

# 近年來國外梅雨研究之評介

廖學鎰 徐明同

國立中央大學 中央氣象局

## 內 容

1. 梅雨研究簡史
2. 梅雨之天氣特性
3. 梅雨期之氣壓分佈與氣流系
4. 梅雨與大氣環流之關係
  - (1) 梅雨季南北熱交換
  - (2) 梅雨開始之預報
  - (3) 平流層環流與梅雨
  - (4) 梅雨終止之預報
  - (5) 梅雨異常現象
    - (一) 乾梅雨
    - (二) 梅雨末期之豪雨
5. 遠東之梅雨鋒
  - (1) 梅雨與夏季亞東季風
  - (2) 梅雨鋒帶模型
  - (3) 梅雨鋒帶結構特性
6. 梅雨鋒帶豪雨之水收支分析
7. 梅雨鋒帶與中間尺度擾動
  - (1) 中間尺度擾動
  - (2) 中間尺度擾動的結構
  - (3) 中間尺度擾動之能量收支
  - (4) 中間尺度擾動與回波群
  - (5) 中間尺度擾動之不穩度理論與數值模擬
8. 中尺度擾動與豪雨
  - (1) 綜觀尺度低氣壓附近之降雨
  - (2) 有帶豪雨的中尺度擾動
  - (3) 內部重力波與積雲對流之相互作用
  - (4) 中尺度回波群的帶狀結構與下層噴射氣流
9. 今後之研究主題

## 一、梅雨研究簡史

梅雨是遠東特有的氣象現象，因此梅雨的研究，主要由國人與日人氣象學者所做。世界上最早研究梅雨現象的人是俄國氣象學者Woeikoff (1870, 1878)。他主張梅雨是季風所引起之地形性降雨

。其次Baba (1894, 1895) 主張，梅雨季日本附近的氣壓分佈，形成東高西低的型態，因此低氣壓移動速度普遍減慢，又低氣壓有連續通過日本附近趨勢，誘致持久性降雨，形成梅雨季。但Murano (1895 a, b, 1896) 提倡梅雨新說，主張低氣壓不是梅雨生成的必要條件，自北太平洋流出的空氣，通過海面期間，接受水汽的補給變成潮濕。此潮濕空氣浸入日本時受地形的強迫上昇，引起地形性降雨而形成梅雨。Nakamura, G. (1895) 批評Murano的梅雨新說；梅雨季通常風速較小，因此地形強迫的氣流上昇作用小，不能說明梅雨的生成，而主張Baba的梅雨說中的低氣壓，是梅雨生成的必要條件。Nakamura, Y. (1895 a, b) 主張梅雨是發生在冬夏季風交替時期，由海洋性風與大陸性風相碰所引起的，遠東區的雨季。自1894年至1896年，日本氣象學術界，對梅雨說展開熱烈爭論。

1910年Okada提倡梅雨新說；冬季在白令海及鄂霍次克海的海冰，春季逐漸融解，沿千島海流南下，在北海道北方及東方海面，形成較低溫的海水區。空氣受寒冷海水區的冷卻作用，在該區生成所謂鄂霍次克海高壓，滯留在鄂霍次克海附近區域。由鄂霍次克海高壓流出的寒冷東北氣流，在日本附近，與太平洋高壓流出的溫暖潮濕西南氣流相碰，而灌入西南氣流下面。另一方面五、六、七月，長江口及台灣附近由於日射的增強，容易生成熱低壓。此低氣壓東進浸入東海後逐漸發展，但受鄂霍次克海高壓的阻擋，在日本南方海面，形成梅雨季的持久性降雨。1924年Okada由此梅雨說，獲得英國皇家氣象學會的Symons獎。

其後氣象學逐漸發展，Nakada (1931) 及Koenuma (1939) 將鋒與氣團的觀念導進梅雨說中。位置在鄂霍次克海的海洋性極氣團，與位置在西北太平洋的海洋性熱帶氣團，相碰在日本附近生成所謂梅雨鋒。在此季節，雨氣團勢力相等，因此梅雨鋒呈現滯留狀態，誘致日本附近的持久性降雨，形成梅雨季。

關於鄂霍次克海高壓的成因，如果Okada (1910)的主張是正確，該高壓應該是高度較低的冷心高壓。但根據Fujita(1943)的分析，鄂霍次克高壓是高度很高的暖心高壓，故Okada之主張顯然不對。

此問題延至第二次世界大戰完結後，高層大氣觀測普遍發展，有充分高空資料以資分析後才了結。即Okuta(1951)做廣範圍700 mb面分析，發見梅雨季之鄂霍次克海高壓顯然是阻塞高壓(blocking high)。Murakami(1951)分析梅雨季高空氣流狀態，發見梅雨期遠東區的高空噴射氣流分裂變成兩條。其中的一條是對應於梅雨鋒的高空強風軸，通過日本附近的副熱帶噴射氣流，Murakami命名此噴射氣流為梅雨噴射氣流。另外一條是通過日本北方的極鋒噴射氣流。北兩條噴射氣流在比太平洋上，合流變成為一條。梅雨噴射氣流下，通常生成有氣流輻合，大氣狀態成為容易降雨的狀態。梅雨噴射氣流消失時，換而言之，遠東區噴射氣流的雙重結構消失時，遠東區梅雨即終止(Murakami, 1951, 1955; Suda and Asakura, 1955)。梅雨季高空噴射氣流的分裂，是喜馬拉雅山系所引起的現象。以大氣環流的觀點而言，遠東區特有的梅雨現象，是北半球規模的大氣環流季節變化的一部份。以此觀點下的梅雨研究，在1950及1960年代急激發展，對梅雨長期預報有很大的貢獻。

梅雨期間的豪雨所引起的水災，是防災上迫切需要解決的問題。豪雨是尺度較小的大氣現象，故單靠經常氣象觀測網的資料來做研究，因資料不夠稠密，時間間隔太長，不能滿足研究的需求。日本氣象研究所，自1968年4月至1973年3月，執行「梅雨末期集中豪雨特別研究計劃」五年。首先動員氣象廳以及各大學各研究機構的觀測陣容，自1968年7月8日至1972年7月6日間，共計做五次特別觀測。其觀測項目包括地面觀測、高層觀測、雷達觀測、飛機觀測、船舶觀測等。資料已由氣象研究所(MRI, 1969)及東京大學海洋研究所(Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1969)印刷供應各研究機構使用。此研究計劃報告書已經出版(JMA, 1974)，對梅雨季豪雨研究有很大的貢獻。

## 二、梅雨之天氣特性

Okada(1910)以氣象要素的年變化，討論梅雨的天氣特性。梅雨季連續的陰雨天氣，呈現雲量之最大，降水量之增加，風速之最小，濕度高等現象。氣溫在梅雨期間顯示上昇趨勢，但其上昇率比較梅雨季前後較小。據Takahashi(1969)之研究，梅雨期間高空西風減弱，氣壓系移動速度為年間最遲時期。

Nemoto(1965)研究梅雨之天氣經過，得如圖一之模式。即梅雨預兆，梅雨前好天氣，梅雨開始，梅雨前期，梅雨中間休息期，梅雨後期，梅雨終止等。又根據雨量調查發見，梅雨前期與後期雨量顯然不同，前期為連續性小雨型降雨，雨量較小，後期為驟雨型降雨，雨量較多常有豪雨成災。

據Oosawa(1951), Nemoto(1952), Momose(1966), Maejima(1968), Takahashi(1969)及Okawa(1976)之調查，梅雨開始在琉球為5月27日，九洲南部為6月2日，日本西部為6月7~9日，日本東部為6月11~12日，日本北部為6月24日。梅雨中間休息期在日本西部及東部，常發現在6月15~25日。梅雨終止在琉球為6月28日，日本太平洋沿海區地區為7月15日，日本海沿海區為7月18~19日，日本北部為7月20~25日。

於此應注意者，梅雨開始日期，梅雨終止日期等，有顯著之特異日(Singularitg)特性，以東京為例說明之。東京之梅雨開始日期之頻率分佈，在5月15日，5月26日，6月6日有顯著極大。對梅雨終止日期頻率分佈而言，在7月6日及7月23日有顯著之極大。即東京梅雨開始及終止日期頻率分佈，不是以標準日期6月11日及7月15日為中心之正規分佈，顯然有特異日特性(Sato 1972)。

梅雨天氣之長期變化，Ohtani(1933)及其後之研究(長期預報 Technical Note, No.3, 1966)顯示，經由1920年代之少雨期，及1950年代之多雨期，在1960年初期一時變成少雨期，最近有多雨趨勢。又1920年代梅雨終止較早，而1950年代梅雨終止較遲延，與上述梅雨雨量大致相一致。據Kashihara(1968)之研究，近年春夏季大氣環流季節變化有遲延趨勢，而東京

及仙台之梅雨開始日期，自1946年以後有落後趨勢。

### 三、梅雨季之氣壓分佈與氣流系

綜合Okuda(1951)及Takahashi(1955, 1963)之研究，梅雨季之典型的地面天氣圖，例如圖二。北方之鄂霍次克海高壓及南方之太平洋高壓，均呈現滯留狀態。此兩氣團在日本附近相碰，形成滯留鋒，而小規模低壓在此鋒上東進。典型的高空氣流例如圖三。即鄂霍次克海上有阻塞高壓，而其西方有顯著波槽。高層西風帶強風軸分裂成兩條，南方之副熱帶噴射氣流走向西南方通過日本附近，高緯度之極鋒噴射氣流走向東西方，於北太平洋上合流成一條。此兩噴射氣流中間，鄂霍次克海上有高壓，中國東北附近有低壓滯留。即高層西風帶氣流有強烈蛇行特性，平均緯向風較弱，呈現低指數狀態，此為阻塞現象之典型的例子。

Kurashima (Nemoto et al. 1959) 研究亞東季風之演變，提倡季風與梅雨季前後的氣壓分佈關係模式，如圖四中所示。圖(a)表示夏季季風之交替期，西藏高原北方之高壓，經過華中、日本而東進，在中緯度高壓帶呈現好天氣。此高壓通過後西側，西南季風系之舌狀潮濕氣流（通常稱之為濕舌）浸入日本上空，呈現與梅雨相似之天氣，此為5月中下旬之所謂“梅雨預兆”。圖(b)表示西南季風爆發，即5月下旬至6月中旬之期間，通過西藏高原南方西風帶的消失，西南季風急激的浸入印度上空，同時發生西南季風系的東方伸張等現象。而在鄂霍次克海阻塞高壓之形成，與我國東北之滯留性低壓之形成等變化，誘致梅雨鋒之形成。我國與日本之梅雨因而在此期間開始。圖(c)表示梅雨後期，即北太平洋之副熱帶高壓逐漸擴大範圍並北移，因此其環流系邊緣可達日本上空。又西南季風、東南季風與繞極西風等三氣流在中國上空輻合，而濕舌由此處沿副熱帶高壓北緣向東伸張，抵達日本上空。此時期之副熱帶高壓很穩定，因此濕舌滯留不動，而在日本各地誘發豪雨。圖(d)表示梅雨終止後之東南季風最盛期，即西南季風向西後退以後，北太平洋之副熱帶高壓圈之氣流系，即東南季風系伸展整個遠東區。梅雨鋒消失梅雨終止，遠東區完全進入夏季(Suda 1965)。

由上的模型可以了解亞東季風，與梅雨的相關

關係相當密切。Suda and Asakura (1955), Asakura(1968 a), 研究印度西南季風的日期，與東京梅雨開始日期的關係，得如圖5的結果，兩者開始日期，幾乎相同。又Yin (1949), Murakami(1958)證實通過喜馬拉雅山南方的噴射氣流，在印度西南季月開始時期，將北移至喜馬拉雅山北方。

500 mb 面五日平均圖之分類，是長期預報作業上非常重要。據Takahashi and Iida(1955), Hirose, Okuta and Asakura (1955), Takenaga (1960), JMA(1962)等研究，梅雨型500 mb 面五日平均圖，共有四種型態如圖6中所示。圖(a)之場合，擾亂沿噴射氣流進行，而地面高壓之位置大略與正距平區一致。圖(b)是梅雨鋒南移之情形，圖(c)是高壓通過日本北方之情形，而圖(d)是高壓通過日本而緩慢東進時，大陸沿海之波槽發展之情形。總之，遠東區高緯度之西風帶為波脊，中緯度為波槽的相反相位，此種阻塞天氣型為梅雨高層氣流之典型。Kuboki (1971)使用月平均圖作分類研究。

### 四、梅雨與大氣環流之關係

#### (一) 梅雨季南北熱交換

據Sato, I (1972)之研究，每年5月至7月之南北熱交換在亞東區，與鄂霍次克海阻塞高壓有密切的關係。而梅雨是春夏季節變化期間，南北熱交換重要過程中生成的大氣環流所誘致之現象。圖7中表示高度上昇極大區移動經過分佈圖。中國大陸東岸及北太平洋中部之高度上昇，比較亞伯利亞東部之高度上昇顯然緩慢。此種變化對遠東區高緯度與中緯度之相反相位阻塞環流型態之形成有重大關係。

#### (二) 梅雨開始之預報

阿留申群島St. Paul 島(57°09'N, 170°13'W)的氣壓變化，與遠東之梅雨開始有密切相關關係。為追求其綜觀氣象學的意義，Tashiro (1968)使用500 mb面五日平均圖合成圖，做白令海高壓的追綜研究。圖8(a), (b)各表示梅雨開始及梅雨開始前二十天之高度距平圖。圖中顯示白令海波脊逐漸發展並北移，正距平區抵達鄂霍次克海時(在圖(a)中以雙重矢印表示)，梅雨即開始。

Neyama (1963 a, 1967)發見Marcus

島(24°17'N, 153°58'E)上空十八公里高度,出現東風之三十一天後,日本西部的梅雨即開始。Tashiro(1968)及Neyama(1967)之研究成果,可以梅雨開始預報上依據使用。

### (三) 平流層環流與梅雨

晚近關於梅雨的研究中,常常使用平流層環流資料,其主要目的在平流層環流中尋找梅雨開始與終止之預兆現象,以供預報上依據。上述Neyama(1967)之研究,也是屬於此類。

Neyama(1963b, 1967)調查福岡的梅雨開始及終止,與平流層風向風速的關係,得如圖9中所示的結果。即50mb高空風變成東風時,梅雨即開始。而100mb高空風變成東風時,梅雨即終止。梅雨開始之50mb面高度圖,及梅雨終止之100mb高度圖,各例如圖10(a)及圖10(b)。圖10表示平流層中高度愈高,中緯度高壓帶之北移愈早,此為圖9所示結果之原因。(Sato, 1972)

Takasugi and Ikeda(1969)追綜100mb面西藏高壓之東西軸,發見東西軸滯留在北緯三十度之時期,與北緯三十五度日本各地之梅雨期間完全一致,而高氣壓軸北移抵達北緯三十五度時梅雨即終止。

Fujimoto(1969)使用100mb及500mb面五日平均圖,追綜兩高度的高壓之移動,1968年之例子例如圖11。7月中旬500mb面高壓,西進抵達九州南部,而100mb面高壓通常是東進,兩者在東海附近重疊時梅雨即終止。

Neyama(1967)發見Marcus島上空十八公里高度之東風增強達十每秒公尺,並連續五天以上時,由東風增強之日算起,約一個月後梅雨將終止。

### (四) 梅雨終止之預報

梅雨終止預報,已經在(三)節中敘述使用平流層預兆現象之預報法。此種方法以外,尚有使用對流層環流資料的各種預報法之研究。

Sugaya(1959), Hiyama(1959), Kuboki(1968)等,在500mb面五日平均圖合成圖分析中發見,北緯六十度圈附近,原來滯留在西部西伯利亞及鄂霍次克海形成梅雨型環流之波脊開始東進,原先在西部西伯利亞波脊抵達貝加爾湖時,位置在日本附近之波槽突然東移,因而日本附近500mb面高度急激上昇,誘致梅雨之終止。但是

梅雨活動不活躍年份,通常位置在西部西伯利亞波脊不鮮明,因此不能看出上述梅雨終止之環流系演變經過。

### (五) 梅雨異常現象

#### 1 乾梅雨

梅雨兩期期間不是陰雨天氣,而大部份為好天氣時,常稱之為“乾梅雨”。乾梅雨常誘發乾旱及缺水,對農業生產及社會生活有很大的影響。

Nakada(1931), Fujiwara and Araka(1940)之研究顯示日本之乾梅雨有兩種類型。一類是五、六月間鄂霍次克海氣團勢力強盛,梅雨鋒偏南方,至七月梅雨鋒迅速北移,降水甚少因而誘發乾旱,1939年為此例。另一類是太平洋氣團勢力甚強,因而梅雨鋒在北方活動,在韓國誘發豪雨,在日本北部誘發冷害,在日本西部誘發乾旱。Arakawa描製三千公尺高空七、八兩個月平均氣流圖而提倡,1939年之乾旱由高空高壓滯留在日本海所誘發之現象。晚近之研究誘發乾梅雨及乾旱之高空高壓偏南,通常位置在東海。

日本及中國大陸之乾旱,通常發生在東南季風盛行時期。Asakura(Nemoto et al. 1959)研究此種季風提倡日本之乾梅雨生成結構。日本的乾梅雨是圖4(a)中所示之中緯度高壓帶威力堅強,梅雨期間西南季風未能浸入遠東區,而直接變成如圖4(b)所示之西南季風時形成,1958年6月是其典型例子。

晚近對支配夏季日本天氣之東海上空高壓的研究有些進展。Asakura(1968b)發見此高壓與西藏高壓有密切關係,在500mb面上西藏高壓增強時,東海高壓也同時增強。取北緯三十度,東經一百二十度之點代表東海高壓,計算此點之500mb高度與北半球100mb高度之相關關係。東海500mb面高壓增強時,西藏之100mb面高度有兩種變化。一種是西藏100mb高度上昇,同時在烏拉附近及日本東方海上之高壓發展。另一變化是西藏高壓由其標準位置偏離或西藏高壓威力減弱。總之,在東海高壓發展時,同時在烏拉附近生成阻塞型環流,因此東海高壓滯留呈現穩定狀態,在日本誘發乾旱。據Sato,(1967)之研究此種阻塞型環流繼續十至十五天就消失。由500mb高度與300mb, 200mb, 100mb及30mb高度之相關關係,通常500mb面東海高壓發展時,其高層也變成

高壓性環流。據 Hashimoto (1969) 之研究，此高壓是梅雨終止時 500 mb 面高壓與 100 mb 高壓上下重疊，此高壓系發展而形成。1966 年 8 月及 1967 年 8 月是日本西部乾旱高溫的典型例子。

## 2 梅雨末期之豪雨

梅雨季的豪雨，在日本主要集中於梅雨末期，常誘發大水災。於日本水災災害統計顯示，颱風與梅雨末期豪雨為誘發水災之兩大成因。

Matsumoto, Ito and Arakawa (1954), Takahashi, Asakura, Hirose, Iida and Nakamura (1954), Mohri (1956), Nakamura (1957), Takahashi (1963), Kurumi (1969) 等做梅雨末期豪雨的綜觀氣象學的分析研究。強調濕舌及下層噴射氣流之存在，西風帶強風軸之合流，對流不穩定等，對豪雨之生成有很大影響。容後各章中將分別詳細討論此種研究成果。

大氣環流與梅雨降水量之相關研究，Sato, M. (1968) 主張 6 月的多雨是太平洋暖氣團的活動為其主因。Takemaga (1959, 1960) 做梅雨期遠東區 500 mb 面高度偏差分佈分類，提倡四種類型，而其中之西槽型為形成梅雨末期豪雨之類型。通常中東由高壓籠罩，而其南方為低壓帶時，或西藏高壓較弱時，日本西部七月份就多雨。對於梅雨季雨量與 500 mb 面高度之關係，尚有 Kuboki and Asakura (1963) 之定量研究。

## 五、遠東之梅雨鋒

### (一) 梅雨與夏季亞東季風

亞東區之梅雨與夏季季風之開始，幾乎同時開始，因此以綜觀的觀點而言，遠東區雨季梅雨當然與季風有密切的關係。晚春季節位置在中南半島、華南沿海之濕潤帶隨西南季風之浸入北移，至六月中下旬及七月初旬抵達日本列島上空，其後逐漸消失。關於季風已有 Ramage (1971) 之教科書詳盡討論，又該書中也有夏季季風與梅雨關係之有益研討，請參閱。

亞東區之大規模風系及水汽收支研究，Murakami (1959 a, b) 之論文是重要研究之一。他主張亞東區之大規模氣流有四；極鋒噴射氣流，印度西風 (Indian westerly)，其兩者合流之梅雨噴射氣流，及北太平洋西南邊緣之東風等。關於水汽輸送他提倡，梅雨前期印度西風扮演主角，梅

雨後期東風扮演主角，而台灣東方海面是水汽源地。

其次 Saito (1966) 作夏季季風水汽與風系之時間空間的變動分析，而發見濕舌之變動，季風變動與 300 mb 面高壓之運動間有良好之對應。

Kurashima (1968) 以大氣環流之觀點，將亞東季風現象以動氣候的方法表示其特性，而主張夏季季風有兩個時期，一為中緯度季風顯著之期間，另一為副熱帶及熱帶季風之期間。

Asakura (1971 b) 以收支分析證實副熱帶高壓籠罩之海域為水汽源地。

上述三個研究重點放在大規模風系與水收支，但 Yoshino (1965, 1966) 以氣候學的立場作雨區及其他氣象要素，梅雨季分類成為四個階段。

### (二) 梅雨鋒帶模型

以雲的廣範圍分佈狀態，明示大氣環流系的氣象衛星雲照片，對鋒面系之研究甚有用處。使用衛星照片之數字化 (digitized) 資料，Booth and Taylov (1969) 製作北半球之月平均分佈圖，而 Kornfield and Hasler (1969) 製作 1967 年之半月平均之全球分佈圖。於遠東區 Arai and Yajima (1971) 調查遠東區雲分佈之季節變化。

使用氣象衛星照片的梅雨鋒帶之雲分佈研究，計有 Matsumoto, Yoshizumi and Takeuchi (1970) (以後簡稱 MYT), Matsumoto, Ninomiya and Yoshizumi (1971) (以後簡稱 MNV), Asakura (1971 b), Akiyama (1973 a, b) 等，其中僅有 Akiyama 之研究使用數字化資料。

