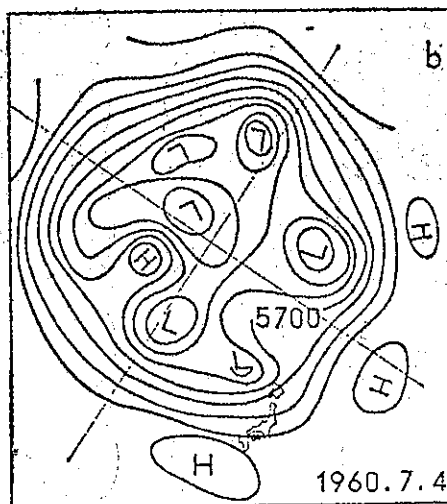
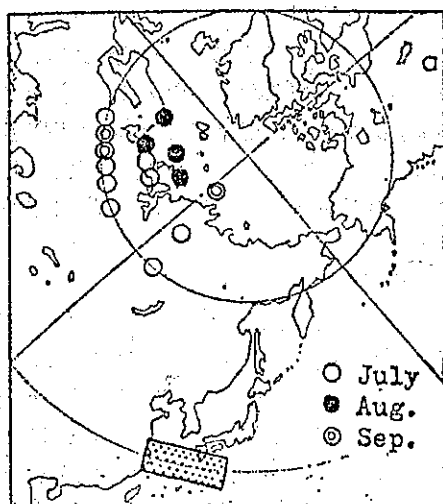


圖 45. 當副熱帶高壓軸位在西日本南方時東半球高緯度地區阻塞高壓的中心位置(白黑或雙圈)(左圖) (1960-1966) 及 5 日平均 500 mb 圖(右圖)

Fig. 45 Positions of blocking high centers (white, black and double circles) in the high latitudes of the Eastern Hemisphere when the centers of subtropical high exist in the south of Western Japan (left) (1960-1966) and 5-day mean normal 500 mb chart (right).

於此

$$A = \frac{gm^2}{4fd^2} 2\Delta t$$

$$B = \frac{f}{4} 2\Delta t$$

$$\bar{\omega} = \omega 2\Delta t$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} 2\Delta t = AJ(Z_5, Z_7) + \frac{\Delta p}{g} s_1 \bar{\omega}_1 + Q_1$$

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} 2\Delta t = AJ(Z_7, Z_{10}) + \frac{\Delta p}{g} s_2 \bar{\omega}_2 + Q_2$$

符號下面之 5 表示 500 mb, 7 表示 700 mb, 10 為 1000 mb, h 為厚度, 其他符號依慣例。計算所使用的初期天氣圖採用 5 月的緯度平均高度, 以極為中心的周極流, 得出的結果敘述如下:

1. 西藏高原附近的熱源情形

西藏無熱源時, 帶狀流無變化, 在平歷年平均熱源值時的第 7 天後, 槽線發生在緬甸和東海, 脊線發生在中國大陸, 以半旬平均比較時, 熱源增加 2 倍或 3 倍時, 在西藏高原的槽線不變, 但 3 倍時, 槽脊均出現偏東方, 在第 2 半旬脊線到達東海, 另以第 10 天的垂直分布比較結果為:

- (1) 無熱源 華東 上昇流
- (2) 歷年平均時華東 上昇流
- (3) 2 倍 華東 下降流
- (4) 3 倍 華東 下降流

所以在西藏高原上的熱源強化時, 西藏高壓也會增強, 而大陸的脊線偏東時, 華東變成下降流區 (如第 46 圖為熱源增加 3 倍時之圖)。

2. 低緯度熱源的變動和氣壓分布的變化

低緯度以冷熱源作為氣壓推動的動力, 在平歷年平均熱源值的第五天, 700 mb 面上在日本東方海面上形成槽線, 日本附近變成西北風, 如只將 20°N 以南的熱源增加 50% 來計算, 在第五天的分布圖如第 47 圖, 圖中在大陸出現脊線, 槽線亦加深, 在堪察加半島附近形成低壓, 而在平歷年平均的場合和低緯度熱源增加的場合, 兩者垂直流差亦

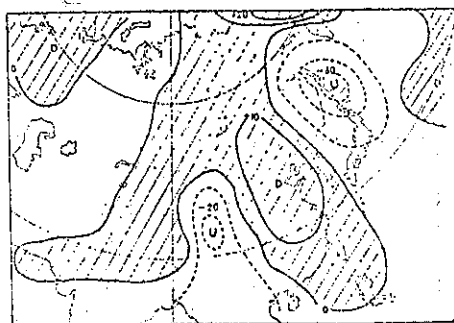


圖 46. 在西藏高原的熱源增加 3 倍時的第 10 天垂直氣流的分布 (10^{-5} mb/sec)

U: 上升氣流
D: 下降氣流

Fig. 46 Distribution of computed vertical current on the tenth day when three times quantity of normal heating are given in the Tibetan Plateau (10^{-5} mb/sec).

U: upward current
D: downward current

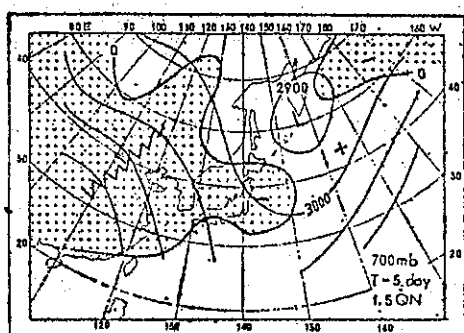


圖 47. 在第 5 天時的 700 mb 面圖和垂直氣流
實線：等高線
+：上升氣流
-：下降氣流

Fig. 47 Computed 700 mb Pattern and vertical current on the fifth day.
solid line: contour +: upward current
-: downward current.

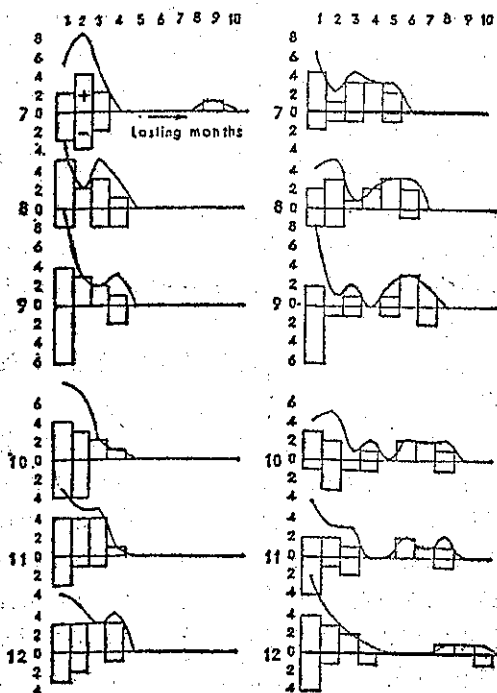


圖 48. 在 90°E~180°E 沿 30°N 月平均 500 mb 面的高度距平上得出副熱帶高壓每月的持續性。實線表示正與負頻率的總合。

Fig. 48 Frequency of intensity durability of subtropical highs for every month derived from monthly zonal mean 500 mb height anomalies along 30°N for the 90°E-180°E longitudes (1947-1964). Solid line shows the sum of positive and negative frequency.

繪於圖中，由圖中可看出，從大陸到日本下降氣流

增強，所以低緯度熱源的增強，即為中緯度地區乾燥的原因之一，及副熱帶高壓形成的有力因子。

六、副熱帶高壓的持續性和週期

在預報上，高壓的持續性或週期，與發展或衰減佔同等地位，即以另一角度分析其發展與衰減。

(一) 持續性

此所稱的持續性有兩種意義，一為短期的，即發展中的高壓可能持續幾天；另一為長期的，以整個夏季來看，在副熱帶高壓強的一年，會在幾月出現。

1. 長期的持續性和其預報

分析太平洋高壓 (500 mb 面) 每月的持續性，如第 48 圖 (佐藤，1966 年)，係沿 30°N 線東亞地區月平均 500 mb 面高度的平均距平值，調查從幾月前開始持續同符號距平的頻率分佈，如圖中 1 月份所示，於 2 個月後出現最大的頻率，此意味着正或負的同符號，距平從 2 個月前的 12 月開始持續的情形較多，以下概述此圖的趨勢。

- (1) 副熱帶高壓有增強的趨勢時，易持續。
- (2) 3~4 月開始的副熱帶高壓現象，易持續。
- (3) 從 6 月起副熱帶高壓開始增強的現象較少。
- (4) 7 月的趨勢持續到 8 月止，炎夏的特徵易持續。

以低緯度地面月平均氣壓的變化趨勢，分析太平洋地區地面的副熱帶高壓動態如下 (小柳 1968 年)：

- (1) 4 月~6 月及 10~12 月以 10°N 的地面氣壓，可以掌握副熱帶高壓的動態。
- (2) 前一年秋季副熱帶高壓南下趨勢緩慢時，次年北上的趨勢增強，反之亦然。
- (3) 10~12 月的距平有上昇趨勢時，高壓南下強，次年 4~6 月的距平亦有上昇的趨勢，高壓北上緩慢。

如上所述，副熱帶高壓在地面和 500 mb 面均較長期，有同樣趨勢的持續性，以東西指數亦可推定相當長期的趨勢 (山鹿，1966 年)，即在 500 mb 面：

- (1) 中緯度的東西指數 (20~40°N) 和高緯度的東西指數 (40~60°N)，在夏季變逆相關，如北方西風強時南方的副熱帶高壓變優勢。
- (2) 高緯度的東西指數在 2~3 月的平均和 7~9 月的平均為正相關。
- (3) 所以冬季高緯度的東西指數較強時，夏季也較強，故可以預報副熱帶高壓的發展。

2. 短期的持續性

日本氣象廳的一週預報員，檢討1966年夏季出現在日本附近的兩個顯著高壓，發現副熱帶噴射氣流、偏東風噴射氣流或對流層上部的氣溫有差異。通常持續10天以上的高壓出現時，副熱帶噴射氣流北上到 50°N 以北，出現顯著的偏東風噴射氣流，東風在日本南岸的時候影響到地面，而在100 mb 面的 -70°C 等溫線有南下的趨勢。對流層上層偏東風增強，表示高壓有增強的趨勢，相反的，如200~300 mb 面局部的西風出現時，因溫度的南北分布變為逆相位，所以目前整個對流層的高壓循環，自上層破壞而後高壓開始衰減（矢花，1966年）。通常在副熱帶高壓內，上層的變化先由下層變化。

(二) 週期性

以現象的週期來預報，為一簡單又有效的方法表8 在各種現象下，觀測到之副熱帶高壓的週期

Table 8. Periods of subtropical high observed in the various phenomena.

研究者	週 期	現 象
松 倉	5~7 年	平流層
今 田	6 年	平流層
福 岡 氣象台	3 個月	月平均 500 mb 高度 (30°N , 130°E)
田 中	17~18日 33~35日 53~55日	副熱帶高壓帶內
中 西	35日	半旬平均 500 mb 面上的副熱帶高壓的脊線位置
星 野	20日	東西指數的周期
長期預報 同 志	11日	☐
同 上	10日	副熱帶噴射氣流
安 田	10日	偏 東 風
福 家	9~12日	地上的北太平洋高氣壓
中 西	8~13日	每日的 500 mb 面上之副熱帶高壓的脊線位置
田 邊	9 日 (8~12日)	波林島的地上高氣壓
橋 本	6 日	500 mb 面副熱帶高壓的動向

，所以很多人分析副熱帶高壓的週期性，第8表為其一覽表，表中表示的週期大略分為數年、5週、10天左右等三種，數年的週期為平流層循環，5週到10天左右者為500 mb 面，或關連到地面高壓的週期。

佐藤（1967年）將出現在日本附近高壓型的關係位置分為3種，此3種在夏季以兩個週期變化，與前述5週的週期相對應，故許多人得出10天左右的週期，此即自然週期。而週期和振幅的關係為週期愈長，振幅有變愈大的趨勢。

七、副熱帶高壓和日本氣候的關係

(一) 和天氣的關係

1. 脊線的位置和天氣的關係

比較500 mb 面脊線（ $110\sim 130^{\circ}\text{E}$ ，即在中國大陸的高壓）的年平均值和降雨區中心軸的年平均值，發現在脊線北方約 $5\sim 8$ 度緯度的地方，有降雨區軸，脊線隨季節變化，兩區亦會變動，如前面所述，東亞地區500 mb 面的脊線，在梅雨期間為東部偏北，即由東北東延伸到西南西的正常狀態，出梅時期，此脊線大略變東西向，盛夏時，大陸上的脊線大略偏北，和梅雨期間完全相反，過了盛夏時，脊線的走向再度回復到東高西低型，而進入秋季長雨期，此時期的天氣除受脊線位置的影響外，受其走向的影響更大，此為一非常有趣的事實。

200 mb 面脊線和天氣的關係如第49圖，脊線為半個月的平均位置，天氣為四國地方的天氣，由圖可知，脊線的位置和天氣有密切的關係，脊線在 20°N 附近時，梅雨期前的週期變化型天氣較多， 30°N 時，陣雨型較多， $25\sim 28^{\circ}\text{N}$ 時，有明顯的梅雨型， 32°N 以北時，變盛夏的晴天型，使用半旬平均分析，亦得到相同的關係。200 mb 面脊線的走向和天氣的關係，雖無500 mb 面那麼明顯，然仍可辨認其趨勢。

100 mb 面脊線和天氣的關係，在第33圖的季節變動中已表示出，脊線在 30°N 時為梅雨期間，移到 35°N 北時，變成盛夏（高杉、池田1967年），但100 mb 面脊線的變動為階梯式，所以出梅約3天後，脊線有急速北上的趨勢。

2. 出梅前後的高壓動態

以下分析出梅時，各高度面上副熱帶高壓胞的

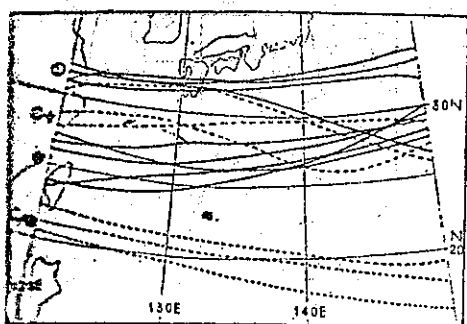


圖 49 夏季四國地方的天氣和 200 mb 面上脊線的關係 (1963~1966)

- ①/●: 週期性的天氣
- : 梅雨季節
- ①▽: 陣雨天氣
- ①: 梅雨季節後之乾燥天氣

Fig. 49 Relation between the weather situation at Shikoku Island and ridge line at 200 mb level in summer (1963-1966).

- ①/●: periodic weather
- : Baiu season
- ①▽: showery weather
- ①: dry weather after Baiu season

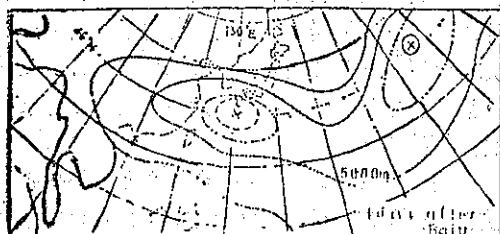
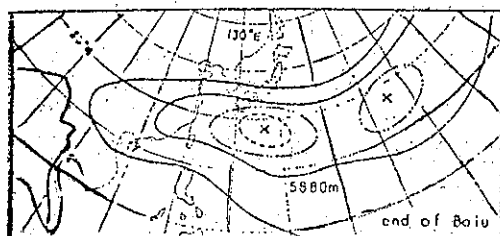
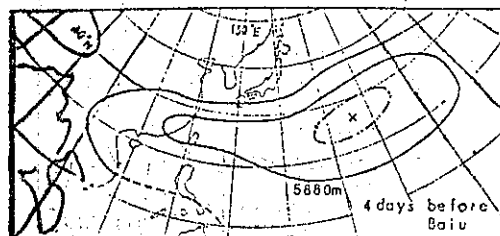


圖 50. 梅雨時前、梅雨時及梅雨後 500 mb 面 4 日平均的合成圖 (1959~1966)

Fig. 50 4 day mean 500 mb composite maps constructed by the patterns before, at and after the end of Baiu. (1959-1966).

動態。500, 300, 200 mb 各高度出梅前後的合成平均圖分別如第 50, 51, 52 圖, 另繪出 1964 年 100 mb 及 300 mb 半旬平均高度變化, 分別如第 53, 54 圖。

最先 500 mb 面在日本的南方海面上發生高壓, 一面發展, 一面向西北進行, 到西日本附近時出梅, 另在 300 mb 面發生的胞 (發生前不明顯) 北上 (稍偏西北) 後發展。

200 mb 面的胞並不明顯, 但可看出脊線的北上及 12,540 m 等高線向東方伸展的特徵, 梅雨期間 100 mb 面的脊線大略位在 30°N, 隨後出梅, 向北移到 35°N, 同時西藏高壓東進到華中。

30 mb 面的等高線大略呈東西向, 看起來無很大的變化, 但仔細分析高度變化圖時, 在出梅前後, 西日本及南方海面上的高度上昇增強, 可以知道形成南北向的脊線。

總之, 出梅前後在西日本附近發展的高壓以現

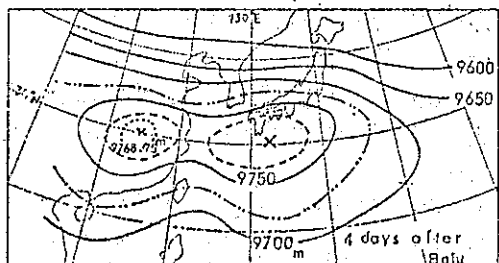
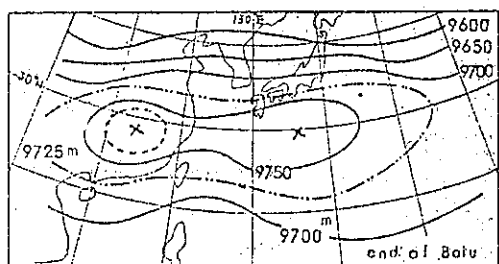
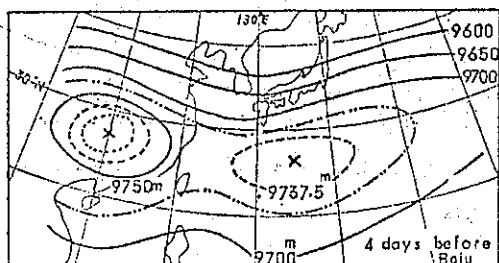


圖 51. 說明同 50 圖但為 300 mb 面圖 (1963~1966)
Fig. 51 Same as Fig. 50, but for 300 mb charts (1963-1966).

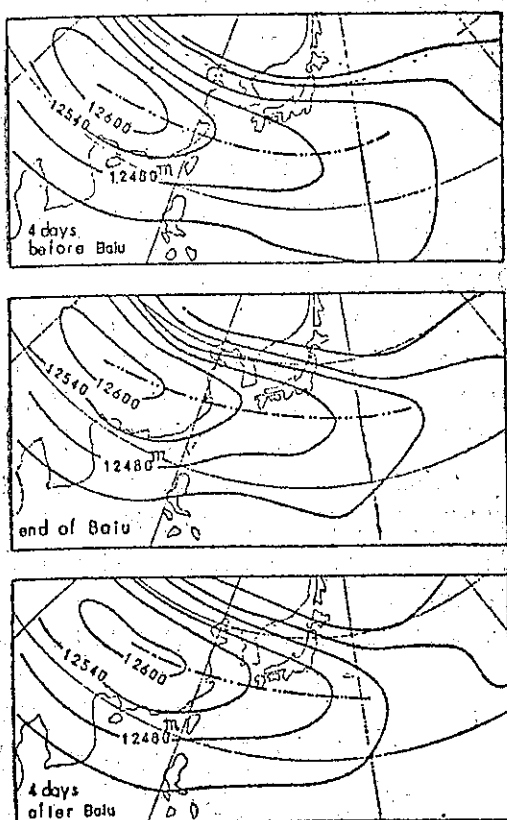


圖 52. 同第 50 圖但為 200 mb 面圖 (1983~1966)
Fig. 52 Same as Fig. 50, but for 200 mb charts (1963-1966).

象來看，在 500 mb 為西進或西北進，300 mb 為北上，200~100 mb 為脊線的北上和西藏高壓的東進，30 mb 則由高度變化地區的南下或東南進所形成。

中國大陸高壓發展的前兆，最先出現在 100 mb 面，與出梅前後高壓發展之狀態類似，但由合成圖分析，則有明顯的胞在 300 mb 面以下，更詳細的分析，需待更進一步的研究。

(二)和氣溫的關係

我們知道，夏季的氣溫受副熱帶高壓的影響很大，以下詳述各地的氣溫及影響較大的高壓出現地方。

第 55 圖為名古屋 8 月的氣溫與 500 mb 面間的相關分布圖，由圖中可知，名古屋受小笠原高壓的影響最大，但亦稍受華南高壓的影響，第 56 圖（小柳 1966 年）繪出鹿兒島月平均氣溫較歷年月平均氣溫高出 1°C 以上時，在 500 mb 面上出現正偏

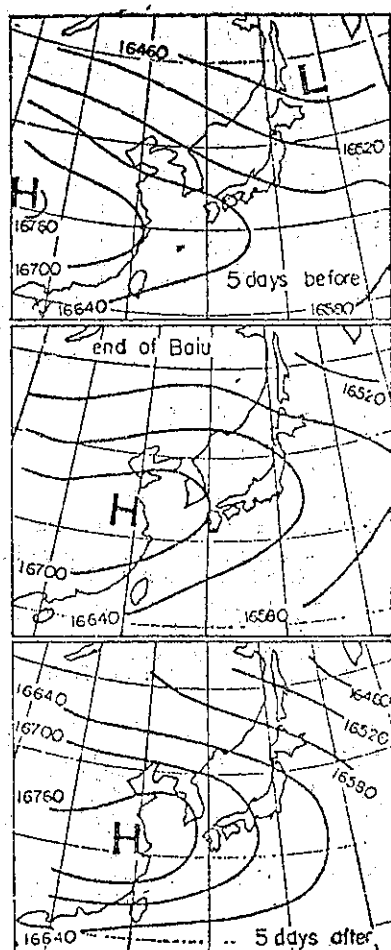


圖 53. 1964 年梅雨前、梅雨時和梅雨後，100 mb 面 5 日平均圖的連續圖

Fig. 53 A series of 5-day mean 100 mb chart before, at and after the end of Baiu in 1964.

差的地區。可以看出，出現正偏差的地區隨季節在變動。

第 57 圖為高松的半旬氣溫和高壓的關係，(b)圖為半旬氣溫，表示當年最高時 500 mb 面 4 日平均的合成圖，(a)圖為其前 4 日的平均圖，由圖可知小笠原高壓分裂後，其分裂部分在西日本發展時，將出現半旬的最高氣溫，此時高壓胞的動態和出梅時極類似。

第 58 圖（朝倉，1967 年）為各地的氣溫和 500 mb 面高度間的相關分布圖，由圖可知，日本靠在太平洋側的氣溫將受中部太平洋高壓的影響，另亦會受華東高壓的影響。但是西日本的氣溫亦會受中部太平洋高壓的影響，且與華東及西藏附近的高壓，出現很强的正相關；福岡的氣溫受大陸的高

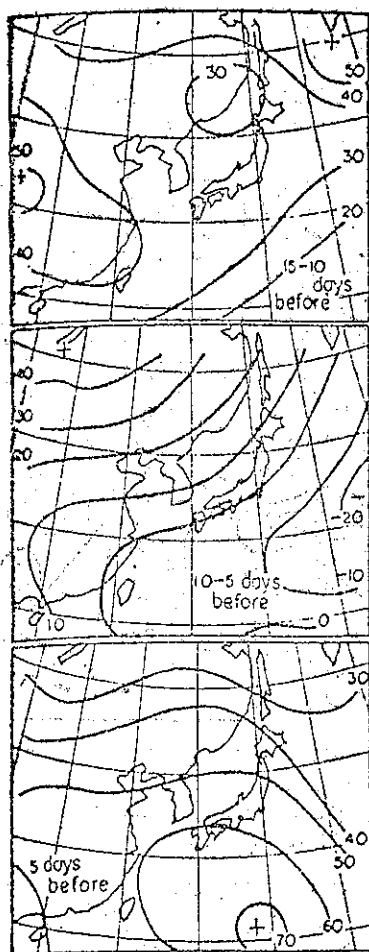


圖 54. 1964 年梅雨前，梅雨時和梅雨後，30 mb 面 5 日平均圖的連續高度變化

Fig. 54 A series of height tendency of the 5-day mean 30 mb charts before the end of Baiu in 1964.

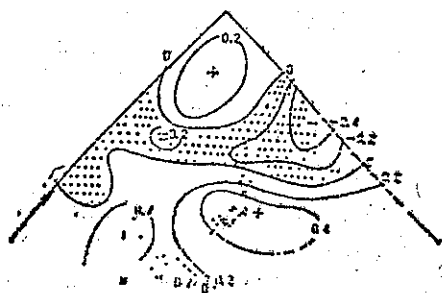


圖 55. 名古屋 8 月地面的氣溫與 500 mb 面高度間的相關分布圖

Fig. 55 Correlation field between 500 mb height and surface temperature at Nagoya in August.

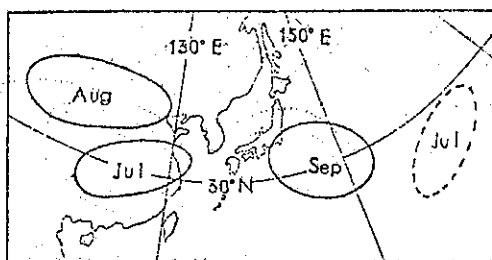


圖 56. 鹿兒島月平均氣溫較歷年月平均氣溫高時，500 mb 面上高壓胞的位置

Fig. 56 Positions of subtropical high cells at 500 mb level when monthly mean temperatures at Kagoshima are much above normal in each month.

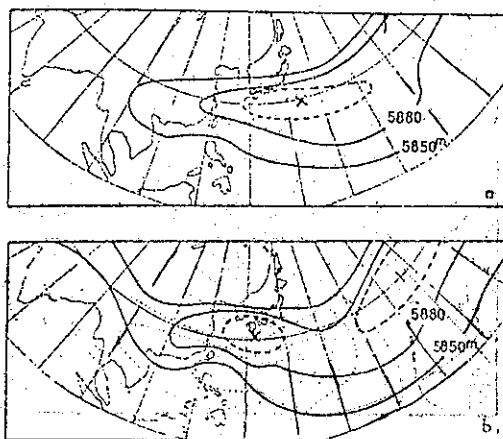


圖 57. 高松 5 日平均氣溫較正常為高時，500 mb 4 日平均合成圖 (1959~1966)。

圖(b)表示高松 5 日平均氣溫出現最高時合成圖。圖(a)表示其前一張 4 日合成圖。

Fig. 57 4-day mean 500 mb composite maps when 5-day mean temperature at Takamatsu is much above normal (1959-1966). Map (b) indicates the map when 5-day mean maximum temperature is observed at Takamatsu (1959-1966). Map (a) indicates the map just before the map (b).

度影響較大，受中部太平洋高壓的影響較弱，反之，東京的氣溫受小笠原高壓的影響最大，和西藏附近的高度變負的相關，因之東日本和西日本的溫度變化，受不同高壓的影響。

(三)和雨量的關係

當然高壓涵蓋時，雨量即很少，與氣溫同，因高壓發展地區的不同，東西日本的雨量亦有差異，以下以相關分佈圖分析。

1. 高壓的位置和雨量

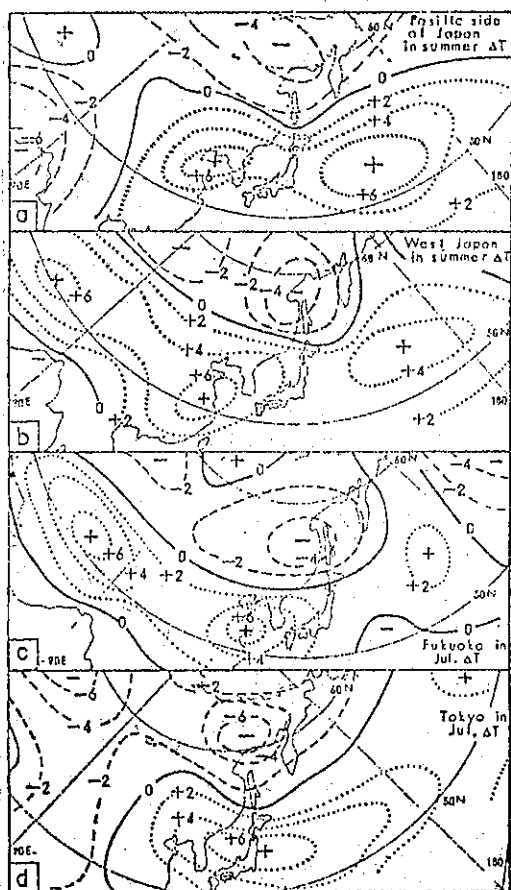


圖 58. 各地氣溫和 500 mb 面高度間的相關分布圖 (1946~1965) (單位: 0.1)

- a: 日本的太平洋側的主要測站 (夏季)
- b: 西日本 (夏季)
- c: 福岡 (7月)
- d: 東京 (7月)

Fig. 58 Simultaneous correlation field between 500 mb height and surface temperature at each station (1946-1965) (unit: 0.1)

- a: key station at the Pacific side of Japan (summer).
- b: at West Japan (summer).
- c: at Fukuoka (July).
- d: at Tokyo (July).

第 59 圖 (安井, 1966年) 為廣島 8 月份的雨量和 500 mb 高度面的關係圖, 由圖可知, 華南方面的高壓較西太平洋高壓 (除了接近日本本州的高壓) 的影響為大。

第 60 圖為靠在太平洋一側的雨量和 500 mb 面高度間的關係圖 (朝倉, 1966年), 圖中在西太平洋地區有強的負相關, 所以在此附近如有高壓發展時, 日本本州靠太平洋的一側雨量會減小, 又在

福岡的雨量與 500 mb 面高度的相關中, 於華北、朝鮮半島、日本本州東方海面上有負相關, 在日本本州南方海面上有正相關, 所以 500 mb 的脊線南下時, 雨量增多, 北上時雨量減少。

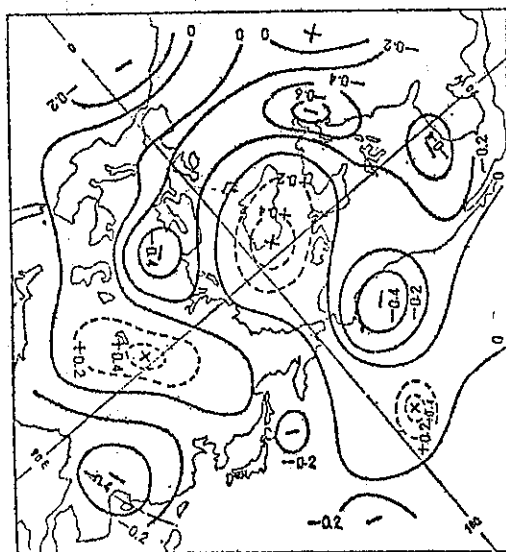


圖 59. 廣島八月份雨量和 500 mb 面高度間的相關分布
Fig 59 Correlation field between 500 mb height and precipitation amount at Hiroshima in August.

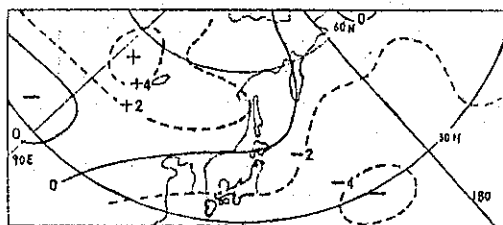


圖 60. 夏季日本靠太平洋一側的雨量和 500 mb 面高度間的相關分布 (單位: 0.1)

Fig. 60 Correlation field between 500 mb height and precipitation amount at the Pacific side of Japan in summer (unit: 0.1).

2. 和乾旱的關係

朝倉 (1966年) 將乾旱分為日本全國的乾旱, 西日本的乾旱和只有日本海多雨等三種, 如以高壓的分布分析, 則分為在日本西方高壓發展時和受東方的高壓影響時兩種。另印度的季風和日本梅雨活動期間的密切關係, 主要由西藏高壓作媒體、分析如下, 如西藏附近的副熱帶高壓強勁時:

- (1) 在印度因季風槽線不能北上, 所以印度北部容易發生乾旱, 然印度中部雨量增大。

- (2)在西日本則進入由大陸東移的副熱帶高壓勢力範圍，故雨量少容易變成盛夏的天氣。
- (3)冷氣容易經沿海州附近東進，這個時期在日本海的一側常常降大雨。
- (4)冷氣滯留北海道，故北日本容易變成冷夏。

因此支配日本天氣的主要因子，除了中部太平洋的副熱帶高壓外，西藏高原附近的副熱帶高壓亦佔同等地位。

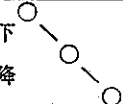
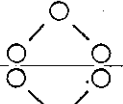
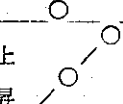

四和颱風的關係

1. 颱風的發生數

颱風和副熱帶高壓均為發生在較低緯度的現象，故兩者間應有相互的影響。副熱帶高壓較偏北，而在太平洋中部出現槽線時，即南北環流增強的情況時，颱風發生的較多，反之偏南而東西環流增強時，較少發生。此現象已由田邊（1952年）及其他學者證實。小柳（1968年）特別注重這一點，已在六之（一）持續性項中陳述，由太平洋地區低緯度的地面氣壓來判別副熱帶高壓當年的慣性，以此預測颱風的發生數，結果非常良好，判定的準則如第9表的四個方法，依此準則預測24年間的結果，有18次正確，2次不正確。

表 9 低緯度氣壓變化趨勢，太平洋的颱風發生數和副熱帶高壓的活動彼此間之關係

Table 9. Relationships among tendency of pressure anomaly in lower latitudes, number of typhoon formation in the Pacific and behavior of the subtropical high

	低緯度氣壓變化傾向 10 11 12月 4 5 6	颱風發生數	副熱帶高氣壓的變化狀況
Type 1	下降 	35個以上	順利北上
Type 2		30個	稍遲一點北上
Type 3		26個	提早北上，後偏南
Type 4	上昇 	22個以下	南 偏

2. 颱風的路徑

以 500 mb 面距平合成高壓的位置和颱風路徑的關係，分別颱風的路徑結果如下（小柳，1967年

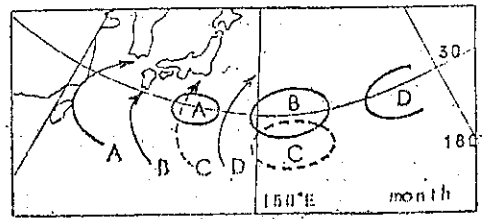


圖 61 颱風的路徑與 500 mb 面上高壓胞位置間的關係。圖圈內之 A, B, C, 表示相對颱風路徑時的副熱帶高壓胞位置

Fig. 61 Relation between the course of typhoon and the position of subtropical high cell at 500 mb level. A, B and C in a circle show the position of subtropical high cell falling under each course of typhoon.

），即颱風經東海西進或西北西進時，高壓在中國大陸佔優勢，且脊線向東延伸，和太平洋高壓連結起來，副熱帶高壓愈偏西，颱風愈偏西進，並環繞副熱帶高壓的邊緣。

至於颱風距離副熱帶高壓的中心多遠向西進，根據柴山（1966年）調查的結果，以距離副熱帶高壓中心西方經度 14~17° 者有 1/2 強，另距西方經度 23~27° 者有 1/4 強，此兩者佔全體之大半以上。

以上係由 500 mb 面分析颱風的路徑，而其與 100 mb 面的關係又如何呢？

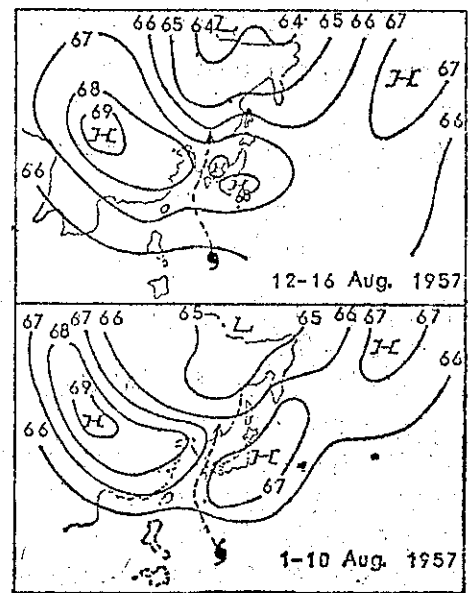


圖 62. 颱風路徑和 100 mb 面高度間的關係 (100 m)
Fig. 62 Relation between the course of typhoon and 100 mb height pattern (100 m)

- (1) 以太平洋高壓動態變化較少的 100 mb 來分析對颱風的預測較佳。
- (2) 中緯度颱風接近時，100 mb 面有較大的變化，故颱風影響較少時，平均圖的槽線可以提早預測，而且效果良好。
- (3) 兩個颱風同時出現時，颱風各由高壓胞間進行（今田，1966年），第62圖為颱風沿 100 mb 面槽線前進的例子。

八、結 語

自 1965 年以來，在全國的長期及短期預報技術檢討會上，已有許多有關副熱帶高壓的報告，我們確信，對於副熱帶高壓已有很深的了解，當然亦有許多問題仍然未解決，例如 Bjerknes 所指出的關於東部太平洋異常的表面水溫，會影響到西歐的氣候等，此外我們知道低緯度的熱源問題非常重要，雖有朝倉氏寶貴的研究，但希望今後能有更進一步的發展，而對於高壓發展的問題，在現象上方法很多，但在構造方面仍然不足，由於受到部分地區資料缺少的限制，無法達到盡善盡美的境界，然而無可否認的，夏季時，日本受到副熱帶高壓的控制與左右，所以希望今後能够繼續調查與研究，另日本氣象廳亦應開始繪製每日 100mb 面的天氣圖。

九、註：譯者附言：翻譯後的感想

臺灣夏季的天氣和日本一樣，皆受副熱帶高壓的控制與左右，所以希望我們亦能參照日本的方法來分析與調查副熱帶高壓對臺灣天氣的影響，並應用於實際預報作業上，願與國內學者專家共同努力。

引 用 文 獻

- 有住直介(1959)：大氣の大循環，氣象學ハンドブック，550～591。
- Exner, F. M. (1925): *Dynamische Meteorologie*, 2nd. ed. 421 pp.
- 藤範晃雄、島田健司(1967)：中國における亞熱帶高氣壓の研究，昭和41年度全國預報技術檢討會資料（氣象廳預報部の追加の部），39～68
- 福家三則、三田延清(1950)：北太平洋氣壓配置の動向について，大阪管區氣象研究會誌（第二號），（昭和25年12月）。
- 片山昭(1969)：大氣大循環と熱，グロースベッ

ター第7卷 第2號。

- Mintz, Y. (1954): *The Observed Zonal Circulation of the Atmosphere*. Bull. Amer. Met. Soc. Vol. 35, No. 5, 208～214.
- 毛利圭太郎、松本誠一(1956)：大氣大循環，氣象學講座 第13卷，地人書館，120 pp.
- 守田康太郎(1949)：太平洋高氣壓について（第1報），研究時報 Vol. 1. No. 4, 83～86.
- 永光要人(1951)：中緯度高氣壓の南北の動きについて，研究時報，Vol. 3, No. 9, 325～326.
- 中島暢太郎(1959)：大氣大循環の話，關西氣象協會廣島出張所，32 pp.
- 中西 盈(1964)：500 mh で見た太平洋 ridge の南北變動，大阪管區氣象研究會誌（昭和39年）
- 中西 盈(1966)：北太平洋高氣壓（第2報），四國地區氣象研究會誌（昭和41年）。
- 根山芳晴(1968)：太平洋高氣壓の構造と氣候變動，氣象研究ノート，No. 97, 294～312.
- 西田宗隆(1961)：暖候期極東を支配する亞熱帶高氣壓について，四國地區氣象研究會誌（昭和36年）。
- 岡田武松、荒川秀俊：世界氣象學年表，氣象學講座別卷，地人書館，229 pp.
- Palmen, E. (1951): *The role of atmospheric disturbances in the general circulation*. Quart. Jour. R Met. Soc. Vol. 77, No. 333, 337～354.
- 關根勇八(1951)：上層における中緯度高氣壓について（第1報），研究時報，Vol. 3, 特別號，20～25.
- 關根勇八(1955)：上層における中緯度高氣壓について（第2報），研究時報，Vol. 7, No. 9, 529～534.
- 鈴木 齊(1963)：太平洋高氣壓の盛衰予想と預報への導入について，大阪管區氣象研究會誌（昭和38年）。
- 田島節夫(1950)：極東および北太平洋における中緯度高氣壓の構成について，研究時報，Vol. 2, No. 6, 164～168
- 田邊三郎(1952)：小笠原高氣壓の消長と颱風の進路予想，研究時報，Vol. 4, No. 9, 593～594.

統一編號：

09085730045

Volume 30, Number 1

March 1984

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Article

A Study of Typhoon Track Forecasting

by Climatic Data Analysis.....*Shinn-liang Shieh, Feng-lun Chiao*

Cheng-kai Chen, Guay-hong Chen (1)

Translation

Some Aspects of Structure of Subtropical High

and Its Relation to the Weather in Summer in

Japan.....*Chin-huai Hsu Ming-yang Liou (23)*

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第三十卷 第二期

目次

論著

地形強制作用對中緯度大尺度波動的效應……………劉明禮(1)

日本氣象廳 8L-NHM 及 10L-FLM 數值預報模式之

初步檢驗……………劉復誠 華文達 鄭月娥(8)

報告

民國七十二年颱風調查報告—侵臺颱風(8304)韋恩……………趙世騰(48)

氣象學報

季刊

第三十卷 第二期

主編者 中央氣象局氣象學報社
地址 臺北市公園路六十四號
電話：3713181(10線)

發行人 吳宗堯
社長 吳宗堯
電話：3110840

印刷者 文英印刷公司
地址 臺北市萬大路486巷10弄40號
電話：3016802
3018572

中華民國七十三年六月出版

◎ 敬請交換 ◎

地形強制作用對中緯度大尺度波動的效應

**The Response of the Large Scale Waves in the Westerlies to Forcing by the Topography in the Middle Latitude*

劉 明 禮

Ming-Lee Liu

ABSTRACT

The response of the large scale waves to forcing by the topography was developed by using the quasi-geostrophic equation. The results showed that there would be a nearly stationary wave of the wave number 6 in the homogeneous westerlies in the middle latitude, when the β -effect, the westerly jet and the thermal wind field was the main mechanism to produce this wave. A longitudinally inhomogeneous westerlies with a wave length of $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ latitude would have a nearly stationary wave of $N=2.4\sim 3.8$ in the westerlies. If the thermal disturbances were distinct, the periods of those large scale waves were almost under one week and were decreasing abruptly as the wave numbers were increasing except for $N=1\sim 4$. An analytic consideration for the significant response of both of the thermal disturbance and the zonal current disturbance (Egger; 1976) would have a stationary wave of the wave number 5.

To consider the seasonal variation of the westerlies in the Northern Hemispheric atmosphere, the activities of the wave number 6 in the westerlies would be increasing from the early spring to the early summer, and would have its maximum activities around the late spring and the early summer, the wave number 6 was also active in the autumn season, but was in the higher latitude. The nearly stationary ultralong wave would be active in the winter season in the westerlies.

According to the wave deformation equation of the topographic forcing on the zonal mean current (Liu; 1983), there would be a resonant effect in the atmosphere by the topographic forcing of the Himalaya mountain whenever there was a stationary wave of the wave number 6 in the homogeneous westerlies in the Asian area. And those of the nearly stationary ultralong wave, characterized by the inhomogeneous distribution of the westerlies jet in the winter season in

* (this paper was some part of the M. S. thesis when the writer was in National Central University from 1975 to 1977)

the Northern Hemisphere, would have a deformed wave field of the ultralong wave to forcing by the Himalaya mountain and also would have a wave field to be in phase with the distribution of the mountain in the Asian area. Therefore, the ultralong waves would be active in the westerlies in the winter season in the Asian area.

摘 要

以準地轉風方程式推導與計算中緯度大氣中的大尺度擾動波在地形強制場作用下的反應，結果顯示：在一均勻分佈的西風場或緯流場裡，當此一緯流波場的擾動遠甚於溫度或厚度波場的擾動，則大氣中存在一波數六的近似固定波； β -效應，西風噴射氣流與熱力風場為這一擾動波場構成的主要機制。設若緯流場在南北向上的分佈不均勻，又設定此一擾動波的波長為 $50^\circ \sim 60^\circ$ 緯度左右，近似固定的緯流波則屬超長波尺度 $N \approx 2.4 \sim 3.8$ 。若大氣中的波動以反應於溫度場或厚度場中的波動較為活躍，則大氣中大尺度擾動波的週期除了 $N \approx 1 \sim 4$ 以外，皆在一週以內，且波的週期隨波數的增加而迅速減短。考慮上述兩種擾動波兼具活躍狀況 (Egger, 1976)，則大氣中將產生一波數五的固定波。

考慮北半球西風場分佈的季節變化，則波數六的活躍度將由初春起至夏初逐漸增強而於春末夏初達致最大活躍度，秋季活躍位置則偏於較高緯度而近似固定波的超長波則活躍於冬季的西風場。

依據強制波變方程式 (劉；1983)，波數六有利於與西藏山區對均勻的中緯度緯流場的強制作用，產生近似共振的現象，而冬季的超長波近似固定波則因與西藏山區的相互作用所產生的波變場仍屬超長波尺度且有利於形成與地形同相的強制波變場，因此對亞洲冬季的緯流而言，近似固定波的超長波為盛行的緯流風場。

一、前 言

地球上大氣的動力來源，主要來自太陽熱能分佈的差異造成大氣的擾動與運行，又因地球曲度，柯次力則導致西風盛行於中緯度；而由於溫度分佈場差異所形成的梯度風，則使得西風噴射氣流由低層向高層增強，除此而外，地球大氣所具有的靜水近似或謂大氣垂直尺度的穩定度亦為大氣擾動的重要因素，上述的動力作用與地球上因地形分佈所造

成的強制場對大氣中大尺度波動的作用為本研究的主題。

二、基本理論

1. 準地轉風方程式 (the quasi-geostrophic equation)

根據準地轉風方程式，即 ω -方程與溫度方程式，設定對流層大氣分成兩層，足碼 0, 1, 2, 3, 4 各表 0 毫巴，250 毫巴，500 毫巴，750 毫巴及 1000 毫巴氣壓面 (圖一)

0	—————	0毫巴
1	250毫巴
2	—————	500毫巴
3	750毫巴
4	—————	1000毫巴

圖一：兩層模式的大氣

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f) = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \sigma \omega = 0 \quad (2)$$

(1)(2)兩式採定差法及下列兩式：

$$(\)_* = \frac{1}{2} [(\)_1 + (\)_3], (\)_\tau = \frac{1}{2} [(\)_1 - (\)_3] \quad (3)$$

方程式(1)(2)中的符號意義如下：

ζ ：渦度場

\vec{V} ：大氣的流速

f, f_0 ：柯次力

ϕ ：重力位場

p ：大氣壓力

t ：時間

p_4 ：地面的大氣壓力

採用定差法將方程式(3)代入(1)(2)兩式 (Derome & Wiin-Nielson, 1971)：

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta_*}{\partial t} + \vec{V}_* \cdot \nabla (\zeta_* + f) + \vec{V}_\tau \cdot \nabla \zeta_\tau \\ & = \frac{f_0}{p_4} \omega_4 \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} + \vec{V}_* \cdot \nabla \zeta_T + \vec{V}_T \cdot \nabla (\zeta_* + f) \\ = \frac{f_0}{p_2} \omega_2 - \frac{f_0}{p_4} \omega_4 \quad (5)$$

$$2 \frac{\partial \phi_T}{\partial t} + 2 \vec{V} \cdot \nabla \phi_T - \sigma_2 p_2 \omega_2 = 0 \quad (6)$$

方程式(6)中的 σ_2 表靜穩定度 (static stability)

$$\sigma_2 = \left(-\alpha \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right)_{p=p_2} \quad (7)$$

α : 大氣的比容

θ : 位溫

設定地形效應的強制場為：

$$\omega_4 = \vec{V}_4 \cdot \nabla p_g \quad (8)$$

上式的 p_g 表地形高度相對於標準大氣的氣壓值。

根據擾動動力學的一次近似理論，將大氣的緯流分成平均緯流與一次紛擾，令 x 表東西方向， y 表南北方向：

$$\vec{V} = U \vec{i} + v \vec{j}; U = U_* + U_T, \\ v = v_* + v_T \quad (9)$$

流線方程式則可寫成：

$$\frac{\partial \psi_*}{\partial x} = v_*; \frac{\partial \psi_T}{\partial x} = v_T; \frac{\partial \psi_*}{\partial y} = -U_*; \\ \frac{\partial \psi_T}{\partial y} = -U_T \quad (10)$$

其中 \vec{V} 為氣流中的非發散部份 (Non-divergent part)，引用下列的近似式 $\phi = f_0 \psi$ (Holton; 1972)，(9)(10)兩式代入(4)(5)(6)式：

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_* + U_* \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_* + \beta \frac{\partial \psi_*}{\partial x} + U_T \\ \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_T = \frac{f_0}{p_4} U_4 \frac{\partial p_g}{\partial x} \quad (11)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi_T + U_* \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_T + U_T \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_* + \beta \frac{\partial \psi_T}{\partial x} \\ = \delta^2 \left\{ \frac{\partial \psi_T}{\partial t} + U_* \frac{\partial \psi_T}{\partial x} - U_T \frac{\partial \psi_*}{\partial x} \right\} \\ - \frac{f_0}{p_4} U_4 \frac{\partial p_g}{\partial x} \quad (12)$$

地形場及氣流場的分佈，以富氏展開式 (Fourier Series) 表示：

$$p_g = \sum_n T_{pn} \cos (nx + \mu y + \varphi) \\ = \text{Re} \left[\sum_n T_{pn} e^{i(nx + \mu y + \varphi)} \right] \quad (13)$$

(13)式中 $\text{Re}[\]$ 表實數部份。

$$\psi_* = \sum_n \hat{\psi}_{*n} e^{i(nx + \mu y - \sigma t)} \quad (14)$$

$$\psi_T = \sum_n \hat{\psi}_{Tn} e^{i(nx + \mu y - \sigma t)} \quad (15)$$

$$\delta^2 = \frac{8 f_0}{\sigma_2 p_4^2} \quad (16)$$

(13)(14)(15)式中的 T_{pn} , $\hat{\psi}_{*n}$, $\hat{\psi}_{Tn}$ 各表 P_g , ψ_* , ψ_T 的最大振幅， n , μ 各表緯向上及經向上的單位長度， σ 表波頻。 δ^2 則表與靜穩定度有關的參數， φ 則表地形分佈場與大氣波場的相差。

由(13)(14)(15)式，可得下列關係式：

$$\frac{\partial}{\partial x} \sim i n; \frac{\partial}{\partial y} \sim i \mu; \frac{\partial}{\partial t} \sim -i \sigma; \nabla^2 \sim -\alpha^2; \\ \alpha^2 = n^2 + \mu^2 \quad (17)$$

(14)(15)(16)式入(11)(12)兩式：

$$\{ [i(\sigma \alpha^2 - n \alpha^2 U_* + n \beta)] \hat{\psi}_{*n} + (i n^2 \alpha^2 U_T) \hat{\psi}_{Tn} \} \\ \times e^{-i \sigma t} = \frac{f_0}{p_4} U_4 (i n) T_{pn} e^{i \varphi} \quad (18)$$

$$\{ [i(n \delta^2 U_T - \alpha^2 U_T)] \hat{\psi}_{*n} + [i(\sigma \alpha^2 + \sigma \delta^2 - n \alpha^2 U_* \\ + n \beta - n \delta^2 U_*)] \hat{\psi}_{Tn} \} \times e^{-i \sigma t} \\ = -\frac{f_0}{p_4} U_4 (i n) T_{pn} e^{i \varphi} \quad (19)$$

由方程式(3)(14)(15)得知： ψ_* 即為緯流場分佈或重力波場， ψ_T 即為厚度場的分佈或溫度場，而 $\hat{\psi}_{*n}$ 與 $\hat{\psi}_{Tn}$ 各表擾動波的最大振幅。設若大氣中溫度場或厚度場分佈頗為均勻，亦即 $\hat{\psi}_{Tn}$ 很小，而緯流波動較大或緯流波場活躍，則 $\hat{\psi}_{*n} \gg \hat{\psi}_{Tn}$ ，又考慮地形分佈對大氣波動的效應，則可得下列關係式：

$$\sigma_* = n(U_* + U_T) - \frac{n}{\alpha^2} (\beta + \delta^2 U_T) \quad (20)$$

若考慮當大氣的緯流波場分佈較弱或緯流擾動不活躍， $\hat{\psi}_{*n} \rightarrow 0$ ，而且大氣中的溫度場擾動活躍或謂 $\hat{\psi}_{Tn} \gg \hat{\psi}_{*n}$ ，在實際的天氣圖中，上下兩層的大氣將呈現異相 (Antiphase) 的緯流波場，而大氣中的波動，主要來自厚度場或溫度場分佈的差異。因此設定地形效應主要作用於大氣厚度場的波動，則方程式(18)(19)式，去除 $\hat{\psi}_{*n}$ 項，可得下列關係式：

$$\sigma_T = n(U_* + U_T) - \frac{n}{\alpha^2 + \delta^2} (\beta + \delta^2 U_T) \quad (21)$$

(20)(21)式中的 σ_* , σ_T 各表以緯流波場為主與以厚度波場為主所造成的大氣擾動波頻。由(20)(21)式求其相速 Ω (phase velocity) 如下：

$$\Omega = -\frac{\sigma}{n} \quad (22)$$

$$C_T^* = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (23)$$

$$C_T = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2 + \delta^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (24)$$

其羣波波速 C_g 如下：

$$C_g = -\frac{\partial \sigma}{\partial n} \quad (25)$$

$$C_{g*} = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2}(\beta + \delta^2 U_T) - \frac{2n^2}{\alpha^4}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (26)$$

$$C_{gT} = -(U_* + U_T) + \frac{1}{\alpha^2 + \delta^2}(\beta + \delta^2 U_T) - \frac{2n^2}{(\alpha^2 + \delta^2)^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (27)$$

由(22)~(27)式可知，此種由緯流場或溫度場效應所激生的波動，其波型類似於羅士培波 (Rossby Wave)；因大氣穩定度的影響而變形，又因這些波的波速與羣波波速相左，則波羣移行時，將因各單元波波速歧異造成波包 (Wave Packet) 逐漸擴大，能量密度減弱，此即頻散 (Dispersive) 現象。

由(23)~(27)式中得知這些波通常向西移行，在某一臨界值下，則向東移行，此與風場的垂直剖面以及大氣的穩定度有關。

2. 固定波 (the stationary wave)

方程式(20)(21)式，若取 $\sigma = 0$ ，則表大氣中有固定波存在，因此；當

$$\alpha = \left(\frac{\beta + \delta^2 U_T}{U_* + U_T} \right)^{1/2} \quad (28)$$

$$\alpha^2 + \delta^2 = \frac{\beta + \delta^2 U_T}{U_* + U_T} \quad (29)$$

則有固定波存在於大氣中，又若考慮緯流場南北向的伸展無窮大，即 $\mu \rightarrow 0$ ，(28)(29)式可寫成

$$n_* = \left(\frac{\beta + \delta^2 U_T}{U_* + U_T} \right)^{1/2} \quad (30)$$

$$n_T = \left(\frac{\beta - \delta^2 U_*}{U_* + U_T} \right)^{1/2} \quad (31)$$

對於大氣中的擾動， n 與 α 皆為正值，根據(28)~(31)式可知(28)與(30)式中的固定波存在，而(29)與(31)式的固定波存在的條件則為

$$\frac{\beta - \delta^2 U_*}{U_* + U_T} > 0 \quad (32)$$

(31)(32)式表示當西風微弱或大氣的靜穩定度場增強則

此一固定波可能存在。

3. 準靜態狀況 (the quasi-steady state)

去除方程組(1)(2)式中的時間項，即表大氣在地形作用下的一種靜穩定狀態，將(18)(19)式去除時間項 (Egger, 1976)：

$$[\text{in}(\beta - \alpha^2 U_*)] \hat{\phi}_{*n} + [-\text{in} \alpha^2 U_T] \hat{\phi}_{Tn} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 (\text{in}) T_{pn} e^{1\varphi} \quad (33)$$

$$[\text{in}(\delta^2 U_T - \alpha^2 U_T)] \hat{\phi}_{*n} + [\text{in}(\beta - \alpha^2 U_* - \delta^2 U_*)] \hat{\phi}_{Tn} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 (\text{in}) T_{pn} e^{1\varphi} \quad (34)$$

由方程式(33)(34)求 $\hat{\phi}_{*n}$, $\hat{\phi}_{Tn}$ ：

$$\hat{\phi}_{*n} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 n^2 T_{pn} [\alpha^2 (U_* + U_T) + (\delta^2 U_* - \beta)] e^{1\varphi} / \Delta \quad (35)$$

$$\hat{\phi}_{Tn} = -\frac{f_0}{p_4} U_4 n^2 T_{pn} [\alpha^2 (U_* + U_T) - (\delta^2 U_T + \beta)] e^{1\varphi} / \Delta \quad (36)$$

$$\Delta = \begin{vmatrix} \text{in}(\beta - \alpha^2 U_*) & -\text{in} \alpha^2 U_T \\ -\text{in}(\delta^2 U_T - \alpha^2 U_T) & -\text{in}[\beta - U_* (\alpha^2 + \delta^2)] \end{vmatrix}$$

$$= n^2 \{ \alpha^4 (U_*^2 - U_T^2) + \alpha^2 [(U_*^2 + U_T^2) \delta^2 - 2\beta U_*] + \beta (\delta^2 U_* - \beta) \} \quad (37)$$

考慮當 $\Delta = 0$ ，則 $\hat{\phi}_{*n}$, $\hat{\phi}_{Tn} \rightarrow \infty$ ，即共振現象發生；

$$\alpha^4 (U_*^2 - U_T^2) + \alpha^2 [U_*^2 + U_T^2] \delta^2 - 2\beta U_* + \beta (\beta - \delta^2 U_*) = 0 \quad (38)$$

$$\text{令 } A = U_*^2 - U_T^2 \quad (39)$$

$$B = (U_*^2 + U_T^2) \delta^2 - 2\beta U_* \quad (40)$$

$$C = \beta (\beta - \delta^2 U_*) \quad (41)$$

則共振現象的波數解為：

$$\alpha_T^2 = \frac{-B \pm \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (42)$$

由方程式(39)(40)(41)三式可以證明

$$B^2 - 4AC = (U_*^2 - U_T^2) \delta^4 + 4U_T^2 (\beta - \delta^2 U_*)^2 \geq 0 \quad (43)$$

茲討論(42)式的共振波存在條件：

- (a) $B < 0$, A, C 異號：存在一共振波
- (b) $B < 0$, A, C 同號：存在兩個共振波
- (c) $B > 0$, A, C 異號：存在一共振波
- (d) $B > 0$, A, C 同號：無共振波存在

又已知 $A > 0$ ，因為 $A = U_*^2 - U_T^2 = U_1 U_3$ 在西風帶中必為正值。

三、尺度分析 (the scale analysis)

1. 中緯度中各參數的特性值

$$\beta = 10 \sim 20 \times 10^{-12} / \text{公尺/秒} \quad (44)$$

$$\beta(40^\circ \text{N}) \approx 1.75 \times 10^{-11} / \text{公尺/秒} \quad (45)$$

$$f_0 \approx 10^{-4} / \text{秒} \quad (46)$$

$$U_* = 10 \sim 20 \text{ 公尺/秒} \quad (47)$$

$$U_T = 5 \sim 10 \text{ 公尺/秒} \quad (48)$$

$$\sigma_2 = \left(-\alpha \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} \right) \sim 3.0 \times 10^{-4} (\text{公尺})^2 / \text{公斤/毫巴} \quad (49)$$

$$\delta^2 \approx 2.6 \times 10^{-12} / (\text{公尺})^2 \quad (50)$$

$$\text{令 } \sigma = \frac{2\pi}{86400 \times p} \sim 7.27 \times 10^{-5} / p \quad (51)$$

P 表波速繞地球一週所需的天數。

考慮緯流場在南北面上無窮伸展或均勻分佈，則， $\mu \rightarrow 0$ ，方程式(20)(21)式則可寫成：

$$\sigma_* = n(U_* + U_T) - \frac{1}{n}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (52)$$

$$\sigma_T = n(U_* + U_T) - \frac{n}{n^2 + \delta^2}(\beta + \delta^2 U_T) \quad (53)$$

設定 $U_* = 15 \text{ 公尺/秒}$ ， $U_T = 5 \text{ 公尺/秒}$

$$\delta^2 \approx 2.6 \times 10^{-12} / (\text{公尺})^2$$

$$\rho = 17.5 \times 10^{-1} / \text{公尺/秒}$$

計算(52)(53)兩式，其結果如表一。

表一：波數與波頻的關係（足碼* 表緯流波場，足碼T 表溫度波場）

σ 表波頻，P 表週期，N 表波數。

波數(N)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
σ_* (10^{-6} /秒)	-143.0	-65.0	-36.8	-20.0	-8.7	0.28	7.9	15.0	21.0	27.0
σ_T (10^{-6} /秒)	1.75	3.7	6.1	8.8	12.0	15.6	19.6	23.6	27.9	32.0
P_* (天)	0.5	1.1	2.0	3.6	8.3	257.0	9.1	4.9	3.4	2.7
P_T (天)	41.5	19.5	12.0	8.2	6.0	4.6	3.7	3.0	2.6	2.3

表一的結果顯示以緯流風場為主的擾動波，除了波數五～七波外，其他各波週期皆短，而其中以波數六具近似固定波的性質。若大氣的擾動波以溫度波場為主，則除了 $N \approx 1 \sim 4$ 波以外，其他各波的週期皆短，且隨波數增加，波的週期迅速減短。

2. 溫度波場或厚度波場與緯流波場兼具活躍的大氣：

將方程式(38)～(42)，取以中緯度特性值計算而得

$$n^2 \{ 200\alpha^4 + 60 \times 10^{-12} \alpha^2 - 308 \times 10^{-24} \} = 0 \quad (54)$$

$$\alpha_r \approx 1.1 \times 10^{-11} / \text{秒} \quad (55)$$

只有一共振波 α_r 存在，若取 $\mu \rightarrow 0$ ，則

$$n \approx 1.1 \times 10^{-6} / \text{公尺}，L_r \approx 6000 \text{ 公里} \quad (56)$$

或 $N \approx 5$ ， L_r 則表波長；此一結果顯示：在地形強制場作用下，若大氣中的緯流擾波與溫度場擾波兼具活躍，則大氣中存在一固定波，其波數為五波。

1. 南北向分佈均勻的緯流場中的近似固定波 $N \approx 6$ 。

由基本理論中的假設，則近似固定波 $N \approx 6$ 的存在條件為 $\mu \rightarrow 0$ 及 $\phi_{Tn} \rightarrow 0$ ；對中緯度大氣的緯流波場而言，其物理意義即：大氣的擾動以緯流波動為主，又且大氣厚度場或溫度場的波動不活躍，而此一大氣的緯流波動在經向上或南北向上分佈均勻且伸展的寬度大。由地轉風近似及梯度風原理可知，大氣層中的溫度梯度分佈（南北方向）均勻，又其所涵蓋的區域愈大，則大氣的緯流波場南北向的伸展愈大，通常此一南北伸展寬度大的緯流風場趨弱，而大氣的緯流波動活躍度增強。設若此一均勻分佈的緯流場侷限於較窄的寬度，然而其溫度梯度場較為顯著且均勻，則仍有利於波數六的存在。依據上述的討論，吾人可將近似固定波波數六存在於中緯度大氣的條件歸納如下：

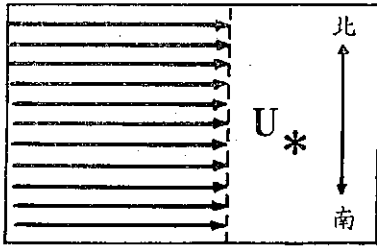
① 緯流場的南北伸展寬度大且均勻，溫度場南北向的梯度分佈均勻，通常緯流風場較弱而較具規模的近似固定波波數六活躍。

四、討 論

②均勻緯流場的南北伸展寬度較窄，而溫度場南北向上的梯度分佈均勻但較顯著，則緯流風場較強的近似固定波波數六活躍。

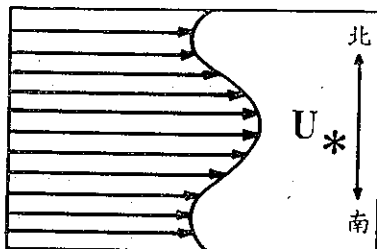
2. 南北向上不均匀分佈的緯流近似固定波

上一節中的緯流近似固定波乃設定 $\mu \rightarrow 0$ ， $\phi_{Tn} \rightarrow 0$ 即均勻緯流場在南北向上的無限伸展（如圖二）。



圖二：南北向上分佈均勻的緯流場 U_*

設若 $\mu \neq 0$ ，即緯流場在南北方向上為一不均勻的分佈，則由方程式(7)式，得知近似固定波的波長將增長， $n = [(n_{N=6})^2 - \mu^2]^{1/2}$ ；設定緯流場在南北向上的不均勻分佈以波數一為主（如圖三），而取其波長在南北向上伸展寬度各為 $50^\circ, 55^\circ, 60^\circ$ 的緯度，求其所對應的近似固定波（如表二），而得近似固定波的波長在超長波尺度 $N \approx 2.4 \sim 3.8$ 。



圖三：南北向上分佈不均勻的緯流場 U_*

表二：取南北方向上波長為 $50^\circ, 55^\circ, 60^\circ$ 緯度所相對應的近似固定波

南北向波長	單位長度波數	緯向固定波
50°	$\mu = 1.113 \times 10^{-6}/\text{公尺}$	$N \approx 2.4$
55°	$\mu = 1.08 \times 10^{-6}/\text{公尺}$	$N \approx 3.3$
60°	$\mu = 0.94 \times 10^{-6}/\text{公尺}$	$N \approx 3.8$

一在南北方向上分佈不均勻的緯流場，在大氣中所呈現的現象，由梯度風原理，可知設若溫度梯度場密集於中緯度的緯度圈而向南向北其溫度梯度場強度遞減則所造成的風切場將構成緯流場的分佈

不均勻，或謂大氣中具有較強的溫度梯度場密集現象，則有利於超長波近似固定波的存在。

3. 中緯度緯流場中的近似固定波

本節論述各季節中有利於近似固定波存在的中緯度緯流場。

(1)冬季：由於太陽熱能分佈不均勻，溫度梯度場密集於中緯度，噴射氣流場密集於中緯度，緯流風場呈現南北方向上的不均勻分佈，此一現象有利於超長波近似固定波的活躍。

(2)春季：極區冷氣團逐漸暖化，溫度梯度場的密集現象，因陽光的直接暖化效應，西風噴射氣流向南北方向上伸展，緯流場趨於均勻而且寬度逐漸增大，風場減弱，因此由春初到夏季初期逐漸傾向於 $\mu \rightarrow 0$ ， $\phi_{Tn} \rightarrow 0$ 的狀況，有利於近似固定波波數六活躍於中緯度的緯流場中。

(3)夏季：夏季初期仍有利於近似固定波波數六的活躍，因為陽光熱能的直接效應效率迅速，又逐漸增強延伸至中緯度，溫度場的擾波與緯流場中的短波活躍，均勻的緯流風場向北移行而止於偏高緯度。

(4)秋季：太陽南移，溫度梯度場逐漸增強，緯流場在南北向上的不均勻分佈在中緯度裡逐漸增強；均勻的緯流則侷限於小的緯度寬度，強的溫度梯度及不太強的緯流風場仍有利於波數六的活躍，其緯度通常偏高，而此一現象則因溫度梯度場的逐漸密集於中緯度而有利於超長波近似固定波的活躍。

4. 西藏山區對近似固定波的地形效應

西藏山區為一大規模的地形強制場，其與行星波的尺度可相比擬，因此與行星波相互作用所滋生的波變顯著，此一現象由（劉明禮；1983）論述西藏山區對冬季平均緯流的地形效應推導的非線性強制波變方程式

$$\zeta_n = -\frac{\eta_{n0}}{u_0} \frac{1}{k_{yx} - k_{ux}} S_{1n} \left[(\vec{k}_y - \vec{k}_u) \cdot \vec{x}_k \right] \quad (57)$$

ζ_n ：強制波變場

η_{n0} ：強制場強度

u_0 ：緯流風場

k_y ：強制場波數

k_u ：緯流場波數

x_k ：強制場所在位置

可知波數六有利於與西藏山區的地形效應相互作用產生近似共振的現象，又當緯流風場向南北方向伸展，則緯流風場減弱，而此一因地形強制作用所滋

生的非線性波變量將更為顯著 (ζ_n 與 u_n 成反比)，由上一節的討論中得知此一現象以呈現於春季初期而逐漸增強，於春末夏初達致最具活躍度。而冬季的超長波系統，與西藏山區的地形效應相互作用所產生的波變場，設定 $k_n \approx 6$, $k_u \approx 2.4 \sim 3.8$ ，則此一波變場的波數 $k = k_n - k_u$ 在 $k \approx 2.2 \sim 3.6$ 亦屬超長波尺度，此一尺度裡的緯流波變場偏於與地形同相；因此超長波尺度的緯流波盛行於亞洲冬季的緯流場中。

五、結 論

1. 由中緯度大氣的特性：西風噴射氣流， β —效應，靜水近似以及地形強制場；取以準地轉風方程式以推導大氣中的波動，若緯流場在南北向上的分佈均勻且寬廣，而且溫度波場或厚度波場不活躍，則以緯流波中的五~七波具較長的週期，而其中以波數六具近似固定波性質。若大氣中的波動以溫度波場的擾動為主，則在超長波尺度 ($N \approx 1 \sim 4$) 具有較長的週期，其他各波的週期則隨波數的增加而迅速遞減。
2. 考慮緯流場或西風場具有南北向的不均勻分佈，則當此一緯流風場的伸展波長取為 $50^\circ \sim 60^\circ$ 緯度，其所相對應的近似固定波將增長，其波長屬於超長波尺度 $N \approx 2.4 \sim 3.8$ 。
3. 以太陽在北半球活動的狀況來論述中緯度緯流風場的特性，則近似固定波 ($N \approx 6$) 由春初起逐漸增強其活躍度，而在春末夏初達致最活躍期；秋季仍有活躍期，然其緯度偏高；而超長波近似固定波則活躍於冬季的中緯度緯流場。
4. 依據強制波變方程式 (劉；1983)，考慮西藏山區對緯流波長為波數六的擾動波所造成的地形效應，則將滋生近似共振的強制效應；而對於不均勻

緯流場中的超長波近似固定波，其與西藏山區的相互作用所產生的波變場仍屬超長波尺度且通常有利於形成與地形同相 ($N \leq 3$) 的強制波變場，因此近似固定波的超長波為亞洲冬季盛行的緯流波。

5. 超長波在中緯度緯流場中的活躍現象已在 (劉；1983) 西藏山區對亞洲冬季平均緯流之效應中有所論述，而波數六的活躍現象在實際天氣中所反應的天氣型態是值得探討的。

六、謝 誌

本研究大部份取自本人在國立中央大學的碩士論文，雖然已經隔了好幾年，仍頗感念於當時及這些年來家父、家母、同學所給予的關切與友誼，於此深致謝意，而審閱本文稿件先生所給予的寶貴意見，亦予此深致謝意。

七、參考資料

1. 劉明禮；1977：冬季西藏山區對中緯度平均緯流場的動力作用。國立中央大學地球物理研究所碩士學位論文。
2. 劉明禮；1983：西藏山區對亞洲冬季平均緯流之效應。中央氣象局七十三年度研究發展專題研究報告第 092 號。
3. Derome, J. and A. Wiin-Nielson; 1971: The response of a middle-latitude model atmosphere to forcing by topography and stationary source. Mon. Wea. Rev., 99, 564~576.
4. Egger, J., 1976: Nonlinear aspects of standing planetary waves. Beitrage Zur physik der Atmosphere, 49, 71~80.
5. Holton, J. R., 1972: An introduction to Dynamic Meteorology. 120~127

日本氣象廳 8L-NHM 及 10L-FLM

數值預報模式之初步校驗

The Preliminary Verification of 8L-NHM and 10L-FLM from JMA

劉復誠、華文達、鄭月娥

Henry Fucheng Liu, Wen-Kuei Hwah, Yueh-Er Cheng

ABSTRACT

The purpose of this study is to verify and evaluate the accuracy and usefulness of the new numerical weather prediction models (8L-NHM and 10L-FLM) produced from JMA since March of 1982.

Preliminary results show that the new models are superior to the old models (4L-NHM and 6L-FLM). However, there were some biases, e.g., they can not predict the local or smaller scale atmospheric phenomena, abnormal pressure patterns etc.

Generally, it is found that the new models yield approximately 60-75% accuracy in forecasting the locations of weather systems and the tendency of precipitation or positive vorticity advection. To show the usefulness of the new models, the forecast during the winter is the best among seasons, and the shorter the forecast period the better the forecast.

摘 要

本研究計畫之目的，乃針對日本氣象廳在1982年3月開始所發布的 8L-NHM 及 10L-FLM 產品選取較有代表性樣品加以校驗，藉以發現模式之特性（如偏差性、可利用性），以作為短期及展期天氣預報之參考。

經過本研究校驗結果，顯示日本氣象廳此種新模式已較過去的 4L-NHM 及 6L-FLM 改進，惟仍具有一些缺失，如地方性小擾動不易預先測知，因地形及物理之假設不充分所顯示之不規則氣壓類型等，在目前尚無法立刻予以克服。總之，日本新模式之預報效用大致尚可以，平均有60—75%的可信度，其中可利用其預測值之位置及大小趨勢作為最好預報指引。就月份比較，冬天比春、秋較有可利用性，夏天最差。就預報時效而言，時間愈短準確率愈高。

一、前 言

數值天氣預報 (Numerical Weather Prediction, 以下均簡稱 NWP) 就是利用氣象力學 (即動力氣象學) 與氣象熱力學的原理，以數值方法 (Numerical Methods) 再加入各地氣象觀測資料，藉着高速電子計算機去作大氣變數 (

如氣壓、溫度、風向風速等) 或氣象預測的一種技術或方法。其實 NWP 的發展早在 1922 年李查遜 (Richardson) 所出版的書 "Weather Prediction by Numerical Process" 中即有論述，可惜當時他的努力却遭遇很大的失敗。隨後相繼有許多學者如 Rossby, Petterssen, J. Bje-

rkness, Charney, Eady, Eliassen, Fjørtoft, Obukhov 等繼續作理論上的研究，一直到 1950 年在普林斯頓大學任教的 Charney, Fjørtoft 及 Von Neumann 才成功地以相當正壓渦度模式 (Equivalent-Barotropic Vorticity Model) 完成動力數值 預報 (Dynamical-numerical forecast)，隨後美國 (在 1956 年) 及日本 (在 1960 年) 兩國將數值預報引用在日常預報作業上，為 NWP 作了大量的投資、研究與改進，才使 NWP 的結果有了明顯的改進 (亦即說預報校驗成績大有改進之趨勢)，進而使世界各國 (包括歐洲的瑞士、挪威及歐洲共同市場、美國的海軍、空軍及氣象局和日本) 的氣象預報事業進入嶄新的一頁。

近一、二十年來，隨着電子計算機記憶容量的增加，使得 NWP 的發展從簡單的粗網格模式 (如正壓模式、三層模式) 發展更複雜細網格模式 (如現行美國 10L-LFM、日本 8L-NHM 及 10L-FLM 等) 甚或可移動的颱風模式 (如日本 3L-MNG) 等，同時，也使預報時效延長，水平解析度更為精緻，計算時間愈來愈短，大大的提高了預報準確率。

(一) 基本特徵：

項 目 \ 層 數	8L-NHM	10L-FLM
控 制 方 程 式	σ -座標	σ -座標系
垂 直 解 析 度 (Vertical Resolution)	30mb($\sigma=0$)	100mb($\sigma=0$)
水 平 解 析 度 (Horizontal Resolution)	381Km (在60°N)	127Km (在60°N)
預 報 領 域 (domain)	65×65網格點	73×55網格點
時 間 積 分 (Integration)	經濟式顯解方法	經濟式顯解方法
側 邊 界 (Lateral Boundary)	—	單向 (One way) 由 Hovermale's 定式交互作用隨 8L-NHM 套連。
網 格 系 統	Arakawa's B-型	Arakawa's B-型
地 形 (Topography)	山之最高高度約5000m	光滑化的理想地形
物 理 過 程 (Process)	最下 4 層含對流調整	包括凝結、地面摩擦、海洋上考慮可感熱供應蒸發、對流調整 (Convective adjustment)
預 報 期 間 (Period)	3日 (每日00Z及12Z) 8日 (1週2回, 12Z)	水平及垂直向擴散 (Diffusion) 36小時 (每日00Z及12Z)

然而，NWP 之預報產品 (Products) 必須經過校驗 (Verification) 或評估 (Evaluation)，才能判斷何種模式的可利用性或發現模式的預報特性，以便採取對模式的修正或改進。

本研究計畫之目的，乃針對日本氣象廳在1982年3月開始所發布的 8L-NHM (8-Level Northern Hemisphere Model) 及 10L-FLM (10-Level Fine Mesh Limited Area Model) 產品選取某些樣品 (Sample) 作初步之檢驗，藉以發現模式之特性，例如系統誤差 (System error) 及可利用性 (Usefulness)，以便改進短期及展期天氣預報 (準確率)。

二、日本氣象廳 8L-NHM 及 10L-FLM 數值模式之數理基礎及特點

1982年3月起日本氣象廳以新機型 HITAC 280H Run 新模式的 NWP 作業，將過去 4L-NHM (1974—1981) 及 6L-FLM (1974—1981) 更改為 8L-NHM 及 10L-FLM，前者執行 00Z 及 12Z 的36至192小時預報，後者執行 00Z 及 12Z 的24—36 小時預報。此外，在颱風期間則以移動式之模式 (MNG-TFM) 執行作業 (註：中

央氣象局未能收到此模式)。

爲了探討該兩模式之數理依據，對模式之認識是必要的，以便在校驗或評估上能够深切了解與作正確合理性論斷。此外，雖然此兩模式分別用爲預報之根據，惟事實上兩者結構類似，立論相同，兩模式息息相關。茲介紹如下：

(一) 模式結構 (Model Structure)

1. 垂直向結構

新模式均以 σ 爲垂直座標 (圖一)，當在地面時 σ 均等於 1，前者在 $P=30$ mb 時， $\sigma=0$ ，後者在 $P=100$ mb 時， $\sigma=0$ ，其間距 (Interval) 並非均勻一致的，而以最近兩層之厚度最薄。

一般言之，最頂 (Upper) 及最低 (Lower) 層之邊界條件爲：

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt} = 0 \text{ (在 } \sigma=0 \text{ 及 } 1 \text{ 時)} \dots\dots\dots [1]$$

在垂直向氣象變數 (Meteorological Variables) 如風速 (\mathbf{V})、位溫 (θ)、重力位高度 (ϕ) 及比濕 (q) 等均位在同一層面。

2. 水平向結構

新模式之平面圖如圖二所示，8L-NHM 在 60°N 爲 65×65 網格點 (381Km，圖三 a)，10L-FLM 在 60°N 爲 73×55 網格點 (127Km，圖三 b)，水平向量變數及無向量變數爲交錯型 (Staggered) 或叫 Arakawa's B 型。

3. 支配方程式 (Governing equation)

(1) σ 座標之定義

$$\sigma = (P - P_T) / (P_s - P_T) \dots\dots\dots [2]$$

上式 P 爲氣壓， P_T 爲模式大氣層頂之氣壓， P_s 爲地面氣壓。

(2) 基本方程式組

(a) 運動方程 (Equation of Motion)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi \mathbf{V}}{\partial t} = & -\nabla \cdot (\pi \mathbf{V} \mathbf{V}) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma} \mathbf{V}) \\ & - \pi f \vec{K} \times \mathbf{V} - \pi \nabla \phi \\ & - C_F \pi \partial \nabla \left(\frac{P}{P_0} \right)^k - g \frac{\partial \vec{\Gamma}}{\partial \sigma} + \vec{F} \dots [3] \end{aligned}$$

上[3]除 $\vec{\Gamma}$ 爲渦流應力 (Eddy stress) 及 \vec{F} 爲次網格 (Subgrid) 水平擴散 (Horizontal diffusion) 項外，其餘均爲傳統符號 (不另再指明)。

(b) 熱力方程 (Thermodynamic equation)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi \theta}{\partial t} = & -\nabla \cdot (\pi \mathbf{V} \theta) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma} \theta) + F_T \\ & + \pi Q + \frac{g}{C_P} \frac{1}{(P/P_0)^k} \frac{\partial H}{\partial \sigma} \dots\dots\dots [4] \end{aligned}$$

上[4] F_T 表次網格尺度水平擴散效應 (Sub-grid scale horizontal diffusion effect)， Q 爲每單位質量之非絕熱 (Nonadiabatic) 增熱 (或冷卻)， H 爲可感熱的垂直渦流通量 (Vertical eddy flux of sensible heat)。

(c) 水汽方程 (Equation of water vapour)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi q}{\partial t} = & -\nabla \cdot (\pi \mathbf{V} q) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma} q) + \pi M \\ & + F_q + g \frac{\partial E}{\partial \sigma} \dots\dots\dots [5] \end{aligned}$$

上[5]式， M 表因凝結 (蒸發) 所減少 (增加) 之每單位質量的水汽， F_q 爲次網格尺度之擴散， E 爲濕空氣之垂直渦流通量。

(d) 連續方程、趨勢方程及 $\dot{\sigma}$ 方程 (Continuity equation, tendency equation and $\dot{\sigma}$ -equation)

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\nabla \cdot (\pi \mathbf{V}) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma}) \dots\dots\dots [6]$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\int_0^1 (\nabla \cdot \pi \mathbf{V}) d\sigma \dots\dots\dots [7]$$

$$\pi \dot{\sigma} = -\int_0^\sigma (\nabla \cdot \pi \mathbf{V}) d\sigma - \sigma \frac{\partial \pi}{\partial t} \dots\dots\dots [8]$$

(e) 靜力方程 (Hydrostatic equation)

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -C_P \theta \frac{\partial (P/P_0)^k}{\partial \sigma} \dots\dots\dots [9]$$

$$\frac{\partial \phi \sigma}{\partial \sigma} = \phi - \sigma \pi \partial \dots\dots\dots [10]$$

(f) 氣體定律 (Gas law)

$$\theta = \frac{RT}{P} = \frac{RT}{\pi \sigma - P_T} \dots\dots\dots [11]$$

(g) 其他關係式 (Other relations)

$$\omega = \sigma \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \pi \right) + \pi \dot{\sigma} \dots\dots\dots [12]$$

$$T = (P/P_0)^{k\theta} \dots\dots\dots [13]$$

上[13]式中， P_0 爲 1000 mb， $k=R/C_P$

4. 水平及垂直差分方式 (Horizontal and Vertical Differencing Scheme, 8L-NHM / 10L-FLM)

基本上，新模式之有限差分 (Finite difference) 方式採用 Arakawa 等 (1974) 之技術

，對動量方程 (Momentum equation) 的平流項則引用第四級次 (Fourth Order) 的正確方式 (Accuracy scheme)，亦即 Arakawa's 13 點 Jacobian 方式，而其他項均以第 2 級次正確方式來計量 (圖四)。

值得一提的是當無外力介入時，有限差分法具有不同保守特性 (Conservation Properties) 及 (全) 質量保守 (Mass Conservation)、平均位溫保守 (Potential Temperature Conservation)、位溫變異數保守 (Variance of Potential Temperature Conservation) 及 (全) 能量保守 (Energy Conservation) 等之特性。

5. 側邊界條件 (Lateral Boundary) — 10L-FLM

此 10L-FLM 模式的側邊界條件依 Hovermale (私人通信) 建議自 8L-NHM 中以單向套入法 (One Way Nested) — 從具有 6 格網格寬 (圖三 b 中的斜影區) 的邊界區中完成套串作業。

下列項則被分別加入動量、熱力、趨勢及水汽方程式中 (即方程 [3]、[4]、[7] 及 [5])。

$$\frac{\partial \pi X}{\partial t} = \dots + K \pi \nabla^2 (X - X_{8L-NHM}) \quad [14]$$

上式中 K 定義為

$$K = k \left(\frac{L_b - \ell}{L_b} \right)^2; \quad 0 < \ell < L_b$$

$$K = 0 \quad : L_b \leq \ell$$

上 [14] 式，X 代表 1 (趨勢方程)，W，Q 及 q， X_{8L-NHM} 為對應 8L-NHM 之值， L_b 為邊界域 (Region) 之寬， ℓ 為量至側邊界的距離，在 10L-FLM 中的 K， β 及 L_b 之值如下：

$$K = 4 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$$

$$\beta = 1.5$$

$$L_b = 6d \quad (d: \text{網格距離} = 127 \text{ Km})$$

運算式 ∇_x^2 為類如 Laplacian 運算式中 ∇^2 的有限差分式，可定義為：

$$\begin{aligned} \nabla_x^2 X(x, y) = & X(x+d, y+d) + X(x+d, y-d) + X(x-d, y+d) \\ & + X(x-d, y-d) - 4X(x, y) \dots \dots \dots [15] \end{aligned}$$

上式 (x, y) 代表預報區的 Cartesian 座標，d 為網格距離。

有關側邊界內的網格點中 ∇_x^2 運算式不能估

計出來，因此所有預測變數 π 、W、 θ 及 q 均設定與 8L-NHM 中的預報值相同。

由於在作業程序上是先跑 (Run) 10L-FLM，再跑 8L-NHM，預報時間由 0 至 36 小時被用以連接 8L-NHM 前已完成 $t=12 \sim 48$ 預報，因此，在 8L-NHM 與 10L-FLM 間其啓始時間相距 (落後) 12 小時。

在 $t=12, 18, 24, 30, 36, 42$ 及 48 內的 8L-NHM 中的 π, W, θ, q 值用以內插 (外插) 到 10L-FLM 網格點，而且內插至每一個 10L-FLM 之時間 Step。

一般說，10L-FLM 中的起始值及相關的 8L-NHM 中之 12 小時預報值內尚有些差異。這些差異可帶給 10L-FLM 在時間積分中會突然有些震盪 (Shock)。為了避免這些， X_{8L-NHM} 可修正為：

$$\delta X = (X - X_{8L-NHM})_{t=0} \dots [16] \quad (0 \leq t \leq t_*)$$

$$\begin{aligned} \tilde{X}_{8L-NHM} = & X_{8L-NHM} + \frac{t_* - t}{t_*} \delta X \dots \dots [17] \\ & (t > t_*) \end{aligned}$$

$$\tilde{X}_{8L-NHM} = X_{8L-NHM} \dots \dots \dots [18]$$

上式在 10L-FLM 中 $t_* = 6$ 小時。

6. 模式中物理過程 (Physical Processes) (8L-NHM/10L-FLM)

新模式所包括之主要物理過程有：

- (a) 水平擴散 (Horizontal diffusion)
- (b) 垂直擴散 (Vertical diffusion)
- (c) 地面通量 (Surface fluxes)
- (d) 對流調整 (Convective adjustment)
- (e) 地形效應 (Orographic effect) (10L-FLM)

上列 (a)、(b) 及 (c) 詳情可參考 JMA 出版資料 (請參考圖五)，(d) 所列，因事涉所有 NWP 產品的降水量預測值，詳述如下：

本模式所用之對流調整類如 Gadd 及 Keers (1970) 所提出之方式，用以估量降水量，因潛熱釋放引起之增熱作用，對流調整應用在熱和水汽之對流運輸。

當溫度遞減率 (Lapse rate) 是大於 (隨) 相對濕度而變化時，即：

$$\Gamma_c = \Gamma_d \dots \dots [19] \quad 0.0 < R_H \leq 0.5$$

$$\Gamma_c = \{ 2(1 - R_H)\Gamma_d + (2R_H - 1)\Gamma_m \} \dots \dots \dots [20]$$

$$0.5 < R_H \leq 1.0$$

上式 R_H 為相對濕度， Γ_d 及 Γ_m 各為乾及濕絕熱遞減率，在模式中，所有之過多水物質 (Substance) 或水蒸汽均被累積為降水 (雨) 量。此外，一般降水預報應用之公式 (山岸米二郎, 1982) 為：

$$\delta q = \frac{[q_s(T \cdot P) - q]}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{\sum L q_s (T \cdot P)}{RT^2}} \quad \text{及}$$

$$dT = \frac{L}{C_p} \delta q > 0 \dots\dots\dots [21]$$

7. 初始化 (Initialization) (8L-NHM/10L-FLM)

在亞太區上的客觀分析作業方式上包括了10個氣壓層，即1000、850、700、500、400、300、250、200、150及100 mb；海平面氣壓 P_{sea} ，海面氣溫 T_s ，露點溫度 $T - T_d$ 在5個氣壓層，即1000、850、700、500及400 mb。

以上之分析資料採等壓面 (P-surface)，而10L-FLM 所需之初始值必為 σ 氣壓面，因此，必須將等壓面資料轉變為 σ 氣壓面。

以上這些轉換程式均以立方仿樣內插技術 (Cubic spline interpolation technique)。而且應用到(1)較低邊界層及重力位高度(2)溫度(3)風速。此外比濕 (Specific humidity) 則假定為：

$$(T - T_d)_{300, 250, 200, 150, 100 \text{ mb}} = (T - T_d)_{400 \text{ mb}} \dots\dots\dots [22]$$

在等壓面的比濕得自於本身的 T 及 T_d ，而 T_d 從等壓面的 T_d 以內插方式對應 $\ln p$ 求得。

8. 時間積分方式 (Time integration scheme) (8L-NHM/10L-FLM)

為了節省計算時間，採用 Tatsumi (即將出版) 發展的經濟顯解方式 (Economical explicit scheme) 作為新模式之時間積分。此法大體上比習慣上所使用的跳步法 (Leap-frog method) 比較可省下2.5—3.5因子 (Factor)。

有關此法之流程圖可參考圖六，至於其步驟請參閱 Tatsumi 即將出版資料，不另詳述。

三、校驗方法與步驟

天氣之校驗 (Verification) 簡單的說是比較預測天氣 (圖) 與實際天氣 (圖) 的過程 (Brier

及 Allen, 1951)。大部份方法均採用指數 (Indices) 或分數 (Scores)，再和某種標準 (視校驗或考核目的而定) 相比較，然後加以說明其結果。

由於有關天氣校驗的結果，除了供作業單位 (Operation units) 參考外，很少見諸於出版的文章或報告中。Brier 及 Allen (1951) 曾在早期的 "Compendium of Meteorology" 發表了「天氣預報的校驗」一文，他們也強調校驗容易引起爭端或產生問題。校驗的目的是為了探討及發現預測是否有偏差 (Bias) 或可靠性 (Reliability)。但亦有人如 Klein (1906)、Schmauss (1911) 等認為校驗沒有價值，因為天氣預報主要應用於不同的使用者 (Users)，例如有些人喜歡下雨 (靠天農民、電力公司等)，有些人不喜歡下雨 (鹽民、運動員等)，因此引發了正反兩種或不同目的使用者，這樣使校驗成為不實際 (Impractical) 或不可能 (Impossible)。因此 Brier 及 Allen (1951) 認為校驗必須隨著各行各業之需求而有所不同評估標準。所以在校驗方法上必須指明它是為了某種目的而設。

