

台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵

陳泰然

國立台灣大學 大氣科學研究所

(中華民國七十九年三月三日收稿；七十九年三月三十日定稿)

摘 要

本文利用1983-1987年5-6月梅雨季地面每6小時資料，以 0.5×0.5 度經緯度網格方塊，分析台灣地區中尺度低壓之氣候特徵，探討其頻率之時空分佈、生命期、旋生強度與強度日夜變化。

發現主要旋生區在台灣東南近海、西北部與西南部沿海，生命期平均為15.5小時，東側者較西側者為長，且強度較強，海上者亦較陸上者為強。中尺度低壓之形成與強度日夜變化，可能均受氣壓半日波影響，唯強度大者所受影響較小。

關鍵詞： 中尺度低壓、旋生、日夜變化、氣壓半日波、地形效應。

一、前 言

當梅雨鋒面經過台灣及鄰近地區時，生命史短且垂直發展淺的中尺度低壓系統，常在台灣西北部與東南部及其鄰近海域形成，緩慢移動或近似滯留，影響台灣地區之降水(陳，1978；陳與蔡，1978；陳與紀，1980)。陳(1978)利用台灣氣候梅雨期(5月15日-6月18日)之六年(1972-1977)資料，分析台灣地區中尺度低壓與降水量之關係，發展中尺度低壓總數與台灣各地降水量有顯著相關，在台灣西側兩者成正相關，台灣東側則反是。由中尺度低壓頻率及旋生分佈圖所示，顯見有利中尺度低壓生成之區域，主要集中在台灣沿海具有氣旋式曲率的海岸附近，此種中尺度低壓的生命期平均約為12小

時，在梅雨後期其生命期有增長趨勢。隨後陳與紀(1980)又進一步研究台灣梅雨季之中尺度降水與中尺度低壓之關係，獲知中尺度低壓在導致台灣地區豪雨之重要性。例如低壓在新竹沿海時與降水之關係比在其他地區者密切，顯示除地形作用與原已存在的中尺度對流系統外，新竹沿海之中尺度低壓亦為增強西南氣流導致暴雨(雨量 >60 公厘/6小時)與大雨(雨量 >10.1 公厘/6小時)之可能機制。

徐(1971)分析1907-1970年台北豪雨，發現梅雨期之豪雨有70%伴隨鋒面上移動性中尺度低壓系統。陳與吳(1985)利用1965-1984年梅雨季台灣北部發生之35次豪雨個案，以每三小時一次之地面天氣圖，對由豪雨前36小時至後24小時間影響台灣地區之低壓加以分析、追蹤及統計，發現豪雨發生時

，有移動性中尺度低壓出現之個案計有19次，占35次豪雨個案之55%，這些中尺度低壓大部份出現在台灣北部鄰近地區。這些移動性中尺度低壓除發生於地面之外，亦可有850 mb上以中尺度氣旋式環流出現。所選35次豪雨個案，此種850 mb低壓環流計有8次。此處所謂中尺度低壓環流，係指豪雨發生時，有850 mb低壓環流直接影響台灣北部地區者而言。

上述這些研究結果顯示，梅雨期中尺度低壓(移動性/滯留性)與降水之關係至為密切，且有時與豪雨之發生可能有直接關連。TAMEX實驗計畫有關中尺度低壓方面之應用研究問題(陳, 1986)，除探求中尺度低壓與中尺度對流系統之關係外，亦興趣於中尺度低壓與降水強度及分佈關係之了解，以提供改進降水及豪雨預報之參考。有關中尺度低壓與豪雨之研究，將另文討論，本文主要目的在於探討中尺度低壓之氣候特徵，主要原因乃在於這方面之知識與了解仍然十分有限(陳, 1978; 1986)。希望透過地面稠密的觀測資料分析，以了解中尺度低壓之頻率分佈、生命期、強度及其日夜變化之特徵。

二、資料與分析

陳與紀(1978)以日降水量 ≥ 25 公厘之機率大於50%者，及平均日降水量 ≥ 10 公厘者為梅雨鋒面影響範圍之標準，發現兩種定義結果一致，北部地區為鋒後300公里至鋒前400公里，南部地區則為鋒後200公里至鋒前500公里，各地影響範圍平均皆為700公里，此為梅雨雲帶之平均寬度。基於梅雨鋒面雲帶範圍之考慮，在5、6月間若(1)在北緯21~26度，東經118~124度範圍內(圖1)，有鋒面存在，且(2)中央氣象局所屬29個測站(包括北部地區大屯山、五指山、大尖山、四十分及25個二、三、四等測站)，有1/3以上連續降雨達四天，則滿足此兩條件之第一日即訂為本文之入海；當鋒面離開且不再回到上述範圍，或即使再進入上述範圍，但其降水未符合(2)之條件，則於滿足此兩條件最後一日之翌日即訂為出梅；根據此二條件定義出1983~1987年之梅雨期，如表一所示，平均梅雨季，由入梅至出梅時間，為39天。比較由任一特定測站以雨日、雨量或降雨機率來定義之該地梅雨季為長(例如：