由圖 12 中所示的現象衛星合成照片可以看出，寬數百公里、長數千公里，走向為東西向之雲帶就是梅雨鋒帶。梅雨初期其位置偏南，然後逐漸北移，七月中下旬抵達日本北部時，雲量減少而帶狀也變成不明瞭，其後逐漸消失。

詳細考察圖 12 中之雲帶明瞭地可以看出，由大尺度及中尺度擾亂的雲組織，集合而形成。若取適當期間之平均，可以消去雲分佈之擾亂變動，明瞭地看出平均梅雨鋒的狀態。圖 13 中所示者由 1969 年 7 月 3 日至 11 日的氣象衛星雲照片，求得之平均雲量分佈圖。平均雲量八以上之雲區，由華中經過日本附近延伸達日本東方海上，此為梅雨鋒的綜觀外貌。據 Asakura (1971 b) 及 Arai and Yajima (1971) 研究梅雨鋒帶之多雲量帶

有季節的北移趨勢。

以氣團論而言，梅雨鋒帶之狀態如何？Akiyama (1973 b) 以 Saito (1966) 之氣團分類法，作氣團與梅雨鋒帶的相對位置分析。此季節之氣團分析上，使用 850 mb 面相當位溫分佈較方便。相當位溫  $335^{\circ}\text{K}$  之線，通常在西南季風及東南季風之北方邊緣，而與梅雨鋒帶平均位置（約在北緯三十度至三十五度間）相一致。其北方有相當大之相當位溫南北梯度。據 Kurashima and Hiranuma (1970, 1971) 之研究，東經 135 度以東區域此種相當位溫南北梯度，主要由溫度之南北梯度集中所引起，故在此位置之梅雨鋒帶有極鋒之特性。但對東經 130 度以西而言，相當位溫之南北梯度，主要由水汽量的南北梯度之集中所引起，故此位置之梅雨鋒帶有熱帶鋒之特性。因而 Kurashima and Hiranuma 綜合其見解提倡如圖 14 之梅雨鋒帶模型。

梅雨鋒帶由西南及東南季風系形成，已由 Saito (1966) 及 Asakura (1971 a) 所指摘。晚近 Ninomiya and Akiyama (1974 b)，Yoshizumi (1974 b) 強調，太平洋副熱帶西北象限的大規模風系合流，對梅雨鋒帶之增強作用有所影響。

據 Akiyama (1973 b) 之分析，五日平均雲量四以上之雲區，與降水量 50 mm / 5 day 之雨區大略一致。而由帶狀雲區之北移，降水區隨之北移。至於梅雨季的降水量極大值，發生在 6 月 26 日至 7 月 5 日間梅雨末期之日本西部。此事顯示梅雨末期的豪雨，發生在日本西部之頻率最高。

### (三) 梅雨鋒帶結構特性

梅雨鋒帶結構分析有 Murakami (1951)，Mohri (1954, 1956)，Katow (1956)，Shimada (1966)，Kurumi (1969)，MYT (1970)，MNY (1971)，Akiyama (1973 a, b, c)，Ninomiya and Akiyama (1974 b)，Yoshizumi (1974 a)，Ninomiya (1977) 等研究。

首先考察水汽分佈，圖 15 中所示者為 600 mb 及 900 mb 面上混合比分佈。梅雨鋒帶南方的西南及東南季風範圍的下層大氣，由混合比 13 gm/kg 以上之略均勻潮濕氣團所籠罩。600 mb 面上沿梅雨鋒帶，有混合比 5 g / kg 以上之濕舌由華中向東

伸展。MNY (1971) 證實北方的日本海南部至黃海之整個大氣是很乾燥，此表示此區域有強烈下降氣流 (Murakami 1959 a, b)。沿梅雨鋒帶之暖氣上昇及其北面冷氣之下降，在此種環流中位能度換為動能，顯示梅雨噴射氣流之發展 (Murakami, 1959 b)。

其次考察水汽輸送問題。Flohn and Oeckel (1956) 估計遠東區的月平均水汽輸送量，而證實遠東區有由西向東之顯著水汽輸送，以 850 mb 面為中心，集中於大氣下層。此為鋒面帶上層強烈西風軸與潮濕區之位置所引起。

有關梅雨季之水汽輸送問題，計有 Murakami (1959 a)，Saito (1966)，Asakura (1971 a, b) MNY (1971)，Akiyama (1973 b, 1975) 等研究，而水汽收支結果也有詳細討論。於圖 16 中所示者為大氣下層 (1000 ~ 500 mb) 之可降水量分佈與東海區水汽收支分析結果。可降水量 50 mm 以上之區域，大略與季風區域一致。又考察圖中水汽輸送向量，沿梅雨鋒帶雖然有顯著水汽通量，但是向量向東方增大，即在東西方生成水汽之輻散場。由圖下半之收支分析，可以看出，在東海區由東方邊界流出的水汽量遠比由西方邊界流進的水汽量多，即東西方生成水汽之輻散。但由南方邊界流進之水汽量大，由北方邊界流出之水汽量甚少，在南北方生成水汽之輻合，而此輻合水汽量補償東西方之水汽輻散有餘，形成梅雨鋒帶之降雨水源。換言之，大氣下層中由南方副熱帶高壓環流形成的向北水汽輸送，為梅雨帶豪雨之水源。此與 Ohtani (1954)，Takahashi et al (1954) 等的綜觀氣象分析相一致。

據 Murakami (1959 a) 的分析梅雨期水汽輸送狀態有兩種。梅雨前期由印度方面隨西南季風的向東水汽輸送佔優勢。至梅雨後期即由副熱帶太平洋高壓，隨東西季風的向東水汽輸佔優勢。據 Asakura (1971 a) 之研究上述之水汽收支個別研究例，確實屬於後者之時期。

MNY (1971) 指摘梅雨鋒帶的溫度結構，其特性是濕舌上空的高溫帶 (參圖 18 (b))。此為濕舌中的強烈對流生成之顯熱輸送及凝結熱釋出所引起的現象。(Matsumoto and Ninomiya, 1967)。

於此研討豪雨區之垂直穩定度，通常強烈對流

現象是發生在潛在不穩定區域。此種觀念對雷雨而言是正確的，但對梅雨季豪雨不一定正確。

圖 17 是MNY (1971)求得的沿東經 130 度線的相當位溫  $\theta_e$  剖面圖，圖中斜線區表示潛在不穩定區 ( $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$ )。當時在下層噴射氣流下方之北緯 32 度附近有豪雨。豪雨區南方有顯著潛在不穩定，但在豪雨區潛在不穩定區很薄，約在 900 mb 以下，而其上層至 600 mb 間潛在不穩定消失，呈現中立狀態 ( $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \doteq 0$ ) 因而李查遜數近於零。此為積雲對流之垂直混合作用所引起之現象。Nitta (1971)，Tokioka (1974) 以理論的研究證實，李查遜數很小的成層大氣中，容易生成中間尺度擾動。

在梅雨鋒帶附近，屢次的測得下層噴射氣流 (Mohri, 1956; Yasuda, 1960; Shimada, 1966; Kurumi, 1969, Ushijima, 1969)。據 Matsumoto (1974 a) 的統計，日雨量 100 mm 以上之大雨，其 84% 帶有下列噴射氣流。FDMO (1973) 分析梅雨季資料，計算九州大氣下層風速 (850 mb 及 700 mb 之平均風速) 與風速觀測時間以後六小時之降水量間之相關係數得 0.507，是相當大的相關係數。這是意義下層噴射氣流與豪雨有密切關係。

Matsumoto (1973) 追綜下層風速與降水量之時間經過發見，豪雨發生後隨之下層噴射氣流有逐漸加強之趨勢。

下層噴射氣流在豪雨中之作用有二，一為水汽之輸送作用 (Means, 1954; Matsumoto, Fujita and Asai, 1962)，另一為水平輻散與垂直運動所引起之動力作用 (Beebe and Bates, 1955; Matsumoto and Ninomiya, 1971)。梅雨鋒帶中下層噴射氣流附近空氣很潮濕，因此其水汽輸送作用很大，但對水汽的輻合，下層噴射氣流沒有很大作用。通常在梅雨鋒帶中有強烈對流作用，因此下層噴射氣流之作用，主要在其動力作用。

豪雨區與下層噴射氣流的相對位置關係，有 Matsumoto (1973) 與 Akiyama (1973 c) 之統計研究。豪雨之出現頻率在下層噴射氣流北方零至 200 公里間最高，而下層噴射氣流南方 100 公

里以南，及北方 400 公里以北，豪雨幾乎不會發生。

圖 18 (a) 所示者為沿東經 130 度之緯流垂直剖面圖，圖中明瞭地可以看出下層噴的平均狀態。又在圖中可以看出緯流風速在 850 mb 至 500 mb 間，呈現大略均勻的風速。此事實暗示此處有對流現象引起的水平動量垂直混合作用之存在。

又圖 18 (a) 中斜線區代表，向北有溫度增加區 ( $\frac{\partial T}{\partial y} > 0$ )，而其北緣略與對流昇溫區一致。故下層噴射氣流上方之風速減少，以定性觀點而言，熱力風的解釋尚可以適用。但下層噴射氣流速度場，呈現非地轉風特性。

總之，梅雨鋒帶結構特性，可以梅雨噴射氣流，濕舌及其上空之高溫帶，及其北方之乾燥帶，下層噴射氣流等象徵來代表。

## 六、梅雨鋒帶豪雨之水收支分析

梅雨期間豪雨區附近的水汽收支分析，有 Matsumoto et al (1962), Matsumoto (1968), MNY (1971), Akiyama (1973 b, 1975), Ninomiya (1974 b, 1976), Ninomiya and Akiyama (1976) 等研究，茲將詳細討論此問題。

水汽連續方程為

$$\left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}q + \frac{\partial}{\partial p} \bar{w}q \right) + \frac{\partial}{\partial p} \bar{w}'q' = -m \quad (1)$$

式中  $q$ ,  $\mathbf{V}$ ,  $w$  及  $m$  各代表混合比，水平及垂直的風速分量，及單位質量空氣內的凝結量等。又——代表考察面積內之平均，(') 代表微擾量，於此代表關於積雲對流之物理量。

(1) 式中括號內各項，可以由高層觀測資料直接計算出來。通常稱之為視水份沉 (apparent moisture sink or source)，此量以  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}$  表示得

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}q + \frac{\partial \bar{w}q}{\partial p} \quad (2)$$

(1) 式另外兩項  $\frac{\partial}{\partial p} \bar{w}'q'$  及  $m$  是不能直接由高層觀測求得之。總之，(1) 式表示水汽沉可以由水汽之凝結及水汽垂直輸送引起。



關於梅雨鋒帶的豪雨，我們需要追求的是(1)式各項扮演怎麼樣的角色，並與梅雨鋒帶附近大氣有怎麼樣的關係。本節開頭所提的論文中，使用1972年7月豪雨資料的Akiyama (1975)，明確地顯示豪雨的一側面，於此介紹其研究成果。圖19中所示者為1972年7月豪雨期間的日本列島水汽收支分析結果。Period 1, 2, 3, 4各代表6月29日~7月3日，7月4日~7日，8~11日，及12~15日之各期間。Period 1是下普通雨，2及3是下豪雨，4是下強豪雨的期間。圖19中所示者是(2)式各項從地表面至700 mb，700 mb至400 mb兩氣層做積分的數值，即表示

$$\frac{1}{g} \int \frac{\partial q}{\partial t} dp \equiv \frac{1}{g} \int \frac{\partial q}{\partial t} dp + \frac{1}{g} \int \nabla \cdot \nabla q dp + \frac{1}{g} \overline{(wq)}_1 - \frac{1}{g} \overline{(wq)}_2 \quad (3)$$

各項的數值。

圖19中可以明瞭地看出，豪雨及強烈豪雨期間，700 mb以下的下層大氣中之顯著水份沉(

$\frac{1}{g} \int \frac{\partial q}{\partial t} dp$  之負值)，是由下層大氣中水平水汽通量的輻合引起。而700 mb以上的上層大氣中沒有水平水汽通量的輻合。下層大氣中的水平水汽通量輻合，同時引起突破700 mb面的顯著向上水汽輸送，誘發上層大氣中之水份沉。總之，引起整個大氣(地面至400 mb)的水份沉的根源，是下層水汽通量的輻合。通常在梅雨鋒帶上空的潮濕帶，常稱之為濕舌。根據上述分析，濕舌的成因可以看成，沿梅雨鋒帶水汽輻合所引起。

那麼下層大氣中的水汽通量輻合，是何種結構下生成，這是需要追求之問題。本節開頭所提的論文，大部份將水汽通量分解為東西及南北分量討論，但Akiyama (1975)將水汽通量分解成東南至西北方向，及西南至東北方向的分量討論，較明確地可以顯示其物理意義。

圖20中所示者，係由東海(Area A)及日本列島(Area B)兩區域周圍，流進此兩區域的水平水汽通量分佈圖。日本列島上有豪雨或強烈豪雨時，其上遊的東海區中，由東南方流進的水汽量非常多，由西南方(大陸方向)流進的水汽量很少。即在東海區由東南方指向梅雨鋒帶有多量水汽入

浸。此現象引起指向東北方日本列島區的水汽供應現象。以日本列島區而言，豪雨期間由西南方的東海所供應的水汽量最多，但日本列島有強烈豪雨時，由東南方的水汽供應量相當多，幾乎與其西南方供應水汽量相同，這是一個很重要的現象。若東海區與日本列島區，當做一個區域考察。對豪雨的水汽源而言，沿梅雨鋒帶之水汽流進不太重要，由垂直方向指向梅雨鋒帶流進的水汽，是對梅雨鋒帶中豪雨有很重要的作用。因此對於降水量預報作業上，取垂直於梅雨鋒帶的水汽通量分量，當成預報分析因素是有意義的事情。

考慮垂直於梅雨鋒帶的水汽通量時，不能忽視太平洋副熱帶高壓的環流系統。Yoshizumi(1974a)主張太平洋副熱帶高壓的西北邊線之南風系，隨其北移生成水平輻合與型變，而助長梅雨鋒帶的強化。此與Ohtani(1954)及Takahashi et al(1954)的觀念相似。

最後要提醒大家一個問題。根據上述的研究結果我們已經知道，豪雨水汽源地的太平洋副熱帶高壓中，通常雲量較少。而雲量極大區的梅雨鋒帶中，由西方的水汽輸送小不重要，對豪雨生成重要者，係由南方的水汽輸送。即豪雨生成在儲存大量水汽而被抑制對流活動區之北面。此問題是非常有意義，並值得研究的問題。

Ninomiya and Akiyama(1976)以水汽收支討論豪雨的尺度問題。(1)式由地面積分至大氣上限並忽略由地面或海面之水汽蒸發量( $-\frac{1}{g} \overline{w'q'}$ )<sub>sfc</sub>得，

$$\frac{1}{g} \int \left( \frac{\partial q}{\partial t} \right) dp + \frac{1}{g} \int \nabla \cdot \nabla q dp = -\frac{1}{g} \int m dp = M \quad (4)$$

如果大氣中沒有水份及冰的儲存， $-\frac{1}{g} \int m dp$ 就等於降水量。於此討論(4)式左邊第一項及第二項對降水量的關係，隨着所取豪雨區面積的大小，發生怎麼樣的變化。於圖21(a),(b)中所示者， $\frac{1}{g} \int \nabla$

$\cdot \nabla q dp / Rob$ ， $\frac{1}{g} \int \left( \frac{\partial q}{\partial t} \right) dp / Rob$ ，此兩個



比率與分析面積間的關係。Rob 代表實測降水量。此圖顯示(4)式左邊兩項對降水量的影響，由分析面積的取法確實有所不同。通常在豪雨區中空氣已經在飽和狀態，水汽不能再增加 ( $\frac{\partial q}{\partial t} \cong 0$ )。因此水汽通量的輻合應該與水汽凝結量成平衡，即水汽輻合量應該與降水量成平衡。通常在豪雨區外圍有顯著下降氣流區，因由熱力作用可以形成乾燥區 ( $\frac{\partial q}{\partial t} < 0$ )。綜合上述考察結果，豪雨區內外之水汽收支，可以由圖 21 (c)中之模型表示之。

總之，分析面積與豪雨區面積相同或較小時，輻合水汽量大略與降水量相同，因此

$$\frac{\frac{1}{g} \int \nabla \cdot \nabla q \, dp}{Rob} \cong 1 \quad (5)$$

如果分析面積大於豪雨區面積，分析面積包括有乾燥區 ( $\frac{\partial q}{\partial t} < 0$ )，故由(4)式可以求得

$$\frac{\frac{1}{g} \int \nabla \cdot \nabla q \, dp}{Rob} < 1 \quad (6)$$

由此理論，由圖 21 (a)可以求得豪雨區水平尺度略為 1000 km。此暗示豪雨與中間尺度擾動 (intermediate scale disturbance or medium-scale disturbance) 及中尺度擾動 (mesoscale disturbance) 有密切的關係。

## 七、梅雨鋒帶與中間尺度擾動

### (一) 中間尺度擾動

大氣擾動以其尺度分類，其尺度位置在綜觀尺度擾動 (synoptic scale disturbance) 與中尺度擾動 (mesoscale disturbance) 中間的擾動，Ushijima (1959), Eliassen (1966), Sawyer (1967) 等命名為中間尺度擾動 (intermediate scale or medium-scale disturbance)。通常其尺度略在三百公里至千公里之間。尺度數千公里，由傾壓不穩定發展而生成的綜觀尺度低氣壓，通常與高空西風帶波槽有密切的關係。但中間尺度擾動通常與高空波槽或波脊無關係。

Nitta and Yamamoto (1972) 定義中間尺度擾動的尺度約為一千至二千公里，在遠東東經 105 至 150 度，北緯 20 至 50 度間範圍，作其發生頻率的統計調查。中間尺度擾動每年約發生 140 次，綜觀尺度低氣壓發生次數的約八成。至於發生次數之季節變化，每年梅雨季的六月呈現極大，而梅雨季的五、六、七月，中間尺度擾動的月發生次數，顯然比較綜觀尺度低氣壓的月發生次數多。又中間尺度擾動大部份發生在梅雨鋒帶上。

### (二) 中間尺度擾動的結構

有關梅雨鋒帶上生成的中間尺度擾動的結構特性研究，已有 Matsumoto, Yoshizumi and Takeuchi (1970), Matsumoto and Tsuneoka (1970), Ninomiya (1971, 1972, 1973), Akiyama (1973 b), Yoshizumi (1974 b, 1977) 等之成果。

1968 年 7 月 8 日至 12 日的期間，日本九州南部有平均日雨量達 60 mm 的豪雨，而此豪雨明確地呈現約二十小時週期的週期性變化，如圖 22 中所示。

如果沿梅雨鋒帶，自華南經九州南部至東京南方，選擇七個測站，然而氣壓、風、天氣及氣壓偏差的時間變化，可以描成如圖 23 (a), (b) 中所示。由圖中可以看出，日本九州之降雨是由華南，沿梅雨鋒帶東進的擾動引起的現象，而其尺度約為 1000 公里。

1968 年 7 月 10 日 9 時，顯著負氣壓偏差區域抵達九州南部，當時之地面，850, 700, 500, 400, 300 mb 的天氣圖如圖 24 中所示。地面天氣圖負氣壓偏差相當於小低氣壓，於 850 mb 面高度，這些小低壓尚可看出西風波槽，至於 500 高度波槽完全消失，故這些小低壓是高度較低的擾動。至於溫度分佈之特性如下，即 850 mb 面上的溫度分佈呈視，擾動前面較低溫其後面較高溫的分佈。500 mb 以上高度溫度分佈變動較大，在地面低壓的上空出現顯著高溫區。

於圖 25 中所示者，Akiyama (1973 b) 分析所得自 1968 年 7 月 8 日至 12 日福岡的風及濕度的時間剖面圖。北風時大氣較乾燥，而南風時大氣較潮濕，明瞭地呈現中間尺度擾動通過的形跡。

那麼中間尺度擾動的結構怎麼樣？為註明中間尺度擾動的結構，Yoshizumi (1977) 使用

1968年的特別觀測資料，加以適當通帶濾波 (band pass filter) 過濾而抽出擾動分量。而幾個擾動分量加以合成，求得如圖 26 所示的，梅雨鋒帶上的中間尺度擾動平均結構。擾動下層較冷但在中、上層有顯著暖區，而槽的軸隨高度增加傾斜東方，此為其特性。

據Matsumoto and Tsumeoka (1970) 的分析，中間尺度擾動與降雨的關係如下。擾動中心至其東方有持久性降雨區，雨量多每小時可達十公厘以上。另一驟雨性兩區由擾動中心向西南方伸展如圖 27 中所示。

### (三) 中間尺度擾動之能量收支

圖 28 是表示沿東經 130 度的擾動平均動能垂直剖面圖。平均動能集中在下層噴射氣流的北方 800 mb 高度處。擾動下層溫度較冷，故於擾動的下層上升氣流區，生成間接環流，可能有動能變換位能。但於圖中擾動下層大氣中好像有動能的生成。為註明其結構，容後討論中間尺度能量收支問題。

中間尺度擾動的動能局部變化，可以由下式代表，

$$\frac{\partial k_i}{\partial t} = F k_i + w_i + \{ p_i, k_i \} + \{ k_l, k_i \} + \{ k_s, k_i \} + D_i \quad (7)$$

式中附註  $l, i, s$  各代表大尺度，中間尺度，小尺度的物理量。 $F k_i$  代表中間尺度動能通量輻合， $w_i$  代表中間尺度氣壓梯度力所做的功， $\{ p_i, k_i \}$  代表中間尺度位能與動能轉變量， $\{ k_l, k_i \}$  代表大尺度動能與中間尺度動能的轉變量， $\{ k_s, k_i \}$  代表小尺度與中間尺度動的轉變量，而  $D_i$  代表中尺度擾動動能的摩擦消散。如果中間尺度擾動保存定常不變(7)式左邊消失。若忽略摩擦效應  $D_i$  項即消逝。通常(7)式右邊前四項，直接可以由資料求得之。故由上述的能量平衡公式可以求得  $\{ k_s, k_i \}$  的值。

Matsumoto, Yoshizumi and Takeuchi (1970) 使用此方法，求得中間尺度擾動的 1000 mb 至 700 mb 之下層大氣動能收支如表二中所示。

表二 中間尺度擾動擾動之能量收支 (watt m<sup>-2</sup>)

