

台灣低壓的數值模擬

許武榮

黃麗玫

台大大氣科學系

中央氣象局

(中華民國八十年七月廿日收稿；中華民國八十年十一月十七日定稿)

摘 要

本文以數值模式為工具探討了台灣低壓早期的形成與發展，在初始場設定一典型之大陸性冷氣團出海之天氣型態，而水平方向完全沒有擾動的情形下，台灣低壓自然地發生了。模擬低壓之地理位置與觀測台灣低壓經常發生的位置相吻合。分析結果顯示台灣低壓的壓力擾動值 2 mb，發展的深度約 4 公里，這些結果與過去分析一台灣低壓個案垂直結構的結果頗為一致。

由敏感度分析顯示，地形阻擋效應使台灣東北方海域熱通量增強，導致台灣低壓發生。海溫的分佈與冷氣團強度同為重要的激發機制，特別是水汽通量大小對於海溫的變化極其敏感，而水汽的多寡決定了層雲發展的深度，對低壓的成長有正面的貢獻。

關鍵詞：台灣低壓，黑潮，對流邊界層。

一、前 言

北赤道洋流由東向西流，遇菲律賓群島阻擋轉向北流，此股暖洋流（黑潮）經台灣、琉球群島時，受地形影響分為二支，一支經對馬海峽向北繼續前進，另一支則沿東北方向順著日本東海岸流向北太平洋（如圖 1）。此間南來的洋流增暖了台灣、日本鄰近海域，使得在寒冷的冬季中，海水溫度仍可維持在攝氏 20 度以上。

而台灣在冷季裡主要受到極地大陸氣團控制，當乾冷的大陸性氣團南下出海，低層空氣與海面形成強的溫度對比，使得低層大氣變得非常不穩定，大量的可感熱及潛熱經由對流過程由海面向大氣傳送。此情況下，台灣東方或東北方附近

外海常可觀測到中尺度低壓系統，即俗稱的“台灣低壓”。當此低壓獲得良好發展時，沿著黑潮往東北移動，甚至移至與半永久性低壓相結合。

俞(1980)針對 1962—1976 年發生於台灣附近海域(20—30°N, 120—130°E)之台灣低壓發生頻率做統計分析，發現在台灣東方及東北方海為台灣低壓發生最頻繁的區域(如圖 2)，且最大發生次數軸線恰與黑潮路徑一致。呂(1986)選取(20—60°N, 120—160°E)範圍做分析，亦得到相同的結果。

由於海洋上觀測資料的缺乏，對於較小尺度(約 1000km 以下)在海洋或海岸附近形成之氣旋，其形成及發展原因並不是為氣象學家所瞭解，這些中緯度的海洋氣旋包括英國人所稱的

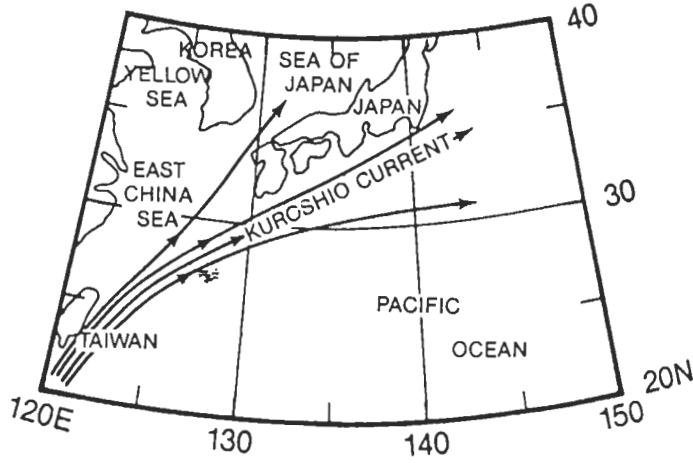


圖1 黑潮移動路徑。(摘自Hanson and Long, 1985)

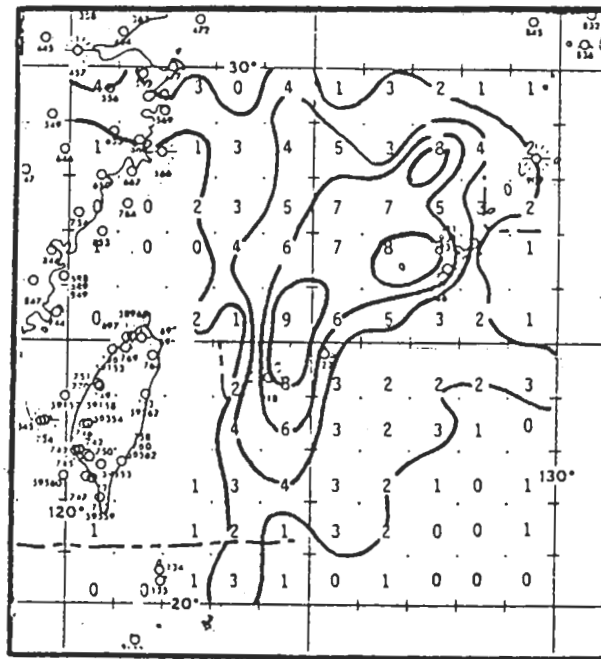


圖2 1962至1976年台灣低壓形成之頻率統計。實線為低壓發生頻率的等值線。(摘自Yu, 1980)

"polar low" (Reed, 1979)，日本人所敘述的Medium scale cyclone (Nitta and Yamamoto, 1974) 或一般稱為東海旋生 (cyclogenesis over the East China Sea) (Hanson and Long, 1985)，還有在美國大西洋沿岸所發生的海岸氣旋 (coastal cyclone) (Bosart, 1981)。此類氣旋在有利的條件相配合下 24 小時內中心氣壓可下降 24mb 以上，如 Sanders and Gyakum (1980) 所定義的爆發性旋生 (explosive cyclogenesis) 或稱 "bomb"。但目前的作業模式卻無法做到精確的預報。

1978 年 9 月 9 日 1200 UTC ~ 10 日 1200 UTC 於美國東岸有一氣旋於 24 小時內，中心氣壓下降 60mb，此氣旋具有颱風強度之風力，輸暖的中心及最低氣壓值達到 945mb (Anthes et al., 1983)，造成伊麗莎白皇后 2 號之損壞，而被稱為 Queen Elizabeth II (QE 2) 風暴。美國國家氣象中心 (NMC) LFM 模式預報 10 日 1200 UTC 中心最低氣壓為 1000mb，而海軍 FNMC 模式則為 999mb，二者均約有 55mb 之預報不足。Anthes et al. (1983) 利用 PSU/NCAR (Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research) 中尺度模式對 QE 2 進行敏感度測試，發現增加低層垂直解析度有助於預報能力的改進，而潛熱釋放效應的改進則獲得了 960mb 的氣旋中心低壓最低預報值。他們並指出斜壓不穩定是此氣旋長大的主要機制，而後期氣旋的急速發展，透過非絕熱效應使得上升的環流集中於更小的水平尺度，鋒面環流的增強提供了更強的低層水汽輻合，更進一步刺激鋒面的降水，形成一種正的回饋作用 (positive feedback) (Kuo et al., 1991)，Bosart (1981) 研究 1977 年 2 月 18 日至 19 日帶給美國大西洋沿岸中部各州破記錄降雪量的 Presidents' Day 雪暴，也強調了對流降水物理過程的處理決定模式的成功預報。