校驗的方法很多，常用者如以比較 (Comparison) 預測值與實測值；但有一點似乎無法以此法獲得預測結果之正確性，因為 Hazen (1891) 曾說預測圖是以平均情況 (Average conditions) 來表示結果。如遇到有特殊反常情況 (Abnormal conditions) 即難有正確性之預測，何況 NWP 結構及數學運算本身又是那麼複雜。總之，如何定義「最好 (Best)」的預測結果實在很困難，故設計一套能夠滿足各行各業之目的，實際上是不可能的。

綜合早期學者之校驗方法不外以統計學 (Statistics)，技術得分 (Technique score)，平均誤差 (Average error)，均方根誤差 (Root-Mean-Square-Error)，相關係數 (Correlation)，可能率 (Probability) 等。近來，日本及美國氣象局，對於 NWP 之校驗也頗重視，因此他們也採用了許多方法，諸如在日本，較常用者有(1)時間變化量之相關係數 (Tendency Correlation)，(2) S1 分數 (Score)，(3) 預測誤差的標準偏差 (Standard deviation)，(4) 誤差圖 (Error map)，(5) 主觀評價 (Subjective evaluation) 等 (氣象廳預報部, 1982)。在美國常用者有(1) S1 分數 (同日本)，(2) 均方根誤差 (RMSE)，(3) 預兆分數 (Threat score)，

(4)標準誤差 (Standard error) 等 (余燦旺, 1983)。

其實由於各國所用的方法不盡相同,但其目的相近。我國因尚未實施 NWP,故尚未有一套方法使用。本研究報告,乃針對日本 NWP 新產品 (8L-NHM 及 10L-FLM)加以作初步之校驗,其目的在於評估該產品 (預測結果)對臺灣地區的實際效用與可信度如何。因之,校驗之方法除了部份引用美日兩國使用者外,另設計一些適合臺灣地區兼具有參考價值之檢驗方法 (Verification methods)。茲敘述如下:

(一)相關係數 (Correlation Coefficient, r)

本法採用統計學上之線性迴歸法 (Linear regression Method),為了表示預測產品中有關氣象參數 (Meteorological parameters)對實際天氣中天氣現象 (如降水量)之關係, NWP 的降水量,渦旋度 (Vorticity) 及垂直速度 (即 ω 值) 將用來計算對各測站觀測降水量的相關基礎。藉以發現這些參數與實測值之 (單) 相關性如何,其步驟又可分為二種:

1.象限 (趨勢) 相關

以臺北測站 (為簡便計) 為中心,分成四個象限 (圖三 b),再從此象限中依 NWP 預測的降水量、渦旋度及垂直速度 (ω 值) 中各選取在此象限中之最具代表值,計算對臺北測站實測降水量之相關性,以便發現各象限中各個因子對臺北降水相關性如何。

2.區域相關

選擇華南一帶及臺灣地區雨量站 (圖七),再就各測站對應之 NWP 24—48 小時降水量預測值,計算其相關性,藉以發現 NWP 之降水量預測值對實測值之關係。

(二)平均誤差 (\bar{e}) 及均方根誤差 (Root-Mean-Square-Error, RMSE):

此法引用 Brier 及 Allen (1951) 與 Panofsky 及 Brier (1965) 之方法,但非以絕對值計算,僅以某一定點 (採 25°N 及 35°N 圈取 $90^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 界限),其公式為:

$$\bar{e} = \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)}{N}$$

上式 F_i : 每日預測值

O_i : 每日實測值

N : 總日數

\bar{e} : (月) 平均誤差 (含正負值)

\bar{e} 為正值時,表示預報值偏高,否則為偏低。

此外,為了表示某定點之氣壓或高度偏差率,將預報值減去觀測值再平方後以總日數除之,再予以開平方即得,其公式如下:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2}{N}} \dots\dots\dots [24]$$

上式符號同式[23], RMSE 可表一種準確率得分,其值愈大表示預報效果愈不準確。

(三)時間變化量的相關係數 (Tendency Correlation)

此法由日本採用,由預測初期值的變化量與對應實測值的變化量之相關係數。即不要將預測值與實測值直接以統計學之相關方法計算,而改採用各個變化量的相關,其目的是為了要對槽線或脊線的移動作嚴格的評分,因其採用「變化量」,所以就稱為趨勢相關 (Tendency Correlation) 或簡稱相關,其公式如下:

$$\text{相關係數} = \frac{\sum_{i=1}^N (\delta z_{t1} - \bar{\delta z}_{t1}) (\delta z_{a1} - \bar{\delta z}_{a1})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (\delta z_{t1} - \bar{\delta z}_{t1})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (\delta z_{a1} - \bar{\delta z}_{a1})^2}} \dots\dots\dots [25]$$

上式 δz_{t1} 與 δz_{a1} 各為預報與實測的初期值得來變化量, $\bar{\delta z}_{t1}$ 與 $\bar{\delta z}_{a1}$ 各為驗證範圍平均值, i 與 N 是驗證範圍內的網格點編號與網格點總數。相關係數採用 -1 到 $+1$ 的數值,其值愈大表示準確率愈大,反之亦然。

(四)預報誤差的標準偏差或距平 (Standard deviation)

如以 Δz_i 代表第 i 個網格的預報誤差,則有下面的公式:

$$\text{SD} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta z_i - \bar{\Delta z})^2} \dots\dots\dots [26]$$

$\bar{\Delta z}$ 為預報誤差 Δz_i 的驗證範圍內平均, N 為驗證範圍內的網格點總數。要利用的是地面氣壓及 500mb 等高線 (Z) 每天的數值與平均值。其數值愈小預報準確率愈高。

(五) S1 分數 (Score)

其定義為:

$$S1 = \frac{\sum_{i=1}^N \{ |\frac{\partial z_f}{\partial x} - \frac{\partial z_a}{\partial x}|_i + |\frac{\partial z_f}{\partial y} - \frac{\partial z_a}{\partial y}|_i \}}{\sum_{i=1}^N \{ \max(|\frac{\partial z_f}{\partial x}|_i, |\frac{\partial z_a}{\partial x}|_i) + \max(|\frac{\partial z_f}{\partial y}|_i, |\frac{\partial z_a}{\partial y}|_i) \}} \times 100 \dots \dots \dots [27]$$

上式 z_f 與 z_a 為預報與實測值， i 及 N 為驗證範圍內的網格點編號及其總數。 $\max(A, B)$ 要取 A 及 B 值之大者。驗證對象為地面氣壓及 500mb 高度的日變化及月平均值。

此法目前在美、日均使用於日常作業中（以電腦程式 Run），且必須有原始資料及大電腦得行之，因此 $S1$ 分數在本報告中僅能引用日本計算部份結果以供參考，如有大電腦後，當可再作進一步使用此法校驗之。其值愈小表示預報愈準確，反之亦然。

（丙）系統主槽線移動追蹤（Tracking）

此法之目的乃在追蹤預測圖中主槽線系統之移動快慢藉以發現其波速之特性。其法乃選取固定緯度及定等高線為基準，藉以追蹤在此緯度上系統（槽線）的移動情形，以48小時與72小時高空預測圖和實際高空圖相較，視槽線移動速度是否相符，快了多少或慢了多少。

資料選取本應從春、夏、秋、冬四季中各選取一個月追蹤做代表，但因夏季受太平洋高氣壓向西伸展及變化太小影響，北方系統無法南達較低緯度，故在 25°N 圈，根本無法顯示出系統移動情形。因此本研究僅選取1982年10月，1983年1月，2月及4月等四個月份為例，各以 25°N 與 45°N 為基準，每天追蹤等高線 5760 gpm 與 5460 gpm，而 1982 年 10 月份因正值受太平洋高壓向西伸影響，整個高度皆較高，故所取等高線基準也改換為 5820 gpm 與 5580 gpm。

在方格紙上描繪出 25°N 上 5760 gpm (5820 gpm) 等高線，45°N 上 5460 gpm (5580 gpm) 等高線（圖八），而後比較預測與實際槽線位置，即可看出預測比實際快多少或慢多少，再將其結果分別統計成表（見下節），以便看出預測與實際槽線之偏差性或系統性誤差，此法之優點在於如能配合渦度之追蹤當更能發揮其價值，其缺點在於對小系統（槽線）無法明確掌握其動向或予以忽視。

（戊）主觀評價法（Subjective evaluation method）

此法（在日本由電算機中心人員驗證）以三個

主觀性評分點（1，0，-1）就每天的預測圖與實測圖加以評斷。我們將日本採用之標準略加修正如下：

1：優秀（極為可信）——預測圖與實測圖的類型及天氣系統極相似且極符合反應臺灣地區及附近的天氣。

0：普通（略為可信）——預測圖與實測圖的類型及天氣系統略相同。

-1：劣（極度不可信）——預測圖與實測圖的類型及天氣系統出現迥異之大錯誤，且足以導致預報員預報相反的天氣現象或嚴重錯誤者。

四、資料依據及校驗結果

由於日本 NWP 每天的产品很多（表一），其範圍也很廣（圖九），要想全部予以校驗，實非有限人力所可完成，故本報告所校驗資料均以抽樣（Sample）方式，時間取自1982年3月至1983年4月中較有代表性者加以驗證之。現根據 NWP 產品（資料）再照前章所述之方法加以驗證，茲誌各種校驗結果如下：

（一）相關係數

1. 象限（趨勢）相關：

資料來源	FSAS 04 (00Z), FXAS 504 (00Z), FXAS 784 (12Z)
校驗期間	1982年7、8、9、10月及1983年1、2、3月
校驗領域	圖三 b
結 果	表二a, b, c

檢討：依此法校驗所顯示之相關係數一般均甚低，降水量預測值對臺北測站降水量之 r 為介於 -0.11~0.16 間（表二a）最高為1982年8月份的第1、2象限，各為 0.6及0.7，顯示其預測效果不差，而從其他每月各象限之相關係數偏低來看，在使用此種預測圖時應加以注意。就渦旋度預測值對臺北實測降水量之相關來看，其相關也甚低（表二b），僅1982年8月的第3、4象限較高，各為 0.4 及 0.7。至於垂直速度的預測值對臺北實測降水量

之相關也很低，最好為 1983 年 3 月的第 4 象限，為 -0.6。綜觀此三種參(變)數對臺北測站降水量之單相關看，除了校驗方法有問題外，可能因日本模式未能針對某一測站而設計，何況臺灣地處低緯度，對於小範圍或局部單站的天氣現象反應不靈敏。

2.區域(選站)相關

資料來源	FSAS 04 (00Z), FSAS 07 (00Z)
校驗期間	1983年2、3月
校驗領域	選擇華南至臺灣間較有代表性30個站(圖七)
結 果	表三 a、b

檢討：我們以前章所述之方法將 1983 年 2 月及 3 月每天的降水量與 NWP 之 48 小時及 72 小時預測值加以計算其相關係數 (r)，平均結果 48 小時在 2 月為 0.400，3 月為 0.072，72 小時在 2 月為 -0.004，3 月為 0.083，可能由於選站太少(因沒有降水報告對應該點)，故選擇了具有 15 點(站)之相關係數，列於表三。

由表三所顯示之每日相關係數均偏低，48 小時最高為 3 月 2 日預測，其相關係數為 0.6(參考圖十 a)，其預測圖(圖十一 a)對應之實測圖(圖十一 b)之關係(指降水趨勢)相當明顯；此型態之天氣為北方有一冷高壓伴隨一道冷鋒將南下，故 NWP 預測範圍有降水將在該區發生，東南諸省果然從 3 月 3 日 8 時至 3 月 4 日 8 時在該地區有一大片雨區，顯示 NWP 預測頗為準確。不過這並不表示 NWP 之預測均可沿用，例如 1983 年 2 月 18 日 00Z 的案例(選最差的 $r = -0.5$)，如依 NWP 之降水量預測(圖十二 a)，其 24~48 小時降水量預測值集中在臺灣東南方海面，但實測值(自 2 月 19~20 日 8 時)之降水量集中在華南一帶及臺灣東北部(圖十二 b)，故造成非常壞的相關或不準確之預測。

再從 72 小時預測圖來看，以 2 月 25 日 00Z 的案例最好，相關係數達 0.4(參考圖十 b)，由圖十三 a(預測圖)、十三 b(實測圖)可窺知其準確度。至於較差的預測結果，我們選擇 3 月 13 日 00Z 預測圖(圖十四 a)及 3 月 16 日實測圖(圖十四 b)為例，可發現兩者之差異頗大。

總之，由 NWP 之定量降水量預測 (Quantitative Precipitation Forecasting, QPF)，因係涵蓋各種數理模擬(Mathematical simulation)及時間積分 (Time integration)，加上地形特性和當初對流調整(Convective adjustment)之假設—所有過多水汽均被累積為降水(雨)量(參考第一章第 6 節)，故其定點之定量降水量預測不能以 NWP 所顯示之降水量來決定。實際降水量必須配合綜觀天氣系統之移動及降水量預測之趨勢作為預測(定量)降水量之參考，此點在以 NWP 來作為 QPF 依據時，是為一種很重要的基本概念 (Basic idea)。

(二)平均誤差 (\bar{e}) 及均方根誤差 (RMSE)

資料來源	FSAS 04 (00Z)
校驗期間	1983年1、2、3、4月
校驗領域	90°E~150°E (對 25°N 及 35°N 圈)及圖九 b
結 果	圖十五 a、b、c、d、e、圖十六，表四 a、b

檢討：由圖十五 a 顯示 48 小時預測的 1000 mb 月平均誤差，在各經度均不相同。以 25°N 圈而言，在 90°E 所出現的數為正值(3 月最大)，而後逐漸趨向負值，至 110°E 達到最大負值(4 月最大)，隨後接近 0 值，即在 120°E~130°E 誤差最小，此種現象可能是因為程式設計中地形效應的影響，導致在 90°E~100°E 間預測值往往偏高，而在 110°E 附近(即在西藏高原下游)預測值又偏低，至於在 120°E~130°E 因為地形效應減少而出現較佳的預測結果。此情況用在 35°N 圈時，最大誤差出現在 100°E，而 1、2 月(偏向正值(與 3、4 月(偏向負值)相隔很大，惟在 130°E~150°E 間，均出現偏向正值之趨勢，顯示預測值稍比實際氣壓略高一點點。以月份比較，25°N 圈及 35°N 圈均以 2 月的誤差最小，表示 2 月份的預測圖可信度最高。試舉 1983 年 3 月 19 日 00Z 之預測圖(圖十六 a)與 48 小時之實際圖(3 月 21 日 00Z，圖十六 b)，比較說明之。

由圖十六 b 中我們可以發現在 25°N 圈，其 90°E~150°E 之誤差依次為 +6、+1、-5、-2、+2、-1 mb。以 30°N 而言，105°E 附近預測值偏低 3 mb，120°E 附近預測值偏低約

2 mb, 130°E 偏高僅 1 mb, 以上這種偏低 (高) 現象顯示預測圖往往使高氣壓預報發展不足 (過度發展), 而使低氣壓之預報發展過度 (發展不足)。此外, 我們也以圖九 b 的校驗領域做了較大範圍的校驗, 其平均誤差日變比如圖十五 c (1983 年 1 月)、十五 d (1983 年 4 月), 由此兩圖比較顯示 4 月的日變比較 1 月為大, 所以說 1 月之可信度較高。試以 1 月 4 日預測圖為例, 其結果如圖十五 e 所示。由圖十五 e 所示, 在中間大陸區之預測顯得偏高, 至 120°E 以後均呈偏低的形勢, 此點可作為預報上之參考。

就 RMSE 值大小而言, 由表四及圖十七中可發現, 35°N 比 25°N 之值大了很多, 且其變化幅度也相當大, 顯示在冬春時 25°N 之系統移動較穩定, 至於 35°N 圈, 在 90°E~110°E 間的 RMSE 以 4 月為最大, 這種現象是合理的, 因為 4 月為春天正值季節交換期, 天氣系統移動較快, 而今年二月、三月因有阻塞現象的反常天氣, 故呈現的變化較 4 月為小。此外在 110°E~140°E 又顯示誤差較小, 表示日本 NWP 程式在 110°E~140°E 之準確率是較他區為高的。

(三) 趨勢相關 (Tendency correlation)

資料來源	[FSAS 02], FSAS 04, FSAS 07, [FXAS 502], FXAS 504, FXAS 507 註: [] 傳真資料缺
校驗期間	1982 年 3、4、5、8、9、10 月
校驗領域	亞洲區 (圖九中 A 部份) 及 20°N~90°N
結 果	圖十八及表 a、b、c

檢討: 圖十八 a 為 1982 年 3 月每日之相關變化率, 此圖顯示預報時效愈短相關值愈高, 表示預報愈準確, 而 24 小時之相關值平均在 80.0 以上, 應可說相當準確。另圖十八 b 為表示 1982 年 3~5 月 500mb 的相關變化, 此圖顯示 3、4 月較 5 月為準確。再由表五顯示 500mb 之相關值大於 1000mb 相關值, 說明 500mb 之預測比 1000mb 為準, 此對 NWP 而言為相當合理現象 (因 500mb 較能符合 NWP 中的假設及控制方程式)。

就預報時效而言, 500mb 的預測值, 除了 8 月的亞洲區, 20°N~90°N, 9 月及 10 月的 20°N~90°N, 除 48 小時預報較 24 小時為佳外, 其他的均屬正常現象。1000mb 除了 10 月與 500mb 相

反外 (24 小時好於 48 小時), 其餘情況與 500mb 相同。

四標準偏差 (Standard deviation)

資料來源	[FSAS 02], FSAS 04, FSAS 07, [FXAS 502], FXAS 504, FXAS 507 註: [] 傳真資料缺
校驗期間	1982 年 3、4、5、8、9、10 月及 1983 年 1、4 月
校驗領域	亞洲區 (圖九中 A 部份) 及 20°N~90°N
結 果	圖十五 c、十五 d、圖十九及表五

檢討: 這種類如 (二) 法中所示的 RMSE, 由表五結果顯示在三月中, 以秋天 10 月的標準偏差最大, 而圖十九中也以春天 3 月的標準偏差最大, 因此 3 月及 10 月正值季節轉換期, 天氣系統變化較快, 此值最與 (二) 法之結果相似 (以春天 4 月的 RMSE 值為最大), 在未來預報作業上值得參考與注意。

就時效而言, 表五中也顯示 24 小時之偏差比 48 小時及 72 小時都小, 此點在理論上也頗佔得住腳。

此外就圖九 b 之領域 (我們所取校驗網格範圍) 來看, 在圖十五 c (代表 1983 年 1 月) 及圖十五 d (代表 1983 年 4 月) 中, 顯示每日之 SD 也都不同, 其月平均值各為 29.5m 及 25.3m, 表示 1 月之變率較大。

(四) S1 分數

資料來源	[FSAS 02], FSAS 04, FSAS 07, [FXAS 502], FXAS 504, FXAS 507 註: [] 傳真資料缺
校驗期間	1982 年 3、4、5、8、9、10 月
校驗領域	亞洲區及 20°N~90°N
結 果	圖二十及表五 a、b、c

檢討: 由圖二十 a 中所比較的顯示, 5 月 S1 分數為最大, 4 月次之, 3 月最小。另由表五顯示在 8~10 月中, 500mb 之 S1 值均較 1000mb 為低。以月份比較, 8 月最高, 9 月次之, 10 月最低, 此顯示在夏天的 NWP 模式, 受了全球大氣環流 (Global atmospheric circulation) 與季節性 (氣候) 的影響很大。即夏天的梯度小而變動也小, 如以「同一尺度」測定的 S1 分數, 8 月勢必比 10 月為大。以 1000mb 而言, 以 9 月最大。

這些在各月所表現不同的 SI 分數。表示 NWP 受季節之影響很大，準確率也因此而有不同。

試以 7 月 5 日預測圖（圖二十 b）為例，由此圖顯示 NWP 預測之降水量值均位於日本東南方海面及臺灣地區，而大陸區（尤其在 $25^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 間）之預測值顯得太小或沒有，事實上，從 7 月 6 日 8 時至 7 月 7 日 8 時（24~48 降水）大陸上已有降水發生（圖二十 c）。我們也曾翻查了 1982 年 7~9 月的預測圖，發現日本 NWP 圖均很少對本區域作出預測，這可能由於模式本身結構及氣候因素，因此可以說 NWP 在夏天之利用價值相對減低（比冬天），此所以日本氣象廳在夏天有颱風時要用 MNG (Moving Nested Grid) 模式之原因。

(內)系統（主槽線）追蹤 (Tracking)

資料來源	FXAS 504 (00Z), FXAS 507 (00Z)
校驗期間	1982 年 10 月及 1983 年 1、2、4 月
校驗領域	$80^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}/25^{\circ}\text{N}$ 及 45°N
結 果	圖二十一及表六

檢討：就已檢驗期間（4 月）內的追蹤結果，我們選取 1982 年 10 月 22~31 日的追蹤圖（圖八）加以說明之。圖八中之實線代表觀測值，虛線代表實測值。圖二十一中顯示以實測圖為基準（0 基線）再比較預測圖中主槽線之快慢（以 1 經度為單位），由圖中顯示預測圖主槽線之移速極不穩定，有時快有時慢，平均差異約 4~6 度。

從表六中我們發現，在 25°N 所追蹤的 5820 gpm 線比實際圖之差異在 +3（快）或 -3（慢）上，佔有 39%，沒預測槽線佔 48%，而效果較好的僅佔 13%（ $-3\leq\Delta\leq 3$ ）。 45°N 的 5580 gpm 線追蹤偏差較小者（ $-3\leq\Delta\leq 3$ ）佔 45%，偏差大者（ $\Delta<-3$ 或 $\Delta>3$ ）佔 48%。就月份而言，1983 年 4 月的效果較好，偏差較小者佔了 57%。就預報時效而言，72 小時之偏差就比 48 小時的為大，顯示 72 小時預測圖之槽線常有過快或過慢之嫌。

(外)主觀評價法

資料來源	1000mb 及 500mb, 8L-NHM 和 10L-FLM
校驗期間	1983 年 2、3、4 月
校驗領域	亞洲區
結 果	表七、圖二十二

檢討：由表七 a 顯示，自 1983 年 2~4 月的三個月的校驗結果，以 +1 及 0 佔大部份，表示 NWP 之預測在這段時間內之預報準確性大致尚可以。

就月份比較，8L-NHM 模式中，1000mb 以 3 月之效果最好，500mb 以 2 月之效果最好。10L-FLM 模式中，1000mb 以 2 月最好，500mb 則以 4 月為最好，表示預測之準確性本身並不穩定，不能每次斷言以何月之效果最好。再就預報時效而言，除了有少數例外，大部份為預報時效愈短愈好。此點我們可以將各種評價依各預報基準之 +1，0，-1 百分比率加以計算，可得表七之最下三欄。在 8L-NHM 中，1000mb 的最不可信者（-1）其 48 小時預測僅佔 19.1%，隨後依次為 25.9%（72 小時）、36.4%（96 小時）、47.6%（120 小時）、29.2%（144 小時）、40%（168 小時）、30%（192 小時）；而 500mb 之 48 小時預測最不可信者（-1）佔 7%，其餘依次為 13.9%（72 小時）、17.4%（96 小時）、21.7%（120 小時）、41.6%（144 小時）、36.3%（168 小時）、45.5%（192 小時）。而 10L-FLM 之最不可信者（-1）比率依 1000mb 及 500mb 各為 22.9%（24 小時）、9.5%（36 小時）、13%（24 小時）17.7%（36 小時）。

試以 1983 年 4 月 20 日 12Z 的 500mb 96 小時預測圖（圖二十二 a）及 4 月 24 日 12Z 的實測圖（圖二十二 b）比較，在預測圖中 100°E 的一支槽線，而太平洋（包括臺灣）為一高氣壓所籠罩，此氣壓型態對應 96 小時後兩圖極為吻合，這種主觀的評價我們就以 +1（極為可信）表示。

總之，這種主觀評價法日本 JMA 預報部電腦中心也曾評斷了 1982 年 3~5 月之預測圖（JMA, 1982），其結果較我們的評價高。但大體上，此新 NWP 模式已能有 60~75% 以上之可信度，足堪應用到預報作業上。

五、討論與結語

綜合本研究中的各種初步校驗結果，我們發現日本NWP 新模式（8L-NHM 及 10L-FLM）之信賴度（Reliability）確實比以前的模式（4L-NHM 及 6L-FLM）改進了不少。例如波長超過 2000Km 的斜壓不穩定度（Baroclinic instability）之振幅已較改善，使其有能力對這種尺度的擾動（Disturbance）提早測知，惟尚存在有某些缺失（不能馬上克服的）。例如因網格距離不太大及有限差分（Finite difference）導致的誤差，使有些擾動會落後及高低氣壓發展不足或過度之現象，且經常對小擾動之預測不能滿足。另因初期值及物理過程的假定不充分，有時在天氣圖上會出現極不規則的類型（Pattern）。

為了使日本NWP新模式能發揮應用的效果，下列數點值得我們注意：

1. 以選站或定點對應 NWP 預測值之（線性）相關係數大都不高，所以不能以 NWP 的預測值作定量預報之指標。不過，用其預報的趨勢（如降水量、渦旋度、垂直速度等中心數值大小和涵蓋面），再配合綜觀天氣圖、衛星雲圖及雷達回波圖等資料去作預報當更能使預報準確。其實對於這種降水預報效果並不很好的現象，日本也正着手發展 Meso-grid 模式，將網格距離縮小為 63.5 公里，垂直方向作 11 層分析，範圍為 3000Km×3000 Km，其領域較小主要在日本地區，臺灣地區並不包括在內，此模式將應於 24 小時降水預報，另也設計了網格距離僅 42.5 公里之相同模式應於 12 小時降水預報（山岸米二郎，1982）。

2. 從（月）平均誤差（ \bar{e} ）及均方根誤差（RMSE）值顯示，在 90°E~100°E（25°N 及 35°N）的氣壓預測值往往偏高，而在 100°E~110°E 却又往往偏低，可見西藏高原的地形效應對於 NWP 之結構與模擬構成極大障礙。此情況未來在設計 NWP 模式時，對臺灣地區之中央山脈的地形影響也應加以考慮，並設法克服此種地形障礙。

3. 就各校驗指數及分數比較，每月的準確率，甚至每日的變化均不穩定。一般言之，冬天的效果（可信度）往往高於春、秋，而以夏天最差。

4. 從主槽線天氣系統追蹤結果來看，低緯度的

波速較穩定，高緯度的波速容易產生過快或過慢之弊端，此種系統性誤差似可逐步改進，且所有預報員應認清之。

5. 主體評價之結果與日本氣象廳（JMA, 1982）之結果比較，NWP 之成效並不如日本所認定的好，因為我們考慮的條件較苛（必須考慮能反應臺灣地區的天氣）。

6. 就預報時效而言，8L-NHM 模式預測在 48~96 小時以內可信度較高，但 120~192 小時則較差。而 10L-FLM 因網格點較密，其 24~36 小時預報成效自然高於 8L-NHM。就緯度而言，對低緯度的精度一般均較差。

總之，以目前日本新模式的效果，確已比以前改進了許多，惟如想再進一步突破，在水平方面可增加網格點數目，在垂直方面，增加氣壓層數結構，增加對低緯度觀測資料的輸入，提高計算機的容量與速度。

另外，我們要認清一點，NWP 的校驗有別於一般天氣預報，故對 NWP 的校驗在今日是不可懸缺的日常作業（Routine）程序，也是一項重要而艱巨的工作，正如我國旅美氣象專家張智北博士所說：NWP 將成為預報員很有用的一項武器，但因為它是利用有限資料及不完全的物理原則及數學方法所計算出來，誤差必然存在，且其誤差程度及性質又隨時空、氣流情況及模式特性而有異。要充分利用 NWP 的效用必須要對模式性質及行為有所了解，加以實況監視及修正，所以模式評估及相關分析等工作非常重要。

最後，我們建議我國在實施 NWP 後，也應增設類如美國氣象局及日本 JMA 電算中心的評估組（Evaluation Branch），期對各種模式加以校驗、評估以作改進（如在模式物理的妥當性、數值解的安定性及實用性，注意氣候的適用性）之參考。

致 謝

本文在研究期間承陳正改課長、陳清得、劉淑珍、吳玫芬等之協助、繪圖、謄稿，並使用中央氣象局及康大電腦公司（CDC）之電腦計算，謹此一併致謝。

參考文獻

1. Arakawa, A., and Y. Mintz, 1974: The UCLA Atmospheric General Circulation Model, UCLA (with the participation of A. Katayama, J. W. Kim, W. Shubert, T. Tokioka, M. Scheesinger, W. Chao, D. Randall and S. Hord) (Notes distributed at the Workshop, 25 March-4 April 1974).
2. Brier, G. W., and R. A. Allen, 1951: Verification of Weather Forecasts, Compendium of Meteorology, AMS, Boston.
3. Gadd, A. J., and J. F. Keers, 1970: Surface exchanges of sensible and latent heat in a 10-level model atmosphere, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 96, 297-308.
4. Hazen, H. A., 1891: The Verification of Weather Forecasts, Amer. meteor. J., 8: 292-396.
5. Klein, H. J., 1906: Misserfolge des staatlichen Wetterprognosendienstes in drei Monaten seines Bestehens, Gaea, Koln, 42: 641-652.
6. Panofsky, H. H., and G. W. Brier, 1965: Some Applications of Statistics to Meteorology.
7. Schmauss, A., 1911: Die Teeffsicherheit der Prognosen, Wetter, 28: 68-71, 167-168.
8. 氣象廳 (JMA) 預報部, 1982: 數值預報解說資料。
9. 山岸米二郎, 1982: 任立渝等赴日本氣象廳研修天氣預報技術報告。
10. 余燦旺, 1983: 美國氣象局數值預報作業系統簡介與數值模式結果評估, 中央氣象局演講筆錄。

加速國家建設

厚植復國力量

堅定反共志節

奮勵自強精神

表一：日本 NWP 産品一覧表 (1982年 6月 啓用)
Table 1: JMA NWP Products (June, 1982).

No.	圖の 種類	目的	要 素	等	モデル	時刻 (Z)	領域	heading
1	解析・ 観測	一般	850mb高度, 気温, 濕度, 観測値(μ T-Td)		FLM	00, 12	C	AUAS85
2	"	"	700mb " " " "		"	"	"	AUAS70
3	"	"	500mb " " 観測値(μ T-Td)		"	"	"	AUAS50
4	"	"	300mb " " アイソタフク, 観測値 (μ T)		"	"	"	AUAS30
5	解 析	"	500mb " " "		NHM	12	D	AUXN50
6	"	航 空	250mb " " アイソタフク, 風 (μ)		"	00, 12	B/C	AUPN25/AUAS25
7	"	"	200mb " " " "		"	"	"	AUPN20/AUAS20
8	"	"	圏界面圖		"	"	D	AUXN
9	観 測	一般・ 航空	エマグラム (20地點)		"	"	"	UXJPI/UXJP2/UXJP3/ UXJP4
10	初期値	一般	500mb高度, うす度		FLM	"	A'	AUFE50
11	"	"	850mb 気温, 700mb ω		"	"	"	AXFE78
12	予報値	"	地上気圧24時間予報, 0~24時間降水量		"	"	"	FSFE02
13	"	"	" 36 " 24~36 "		"	"	"	FSFE03
14	"	"	850mb 高度, うす度24時間予報		"	"	"	FUFE852
16	"	"	700mb " 気温, 濕度, 風 (μ) 24時間予報		"	"	"	FUFE702
18	"	"	850mb 気温, 風 (μ), 700mb ω 24 "		"	"	"	FXFE782
19	"	"	850mb " " , 700mb ω 36 "		"	"	"	FXFE783
20	"	"	500mb 高度, うす度24時間予報		"	"	"	FUFE502
21	"	"	500mb " " 36 "		"	"	"	FUFE503
22	"	"	地上気圧24時間予報, 0~24時間降水量		NHM	"	C	FSAS02
23	"	"	" 48 " , 24~48 "		"	"	"	FSAS04
24	"	"	" 72 " , 48~72 "		"	"	"	FSAS07
25	"	"	500mb 高度, うす度24時間予報		"	"	"	FXAS502
26	"	"	500mb " " 48 "		"	"	"	FXAS504
27	"	"	500mb " " 72 "		"	"	"	FXAS507
28	"	"	850mb 気温, 風 (μ), 700mb ω 24時間予報		"	"	"	FXAS782
29	"	"	850mb " " , 700mb ω 48 "		"	"	"	FAXS784
31	"	航 空	500mb 高度, 気温, アイソタフク, 風 (μ) 24時間予報		"	"	B/C	FUPN502/FUAS502
32	"	"	300mb " " " " 24 "		"	"	"	FUPN302/FUAS302
33	"	"	250mb " " " " 24 "		"	"	"	FUPN252/FUAS252
34	"	"	200mb " " " " 24 "		"	"	"	FUPN202/FUAS202
35	"	"	悪天予想24時間		"	"	"	FBPN/FBAS
36	"	"	國內悪天支援12時間予報資料		FLM	"	A	FBJP112/FBJP212/FB JP312/FBJP412
37	"	"	" 18 "		"	"	"	FBJP118/FBJP218/FB JP318/FBJP418
38	"	"	國內航空路12時間予報		"	"	"	FUIJP3012/FUIJP5012/ FUJP7012/FUJP8512
39	"	"	" 18 "		"	"	"	FUIJP3018/FUJP5018/ FUJP7018/FUJP8518
40	"	"	圏界面24時間予報		NHM	12	D	FUXN02
42	"	週 間	500mb 高度, 気温48時間予報		"	"	O	FEAS504
44	"	"	500mb " " 96 "		"	"	"	FEAS509
45	"	"	500mb " " 120 "		"	"	"	FEAS512
46	"	"	500mb " " 144 "		"	"	"	FEAS514
47	"	"	500mb " " 168 "		"	"	"	FEAS516
48	"	"	500mb " " 192 "		"	"	"	FEAS519
52	"	"	地上気圧96時間予報		"	"	"	FEAS09
53	"	"	" 120 "		"	"	"	FEAS12
54	"	"	" 144 "		"	"	"	FEAS14
55	"	"	" 168 "		"	"	"	FEAS16
56	"	"	" 192 "		"	"	"	FEAS19

表二 a：降水量預測值對臺北實測降水量之相關 (r) 比較表

Table 2a: Correlation coefficients between forecast precipitation and observed precipitation in Taipei

象 限 年 度 月 份	1982				1983			平 均
	7	8	9	10	1	2	3	
1	0	0.6	-0.1	0.2	0	-0.1	0	0.09
2	0	0.7	-0.1	0.5	-0.1	0	0.1	0.16
3	0.1	0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.3	0.04
4	-0.1	-0.1	-0.1	0.1	0.1	-0.5	-0.1	-0.11
案 例 (日數)	25	28	18	31	27	28	28	26.4

表二 b：渦旋度預測值對臺北實測降水量之相關 (r) 比較表

Table 2b: Correlation coefficients between forecast vorticity and observed precipitation in Taipei

象 限 年 度 月 份	1982				1983			平 均
	7	8	9	10	1	2	3	
1	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	-0.1	-0.2	0.10
2	0.3	-0.3	0.3	-0.1	0.2	-0.1	-0.2	0.01
3	0	0.4	0.1	0	0.1	0.1	0.2	0.13
4	-0.2	0.7	0.2	0.1	0.3	-0.2	-0.1	0.11
案 例 (日數)	25	29	17	27	27	28	29	26.0

表二 c：垂直速度 (ω 值) 預測值對臺北實測降水量之相關 (r) 比較表

Table 2c: Correlation coefficients between forecast ω -value and observed precipitation in Taipei

象 限 年 度 月 份	1982				1983			平 均
	7	8	9	10	1	2	3	
1	0	-0.2	-0.1	0	-0.5	資 料 缺	-0.3	-0.18
2	-0.1	-0.2	-0.1	-0.2	0		-0.5	-0.18
3	0.2	0.1	0.3	0.3	0.7		-0.5	0.18
4	-0.1	-0.1	0.2	0.2	-0.2		-0.6	0.10
案 例 (日數)	24	29	28	25	6		12	24.8

表三 a : 區域 (選站) 相關係數比較表 (FSAS04)

Table 3a: Calculated correlation coefficients between forecast and observed rainfall (FSAS 04)

日 期	Corr. Coef	Test for no. Corr.	Regression line	σ	T Test for no. regression	points
14/2→16/2	0.1	0.2	$Y=0.81 \times +17.89$	0	0.2	16
18/2→20/2	-0.5	2.4	$Y=-3.17 \times +18.17$	0	-2.4	18
20/2→22/2	-0.3	-1.6	$Y=-1.22 \times +9.02$	0.1	-1.6	21
22/2→24/2	0.1	0.5	$Y=0.88 \times +8.87$	0	0.5	17
26/2→28/2	0.1	0.6	$Y=0.26 \times +9.80$	0.1	0.6	24
28/2→2/3	-0.2	-0.6	$Y=-1.45 \times +18.88$	0	-0.6	16
2/3→4/3	0.6	3.3	$Y=1.82 \times +0.7$	0.1	3.3	21
6/3→8/3	0.1	0.5	$Y=0.27 \times +4.40$	0.1	0.5	15
10/3→12/3	0.2	0.8	$Y=0.95 \times +4.78$	0.1	0.8	15
13/3→15/3	0.1	0.4	$Y=0.24 \times +15.45$	0.1	0.4	21
14/3→16/3	0.1	0.4	$Y=0.52 \times +16.27$	0.1	0.4	18
17/3→19/3	-0.2	-0.8	$Y=-0.29 \times +4.77$	0.2	-0.8	18
25/3→27/3	0	0	$Y=0.09 \times +15.96$	0	0	18

表三 b : 區域 (選站) 相關係數比較表 (FSAS07)

Table 3b: The same as Table 3a except for 72hr forecast chart(FASA07)

日 期	Correlation Coefficient	Test for no. Correlation	Regression line	Standard error of regression Coefficient	T Test for no. regression	points
20/2→23/2	0.4	1.8	$Y=1.51 \times +2.34$	0.1	1.8	17
22/2→25/2	-0.5	-1.8	$Y=-1.87 \times +13.44$	0.1	-1.8	15
25/2→28/2	0.4	2.0	$Y=1.91 \times +8.26$	0	2.0	20
27/2→2/3	0.2	0.8	$Y=0.47 \times +7.34$	0.1	-0.8	17
1/3→4/3	-0.1	-0.5	$Y=-0.28 \times +15.89$	0.1	-0.5	20
12/3→15/3	-0.2	-0.7	$Y=-0.41 \times +19.31$	0.1	-0.7	17
13/3→16/3	-0.5	-2.2	$Y=-4.52 \times +54$	0	-2.2	18
16/3→19/3	-0.2	-0.8	$Y=-0.35 \times +4.76$	0.1	-0.8	17
25/3→28/3	0.4	1.7	$Y=0.86 \times +7.86$	0.1	1.7	18

表四 a : 各經度之月平均誤差 (\bar{e}) 及 RMSE 值 (25°N)

Table 4a: \bar{e} and RMSE (25°N) from Jan. to Apr. 1983

年 度	月 份	經 度 分 類	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°
一九八三年	一 月	\bar{e}	1.78	0.67	-1.56	-0.67	-0.07	-0.48	-1.63
		RMSE	3.63	3.91	2.93	2.69	2.00	2.46	3.01
一九八三年	二 月	\bar{e}	1.21	1.54	-1.14	1.04	0.68	0.50	-0.50
		RMSE	2.58	3.49	4.28	3.21	3.96	3.54	3.40
一九八三年	三 月	\bar{e}	2.76	1.07	-2.07	-0.60	0.43	-0.03	-0.23
		RMSE	4.46	5.09	4.59	4.80	4.62	3.78	2.75
一九八三年	四 月	\bar{e}	1.07	-1.69	-2.31	-0.59	-0.93	-0.79	-0.07
		RMSE	2.75	4.31	4.07	3.25	3.22	3.03	2.59

表四 b : 各經度之月平均誤差 (\bar{e}) 及 RMSE 值 (35°N)

Table 4b: The same as Table 4a except for 35°N

年 度	月 份	經 度 分 類	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°
一九八三年	一 月	\bar{e}	4.26	1.39	-2.35	-2.23	-1.13	1.06	3.71
		RMSE	7.26	5.40	3.91	3.91	3.34	4.14	5.83
一九八三年	二 月	\bar{e}	3.29	1.57	-0.89	-0.86	-0.36	0.96	2.75
		RMSE	5.50	4.74	3.55	3.11	3.41	4.42	5.96
一九八三年	三 月	\bar{e}	-3.17	-6.90	-2.93	-1.62	-1.48	-1.97	0.62
		RMSE	8.65	7.09	5.02	3.24	4.08	3.82	3.43
一九八三年	四 月	\bar{e}	-7.90	-10.90	-4.03	-1.97	-1.72	-0.66	0.07
		RMSE	11.93	12.88	5.57	3.76	3.90	3.89	2.75

表五 a : 8L-NHM 1982年8月份預報分數比較表 (取自 JMA 預報部, 1982)

Table 5a: (8L-NHM) Forecast scores for Aug. 1982 (after JMA, 1982)

驗 證 區 域		亞 洲 區			20°N~90°N		
預 報	時 效	24	48	72	24	48	72
相關係數 ×100	500mb	77.4	81.1	78.2	79.1	80.3	77.1
	1000mb	66.8	73.9	71.2	70.3	73.2	71.1
標 準 偏 差	500mb	20.1	22.7	35.0	23.2	34.4	43.1
	1000mb	22.7	27.5	33.6	23.7	31.9	37.0
S1 值	500mb	35.4	47.6	54.9	32.7	44.8	53.1
	1000mb	53.1	64.7	73.7	49.2	62.6	70.1

表五 b : 1982年9月份預報分數比較表 (取自 JMA 預報部, 1982)

Table 5b: The same as Table 5a except for Sept. 1982

驗 證 區 域		亞 洲 區			20°N~90°N		
預 報	時 效	24	48	72	24	48	72
相關係數 ×100	500mb	82.6	82.0	78.5	81.3	80.2	76.0
	1000mb	78.9	78.2	73.6	76.3	77.0	73.4
標 準 偏 差	500mb	25.1	38.2	48.4	21.6	32.0	40.7
	1000mb	24.8	35.2	41.9	23.9	31.7	36.8
S1 值	500mb	30.4	42.0	50.3	30.4	40.4	46.6
	1000mb	49.5	63.9	72.9	55.6	68.9	77.4

表五 c : 1982年10月份預報分數比較表 (取自 JMA 預報部, 1982)

Table 5c: The same as Table 5a except for Oct. 1982

驗 證 區 域		亞 洲 區			20°N~90°N		
預 報	時 效	24	48	72	24	48	72
相關係數 ×100	500mb	86.2	84.9	81.6	85.2	85.6	83.0
	1000mb	84.1	80.9	76.4	81.9	79.7	76.7
標 準 偏 差	500mb	26.4	42.4	56.6	23.5	36.2	48.3
	1000mb	25.1	39.0	48.4	25.1	38.0	45.1
S1 值	500mb	28.0	39.2	47.4	24.5	33.4	39.5
	1000mb	46.8	62.1	71.6	51.6	65.7	73.3

表六：NWP 預測之主槽線與實際槽線之系統追蹤結果

Table 6: NWP forecast trough tracking

年 份	月 份	預測時數	差 距	$-3 \leq \Delta \leq 3$	$\Delta < -3$ 或 $\Delta > 3$	沒預測出	備 註
			百 分 率 高度值				
一 九 八 二 年	十 月	48	5820gpm	13%	39%	48%	25°N
			5580gpm	45%	48%	7%	45°N
		72	5820gpm	30%	35%	35%	25°N
			5580gpm	35%	65%	0	45°N
一 九 八 三 年	一 月	48	5760gpm	50%	43%	7%	25°N
			5460gpm	39%	61%	0	45°N
		72	5760gpm	47%	43%	10%	25°N
			5460gpm	33%	50%	17%	45°N
一 九 八 三 年	二 月	48	5760gpm	46%	43%	11%	25°N
			5460gpm	32%	54%	4%	45°N
		72	5760gpm	27%	50%	23%	25°N
			5460gpm	27%	69%	4%	45°N
一 九 八 三 年	四 月	48	5760gpm	57%	40%	3%	25°N
			5460gpm	57%	43%	0	45°N
		72	5760gpm	37%	60%	3%	25°N
			5460gpm	37%	53%	10%	45°N

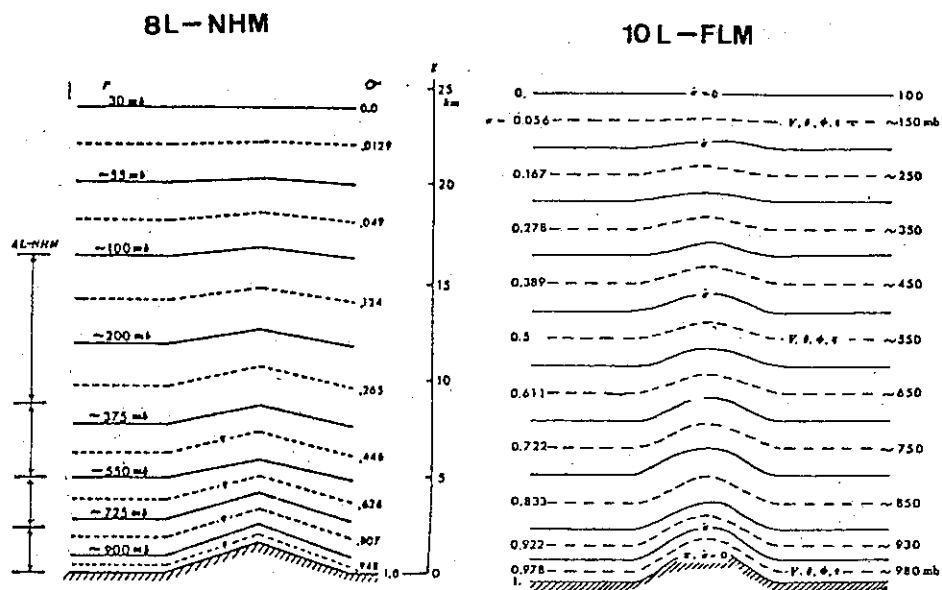
※ Δ 表示差距（單位：經度）

表七 a：主觀評價結果統計表 (8L-NHM)
Table 7a: List of subjective evaluation for 8L-NHM

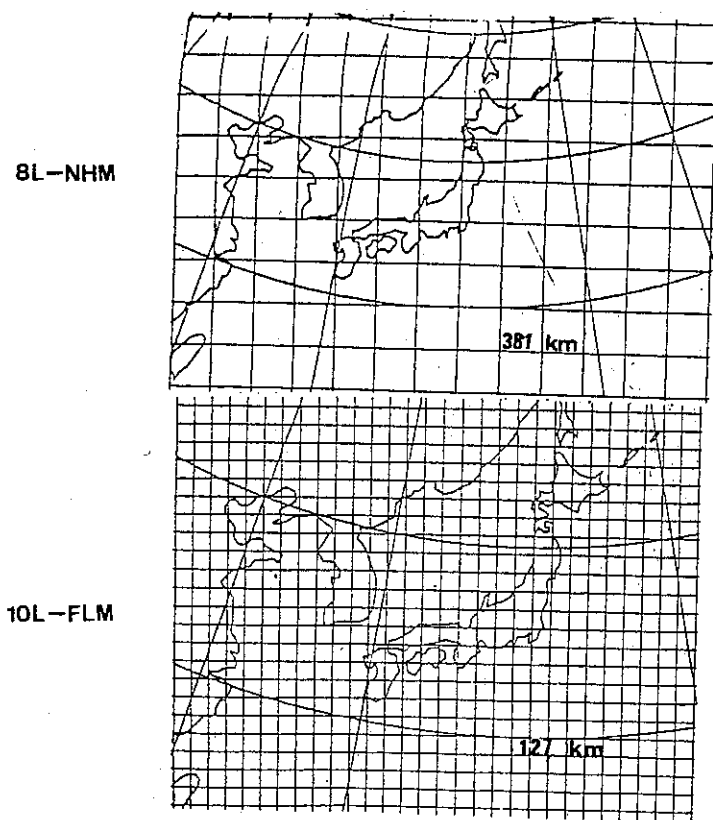
年 月	氣 壓 預 報 時 數 基 準	1000mb								500mb							
		48	72	96	120	144	168	192	合 計	48	72	96	120	144	168	192	合 計
一 九 八 三 年 二 月	+1	15	7	1	1	2		1	29	17	9	4	6	1	3	1	35
	0	7	12	3	3	3	1	2	31	8	12	2	3	2	2	3	32
	-1	6	9	3	3		3	2	27	1	4	1	3	3	1	1	14
一 九 八 三 年 三 月	+1	10	13	0	3	3	2	2	33	15	15	6	4	0	2	1	43
	0	15	10	5	1	5	5	4	45	11	13	1	4	7	3	3	42
	-1	6	8	3	3	1	2	1	24	4	3	1	0	2	3	5	18
一 九 八 三 年 四 月	+1	10	7	2	1	1	1	2	24	22	14	1	4	3	1	3	48
	0	15	17	3	2	3	1	3	4	7	1	5	3	1	3	1	31
	-1	5	6	2	4	5	3	3	28	1	5	2	2	5	4	4	23
信 賴 度 百 分 比 (%)	極可信 +1	39.3%	30.3%	13.6%	23.8%	25%	20%	25%	30.2%	62.8%	44.2%	47.8%	34.8%	16.7%	27.3%	22.7%	44.1%
	略可信 0	41.6%	43.8%	50%	28.6%	45.8%	35%	45%	42.1%	30.2%	41.9%	34.8%	43.5%	41.7%	36.4%	31.8%	36.7%
	絕不可信 -1	19.1%	25.9%	36.4%	47.6%	29.2%	40%	30%	27.7%	7%	13.9%	17.4%	21.7%	41.6%	36.3%	45.5%	19.2%

表七b：主觀評價結果統計表 (10L-FLM)
Table 7b: List of subjective evaluation for 10L-FLM

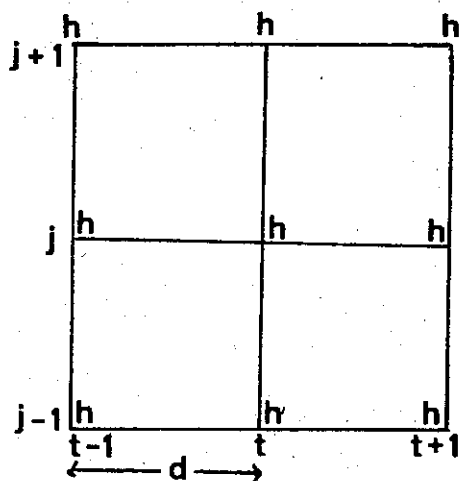
年 月	氣 壓 預 報 時 數 基 準	1000mb			500mb		
		24 (00Z)	36 (12Z)	合 計	24 (00Z)	36 (12Z)	合 計
一九八三年 二月	+1	12	13	25	9	1	10
	0	6	4	10	7	5	12
	-1	5	1	6	4	2	6
一九八三年 三月	+1	9	16	25	11	12	23
	0	13	7	20	11	10	21
	-1	8	2	10	5	4	9
一九八三年 四月	+1	16	20	36	20	資料缺	20
	0	8	7	15	9		9
	-1	6	4	10	1		1
信 賴 度 百 分 比 (%)	極 可 信 +1	44.6%	66.2%	54.8%	51.9%	38.2%	47.7%
	略 可 信 0	32.5%	24.3%	28.7%	35.1%	44.1%	37.8%
	絕不可信 -1	22.9%	9.5%	16.5%	13%	17.7%	14.5%



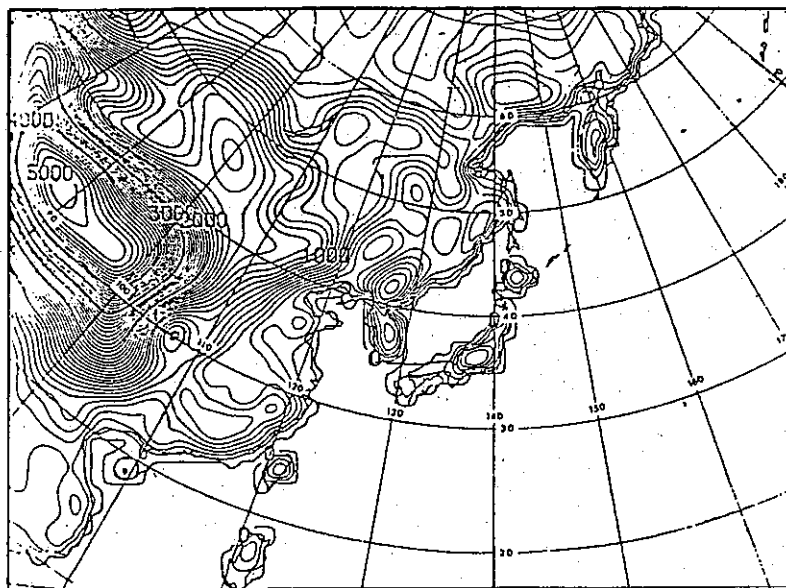
圖一 8L-NHM 與 10L-FLM 模式之垂直結構圖
Fig. 1 Vertical Structure of 8L-NHM and 10L-FLM.



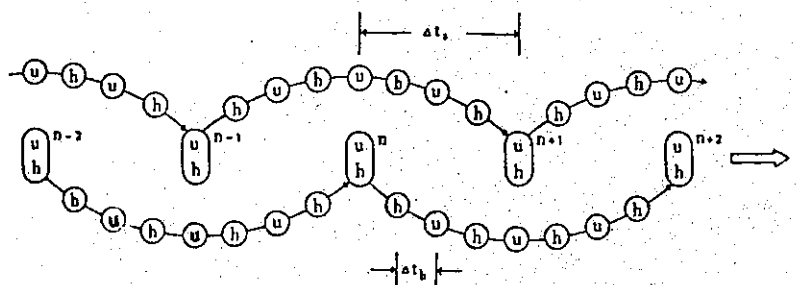
圖二 8L-NHM 及 10L-FLM 模式之水平結構圖
Fig. 2 Horizontal Structure of 8L-NHM and 10L-FLM



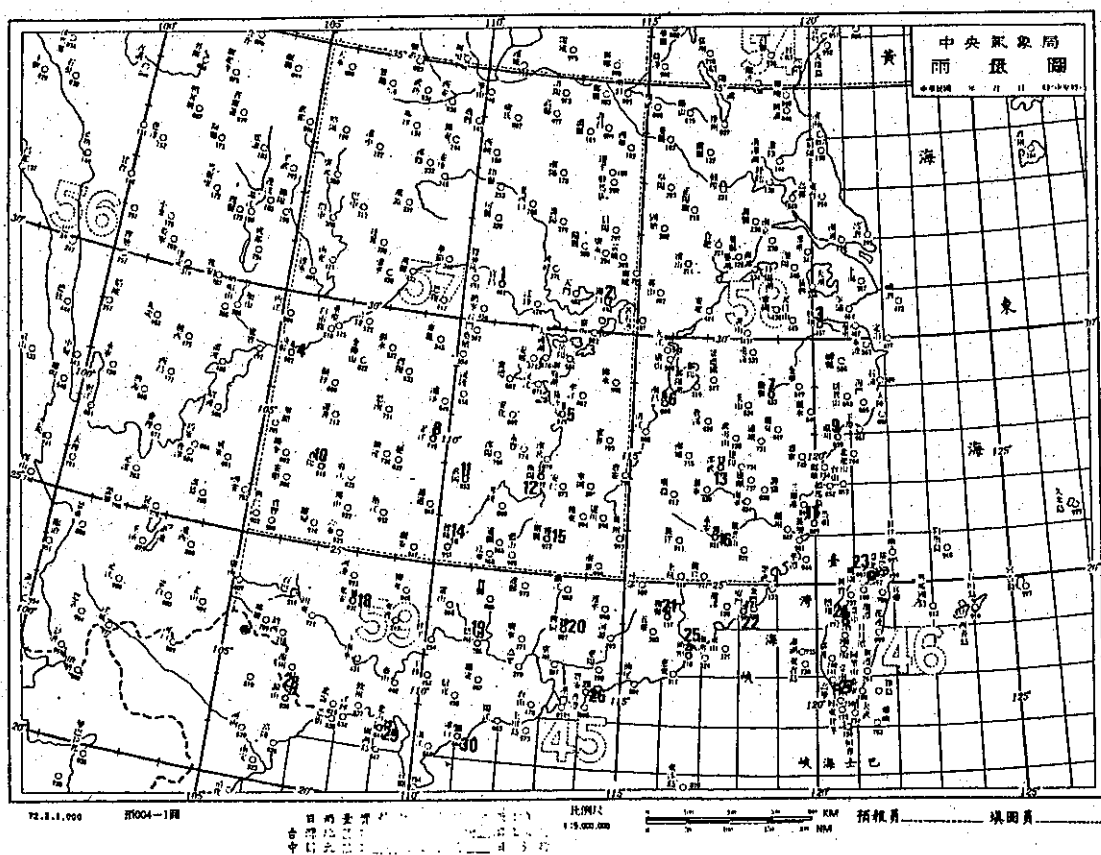
圖四 有限差分法之計算模式
Fig. 4 Finite difference scheme



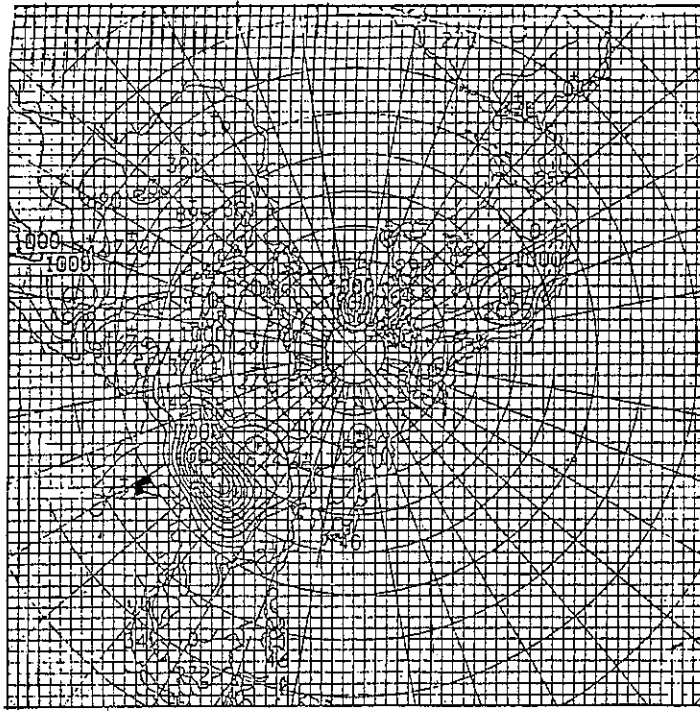
圖五 10L-FLM 模式中所考慮之地形
Fig. 5 Topography incorporated in 10L-FLM(m)



圖六 經濟顯像式時間積分流程圖
Fig. 6 The schematic flow diagram of the economical explicit time integration scheme, which is used in 8L-NHM/10L-FLM



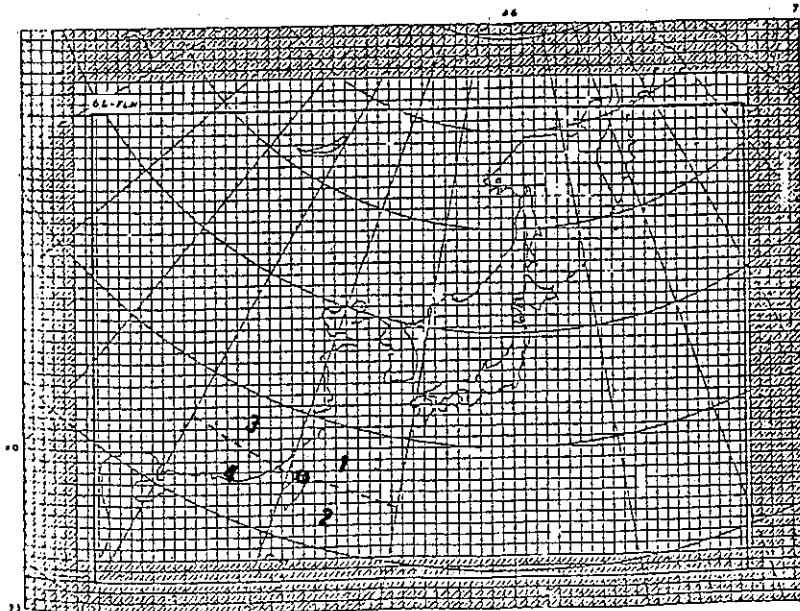
圖七 30 個選擇性測站用為計算降水量相關之參考
Fig. 7 Selected 30 stations for calculating correlation between forecast precipitation and observed precipitation.

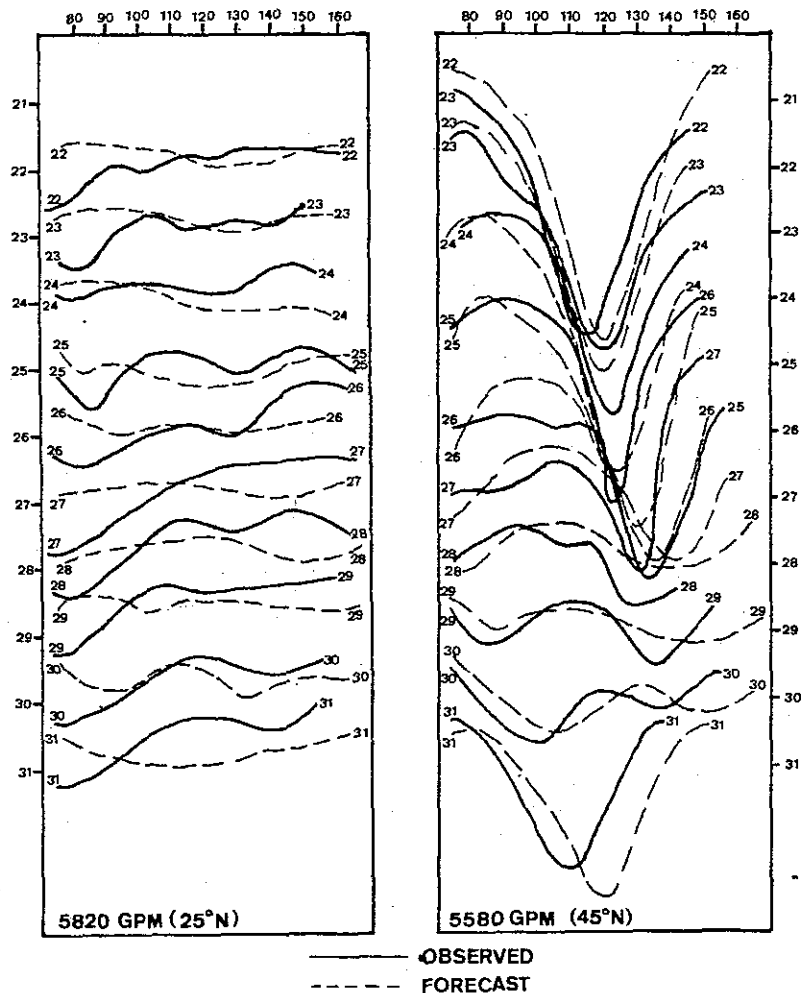


圖三a 8L-NHM 之水平領域

Fig. 3a Horizontal domain of 8L-NHM

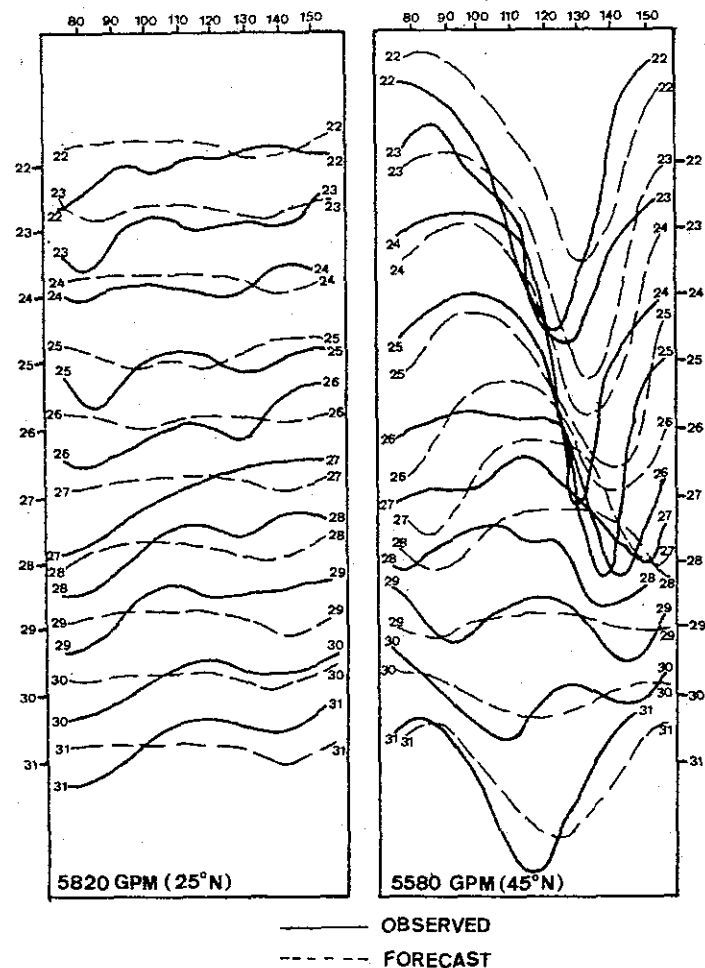
10L-FLM

圖三b 10L-FLM 之水平領域，陰影區表示8L-NHM 與
10L-FLM 之側邊界區域連接處Fig. 3b Horizontal grid net of 10L-FLM. Shaded area
denotes the lateral boundary area where 10L-
FLM is connected with 8L-NHM.



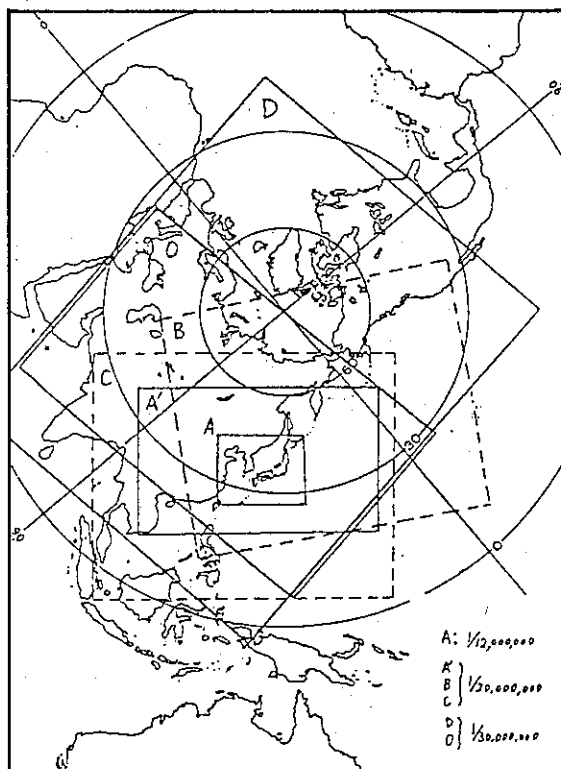
圖八a 1982年10月22-31日系統追蹤圖，圖中實綫為觀測值，虛綫為預報值（48小時）

Fig.8a Weather systems tracking chart for 22-31 October 1982. Solid lines represent the observed values and dashed lines represent the forecast values for 48 hours.

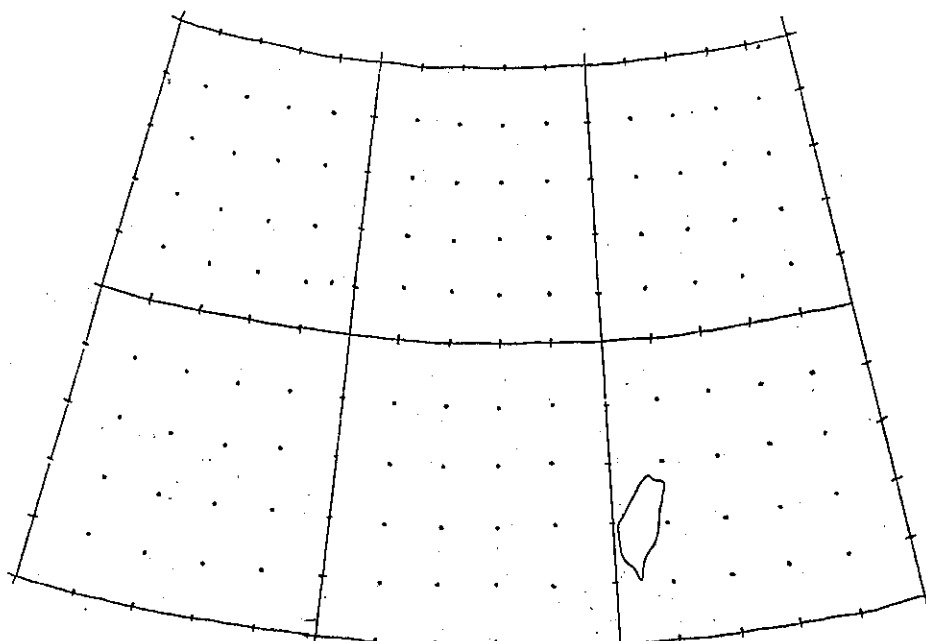


圖八b 除預測值為72小時外，其他同圖八a。

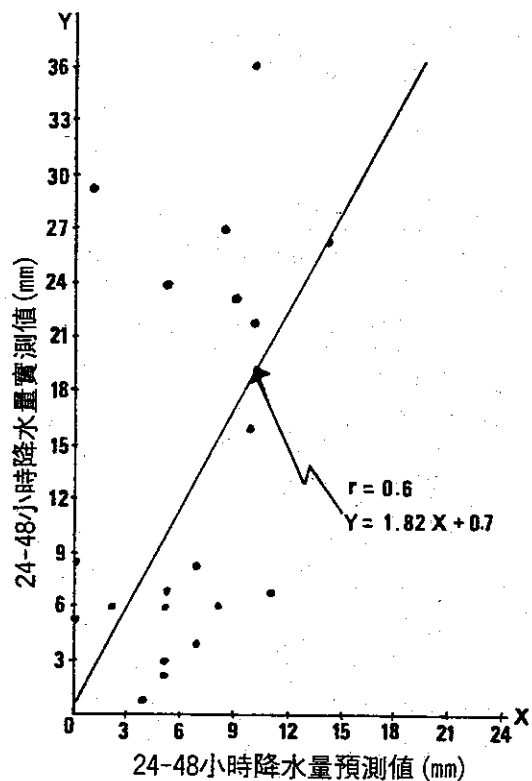
Fig.8b The same as Fig.8a except forecast valid time for 72 hours.



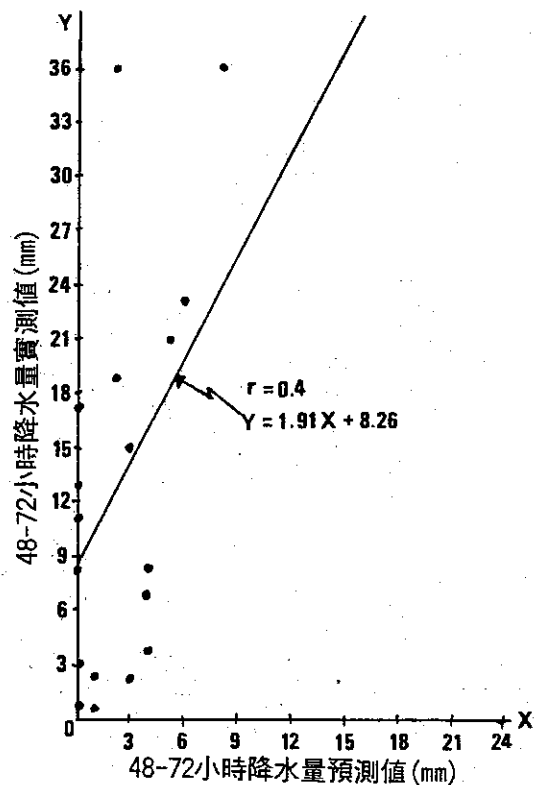
圖九a 日本NWP之預報領域
 Fig.9a JMA NWP'S domain



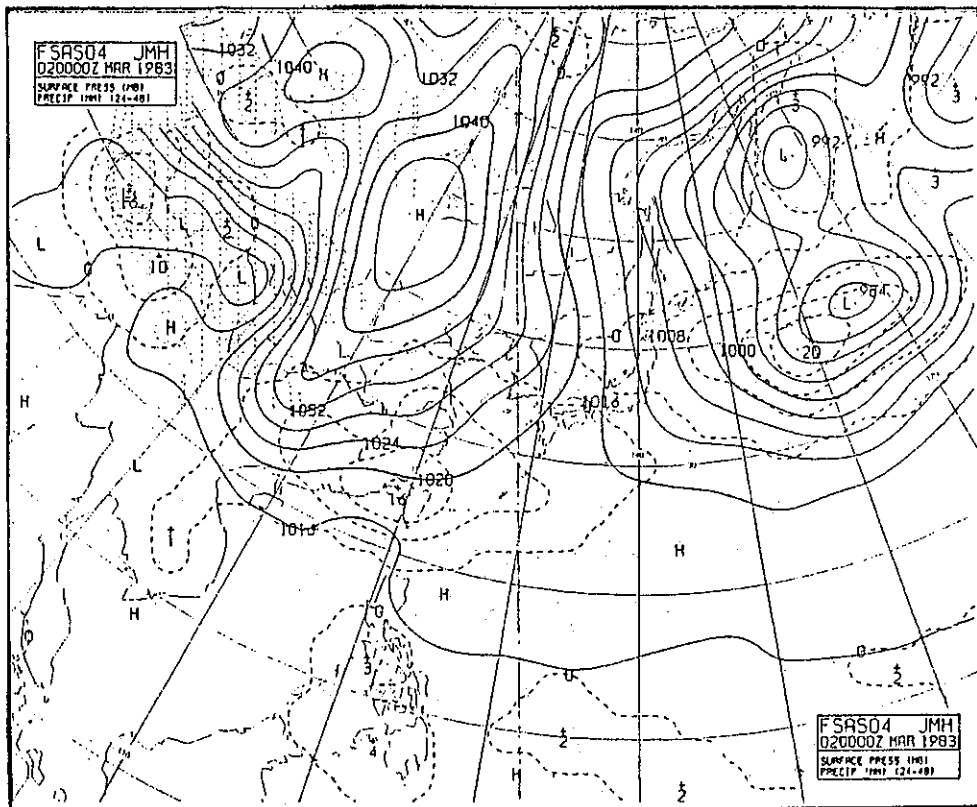
圖九b 校驗 500mb等高綫誤差及標準偏差(SD)所用之領域
 Fig.9b The domain for verifying the 500mb error and standard deviation



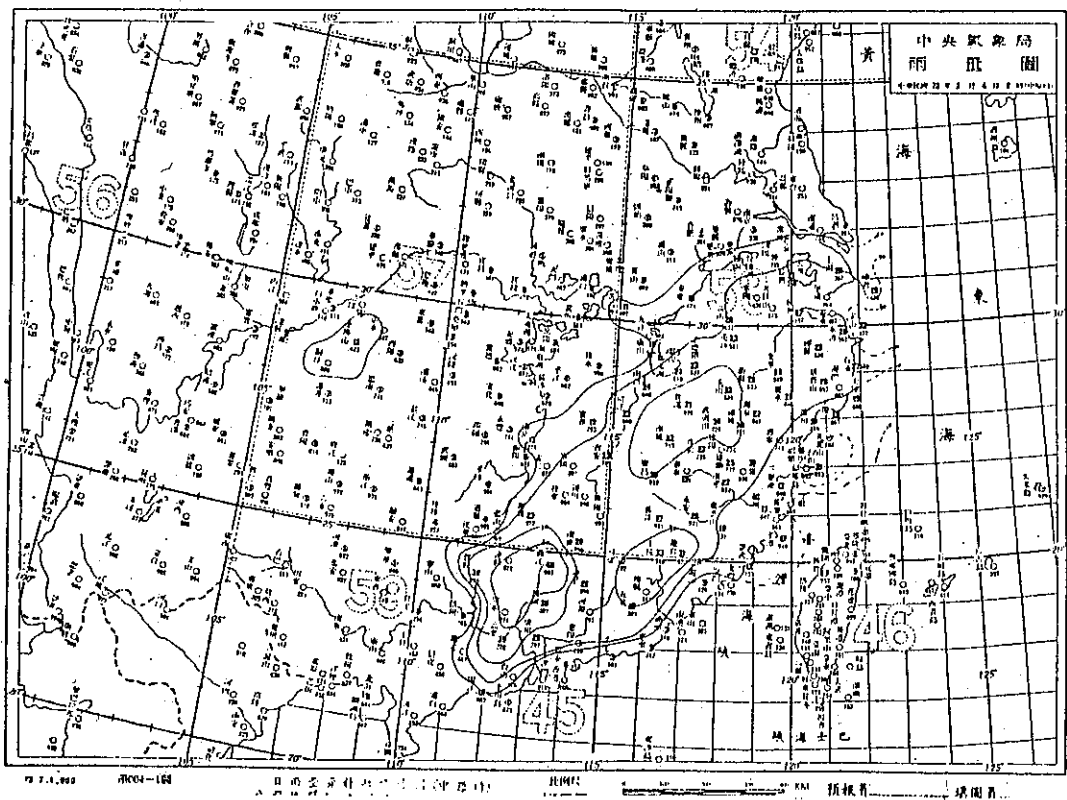
圖十 a 預測降水量與實測降水量之散布圖 (48 小時)
Fig. 10a A scatter diagram showing the relation between forecast and observed rainfall (48hr.).



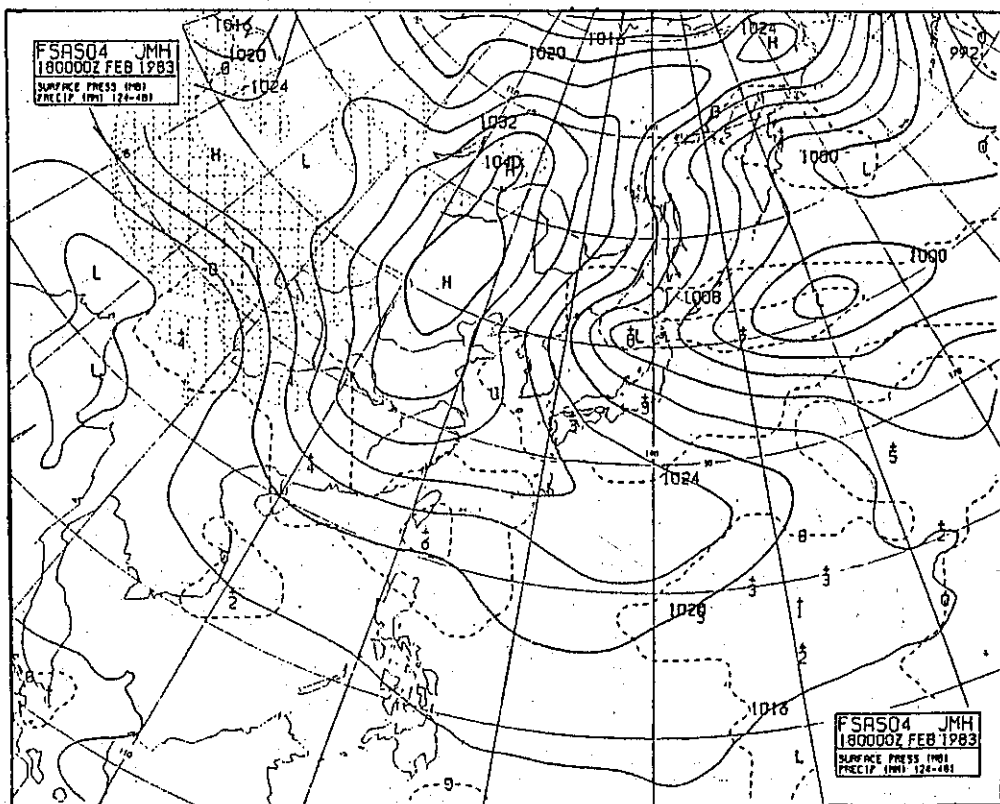
圖十 b 除時間為 72 小時預測值外，餘均同十 a。
Fig. 10b The same as Fig. 10a except for 72 hr.



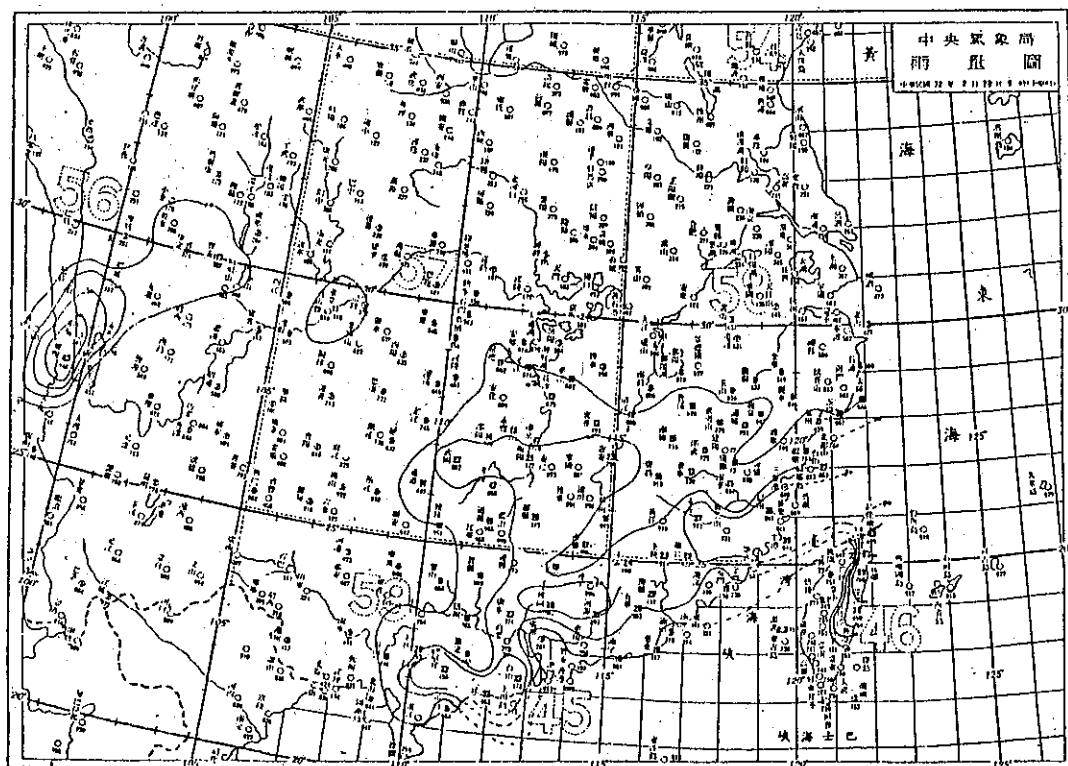
圖十一a 1983年3月2日 00Z 48小時預測圖
Fig. 11a 48hr. forecast chart for 020000Z Mar. 1983.



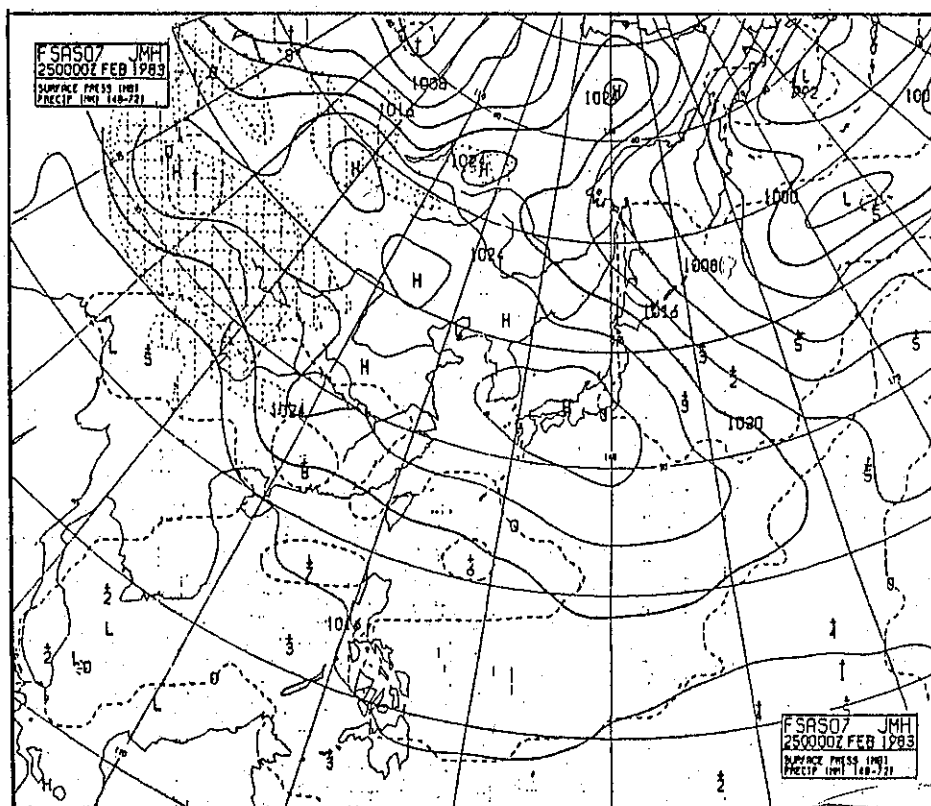
圖十一b 1983年3月3日8時至日8時日雨量圖
Fig.11b Observed daily rainfall from 030300Z to 030400Z 1983



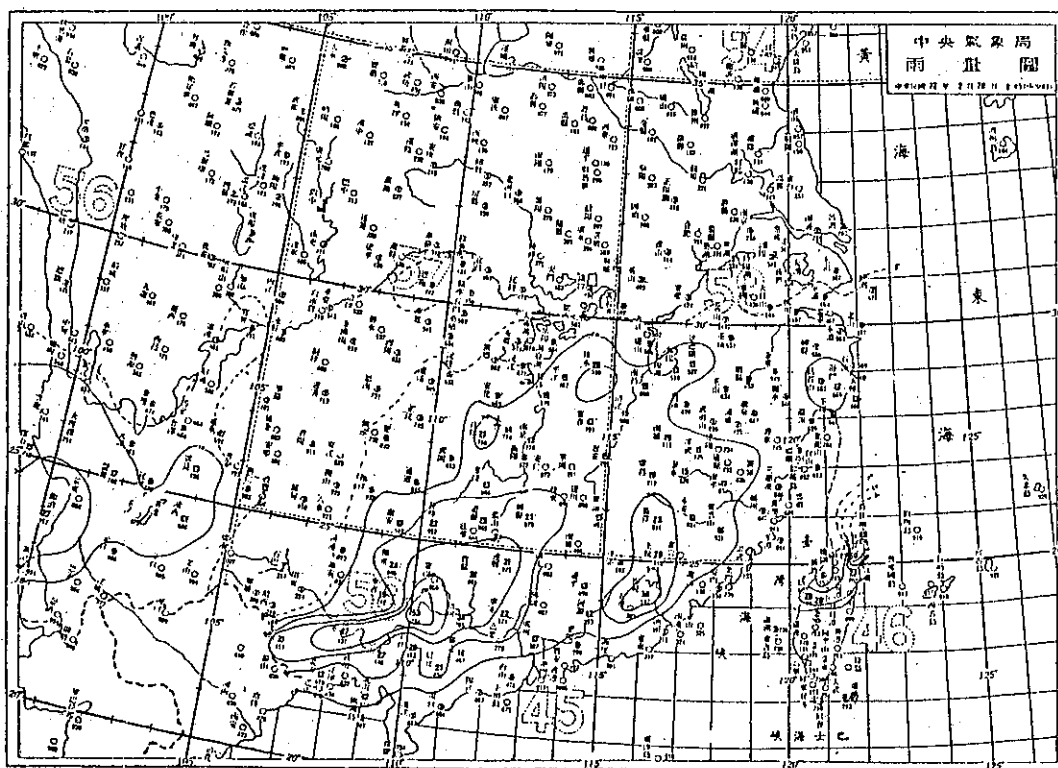
圖十二a 1983年2月18日00Z 48小時預測圖
Fig.12a 48hr. forecast chart for 180000Z Feb. 1983.



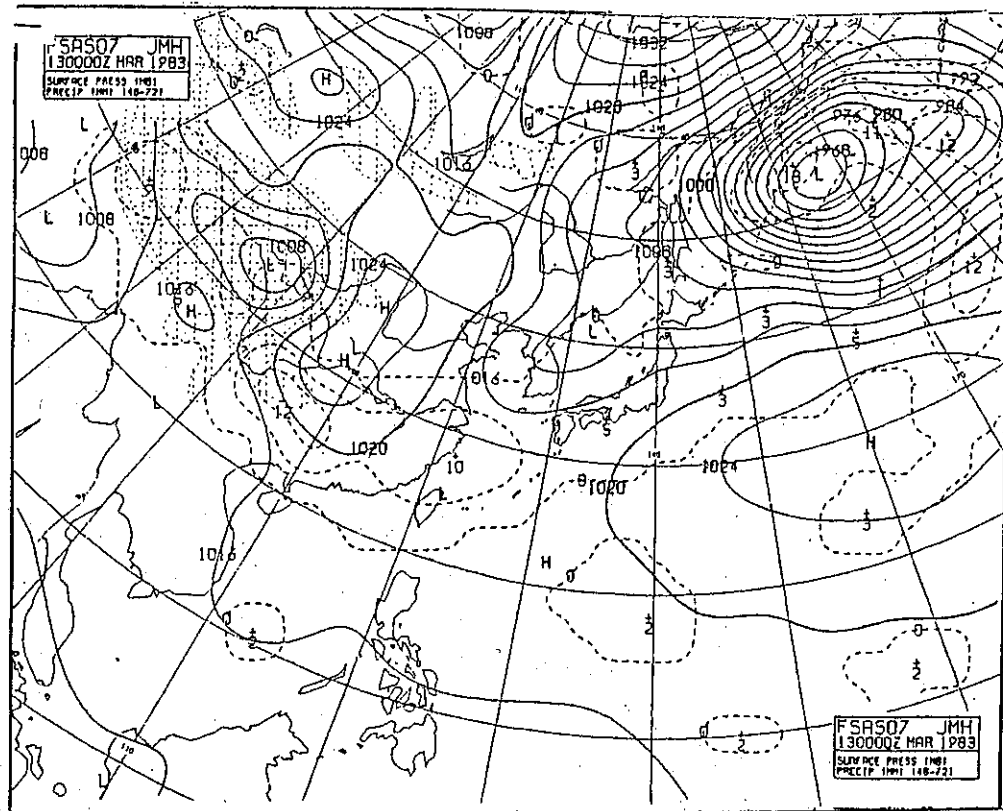
圖十二b 1983年3月19日8時至20日8時雨量圖
Fig.12b Observed daily rainfall from 190000Z to 200000Z
Feb. 1983.