$F k_i$ 通量輻合	-2.96 watts m <sup>-2</sup>
$w_i$ 所做的功	1.24
$\{ p_i, k_i \}$	-0.88
$\{ k_l, k_i \}$	0.44
$\{ k_s, k_i \}$ (剩餘)	2.16

此結果是使用日本九州西方測站計算所得。擾動下層在間接環流狀態，故  $\{ p_i, k_i \}$  為負值。 $\{ k_s, k_i \}$  為正值，此意義中間尺度擾動的動能，由小尺度動能轉變得之。通常中間尺度擾動是生成在豪雨區之小尺度擾動 (積雲對流等) 活躍區，與能量收支計算結果吻合。但中間尺度擾動也有他的生命史，在不同發展階段的擾動可能有不同能量收支，今後尚需要作進一步的研究。

### (四) 中間尺度擾動與回波群 (echo clusters)

Ninomiya and Akiyama (1972, 1973) 使用雷達回波合成圖，研究梅雨鋒帶上的中間尺度擾動。圖 29 中所示者為 1969 年 7 月 4 日 15 時雷達回波合成圖。當時綜觀尺度的低壓位置在東海。此低氣壓東方約一萬公里處生成回波群 A，又在低壓東方約五百公里處有另一回波群 B。此種回波群與中間尺度擾動有沒有關係？容後討論之。

中間尺度擾動有時候可以在天氣圖上，以等壓線的閉曲線型低壓形態檢出。但大部份中間尺度擾動不能以普通天氣圖分析的方法檢出。普通是加以適當通帶濾波 (Band pass filter)，過濾而抽出擾動分量後檢出中間尺度擾動。

Ninomiya and Akiyama (1972, 1973) 使用經常地面觀測資料中，三小時氣壓變量

$(\frac{\partial p}{\partial t})$ ，設計一種簡便過濾方法。通常氣壓變量

$\frac{\partial p}{\partial t}$  中包括，綜觀尺度擾動引起的氣壓變化，氣壓的日變化，中間尺度擾動引起的氣壓變化等。為抽出中間尺度擾動，作下式過濾，

$$(\frac{\partial p}{\partial t})_i = (\frac{\partial p}{\partial t}) - (\frac{\partial p}{\partial t}) \quad (8)$$

式中， $(\frac{\partial p}{\partial t})$  代表大面積的面積平均。由(8)式的過濾，可以排除總觀尺度擾動與日變化等，而能抽

出中間尺度擾亂的氣壓變量  $(\frac{\partial p}{\partial t})_i$ 。通常實測風場可以呈現中間尺度，故不作過濾手續。

圖 30 中所示者，回波群、 $(\frac{\partial p}{\partial t})_i$  及實測風的分佈圖。通常在高空資料中可以檢出中間尺度擾動，同時也可以檢出回波系及地表物理量變化系。

Ninomiya and Akiyama (1971) 研討，梅雨鋒帶上的中間尺度擾動發展過程，發現 1969 年 7 月 4 日 3 時，在九州中間尺度擾動的生成初期，而回波群也未充分發展。當然大氣下層的 850 mb 及 700 mb 高度，呈現較低溫的溫度分佈。此擾動迅速發展，至 4 日 15 時 500 ~ 300 mb 高度明顯地生成高溫區，如圖 31 圖中所示。中間尺度擾動發展至此階段，在天氣圖上可以檢出小型低壓之存在。雖然在對流層中、上層大氣中，有顯著高溫區，但下層大氣及其東方，尚在低溫狀態。此種擾動結構完全與圖 26 中所示的結果相一致。又圖 31 可以看出，當時潮濕區伸展至對流層上層之狀況。高層高溫區是對流活動潛熱釋出所引起的現象，又潮濕區中均勻風速的垂直分佈是，對流活動所引起動量的垂直混合，所誘發的現象。

綜合 Ninomiya and Akiyama (1973)，Ninomiya (1974 c) 等之研究結果，對綜觀低氣壓，回波群，中間尺度擾動，下層噴射氣流間之關係，所提倡之模型如圖 32 中所示。

#### (五) 中間尺度擾動之不穩定理論與數值模擬

有關說明中間尺度擾動的發生，發展的線型理論方面的研究，晚近很活躍。以其理論依據而言，大略可以分類為下列三種：

(1) 以斜壓不穩定及對稱不穩度 (symmetric instability) 結合而生成的不穩定說明的方法，屬於此種範疇的研究有，Stone (1966, 1970, 1971)，Tokioka (1970, 1971, 1973)，Gambo (1970 a)。

(2) 以斜壓不穩度及愷爾文，赫爾姆霍茲不穩度 (Kelvin-Helmholtz instability) 結合而生成的不穩度說明的方法。屬於此範疇的研究有，Eliassen (1960)，Orlanski (1968)，Kasahara and Rao (1972)。

(3) CISK 所引起的不穩度與其他不穩度結合的不穩度。關於此種方法，聽說有些學者在做，但

未見有發表。

其他還有 Nitta (1971)，Tokioka (1974)，Aihara (1974) 等之研究。總之，李查遜數  $R_i$  小為中間尺度擾動發展的條件是沒有錯的。又中間尺度擾動中包括有幾種波動性質不同的擾動。如準地轉風斜壓不穩定波，受因大氣成層不穩定誘發的對流活動影響，變成中間尺度的擾動是其中的一種。另一種是受加熱所引起的對流活動，與斜壓波不穩定結合而生成的中間尺度擾動。此外可由鋒面波動模式的研討，切變不穩定可能是生成中間尺度擾動的另一要因。

容後討論中間尺度擾動的數值模擬。Manabe et al. (1970)，大氣環流數值模擬實驗計算中，格子間隔由 500 公里減短為 250 公里時，積分時間 179 天後，在鋒面上發見有中間尺度擾動之生成。

Gambo (1970 b)，發見李查遜數  $R_i$  不同時，發生的低氣壓型有所不同。他使用十層濕模式，成功地以數值模擬方法，做出中間尺度擾動。

Nitta and Ogura (1972)，使用六層濕模式，首先人工的使副熱帶高壓發展，其後發見副熱帶高壓北方鋒面中，有中間尺度擾動的發展。

Tokioka, T. (1972)，使用乾模式作中間尺度擾動發展數值模擬實驗，得與 Gambo (1970 b) 相似的結果。

## 八、中尺度擾動與豪雨

### (一) 綜觀尺度低氣壓附近之降雨

梅雨鋒帶上也有綜觀尺度低氣壓的發生與發展。氣象衛星雲照片中，時常可以看到尺度數千公里的波動型雲帶，此種雲帶大部分是發生在綜觀尺度低氣壓系中。而豪雨通常發生在低氣壓中心及其前面。

圖 33 (a) 中所示者為 1969 年 7 月 8 日綜觀低氣壓在梅雨鋒帶發展時的雲分佈照片，而圖 33 (b) 表示 500 mb 面天氣圖。當時地面低氣壓中心氣壓已發展到 998 mb，而在 500 mb 面韓國附近有顯著冷氣渦旋。此渦旋中有大尺度的雲渦旋。此大尺度的雲渦旋西南方有冷鋒的雲帶，其東方有暖鋒的雲區。實際降水分佈不是呈現均勻分布，而形成中尺度空間與時間的集中分佈。(Ninomiya and Akiyama, 1974 b)。

1969年7月8日14時的1小時降量分佈，及雷達回波分佈合成圖，如圖34(a)中所示。低氣壓中心前面，有明顯雨帶的多重結構。這種多重雨帶結構是，梅雨季的綜觀低氣壓降水的典型。大雨通常不做大尺度的均勻分佈，而呈現小尺度的部份集中分佈。多重雨帶分佈附近的500 mb面相對溫分佈，表示在圖34(b)中。圖中可以明瞭地看出，雨帶西南緣的包跡(envelop)，完全與乾燥區邊界相一致。

總之，梅雨季豪雨的綜觀狀態可以分類為；綜觀尺度低氣壓及鋒面附近的豪雨，及中間尺度低氣壓與帶狀結構的豪雨等。此種狀態，如果使用充分稠密的觀測網資料分析，豪雨尚存有中尺度的性格。豪雨的降水量分佈，豪雨的降水繼續時間，豪雨的雷達回波分佈。等均有特徵的空間分佈及生命史，因而我們認定豪雨有中尺度的性格。

對梅雨季的豪雨，有些研究直接重視海洋的影響(Yamanaka, 1973)。但Ninomiya(1974a)指摘，大氣在冷海面上時，成層將穩定化，而有抑制積雲對流效應。此種變化於梅雨季在海面上比較容易生成，結果有抑制豪雨的發生。

#### (二) 有帶豪雨的中尺度擾動

上節中我們使用降水量分佈，及雷達回波的集團，來認識豪雨的中尺度性格。如果有充分稠密的觀測網，而對這些資料適當的運用過濾手續，由氣壓場或風場，有抽出中尺度擾動的可能性。

關於梅雨季豪雨中的中尺度擾動分析研究有：Syono et al (1959)，Matsumoto and Tsumuoka (1969)，Matsumoto and Akiyama (1969, 1970)，Akiyama (1973 d, 1974)，Matsumoto (1974 b)，Ninomiya (1974 c)等。

Matsumoto and Tsumuoka (1969) 使用1967年7月日本西部豪雨時期的資料，追蹤十分鐘降雨量分析圖，求得降雨量尺度約為數十公里，以壹佰至貳佰公里間隔配列，如圖35(a)中所示。當時風場中也生成很大的變動，Matsumoto and Akiyama (1969) 以輻散表示風場變動，得如圖35(b)的結果。

Matsumoto and Akiyama (1970)，分析1969年7月8日至11日間發生的中尺度擾動的氣壓場，把氣壓場擾動的波長加以統計得如圖36

中所示的結果。即170 km附近出現最大頻率，此意義梅雨鋒帶上的中尺度擾動的卓越波長，約為170 km。

風場分析通常使用輻合量，對中尺度擾動的檢出較有利。據Matsumoto, Ninomiya and Akiyama (1967)及Yamanaka (1967)研究，中尺度擾動通常有 $10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ 程度的輻散及渦旋度，比較大尺度擾動輻散略大兩個數量級( order )。

1968年7月9日豪雨的中尺度分析，列如圖36。圖中表示氣壓場及輻散場。由圖可以明確地看出，中尺度擾動的輻合區，其位置在低氣壓區的後面，即在低氣區及高壓區之中間。換言之，豪雨時期的中尺度擾動，氣壓場與輻合場間，有四分之一波長的相位偏差。氣壓場與輻合場有相位偏差，是豪雨或豪雪時常呈現的中尺度擾動特性。此暗示中尺度擾動帶有內部重力波的性格。

中尺度擾動有其發生，發展及衰滅等過程的生命史。為註明其生命史，追蹤降水區，並描成極大降水出現的等時線，及此時刻的降水強度分佈圖，得如圖37。由圖可以看出中尺度擾動約有五至六小時的壽命，通常降水區面積愈大壽命愈長(Matsumoto and Tsumuoka, 1969)。有時候中尺度擾動，經過發生，發展、衰滅過程後，再經過發展、衰滅而呈現小季動現象(Matsumoto and Akiyama, 1969)。

總之，在現時點我們還不能了解，中尺度擾動誘發豪雨，或豪雨區發生中尺度擾動，此種因果關係。又在豪雨中常出現渦旋狀及鈎鈎狀雷達回波(Akiyama and Matsumoto, 1970)。此事實暗示，中尺度擾動中有類似龍卷風動力結構的存在。

#### (三) 內部重力波與積雲對流之相互作用

目前大家都認定有中尺度擾動的存在，並以各種分析，逐漸明瞭中尺度擾動的結構。以理論觀點而言，需要建立訂定中尺度擾動卓越波長的不穩定理論，堅固中尺度擾動的力學基礎。中尺度擾動常帶有 $10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ 的輻合場，並呈現重力波的力學特性。此種強烈輻合有強烈支配對流活動的作用，而經動量的垂直交換過程，對風場產生重要影響。換而言之，積雲的動量垂直交換效應，可能生成穩定重力波的不穩定化。以此觀點，Matsumoto and Ninomiya (1969) 使用簡化模式考察積雲

的動量輸送效應。

如果穩定大氣中發生重力波，如圖 38 (a) 所示，波槽後面的輻合助長對流活動的加強。以簡便計採用二層模式，如圖 38 (b) 中所示。以 2 表示的中間高度有  $u'w'$  的對流動量輸送，在接地邊界層有摩擦消散所引起的動量通量  $F_0$ ，並在氣層頂端邊界，因有很大風切作用生成的動量通量  $F_1$ 。即下層大氣以 1 代表的高度，以及上層大氣以 3 代表的高度，對此高度運動方程可以寫成：

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + w_1 \frac{u_2 - u_0}{\Delta z} + \frac{\overline{u'w'} - F_0}{\Delta z} = -g' \frac{\partial H}{\partial z} \quad (9)$$

$$\frac{\partial u_3}{\partial t} + u_3 \frac{\partial u_3}{\partial x} + w_3 \frac{u_4 - u_2}{\Delta z} + \frac{F_1 - \overline{u'w'}}{\Delta z} = -g' \frac{\partial H}{\partial x} \quad (10)$$

式中  $g' = \frac{\Delta \rho}{\rho} g$  是作用於有密度差的界面的重力實際效應。由連續方程得

$$w_1 = \frac{\partial H}{\partial t} + u_1 \frac{\partial H}{\partial x} = -\Delta z \left( \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial u_3}{\partial x} \right) \quad (11)$$

假定  $F_0$  及  $F_1$  與風切成正比，

$$\frac{F_0}{\Delta z} = -B u_0, \quad \frac{F_1}{\Delta z} = -B (u - u_1) \quad (12)$$

問題的要點在動量對流輸送  $u'w'$  的參數化 (Parameterization)。據中尺度擾動分析，積雲對流通常生成在輻合區，而引起動量的向下輸送。此思想公式化可以寫成：

$$\frac{\overline{u'w'}}{\Delta z} = A \frac{\partial u_1}{\partial x} \quad (13)$$

$$A = \begin{cases} 0 & \text{for } \frac{\partial u_1}{\partial x} \geq 0 \\ A_0 & \text{for } \frac{\partial u_1}{\partial x} < 0 \end{cases}$$

$A_0$  有速度的因次，略等於 10 m/sec。

(9)(10)(11) 方程系是因變數  $u_1, u_3, H$  的完全系，但微分方程是非線型很難求得解析解。於此以了解不穩定波生成結構的目的，將方程式線型化而求取解析的不穩定解。

於圖 39 中所示者為波長 100 公里的重力波的

相位速度及發展率，以及  $A$  及風切的關係圖。而且圖中以斜線表示者，不穩定波存在的範圍。有充分大的  $A$  值，與適當風切，擾動就變成不穩定化，在數拾分時間內擾動可以增幅成  $e$  倍。此理論的缺點是不能訂定擾動的波長。

#### (四) 中尺度回波群的帶狀結構與下層噴射氣流

豪雨時屢次觀測到帶狀雷達回波，或帶狀降水極大區等。而此帶狀結構的尺度有很多種類，有的可以看成積雲的帶狀配列，有的可以看成中尺度雷達回波群的帶狀配列，而鋒面帶的雲也可以看成雲的帶狀結構。

圖 40 中所示者，1970 年 7 月 7 日 15 時的九州西方海上豪雨帶狀結構的一個例子。帶狀雷達回波以 200 km 間隔配列，而每一個帶是中尺度雷達回波群所組成。據 Akiyama (1974) 的研究，尺度比較大的帶狀回波，主要是中尺度雷達回波群的配列所組成。

圖 41 表示帶狀回波附近下層噴射氣流的剖面圖，明確地呈現非地轉風的垂直分佈。Matsumoto and Ninomiya (1971), Matsumoto (1972), Ninomiya and Akiyama (1974 a) 主張，此種非地轉風分佈，可以引起下層噴射氣流周圍的垂直環流。如果  $x$  軸取在下層噴射氣流方向，渦旋度  $x$  分量的時間變化，即渦旋度方程可以寫成：

$$\frac{d\xi}{dt} + D_{yz} \xi + (u_y w_x - u_x v_x) = f \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) \quad (14)$$

式中， $\xi = w_y - v_x$ ,  $D_{yz} = v_y + w_z$ 。簡便計假定  $x$  軸方向各物理量為均勻，並取  $D_{yz} = 0$ ，而線型化得，

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta^2 \phi = f \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) \quad (15)$$

於此， $v = -\frac{\partial \phi}{\partial z}$ ,  $w = \frac{\partial \phi}{\partial y}$ ,  $\xi = \Delta^2 \phi$ 。而  $x$  方向運動方程為，

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -f \frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} u'w' \quad (16)$$

式中右邊第二項代表動量的對流輸送的垂直輻合。如果有生成如圖 41 (a) 的非地轉風垂直分佈，由 (5) 式可以計算得如圖 41 (b) 的垂直環流。(15)(16) 式形成完全系，而敘述下層噴射氣流的基本性質。即由水

## 參考文獻

平動量的對流輸送，引起風速的增加，而生成力管場的不平衡，對垂直環流生成加速作用。

下層噴射氣流附近的濕度分佈，由實際觀測求得如圖 42，與垂直環流模式相一致。又下層噴射氣流北方生成輻合區，與豪雨的高發生頻率相一致。

總之，以動量對流輸送，非地轉風的下層噴射氣流、垂直環流、下層的輻合、以及積雲對流等相互作用等等，說明豪雨的帶狀結構與下層噴射氣流的維持結構。但大氣現象的奧妙尚未完全啓開。

Yoshizumi (1975) 分析當天的資料，主張當天的帶狀結構生成的大尺度條件是上層寒冷渦旋附近的上昇氣流，及梯度風強風軸的形成等條件下的現象，尚需要求取較完善理論。

## 九、今後之研究主題

上面已介紹近年來國外梅雨研究概況，但梅雨現象以學術觀點而言，為尚未解決的問題。以防災觀點而言，則為迫切需要解決的問題，容後舉幾個問題點以供參考。

(1) 根據已往的研究，我們已知道有些平流層現象，與梅雨現象有良好的對應。今後隨資料的增加，加以有效利用，應研究其中的普遍性原理。

(2) 關於鄂霍次克海高壓，已有相當明確的見解。但副熱帶高壓與梅雨的關係，目前所了解的事情很少，今後應加強研究。

(3) 遠東的梅雨與亞東的季風有密切的關係，因此今後應擴大眼界，研究梅雨與低緯度環流或南半球環流的關係。

(4) 近年發現，鄂霍次克海高壓沒有出現時，尚可有活躍梅雨活動。對此種梅雨現象應加強研究。此種現象與近年來氣候變動特性的關係應重視，必須優先研究。

(5) 颱風與梅雨有密度的關係，例如颱風環流時常可刺激梅雨鋒，誘致豪雨問題等，應加以研究。

(6) 梅雨鋒帶的豪雨動力學研究，中尺度現象與積雲對流群的相互作用，可能是豪雨生成結核的重點，因此為雨量預報的目的，應加強研究。

(7) 關於豪雨的雲動力學的研究往都被忽視，應該開始研究。

- Aihara, M., 1974; The thermal effect of cumulus convection on the development of medium-scale disturbances. Tech. Rep. No. 86, JMA, 98-121. (in Japanese).
- Akiyama, T., 1973 a: Ageostrophic low-level jet streams in Baiu season associated with heavy rainfall over the sea area. J. Met. Soc. Japan, 51, 205-208.
- Akiyama, T., 1973 b: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu Front, Pap. Met. Geophys., 24, 157-188.
- Akiyama, T., 1973 c: Frequency occurrence of the heavy rainfall along the north side of the low level stream in Baiu season, Pap. Met. Geophys., 24, 379-388.
- Akiyama, T., 1973 d, 秋山孝子: 合成レーダー圖にみる梅雨前線, 大氣、氣象研究所, No. 7.
- Akiyama, T., 1974: Mesoscale organization of cumulus convection in the large-scale rainband in the Baiu season, J. Met. Soc. Japan, 52, 448-451.
- Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season, J. Met. Soc. Japan, 53, 304-316.
- Akiyama, T. and S. Matsumoto, 1970: The life cycle and structure of hook echoes observed in Baiu front, Tenki, 17, 420-428. (in Japanese)
- Arai, Y. and E. Yajima, 1971, 荒井康・矢島榮一: 極東域の雲量分布について, グロースペクター, 9, No. 3.

