

2002 年 12 月台灣地區冬季雷雨之天氣型態分析

吳東洲 鄭敏璋
空軍氣象中心 分析預報課

(2002 年 12 月 2 日收稿；2003 年 1 月 23 日定稿)

摘 要

2002 年 12 月 18 日至 19 日在大陸東南沿海成地區，連續二天分別於午後出現對流活動，並在向東移動的過程中逐漸增強並影響台灣地區，造成台灣地區罕見的冬季雷雨與冰雹現象。因此，本文利用天氣分析圖、輔助圖、衛星雲圖、地面觀測資料、探空資料及雷達回波資料，瞭解形成此次劇烈天氣變化的綜觀環境及初步之中尺度過程。

分析結果顯示：不同時期之雷雨發生期間，雖然對流系統分別有出現在地面冷鋒前與冷鋒後之差別，但 850hPa 至 700hPa 之華南至台灣一帶，明顯存在暖濕之西南氣流，且風速平均在 25kts 以上，而 500hPa 至 300hPa 之華南至台灣地區，同樣位於槽前之強風速南側。故有高層噴流引起之中低層擾動及伴隨低層噴流之暖濕氣流不斷供應，使台灣地區呈現連續之動力及熱力不穩定大氣現象，造成對流容易生成與發展。

在中尺度分析方面，中低層冷暖空氣平流及輻合提供對流系統低層擾動的來源，地面冷空氣對上層暖空氣的抬升，提供舉升之動力作用，而準無輻散層的正渦度平流效應加強低層大氣的輻合效果。另外，由不同時期之對流系統生成期間均於午後開始發展，顯示雲頂長波輻射冷卻對對流系統的生成與發展也伴演一部分角色。

關鍵詞：雷雨、冰雹、低層噴流、高層噴流

一、前言

台灣地處東亞季風區，冬季盛行東北風，北部、東北部為迎風面的連續性層狀降水，南部則為乾燥少雨的天氣型態，很少出現劇烈對流的現象(陳 2002)。根據本軍 1949 至 2000 年的月平均雷雨統計資料及 12 月份發生雷雨的個數資料(表未附)，11、12、1 月份之各機場平均雷日數為全年中最少的月份，平均後之三個月合計約 0.32 日，約佔全年總雷雨發生日數之 1.01%，其中 12 月份更少僅約 0.09 日；另整理 51 年期間之 12 月份雷雨紀錄，則僅 8 年有雷雨發生，即每年之大約有 16% 之雷雨發生可能。以 1972 年 12 月 18-22 日之台灣地區連續出現長達 5 日之雷雨觀測為例，顯示有別一般冬季天氣系統之某種特殊天氣系

統，似乎影響劇烈對流系統的生成與發展。因此，本文目的在於瞭解構成台灣地區冬季雷雨的綜觀天氣型態，並初步探討雷雨發生期間之中尺度過程。

二、資料與分析

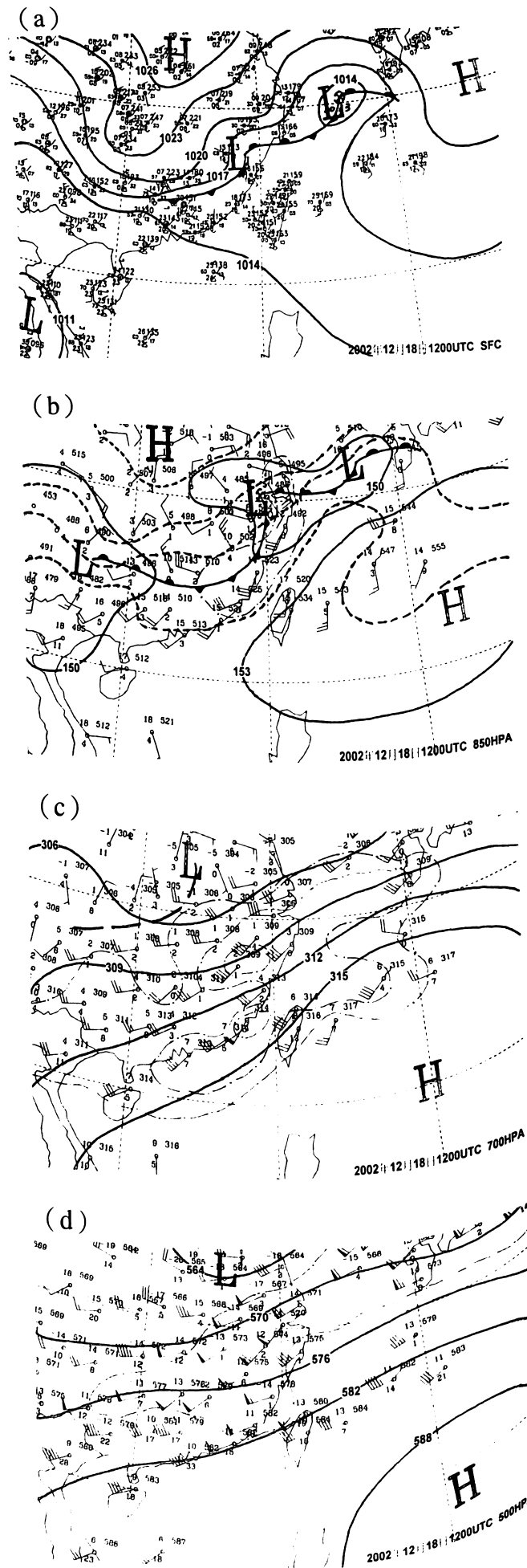
2002 年 12 月 19-20 日台灣地區受大陸東南沿海發展之對流系統東移影響，19 日凌晨至上午及 19 日入夜後至午夜，分別觀測到台灣地區只有雷雨的現象，19 日之第二波雷雨更在西部地區的桃園至台南及東部的宜蘭降下冰雹，造成部分人員及農作物的傷害，顯然此雷雨之劇烈對流天氣現象已非典型之台灣地區冬季降水分布型態。以下為透過綜觀天氣圖、高空圖、衛