表一 1983—1987年梅雨期(定義詳見文內)。

年次	入梅	出梅	日數
1983	5月7日	6月21日	45
1984	5月13日	6月13日	31
1985	5月26日	6月21日	26
1986	5月10日	6月14日	35
1987	5月2日	6月27日	57

陳與吳，1978；徐與紀，1974；王，1970)。因條件較寬，故梅雨季較長應屬合理，可視為台灣地區之梅雨季長短約為40天。

為獲取較合理之中尺度低壓資料，利用具有較密集測站資料之每日0300、0900、1500與2100 UTC中央氣象局繪製之東亞區域地面天氣圖，對1983-1987年5-6月梅雨期(表一)資料進行21-26°N與118-124°E範圍之再分析。本文之中尺度低壓定義為(1)在地面天氣圖等壓線以1毫巴為間距，可分析出明顯之氣旋式風場，且其中心氣壓較周圍環境為低者；(2)雖無明顯氣旋式風場，但中心氣壓較四周環境低，且可以1毫巴間距分析出封閉之等壓線者。陳(1978)及陳與紀(1980)亦曾有類似之定義，即以1毫巴間距分析具有封閉等壓線，且同時必須具有氣旋式風場者，兩者相較本文所採標準較寬，故分析出中尺度低壓數較多。

中尺度低壓第一次出現，即為旋生；由旋生至消失之時間，即其生命期。每6小時分析一次之天氣圖上出現之中尺度低壓，均在圖1所示之0.5°×0.5°經緯度網格方塊分別計次分析。為分析台灣東西兩側與海陸差異，其涵蓋之網格與畫分邊界，如圖1所示。

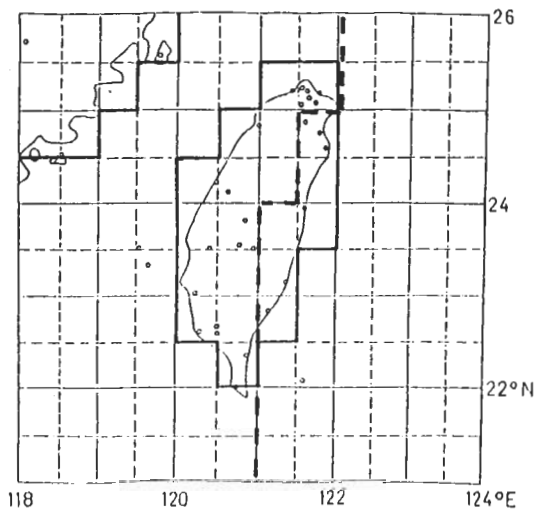


圖1 分析範圍內之海陸網格方塊畫分(粗實線)與台灣東西側之畫分(粗虛線)。

三、頻率分佈

分析區內旋生總數為177個，平均每個梅雨季有35.4個，由表一所示平均梅雨季39天，即每天平均約有一個中尺度低壓產生。圖2為旋生頻率與低壓出現頻率分佈，其一般分佈特徵與陳(1978)所分

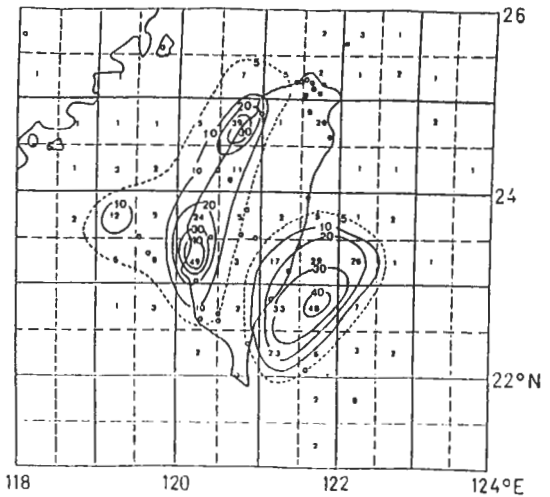
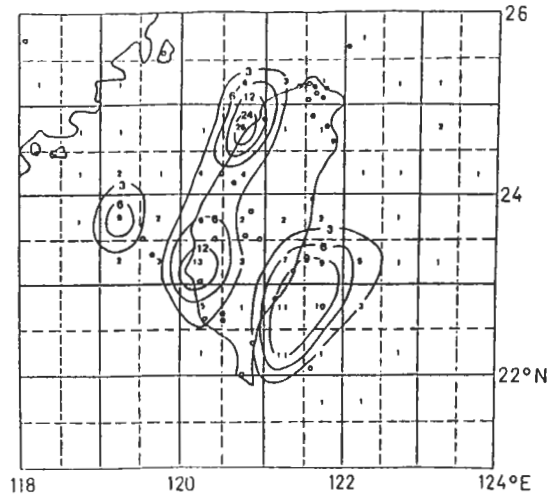