- Asakura, T., 1968 a : Dynamic climatology of atmospheric circulation over East Asia centered in Japan. *Pap. Met. Geophys*, 19, 1 - 68 .
- Asakura, T., 1968 b, 朝倉正：亞熱帶高氣壓について昭和 42 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Asakura, T., 1971 a : Transport and source of water vapor in the northern hemisphere and monsoon Asia. *Water Balance of Monsoon Asia*. Univ. Tokyo Press, (308 pp.) pp. 27 - 51.
- Asakura, T., 1971 b : Distribution and variation of cloudiness and precipitable water during the rainy season over monsoon Asia. *Water Balance of Monsoon Asia*. Univ. Tokyo Press, (308 pp.) pp. 131 - 151 .
- Baba, N., 1894, 馬場信倫：梅雨論，氣象集誌，13 年 235 - 250 .
- Baba, N., 1895, 馬場信倫：頼野氏の梅雨新説に就て，氣象集誌，14 年，356 - 361 .
- Beebe, R. G., and F. C. Bates, 1955 : A mechanism for assisting in the release of convective instability, *Mon. Wea. Rev.*, 83, 1 - 10 .
- Booth, A. L., and V. R. Taylor, 1969 : Meso-scale archive and computer products of digitized video data from ESSA satellites. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 50, 431 - 438 .
- Eliassen, E., 1960 : On the initial development of frontal waves. *Publ. Det Danske Meteor. Inst.*, No. 13, 107 pp.
- Eliassen, A., 1966 : Motions of intermediate scale ; fronts and cyclone. In *Advances in Earth Science*, MIT Press, 11 - 138 .
- Flohn, H. and H. Oeckel, 1956 : Water vapour flux during the summer rains over Japan and Korea. *Geophys. Mag.*, 27, 527 - 532 .
- Fujimoto, K., 1969, 藤元國夫：梅雨明けと極東附近之亞熱帶高氣壓，昭和 43 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Fujita, K., 1943, 藤田兼吉：三陸沖の高氣壓，東北地方氣象官署連絡會報 3 年，8 號 .
- Fujiwara, S. and H. Arakawa, 1940 藤原昭平，荒川秀俊：昭和 14 年夏旱魃調査報告，中央氣象台彙報第 16 冊，1 - 17 .
- Gambo, K., 1970 a : the characteristic feature of medium-scale disturbances in the atmosphere(I) *J. Met. Soc. Japan*, 48, 173 - 184 .
- Gambo, K., 1970 b : The characteristic feature of medium-scale disturbances in the atmosphere(II). *J. Met. Soc. Japan*, 48, 315 - 330 .
- Hashimoto, K., 1968, 橋本清美：對流圏と成層圏亞熱帶高氣壓の變動とろの關連。昭和 42 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Hirose, M., M. Okuta and T. Asakura, 1955, 廣瀬元孝・奥田穰・朝倉正：700 mb 半旬偏差圖と降水量の關係，研究時報 7, 705 - 710 .
- Hiyama, K., 1959 : Investigation on the forecasting of the ending of Baiu, *J. Met. Research*. 11, 335 - 357 .
- JMA, 1962 : Technical Report of the Japan Meteorological Agency No. 15 . 500 mb 平均天氣圖と氣象要素との關係。
- JMA, 1974 : Report on the severe rainstorms in Tapan, Tech. Report Japan Meteor. Agency, No. 86, 454 pp.
- Kasahara, A., and D. B. Rao, 1972 : Instability of frontal motions in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1090 - 1108 .
- Kashihara, T., 1968, 柏原辰吉：春から夏にかけての大循環の季節變化に見られる 2, 3 の特性，昭和 42 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Katow, K., 1956 : Analysis of tropospheric structure during the Baiu season in



1954. J. Met. Soc. Japan, 34, 109 - 201 .
- Koenuma, K., 1939, 肥沼寛一：氣塊論ナリ見た雨期に就いて，海と空，19，22 - 26 .
- Komfield, J. and A. F. Hasler, 1969 : A Photographic summary of the earth's cloud cover for the year 1967. J. Appl. Met., 8, 687 - 700 .
- Kukoki, K., 1968, 久保木光熙：中北部日本の夏の到来——その總觀過程——，昭和42年度全國長期預報技術検討會資料。
- Kuboki, K. and T. Asakura, 1963 : An analysis of the monthly mean northern hemisphere 500 mb charts in relation to the monthly total precipitation in Baiu season, J. Met. Research, 15, 187 - 202 . ( in Japanese with English abstract )
- Kuboki, K., 1971 : Relation between the weather type in Baiu season and the 500 mb circulation in May. Tenki, 18, 132 - 140 .
- Kurashima, A., 1968 : Studies on the winter and summer monsoon in East Asia based on dynamic concept, Geophys. Mag., 34, 145 - 235 .
- Kurashima, A. and Y. Hiranuma, 1970 : Is the Baiu front the polar front or tropical front, Tenki, 17, 245 - 246. ( in Japanese )
- Kurashima, A. and Y. Hiranuma, 1971 : Synoptic and climatological study on the upper moist tongue extending from South east Asia to East Asia. Water Balance of Monsoon Asia, Univ. Tokyo Press, (308 pp.) pp.153 - 169 .
- Kurumi, T., 1969, 來海徹一：梅雨末期の豪雨の總觀解析，研究時報，21，581 - 591 .
- Manabe, S., T. Smagorinsky, J. L. Holloway, Jr., and H. M. Stone, 1970 : Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle, III. Effects of increased horizontal computational resolution, Mon. Wea. Rev., 98, 175 - 212 .
- Matsumoto, S., 1968 : Smaller scale disturbance in the temperature field around a decaying typhoon with special emphasis on the severe precipitation, J. Met. Soc. Japan, 46, 483 - 495 .
- Matsumoto, S., 1972 : Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfall. J. Met. Soc. Japan, 50, 194 - 203 .
- Matsumoto, S., 1973 : Lower tropospheric wind speed and precipitation activity, J. Met. Soc. Japan, 51, 101 - 107 .
- Matsumoto, S., 1974 a : Dynamics and structure of the low-level jet stream, Tech, Rep. No. 86, JMA, 122 - 135 . ( in Japanese )
- Matsumoto, S., 1974 b : Dynamics and structure of the mesoscale disturbances, Tech, Rep. No. 86, JMA, 136 - 149. ( in Japanese )
- Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1969 : Some characteristic features of the heavy rainfalls observed over the western Japan on July 9, 1967. Part I : Mesoscale structure and short period pulation J. Met. Soc. Japan, 47, 225 - 266 .
- Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1970 : Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the Baiu front with a proposal on the role of convective momentum transfer, J. Met. Soc. Japan, 48, 91 - 102 .
- Matsumoto, S., T. Fujita and T. Asai, 1962 : Analysis of low-level jet associated with the heavy rain observed over Japan, 24 - 31, June, 1961. Tenki,

- 9, 213 - 221. ( in Japanese )
- Matsumoto, S., H. Ito and A. Arakawa, 1954 : An aerological study on the pre-summer rainy season in Japan, J. Met. Soc. Japan, 32, 85 - 95.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1967 : On the mesoscale warm core above the condensation level related to convective activities under the influence of dome shaped cold air. J. Met. Soc. Japan, 45, 306 - 314.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1969 : On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravity wave. J. Met. Soc. Japan, 47, 75 - 85.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1971 : On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation. J. Met. Soc. Japan, 49, 648 - 662. (Special Tissue)
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiya, 1977 : Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. J. Met. Soc. Japan, 45, 292 - 305.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971 : Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall. J. Met. Soc. Japan, 49, 267 - 281.
- Matsumoto, S. and Y. Tsuneoka, 1969 : Some characteristic features of the heavy rainfalls observed over the western Japan on July 9, 1967, part 2, J. Met. Soc. Japan, 47, 267 - 278.
- Matsumoto, S. and Y. Tsuneoka, 1970 : Time lapse composite echo pattern of wave disturbances embedded on the Baiu front. J. Met. Soc. Japan, 48, 198 - 203.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970 : On the structure of the Baiu front and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. J. Met. Soc. Japan, 48, 479 - 491.
- Means, L. L., 1954 : A study of the mean southerly wind maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the Middle West. Bull. Amer. Met. Soc., 35, 166 - 170.
- Mohri, K., 1954 : On the high tropospheric conditions of wind and temperature over Japan during June 1953. J. Met. Soc. Japan, 32, 33 - 42. ( in Japanese with English abstract. )
- Mohri, K., 1956 : An aerological study of heavy rainfall over West and Central Japan during early summer 1953. J. Met. Soc. Japan, 34, 244 - 253.
- MRI, 1969, ( 気象研究所 ) :
- (1) 梅雨末期集中豪雨特別観測資料  
1968年7月8日~12日
  - (2) 梅雨末期集中豪雨特別観測資料(二册)  
1969年7月3~10日
  - (3) 梅雨末期集中豪雨特別観測資料  
1970年7月5~12日
  - (4) 梅雨末期集中豪雨特別観測資料  
1971年6月25日~7月2日
  - (5) 梅雨末期集中豪雨特別観測資料  
1972年6月23日~7月6日
- Murakami, T., 1951 : On the study of the change of the upper westerlies in the last stage of Baiu season (rainy season in Japan). J. Met. Soc. Japan, 29, 162 - 175. ( in Japanese ) With English abstract. )
- Murakami, T., 1955 : On the study of the change of the upper westerlies in the Baiu season, Tenki, 2, 123 - 127. ( in Japanese )
- Murakami, T., 1958 : The sudden change of upper Westerlies near the Tibetan Plateau at the beginning of summer

- season, J. Met. Soc. Japan, 36, 239 - 247 .
- Murakami, T., 1959 a : The general circulation and water-vapor balance over the Far East during the rainy season Geophys. Mag., 29, 131 - 171 .
- Murakami, T., 1959 b : The energy budget over the Far East during rainy season J. Met. Soc. Japan, 37, 83 - 95 .
- Murano, K., 1895 a , 頓野廣太郎 : 梅雨に就き 頓野新説, 氣象集誌, 14 年, 278 - 295 .
- Murano, K., (1895 b) 頓野廣太郎 : 梅雨新説に就き中村理學士の批判を拜讀す, 氣象集誌, 14 年 349 - 353 .
- Murano, K., 1896 , 頓野廣太郎 : 通俗梅雨論, 氣象集誌, 15 年, 255 - 262 .
- Nakada, Y., 1931 , 中田良雄 : 梅雨の研究, 氣象雜纂, 6 , 339 - 386 .
- Nakamura, G., 1895 , 中村源三郎 : 頓野氏の梅説を評す, 氣象集誌, 14 年, 404 - 408 .
- Nakamura, T. 1957 , 中村智雄 : 中國地方における梅雨期の大雨と 500 mb 流線, 天氣, 4 , 363 - 366 .
- Nakamura, Y., 1895 a , 中村精男 : 頓野氏の梅雨新説を讀む, 氣象集誌, 14 年, 295 - 299 .
- Nakamura, Y., 1895 b , 中村精男 : 梅雨新説批判反駁に答テ, 氣象集誌, 14 年, 353 - 356 .
- Nemoto, J., 1952 , 根本順吉 : 梅雨について, 預報研究ノート, 第三卷九、十號, 24 - 27 .
- Nemoto, J., 1959 , 根本順吉, 倉嶋厚, 吉野正敏, 沼田眞 : 季節風, 地人書館, 294 pp.
- Nemoto, J., 1965 , 根本順吉 : 天氣預報, 日本經濟新聞社, 245 pp.
- Neyama, Y., 1963 a , 根山芳晴 ; マーカス島の圈界面高度變化にすつて梅雨の天候を予測する方法について, 氣象集誌, 41 , 247 - 260.
- Neyama, Y., 1963 b : On the dates of the transition of wind direction from west to east in the lower stratosphere at Marcus Island in late spring and of the settling-in of Baiu the rainy season in Japan. Geophys. Mag., 31. 284 - 289 .
- Neyama, Y., 1967 , 根山芳晴 : 成層圏と中緯度預報, 廣島地方氣象台 .
- Ninomiya, K., 1974 a : Influence of the sea-surface temperature on the stratification of airmass and cumulus activity over the East China Sea in the Baiu season. Pap. Met. Geophys., 25 , 159 - 175 .
- Ninomiya, K., 1974 b : Water-vapor Budget in the heavy rainfall area, Tech. Rep. No. 86 , JMA , 53 - 66 . ( in Japanese )
- Ninomiya, K. 1974 c : Synoptic model of heavy rainfalls in Baiu front. Tech. Rep. No. 86 , JMA , 188 - 205 . ( in Japanese ) .
- Ninomiya, K. (1976) : Heavy rainfalls in Baiu front, Tenki, 23 , 283 - 295 . ( in Japanese )
- Ninomiya, K., 1977 : Heavy rainfall in Japan, Tenki, 24 , 697 - 713 . ( in Japanese ) .
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971 : The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. J. Met. Soc. Japan. 49 , 663 - 677 . ( special issue ) .
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1972 : Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps ( Part I ). J. Met. Soc. Japan , 50 , 558 - 568 .
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1973 : ibid. ( Part II ). J. Met. Soc. Japan , 51 , 108 - 118 .
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974 a : Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. J. Met. Soc. Japan , 52 , 300 - 313 .

- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974 b : Large scale aspects of Baiu front in the Far East. Tech. Rep. No. 86., JMA, 19 - 35 . ( in Japanese )
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974 c : Characteristics of radar echo within the Baiu front. Tech. Rep. No. 86 , JMA, 163 - 187 . ( in Japanese )
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1976 : Some aspects of water vapor budget in relation to the scale of heavy rainfalls , Tenki , 23 , 221 - 229 .
- Nitta, T., 1971 : Development of the intermediate scale disturbance , Tenki , 18 , 273 - 289 . ( in Japanese )
- Nitta, T. and Y. Ogura, 1972 : Numerical simulation of the development of the intermediate-scale cyclone in the moist model atmosphere. J. Atmos. Sci., 29 , 1011 - 1024 .
- Nitta, T. and J. Yamamoto, 1972 : A statistical survey on frequency of the cyclogenesis of the intermediate scale disturbance near Japan, its vicinity and the Southeast Asia. J. Met. Soc. Japan , 50 , 234 - 237 .
- Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1969 : Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH-69-3 and KH-70-3 .
- Ohtani, T., 1933 , 大谷東平 : 梅雨の長年變化に就て, 氣象集誌, 2 輯, 11 , 501 - 504.
- Ohtani, T., 1954 : Converging line of the north east trade wind and converging belt of the tropical air current. Geophys. Mag., 25 , 1 - 122 .
- Okada, T., 1910 : Baiu or rainy season in Japan , Bull. Cent. Met. Obs. 1, No. 5, 1 - 82 .
- Okawa, T., 1976 : Behaviour of Okhotsk High and 500 mb Level Flow Pattern in the Baiu Season , J. Met. Research, 23 , 253 - 261 .
- Okuta, M., 1951 , 奥田穰 : 梅雨, 預報研究ノート, 2 , 1 號, 27 - 65 .
- Oosawa, K., 1951 : A normal broad weather cycle in the " Baiu ", a rainy season in Japan , Pap. Met. Geophys. 2 , 45 - 51 .
- Orlanski, I., 1968 : Instability of frontal waves. J. Atmos. Sci., 25 , 178 - 200.
- Ramage, C. S., 1971 : Monsoon Meteorology , Academic Press , 296 pp.
- Saito, N., 1966 : A preliminary study of the summer monsoon of southern and eastern Asia. J. Met. Soc. Japan , 44, 49 - 59 .
- Sato, I., 1967 佐藤功 : 夏期天候を支配する低緯度と高緯度循環の特徴。昭和 41 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Sato, I., 1972 : Seasonal change of the General Circulation from Winter to Summer. Manual of Seasonal Forecasting in Japan. Vol. 2 , Japan. Met. Agency. 281 - 304 .
- Sato, K., 1967 , 佐藤和敏 : 極東及び北半球地上氣温と梅雨期の本邦氣温及び降水量との關係について昭和 41 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Sato, K., (1972) : Characteristics of Baiu in Japan and Long-Range Weather Forecasting in Its Rogard. Manual of Seasonal Weather Forecasting in Japan. Vol. 2, Japan. Met. Agency. 377 - 399 .
- Sato, M., 1968 , 佐藤正夫 : 北陸の夏期高低温と春循環の特徴, 昭和 42 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Sawyer, J. S., 1967 : Weather forecasting and its future , Part I, Weather , 22 , 350 - 360 .
- Shimada, M., 1966 , 島田守家 : 梅雨前線豪雨の構造と降雨解析, 研究時報, 18 , 171 - 239 .

- Stone, P. H., 1966 : On the non-geostrophic baroclinic stability. *J. Atmos. Sci.*, 23, 390 - 400 .
- Stone, P. H., 1970 : On non-geostrophic baroclinic stability : Part II. *J. Atmos. Sci.*, 27, 721 - 726 .
- Stoné, P. H., 1971 : Baroclinic stability under non-hydrostatic conditions. *J. Fluid. Mech.*, 45, Part 4, 659 - 671 .
- Suda, K and T. Asakura, 1955 : A study on the unusual Baiu season in 1954 by means of northern hemisphere upper air mean charts. *J. Met. Soc. Japan*, 33, 233 - 244 .
- Suda, K. and T. Asakura, 1955 : A study on the unusual Baiu season in 1954 by means of northern hemisphere upper air mean charts. *J. Met. Soc. Japan*, 33, 233 - 244 .
- Sugaya, S., 1959 : On the ending of Baiu of 1957 from the viewpoint of 5-day mean 500 mb chart. *J. Met. Research*. 11, 280 - 334 .
- Suda, K., 1965, 須田建 : 季節変化と季節風。気象研究ノート, 16, 183 - 199 .
- Syono et al., 1959 : Broad-scale and small-scale analysis of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1952. *Japanese J. Geophys.*, 2, 59 - 103 .
- Takahashi, K., 1955 : Dynamic climatology, Iwanami, Tokyo, 316 pp. (in Japanese)
- Takahashi, K., 1963, 高橋浩一郎 : 日本の天気, 岩波新書, 489 pp.
- Takahashi, K., 1969, 高橋浩一郎 : 總觀氣象學, 岩波書店, 385 pp.
- Takahashi, K., T. Asakura, M. Hirose, M. Iida and N. Nakamura, 1954 : Analysis of extraordinarily heavy rains at the end of Baiu, one of the rainy season in Japan, *J. Met. Soc. Japan*, 32, 281 - 289 .
- Takahashi, K. and M. Iida, 1955, 高橋浩一郎・飯田睦次郎 : 700 mb 偏差型の分類について, *研究時報*, 7, 687 - 695 .
- Takasugi, M. and Ikeda, H., 1969, 高杉正明・池田浩 : 南部アジア高氣壓の季節變動と日本の梅雨との関係, *研究時報*, 21, 243 - 248 .
- Takenaga, K., 1959, 竹永一雄 : 梅雨期の大雨予想について, *研究時報*, 11, 52 - 58 .
- Takenaga, K., 1960, 竹永一雄 : 相關分布にちる天候予想法について, *研究時報*, 12, 343 - 349 .
- Tashiro, S., 1968, 田代茂夫 : 北半球 500 mb 高度合成圖にちる梅雨期の解析, 昭和 42 年度全國長期預報技術検討會資料。
- Tokioka, T., 1970 : Non-geostrophic and non-hydrostatic stability of a baroclinic fluid. *J. Met. Soc. Japan*, 48, 503 - 520 .
- Tokioka, T., 1971 : Supplement to non-geostrophic and non-hydrostatic stability of a baroclinic fluid and medium-scale disturbances on the fronts *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 129 - 132.
- Tokioka, T., 1972 : A numerical experiment of medium-scale disturbances : Dry model, *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 259 - 270 .
- Tokioka, T., 1973 : A stability study of medium-scale disturbances with inclusion of convective effects. *J. Met. Soc. Japan*, 51, 1 - 10 .
- Tokioka, T., 1974 : Instability theory of the medium-scale disturbances. *Tech. Rep. No. 86, JMA*, 84 - 97 . (in Japanese)
- Ushijima, T., 1959 : Medium-scale waves in the atmosphere, *J. Met. Soc. Japan*, 37, 96 - 103 .
- Ushijima, T., 1969 : Analytical study of the low-level jet stream. *J. Met. Soc.*

- Japan, 47, 13 - 22 .
- Woeikoff, A., 1870 : Uber das Klima von Ostasien, Zeit. F. Met. 39.
- Woeikoff, A., 1878 : Klima von Japan, Zeit, Osterreich Gesell. Met. 13 .
- Yamanaka, M., 1967 ( 山中睦男 ) : 梅雨時に現われた中規模じちラ嵐の解析, 福岡管區氣象研究會誌, 28, 223 - 227 .
- Yamanaka, R., 1973 : Generation and development of disturbances over the sea area to the west of kyushu in Baiu season. Memoirs of Fukuoka Met. Obs. No. 28, 176 - 200 . ( in Japanese ) .
- Yasuda, K., 1960, 安田清美 : 1959年7月14日の東海地方の豪雨について, 研究時報, 12, 786 - 801 .
- Yin, M. T., 1949 : A synoptic-aerological study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. J. Met., 6, 393 - 400 .
- Yoshino, M., 1965 : Four stages of the raining season in early summer over East Asia ( Part II ). J. Met. Soc. Japan, 43, 231 - 245 .
- Yoshino, M. 1966 : ibid. ( Part II ). J. Met. Soc. Japan, 44, 209 - 217 .
- Yoshizumi, S., 1974 a : The characteristic structure of the Bain front associated with heevy rainfalls. Tech. Rep. No. 86, JMA, 36 - 52. ( in Japanese ).
- Yoshizumi, S., 1974 b : Medium-scale disturbances developed along the Baiu -Frantal zone. Tech. Rep. No. 86, JAM, 67 - 83 . ( in Japanese ).
- Yoshizumi, S., 1975 : Development of an instability line under a cut off low, Pap. Met. Geophys., 26, 167 - 180.
- Yoshizumi, S., 1977 : On the structure of intermediate-scale disturbances on the Baiu front, J. Met. Soc. Japan, 55, 107 - 120 .