星雲圖及探空資料的分析，認識此次有利劇烈對流天氣系統生成與發展的綜觀環境，並透過地面測站逐時觀測及雷達回波等資料，進行初步之中尺度分析，以瞭解冬季雷雨演變的過程。

三、綜觀環境條件

(一)綜觀天氣形態：

台灣地區未發生雷雨前之 18 日 1200UTC 時地面天氣圖(圖 1a)，顯示分裂高壓位於日本東方洋面且持續東移，大陸冷高壓中心仍位於蒙古。東海地區有一低壓中心，位置約在 30.2°N、126.5°E，冷鋒由此中心向西南延伸經福建北部至廣東北部一帶。大陸東南沿海、台灣地區至琉球群島地區為偏東南到南的氣流，其中近台灣東北部之區域最大風速達 15kts 以上，台灣西部地區偏西北風，冷鋒前之大陸東南沿海地區則偏東南風到東北風，風速不大，顯示環境風場受台灣及大陸地形影響，台灣北部的風場也呈現氣旋式彎曲，具有風切存在，有利形成台灣地區之近地層氣流輻合。850hPa 之低壓中心位於江蘇與安徽省界上，其鋒面自此中心向西南延伸經福建省西北部轉入雲南省，其位置較低層鋒面偏西北方，且具有明顯的不同風向風切，鋒前最大風速達 30kts，鋒後最大風速亦達 25kts，台灣地區位於暖脊上(圖 1b)，顯示封閉低壓環流及冷暖平流效應，有利於不穩定天氣系統的發展與維持。700hPa 之槽線位置約在湖北至湖南省一帶，在低層 850hPa 鋒面之西北面，具有低壓環流中心，槽前為廣大之高濕度區及大陸東南沿岸最大風速出現 50kts (圖 1c)，顯示中低層水汽供應相當深厚，有低層噴流現象，可提供不穩定空氣發展所需之暖濕空氣來源。500hPa 以上之槽線亦向西北方向偏移，500hPa 及 300hPa 之槽前偏西南風區最大風速分別為 75kts 及 100kts，台灣地區位於脊後槽前的強風軸分流區(圖 1d 及 1e)，顯示正渦度平流有加強不穩定空氣發展的趨勢，而高層輻散作用若伴隨低層輻合作用亦利於垂直對流的發展。



度平流效應及高層輻散仍影響台灣地區。

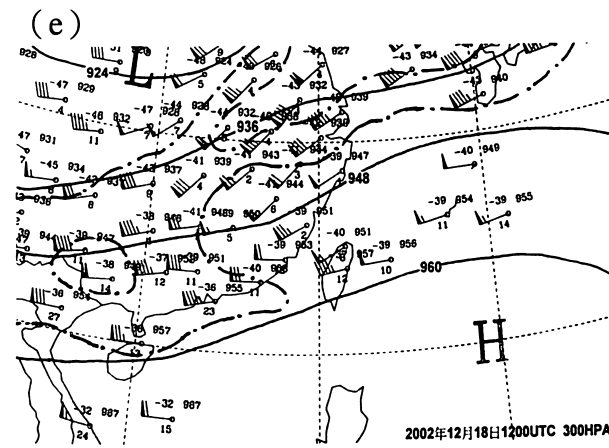
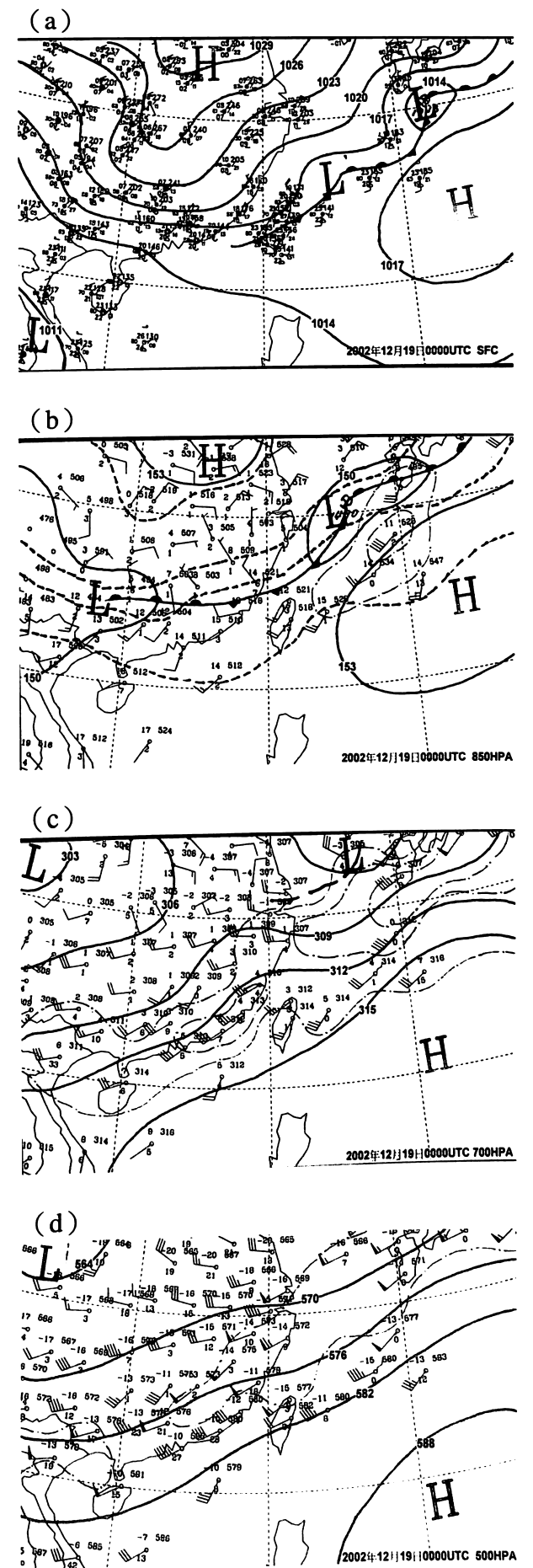