圖2 1983-1987年5-6月梅雨期每0.5度經緯度網格方塊內之中尺度低壓(a)旋生次數(頻率)與(b)每6小時之出現次數(即低壓頻率)。

析之1972 - 1977年梅雨季結果相似。旋生有利區出現在台灣西北沿海、西南沿海與東南近海，澎湖西北附近地區亦出現相對最大值，此點在陳(1978)圖內雖未確切顯現，但亦有此相對最大值之跡象。圖2a與陳(1977)所得東南近海旋生頻率相近，但在西部沿海及海峽之頻率則較大，此乃因本文所採中尺度低壓標準較寬，故能在該等區域分析出較多中尺度低壓之存在。

低壓出現頻率，亦與陳(1978)所示者相似，最大區頻率大小依序位於台灣東南近海、台灣西南沿海與西北沿海；澎湖西北亦有相對最大區。比較旋生頻率與低壓出現頻率之最大值區，發現兩者所在地理位置相當一致，顯示這些中尺度低壓之滯性特徵，此實意味其生成與維持均受地形效應之影響。

四、生命期

中尺度低壓生命期長短之地理分佈如圖3所示，顯現東南近海者生命期最長，在成功外海達50.4小時，其次為中部沿海(25.5小時)與澎湖西北方海面(21小時)，西北部沿海與西南部沿海最大旋生區之生命期相對較短。177個旋生個案平均生命期為15.5小時，較陳(1978)所得之12小時為長，顯然亦

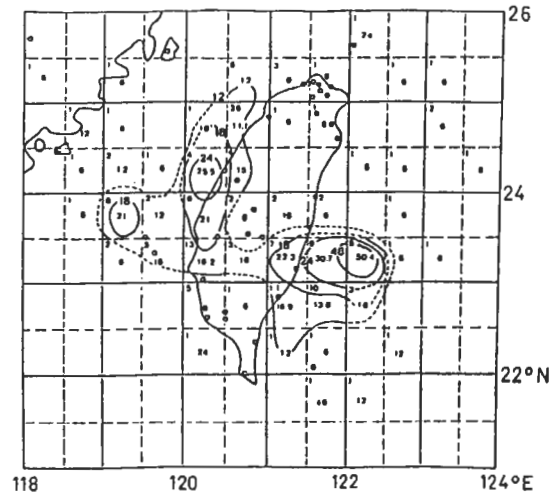


圖3 1983-1987年梅雨季，中尺度低壓生命期分佈。網格左上角數字表旋生個數，中間數字為生命期小時數，個數少於4次者以虛線分析。

因本文中尺度低壓之辨認標準較後者稍寬之故。東側生命期平均18.2小時較西側13.4小時為長，此似意味背風面地形效應在維持中尺度低壓之重要性。

圖4為不同生命期長短之旋生頻率分佈，除曾出現超長生命期114小時與78小時各1個個案外，

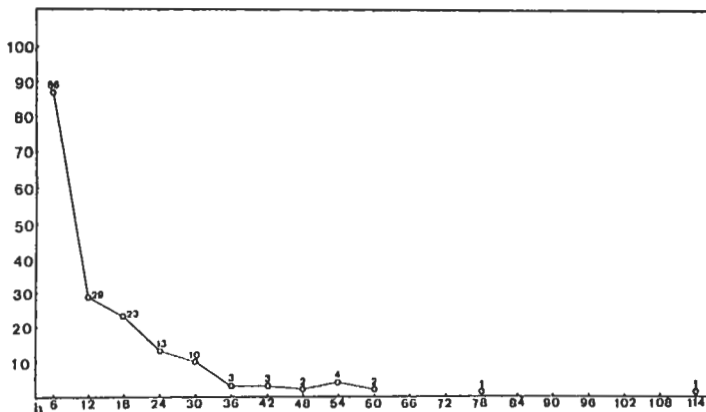


圖4 1983-1987年梅雨季177個中尺度低壓旋生個案，其生命期(X軸，小時)之頻率分佈(Y軸，次數)。

在36 - 60小時之頻率相近(2~4次)，其餘則生命期愈短頻率愈高，唯在36 - 12小時間幾呈線性增加，而由12小時至6小時則驟然增加。其中有65%中尺度低壓生命期較平均為短，僅有35%較平均為長，而生命期超過2天(48小時)者僅6%，超過1天(24小時)者為22%。