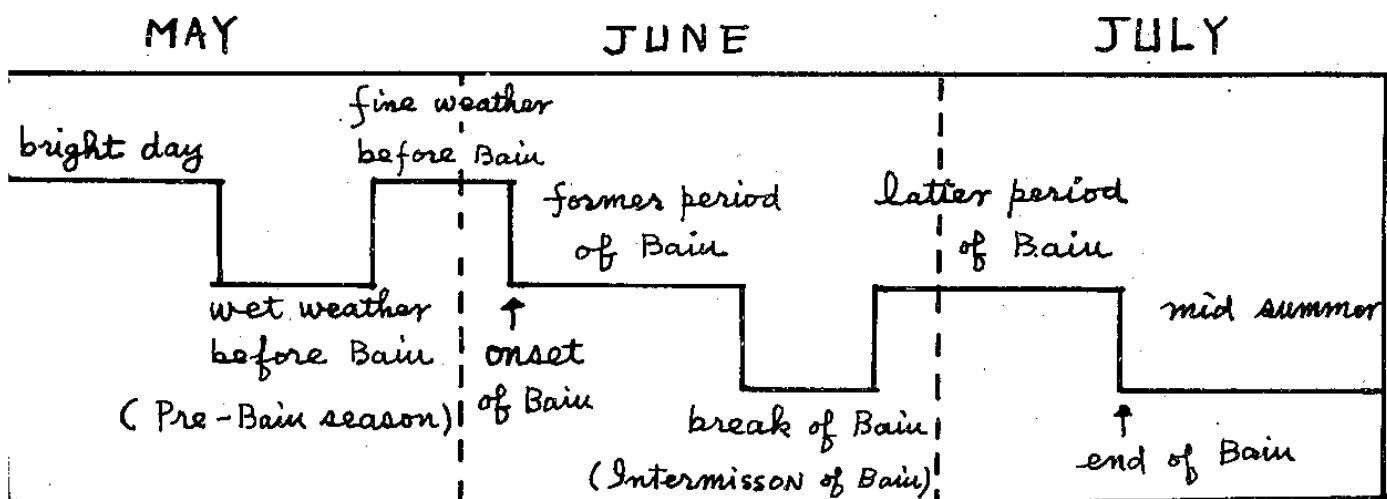


圖1 梅雨期天氣經過之模式

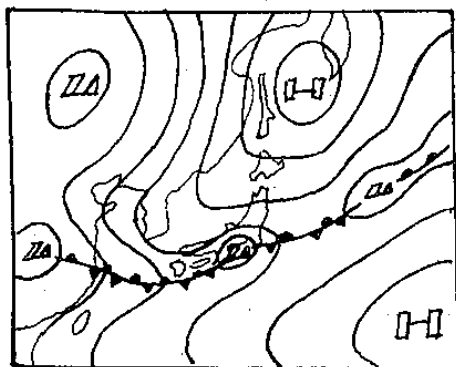


圖2 典型的梅雨地面天氣圖

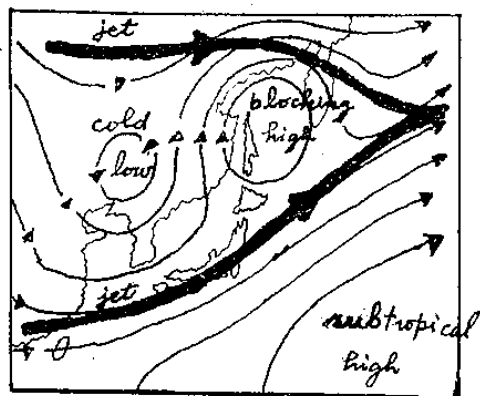
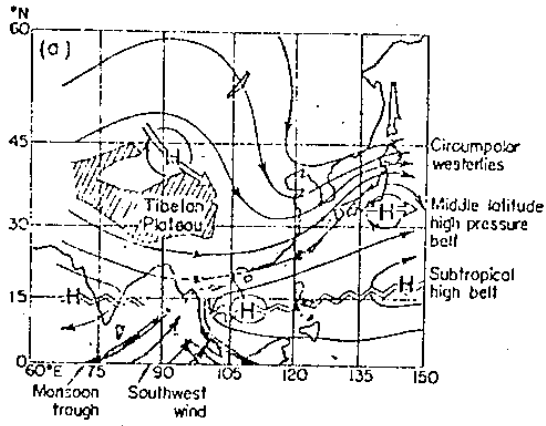
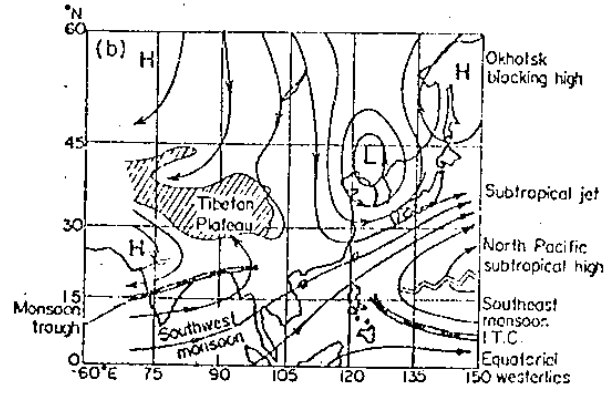


圖3 典型的梅雨高層氣流圖

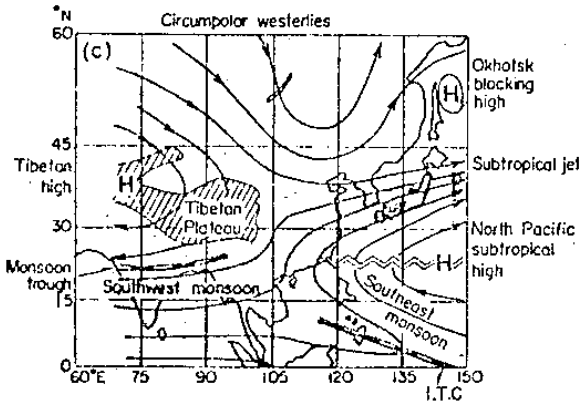




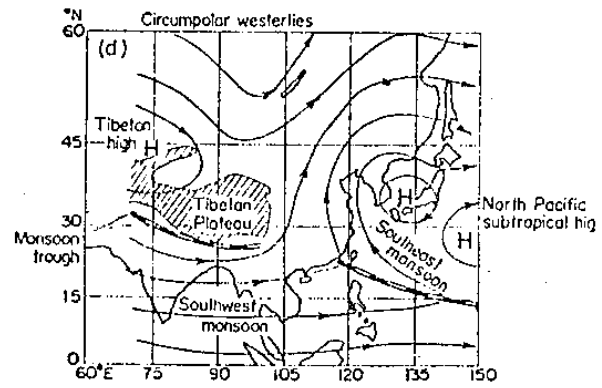
(a) 4月中旬—5月初



(b) 5月中、下旬—6月中旬



(c) 6月底—7月中旬



(d) 7月底—8月中旬

圖4 亞東地區高空風與氣壓分佈

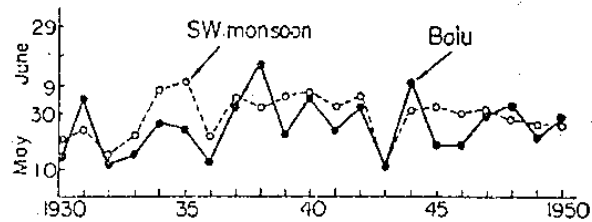


圖5 印度西南季風與東京梅雨開始日期的關係

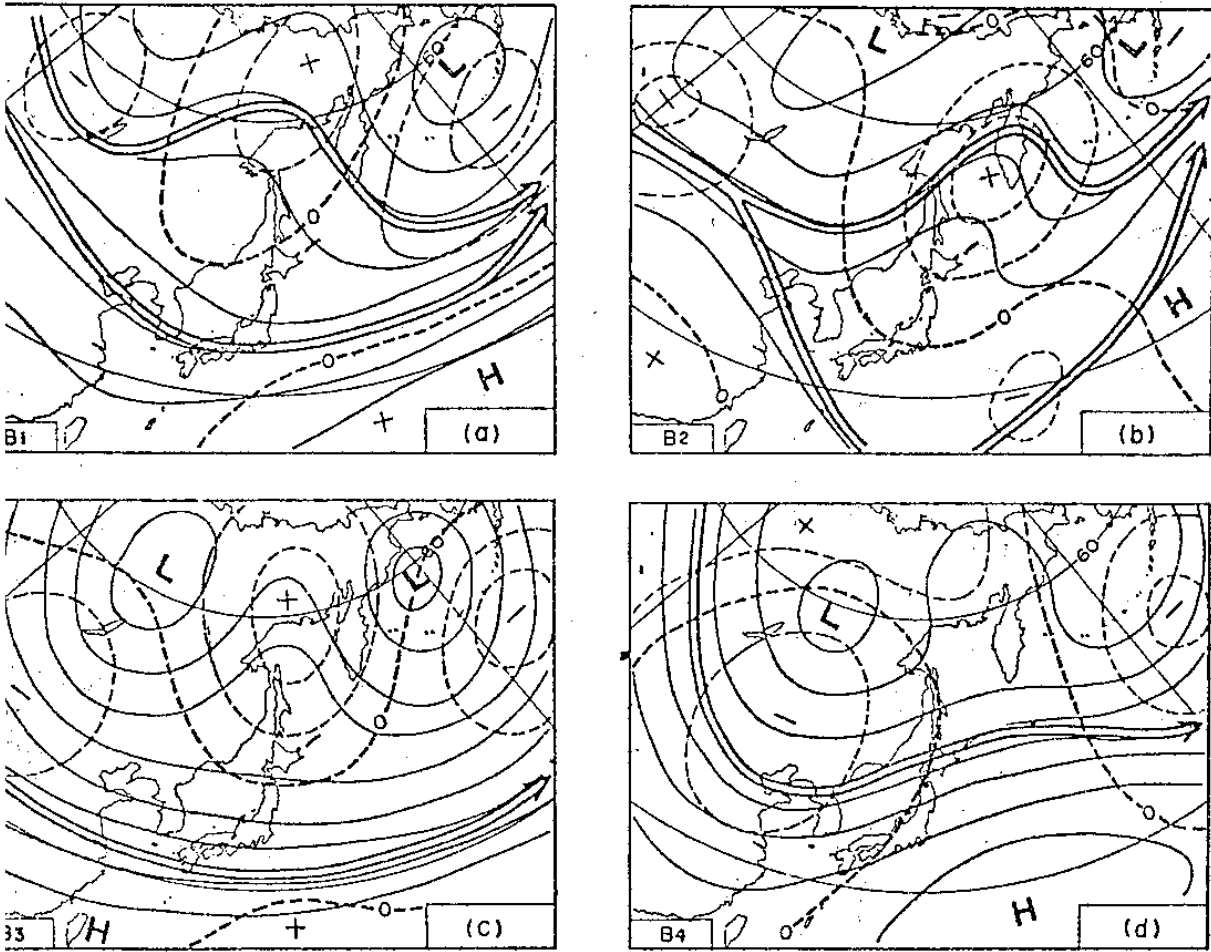


圖6 500 mb 面高度(實線) 5日平均的典型流動型式與  
梅雨期距平(點線)，雙實線表示噴射氣流。



圖7 高度變化所示梅雨期正常流動型式  
之形成過程，數字表示5天連續數  
值。

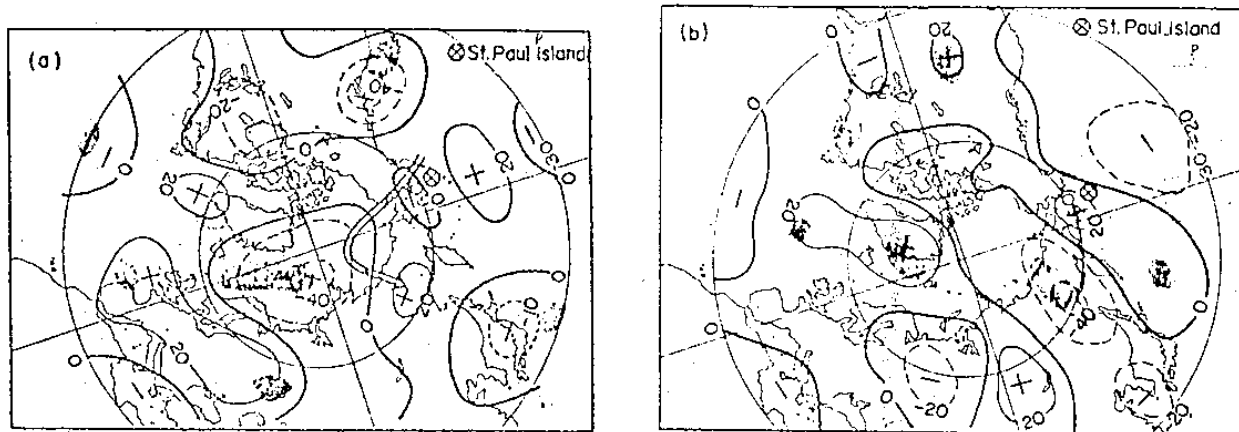


圖8 500mb 面五天平均高度距平合成圖與 St. Paul 島高度變化之相關。  
 (a) 梅雨之開始，雙實線有箭頭者表示正距平區之經路 (b) 梅雨前二十天

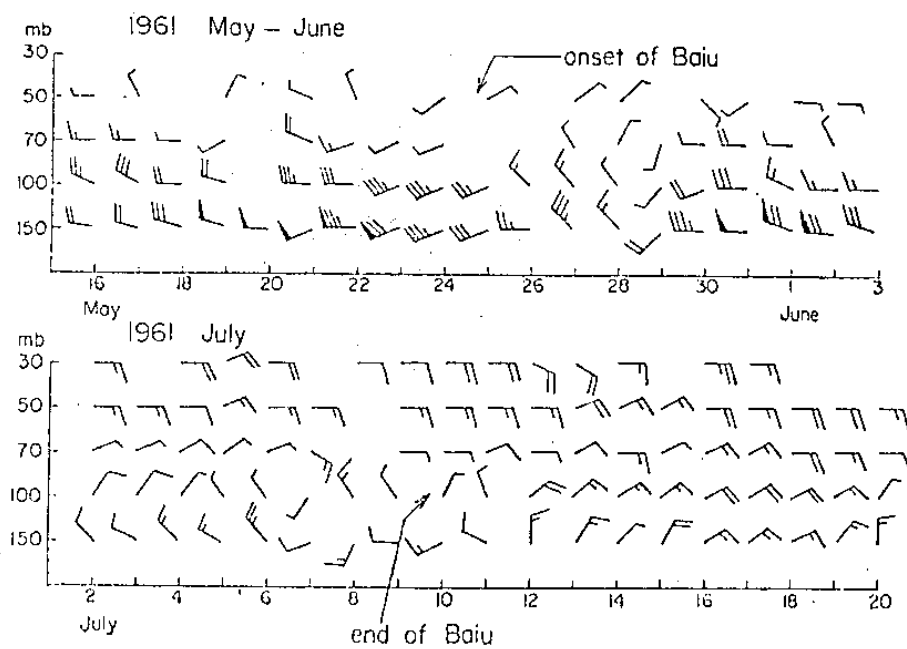


圖9 福岡高空風重直分佈與梅雨之開始及終止之關係

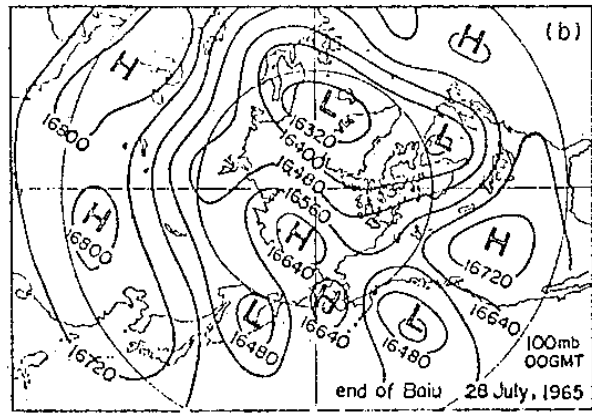
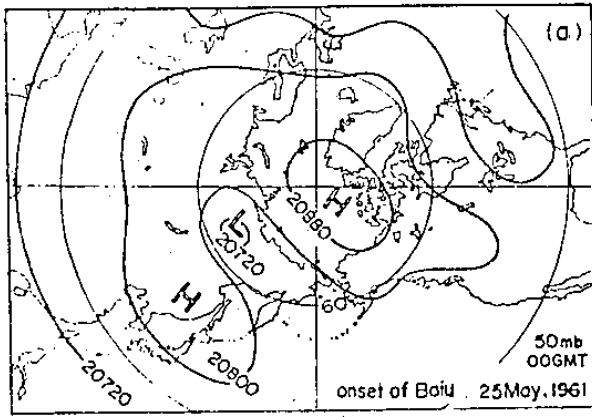


圖10 (a)在福岡梅雨開始時之 50 mb 天氣圖 (單位 m)  
 (b)在福岡梅雨終止時之 100 mb 天氣圖 (單位 m)

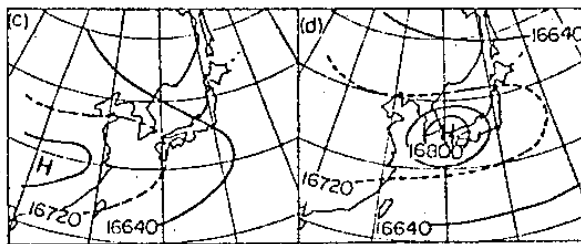
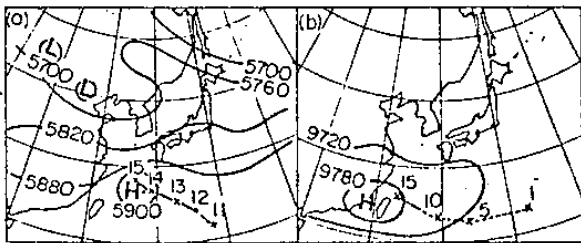


圖 11 鹿兒島梅雨終止時期之各種天氣圖  
 (單位為 m)

- (a)在 500mb 面高細胞之遷移 (1968 年 7 月 11 日—15 日)
- (b)全上 300mb 面圖 (1968 年 7 月 1 日—15 日)
- (c)1968 年 7 月 16 日 100mb 面圖
- (d)1968 年 7 月 19 日 100mb 面圖