圖 1 2002 年 12 月 18 日 1200UTC (a) 地面分析圖(實線為等壓線,間距 3hPa)、(b) 850hPa 分析圖(實線為等高線,間距 30gpm;虛線為等溫線,間距 5°C;點實線為等風速線,間距 10kts)、(c) 700hPa 分析圖(實線為等高線,間距 60gpm;點實線為等風速線,間距 10kts)、(d) 500hPa 分析圖(實線為等高線,間距 60gpm;點實線為等風速線,間距 20kts)、(e) 300hPa 分析圖(實線為等高線,間距 120gpm;點實線為等風速線,間距 20kts)。

19 日 0000UTC 時，地面天氣圖顯示低壓中心東移至日本南方近海，鋒面向西南延伸到達台灣東北部一帶，台灣東北海域具有氣旋式環流之波動生成(如圖 2a)，利於近地面層的氣流輻合。850hPa 之大陸冷空氣南下，低壓系統向東移動，鋒面由東海之低壓中心向西南延伸經台灣海峽北部至福建、廣西及貴州的南部。考慮動力機制上，使得海峽北部地區因風向不連續所造成的相對渦度值為對流系統生成與發展有利條件，且強風區東移至琉球群島一帶，最大風速達 40kts (如圖 2b)，顯示台灣地區受低層暖濕空氣的影響減小。700hPa 之槽線東移至韓國，向西南延伸至長江口處，在台灣海峽至華中一帶形成高壓脊，脊前與脊後分別在日本南方海面及大陸東南沿岸形成強風區，後者最大風速為 35kts，強風區之相對溼度值大(如圖 2c)，而在大陸東南沿海所建立之強風區，為第二次對流系統發展的條件之一。500hPa 及 300hPa 之槽線，其位置均較低層槽線偏西北，強風軸均有向東及向南移近台灣的現象(圖 2d 及 2e)，表示高層的正渦



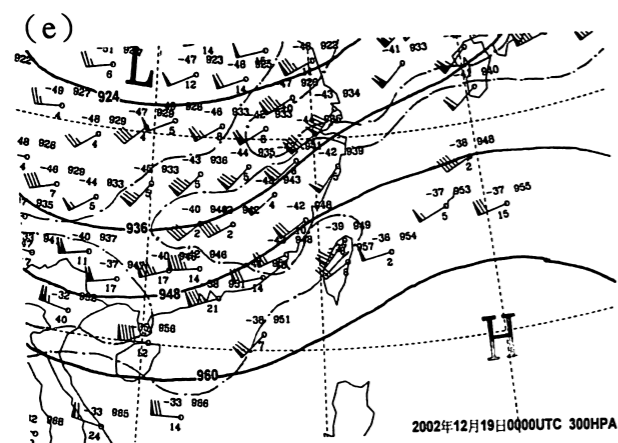


圖2 同圖1，但為19日0000UTC。

圖3為19日1200UTC時天氣圖，原位於台灣東北方之波動已移至琉球群島東方，台灣地區受大陸高壓控制，東北季風增強(圖3a)，顯示台灣地區近地面層受到北方冷、乾氣流的影響增強，即原先台灣地區有利於低層氣流輻合的現象消失。而850hPa之大陸高壓東移，低壓中心移至日本西南方海面，鋒面自此中心向西南延伸經台灣北部，進入福建到達江西、湖南中部一帶，則台灣地區的相對渦度因兩邊的風切增強，使得渦度值增大，因而發生在動力性強迫上升效果增強。另外，在近地面層受北方冷乾氣流影響下，此鋒面的角色在第二次對流系統生成與發展上就更加重要。其次，因北來氣流的控制，使得台灣東方洋面上南來氣流的最大風速區範圍減小(圖3b)。700hPa之脊線移至東海附近，華南地區強風區範圍增大，風速達到40kts(圖3c)，而此強風區對大陸東南沿海第二波對流系統發展扮演重要的角色。500hPa及300hPa位於中南半島之強風區逐漸向東移出，300hPa台灣地區大致轉為出區之分流區(圖3d及3e)，且在300hPa的風速上有明顯增強趨勢，顯見高層冷乾空氣南下影響台灣的效果增加。