五、旋生強度

所分析177個旋生個案，旋生時之平均強度(以中心氣壓定義)為1005.3 hPa，其強度之空間分佈如圖5所示。與圖2比較，顯見東南近海旋生區之強度最大，其次為西北沿海者，最弱者屬西南沿海旋生區之強度。東南近海與西南沿海強度之差異顯示，地形效應在背風區中尺度旋生之重要性。低對流層氣流在迎風面與背風面之絕熱冷卻與加熱過程，導致之迎風面氣壓升高與背風面氣壓下降，顯然已反應在旋生強度之分佈裡。

這些旋生個案在旋生時之強度，其頻率分佈如圖6所示。近乎平均強度(1005.3 hPa)之次數最多，分別向漸增與漸減之強度遞減，幾近對稱。台灣東西兩側各強度之頻率分佈則有顯著差異，東西兩側平均強度雖然接近，東側為1005.0 hPa 西側為1005.6

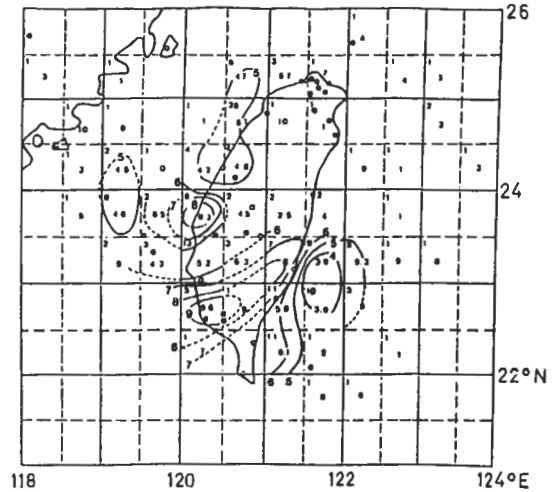
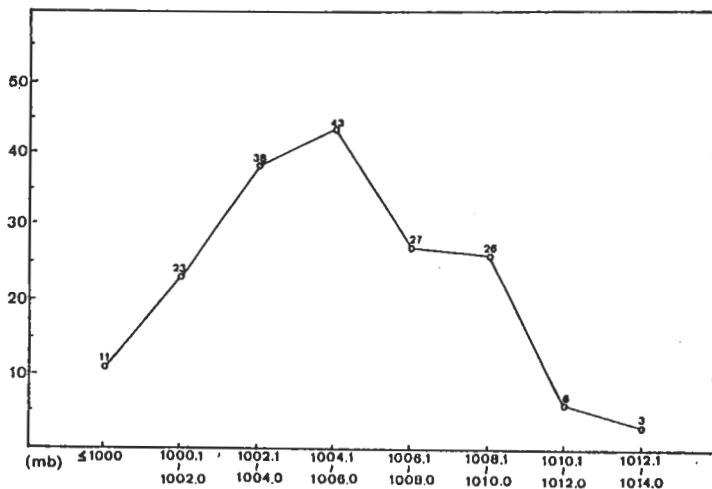


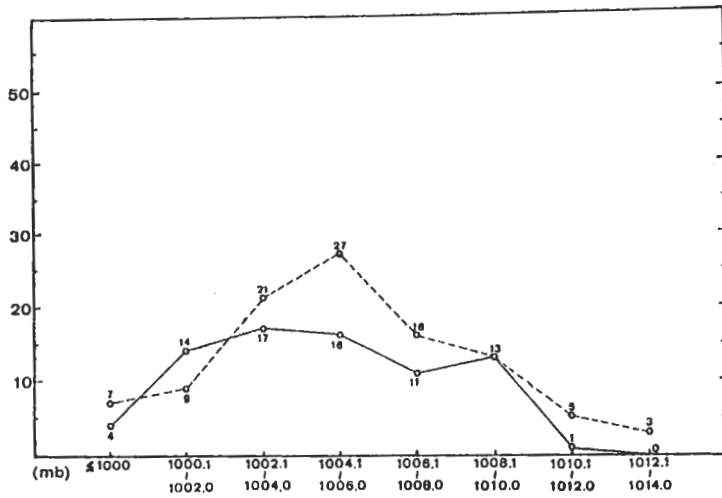
圖5 1983-1987年梅雨期，中尺度低壓旋生時之中心氣壓強度分佈。網格左上角數字表旋生個數，中間數字為中心氣壓(hPa, 省略1000)。以每1hPa分析，個數少於4次者以虛線表示。

hPa，但西側有頻率最大值(1004.1 - 1006.0 hPa)，在東側則無，在1000.1 hPa至1010.0 hPa間之出現機率相近，除在1000.1 - 1002.0 hPa之強度外，其他強