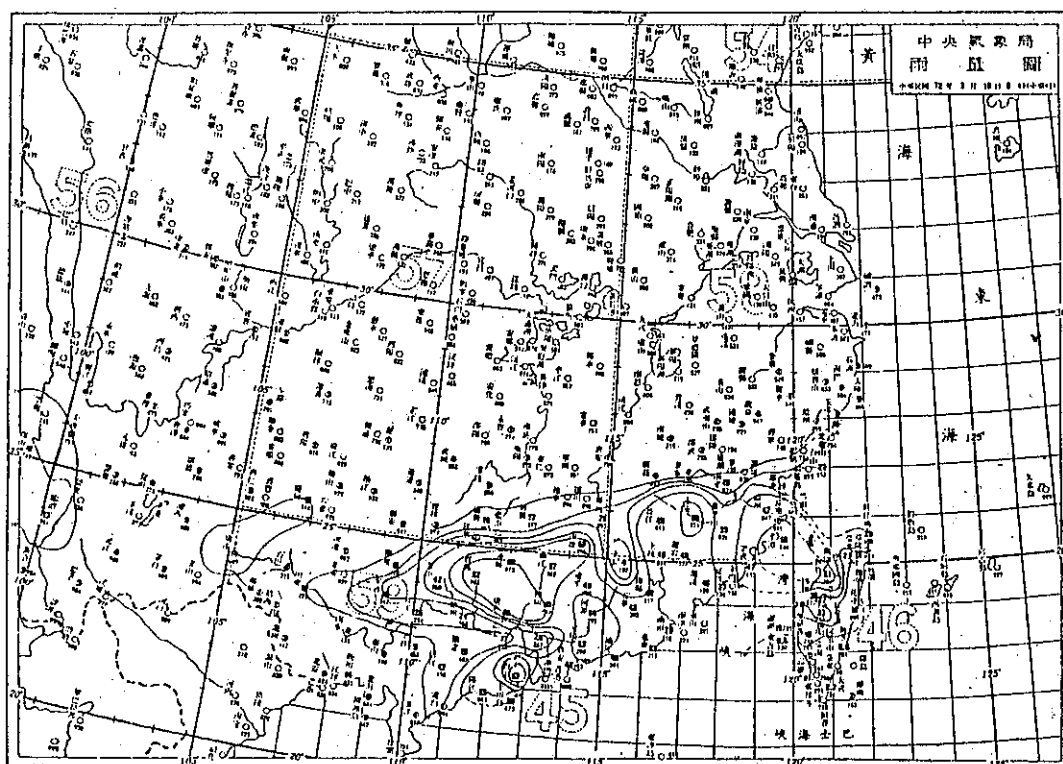
圖十三a 1983年2月25日00Z 72小時預測圖
Fig.13a 72hr. forecast chart for 250000Z Feb. 1983.



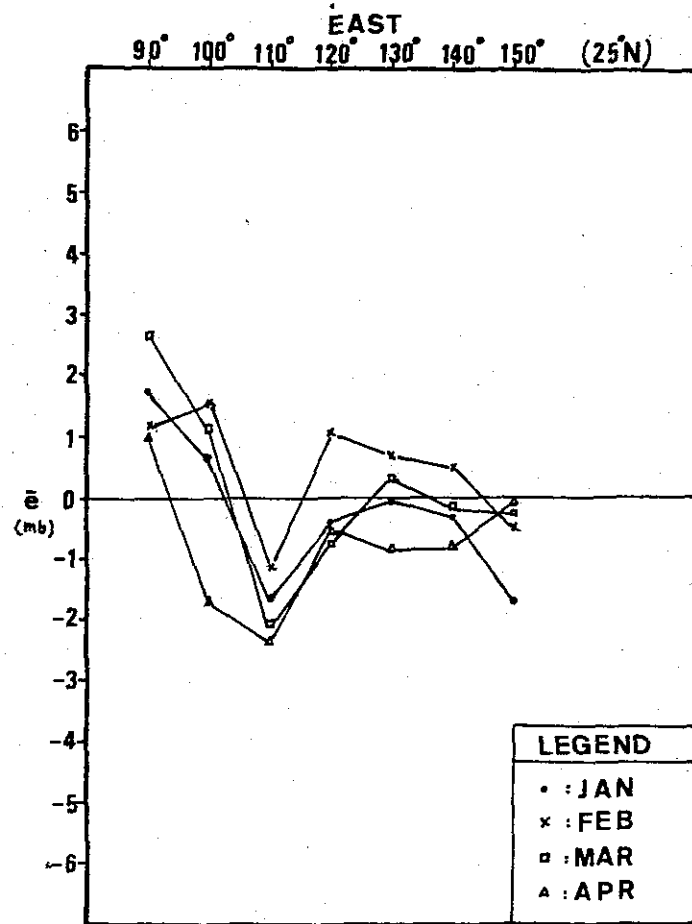
圖十三b 1983年2月27日8時至28日8時日雨量圖
Fig.13b Observed daily rainfall from 270000Z to 280000Z
Feb. 1983.



圖十四a 1983年3月13日00Z 72小時預測圖
Fig. 14a 72hr. forecast chart for 130000Z Mar. 1983.

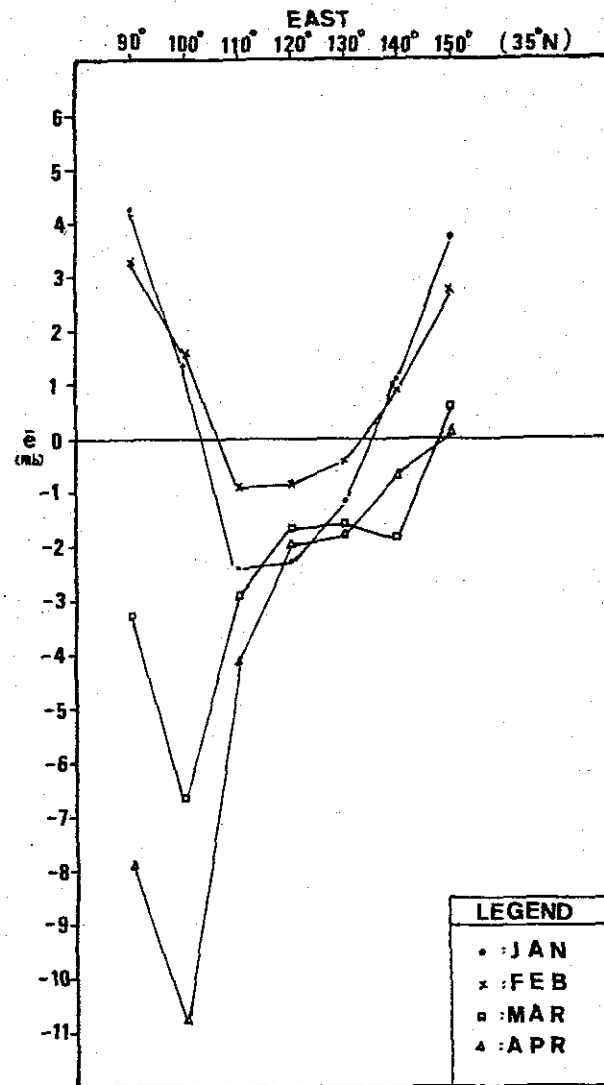


圖十四b 1983年3月15日8時至16日8時實測雨量圖
Fig. 14b Observed daily rainfall from 150000Z to 160000Z Mar. 1983.

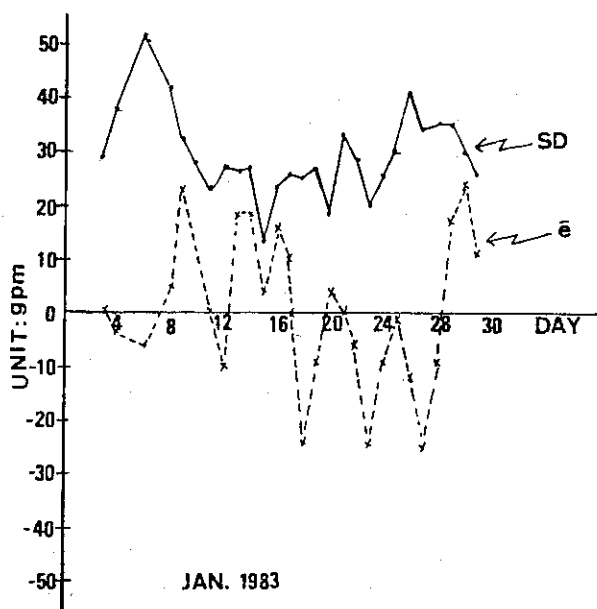


圖十五a 1983年1-4月之 \bar{e} 值在90°E-150°E (25°N圈)之變化圖 (1000mb).

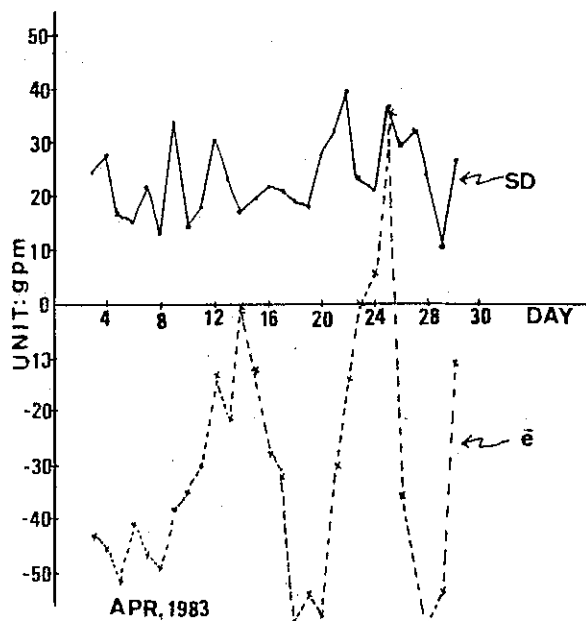
Fig.15a \bar{e} value at 90°E-150°E(25°N) from Jan. to Apr. 1983 (1000mb).



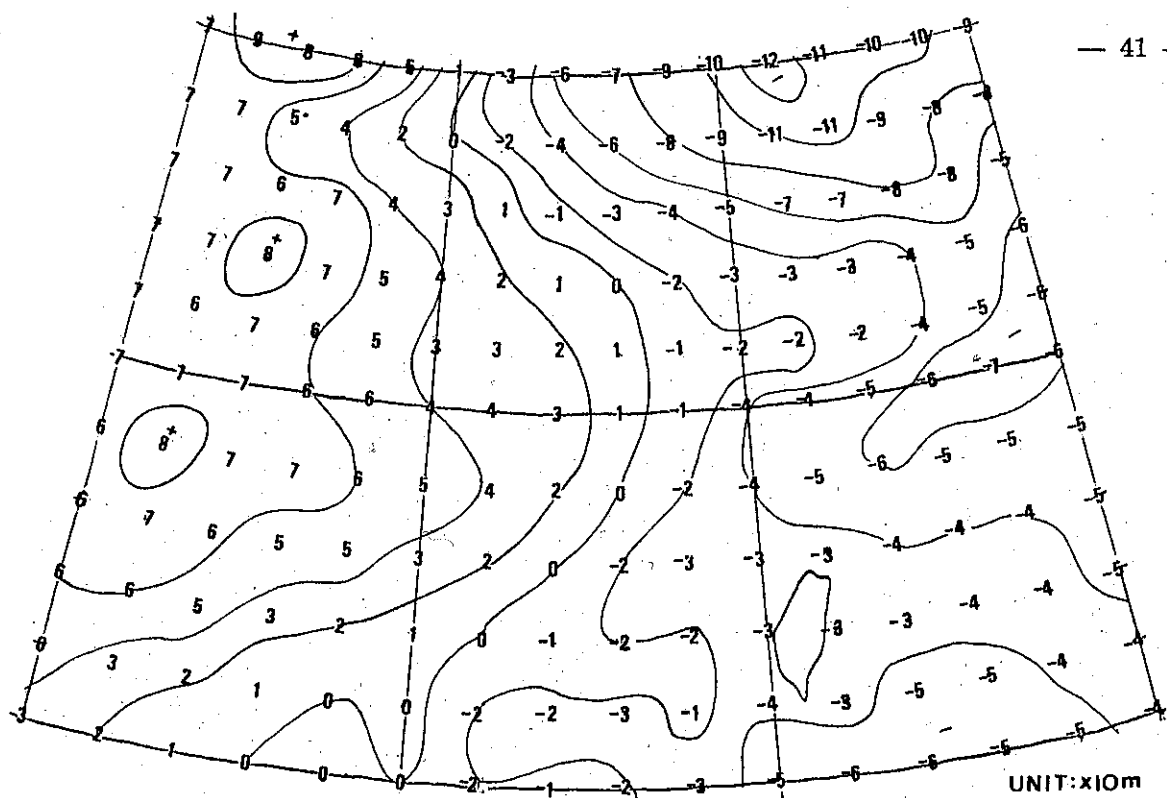
圖十五b 除以35°N圈為基準外，其他均同圖十五a。
Fig.15b The same as Fig. 15a except for 35°N.



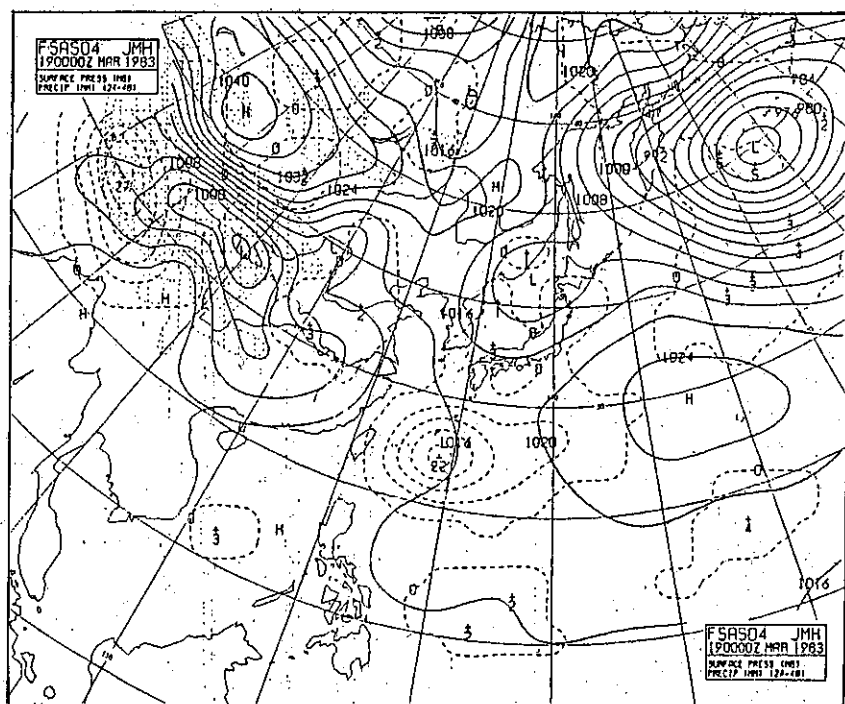
圖十五c 1983年 1月標準偏差及預報誤差日變化圖
Fig.15c Standard deviation and mean error for January 1983.



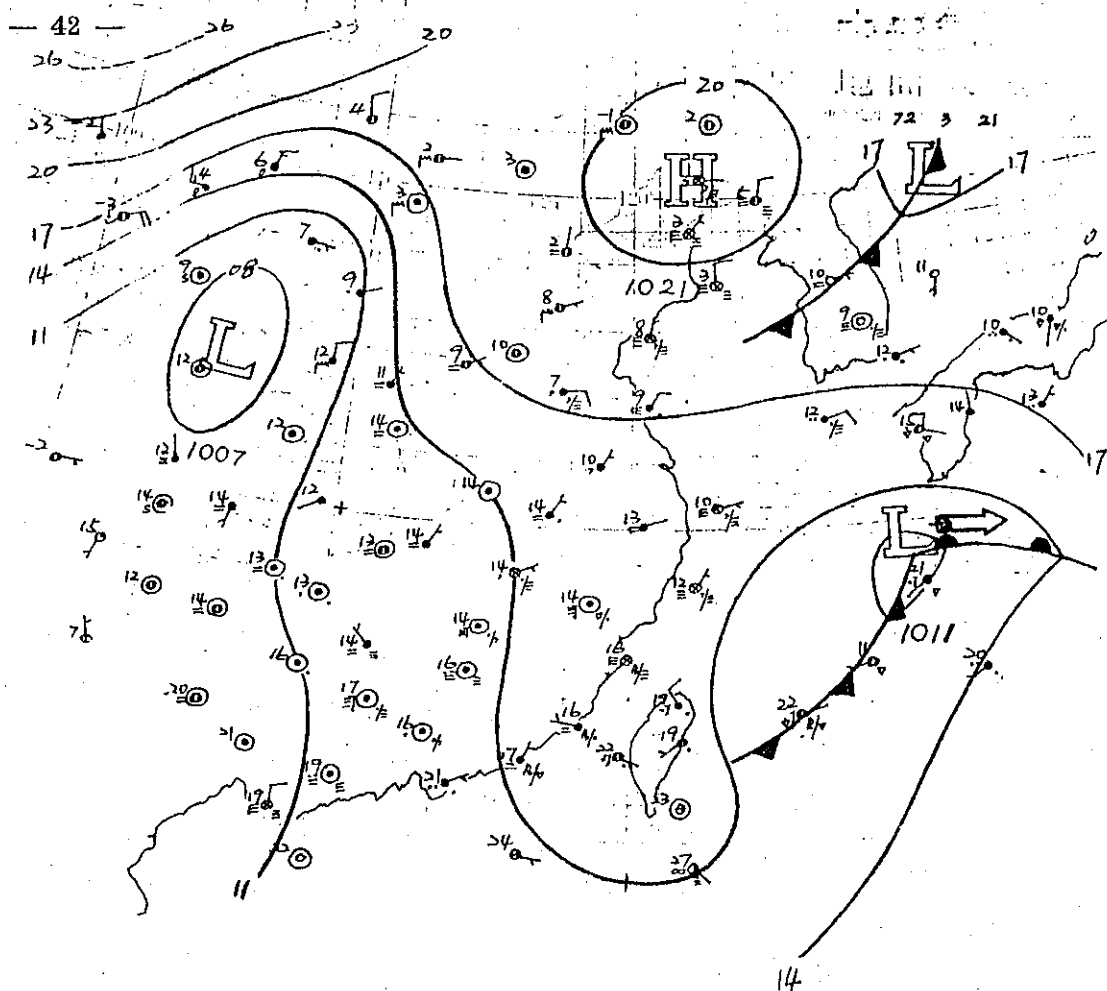
圖十五d 1983年 4月標準偏差及預報誤差日變化圖
Fig.15d Standard deviation and mean error for April 1983.



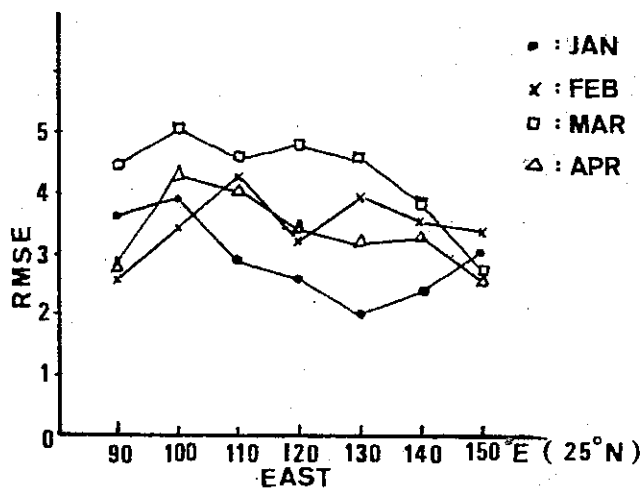
圖十五e 1983年1月4日對1月6日(00Z)之500mb預報誤差
Fig.15e 500mb mean error for 040000Z Jan. 1983.



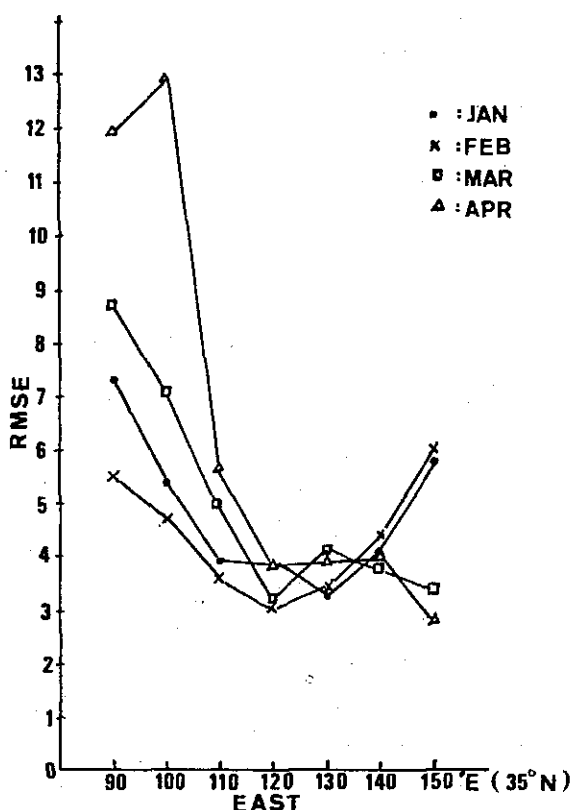
圖十六a 1983年3月19日00Z 48小時預測圖
Fig.16a 48 hr. forecast chart for 190000Z Mar. 1983.



圖十六b 1983年3月21日8時地面天氣圖
Fig. 16b Surface pressure chart for March 21 1983.

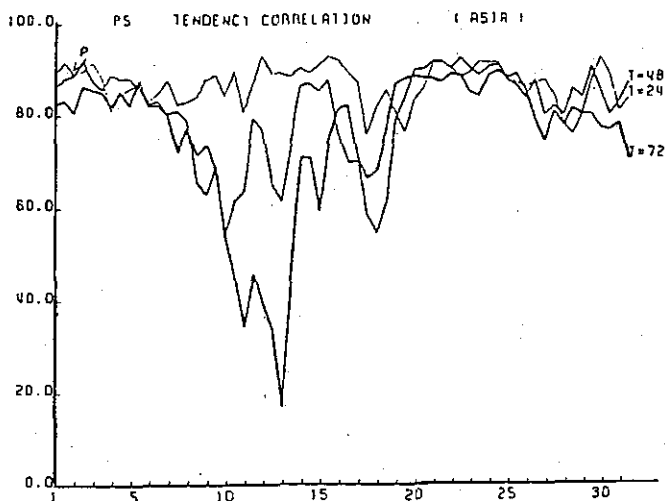


圖十七a 1983年1-4月RMSE變化圖(25°N)
Fig. 17a RMSE for from Jan. to Apr. 1982
at 25°N



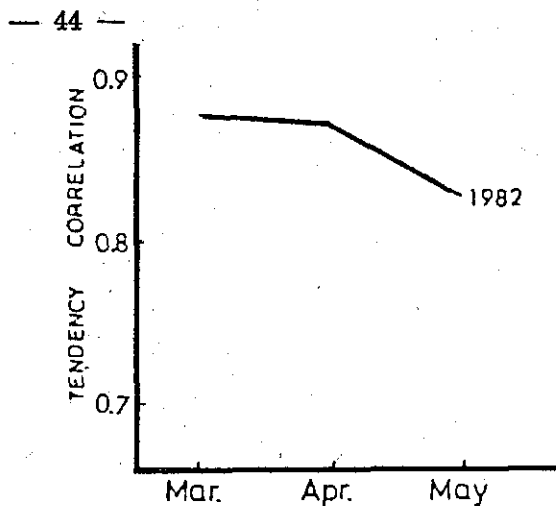
圖十七b 1983年1-4月RMSE變化圖(35°N).

Fig. 17b The same as Fig. 17a except for 35°N



圖十八a 1982年3月1000mb趨勢相關日變化圖

Fig. 18a Daily change of tendency correlation for March 1982 (After JMA, 1982).

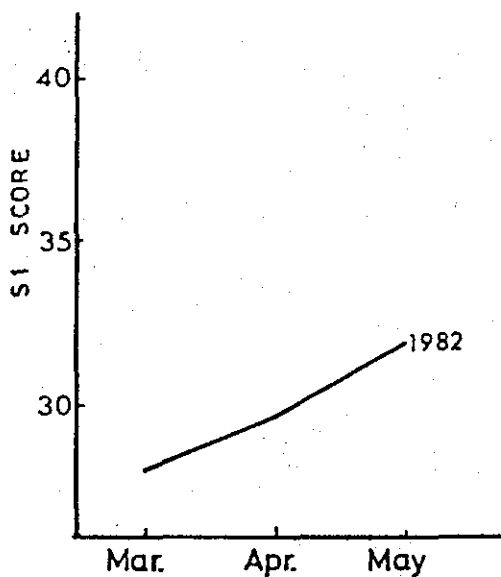
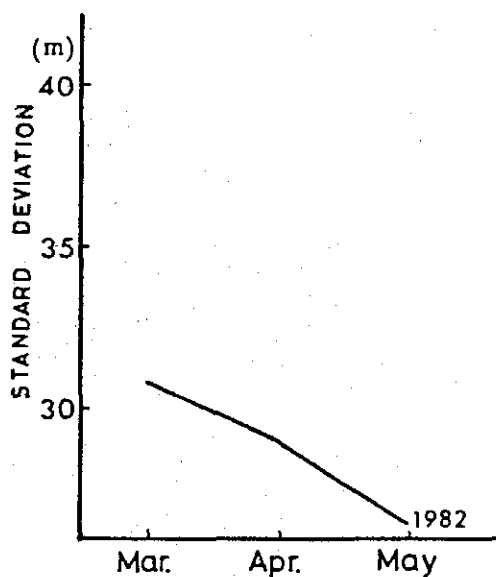


圖十八b
Fig.18b

1982年3-5月趨勢相關比較圖(500mb).
Tendency correlation for March-May 1982
(After JMA, 1982).

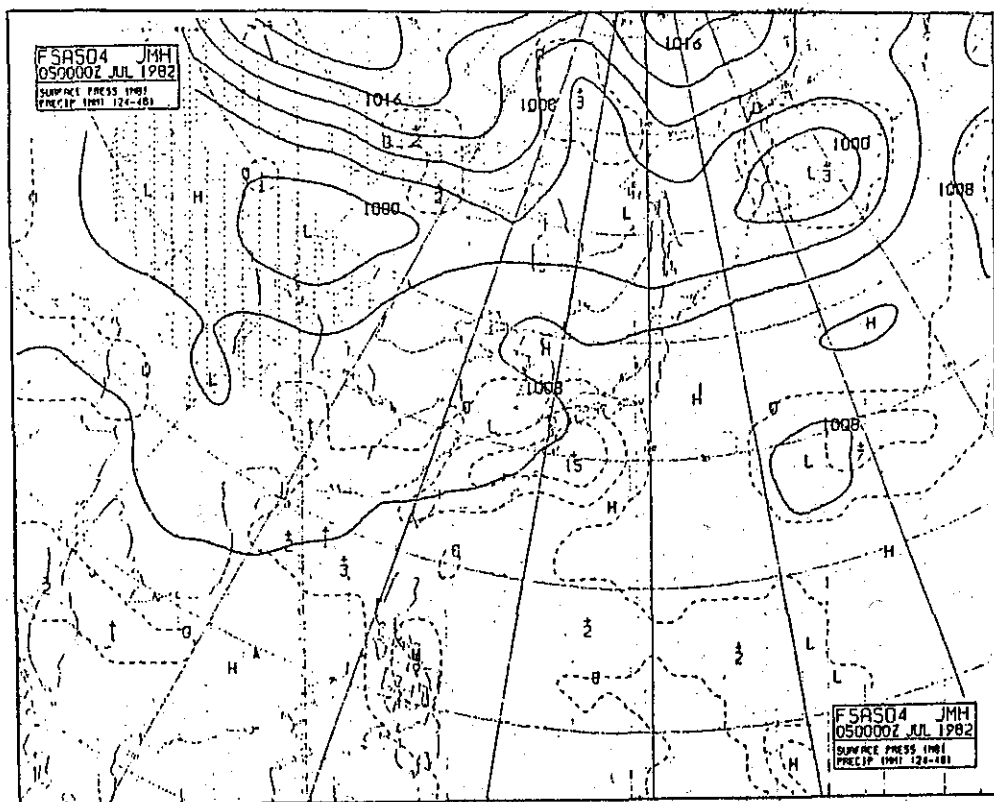
圖十九
Fig.19

1982年3-5月標準偏差比較圖(500mb).
Standard Deviation for March-May 1982
(After JMA, 1982).

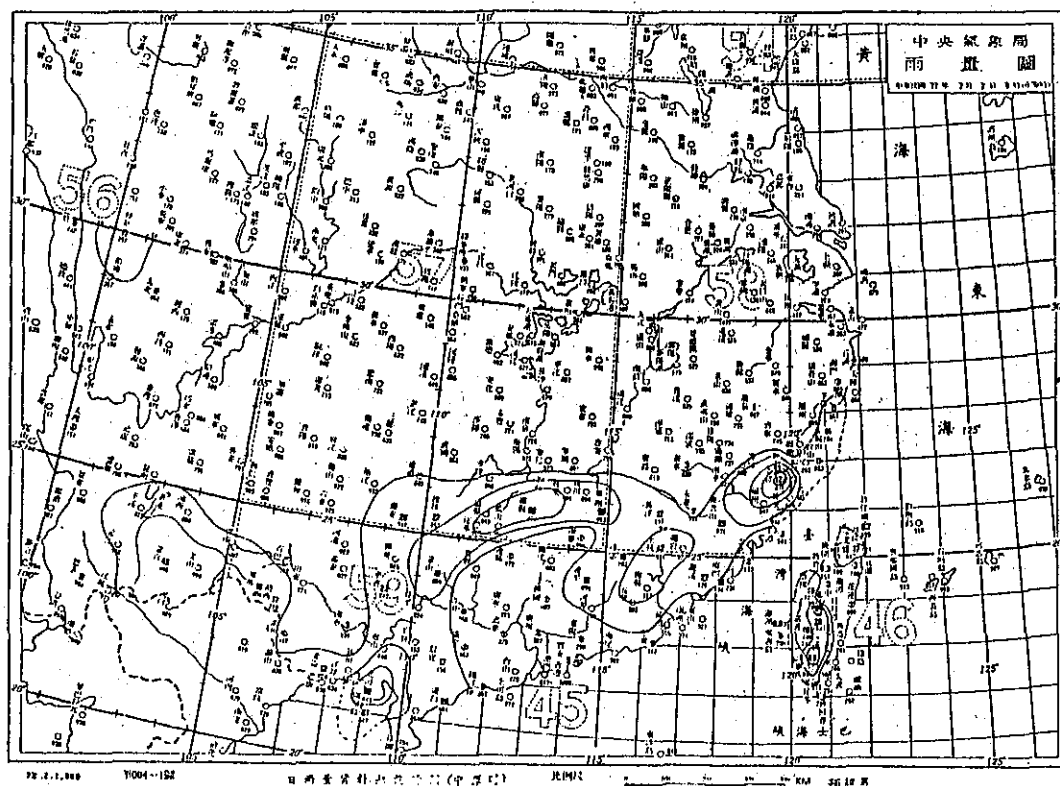


圖二十a
Fig.20a

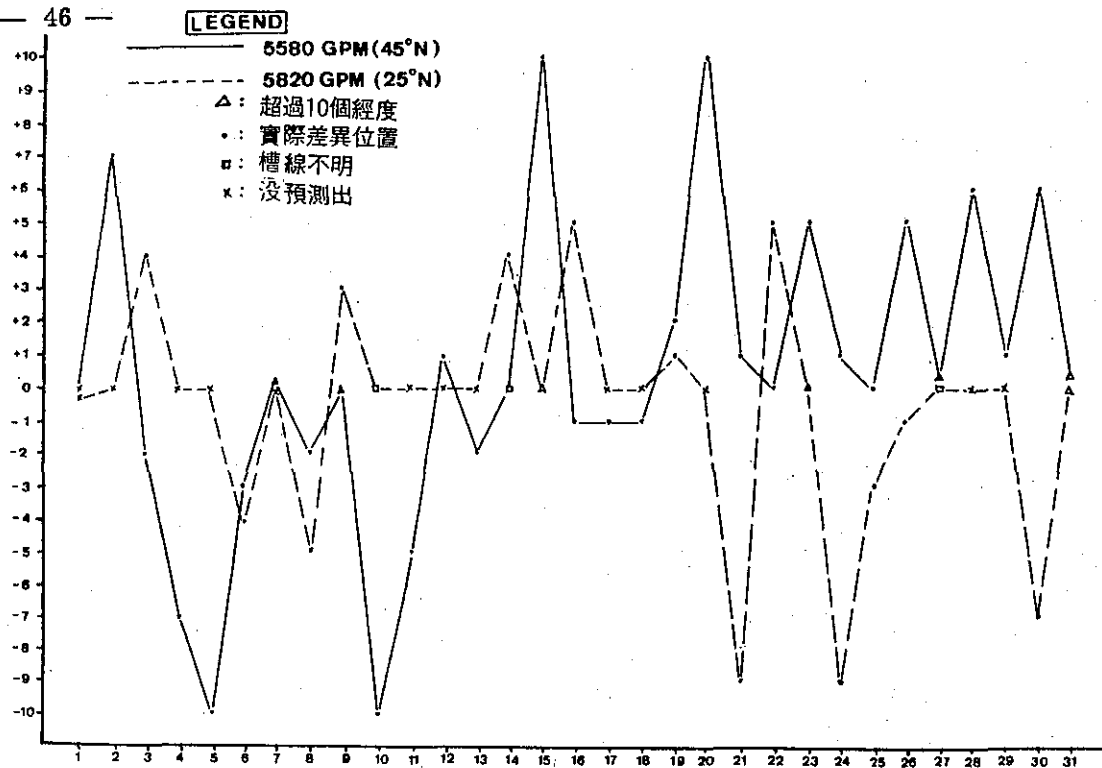
1982年3-5月S1分數比較圖(500mb)
S1 Score for March - May 1982 at 500mb.



圖二十b 1982年 7月 5日 48小時預測圖
Fig.20b 48hr. forecast chart for 050000Z Jul. 1982.



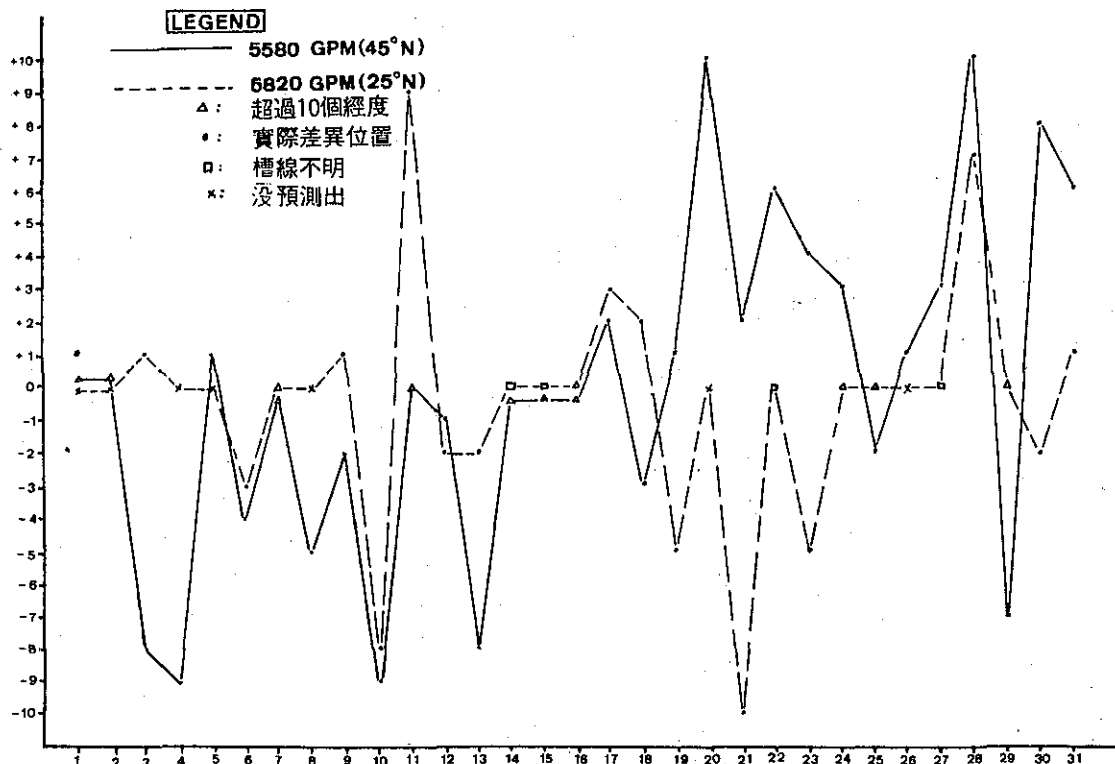
圖二十c 1982年 7月 6日 8時至7日 8時實測雨量圖
Fig.20c Observed daily rainfall for 060000Z-070000Z Jul. 1982.



圖二十一 a 1982年10月預測圖(48小時)與實測圖主槽線系統(快慢)比較圖

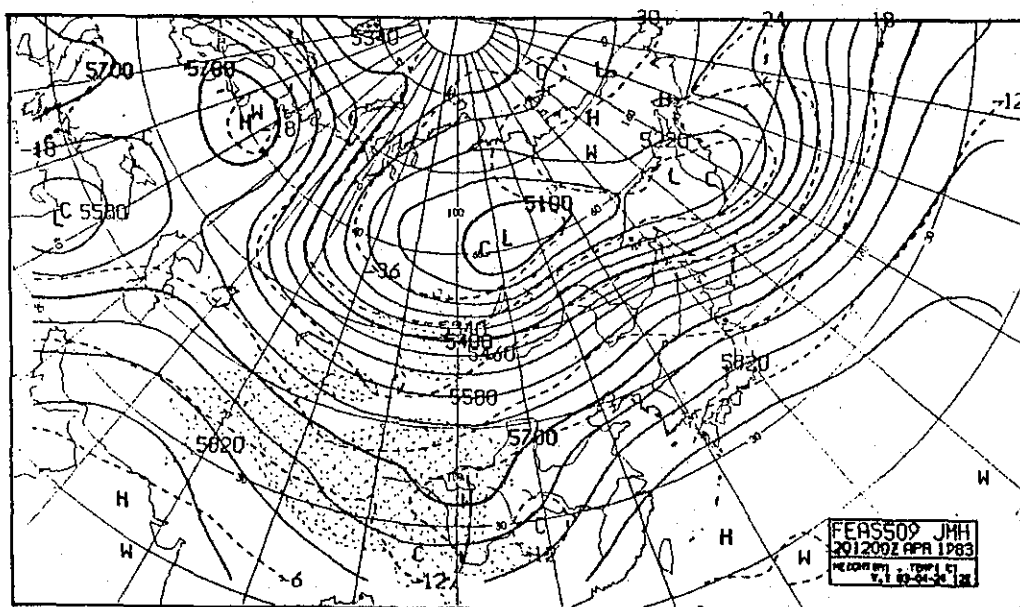
圖中"口"表槽線不明, "x"沒預測出, "△"超過10個經度
"." 實際差異位置

Fig.21a System tracking chart for Oct. 1982 (48hr).

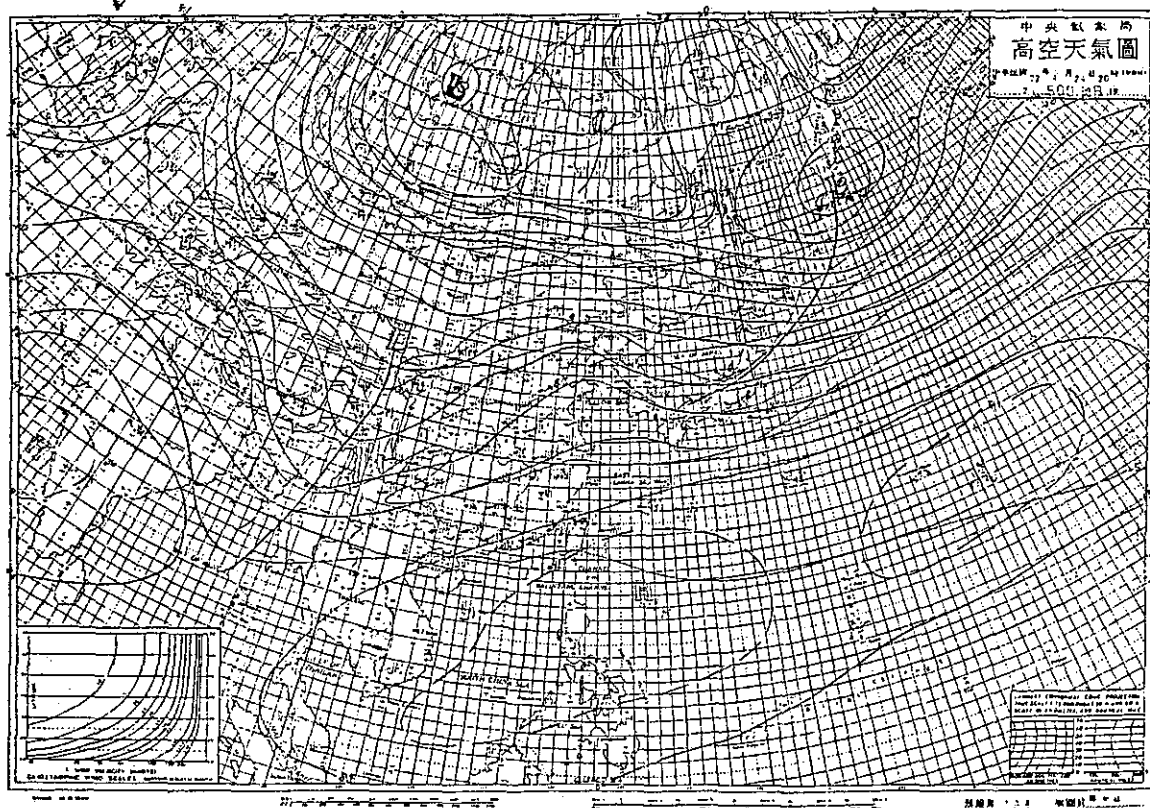


圖二十一b 除預報時效為72小時外,其餘均與圖二十一a同

Fig.21b The same as Fig.21a except for 72hr.



圖二十二a 1983年 4月 20日 20時 500mb 96小時預測圖
Fig.22a 500mb forecast chart for 201200Z Apr. 1983.



圖二十二b 1983年 4月 24日 20時實測 500mb 圖
Fig.22b 500mb upper chart for 241200Z Apr. 1983.

民國七十二年颱風調查報告

侵臺颱風(8304)韋恩

Report on Typhoon "WAYNE" in 1983

趙 世 騰

Shyh-Teng Chao

一、前 言

韋恩 (Wayne) 颱風是 72 年度發生於西太平洋上之第四個颱風，也是本局 72 年度第一號海上陸上警報颱風，而且侵襲臺灣並造成災害，財物損失約達新臺幣壹億伍仟萬餘元。由於韋恩發展完整，組織嚴密結實，依其威脅的程度比較；風的破壞力比雨來得大。所以臺東高屏一帶的災害，全部是風災以及因西南風所引起的水淹而造成的災害。所幸雨水未加入肆虐，否則災情將更慘重。謹將韋恩颱風的生成，發展及其行徑分析報告於後，並就目前各種客觀颱風路徑預報方法比較之。

二、韋恩颱風之生成及發展

7 月 20 日 ITCE 在北緯 10 度左右顯得非常活躍(見圖 1)。在菲律賓羣島東方近海、關島南方海面以及加羅林羣島中部的土魯克島 (TRUK) 東方海面各有一熱帶氣旋。經過兩天的醞釀，盤踞在呂宋島東南東方海面約 1800 公里的低氣壓終於在 22 日 18Z 發展為輕度颱風，正式命名為韋恩 (WAYNE) 編號 8304 號。此時中心位置在北緯 16.2 度，東經 131.5 度，即在恆春東南方約 1420 公里之海面上。此一位置正好處在高溫洋流區的東南邊緣附近(見 7 月份平均海水溫度，圖 2) 在這一環境下，有利於韋恩吸取暖海面上的能量。同時太平洋高氣壓脊穩定地在北緯 25 度有增無減地向西伸展(見圖 3, 4)，更有利於其環流的加強。於此有利的環境之下，威力迅速增強，23 日 06Z 即達中度颱風程度。此時位置在北緯 17.4 度東經 128.8 度。經過綜觀研判對臺灣地區頗具威脅性，因此本局即刻發佈海上颱風警報。此後威力不斷增

強，並且在韋恩距離恆春約 500 公里時，亦即 24 日 00Z，發佈陸上警報。24 日 06Z 在北緯 19.7 度，東經 123.0 度，更增強為強烈颱風。中心氣壓深加至 902 毫巴，最大風速達每秒 63 公尺。這一階段是韋恩強盛時期，隨後進入巴士海峽，受到陸地影響威力逐漸減弱。18 小時後通過巴士海峽於 25 日 00Z 減弱為中度颱風。此時位置即在高雄西方約 140 公里之海面上，25 日傍晚在金門與汕頭之間登上大陸，隨即受到陸地磨擦，水汽量銳減及地形阻碍破壞，而減弱為輕度颱風。翌日上午颱風環流被破壞無遺，而變成為低氣壓，結束其短暫的生命。(見圖 5 韋恩最佳路徑圖)。

三、路徑之分析及討論

韋恩自始至終以非常穩定的速度向西北西至西北的方向進行，平均時速約 25 公里左右(請見圖 5 及表 1)。他為何不拖泥帶水邁開步伐向前進呢？茲將天氣圖形勢分析之：

七月份正是太平洋高氣壓最是強盛的時候請見 20 日 00Z 地面天氣圖(圖 1)：脊線是從東北東到西南西 (35°N 180°E 至東沙島 20°N 115°E)，低氣壓在日本海發展並向東移動，梅雨鋒面仍然活躍於長江口以北。三日後低氣壓移到堪察加半島東方海面，並且繼續加深，切斷位於東經 180° 度附近的阻塞高氣壓，由於低氣壓的發展，因此壓迫太平洋高氣壓的重心向南移。因此太平洋高氣壓的脊線，由原來的東北東到西南西走向轉變為東西方向，再轉到西北西到東南東走向，見圖 3~4。而且此脊線位於北緯 26-27 度附近，韋恩颱風所處的位置正是太平洋高氣壓的西南邊，其動向純粹受太平洋高氣壓西南部氣流所導引，所以向西北西平穩

表 1 韋恩颱風最佳路徑資料表

Table 1. Best track for Typhoon WAYNE

月	日	時	北 緯	東 經	中心 氣壓 (mb)	最大 風速 (m/s)	颱風 風進 行向	時 速 (km/h)
7	22	06	14.7	134.2	998	15	NW	25
		12	15.6	132.4	996	18	NW	26
		18	16.2	131.5	996	23	NW	20
	23	00	16.8	130.0	988	25	NW	28
		06	17.4	128.8	980	33	NW	24
		12	18.0	127.5	976	33	NW	26
		18	18.7	126.3	976	38	NW	22
	24	00	19.3	124.6	950	45	WNW	28
		06	19.7	123.0	920	63	NW	27
		12	20.3	121.9	920	63	NW	21
		18	21.3	120.5	930	60	NW	23
	25	00	22.3	119.2	950	48	NW	23
		06	23.3	118.3	960	35	NW	24
		12	24.7	116.7	970	28	NW	34
		18	25.7	115.3	980	23	NW	30
	26	00	26.0	114.0	990	18	WNW	20

進行。至於高空氣流形勢從圖 6 ~ 9 亦可見其一般態勢 (700-500-300 合成圖)。太平洋高氣壓中心從北緯 28 度東經 150 度向西移動至日本南方海面 (28°N 135°E)，長波槽亦從東經 90 度東移 110 度與南方短槽合併加深，高空駛流場亦利於颱風朝向西北西前進。

總結韋恩颱風的生命歷程，從熱帶性低氣壓開始乃至進入中國大陸全程都受太平洋高氣壓所控制。因為韋恩進入巴士海峽時是其威力最強盛的時候，所以進行方向未改變僅強度受到地形影響而稍減弱。(見圖 10. 11)

當韋恩一誕生，即在本局嚴密的監視之下，其正確位置及發展情形，均一目了然。這些完全得力於氣象衛星接收站的辛勞而獲得的 (見表 2)。另外在 24 日 10 Z 起至 25 日 09 Z 止，高雄氣象雷達站亦每小時觀測得到韋恩颱風的位置及動態 (見表 3)。從綜觀分析研判，配合衛星及雷達緊密的追蹤再加上美軍飛結偵察資料 (見表 4 及圖 12) 印證，完全掌握了其 4 天生命歷程的動向。

表 2 韋恩颱風本局衛星訂位及準確度

Table 2. Eye-Flxes for WAYNE by Satellite

時 間			中 心 位 置		精 確 度	時 間			中 心 位 置		精 確 度
月	日	時	°N	°E		月	日	時	°N	°E	
7	22	18	16.9	131.3	FAIR	7	24	09	20.4	122.3	GOOD
"	"	21	16.9	131.1	FAIR	"	"	12	20.5	121.8	GOOD
"	23	00	16.6	130.0	FAIR	"	"	16	20.9	120.7	FAIR
"	"	03	17.2	129.7	FAIR	"	"	18	21.3	120.5	FAIR
"	"	06	17.5	128.7	FAIR	"	"	21	21.6	119.7	FAIR
"	"	09	17.5	128.3	GOOD	"	25	00	22.0	119.1	GOOD
"	"	12	18.0	127.4	FAIR	"	"	03	22.7	118.8	GOOD
"	"	16	18.3	126.5	FAIR	"	"	06	23.4	118.3	GOOD
"	"	18	18.6	126.0	FAIR	"	"	09	24.2	117.7	GOOD
"	"	21	18.9	125.4	GOOD	"	"	12	24.8	116.4	FAIR
"	24	00	19.3	124.6	GOOD	"	"	16	25.7	115.9	FAIR
"	"	03	19.7	123.8	GOOD	"	"	18	25.7	115.3	FAIR
"	"	06	20.0	123.0	GOOD						

表 3 韋恩颱風本局高雄雷達站定位及移動方向速度一覽表

Table 3. Eye-Fixes for Typhoon WAYNE by the Radar Station at Kaohsiung.

時 間			中 心 位 置		移 動		時 間			中 心 位 置		移 動	
月	日	時 Z	°N	°E	方 向	速 度 KTS	月	日	時 Z	°N	°E	方 向	速 度 KTS
7	24	10	20.2	122.2	290	14	7	24	22	22.0	119.8	340	14
	"	11	20.3	122.0	290	13		"	23	22.1	119.5	300	16
	"	12	20.3	121.9	290	9		25	00	22.3	119.2	310	23
	"	13	20.5	121.6	310	15		"	01	22.5	119.1	310	13
	"	14	20.7	121.4	310	18		"	02	22.6	118.9	330	16
	"	15	20.8	121.1	320	18		"	03	22.8	118.8	330	11
	"	16	20.9	121.0	280	18		"	04	23.0	118.5	300	22
	"	17	21.1	120.8	320	21		"	05	23.2	118.4	340	09
	"	18	21.3	120.5	310	18		"	06	23.3	118.3	330	13
	"	19	21.5	120.2	310	19		"	07	23.6	118.0	330	22
	"	20	21.7	119.9	310	25		"	08	23.8	117.7	330	23
	"	21	21.8	119.8	310	11		"	09	24.2	117.5	330	22

表 4 韋恩颱風眼飛機偵察定位表

Table 4 Eye Fixes for WAYNE by aircraft

觀 測 時 間 (Z)				中 心 位 置		定 位 方 法			地面最大風速	海平面氣壓
月	日	時	分	北 緯	東 經	飛 機	衛 星	精 確 度 (NM)	(哩/時)	(mb)
7	22	04	57	14.5	134.3	✓			25	1005
	22	20	53	16.4	131.1	✓				988
	22	23	52	16.9	130.1	✓			50	989
	23	05	50	17.3	128.9	✓			65	
	23	08	40	17.6	128.3	✓			65	976
	23	11	30	18.0	127.7	✓				
	23	20	30	19.0	125.7	✓				
	23	23	25	19.2	124.6	✓			130	921
	24	10	50	20.3	122.0	✓				922
	24	13	15	20.6	121.5	✓				
	24	20	32	21.8	120.0	✓				946

表 5 韋恩颱風影響期間本局所屬各測站重要氣象要素綱要表

Table 5. The weather elements from CWB'S stations during WANYE Passage

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬 間 最 大 風 (m/s)						最 大 風 速 (m/s)			強 風 10m/s 以 上 日、時、分至日、時、分	最 大 降 水 量 (mm)						降 水 總 量	
	數值	日、時、分	風向	風速	日、時、分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日、時、分		一小時 內 值	日、時、分至日、時、分	十分鐘 內 值	日、時、分至日、時、分	數量	日、時、分至日、時、分		
彭佳嶼	993.1	25. 04. 23	SSE	23.7	25. 03. 08	1006.1	27.7	83	SSE	23.5	25. 08. 09	24. 18. 00~25. 15. 00	2.3	24. 23. 02~24. 23. 10	2.3	24. 23. 02~24. 23. 10	3.7	24. 23. 02~25. 06. 06		
基隆	1002.4	25. 10. 00	S	23.1	25. 07. 22	1003.4	29.9	69	S	14.3	25. 07. 20	25. 04. 47~22. 13. 20	2.1	24. 22. 30~24. 22. 48	2.0	24. 22. 38~24. 22. 48	2.4	24. 22. 30~25. 04. 55		
鞍 部	909.1	25. 07. 10	S	30.1	25. 08. 05	909.7	24.2	75	S	23.2	25. 07. 15	24. 22. 00~25. 11. 00	0.1	24. 22. 47~24. 23. 05	0.1	24. 22. 50~24. 23. 00	0.1	24. 22. 47~24. 23. 05		
竹子湖	1001.8	25. 10. 15	SW	13.3	25. 07. 25	1002.8	25.1	73	N	6.0	25. 14. 10	—	—	—	—	—	—	—		
臺 北	1001.5	25. 10. 00	E	17.7	25. 02. 25	1002.8	29.5	72	E	9.7	25. 10. 00	—	—	—	—	—	—	—		
新 竹	994.1	25. 02. 25	SW	13.1	25. 10. 30	997.5	34.5	65	WNW	6.3	25. 12. 50	—	—	—	—	—	—	—		
臺 中	998.3	25. 04. 35	SW	14.7	25. 16. 42	1006.1	32.2	50	SSW	6.2	25. 16. 50	25. 08. 54~25. 15. 00	0.6	25. 03. 20~25. 03. 40	0.4	25. 03. 20~25. 03. 30	0.6	25. 03. 20~25. 17. 10		
梧 棲	998.3	25. 04. 10	SSE	23.4	25. 13. 14	1002.2	33.8	48	S	15.3	25. 14. 04	25. 08. 54~25. 15. 00	0.1	24. 21. 30~24. 22. 30	0.1	24. 21. 30~24. 21. 40	0.1	24. 21. 30~24. 21. 30		
日月潭	887.3	25. 04. 30	ESE	16.5	25. 04. 00	891.6	25.8	63	SE	8.3	25. 08. 00	25. 01. 30~25. 09. 10	0.6	25. 02. 20~25. 03. 20	0.4	25. 04. 00~35. 04. 10	1.5	24. 21. 50~25. 04. 20		
澎 湖	998.3	25. 03. 20	SSE	27.2	25. 12. 23	1001.4	29.1	79	SSE	17.5	25. 12. 20	25. 08. 30~25. 16. 30	5.2	25. 07. 20~25. 07. 50	4.4	25. 07. 35~25. 07. 45	6.0	25. 03. 20~25. 13. 05		
嘉 義	998.4	25. 04. 00	S	24.2	25. 15. 50	1006.5	32.0	54	SSE	18.3	25. 11. 00	35. 10. 00~25. 16. 20	2.8	25. 02. 00~25. 03. 00	0.6	25. 02. 10~25. 02. 20	4.1	24. 20. 10~25. 08. 05		
阿里山	3073.4	25. 04. 00	SE	14.5	25. 09. 05	3112.8	18.3	73	SE	8.4	25. 07. 00	—	4.6	25. 02. 00~25. 03. 00	1.2	25. 07. 10~25. 07. 20	13.1	25. 01. 33~35. 06. 10		
玉 山	3051.8	25. 04. 30	—	—	—	—	—	—	SE	20.8	25. 11. 05	24. 17. 50~25. 16. 10	9.4	25. 05. 00~25. 06. 00	3.4	25. 05. 09~25. 05. 10	45.2	24. 15. 55~25. 08. 50		
臺 南	998.6	25. 03. 30	SSE	29.8	25. 10. 23	1004.3	25.4	92	ESE	17.1	25. 08. 02	25. 07. 42~25. 15. 08	5.8	25. 13. 40~25. 14. 40	4.4	25. 13. 52~25. 14. 02	20.1	25. 01. 05~25. 15. 25		
高 雄	997.6	25. 03. 00	SE	29.6	25. 06. 58	999.0	25.0	88	SE	14.8	25. 07. 40	25. 05. 50~25. 14. 30	16.5	25. 03. 50~25. 09. 50	4.5	25. 09. 40~25. 09. 50	46.7	24. 23. 10~25. 14. 50		
東吉島	997.6	25. 09. 40	SE	36.4	25. 11. 48	1000.0	27.8	81	SE	29.0	25. 11. 40	25. 08. 00~25. 22. 10	0.8	25. 06. 52~25. 07. 52	0.5	25. 06. 56~25. 07. 06	1.9	25. 03. 02~25. 10. 40		
恒 春	991.5	25. 02. 30	E	40.5	25. 01. 36	993.5	25.9	90	E	15.9	25. 01. 50	24. 22. 00~25. 06. 00	17.7	24. 21. 05~24. 22. 05	9.6	24. 22. 55~24. 23. 05	57.5	24. 20. 36~25. 01. 00		
蘭 嶼	997.7	24. 23. 02	NE	40.1	24. 15. 30	999.6	26.3	92	E	29.8	24. 23. 50	24. 08. 40~25. 12. 30	5.1	24. 20. 33~24. 21. 12	3.8	24. 20. 50~24. 21. 00	13.3	24. 09. 50~25. 01. 50		
大 武	1001.2	25. 00. 36	NNE	23.0	25. 00. 36	1001.2	26.1	90	NNE	13.2	25. 00. 40	24. 21. 40~25. 04. 00	16.2	24. 23. 40~25. 00. 40	8.5	25. 00. 25~25. 00. 35	54.4	24. 21. 13~25. 15. 10		
臺 東	1003.7	25. 03. 03	NE	20.0	24. 22. 22	1005.5	27.1	84	SE	9.2	25. 04. 50	—	17.5	25. 02. 50~25. 03. 50	9.0	25. 03. 05~25. 03. 15	59.8	24. 19. 20~25. 16. 40		
新 港	1004.3	24. 18. 00	N	19.7	25. 00. 35	1006.4	23.5	98	N	8.8	24. 22. 00	24. 19. 05~25. 15. 34	54.8	25. 00. 28~25. 01. 28	33.5	25. 00. 40~25. 00. 50	33.7	24. 19. 00~25. 06. 30		
花 蓮	1006.0	25. 02. 57	S	17.6	25. 03. 03	1006.2	26.2	90	S	9.3	25. 12. 20	—	36.5	25. 03. 00~25. 04. 00	24.0	25. 03. 10~25. 03. 10	65.5	24. 20. 05~25. 03. 30		
宜 蘭	1003.1	25. 12. 00	SE	17.4	25. 12. 19	1003.1	33.1	58	SE	11.0	25. 13. 00	25. 09. 00~25. 13. 00	1.6	24. 21. 45~24. 22. 08	0.9	24. 21. 50~24. 22. 00	2.0	24. 21. 46~25. 05. 32		
蘇 澳	1003.9	25. 12. 00	S	23.1	25. 10. 44	1004.7	29.8	67	S	12.3	25. 11. 50	25. 06. 50~25. 15. 00	3.3	25. 00. 51~25. 01. 51	2.1	25. 01. 10~25. 01. 20	8.4	24. 21. 13~25. 07. 42		

四、最佳路徑及各種颱風路徑客觀預報方法之檢驗

韋恩颱風期間本局客觀預報共採用了 HURRAN, ARAKAWA, 及 CLIPER, 三種方法之預報做為研判之參考, 總共作了 8 次預報, 惟 12 小時預報只有 HURRAN 及 ARAKAWA 兩方法, 三種客觀預報方法與最佳路徑校驗, 其角偏差如表 6.7。所有的預報裡, 有一共同現象就是在開始的時候均右偏, 而於接近巴士海峽時則左偏, 足見綜觀天氣條件是屬穩定; 12 小時的預報裡 HURRAN, ARAKAWA 平均誤差約在 50 公里以內, ARAKAWA 較好, 24 小時的預報平均誤差約在 180~150 公里之間, 此部分 HURRAN 略勝一籌。總括言之兩者的參考度頗佳, 12 小時預報應採信, 24 小時預報仍屬可採信。

五、韋恩颱風警報期間各地氣象情況

韋恩颱風在 24 日 00 Z 進入巴士海峽而於 25 日 00 Z 到達臺灣海峽南部, 在此一行程期間他於 25 日凌晨在恒春南方約 100 公里左右的海面通過。這是颱風最接近臺灣陸地的時候, 所以各項氣象情況(見表 5)偏重於陸地警報區——臺東以南及嘉義以南地區, 將其分述如下:

(一)氣壓: 韋恩颱風警報期間臺灣最低氣壓值是 991.5 毫巴, 25 日凌晨 2 時 30 分出現於恒春, 此時颱風中心最接近本省陸地。

(二)風力: 各地出現風速的情形以蘭嶼出現的東風最大, 每秒 29.8 公尺 (11 級)。其次是東吉島每秒 29.0 公尺 (11 級)。本島上最大風速在東南部地區每秒 9-13 公尺 (5 級至 6 級), 南部地區每秒 15-18 公尺 (7 級至 8 級)。

瞬間最大風速以恒春為最大每秒 40.5 公尺 (14 級), 蘭嶼次之每秒 40.1 公尺 (13 級), 再次是東吉島每秒 36.4 公尺 (12 級)。

(三)雨量: 韋恩颱風給臺灣地區帶來降雨的情形是利多弊少。最大降雨量在東部地區的新港是 83.7 公厘, 乃是颱風所引進暖濕氣流加上地形作用所造成的。另外花蓮降雨量 65.5 公厘, 臺東 59.8 公厘, 大武 54.4 公厘, 這些降雨量使花東地區的旱象及時解除。二期稻作得以適時播種。南部地區恒春降雨量 57.5 公厘, 高雄 46.7 公厘, 臺南 20.1 公厘, 對舒緩南部景象頗有助益。其他地區僅僅零星降雨而已。降雨不多是此次颱風的一個特色, 也因此未帶來水患。(海水倒灌不包括在內)

表 6 韋恩颱風 12 小時客觀預測位置之角偏差

時間	方法	HURRAN	ARAKAWA
23	00Z	偏左 30 公里	—
	06Z	偏右 30 公里	偏右 10 公里
	12Z	偏右 50 公里	偏右 20 公里
	18Z	偏右 50 公里	偏右 30 公里
24	00Z	偏右 20 公里	偏右 60 公里
	06Z	偏左 80 公里	偏左 30 公里
	12Z	偏左 80 公里	偏左 60 公里
	18Z	偏左 50 公里	偏左 80 公里

表 7 韋恩颱風 24 小時客觀預測位置之角偏差

時間	方法	HURRAN	ARAKAWA	CLIPER
23	00Z	偏左 30 公里	—	偏左 70 公里
	06Z	偏右 190 公里	偏右 220 公里	偏右 190 公里
	12Z	偏右 110 公里	偏右 240 公里	偏左 160 公里
	18Z	偏右 30 公里	偏右 150 公里	偏右 180 公里
24	00Z	偏左 90 公里	偏右 140 公里	偏右 110 公里
	06Z	偏左 240 公里	偏左 100 公里	偏左 160 公里
	12Z	偏左 230 公里	偏左 190 公里	偏左 230 公里
	18Z	偏左 300 公里	偏左 220 公里	偏左 340 公里

六、災情

A、交通部分

交通停頓(見表 8), 迫使正常作業活動等暫停或停止, 所發生的損失難以估計。

表 8 韋恩颱風警報期間災區交通動態

地區 交通類別	臺東	屏東	高雄	澎湖
公路	8時30分以前 停駛	正常	正常	正常
鐵路	正常	正常	北上車次 減少 17時以前 關閉	—
海空運	上午關閉	—	—	全日關閉

(註: 高雄港區內有六艘貨輪, 因強風造成斷纜而發生碰撞並漂流於航道內。所幸處理得宜未造成沉船事件, 否則將嚴重影響港務運作。)

B、農作物部分（高屏兩縣）

香蕉苗倒伏：17 公頃（部分可扶正）

蔬菜倒伏：22.5 公頃

大豆倒伏：40 公頃

甘蔗倒伏：10 公頃

西瓜倒伏：40 公頃

木瓜倒伏：7 公頃

C、漁業部分（包括養殖）：均為海水倒灌所造成的損失，僅魚塭部分，因淹沒受損者即達 100 公頃，損失額一億元以上。

屏東地區魚筏吹失三筏，一筏沉沒，高雄地區一 24 噸級漁船沉沒。

臺東地區大麻里發生三十年來的大災害。25 日凌晨發生兩次海水倒灌，70 餘艘漁筏撞毀半數以上無法修護，影響漁民生計甚大，損失三百萬元以上。

小琉球新漁港南防波堤沖毀，損失二千萬元以

上。

D、房屋倒塌及傷亡：

海水倒灌致遭淹水者 65 戶，一人死亡，6 人失踪，4 人受傷。

其他，因 43 條電力饋線故障而停電所造成的不便與無形的損失，更是難以估計。

七、結 語：

韋恩颱風雖然只有 4 天的生命；但是其發生地點以及生長環境的條件均相當良好，因此他發展迅速，從命名起 12 小時後其威力即達中度颱風，36 小時後達強烈颱風，足見其結構組織堅實，威力強勁，而且來勢兇兇直撲本省南端，所幸韋恩僅掠過恒春南方近海，並未在本省登陸，使臺灣地區的災害程度大為降低，況且他的來臨，給蘇澳花蓮地區帶來降雨，使得農田水利解除了分區灌溉的措施，二期稻作順利進行，此乃其一利也。

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、稿中引用文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加要點。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、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，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、來稿一經刊登、當致薄酬，並贈送本刊及抽印本各若干冊。
- 十一、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號中央氣象局氣象學報社收。

（請參閱補充稿約）

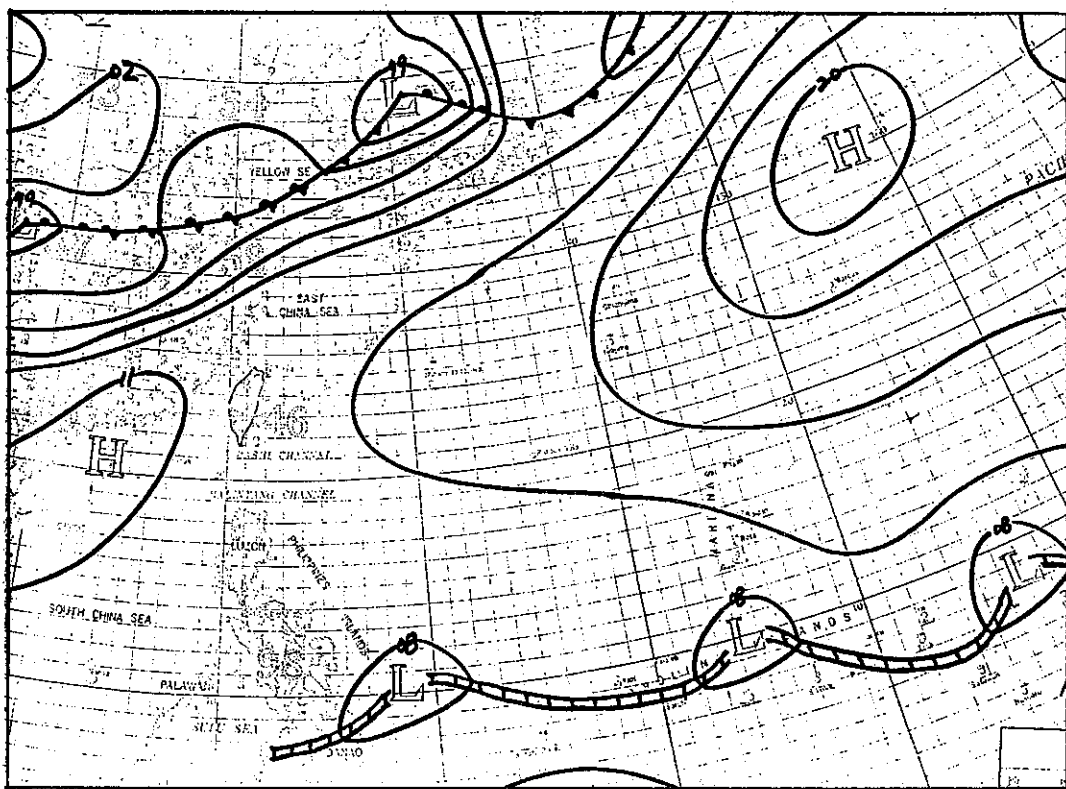


圖1 民國七十二年七月二十日 0000 Z 地面圖

Fig. 1 Sfc chart at 20th 0000Z July 1983.

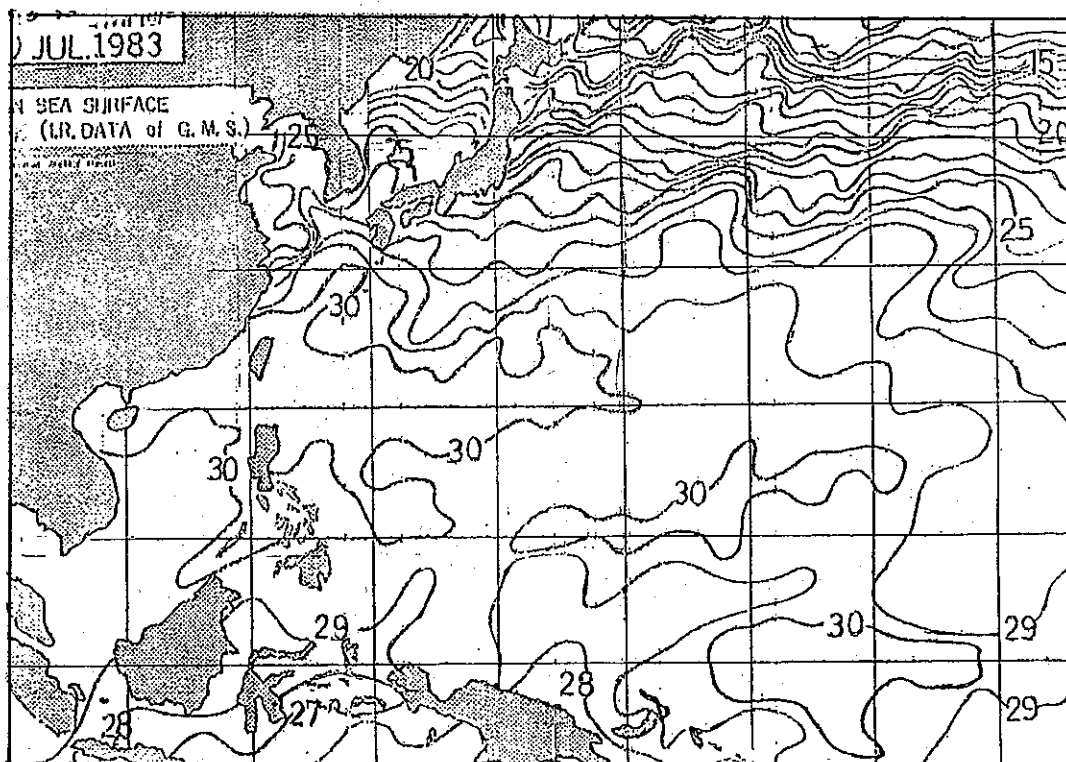


圖2 民國七十二年七月平均海水溫度

Fig. 2 Mean sea Sfc Temperature (I. R. Data of G. M. S.)

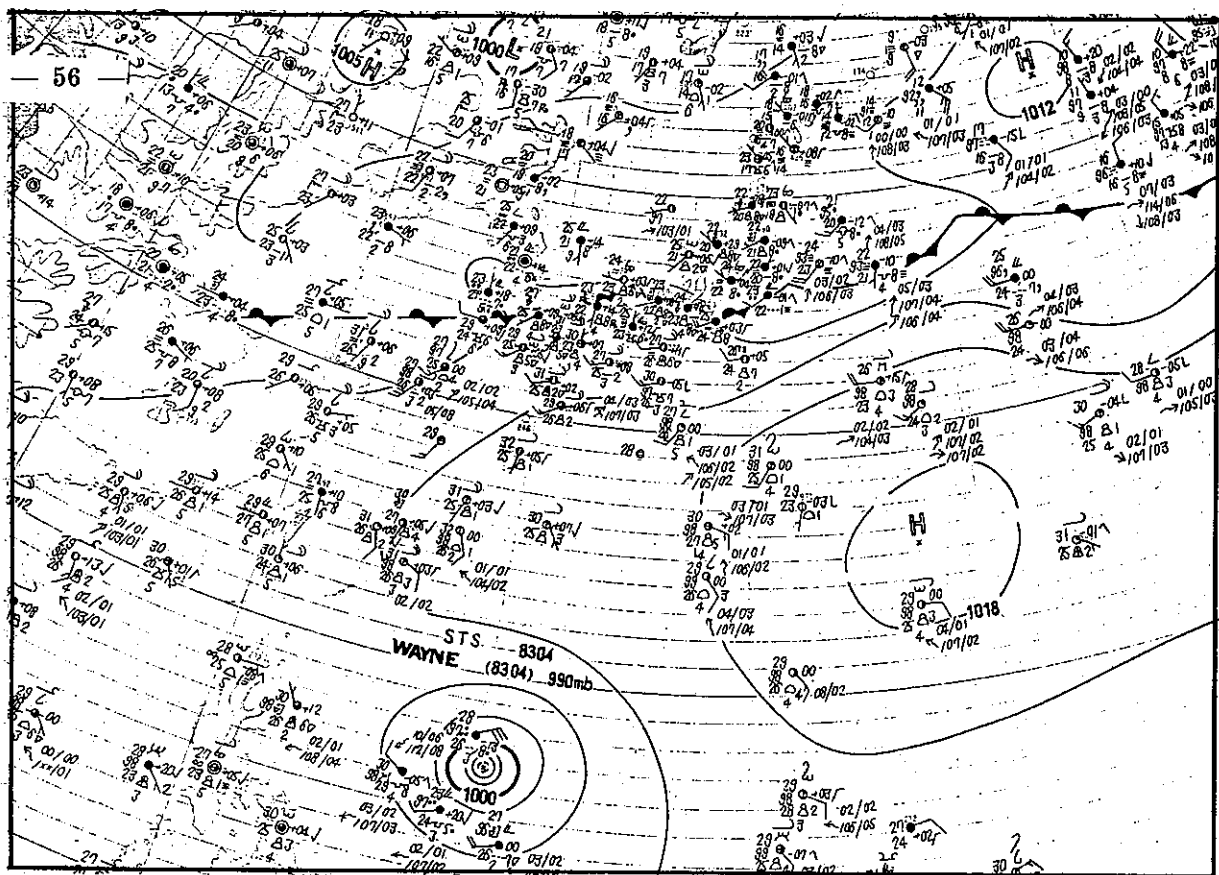


圖 3 民國七十二年七月二十三日 0000 Z 地面圖

Fig-3 Sfe chart at 23th 0000 Z July 1983.

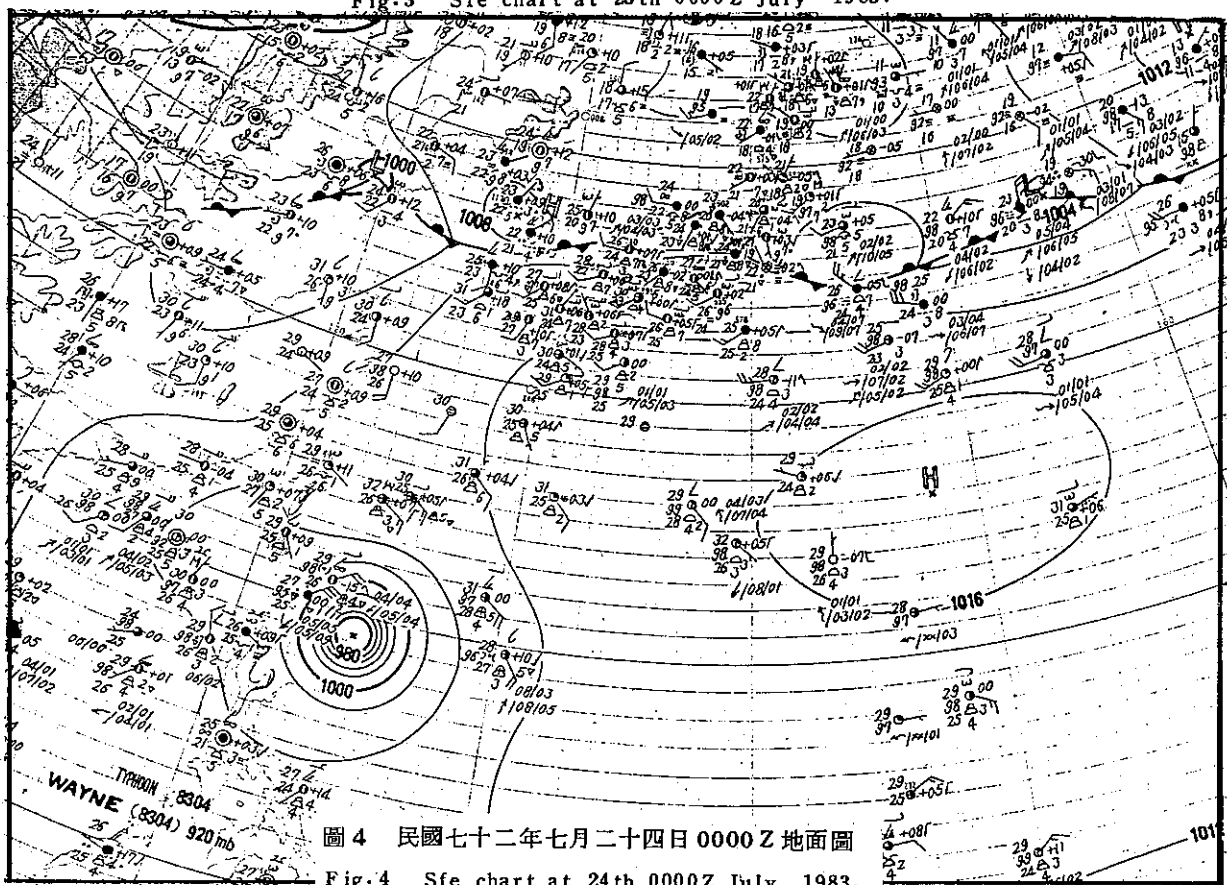


圖 4 民國七十二年七月二十四日 0000 Z 地面圖

Fig-4 Sfe chart at 24th 0000 Z July 1983.

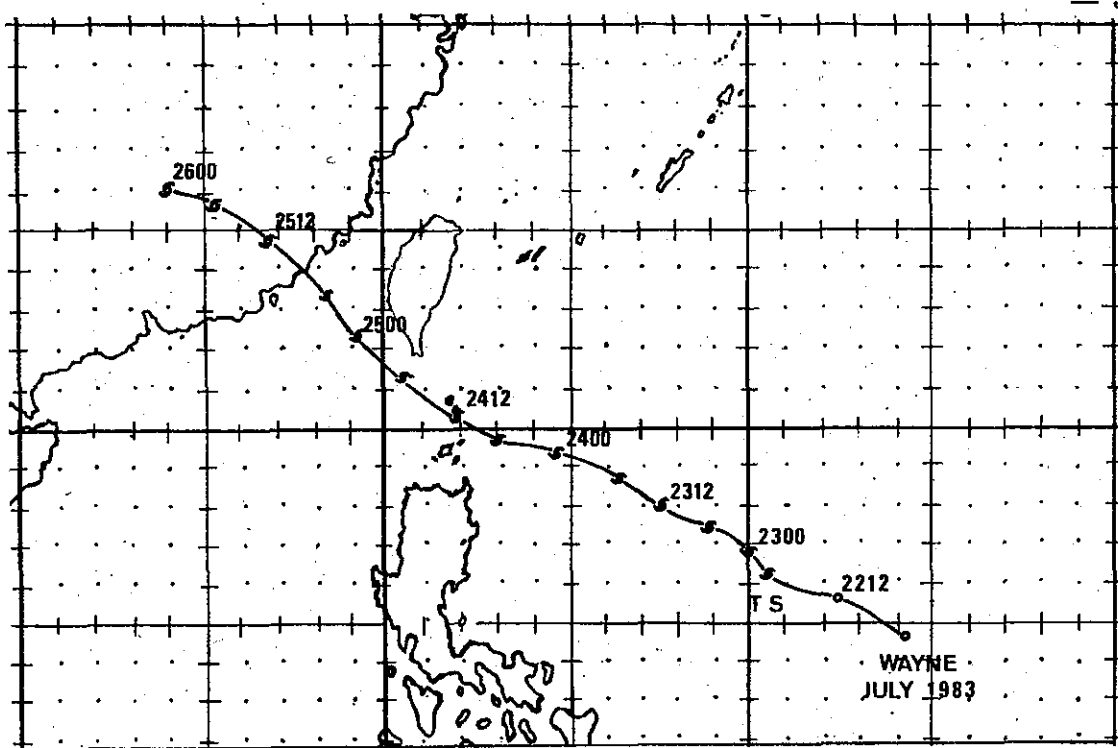


圖5 韋恩颱風最佳路經圖

Fig.5 Best track of typhoon Wayne in July 1983.

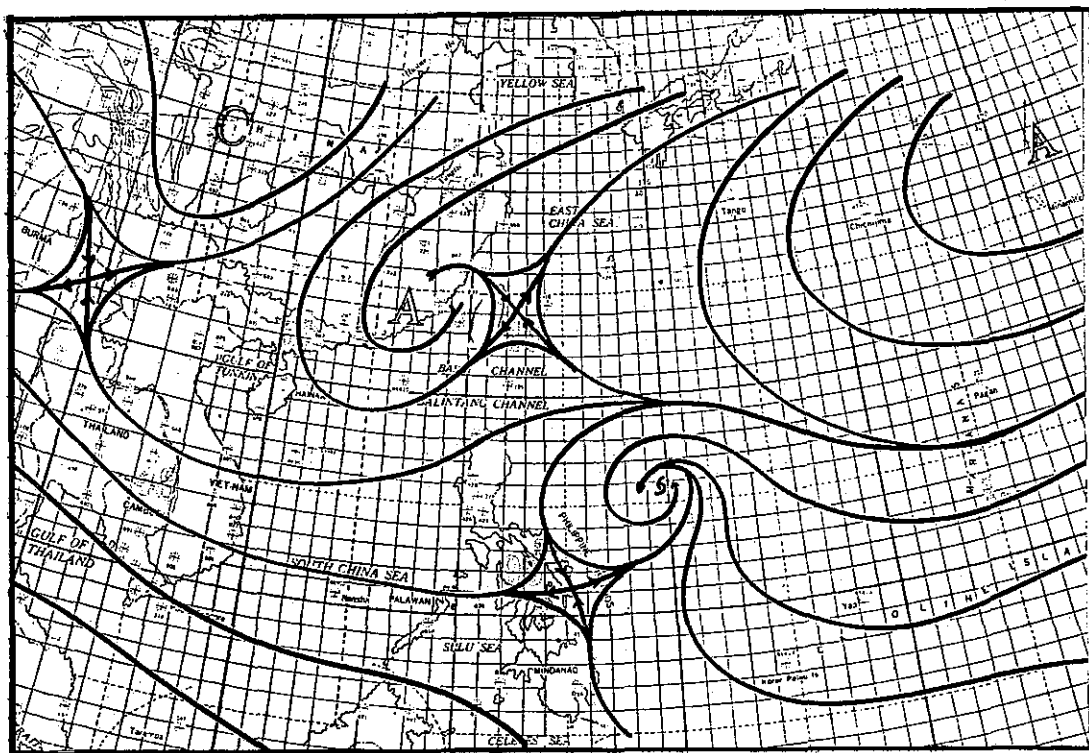


圖6 民國七十二年七月二十三日 0000 Z 700-500-300毫巴合成圖

Fig.6 700-500-300mb Mean Flow at 23th 0000 Z July 1983.

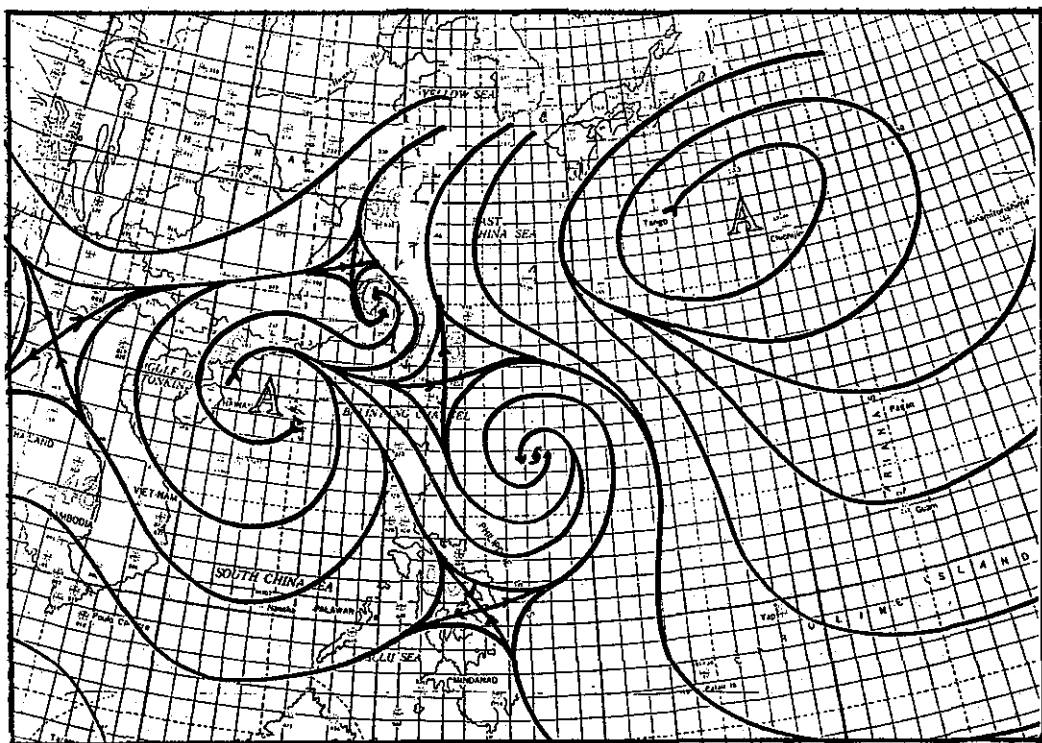


圖7 民國七十二年七月二十三日 0000Z 700-500-300 毫巴合成圖

Fig. 7 700-500-300mb Mean Flow at 23th 1200Z July 1983.

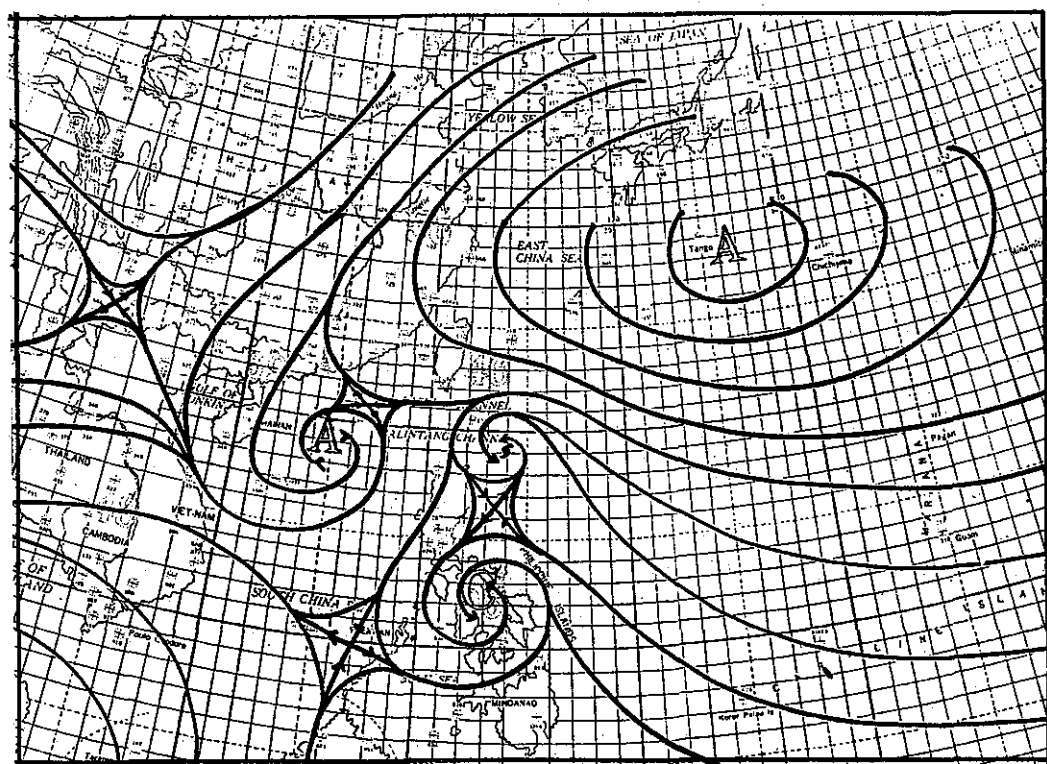


圖8 民國七十二年七月廿四日 0000Z 700-500-300 毫巴合成圖

Fig. 8 700-500-300mb Mean Flow at 24th 0000Z July 1983.

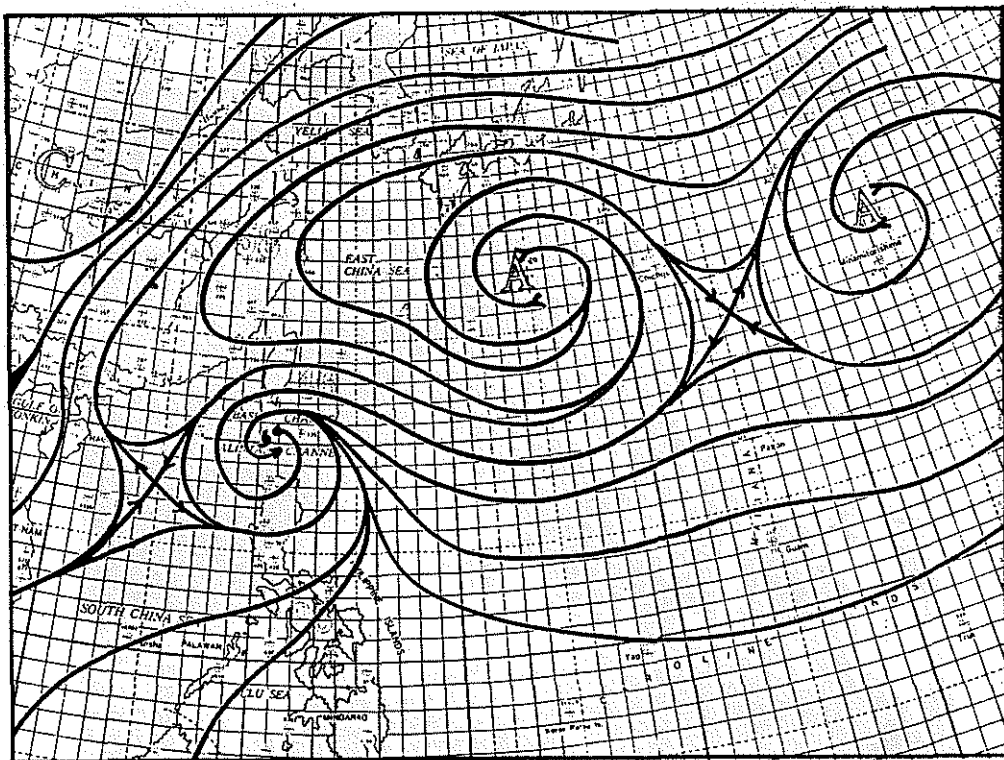


圖9 民國七十二年七月廿四日 0000Z 700-500-300 毫巴合成圖

Fig. 9 700-500-300mb Mean Flow.at 24th 1200Z July 1983.