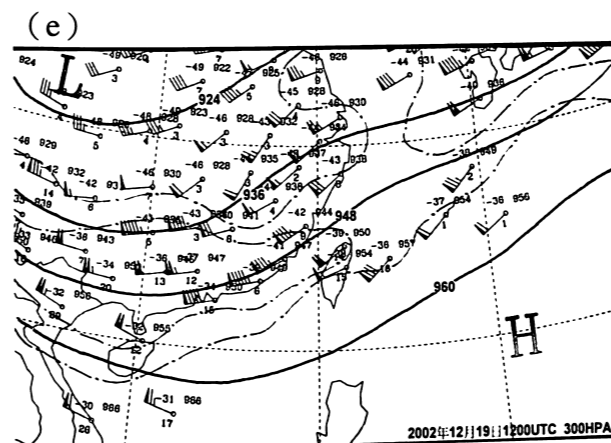
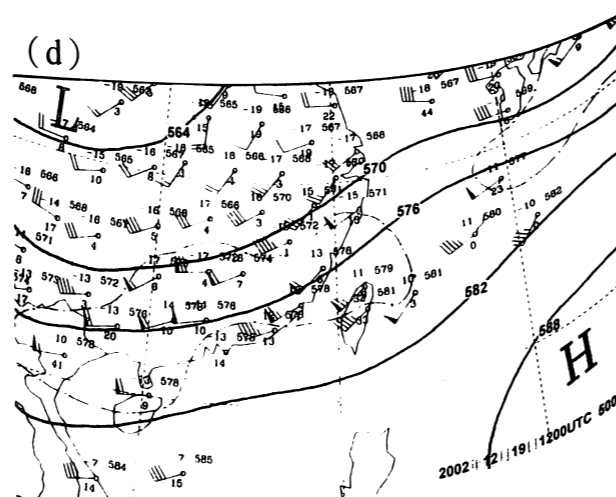
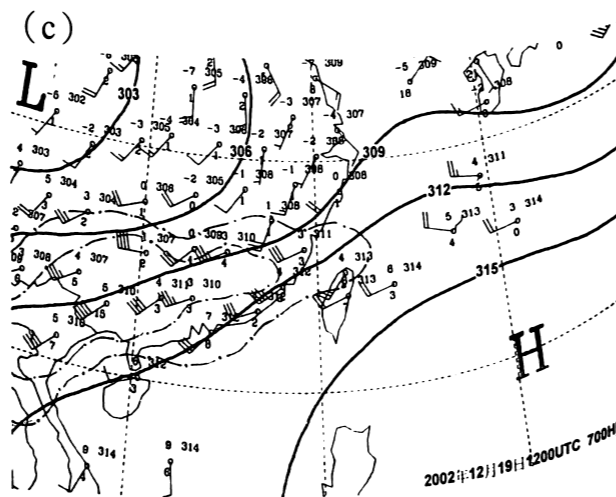
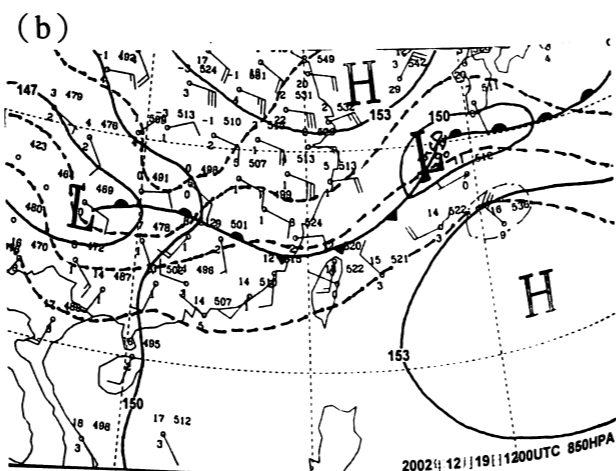
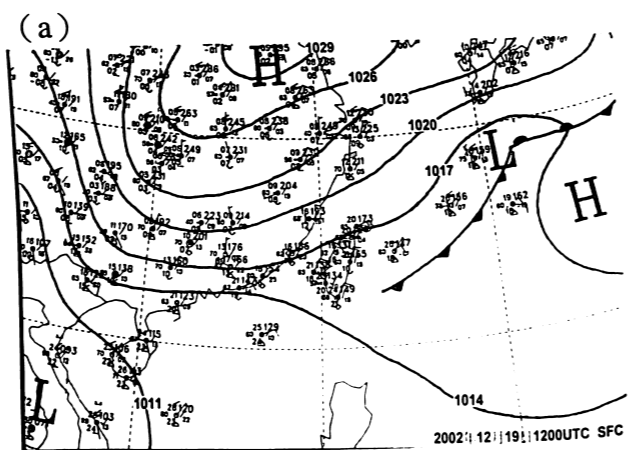