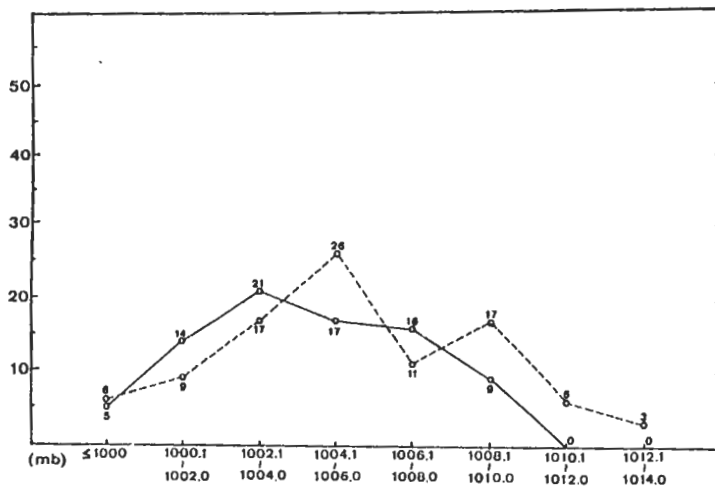


(a)

圖6 (圖說見下頁)



(b)



(c)

圖6 1983-1987年梅雨期中尺度低壓旋生時低壓中心強度(X軸, hPa)之頻率分佈(Y軸, 次數)。(a) 177個旋生個案, (b) 東側76個旋生個案(實線)與西側101個旋生個案(虛線), 與(c)海上82個旋生個案(實線)與陸上95個旋生個案(虛線)。東西側畫分與海陸畫分如圖1所示。

度之旋生個案數，西側均多於東側。海上平均強度(1004.7 hPa)較陸上者(1005.9 hPa)稍強，此可能為邊界層摩擦輻合陸上較海上為大之一種反應。海上頻率出現早高峰，在1002.1 - 1004.0 hPa；陸上則為雙高峰，分別出現在1004.1 - 1006.0 hPa，與1008.1 - 1010.0 hPa。較強之旋生個案(< 1004.0 hPa)海上較陸上為多，較弱之旋生個案(> 1010.0 hPa)則反是。

六、低壓強度日夜變化

在0300、0900、1500與2100 UTC (即1100、1700、2300與0500 LST) 所出現之低壓次數分別為124、140、86與106個，其中心氣壓平均為1005.6、1004.3、1005.2與1004.5 hPa，兩者隨時間之變化有相同趨勢，即由0300 UTC至0900 UTC之低壓數增加則強度增強，由0900 UTC至1500 UTC之低壓