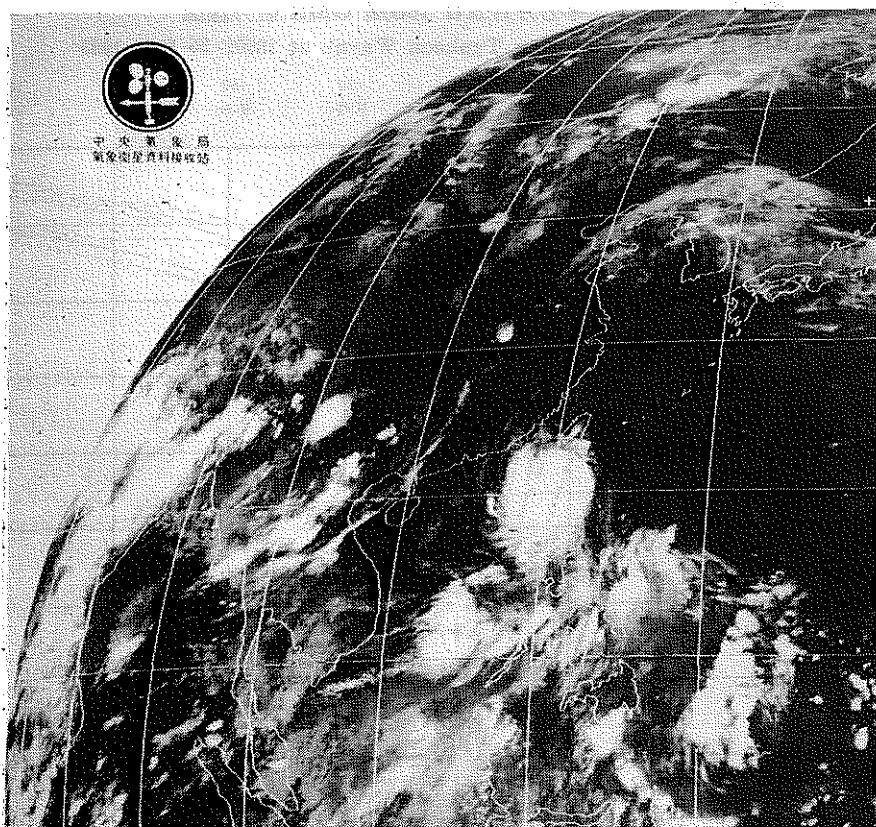


圖 10 民國七十二年七月廿四日 1800Z GMS 紅外線圖

Fig. 10 GMS IR Picture Showing Typhoon Wayne at 1800Z 24 July 1983

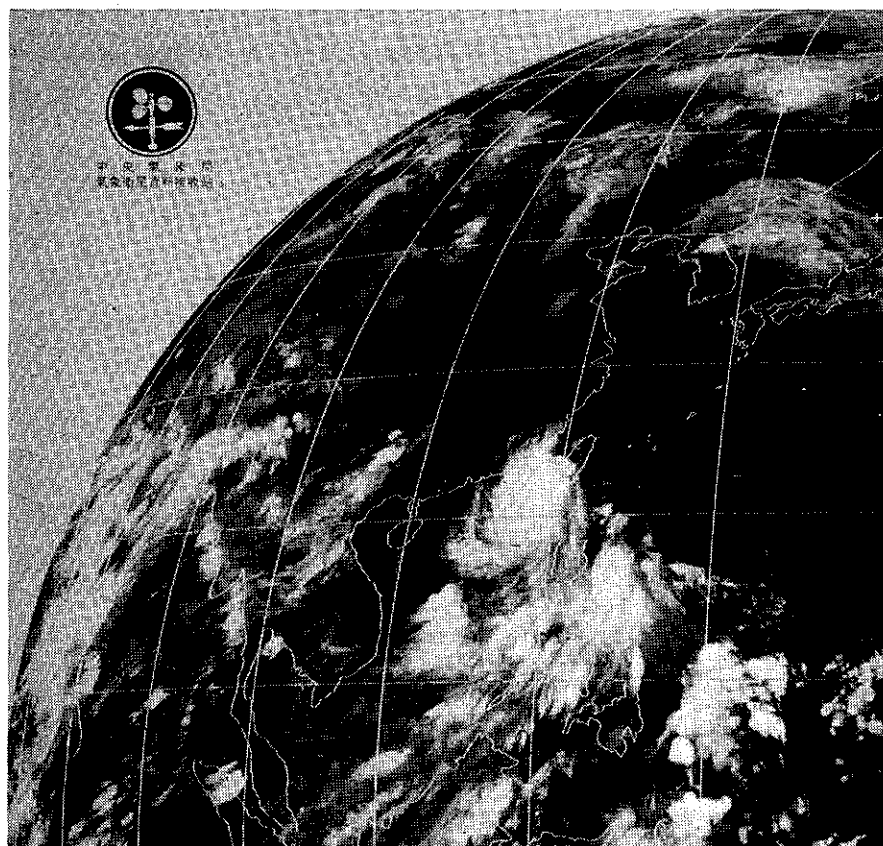


圖 11 民國七十二年七月廿五日 1800Z GMS 紅外線圖

Fig. 11 GMS IR Picture Showing Typhoon Wayne at 1800Z 25 July 1983

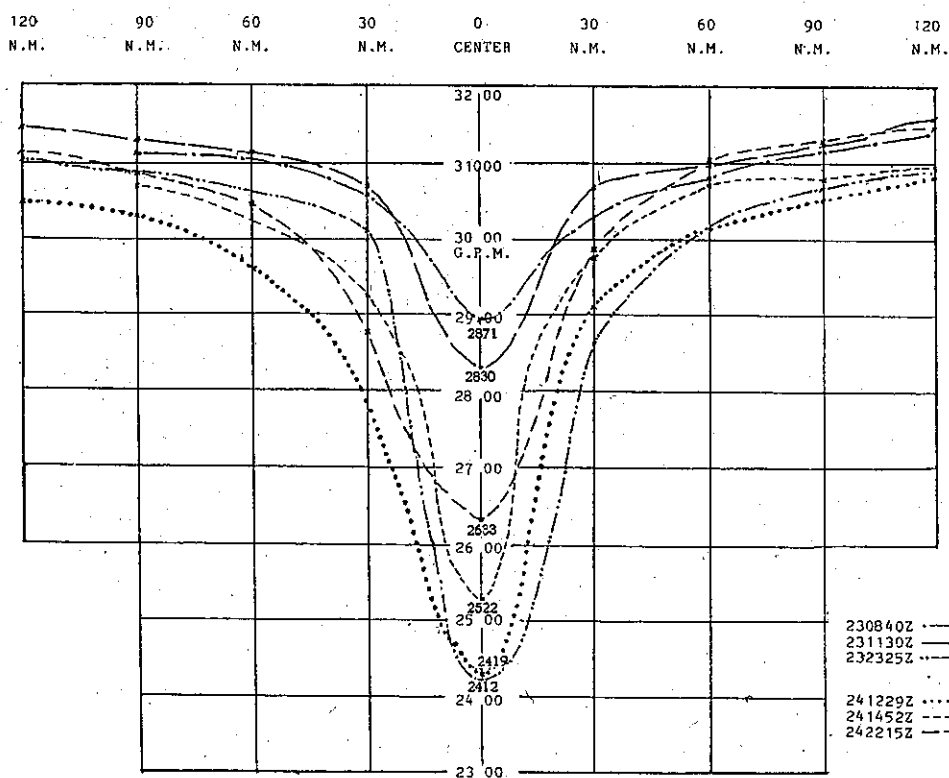


圖 12 韋恩颱風 700mb 飛機偵察剖面圖

Fig. 12 TYPHOON WAYNE 700MB G.P.M. PROFILE

統一編號：

09085730055

Volume 30, Number 2

June 1984

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

The Response of the Large Scale Waves in the Westerlies to

Forcing by the Topography in the Middle Latitude.....*Ming-Lee Liu* (1)

The Preliminary Verification of 8L-NHM and 10L-FLM

from JMA *Henry Fucheng Liu, Wen-Kuei Hwah*

Yueh-Er Cheng (8)

Report

Report on Typhoon "WAYNE" in 1983*Shyh-Teng Chao* (48)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第三十卷 第三期

目次

論著

工業廢棄物處理之空氣品質評估……………沈 鐸 戚 啓 勳 (1)

臺灣冬季反常大雨個例研究——1983年2月……………陳 來 發 (11)

繞極衛星之軌道預報及應用……………劉 文 俊 沈 秀 蓉 (31)

氣象學報

季刊

第三十卷 第三期

主編者 中央氣象局氣象學報社

地址 臺北市公園路六十四號
電話：3713181 (10線)

發行人 吳 宗 堯

社長 吳 宗 堯
電話：3110840

印刷者 文英印刷公司

地址 臺北市萬大路486巷10弄40號
電話：3016802
3018572

中華民國七十三年九月出版

◎ 敬請交換 ◎

工業廢棄物處理場之空氣品質評估

Air Quality Assessment for Land Disposal of Industrial Wastes

沈 鐸 戚 啓 勳
Thomas T. Shen Ke-Hsun Chi

ABSTRACT

Air pollution from hazardous waste landfills and lagoons is largely unknown. Routine monitoring of toxic air contaminants associated with hazardous waste facilities is difficult and very costly. The method presented in this paper would be useful for air quality assessment in the absence of monitoring data. It may be used as a screening process to examine the question of whether or not volatilization is considered to be significant for a given contaminant and also to evaluate permit applications for new hazardous waste facilities concerning waste volatilization problems.

前 言

防止空氣污染，先決條件就是對空氣品質作客觀評估，一旦發現有毒物質危害健康，找出原因加以防治。有關空氣污染，過去大都着眼在工廠煙囪內的排煙、農業上廢棄物的燃燒，以及汽車所排放的黑煙，而對工業上廢棄物堆積和處理場上揮發的有毒氣體予以忽視。

工廠廢棄物和一般垃圾的處理，世界各國都感到非常頭痛，人口密集而工業發展的國家，問題格外嚴重。垃圾或廢棄物的處理，目前還只有靠掩埋和焚化兩條途徑。臺灣未來五年內，政府將耗資39億臺幣規劃26處垃圾掩埋場。另在內湖建造垃圾焚化爐，動用公帑高達26億元以上。計畫中的掩埋場，如果是指一般都市型的垃圾，問題還不會很嚴重，因為此種掩埋場揮發出來的氣體，主要是二氧化碳和甲烷，還有少數的氫、氨、芳香族烴、鹵素有機物和碳化氫。但如兼指工業上的廢棄物，或者都市垃圾和工業廢棄物合併掩埋，以其能產生許多種有毒氣體，現已發現和癌症及嬰兒產後夭折有關；其他還有一些慢性病，像：頭痛、嘔吐、皮膚疹和消化不良等，可能也不無關聯。可見掩埋場必須妥為設計。

作者（註）任職美國紐約州環境保護局多年，

近幾年來面對上述問題的挑戰，相信臺灣也不能不作未雨綢繆之計。特就工業廢棄物處理場空氣品質評估的初步研究，提供國人參考。

紐約州的工業廢棄場

物質從液態或固態慢慢轉變為氣態的過程，稱為「揮發」(volatilization)。大多數有機化合物即使在溫度很低的時候也會有揮發作用。有機化合物的揮發率主要由它的蒸氣壓、分子量、可溶性、擴散係數、質量轉換係數、濃度、特定化合物的露出面積，以及周圍環境要素（溫度、氣壓和風速等）來決定。揮發作用和吸收作用（例如土壤或其他物質）的蒸氣排放也有關係。一般而論，分子量較低的有機化合物比分子量較高的有機化合物更容易揮發。最近的實驗研究結果，發現即使是很穩定而且蒸氣壓很低的氯化烴，像 PCB（多氯二苯）類及毒蟲鼠劑，照樣會揮發（沈鐸，Tofflemire, 1980）。實地監測資料的結果也證明 PCB 類的濃度在紐約州上哈得遜河（Upper Hudson River）含 PCB 類廢物堆積場和河底污泥場附近的植物及空氣中相當高（Tofflemire，沈鐸，1979）。由此可見污水池和掩埋場中危害性廢棄物的揮發足以成為空氣污染的重要來源。

在紐約州，大約有四千處工業污染源產生危害性廢棄物，每年約有120萬噸 (Iannotti 等，1979)。這些廢棄物的量，以酸類、浸酸液、有機溶劑和污泥較多，如表一所示。

表一 紐約州各種危害性廢棄物的主要容積
Table 1. Major volumes of hazardous wastes by type in New York State.

類 別	危害廢棄物 產生約數 (百萬加侖)	測得佔總數 %
1.酸類 (Acids)	19.0	7.7
2.鹼類 (Alkalies)	2.4	1.0
3.鹽質溶液 (Pickle liquor)	14.6	5.9
4.腐蝕性溶液 (Etching solution)	1.1	0.5
5.鹵素溶劑 (Halogenated solvents)	1.0	0.4
6.其他溶劑 (Other solvents)	50.7	20.6
7.重金屬污泥 (Heavy metal sludges)	14.5	5.8
8.廢水處理污泥 (Wastewater treatment sludges)	52.4	21.3
9.其他污泥 (Other sludges)	16.6	6.8
10.廢棄油料 (Waste oils)	15.7	6.4
11.蒸餾底 (Still bottoms)	3.3	1.4
12.照相化學劑 (Photographic chemicals)	1.9	0.8
13.漂洗水及其他廢水 (Rinse water and other wastewaters)	22.9	9.3
	216.1	
用每加侖10磅計換算為噸	1,080,500噸	
	小計	
14.皮革上硝廢棄物 (Leather tanning wastes)	59,890噸	4.9
	小計	
總 計	1,140,390噸	92.8

約佔測量所得全部危害性廢棄物發生的92%

實際上的處理主要為污水池和掩埋場。從工業廢棄物的污水池和掩埋場中含毒物質不斷散發有機化合物，已經越來越受人重視。大氣輸送是從這些堆積場和掩埋場將毒氣帶到城市區的主要途徑。輸送的方式既可為一種蒸氣，也可吸入或吸附在微細顆粒上，最後降落並沉澱在水體內或地面上。想要鑑定這些污水池及工業廢棄物掩埋場揮發作用而使空氣變質，需要實施空氣監測。話雖如此，經常監測危害性廢棄物陸上處理所引起的毒性空氣污染物，非常花錢，通常都不會這樣做，除非發現對健康

已構成重大威脅。

本文介紹一些經驗式，可以從計算有毒污染物的排放率以及在空氣中的濃度，決定有關揮發作用所產生問題的嚴重性。各種重要變數，像：蒸氣壓、相當蒸氣濃度、飽和蒸氣濃度、擴散係數和質量轉換係數等的算法也都有說明，這些方法對沒有監測資料而要維護空氣品質很有幫助。另外對紐約州南格林斯瀑布 (South Glens Falls) 附近的卡布多 (Caputo) PCB 類廢棄物堆積場作一個例研究，表明這些經驗式如何用於工業廢棄物揮發問題。

蒸 氣 壓

工業廢棄物的揮發率既然和化學品的蒸氣壓及其周圍的溫度具有密切的關係。為了便於計算，最好能準備一張各種溫度的蒸氣壓表以為參考。表二就是為了此項目的而選出一些化合物，算出它們的蒸氣壓加以列出。該項計算是根據安諾尼方程 (Antonie equation) 用電子計算機得出，溫度為10、20、30、40及50°C。

$$\log_{10} p = -0.2185 \frac{A}{T} + B \quad (1)$$

公式中 p 為蒸氣壓 (水銀柱高度的公厘數)， T 為絕對溫度 (°K)， A 為克分子汽化熱 (卡/克—克分子)， B 為常數。

A 和 B 的數值在化學和物理學手冊中都能找得到。表二中選出的這些化合物通常在廢棄物處理場中都能找到，它們的蒸氣壓列出表中以供參考。

表二內可以看出：一氯二苯在一個大氣壓和20°C時蒸氣壓為水銀柱高度0.007公厘，而其他大多數有機化合物的蒸氣壓都要高出一千倍以上。實驗結果顯示 PCB 雖然不容易發生化學作用和物理作用，然而它的揮發率已經相當高。足見其他有機化合物的揮發率一定更大 (Tofflemire, 沈鐸, 1979)。

知道了某種化合物的蒸氣壓之後，它在一特定溫度下的相當濃度就可根據下式算出：

$$C_e = p/P \quad (2)$$

式中 C_e 為相當蒸氣濃度 (無單位值)， p 為蒸氣壓 (水銀柱高度公厘數)， P 為大氣壓 (水銀柱高度公厘數)。

化合物在一特定溫度的飽和濃度也可以根據理想氣體定律得出，其式如下：

$$C_s = pM/RT \quad (3)$$

表二 選擇有機化合物之蒸氣壓

Table 2. Vapor pressure of selected organic compounds, mm Hg. $\log_{10}P = -0.2185A/T + B$.

化合物	A	B	10C	20C	30C	40C	50C
甲 醇 (Methanol)	9377.2	8.9547	52.336	92.389	157.095	258.214	411.567
異丙醇 (Iso-propanol)	10063.5	8.9962	17.009	31.301	55.332	94.316	155.548
乙 醇 (Ethanol)	9673.9	8.8274	23.043	41.416	71.616	119.579	193.429
酚 (Phenol)	11891.5	8.5138	.218	.447	.877	1.647	2.975
丙 酮 (Acetone)	7641.5	7.9040	101.730	161.654	249.146	373.528	546.147
甲酯乙基K (Methylethyl K)	8149.5	7.9593	46.854	76.782	121.791	187.577	281.276
甲酯乙酸 (Methyl Acetate)	7732.8	7.9888	93.712	149.740	231.980	349.479	513.308
乙酯乙酸 (Ethyl Acetate)	8301.1	8.0012	39.416	65.188	104.292	161.921	244.642
乙 醛 (Acetaldehyde)	6622.1	7.8206	513.649	767.311	*****	*****	*****
乙 酸 (Acetic Acid)	9963.9	8.5020	6.507	11.903	20.922	35.475	58.217
環己烷 (Cyclonexane)	7830.9	8.5020	287.937	462.829	721.016	*****	*****
乙 烷 (Hexane)	7627.2	7.7171	67.855	107.732	165.905	248.543	363.143
苯乙烯 (Styrene)	9634.7	7.9221	3.073	5.509	9.505	15.839	25.570
甲 苯 (Toluene)	9368.5	8.3300	12.613	22.254	37.821	62.137	98.997
二甲苯 (Xylene)	9904.2	8.1671	3.346	6.099	10.684	18.058	29.547
苯 (Benzene)	12054.3	9.5560	1.796	3.729	7.378	13.976	25.448
戊 烷 (Pentane)	6595.1	7.4897	251.536	375.142	544.926	772.902	*****
庚 烷 (Heptane)	8928.8	8.2585	23.367	40.145	66.549	106.817	166.502
氟甲苯 (Fluorotoluene)	9251.3	8.1011	9.161	16.050	27.098	44.246	70.085
氯甲酯 (Methyl Chlori)	7572.3	8.1833	218.850	346.308	531.654	794.157	*****
三氯甲烷 (Chloroform)	7500.5	7.7351	88.583	139.565	213.392	317.543	461.046
四氯化碳 (Carbon Tét)	8271.5	8.0500	46.485	76.741	122.571	190.001	286.645
三氯乙烷 (Tri-CL-Ethane)	8012.7	7.9559	59.280	96.343	151.640	231.861	345.325
二甲胺 (Di-methylamine)	6660.0	7.9952	717.829	*****	*****	*****	*****
乙 胺 (Ethylamine)	6845.1	7.9937	514.859	779.585	*****	*****	*****
苯 胺 (Aniline)	11307.6	8.2220	.314	.623	1.181	2.150	3.772
一氯二苯 (PCB (1 CL))	14017.4	8.3001	.003	.007	.016	.033	.066
三氯乙烯 (Tri-CL-Ethylen)	8314.7	7.9563	34.696	57.429	91.950	142.861	215.991
氯甲烷 (Chloromethane)	5375.3	7.5462	*****	*****	*****	*****	*****
溴乙烷 (Bromoethane)	5925.9	4.4824	.812	1.163	1.627	2.227	2.990
氯乙烯 (Vinylchloride)	6263.0	8.2028	*****	*****	*****	*****	*****
氯乙烷 (Chloroethane)	6310.6	7.6603	617.639	905.401	*****	*****	*****
氯甲酯 (Methylchlori)	7572.3	8.1833	218.850	346.308	531.654	794.157	*****
三氯氟甲烷 (Tri-CL-F-Meth)	6424.1	7.5638	404.252	596.686	858.389	*****	*****
二氯乙烯 (Dichloroethle)	7211.8	8.0871	332.755	515.172	774.919	*****	*****
二氯乙烷 (Dichloroethan)	7288.0	7.6300	101.444	157.782	238.361	350.728	503.876
二氯丙烷 (Dichloropropa)	8428.5	7.8824	23.909	39.849	64.214	100.372	152.613
三溴甲烷 (Bromoform)	9673.3	7.8754	2.576	4.631	8.007	13.369	21.624
四氯乙烯 (Tet-CL-Ethyle)	9240.5	8.0262	7.867	13.772	23.237	37.919	60.030
四氯乙烷 (Tet-CL-Ethane)	9296.5	7.9330	5.813	10.211	17.283	28.287	44.906
氯 苯 (Chlorobenzene)	0098.0	8.5000	5.104	9.412	16.671	28.468	47.031
乙 苯 (Ethylbenzene)	9301.3	7.8095	4.287	7.533	12.755	20.880	33.156

***** 表示蒸氣壓大於 1,000mm Hg.

A值及B值自 Handbook of Chemistry and Physics 轉錄

式中 C_s 為飽和蒸氣濃度 (克/磅)； P 為蒸氣壓 (水銀柱高度公厘數)； M 為克分子量； R 為克分子常數 (62.3 公厘水銀柱高度 $1^\circ K$ 一克分子)； T 為絕對溫度 ($^\circ K$)。

擴散係數

擴散是指分子運動從濃度較高的地方藉自然力移向濃度較低的地方，任何狀態的物質都可以發生，不過這種過程在固體中要比在液體或氣體中慢得多。擴散學說是根據斐克定律 (Fick's law) 和連續性方程得出，但斐克定律僅適用於均勻狀態。

擴散係數可憑實驗決定。倘無據實驗得出的擴散係數，也可用動力學說的方程來估計 (沈鐸，1980)。工業上的廢棄物中，最常見到的有機化合物選出 42 種，它們在各種溫度下擴散入空氣中的係數已預算出，見表三。凡未列入表內的化合物，想要知道它的擴散係數，可以根據下面的方程從一已知化合物作合理的估計：

$$D' = D(M/M')^{1/2} \quad (4)$$

式中 D 為擴散係數， M 為已知化合物的分子量， D' 為未知化合物的擴散係數， M' 為其分子量。方程 (4) 只能用於未知化合物的分子量及分子結構和已知化合物很接近者。

當溫度從 T_1 變為 T_2 (T 為絕對溫度 $^\circ K$)，氣體在 T_2 的擴散係數可以從下式估計：

$$D_2 = D_1 (T_2/T_1)^{3/2} \quad (5)$$

式中下標 1 及 2 分別表示溫度 T_1 及 T_2 的擴散係數。

質量轉換係數

液態和氣態的質量轉換係數 K_L 和 K_G ，在估計污水池中的排放率時屬於關鍵性變數。許多專家曾經研究 K_L 值和 K_G 值 (Cohen 等，1978；Freman, 1978；Owen 等，1964；Thibodeaux 1979)。為了應用上方便起見，作者根據歐文 (Owen) 和馬凱 (Mackay) 的實驗研究並略予修正，得出兩個簡化方程如下：

$$K_L = 4.45 \times 10^{-3} M^{-0.5} (1.025)^{t-20} U^{0.67} H^{-0.85} \quad (6)$$

式中 K_L 為液態之質量轉換係數，克分子/公分²—秒； M 為化合物的分子量；克/克分子； t 為溫度， $^\circ C$ ； U 為表面速度，公分/秒。 H 為污水池的深度，公分。

$$K_G = 8 \times 10^{-4} M^{-1} W^{0.78} Z^{-0.11} S_C^{-0.67} \quad (7)$$

式中 K_G 為氣態之質量轉換係數，克分子/公分²—秒； M 為化合物的分子量，克/克分子； W 為風速，公尺/時； Z 為污水池表面之長度，公尺； S_C 為氣態許米脫數 (Schmidt Number)，無單位值。

大多數許米脫數介乎 1.0 和 3.0 之間，較高值用於低擴散率之高分子量化合物。對大多數烴類和氫化烴類之分子量在 200 以上者來說， $S_C^{-0.67}$ 可採用 0.5，分子量在 100 至 200，約為 0.6，分子量不足 100 者， $S_C^{-0.67}$ 大約為 0.7，這些建議值用於近似值的計算，可能產生的誤差當不足 10%。

整個質量轉換係數 K_{OA} 可以結合液態和氣態質量轉換係數 K_L 及 K_G ，用下式表出：

$$\frac{1}{K_{OA}} = \frac{1}{K_L} + \frac{1}{KK_G} \quad (8)$$

式中 K 為常數，使液態和氣態間達成平衡，用下式表出：

$$K = (H_i / PM) \times 10^6 \quad (9)$$

式中 H_i 為化合物的亨利定律 (Henry's law) 常數 (大氣壓—公尺³/克分子)； P 為總壓力 (大氣壓)； M 為廢水的平均分子量 (克/克分子)。

從方程 (6) 和 (7) 算出的質量交換係數 K_L 及 K_G 的克—克分子/公分²—秒，可以轉換為其他單位：

$$\begin{aligned} 1 \text{ 克—克分子/公分}^2\text{—秒} \\ = 7350 \text{ 磅—克分子/呎}^2\text{—時} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 1 \text{ 克—克分子/公分}^2\text{—秒} \\ = 36 M \text{ 公尺/時} \end{aligned}$$

式中 M 為污染物克數的分子量。例如假設苯的 K_{OA} 為 48.6 磅—克分子/呎²—時，此值能轉換為 0.0067 克—克分子/公分²—時，或 19.8 公尺/時。

亨利定律常數用數種單位表達，可以藉量度一種氣體的部份壓力及一種液體的濃度來決定，方法如下：

$$H_i = p/C_i \quad (10)$$

式中 C_i 為污染物的濃度； p 為污染物的部份壓力。顯而易見，部份壓力越高而且越集中，結果越準確，通常大小因次高出環境值。因此，由於環境情況不同， H_i 值也可和手冊內的數值稍有出入。作者蒐集一些亨利定律的常數，如表四所示。

從掩埋場的排放率

假設工業廢棄物掩埋場排放的有機化合物蒸氣，擴散是唯一的輸送過程，那麼揮發率或排放率就能加以預測。如果掩埋場內有機化合物在流水中的

表三 選擇有機化合物的擴散係數

Table 3. Diffusion coefficients of selected organic compounds.

化合物	分子式	M1	V1	10C	20C	30C	40C	50C
甲 醇 (Methanol)	CH ₄ O	32	29.90	.14808	.15735	.16686	.17661	.18660
異丙醇 (Iso-Propanol)	C ₃ H ₈ O	60	37.82	.12004	.12755	.13526	.14317	.15126
乙 醇 (Ethanol)	C ₂ H ₆ O	46	50.36	.11297	.12005	.12730	.13474	.14236
酚 (Phenol)	C ₆ H ₆ O	94	96.16	.07919	.08415	.08924	.09445	.09980
丙 酮 (Acetone)	C ₃ H ₆ O	58	66.86	.09699	.10307	.10930	.11569	.12223
甲酯乙基K (Methylethyl K)	C ₄ H ₈ O	72	87.32	.08417	.08944	.09485	.10039	.10607
甲酯乙酸 (Methyl Acetate)	C ₃ H ₆ O ₂	74	72.34	.09054	.09621	.10203	.10799	.11410
乙酯乙酸 (Ethyl Acetate)	C ₄ H ₈ O ₂	88	92.80	.07991	.08491	.09005	.09531	.10070
乙 醛 (Acetaldehyde)	C ₂ H ₄ O	44	46.40	.11758	.12494	.13249	.14023	.14816
乙 酸 (Acetic Acid)	C ₂ H ₄ O ₂	60	51.88	.10655	.11322	.12007	.12709	.13427
環己烷 (Cyclonexane)	C ₆ H ₁₂	84	122.76	.07139	.07586	.08045	.08515	.08996
乙 烷 (Hexane)	C ₆ H ₁₄	86	126.72	.07021	.07461	.07912	.08374	.08848
苯乙烯 (Styrene)	C ₈ H ₈	104	137.84	.06620	.07035	.07460	.07896	.08343
甲 苯 (Toluene)	C ₇ H ₈	92	111.14	.07367	.07828	.08301	.08786	.09283
二甲苯 (Xylene)	C ₈ H ₁₀	106	131.60	.06742	.07164	.07597	.08041	.08495
苯 (Benzene)	C ₆ H ₆	78	90.68	.08195	.08708	.09234	.09774	.10327
戊 烷 (Pentane)	C ₅ H ₁₂	72	106.26	.07753	.08239	.08737	.09247	.09770
庚 烷 (Heptane)	C ₇ H ₁₆	100	146.86	.06467	.06872	.07287	.07713	.08149
氟甲苯 (Fluorotoluene)	C ₇ H ₇ F	110	154.36	.06262	.06654	.07056	.07468	.07891
氯甲烷 (Methyl chlori)	CH ₂ CL ₂	85	59.46	.09610	.10212	.10830	.11462	.12111
三氯甲烷 (Chloroform)	CHCL ₃	120	76.89	.08345	.08868	.09404	.09954	.10517
四氯化碳 (Carbon Tet)	CCL ₄	154	94.50	.07500	.07970	.08451	.08945	.09451
三氯乙烷 (Tri-CL-Ethane)	C ₂ H ₃ CL ₃	133	97.44	.07496	.07965	.08447	.08941	.09446
二甲胺 (Di-methylamine)	C ₂ H ₇ N	45	52.55	.11161	.11860	.12577	.13312	.14065
乙 胺 (Ethylamine)	C ₂ H ₇ N	45	52.55	.11161	.11860	.12577	.13312	.14065
苯 胺 (Aniline)	C ₆ H ₇ N	93	118.55	.07157	.07605	.08065	.08536	.09019
一氯二苯 (PCB(1 CL))	C ₁₂ H ₉ CL	189	235.32	.04944	.05254	.05571	.05897	.06230
三氯乙烯 (Tri-CL-Ethylen)	C ₂ HCL ₃	131	93.48	.07638	.08116	.08606	.09109	.09625
氯甲烷 (Chloromethane)	CH ₃ CL	51	57.94	.10496	.11153	.11827	.12518	.13226
溴乙烷 (Bromoethane)	CH ₃ BR	95	57.44	.09611	.10213	.10830	.11463	.12111
氯乙烯 (Vinylchloride)	C ₂ H ₃ CL	63	58.44	.10094	.10726	.11375	.12040	.12720
氯乙烷 (Chloroethane)	C ₂ H ₅ CL	65	62.40	.09789	.10402	.11031	.11676	.12336
二氯甲烷 (Methylchlori)	CH ₂ CL ₂	85	91.46	.08074	.08580	.09099	.09630	.10175
三氯氟甲烷 (Tri-CL-F-Meth)	CCL ₃ F	138	100.00	.07391	.07854	.08329	.08815	.09314
二氯乙烯 (Dichloroethle)	C ₂ H ₂ CL ₂	97	106.96	.07442	.07907	.08386	.08876	.09377
二氯乙烷 (Dichloroethan)	C ₂ H ₄ CL ₂	99	75.96	.08557	.09093	.09643	.10206	.10784
二氯丙烷 (Dichloropropa)	C ₃ H ₆ CL ₂	113	100.38	.07519	.07990	.08473	.08968	.09475
三溴甲烷 (Bromoform)	CHBR ₃	118	53.48	.09655	.10260	.10880	.11516	.12167
四氯乙烯 (Tet-CL-Ethyle)	C ₂ CL ₄	166	111.00	.06968	.07404	.07852	.08311	.08781
四氯乙烷 (Tet-CL-Ethane)	C ₂ H ₂ CL ₄	168	114.96	.06858	.07288	.07729	.08180	.08643
氯 苯 (Chlorobenzene)	C ₆ H ₅ CL	113	128.40	.06769	.07193	.07627	.08073	.08530
乙 苯 (Ethylbenzene)	C ₈ H ₁₀	116	151.80	.06274	.06667	.07070	.07483	.07906

表四 亨利定律在 298°K 之常數

Table 4 Henry's Law Constants at 298°K.

化合物	M (克/克分子)	H × 10 ⁻³ (大氣壓—公尺 ³ /克分子)
	M(g/mol)	H × 10 ⁻³ (atm-m ³ /mol)
蒽 (Acenaphthene)	154	0.241
苯 (Benzene)	78	5.55
四氯化碳 (Carbon tetrachloride)	154	30.2
氯苯 (Chlorobenzene)	113	3.93
1, 2, 4 三氯苯 (1, 2, 4-Trichlorobenzene)	182	1.42
六氯苯 (Hexachlorobenzene)	285	1.70
1, 2 二氯乙烷 (1, 2-Dichloroethane)	99	1.10
1, 1, 1 三氯乙烷 (1, 1, 1-Trichloroethane)	134	4.92
六氯乙烷 (Hexachloroethane)	237	9.85
1, 1 二氯乙烷 (1, 1-Dichloroethane)	99	5.45
三氯甲烷 (Chloroform)	119	3.39
1, 2 二氯苯 (1, 2-Dichlorobenzene)	147	1.94
1, 3 二氯苯 (1, 3-Dichlorobenzene)	147	2.63
1, 4 二氯苯 (1, 4-Dichlorobenzene)	147	2.72
1, 1 二氯乙烷 (1, 1-Dichloroethylene)	97	15.0
1, 2 轉換二氯乙烷 (1, 2-trans-Dichloroethylene)	97	5.32
1, 2 二氯丙烷 (1, 2-Dichloropropane)	113	2.82
1, 3 二氯丙烷 (1, 3-Dichloropropylene)	111	3.55
乙基苯 (Ethylbenzene)	106	6.44
二氯甲烷 (Methylene chloride)	85	3.19
三溴甲烷 (Bromoform)	253	0.532
三溴二氯甲烷 (Bromodichloromethane)	164	2.12
三氯氟甲烷 (Trichlorofluoromethane)	137	58.3
溴氯甲烷 (Dibromochloromethane)	169	0.783
六氯丁二烯 (Hexachlorobutadiene)	261	10.3
六氯環戊二烯 (Hexachlorocyclopentadiene)	273	16.4
氯苯 (Nitrobenzene)	123	0.024
4, 6 二硝基-0-甲酚 (4, 6-Dinitro-0-cresol)	198	0.0014
酚 (Phenol)	94	0.0013
萘 (Fluorene)	152	0.114
蒽 (Fluorene)	116	0.117
四氯乙烷 (Tetrachloroethylene)	166	28.7
甲苯 (Toluene)	92	5.93
三氯乙烷 (Trichloroethylene)	132	11.7
艾氏劑 (Aldrin)	365	0.496
達氏劑 (Dieldrin)	381	0.058
氯丹 (Chlordane)	410	0.048
庚氯 (Heptachlor)	373	1.48
環氧七氯 (Heptachlor epoxide)	389	0.032
芳香氯二苯 1254 (Arochlor 1254)	328	8.87
毒殺粉 (Toxaphene)	414	4.89

輸送和淡化可以略而不計，則特定有機化合物的揮發率和排放率可以從下面的方程估計(沈鐸，1980)：

$$E_i = D_i C_{si} A P_i^{4/3} W_i (1/L) \quad (11)$$

式中 E_i 為廢棄物中特種化合物的排放率(克/秒)； D_i 為特種化合物的擴散係數(公分²/秒)； C_{si} 為飽和蒸氣濃度(克/公分³)； A 為露出面積(公分²)； P_i 為全部土壤的孔隙率(無單位值)； L 為覆土的有效厚度(公分)； W_i 為廢棄物中特定化合物的重量部份。

土壤的孔隙率可以從下式算出：

$$P_i = 1 - d_b/d_p \quad (12)$$

式中 d_b 為土壤的容積密度(克/公分³)； d_p 為土壤的顆粒密度(克/公分³)。

充滿空氣的孔隙率為重要的土壤參數，影響透過一層覆土的最後穩定狀態質量流。土壤的容積密度和含水容積決定它的充氣孔隙率。因此，用壓得很緊的濕土覆蓋對減低揮發作用非常有效。其他土壤氣數，像有機物的含量和結構，也可以影響土壤的吸收和排氣，所以會影響排放率，六氯苯(HCB)的揮發性試驗顯示：增加相對充氣孔隙率13.4%，當增加HCB的揮發率45%，充氣孔隙率對HCB通過土壤的揮發率具有一種指數效應(Farmer等，1980)。

一般而論，大多數土壤的顆粒密度大約2.65克/公分³，而土壤容積密度的變動則介乎1.0與2.0克/公分³之間。假定土壤很乾，它的容積密度為1.2克/公分³，土壤孔隙率當為0.55，代表一種最大的揮發率。如果土壤壓得很緊，或者含水份很豐富，它的孔隙率可減至0.35。

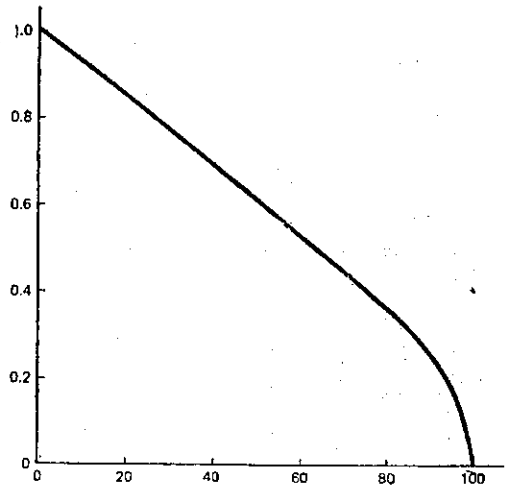
廢物堆積場的排放率

廢物堆積場是指上面並無土壤或其他物質覆蓋，產生的揮發問題最大，臺灣大多屬於這種情況。根據安諾特(Arnold)的擴散方程(Arnold, 1944)，一種純有機化合物在穩定狀態下蒸氣發生的容積，可以用下面的方程式來計算：

$$V = 2C_e A (Dt/\pi F_v)^{1/2} \quad (13)$$

式中 V 為蒸氣容積(公分³)； t 為時間(秒)； C_e 為平衡蒸氣濃度(%)； A 為露出面積(公分²)， D 為擴散係數(公分²/秒)； F_v 為修正因子(參閱圖一)。

廢物堆積場上毒性氣體的排放率受風速的影響很大。齊格勒(Ziegler)修正安諾特的方程式，包含風速來估計揮發率。他用來估計廢物堆放場上



資料來源：Arnold, J. H.

圖一 從相當蒸氣壓 C_e 找出修正因子 F_v
Fig 1. Correction factor F_v plotted against equivalent vapor pressure C_e

排放率的方程如下(Ziegler, 1979)：

$$dV/dt = 2C_e W (DLv/\pi F_v)^{1/2} W_i \quad (14)$$

式中 dV/dt 為排放率(公分³/秒)； W 為廢物堆積場的寬度(公分)； L 為其長度(最長處)(公分)； v 為風速(公分/秒)； W_i 為廢棄物中某種化合物的重量。

強風雖然能增強排放率，但是也容易使它變稀。因此，風速對於空中毒氣濃度的淨效應具有彼此相長相消的補償作用，要看接受者位置而定，能够用大氣擴散模式予以計算(USEPA, 1978)。

污水池的毒性氣體排放率

污水池是工業上最常用，也是最經濟的廢水貯存和處理的一種設備。污泥貯存在污水池內，經過兩、三年之後，也許可以將含水量從95%減少至只含55%或60%的水份。假定底部密閉，那麼污水池的污泥或液態廢棄物唯有靠蒸發作用來減少體積。換句話說，也就是將污染物輸入大氣中。

從一污水池表面將危害性氣體輸入空氣中的排放率，可以根據下式計算：

$$E_i = K_{OA} A X_i M_i \quad (15)$$

式中 E_i 為廢水中某種化合物的排放率(克/秒)； K_{OA} 為整個質量轉換係數(克-克分子/公分²-秒)； A 為污水池面積(公分²)； X_i 為化合物的克分子部分 $= 18 \times 10^{-6} C_i / M_i$ ， M_i 為化合物的分子量(克)； C_i 為化合物的濃度(毫克/磅)。

估計毒性氣體排放率所需的資料，包括污水池的面積、廢水中化合物的濃度，以及利用(6)、(7)、(8)式算出的整個質量轉換係數 K_{OA} 。

毒氣在空氣中濃度的計算法

一種毒氣，從污水池或掩埋場釋入大氣中的排放率一經確定，應用點面線 (PAL) 大氣擴散模式的電腦程序，就能算出它在空氣中的濃度 (US EPA 1978)。PAL是一種多源高斯普羅姆 (Gaussian-Plume) 大氣擴散，可以直接用於點、線和彎曲路徑的源，以及面積源的一種修正形式。濃度的計算要根據每小時的氣象觀測，以及從一小時到二十四小時的平均，即可算出平均濃度，PAL模式並非設計來估計廢棄物處理場上的濃度，但能作為一種初步過程來預測不同位置的接受者在各種氣象情況下，從廢棄物處理場發出的環境毒性濃度却非常有用。

自處理場釋出的毒氣既然陸續不斷，而且排放

的時間又遠較它旅行的時間為長久，可見沿捲流 (plume) 中心線的地面附近濃度 (捲流無顯著升高時)，可以用下式計算 (Turner 1970)：

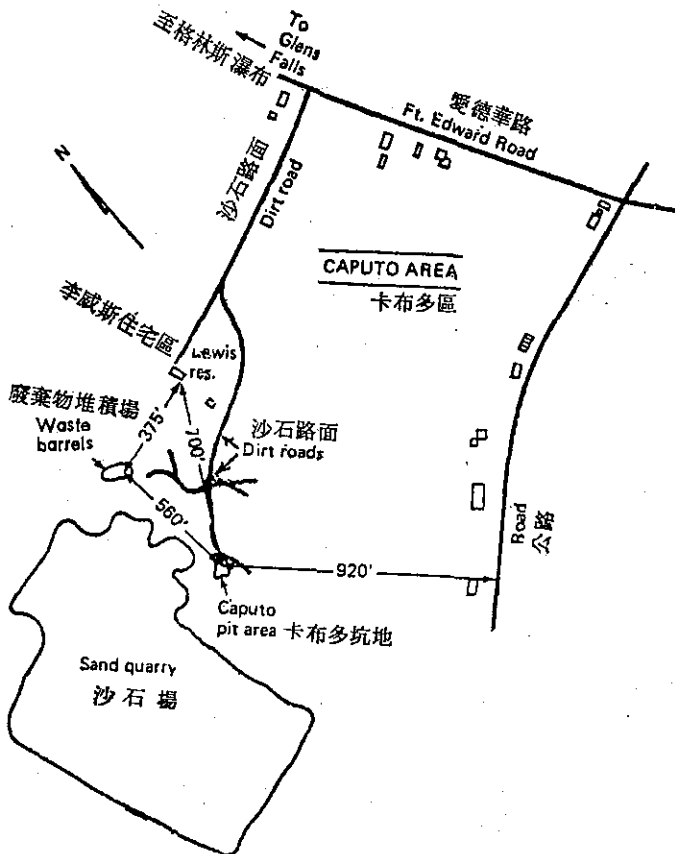
$$X = Q / \pi \sigma_y \sigma_z \mu \quad (16)$$

式中 X 為毒氣濃度 (克/公尺³)， Q 為毒氣不均勻排放率 (克/秒)； σ_y 為水平向捲流濃度的標準差； σ_z 為垂直向捲流濃度的標準差 (公尺)， μ 為風速 (公尺/秒)。

σ_y 及 σ_z 兩項數值在杜納 (Turner) 的大氣擴散手冊中可以找到，按各種大氣穩定度等級以及0.1~100公里下風距離加以估計 (Turner 1970)。

個例研究

卡布多 (Caputo) 陸上廢棄物堆積場位於紐約州南格林瀑布 (South Glen Falls) 附近，是一不掩蓋的廢物堆積場，露出的面積估計約三萬五千平方公尺，如圖二所示。場地屬不規則形，最長斷



圖二 卡布多 PCB 類堆積場簡圖

Fig 2. A sketch of Caputo PCB disposal site

面計長300公尺，最短約180公尺。該處使用已久，但是直到1968年才接受從通用電器 (G.E.) 公司電容器製造廠輸出的多氯二苯類 (PCBs) 廢棄物。適當位置的廢棄物內估計大約含有 5000 ppm (百萬分之一)，假如土壤內的芳香氯二苯 1242 (Arochlor 1242)。

堆積場從事含 PCB 類空氣抽樣始於1977年十一月初。取樣採用泰納克斯 (Tenax) 吸附管。空氣抽樣歷時為24小時。空氣監測的結果見表五。1977年十一月，PCB 類在空氣中的最高濃度為300毫克/公尺³。1977年四月為540毫克/公尺³。1979年底，經覆蓋一層6吋深的家畜糞便，12吋的紙漿污泥和2吋深的表土後，空氣中 PCB 類的濃度顯見低降；至1979年六月已不足1.0毫克/公尺³。

表五 卡布多廢棄物堆積場環境監測資料
Table 5 Ambient monitoring data at Caputo Site

日 期	抽樣次數	地面溫度 °F	PCB 濃度 微克/公尺 ³
1977年11月	3	38	1.8, 5.9, 4.1
1978年8月	3	75-85	300, 246, 260
1978年9月	2	75	46, 10
1978年11月	2	35	18, 4
1979年4月	7	65-72	540, 0.90, 0.80, 390, 60, 350, 80
1979年5月	3	60-85	44.5, 0.08, 0.07
1979年6月a	3	95	0.68, 0.31, 0.36
1979年7月a	1	90	0.07
1979年9月	3	80	0.11, 0.12, 0.19

a 經覆蓋家畜糞便、紙漿污泥和表土之後。

注意：覆蓋這些材料前計算得 PCB 最高濃度為 13.76 微克/公尺³，覆蓋後則為 0.83 微克/公尺³。

估計卡布多廢棄物堆積場上面 PCB 類潛在排放，採用(14)式如下：

$$dV/dt = 2C_e W(DL v / \pi F_p)^{1/2} W_i$$

式中 W 為 18,000 公分，L 為 30,000 公分(最長處)，D 為 0.0519 公分²/秒在 30°C，據方程(14)， C_e 為 $p/P = 4 \times 10^{-3} / 760 = 0.53 \times 10^{-5}$ ， v 為 400 公分/秒(假設)； F_p 為 1 (據圖一)； W_i 為 0.0005。

將這些已知值代入方程(14)內，得

$$dV/dt = 2 \times 0.53 \times 10^{-5} \times 30,000 (0.0519 \times 18,000 \times 400 / \pi \times 1)^{1/2} \times 0.005 = 0.548 \text{ 公分}^3/\text{秒}$$

此一容積排放率可以換為質量排放率 Q，方法如下：

$$Q = 0.548 \times (258 \times 10^6 \text{ 微克/克分子}) / (24,860 \text{ 公$$

分³/克分子)

$$= 5.678 \text{ 微克/秒, } 30^\circ\text{C}$$

應用(10)式求地面濃度，則 PCB 類在空氣中的濃度當為：

$$X = 5.687 / \pi(7)(4.7)(4)$$

$$= 13.76 \text{ 微克/公尺}^3 \gg \text{可接受的环境標準}$$

假定大氣穩定度的等級 D，而風速為 4 公尺/秒，在 Workbook of Atmospheric Dispersion (大氣擴散手冊) 中可以找到在下風 100 公尺處 $\sigma_y = 7$ 而 $\sigma_z = 4.7$ (Turner 1970, 圖3-2及3-3)。

計算地面濃度是根據土壤溫度 30°C，風速 4 公尺/秒，大氣穩定度 D 級，適當地點的 PCB 濃度為 5,000 ppm。由於這些假設數值可能有重大誤差，因此估計排放所得的結果，對於決定陸上廢棄物處理場的揮發問題只能作為第一近似值。

一旦揮發氣體的排出超出能接受的空氣中濃度(例如上面所舉例子)，必須立刻採取緊急臨時措施，也就是將廢棄物掩蓋起來。方程(17)可用以計算達到一可接受掩埋場排放標準應該覆蓋的厚度：

$$L = DC_s AP_t^{4/3} W_i / E \quad (17)$$

假定我們採用 0.1 微克/公尺³ 作為一 PCB 類可接受的空中濃度，那麼覆蓋的最小厚度可以照下述手續算出：

$$\begin{aligned} Q &= X \pi \sigma_y \sigma_z \mu \\ &= 0.1 \times \pi \times 7 \times 4.7 \times 4 \\ &= 41.34 \text{ 微克/秒} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} L &= 0.0519 \times (5.5 \times 10^{-2}) \times (3.5 \times 10^8) \\ &\quad \times 0.4^{4/3} \times 0.005 / 41.34 \\ &= 42.6 \text{ 公分} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{式中 } C_s &= pM/RT = 4 \times 10^{-3} \times 258 / 62.3 \times 303 \\ &= 5.5 \times 10^{-5} \text{ 克/磅} = 5.5 \times 10^{-2} \text{ 微克/公分}^3 \end{aligned}$$

1979年六月，廢棄物堆積場覆蓋了家畜糞便、紙漿污泥和表土三層，總厚度達 50.8 公分。依據下面方法得出廢棄物堆積場經覆蓋後，PCB 類的空中濃度為 0.083 微克/公尺³。

$$\begin{aligned} E &= 0.0519 \times 5.5 \times 10^{-2} \times 3.5 \times 10^8 \times 0.4^{4/3} \\ &\quad \times 0.005 / 50.8 = 34.6 \text{ 微克/秒} \end{aligned}$$

$$X = 34.6 / \pi \times 7 \times 4.7 \times 4 = 0.083 \text{ 微克/公尺}^3$$

PCB 類的空氣監測資料顯示：由於 50.8 公分的覆蓋物才使 PCB 類的空氣中濃度減至不足 0.7 微克/公尺³。

PCB 類自土壤中的揮發作用隨土壤溫度的增加而按冪數增加，這是因為 PCB 類蒸氣壓增加的

緣故。舉例來說，土壤溫度每升高 10°C ，PCB（一氣）的蒸氣壓增大一倍以上（見表二）。因此，廢棄物堆積場的位置倘在比紐約州南格林斯瀑布的土壤溫度高 10°C 的地方，覆土至少要增厚一倍，才能使排放率得到同樣程度的低減，假設其他條件都保持不變。臺灣的地面土壤溫度還不止比紐約州高 10°C ，應比照實際推算。

綱要和討論

危害性廢棄物掩埋場和污水池究竟對空氣污染影響到什麼程度，目前大部份還不清楚。毒性化合物氯化後，排放入大氣中，大都被微細顆粒吸入或吸附，並且能輸送到離處理場很遠的地方，最後定必沉降到陸地上，或墜入河川及湖沼內。想要經常監測工業上廢棄物污水池和陸上處理場散發的毒性空氣污染，花錢很多。本文提供的方法和試驗方程，對缺乏監測資料的情況，評估空氣品質很有幫助。正如個例研究顯示：在覆蓋前後，分別估計排放率和 PCB 類在空氣中濃度，經與實地監測資料相比較，結果相當令人滿意。

由此可見，經驗方程可以作為一種初步過程，用以考查揮發作用對某種污染物是否重要？而且對評估廢棄物揮發作用問題，考慮新建申請方案，也很有價值。

註：沈鐸博士為美國紐約州環境保護局高級研究員，哥倫比亞大學教授。

參考文獻

- Arnold, J. H. 1944. Unsteady-state vaporization and absorption. *Trans. American Inst. of Chem. Engineers* 40:361-379.
- Cohen, Y., W. Cocchlo, and D. Mackay. 1978. Laboratory study of liquid-phase controlled volatilization rates in presence of wind wave. *ES&T* 5:553.
- Farmer, W. J., M. S. Yang, and J. Letey. 1980. Land disposal of hexachlorobenzene wastes-controlling vapor movement in soil. EPA-600/80-119.
- Freeman, R. A. 1978. Stripping of hazardous chemicals from surface aerated waste. treatment basins. Monsanto Company.
- Iannotti, J. E., B. W. Knapp, and D. M. Quackenbush. 1979. An inventory of industrial hazardous waste generation in New York State. New York State Department of Environmental Conservation Report, June 1979.
- Mac Kay, D., and R. S. Matsugu. 1973. Evaporation rates of liquid hydrocarbon spills on land and water. *Canadian J. Chem Eng.* 51:434.
- Owens, M., R. W. Edwards, and J. W. Gibbs. 1964. Some reaeration studies in streams. *Inter. J. Air and Water Pollution* 8:496.
- Shen, T. T. 1980. Emission estimation of hazardous organic compounds from waste disposal sites. Pre-print paper No. 80-68.8 presented at the 73rd Annual Meeting of the Air Pollution Control Association in Montreal, Canada, June 22-27.
- Shen, T. T., and T. J. Tofflemire. 1980. Air pollution aspects of land disposal of toxic waste. *J. Environmental Engineering Division of ASCE* 106:211-226.
- Thibodeaux, L. J. 1979. *Chemodynamics*, John Wiley and Sons, Inc., New York, N.Y. Chapter 4, page 139.
- Tofflemire, T. J., and T. T. Shen. 1979. Volatilization of PCB from sediment and water: Experimental and field data. Proceedings of the 11th Mid-Atlantic Industrial Waste Conference, University Park, PA. Page 100.
- Turner, D. B. 1970. Workbook of Atmospheric Dispersion Estimates. Revised. U. S. EPA Publication No. AP-26:5-9.
- U. S. EPA. 1978. User's Guide for PAL-A Gaussian-Plume Algorithm for Point, Area, and Line Source. EPA-600/4-78-013.
- Ziegler, R. C. 1979. Unpublished paper through personal Communication, Calspan Corporation, Buffalo, NY.

臺灣冬季反常大雨個例研究

—1983年2月

On Anomaly Heavy Rainfall in Taiwan during February 1983

陳 來 發

Lai-Fa Chen

ABSTRACT

Total precipitation during February 1983 in Taiwan turned out to be several times of the normal, thus 7 stations reported record rainfall for February. It is supposed that to interpret the time and spatial distributions of the rainfall of the period and to investigate the features of the atmospheric circulation aloft would not only benefit the explication on the characteristics of the event, but also improve the operational techniques for forecasting the Anomaly Heavy Rainfall (A. H. R.) over Taiwan in winter.

The results of this analytic study were summarized as follows:

(1) Neither time nor spatial distribution of the precipitation in February 1983 was abnormal. However, the total rainfall was much greater than the average.

(2) The North Hemisphere surface charts showed that the Iceland low was obviously weak (with a central pressure more than 12-mbs above normal) and, on the contrary, the Aleutian low was considerable deep (with surface pressure more than 18-mbs below normal near center).

(3) The atmospheric circulation presented a wave number 4 pattern at 500mbs level over the North Hemisphere. Both the Pacific and Siberian highs were stronger than normal. Most zonal wind components (\bar{U}) over the eastern North Hemisphere were above 30m/s, that is, about 5-10m/s stronger than normal. The durations of the A. H. R. were also in coincidence with the increasing Zonal Index along 120°E.

(4) A shear line (or trough) at 850mbs level has always been found to be associated with the A. H. R. nomatter, whether there was any surface front system. Its appearing and displacement seemed to be the most important predictor to the A. H. R. 's occurrence and location as well.

(5) The intensity of the precipitation could likely be enhanced by either short wave approaching from the west near 700mbs level or radiation cooling on the cloud tops.

(6) Particularly on northern Taiwan, the thickness and wind speeds of the NE monsoon, the warm sea surface and vertical wind shear were favourable for developing the low level meso-scale cellular convective systems which, would provide the part of moisture in the event.

(7) The vorticity and divergence at 500mbs level and the potential instability of the air itself played as the minors on the occurrence of the A. H. R. in the case by this study.

一、前言

1983年2月份，臺灣地區降雨量遠超過正常值，根據報告，有七處測候站之月雨量破八十六（1897~1982）年來的歷史紀錄（表一）；宜蘭、臺北、日月潭及嘉義等四處之日雨量亦創紀錄，在兩日方面，北部地區更高達廿七天之多。本文乃就各種綜觀天氣形勢之資料及二月份北半球大氣環流特徵，加以詳盡之調查、分析與研究，期深入瞭解此次反常降水之特性，提供未來臺灣地區冬季異常降水預報及進一步研究之參考。

表一 1983年2月選擇測站降雨量與86年來同月最大降雨量比較

Table 1 Total rainfall of the Selected stations in February 1983 Compared with the absolute maximum within past 86 years

站名	1983年2月份 降雨量	86年來2月份 最大降雨紀錄	備註
宜蘭	679.7	517.8	①紀錄年限(1897~1982) ②單位：公厘
花蓮	337.7	313.3	
臺北	499.0	372.9	
新竹	488.7	371.5	
臺中	384.3	241.0	
澎湖	175.2	162.9	
嘉義	243.0	72.9	

二、降水特性

(一)時間分配：

分析二月份全省各主要測站降雨紀錄（表二），除2月13日一次在東北部出現純東北季風型的地形性降水外，較顯著的全省性降水共有6次（圖一）；其出現週期約在3~5天，降水持續時間以兩天者最多；其中伴隨有地面鋒面系統者有三次，分別為2日、10~12日及25~27日；此外，5~6日、15~16日以及20~21日則為非地面鋒系降水。此六次降水在臺灣南部和北部發生之時間均有大約12~24小時的差距。

(二)空間分佈：

由二月份臺灣地區各測站總降雨量分佈圖（圖二）可看出降水的強度受地形影響甚大，最大降水中心在山區（如北部大尖山906公厘，中部玉山891公厘），平地則明顯的由北向南遞減（以基隆852公厘最多，恒春86公厘最少），這種空間分佈特性

與多年同月平均之分佈（圖三）相一致，並無變異，因此，真正的異常乃是指降雨量特別多而言。按全省各測站1983年二月份總雨量報告，除蘭嶼少於正常值外，其餘大都約在標準值的兩倍以上，嘉義接近9倍之多。（見表三）。

表三 1983年2月實際月雨量與標準值之比較
Table 3 Total rainfalls of February 1983 Compared with the Climatological normals.

站名	站號	項目1983年2月2月降雨量		A/N
		降雨量(A)	標準值(N)	
彭佳嶼 基宜淡	695	640.8	140.4	4.56
	694	852.0	322.0	2.65
	708	679.7	149.4	4.55
	690	554.6	169.0	3.28
陽明山 臺新臺	698	614.6	257.9	2.38
	692	499.0	137.1	3.64
	757	488.7	130.2	3.75
	749	384.3	65.2	5.89
梧棲 日月潭 玉里	777	301.9	—	—
	765	374.9	64.8	5.79
	755	891.0	137.0	6.50
	753	448.0	110.2	4.07
嘉義 高花	748	243.0	27.1	8.97
	741	104.2	30.9	3.37
	744	97.0	16.4	5.91
	699	337.7	88.3	3.82
新臺 大恒	761	87.0	74.0	1.18
	766	91.8	42.5	2.16
	754	141.0	49.4	2.85
	759	68.0	25.4	2.68
蘭澎 東牛	762	103.4	223.1	0.46
	735	175.2	39.0	4.49
	730	81.5	26.8	3.04
	22	389.0	—	—
古魯 雙蓮 五四	33	552.0	—	—
	44	686.0	—	—
	291	505.0	—	—
	292	734.0	—	—
鞍部 大尖 蘇澳	691	724.7	—	—
	293	906.0	—	—
	706	664.2	—	—

三、北半球大氣環流特徵

(一)地面氣壓系統：

按1983年二月份北半球地面氣壓平均圖（圖四）顯示，主要高壓帶自北美大陸經亞洲大陸、小亞細亞、歐陸、北非以至大西洋東岸，而以亞洲西伯利亞高壓最為強盛。主要低壓帶則有阿留申及冰島兩低壓，另外在北美東岸北緯40度以北亦有一低壓中心存在，臺灣地區在西伯利亞高壓的影響之下，是標準的冬季氣壓型態，再就1983年2月份北半球地

表二 1983年2月臺灣地區選擇測站之日雨量
Table 2 Daily rainfall of the Selected stations in Taiwan during Feb. 1983

民國72年2月份

站名	站號	日期																												合計		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28			
彭佳壠	695	0.8	55	4	7	30	19	6	2	5	67	34	4	7	26	34	52	—	—	43	112	15	4	—	26	12	13	49	14	640.8		
基隆水	694	—	54	6	3	36	35	23	2	11	104	69	22	44	37	96	23	—	—	48	51	24	2	—	30	35	31	60	5	852.0		
陽明山	708	—	25	0.8	6	16	36	17	2	15	103	43	16	83	14	63	29	—	—	99	13	27	0.9	—	2	12	23	27	1	679.7		
陽明山	690	1	68	7	6	31	31	16	0.8	1	74	25	3	5	8	73	33	1	31	28	41	18	0.8	15	17	15	8	2	554.6			
明北竹	693	—	6	7	4	37	34	19	1	2	71	34	14	30	10	88	29	2	—	28	76	43	3	—	16	22	24	14	0.6	614.6		
新臺	692	—	46	4	4	39	40	27	0.4	2	89	33	9	10	8	66	26	—	—	2	24	11	2	—	9	20	12	17	1	499.0		
新臺	757	—	60	0.5	2	39	61	31	5	2	65	23	4	4	4	52	21	0.4	—	6	33	14	—	—	14	26	30	6	0.3	488.7		
新臺	749	—	16	0.2	2	19	80	9	5	20	54	24	12	6	8	30	31	—	—	0.1	24	1.0	—	—	7	33	39	20	384.3			
樟潭山	777	—	25	—	—	12	46	3	0.6	7	59	12	3	2	2	32	8	—	—	—	15	6	T	0.1	0.2	14	25	28	2	301.9		
月里	765	—	21	—	—	17	24	11	13	4	27	71	86	15	15	15	55	0.2	—	—	8	9	—	—	0.5	23	22	2	—	374.9		
阿玉	755	—	12	—	—	18	11	14	25	21	24	116	133	129	19	93	155	4	—	—	22	28	2	—	—	33	29	10	—	891.0		
阿玉	753	—	13	—	—	23	23	27	16	16	24	71	51	33	45	54	155	—	—	—	12	15	—	—	—	13	10	—	—	448.0		
新臺南花	748	—	3	—	—	15	10	26	6	2	32	32	34	11	5	23	36	—	—	—	2	6	—	—	—	10	5	—	—	243.0		
新臺南花	741	—	8	—	—	8	4	10	2	0.5	4	4	5	5	—	3	45	—	—	—	2	1	—	—	—	0.5	0.2	—	—	104.2		
新臺南花	744	—	7	—	—	21	21	20	8	2	33	48	12	7	—	20	22	0.7	—	—	2	2	—	—	—	1	21	—	—	97.0		
新臺南花	699	—	0.3	—	—	4	6	0.7	0.8	3	0.2	10	15	5	—	5	20	11	—	—	0.9	2	—	0.2	—	0.1	0.2	—	—	87.0		
新臺大恒	761	—	17	—	—	—	—	8	3	4	—	8	29	7	—	0.5	21	1	—	—	0.2	1	—	—	—	0.4	1	—	—	91.8		
新臺大恒	766	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	10	2	—	0.8	71	T	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	141.0		
新臺大恒	754	—	—	—	—	—	—	3	4	—	11	4	0.9	5	—	0.5	46	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68.0	
新臺大恒	759	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	10	2	—	0.8	46	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
新臺大恒	762	T	—	—	—	0.3	16	27	34	31	0.4	41	19	27	0.1	26	36	37	—	1	9	3	2	—	—	4	8	3	0.4	103.4		
新臺大恒	785	—	8	—	—	8	10	10	2	2	35	26	22	12	—	13	9	14	—	0.2	4	3	—	—	—	4	4	6	2	—	175.2	
新臺大恒	730	—	23	—	—	×	×	0.5	4	—	56	55	20	35	1	51	33	1	—	2	—	11	—	—	—	7	18	21	3	—	81.5	
新臺大恒	22	—	17	—	—	9	45	22	10	10	65	72	17	31	2	76	37	—	—	—	35	17	1	—	—	8	25	26	—	—	389.0	
新臺大恒	33	—	44	—	—	20	36	20	5	18	104	50	30	57	14	61	33	—	1	41	18	2	—	—	—	12	23	34	12	—	552.0	
新臺大恒	44	—	41	—	—	38	44	19	2	7	66	32	6	11	6	70	34	—	2	27	29	19	1	—	—	6	16	14	22	—	686.0	
新臺大恒	291	—	50	—	—	31	45	48	7	2	138	54	20	33	14	71	33	9	—	32	64	44	4	—	—	19	27	29	22	—	505.0	
新臺大恒	292	0.1	64	—	—	34	33	19	2	2	73	33	13	34	14	101	42	5	—	—	—	—	—	—	—	15	27	29	22	—	724.7	
新臺大恒	691	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
新臺大恒	293	1	74	—	—	37	41	37	5	10	95	56	24	64	35	94	29	1	—	29	47	34	3	—	—	33	53	27	29	—	—	906.0
新臺大恒	706	—	7	—	—	22	22	13	8	0.5	71	20	19	64	5	128	19	—	—	110	26	44	1	—	—	21	33	26	12	—	—	664.2
新臺大恒	697	—	72	—	—	14	14	0.8	—	—	49	20	26	3	—	57	35	2	—	—	41	1	T	—	—	60	19	14	11	—	—	521.6
新臺大恒	750	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	5	—	3	56	—	—	—	2	1	—	—	—	0.3	2	2	—	—	—	112.1
新臺大恒	758	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26	5	—	13	58.7	—	—	—	3	—	—	—	—	0.5	1	—	—	—	—	250.2

面平均氣壓距平圖(圖五)分析,可以看出臺灣地區之氣壓平均值僅有極其微量的負距平(不到2毫巴),並無顯著的異常現象,但放眼整個北半球的氣壓系統分佈則有相當大的反常,不僅西伯利亞高壓及太平洋副熱帶高壓皆較平均稍強,最明顯的是北大西洋的冰島低壓極不發達,其中心氣壓值高於正常值12毫巴以上,而北太平洋的阿留申低壓則相對的十分淺深,其中心氣壓值竟然低於多年平均值達18毫巴以上,此種異常的環流結構類型與大氣現象的相關性,正是近代研究遠地相關(Teleconnection)的氣象學者們所感興趣的。(John Horel & John Wallace 1981; John Wallace & David Gutzler 1981)。

(二) 500 MB 環流:

1983年2月份500 MB北半球平均高度場(圖六)顯示大氣環流屬四波型(Wave Number 4),較任、蔡(1982)研究冷冬三波型多一波,但相位配置類似,主槽分別在亞洲東岸、北太平洋東部、東歐至地中海以及北美洲東部地區,臺灣地區正位於主槽以東之西南西風盛行帶內。如果與多年平均狀態比較,可由1982年2月份北半球500 MB平均高度距平圖(圖七)略窺端倪,即該月份北太平洋地區之高度低於正常值甚多,為一主要負區所在;另一主要負區則在北大西洋以北的北極區內,而北大西洋之冰島區則相反地高於正常值約150重力位公尺。另外在加拿大西部有一副正距平區,而在美國東南部為副負距平區。此種高空環流型與前述地面系統相當配合,尤其是太平洋副熱帶高壓及西伯利亞高壓脊都較平均值強,使南北溫度對比增大,維持北半球東部中緯度的強盛西風。另以2月份北半球東部各緯度正常西風逐日變化(圖八)及1983年2月份的實際西風(圖九)逐日變化比較,可知1983年2月份在北緯30度附近的平均西風(\bar{U})幾乎都大於30 m/s,比氣候平均值大5~10 m/s之多,更有意思的是在1983年2月份臺灣地區發生異常降水的日期裏,東亞地區東經120度附近的北半球緯流指數(Zonal Index)都有偏高的現象(圖十)。另外由地面及500 MB平均圖及距平圖發現在蘇聯東北方之阻塞(Blocking)系統發展並不良好,却能在臺灣地區造成長時間降水現象,此與傳統的臺灣冬季持續性降水觀念適得其反,前述特徵或可作為詮釋。

四、臺灣附近地面及各定壓面特徵

(一) 地面氣壓場:

就平均狀態而言,臺灣附近地區1983年2月氣壓場並無顯著異常現象,此於前面討論北半球地面氣壓場時即已強調。今以氣壓系統逐日演變加以分析,1983年2月份西伯利亞高壓直接南下影響臺灣者甚少,分裂高壓大都移動緩慢,且常被後方冷氣南下所吞併,因此缺乏標準的鋒面過境和強大的寒潮爆發,按葉、陳(1982)統計冬季2月過境臺北鋒面平均在4次以上,而該(1983)年2月僅得三次,顯然偏低。

(二) 地面及海水溫度:

臺灣地區1983年2月份的地面溫度雖較平均值稍冷(圖十一),但並無出現極冷或極暖等異常現象,統計臺灣地區1983年2月份的最高氣溫平均值及最低氣溫平均值顯示2月份最高氣溫較多年平均為低,而最低氣溫則較多年平均值為高(表四),但臺灣附近海域實際的海水溫度月平均值(圖十二)則高於多年平均值(圖十三)甚多,如是更加大了

表四 1983年2月各測站平均最高及平均最低氣溫與多年平均值比較表

Table 4 The Mean Max. & Min. Temperatures of February 1983 Compared with those of Climatological normal values.

站名	項目 站號	平均最高氣溫 (°C)		平均最低氣溫 (°C)	
		1983年 2月	多年 平均值	1983年 2月	多年 平均值
基隆 宜蘭 淡水	695	16.8	17.3	13.2	12.8
	694	16.7	17.3	14.2	13.1
	708	18.7	19.6	13.6	13.4
	690	16.5	18.7	13.0	12.3
陽明山 臺北 新臺	693	14.1	15.5	9.2	9.3
	692	16.9	19.0	13.4	12.3
	757	16.4	18.6	12.8	12.2
	749	18.7	21.3	13.2	12.1
日月潭 玉山 阿里山 嘉義	765	17.0	19.0	12.0	11.4
	755	-0.7	2.8	-3.5	-3.9
	753	9.5	11.5	4.5	2.1
	748	19.3	22.3	13.8	13.0
臺南 高雄 花蓮 新臺	741	21.3	24.1	14.1	13.0
	744	23.6	24.0	16.4	15.7
	699	19.9	21.3	15.3	14.7
	761	20.7	21.9	17.3	16.5
大武壠 恒春 蘭潭 澎湖	766	22.0	23.4	17.1	15.7
	754	24.1	24.3	18.2	17.7
	759	24.4	25.0	18.1	17.7
	762	21.7	20.7	17.7	16.9
澎湖 澎湖 澎湖	765	18.9	—	15.4	—
	730	19.7	19.1	16.7	15.6

海上氣溫與水溫的對比而提供了低層中幅度對流胞系統 (Meso-Scale Cellular Convective Systems) 發展的良好機會 (Agee & Shue, 1978)。

(三) 850 MB 風切線的存在：

1983年2月份異常降水的分析，發現與春季鋒面前西南氣流在華南地區匯合 (Confluence) 造成強大中幅度對流雲系移入臺灣地區的情況不同，因該月連續大雨期間有三次在華南或臺灣並無地面鋒面過境，但降水分佈却有南北方向時間上的差異，按理應與某種系統性的進退有關。經詳細分析臺灣地區異常降水期間 850 MB 的特徵，發現不論是否伴有地面鋒面系統，均明顯存在著一道風切線 (圖十四)，且與降水的南北位移相一致，而在全省性降水的間歇期內，該風切線即不存在，或遠移至巴士海峽。按該風切線為一顯著的風場與溫度場的不連續帶，其北為東至東北風，其南為西至西南風，相對渦度 $\varphi = \frac{\mathbf{v}}{r} - \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial n}$ 為正值，當兩邊風切增強時，渦度正值加大，為了保持位渦度 (Potential Vorticity) 守恒性 ($\frac{\varphi+f}{\Delta p} = \text{constant}$)，則其氣柱上下氣壓差 (Δp) 亦應增加，因而發生動力性強迫上升。當風切線以南的暖平流增強或其北有冷平流發生時，上升運動將更發達。

(四) 700 MB 面上之擾動：

當特大降水發生時，700 MB 面高度附近常伴有西風增強及西風短槽由華南移近本省的情形，尤其在南部地區大雨發生時更為明顯。此種短槽的移近，產生臺灣地區的正渦度平流 (PVA)，使臺灣地區溫度密度增大，對於對流發展甚為有益，雖然這並不是降水的唯一條件或原動力，但却是促使降水強度增加而造成異常降水的催化劑，不過此種擾動的水平及垂直幅度都很小，在 700 MB 等壓面上有時會分析不出來，所以最好以臺灣附近地區垂直風場的時間剖面分析作為輔助。

(五) 500 MB 面上的渦度場和水汽供應：

在1983年2月份降水反常期間，500 MB 主槽多在偏高緯度經過，槽底常滯留在華南地區，未能順利通過臺灣地區，因此在臺灣附近 500 MB 面上都無顯著正渦度平流或輻合現象發生 (參閱日本氣象廳廣播 500 MB 高度場與渦度場分析圖)，此點顯示冬季異常降水的雲系發展與 500 MB 上之渦度場及輻散場並無太大相關，此與 Agee 等

(1978) 在 AMTEX 實驗中，研究中國東海上空中幅度對流胞系統發展，所得的結果相符。不過，反常大雨停止時間，則與華南 500 MB 面上脊線的發展和移入相一致。

(六) 300 MB 高層輻散作用：

雖然高層水平速度及方向的輻散，可使其下的天氣產生強迫上升運動，而增進下層的對流作用，使雨勢增強，但分析結果，僅二月十五日的 300 MB 面臺灣上空有如此配當，其餘各次降水，該現象並不顯著。

(七) 垂直風場、熱力性不穩定度及衛星雲分析：

1. 風場分析：

由北部桃園 (46697) 及南部東港 (46747) 的垂直時間剖面圖 (Vertical time cross-section) (圖十五、十六) 分析降水反常期間有以下幾點特殊現象：

(1) 北部 850 MB 附近以下，東風顯著增強增厚，且由地面向上順轉或先逆轉至東風最大層 (約 3,000~5,000 呎) 後順轉，風速不連續，存在着較大風切，南部則較無規則可循。

(2) 南部地區 850 MB 以上的中對流層，在時間上，有風向不連續存在，表示有擾動經過，北部此種現象較少。

(3) 不論南、北部，中對流層西風在降水期間都有增強現象。

2. 熱力性不穩定度分析：

利用相當位溫 θ_e (Equivalent Potential Temperature) 作熱力性的穩定度分析 (圖十七、十八)，發現除了南部在 2 月 7 日、25 日 700 MB 至 600 MB 間以及 16 日在 800 MB 以下有潛在不穩定存在之外，其餘都很穩定，北部則皆無不穩定之現象，因此 2 月份異常降水與潛在熱力性不穩定似無太大相關 (北部尤然)，而動力性的不穩定作用，應該是一相當重要的角色。

3. 衛星雲圖分析：

由雲圖的連續動態分析，在三次無地面鋒面系統異常降水期間，發現有中層雲系不斷由孟加拉灣 (見圖十九 a、b) 或西藏高原 (見圖二十 a、b) 甚或同時來自前二區 (見圖二十一 a、b) 經華南移入臺灣地區，顯示出水汽的主要來源，而且該雲系在移入臺灣海峽後經常在夜間因低層水汽的再供應以及雲頂輻射冷卻而增強對流發展。另外在北部可看到有低雲的對流發展來自東海，並不隨中層大

氣波動東移，反而經地形舉升後與再移入的中層雲系合併而造成強大的降水現象。

五、結 論

綜合上述有關1983年2月份特大降水之初步分析，獲得以下八點結論，可為對臺灣地區冬季異常降水特性之進一步瞭解，以及將來研究臺灣地區冬季異常降水客觀預報方法之參考：

(一)臺灣地區該月份降水的空間與時間分配，都無顯著異常現象，主要是降雨量特別多。

(二)北半球大氣環流特徵顯示，地面氣壓系統中，冰島低壓比正常不發達，而阿留申低壓却特別潛深；500 MB 北半球環流為四波型較任、蔡(1978)二氏所謂冷冬型多一波，且太平洋高壓及西伯利亞高壓脊強而持久，造成東南亞平均西風(\bar{U})大於標準值甚多。

(三)地面氣壓場及 500 MB 高度場之距平現象與 Wallace 等人分析北半球冬季類型之北美——太平洋型 (PNA; the Pacific/North American Pattern) 相似。

(四)臺灣地區出現 850 MB 風切線，不論有無地面鋒系伴隨，都是最主要的動力機制。而風切線南面的暖平流或北面的冷平流也有強化降水的功能。

(五) 700 MB 西風短槽的移近，造成正渦度平流，使降水增強。此在臺灣南部較北部更明顯。

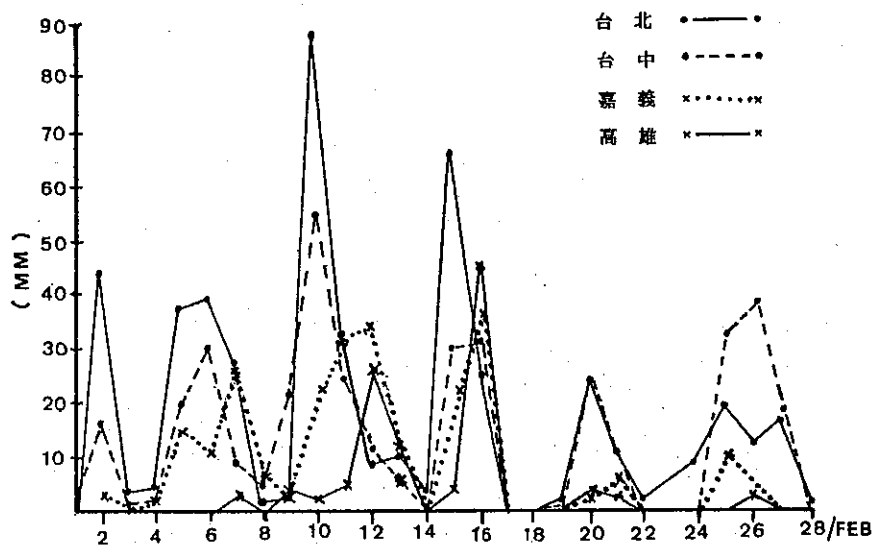
(六)異常降水期與 500 MB 上 120°E 緯流指數的增強時間相一致。

(七)近地面的東風增強增厚和海水溫度的偏高，以及垂直風切的存在，可增強海水蒸發，強化地形舉升和低層的渦流混合，對於北部異常降水的水汽供應非常重要，而整個臺灣地區中對流層的水汽來源則可遠溯至孟加拉灣或西藏高原東側。

(八)潛在性熱力不穩定的存在與否以及 500 MB 面上的渦度場及輻散場，對2月份異常降水關係不大。

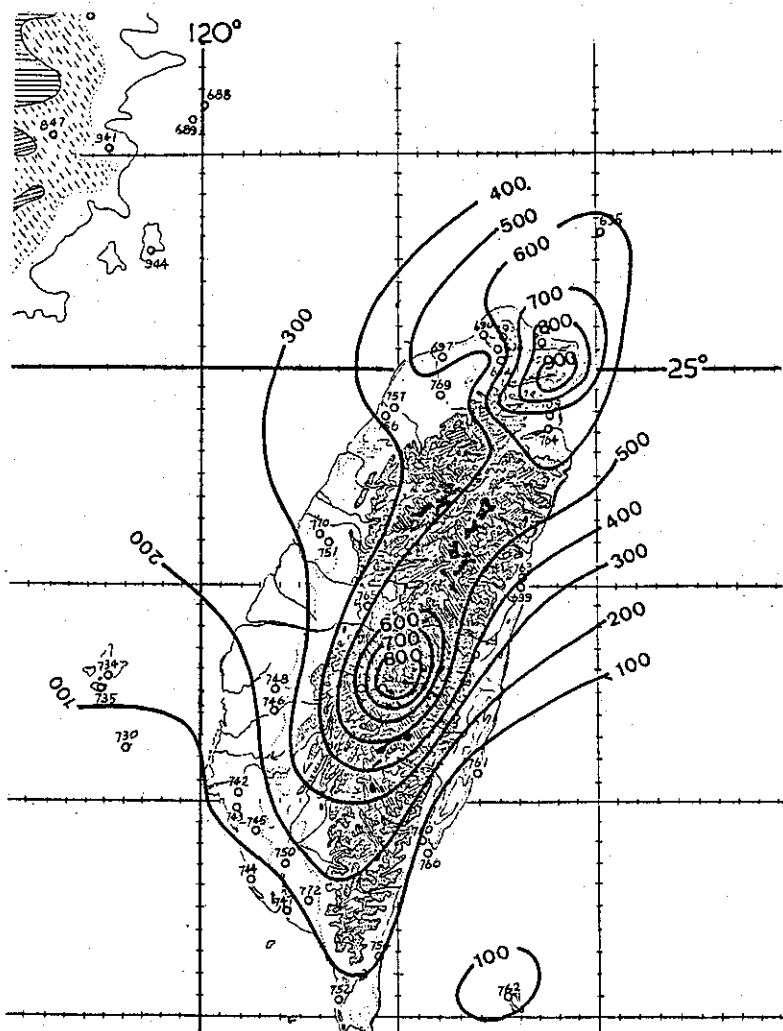
參 考 文 獻

- 謝信良、胡亞棟 (1982)：「華南地區中幅度降水現象探討」，大氣科學第九期，P.P.83—94。
- 王時鼎、翁李鈞 (1982)：「中國北緯35度以南區域風切線生成發展及其影響」，中範圍天氣系統研討會論文集編，P.P.423—438。
- 任立淪、蔡清彥 (1981)：「臺灣地區冬季異常氣溫之長期預報」，異常氣候研討會論文集編，P.P.219—227。
- 陳泰然 (1982)：「冬季季風試驗期間異常暖期之綜觀分析」，臺大大氣科學系。
- 葉文欽、陳泰然 (1982)：「影響臺灣地區冬半年天氣之低壓與鋒面之氣候特徵」，臺大大氣科學系。
- 陳泰然、劉廣英 (1982)："On the Winter Abnormal Heavy Rainfall over Northern Taiwan" Papers in Meteorological Research Vol. 4 P.P. 1-22.
- 紀水上、陳泰然 (1982)："Case Study of Meso-Scale Convective Complexes over Subtropical China"，第三屆全國大氣科學研討會論文集編，P.P.207—225。
- Atkinson, B. W. (1981)："Shallow Cellular Circulations", Meso-Scale Atmospheric Circulations, Uni. of London, P.P. 399-419。
- Horel, J. D. & Wallace, J. M. (1981)："Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation", Mon. Wea. Rev., 109, 813-829。
- Wallace, J. M. & Gutzler, D. S. (1981)："Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter", Mon. Wea. Rev., 109, 784-812。



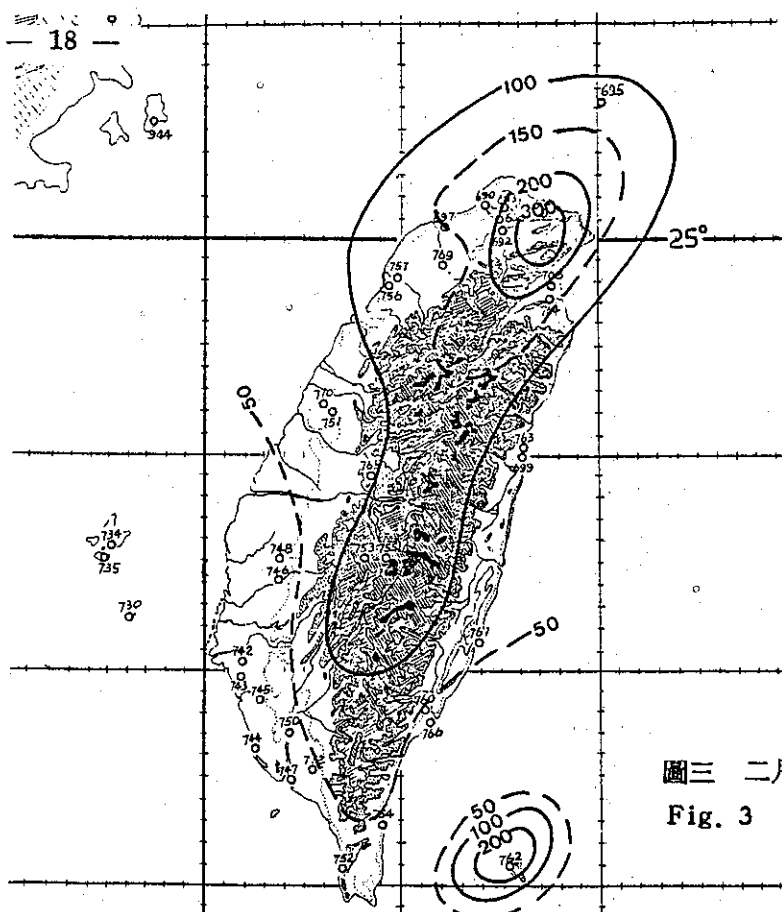
圖一 1983年2月台北等四處重要測站日雨量時間剖面圖

Fig. 1 Time cross-section of daily rainfall at the selected stations, Feb. 1983

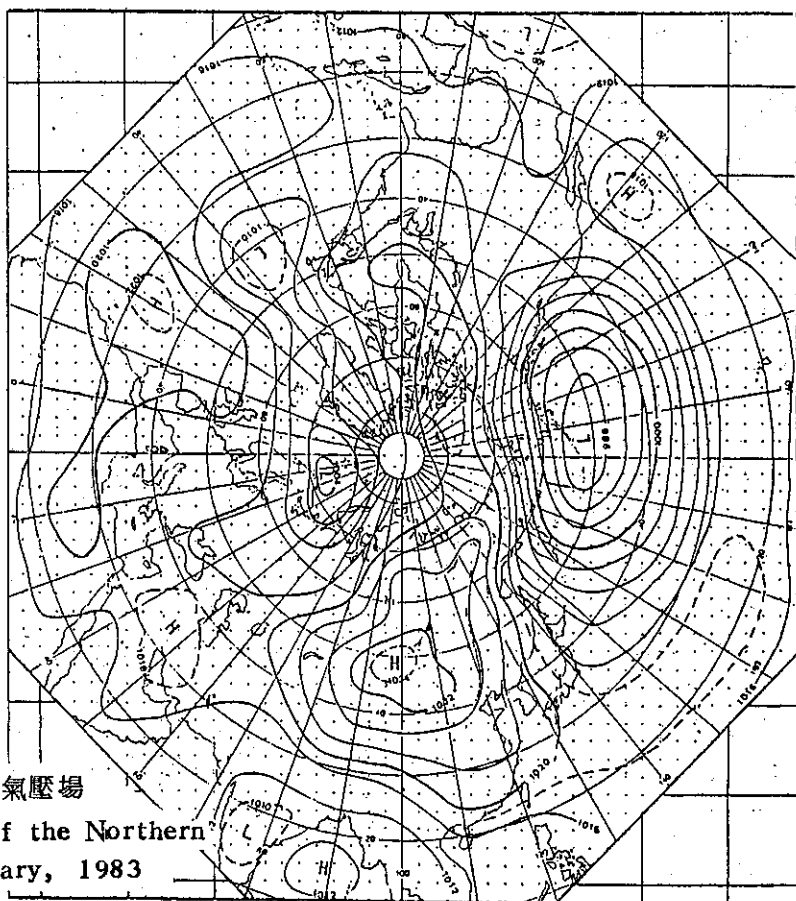


圖二 1983年2月降雨量分佈圖

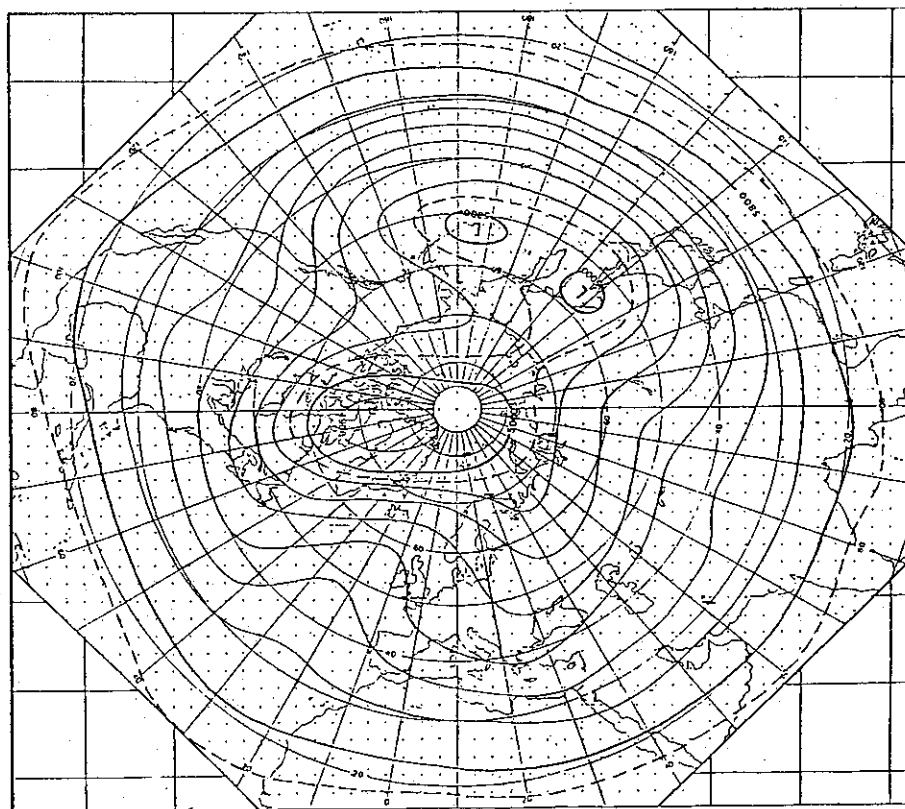
Fig. 2 Distribution of total rainfall in February 1983



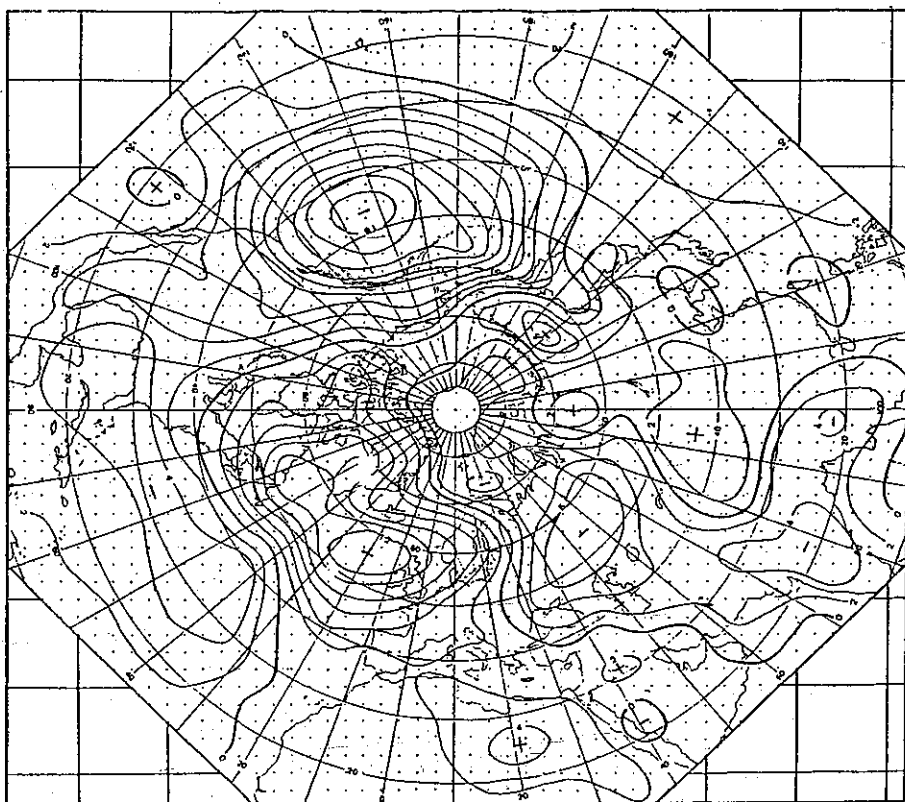
圖三 二月份多年平均降雨量分佈圖
Fig. 3 Distribution of mean rainfall in February