圖3 同圖1，但為19日1200UTC。

(二) 垂直風場、穩定度及衛星雲圖分析

由18日00、12Z及19日00Z、12Z板橋探空的高空風資料(如圖4)，瞭解台灣地區主要的大氣風場結構。18日00Z時，地面風向由東風向上順轉為西南風，700hPa風速達19KT，表示低對流層有明顯暖平流存在。從綜觀天氣圖顯示19日00Z時低對流層的鋒面系統南移至海峽北部，伴隨鋒前的低層噴流東移至台灣(圖1b及圖2b)，因此西南風風場影響至925hPa，使得整個近地面層至中高對流層明顯都是西南風，而400hPa至300hPa間在風速上明顯有強垂直風切。

在19日12Z時當近地面層(地面層至925hPa)鋒面通過台灣。因此，在垂直風場表現上，低於850hPa的風向為偏東風。另外，850hPa以上西南風風速及中高對流層的垂直風切，都較19日00Z時前增大。

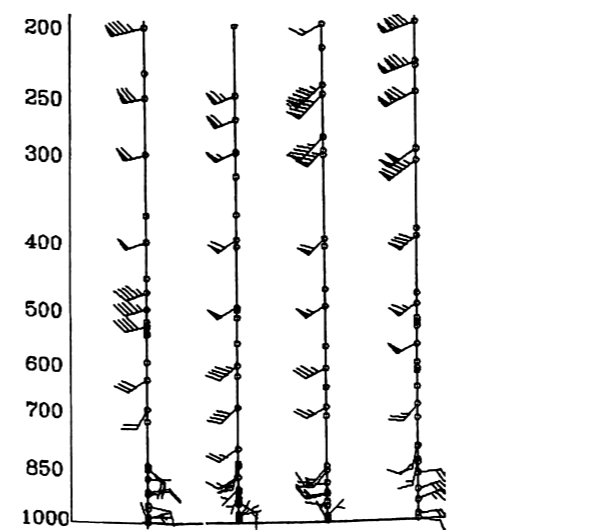


圖4 2002年12月18日00Z、12Z及19日00Z、12Z垂直風場圖。

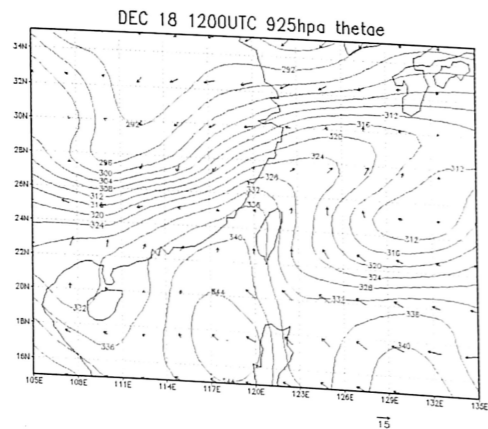
計算K、T及LI指數之熱力不穩定指數時(表1)，即可發現大氣持續不穩定發展。如850hPa至500hPa間垂直降溫率之逐漸增大，顯示空氣塊在舉升後的溫度容易比環境溫度高，造成不穩定的效果。700hPa露點差值的逐漸減少，顯示低層潮濕程度增加愈容易達到飽和，增加不穩定的效果。850hPa到地面層之水汽不斷的提供，為對流發展主要的來源。

由時間序列之熱力不穩定指數變化顯示，第一波雷雨發生期間，其數值表現在垂直降溫率上是較佳的，表示空氣塊在舉升後的溫度易於比環境溫度暖，而達到不穩定的效果；而在第二波雷雨發生期間，700hPa以下之潮濕程度增加，使得低對流層較易達到飽和高。而兩次雷雨發生期間，從中央氣象局客觀分析場925hPa相當位溫圖(如圖5)顯示，溫度及水汽所造成梯度面位於東海至華南，極值在南中國海一帶，軸線則是指向台灣及海峽附近，顯示台灣地區在近地面層(850hPa以下)的水汽供應足及環境溫度場夠暖，都提供不穩定度有利條件。

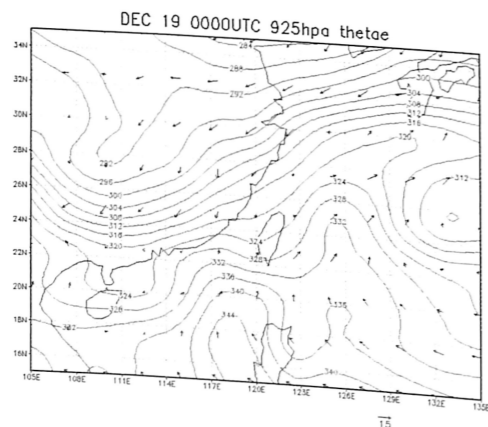
表1 2002年12月18日00Z、12Z及19日00Z、12Z熱力穩定指數表

	18日 00Z	18日 12Z	19日 00Z	19日 12Z
T850-T500	26.3	29.3	26.7	23.1
T700-Td700	5.7	4.9	2.9	0.7
Td850	9.2	10.8	9.4	12.2
K指數	24.5	33	33.2	34.6
T指數	42.6	50.8	50.6	46.2
LI指數	0.6	-9.1	-3.1	-9.7

(a)



(b)



(c)