1974、1975 兩年於亞洲地區進行一項有關海洋與大氣交互作用之觀測實驗 (Air Mass Transformation Experiment; AMTEX)，Saito (1977) 分析了 1975 年冬季三個旋生的案例，圖 3 與圖 4 分別表示個案 2 的地面氣壓分佈及垂直溫度和高度偏差 (height deviation) 的分佈。由於 AMTEX 資料密集 (時間及空間上均如此)，低壓一形成 (圖 3a) 即為觀測網捕捉到，它出現在花蓮外海上，12 小時後 (圖 3b) 已加深了不少，並已移到了東海區域，而成

一典型的東海低壓。

圖 4 為在東海區域—西北西到東南東方向的垂直剖面，台灣低壓 (圖 4a，東經 124°7') 僅為一非常淺且微弱的暖心低壓，12 小時之後 (圖 4b) 已加深至 700mb，溫度擾動亦超過 2°C 以上。由於東海氣旋，台灣低壓及美國海岸低壓初期都是暖心，且都非常的淺，迅速旋生的地點都在暖海面上 (且在冬季) (見圖 1 黑潮走向)，並且初期路徑往往順著洋流前進，一般相信 (Saito, 1977; Bosart, 1981; Yu, 1980; Ninomiya, 1973)，海洋表面的熱量傳遞是其能量的主要來源。旋生是海氣交互作用之下所導引的中尺度現象之一。由於冬季西太平洋區的海氣交互作用 (或氣團變性) 相當激烈，不論在氣候上 (全球大氣能量收支) 或天氣上都有重大意義，了解旋生的過程是一項重要的研究問題。

Chen et al. (1983, 1985) 曾對台灣低壓作數值模擬，Anthes et al. (1983) 及 Chen and Dell'Osso (1987) 對日本海低壓作數值模擬，他們都認為積雲對流所引發的潛熱釋放是旋生最重要的機制。如果模式中沒有積雲對流，則低壓發展很慢，且移動速度亦減緩。但是這些數值模擬都是在模式積分前的初始條件內已有了低壓擾動的存在，然後再去探討低壓加深的原因。並沒有探討旋生初期的發展，積雲對流在旋生初期可能並沒有扮演重要的角色。

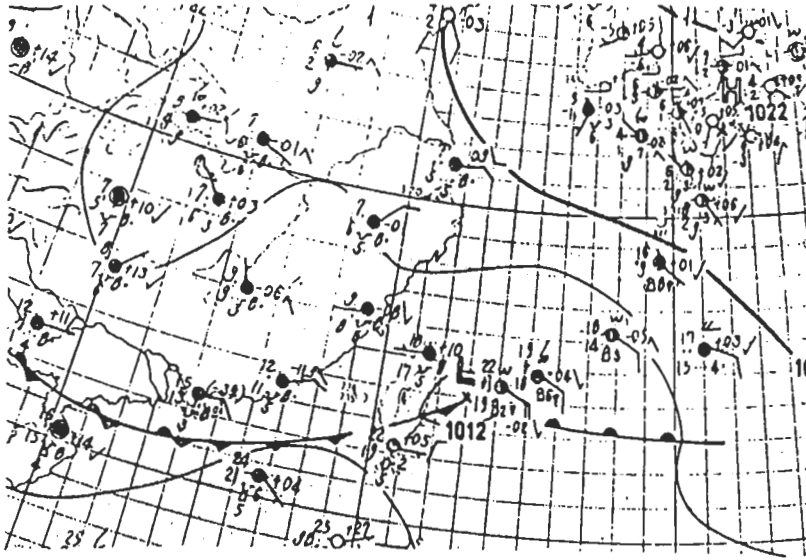
由以上討論，我們可發現對海洋旋生之研究均偏重其形成後及急速發展物理機制之探討，對氣旋最早期形成原因之研究則比較少。本文擬以美國普渡大學中尺度三維模式，模擬台灣低壓早期的形成。

二、數值模式

本研究沿用美國普渡大學中尺度三維模式。該模式為一原始方程模式，考慮了科氏力、水汽的蒸發與凝結、渦流的熱量與動量傳送及海氣之間的熱量、動量和水汽交換均在此模式中加以計算。詳細方程式請參考 Sun and Hsu (1988)。

東西走向定為模式的 x 方向，南北方向為模式的 y 方向，以 (25°N, 120°E) 定為模式中心網格座標的位置，由藍伯特投影法可得區域大小 1125

(a) 13 日 12Z



(b) 14 日 00Z

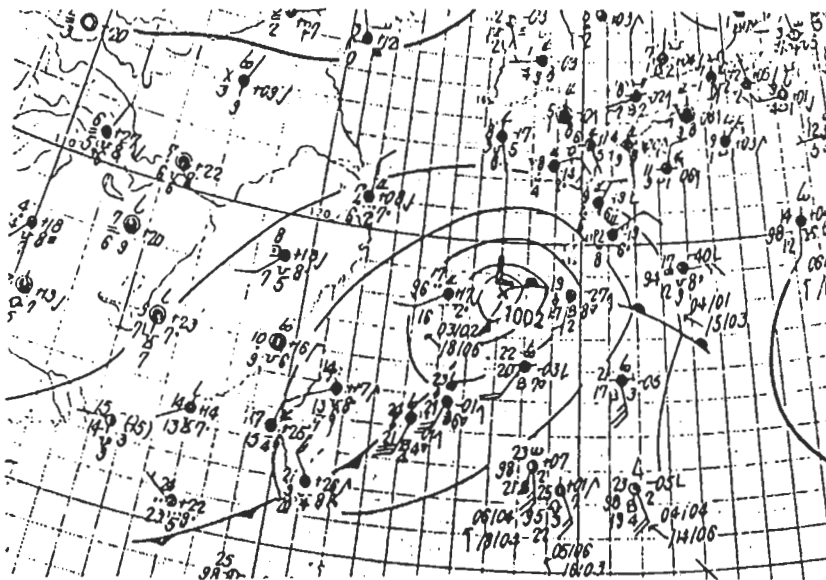
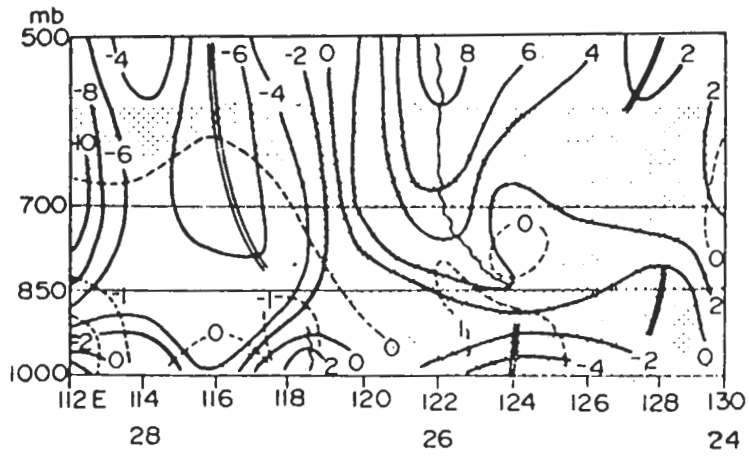


圖3 1975年(a)2月13日12Z與(b)14日00Z地面天氣圖。(摘自Saito, 1977)