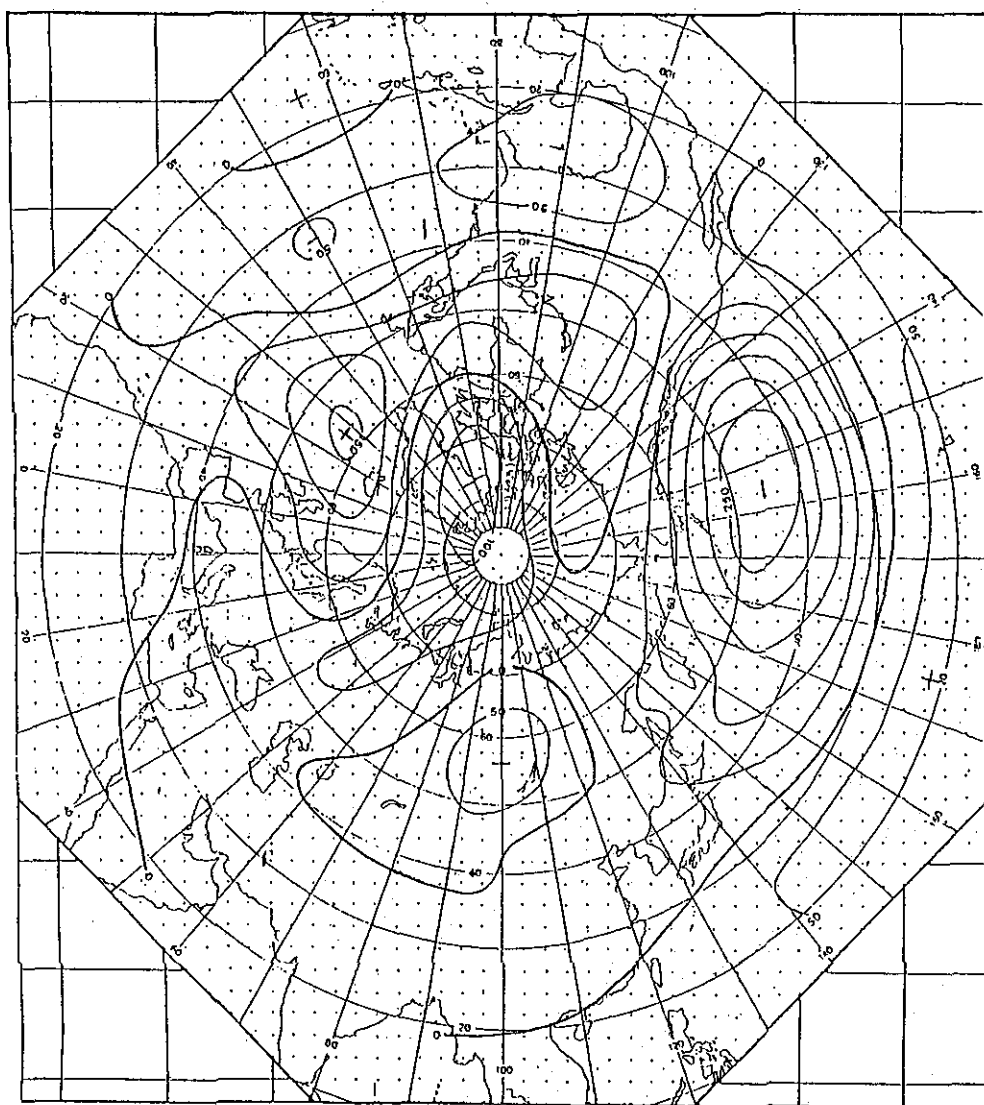
圖四 1983年2月北半球平均地面氣壓場
Fig. 4 Sea level pressure of the Northern Hemisphere in February, 1983



圖六 1983年2月500 M B北半球平均高度場
Fig. 6 Mean 500—mb contours of the Northern Hemisphere in February 1983

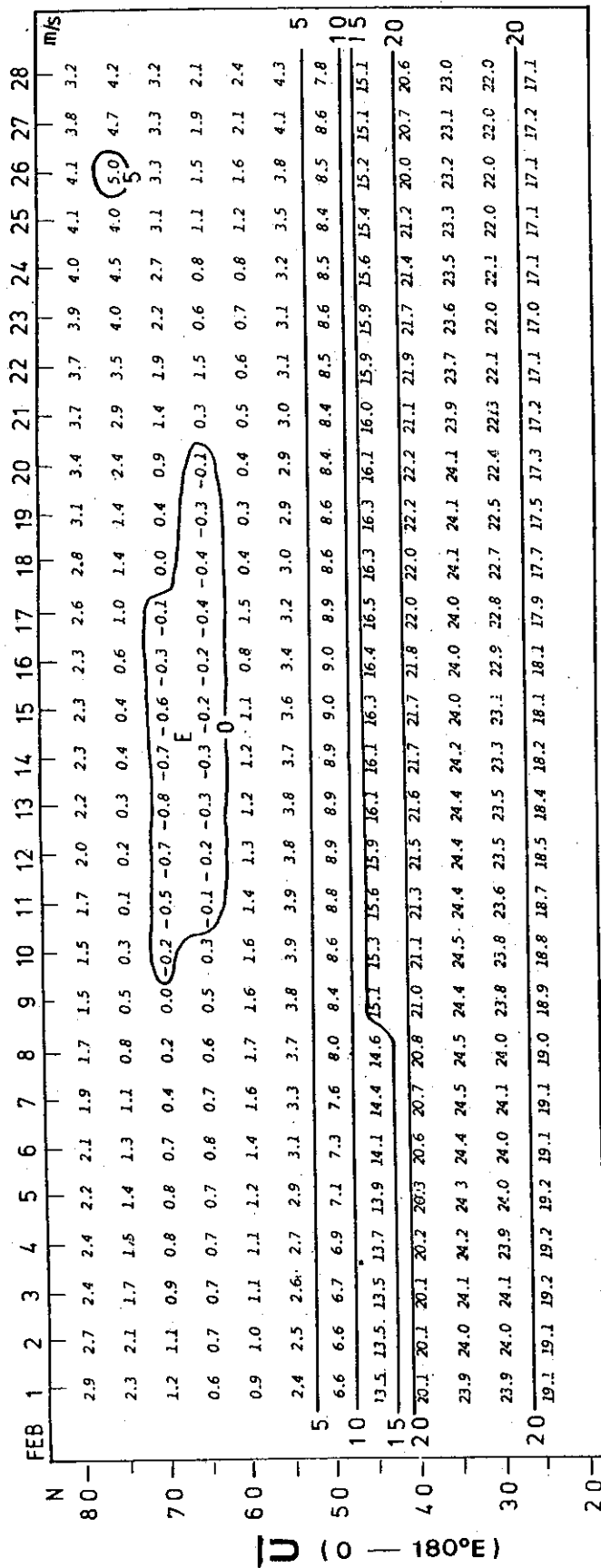


圖五 1983年2月北半球平均地面氣壓距平圖
Fig. 5 Daparture from normal sea level pressure(mb) in February 1983



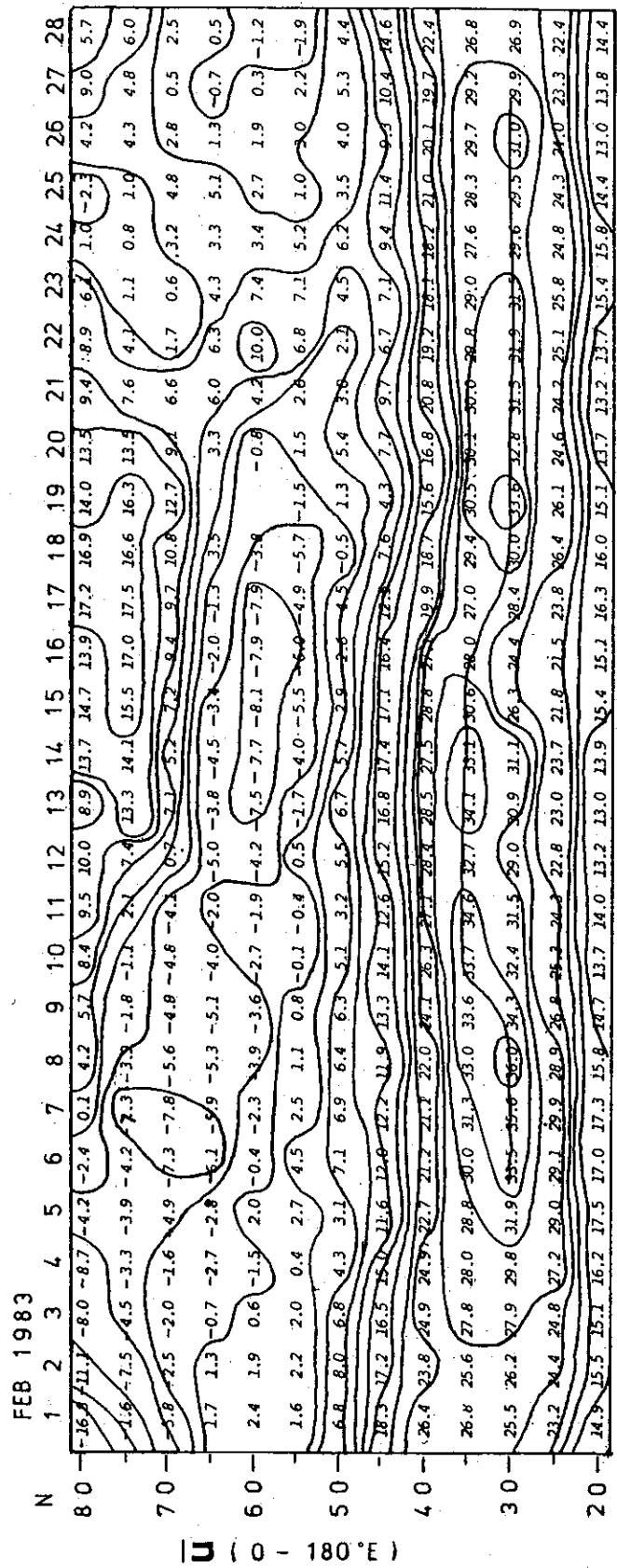
圖七 1983年2月500 MB北半球平均高度距平圖

Fig. 7 Departure from normal of mean 500-mb
height(gpm) in February 1983



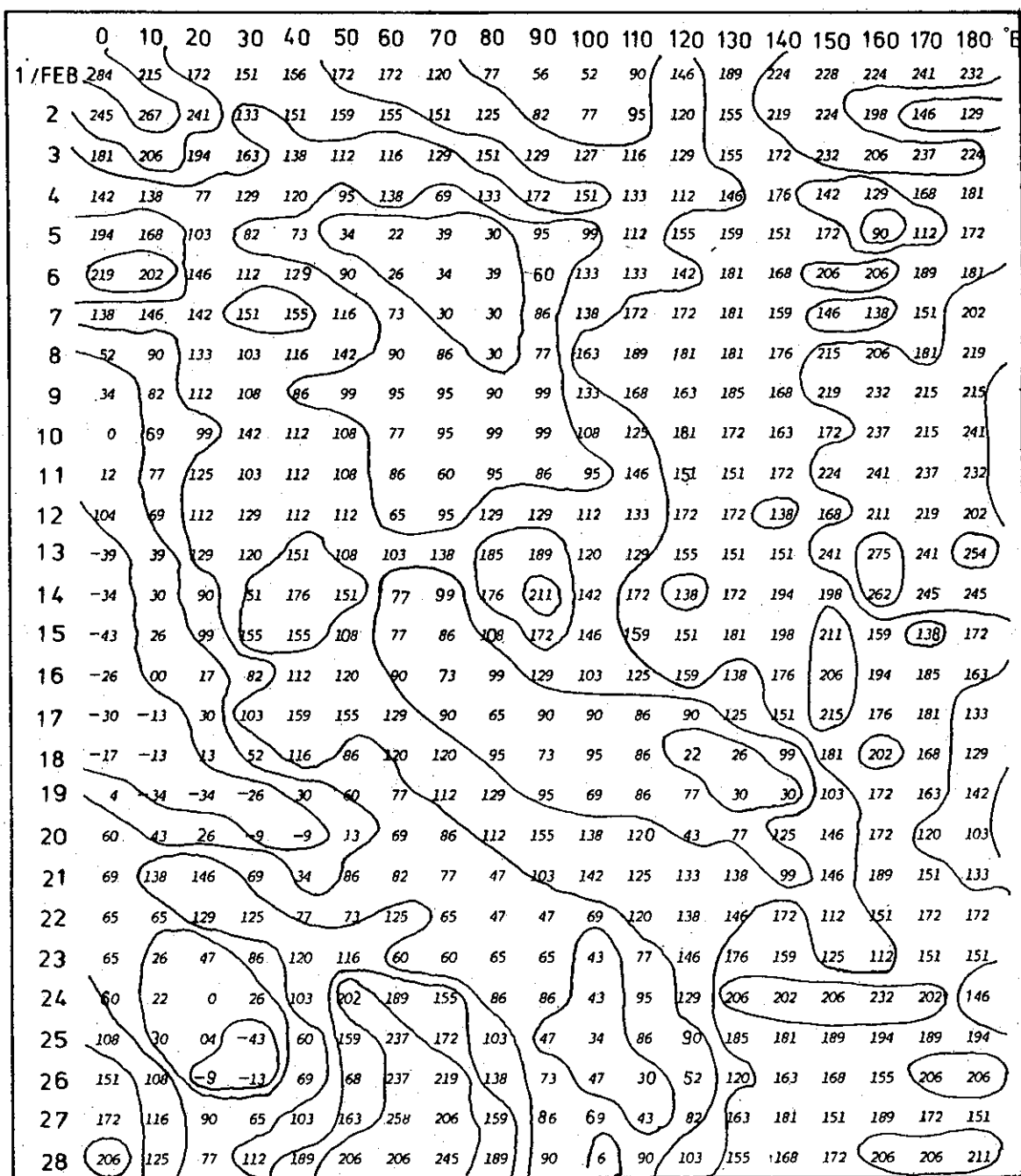
圖八 北半球東部各緯度的2月正常西風逐日變化

Fig. 8 Normals of mean zonal wind components (\bar{U}) over the eastern N. H. for February (unit: m/s)



圖九 1983年2月北半球東部各緯度的西風逐日變化

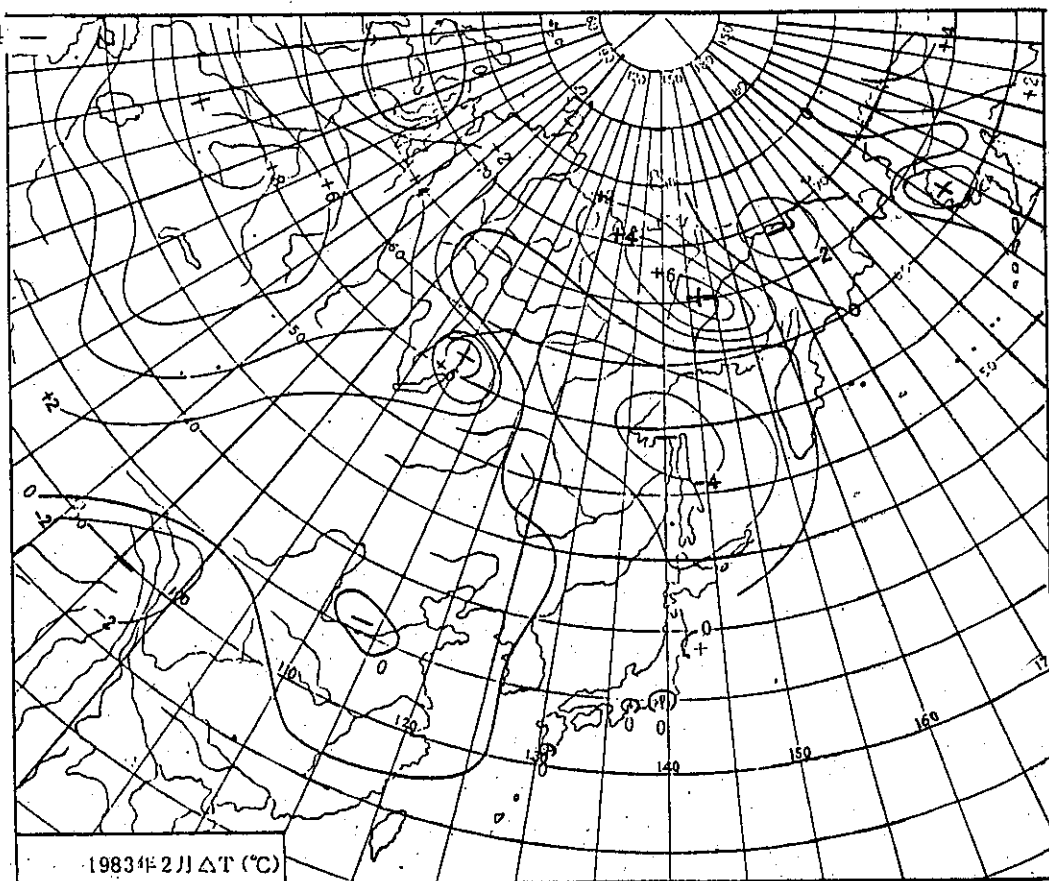
Fig. 9 Daily mean zonal wind components (\bar{U}) over the eastern N. H. for February 1983 (unit: m/s)



圖十 1983年2月北半球東部各經度的逐日緯流指數

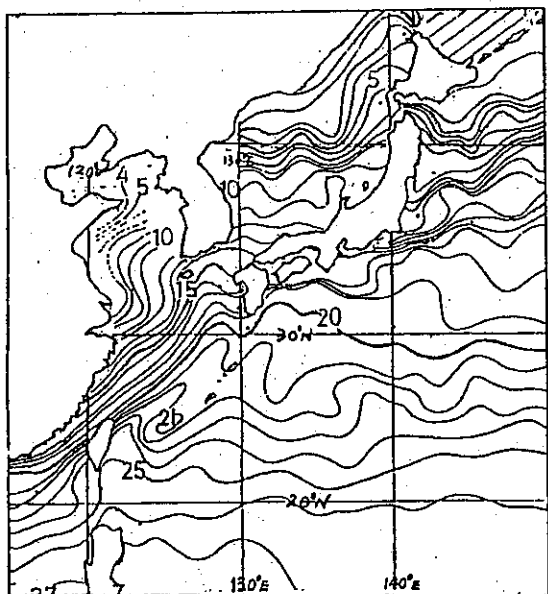
Fig. 10 Daily zonal index over the eastern N. H.

for February 1983 (unit: 1×10^{-1} m/s)



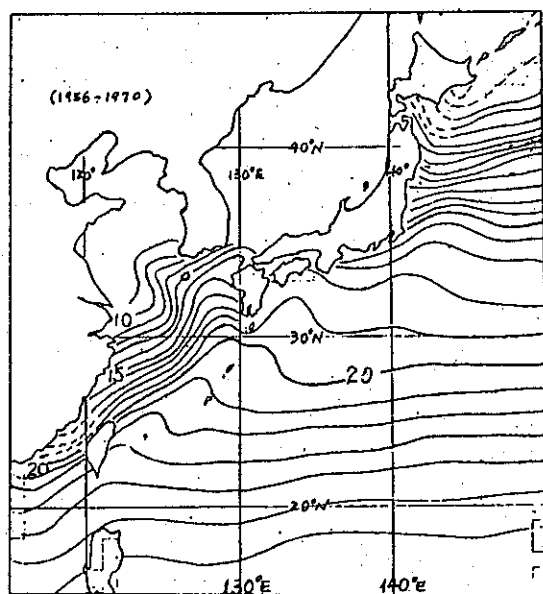
圖十一 1983年2月地面溫度距平值(ΔT)圖

Fig. 11 Departure from normal of mean surface temperature for Feb. 1983 (From JMA)



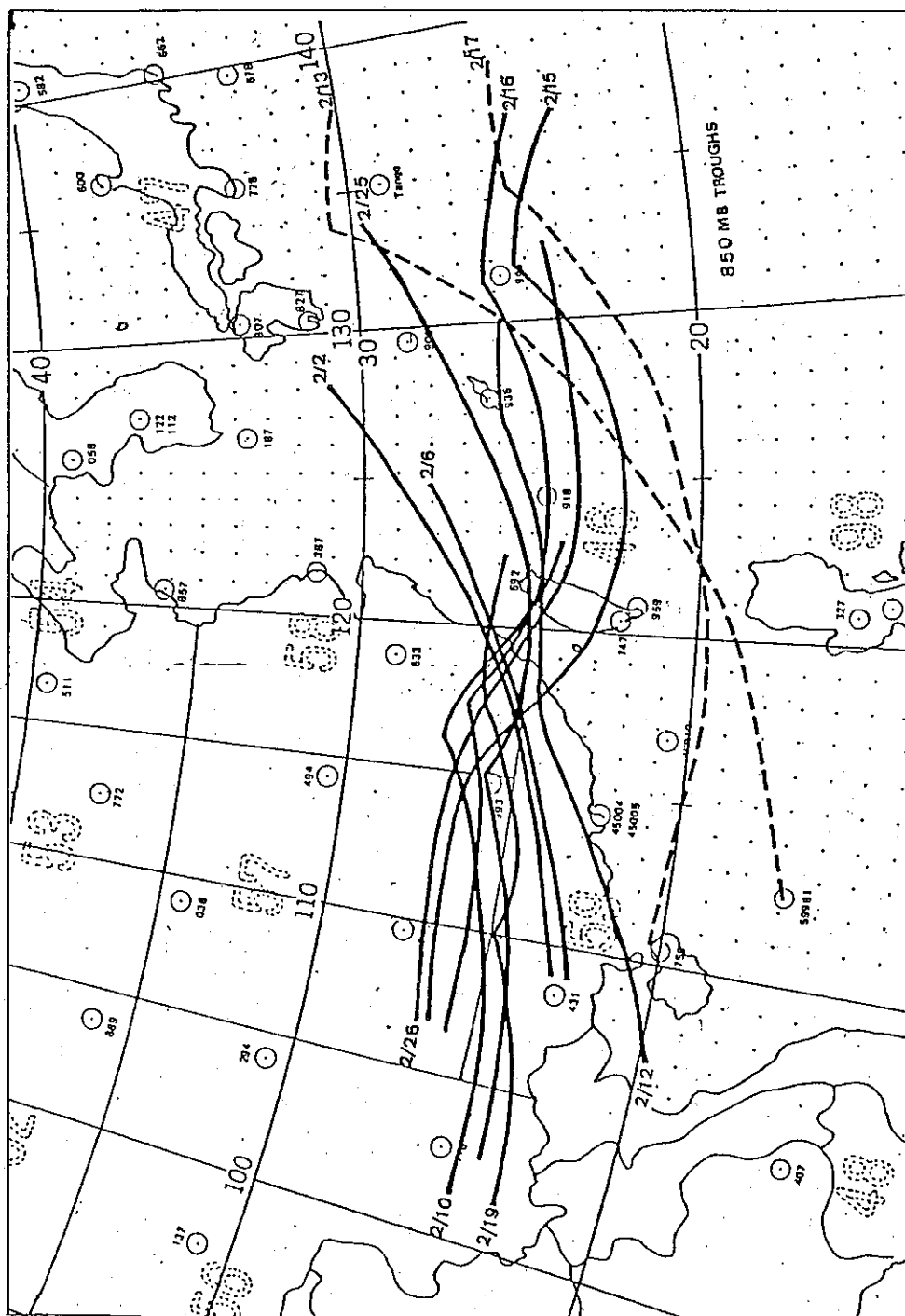
圖十二 1983年2月北太平洋西部平均水溫分佈

Fig. 12 Mean sea surface temperature distribution over the western N. Pacific ocean for Feb. 1983



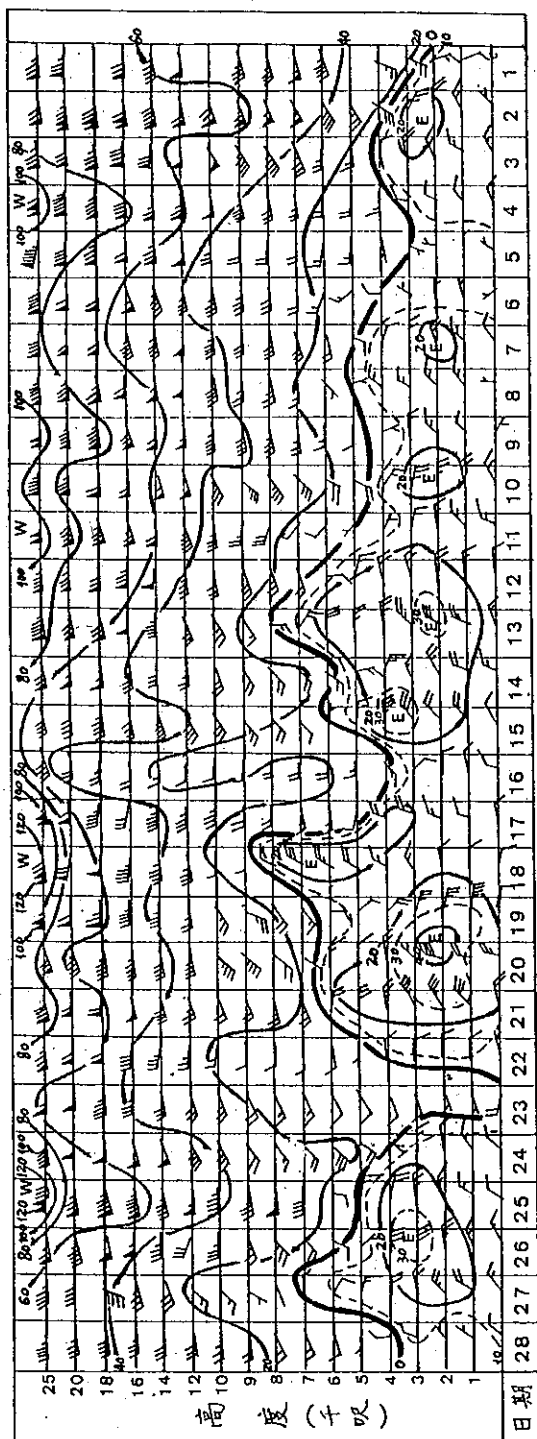
圖十三 北太平洋西部2月多年平均水溫分佈

Fig. 13 Distribution of sea surface temperature normals over the western N. Pacific Ocean for February. (From JMA)



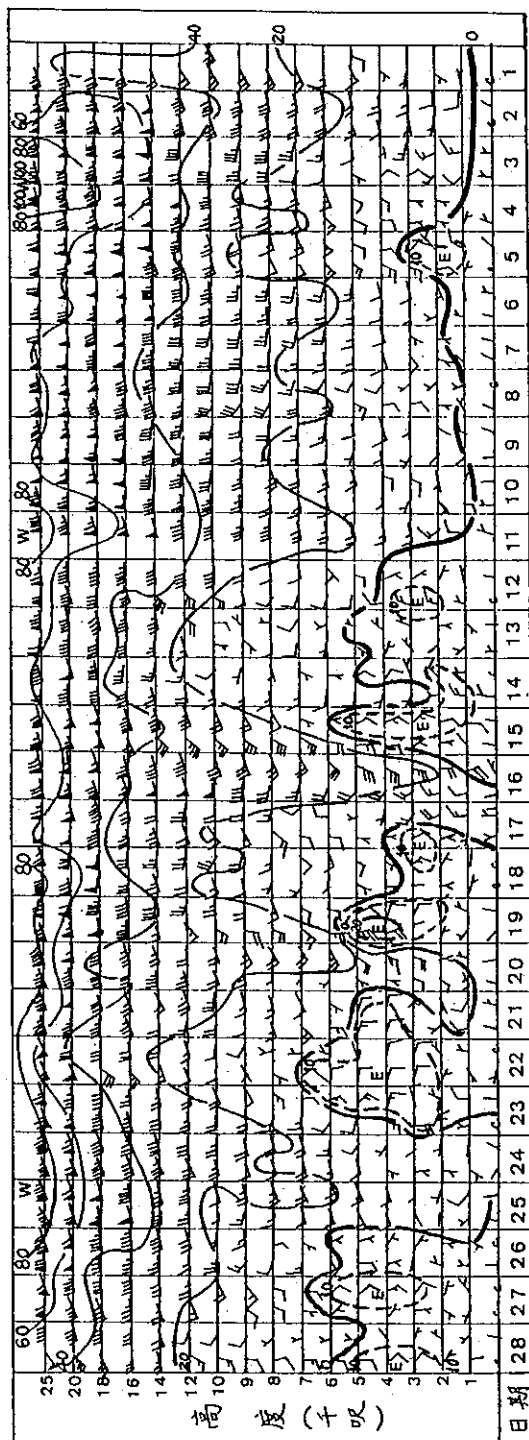
圖十四 850 MB 槽綫 (或風切綫) 位置分佈圖 (實綫表伴有大雨, 虛綫無大雨發生)

Fig. 14 Troughs or shear lines at 850 MB on the selected dates.



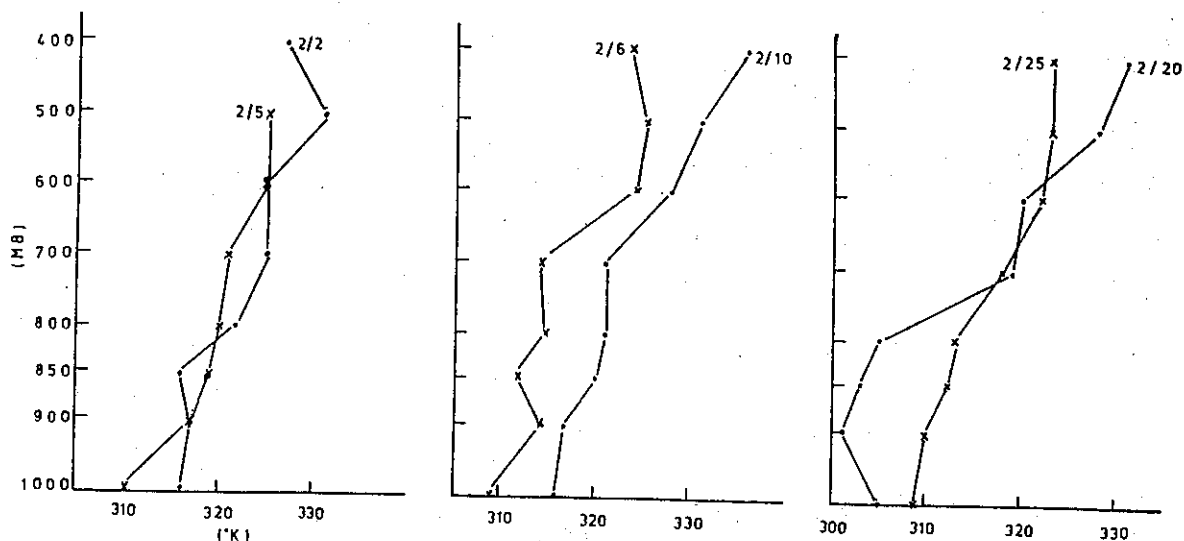
圖十五 1983年2月桃園(46697)風場的垂直時間剖面圖

Fig. 15 Vertical time cross-section of winds at Taoyung (46697) in February 1983



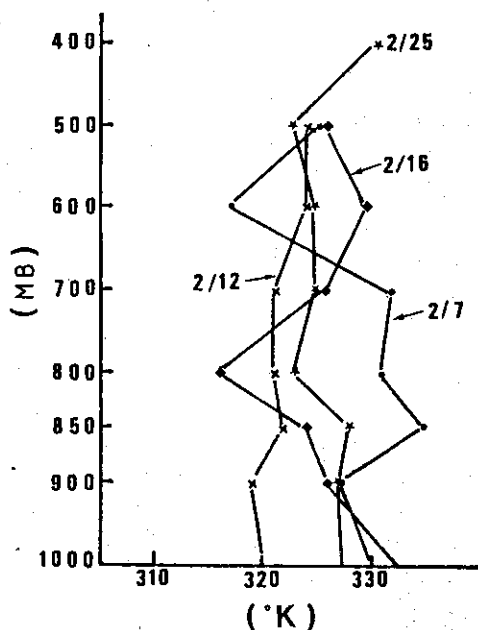
圖十六 1983年2月東港(46747)風場的垂直時間剖面圖

Fig. 16 Vertical time cross-section of winds at Tungkong in February 1983



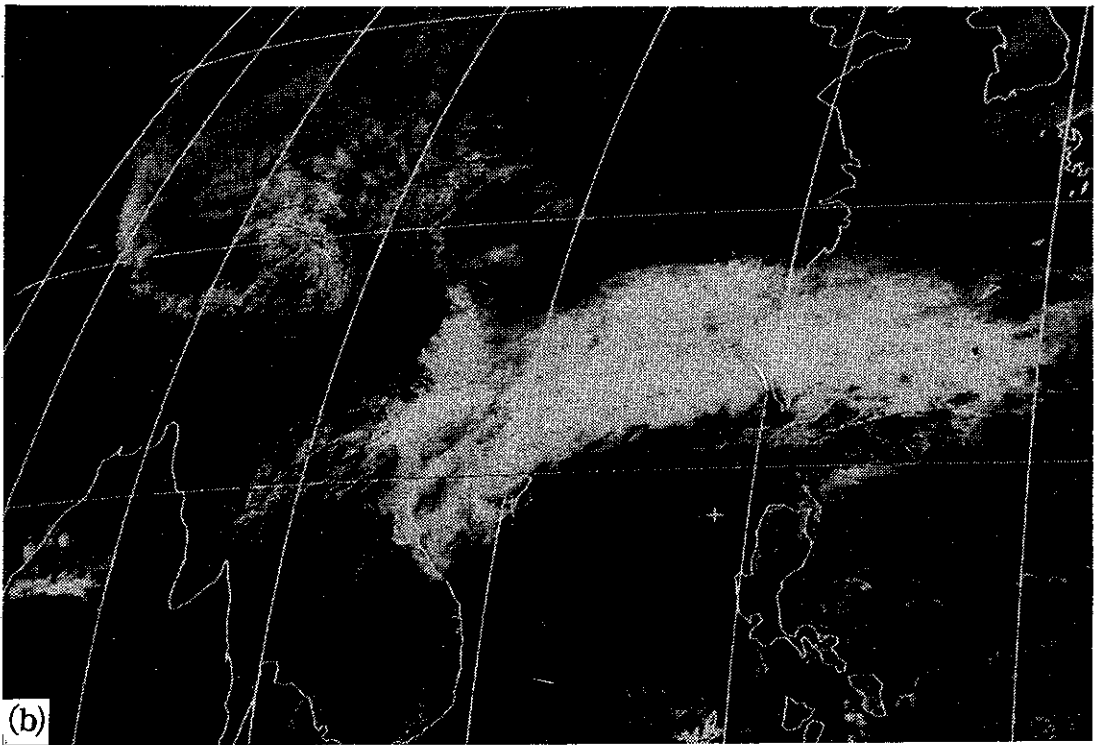
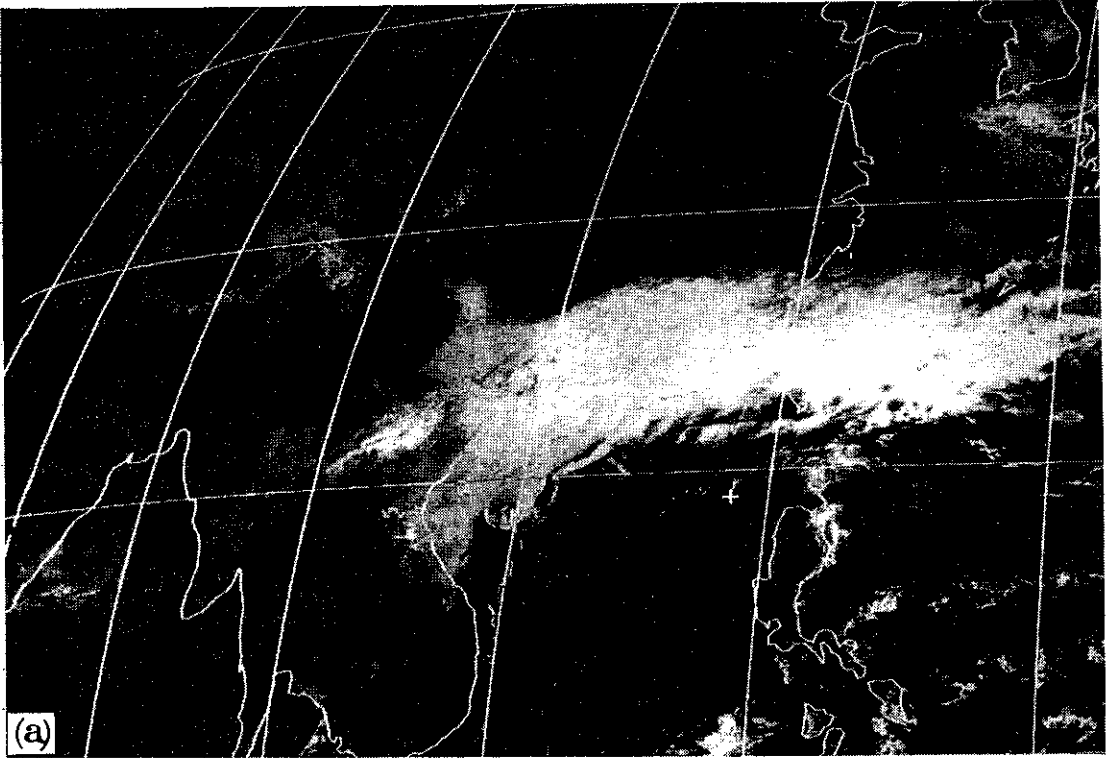
圖十七 1983 年 2 月北部大雨時台北相當位溫的垂直分佈

Fig. 17 Vertical distributions of equivalent potential temperature (θ_e) at Taipei (46692) during that heavy rainfall occurred.



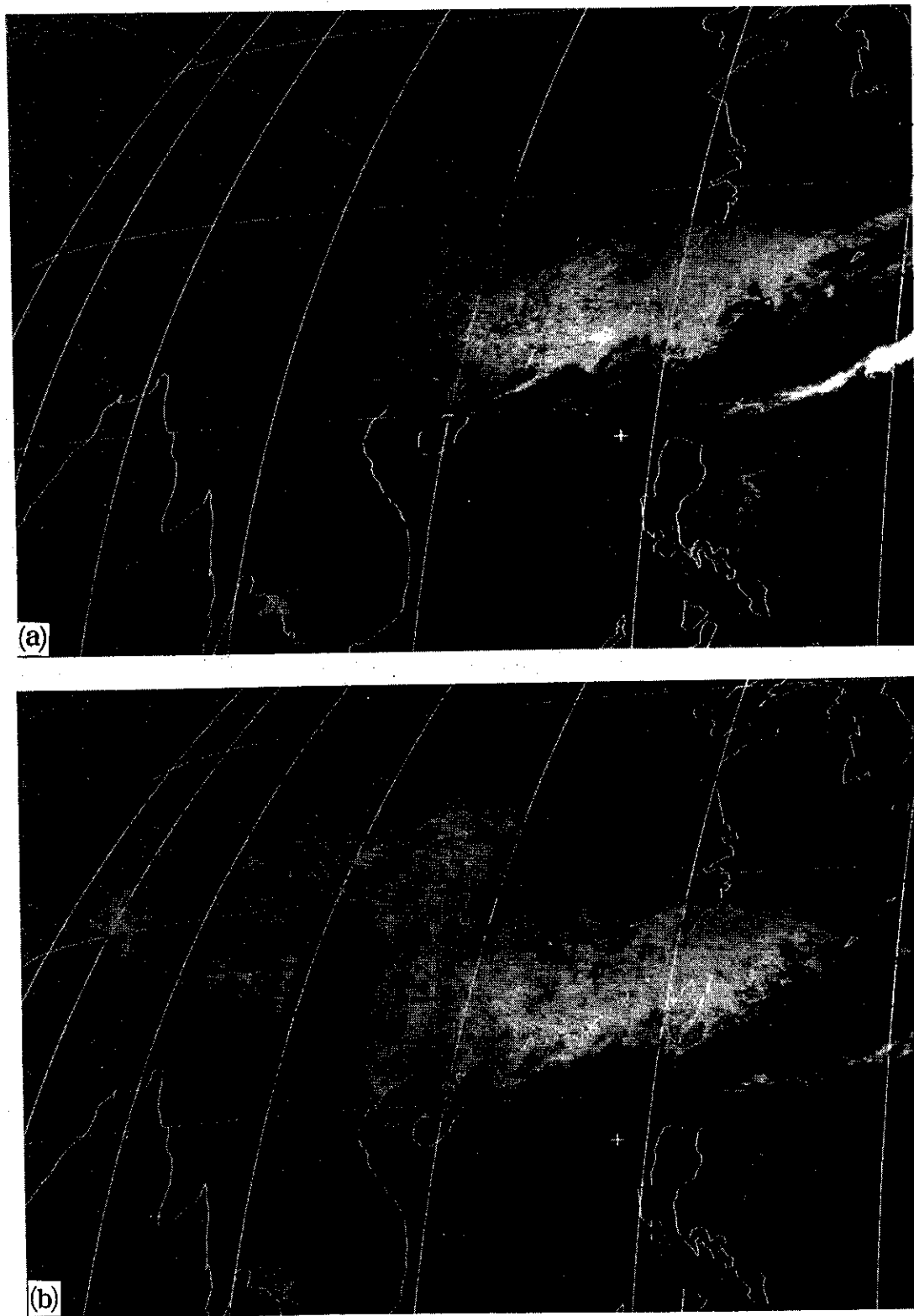
圖十八 1983 年 2 月南部大雨時東港相當位溫的垂直分佈

Fig. 18 Vertical distributions of equivalent potential temperature (θ_e) at Tungkong (46747) during that heavy rainfall occurred

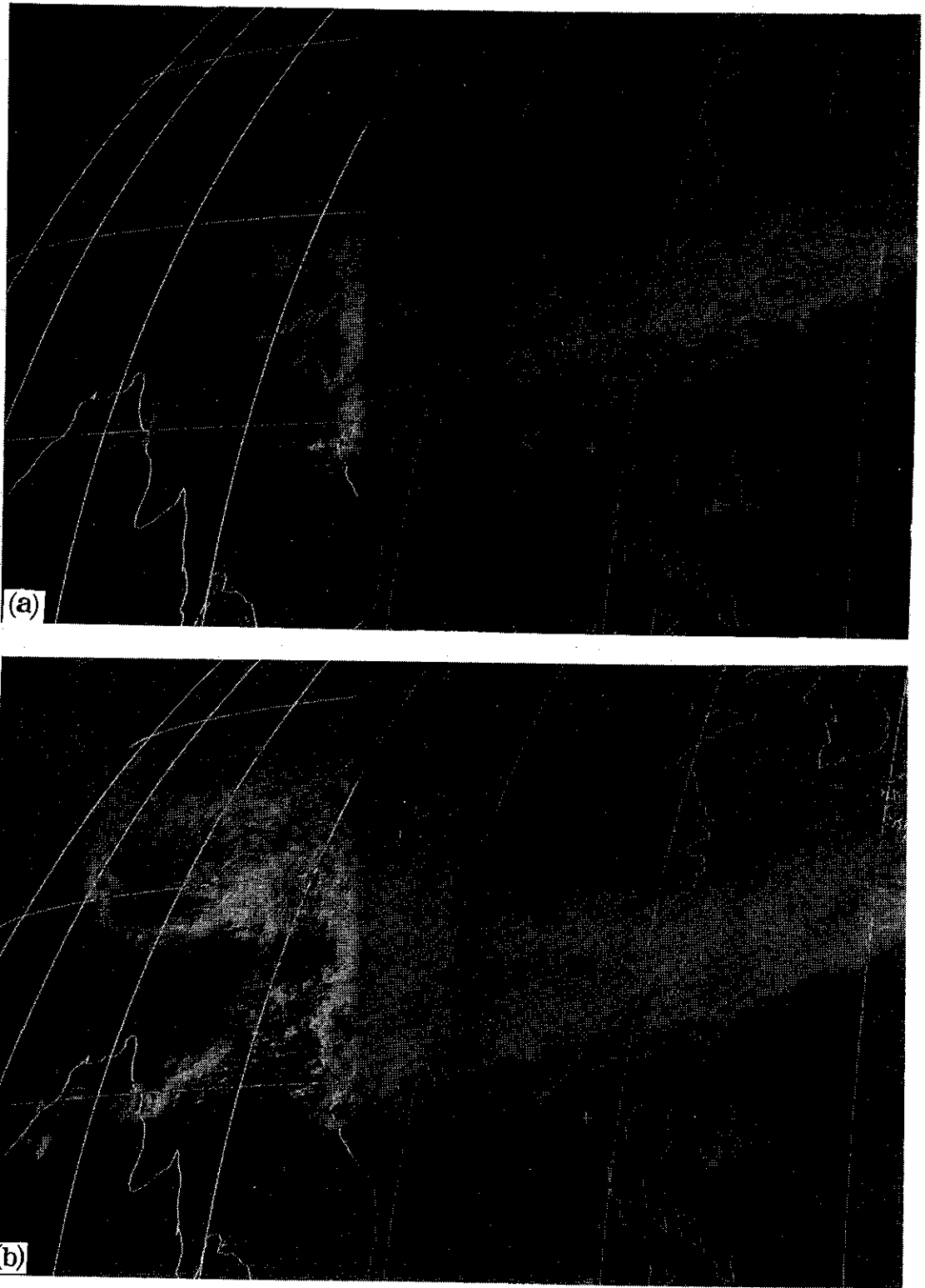


圖十九 1983年2月5日GMS-Ⅱ拍攝之可見光雲圖(a)爲0300z (b)爲0600z

Fig. 19 GMS-Ⅱ visible imageries at 0300z (a) and 0600z (b), 5 Feb. 1983.



圖二十 1983年2月15日GMS-Ⅱ拍攝之可見光雲圖(a)爲0300z (b)爲0600z
Fig. 20 GMS-Ⅱ visible imageries at 0300z (a) and 0600z (b), 15 Feb. 1983



圖二十一 1983年2月20日GMS-Ⅱ拍攝之可見光雲圖(a)爲0300z (b)爲0600z

Fig. 21 GMS-Ⅱ visible imageries at 0300z (a) and 0600z (b), 20 Feb. 1983

繞極衛星之軌道預報及其應用

Orbital Prediction of Polar Orbiting Satellite and Its Applications

劉 文 俊 沈 秀 蓉

Wen-Jiunn Liou

Hsiu-Jung Shen

摘 要

本文在衛星軌道爲一大圓及地球爲一完全球體的假設下，建立一軌道座標系統，輸入少數的軌道參數，例如昇交點的位置和時間，即可計算出通過地面接收站任一時刻衛星的方位角及仰角。亦可求得衛星輻射儀任一瞬間視場 (Instantaneous Field of View) 的位置，藉以製作每日通過地面接收站接收範圍的軌道預報。在應用上除了地面接收站的實際作業外，對於想利用衛星資料，例如 AVHRR 和 TOVS，的研究人員亦將有所助益。

ABSTRACT

It is very important to determine the position of polar orbiting satellite data when one attempts to make those data useful. Unfortunately, It seems impossible to figure out the position of data without more detail satellite orbital information. Using limited orbital parameters to get the position information is the purpose of this paper.

A technique for the prediction of location of satellite data as a function of time after ascending node was developed from consideration of circular orbit and spherical earth.

一、前 言

自1960年第一顆氣象衛星發射以後，人們企圖利用衛星資料來彌補傳統觀測資料之不足尤其在廣大的洋面上更是如此。而在利用衛星資料之前，必先了解其所代表的位置才有意義。對地面接收站而言，如何預先知道衛星通過接收範圍時的方位角及仰角，以便於天線的追蹤，也是相當重要的。

由於控制衛星運行的因素相當複雜，如何利用最簡單易懂且節省電腦時間的方法，輸入衛星在昇交點的位置和時間，找出接收時間內的衛星位置和輻射儀每一觀測點的位置是本文的主題。

本文首先描述衛星位置與掃描角的關係。然後，以球面三角公式爲基礎，在假定地球爲不動之完全球體及衛星軌道爲一大圓的狀況下，建立一軌道座標系統，找出地理座標與軌道座標系統之關係。再考慮地球自轉的影響、衛星輻射儀轉速及衛星速度，再作修正。在應用上，除了繪製接收天線追

踪圖外，並可完成極高解像輻射儀 (Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR) 掃描的影像定位工作。

二、原理與計算方法

(一)軌道氣象衛星位置與掃描線的關係

圖一爲軌道衛星位置、衛星直下點 (Sub-satellite Point, SSP) 與衛星掃描點 (View Point, VP) 的關係。由圖可知

$$\sin \epsilon = \frac{R+H}{R} \sin \eta \quad (1)$$

$$\epsilon = \eta + \psi \quad (2)$$

$$\sin \epsilon = \frac{R+H}{S} \sin \psi \quad (3)$$

$$\sin \eta = \frac{R}{S} \sin \psi \quad (4)$$

$$S^2 = R^2 + (R+H)^2 - 2R(R+H)\cos\psi \quad (5)$$

式中， η ：衛星掃描角 (Nadir Angle)

ϵ ：天頂角 (Zenith Angle)

ψ : 地心角 (Geocentric Angle)

R: 地球半徑

H: 衛星高度

S: 衛星與掃描點間的距離

因地球半徑和衛星高度為已知，所以若掃描角 η 或天頂角 ϵ 已知，則由式(1)(2)可求得地心角 ψ ，反之若 ψ 已知，則可由式(3)~(5)求得 η 與 ϵ 。

(c) 建立軌道座標系統

在討論座標系統之前，必須先對球面三角之關係有所認識。設 A、B、C 為球面上任意三點如圖二所示，a、b、c 分別為三點所夾的弧角， α 、 β 、 γ 則為各弧所夾之角度。由立體幾何之關係知：

$$\sin a \sin \beta = \sin b \sin \alpha \quad (6)$$

$$\cos a = \cos b \cos c + \sin b \sin c \cos \alpha \quad (7)$$

$$\cos b \sin c = \sin a \cos \beta + \sin b \cos c \cos \alpha \quad (8)$$

為了方便，假設地球為一不旋轉之完全球體，衛星軌道為一大圓 (Great Circle)。參照地理座標系統建立一個以衛星軌道在地球表面之軌跡 (Suborbital Track) 為赤道，以通過升交點之大圓為經度之起點，往西為正之軌道座標系統。參考圖三所示。圖中 τ 、 ψ 為軌道座標的經緯度。 λ 、 ϕ 為地理座標的經緯度。 i 為軌道面傾斜角。有關軌道衛星的軌道基本參數，如表一所示。

表一、TIROS-N 系列軌道衛星的軌道基本參數

衛 星	軌道平均高度 (km)	軌道面傾斜角 (°)	昇交點週期 (min)	每次昇交點西移度數	每日的軌道數
TIROS-N 系列衛星	833	98.739	101.38	25.40	14.18
	870	98.899	106.37	25.59	14.07

考慮衛星掃描點、地理北極與軌道北極所圍成的球面三角形，由式(6)~(8)可得：

$$\cos \tau = \frac{\cos \phi \cos (\Lambda - \frac{360^\circ t}{P_E})}{\sqrt{1 - (\cos i \sin \phi - \sin i \cos \phi \sin (\Lambda - \frac{360^\circ t}{P_E}))^2}} \quad (11)$$

由 (ψ, τ) 求 (ϕ, λ) 時 t 為已知，所以很容易得到 (ϕ, Λ) 。但由 (ϕ, Λ) 求 (ψ, τ) 時，因 t 為未知數，無法直接代公式求 (ψ, τ) 。可將 t 值以一猜測值代入(11)式求得 τ ，再代回式(12)

$$\cos \tau = \cos \frac{360^\circ t}{P} \quad (12)$$

其中，P 為衛星軌道周期。得一新的 t 值，再將此值代回(11)式求 τ 。如此反覆求解，大約四次即可得到一近似解 (ψ, τ) 。

$$\begin{cases} \sin \phi = \cos i \sin \psi + \sin i \cos \psi \cos \tau' \\ \cos \lambda' = \frac{\sin i \sin \psi - \cos i \cos \psi \cos \tau'}{\cos \phi} \end{cases} \quad (9)$$

$$\begin{cases} \sin \psi = \cos i \sin \phi + \sin i \cos \phi \cos \lambda' \\ \cos \tau' = \frac{\sin i \sin \phi - \cos i \cos \phi \cos \lambda'}{\cos \psi} \end{cases} \quad (10)$$

式中， (λ, ϕ) ：掃描點相對於升交點在地理座標的經緯度

(τ, ψ) ：掃描點相對於升交點在軌道座標的經緯度

i ：軌道面傾斜角

其中 $\tau' = 90^\circ - \tau$ ， $\lambda' = \lambda + 90^\circ$ 。

若掃描點在軌道座標的經緯度 (τ, ψ) 為已知，則由式(9)可求得在地理座標的經緯度 (λ, ϕ) 。反之，若 (λ, ϕ) 已知，則可由式(10)得 (τ, ψ) 。

圖三為衛星北上 (Northbound) 的情形，此時 $-90^\circ \leq \tau \leq 90^\circ$ ；當衛星南下時，由圖四知 τ ， λ 與其內角 τ' 和 λ' 的關係，公式(9)(10)仍可適用。

(d) 考慮地球自轉的影響

地球自轉對地理座標系統位置之影響只是經度的增減而已。所以實際上相對於升交點的經度 Λ 為

$$\Lambda = \lambda + \frac{360^\circ t}{P_E}$$

式中， λ ：相對於升交點所在的地理經度

t ：衛星通過升交點到達衛星直下點的時間

P_E ：地球自轉週期

反之，若已知 (Λ, ϕ) 求 (τ, ψ) 時， λ 應改為

$$\lambda = \Lambda - \frac{360^\circ t}{P_E}$$

代入公式(10)，得

四測站追蹤天線方位角與仰角的求取

設測站為A，衛星直下點為B，北極為C，圍成一球面三角形，AB弧所夾之地心角為 ψ ，測站的地理經緯度分別為 λ_s 和 ϕ_s ，而衛星直下點的地理經緯度分別為 λ 和 ϕ ，則 α 即為方位角， $r = \lambda - \lambda_s = \lambda'$ ， $a = 90^\circ - \phi$ ， $b = 90^\circ - \phi_s$ ， $c = \psi$ ，代入(7)式得

$$\sin \phi = \sin \phi_s \cos \psi + \cos \phi_s \sin \psi \cos \alpha \quad (13)$$

其中， $-90^\circ < \phi < 90^\circ$ 。設仰角為 θ ，圖一中衛星掃描點視為測站，由式(1)(2)知

$$\begin{aligned} \psi &= \epsilon - \eta \\ &= 90^\circ - \theta - \sin^{-1}(R \cos \theta / (R + H)) \quad (14) \end{aligned}$$

由式(8)可以推知 $\sin a \sin r = \sin c \sin \alpha$ 亦可成立。故

$$\sin \lambda' = \frac{\sin \psi \sin \alpha}{\cos \phi} \quad (15)$$

由式(8)知

$$\sin c \cos \alpha = \cos a \sin b - \sin a \cos b \cos \lambda$$

故

$$\cos \lambda' = \frac{\sin \phi \cos \phi_s - \sin \psi \cos \alpha}{\cos \phi \sin \phi_s} \quad (16)$$

若已知衛星直下點在軌道座標的經緯度，由式(9)可求得在地理座標的經緯度 (λ, ϕ) 代入式(13)~(16)可求出測站天線接收時的方位角 α 及仰角 θ 。

三、結果與應用

(一)衛星的軌道預報

以測站天線對衛星的仰角 $\theta \geq 0^\circ$ 為可接收範圍，由美國國家氣象通信中心(KWBC)廣播的TBUS軌道參數，推算出每次衛星通過赤道的昇交點及時間，利用上述的方法，計算出每次衛星通

過測站接收範圍內，衛星直下點的經緯位置及方位角、仰角。圖五為1983年12月26日NOAA-7軌道衛星，通過臺北衛星資料接收站的軌道預報圖。圖中，粗實線箭頭為衛星直下點軌跡； \times 為自接收開始每隔二分鐘的位置；以臺北為中心的同心圓為接收天線仰角；以臺北為中心的細實線為接收天線的方位角。由圖可知12月26日NOAA-7衛星可接收到兩次訊號，軌道號碼為12931及12932，兩次軌跡皆為北上訊號。昇交點時間分別為06:02:56.072 Z及07:44:54.477 Z，昇交點東經分別為140.059°及114.566°。訊號接收開始時間分別為06:03:43.108 Z及07:44:11.697 Z，接收終了時間分別為06:18:16.019 Z及07:58:45.574 Z。

(二)衛星影像的定位

TIROS-N系列軌道衛星的極高解像輻射儀(AVHRR)掃描特性如表二。從太空掃向太陽，每一掃描線有2048個瞬間視場(IFOV)，由每一瞬間視場的位置；可算出輻射儀的掃描角 η 及地心角 ψ ，再由衛星上送出之實際掃描線時間與昇交點的時間差為 τ 。將此 (ψ, τ) 代入(9)式，加上地球自轉的影響，即可求得每一瞬間視場的地理經緯度，配合實際雲圖大小，即可由電腦繪圖繪出影像中的經緯線及海岸線。圖六即是一例，該圖為NOAA-7軌道衛星所攝，掃描時間由1983年12月26日07:47:15 Z至07:54:57.664 Z，昇交點為東經114.566度。圖六(a)為未經定位未作曲率校正第一頻道之雲圖；圖六(b)為與(a)相同之雲圖，加入影像定位；圖六(c)為經曲率校正第一頻道之定位雲圖。圖七為1983年12月26日06 Z同步氣象衛星GMS拍攝之可見光雲圖。

表二、極高解像輻射儀(AVHRR)的掃描特性

掃 描 儀器名稱	頻 道 數 目	掃 描 角 度	掃描時間 掃描線	掃描點 掃描線	掃描角 掃描點間	掃描時間 掃描點	視 角 掃描點
AVHRR	可見光1 近紅外線1 紅外線3	$\pm 55.4^\circ$	$\frac{1}{4}$ 秒	2048	0.054°	0.0000819 秒	$1.3 \times 10^{-3} \pi$

(三)衛星掃描範圍與接收天線方位角和仰角追蹤圖的繪製

由接收開始至終了時間與昇交點時間的差為 τ ，代入(9)式，可繪出掃描範圍。再利用(13)(14)得 ϕ 值，代入(15)(16)得 λ 值，若將 α 值固定，而 θ 由 5° 開始增加；或將 θ 值固定，而只變動 α 值均可得多組的

(λ, ϕ) 值。將其投影在地圖上即如圖八所示。圖中所示粗黑線即為圖六所在的位置。由圖可容易的看出掃描範圍的位置及相對於測站的方位，在衛星訊號未到達之前，就可參考此圖，知道其掃描範圍，參照早先同步衛星所拍攝的雲圖，判斷是否有必要把此訊號儲存起來，以備其他處理研究之用。

四、結 語

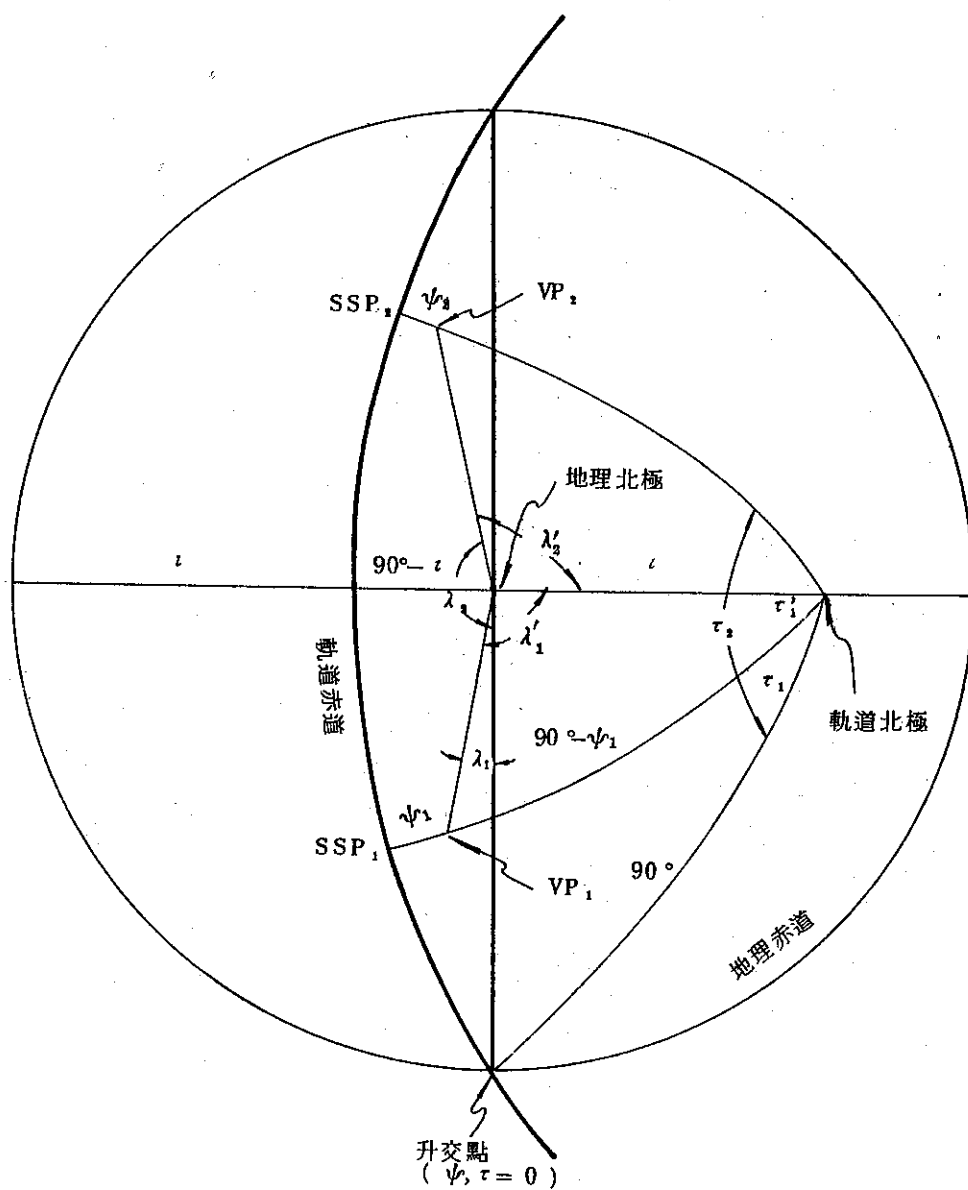
本文假設衛星軌道爲一大圓，實際上衛星軌道的偏心率，不論是 NOAA-7 或 NOAA-8 均小於 0.01，也極爲接近。故利用本文所提出之方法做出之衛星軌道預報，應用於影像資料的定位，將有助於衛星資料的利用。本文僅對 AVHRR 資料作定位，若以同樣的原理方法，將也可對軌道衛星另一掃描系統 TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) 中的 HIRS/2、SSU 及 MSU 每一掃描點作定位工作，爲以後海面溫度及垂直溫濕度剖面的求取鋪路。

誌 謝

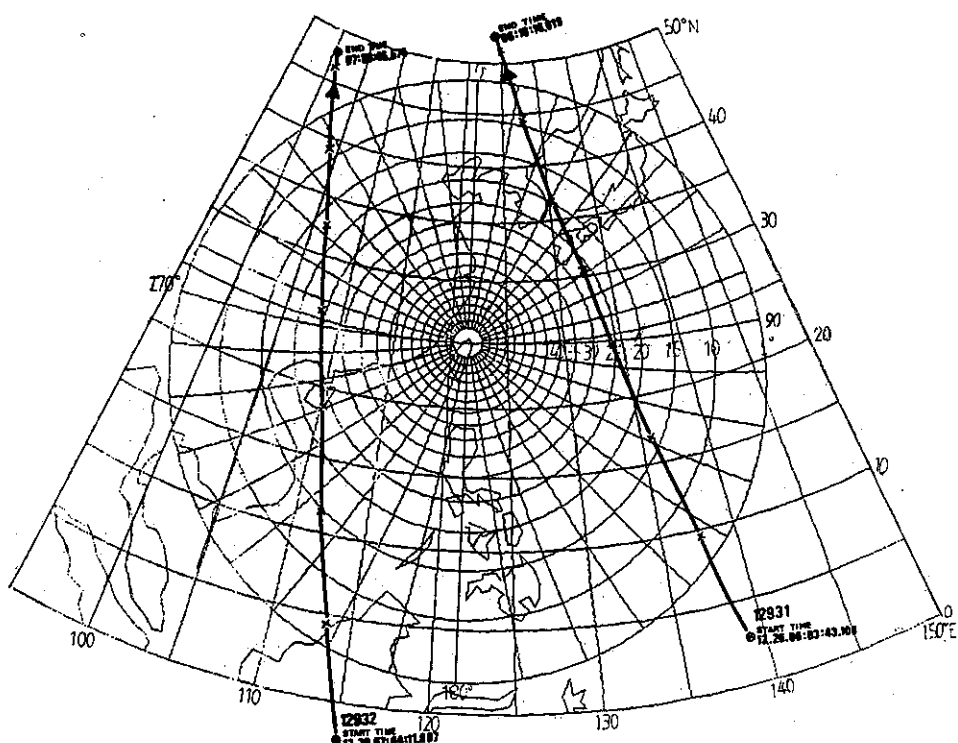
感謝中央氣象局衛星站顏課長泰崇的支持，林章台和唐維新同仁的製作圖表，僅此致由衷謝忱。

參 考 文 獻

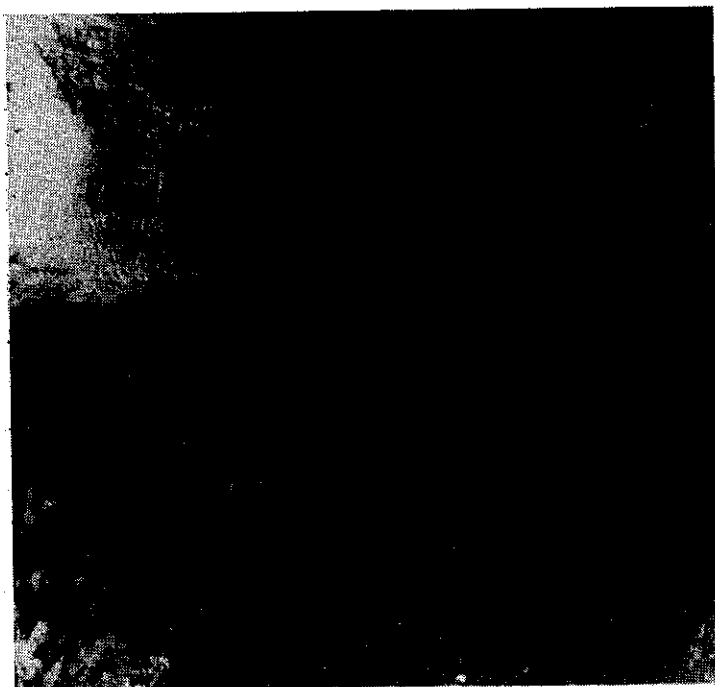
- 曾忠一：大氣輻射（文化大學講義，未發表）
- Barnes, J. C., & M. D. Smallwood, 1982: TIROS-N series direct readout services users guide, Washington, D. C.
- Lauritson Levin, G. J. Nelson & F. W. Porto, 1979: Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers, NOAA Tech. Men. NESS 107pp, Washington, D. C.
- Ruff, I. S., & Arnold Gruher, 1975: Graphical relations between a satellite and a point viewed perpendicular to the satellite velocity vector (side scan), NOAA Tech. Men. NESS 65pp, Washington, D. C.



圖四 軌道座標之經緯度與其內角之關係



圖五 1983年12月26日NOAA-7軌道衛星通過
地面接收站的軌道預報圖



圖六(a)

1983年12月26日7時Z NOAA-7 AVHRR
第一頻道未經定位未作曲率校正之雲圖

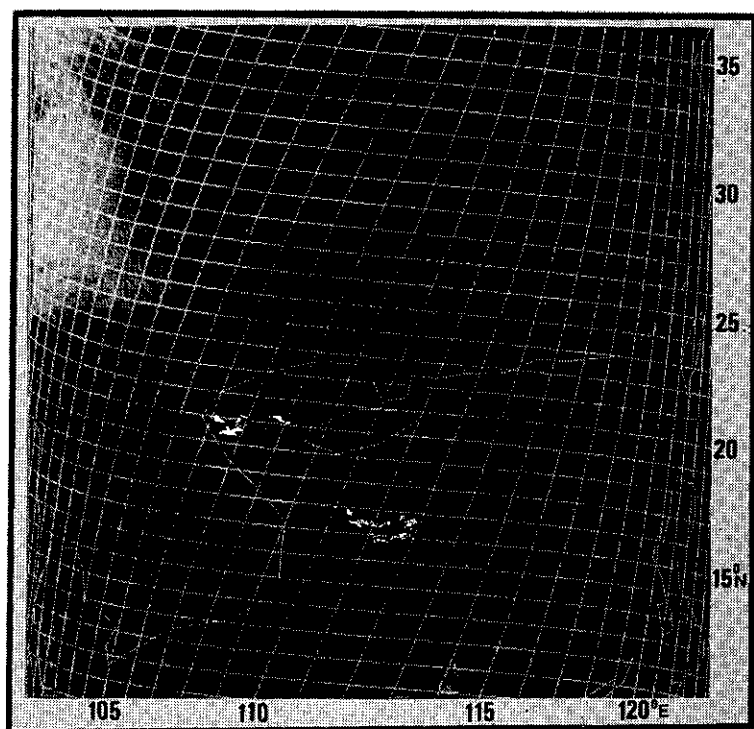


圖 六 (b) 1983年12月26日 7 時Z NOAA-7 AVHRR
第一頻道 未作曲率校正之定位雲圖

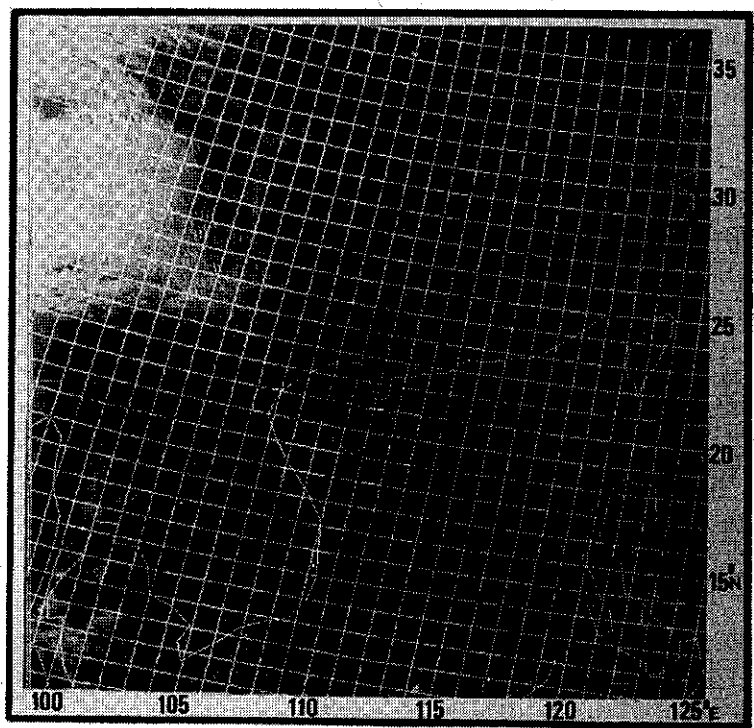


圖 六 (c) 1983年12月26日 7 時Z NOAA-7 AVHRR
第一頻道 已作曲率校正之定位雲圖

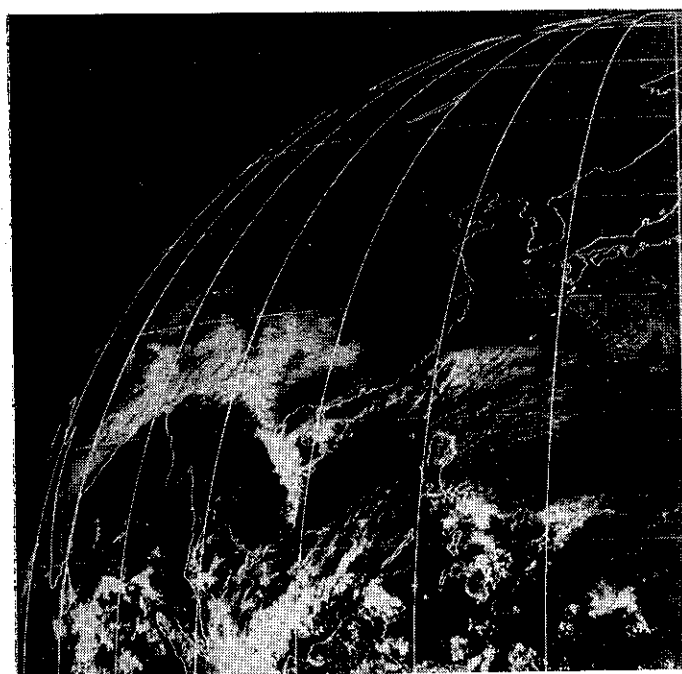
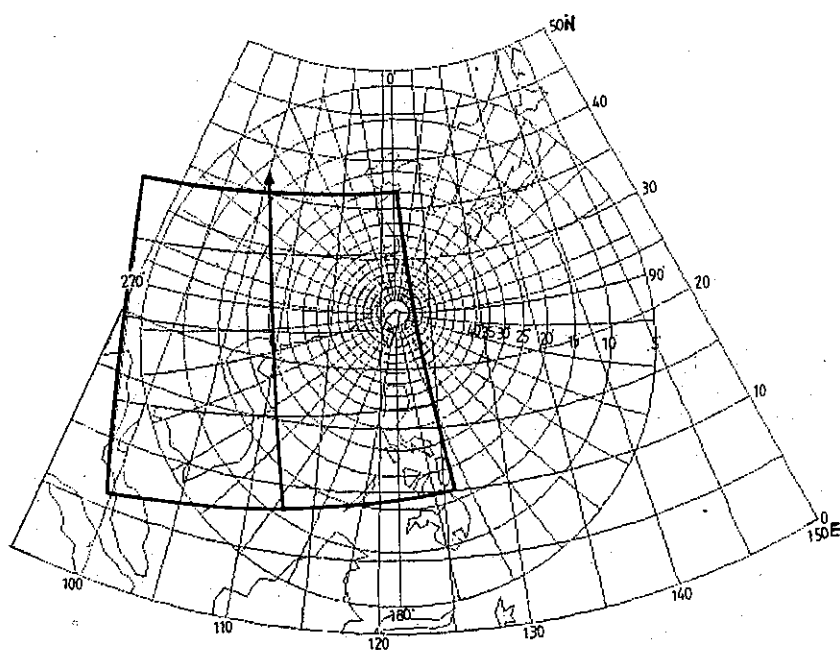


圖 七 1983年12月26日 GMS 可見光雲圖



圖八 掃描範圍天線追蹤圖，其中黑實線所圍成的區域即為圖六之雲圖範圍

統一編號：

09085730065

Volume 30, Number 3

Sept. 1984

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

Air Quality Assessment for Land Disposal of Industrial

Wastes.....*Thomas T. Shen, Ke-Hsun Chi* (1)

On Anomaly Heavy Rainfall in Taiwan during

February 1983*Lai-Fa Chen* (11)

Orbital Prediction of Polar Orbiting Satellite and Its

Applications *Wen-Jiunn Liou, Hsiu-Jung Shen* (31)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第○九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

出版者			中央氣象局氣象學報社			臺北市公園路六十四號		
發行人			吳宗亮			電話：3713181		
社務委員會			吳宗亮					
編輯主任			喬鳳倫					
			王曲呂洪胡陳戚楊			張楊廖鄭謝蔡蔡徐		
			時克世理仲泰啓之			隆之學邦信清義君		
			鼎恭宗強英熊勳遠			男達鑑傑良彥本明		
						(按姓氏筆劃排列)		
幹印地電			文英印刷企業有限公司					
刷址話			臺北市萬大路486巷10弄40號					
			3016802 • 3018572					

衛星遙測海面溫度之評介

A Review on the Satellite Remote Sensing of Sea Surface Temperature

邱 爾 文*

Er-Woon Chiou

ABSTRACT

Sea surface temperature is a very important parameter of the Earth's environment. Not only does it serve as the boundary term in the radiative transfer processes in the atmosphere, thereby providing a strong influence on weather, but it directly affects all marine life in the oceans. The advent of the satellite era provides a tremendous potential for obtaining almost complete global coverage of sea surface temperature on a daily basis.

This paper reviews satellite-sensing capabilities for sea surface temperature measurements. The results of several research papers are discussed. Various algorithms developed for research purpose as well as those for operational application are presented. Special emphasis has been placed on the accuracy and resolution achieved by each method. The effect of volcanic aerosol contamination has also been discussed.

摘 要

海面溫度在大氣的熱收支，霧的形成，以及大氣海洋交互作用等方面，都扮演重要的角色。尤其臺灣四面環海，海面溫度更是各項大氣問題的重要參數之一。以往海面溫度的傳統觀測，由於精確度及時間與空間解析度不甚理想，所以未能進一步加以分析研究。可是近幾年來的研究已經顯示，衛星資料有助於彌補傳統資料的缺失，使我們能夠將海面溫度作更有效更廣泛的應用。

本文之目的是對衛星遙測海面溫度的各種理論與方法之演進作有系統的介紹，其中包括1970年至1983年各學者之研究結果，以及自1972年以來，美國國家大氣與海洋總署 (NOAA) 所採用的衛星

遙測海面溫度例行作業；對各種方法的精確度與解析度均特別提出說明，以便有助於瞭解引用到國內的可行性。此外，還探討了目前尚待解決的問題以及未來的發展趨勢。

一、海面溫度之應用

海面溫度與氣象學、氣候學及海洋學都有很密切的關係。海面溫度觀測資料也廣泛應用在漁業，軍事等各方面。

站在氣象學的觀點，「海面——空氣」溫度差是決定大氣穩定度、濕度、氣壓及風和雲的一項主要因子。從事長期天氣預測者也必須監視大尺度海面溫度異常，因為它會影響環流型式達好幾個月之久 (Namias, 1969)。

* 國立中央大學大氣物理系副教授

從氣候學的立場來看，由於海洋的熱容量很大，海洋對決定地球之氣候扮演很重要的角色。因此，海面溫度一向被列為氣候模式的最重要參數之一。

海洋學的研究也應用海面溫度來探討洋流 (Stumpf, 1974)，湧升流區 (Strong et al., 1972) 及海洋鋒面 (Legeckis, 1977) 等問題。

漁業界須參考海面溫度之分佈來判斷各種漁類的出現。例如：Albacore tuna 鮪魚的漁獲量主要來自 17.9°C 的海面，而總漁獲量的 $\frac{2}{3}$ 均出現在

16.8°C 至 19.2°C 之間 (Flittner, 1969)。臺灣海峽所捕獲之烏魚，則出現在冬至前後寒流來臨時所形成的顯著溫度梯度帶，其洄游適溫在 20°C 至 22°C 之間。

在軍事方面，可利用海面溫度與各不同深度的鹽度，溫度及壓力分佈來分析聲波的水平與垂直分佈，所得之結果對潛水作戰極為重要。

表一列出了氣象學、氣候學、海洋學及漁業與軍事上應用海面溫度時，所要求之精確度、解析度、以及空間與時間涵蓋範圍。

表一 各種用途所要求之海面溫度資料

用 途	期望的精確度	有用的精確度	解 析 度	含 蓋 範 圍
氣 象 學	0.5 °C	1.5°C	100km	全球，每天
氣 候 學	0.5 °C	1.5°C	100km	全球，5天-10天
軍 事	0.25°C	1.5°C	5km	200km×200km, 3小時
	0.5 °C	1.5°C	30km	海洋盆地，12小時
漁 業	0.5 °C	1.5°C	5km	沿海地區，每天
	0.5 °C	1.5°C	50-100km	產卵區，每天
海 洋	0.1 °C	1.0°C	0.1-5km	有限區域，12小時
	0.5 °C	2.0°C	5-100km	全球，每天至每週

二、海面溫度的傳統觀測

海面溫度的觀測由來已久。傳統觀測方法包括：(i) 海水桶方法、(ii) 引擎室入口溫度方法，(iii) 拖帶式電熱阻體器方法 (trailing thermistors)，(iv) 船身接觸方法 (Hull Contact Method)，(v) 輻射溫度計方法，(vi) 浮標方法。其中前四種方法均以商船、及一般船舶作為儀器載臺 (Platform)，而輻射溫度計則由擔負特殊研究工作的船隻或飛機攜帶使用。

以上各種方法所測得的物理參數並不相同。如輻射溫度計所量到的是厚度在 1 mm 以內的表皮溫度 (skin temperature)，而海水桶方法及類似之表面取樣本儀器所量到的，則是 10-20 cm 厚的表面層溫度 (surfacer layer temperature)。另一方面，引擎室入口溫度却代表引擎室入口之水溫，其深度隨船舶種類及載貨量多寡而異，通常為 1 公尺至 10 公尺之間。在夜間，因輻射冷卻作用，表皮溫度可能比海水桶或引擎室入口處溫度低 0.5°C 至 1.5°C。但是若在靜風的晴天，兩者只相差不到 0.2°C (Ewing and Mc Alister, 1960)。

Pichel (1978) 曾指出海洋氣象觀測報告中的

海面溫度，大部份都是船舶的引擎室入口溫度。根據 Tabata (1978) 與 James and Fox (1972) 的研究，和較精確的觀測方法比較，這一類海面溫度觀測，可偏高 0.2°C 至 0.7°C，其標準偏差大約在 0.9°C 至 1.5°C 之間。

船測海面溫度不但精確度不夠，在空間與時間的涵蓋範圍也很不理想 (Yates, 1981)。至於飛機攜帶輻射溫度計進行海面溫度觀測，雖然比較精確，但是由於費用昂貴，不可能作大區域的例行觀測。例如，美國海岸防衛隊在大西洋及太平洋沿岸的飛行觀測，每月只能進行一次，涵蓋範圍只限於沿飛機航行路線的窄小區域。

由此可見，唯有依靠繞極軌道衛星及地球同步衛星，我們才能突破傳統觀測的各種限制，求得涵蓋全球的大範圍海面溫度密集觀測資料。

三、衛星遙測海面溫度原理

衛星遙測海面溫度的基本原理是根據輻射傳輸方程式。在局地熱平衡 (local thermodynamic equilibrium) 的假設之下，若沒有散射，且地表之放射率為 1，則晴空時，衛星在大氣層頂所測到的上升輻射強度 $I(\mu)$ 可寫成

$$I(\nu) = B(\nu, T_s) J(\nu, P_0) + \int \frac{1}{J(\nu, P_0)} B(\nu, T(P)) dJ(\nu, P) \dots\dots\dots(1)$$

其中

- T_s = 海面溫度 °k;
 P = 氣壓面 mb;
 P_0 = 海面氣壓 mb;
 ν = 波數, cm^{-1} ;
 T = 溫度, °k;
 B = 卜朗克輻射強度 $\text{erg cm}^{-1}\text{sr}^{-1}\text{s}^{-1}$;
 J = 任意氣壓面 P 到大氣層頂之透射函數;
 (1)式右邊第一項與第二項分別被稱為地表貢獻

項及大氣貢獻項。為求取海面溫度，我們通常選用在窗域 (window region) 之頻道。因此，初步可將 $J(\nu, P_0)$ 視為 1，並忽略大氣貢獻項，而得

$$I(\nu) = B(\nu, T_s)$$

由該式可求出海面溫度 (T_s) 的近似值，再經由各修正步驟，求得修正後之海面溫度。

常用到的紅外線窗域頻道包括 3.5-4.5 μm ，8.9-9.0 μm 及 10.0-12.5 μm 。其中 3.5-4.5 μm 在白天需要考慮反射太陽輻射之修正。若只在夜間才使用該頻道，則以上各窗域頻道，最重要的修正就是大氣衰減修正。

因水汽， CO_2 ， O_3 及氣懸膠體 (aerosol) 對輻射的吸收而需要進行的修正值列於表二。

表二 海面溫度的大氣衰減修正值

吸 收 之 氣 體	溫 度 修 正 值*
H_2O	0.0°C 至 9.0°C
CO_2	0.1°C 至 0.2°C
O_3	0.1°C
氣 懸 膠 體	0.1°C 至 0.95°C

*針對 10.5 μm 至 12.5 μm 的窗域頻道，通常所需要的修正。

四、衛星遙測方法之演進

1970 年以前，已經有許多學者討論到利用衛星的紅外線觀測資料，求得海面溫度場的可行性 (Curtis and Rao 1969, Rao 1968)。但是，因為只限在晴空時才能由衛星觀測求得海面溫度，這些研究只能選擇幾天針對有限區域（尤其在墨西哥暖流區）的海面溫度作個案分析。

1970年8月，Smith (1970) 首先提出了一種「統計式直方圖方法」，可用來推算晴空時應該觀測到的輻射強度。該方法是以一塊較大的區域（包含相當多的衛星觀測點）為對象，由所有各觀測點之亮度溫度頻率分配直方圖，推算出如果整個區域是晴空，所應該出現的直方圖。該直方圖的頻率極大點所對應之亮度溫度即可代表整塊區域的海面溫度。

Smith (1970) 假設二氧化碳分佈均勻，佔空氣體積的 0.031%，然後利用具代表性的極區，中緯度區與熱帶地區之溫度與水汽剖面，考察 Nimbus-2 衛星的高解像度紅外線輻射儀 (High Resolution Infrared Radiometer, HRIR) 所測到的 3.8 μm 頻道之亮度溫度與實際海面溫度

差隨亮度溫度及視角變化情形。結果發現可以將溫度修正值 (ΔT)，用亮度溫度 (T_B) 及視角 (θ) 的函數表示出來。但是，該公式只能在視角 $< 60^\circ$ 時使用。

Smith (1970) 並舉實例說明若採用 Nimbus-2 或 Nimbus-3 的 HRIR 資料，直方圖方法可以針對每一塊經緯度 $1^\circ \times 1^\circ$ 或 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的區域，各求出一個溫度值。但是，若區域內有雲之觀測點太多時，便求不出代表該區域的溫度。為了彌補這一點，Smith 建議連續分析若干天的海面溫度，再求合成結果。圖 1 就是將 1966 年 9 月 7、8、9 日三天 $1^\circ \times 1^\circ$ 直方圖結果合成後所獲得之海面溫度涵蓋範圍。由該圖可發現，將三天合成後，求不出海面溫度的地區已經縮小到持續有雲的一個小範圍。

Smith (1970) 並且從 1966 年 9 月 7、8、9 日三天 Nimbus-2 的 HRIR 資料所求得之北太平洋的海面溫度，取 97 點與附近船舶報告相比較，發現均方根差只有 1.7°K 。此外，還由平均差發現，衛星測得之海面溫度平均偏低 1°K 。Smith (1970) 認為這可能是由於表皮溫度 (skin temperature) 與表面以下之溫度 (subsurface

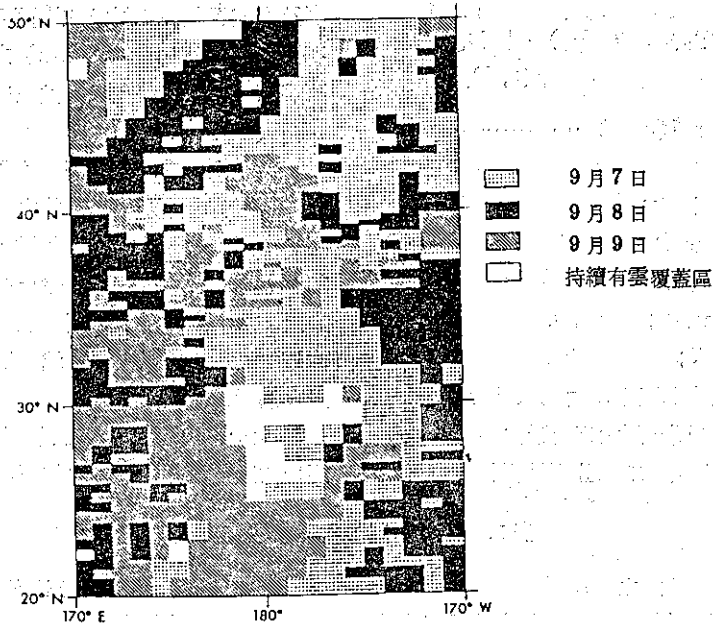


圖1. 1966年9月7, 8, 9日三天 Nimbus-2 HRIR 求得海面溫度之合成結果

temperature) 的差異所引起的，

Smith et. al(1970) 的直方圖方法之缺點就是不能針對衛星的每一個觀測點，判斷是否晴空。因此，所獲得海面溫度之解析度便大大打了折扣。於是好幾位學者先後提出了另外幾種濾除雲的影響之方法。其中包括 Vukovich (1971) 的過濾方法 (filtering technique) 以及 shenk and Salomonson (1972) 的多頻道方法。過濾方法是針對 Nimbus 衛星的 HRIR 資料而設計的，其效果不僅能消滅該資料所含的 200 HZ 雜訊，並且能將雲的影響減低到最小程度，而求得解析度為 20 哩的海面溫度場。根據 Vukovich (1971) 的個案研究，所獲得的海面溫度場之定性特性（如墨西哥暖流區之邊界，舌形暖水區等）十分理想。經過大氣修正後，該方法求得之海面溫度，平均只比研究船測得之海面溫度低 1°C 左右。

Shenk and Salomonson (1972) 分析 Nimbus 2 中解析度紅外線輻射儀 (Medium Resolution Infrared Radiometer, 簡稱 MRIR) 資料所採用的多頻道方法包括兩個步驟。第一步驟是利用 $0.2\text{--}4.0\ \mu\text{m}$ 頻道的反射比 (reflectance) 及 $6.4\text{--}6.9\ \mu\text{m}$ 頻道的亮度溫度，來判斷各衛星觀測點是否為晴天。判斷時，所根據的臨界值是預先從晴空區域觀測資料之頻率分配求出來的。第二個步驟是將判斷為晴天的各觀測點，進行

大氣衰減之修正，而求出海面溫度。Shenk and Salomonson (1972) 的經驗修正方法是藉逐步迴歸方程式用其他兩個頻道（即 $0.2\text{--}4.0\ \mu\text{m}$ 及 $6.4\text{--}6.9\ \mu\text{m}$ ）的觀測值及儀器之視角來修正窗域頻道 ($10\text{--}11\ \mu\text{m}$) 的亮度溫度。在北大西洋西部用一個月的資料實驗，結果發現與船測海溫相差在 1°K 至 1.5°K 之間。