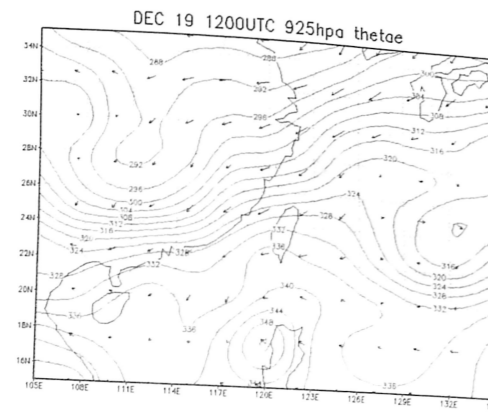
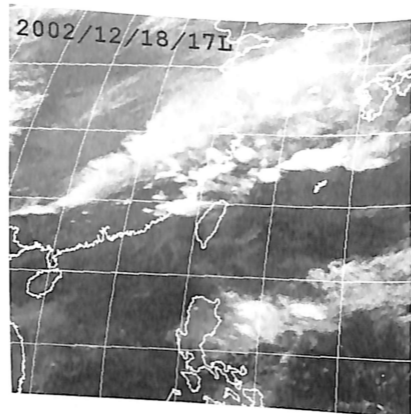


圖5 2002年12月(a)18日12Z (b)19日00Z (c)19日12Z, 925hPa相對位溫圖。

另根據本軍各機場地面觀測資料, 18至20日台灣地區出現雷雨天氣時, 至少可分為二個時間階段變化, 如19日凌晨到上午之間及19日入夜後到20日凌晨之間的劇烈天氣, 而衛星雲圖也提供這方面的顯示。

根據衛星雲圖分析, 18日至19日之雲系由西南往東北移動, 水汽供應來自中南半島一帶, 影響台灣地區之明顯對流雲發展均開始於大陸東南沿海, 時間均在1700LST(如圖6)以後, 而對流雲系東移至台灣海峽上後, 時間正值南海低層雲系的移入及雲頂輻射冷卻, 對流系統持續佳(如圖7), 而影響台灣地區的時間分別為19日凌晨到上午與19日入夜後到20日凌晨, 造成台灣地區發生二次劇烈對流天氣。在發展高度上, 第一波之對流雲頂平均為四萬呎, 第二波為三萬六千呎, 移入台灣陸地的過程中, 高度均增至四萬二千呎(大約13公里)。比較不同劇烈對流系統, 第一階段的對流發展時間持續至19日上午, 且對流雲系之移動位置與850hPa之低層噴流東移有一致性; 第二階段的對流發展則近地面層有鋒面通過, 二次雷雨間低層大氣表現明顯不同。

(a)

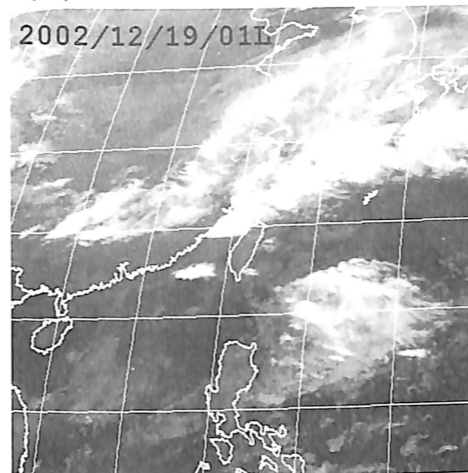


(b)

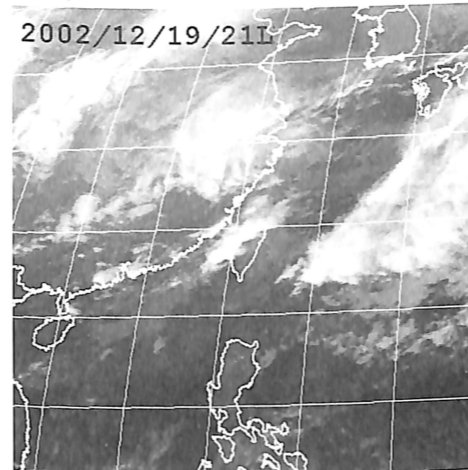


圖6 (a)(b)分別為2002年12月18日1700LST及19日1700LST GMS紅外線衛星雲圖, 顯示對流雲發展均開始於大陸東南沿海。

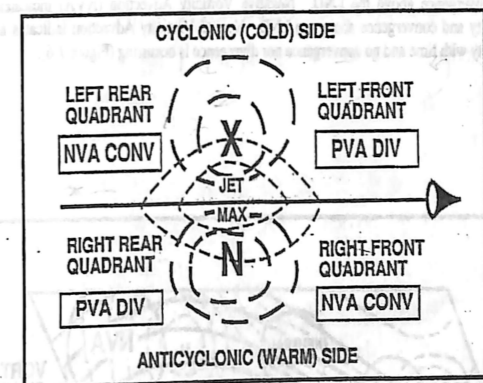
(a)



(b)



部地區近地面層出現東北風而溫度降低, 但在台灣東南部地區仍維持東南暖濕的氣流, 就當時一序列的板橋探空資料來看, 相當類似波動生成的現象, 故低層大氣維持著暖濕的氣流狀態, 到了19日晚間, 低層受大陸冷空氣南下影響, 溫度下降的結果使低層空氣更加飽和。因此, 低層之西南氣流及東南風構成大尺度流輻合、有利深對流形成的動力條件, 風切的增強也產生動力的強迫作用, 加上適當的高層大氣分流槽位置, 為有利於劇烈對流發展的大氣環境條件。