(a) 13日 00Z



(b) 13日 12Z

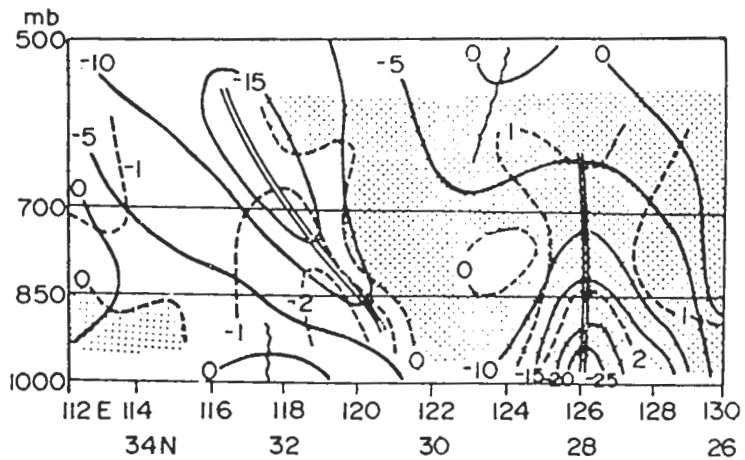


圖4 1975年2月13日(a) 00Z與(b) 12Z，高度偏差(實線，單位：公尺)與溫度偏差(虛線，單位：°C)垂直剖面圖。“點”區為暖區。(摘自Saito, 1977)

公里 x 1125 公里，網格間距 $\Delta x = \Delta y = 25$ 公里的直角座標地圖。

為減小積分過程中，側邊界誤差對模式內部之影響，乃採用最外圈網格向外延伸伸長 12 倍網格間距的側邊界處理法。垂直方向的網格間距於

考慮真實地形的個案中，為均勻(uniform)的網距(表一)，而在沒有地形效應的敏感度分析個案中，則隨高度增加，垂直網格距離亦增加(表二)。

探討台灣地形、海溫梯度及氣壓梯度力強弱對台灣低壓形成之影響為本研究之目的，故

層數	σ	高度(m)	垂直網距(m)	層數	σ	高度(m)	垂直網距(m)
1	0.000	15591		1	0.000	15571	
2	0.006	15256	335	2	0.012	14947	624
3	0.013	14923	333	3	0.025	14339	608
4	0.020	14592	331	4	0.038	13749	590
5	0.027	14262	330	5	0.053	13175	574
6	0.035	13934	328	6	0.068	12618	557
7	0.043	13608	326	7	0.085	12078	540
8	0.051	13283	325	8	0.103	11556	522
9	0.060	12961	322	9	0.121	11047	509
10	0.069	12641	320	10	0.141	10548	499
11	0.079	12322	319	11	0.161	10058	490
12	0.089	12006	316	12	0.183	9578	480
13	0.100	11691	315	13	0.205	9109	469
14	0.111	11379	312	14	0.228	8651	458
15	0.123	11067	312	15	0.251	8205	446
16	0.135	10754	313	16	0.276	7771	434
17	0.148	10441	313	17	0.301	7351	420
18	0.161	10126	315	18	0.326	6944	407
19	0.175	9810	316	19	0.352	6551	393
20	0.190	9493	317	20	0.378	6172	379
21	0.205	9176	317	21	0.404	5809	363
22	0.221	8858	318	22	0.430	5462	347
23	0.237	8539	319	23	0.455	5130	332
24	0.255	8219	320	24	0.481	4815	315
25	0.273	7899	320	25	0.506	4517	298
26	0.292	7578	321	26	0.530	4237	280
27	0.311	7256	322	27	0.553	3974	263
28	0.332	6934	322	28	0.576	3729	245
29	0.353	6611	323	29	0.597	3503	226
30	0.376	6288	323	30	0.617	3296	207
31	0.399	5964	324	31	0.635	3107	189
32	0.423	5640	324	32	0.652	2938	169
33	0.448	5315	325	33	0.670	2768	170
34	0.474	4990	325	34	0.687	2598	170
35	0.501	4665	325	35	0.705	2427	171
36	0.529	4339	326	36	0.724	2256	171
37	0.558	4014	325	37	0.743	2084	172
38	0.588	3687	327	38	0.762	1911	173
39	0.620	3361	326	39	0.782	1737	174
40	0.652	3034	327	40	0.802	1563	174
41	0.686	2705	329	41	0.823	1387	176
42	0.722	2374	331	42	0.844	1211	176
43	0.759	2040	334	43	0.866	1034	177
44	0.798	1703	337	44	0.888	856	178
45	0.838	1364	339	45	0.911	676	180
46	0.880	1021	343	46	0.934	496	180
47	0.925	674	347	47	0.958	314	182
48	0.971	322	352	48	0.982	131	183
49	0.995	144	178	49	0.995	39	92
50	1.0	106	38	50	1.0	0	39

表一 考慮地形個案模式網格中心點垂直高度與垂直網距。

表二 不考慮地形個案模式網格中心點垂直高度與垂直網距。

在模式開始積分時，便將背景資料(地形資料、海陸分佈資料及海溫資料)加入模式中參予積分。以下介紹模式背景資料的製作及處理方法。

(一) 地形資料

拿北半球0度到北緯90度，緯度和經度均每10分為單位的高解析度地形資料，以藍伯特投影及Barnes客觀分析法(Maddox,1980)內插到模式的網格上，並作勻滑處理，中央山脈最高處約為1400公尺。

(二) 海陸分佈資料

建立地形資料的處理過程中，由於解析度的關係，會有些微誤差，經測試，將地形資料高度小於60公尺處即設定為海洋，可得最接近實際地形之海陸分佈資料。

(三) 海溫資料

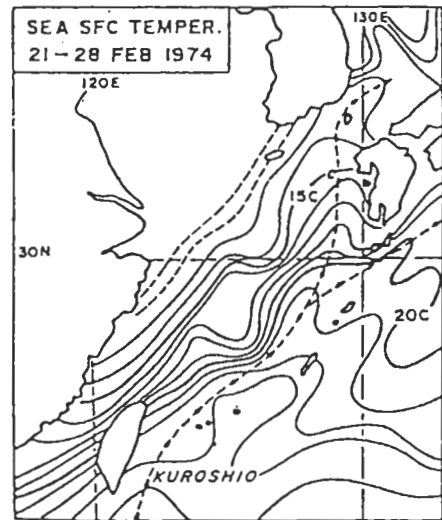


圖5 1974年2月21日至28日平均海水溫度分佈。(摘自Ninomiya, 1975)

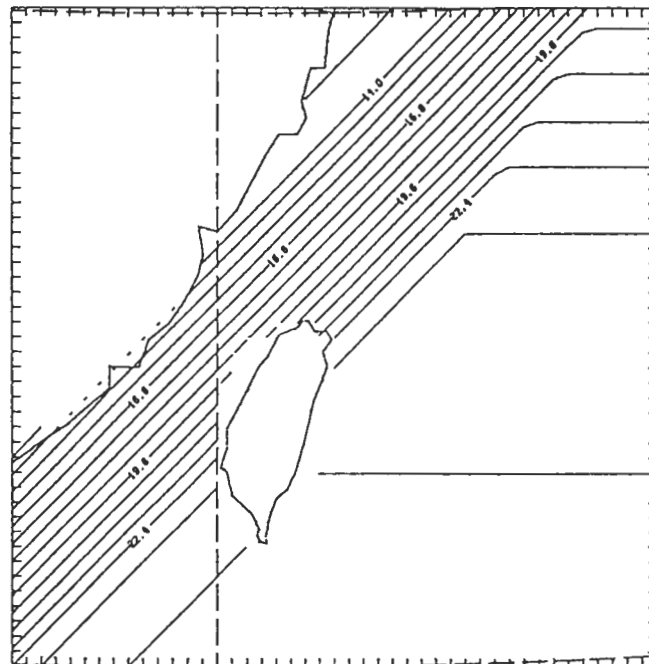


圖6 模式之海溫資料分佈圖。實線為等溫線。

依據 1974 年 2 月 21 日到 28 日之平均海水溫度為藍本 (圖 5)，將其視為氣候值，再以分區線性方程式簡化而製得 (圖 6)。

三、初始條件

探討台灣地形、海水溫度強弱及氣壓梯度力大小，在台灣低壓初期形成所扮演的角色，為本研究之目的。為能確實掌握台灣低壓形成前運動場的特性，本文以圖 3a 發生台灣低壓前一天 (1975 年 2 月 12 日) 天氣狀態為建立模式初始場之參考。