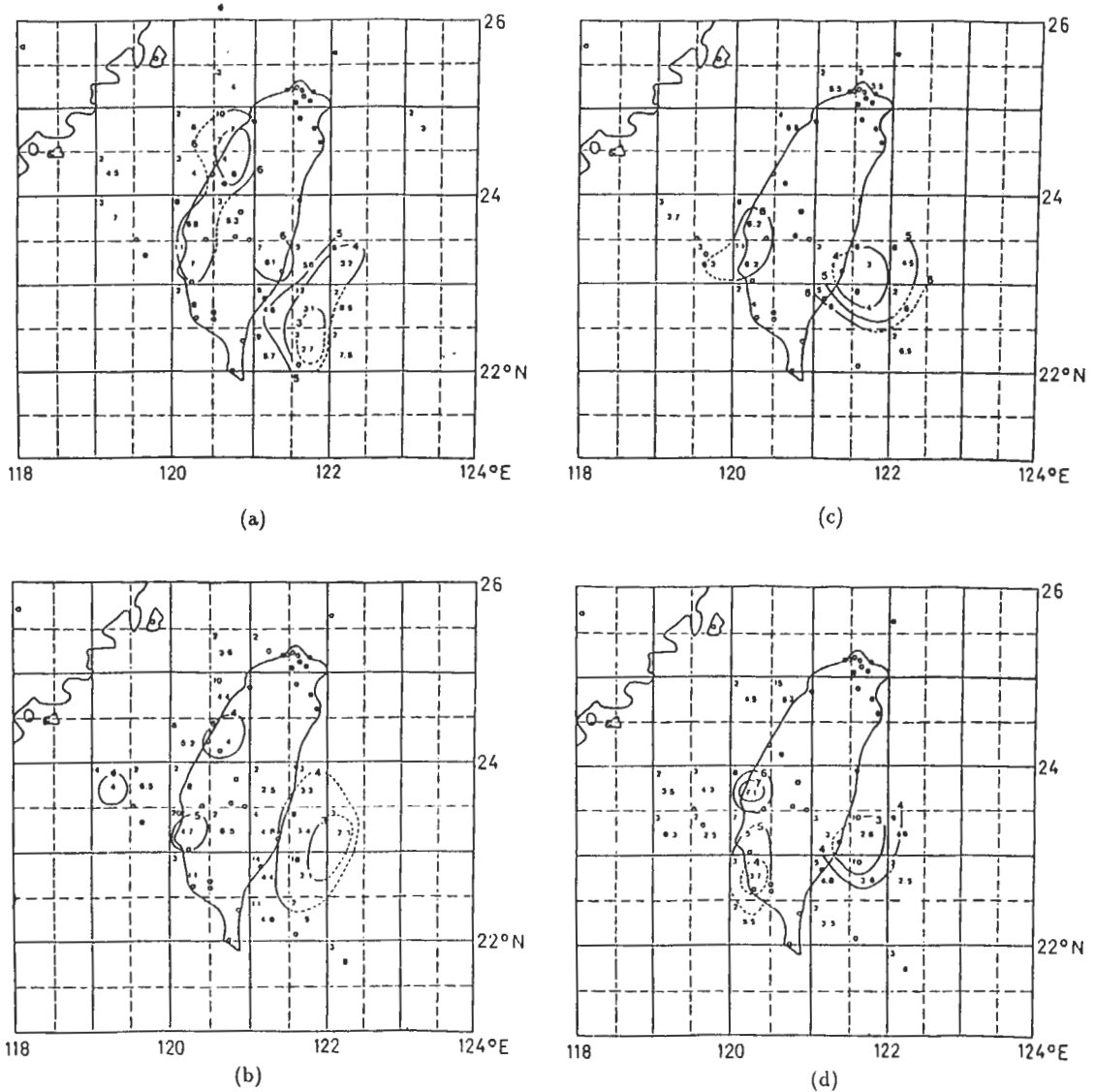
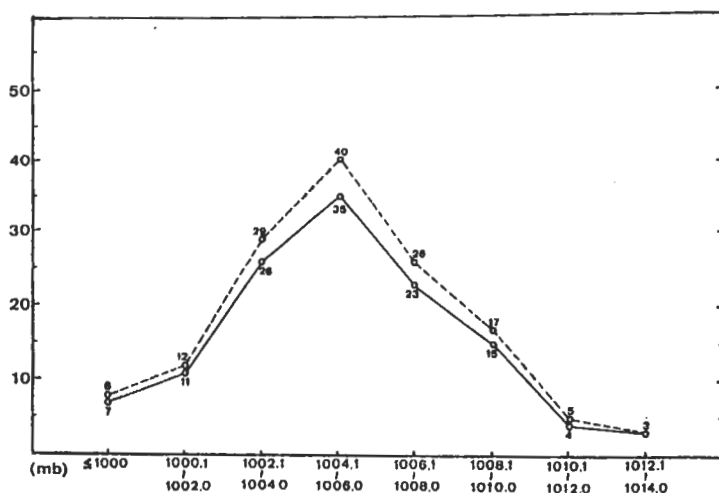


圖7 1983-1987年梅雨期在(a) 0300 UTC，(b) 0900 UTC，(c) 1500 UTC，與(d) 2100 UTC所出現之中尺度低壓強度分佈。餘同圖5。

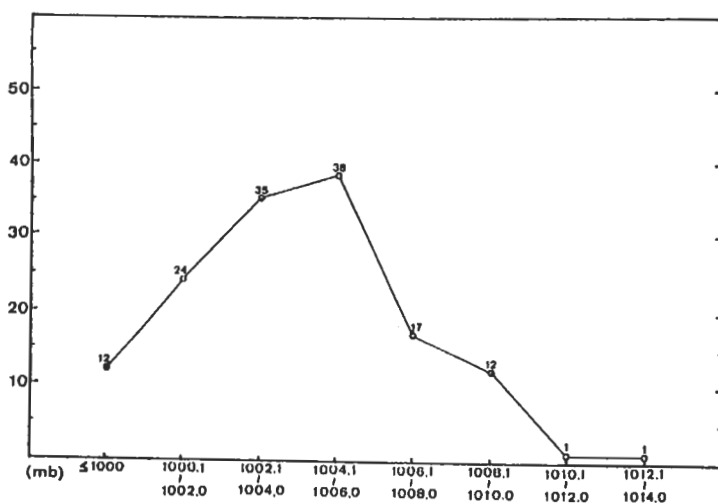
數減少則強度減弱，1500 UTC 至2100 UTC 與2100 UTC 至0300 UTC 之變化亦然。此種低壓強度日夜變化趨勢與台灣地區氣壓日夜變化趨勢一致。以台北為例，7月份與上述同一地方時之海平面平均氣壓氣候值為1009.4、1007.8、1009.5與1008.7 hPa，顯然這些低壓強度之改變受氣壓變化半日波之影響甚巨。各時間低壓中心氣壓之空間分佈如圖7所示

，在低壓主要出現區域之日夜變化，不論東西側或海陸，均與上述平均之日夜變化有相同之傾向，在0900與2100 UTC 較強，0300與1500 UTC 較弱，唯日夜變化振幅西側較東側為大，陸上較海上為大。