輻散

四、中尺度分析

(一) 即時觀測資料:

綜合本軍十一個機場的地面測站報告資料, 顯示台灣地區出現雷雨的時空分布, 首先開始於松山機場之19日0132地方時, 結束於屏東機場之1035地方時。以綜觀天氣分析, 不穩定天氣系統存在於大陸東南沿海至台灣地區, 且存在中高層西南氣流的現象。而台灣地區出現的雷雨, 顯然源自於大陸東南沿海的不穩定天氣系統而來, 除了天氣系統的影響外, 對流系統發展的時間序列顯示應與夜間高層輻射冷卻有關, 但在觀測資料而言, 地面天氣系統卻有不同。第二波雷雨的觀測資料, 開始於19日2010地方時之新竹機場, 結束於20日0100地方時之清泉崗機場, 而次日的台灣新聞均普遍報導19日晚間20地方時以後, 新竹、苗栗、台中、彰化、雲林、台南及宜蘭均有冰雹出現, 造成農作物的危害。另外, 在東部近海的綠島, 在19日0600至1300地方時也有下雷雨的紀錄。

圖7 2002年12月19日(a)0100 (b)2100L之衛星雲圖, 顯示南海低層雲系的移入。

(三) 討論與小結:

由綜觀天氣系統表現在兩次劇烈對流發展上有共同特徵為: 高對流層台灣地區位於噴流條出區的左方。按天氣學高層噴流理論(如圖8), 台灣位於第一象限處, 是有利於高層輻散。而高對流層之噴流條提供地面至高層的強烈垂直風切, 利於對流的生成與發展, 再搭配近面層的暖濕的氣流以及低對流層(850hPa及700hPa)之低層噴流所形成的低層強烈垂直風, 則更有利大範圍的對流雲發展。造成台灣地區低層暖濕的原因, 除了在兩次對流發生同時, 中南半島一帶及南海地區有水汽供應。第二部分可追溯至18日1200UTC時前之地面高壓迴流系統之東南暖濕氣流影響, 當日台灣西部地區出現因濃霧產生的低能見度現象, 19日上午以後雖然台灣西

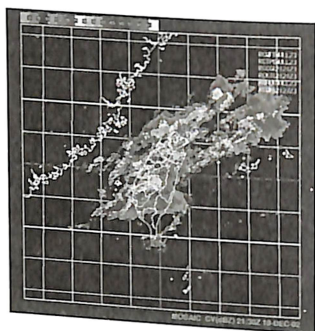
(二) 雷達、雨量及落雷分析：

中央氣象局觀測之雷達整合圖(如圖9)，顯示具有許多的對流胞發展，同衛星雲圖顯示第一階段之對流，來自大陸東南沿海，並向東北方移動，靠近台灣地區時，最大強度約為50DB，位置約自海峽北部向西南延伸至澎湖南方海面，隨後繼續向東移入影響西部平地、山區。配合中央氣象局自動雨量觀測站報告，其一小時最大降雨量(圖未示)統計，18日21Z在台北市及雲林地區12mm，22Z時在苗栗及雲林33mm，23Z在台南及苗栗、台中山區25.5mm，19日00Z高雄34.5mm，01Z屏東33.5mm。配合落雷資料(圖未示)，降雨處皆有落雷報告，顯示降雨是由對流雲系所造成。

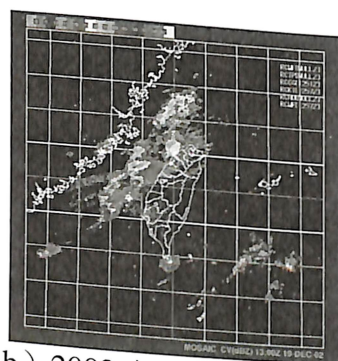
第二階段對流系統的發展特色在於有三個主要對流胞，為東北至西南向，由東向西移進台灣海峽，最大強度為50DB，經過台灣海峽時，強度增為60DB，先後影響台灣北部、中部、南部地區。雨量資料顯示，19日13Z苗栗有13mm，14Z時新竹、台北有19mm，15Z台中及宜蘭19.5mm，16Z台南及高雄有29.5mm。配合落雷系統，降雨區域內仍有落雷資料報告。

利用雷達整合圖追蹤對流系統的發展與變化(如圖6)。如同18日1200UTC板橋探空站資料顯示，台灣地區處於一高度不穩定的大氣狀態，低層暖濕氣流的輻合作用及夜間雲頂之輻射冷卻作用，是可以產生劇烈的對流發展，因此在19日凌晨前，可看到自金門地區往東北移動的對流系統發展，而在19日凌晨以後，除了對流環境已相當不穩定外，由天氣圖顯示的波動現象，似乎呈現對流系統的持續發展，由原本的偏台灣北部區域，一直到綠島地區亦有雷雨產生，而南部地區回波有向南的分量。因此從觀測資料的降溫，低層風切線位於台灣東北方近海，及生成時間顯示，較大範圍及時間的對流系統發展似乎與台灣地區存在的波動有關。而第二波對流系統發展，雖然冷空氣已南下至台灣西部地區，但冷空氣南下的結果亦伴隨高層噴流軸的南移與風速增加，大氣垂直風切