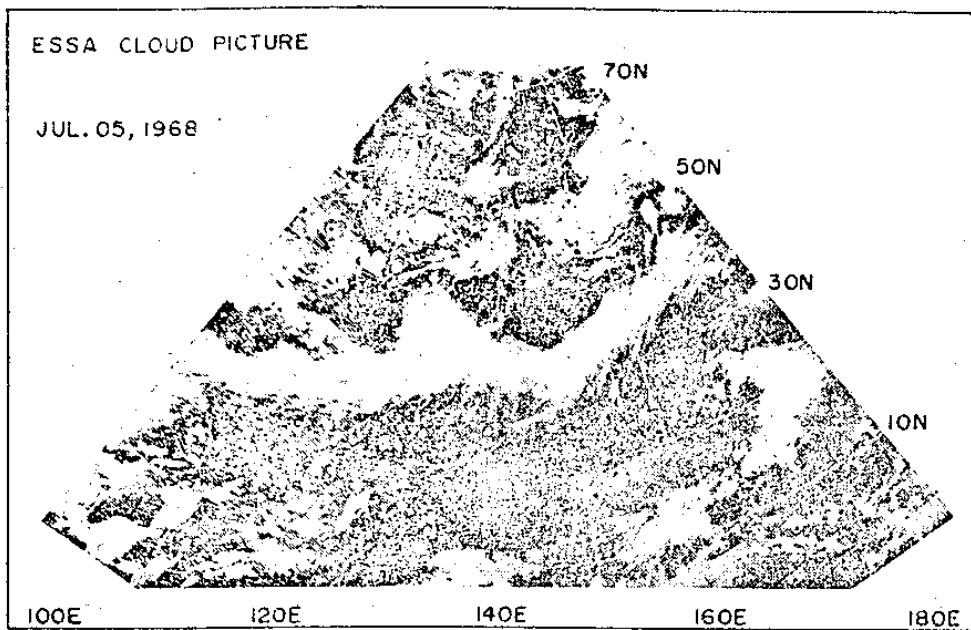


圖12 1968 年 7 月 5 日氣象衛星ESSA—5 之合成照片

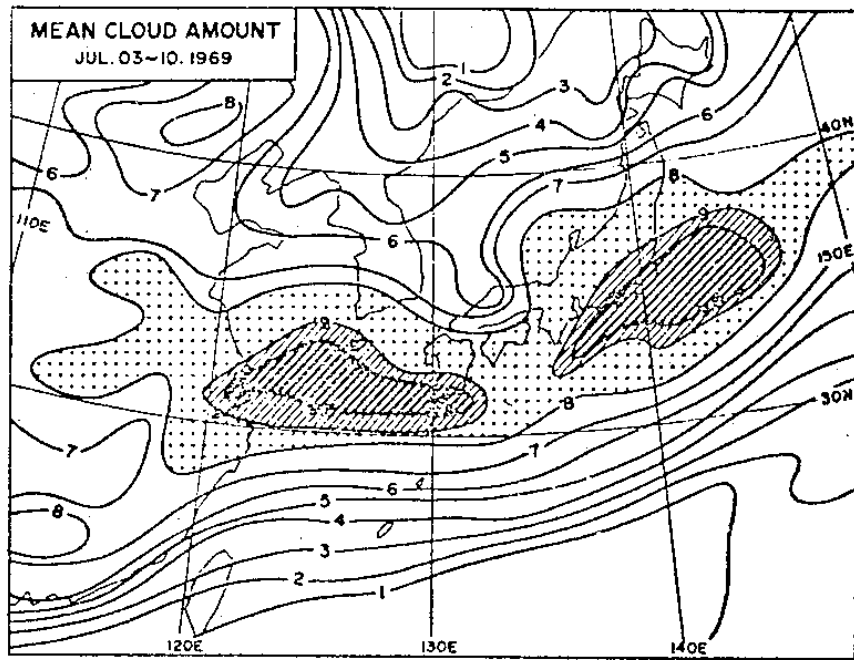


圖13 1969年7月3日-10日的平均雲量分佈

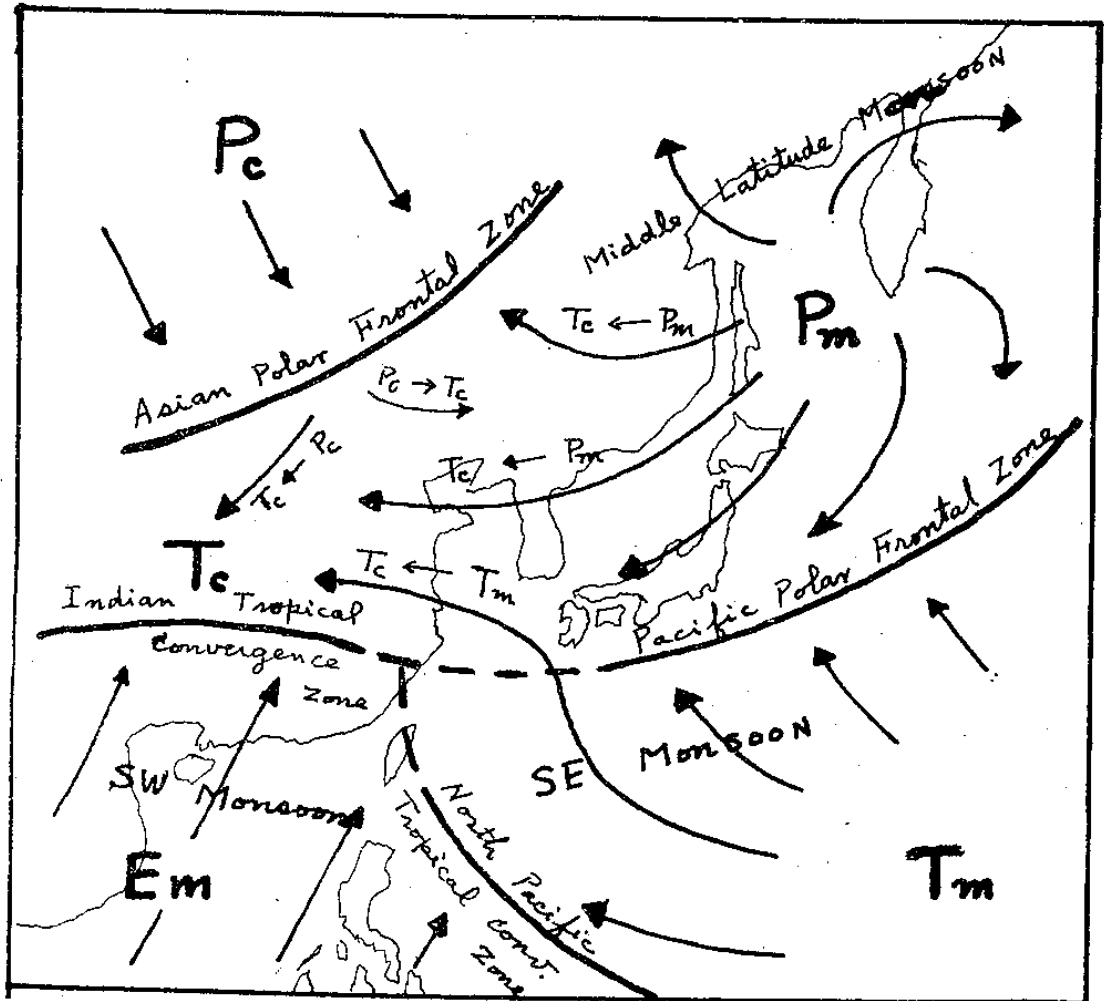


圖14 亞東地區梅雨季高空氣流及鋒面帶模式圖

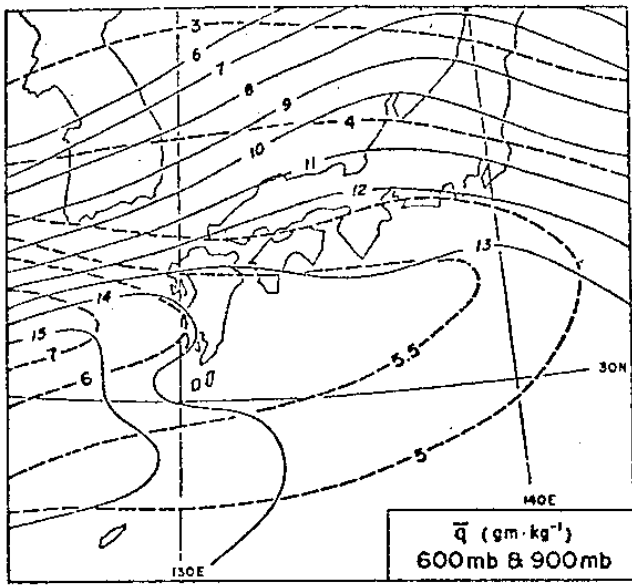


圖15 1969年7月3日—10日之600mb  
900mb面混合比分布

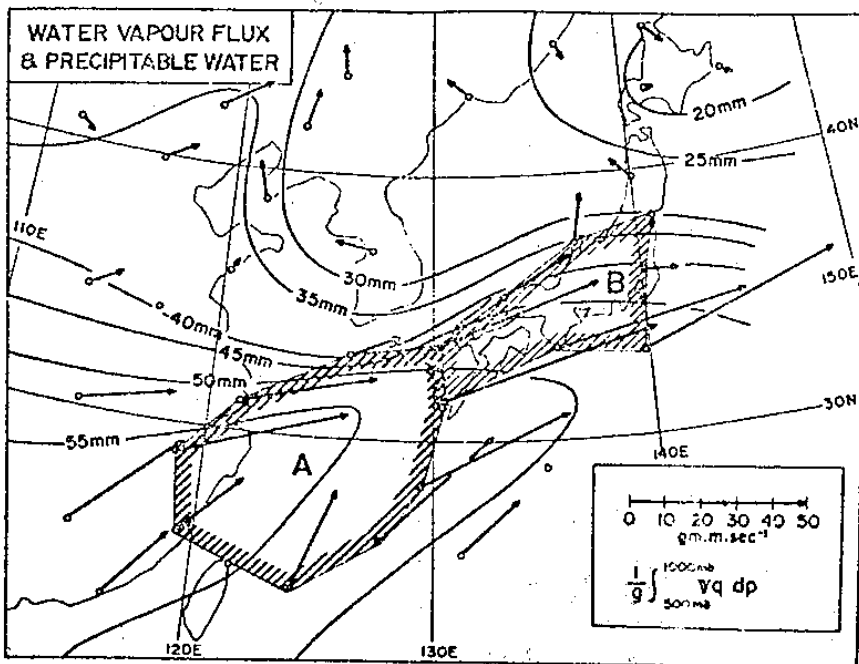
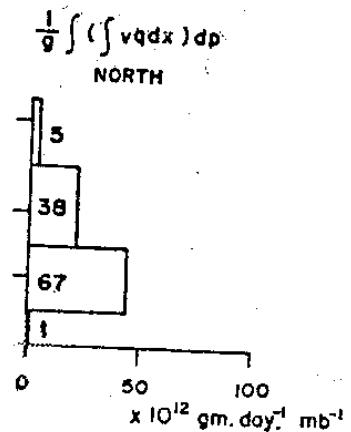
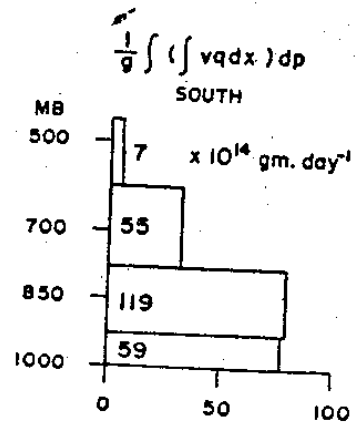
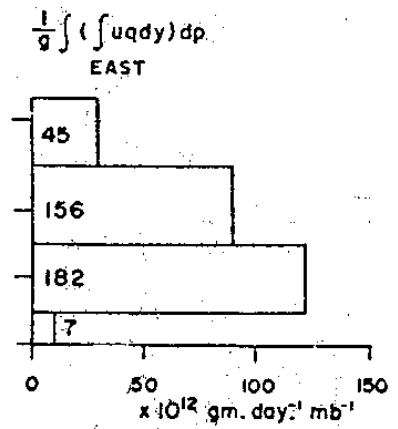
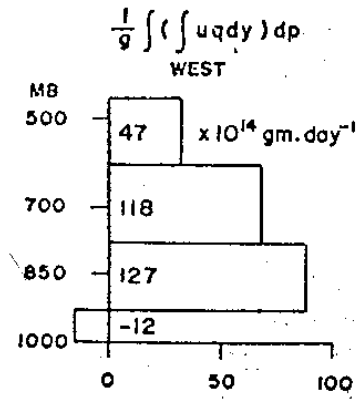


圖16 1969年7月3—10日，東海水汽收支

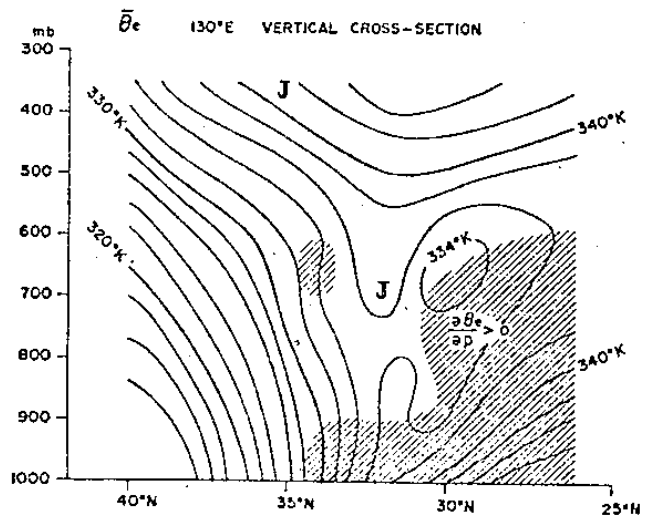


圖17 1969年7月3—10日沿130°E子午線相當位溫垂直剖面圖

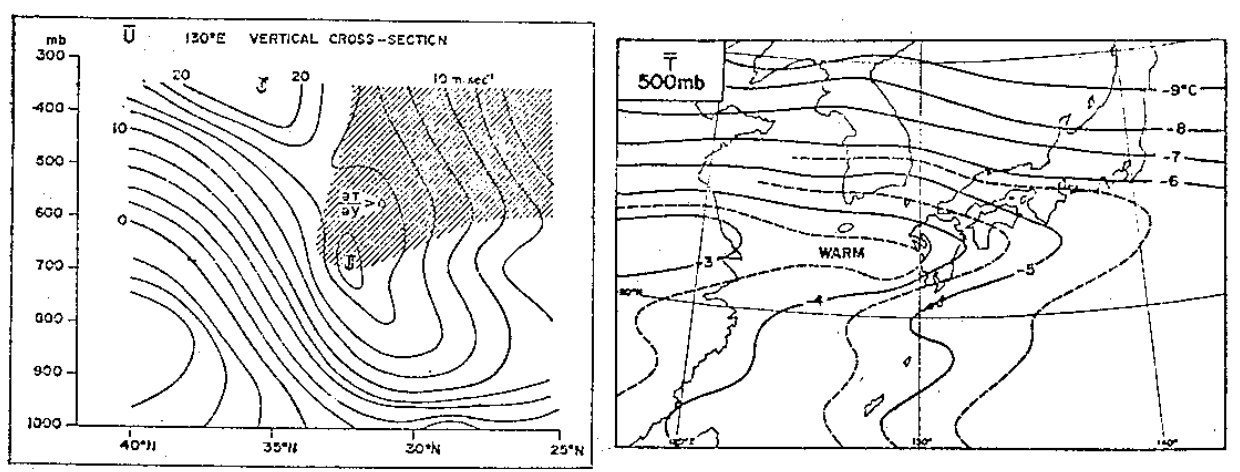


圖18 (a)在圖代表130°E緯流垂直剖面圖  
(b)右圖代表500mb面平均溫度分佈圖

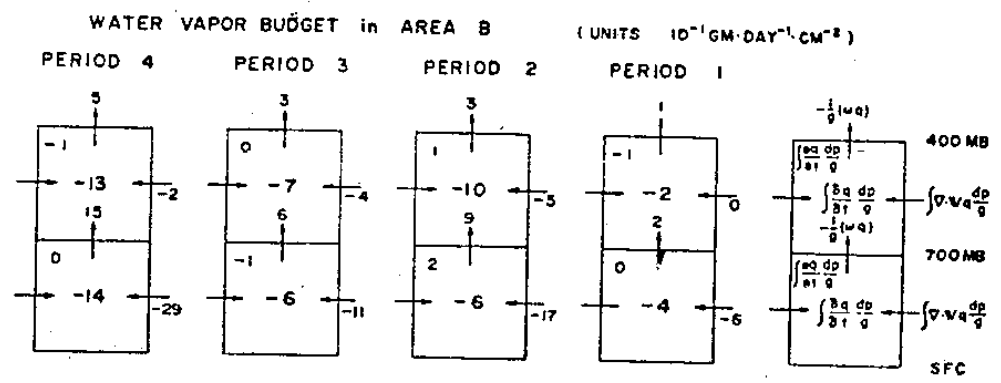


圖19 日本島區各分析期間水汽收支之標式表示。水平向內箭頭表示水汽輻合，垂直箭頭表示垂直水汽通量



雨  
 雨  
 雨  
 雨

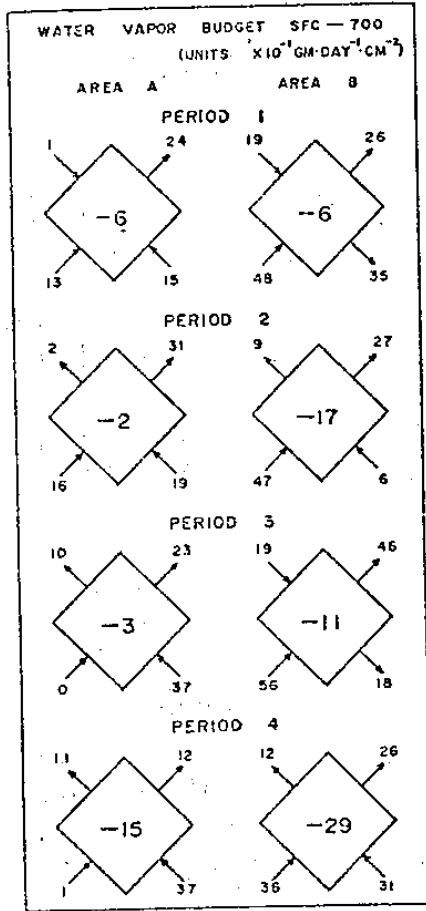


圖20 700mb 以下下層內東海（左圖）及日本列島區（右圖）之水汽收支箭頭表示水汽通量之方向，方形內數字表示下層內水平水汽輻合量

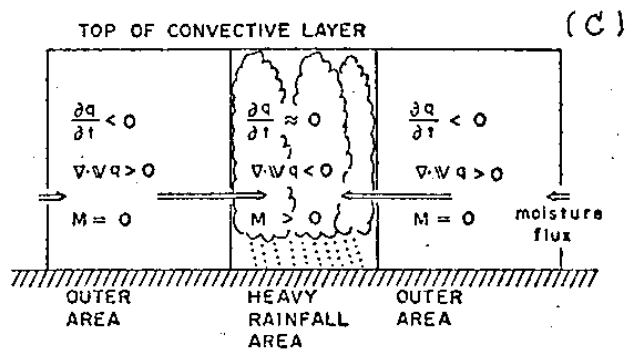
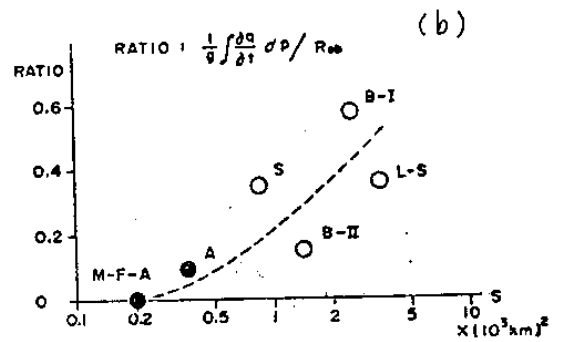
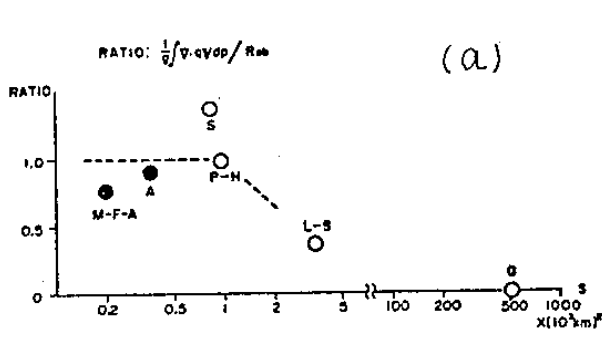


圖21 (a)、(b)、(c)