利用衛星資料分析全球海面溫度分佈的第一篇論文，發表於 1972 年 (Rao et. al, 1972)。該研究使用 ITOS-1 衛星掃描輻射儀 (Scanning Radiometer, 簡稱 SR) 的 $10.5\text{--}12.5\ \mu\text{m}$ 紅外線觀測資料 (解析度約 7 km)，仿照 Smith et. al, (1970) 的直方圖合成方法，求出美國國家氣象中心 (NMC) 的網格點上之南半球及北半球海面溫度分佈情形。該網格點在南北半球各包含 64×64 個極地平射投影方格 (polar stereographic squares)。每個方格的大小在中緯度大約為經緯度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，大氣衰減修正步驟也採用 Smith et. al, (1970) 所提出來的方法；結果發現，從衛星求得之海面溫度場，所顯示的一些特性（如大西洋西部墨西哥暖流區， 40° 與 60°N 之間的大西洋與太平洋溫度梯度區以及南半球的非洲沿岸之暖流，巴西暖流，福克蘭冷流，秘魯冷流等）都非常合理，與船測海面溫比較，均方根差在 2°K 至 3°K 之間。

Maul and Sidran (1973)針對 NOAA 系列衛星的掃描輻射儀 (SR)，對衛星求取的海面溫度之誤差，作了理論性分析。該研究考慮了大氣狀態、視角、雲量、雲高，以及儀器誤差等問題。其結果顯示，若沒有經過大氣衰減修正，視角為零時，乾燥之冬季大氣的海面溫度誤差為 2.2°C ，潮濕的副熱帶大氣則誤差可增大到 10.5°C 。如果視角逐漸增大到 60° ，由於斜向路徑輻射被大氣吸收較為嚴重，可使海面溫度偏低到 7°C 。只要有百分之十的雲，就會產生 0.5°C 至 4°C 的誤差，誤差的大小視積狀雲的高度而定。因此，該研究的結論認為，求取海面溫度只能使用晴空的資料。儀器的雜訊可能導致大於 1°C 的誤差，但是經由過濾手續可消除此項誤差。Maul and Sidran (1973) 還提出了一套將晴空觀測值作大氣修正之方法。採用該方法時，系統的總誤差估計為 2°C 左右。其修正方法必須有一個假設，那就是能從衛星獲得與探空氣球類似的探空資料，而且該資料足以代表 SR 的掃描帶 (swath width) (即 $0^{\circ} \leq \text{視角} \leq 40^{\circ}$)。

1973 年夏天所推行的中海洋動力實驗計劃 (Mid-Ocean Dynamics Experiment) (簡稱 MODE)，正好提供一個機會來考驗衛星遙測海面溫度之能力。MODE 的實驗區域是以 28°N ， 70°W 為中心點。Cogan and Willand (1976) 將該實驗所獲得之船舶、飛機與探空資料當作地面真值 (ground truth)，來分析 NOAA-2 SR 所求出之海面溫度。結果顯示只要能根據 MODE 的資料作最佳大氣修正，晴空時衛星測得之海面溫度誤差只有 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 。甚至連距衛星路徑 500 km 遠的地方，均方根誤差也不超過 1°C 。他們採用了一種參數公式 (parametric formula)，將海面溫度的大氣修正值視為總積水汽 (integrated water vapor content) 的函數。Cogan and Willand (1976) 還考察了船舶資料與衛星資料的位置誤差，發現船舶的位置誤差通常高達緯度 0.5° ，有參考陸標時，則可以減少到緯度 $0.2-0.3^{\circ}$ 。因此，一般而言，位置誤差所導致的溫度偏差均小於 0.3°C 。

Morcrette and Irbe (1978) 曾利用 NOAA-5 極高解像輻射儀 (Very High Resolution Radiometer, 簡稱 VHRR) 的 $10.5-12.5\mu\text{m}$ 頻道之觀測值，求出加拿大安大略湖 (Lake Ontario) 與伊利湖 (Lake Erie) 1977 年 5 月 26 日

的湖面溫度。並且與空載輻射溫度計 (Airborne radiation thermometer, 簡稱 ART) 及浮標 (buoys) 測得之海面溫度相比較。

他們採用附近若干地方的陸上探空溫度濕度剖面，來進行大氣衰減修正。由於結果不十分理想，經過進一步研究，發覺因為某些層有雲出現，探空資料所提供之溫度與濕度剖面並不能代表湖面上的大氣狀況。於是 Morcrette and Irbe (1978) 將探空濕度剖面修正為相當於晴空之濕度剖面後，重新計算海面溫度，發覺誤差已經顯著減少，在安大略湖與伊利湖均方根誤差分別為 1.8°K 及 1.1°K 。不過他們特別指出，唯有當探空資料很清楚地顯示出某些層有雲，才能夠將濕度剖面作如此修正。

五、大氣窗域多頻道方法

Anding and Kauth (1970) 首先提出利用在紅外線窗域的兩個頻道同時觀測到的亮度溫度，來作大氣修正的構想。他們的研究發現利用 $9.1\mu\text{m}$ 與 $11.0\mu\text{m}$ 頻道，就可以不需要藉助其他氣象資料，而達到抵消大氣吸收與放射效應之目的。Maul and Sidran (1972) 採用 Davis and Vievee (1964) 的大氣穿透模式核算結果，却顯示應該選用 $8.6\mu\text{m}$ 與 $10.96\mu\text{m}$ 。接着，Anding and Kauth (1972) 將自加寬 (self-broadening) 效應列入考慮，採用比較好的水汽穿透模式，再度研究，發現最恰當的頻帶為 $8.95\mu\text{m}$ 與 $11.9\mu\text{m}$ 。

Prabhakarara et al. (1974) 將上述方法試用到 Nimbus 4 衛星 IRIS 儀器 $10.5\mu\text{m}$ 與 $13\mu\text{m}$ 頻帶的晴空海面實際觀測資料，並將求得之各海面溫度和經緯度 $\pm 1^{\circ}$ 以內的船測海面溫度比較，結果十分接近；在 $4^{\circ}-29^{\circ}\text{C}$ 的海面溫度範圍內，兩者之均方根差只有 1.3°C 。

McMillin (1975) 也曾提出利用兩個不同視角同時的觀測值，進行大氣修正的可行性，他由 Wark et al. (1962) 的 106 種大氣選出 32 種大氣，去檢驗修正後的海面溫度之精確度。此外，還嘗試將第一階修正與高階修正相比較，而發現均方根誤差可由 0.6°K 減少到 0.4°K 。

Dechamps and Phulpin (1980) 的研究論文，對於利用窗區的雙頻道或三頻道觀測值來消除大氣效應的基本原理，作了極詳細的說明。該研究並針對 TIROS-N 系列衛星 AVHRR 儀器所要裝設的 3.7 ， 11 及 $12\mu\text{m}$ 三個頻道，分別模

表三 NOAA-7 衛星 AVHRR 各頻道之特性

頻道編號	波長範圍 (μm)	簡 述	NEAT* 或 NEAR**
1	0.58- 0.68	可見光	.02%
2	0.72- 1.10	可見光與近紅外線	.04%
3	3.55- 3.93	紅外線	.20°K
4	10.30-11.30	遠紅外線	.03°K
5	11.50-12.50	遠紅外線	.05°K

*代表 1982 年 7 月的雜訊 (Noise Equivalent Temperature)

**代表 1982 年 7 月的雜訊 (Noise Equivalent Reflectance)

擬大氣之效應，而獲致下列兩項重要結論：

(一) 多頻道 (二頻道三頻道) 大氣修正方法相當理想，但是因為計算過程中雜訊會被放大，唯有儀器的雜訊階够低時才能應用。

(二) 由於受到太陽輻射反射之影響， $3.7\mu\text{m}$ 的頻道只能在夜間使用；但是該頻道的大氣效應比其他頻道微弱，所以增添該頻道還是有很大的益處。

(i) 若要利用雙頻道進行大氣修正，雜訊階必須低於 0.5°K 。這時候將 3.7 與 $12\mu\text{m}$ 搭配，可得到最好的結果。

(ii) 若要利用三頻道進行大氣修正，雜訊階必須低於 0.1°K 。

1980 年至今，先後有許多學者分別對多頻道大氣修正方法進一步加以研究。澳洲 Barton (1983) 之研究，不考慮儀器之誤差，而純粹由穿透模式進行模擬計算，發現用 $10.8\mu\text{m}$ 與 $12.0\mu\text{m}$ 雙頻道做修正，所求得之海面溫度的均方根誤差，在視角 0° 時為 0.2°K ，而視角 60° 時，則增至 0.5°K 。此外，若根據雙視角方法修正 (取視角 0° 與 60° 搭配)，則 $12\mu\text{m}$ 與 $3.7\mu\text{m}$ 頻道求得之海面溫度均方根誤差分別為 0.5°K 及 0.07°K 。

Legeckis (1983) 之研究，先經過平滑 (smoothing) 手續，減低 $3.7\mu\text{m}$ 的雜訊，然後再採用 Mc Clain (1981) 的雙頻道修正法，藉 TIROS-N 1979 年 11 月 27 日的 $3.7\mu\text{m}$ 及 $11\mu\text{m}$ 觀測資料，求出墨西哥暖流 (Gulf-Stream) 附近的海面溫度；然後以飛機放置下之空降式探溫儀 (Air-dropped expandable bathythermograph) 測得的 1m 深處海水溫度當作標準，互相比較，結果發現衛星求得之海面溫度的標準偏差在 0.5°C 以內。

六、衛星遙測海面溫度的例行作業

(A) GOSSTCOMP (Global Operational Sea Surface Temperature Computation)

自從 1972 年 12 月起，美國國家海洋與大氣總署 (NOAA) 便開始根據繞極軌道衛星的紅外線資料，進行全球每天海面溫度計算的例行作業 (Global Operational Sea Surface Temperature Computation，簡稱 GOSSTCOMP)。當時的 ITOS 系列衛星所攜帶之掃描輻射儀 (Scanning Radiometer, SR) 的可見光 ($0.5-0.7\mu\text{m}$) 與熱紅外線 ($10.5-12.5\mu\text{m}$) 資料之解析度分別為 3.5km 及 8km 。海面溫度的計算是對個別的 $100\text{km}\times 100\text{km}$ 的區域為對象，先判斷區域內是否有够多的晴空觀測點，然後再使用直方圖方法 (histogram technique) 求出相當於晴空直方圖的衆數 (mode) 亮度溫度。

起先大氣修正是根據統計的經驗式。該經驗式將海面溫度的修正值用觀測到的亮度溫度及衛星的視角 (viewing angle) 表示出來。這種修正方法的缺點就是在溫度較高時不十分適用，因此應用到副熱帶與熱帶地區時，會產生較大的誤差。

1973 年 6 月以後，便改為根據同一個衛星所攜帶的垂直溫度剖面輻射儀 (Vertical Temperature Profile Radiometer) (VTPR) 求出的即時溫度與水汽剖面 (解析度 500km)，來進行大氣修正 (Mc Millin et al, 1973)。

1974 年期間，GOSSTOMP 例行作業每天發佈全球 1,640,654 點的海面溫度，與船舶報告比較結果，平均差在 -0.9° 至 $+0.39^\circ\text{C}$ 之間，而均方根差則介於 1.67°C 與 2.23°C 。Brower et

al. (1976) 進一步分析，發現誤差較大的地方是海面溫度梯度較大的墨西哥暖流區域和日本沿海附近的黑潮區域。

1976年開始，全球海面溫度計算作業採用了一種新的方法。該方法先經由參數法偵測雲 (parametric cloud detection) 步驟，挑出 SR 的晴天海面溫度估計值及伴隨之 VTPR 觀測值，然後再用 VTPR 各頻道觀測值由統計複迴歸公式，求出大氣衰減修正值 Walton et al. 1976)。

Brower et al. (1975), Kalinowski et al. (1977) 及 Pichel et al. (1979) 曾分別說明了 GOS STCOMP 作業的演進情形。

1977年底所進行的北太平洋實驗(The North Pacific Experiment, 簡稱NORPAX), 正好提供了一個機會，來考驗 GOSSTCOMP 之精確度。Barnett et al. (1979) 就將 NOAA 5 衛星的 GOSSTCOMP 海面溫度，和 NORPAX 實驗的船測資料及空載可棄式探溫儀 (Airborne Expandable Bathy Thermograph, 簡稱 AXBT) 之資料作比較。這些資料涵蓋了夏威夷到大溪地經向 3400 km 的範圍。結果發現 GOSSTCOMP 的海面溫度週平均及月平均值與船舶及 AXBT 的對應值相差 1°C 至 4°C，而差值大小與緯度有關。此外還發現 GOSSTCOMP 的海面溫度通常偏低 2~3°C。因此 Barnett et al. (1979) 的結論認為 GOSSTCOMP 的衛星遙測海面溫度必須再進一步作大氣修正，才能達到氣候分析上有用的精度 (誤差 < 2°C)。

TIROS-N 系列 NOAA 衛星升空之後，全球海面溫度作業才有了改進。這時候精密極高解像輻射儀 (Advanced Very High Resolution Radiometer, 簡稱 AVHRR) 提供了解析度 4 km 的低雜訊階輻射資料，可配合高解像紅外線輻射探測器 (High Resolution Infrared radiation sounder, 簡稱 HRIS) 的解析度 25 km 之輻射資料。雲的偵察則採用了判別函數 (discriminant function) 方法來取代以前的參數方法 (Walton, 1980)。

由於 HIRS 資料只能提供粗略的溫度與水汽剖面，而且該儀器的解析度也比較差，所以上述方法還是未能充分利用 AVHRR 的解析度。此外，AVHRR 的五個頻道 (見表三) 也沒有被善加利用。一直到1981年11月，純粹靠 AVHRR 的多頻

道海面溫度例行作業 (Multi-Channel SST) (簡稱 MCSST) 取代了原有的 GOSSTCOMP 作業，利用衛星資料進行例行全球海面溫度發佈的工作才有了更新的突破。

(B) MCSST (Multi-channel Sea Surface Temperatures Algorithm)

若將新的 MCSST 作業與原來的 GOSSTCOMP 比較，新的作業程序具有下列兩項特點：

(一) 濾除雲的步驟不是採用參數方法或判別函數方法，也不是用直方圖的統計分析方法。新的濾雲程序乃是根據 AVHRR 觀測值，經由 (i) 可見光反照比率檢驗 (Visible Albedo Test)，(ii) 鄰近視場相符合程度檢驗 (Uniformity Test) (iii) 各頻道比較檢驗 (inter-channel comparison) 來判斷可否當作晴天觀測值使用。

(二) 大氣衰減修正採用了窗域多頻道方法 Multiple Atmospheric-Window Techniques)。

NOAA 目前仍然執行中的 MCSST 作業方法，是由 Dr. E Paul Mc Clain (1980) 為首的國家環境衛星局 (National Environmental Satellite Service, 簡稱 NESS) 海面溫度研究小組所創建的。Mc Clain et al. (1982) 在渥太華所發表的論文曾經詳細說明該作業的細節。

該作業從 AVHRR 的全球 GAC 資料 (Global Area Coverage) (解析度 4 km) 中，每次取 11 個掃描線的 11 個掃描點，形成一個目標區。這些目標區大約是 35×43 km 到 36×81 km，而相鄰各目標區大約間隔 25 km。由於受到電子計算機容量的限制，目前的作業規格，發佈全球海面溫度時，每一個目標區只求出一個溫度值；可是在美國沿海的各目標區，則可以求得 25 點溫度值。

Mc Clain et al. (1982) 曾經使用 1981 年 11 月 3-12 日十天的衛星資料，分別依照多頻道 MCSST 方法以及舊的作業方法，每天求取全球遙測海面溫度，並且與船舶觀測值比較，發現多頻道海面溫度的均方根差只有 1.56°C，而舊方法的均方根差則高達 2.19°C。此外，又將 1981 年 11 月至 1982 年 4 月半年間的 MCSST 海面溫度與漂移浮標 (drifting buoys) 的觀測值比較，結果求得均方根差在白天與夜間分別為 0.62°C 及 0.75°C。

根據 A. E. Strong 與 E. P. Mc Clain

的研究，自從MCSST作業提高了衛星遙測海面溫度的精確度以後，傳統的就地 (in-situ) 觀測值（如船舶資料及固定浮標之觀測）已經不太適合用來當作檢驗衛星遙測海面溫度的標準了。他們曾將衛星遙測之海面溫度和24小時以內距離不到 50 km 的船舶，固定浮標及漂移浮標作比較，其結果詳列於表四。由該表可以看出，MCSST/漂移浮標的均方根差比 MCSST/固定浮標小 0.4°C ，而比 MCSST/船舶的均方根差小 1.1°C 。船舶之海面溫一向被公認不甚可靠，而固定浮標大部份位於溫度梯度較大的沿海地區，所以 MCSST 求出之海面溫度與漂移浮標的觀測最為接近。

七、MCSST 之綜合評估

如果就現行衛星遙測全球海面溫度例行作業之成效，作綜合評估，可得以下各重要結論：

(1) 涵蓋區域：因為現行作業只分析視角小於 45° 之資料，單獨一天分析所得之海面溫度不能涵蓋全球，而有若干空隙區，原則上每經過三天就能涵蓋到全球各區域。但是由於受到雲和太陽閃耀反射 (sun glint) 的影響，實際涵蓋範圍並沒有那麼大。不過，若以月份為對象， 65°S 至 65°N 之間每 $2\frac{1}{2}^{\circ} \times \frac{1}{2}^{\circ}$ 經緯度區內，都可獲得十次以上的海面溫度觀測值。唯一的例外是持續有雲覆蓋的赤道附近區域。

(2) 時效性 (Timeliness)：按目前 NOAA 使用的電子計算機 (IBM 360/195) 及現行作業程序，衛星將其所儲存之觀測資料傳回地面後，八小時以內就能處理完 78% 的資料，而將各有關海面溫度值，存放到附有地理標示而可提供給應用者取用的資料庫 (geographic user accessible data base) 內。未來的目標是要在 8 小時以內處理完 95% 的資料。

(3) 可重覆性 (Repeatability)：衛星遙測海面溫度的一大特點就是全球之觀測都是利用同一個儀器，因此只要儀器穩定且經過適當的訂正，重覆幾次觀測同一地點的結果，其偏差必定比其他傳統方法為小。由最近一年實驗的結果發現，若每個月根據各點的月平均海面溫度求出海面溫度的標準偏差，則衛星遙測海面溫度的標準偏差值在各地均小於 1.5°C ，而船舶海面溫度的標準偏差通常均大於 1.5°C 。由此可知，衛星遙測之海面溫度有較高的可重覆性。

(4) 絕對精確度：我們可以利用兩種方式來探討衛星遙測海面溫度的絕對精確度：(i) 當天與船舶及浮標等傳統觀測比較，(ii) 將衛星求得之海面溫度的月平均值與傳統觀測的月平均值作比較。

根據 Pichel (1982) 的分析，將 1981 年 11 月至 1982 年 4 月的衛星遙測海面溫度與 24 小時以內距離不到 25 km 的浮標之觀測值比較結果，發現其差之平均值，在白天與夜間分別為 -0.03°C 及 -0.42°C 。衛星遙測海面溫度，夜間顯著偏低的原因，可能是夜間所採用的多頻道迴歸方程式裏的係數沒有足夠的代表性。此項懷疑還有待進一步驗證。

另一方面，月平均值的比較發現，衛星遙測之海面溫度與傳統海面溫度的差值，除了墨西哥灣西邊，聖羅倫斯灣及 40°N 以上的北太平洋東部區域以外，一般均在 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 之間。

此外，夜間的差值也比白天為大。這可能是因為傳統的海面溫度比表層溫度偏高，以及夜間的多頻道迴歸方程式求出之衛星遙測海面溫度值偏低所造成的結果。

八、氣懸膠體之影響 (Contamination of aerosol)

1982 年三、四月間墨西哥的艾爾其克火山 (El-Chichon) (17.33°N , 93.20°W) 爆發後，往平流層噴出了大量氣懸膠體。這些氣懸膠體一方面反射太陽的可見光輻射，另一方面也大大減少了衛星所收到來自地面的紅外線輻射。接着兩、三個月多頻道海面溫度作業受到了很大影響。白天所採用的判別雲之程序，自動將這些氣懸膠體所覆蓋之區域，視同雲覆蓋區，因而能求出海面溫度的晴空區域之範圍便大為縮小。夜間的判別方法比較不靈敏，因此將氣懸膠體覆蓋區，誤當作晴天而求出偏低 2°C 到 3°C 的海面溫度。進一步考察發現，在不受氣懸膠體影響的區域，衛星遙測的海面溫度仍然保持火山爆發以前的精確度。此外，過了 1982 年夏天，這些氣懸膠體逐漸稀薄後，多頻道衛星遙測作業的功能也逐漸恢復了原狀。

美國海洋與大氣總署海面溫度研究小組的研究人員正在研究，如何將氣懸膠體的效應納入多頻道衛星遙測海面溫度例行作業 (MCSST)。如果成功，將來一旦有火山氣懸膠體，仍然能獲得精確可靠的海面溫度值。不過要實現這一目標，還需要一段相當的時間。

表四 MCSST 求得之海面溫度與船舶及浮標資料之比較

比較對象	觀測次數	BIAS*	RMSD*
船舶	24,792	-0.48°C	1.81°C
固定浮標	240	-0.47°C	1.05°C
漂移浮標	472	-0.22°C	0.68°C

* BIAS=(MCSST 海面溫度—傳統方法海面溫度)之平均值

** RMSD=MCSST 海面溫度與傳統方法海面溫度之均方根差

參考文獻

- Anding, D. and R. Kauth (1970): Estimation of sea surface temperature from space. Remote Sensing of Environment, 1, 217-220.
- Anding, D. and R. Kauth (1972): Reply to the comments by G. A. Maul and M. Sidran. Remote Sensing of Environment, 2, 171-173.
- Barnett, T. P., W. C. Patzert, S. C. Webb and B. R. Bean (1979): Climatological usefulness of satellite determined sea-surface temperatures in the tropical Pacific. Bull. Am. Meteorol. Soc., 60, 197-205.
- Barton, I. J. (1983): Dual channel satellite measurements of sea surface temperature. Quart. J. R. Meteorol. Soc., 109, 365-378.
- Brower, R. L., W. G. Pichel, C. C. Walton and T. L. Signore (1975): Current status and quality of global operational sea surface temperatures from satellites infrared data. Proceedings of 10th International Symposium on Remote Sensing of the Environment, Ann Arbor, Michigan, p. 1405.
- Brower, R. L., H. S. Gohrband, W. G. Pichel, T. L. Signore and C. C. Walton (1976): Satellite derived sea surface temperatures from NOAA spacecraft. NOAA Tech. Memo. NESS 78, 74pp.
- Cogan, J. L. and J. H. Willard (1976): Measurement of sea surface temperature by NOAA-2 satellite. J. Appl. Met., 15, 173-180.
- Curtis, W. R., R. William and P. K. Rao (1969): Gulf Stream thermal gradients from satellite, ship and aircraft observations. J. Geophys. Res., 74, 6984-6990.
- Davis, P. and W. Vievee (1964): A model for computing infrared transmission through atmospheric water vapor and carbon dioxide. J. Geophys. Res., 69(18), 3785-3794.
- Deschamps, P. Y. and T. Phulpin (1980): Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperatures using channels at 3.7, 11 and 12 μ m. Boundary Layer Meteorol., 18, 131-143.
- Ewing, G. and E. D. McAlister (1960): On the thermal boundary layer of the ocean. Science, 131, 1374.
- Flittner, G. A. (1969): Sea-temperature structure and its relation to the United States Tuna Fisheries in the Eastern Pacific ocean. WMO Tech. Note No. 103, Geneva, WMO, 37-78.
- James, R. W. and P. T. Fox (1972): Comparative sea-surface temperature measurements. Reports on Marine Science Affairs, Report No. 5, Geneva, WMO, 1972.
- Kalinowski, J. K. et al. (1977): Present and future operational NOAA satellite oceanographic products: an introduction. Proceedings of 11th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor, MI, 625-633.
- Legeckis, R. (1977): Oceanic polar front in the Drake Passage satellite observations during 1976. Deep Sea Research, XXIV, 701-704.
- Legeckis, R. (1983): Comparison of the TIROS-N satellite and aircraft measurements of Gulf Stream surface

- temperatures, *J. Geophys. Res.*, 88 (No. C8), 4611-4616.
- Maul, G. A. and M. Sidran (1972): Comments on "Estimation of sea surface temperature from space" by D. Anding and R. Kauth. *Remote Sensing of Environment*, 2, 165-169.
- Maul, G. A. and M. Sidran (1973) Effects on ocean temperature sensing from the NOAA satellite scanning radiometer. *J. Geophys. Res.*, 78(12), 1909-1916.
- McClain, E. P. (1980): Multiple atmospheric-window techniques for satellite-derived sea surface temperatures. *Oceanography from Space* (J. F. R. Grower, Editor), 73-85, Plenum, N. Y.
- McClain, E. P., W. Pichel, C. Walton A. Ahmad and J. Sutton (1982): Multi-channel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures, Reprint, XXIV COSPAR, Ottawa, 22-29, May 1982.
- McClain, E. P. (1981): Operational implementation of AVHRR-only multichannel sea surface temperature products, internal memorandum, NESS, Nov., 19, 1981.
- McMillin, L. M. et al. (1973): Satellite infrared sounding from NOAA spacecraft, NOAA Tech. Report NESS 65, Washington, D. C., NESS, NOAA, U. S. Dept. of Commerce, 1973.
- McMillin, L. M. (1975): Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *J. Geophys. Res.*, 80, 5113-5117.
- Morcrette, J. J. and J. G. Irbe (1978): Atmospheric correction of remote measurements of Great Lakes surface temperature. *Proc. 5th Canadian Symp. Remote Sensing*, 579-585, Aug., 1980, Victoria, B. C.
- Namias, J. (1969): Use of sea-surface temperature in long-range prediction. *WMO Tech. Note No. 103*, Gsneva, WMO, 1-18.
- Pichel, W. (1978): Satellite and conventional mean monthly sea surface temperatures for the eastern North Pacific—a comparison, Master Thesis, 189pp, University of Hawaii, Honolulu.
- Pichel, W. G., F. E. Kniskern and R. L. Bower (1979): NOAA/NESS operational satellite oceanographic products. *WMO Seminar on Oceanographic products and IGOS data processing and service system*, Moscow.
- Pichel, W. G. and B. A. Banks (1982): Reliability of operational sea surface temperatures derived from NOAA satellite infrared data. *Workshop on satellite and air-craft infrared sea surface temperature*. Joint Oceanographic Assembly, Halifax, Nova Scotia, Aug. 2-3, 1982.
- Prabhakara, C., G. Dalu and V. G. Kunde (1974): Estimation of sea surface temperature from Remote Sensing in the 11 to 13 m window region. *J. Geophys. Res.*, 79, 5039-5044.
- Rao, P. K. (1968): Sea surface temperature measurements from satellites. *Mariners Weather Log*, 12, 152-154.
- Rao, P. K., W. L. Smith and R. Koffler (1972): Global sea surface temperature distribution from an environmental satellite. *Mon. Weath. Rev.*, 100, 10-14.
- Shenk, W. E. and V. V. Salomonson (1972): A multispectral technique to determine sea surface temperature using Nimbus-2 data. *J. Phys. Oceanography*, 2, 157-167.
- Smith, W. L., P. K. Rao, R. Koffler and W. R. Curtis (1970): The determination of sea surface temperature from satellite high resolution infrared window radiation measurements. *Mon. Weath. Rev.*, 98, 604-611.
- Strong, A. E., R. J. DeRycke and H. Stumpf (1972): Satellite detection of upwelling and cold water eddies. *Proceedings of the 8th international symposium on remote sensing of environment*, 2-6, October, 1972, Ann Arbor, Michigan, 1069-1081.
- Stumpf, H. G. (1974): A satellite derived

ved experimental Gulf Stream analysis. Mariners Weather Log, XVIII, 149-152.

Tabata, S. (1978): Comparison of observations of sea surface temperatures at ocean station P and NOAA buoy stations and those made by merchant ships traveling in their vicinities in the Northeast Pacific Ocean. J. Appl. Meteor. XVII, 374-385.

Vukovich, F. M. (1971): Detailed sea-surface temperature analysis utilizing Nimbus HRIR data. Mon. Weath. Rev., 99, 812-817.

Walton, C. (1980): Deriving sea surface

temperatures from TIROS-N data. Remote Sensing of Atmospheres and Oceans, Academic Press, 547-579.

Walton, C., R. L. Brower and T. L. Signore (1976): Satellite-derived sea surface temperature by multi-channel regression. Proceed. of COSPAR Symposium on Meteorological Observations from Space, COSPAR XIX, Philadelphia, Pa., 8-10 June 1976, 155-159.

Yates, H (1981): The United States operational polar-orbiting satellites. series, TIROS-N. Adv. Space Res., 1, 55-71.

氣象學報徵稿簡則

1. 本刊以促進氣象學術研究為目的，凡有關氣象理論之分析與應用之論文，均為歡迎。
2. 本刊稿件分為四類：(1)研究論文(2)報告(3)綜評(4)最新重要論著綱要。
3. 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。
4. 稿件之題名、作者真實姓名、服務機關及職稱均須以中、英文註明。
5. 中文稿件在參考文獻之後，應附英文摘要。
6. 研究論文之圖表名稱及各欄細目，均須以中英文對照說明。
7. 惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版，如圖表不夠清晰，本刊得徵得作者同意後，僱員代為另行重繪，所需費用由作者負擔或由稿費中扣出。
8. 稿件內容過長或內容、文字、圖片有修改之必要時，得請投稿人修正之。本刊亦得做必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
9. 來稿如不刊登，則退還原著者。
10. 稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印轉載。
11. 來稿請逕寄中華民國臺北市公園路64號，中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

El Niño 與 異常 氣象¹

徐 晉 淮² 譯

Chin-Hwai Hsu

一、異常氣象之定義*

世界氣象組織 (WMO) 規定以過去 30 年間之平均值視為氣候平均值 (Normal)，換句話說，現在所使用的氣候平均值應為 1951 年～1980 年之 30 年平均值，而所謂的異常氣象則係指比氣候平均值 (以後簡稱平均值) 有顯著的偏高或偏低的天候謂之。即過去 30 年或更久的期間內，未曾觀測過的顯著偏好或偏壞的天候，例如月平均氣溫與平均值之標準偏差達 2 倍以上時，稱為異常氣象。茲舉臺南測站 (創立 1897 年) 於 1963 年 1 月所觀測到較諸近 75 年，出現的平均值低達 5.8°C 的異常低溫，1897 年～1970 年最低氣溫平均值為 12.6°C 。這樣的異常氣象每年 偶而會發生世界的某一地方。

二、在海洋發生的異常現象

(一) 海洋可以帶動大氣的運動

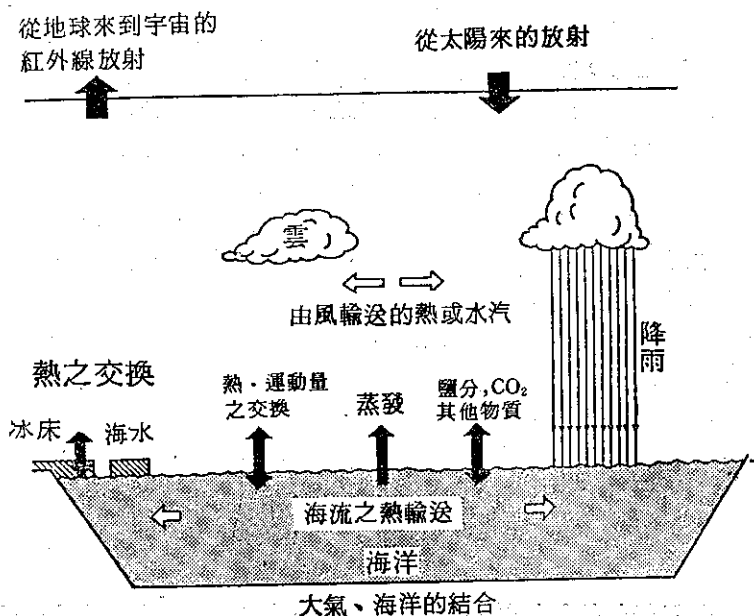


圖1 大氣與海洋的相互作用

地球表面約 70 % 是被海洋佔有，對氣象或氣候的形成極為重要，尤其從 1982 年夏天起到 1983 年秋天，發生大規模的赤道區域高海溫 (El Niño) 現象，而在世界各地同時發生許多異常的氣象，使得大家再度意識到赤道海域的水溫，會大大影響氣候的事實。緊接著而來的是 1984 年春天起親潮沿着日本本州之東岸比往年更朝南延伸，而助長北日本之低溫，成另一異常現象。

就溫度變化而言，海水與大氣兩者所需的熱量相當懸殊，以同一立方公分容量的海水和大氣 (1 氣壓) 變化 1°C 溫度為例，海水需要大約 1 卡的量，而大氣只須要 3000 分之 1 的 0.003 卡即可，這說明了在同樣溫度下，海水比大氣可儲存較多的熱量。

另外，海洋也是一種巨大儲水槽，它一方面向大氣補給水汽擔任造雲及造雨的角色，水汽在大氣中變為水時，也擔任供給大氣潛熱之角色 (圖 1)。

除了海帶動大氣的影響以外，另外扮演著，伴

1. 1984 年 7 月 20 日初版「異常氣象時代」譯出第 3 章第 2 節 El Niño 是指什麼？ 著者朝倉正等

2. 中央氣象局簡任技正

* 異常氣象之定義由譯者附加

隨海流輸送熱量的角色。同時海流從赤道地域向高緯度地域輸送熱量，把使地球上之溫度差減為較小的一種作用。

但是，海並不是片面的把熱和水補充給大氣，同時也運用風，控制波浪或海流等的海水的移動。使海的水溫分佈發生變化。因此大氣和海洋並非片面的因果關係，而係彼此結合地相互作用著。

海洋較大氣全部之質量為大，且熱容量也較大，所以對大氣加諸其上的影響所產生的反應，一般而言較為緩和。然而，海洋所發生的現象却會長時間地影響到大氣，這種現象，在考慮到異常氣象或氣候變動的時候，使我們不能無視於海洋存在的理由。

在本文，謹就由於海洋出現的特異現象，關係到世界或日本發生的異常氣象例子中，舉其二、三以供大家參考。

(一) 中部北太平洋趨寒冷明顯化

日本氣象廳之海洋氣象部，每月分三次作成西北太平洋海面之水溫實況圖。這海洋天氣圖，係由商船或漁船所拍發之海上氣象報告中包括有氣壓、氣溫及風等的氣象資料中的海面水溫資料來作成的。從 1946 年以來，每旬（上、中、下旬），均作成此種報告。最近，除船舶之資料報告外，氣象廳在日本周邊五個海面，繫留之海洋氣象浮標站（V-Robot）的資料或從同步氣象衛星「向日葵」

之紅外線影像得來的水溫資料也同時加入，作成這實況圖（圖 2）。

(二) 北太平洋呈顯著的低溫現象

在電視的天氣預報中常衡量氣候年平均氣溫高、低，所取的平均值已在前面提及過去 30 年間（1951~1980）的平均值。西北太平洋的海面水溫也從 1946 年以來所累積每旬的資料為準，由 1951 年到 1980 年之 30 年資料為平均值。根據這平均值來調查水溫的距平變動結果，發現北緯 35 度以北的海域，意外的從 1975 年以後均有低水溫的趨勢。另依據美國海洋大氣總署（NOAA）資料統計結果，東北太平洋海域也從 1960 年代末期到 1970 年代中期，經常持續性地維持低水溫的現象，而在這同時，由 1960 年代到 1970 年代期間，也是以北半球高緯度地帶為中心，地面氣溫下降的時期，兩者間的一致，感信不是偶然發生的。

三、El Niño 是怎麼？

讓我們將注意力移轉到太平洋的赤道海域。太平洋是三大洋中最大的，尤其以沿着赤道之長度的洋面分佈最廣，佔近全部地球的一半。如此廣大的熱帶海域對地球全體的氣象或氣候影響極大。特別以分佈在太平洋獨特的赤道海域之異常高水溫（El Niño）現象，也對日本的氣象帶來極大的影響。

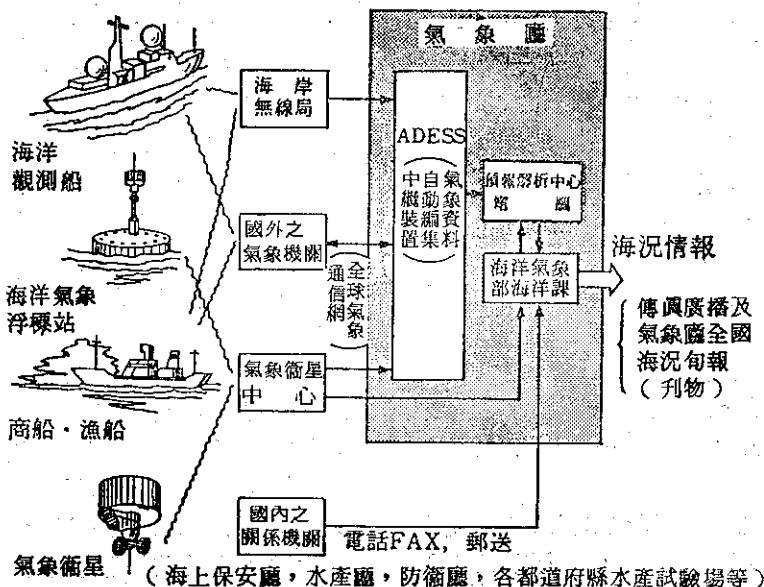


圖2 海之天氣圖（海水溫圖）之製作過程

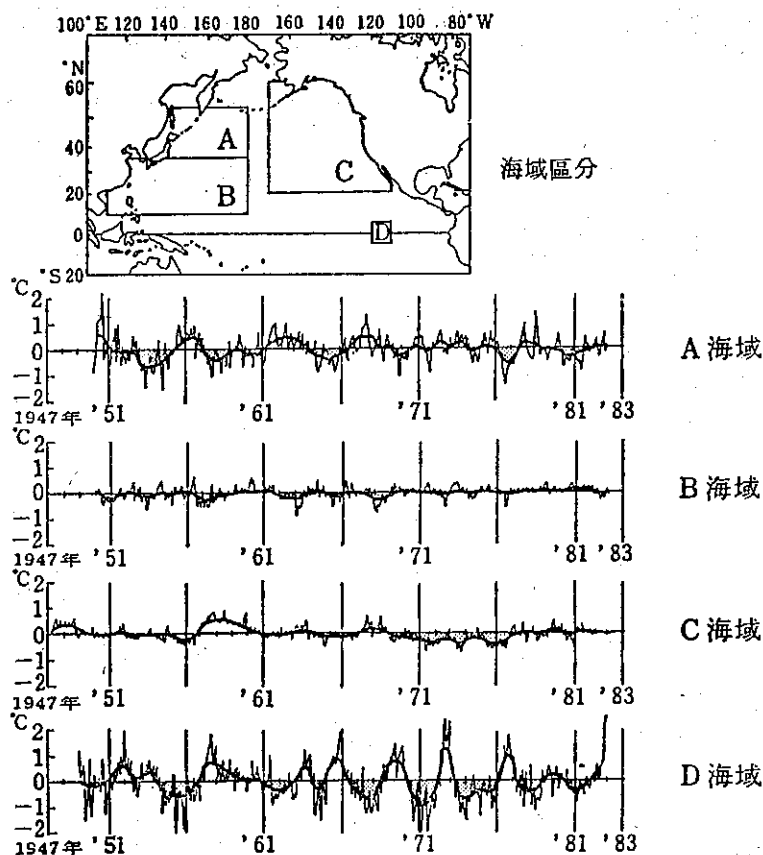


圖3 北太平洋之海面水溫年距平之變化

(一) El Niño* 在聖誕節來訪

南美洲從厄瓜多爾到秘魯沿岸，一般而言，一年中的海面水溫不會超過 20°C ，比其他赤道海域的溫度為偏低。這是由於在離岸較遠海面（以後簡稱海上）蘊含水溫較低之秘魯寒流北上，再加上東南信風影響，在臨近沿岸的地方，大陸棚上之冷水不斷地向海面湧昇，而導致此地水溫比其他赤道海面為低。

這種湧昇流含有多量的營養鹽份，使得海面附近變成浮游生物 (Plankton) 最佳繁殖場所，特別是秘魯沿岸有許多鯷魚 (Anchovy) (食餌豐富的浮游生物) 羣聚落。這海域因此成為世界上有數的好漁場。附註：鯷魚是鰵魚之一種，加工後可作為家畜的飼料。

但是，每年到聖誕節前後，東南信風暫時較為微弱，而沿岸之湧昇流也衰弱時，厄瓜多爾到秘魯

北部（南緯 $5 \sim 7$ 度）海岸，被赤道反流系統之暖流南下流經影響，海面水溫上升 $2^{\circ}\text{C} \sim 3^{\circ}\text{C}$ 。使得鯷魚羣遠離沿岸部海濱，而變演為休漁期。所以當地對這種季節性的南下流或沿岸之短暫海水溫度的上升現象稱為 El Niño。

El Niño 這句西班牙語為「神之子」的名稱由來，是因為南上海流每在聖誕節前後發生之外，乘海流使得平時少見的珍奇魚類迴遊至此，以及同時為近接香蕉及椰子之收穫期，上天之恩惠充滿感激之意。

通常；每年這種高水溫現象在 $2 \sim 3$ 月間終止，而進入 3 月以後，附近之海域再度被冷海水所籠罩，港口因捕鯷魚漁船之出入而恢復活潑。

但是有時候，過了 3 月以後暖水仍擴展到秘魯南部（南緯 20 度附近）（圖 4）。

這種現象却為形成鯷魚魚獲量受到毀滅打擊的主因。使得當地之漁民恐懼萬分，而視為一種天災。

* 日本翻譯為「神之子」，但都用發音寫出日文「エル・ニーニョ」

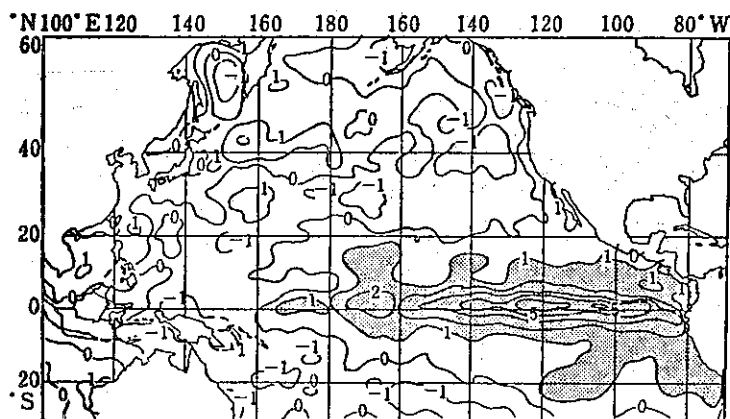


圖4 1982年11月之El Niño Event時的海面水溫年距平值沿秘魯沿岸到赤道，比年平均値（1948～1977年）高的海面水溫域擴展到東經160度附近（氣象廳及NOAA之資料）。

在此附帶說明，這種現象大規模產生於1972年，秘魯一年間之鯉魚魚獲量下跌到僅及早一年一半以下的500萬噸。

以往以為這種數年發生一次的異常高水溫現象，係為每年發生之El Niño之一種，且侷限於南美洲之西海岸的一種局部現象。可是，在1950年代以後，就赤道海域的海洋及氣象之觀測或調查有相當進展以後，這種現象如圖4所示已被認識清楚乃是擴大到整個太平洋赤道海域的大規模現象。有關這種大規模的異常高水溫現象發生的年代記載計有1925, 1930, 1939, 1940, 1951, 1953, 1957～58, 1963, 1965, 1972～73, 1976, 1982～83年，發生的比率約2～10年或平均5年乙次。

現在El Niño的名稱使用與原本的意義已不相同，而係指數年乙次所發生的大規模異常高水溫現象。部分學者為與本來之El Niño有所區別這種大規模的現象，特別以「El Niño Event」*或以「Warm Episode」加以命名。

(一) 現在，在太平洋熱帶海域發生什麼？

在說明本文之El Niño Event（與本來之El Niño不致混淆的時候方稱為El Niño）之前，先大略說明關於太平洋熱帶海域之水溫或海流分佈的狀況。

圖5是表示太平洋熱帶海域之年平均海面水溫分佈及主要海流的分佈狀況。

就太平洋的赤道附近的海面水溫分佈加以研判，可以發現下列幾項特徵。

(一) 在西太平洋海域，一年中29°C左右的暖水分佈於極廣的海域。

(二) 另一方面，在東太平洋的水溫却相當低，特別以在南美洲沿岸的水溫低至20°C以下。

(三) 沿東太平洋赤道的海面水溫較其南北鄰近的海域更低。

這種沿赤道水溫分佈的東西溫差，不僅在海面是如此，甚且延續到海面下層的表面混合層。在西太平洋的表面混合層厚度達150公尺以上，愈往東移愈變薄。在西經100度附近，已經不到20公尺。而西太平洋的海面水位比東太平洋高出約60～90公分，其原因如下：

(一) 由南美洲大陸西側北上，水溫較低的秘魯海流的一部份，改道向西，而演變成南赤道海流，且因受日射，徐徐的暖化後，移到西太平洋。

(二) 受信風影響，海面附近的暖水沿赤道集中吹送到背風面，堆積到太平洋西部。

(三) 由信風引起的赤道湧昇現象（受赤道上東風的吹拂，赤道附近海面的水被運搬到赤道的南北兩側，同時引起下層冷水湧昇到海面附近的現象），在信風較強的東太平洋，發生益頻。

如此，東南信風將秘魯海流及南赤道海流等，在南太平洋的低緯度海域，以逆時鐘方向循環運動，更影響到熱帶海域的海洋構造。

另外，從厄瓜多爾到秘魯沿岸，東南信風沿着海岸線吹送，把海面附近之海水搬運到背風面左側的海上，為補充這海水，乃由下層湧昇而上的冷水加以遞補。在此附帶說明的是，這湧昇流之速度約

* 附註：El Niño：西班牙語，Event：英語

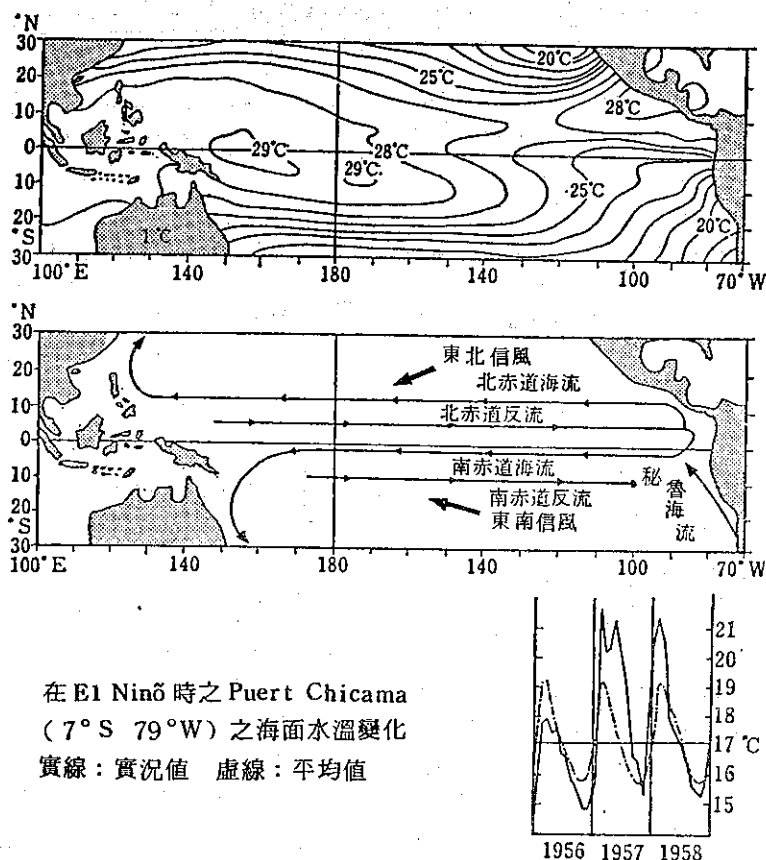


圖5 太平洋熱帶海域之年平均海面水溫之分佈(上)
及主要海流之位置(下)。(小圖表示秘魯沿岸之海面
水溫之變化)。

為每秒 0.001~0.01 公分，雖速度極微弱，但是，如果風延續一週加以吹送的話，湧昇的距離可長達數十公分。因此發生大規模異常高水溫現象 (El Niño Event) 的時候，由於南美洲海上吹着很強的信風，以致在沿岸發生旺盛的湧昇流較多。那麼究竟引起 El Niño Event 之原因到底是什麼狀況而發生的呢？

四、信風與南北振動

在南太平洋的低緯度海域，通常在印尼附近為低壓區，東方島（南緯 29 度西經 109 度智利之西方海上）為高壓區。而在太平洋赤道海域的海面附近，對應這氣壓差而發生自東向西的信風；在上層，則產生相反的由西向東的氣流，整體看來，遂形成一個很大的東西循環（圖 6）。

在本世紀初發現往往兩個地域的氣壓變化，如

某地區氣壓變高時，會導致另一地區氣壓變低的逆相關關係。這種兩者的氣壓，恰似蹺蹺板上下振動的現象，被稱為「南北振動」(Southern Oscillation)。

圖 7 是其一個例子，圖中表示雅加達的地面氣壓和南太平洋的地面氣壓，大致保持長期間的負相關關係。

在相隔一萬公里以上的兩個地方，氣壓變化之間竟有如此高相關關係，應有相當的理由，而有着明顯的因果關係存在。美國之氣象學者皮鐸尼 (Bjerknes) 表示這相關關係，應與赤道東南海域的海面水溫的顯明對比有相當的關聯。

依照他的說法，在西太平洋的高水溫區域，由於旺盛的上昇氣流的一部份，在高空向東流動，不久在海面水溫較低的東太平洋下降，導致附近的地面氣壓隨之昇高，而遂成兩地間之氣壓差加大，使

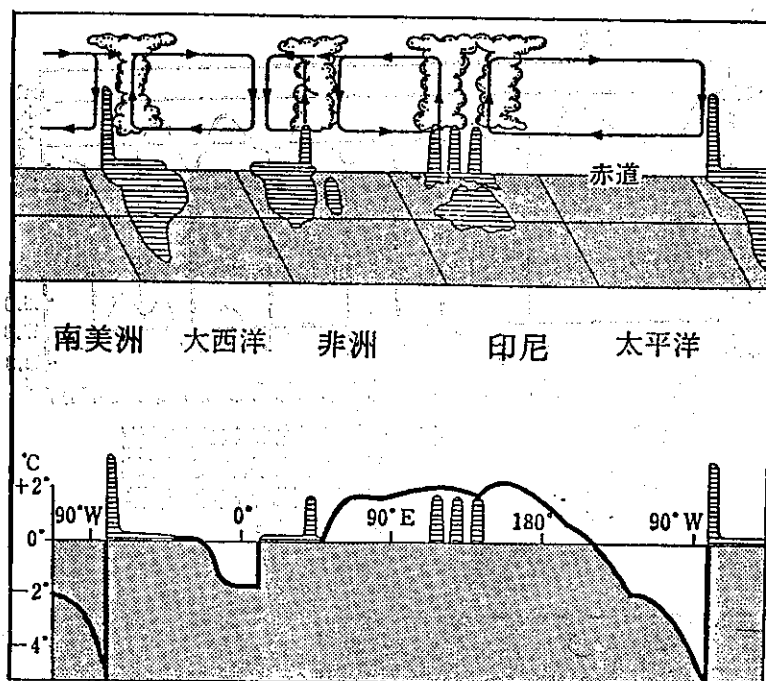


圖6 赤道區域大氣之東西流動(上)及海面水溫之相對分佈(下)。(New-well 等, 1980)

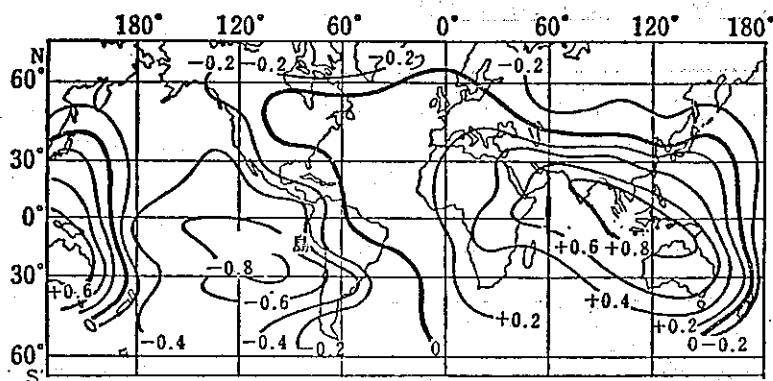


圖7 厄瓜多爾之地面氣壓與世界各地之地面氣壓之同時相關係數分佈。南太平洋之東方島附近與厄瓜多爾之地面氣壓之變動間, 成為相互負相關。(Perularge, 1957)

信風益加強勁, 如前節所述, 海面水溫的東西差遂而變得更大, 使得大氣的東西循環益形活躍。

可是, 相反地, 基於某些原因, 當兩地間氣壓差開始縮小的時候, 大氣之東西循環也隨之減弱, 而海面水溫的東西差也相對減小。這種結構所形成的東太平洋異常高水溫現象就是 El Niño。南方振動的減弱和 El Niño 可合併稱為 ENSO (El Niño and Southern Oscillation)。

在圖8所揭示的信風強弱變化, 大致可作為衡

量南方振動指數的標準(若以南太平洋中央部位和印尼附近之地面氣壓差加以表示, 當這氣壓差變大時, 信風將隨之增強而且東西循環將呈現極活潑的狀況), 另外亦揭示太平洋東部赤道海域的海面水溫平均值與每年的距平的變遷。

五、El Niño從發生到消滅

就已發生的幾次 El Niño 的調查結果, 細節撇開不談外, 由現象發生到消滅的季節的前後, 當

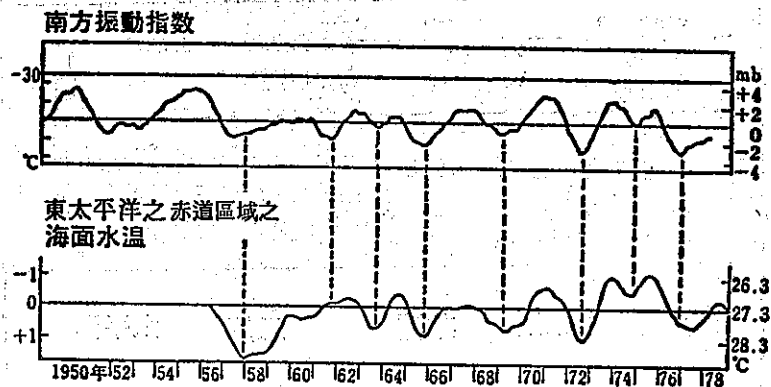


圖8 南方振動指數(玻里寧西亞之Tahiti與澳洲之Darwin間之地面氣壓差)及東部太平洋赤道海域之海面水溫之推移。可以看出指數低時，東太平洋之海面水溫變高(Willstky, 1982)。

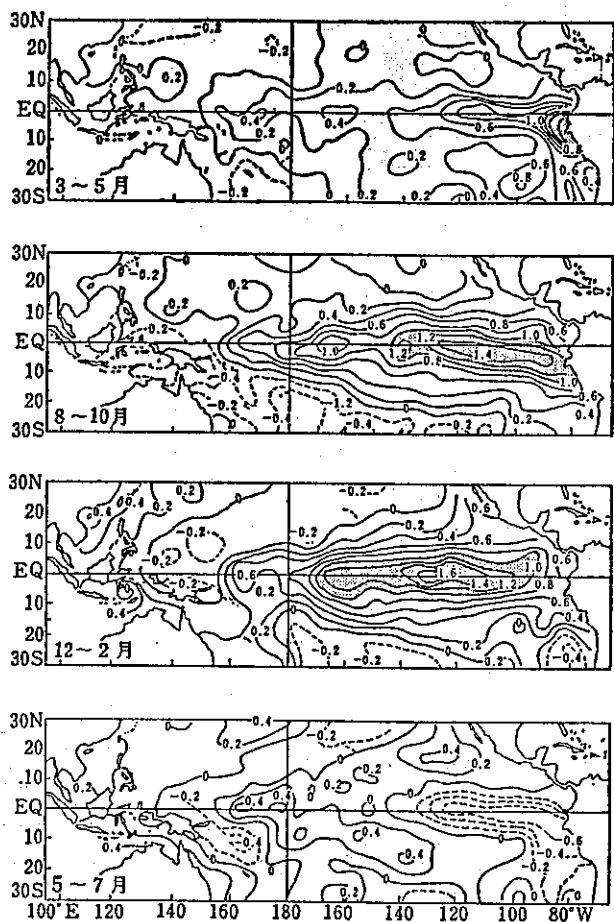


圖9 圖示El Niño發生到消滅止之赤道海域之海面水溫年距平之典型的推移之狀態。(Lasmuson等, 1982)

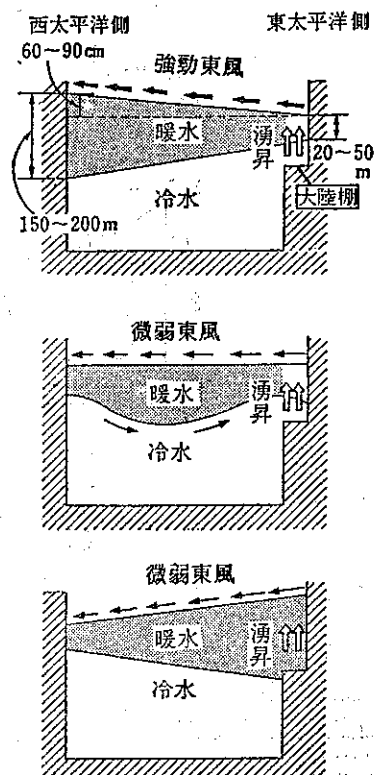


圖10 太平洋之東南信風之強弱及沿赤道之表面混合層之動態(Willstky, 1982)

可發現有其共同的徵候(圖9)。

(一) El Niño 發生的前一年

通常，在西太平洋的低緯度海域儲存有大量的暖水，而海面的水位也比東太平洋高。另外，一年以上的時間持續地吹著強勁的信風，而在充分蓄積暖水的時候，基於某些原因，在國際換日線以西，信風也開始減弱時，西太平洋的暖水層與下層海流間分界的鼓起處，如圖10中所示，內部波遂向東方開始移動。

由於，因地球自轉發生的科氏力在赤道附近無法發生作用，使得內部波以每秒約250公分的速度，極有效率地向東傳送，同時，西太平洋的海面水位開始降低(圖11)。

這個就是 El Niño 的引發動力，從時期上來說，由北半球之秋末起至冬初，發生的頻率較多。據最近的研究顯示，即使西太平洋區域信風的減弱僅達1~3週的極短期間，也可以充分扮演「引發動力」的角色。

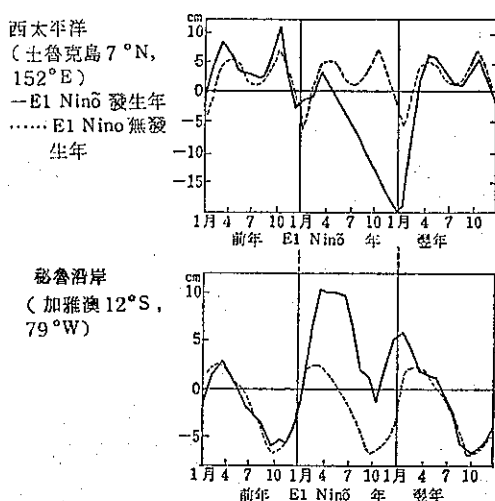


圖11 El Niño 前後之西太平洋(土魯克島)(上)及南美洲秘魯沿岸(加雅漢)(下)，兩測站海面水位之推移(1953~67年)。(Mayyaze, 1982)

(二) El Niño 年

在西太平洋發生的內部波，把暖水向東輸送後，在2個月後的翌年的1~2月左右，到達南美洲大陸的西岸。結果在厄瓜多爾到秘魯之大陸棚上，由暖水取代以往經常出現的冷水，而附近海域正當此時也進入季節性的水溫上升期，所以要發現 El Niño Event 的發端的原因是依然很困難。

在 El Niño Event 之發生的年度中，進入

4月後，沿岸的海面水溫並不見衰弱降低，而5月中水溫之距平反而最大。又此一帶的海面水位，也比往年提高10~15公分，在此時期的南美洲沿岸，同往年一樣吹著東南信風，仍持續有著活潑的沿岸湧昇流，但湧昇上來的海水，是原來在赤道附近的暖水，所以不會降低海面的水溫。

在沿岸形成的暖水域，不久，就以每秒50~100公分的速度向西擴展，在10月左右延伸到太平洋的中央部位。另一方面秘魯沿岸的高水溫在6月以後急速的回到平均值，而在太平洋中央部位的高水溫區之擴展，促使其附近的大氣產生上昇運動，而削弱國際換日線以西的信風。如此，更把西太平洋的暖水輸送到太平洋的中央部位或東部。

自10月左右到翌年初間，El Niño 進入成熟期，高水溫域的範圍延伸到東經160度附近，直佔地球上赤道全長的三分之一左右。海面水溫之距平值也達到2~5°C，然後大氣的上昇氣流移動到大約太平洋的中央部份，氣流也向此部份流進。在西太平洋同時，常常吹著西風，而在國際換日線以東的各島嶼，異常的增加降水量，大氣的南北循環也極為活躍。

另一方面隨著海洋風系的變化，北赤道反流會強化，而西太平洋的暖水大量的向東運走，而海面的水位變得更低。

(三) El Niño 之消滅

在 El Niño 發生後的翌年的2~3月左右，海面水溫從太平洋的東部起較平均值為低時，強勁的東南信風，也由東方開始緩慢的籠罩太平洋。又在國際換日線附近，1月份左右的降水量開始減少，西太平洋的風向，也由西轉東。如此從南美洲沿岸出現高水溫區以後大約經過1年後，和西太平洋的信風減弱後經過約1年半，一次之 El Niño 終告結束，到4月左右，西太平洋的海面水溫大致又回復到平均值。

El Niño Event 由發生到消滅的期間，大致與全體的太平洋赤道海域都有關連。其特徵是，事前蓄積有大量的暖水，信風適時減弱，現象發生以後也有適當的間隔，俾向東方補給暖水等等，西太平洋的海洋或大氣可以說是扮演著完成整個現象發生或變換的重要角色。

但以上所作的說明，到目前為止，雖一般的為大眾所接受，但不一定能完全說明所有的現象，例如，下面之疑問，仍然未能解決。

1. 為什麼成為現象發端的信風會減弱呢？
2. 為什麼每次會大致的經過同樣的季節性的推移呢？
3. 為什麼現象約以1年為期終了呢？
4. 為什麼發生的時間間隔不定，而有2~10年不同時間間隔的發生？

六、1982 年到 1983 年之 El Niño

自從 1982 年 4 月左右起，南方振動指數急劇的開始減少。在同年後半出現了近 15 年間中最低的記錄（圖12）。其後同樣的指數，以 1983 年 1 月為界，逐漸恢復，在同年 5 月以後回復到平年值。

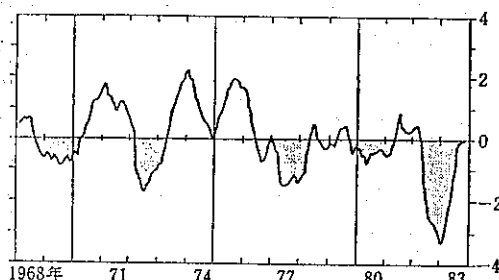


圖12 南方振動指數之減少。(NOAA, 1983)

爾後以平常遲半年之時間，信風隨之減弱，在厄瓜多爾到秘魯沿岸，自 1982 年 6 月左右，海面水溫顯著的上昇，自 9 月到 1983 年 1 月，比平均值高 $2\sim5^{\circ}\text{C}$ 的高水溫區，急速地擴展到國際換日線附近。

其後海面水溫的距平值轉為減少，而在 5 月時再形增大，尤其在秘魯沿岸在以後約數月間將維持比平均值高約 $5\sim6^{\circ}\text{C}$ 的狀態，直至 9 月以後，所有的海面水溫才回復到平均值。

這次的 El Niño 與以往所發現的現象，有幾點特別顯著不同的特徵：

(一) 是一次大規模的現象

El Niño 的規模，若要一般的加以定義是很困難的，在此我們僅著眼於成熟期高水溫域的擴展狀態，水溫距平值的大小及各種現象的持續期間等等。以本世紀所發生的最大規模的 El Niño 的 1972 年的成熟期的海面水溫之距平值與此次 1982 年 10~12 月成熟期的距平值來比較，這次現象的規模，要比 1972 年大了許多，而且持續的期間也正如下面所述比平常要長。

(二) 經過特殊的變遷（圖13）

這次的現象，較諸以往的 El Niño 遲了數月自 6 月左右才開始，而在秘魯沿岸到國際換日線的太平洋赤道海域，大致於同一時期（1982 年 10 月~12 月）達到水溫距平值的最高點。1983 年 3 月以後，海面水溫繼續維持比平均值高，尤其以 5~6 月時，所發現的水溫距平值，兩次達到最高點的現象，備受注目，特別在秘魯沿岸到 8 月左右，海面水溫比往年高出 $4\sim6^{\circ}\text{C}$ 。

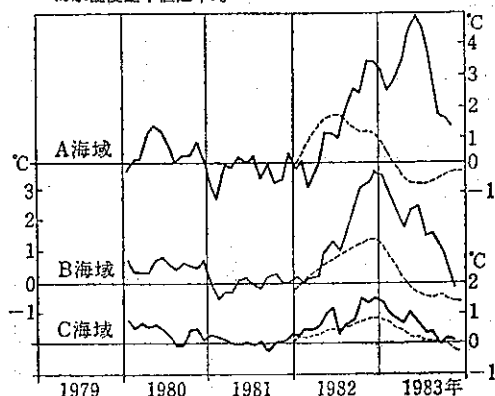
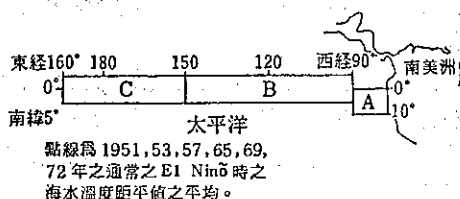


圖13 秘魯海面 (A)，東部赤道海域 (B)，中部赤道海域 (C) 之月平均海面水溫距平值之推移。(NOAA, 1983)

(三) 特殊的海洋狀況

由於 El Niño 的來到，一般在東部太平洋的海面水位會上升，但是這次，在 1982 年末左右，極為特殊的是在太平洋中央部位，有顯著的水位昇高現象，而使得夏威夷南方的芬寧島發生了在當地居民的古老記憶中，未曾有過的淹水現象。而為了向東部太平洋，運送的暖水，通常都起因於海面水位的東西差所伴隨的海面下 30~300 公尺之間移動的赤道潛流（東向流），在 1982 年 8 月到 1983 年 1 月止，在東太平洋（西經 159 度）並沒有觀測到。至今為止未曾有東太平洋赤道潛流消失的報告，這是非常奇特的現象。

七、El Niño 及西太平洋的海域狀況

El Niño 的成熟期在西太平洋赤道海域的海面水溫，將比平均值稍低一點，但是，在日本南方到東方近海之海面水溫，常常比平均值高出 $1\sim2^{\circ}\text{C}$

(圖14)。其中，較顯著的特徵，可說在西太平洋赤道海域海面下 50~300 公尺深的表層水溫的地方，自 1967 年以來日本氣象廳於每年 1 月 (1972 年以後增加 6、7 月)，由觀測船凌風丸從日本本州到新幾內亞北岸一帶，沿着東經 137 度線，反復實施海洋觀測。

根據此結果，在 1983 年 1 月，北緯 15 度以南之表面到 300 公尺以內深度的水溫比平均值冷，有一部份比平均值低 3~5°C 的數值，兩者都隨 El Niño 證實了大量的暖水，從西太平洋向東太平洋移動 (圖14)。

同樣的，西太平洋的海面水溫或表層水溫的特殊分佈，在 1973 年 1 月也被觀測到，所以這可說是大規模之 El Niño 在某種程度上的共通點。

將來，西太平洋低緯地區的海面水位或表層水溫如有更嚴密的觀測的話，可測出 El Niño 的預兆現象，是極為可能的。因此在美國或法國觀測船作海洋觀測時，增加 X-BT (投棄式自記深水水溫計) 來觀測表層水溫，並將觀測結果通報到處理中心，而且也有獎勵依賴商船嘗試 X-BT 的觀測計畫。

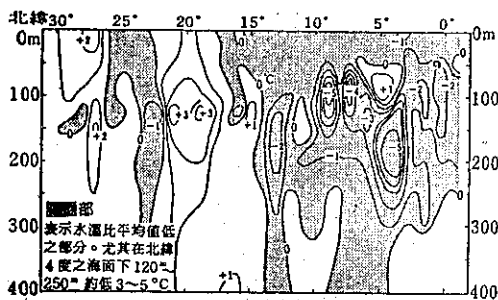


圖14 在 El Niño 之最盛時，沿東經 137 度線之表層水溫之長期平均 (1967~82 年) 之距平值。(1983 年 1 月)

八、El Niño 會改變氣候

El Niño 伴着信風短暫減弱時，會使太平洋東部赤道海域發生異常高水溫現象。相反的，擴展到佔地球上赤道全長的三分之一的高水域，也會對大氣的變化，帶來極重大的影響。

全球大規模的氣候變動與熱帶海域的海水溫度，應存有密不可分的關係，直到最近才由很多事實

的發現逐漸明朗化，以下就是兩個典型的事實。

(一) 原來赤道海域之水溫是高的，所以即使些微的變化也可使海面水汽的蒸發量產生極大的變化。

(二) 接近赤道的地方，由地球自轉發生「科氏力」的作用很小，所以這個地區的大氣或海洋因受外力條件的變化，會作急速的反應。

El Niño 會影響氣候的事實也由很多專家證實。例如，在太平洋東部赤道海域的島嶼或秘魯、厄瓜多爾的沿岸，在 El Niño 的發生年的降水量會比平常年份，達到 5~10 倍的一年降水量的紀錄，而另一方面在離太平洋很遠的印度，在 El Niño 的發生年，夏季降水量則會顯著的減少，造成旱災，是大家共所週知的。

美國的皮鐸尼指出，El Niño 發生年 (1957~58 年) 與 1955~56 年間東部赤道海域發生低水溫時之北太平洋的冬季氣壓分佈之間有極大的差異。另外 El Niño 發生年時，亞熱帶高氣壓只向東西擴展，而阿留申低氣壓以阿拉斯加灣為中心，極為發達。這種傾向也在這次 El Niño 中出現，在 1983 年 2 月的阿留申低氣壓的月平均氣壓已打破最低值的紀錄。

關於 El Niño 對各地氣候帶來的影響，仍有待今後作更進一步的研究，僅以圖表 (圖15) 所揭示的南方振動指數，大致可看出與世界各地所發生的特異氣象的出現頻率間的相互關係。

總之，熱帶的海洋和全球大氣的變動有相當密切的關係，為了解兩者之間的關係，現在正繼續努力實施種種的研究計畫，並將於 1985 年起，在熱帶海洋全球大氣研究 (TOGA) 的計畫下，再深入的集中觀測研究。

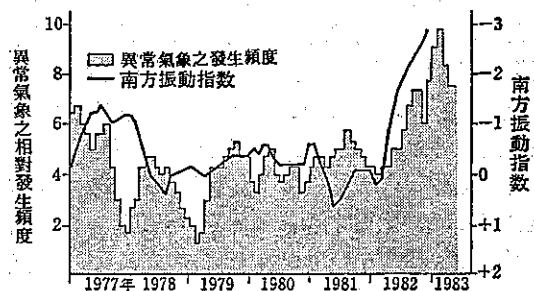


圖15 最近之南方振動指數與世界中某些引導異常氣象之相對發生頻度。(NOAA, 1983)

民國七十二年颱風調查報告

—侵台颱風(8309)艾倫

Report on Typhoon "ELLEN" in 1983

徐 辛 欽¹ Hsin-Chin Hsu

一、前 言

民國七十二年北太平洋高氣壓勢力較往年為弱，七月以後，太平洋高氣壓之位置仍較氣候平均位置偏南，因此颱風或熱帶性低氣壓不易發展。七月間北太平洋西部有3個颱風生成，而8月份有5個生成。往年颱風七月份平均3.9個，8月份4.7個（註一）。而侵臺颱風方面，今年至8月底為止只有一個韋恩颱風（8304）經過臺灣附近海面而發布陸上颱風警報，往年侵臺颱風平均6月0.2個，7月0.9個，8月1.1個（註二）。顯然地，在北太平洋發生之颱風侵臺頻率至8月底為止，較往年為少。

艾倫颱風是一行徑漫長，生命期長之颱風，它經過呂宋島北部近海，東沙島至廣州南方附近，它非但沒有對臺灣地區之乾旱跡象有所助益，更不幸地，它造成了巴布煙和東沙島海面海難。本文專就艾倫颱風之發生始末，行徑及預報作一綜合性之分析和報告。

二、艾倫颱風之發展經過

1. 初生期

從衛星觀測資料顯示，於8月28日在 13.1°N , 174.0°E 附近海面的低壓環流區已發展成熱帶性低氣壓，（當時強度 $T=2.0$ ）。29日00Z增強為輕度颱風，命名艾倫（ELLEN），編號8309號，中心氣壓1010mb，中心附近最大風速18m/s，暴風半徑50公里，移動方向是向西，時速30公里，此時位置已移至 12.9°N , 171.8°E ，因其位置接近北太平洋中部，而且強度不大，其結構雖已發展至700mb，但其周圍環流仍不太適合這個颱風繼續發展，直至30日16Z其威力才略有增強（ $T=3.0$ ），中心附近最大風速20m/s，中心氣壓降至1000mb，暴風

半徑為100km。但至9月1日00Z威力又減弱至原來的18m/s，這是因為在700mb高空圖上，中緯度高壓（ 25°N , 165°E ）減弱又遠離，使東北風減弱，在850mb上（圖一）之高壓在 28°N , 140°E 未能影響到，颱風正置於弱低壓帶（東北西南走向）上。至9月2日（圖二）颱風已移至關島南方海，此時高空高壓脊線呈東北東面西南西走向（高壓中心在 28°N , 135°E ），東北風略增強，颱風威力也略增強，但中心附近最大風速也只有20-23m/s。從颱風生成（29日00Z）至9月2日間，歷5日，行進3,500公里，威力幾乎沒有增強，這段期間主要因颱風本身一直在低緯度前進，依據渦旋方程，科氏力小，颱風之渦度無法增加，颱風難增強，又中緯度之高氣壓不強，東北風微弱，影響颱風有限，南方來的氣流不明顯，這些原因促使颱風之強度無法增加，而颱風亦無明顯發展。

2. 發展期

在9月3日00Z（圖三）時，颱風已移至 9.9°N , 137.5°E ，而中緯度之高氣壓也東移至 29°N , 138°E ，正值颱風正北方而使氣壓梯度增加，同時南方來之氣流亦旺盛，此皆有利於颱風發展，所以颱風在此時迅速增強，至3日12Z颱風之中心附近最大風速已達33m/s，到達中度颱風之強度，暴風半徑120km，中心氣壓降至985mb。9月4日（圖四及圖五）南方氣流持續旺盛，又中緯度之高氣壓在颱風的北北東方，相對的在三層（700mb, 500mb, 300mb）平均環流上，於日本南方有一廣大輻散場，能量之供調順利，而此時颱風中心位置漸向西北移動，科氏力增加，以上之因素使颱風威力增強甚快，至5日00Z，中心氣壓已降至970mb，中心位置亦移至 15.0°N , 128.1°E ，中心附近最大風速達48m/s，至18Z終於發展至強烈颱風。從9月3日至5日歷3日，颱風強度由輕度發展至強烈，此階段是颱風威力發展之時段。

3. 成熟期和消散期

1. 中央氣象局澎湖氣象測站主任

註一：臺灣30年來之颱風 p. 5.

註二：臺灣30年來之颱風 p. 11.

表一：艾倫颱風最佳路徑資料表
Table 1: The best track positions of Typhoon ELLEN

月	日	時 (GMT)	中 心 位 置		中心氣壓 mb	最大風速 m/s	進行方向	時速 km/hr	備 註
			北 緯	東 經					
8	28	16	13.1	174.0	1014				T. D
		18	13.2	173.4	1014		270		
	29	00	12.9	171.8	1010	18	265	30	輕度颱風
		06	13.1	170.5	1010	18	270	20	
		12	13.2	168.7	1010	18	275	33	
		18	13.3	166.7	1010	18	245	37	
	30	00	12.9	164.7	1008	18	255	35	
		06	12.6	163.4	1004	20	260	22	
		12	12.2	161.9	1002	20	255	30	
		18	11.8	160.2	1000	20	250	33	
	31	00	11.0	158.4	1000	20	255	34	
		06	10.6	156.8	1000	20	255	30	
		12	10.1	155.0	1000	20	270	33	
		18	10.0	152.8	1000	20	275	40	
9	1	00	10.2	151.2	1000	18	270	30	中度緯風
		06	10.3	149.2	1000	18	245	40	
		12	9.3	146.7	1000	18	255	46	
		18	8.7	144.6	1000	18	275	40	
	2	00	8.8	143.2	1000	18	280	26	
		06	9.0	141.8	998	20	280	26	
		12	9.2	140.4	998	20	280	26	
		18	9.6	139.0	998	23	285	26	
	3	00	9.9	137.5	990	30	290	28	
		06	10.5	135.8	990	30	295	31	
		12	11.0	134.4	985	33	285	27	
		18	11.5	133.1	985	33	295	26	
	4	00	12.2	131.7	980	33	315	27	
		06	13.1	130.7	980	36	305	24	
		12	13.7	129.8	980	45	315	22	
		18	14.4	128.9	980	48	315	18	
		00	15.0	128.1	970	48	315	18	
		06	15.9	127.1	970	48	305	24	
		12	16.7	125.8	960	48	300	24	強烈颱風
		18	17.2	124.8	956	51	310	20	

月	日	時 (GMT)	中 心 位 置 北 緯 東 經	中心氣壓 mb	最大風速 m/s	進行方向	時 速 km/hr	備 註	
	6	00	17.8	124.0	950	60	310	18	
		06	18.4	123.0	928	63	280	22	
		12	18.7	121.9	925	63	300	19	
		18	19.0	121.1	928	55	290	15	
	7	00	19.3	120.1	940	51	285	17	
		06	19.6	119.0	960	48	300	18	中度颱風
		12	19.8	118.3	960	48	270	13	
		18	19.8	117.5	965	48	315	13	
	8	00	20.4	116.6	965	45	290	18	
		06	20.9	115.5	967	38	320	18	
		12	21.4	114.9	967	35	285	15	
		18	21.7	113.9	968	35	325	17	
	9	00	22.1	113.4	980	33	290	13	登陸廣州 南方陸地
		06	22.5	112.2	988	28	290	20	輕度颱風
		12	22.6	111.5	996	25	280	15	
		18	22.7	111.0	1002	18	—	—	TD
	10	00							

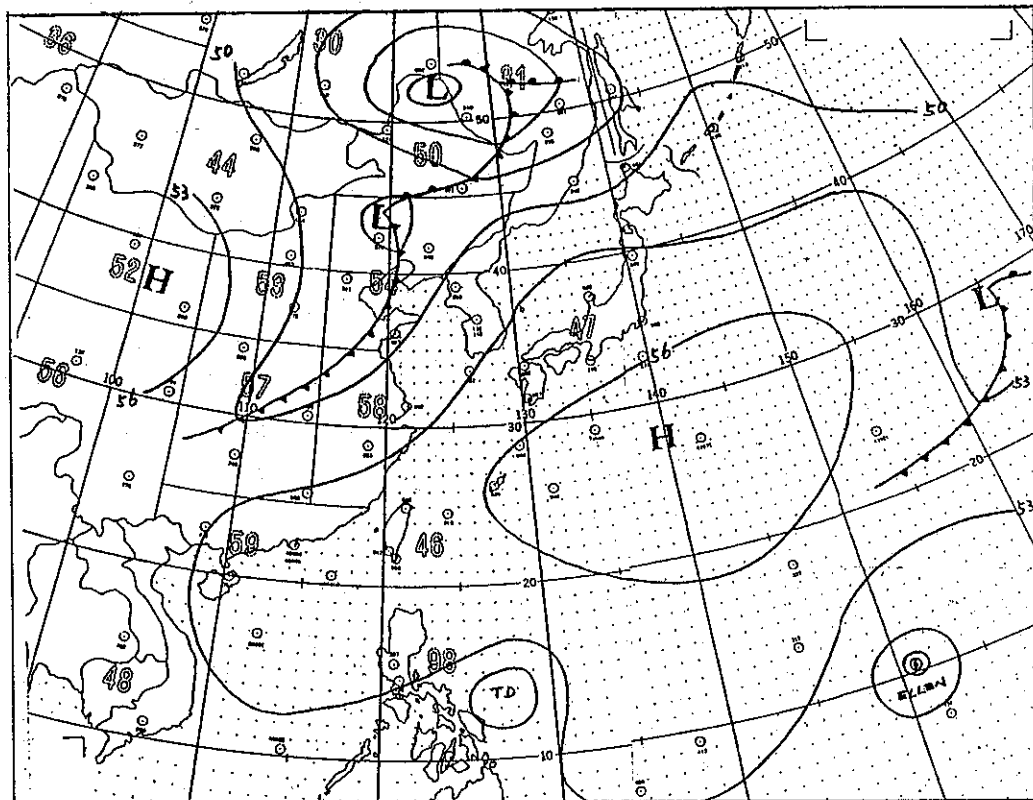
9月6日是颱風的最強盛時期，6日12Z 威力達頂峯（ $T=6.0$ ），中心氣壓只有925mb，平均最大風速達63m/s，暴風半徑發展至250km，但在9月6日/06~21Z間，颱風幾乎貼著呂宋島北方近海行進，距呂宋島只有10-50公里，雖然颱風中心未登陸地，但由於距離陸地太近，此對颱風環流破壞很大，此時有一大陸高氣壓從華東（浙江）移出，又帶來些冷空氣，這些因素都是使颱風在7日06Z 減弱為中度颱風的原因。陸地效應減弱後，艾倫颱風即維持原來威力（ $T=4.5$ ）經東沙島（8日00Z）緩慢向香港南方前進，未登陸地前其威力減弱很慢，9日00Z 在廣州南方（香港西方）登陸，登陸時仍維持中度颱風之威力（中心氣壓988mb，近中心最大風速33m/s），登陸後受地形破壞其環流即迅速減弱為輕度颱風，至10日00Z 變成熱帶性低氣壓。

三、艾倫颱風之行徑分析

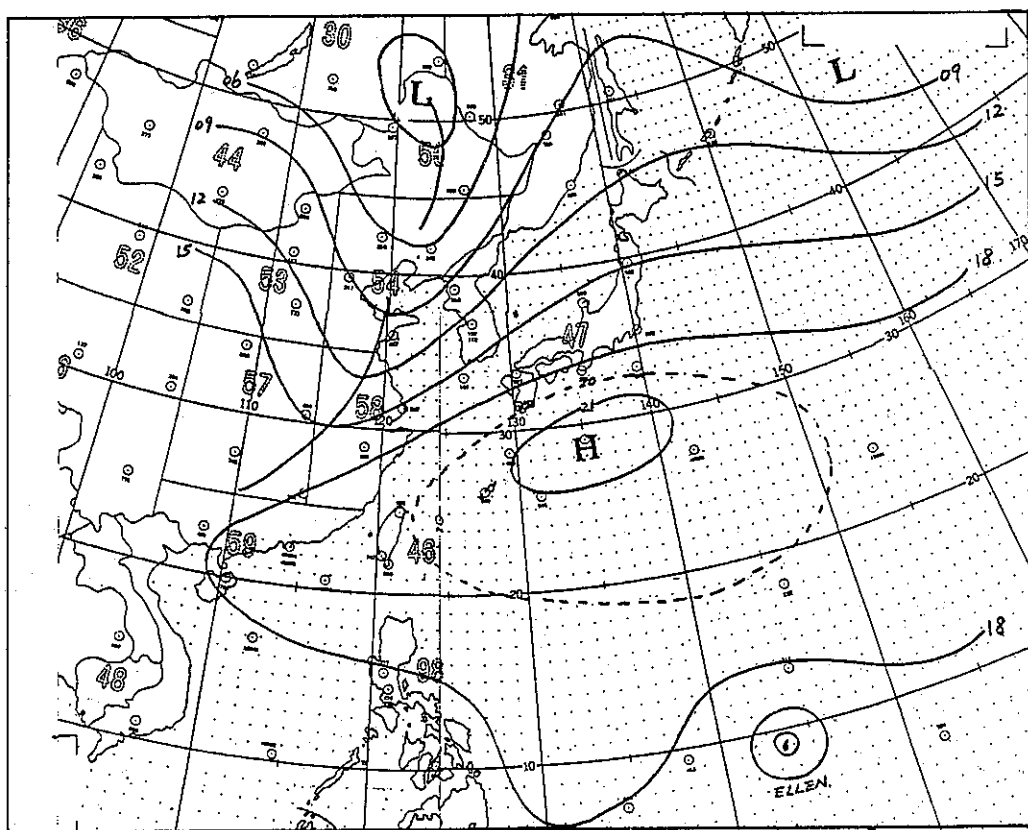
艾倫颱風在8月29日00Z 形成颱風時，其位置

在 $12.9^{\circ}\text{N}, 171.8^{\circ}\text{E}$ ，行走路徑在最初12小時均是向西，時速不穩定，時快時慢，這可能是距陸地遠，只以衛星定位為準，因颱風環流微弱，衛星定位易產生誤差所致，此為第一階段。第二階段是從29日18Z 至9月1日18Z 共三天，其進行方向以西南西為主，速度快而穩定，時速均保持30-40公里，由於颱風向西南西前進，故颱風的位置愈來愈偏南，至1日18Z 已移至 $8.7^{\circ}\text{N}, 144.6^{\circ}\text{E}$ ，由於緯度低，速度快（平均速率33.3km/hr），中緯度槽線又弱，無法影響颱風行徑，只受中低緯度之高壓移動與軸線走向而改變颱風行徑。

第三階段是從2日00Z至6日00Z，颱風移動方向由西北西慢慢轉成向西北進行，颱風威力也由輕度颱風發展成中度颱風；再發展為強烈颱風，移動速度從第二階段後慢慢減緩，平均速率34.1km/hr，其轉向西北西再轉成西北移動的原因是中緯度槽線導引和日本本州南方近海高壓東移所造成，尤其前者之中緯度槽線在5日和6日間移至 $125^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 間（圖六及圖七），而颱風位置也正處於這個經度



圖一 72年9月1日 0000Z 850 mb 高空圖
Fig 1 010000Z Sept. 1983, 850 mb Chart



圖二 72年9月2日 0000Z 700 mb 高空圖
Fig 2 020000Z Sept. 1983, 700 mb Chart

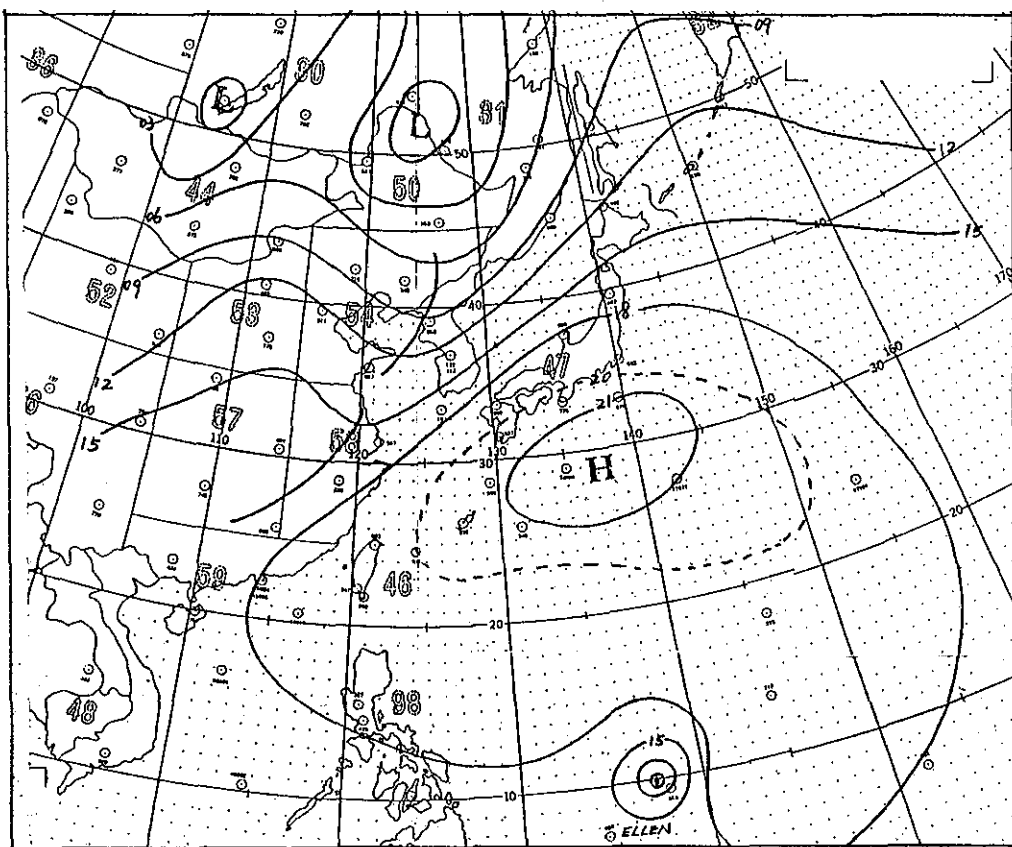


圖 三 72年9月3日 0000Z 700 mb 高空圖
Fig 3 030000Z Sept. 1983 700 mb Chart

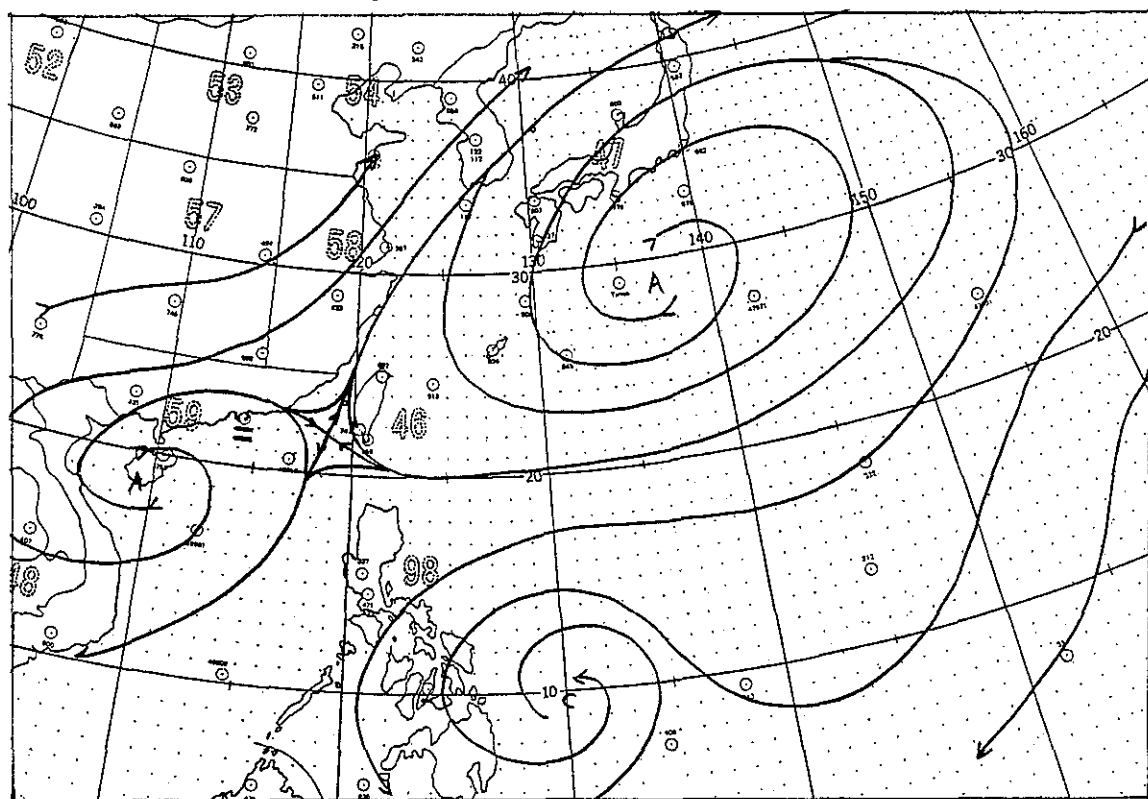


圖 四 72年9月4日 0000Z 三層 (700mb, 500mb, 300mb) 平均圖
Fig 4 Stream line analysis of mean flow (700 mb, 500 mb, 300 mb) 040000Z Sept, 1983

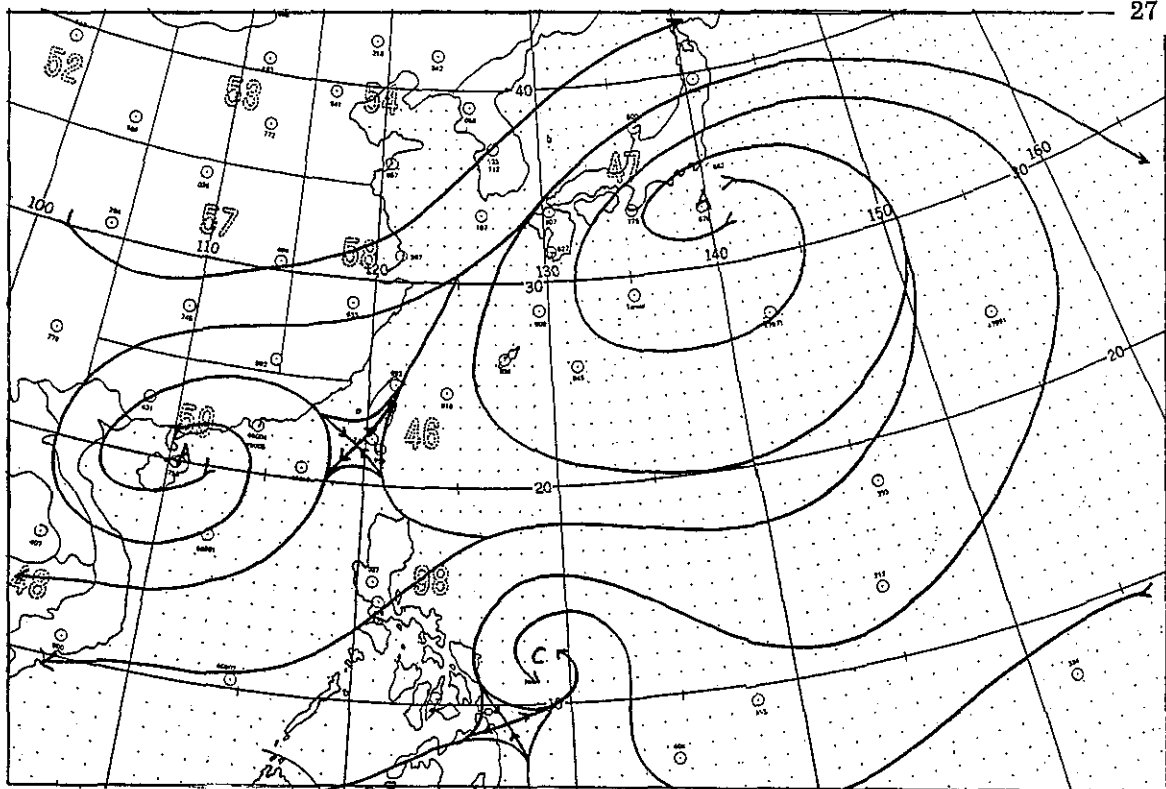


圖 五 72年9月4日 1200Z 三層 (700 mb, 500 mb, 300 mb) 平均圖

Fig 5 Stream line analysis of mean flow (700 mb, 500 mb, 300 mb) 041200Z Sept, 1985

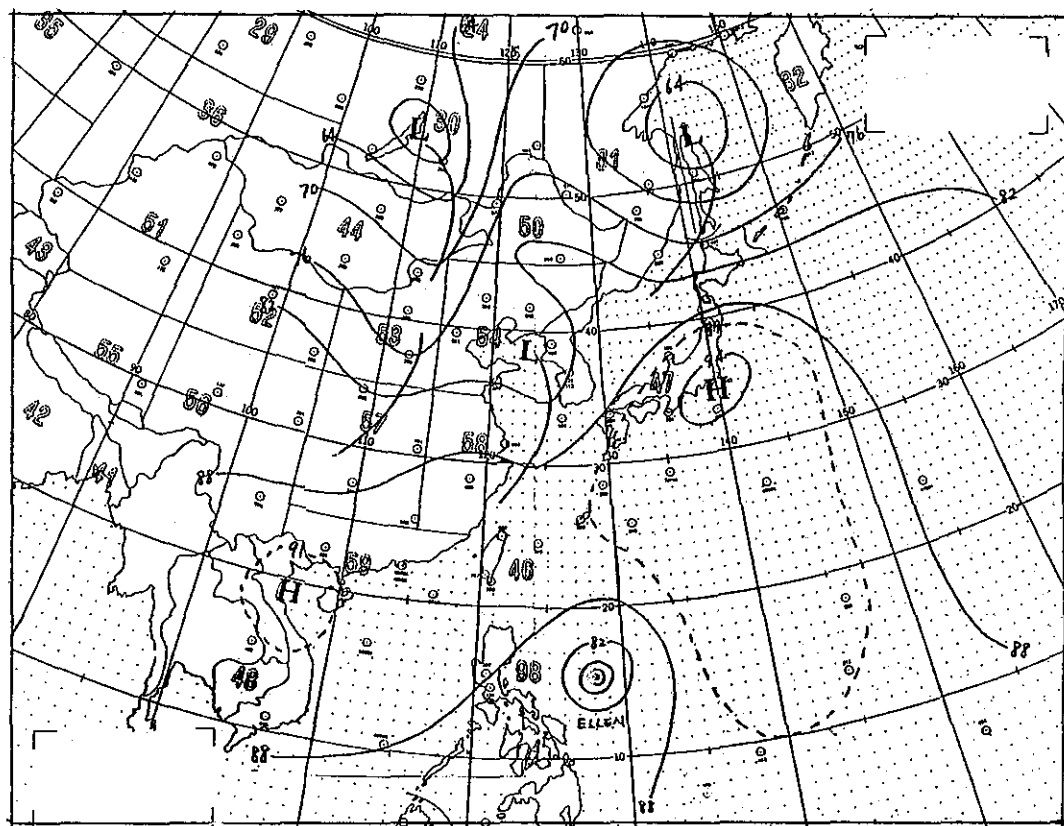


圖 六 72年9月5日 0000Z 500 mb 高空圖

Fig 6 050000Z Sept 1983, 500 mb Chart.