假設初始風場為地轉風，並且在等壓面上是均勻的，先設定一維風場是壓力的函數。由 1975 年 2 月 12 日 03 UTC 地面天氣圖顯示台灣附近氣壓梯度約為 $1\text{mb}/1000\text{km}$ ，可得地轉風速 13.5m/sec ，風向是東北東風。依此設定模式中心點地面 (海平面) 氣壓為 1020mb ， u 為 -12.5m/s ，又依據觀測 100mb 緯向風場最大值，設定模式 100mb 之 x 方向風速為 60m/s 。 u 風場垂直方向之變化，隨氣壓值之向上遞減呈線性遞增關係 (見圖 7)，此熱力風關係約相當於溫度梯度 $14^\circ\text{C}/1000\text{km}$ 。 y 方向地表風速為 -5.2m/sec ，風速隨氣壓值遞減而遞增至 0 (700mb)。

由設定之風場，經由內插計算可得模式各層各點的溫度場、重力位場、和氣壓場。模式底層吹來自東北東方向的地轉風，滿足地轉平衡情況下，等壓線亦呈東北東走向，氣壓場的分佈為北邊具有高於南邊的氣壓值。因底層的 u_g 、 v_g 均為負值，而且北邊的科氏力作用大於南邊，所以由地轉關係式可發現，在北邊具有比南邊強的 x 、 y 方向的氣壓梯度 (圖 8)，因為模式使用伸長 (stretched) 的側邊界條件，故繪圖時邊界會有不連續的現象發生。

從熱力風關係可推得模式溫度場的水平分佈為北冷南暖， 700mb 以下西邊冷，東邊暖 (圖 9)。地面附近華中地區溫度值在 5°C 左右，而台灣附近則為 15°C 左右。這樣的溫度分佈在冬天是相當常見的。圖 10 是虛位溫在第 28 個網格點 (見圖 9 粗虛線所示位置) 的 y - z 垂直切面分佈圖。本論文中所討論的 y - z 剖面圖均切於該位置，橫座標左側為南，右側為北邊，縱座標為垂直高

度。圖 10 顯示初始大氣是穩定的。初始相對濕度設為 50%，希望形成低壓所需之潛熱均由模

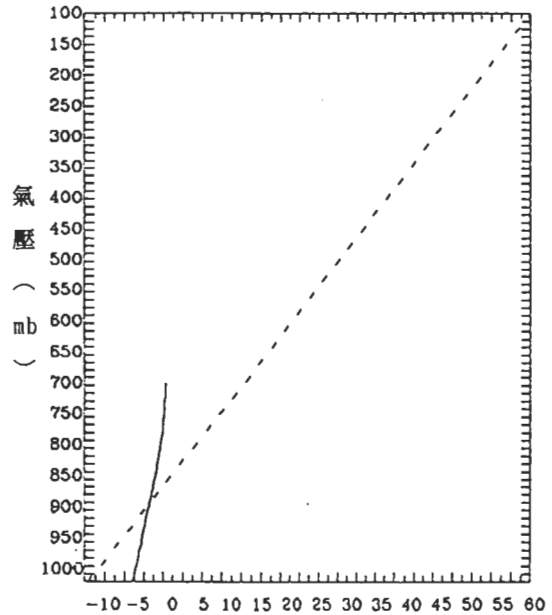


圖 7 初始風場。實線代表 v_g ，虛線代表 u_g 。

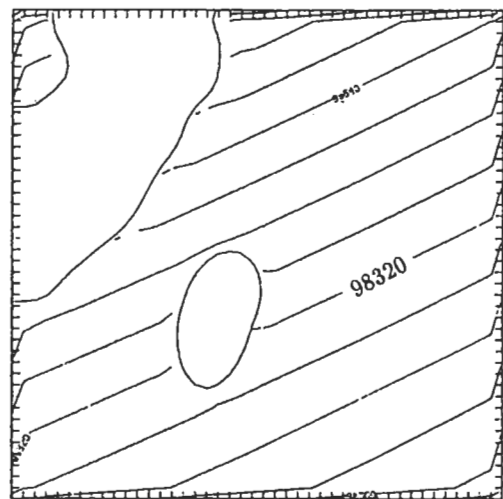


圖 8 初始 300 公尺等高面氣壓場分佈圖。空白部份為 300 公尺高的地形。等值線間距為 80 pascal。

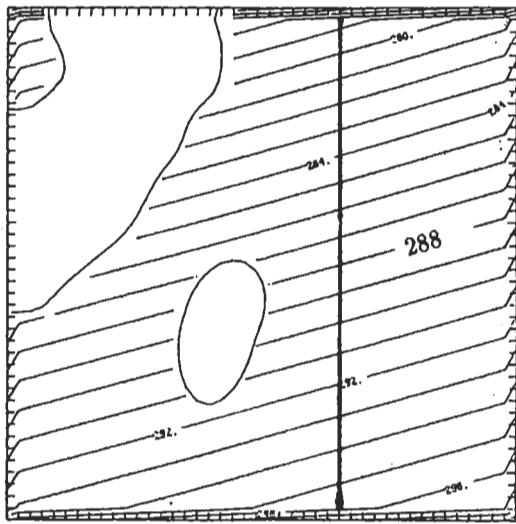


圖9 初始300公尺等高面虛位溫分佈圖。等值線間距為1°K。

擬之海面水汽通量(而非不精確之水汽初始場)來供給。

四、模擬結果與討論

本節先討論控制個案(control case)，考慮完整物理機制與真實地形之個案的模擬結果。

(一) 積分21.3小時結果：

受到暖洋面的影響，低層大氣變得非常不穩定。圖11顯示300公尺等高面之熱量通量 $\overline{w'\theta'}$ 分佈，正值表示熱量向上傳送。台灣東北方海面之通量達到最大值，粗實線所包含之區域熱通量值大於 $0.1 \text{ m}^3\text{K/sec}$ (相當於 120 watts/m^2)。在此區域以北，因海溫較低，通量較小。在此區域以南，因空氣較暖，海氣溫差較小，通量亦不顯著。另外一個影響熱量通量大小的因素是低層風速，我們將在本文後半段中討論。