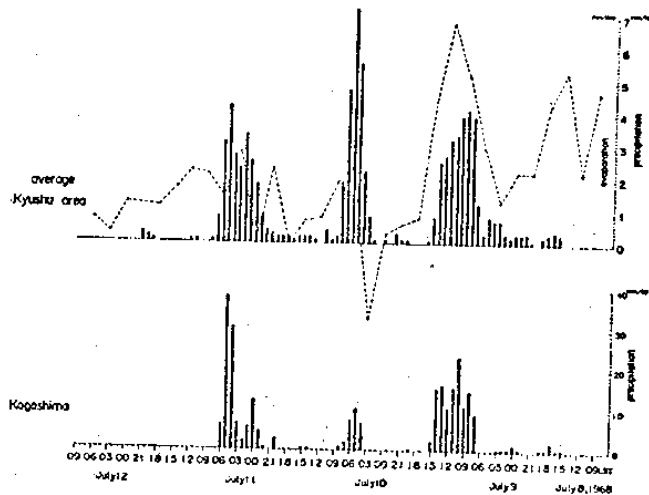


圖22 自1968年7月8日9時至7月12日9時(地方時)一小時雨量  
 上圖：九州地區平均雨量 下圖：鹿兒島雨量

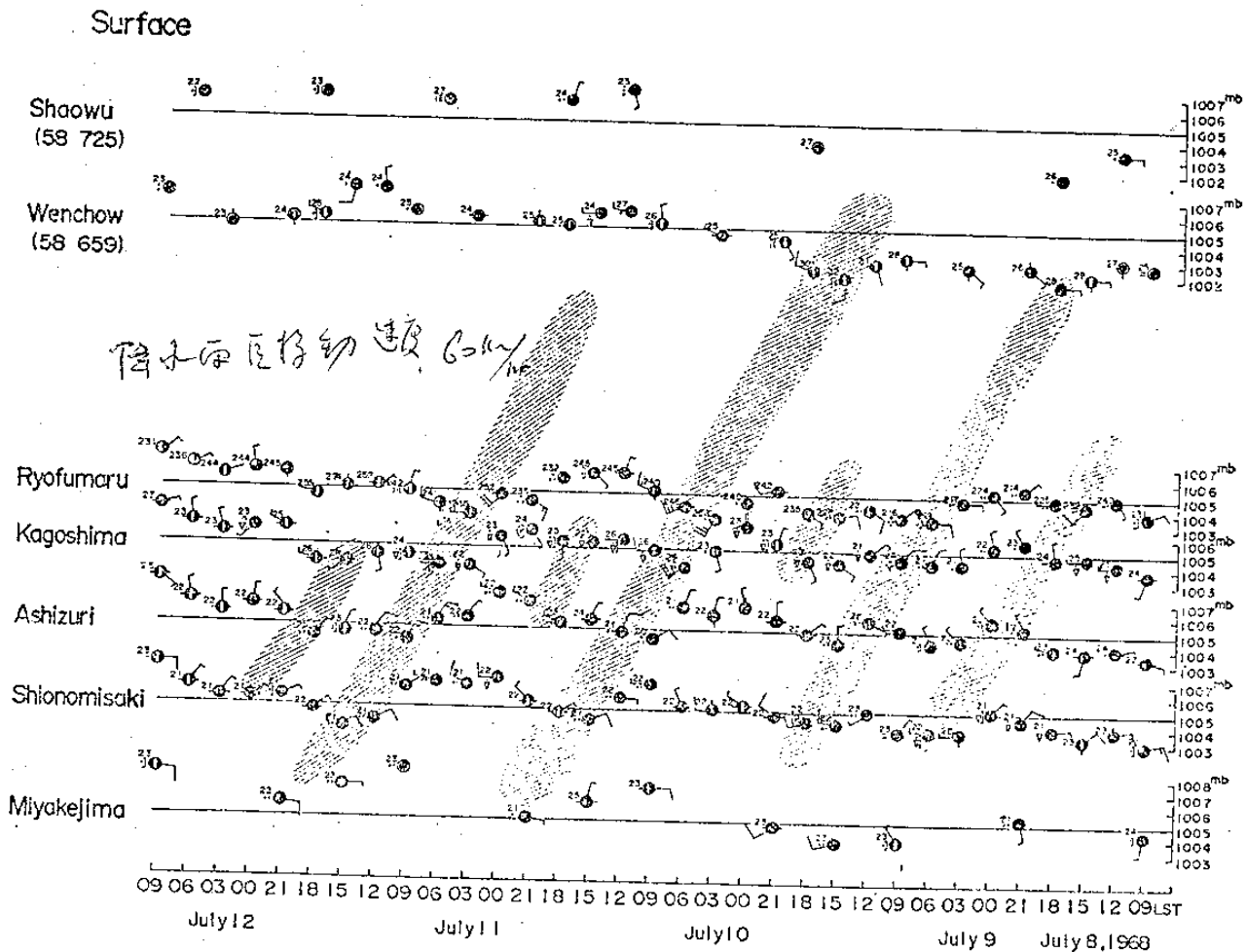


圖23 (a)沿梅雨風帶地面氣象要素之時間剖面圖

天氣符號記在地面氣壓縱坐標上，斜線表示主要雨區

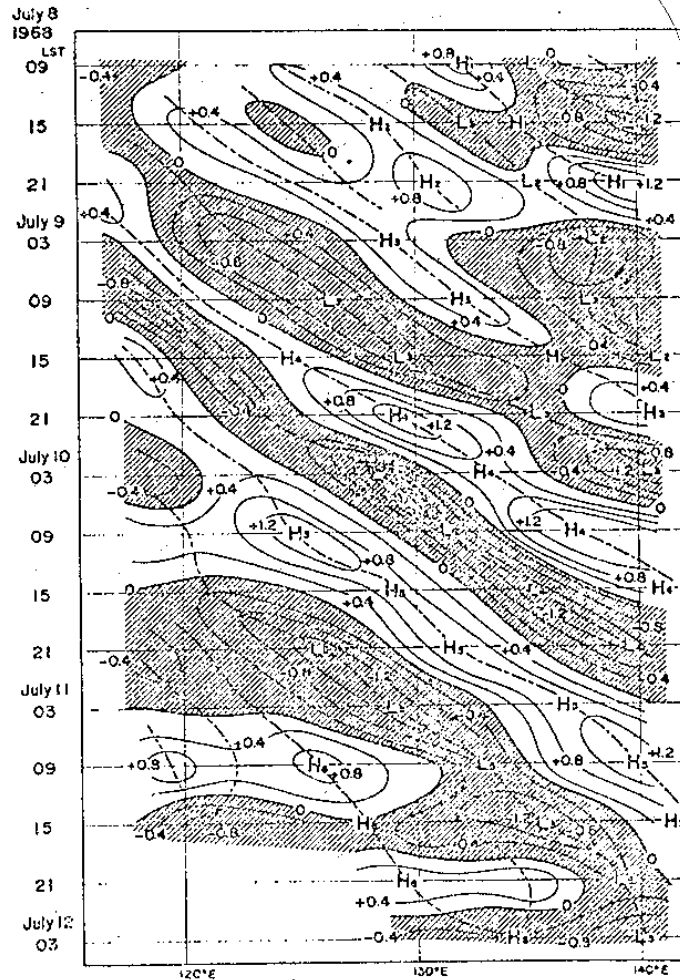


圖23 (b)沿梅雨鋒帶地面氣壓偏差之時間剖面圖

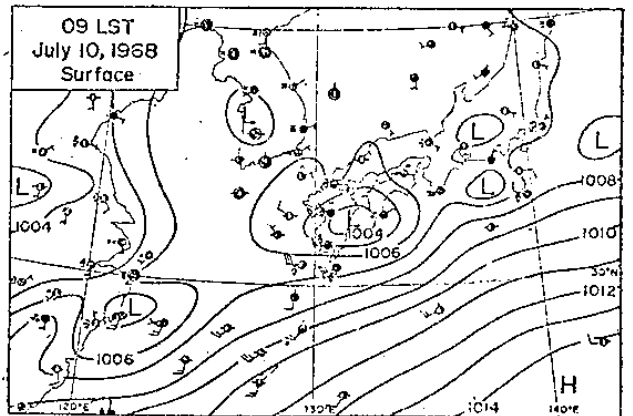
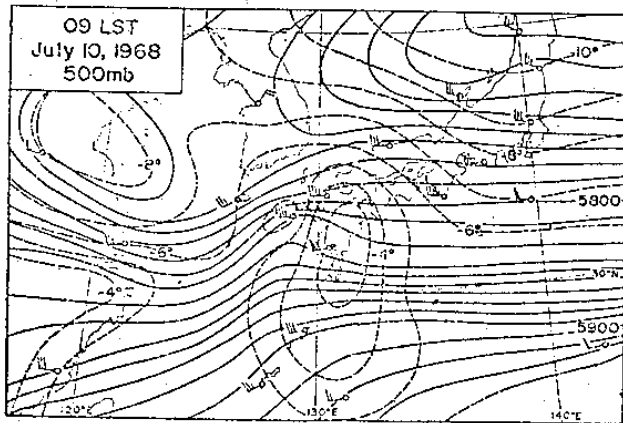
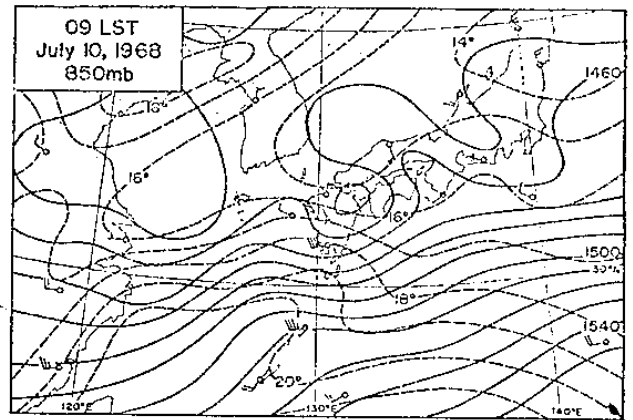
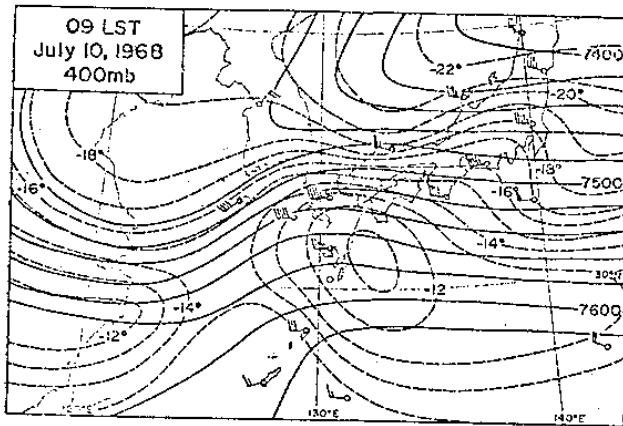
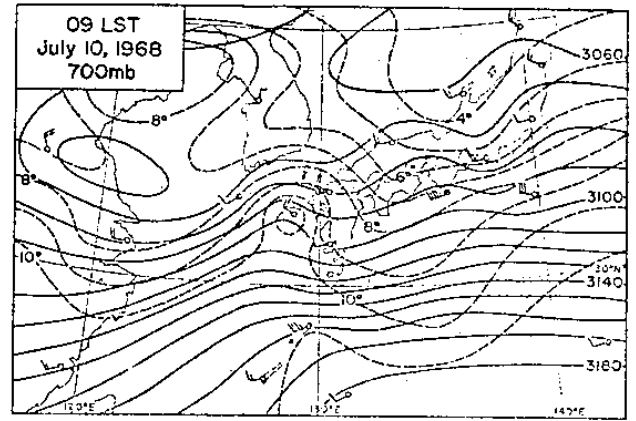
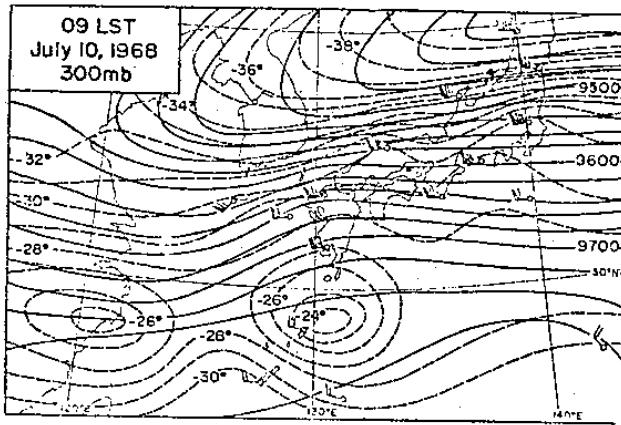


圖24 1768年7月10日9時(地方時)不同高度之天氣圖，點線表示等溫線

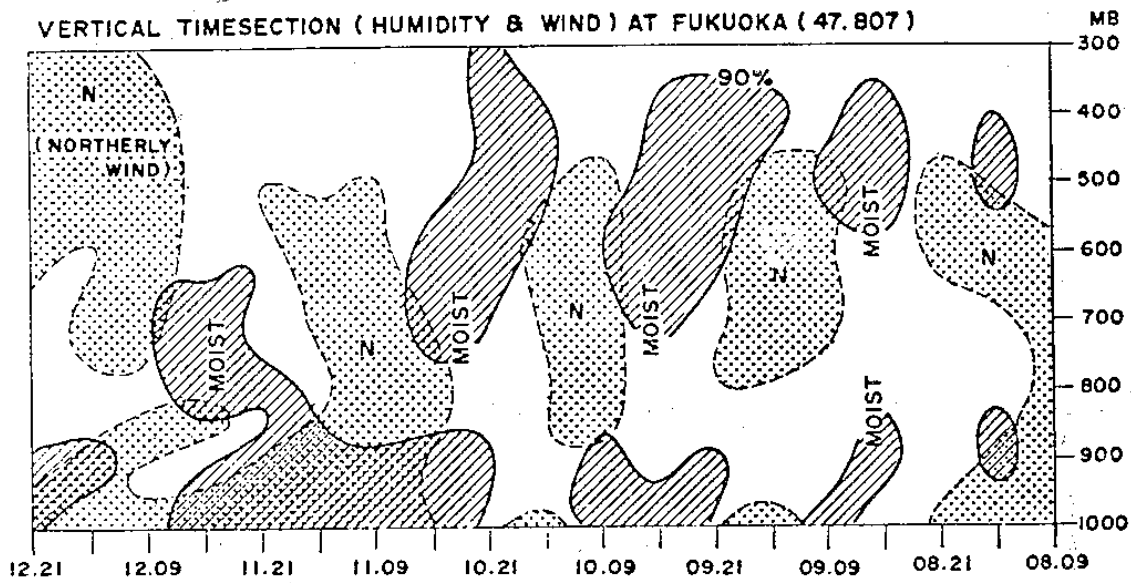


圖25 福岡濕度及風之垂直時間剖面圖 ( 參照 Akiyama )

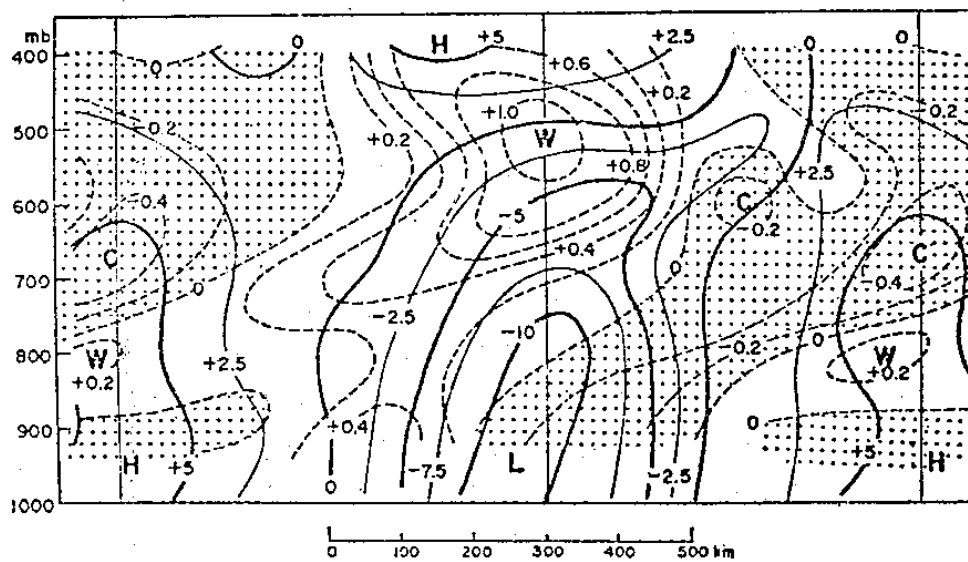


圖26 中間尺度擾動的合成垂直一經向剖面圖  
實線表示以 gpm 為單位的高度偏差，點  
線表示以 °C 表示的溫度偏差，點劃者表  
示負溫度偏差區

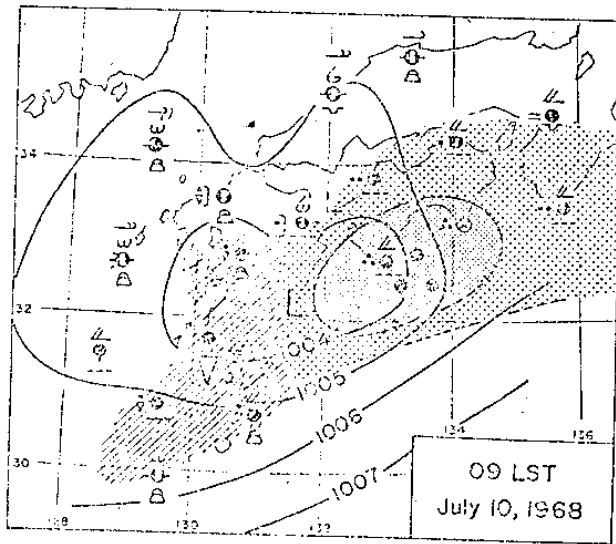


圖27 中間尺度擾動區之降雨分佈

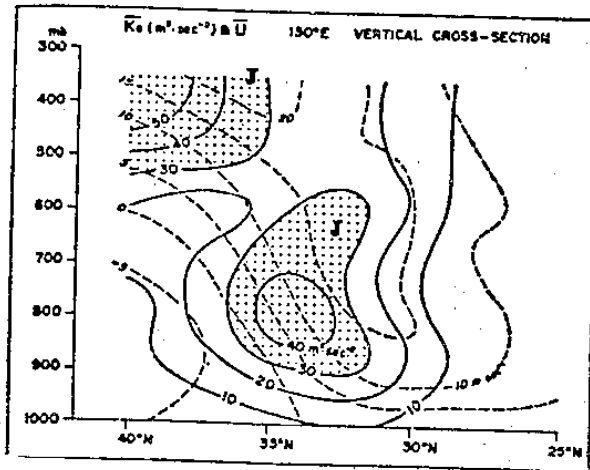


圖28 沿 130°E 子午線中間尺度擾動平均動能 (實線) 的垂直剖面，點線表示平均東西向風速

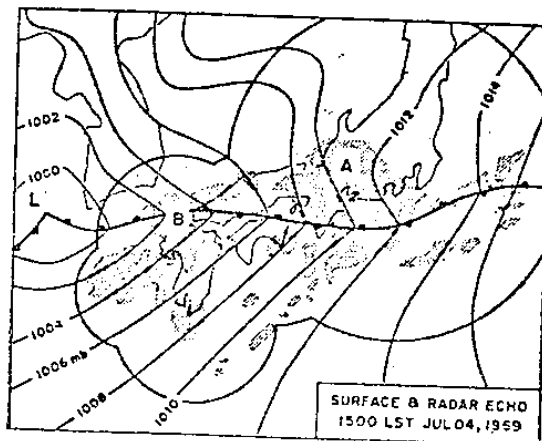


圖29 1967年7月4日15時(地方時) 天氣圖及多數雷達回波合成圖

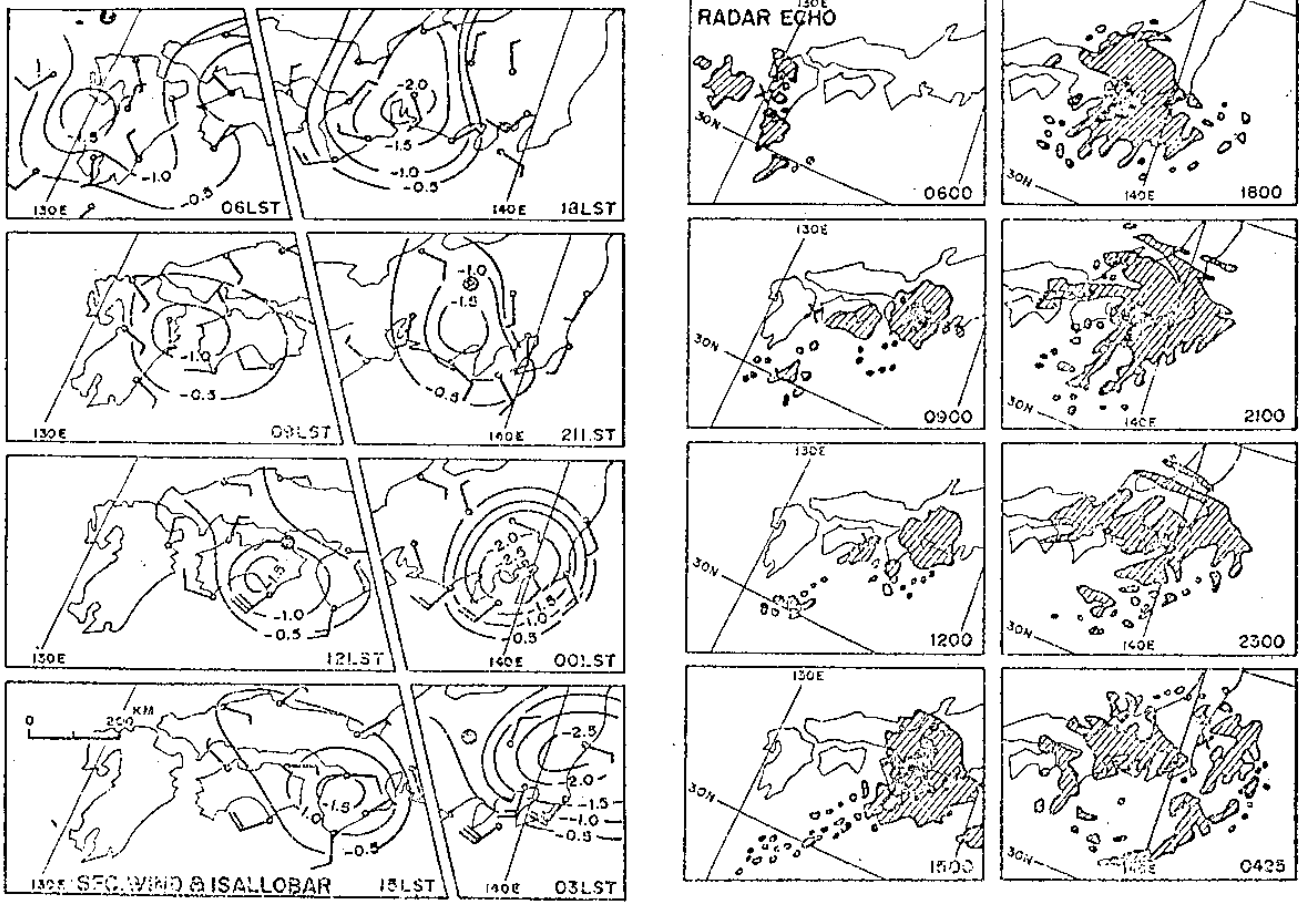


圖 30 一連多數雷達回波合成圖，地面風及等變壓場

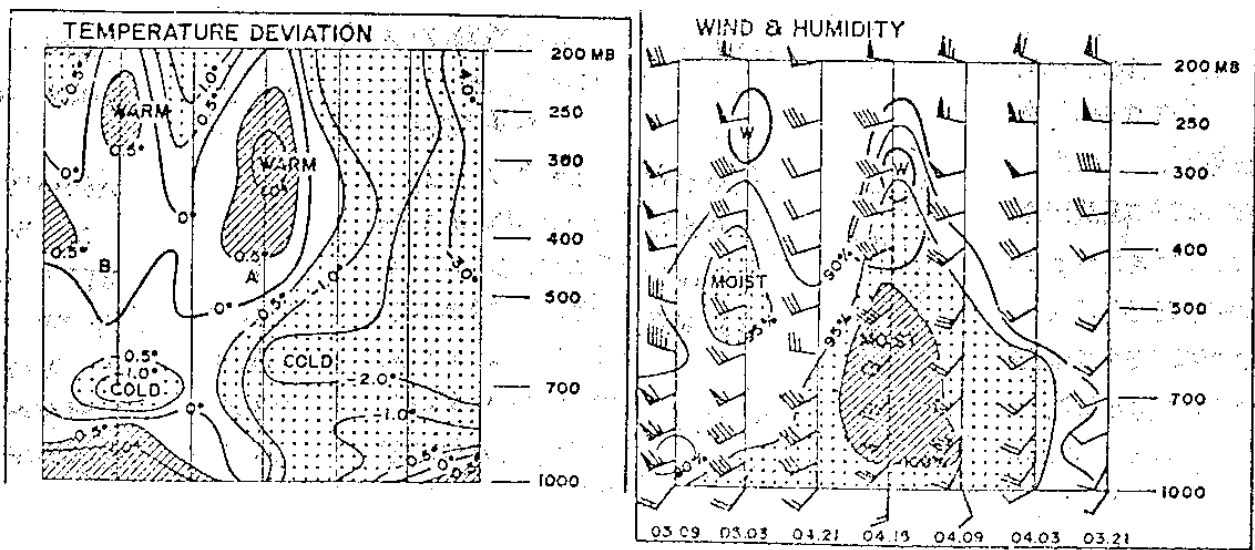


圖 31 下關氣溫偏差，相對濕度及風速之垂直剖面（參照二宮及秋山）



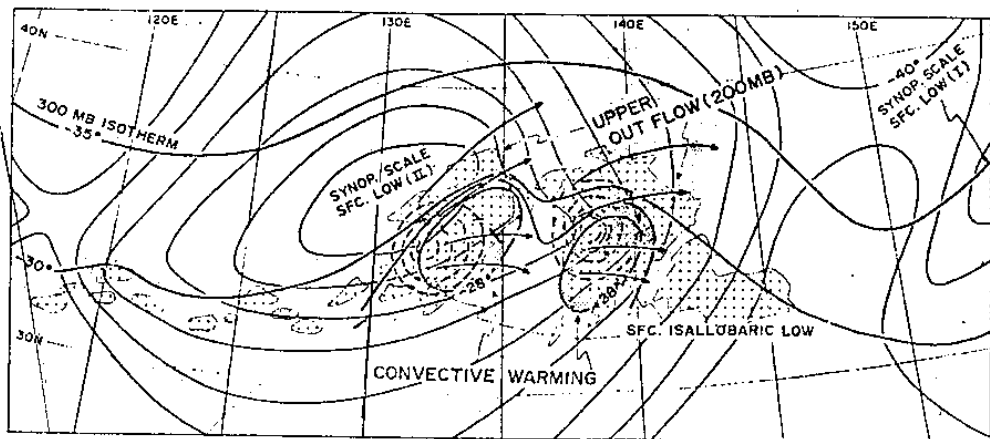
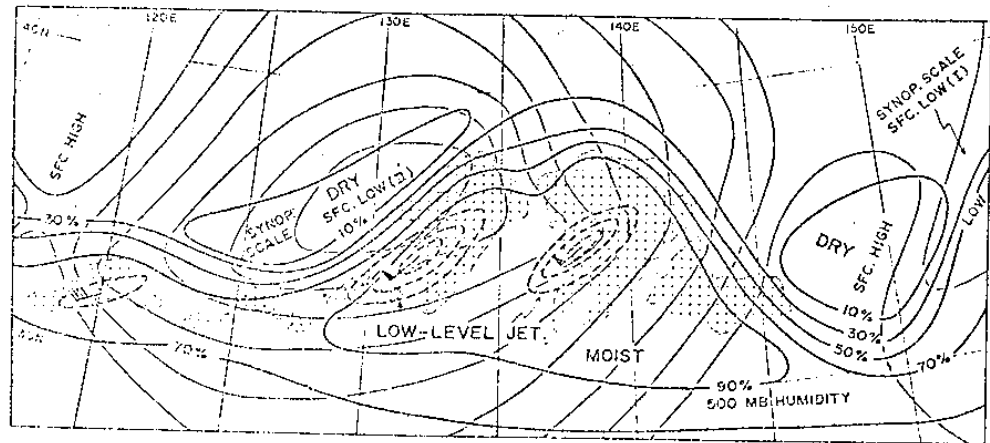
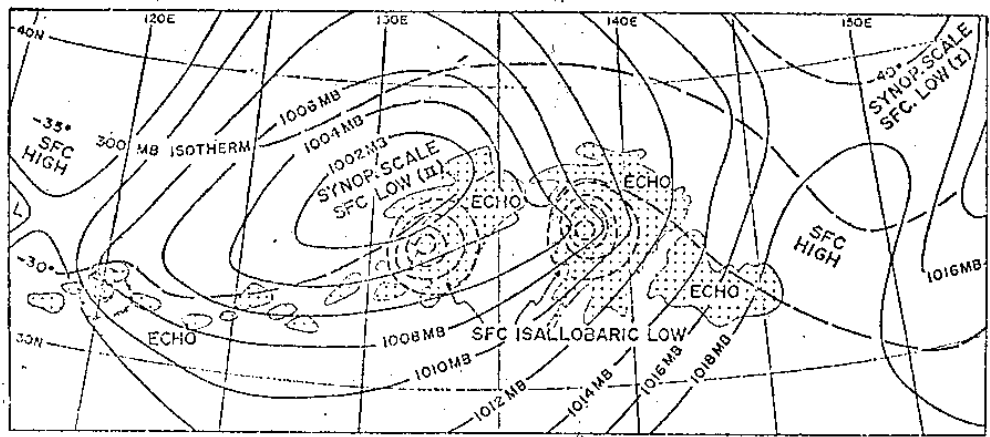