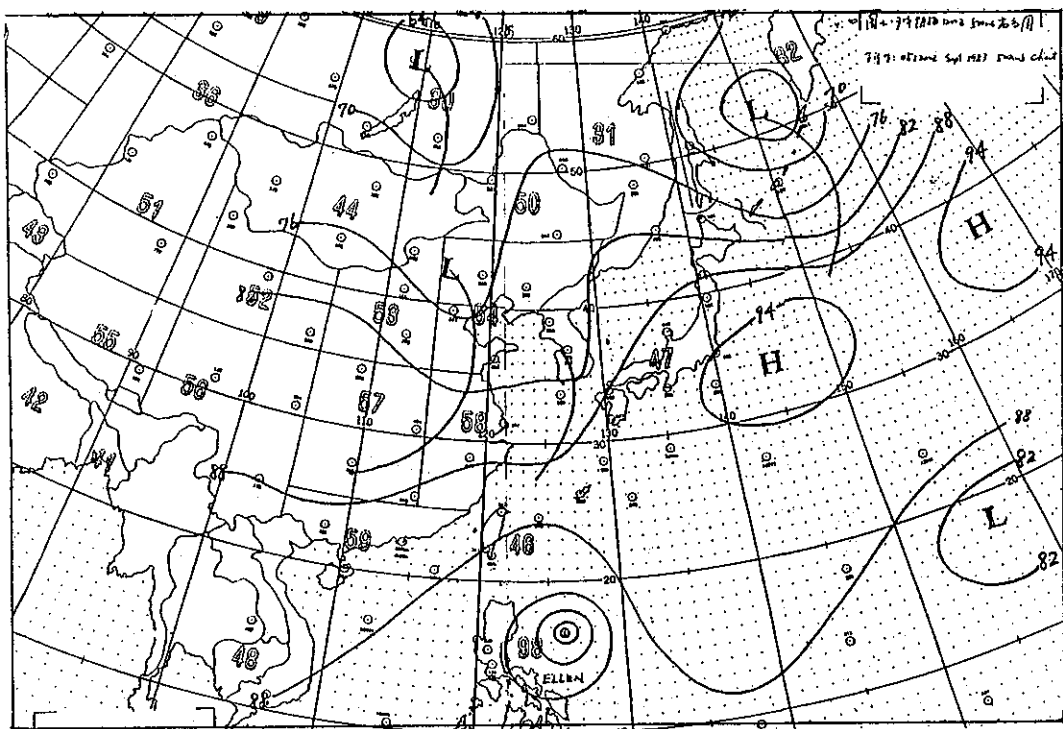


圖 七 72年9月5日 1200Z 500 mb 高空圖
Fig 7 1200Z Sept. 1983 500mb Chart

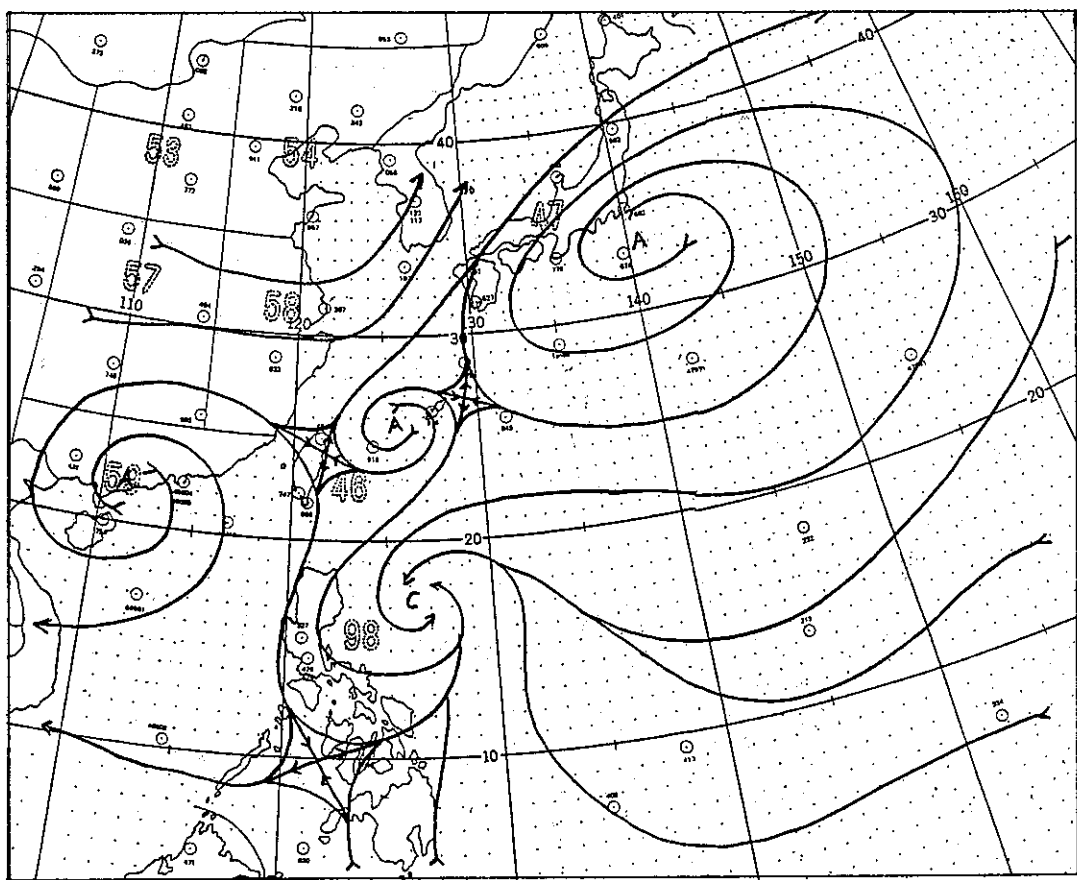


圖 八 72年9月5日 1200Z 三層 (700 mb, 500 mb, 300 mb) 平均圖
Fig 8 Stream line analysis of mean flow (700 mb, 500 mb, 300 mb) 051200Z Sept. 1983

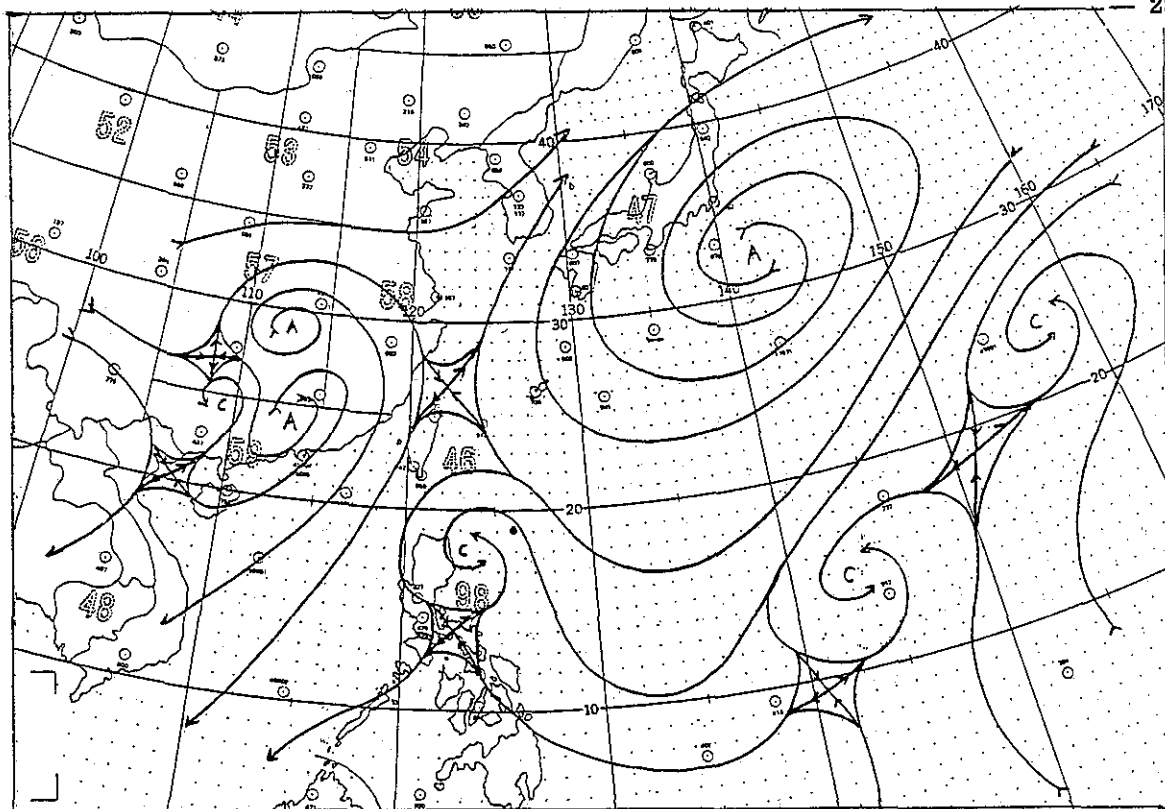


圖 九 72年9月6日 0000Z 三層 (700 mb, 500 mb, 300 mb) 平均圖
Fig 9 Stream line analysis of mean flow (700 mb, 500 mb, 300 mb) 0000Z Sept, 1983

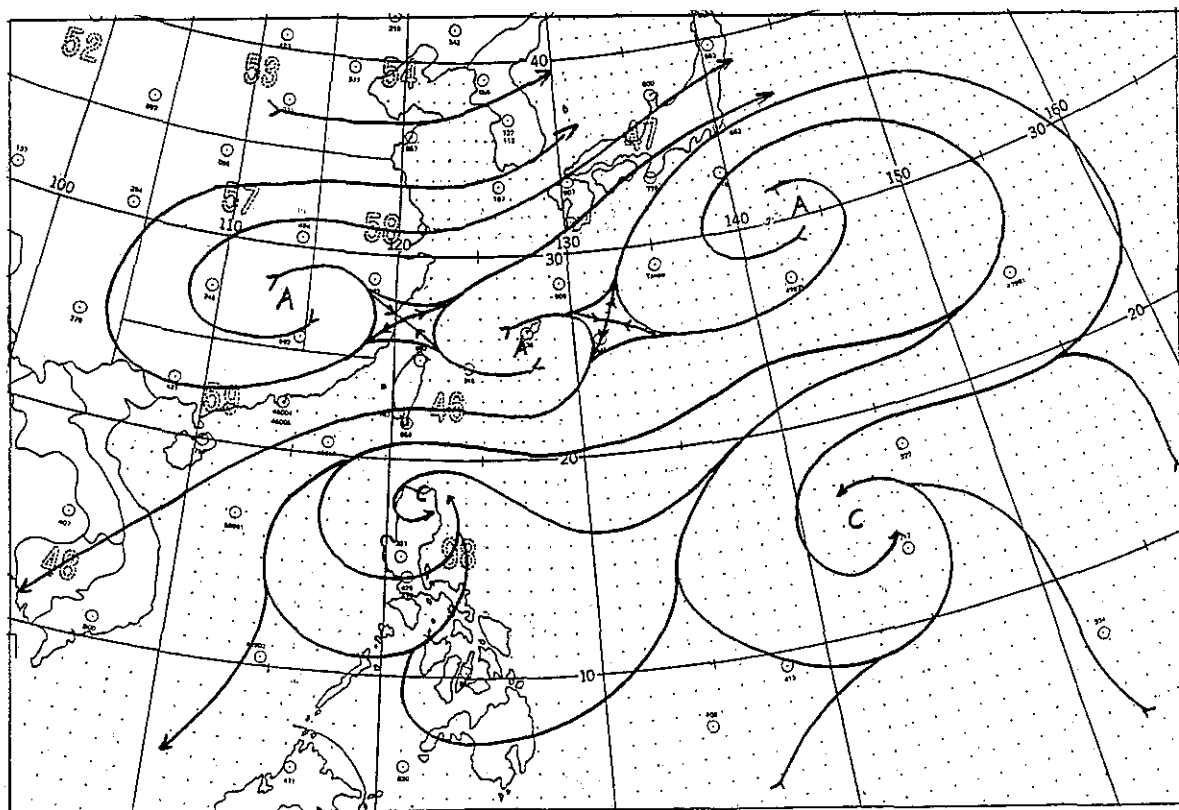
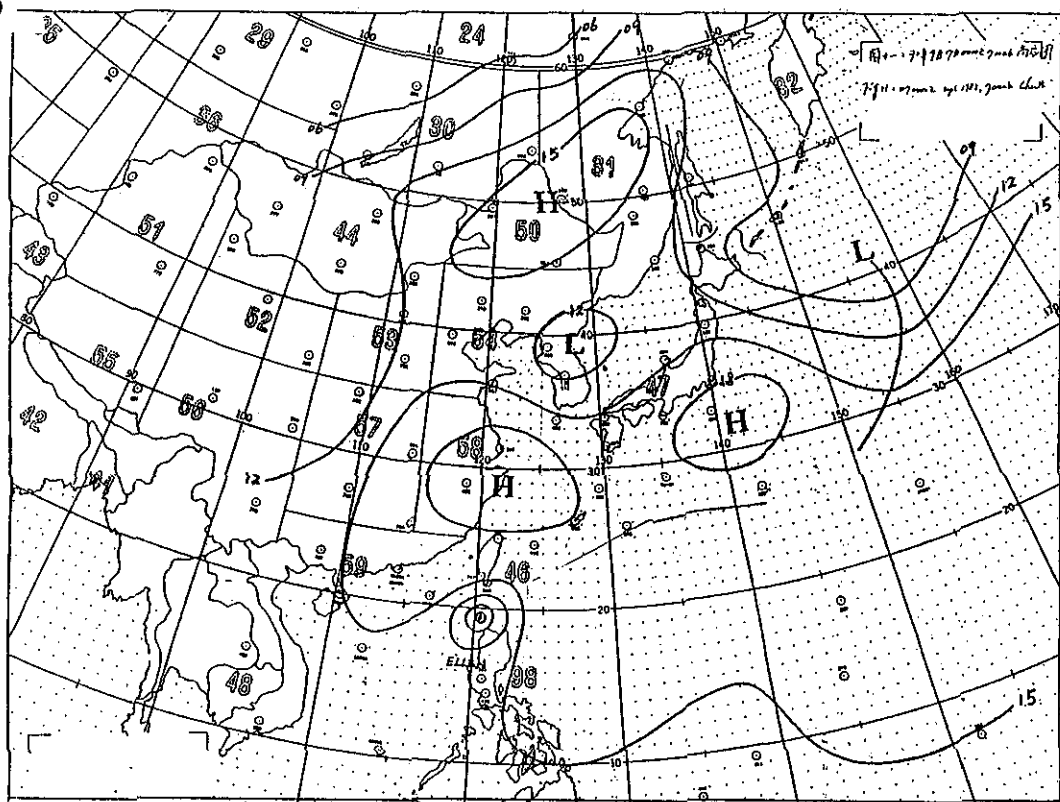
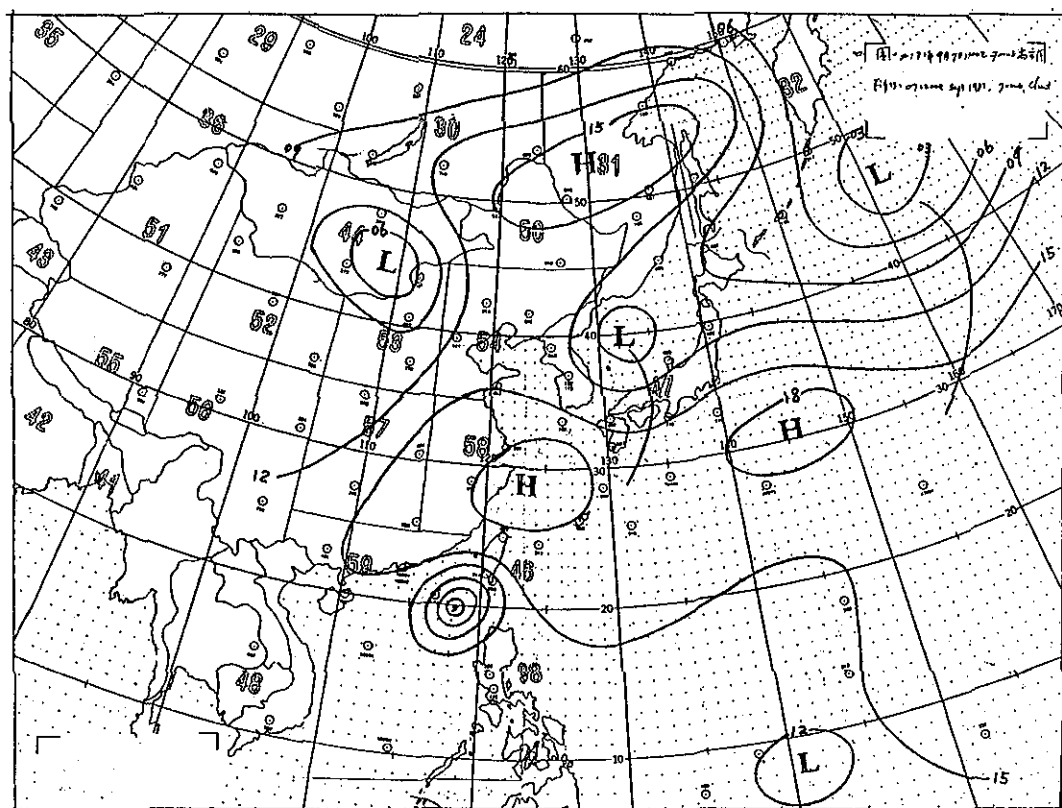


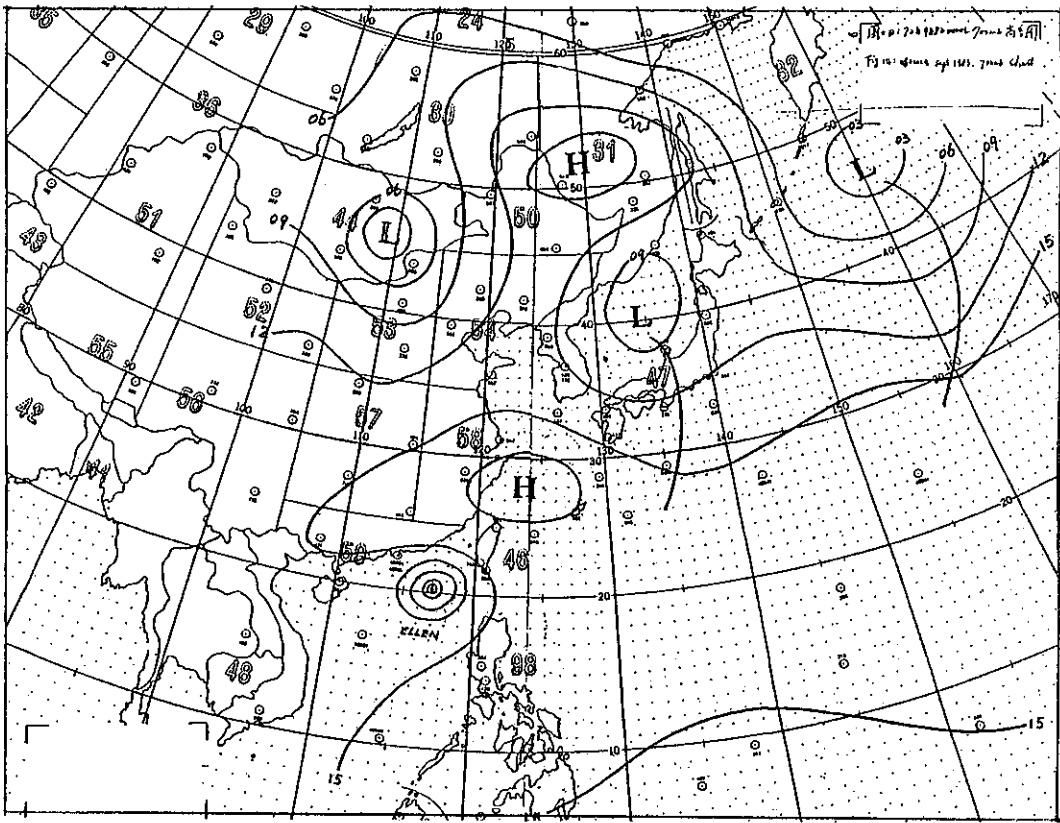
圖 十 72年9月6日 1200Z 三層 (700 mb, 500 mb, 300 mb) 平均圖
Fig 10 Stream line analysis of mean flow (700 mb, 500 mb, 300 mb) 061200Z Sept, 1983



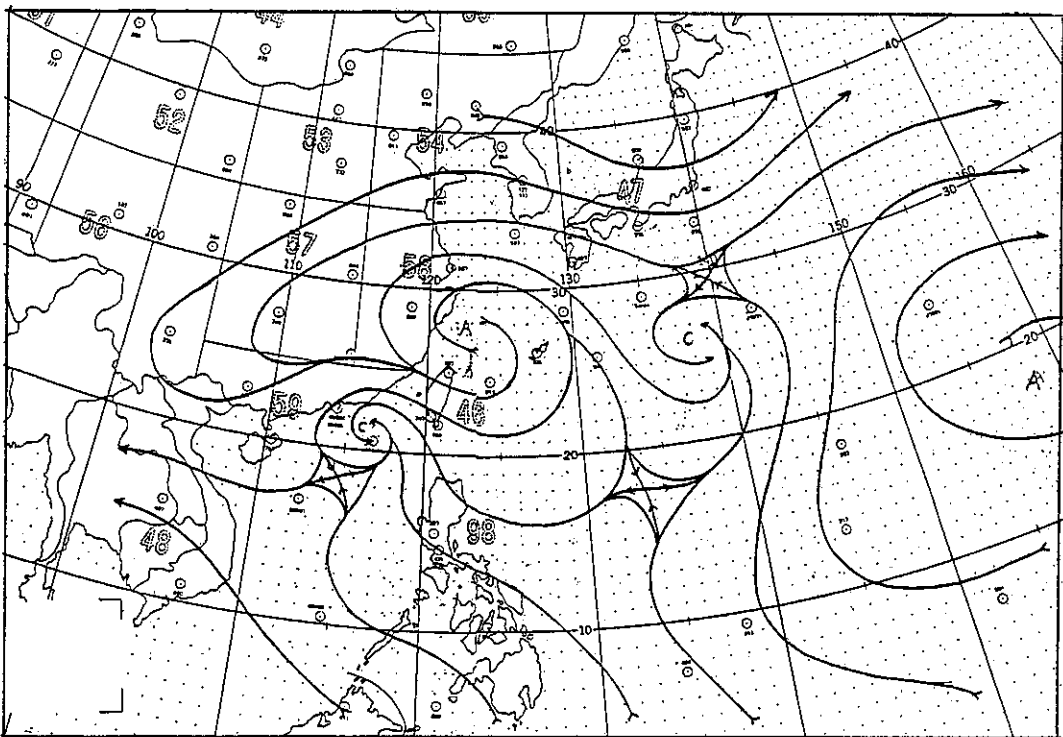
圖十一 72年9月7日 0000Z 700 mb 高空圖
Fig 11 070000Z Sept 1983, 700 mb Chart



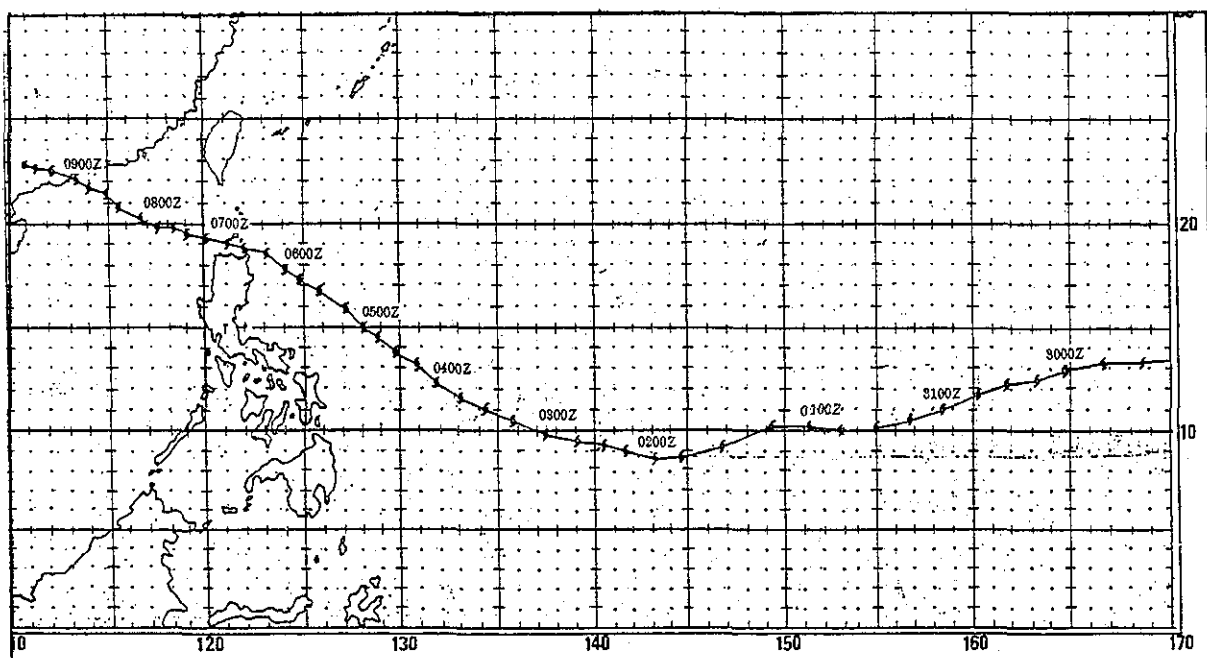
圖十二 72年9月7日 1200Z 700 mb 高空圖
Fig 12 071200Z Sept. 1983, 700 mb Chart



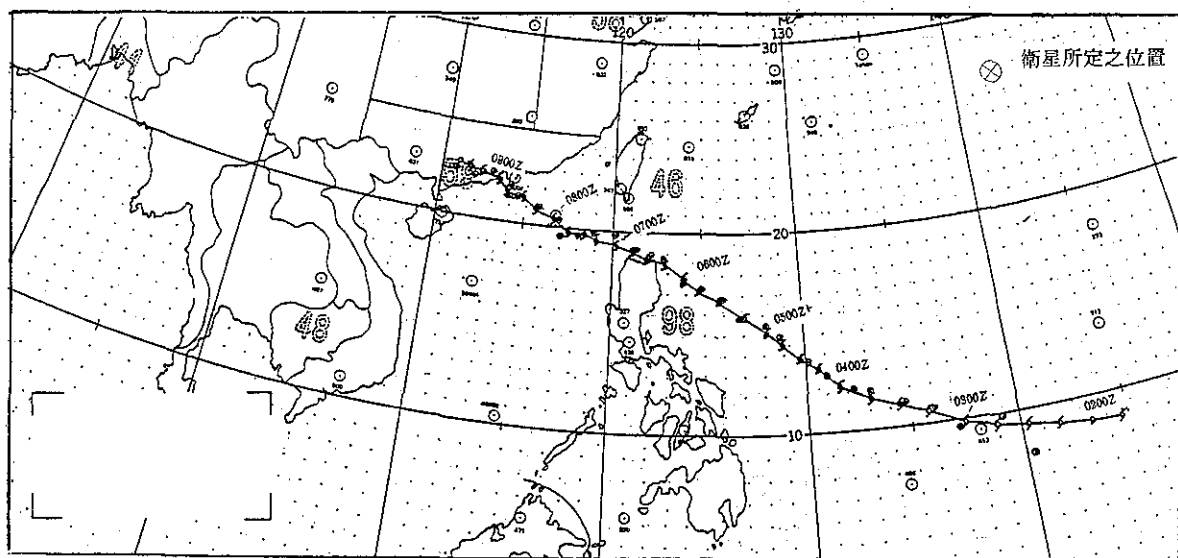
圖十三 72年9月8日 0000Z 700 mb 高空圖
Fig 13 080000Z Sept 1983, 700 mb Chart



圖十四 1983年9月8日 00Z 三層 (700 mb, 500 mb, 300 mb) 平均圖
Fig 14 Stream Line analysis of mean Flow (700 mb, 500 mb, 300 mb),



圖十五 艾倫颱風最佳路徑圖
Fig 15 The Best Track of Typhoon ELLEN



圖十六 艾倫颱風最佳路徑和衛星定位之比較
Fig 16 The comparison between best track and Satellites data (CWB) of Typhoon ELLEN 0900Z.

，此槽線對颱風行徑發揮了導引作用，而從圖八至圖十的三層平均環流中顯示颱風之北方有一明顯之鞍形場，而位於日本南方海面之輻散場緩緩向東北東移動，這些因素促使颱風產生向北移的分力，而漸漸轉向西北移動。此階段末期颱風威力已發展至強烈颱風，緯度從 8.8°N 移至 17.8°N ，北移9個緯度，即4天中向北移了1,000公里，平均每天向北移動250公里。

第四階段由6日06Z至9日00Z，此為颱風成熟期，颱風威力慢慢減弱，而行進方向也由第三階段的向西北移動轉為向西北西進行，其轉向的主要原因是7日（圖十一和十二）中緯度之高壓從華東（長江口）移出，高氣壓籠罩臺灣以北的東海黃海地區，阻礙颱風繼續向西北前進之機會而向西北西移動，在8日00Z（圖十四）中緯度之高壓仍位於東海，沒有移出，又高壓軸線（東西軸）橫跨颱風之北方，三層平均環流（圖十四）上可明顯看出一大輻散場位於臺灣北方之海面，而強大之脊線位於 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ， $105^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ ，這些原因促使颱風轉向西北西前進經東沙島附近而不向臺灣海峽南部移動。

此階段速度不快，平均速率 16.6km/hr ，在9日03Z登陸香港西方約100公里處，也即是廣州南方120公里處。

最後階段是颱風消散期，從9日00Z至10日00Z，颱風登陸後即減弱為輕度颱風，至10日00Z成熟帶性低氣壓，這段時間行進方向仍維持西北西，速率 $15\sim 20\text{km/hr}$ 。

四、侵臺期間各地氣象情況

（一）降雨分析

艾倫颱風之暴風圈一直沒有進入臺灣陸地，其距離臺灣陸地最近是9月7日00Z，其中心位置在恒春南方330公里處。根據艾倫颱風影響臺灣時間內，臺灣地區總雨量分佈圖（見表二和圖十七），可見艾倫颱風對臺灣地區所帶來之雨量很少，恒春最多只有70mm，大武其次有35mm，臺東和蘭嶼各15mm和14mm，其他地區在嘉義以南雨量均很少，而嘉義以北地區沒有下雨。雨量可說是集中在恒春半島。

（二）風力分析

本局於6日00Z對臺灣東南部發佈陸上颱風警報，陸上之風力在蘭嶼與鞍部6日中午以後風力由

2級逐漸增強至5—6級，陣風7—8級，彭佳嶼6日下午一直有6—7級陣風，另恒春和大武6日晚間亦開始吹6級陣風，其他地方由於颱風距離稍遠和山脈阻擋作用，仍未起風。7日颱風已慢慢從巴士海峽進入東沙島海面，各地平均風力仍未增大，而陣風在彭佳嶼，大武，恒春一直維持6—7級，鞍部7—8級，蘭嶼8級，其他基隆，臺北亦出現7級陣風，至7日傍晚起各地風力才逐漸減弱，此次艾倫颱風影響期間各地出現之平均風力與陣風均不大。

（三）氣壓與其他氣象因素、分析

由於艾倫颱風路徑距離臺灣較遠，氣壓變化不太明顯，最低氣壓出現之時刻除了蘭嶼和新竹二地在6日出現外，其餘地方都是在7日或8日出現。蘭嶼在6日18時50分出現最低氣壓 1008.0mb ，而新竹在同日17時出現 1002.6mb ，新竹是由於山脈作用而形成微弱副低壓之故。新港，恒春，臺南在7日4時最低氣壓出現，阿里山，玉山，東吉亦在5時出現，隨著日月潭，澎湖6時最低氣壓出現，其餘地方大都在7日下午氣壓才降至最低。此次出現最低氣壓中，除新竹較低是 1002.6mb 外，澎湖 1006.4mb ，臺中 1006.6mb ，梧棲 1006.7mb ，嘉義 1006.8mb ，其他地方都在 1007.0mb 以上，堪稱氣壓變化幅度不大。氣溫變化亦不明顯，各地維持高溫狀態，溼度亦不大。

五、災 情

其他未有災情報告此次颱風所造成的災害，省建設廳（水利局）報告中指出，屏東地區番子崙海堤與枋寮海堤之交接處河口發生海水倒灌，以致影響枋寮新龍村200戶左右淹水40公分，另茄冬地區也發生海水倒灌，惟有防潮閘設施，災情均輕，在陸上方面根據臺灣。

在海上方面艾倫颱風却造成兩起大海難，是近年來損失最大漁船海難事件，根據臺灣省漁業局資料，其損失情形如下：

（一）巴布煙島海難：9月6日19時左右在蘭嶼東方巴布煙島（ $18^{\circ}6'\text{N}$ ， $121^{\circ}8'\text{E}$ ）附近作業之6艘珊瑚作業船有5艘失事。其中屬於南方澳有新海勝號（船上七名船員全部失蹤），新隆昇號（失蹤一人，獲救六人）。屬於成功鎮新港籍有新振隆（4人失蹤，1人獲救），協振隆（4人失蹤，4人獲救），全福成（5人失蹤，2人獲救，6艘船共有

表二： 艾倫颱風降雨量表

Table 2: The total rainfall during Typhoon ELLEN affect Taiwan period

單位：mm

站名 (號站)	月 期 間	9月6日	9月7日	9月8日	本 次 總 降 雨 量
		0時至24時	0時至24時	0時至8時	自9月6日至9月8日
彭 佳 嶼 (695)		—	—	—	—
基 隆 (694)		—	—	—	—
宜 蘭 (708)		—	—	—	—
蘇 澳 (706)		—	—	—	—
鞍 部 (691)		—	—	—	—
陽 明 山 (693)		—	—	—	—
臺 北 (692)		—	—	—	—
新 竹 (757)		—	—	—	—
臺 中 (749)		—	—	—	—
梧 棲 (777)		—	—	—	—
日 月 潭 (765)		—	—	—	—
玉 山 (755)		—	—	—	—
阿 里 山 (753)		2.0	—	—	2.0
嘉 義 (748)		—	0.8	—	0.8
臺 南 (741)		—	0.0	—	0.0
高 雄 (744)		—	2.0	—	2.0
花 蓮 (699)		—	—	—	—
新 港 (761)		—	0.2	0.5	0.7
臺 東 (766)		—	5.0	10.0	15.0
大 武 (754)		—	25.0	10.0	35.0
恒 春 (759)		2.0	51.0	17.0	70.0
蘭 嶼 (762)		3.0	11.0	—	14.0
澎 湖 (735)		—	—	—	—
東 吉 島 (730)		—	—	—	—
淡 水 (690)		—	—	—	—

21人失蹤，19人安全回來，5艘沉船船隻噸位均不大。

(二) 東沙島海難：9月8日在東沙島附近作業10艘船隻因遭艾倫颱風吹襲，致其中9艘漁船沉沒，1艘擱淺，全部143名船員中有96人生還，47人失蹤，生還中有43名船員由海軍軍艦接運返高雄。其9艘船屬高雄籍漁船有員林六號(48.77噸)，漢

彌保一號(49.5噸)，義盟晨號(18.59噸)，勝晨號(18.77噸)，昇慶豐一號(28.9噸)，員林一號(39.2噸)。屬於澎湖七美籍漁船有海義號，海光號，紅靈號，其噸位均不大。

六、預報方法之校驗與衛星觀測之校驗

(一) 預報方法之效驗

表三：各種客觀颱風路徑預報法及 CWB, PGTW 之向量誤差比較

Table 3: 12, 24, 48 hours forecast vector error summary for Typhoon ELLEN in 1983

單位：公里

預報時間	預報法	CWB		PC			HURAN			CLIPER		ARAKAWA		ARAKAWA NEW METHOD	
		12	24	12	24	48	12	24	48	24	48	12	24	12	24
5日00Z							84	76	94	133	253	124	209	145	254
06Z				52	90	356	34	203	141	173	424	90	170	86	156
12Z		43		10	83	338	33	39	117	188	118	33	155	33	108
18Z		87		24	68	331	34	31	99	102	442	53	193	47	105
6日00Z		83		47	151	449	54	104	194	113	244	62	174	56	117
06Z		180		78	209	486	87	134	170	176	333	69	236	67	137
12Z		186		49	156	358	15	24	95	39	48	54	97	45	83
18Z		185		73	143	344	56	47	262	76	125	94	181	84	131
7日00Z		127		39	84	275	60	84	90	137	217	53	68	53	105
06Z		184		78	30	124	91	83	136	203	384	22	107	34	93
12Z															
18Z															
平均		147		50	113	340	55	83	140	134	259	65	159	65	128

註一 誤差均以絕對值表示

註二 因電腦程式問題直角誤差未能計算

各種預報方法之校驗均以最佳路徑為標準，從 5 日 00Z 至 7 日 06Z 間計算所有預報之誤差，其所得結果（見表三）分析如下：

在主觀預測方面，CWB（氣象局）所作 24 小時預報平均誤差 147 公里，前三次即 5 日 12Z 至 6 日 00Z 的預報誤差較小，平均只有 73 公里，後五次預報誤差較大且都偏北。

在客觀預報方面，以 12 小時之預報來說，各種客觀預報方法所得之誤差均不大，一般都在 50-65 公里之間，以 24 小時預報而言，HURAN 法表現最精確，平均誤差只有 83 公里。其次是 PC 法平均誤差也只有 113 公里，再其次是 ARAKAWA NEW METHOD 和 CLIPER 法，二者之誤差平均分別是 128 公里和 134 公里，ARAKAWA NEW METHOD 在 5 日 00Z 的預測上誤差甚大，除此外，其他誤差值均不大，且亦穩定，此法表現仍不錯。列為殿後的是 ARAKAWA 法，在 10 次預報平均誤差達 159 公里，且時好時壞難捉摸，所以此法對颱風路徑之預測參考價值較低。

在 48 小時之預報比較，HURAN 表現很出色

，平均誤差只有 140 公里，且除了 6 日 18Z 此次誤差較大外，其他 9 次誤差均不大。其他 CLIPER 法和 PC 法所得誤差都很大，參考價值亦不高。

綜觀以上預報成果，在主觀預報法方面，平均誤差較客觀預報結果為大。在客觀預報法方面，HURAN 法此次颱風路徑之預報誤差最小，其 12 小時，24 小時和 48 小時之預測誤差分別為 55 公里，83 公里及 140 公里，其誤差值起伏亦不大，穩定性較佳，尤其在 4 日（颱風路徑由西北西轉向西北）和 6 日（颱風路徑由西北轉為西北西）颱風路徑轉變時均能在 24 小時和 48 小時前作出很好的預報，對颱風路徑預報具有相當高之參考。

(二) 衛星觀測之校驗

衛星觀測所定之颱風中心位置（圖十六），常由於颱風高層和低層環流不一致而發生較大偏差，若二者相距甚遠時，用紅外線拍攝照片定位時之誤差較大，故衛星觀測所得之颱風中心位置，受颱風之發展情形影響甚大，但其所定之位置在行進趨勢上大體與最佳路徑吻合，從圖十六得知此次衛星對艾倫颱風之定位，在 9 月 3 日其誤差很小，但在 4

日其誤差却很大，而且前三次均有落後現象，此時颱風正值轉向西北移動時期，5日和6日之定位幾

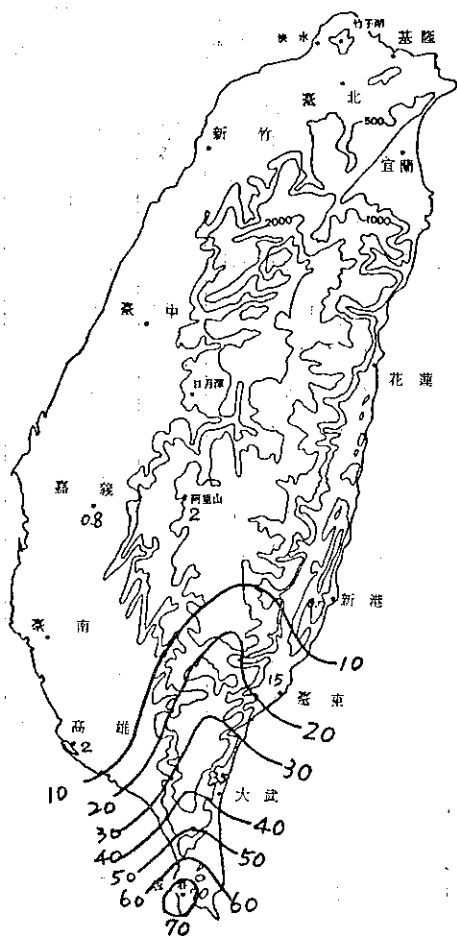


圖 17 台灣地區艾倫颱風影響期間降雨量圖
Fig 17 Total rainfall during Typhoon ELLEN affect Taiwan Period

乎和最佳路徑之位置一致。7日變化較大，此時也是決定颱風進入臺灣海峽南部或是到東沙島海面的關鍵時刻，在00Z時所定位置較偏北，也就是較接近臺灣，其誤差不小，06Z時誤差較小但略超前，12Z和18Z所得之誤差亦不小，有超前和偏南現象。從7日衛星定位來看，颱風一直朝正西前進，而非向西北西移動，8日除00Z誤差稍大和落後外，其餘仍與最佳路徑配合，9日颱風登陸，颱風環流遭受破壞，定位較難，故誤差亦大。

七、結 論

艾倫颱風在12天生命期中內，總行進路徑超過7,000公里，行進方向起先是西南西，後轉西北再轉西北西，其發展過程甚緩慢，在其行進方向是西北時才迅速加強，而在其路徑接近呂宋島北部近海時因陸地效應而影響其繼續發展，另又由於華東東海之高氣壓阻擋而使路徑由西北轉為西北西，經東沙至廣東。

艾倫颱風對臺灣並沒有帶來多少雨量，而其風力亦不強。其所造成災害方面，在陸地是輕微，在海上却造成兩次空前海難。

從颱風路徑預報校驗顯示；在主觀預報方面氣象局平均向量誤差為147公里。在客觀預報方面，以 HURRAN 法誤差最小，其12小時，24小時和48小時之預報平均誤差各為55公里，83公里和140公里。

八、參考資料

1. 臺灣八十年來之颱風，1978，中央氣象局編訂。

加速國家建設

厚植復國力量

堅定反共志節

奮勵自強精神

表四：艾倫颱風影響時間本局所屬各測站重要氣象要素綱要表
Table 4: The extreme Weather elements from stations of C. W. B. during ELLEN Passage.

測 站	最低氣壓 (mb)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)						最 大 風 速 (m/s)			強 風 (10m/s) 以上	最 大 降 水 量 (mm)				降 水 總 量	
	數值	日 時 分	風向	風速	日 時 分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日 時 分	日 時 分至日 時 分	一小時 內 值	日 時 分至日 時 分	十分鐘 內 值	日 時 分至日 時 分	數量	日 時 分至日 時 分
彭佳嶼	1009.1	08. 05. 00	ESE	16.0	07. 06. 35	1010.8	27.9	88	E	11.8	06. 17. 25	06. 17. 00~07. 20. 00						
基 隆	1007.8	07. 16. 55	SSE	15.7	07. 14. 27	1008.5	31.9	62	SSE	9.7	07. 14. 32							
鞍 部	918.5	07. 16. 10	S	19.9	07. 13. 50	916.9	26.3	69	S	15.1	07. 13. 50	07. 07. 30~07. 17. 25						
竹 子 湖	1008.0	07. 15. 00	SSE	10.0	07. 12. 40	1008.4	29.4	60	SW	5.3	07. 09. 14							
臺 北	1007.5	07. 17. 00	ESE	15.9	07. 10. 56	1009.4	33.2	54	E	8.7	07. 14. 40							
新 竹	1002.6	06. 17. 00	NNW	6.6	06. 15. 40	1003.2	35.6	57	NNW	3.5	06. 12. 20							
臺 中	1006.6	07. 15. 40	N	8.0	06. 11. 28	1010.6	32.0	57	NNW	3.8	06. 12. 30							
梧 棲	1006.7	07. 16. 00	N	10.7	06. 10. 55	1011.4	30.4	73	N	8.0	06. 10. 58							
日 月 潭	899.1	07. 06. 00	SSE	5.7	06. 19. 30	900.6	22.7	95	SSE	5.0	06. 19. 30							
澎 湖	1006.4	07. 06. 08	NNE	8.4	06. 15. 25	1008.4	32.0	79	NNE	5.2	06. 11. 20							
嘉 義	1006.8	07. 16. 00	NNW	9.0	06. 12. 40	1010.1	30.7	75	N	6.3	09. 12. 30							
阿 里 山	3136.5	07. 05. 00	S	5.8	07. 06. 15	3142.3	11.4	93	SSE	2.0	07. 06. 00		2.0	06. 15. 05~06. 15. 27	1.5	06. 15. 17~06. 15. 27	2.0	06. 15. 05~06. 15. 27
玉 山	3127.0	07. 05. 15							ESE	11.8	07. 20. 00	07. 05. 00~08. 06. 25						
臺 南	1007.2	07. 04. 40	N	11.0	06. 13. 40	1008.9	32.9	61	N	7.3	06. 13. 38						T	07. 16. 45~07. 17. 10
高 雄	1007.7	07. 17. 00	SW	22.1	06. 17. 08	1008.8	30.5	61	SW	11.7	06. 17. 10	06. 17. 01~06. 17. 22	3.8	06. 16. 50~06. 17. 18	3.5	06. 17. 00~06. 17. 10	5.8	06. 16. 50~07. 18. 40
東 吉 島	1007.0	07. 05. 40	NNE	10.0	06. 14. 36	1008.9	28.7	82	NNE	8.5	06. 14. 20							
恒 春	1007.4	07. 04. 57	ENE	16.5	07. 10. 06	1009.7	28.2	74	ENE	9.5	07. 09. 30	06. 15. 10~07. 22. 50	16.1	07. 06. 13~07. 06. 52	11.6	07. 06. 30~07. 06. 40	62.6	06. 21. 40~08. 00. 48
蘭 嶼	1008.0	06. 18. 50	NNE	19.9	06. 18. 43	1008.3	24.4	91	NNE	15.2	06. 18. 40	06. 14. 40~	5.5	07. 12. 58~07. 13. 52	4.1	07. 13. 30~07. 13. 40	14.2	06. 15. 52~07. 15. 30
大 武	1007.8	07. 16. 53	NNE	15.1	07. 11. 22	1010.5	28.7	74	NNE	8.8	07. 11. 27		7.2	07. 11. 36~07. 12. 00	6.0	07. 11. 44~07. 11. 54	34.0	07. 06. 50~08. 08. 40
臺 東	1009.2	07. 16. 45	NE	11.0	07. 12. 05	1011.1	33.6	63	ENE	5.3	06. 13. 45		4.5	07. 02. 20~07. 03. 10	2.5	07. 02. 50~07. 03. 00	4.5	07. 02. 20~07. 09. 45
新 港	1009.7	07. 04. 35	NE	9.0	06. 11. 11	1007.7	30.9	68	NE	6.7	06. 11. 20		0.2	07. 06. 30~07. 06. 40	0.2	07. 06. 30~07. 06. 40	0.2	07. 06. 30~07. 06. 40
花 蓮	1010.1	07. 17. 00	WSW	7.5	08. 07. 37	1010.4	26.3	74	WSW	4.0	08. 08. 00							
宜 蘭	1008.6	07. 18. 00	ESE	13.3	07. 15. 11	1009.2	30.7	73	ESE	9.3	07. 14. 52							
蘇 澳	1009.4	07. 18. 25	S	13.2	07. 18. 14	1009.6	29.4	73	S	6.6	07. 18. 20							

民國七十二年北太平洋西部颱風概述

A Brief Report on Typhoons in the Western North Pacific in 1983

陳 清 得*

Ching-Te Chen

ABSTRACT

There were twenty-three tropical storms occurred in the Western North Pacific in 1983. Eleven tropical storms (T.S.) failed to reach typhoon intensity. Based on the typhoon grades employed by the Central Weather Bureau, six typhoons (WAYNE, ABBY, ELLEN, FORREST, MARGE, ORCHID) developed to be "SEVERE"; six typhoons (TIP, VERA, IDA, JOE, LEX, PERCY) of them were to be "MODERATE" and the others (SARAH, BEN, CARMEN, DOM, GEORGIA HERBERT, KIM, NORRIS, RUTH, SPERRY, THELMA) were regarded as "WEAK". Four typhoons (WAYNE, ABBY, FORREST, MARGE) of severe typhoon JTWC at Guam classified as the "SUPER" typhoon of this year due to their extreme intensity with maximum surface winds 130 KTS (66.9 m/s) or above. Most typhoon tracks are parabolic or linear except four (ORCHID, PERCY, RUTH, SPERRY) which are erratic. There were seven (SARAH, GEORGIA, HERBERT, JOE, KIM, LEX, PERCY) typhoons were discovered in the South China Sea and CARMEN typhoon was generated from Bashi channel.

Generally, there were four warnings (containing sea and land warning) issued by the Central Weather Bureau (CWB). They are WAYNE, ABBY, ELLEN and FORREST. However no one directly landed in Taiwan. Although they didn't land really, one (ELLEN) of them did destroy fishing boats over the South China Sea and caused a cruel misery. A more detailed analysis and explanation will be arranged in the individual report for two affected Taiwan typhoon. They are named as WAYNE and ELLEN.

一、總 論

(一)全年颱風發生次數與侵臺次數：

民國七十二年(以下簡稱爲本年)，全球因「艾尼紐——南方振盪」暖洋流之出現，致使天氣呈異常現象。因之，導致南半球寒潮不強，而影響北半球之間熱帶輻合帶(I.T.C.Z.)無法北移，始終

在 10°N 左右徘徊，形成不利於北太平洋西部颱風之生成，直到六月底才稍有北移，因此，在北太平洋西部才有颱風生成之跡象，造成本年爲連續第五年西太平洋西部颱風活動低於平均。

本年發生於北太平洋西部之颱風計有23個，其中11個爲輕度颱風，6個中度颱風，6個爲強烈颱風，在強烈颱風中有4個因其最大風速達130KTS

* 中央氣象局預報測站技士

(66.9 m/s)以上，而為美軍列為超級颱風之階段，各颱風之公報中心位置 (Bulletin position) 見表 4。

本年 1～5 月因南方振盪引起暖洋流活躍之影響，未有颱風形成，直到六月因暖洋流減弱而漸恢復正常，因此於南海西沙島西南方海面形成輕度颱風莎拉 (SARAH)，展開本年颱風之序幕，後半年由於南方振盪繼續減弱，ITCZ 北抬，颱風才頻頻形成。在全年 23 個颱風中，自 6 月 25 日之莎拉起，至 12 月 18 日之賽洛瑪 (THELMA) 止結束了本年之颱風期。在此 23 個颱風中，移近臺灣者，經

中央氣象局預測有侵襲臺灣地區及附近海域之可能而發佈颱風警報者計有 4 次，其中 8 月份之艾貝 (ABBY) 及 9 月份之佛瑞特 (FORREST) 僅發佈海上颱風警報，而 7 月份之韋恩 (WAYNE) 及 8 月底至 9 月初的艾倫 (ELLEN) 均發佈海上及陸上颱風警報。各次颱風警報之歷程見表 1。其他 19 個颱風對臺灣均無影響。故本年颱風對臺灣造成之災害除韋恩颱風及艾倫颱風 (詳見侵臺颱風報告) 外，其他颱風均無災情可言，因此，本年颱風之特色是全年無颱風登陸臺灣。

表 1 民國七十二年颱風警報統計表

Table 1. The Summary of Typhoon Warnings issued by The Central Weather Bureau in 1983

次	強 度	警報種類	颱風編號及名稱	發布日期	解除日期	發布報數	備 註
1	強 烈 (超 級)	海上陸上	8304 韋 恩 WAYNE	海上： 7 月 23 日 15 時 30 分 陸上： 7 月 24 日 10 時 00 分	陸上： 7 月 25 日 15 時 00 分 海上： 7 月 25 日 20 時 50 分	10	發生於菲島東方海面面向西北移動到巴士海峽後轉為向西北移動，7 月 24 日 06 Z 為超級颱風穿過臺灣海峽南部，於 7 月 25 日下午 4 時 30 分左右自金門與汕頭間登陸，26 日 8 時迅速減弱為低氣壓。
2	強 烈 (超 級)	海 上	8305 艾 貝 ABBY	8 月 9 日 16 時 00 分	8 月 13 日 4 時 30 分	15	發生於雅浦島東方海面面向西北移動，8 月 8 日 00 Z 增強為超級颱風，8 月 9 日 00 Z 起 8 月 12 日 00 Z 止轉為偏北移動後為北北東轉東北移動於 8 月 17 日 06—12 Z 間登陸日本本州，18 Z 變為溫帶氣旋。
3	強 烈	海上陸上	8309 艾 倫 ELLEN	海上： 9 月 5 日 21 時 00 分 陸上： 9 月 6 日 9 時 10 分	陸上： 9 月 7 日 21 時 00 分 海上： 9 月 8 日 9 時 10 分	11	發生馬紹爾羣島北方海面面向西移動，9 月 1 日 12 Z—18 Z 減弱為 T.D. 9 月 2 日再度增強為颱風仍為面向西移動 9 月 3 日 00 Z 轉為西北西移動 9 月 4 日 00 Z 轉為西北移動 9 月 6 日 00 Z 又轉為西北西移動，穿過巴士海峽 9 月 8 日進入東沙島附近海面，9 月 8 日下午迫近香港，使香港雷達損害，9 月 9 日 00 Z 左右登陸於珠江口附近，9 月 9 日 12 Z 變為 T.D.
4	強 烈 (超 級)	海 上	8310 佛 瑞 特 FOR- REST	9 月 23 日 21 時 10 分	9 月 27 日 4 時 30 分	14	發生於關島南方約 180 哩處向西北移動由宮古島東方進入東海，在 124°E 轉向登陸日本九州及四國，路徑成拋物線

(一) 全年颱風發生之月份分配：

23 個颱風各月之分配及所佔百分比如圖 1 及圖 2 所示：圖 1 中顯示本年 6 月颱風僅有一次，佔全年發生頻率的 4.4%，7 月份有 3 次佔 13%；8 月份有 5 次，佔 21.7%；9 月份及 12 月份各有 2 次，分別佔 8.7%；10 月份有 6 次，為全年發生頻率最高月份，佔 26.1%，11 月份 4 次，佔 17.4%。1 至 5 日無颱風發生，此為自 1973 年來發生颱風最晚的一年。若本年各月颱風發生頻率與 1947 年至 1982 年 (36 年) 間之平均發生頻率比較 (見圖 2 直方圖所

示)，除 10、11、12 月份較平均為高外，其餘九個月均較各月平均為低。茲將 72 年各月北半球之太平洋西部發生颱風之次數連同過去 36 年間之記錄列表統計，如表 2 所示。由以上敘述，知道本年颱風季雖落後但由總數上來看仍屬正常的一年，但其最大特色為秋季颱風特別活躍，且冬季發生颱風次數亦較常年為多。

(二) 全年颱風源地及強度：

本年 23 個颱風就其發生源地而言，最西邊者為南海的莎拉，最東邊者為今年所有颱風中行經歷程

表2 1947年以來北太平洋西部各月颱風次數統計表
Table 2. The Summary of typhoon occurrence in North-Western Paific since 1947.

年 度	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月			8 月			9 月			10 月			11 月			12 月			全 年			
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III				
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	1	3	0	0	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4	
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	1	3	1	1	0	4	1	1	3	2	0	6	4	2	3	2	0	2	1	0	33	14	3		
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1	3	2	0	5	3	2	3	1	1	0	2	1	0	24	11	4		
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	1	5	1	0	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	1	1	0	44	13	3			
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	1	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3	
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5	
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	3	0	1	1	0	23	16	5	
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	1	0	21	16	4	
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	28	19	1				
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5	
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	22	18	2		
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	0	3	2	0	7	6	1	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	0	0	31	21	3	
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	3	0	2	2	1	1	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	0	23	16	7	
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	3	3	1	3	2	1	9	8	3	4	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6	
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	0	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	5	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	25	24	5	
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	3	1	0	24	19	2		
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0	
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	1	3	2	1	5	4	1	7	4	1	6	3	0	2	2	2	1	0	1	0	0	34	18	3		
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4	
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4	
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	3	2	1	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3		
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	3	3	1	4	3	1	3	3	1	3	3	1	4	1	0	1	0	0	19	15	4		
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	26	13	1		
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	0	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	35	24	2		
1972	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1	
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	4	1	5	2	0	2	2	0	4	3	1	3	9	0	0	0	21	11	2		
1974	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	5	2	1	5	2	0	5	3	1	4	4	1	4	2	0	2	0	0	32	15	3	
1975	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	4	1	5	4	1	5	3	1	3	2	0	0	0	20	14	3		
1976	1	1	0	1	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	2	2	0	4	2	0	4	1	1	5	4	0	1	1	0	1	1	0	2	0	0	25	16	1	
1977	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	2	2	0	1	5	2	0	4	3	0	1	1	0	2	2	0	19	11	3	
1978	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	3	0	1	4	3	0	7	3	1	5	4	0	4	3	1	3	1	0	0	0	28	15	3	
1979	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	4	2	1	2	2	1	6	2	0	3	2	0	2	1	0	2	0	0	23	13	2	
1980	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	4	2	0	1	0	0	4	3	0	2	2	1	6	5	1	4	2	0	1	1	0	1	0	0	24	15	2	
1981	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	2	2	2	5	2	1	7	2	1	4	4	2	2	1	0	3	2	0	2	2	0	28	16	4	
1982	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	4	2	1	5	5	2	5	3	0	3	3	0	1	1	0	1	1	0	26	19	3	
總 數	18	8	0	8	2	0	18	7	0	29	19	0	37	27	3	60	37	10	148	26	21	200	115	32	174	120	31	140	102	12	90	61	7	50	26	0	974	623	116	
平 均	0.5	0.2	0.0	0.2	0.05	0.0	0.5	0.2	0.0	0.8	0.5	0.0	1.0	0.8	0.08	1.7	1.0	0.3	4.1	0.7	0.6	5.6	3.2	0.9	4.8	3.3	0.9	3.9	2.8	0.3	2.5	1.7	0.2	1.4	0.7	0.0	27.1	17.3	3.2	
1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	2	1	5	2	1	0	6	4	0	4	2	0	0	2	0	23	11	2	

註：I. 為輕度級及以上之颱風次數（亦即包含「熱帶風暴」在內，中心最大風速在每秒18公尺級以上者）。

II. 為中度級以上之颱風次數（亦即正式達於颱風強度，中心最大風速在每秒33公尺級以上者）。

III. 為颱風（包括輕度）侵襲之次數（中心登陸或風暴侵襲臺灣而有災難者）。

* 此18次均為小型之輕度颱風，為時短暫。其中有名稱者僅4次，此4次可能抵達颱風度。惟根據美軍之統計資料（參閱 U. S. Asian Military weather Symposium, 1960）該月正式達颱風強度者2次，故此為據。詳細情形可參閱本專題報告第85號。

* 過去本局為4次，今考據美軍資料（同上）及颱風名稱英文字母次序更正為5次。

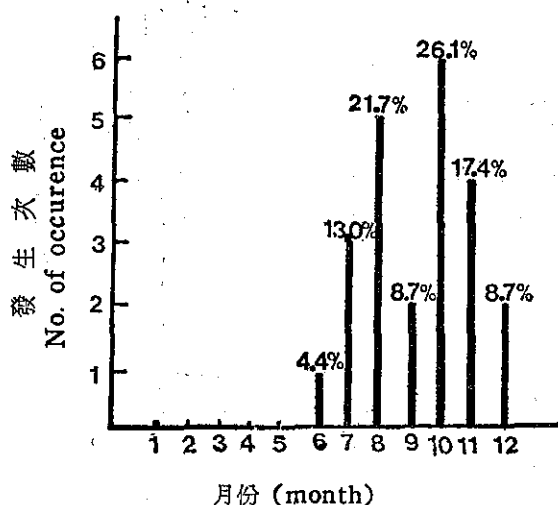


圖1. 民國七十二年颱風各月發生次數

Fig. 1. The no. of monthly occurrence of typhoon in 1983.

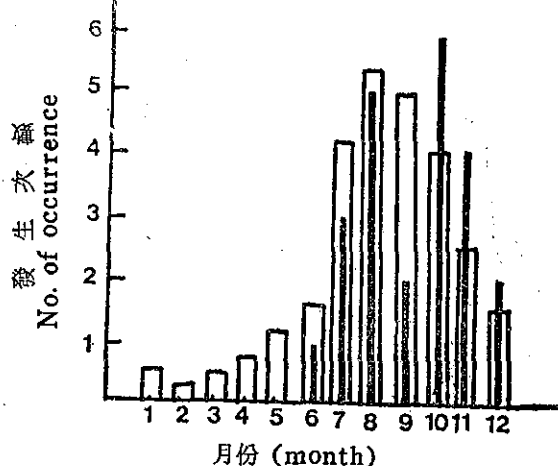


圖2. 民國七十二年颱風各月發生次數與最近36年平均次數之比較

Fig. 2. The monthly comparison between the numbers of typhoons occurred in 1983 with the average since 1947.

最長的艾倫(ELLEN)，緯度最北者為班恩(BEN)，最南者是發生在南海南部海面的珀西(PERCY)，(見圖3)。就源地而言，今年最特殊的是於南海生成的颱風計有7個，分別為莎拉、喬琪亞(GEORGIA)，賀伯特(HERBERT)、喬伊(JOE)、開梅(KIM)、勒克斯(LEX)及珀西，佔本年颱風中之30.4%，而在這7個中最大特點是其中除珀西外所走路徑均為直線或近似直線。另外像發生在巴士海峽的卡門(CARMEN)，所走路

徑為由西向東，也相當奇特，發生在菲律賓東方海面(125°E~140°E)的有薇拉(VERA)、艾貝(ABBY)、韋恩、唐姆(DOM)、艾達(IOA)、歐凱特(ORCHID)、魯絲(RUTH)、斯碧瑞(SPEREY)，及賽洛瑪等九個，在關島南方海面有超級颱風佛瑞特(FORREST)及瑪芝(MARGE)，但諾瑞斯(NORRIS)則發生在太平洋中部。

然就強度而言，本年23個颱風中最強的是佛瑞特，風速高達150 KTS (77 m/s)且其中心氣壓亦低達883毫巴，強度最弱的是莎拉僅為35 KTS (18 m/s)，中心氣壓亦最高(999毫巴)，在所有颱風中韋恩最大風速為135 KTS (69 m/s)艾貝為145 KTS (74 m/s)、瑪芝為145 KTS (74 m/s)及佛瑞特是4個超級颱風，艾倫及歐凱特為強烈颱風，而狄普(TIP)、艾達、薇拉、喬伊、勒克斯及珀西是中度颱風，其餘均為輕度颱風(見表3)。

四、生命期及其路徑分類：

本年23個颱風中其生命期長短按發生至消滅或衰減止，最長者為8月份之艾貝，長達282小時，最短者為6月份的莎拉，只有6小時，全部總時數達2,256小時以上，平均生命期為96小時(4天)，但個別颱風之生命期則以2至3天者居多(見表3)。在這23個颱風依其最佳路徑(Best Track)可區分為三類：(1)直線型(或近似直線型)，(2)拋物線型(即轉向型)，(3)不規則彎曲型等。在第一類中計有11個(班恩歸入拋物線型)佔全年的47.8%，此類大多發生在加羅林羣島至菲律賓羣島及南海海面一帶，為由東向西行，其中只有卡門為由西向東行。第二類拋物線型有8個佔全年之34.8%，這一類中除佛瑞特颱風在124°E轉向外，其餘7個均在130°E以東就轉向至日本或日本以東海面上行走而變為溫帶氣旋或消失。第三類不規則彎曲型有4個，此類型大多發生於冬季，因極地高壓旺盛而帶動大量冷氣南下影響颱風之路徑而造成的不規則彎曲路線(見表3所示及圖4、圖5)。

二、各月颱風概述：

(一)六月份——僅有一個颱風發生。

莎拉(SARAH, 8301)：莎拉為本年第一個颱風，為輕度颱風，中心附近最大風速僅為35 KTS 是今年最弱的颱風，生命期也只有6小時，

表3 民國七十二年北太平洋西部地區颱風網要表
Table 3. The summary of typhoon data in the area of North-Western Pacific Ocean in 1983

月 份	當 月 次 數	本 年 編 號 (公 元)	颱 風 名 稱	起 訖 時 間			生命 期 (時)	衍 生 地 區 (Source areas of generation)	成輕度颱風以上		平 均 移 速 (Km/h)	消失或衰減成熱帶 性低氣壓(TD)地點	觀測最低 氣壓中心 (m/b)	近大風 速最 (m/s)	強 度 分 類	路 徑 型 式	附 註
				全 部 起 訖	中 度 以 上	強 烈 以 上			地 點	東 經							
6	1	8301	莎 拉* (SARAH)	2506 Z-2512 Z	—	—	6	加羅林羣島南方海面(南海)	15.7	109.9	20	越南北部	999	18	輕度	近似直線	登陸越南消失
7	1	8302	狄 普 (TIP)	1018 Z-1300 Z	1112 Z	—	54	菲律賓東方海面	13.8	118.9	22	中國廣東省	978	33	中度	近似直線	經南海、海南島登陸湛江附近
	2	8303	薇 拉 (VERA)	1212 Z-1806 Z	1318 Z-1500 Z 1518 Z-1718 Z	—	138	加羅林羣島特魯克島附近	11.6	129.9	22	越南北部	952	46	中度	近似直線	穿過菲律賓、南海、海南島登陸越南消失。
	3	8304	韋 恩** (WAYNE)	2212 Z-2512 Z	2306 Z-2506 Z	2318 Z-2418 Z	72	呂宋島東南方海面	15.4	132.8	26	中國福建省	920	69	強烈	近似直線	穿過巴士海峽、臺灣海峽南部進入大陸，於金門與汕頭間登陸。(侵臺)
8	1	8305	艾 貝** (ABBY)	0518 Z-1712 Z	0618 Z-1618 Z	0718 Z-1412 Z	282	關島東南方海面	9.9	139.4	13	日本東方海面	888	74	強烈	拋物線	登陸日本本州
	2	8306	班 恩 (BEN)	1206 Z-1500 Z	—	—	66	琉璜島東北方海面	24.9	145.8	22	日本海	989	26	輕度	拋物線	經日本中部變T.D入日本海
	3	8307	卡 門 (CARMEN)	1400 Z-1418 Z	—	—	18	巴士海峽	19.8	121.5	24	納入艾貝而消失	992	23	輕度	近似直線	經巴士海峽納入艾貝環流中
	4	8308	唐 姆 (DOM)	1900 Z-2518 Z	—	—	162	琉璜島南方海面	15.9	133.8	17	琉璜島東北方海面	995	28	輕度	拋物線	2112 Z—2206 Z為T.D
	5	8309	艾 倫 (ELLEN)	2900 Z-090906 Z	090312 Z-090900 Z	090518 Z-090618 Z	270	馬紹爾羣島北方海面	13.1	171.3	26	中國廣東省	928	64	強烈	近似直線	經巴士海峽由香港西邊登陸大陸(侵臺) (090112 Z—090118 Z為T.D)
9	1	8310	佛瑞特** (FORREST)	2018 Z-2806 Z	2118 Z-2800 Z	2212 Z-2618 Z	186	關島南方海面	11.0	143.2	22	日本南方海面	883	77	強烈	拋物線	由宮古島東北方進入東海，在124°E轉向登陸日本九州、四國
	2	8311	喬琪亞* (GEORGIA)	2818 Z-100106 Z	—	—	60	呂宋島西方海面(南海)	19.2	115.7	19	越南北部	987	28	輕度	直線型	穿過海南島進入越南變T.D後消失
10	1	8312	賀伯特* (HERBERT)	0700 Z-0900 Z	—	—	48	菲律賓東南方海面(南海)	11.4	113.8	13	越南南部	987	26	輕度	直線型	進入越南南部變T.D消失
	2	8313	艾 達 (IOA)	0800 Z-1106 Z	1000 Z-1006 Z	—	78	關島北方海面	20.0	137.9	32	東京近海	973	33	中度	拋物線	在東京近海變T.D後消失
	3	8314	喬 伊* (JOE)	1112 Z-1318 Z	1312 Z-1318 Z	—	54	呂宋島西方海面(南海)	16.5	118.4	22	中國廣東省	975	33	中度	近似直線	由香港及海南島間進入廣東省變低壓
	4	8315	開 梅* (KIM)	1621 Z-1700 Z	—	—	12	加羅林羣島海面(南海)	9.8	110.9	28	中南半島	993	20	輕度	近似直線	進入中南半島後消失
	5	8316	勒克斯* (LEX)	2206 Z-3606 Z	2418 Z-2512 Z	—	96	加羅林羣島東方海面(南海)	16.1	115.5	13	中南半島	971	36	中度	近似直線	進入中南半島後消失
	6	8317	瑪 芝** (MARGE)	103106 Z-110700 Z	110206 Z-110700 Z	110312 Z-110618 Z	162	馬紹爾羣島南方海面	9.7	146.2	24	太平洋中部	896	74	強烈	拋物線	在133°E轉向消失於太平洋中部
11	1	8318	諾瑞斯 (NORRIS)	0806 Z-1006 Z	—	—	48	馬利安納羣島附近海面	17.4	154.7	22	太平洋中部	994	26	輕度	拋物線	在151.5°E轉向減低消失於太平洋中部
	2	8319	歐凱特 (ORCHID)	1718 Z-2618 Z	1918 Z-2506 Z	2112 Z-2406 Z	216	特魯克島北方海面	12.4	131.6	13	菲律賓東方海面	928	64	強烈	不規則彎曲線	菲律賓近海併入另一T.D環流中於28日生成魯絲颱風
	3	8320	珀 西* (PERLY)	1900 Z-2300 Z	2006 Z-0218 Z	—	96	越南外海(南海)	8.9	113.1	11	菲律賓中部列島	970	36	中度	不規則彎曲線	在菲律賓中部列島變低壓
	4	8321	魯 絲 (RUTH)	2800 Z-3000 Z	—	—	48	加羅林羣島東南方海面	17.4	128.6	13	菲律賓東方海面	993	31	輕度	不規則彎曲線	生成及消失均在菲律賓東方海面
12	1	8322	斯碧瑞 (SPEREY)	0300 Z-0418 Z	—	—	42	雅浦島東方海面	16.1	131.7	11	雅浦島東方海面	996	28	輕度	不規則彎曲線	轉個彎在原地附近消失
	2	8323	賽洛瑪 (THELMA)	1518 Z-1712 Z	—	—	42	雅浦島附近海面	11.8	135.9	24	關島西北方海面	990	28	輕度	拋物線	在關島西北方海面消失

*：為南海海面發展之颱風

**：係為超級颱風

為本年最短命的颱風，此颱風源出於加羅林羣島南方海面 (5°N , 146°E) 之熱帶擾動，向西北移動，至 6 月 20 日 00 Z 發展為 T.D，移向西北西，至帛琉羣島時，因太平洋高壓軸偏低，且本身強度不足 (8 m/s)，沿太平洋高壓邊緣而行，至菲律賓羣島中部時威力增為 25 KTS (13 m/s)，但穿過菲律賓中部時被地形破壞原先的環流，降為熱帶擾動僅 15 KTS (8 m/s)，至 6 月 23 日 00 Z 起，因進入暖濕的南海海面，有水汽供應使得強度再度增強，6 月 24 日 06 Z 增強為 30 KTS (15 m/s)，在 24 小時後即 6 月 25 日 06 Z 終於發展為輕度颱風，中心風速 18 m/s 但因近越南近海，受中南半島上之安南山脈地形影響不利於強度繼續增強，到了 6 月 25 日 18 Z 又減弱為 T.D，結束為期 6 小時之颱風生命，最後進入中南半島而消失。莎拉颱風生命雖短，但在整個發展過程却相當長久，其所經路徑長達約 1948 浬 (即 3584 公里)，相當於 30 個經距以上，在其行經路程中移向甚為穩定，全部過程平均速率為 11 KTS (20 KM/hr) (見圖 6)。

(2) 七月份——有 3 個颱風生成，分述如下：

狄普 (TIP 8302)：狄普衍生於菲律賓東方海面 (8°N , 134°E) 之熱帶擾動，7 月 8 日中心氣壓為 1008 毫巴，翌日 7 月 9 日 12 Z 移至 11.4°N , 127.4°E 時，由衛星雲圖中可看出組織更完整，飛機偵測獲知風速為 25 KTS (13 m/s)，但由於太平洋高壓勢力強盛，且軸線偏低，致使其不易發展，地面圖上無法有封閉環流，但中心氣壓已降為 1004 毫巴，隨後由於熱帶對流層上部槽線 (TUTT) 在其東北方，導致高層有強大之輻散場，而加速該熱帶擾動之發展，向西北西移到民多羅島 (MINDORO) 北方時，中心氣壓降為 998 毫巴，而風速增強為 30 KTS (15 m/s)，受中層東風導引而迅速向西移動通過菲律賓，到 7 月 10 日 12 Z 仍維持 15 m/s 之風速，但此時因高層 200 毫巴有強烈之輻散場位於其西北方，而使之加強。7 月 10 日 18 Z 發展為輕度颱風；至 7 月 11 日 12 Z 又因高層 200 毫巴上有強烈東北風及輻散場而造成狄普在此時發展到最強階段，風速 65 KTS (33 m/s)，變為中度颱風 (見圖 6)。隨後狄普轉為向西北移動，但因結構太弱，6 小時後 (即 7 月 11 日 18 Z) 又減弱為輕度颱風。7 月 12 日 06 Z 因接近海南島，環流受地形之影響而再度減弱，風速 55 KTS (28 m/s)，最後於 7 月 13 日 06 Z 變為 T.D。7 月 13 日

12 Z ~ 18 Z 間登陸於中國湛江附近，此時整個環流更因地形再度破壞而迅速減弱為溫帶氣旋，結束其颱風生命期 (見圖 6)。狄普颱風在整個過程中移向為由西北西轉西北移，平均速度為 12 KTS (22 KM/hr) 全部過程經歷了 1206 浬 (2219 公里)。生命期有 54 小時。

薇拉 (VERA 8303)：薇拉是七月份第二個颱風，其發展過程及路徑與狄普颱風類似。源出於加羅林羣島右方特魯克島附近之熱帶擾動，7 月 9 日在關島南南東方發展為熱帶性低氣壓，亦因太平洋高壓軸線偏低，發展不易，乃沿 500 毫巴高壓邊緣向西北西移動，至 7 月 12 日 12 Z ~ 18 Z 間發展為輕度颱風，7 月 13 日 18 Z 增強為中度颱風，仍向西北西移近菲律賓羣島受地形影響，強度無明顯增強，7 月 14 日 00 Z 起移近呂宋島，在通過呂宋島時受地形破壞，7 月 15 日 06 Z 減弱為輕度颱風，出海後吸收南海暖濕的水汽，增加其能量，在 15 日 18 Z 再度增強為中度颱風，此時受太平洋高壓西部之氣流導引，使其移速加快轉向西北移動，在 17 日 00 Z 雖近海南島，但環流並沒有受地形破壞，仍維持中度颱風，17 日 06 Z ~ 12 Z 間穿越海南島，在 18 日 00 Z 左右登陸越南北部，威力減弱為輕度颱風，隨後迅速減弱，在 19 日 00 Z 消失。薇拉颱風和狄普一樣，移向和移速都很穩定，非常明顯地看出此兩颱風受海陸分佈影響甚巨，近陸地減弱，入海後則再增強。由薇拉整個生命過程來看，移向亦為西北西轉西北，但平均速度為 12 KTS (22 KM/hr)，歷經 2546 浬 (4685 公里)。(見圖 7)。

韋恩 (WAYNE 8304)：韋恩為本年第一個強烈颱風，亦為影響臺灣地區的第一個颱風，源自呂宋島東南方海面之熱帶擾動，7 月 20 日 18 Z 形成熱帶性低氣壓，22 日 12 Z ~ 18 Z 增強為輕度颱風，至 25 日 12 Z 登陸大陸變為低氣壓止共歷 72 小時之颱風生命，其最大風速於 24 日 06 Z 達 135 KTS (69 m/s)，海平面最低氣壓值為 920 毫巴，為本年第一個超級颱風。在韋恩颱風生成前，7 月 19 日位於雅浦島西北方即有熱帶擾動存在，沿太平洋高壓脊線向西北方移動，20 日 ITCZ 活躍，使擾動增強，22 日 06 Z 勢力迅速增強，6 小時後形成輕度颱風，隨後因其所在洋面溫度甚高，供給韋恩豐富水汽及動能，造成環流更加強，23 日 06 Z 升格為中度颱風，中央氣象局於 23 日 15 時 30 分對臺灣東部海面及巴士海峽發佈本年第一號海上颱風警報，24 小時後

再增強為強烈颱風，中央氣象局早在24日10時00分對臺灣東部（花蓮以南地區）發佈陸上颱風警報，在此時依地面圖看，太平洋高壓略為北抬，脊線亦逐漸東退，北方鋒面系統在日本海，向西南延伸經黃海，華北至雲貴地區，大陸高壓中心在甘肅省，惟勢力不強，韋恩沿太平洋高壓邊緣，穩定朝西北西進行，但500mb上太平洋高壓勢力甚強，脊線始終位於臺灣至華南一帶，使110°E之槽線無法東移，而日本南方一直為高壓盤據，致使韋恩無法轉向偏北，而穩定向西北西進行，24日15Z韋恩已逐漸通過巴士海峽接近臺灣南端，受到陸地影響威力逐漸減弱，25日00Z減弱為中度颱風，中央氣象局在25日15時解除陸上颱風警報，25日傍晚韋恩在金門與汕頭間登陸大陸，25日12Z因受陸地摩擦，水汽斷絕來源，韋恩減弱為輕度颱風，25日20時50分解除海上颱風警報，26日00Z韋恩迅速減弱為低氣壓而結束其短暫的生命（見圖7），（有關韋恩詳細報告見氣象學報第卅卷第二期之個案調查報告），然由韋恩整個生命史上看其所經歷計有1739浬（3200公里）平均速度為14KTS (26KM/hr)，颱風生命期計72小時。

（三）八月份——本月份計有五個颱風及兩個T.D，其中艾倫延續至9月上旬才告消失，今分述於後：

艾貝 (ABBY, 8305) 艾貝為本年第二個超級颱風，亦為生命期最長的颱風，歷時282小時，最初在7月31日衛星雲圖中顯示關島東南方（即在6°N, 152°E）有一擾動，由於高層有輻散場配合，到了8月3日環流更完整，但美軍於8月3日2300Z以飛機偵測，無法看到低層環流，直到8月5日0034Z再以飛機偵測得低層風速30KTS (15m/s)，地面氣壓為1004毫巴，朝西北西緩慢移動，6小時後（即5日0600Z）發展為輕度颱風，此時天氣圖上顯示500毫巴圖上在河套地區有一中緯度槽線向東移動，促使原先向西北西移動的艾貝，受此中緯度槽之導引轉為向西北進行，而其強度迅速增強，到了6日18Z，風速達65KTS (33m/s)，中心氣壓降為973毫巴，成為中度颱風，此時由各種資料研判均顯示應向西北西進行，但受中緯度槽線之影響，而轉向西北，且其強度繼續加強，7日18Z晉升為強烈颱風，6小時後（即8日00Z）變為超級颱風，風速130KTS，至8日18Z達最盛時期，風速高達145KTS (74m/s)，而中心氣壓只有

888毫巴，此時太平洋高壓脊雖有迫使艾貝朝西北西進行之趨勢，但因高層不配合，且其所在位置恰在鞍形場上，致使其移動速度減慢，10日00Z至10日18Z且呈滯留狀態，直到10日21Z才開始再向北緩慢移動，8月12日艾貝移向再偏向東北，但由於其範圍甚大（直徑大約30個經距），幾乎破壞了整個太平洋地區大氣環流之正常運行，隨後與較晚出現之班恩及卡門兩颱風外圍環流產生牽制作用，終因艾貝範圍太大，使班恩及卡門先後落入其環流內，被艾貝吸收此兩颱風之動能，組織遭艾貝破壞而減弱，卡門於8月15日00Z變為T.D，06Z後為艾貝吸收而消失，班恩則受艾貝吸引減弱為T.D向北亦逐漸消失，但艾貝在吸取此兩颱風後，因移至較高緯度，冷空氣不斷地加入環流內使其威力不僅未增強，反而減弱，在14日18Z變為中度颱風，隨後則威力再減弱而向東北移動，17日00Z成為輕度颱風，17日00Z到06Z間，艾貝受中緯度槽線導引並受西風帶影響加速向東北進行登陸於日本松濱附近，當其進入日本中部，造成各地洪水、山崩及房屋倒塌等嚴重損失，17日18Z變為溫帶氣旋，向東北移動。在艾貝整個過程中，中央氣象局於8月9日16時發佈海上颱風警報，而於8月13日4時30分因艾貝轉向東北而解除海上颱風警報。綜觀艾貝大約12天之生命史中維持強烈颱風階段長達6天半，行程計2031浬 (3737公里)，移向為先向西北後轉偏北，最後受西風導引再轉為向東北移動，平均速度為7KTS (13KM/hr)，見表3及圖8。

班恩 (BEN, 8306)：當艾貝颱風在琉球東南方海面向東北移動漸漸接近日本時，8月12日00Z外圍24.3°N, 145.1°E處又有一環流在發展中，6小時，此環流增強為8月份第二個颱風班恩，亦為本年誕生緯度最高的颱風。一開始因位在艾貝東北方，而此時艾貝之環流甚廣，班恩受其影響而產生藤原效應向北轉進，第二天，因高層氣流強烈輻散而威力漸漸加強，但由於其環流不對稱，僅在其東南方之風速達40KTS (20m/s)，而西方及北方風速只有10~20KTS (5-10m/s)。到了8月13日12Z，班恩發展至最強時期，風速50KTS (26m/s)。8月14日00Z，移動方向轉為向西北進行，此乃受艾貝慢慢吸引之後果，14日18Z因艾貝外圍環流之吸引而再度使班恩之移向又轉為向西，並加快其速度，在15日00Z到06Z間登陸於日本本州靜岡縣附近，此時已進入艾貝外圍環流，大部能

量爲艾貝吸收，且又遭地形破壞因而勢力減弱，在15日06Z後即變爲溫帶氣旋而結束爲期66小時之生命。班恩颱風最大特色爲發生在艾貝颱風的輻合帶內，且緯度又高，當然強度發展受到很大的限制。然在整個移動過程中導引班恩之氣流又是艾貝之外圍環流，亦爲特殊之處。綜觀班恩全部生命史中所經歷之路程計968 浬(1781公里)，平均移動速度爲12KTS (22 KM/hr)，其強度變化見圖8所示。

卡門 (CARMEN, 8307) 及 T.D 1: 8月初期，當季風槽在東南亞處形成，向東移至南海時，在越南 200浬處有一低層環流伴隨着很强的對流運動，而艾貝颱風正在菲律賓東方外海急速加強中，此環流受艾貝外圍環流影響，移速甚慢，到了8月9日00Z，此對流運動所造成之低層環流才稍成型，中心風速 20 KTS (10m/s)，氣壓爲1002毫巴，繼續朝北北東緩慢移動，8月12日00Z增強爲本年第一個未發展成颱風之T.D。8月13日00Z，此T.D漸漸消失(見圖8)，但此時艾貝颱風位在琉球東南方，而伴隨之ITCZ亦向西南延伸，進入東沙島南方海面，而使得消失之T.D在8月13日06Z因艾貝之輻合帶而再度增強形成一熱帶性低氣壓。8月14日00Z在巴士海峽受艾貝外圍環流影響，使得此一熱帶性低氣壓增強成爲卡門颱風，被艾貝外圍環流導引向東北東移向艾貝之環流內。最初因艾貝環流導引不明，故移動速度爲 10 KM/hr，直到14日12Z卡門才漸漸受艾貝影響，強度達到最盛時期，中心附近風速達 45KTS (23m/s)，隨後因艾貝外圍環流漸強，使卡門之外圍環流與艾貝相連接，能量開始爲艾貝吸取，一度在衛星圖中消失踪跡，反而在不遠之艾貝外圍環流之對流區內再度找到，好像在其生命史中跳了一大步似的，然後繼續向東北東進行，次日因卡門外圍環流與艾貝相混，環流漸被艾貝吸收而破壞，最後終於消失於艾貝環流內。在卡門全部生命史，維持颱風階段僅有18小時，然其整個氣旋生命史中所經歷之路程有 631 浬 (1161公里)，平均移動速度爲 13KTS (24KM/hr)，見圖8。