由於熱量的向上傳送，台灣東方與東北方海面上的溫度明顯上升(圖12)。與初始溫度相較

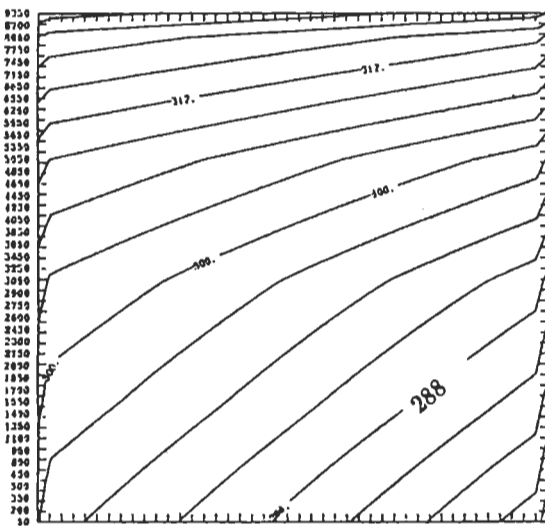


圖10 初始y-z剖面虛位溫分佈圖。等值線間距為3°K。

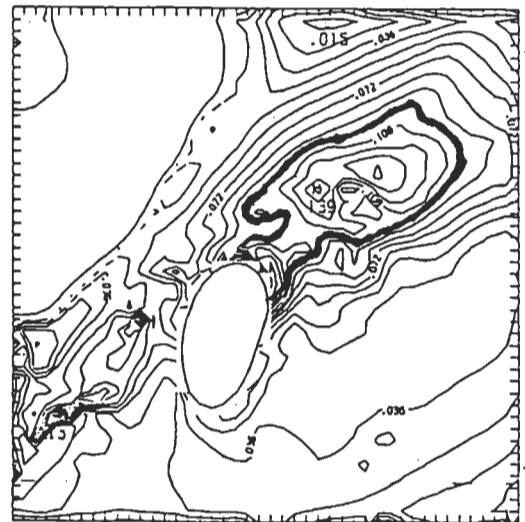


圖11 控制個案第21.3小時，300公尺等高面熱通量。粗實線所包含區域通量大於 $0.1 \text{ m}^3\text{K/sec}$ 。等值線間距為 $0.009 \text{ m}^3\text{K/sec}$ 。

(圖9)，約增加了 4°C 左右。值得注意的是，低層空氣的增溫與圖11熱通量分佈並沒有絕對的關係。熱通量最大的海域上，北風亦非常強，由北風引起之冷平流抵消了一部份海水增溫的效果，因此與在台灣東方與東北方海面的溫度增加量

約略相同。低層大氣變暖形成低壓，此時花蓮外海約150公里處有一微弱的低壓(圖13中一封閉之等壓線)生成。由於低層空氣的增溫程度與熱通量以及海溫分佈並沒有絕對的關係，低壓形成的位置並不是恰在海溫梯度最大的地方。比較圖

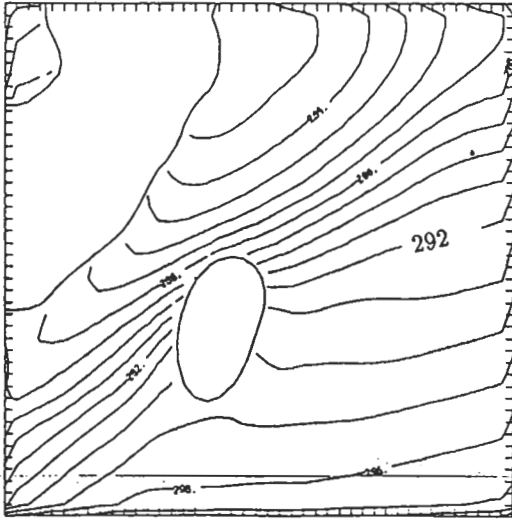


圖12 控制個案第21.3小時，300公尺等高面虛位溫。等值線間距為 1°K 。

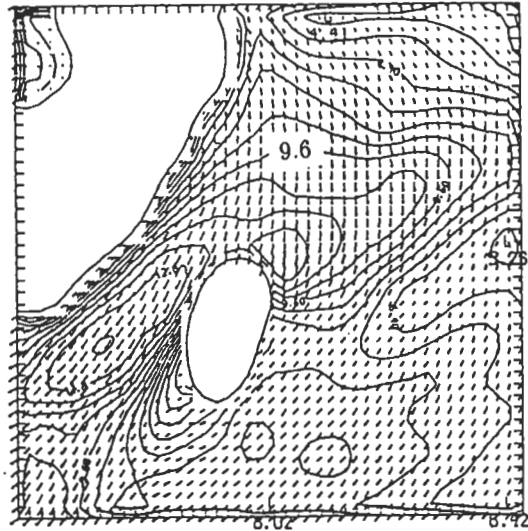


圖14 控制個案第21.3小時，300公尺等高面風向標與等風速線。等值線間距為 0.8 m/sec

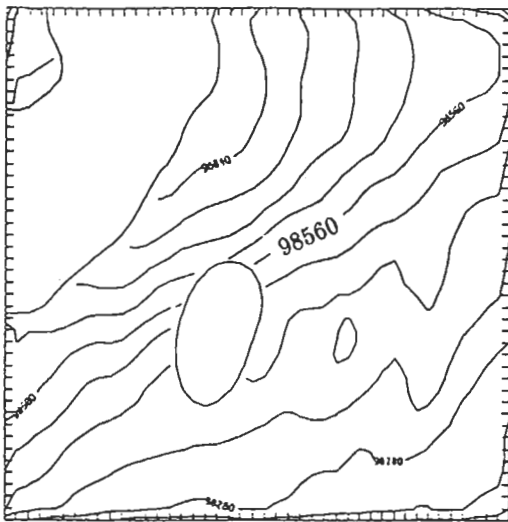


圖13 控制個案第21.3小時，300公尺等高面壓力。等值線間距為 70 pascal 。

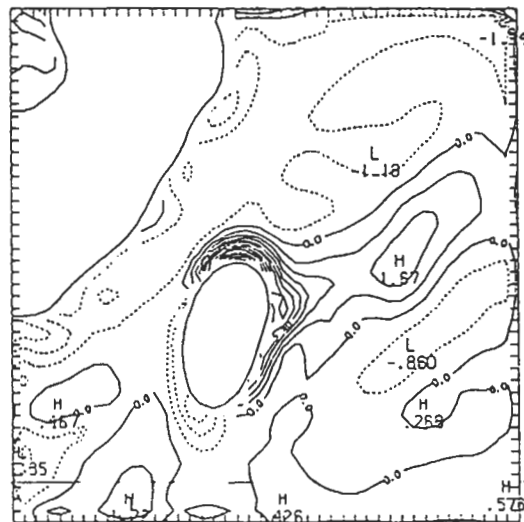


圖15 控制個案第21.3小時，300公尺等高面垂直速度。等值線間距為 0.08 m/sec 。

2 與圖 5 亦可發現許多低壓可發生於海溫梯度很小的地方。此低壓顯然與因地形效應產生之所謂中尺度低壓(meso-low)不同，一方面它的位置是在迎風面，一方面它距離台灣本島相當遙遠。我們可以判定它主要是受到熱力因素影響而形成。

圖 14 顯示的是 300 公尺等高面之風向標與等風速線，由於摩擦力的影響，低層風已由初始之東北東風轉向為北風或東北風，在台灣迎風面的兩側，因阻擋效應風速較強，特別是西側受到大陸東南武夷山的雙重影響，風速甚至高達 13.5 m/sec。東北側的強風區對海面熱通量的影響相當大，甚至影響到低壓生成與否，我們將在下一節敏感度測試中討論。