圖32 梅雨鋒中間尺度回波群及下層噴射氣流相貌模式圖

(a) ESSA-9 1448LST @ 500MB 2100LST JUL. 08, 1969



(b)

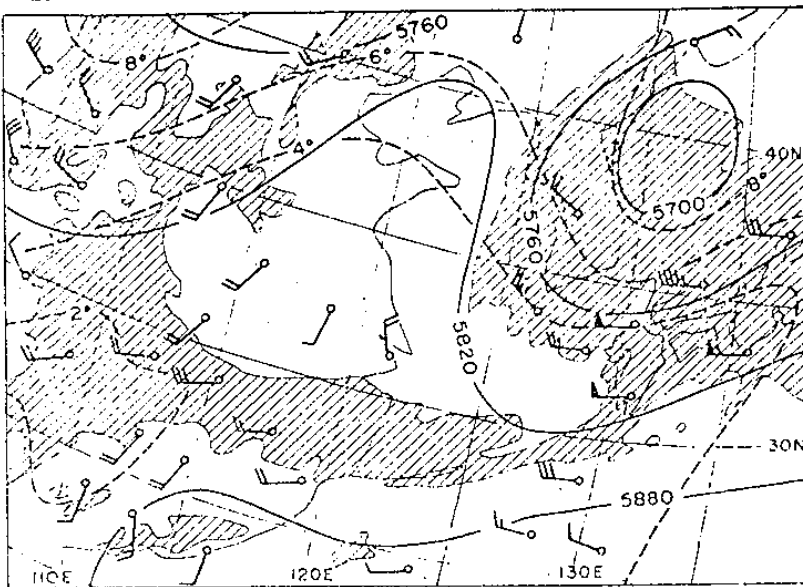


圖33

(a)1969年7月8日14時  
48分(地方時)ESSA  
—9所攝影的衛星雲圖

(b)1969年7月8日21時  
(地方時)500mb高度圖

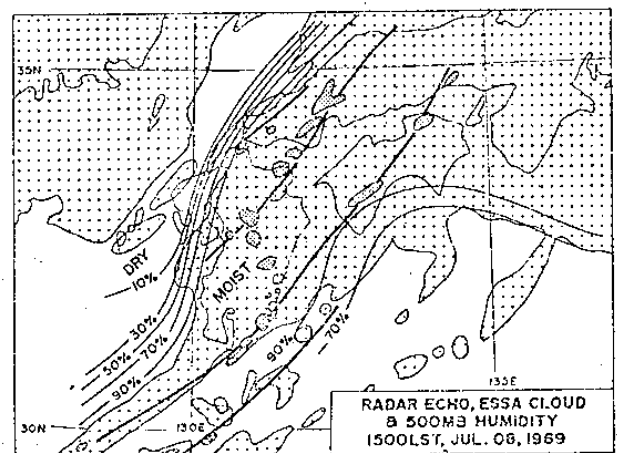
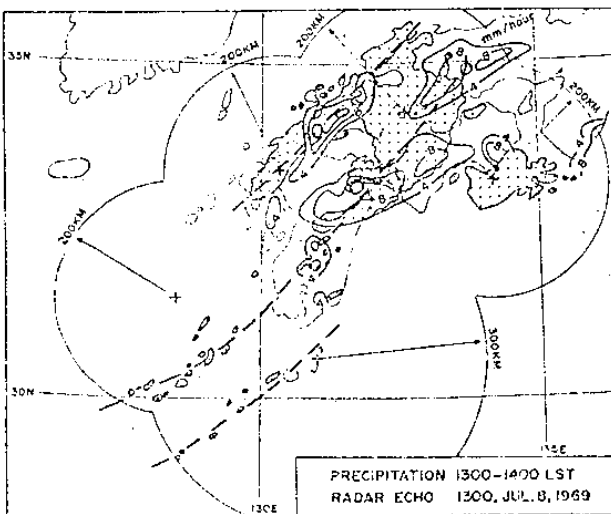


圖34 (a)1969年7月8日13時(地方時)多數雷達合成圖及一小時降水量

(b)1969年7月8日15時(地方時)雷達回波,ESSA雲及500mb濕度

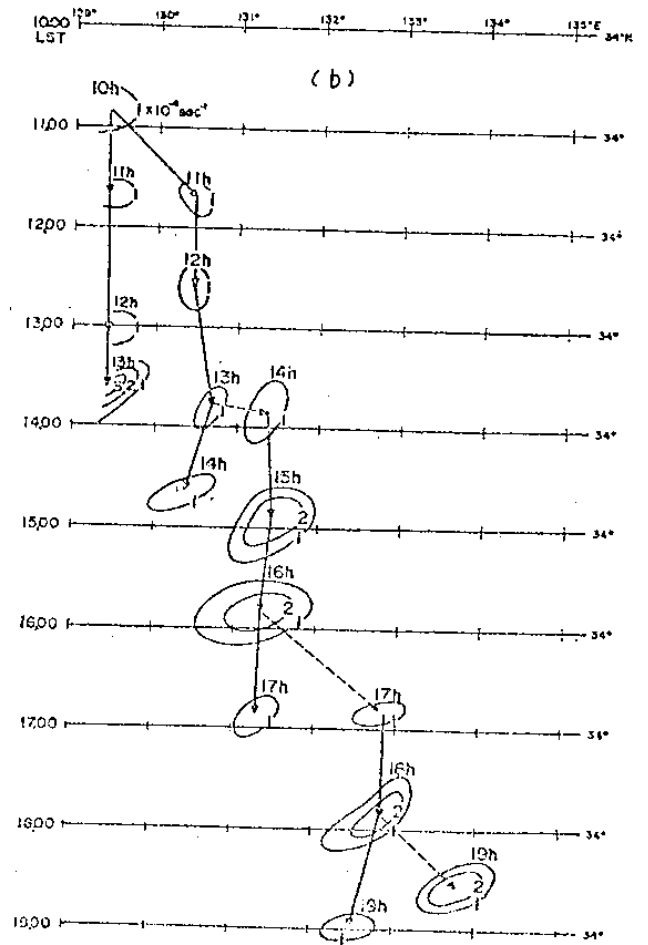
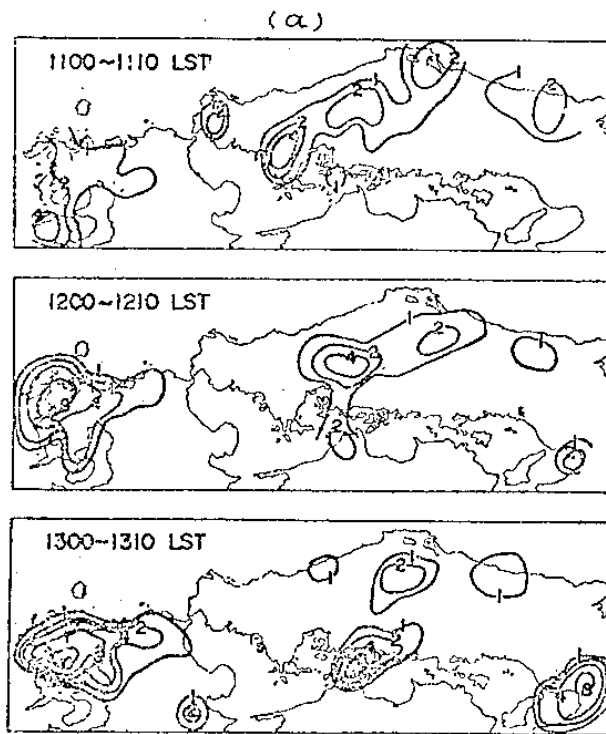


圖35 (a)每小時十分鐘降水量的分佈

(b)合成輻散圖

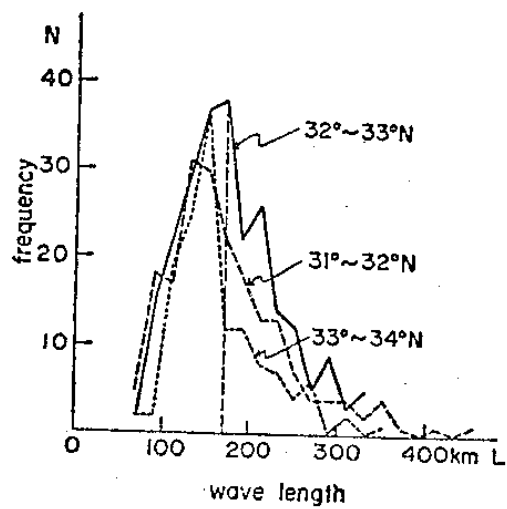


圖35 中尺度擾動的波長頻率分佈圖

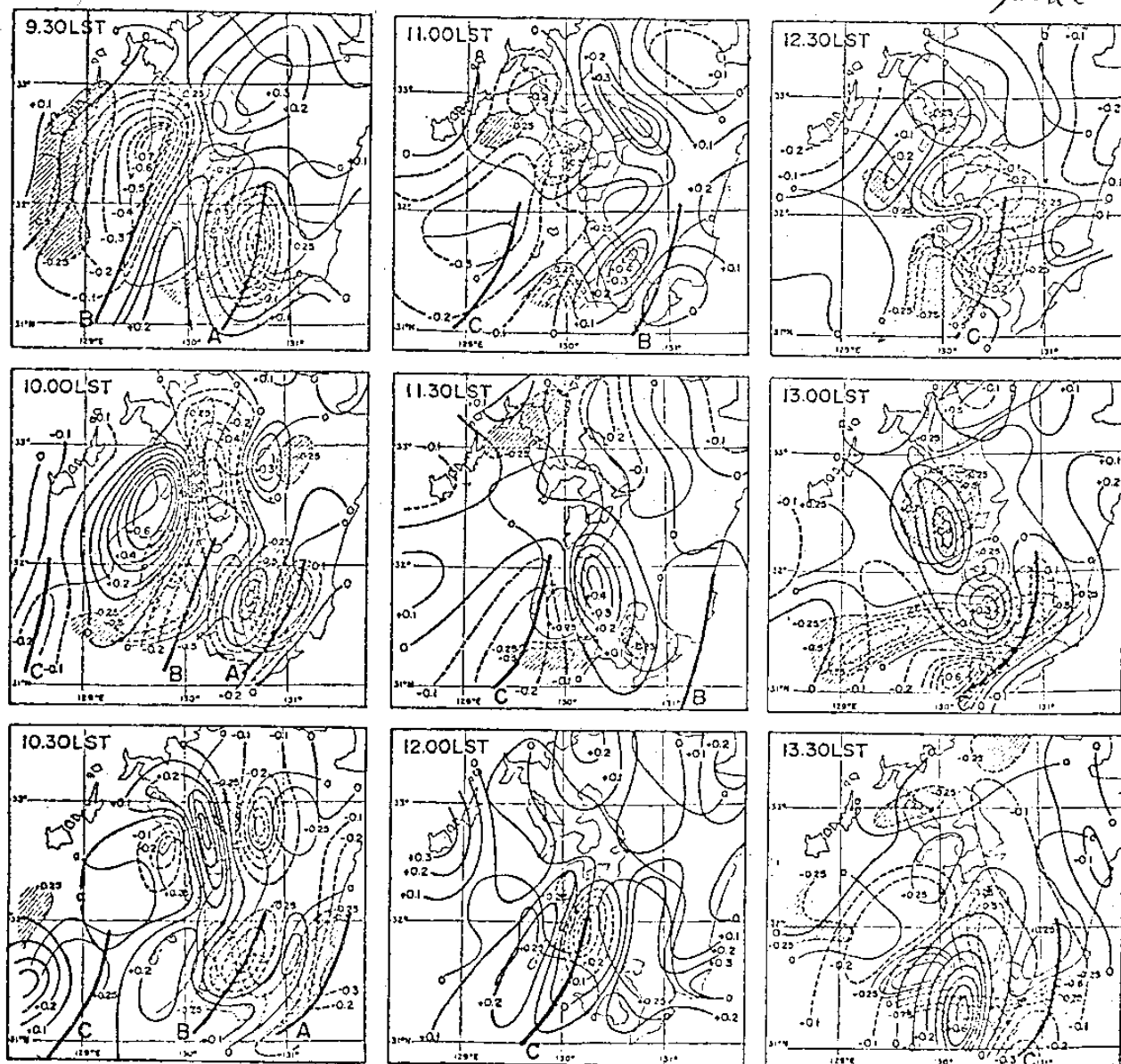


圖36 1968年7月9日豪雨的中尺度分析

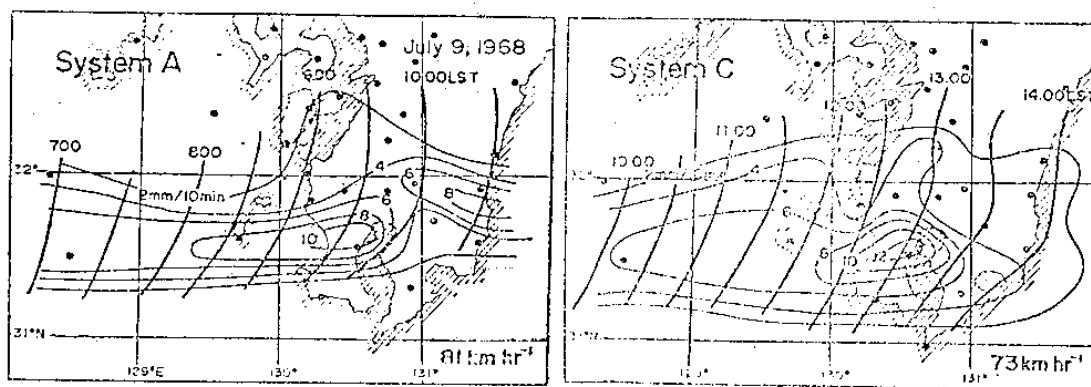


圖37 極大降水出現的等時線與其時刻的降水強度分佈

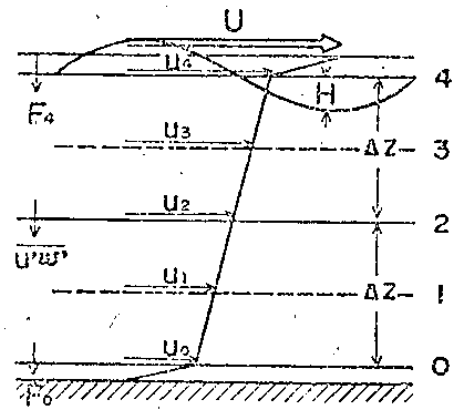
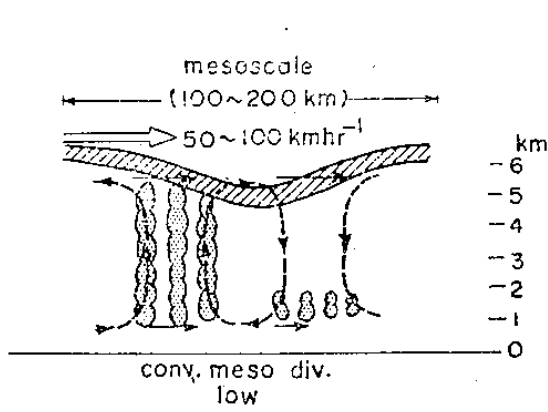


圖38 (a)中尺度擾動的模式圖

(b)剪斷流動與各種符號的二層模式圖

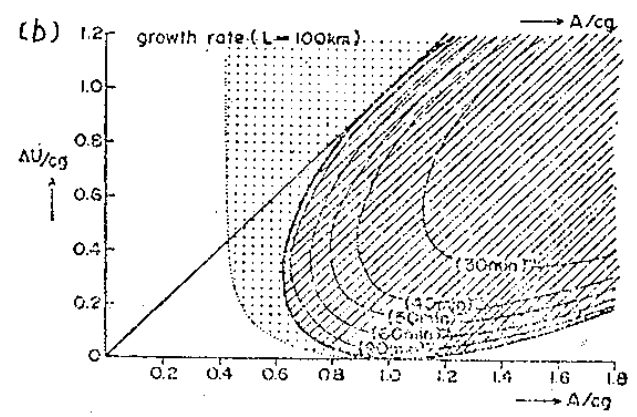
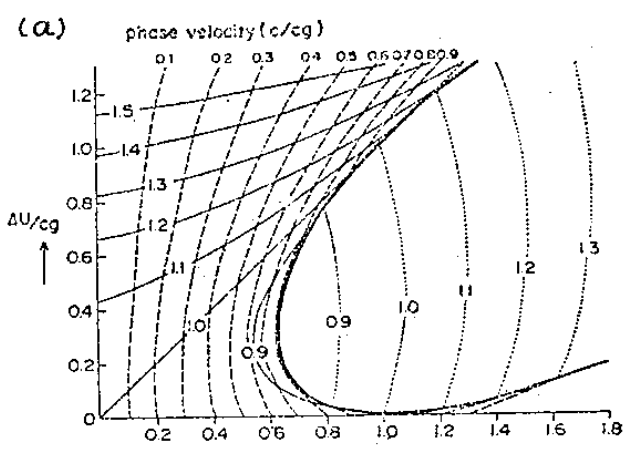


圖39 (a)相位速度以  $\frac{\Delta U}{cg}$  及  $\frac{A}{cg}$  之函數表示 (b)增幅率以  $\frac{\Delta U}{cg}$  及  $\frac{A}{cg}$  之函數表示

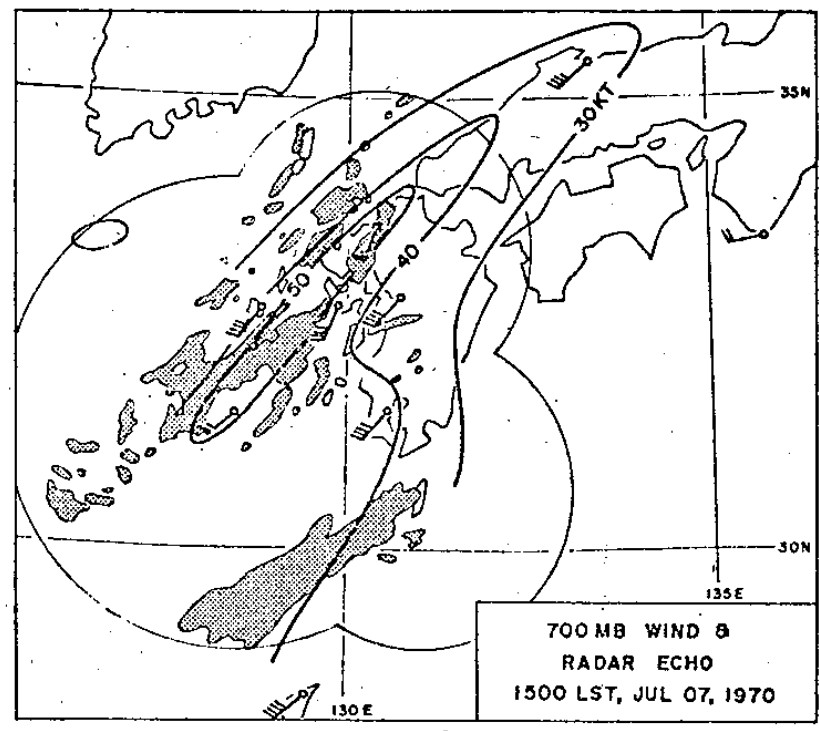


圖40 1970年7月7日15時(地方時)700mb面風場及雷達回波

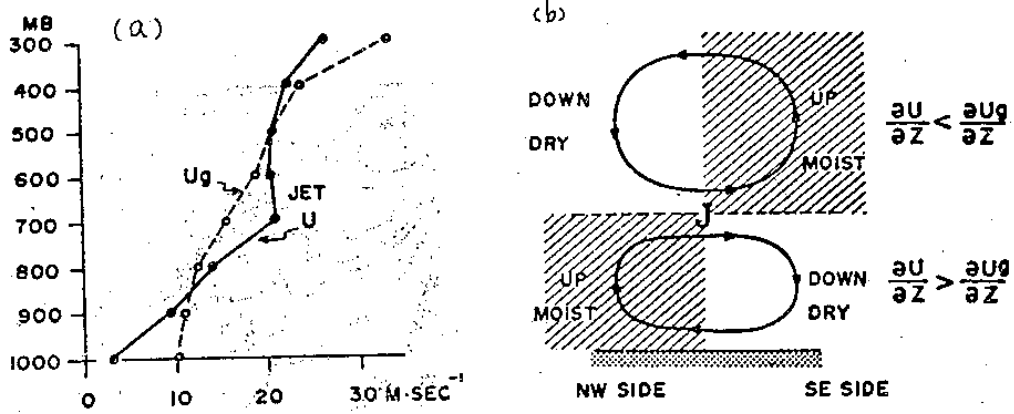


圖41 (a)與噴射氣流軸平行的平均實測風及平均地轉風分量之垂直剖面圖  
 (b)相對濕度分佈與推測垂直環流之模式圖

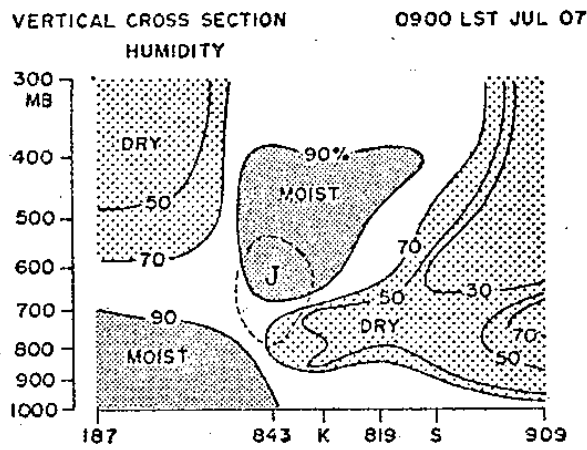


圖42 與低層噴射氣流幅垂直方向的相對濕度  
 垂直剖面