唐姆 (DOM, 8308): 8月中旬後期，ITCZ更加活躍，因此在艾貝、班恩及卡門三個颱風先後相繼減弱或死亡之際，關島西北方又有一熱帶擾動發生，當時艾貝颱風雖已消失，但其雲雨區仍存在此擾動之東方，使大氣之水汽及氣溫有利條件下，對擾動之加強有甚大幫助，故在8月17日06Z擾動

形成，18日18Z即成熱帶性低氣壓，6小時後(即19日00Z)加強爲輕度颱風，向西北西進行，但此時中緯度有一鋒面系統東移而影響唐姆之移動，唐姆受此鋒面系統之引導致使其路徑由西北西轉西北，最後轉向東北成拋物線型緩慢移動，因鋒面系統之移入使冷空氣灌入唐姆環流，在21日12Z至22日06Z間減弱爲熱帶性低氣壓，復於22日12Z再度增強爲輕度颱風(位於硫磺島東方近海)，繼續朝東北移動。直到24日因太平洋高壓增強而明顯西伸，阻擋唐姆之向東北移動，但在高層却有一槽線移入，唐姆介於高空槽前及低層太平洋高壓脊之西伸影響下，形成導引氣流高、低層不配合，因而其路徑成搖擺不定，有在原地打轉之勢，25日因太平洋高壓東退，而使唐姆之導引氣流明朗化，受高空槽誘引，路徑再度成拋物線型進入較高緯度。26日00Z唐姆減弱爲熱帶性低氣壓而不久即消失，此種敗部復活式之颱風與去年(71年)之費依有異曲同工之妙。唐姆之整個生命期計 162小時，經歷了1859浬(3421公里)，平均移動速度爲 9KTS (17KM/hr)，詳細強度變化及路徑見圖9。

T.D 2: 在唐姆減弱爲熱帶性低氣壓之前夕，琉球羣島附近有一對流雲在發展，但因所處緯度偏高(在 25.5°N , 128.1°E)無法有足夠的水汽及能量來供應此熱帶性低氣壓之發展，且因太平洋高壓在唐姆消失後即大幅度西伸，控制這一熱帶性低氣壓，始終向北移而最後消失於韓國南方(見圖9)，此熱帶性低氣壓全部過程經歷了622浬(1144公里)，平均移動速度 13KTS (24km/hr)。

艾倫 (ELLEN, 8309): 艾倫爲本年內颱風發生源地最東也是路徑最長的一個颱風，總共走了4462浬(8210公里)，整個生命期由8月29日00Z成輕度颱風起至9月9日12Z登陸香港進入大陸而減弱消失止，共歷經11日6小時，僅次於艾貝。是今年第二個發佈海上陸上颱風警報之颱風。其中心最大風速 125KTS (64 m/sec)，海平面氣壓928毫巴，路徑爲一倒拋物線之近似直線型。艾倫颱風源地乃導自於國際換日線(180°)以東之擾動，向西北進行至 175°E 增強爲熱帶性低氣壓，8月29日00Z終於在馬紹爾羣島北方發展爲輕度颱風，向西移行，但自30日00Z起艾倫之路徑受太平洋高壓軸線緯度偏低之影響，改爲向西南西移動，到9月1日06Z止，由於艾倫始終在低緯度進行，且中緯度之高氣壓不強，無強勁之東北風來促成其高層輻

散場之加強，加上南方氣流微弱，故強度無法增加，反而於1日06Z後，因支持艾倫颱風之中層(700 mb)氣流場中的中緯度高壓遠離，致東北風減弱，造成艾倫威力減弱為熱帶性低氣壓，直到2日00Z，艾倫移至關島南方海面時，高層(200mb)氣壓場有了很大的變化，高空高壓脊呈西北—東南走向，使東北風又增強，輻散場增強，艾倫再度復活，增強為輕度颱風，隨後勢力節節增強，3日12Z升格為中度颱風。此時其路徑亦由西到西南西走向轉為西北西。48小時後(即5日18Z)，艾倫增強為強烈颱風，再12小時後(6日06Z)強度達最強，風速125KTS (64 m/s)。此時艾倫中心位置在菲律賓呂宋島最北端東方約60浬(110公里)處，朝巴布煙羣島進行。中央氣象局經研判後早在9月5日21時即發佈海上颱風警報。9月6日9時10分發佈陸上颱風警報，但在警報發出後，蘭嶼東方巴布煙羣島附近作業之6艘珊瑚船，在6日19時左右(艾倫正在巴布煙島附近且威力最強)，船隻擋不住艾倫之侵襲，造成船翻人亡之巴布煙羣島事件大慘劇。此後艾倫乃沿呂宋島近海向西北西通過巴士海峽，朝東沙島海面進行，由於位置偏南，臺灣不在其暴風圈內，無強風、豪雨出現，因在外圍環流下沉處，各地天氣良好。艾倫在通過巴士海峽之際因近呂宋島，環流受地形影響而部份被破壞，使其強度在7日00Z減為中度颱風，朝東沙島逼近，8日00Z艾倫恰好在東沙島附近，就在此時於東沙島附近作業之13艘船隻遭艾倫之吹襲，9艘沉沒或擱淺，造成50人死亡或失蹤之慘劇，中央氣象局於7日21時解除陸上颱風警報，8日9時10分解除海上颱風警報。而艾倫卻挾此雄威朝西北西向香港逼近，登陸香港時造成該港歷年來最嚴重損失之一次災難，當地雷達亦為艾倫吹毀無法作業。9日00Z~06Z艾倫復登陸珠江口附近，環流再度為地形破壞而於9日06Z減弱為輕度颱風，9日12Z變為熱帶低壓而消失，結束其生命期，在整個路徑中平均移動速度為14 KTS (26km/hr)，詳細見圖9之路徑強度變化情形。

四九月份：本月有兩個颱風形成，其中佛瑞特為本年最強之颱風，另一為南海的喬琪亞，分別敘述於后：

佛瑞特 (FORREST, 8310)：為本年最強的颱風，中心最大風速150 KTS (77 m/s)，中心最低氣壓883毫巴屬超級颱風，亦為本年最後一

個發佈警報之颱風。佛瑞特的誕生最初為9月16日由衛星雲圖發現在馬紹爾羣島有一熱帶擾動在醞釀，4日後之20日12Z，增強為熱帶性低氣壓，6小時後在關島南方發展為輕度颱風，沿太平洋高壓軸線向西北進行，21日18Z增強為中度颱風，22日12Z再加強為強烈颱風，移動方向仍為西北，具有對臺灣侵襲的形勢，6小時後變為超級颱風，風速140 KTS (71 m/s)，23日00Z發展至最強時期，走向仍為西北，中央氣象局於23日21時10分發佈海上颱風警報，但24日中緯度有一微弱鋒面系統東移，由於佛瑞特本身環流甚強大，此一弱鋒面系統對它的移動方向並無影響，通過那霸與臺灣之間而進入東海，臺灣位於外圍之下沉氣流內，天氣良好，而那霸則受暴風圈侵襲，在那霸西北方出現龍捲風，但因移到高緯度(中央氣象局於27日4時30分解除海上颱風警報)，水汽供應較不足27日00Z移近30°N時減弱為中度颱風，且受大陸移出之另一鋒面系統導引而到了124°E轉向北北東進行，此後移動速度增快以40浬/小時(74 km/hr)之速度向日本九州進撲，造成相當嚴重之災情，28日00Z接近九州，環流受陸地摩擦而破壞，28日06Z減為輕度颱風，但已進入日本四國南端，隨後立即轉變為副熱帶低氣壓迅速向東北東進行，到29日00Z美軍之颱風報告才全部結束，但其風速仍維持35 KTS，整個路徑而言呈拋物線型，所走之路程有2191浬(4031公里)，平均移動速度為12 KTS (22 km/hr)見圖10。

喬琪亞 (GEORGIA, 8311)：9月28日00Z在菲律賓呂宋島西方外海有一熱帶擾動在發展，由於其所在位置為西南季風槽與信風交叉處，促使擾動環流增強，發展迅速，威力增強，於28日18Z形成輕度颱風，風速40 KTS (20 m/s)，海平面氣壓為996毫巴，而此時在它的北方由地面到500毫巴有一強烈副熱帶高壓脊，也有利於其環流加強，29日00~06Z發展至最強，風速55 KTS，沿此一高壓脊線向西移動，向海南島逼近，由於受地形效應而轉向西北西，30日00Z左右登陸海南島東岸，但環流並不因地形而破壞，移向改為向西進入東京灣，吸取豐沛的水汽，使得10月1日00Z的風速又增強到55 KTS (28 m/s)，然而因為已近陸地，無法維持長久。1日00~06Z登陸越南北部，最後在10月1日12Z減弱為熱帶性低氣壓後不久消失，全部路徑共走了825浬(1518公里)，平均移

動速度為 10KT (19 km/hr)。見圖10。

四月份：本月份為本年颱風發生最多之月份，計有六個颱風形成，而瑪芝颱風係在10月31日形成延續至11月份，分別說明於下：

賀伯特 (HERBERT, 8312)：從十月份起，北方極地高壓已相當活躍，大陸冷氣團陸續南下，因此颱風影響臺灣地區之機會銳減，而且颱風生成之緯度也會偏低，在喬琪亞颱風結束生命後不久，菲律賓羣島南部的東南方外海（即 6°N , 130°E ）有一擾動形成，沿駛流場向西北方移動，通過蘇祿海 (SULU SEA) 進入南海，10月6日18Z增強為熱帶性低氣壓，6小時後（7日00Z）環流更增強，變成輕度颱風，繼續向西北西進行時，此時中緯度有一鋒面系統東移，由於它的位置偏高（超過 25°N ），且高空槽亦偏高緯，對於低緯的賀伯特並無導引作用。相反地，在高層巴士海峽有一副熱帶高壓存在，賀伯特乃受此副熱帶高壓之引導，沿高壓西部駛流場，向西北西移動，登陸中南半島南部，此後受地形摩擦而消耗其本身能量減弱為熱帶性低氣壓，逐漸消失於中南半島，在其生命史中所經歷之路程有445浬（819公里），平均移動速度 7 KTS (13 km/hr) 見圖10。

艾達 (IDA, 8313)：當賀伯特於南海達到颱風強度時，關島北方有一熱帶擾動正在發展中，10月7日18Z出現熱帶性低氣壓，8日00Z再發展為輕度颱風艾達 (IDA)，因由低層到高層均為太平洋高壓所控制，致使艾達沿高壓脊線南緣向西北方進行，其強度繼續增加。至10月9日在 500 mb 圖上長江口及硫磺島各有一個分裂高壓，而艾達恰處於兩高壓間的鞍形場中，移速較慢。此時北方有中緯度高空槽東移，影響艾達由原先西北轉為向北進行，隨後 500mb 上兩個高壓合併，使艾達被擠出，受中緯度高空槽導引轉向東北移動。10月10日00Z至06Z，因為高層高壓合併，使其輻散場增強，逼使艾達增強為中度颱風，但由於當時艾達已移進 30°N ，一部份冷空氣注入環流內，其威力逐漸因變性而減弱10日12Z變為輕度颱風，但因進入西風帶內，在強勁的西風導引下使艾達更加速向東北沿日本本州南部外海移動，暴風圈曾侵襲東京，環流亦因近陸地，摩擦作用消耗其能量，使艾達於11日06Z後即減為副熱帶低氣壓旋即消失。其全部生命史中颱風維持了78小時，經歷了1889浬（3476公里），平均移動速度 17 KTS (31 km/hr) 見圖

10，及表4。

喬伊 (JOE, 8314)：本年十月份由於南方之 ITCZ 相當活躍，南海有賀伯特颱風形成，艾達之前身 T.D 也在關島北方海面，而介於此兩者之間，與艾達形成颱風前之 T.D 同時發展為熱帶性低氣壓，出現於天氣圖中，此三者成順時針向有規則的旋轉，喬伊因開始有高空反氣旋配合，而加速發展，向西北偏西北西進行，穿過呂宋島後，於10月11日12Z在呂宋島西方加強為輕度颱風。此時，太平洋高壓勢力仍強，喬伊乃沿太平洋高壓前線繼續向西北進行，因所經乃是溫暖潮濕的南海海面，水汽供應充足，使喬伊強度亦逐漸增加，在10月13日00Z之天氣圖中，高空又有一反氣旋配合，高層輻散增強而導致低層喬伊颱風環流再度增強。13日06Z到12Z，喬伊增強為中度颱風，因而使喬伊成為本年南海發生7個颱風中三個中度颱風之一。隨後因喬伊已近大陸邊緣，其環流受地形影響，在13日12Z~18Z間間登陸於香港與雷州半島之間，進入廣東省境內受地形再度破壞乃於14日00Z變為熱帶性低氣壓而消失。其由11日12Z成颱風至13日18Z變為 T.D 止計 2 天零 6 小時，但由擾動起至登陸消失共經歷了1654浬（3043公里）之起程，平均移動速度 12 KTS (22 km/hr) 其路徑見圖11。

開梅 (KIM, 8315)：當十月份前三個颱風正在進行時，10月9日在加羅林羣島附近海面，由衛星雲圖上又看到一個熱帶擾動，與喬伊排成一列，而兩者作順時針向旋轉，但因太平洋高氣壓勢力仍相當強大，壓制了此擾動之發展，因而造成它沿太平洋高壓脊線南緣向西北西移動，穿過菲律賓中部後，轉向西南偏西進行，進入南海，吸取暖濕的水汽而增強為熱帶性低氣壓，並沿高壓脊線前緣由偏西轉為西北進行，到此已走了 6 天行程，乃於10月16日12Z因環流增強，發展為輕度颱風，但因已近中南半島外海，登陸中南半島南部時受地形破壞，10月17日06Z減弱為熱帶性低氣壓，爾後再降為熱帶擾動，美軍之衛星報告亦停止觀測，孰料此擾動並未消失，在穿過中南半島將進入孟加拉灣之際，10月18日12Z又稍增強為熱帶性低氣壓，沿孟加拉灣在緬甸沿岸向西北西進行，直至20日18Z後才告消失。由開梅颱風之生命史中知道此颱風與6月份之莎拉類似，兩者均有相當長之時間為熱帶擾動，而形成颱風之期間甚短，可稱之為「短命颱風」。但其所經之路程計有1224浬（2252公里），平均移

表4 颱風公報中心位置表

月	日	時	北緯	東經	中心氣壓	最大風速 (m/s)	盛行風方 進向	時速 (Km/h)	月	日	時	北緯	東經	中心氣壓	最大風速 (m/s)	盛行風方 進向	時速 (Km/h)									
(Z)									(Z)																	
莎 拉 (SARAH) 8301																										
6	19	00	5.9	136.3	1006	8	NW	17		12	00	16.8	113.9	980	31	NW	16									
		06	6.4	135.6	1006	8	NW	17			06	17.3	113.2	986	28	NW	16									
		12	7.0	134.9	1006	8	WNW	16			12	17.9	112.6	986	28	NW	17									
		18	7.4	134.1	1005	8	WNW	16			18	18.6	112.0	990	26	NNW	18									
	20	00	7.8	133.3	1005	8	W	19	13	00	19.4	111.5	997	18	NNW	16										
		06	7.9	132.3	1005	8	W	20		06	20.2	111.2	997	15	NW	14										
		12	8.1	131.2	1004	8	WNW	19		12	20.8	110.7	998	15	NNW	11										
		18	8.3	130.2	1004	8	WNW	23		18	21.3	110.3	998	13	NNW	15										
	21	00	8.6	129.0	1004	8	WNW	22	薇 拉 (VERA) 8303									7	9	06	9.5	146.2	1004	10	SW	18
		06	8.8	127.8	1003	10	WNW	29	12	9.0	145.4	1004	10	SW	18											
		12	9.3	126.3	1001	13	NW	26	18	8.5	144.6	1004	10	W	24											
		18	9.9	125.0	1001	13	WNW	32	10	00	8.4	143.3	1004	10	WNW	26										
	22	00	10.4	123.3	1003	10	NW	34	11	06	9.0	142.0	1003	13	W	37										
		06	11.4	121.7	1004	8	NW	29		12	9.3	140.0	1003	13	W	35										
		12	12.2	120.4	1004	8	NW	26		18	9.4	138.1	1003	13	W	28										
		18	12.7	119.0	1003	10	W	27		00	9.7	136.6	1000	13	WNW	23										
	23	00	12.7	117.5	1004	8	W	22	12	06	10.1	135.4	1000	13	WNW	20										
		06	12.8	116.3	1004	8	W	18		12	10.6	134.4	1000	15	W	19										
		12	12.8	115.3	1003	10	W	18		18	10.8	133.4	1000	15	WNW	20										
		18	12.8	114.3	1001	13	W	20		00	11.0	132.3	1000	15	WNW	22										
	24	00	12.8	113.2	1001	13	W	18	13	06	11.4	131.1	1000	15	WNW	22										
		06	12.9	112.2	1000	15	NW	17		12	11.6	129.9	1000	18	SW	13										
		12	13.6	111.6	1000	15	NW	16		18	11.4	129.2	998	20	WSW	11										
		18	14.3	111.1	1000	15	NW	16		00	11.3	128.6	992	26	W	13										
25	00	15.0	110.6	1000	15	NW	18	14	06	11.3	127.9	992	28	NW	16											
	06	15.7	109.9	999	18	NW	16		12	11.7	127.1	988	31	NW	17											
	12	16.2	109.2	999	18	WNW	18		18	12.1	126.3	986	33	NW	18											
	18	16.4	108.2	1001	15	WNW	16		00	12.5	125.4	980	38	NW	19											
26	00	16.7	107.3	1003	13	WNW	16	15	06	13.0	124.5	980	41	WNW	20											
	06	16.8	106.4	1004	8	WNW	16		12	13.3	123.4	980	41	NW	22											
狄 普 (TIP) 8302																										
7	9	12	11.4	127.4	1004	13	NW	43	16	18	13.8	122.3	980	38	NW	18										
		18	12.4	125.3	1002	13	WNW	37		00	14.2	121.4	980	36	NW	20										
		10	00	12.8	123.3	998	15	WNW		32	06	14.7	120.4	980	31	NW	26									
		06	13.3	121.6	998	15	WNW	26		12	15.4	119.1	986	31	NW	26										
	10	12	13.6	120.2	998	15	W	24	17	18	16.1	117.8	986	33	NW	22										
		18	13.8	118.9	998	26	NW	24		00	16.7	116.7	980	36	NW	21										
		11	00	14.4	117.7	990	31	NW		21	06	17.2	115.6	975	38	NW	21									
		06	15.1	116.7	990	31	NW	19		12	17.8	114.6	970	41	NW	24										
	11	12	15.6	115.8	978	33	NW	20	18	18	18.4	113.4	960	43	NW	22										
		18	16.2	114.9	980	31	NW	21		00	19.0	112.3	952	46	NW	25										
										06	19.6	111.0	962	41	WNW	25										

18	12	19.9	109.6	962	36	WNW	25	10	18	18.9	130.4	902	61	N	8	
	18	20.3	108.2	980	33	NW	23		00	19.2	130.4	927	59	N	5	
	00	20.9	107.0	984	28	NW	28		06	19.5	130.4	927	61	N	8	
	06	21.3	105.7	990	20	NW	30		12	19.9	130.5	927	59	N	8	
韋 恩 (WAYNE) 8304																
7	20	18	8.5	138.9	1005	10	NW	26	11	00	20.6	130.7	930	56	N	8
	21	00	9.4	137.8	1005	13	NW	30		06	21.2	130.8	940	59	N	10
	06	10.6	136.8	1005	13	NNW	24	12		21.6	130.7	935	64	N	10	
	12	11.8	136.2	1005	13	NNW	23	18		22.0	130.6	935	61	N	10	
22	18	13.0	135.8	1005	13	NW	24	12	00	22.5	130.7	935	61	NNE	10	
	00	14.0	134.9	1005	13	NW	22		06	22.9	130.8	935	61	NE	10	
	06	14.7	133.9	1005	15	NW	23		12	23.4	131.2	935	64	NNE	10	
	12	15.4	132.8	1000	20	NW	24		18	23.9	131.5	935	61	NNE	12	
23	18	16.1	131.6	996	26	NW	28	13	00	24.6	131.8	935	59	NE	12	
	00	16.8	130.2	988	28	NW	27		06	24.9	132.2	935	56	NE	12	
	06	17.4	128.8	980	33	NW	26		12	25.4	132.6	935	56	NNE	12	
	12	18.2	127.6	976	41	WNW	29		18	26.1	133.0	935	54	NNE	12	
24	18	18.8	126.1	976	51	WNW	26	14	00	26.6	133.3	935	54	N	12	
	00	19.3	124.7	950	61	WNW	26		06	27.2	133.5	935	51	N	12	
	06	19.8	123.2	920	69	NW	26		12	27.6	133.5	942	51	N	12	
	12	20.4	121.8	922	61	NW	27		18	28.1	133.5	946	49	NNE	12	
25	18	21.3	120.5	922	56	NW	27	15	00	28.5	133.6	950	46	NE	12	
	00	22.4	119.4	950	49	NW	28		06	29.1	134.1	950	43	NNE	10	
	06	23.5	118.2	960	41	NW	32		12	29.5	134.3	970	43	NNE	17	
	12	24.7	116.8	970	23	NW	32		18	30.0	134.8	970	41	NNE	15	
	18	25.8	115.4	980	15	NW	30	16	00	31.1	135.1	970	38	NE	18	
艾貝 (ABBY) 8305																
8	5	00	9.1	140.7	1000	15	WNW		18	06	31.8	135.8	970	36	NE	18
		06	9.3	140.5	1000	15	WNW		18	12	32.7	136.5	970	36	NNE	18
		12	9.6	139.9	1000	15	NW	18	18	33.8	137.0	975	36	NNE	16	
		18	9.9	139.4	998	18	NW	15	17	00	34.6	137.3	978	31	NE	16
6	00	10.2	138.8	996	18	NW	13	06	35.1	138.1	980	28	NE	18		
	06	11.0	138.1	992	23	NW	19	12	35.6	139.4	992	23	ENE	18		
	12	11.8	137.3	985	28	NW	19	班 恩 (BEN) 8306								
	18	12.4	136.4	982	33	NW	19	8	12	00	24.3	145.1	1000	15	NE	17
7	00	12.8	135.8	973	33	NW	18		06	24.9	145.8	998	18	NNE	17	
	06	13.6	134.7	973	38	NW	20		12	25.7	146.1	998	20	N	24	
	12	14.4	133.9	946	46	NW	20		18	27.0	146.0	997	20	NNW	19	
8	18	15.0	133.5	944	59	NW	20	13	00	28.0	145.6	997	20	N	13	
	00	15.8	132.8	908	66	NW	18		06	28.7	145.4	995	23	N	11	
	06	16.3	132.4	908	69	NW	18		12	29.3	145.3	995	26	N	14	
	12	17.1	132.0	901	71	NNW	18		18	30.0	145.4	989	26	N	15	
9	18	17.4	131.4	888	74	NW	18	14	00	30.9	145.2	990	26	NNW	26	
	00	17.8	130.8	888	74	NNW	15		06	32.2	144.5	990	23	NW	24	
	06	18.1	130.7	895	69	NNW	13		12	33.1	143.4	990	23	NW	33	
	12	18.7	130.3	895	64	N	8		18	34.1	141.6	990	23	WNW	44	
								15	00	34.6	139.1	990	23	WNW	49	

		06	35.2	136.2	998	15	WNW	30			06	17.4	132.5	996	26	NE	13			
T.D. 1																				
8	8	00	16.0	111.3		10	SE	22	21	12	18.0	133.0	996	23	NE	18				
		06	15.1	112.2		10	SE	18		18	18.7	133.7	998	20	NE	20				
		12	14.7	113.1		10	E	16		06	20.0	135.6	998	18	NE	18				
		18	14.6	114.0		10	ESE	11		12	20.7	136.3	1000	15	EN	19				
	9	00	14.4	114.6		10	SE	9	22	18	21.4	137.1	1000	15	NE	20				
		06	14.1	115.0		10	ENE	7		00	22.2	137.9	1000	15	NE	21				
		12	14.2	115.4		10	N	7		06	23.2	138.7	1002	15	ENE	25				
		18	14.5	115.5		10	N	7		12	23.8	140.1	1000	18	ENE	25				
	10	00	14.9	115.4		13	N	4	23	18	24.2	141.6	998	23	NE	20				
		06	15.1	115.3		13	N	6		00	24.9	142.6	996	26	NE	12				
		12	15.4	115.3		13	N	7		06	25.4	143.1	996	26	NE	10				
		18	15.8	115.4		13	NE	5		12	25.8	143.5	996	23	SE	10				
	11	00	16.0	115.5		13	NE	8	24	18	25.5	144.0	996	20	SSE	10				
		06	16.4	115.8		13	NE	7		00	25.1	144.3	999	20	NE	7				
		12	16.7	116.1		13	NE	7		06	25.3	144.7	999	23	N	8				
		18	17.0	116.3		13	NE	7		12	25.8	144.7	999	26	NW	11				
	12	00	17.3	116.5		15	NE	7	25	18	26.2	144.1	998	26	NW	13				
		06	17.6	116.7		15	NE	5		00	26.5	143.4	998	26	NW	14				
		12	17.8	116.8		15	NE	5		06	27.1	142.8	998	23	NW	21				
		18	18.0	116.9		15	NNW	7		12	27.9	141.8	998	20	NNW	24				
13	00	18.3	117.1		15	NE	7	26	18	29.1	141.3	998	18	N	18					
									00	30.0	141.2	1000	15	NNW	21					
									06	31.2	141.3	1003	13	NNE	35					
									T.D. 2											
8	13	06	19.2	119.4	998	15	ENE	14	8	25	06	25.5	128.1		10	ENE	11			
		12	19.4	120.2	998	15	ENE	11			12	25.6	128.8		10	N	19			
		18	19.6	120.8	998	15	ENE	12			18	26.6	128.7		10	NNE	20			
		00	19.8	121.5	992	18	E	20			26	00	27.6	129.1		13	N	26		
	06	19.9	122.7	992	20	E	29	06	29.0	129.2			13	NNW	25					
	12	19.9	124.4	992	23	ENE	32	12	30.3	128.9			13	N	30					
	18	20.2	126.2	992	20	NE	38	18	31.8	128.4			13	NNW	32					
	15	00	21.0	128.3	992	15	NE	34	27	00	33.3	127.4		15	NNW	32				
		06	22.0	130.0	992	15	NE	30		06	34.9	126.9		13	NNW	25				
											文倫 (ELLEN)									
		17	06	15.2	140.1	1005	10	WNW		20	8	27	00	9.8	183.2	1003	10	WNW	28	
	12		15.4	139.0	1005	10	W	17	06	10.2			181.7	1003	10	NW	30			
	18		15.4	138.1	1005	10	WSW	17	12	10.7			180.2	1003	10	NW	28			
	00		15.2	137.2	1002	13	WSW	17	18	11.3			178.8	1003	10	NW	23			
	18	06	15.0	136.3	1002	13	WNW	18	28	00	11.8	177.6	1003	10	WNW	28				
		12	15.2	135.3	1002	13	NW	17		06	12.2	176.1	1003	10	WNW	28				
		18	15.6	134.5	999	15	NW	13		12	12.7	174.7	1000	13	WNW	31				
		00	15.9	133.8	999	18	NW	11		18	13.1	173.0	999	15	W	31				
	19	06	16.1	133.2	998	20	NW	9	29	00	13.1	171.3	998	18	W	26				
		12	16.3	132.8	996	23	NW	9		06	13.2	169.9	998	18	W	26				
18		16.5	132.4	996	26	NNW	9													
20		00	16.9	132.2	995	28	NE	11												

9	30	12	13.2	168.5	998	20	W	31	9	20	12	10.3	144.1	1000	15	NW	21				
		18	13.1	166.8	996	23	W	32			18	11.0	143.2	996	20	NW	32				
		00	13.0	165.1	996	20	SW	27			21	00	12.1	141.9	995	26	NW	22			
		06	12.5	163.7	996	23	SW	32			06	12.8	140.9	990	28	NW	24				
		12	11.9	162.0	996	20	SW	37			12	13.7	139.9	987	31	NW	23				
		18	11.4	160.0	994	20	SW	32			18	14.4	138.9	985	33	NW	23				
		00	10.9	158.4	994	23	WNW	28			22	00	15.2	137.9	975	33	NW	26			
		06	10.5	156.9	994	23	WNW	35			06	16.2	136.9	975	49	NW	26				
		12	10.3	155.0	994	20	W	37			12	17.2	136.0	960	61	NW	28				
		18	10.2	153.0	994	20	W	33			18	18.2	134.7	920	71	NW	23				
9	1	00	10.3	151.2	999	18	WSW	36	9	23	00	18.6	133.5	883	77	NW	23				
		06	10.2	149.2	999	18	SW	42			06	19.1	132.4	883	74	NW	17				
		12	9.4	147.1	999	13	W	43			12	19.8	131.8	885	69	NW	16				
		18	9.1	144.8	999	15	W	26			18	20.3	131.1	885	66	NW	19				
		00	9.0	143.4	999	18	W	29			24	00	20.8	130.2	900	66	NW	17			
		06	9.2	141.8	998	20	W	30			06	21.5	129.6	900	64	NW	23				
		12	9.2	140.2	996	23	WNW	24			12	22.2	128.5	920	61	NW	18				
		18	9.5	138.9	993	26	NW	27			18	23.0	128.0	925	61	NW	18				
		00	10.0	137.5	990	28	NW	30			25	00	23.8	127.3	925	61	NW	12			
		06	10.5	136.0	990	31	WNW	30			06	24.3	126.9	920	64	NW	15				
9	2	12	10.9	134.4	990	33	NW	26	9	26	12	24.9	126.3	920	61	NNW	19				
		18	11.3	133.0	986	36	NW	30			18	25.8	125.8	925	61	NW	22				
		00	12.3	131.7	986	38	NW	22			00	26.8	125.0	925	59	NW	21				
		06	13.0	130.7	982	43	NW	23			06	27.7	124.3	930	59	NNW	11				
		12	13.7	129.6	980	46	NW	20			12	28.2	124.0	930	56	N	17				
		18	14.4	128.8	975	49	NW	20			18	29.1	123.9	930	54	N	9				
		00	15.0	128.0	975	49	NW	26			27	00	29.6	124.0	970	49	NNE	18			
		06	15.9	126.9	965	49	NW	26			06	30.4	124.6	970	43	NE	18				
		12	16.8	125.8	965	49	NW	15			12	30.9	125.5	970	41	NE	32				
		18	17.2	125.1	956	51	NW	20			18	31.8	127.2	970	36	NE	37				
9	3	00	17.8	124.1	928	61	NW	19	9	28	00	32.7	129.2	975	33	E	55				
		06	18.3	123.2	928	64	WNW	19			06	32.8	132.8	980	26	E	40				
		12	18.7	122.2	935	61	WNW	19			喬琪亞 (GEORGIA)										
		18	19.0	121.2	940	51	WNW	19			9	28	00	17.2	118.0	1004	13	NW	18		
		00	19.3	120.2	940	46	WNW	19					06	17.9	117.2	1002	13	NNW	20		
		06	19.5	119.2	960	44	WNW	17					12	18.8	116.7	1001	13	WNW	20		
		12	19.7	118.3	960	44	WNW	15					18	19.2	115.7	1000	18	W	22		
		18	20.0	117.5	960	41	NW	18					00	19.2	114.8	1000	20	W	25		
		00	20.5	116.6	965	38	WNW	16					06	19.2	113.8	990	28	W	20		
		06	20.9	115.8	970	38	NW	17					12	19.3	112.5	987	28	W	25		
12	21.3	114.9	970	38	NW	17	18	19.3	111.9	990			26	WNW	18						
9	4	18	21.7	114.1	970	36	NW	15	9	30	00	19.6	111.0	990	26	NW	18				
		00	22.1	113.4	970	33	NW	16			06	20.1	109.9	990	26	W	20				
		06	22.5	112.6	975	26	WNW	17			12	20.2	109.1	990	23	W	15				
		12	22.8	111.6	982	15	WNW	17			18	20.2	108.1	990	23	W	15				
		佛瑞特 (FORREST)									10	1	00	20.2	106.8	994	28	WNW	15		

		06	20.5	105.5	998	20	WNW	15			18	15.6	122.1	1000	15	WNW	24	
		12	20.7	104.6	1000	15	WNW	15		11	00	16.2	120.9	1000	15	WNW	24	
賀伯特 (HERBERT)																		
10	6	12	10.8	115.6	1005	13	WNW	12			06	16.4	119.6	1000	15	WNW	22	
		18	11.0	114.7	1005	15	WNW	15			12	16.5	118.4	998	18	WNW	22	
	7	00	11.4	113.8	999	18	WNW	10		12	00	16.7	117.2	996	20	NW	22	
		06	11.5	113.0	999	20	WNW	10			06	17.1	116.1	992	23	NW	18	
		12	11.7	112.2	999	20	WNW	15			06	17.6	115.3	990	26	NW	18	
		18	11.8	111.5	999	20	NW	15			12	18.2	114.5	988	26	NW	16	
	8	00	12.2	110.8	995	23	WNW	15		13	00	18.9	114.0	986	28	NNW	16	
		06	12.5	110.1	987	26	W	15			06	19.7	113.7	980	31	NNW	18	
		12	12.6	109.4	995	26	WNW	11			06	20.6	113.3	975	33	NW	20	
		18	12.8	108.8	998	23	WNW	11			12	21.5	112.6	985	33	NW	22	
	9	00	12.9	108.4	1000	20	WNW	13		14	00	22.3	111.6	990	26	NW	20	
											14	23.1	110.8	1000	13	NW	25	
艾達 (IDA)																		
10	6	12	17.0	146.4	1005	10	NW	24		10	14	18	10.1	120.2	1006	10	SW	34
		18	17.4	145.1	1005	10	NW	23			15	00	9.3	118.5	1006	10	W	30
	7	00	17.9	143.9	1005	10	W	18				06	9.3	116.9	1006	10	WNW	24
		06	18.0	142.9	1002	13	NW	18				12	9.5	115.6	1005	13	W	26
		12	18.4	141.9	1002	13	NW	36				18	9.5	114.2	1005	13	SW	26
		18	19.0	139.9	1000	15	NW	39			16	00	9.0	112.9	1004	13	WNW	20
	8	00	20.0	137.9	999	20	NW	30				06	9.1	111.8	1001	13	NW	20
		06	20.8	136.4	998	20	NW	28				12	9.8	110.9	998	18	NW	22
		12	21.4	134.8	996	26	NW	32				18	10.5	109.9	993	20	WNW	36
		18	22.3	133.2	990	28	NW	30			17	00	11.0	108.0	998	18	WNW	35
	9	00	23.6	132.1	990	28	NNW	23				06	11.6	106.2	1000	15	WNW	26
		06	24.8	131.8	985	31	NNE	25				12	11.9	104.8	1003	10	NW	32
		12	26.1	132.2	990	31	NNE	26				18	12.8	103.3	1005	10	NW	24
		18	27.4	132.8	985	31	NNE	27			18	00	13.6	102.2	1006	10	NW	22
	10	00	28.8	133.2	973	33	NNE	28				06	14.2	101.1	1006	10	NW	24
		06	30.3	133.6	985	33	NE	28				12	14.6	99.8	1006	10	NW	25
		12	31.4	134.8	985	31	NE	30				18	14.8	98.4	1006	13	WNW	26
		18	32.3	136.3	988	28	NE	50			19	00	15.1	96.9	1006	13	NW	25
	11	00	33.7	139.1	992	28	NE	67				06	15.9	95.8	1004	15	NW	22
		06	35.1	142.9	995	23	ENE	50				12	16.8	94.9	1004	15	NW	21
												18	17.7	94.2	1002	15	NNW	14
喬伊 (JOE)																		
10	8	06	8.8	134.1	1006	10	NW	31			20	00	18.3	93.7	1004	13	NNW	18
		12	9.5	132.6	1006	10	NW	30				06	19.1	93.2	1004	13	NNW	17
		18	10.4	131.3	1005	10	NW	24				12	19.9	92.8	1004	13	NNW	19
	9	00	11.1	130.2	1005	10	NW	20				18	20.9	92.5	1006	10	NNW	19
		06	11.6	129.2	1005	10	NW	18		勒克斯 (LEX)								
		12	12.0	128.3	1004	10	NW	18		10	22	00	16.1	116.8	1000	15	W	23
		18	12.5	127.4	1002	13	NW	23				06	16.1	115.5	1000	18	NW	15
	10	00	13.2	126.3	1000	15	NW	26				12	16.5	114.8	1000	20	N	13
		06	14.0	125.1	1000	15	NW	33				18	17.2	114.8	1000	23	NNW	13
		12	14.9	123.5	1000	15	NW	28			23	00	17.9	114.6	998	26	SW	12

	24	06	17.5	114.1	996	28	NNE	5	11	8	00	16.8	156.5	1007	15	NW	33			
		12	17.6	114.3	996	28	WSW	7			06	17.4	154.7	1005	18	WNW	32			
		18	17.5	113.9	996	28	WNW	5			12	17.9	153.0	997	20	NW	19			
		00	17.5	113.7	996	28	W	7			18	18.4	152.1	995	23	NNW	10			
		06	17.4	113.4	992	31	SW	6			9 00	18.8	151.8	994	26	NNW	13			
		12	17.3	113.1	990	31	WSW	14			06	19.4	151.5	995	23	N	15			
		18	17.2	112.3	986	33	WSW	14			12	20.2	151.5	997	23	NNE	18			
		00	17.1	111.5	971	36	WNW	18			18	21.1	151.8	997	23	NE	26			
		06	17.3	110.5	990	33	WNW	11			10 00	22.2	152.7	997	23	NE	28			
		12	17.5	109.9	990	33	WNW	18			06	23.4	153.7	999	18	NE	31			
	25	18	17.7	108.9	990	31	W	21			12	24.9	154.6	1005	13	NE	30			
		00	17.7	107.7	992	28	W	22			歐凱特 (ORCHID)									
		06	17.8	106.4	995	23	WNW	22			11 14	12	13.8	147.2	1003	10	SW	18		
		瑪 芝 (MARGE)										18	13.3	146.4	1003	10	SW	18		
		10 30	12	6.3	149.5	1005	13	NW			35	15 00	12.7	145.6	1003	10	SW	20		
			18	7.3	148.3	1005	13	NW			24	06	12.3	144.6	1003	10	SW	19		
		31 00	8.2	147.4	1004	15	NW	36			12	12.0	143.6	1003	10	WSW	17			
			06	9.7	146.2	1003	18	NW			20	18	11.8	142.7	1003	10	SW	24		
			12	10.4	145.4	1003	18	WNW			17	16 00	11.3	141.5	1003	10	SSW	21		
			18	10.7	144.5	998	18	WNW			22	06	10.3	141.0	1003	10	SW	30		
	11	1 00	11.2	143.2	995	18	NW	22			12	9.3	139.7	1003	10	WNW	32			
		06	11.8	142.1	995	18	NW	22			18	9.7	138.0	1000	13	W	32			
		12	12.8	141.4	992	20	NNW	16			17 00	9.7	136.3	1000	13	NW	34			
		18	13.6	141.1	992	23	NNW	20			06	10.4	134.6	999	15	NW	43			
		2 00	14.5	140.6	990	26	NNW	17			12	12.0	132.9	999	15	WNW	24			
			06	15.3	140.2	990	33	N			17	18	12.4	131.6	997	18	W	20		
			12	16.2	140.2	985	36	NW			11	18 00	12.5	130.5	997	18	NW	18		
			18	16.6	139.7	970	38	NW			13	06	13.0	129.7	996	20	WSW	18		
		3 00	17.0	139.1	950	41	WNW	15			12	12.8	128.8	996	23	SW	8			
			06	17.3	138.3	940	46	WNW			15	18	12.5	128.5	989	26	NW	8		
	11	12	17.6	137.5	935	54	WNW	18			19 00	12.8	128.2	989	26	SW	8			
		18	17.9	136.5	925	66	WNW	22			06	12.5	127.8	989	28	S	6			
		4 00	18.2	135.8	896	71	W	13			12	12.2	127.8	985	31	SW	4			
			06	18.3	134.6	896	74	NW			10	18	12.1	127.6	985	33	NW	3		
			12	18.7	134.2	896	71	NW			11	20 00	12.2	127.5	980	36	NW	10		
			18	19.2	133.8	909	69	NNW			11	06	12.7	127.2	970	38	WNW	11		
		5 00	19.8	133.6	909	66	N	9			12	12.9	126.6	970	41	NW	7			
			06	20.3	133.6	914	66	NNE			17	18	13.2	126.3	955	43	NW	7		
			12	21.2	133.9	920	64	NE			15	21 00	13.5	126.1	955	46	NW	9		
			18	21.8	134.5	925	61	NE			22	06	13.9	125.8	950	49	NW	8		
	11	6 00	22.7	135.4	925	61	NE	43			12	14.2	125.5	945	51	N	7			
			06	23.9	137.6	927	59	NE			48	18	14.6	125.4	950	51	NNE	6		
			12	25.4	139.9	930	59	NE			74	22 00	14.9	125.6	950	51	NNE	9		
			18	27.9	143.6	930	51	NE			92	06	15.3	125.9	940	54	N	6		
		7 00	31.2	148.1	954	46	NE	80			12	15.6	125.9	940	54	N	9			
		諾瑞斯 (NORRIS)										18	16.1	125.9	935	56	NE	7		

23	00	16.3	126.3	935	56	N	8	24	00	10.4	118.7	1004	13	NE	30	
	06	16.8	126.3	928	61	NW	5		06	11.3	120.0	1004	13	NE	27	
	12	17.0	126.2	928	64	NW	7		12	12.0	121.3	1006	10	NE	22	
	18	17.3	125.9	933	61	NW	7		18	12.4	122.4	1006	10	NE	20	
24	00	17.5	125.6	935	56	NW	5	魯 絲 (RUTH)								
	06	17.6	125.4	940	51	SW	7	11	21	06	7.5	145.3	1000	13	NW	14
	12	17.3	125.2	940	49	NW	9		12	7.8	144.6	1000	13	WNW	16	
	18	17.7	124.9	945	43	NW	6		18	8.0	143.8	1000	13	W	17	
25	00	17.9	124.7	950	38	NW	4		22	00	8.1	142.9	1000	13	WNW	14
	06	18.0	124.6	970	33	NW	9	06	8.2	142.2	1000	13	WNW	11		
	12	18.4	124.4	970	28	ENE	9	12	8.3	141.6	1000	13	WNW	13		
	18	18.5	124.9	992	26	SW	11	18	8.6	141.0	1000	13	NW	15		
26	00	18.1	124.4	992	26	SSE	14	23	00	9.0	140.3	1000	15	NNE	6	
	06	17.4	124.7	995	23	S	17		06	9.3	140.4	1000	15	ESE	9	
	12	16.5	124.9	995	20	SSW	21		12	9.1	140.9	1000	15	SW	11	
	18	15.5	124.2	1005	18	SSE	28		18	8.6	140.5	1000	15	WSW	13	
27	00	14.2	124.9	1006	15	SE	25	24	00	8.4	139.8	1006	10	W	8	
	珀 西 (PERCY)								06	8.4	139.4	1006	10	WSW	11	
11	17	00	10.5	110.8	1008	8	SSE	9	12	8.4	138.8	1006	10	WNW	9	
	06	10.0	111.0	1006	8	S	5	25	18	8.5	138.3	1008	13	WNW	9	
	12	9.8	111.0	1006	8	S	5		00	8.6	137.9	1008	10	NW	9	
	18	9.6	111.1	1006	8	S	4		06	8.9	137.5	1008	10	NW	52	
18	00	9.5	111.1	1004	10	SE	11		12	10.1	135.0	1008	10	NW	47	
	06	9.0	111.6	1004	10	SE	11	18	11.8	133.1	1008	10	NW	21		
	12	8.6	112.0	1004	10	E	11	26	00	12.7	132.3	1008	10	NNW	20	
	18	8.6	112.6	1000	13	ENE	11		06	13.7	132.0	1006	10	NW	19	
19	00	8.9	113.1	998	20	WSW	9		12	14.5	131.4	1008	10	NW	24	
	06	8.7	112.7	998	23	S	11		18	15.1	130.2	1006	10	NW	15	
	12	8.1	112.6	990	26	SSW	12	27	00	15.6	129.6	1000	13	NW	11	
	18	7.5	112.4	980	28	WSW	12		06	16.0	129.2	1000	13	NNW	10	
20	00	7.4	111.8	980	31	SW	6		12	16.5	129.0	1000	13	NNW	10	
	06	7.3	111.6	970	33	WSW	5		18	17.0	128.8	997	15	NNW	9	
	12	7.3	111.4	970	36	NW	4	28	00	17.4	128.6	993	28	NNW	9	
	18	7.4	111.3	970	33	NE	6		06	17.8	128.4	993	31	NW	11	
21	00	7.6	111.6	970	31	E	5		12	18.3	128.0	993	31	W	11	
	06	7.6	111.8	970	31	SE	5		18	18.3	127.4	993	31	W	12	
	12	7.5	112.0	986	28	ENE	6	29	00	18.3	126.7	998	26	NW	7	
	18	7.6	112.3	986	26	ENE	8		06	18.5	126.4	998	23	WNW	6	
22	00	7.7	112.7	986	23	ENE	7		12	18.6	126.1	998	23	WNW	6	
	06	7.8	113.0	995	20	NE	7		18	18.7	125.8	998	20	SW	6	
	12	7.9	113.4	999	18	NE	14	30	00	18.5	125.6	999	18	S	9	
	18	8.2	114.1	999	18	NE	15		06	18.0	125.5	1002	15	SSW	7	
23	00	8.6	114.8	999	18	E	17	12	17.6	125.4	1008	10	SSW	7		
	06	8.6	115.7	1000	15	ENE	18	斯 碧 瑞 (SPERRY)								
	12	8.8	116.6	1002	15	NE	21	12	2	18	16.2	132.2	1000	15	WSW	9
	18	9.6	117.4	1004	13	NE	27		3	00	16.1	131.7	999	20	NNW	23

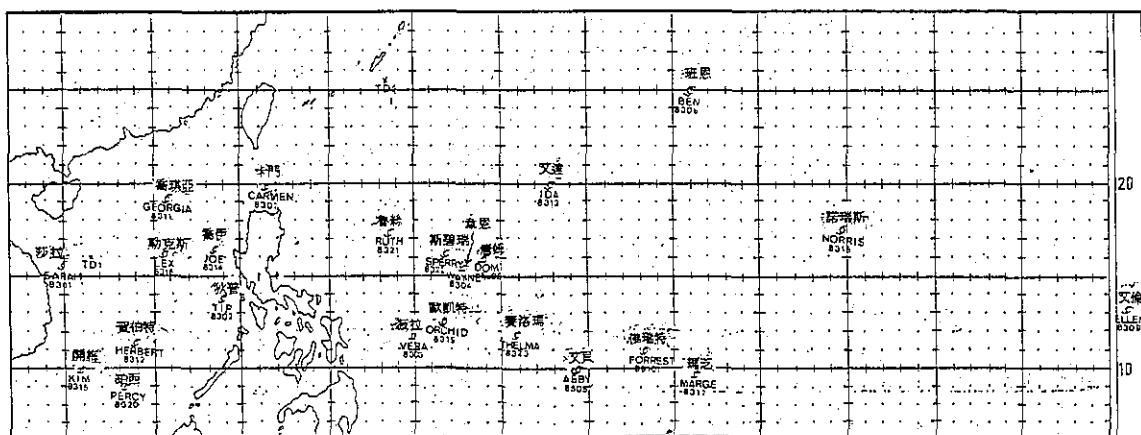


圖3 颱風生成源地圖

Fig 3 First discovered positions of the Typhoons in 1983

SARAH	莎拉	CARMEN	卡門	IDA	艾達
KIM	開梅	RUTH	魯絲	ABBY	艾貝
HERBERT	賀伯特	SPERRY	斯碧瑞	FORREST	佛瑞特
PERCY	珀西	WAYNE	韋恩	MARGE	瑪芝
GEORGIA	喬琪亞	DOM	唐姆	BEN	班恩
LEX	勒克斯	VERA	薇拉	NORRIS	諾瑞斯
JOE	喬伊	ORCHID	歐凱特		
TIP	狄普	THELMA	賽洛瑪		

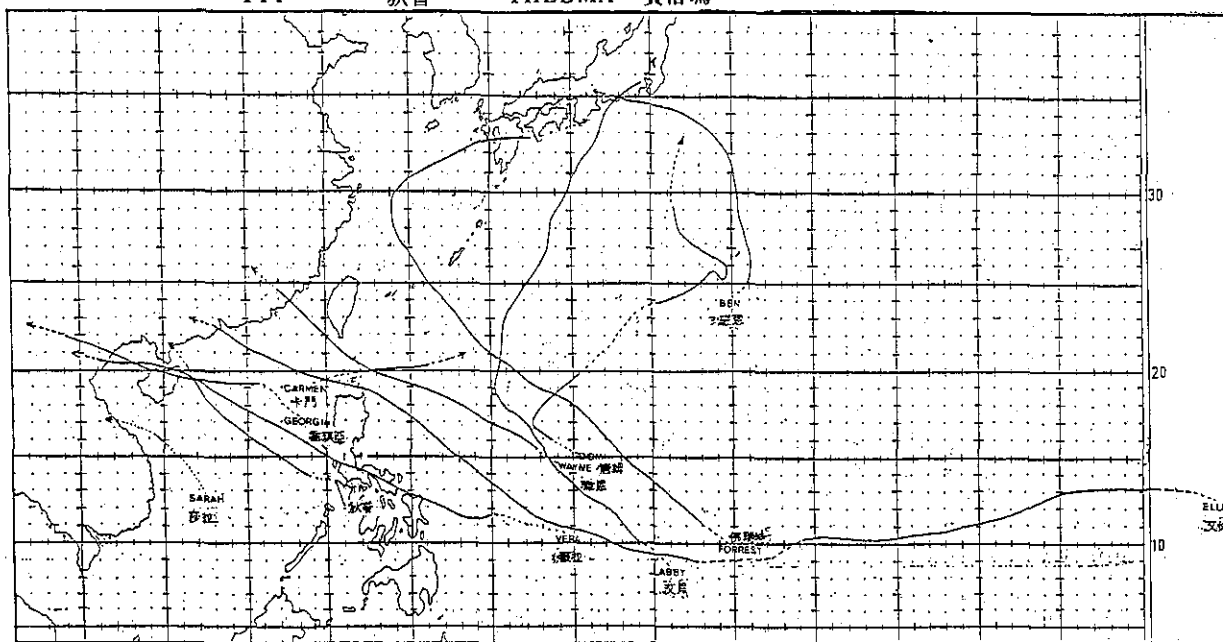


圖4 民國 72 年 1 ~ 9 月颱風最佳路徑圖

Fig 4 Typhoon's best tracks from January to September in 1983

SARAH	莎拉	VERA	薇拉
CARMEN	卡門	BEN	班恩
GEORGIA	喬琪亞	FORREST	佛瑞特
TIP	狄普	ABBY	艾貝
DOM	唐姆	ELLEN	艾倫
WAYNE	韋恩		

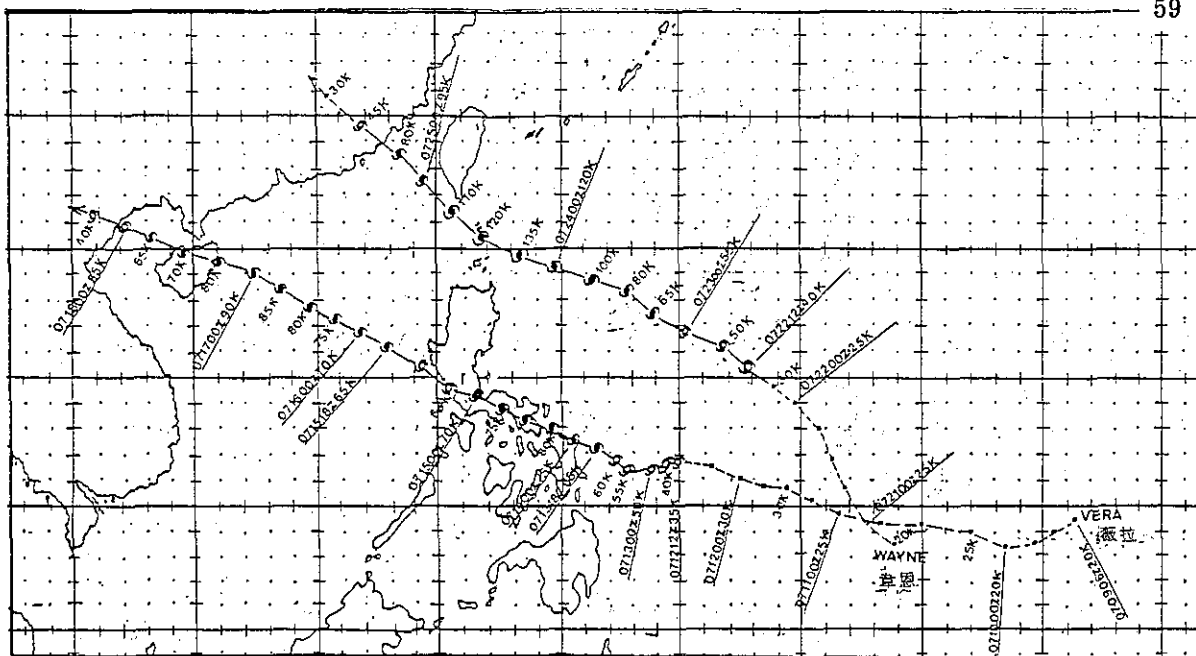


圖7 薇拉及韋恩颱風路徑及強度變化圖

Fig 7 The chart of track and intensity for Typhoon VERA and WAYNE in 1983

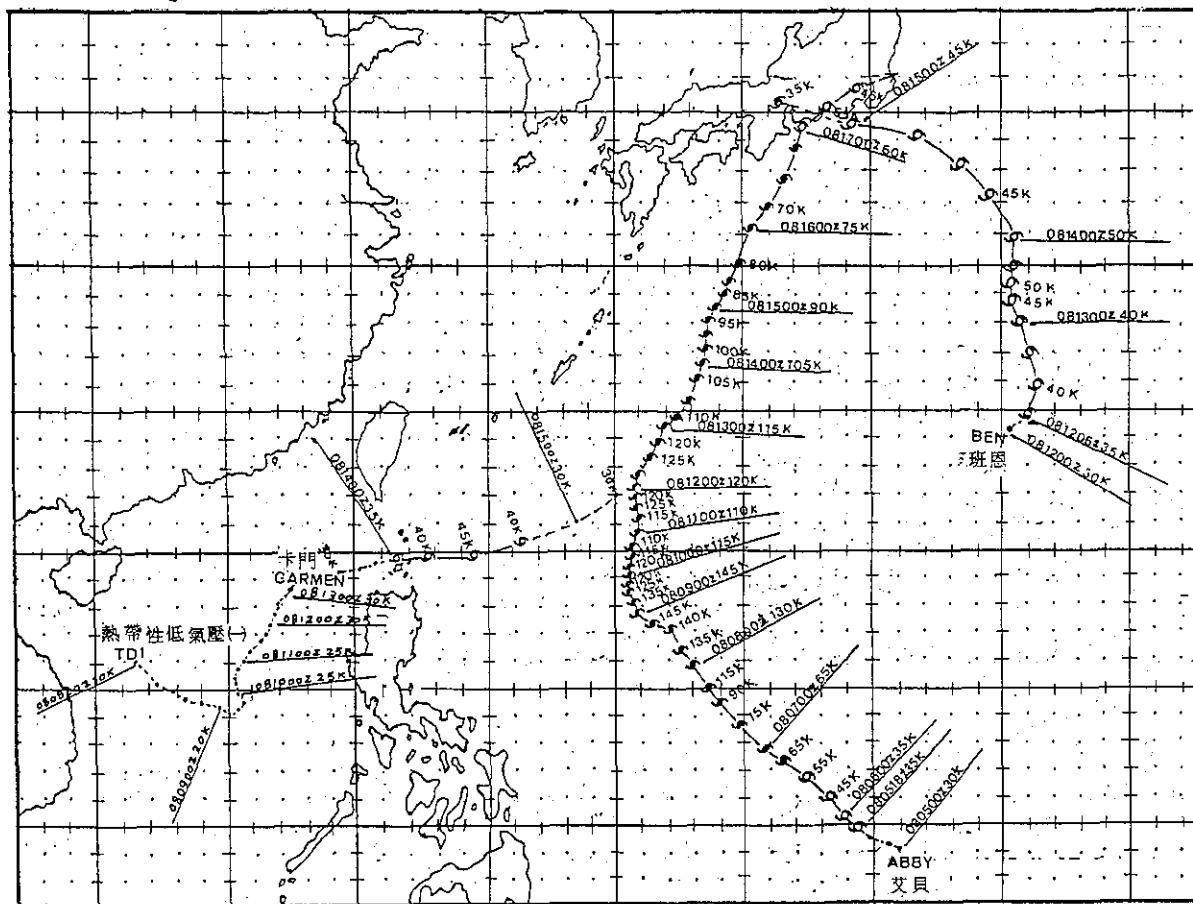


圖8 艾貝、班恩、卡門颱風及熱帶性低氣壓(→)之路徑及強度變化圖

Fig 8 The chart of track and intensity for Typhoon ABBY, BEN, CARMEN and TD1 in 1983

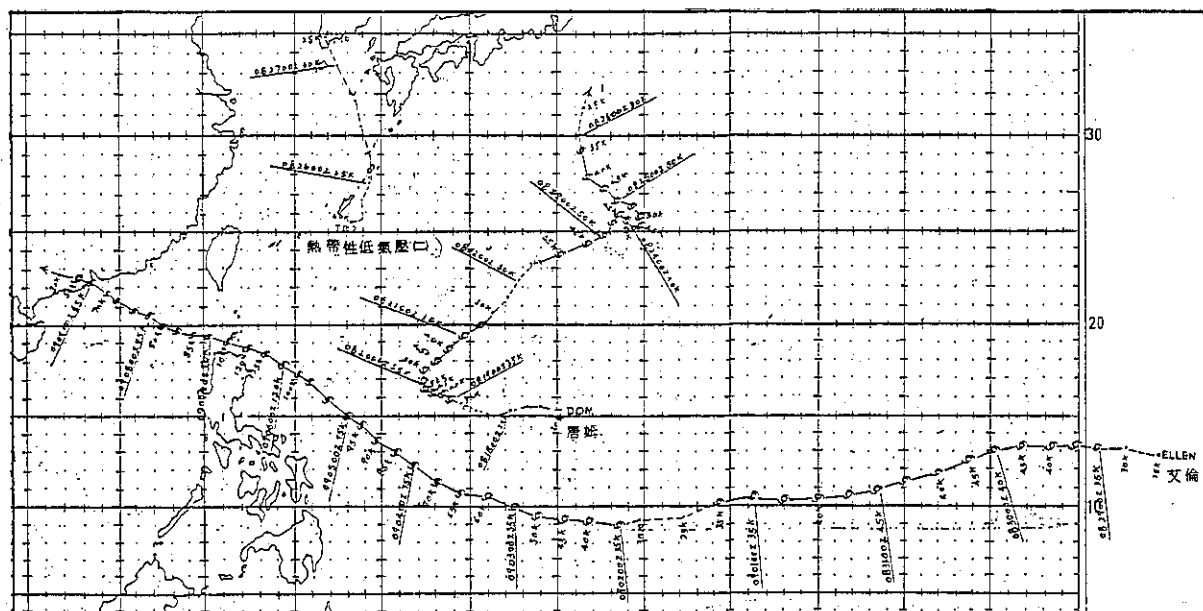


圖9 艾倫、唐姆颱風及熱帶性低氣壓(二)之路徑及強度變化圖

Fig 9 The chart of track and intensity for Typhoon ELLEN, DOM and TD2 in 1983

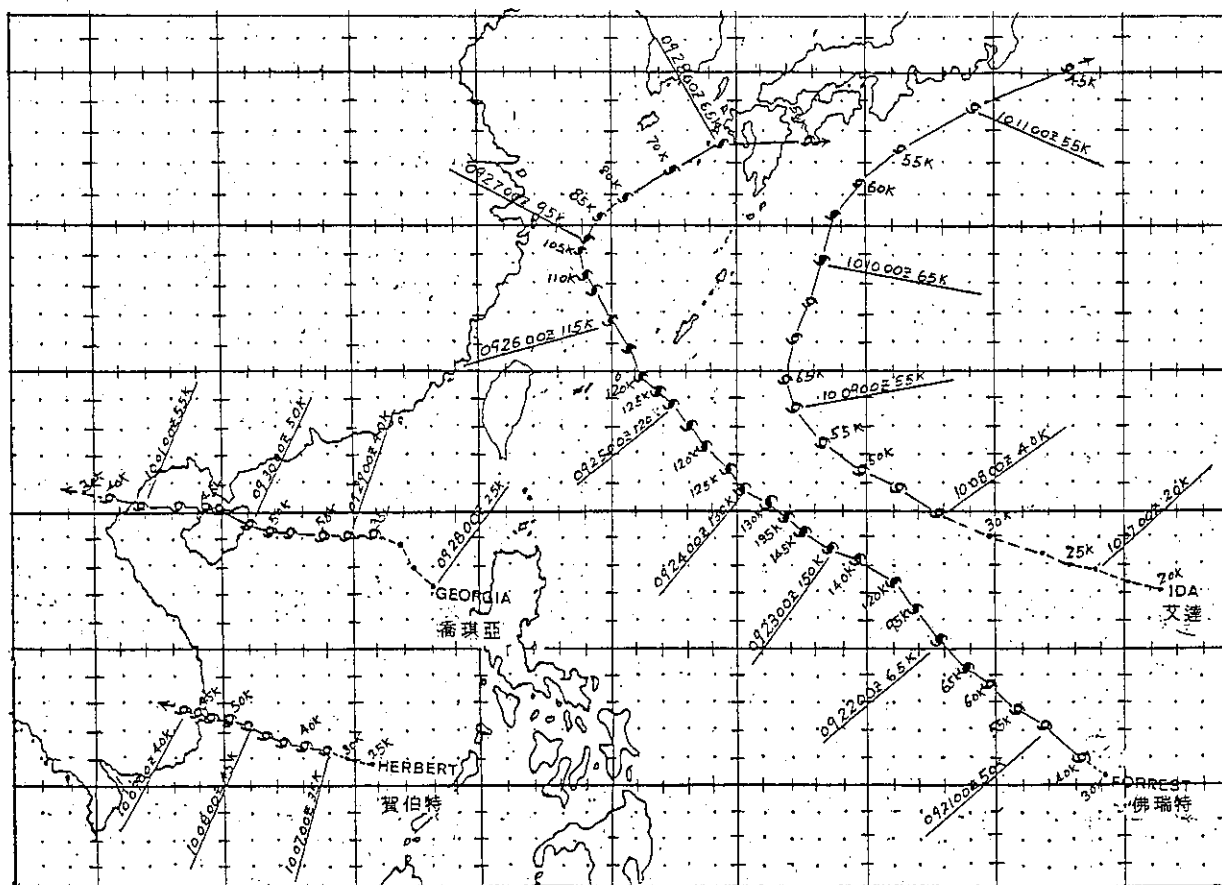


圖10 佛瑞特、喬琪亞、賀伯特及艾達颱風之路徑及強度變化圖

Fig 10 The chart of track and intensity for Typhoon FORREST, GEORGIA, HERBERT and IDA in 1983

		06	17.3	131.4	998	23	NE	15			12	11.4	137.2	1000	15	WNW	25	
		12	18.0	131.9	996	28	E	9			18	11.8	135.9	996	18	NW	21	
		18	18.0	132.4	996	26	SE	8		16	00	12.2	134.8	992	20	NW	22	
4		00	17.8	132.8	998	23	SSE	13			06	12.9	133.9	992	23	NNW	13	
		06	17.1	133.0	998	20	SSE	12			12	13.5	133.6	992	23	NNW	13	
		12	16.5	133.2	999	18	SSE	9			18	14.1	133.4	990	26	N	11	
		18	16.0	133.2	999	18	SSE	9		17	00	14.7	133.3	990	28	N	9	
5		00	15.5	133.3	1002	15	SSE	9			06	15.2	133.3	992	23	NNE	19	
賽洛瑪 (THELMA)																		
12	14	12	8.6	142.8	1004	10	NW	32			12	16.1	133.8	992	18	NE	26	
		18	9.3	141.2	1004	10	NW	30			18	16.8	135.1	996	15	ENE	36	
	15	00	10.0	139.8	1000	13	NW	28			18	00	17.3	137.2	998	13	ENE	49
		06	10.8	138.5	1000	13	WNW	28			06	17.6	140.0	1002	8	ENE	40	

動速度為 15 KTS (28 km/hr)，而在孟加拉灣之路程有 610 浬 (1122 公里)，平均移動速度為 11 KTS (20 km/hr) 見圖 11。

勒克斯 (LEX, 8316)：勒克斯為十月份最後第二個颱風，但在 10 月 14 日之衛星雲圖中即可發現在加羅林羣島東方海面，繼開梅颱風之後又形成一熱帶擾動，仍沿太平洋高壓脊線南緣向西北西移動，穿過菲律賓進入南海，在有利於發展之環境下，於 10 月 22 日 00 Z，環流增強，發展為熱帶性低氣壓，6 小時後升級為輕度颱風，以每小時 7 浬 (13 km/hr) 之平均速度向西北西轉北北西移動，此時中緯度有一鋒面系統東移，伴隨大陸冷高壓南下，使太平洋高氣壓東退，但在 700 mb 及 500 mb 之氣流場中仍有一副熱帶高壓殘餘在中南半島，因此迫使勒克斯颱風在西沙島附近搖擺不定，勢力繼續增強，並偏向西緩慢移動，10 月 24 日 18 Z 增強為中度颱風，但在 18 小時後 (即 25 日 12 Z 後) 再減弱為輕度颱風，10 月 25 日因中南半島之高壓消失，勒克斯颱風始沿中層駛流場向西加速進行，26 日 06 Z 左右登陸越南北部，進入中南半島再減弱為熱帶性低氣壓而消失在中南半島，其歷時 96 小時，經歷 718 浬 (1321 公里)，平均移動速度為 7 KTS (13 km/hr)，其路徑見圖 12。

瑪芝 (MARGE, 8317)：瑪芝為本年十月份最後一個颱風，其乃由 10 月 26 日在馬紹爾羣島南方海面之熱帶擾動發展而成的，此熱帶擾動於 10 月 30 日 1035 Z 增強為熱帶性低氣壓，向西北移動，10 月 31 日 06 Z 於加羅林羣島 (即關島南方) 發展為輕度颱風，11 月 1 日 12 Z 由於日本南方鋒面系統東移，高空也有一高空槽配合鋒面系統東移，導引瑪芝路

徑呈向北北西到正北方向移動，而威力逐漸增強，2 日 00 Z 因華中高氣壓東移而增強，瑪芝之西北方有強勁東北風，終於在 2 日 06 Z 增強為中度颱風，然東移出來的低壓更加強，而瑪芝形成之緯度偏低，因此當槽線不強時無法影響瑪芝的動向，而槽後之輻散作用反促成瑪芝之增強，3 日 00 Z 日本南方又有一槽線通過，此時太平洋高壓稍增強西伸，瑪芝轉為偏西進行，而瑪芝發展甚為迅速，3 日 12 Z 成為強烈颱風，4 日 06 Z 達最強時期，風速為 145 KTS (74 m/s)，美軍列為超級颱風，4 日 12 Z 因颱風正北方有高壓位於日本海，阻擋瑪芝之北移而向西北進行，甚至於呈滯留狀態，但因在華中移出之低壓槽變淺，極地變性高壓取而代之，使瑪芝夾於日本海與華中兩高壓間之鞍型場中央，偏北移動。5 日 00 Z 到 06 Z，因 4 日移出之低壓槽開始對瑪芝產生影響，導引颱風向北北東移，隨後 5 日 18 Z 又有一冷鋒雲系移入，引導瑪芝轉向東北，在強勁西風之衝擊下，致使瑪芝在 6 日 00 Z 起加速向東北移，在 7 日 00 Z 減弱為中度颱風，7 日 18 Z 再因大量冷鋒雲系之冷空氣侵入環流內使其威力再減弱為輕度颱風最後在中緯度中太平洋與冷鋒雲系相混合而漸趨消失，結束其生命史，前後總計存在 162 小時，經歷了 2370 浬 (4361 公里)，平均移動速度為 13 KTS (24 km/hr)，其路徑見圖 12。

(六) 十一月份：本月份因極地高壓已顯著增強，並經常南下，故雖有 4 個颱風形成，而路徑均呈不規則曲線，今分別敘述於后：

諾瑞斯 (NORRIS, 8318)：11 月 8 日 00 Z 在馬利安納羣島附近海面有熱帶性低氣壓形成，8 日 06 Z 即增強為輕度颱風，此係十一月份第一個颱風

，向西北西移動，但在此時於日本東方海面有一鋒面系統向西南延伸至馬爾庫斯島西北方，諾瑞斯位於槽前，又因生成緯度甚高，發展不易，受此槽線導引向北北東而成轉向颱風，很快的於10日12Z就併入中緯度之鋒面雲系，結束兩天之生命期，其所經路程有721浬（1327公里），平均移動速度為12 KTS（22 km/hr）其路徑見圖12。

歐凱特（ORCHIO, 8319）：歐凱特乃由11月12日特魯克島北方海面之熱帶擾動發展而成，其最初向西北移動，14日轉向西南移動至雅浦島附近，於17日06Z增強為熱帶性低氣壓，改向西北移動，17日18Z在菲律賓羣島東方海面增強為輕度颱風，此時因華中之極地變性高壓增強，使在颱風西北方之東北風增強，導致歐凱特於19日18Z增強為中度颱風，21日12Z再增強為強烈颱風，23日12Z達最強階段，風速125 KTS（64 m/s），海平面氣壓為928mb，24小時後威力在冷空氣之衝擊下逐漸減弱，降為中度颱風，25日12Z再減弱為輕度颱風，27日00Z變為熱帶性低氣壓，逐漸消失於菲律賓東方海面，結束九天之生命期，從路徑知道歐凱特形成後，活動範圍始終在菲律賓東方近海，尤其在25日之24小時內在18°N~19°N之間徘徊，轉個圈後又往南朝低緯度進行，由天氣圖中看出當時在南海為一變性高壓，中高層西風帶偏南，使歐凱特無法向西移動，而北方冷空氣不斷南下，無法繼續發展，又加上其北方鋒面系統導引氣流不強，才造成歐凱特在原地打轉，移動非常緩慢，同時在其前進階段，南海南部形成了珀西颱風，兩者呈藤原效應，使歐凱特與珀西互相吸引而呈反時針向旋轉，歐凱特在21~22日向西北移，而珀西向東北東移（見圖13），最後合併，再吸入一T.D環流，造成28日形成的魯絲颱風。其全部生命史經歷了2214浬（4074公里），平均移動速度7 KTS（13 km/hr）。

珀西（PERCY, 8320）：8月17日00Z在越南外海有擾動，18日18Z在南海南部海面加強為熱帶性低氣壓，19日00Z變為輕度颱風，生成後因吸取南海暖濕之水汽而促其壯大，20日06Z增強為中度颱風，20日12Z中心風速70 KTS（36 m/s），而後逐漸減弱，因受北方之冷空氣及高層西風帶影響，路徑搖擺不定，中心近似滯留，再與歐凱特產生藤原效應，向東北東移動。23日，歐凱特因吸取珀西之能量而成為強烈颱風，當時珀西反而減弱為T.D，最後因受歐凱特吸引，往東北方向朝歐凱特

迅速移動，穿過菲律賓中部納入歐凱特環流內，而結束為期96小時之生命，所經路程為1123浬（2066公里），平均移動速度6 KTS（11 km/hr），路徑及強度變化見圖13。

魯絲（RUTH, 8321）：魯絲為十一月份最後一個颱風，最初於11月15日在加羅林羣島東南方海面有擾動，21日增強為熱帶性低氣壓，向西北西移動，但其勢力逐漸減弱，25日再變為熱帶擾動，隨後向西北移動，三日後，在呂宋島東方海面再度增強為輕度颱風，其生成季節較晚，不易發展，且生成時接納了歐凱特減弱後之雲系，因冷空氣侵入而使魯絲在呂宋島東方減弱為熱帶性低氣壓，最後消失在呂宋島東方海面，其颱風生命史僅2天，而其整個路徑走了1615浬（2972公里），平均移動速度7 KTS（13 km/hr），其路徑及強度變化見圖14。

比十二月份——本月份有兩個颱風形成，其颱風性質與十一月份相類似，今分別說明於下：

斯碧瑞（SPERY, 8322）：斯碧瑞為本年所有颱風中經歷路程最短的一個，僅有350浬（644公里），其擾動係11月30日在雅浦島東方海面形成，12月2日18Z成熱帶性低氣壓，3日00Z在菲律賓東方海面增強為輕度颱風，向北北西移動，但因在隆冬季節形成颱風，威力無法增加，雖然在中太平洋至硫磺島間有一鋒面系統，但斯碧瑞位置偏南，而颱風兩側中高層均為高壓盤據，颱風位於鞍形場內，高低層不配合情況下使其路徑搖擺不定，直到3日06Z因北方高壓勢力強，而迫使斯碧瑞向南移動，5日00Z因冷空氣加入且西風帶偏南，而造成斯碧瑞減弱為熱帶性低氣壓，逐漸消失於菲律賓東方海面，平均移動速度為6 KTS（11 km/hr），其路徑及強度變化見圖14。

賽洛瑪（THELMA, 8323）：12月14日12Z在雅浦島附近有熱帶性低氣壓形成，向西北移動到15日18Z增強為輕度颱風，為本年最後一個颱風，向西北移動，因在隆冬季節形成，強度無法增強，原先沿太平洋高壓前緣移動，16日00Z起受中緯度鋒面系統導引而在133°E附近轉向東北東，成為轉向之拋物線型颱風，再因西風帶偏南，帶下大量冷空氣侵入颱風環流，12月17日18Z變為熱帶性低氣壓，最後併入中緯度之鋒面雲系而於12月18日06Z後消失，其全部生命史經歷了1165浬（2144公里），平均移動速度為13 KTS（24 km/hr），其

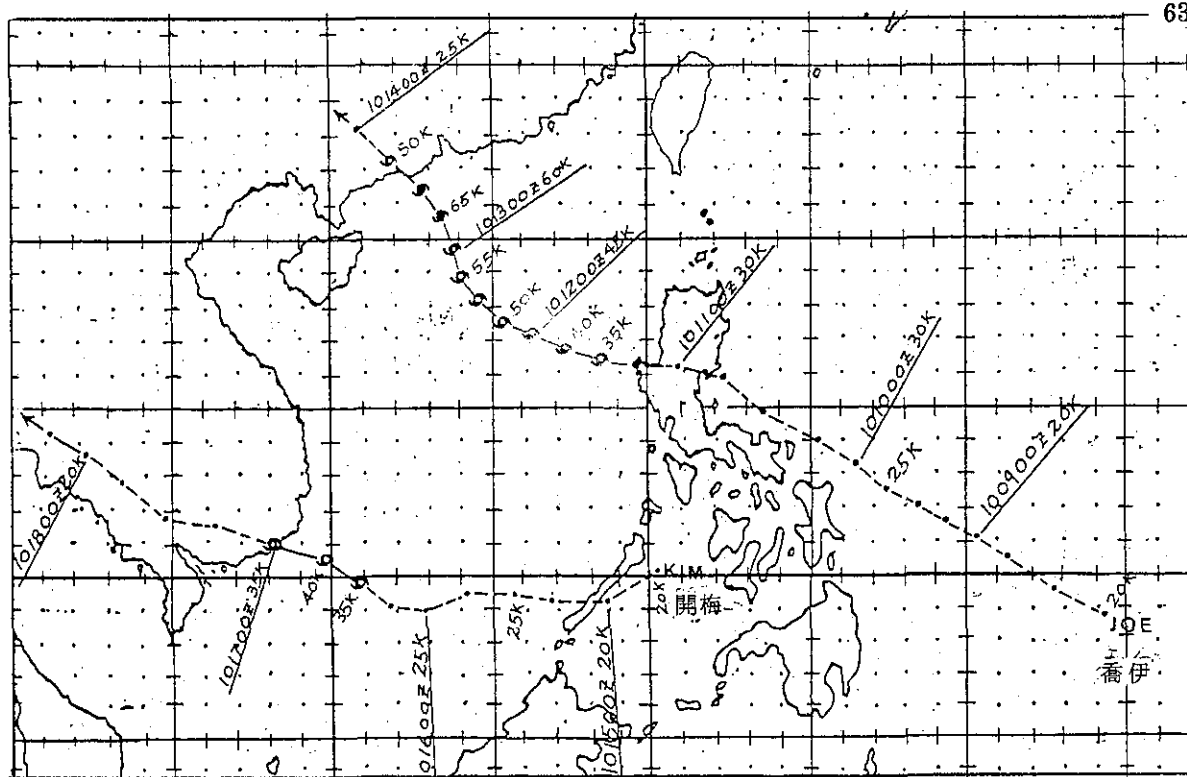


圖 11 喬伊及開梅颱風之路徑及強度變化圖

Fig 11 The chart of track and intensity for Typhoon JOE and KIM in 1983

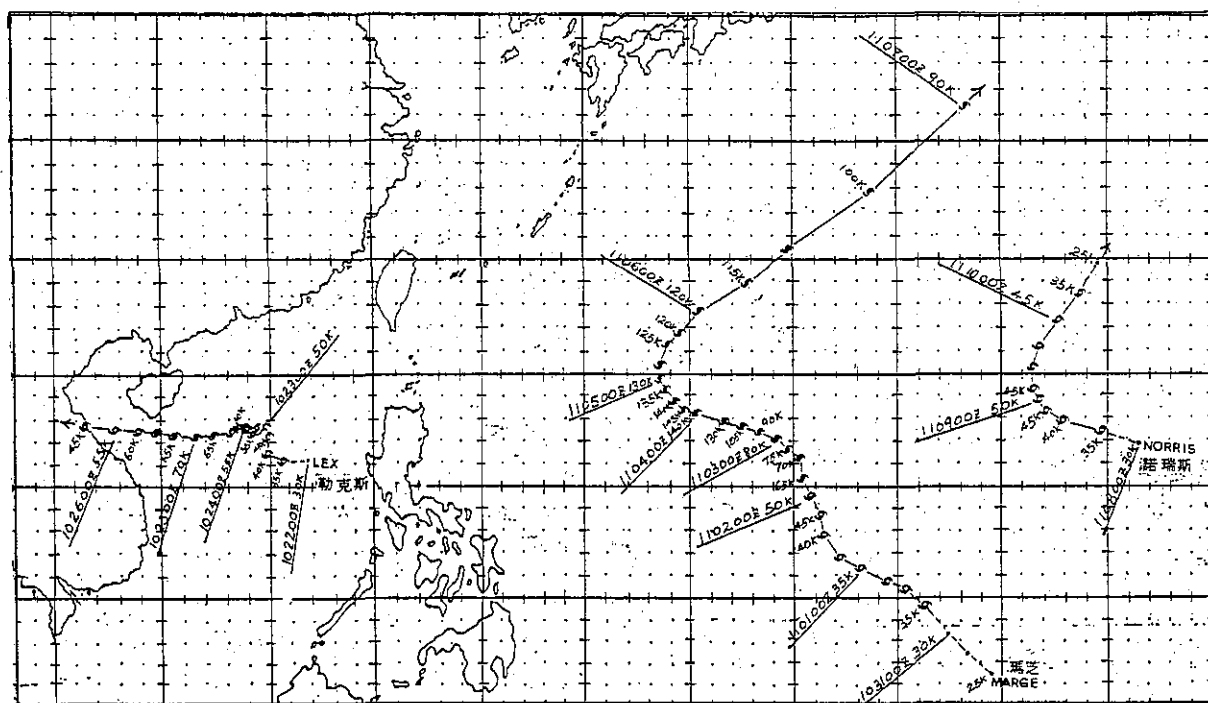


圖 12 勒克斯、瑪芝及諾瑞斯颶風之路徑及強度變化圖

Fig 12 The chart of track and intensity for Typhoon LEX, MARGE and NORRIS in 1983

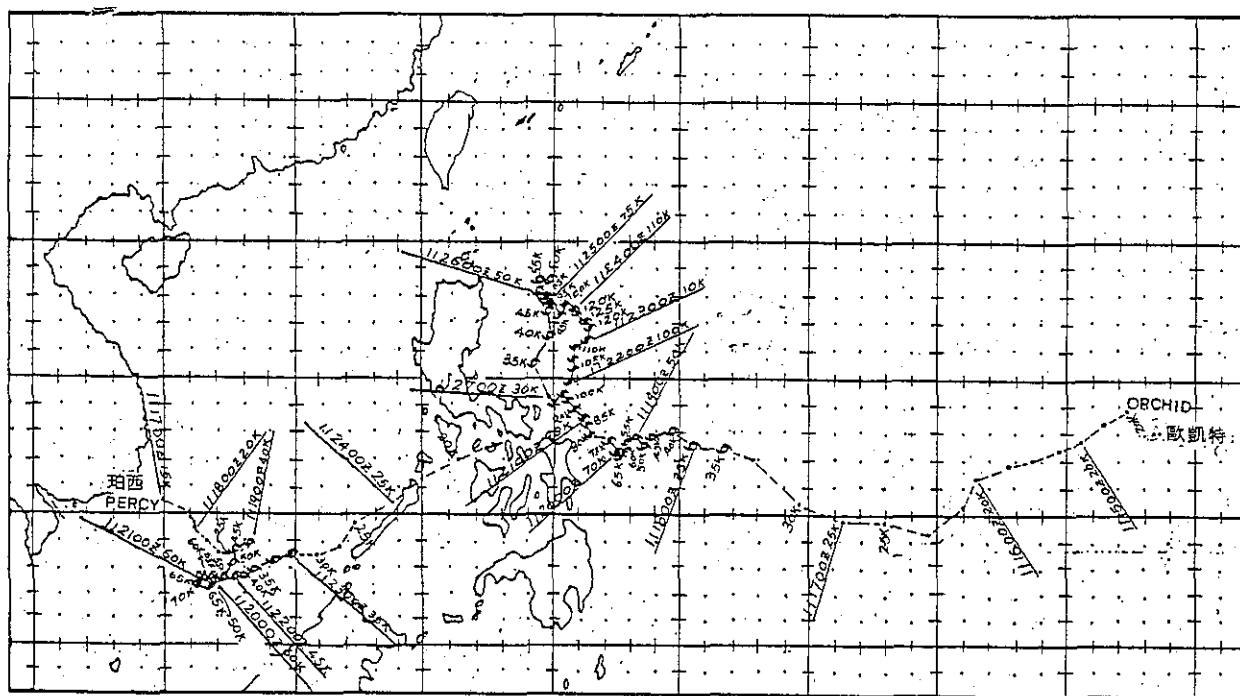


圖 13 歐凱特及珀西颱風之路徑及強度變化圖

Fig 13 The chart of track and intensity for Typhoon ORCHID and PERCY in 1983

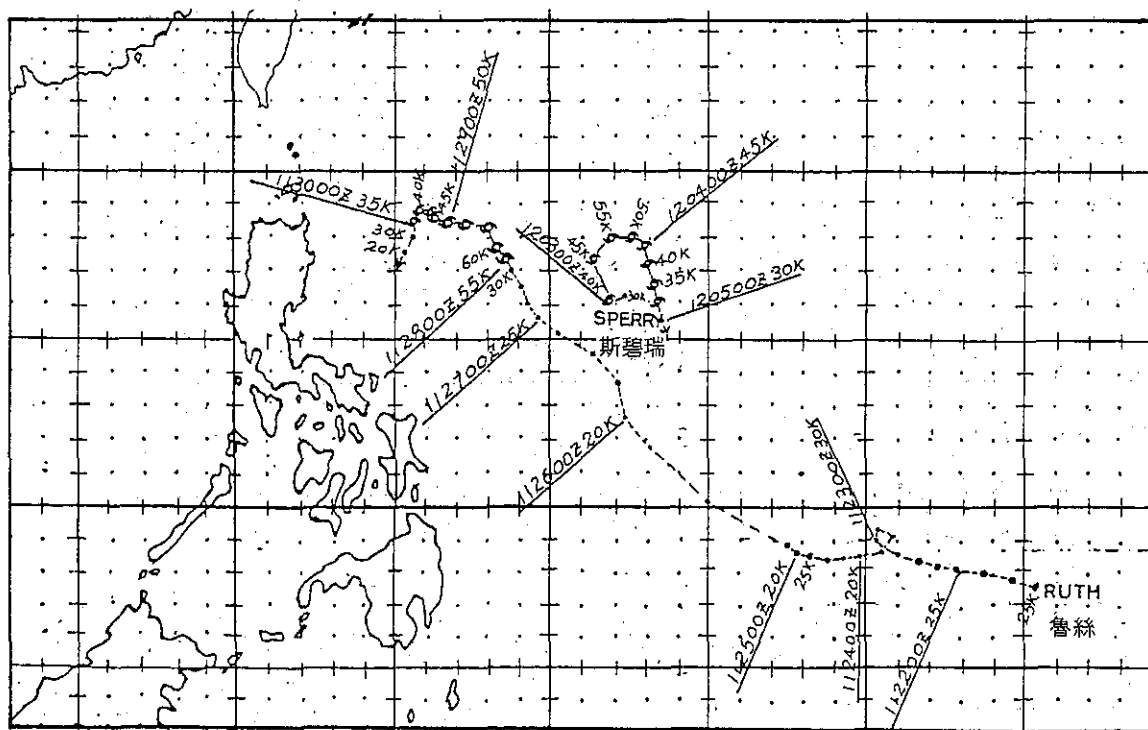


圖 14 魯絲及斯碧瑞颱風之路徑及強度變化圖

Fig 14 The chart of track and intensity for Typhoon RUTH and SPERRY in 1983

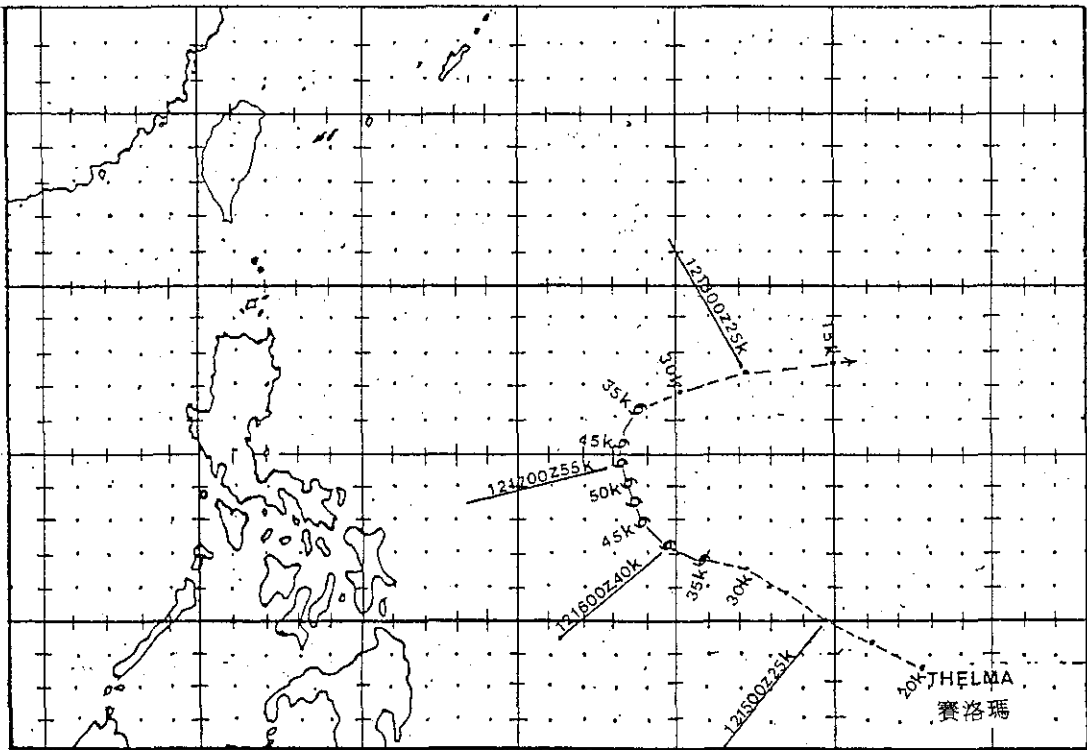


圖 15 賽洛瑪颱風之路徑及強度變化圖

Fig 15 The chart of track and intensity for Typhoon THELMA in 1983

路徑見圖15，72年颱風至此全部結束。

三、災情報告：

本年所有23個颱風中，對臺灣造成災情者有二個——韋恩及艾倫，其中韋恩颱風之災情在韋恩調查報告（見氣象學報第三十卷第二期 P. 53~54）內已詳細說明，而艾倫颱風所造成之陸上及海上災情請參考艾倫颱風調查報告內說明。其他21個颱風均無災情可言。

四、結 論：

本年颱風依發生源地、路徑及強度變化，天氣特徵，以及與過去36年（1947~1982）平均值比較，其特點總括如下：

(1) 本年颱風發生頻率較36年平均值之 27.1 次為低，其中 7 月份之韋恩，8 月份之艾貝，9 月份之佛瑞特及 10 月份之瑪芝為超級颱風，但均未登陸於臺灣。

(2) 本年颱風中強度以 9 月份之佛瑞特最強，風速 150 KTS (77 m/s)，中心氣壓最低亦為佛瑞特的 883 毫巴，而最弱為 6 月份之莎拉，風速 35

KTS (18 m/s)，氣壓 999 毫巴。

(3) 23 個颱風中壽命最長為 8 月份之艾貝計 282 小時，最短為 6 月份之莎拉僅 6 小時。然其生命期超過 120 小時者計有 7 月份的薇拉 (138 小時)，8 月份的艾貝、唐姆 (162 小時) 及艾倫 (270 小時)，9 月份的佛瑞特 (186 小時)，10 月份的瑪芝 (162 小時) 及 11 月份的歐凱特 (216 小時)，顯示今年秋天後 ITCZ 活躍，且海洋上之能源供應相當充足，造成生命期長且持久。

(4) 全年無颱風登陸，且颱風季落後造成秋颱特別活躍。

(5) 以生成源地而言，最東邊為艾倫，最西為莎拉，最北為班恩而最南為珀西。

(6) 最佳路徑之最長者是艾倫，最短為斯碧瑞。

(7) 其生命期呈兩段型者有唐姆及艾倫，均為在中間減弱為 T.D 後再敗部復活為颱風。

(8) 在所有颱風中發生藤原效應者有：(a) 艾貝同時與班恩及卡門產生牽制作用，最後為艾貝吸收。(b) 喬伊、賀伯特及艾達三者同時成順時針向旋轉而互為影響。(c) 開梅與喬伊成順時針旋轉而歐凱特與珀西成反時針旋轉。

統一編號：

09085740012

Volume 30, Number 4

Dec. 1984

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Article

- A Review on the Satellite Remote Sensing of Sea Surface
Temperature *Er-Woon Chiou* (1)

Translation

- El Niño *Chin-Hwai Hsu* (12)

Reports

- Report on Typhoon "ELLEN" in 1983 *Hsin-Chin Hsu* (22)
A Brief Report on Typhoons in the Western North Pacific
in 1983 *Ching-Te Chen* (39)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類