由上一段討論，台灣東方外海之壓力下降，因此低層風有向該區域輻合之傾向。此區域北側，北風向南加速而增強，因此輻合帶之等風速線相當密集。由垂直速度分佈(圖 15)更可明顯看出輻合區的位置，但此時垂直速度尚微弱(除台灣東北角迎風面外，最大上升速度只有 0.167 m/sec)。此輻合區之邊界層發展最深，圖 16 顯

示於圖 9 粗實線位置垂直剖面的液態水分佈，雲頂的位置約略與邊界層頂位置相重合，南面(圖左側)水汽較為充沛，層雲得以發展。

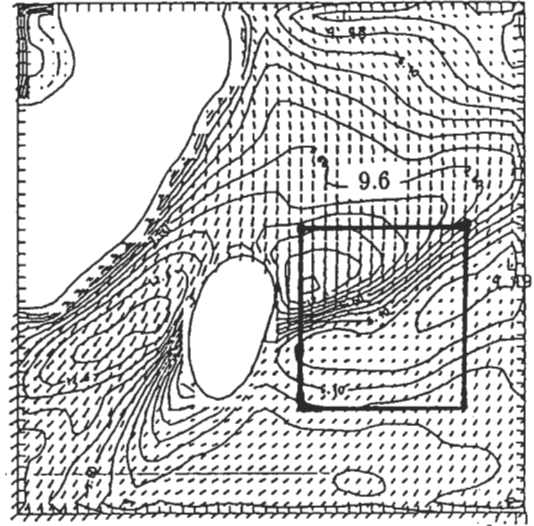


圖 17 控制個案第 24.9 小時，300 公尺等高面風向標與等風速線。等值線間距為 0.1 m/sec

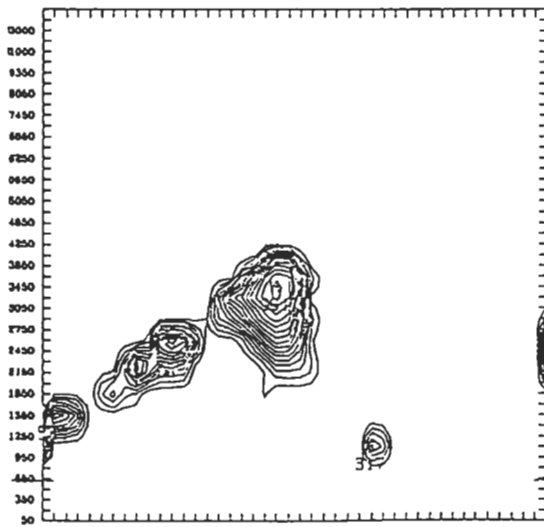


圖 16 控制個案第 21.3 小時，y-z 剖面液態水量(剖面位置示於圖 9)。等值線間距為 0.08 g/kg。

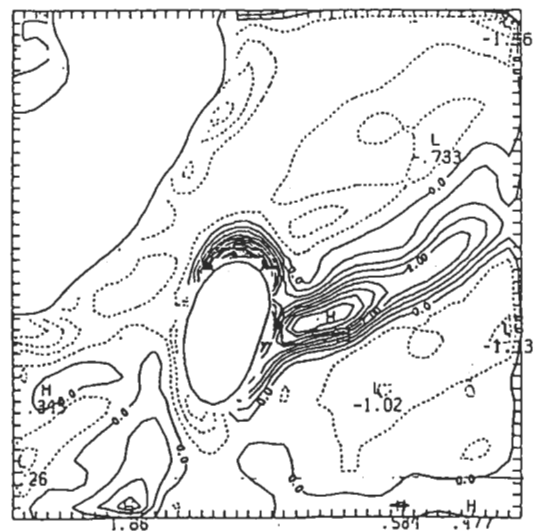


圖 18 控制個案第 24.9 小時，300 公尺等高面垂直速度。等值線間距為 0.05 m/sec。

(二) 積分 24.9 小時結果：

繼續積分 3.6 小時後，由於冷空氣南下，輻合帶亦向南移動(圖 17, 18)。由於對流雲的產生，水汽凝結潛熱的釋放，對整個系統的發展有

增強的效果。輻合帶上的邊界層持續加深，增暖。低壓愈加明顯(圖 19)，輻合亦增強，特別是輻合帶以北之北風強度最大值由 3.6 小時前的 12 m/sec 增強為 13.5 m/sec。將圖 17 粗實線所包