更強烈，而夜間輻射冷卻、低層稍冷而濕的氣流，仍提供了良好的熱力作用，再加上原本之動力輻合，為促使雷雨再度發展的重要因素，也創造了台灣地區相當罕見的十二月份冬季雷雨與冰雹的紀錄(如圖6b)。



(a) 2002年12月19日0530LST



(b) 2002年12月19日2100LST

圖9 從中央氣象局雷達整合圖顯示(a)波動生成現象，加強對流的發展(b)熱力作用，再加上原本之動力輻合使雷雨再度發展。

(三) 小結與討論：

對流系統發展除需綜觀環境的配合外，局部地區的中小尺度變化亦佔重要的因素。以台灣地區之十二月份之冬季天氣言，受東北季風的影響，層狀降水多集中北部及東北部，相對於背風區之台灣南部更是乾燥少雨，而此次個案，台灣西部的降雨屬於對流性的降雨，對流的時間長，且區域範圍廣。利用中央氣象局客觀分析場，計算兩次對流在300hPa及200hPa上，台灣至大陸東南沿海地區，具有較大的輻散值，而在850hPa及700hPa上，則有較大之輻合值，輔以500hPa的Q-Vector處在有利於強迫上升運動區(圖未示)。因此雷雨的生成與發展，除綜觀天氣條件的配合

外，冷暖平流所造成的擾動混合，為雷雨發展的主要來源，而冷暖空氣所夾帶豐富的不穩定能量，配合高層變化不大的冷乾空氣，構成雷雨發展的動力和熱力機制。而19日入夜後發生雷雨時，從斜溫圖顯示對流可用位能值很小，但底層冷空氣對暖空氣的抬升、高飽和水汽作用及噴流軸南移所造成的強烈垂直風切，仍提供對流發展的熱力及動力條件，除了雷雨甚至產生冰雹現象。

五、結論

2002年12月18至20日東南沿海地區對流系統發展，在台灣地區寫下罕見的冬季雷雨與冰雹紀錄，對久旱缺水的台灣地區固然增加了部分的雨量，但造成部分農作物及人員的損害。對氣象研究人員而言，卻也提供瞭解氣候異常時天氣預報的技術的機會。以綜觀天氣環境具有特徵：中、低層大氣具有暖濕平流及輻合、高層有利於舉升運動的強烈垂直風切，與陳泰然等四員於1998年在「台灣北部伴隨冰雹之春季飆線個案研究」研究類似，顯示天氣預報必須以當時天氣系統、各項要素的特徵來判斷，不能執著於氣候因素。

中低層的冷、暖平流差異所造成的混合擾動，為雷雨發展的主要來源，夜間雲系輻射冷卻也提供一部份的效果。另外，近地面局部地區擾動的增加，也加強了雷雨的發展。

致謝

感謝葉展明學長提供氣候上的資料和黃皓軒、王信富及蘇建豪等三位學弟的幫忙，並感謝潘主任的指導才能順利完成這篇報告。

參考文獻

黃文亭、陳泰然，2001：台灣北部地區冬季劇烈天氣事件的診斷分析研究。大氣科學，第三十期，P.217-P.239。

空軍氣象聯隊，1997：高空氣象探空資料應用與分析。空軍氣象在訓教材，

P.25-P.28。

陳來發，1983：台灣冬季反常大雨個案研究。氣象學報第三十卷第三期，P.11-P.30。

陳泰然、周鴻棋、楊進賢、陳熙揚，1999：台灣北部伴隨冰雹之春季飆線個案研究。大氣科學，第二十七期，P.257-271。

A case study of the winter thunderstorms occurring in Taiwan during December of 2002

Wu Dong Chou Cheng Ming Chang

Weather Center, Weather Wing, C.A.F. R.O.C.

Abstract

During December 18~19 2002, two separate convective systems, developed along China's southeast coastline. As the two respective systems traveled eastward, they began to intensify and it wasn't before long they started to affect Taiwan. However, what makes this particular event special is the fact that it caused the rare occurrence of thunderstorms and hail throughout the island.

Therefore, this study seeks to understand this unique weather phenomenon by analyzing its synoptic environment and mesoscale processes through several sources of information just like weather maps, auxiliary charts, satellite images, ground-based observational data, radiosonde and radar data.

Analytical studies indicate although the two systems formed under different conditions, where one developed in front of the cold front and the other formed behind, throughout the thunderstorm's different development stages, a warm mist southwest air flow with a wind speed above 25kts was evident from South China to Taiwan between 850hpa to 700hpa. Moreover, from 500hpa to 300hpa, the air flow could be seen a head of the upper-level, located at the southern part of its strong winds. Therefore, with the high level jet stream producing disturbances at the middle and low levels, along with the continuous supply of warm mist air from the low level jet, the kinetic and thermal properties within Taiwan's atmosphere was extends unstable.

In regards of the mesoscale process, the advection and convergence of cold and warm air from the middle to lower atmosphere provide a basic source of energy to the convection of the atmosphere's lower levels. In addition, the lifting of warm air from the cold air below also served as a source, and the positive vorticity advection from the non-divergent layer further increased the lower atmosphere's convergence.

Finally, from the fact that the convection systems began to develop during that afternoon showed that the radiant cooling from the cloud tops also played a pivotal role in the processes.