圖8為各時間出現之低壓，其中心氣壓強度之頻率分佈。除2100 UTC 最大頻率出現在1002.1 - 1004.0 hPa 外，其餘時間均在1004.1 - 1006.0 hPa 。

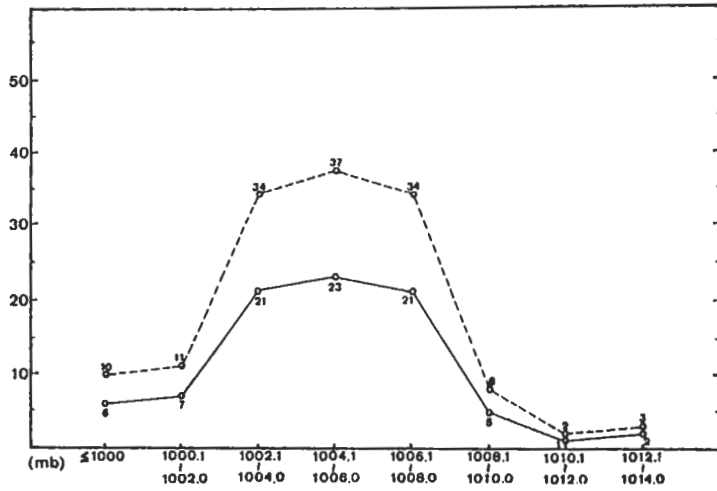


(a)

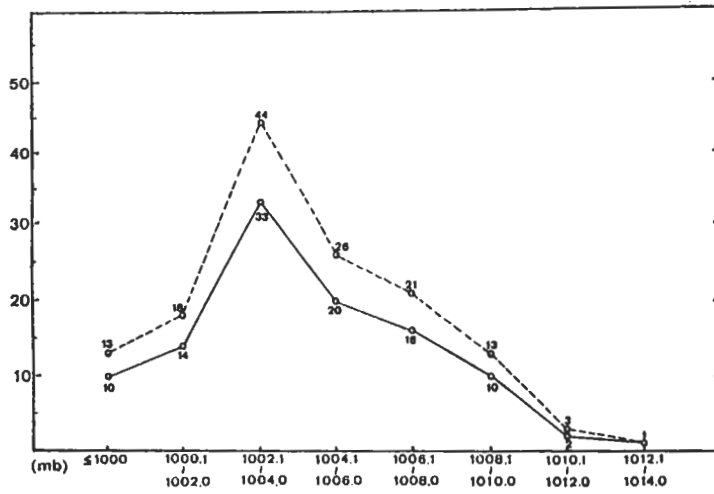


(b)

圖8 (圖說見下頁)



(c)



(d)

圖8 1983-1987年梅雨期，中尺度低壓出現在(a) 0300 UTC，(b) 0900 UTC，(c) 1500 UTC，與(d) 2100 UTC之中心氣壓強度(X軸，hPa)之頻率分佈(Y軸，次數)。虛線為以0900 UTC(頻率最大)做參考依據之標準化分佈。

若將各時間出現較平均為強之低壓數做一比較，顯然其日夜變化與氣壓之日夜變化一致。由0300 UTC至2100 UTC， <1000 hPa之低壓數分別為7, 12, 6, 10； <1002 hPa之低壓數為18, 36, 13, 24； <1004 hPa之低壓數為44, 71, 34, 57；再度顯示上述低壓強度之改變受氣壓日夜變化影響之重要性。

七、討論與總結

本文利用1983-1987年台灣梅雨期地面每6小時資料，分析中尺度低壓之氣候特徵，所求得三個主要旋生區分別位於東南近海、西北沿海與西南沿海(圖2)，與陳(1978)所分析之1972-1977年梅雨期結果一致。Lin(1989)的非線性半地轉理論，在適當之環境氣流與地形及非絕熱冷卻過程之交互作用下，可在三區產生與觀測相近之中尺度低壓。陳與俞(1990)對TAMEX第一階段IOP 2與IOP 3之兩個個案分析，則認為台灣西側之中尺度低壓之形成與維持，可能不能忽略海岸曲率與海陸摩擦差異之角色。本文對所得三個主要旋生區之旋生過程，除東南近海者為在梅雨季低對流層西南/西南西氣流背風面之地形效應產生之結果較為確定外，對於西側旋生個案之可能機制無法做進一步之區分。

所分析之中尺度低壓生命期(圖3)，東側長於西側，再度顯示背風地形效應之重要性。這些中尺度低壓有94%之生命期少於2天(圖4)，因為其水平尺度僅100-200公里，且一般均淺，大部份可能在5000呎以下，故生命期短。而生命期長於2天之低壓均出現在東側，由於低對流層盛行西南風，顯然地形效應在該區旋生與低壓維持應為主要機制。