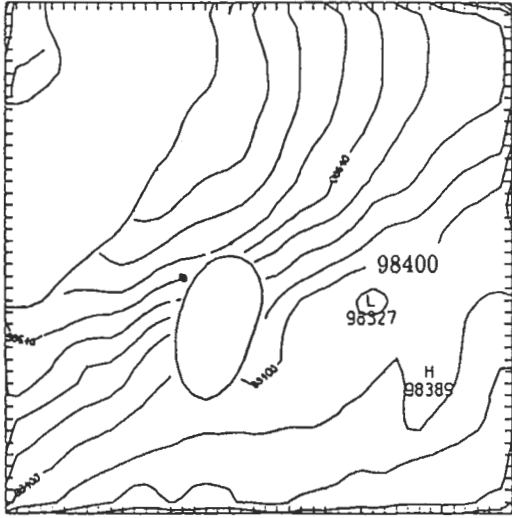


圖 19 控制個案第 24.9 小時，300 公尺等高面壓力。等值線間距為 60 pascal。

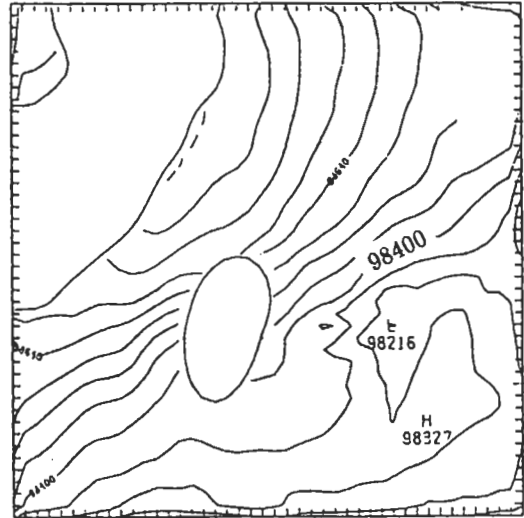


圖 21 控制個案第 28.4 小時，300 公尺等高面壓力。等值線間距為 60 pascal。

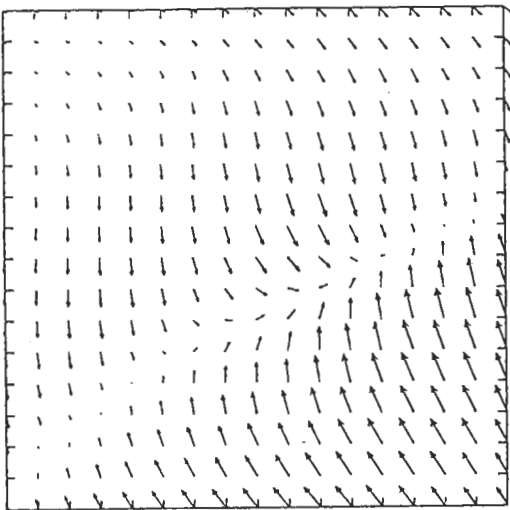


圖 20 控制個案第 24.9 小時，在圖 17 的粗實線區間內，風速偏差(減去該區域平均值後之風速)。

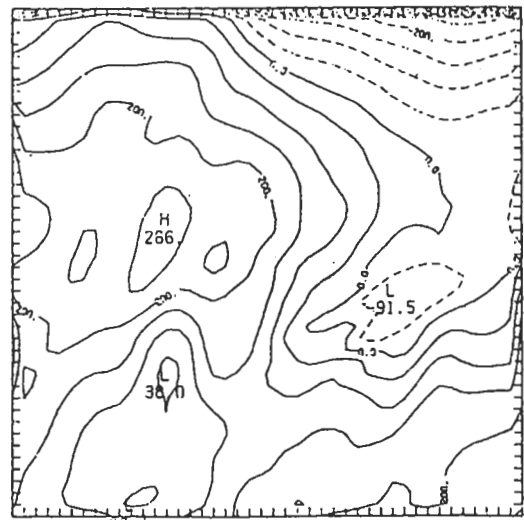


圖 22 控制個案第 28.4 小時，300 公尺等高面壓力減去初始壓力。等值線間距為 50 pascal。

含的區域放大，並去除該區域之平均風(300公尺等高面平均值)，得到圖20。圖中更可明顯看出輻合的趨勢。由於系統發展的時間尺度相當短，低壓雖已形成，但沒有相配合之氣旋式旋轉。另一方面低層輻合引進更多水汽，向低壓集中，潛熱的貢獻更大，上升速度更強，因此在圖18中看出輻合帶的水平尺度減小(與圖15相較)。

(三) 積分28.4小時結果：

再經過約3.5小時後，低壓持續加深(圖21)。與初始氣壓值相較，台灣低壓僅下降約0.9 mb(圖22)，但我們必需考慮到由於側邊界條件在積分過程中保持不變，且是以開放的方式處理，因此模式區域內的平均氣壓值一直上升(冷空氣不斷南侵)。如果我們把台灣低壓力下降的強度以相對的眼光與其環境相較，則模擬低壓的強度約在2 mb左右，這與圖3之觀測強度頗為接近，且其位置與觀測有一致性。由於積分時間很短，未模擬出低壓向東北移動的特性。

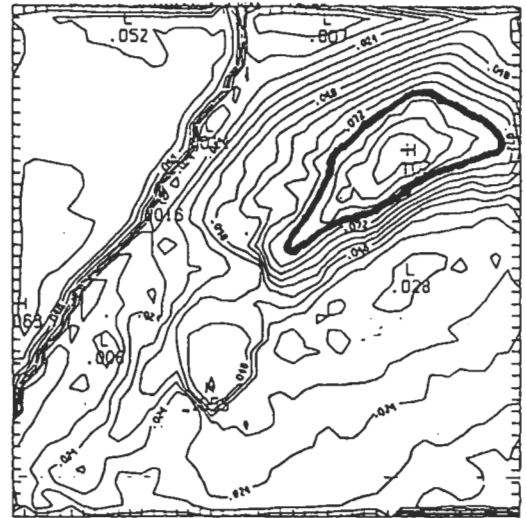
五、敏感度分析

由前章對台灣低壓形成初期各物理量場的剖析探討，發現海洋大氣之間的溫度差異，在決定邊界層發展的同時，也間接的左右了北方冷氣團南推勢力的強度；而台灣中央山脈阻隔所引發的氣流繞山運動，直接的增強了混合層的發展與混合作用。為瞭解冷空氣、暖洋面及地形效應在低壓生命過程中關鍵性的影響，本章針對無地形、海溫強度及改變初始地轉風場大小三個控制條件來進行低壓形成之敏感度分析。

(一) 地形阻擋效應

將地形高度設為零，而保持原海陸分佈及所有其它條件均與控制個案相同的情形下，進行模擬，稱為個案A。由個案A熱通量分佈(圖23)顯示地形阻擋應相當顯著，台灣東北方海面在沒有地形的情形下，低層風較弱(圖24，最大值11.5 m/sec，較圖14最大值超過12 m/sec為小)，因此熱通量亦較小，在壓力分佈圖上(未在本文圖示)，台灣東方外海並未如控制個案出現一封閉等值線。圖25則顯示在與圖16相同的y-z截面上，

雖然兩個案中邊界層的發展高度相當，但由於個案A中熱通量與水汽通量都較小，因此雲層略薄



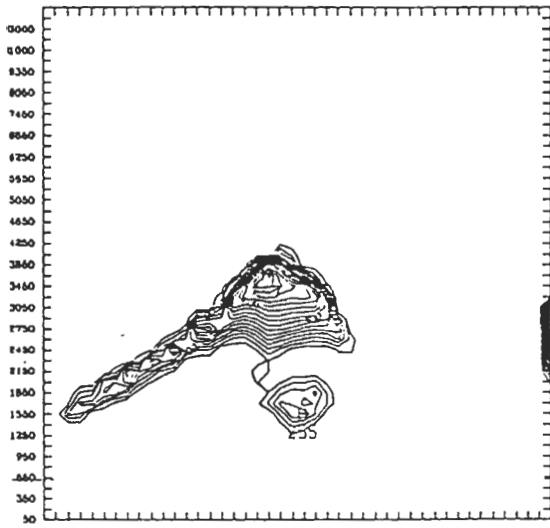


圖25 個案A第21.3小時，y-z剖面液態水量。
等值線間距為0.05 g/kg。

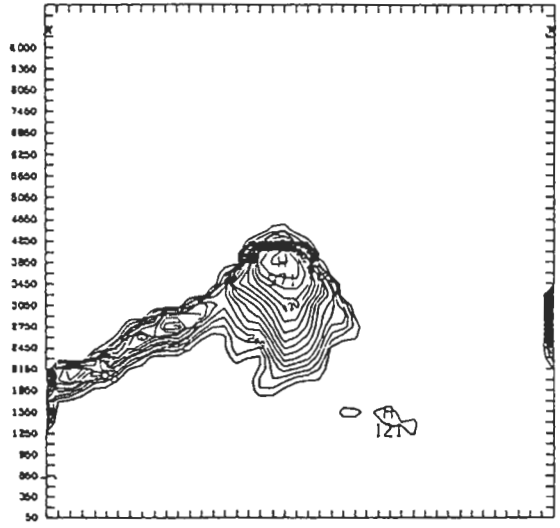


圖27 個案B第21.3小時，y-z剖面液態水量。
等值線間距為0.08 g/kg。

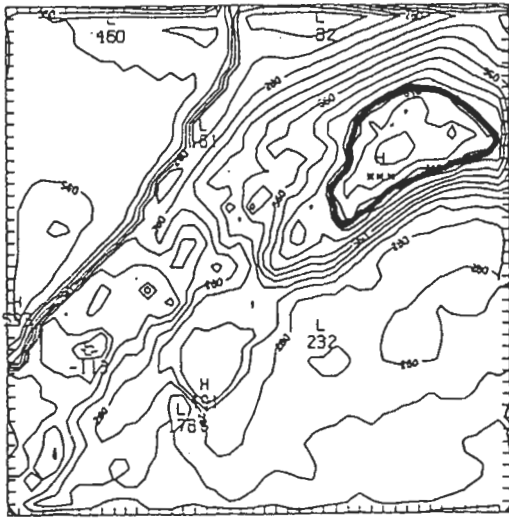


圖26 個案B第21.3小時，300公尺等高面
熱通量。粗實線所包含區域通量大
於 $0.08\text{m}^2\text{K/sec}$ 。等值線間距為 0.007m^2
 K/sec 。

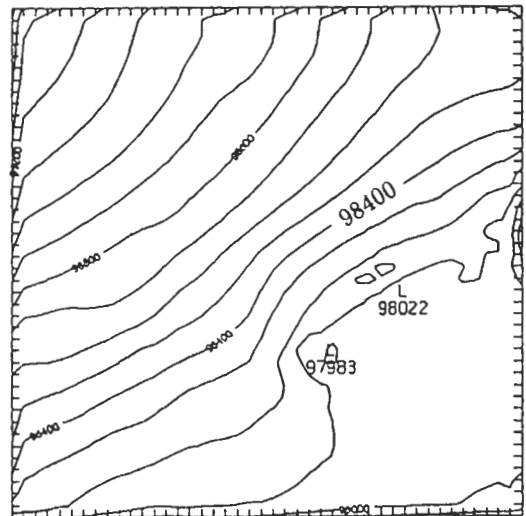


圖28 個案C第24小時，300公尺等高面壓力。
等值線間距為100 pascal。

，液態水量最大值0.75 g/kg亦較控制個案最大值1.0 g/kg為小。

(二) 海溫效應

將模式區間內海水表面溫度增加一度，其餘條件均與個案A相同，稱為個案B。海溫增加一度對於熱量通量並沒有太大的影響，比較圖26與圖23等值線的型態(pattern)幾乎完全相同，個案B熱通量值略大。但是由於飽和水汽壓對於溫度的敏感性很高，因此低層水汽通量增加甚多，台灣東方海面上比濕較個案A高出許多(未圖示)。圖27顯示同一剖面上邊界層發展較高(雲頂最高到4650公尺，而個案A是4250公尺)，最大含水量亦較多(0.97 g/kg，而個案A是0.75 g/kg)。較多的潛熱釋放有助於輻合帶的發展，個案B輻合帶上的最大垂直速度較個案A多了40%(未圖示)，足証海溫在本研究中扮演的重要角色及敏感度。如同個案A，壓力場並未顯示封閉的等值線(未圖示)(至少在模擬至21.3小時的時候)。

(三) 初始風場效應

個案C將模式最底層之初始風的強度由13.5m/sec增強為18.5 m/sec，方向仍為東北東風，而在850 mb面上之風速仍保持不變，由於初始場滿足地轉平衡與熱力風關係，改變低層風，即改變了大陸性冷氣團的強度。其它的條件則與個案B相同。較低的空氣溫度激發了較強的熱通量，又在海溫較高的情形下，雖然沒有台灣地形的阻擋，台灣低壓形成(圖28)，強度較控制個案略強(比較圖19)。

六、結 論

本文以數值模式為工具探討了台灣低壓早期的形成與發展，在初始場設定一典型之大陸性冷氣團出海之天氣型態，而水平方向完全沒有擾動的情形下，台灣低壓自然地發生了(控制個案)。模擬低壓之地理位置與Yu(1980)統計台灣低壓經常發生的位置(圖2)相吻合。由於數值模式在垂直方向使用了高解析度的網格間距以及複雜的1.5階亂流封閉參數方法，使得邊界層的發展能在模式中表現出來，分析結果顯示台灣低壓

的壓力擾動僅2 mb，發展的深度約4公里，這些結果與Saito(1977)分析一台灣低壓個案垂直結構的結果頗為一致。

由敏感度分析顯示，地形阻擋效應使台灣東北方海域熱通量增強，導致台灣低壓發生。海溫的分佈與冷氣團強度同為重要的激發機制，特別是水汽通量大小對於海溫的變化極其敏感，而水汽的多寡決定了層雲發展的深度，對低壓的成長有正面的貢獻。

但是由於台灣低壓水平尺度非常小，本研究所使用網格間距略嫌不足，因此無法得到足夠的低層水平輻合來導引氣旋式渦度(cyclonic vorticity)的發生。未來除了將以較細的網格間距進行模擬外，還需要對各預報方程式做貢獻量分析(budget analysis)，以進一步了解台灣低壓。

致 謝

本研究所使用之數值模式是與美國普渡大學商文義教授、陳俊達先生以及台大吳清吉教授所共同發展的，作者並感謝兩位審查人的指正以及國科會NSC 79-0202-M002-16計劃的支持。

參考文獻

- 呂振福，1986：西北太平洋地區爆發性旋生的綜觀氣候分析。台大天氣所碩士論文。
- 俞家忠，1974：利用氣象衛星資料預測台灣低壓及台灣天氣之研究。氣象預報與分析，60, 1-11。
- Anthes, R. A., Y. H. Kuo, and J. R. Gyakum, 1983: Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1174-1188.
- Bosart, L. R., 1981: The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1542-1566.
- Chen, T. C., B. Chang, and D. J. Perkey, 1983: Numerical study of an AMTEX'75 oceanic cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1818-1829.

- Chen, T. C., and D. J. Perkey, 1985: Synoptic study of a medium-scale oceanic cyclone during AM-TEX'75. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 349-361.
- Chen, S. J., and L. Dell'Osso, 1987: A numerical case study of east Asian coastall cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 477-487.
- Hanson, H. P., and B. Long, 1985: Climatology of cyclogenesis over the East China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 697-707.
- Kuo, Y. H., M. A. Shapiro, and E. G. Donell, 1989: Interaction of baroclinic diabatic processes in numerical simulations of a rapidly developing marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 368-384.
- Maddox, R. A., 1980: An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in meteorological data. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1108-1121.
- Ninomiya K., 1973: Variation in the heat energy budget over the East China Sea associated with the passage of wave cyclones in February 1968. *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 435-449.
- Nitta, T., and J. I. Yamamoto, 1974: On the observational characteristics of intermediate scale disturbances generated near Japan and the vicinity. *J. Meteor. Soc. Japan*, 52, 11-30.
- Reed, R. J., 1979: Cyclogenesis in polar air streams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-52.
- Saito, N., 1977: On the structure of medium-scale depressions over the East China Sea during AM-TEX'75. *J. Meteor. Soc. Japan*, 55, 286-330.
- Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1859-1606.
- Sun, W. Y. and W. R. Hsu, 1988: Numerical study of cold air outbreak over the ocean. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1205-1227.
- Yu, C. C., 1980: some climatological aspects of Taiwan. *Low. Paper Meteor. Res.*, 3, 78-90.

Numerical Study of a Taiwan Low

Wu-Ron Hsu

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Li-Mei Huang

Central Weather Bureau

(manuscript received 20 July 1991; in final form 17 November 1991)

ABSTRACT

A Numerical model was used to study the development of a Taiwan low in its early stage of life cycle. A typical winter-time weather system of cold air outbreak is imposed as an initial condition. The model reproduces a Taiwan low without any initial perturbations. The location of the simulated low pressure system matches with the typical area where Taiwan lows are usually occurred. The results show that it is a system with pressure perturbation of only 2 mb, and a depth of only 4 km. These characteristics are quite consistent with a case study of the phenomenon by Saito. Sensitivity tests show that the three main factors contributing to the formation of the low pressure system are: 1. the blocking effect of the Cental Mountain Range which increases surface heat fluxes in the area to the northeast of Taiwan; 2. the warm ocean; and 3. the cold air mass. The surface moisture flux, which is very sensitive to the change of the sea surface temperature, is particularly important in the formation of a deep convective boundary layer where Taiwan low is embedded in.

Key words: Taiwan low, Kuroshio, convective boundary layer.