在北回歸線以南之東西兩側旋生強度有顯著差異(圖5)，東側強而西側弱，恰如預期。因當氣流於西側爬山時絕熱冷卻而東側則下沉絕熱增溫，故在靜力平衡之假定之下氣壓呈西高東低之分佈應可預期，而使西側由其他過程導致之低壓減弱。旋生時低壓強弱海陸亦有所不同，海上較強而陸上較弱

(圖5, 6)。海上較強不僅出現在東南近海之低壓，在澎湖附近者亦然。因中尺度低壓較淺，為近地層內之現象，此種強度之海陸差異可能因海陸摩擦差異而來，陸上摩擦輻合較海上為大，故中尺度低壓強度較弱。

中尺度低壓之個數與強度均有明顯之日夜變化(圖7)，1700 LST與0500 LST個數較多強度較大，1100 LST與2300 LST個數較少強度較小，此種變化與台灣地區海平面氣壓日夜變化之半日波趨勢一致，此種差異在較強之低壓(<1004.1 hPa)更為顯著，1700 LST與0500 LST計有128個，而1100 LST與2300 LST僅有78個(圖8)，顯然中尺度低壓之形成與強度均受氣壓半日波影響。台灣西側之中尺度低壓與降水關係密切(陳, 1978; 陳與紀, 1980; 陳與俞, 1988)，故此種日夜變化是否亦為降水日夜變化之一個因子，實有待進一步之研究。另一有趣的現象為北回歸線以南之東側低壓較西側為強，但日夜變化振幅較小，海上低壓較陸上為強而振幅亦較小，此顯示雖然中尺度低壓之形成與強度均受氣壓半日波影響，但強度較大者所受影響較小。

由1983-1987年台灣梅雨季地面中尺度低壓分析之氣候特徵，結果可歸納為以下數點。

1. 主要旋生區發生在東南近海、西北部沿海與西南部沿海。平均每天約有一個中尺度低壓生成，生命期平均約15.5小時，僅有6%超過2天，22%超過1天。發生在台灣東側之生命期18.2小時，較西側之13.4小時為長。
2. 東南沿海旋生強度較西南沿海者為強，顯示地形效應在東側旋生之重要性及對西側低壓強度之影響。
3. 旋生強度海上較陸上為強，可能歸因於中尺度低壓為淺系統，為在近地層內之現象，陸上摩擦力較大使低壓強度較弱。
4. 中尺度低壓數與強度之日夜變化可能均受

氣壓半日波之影響，唯強度大者所受影響較小。

誌 謝

感謝俞家忠教授、張一心先生、楊進賢先生、吳德榮先生、陳正剛先生、蔡怡芬小姐在本研究工作之各項協助，本文在國科會專案計劃NSC 79-0202-M002-20 部份支援下完成。

參考文獻

- 王時鼎，1970：論台灣之梅雨。氣象預報與分析，44，12-20。
- 徐晉淮，1971：台北地區豪雨之研究。氣象學報，17，3，49-71。
- 徐明同與紀水上，1974：台灣梅雨之分析。氣象學報，10，4，25-44。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文彙編，國科會，150-157。
- 陳泰然，1986：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之“實驗設計”。國科會防災科技研究報告75-01號，93頁。
- 陳泰然與吳宗堯，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之先趨研究。國科會防災科技研究報告74-25號，108頁。
- 陳泰然與紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，1，35-47。
- 陳泰然與紀水上，1980：台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究。大氣科學，7，39-48。
- 陳泰然與俞家忠，1990：鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色：TAMEX第一階段之兩個個案，(投大氣科學)。
- 陳泰然與蔡清彥，1978：台灣地區梅雨個案之中幅度系統，觀測誤差與平衡 ω 值之分析。台大大氣科學系研究報告Mei-Yu-002，44頁。
- Lin, Y. L., 1989: A study of flow over a mesoscale mountain with diabatic heating. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, June 22-30, 327-333.

On the Climatological Characteristics of the Mesolow
in Taiwan Mei-Yu Season

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University
Taipei, Taiwan, ROC

(manuscript received 3 March 1990; in final form 30 March 1990)

Abstract

Mesolows in the Taiwan Mei-Yu seasons of 1983-1987 were analyzed for each 0.5×0.5 degree latitude-longitude grid square using 6 hourly surface observations. Spatial and temporal distribution of the mesolow frequency was investigated. The intensity and its diurnal variation were studied.

It was found that the mesolows tended to form over the area to the southeast, northwest and southwest of Taiwan. The mean life time was about 15.5 h and it was longer over the eastern side of the Central Mountain Range than over the western side. The mean intensity of mesolow was stronger over the ocean as compared to that over the land and was stronger over the eastern side than over the western side. The formation and the diurnal variation of mesolow appeared to be affected by the semi-diurnal pressure wave. The stronger mesolows were affected to a lesser degree than the weaker ones.

Key words: mesolow, cyclogenesis, diurnal variation, semi-diurnal pressure wave, orographic effect.