

臺灣冬夏雨量偏差與東西環流之關係

戚啓勳

一、前　　言

廣汎而顯著之氣候反常現象為從事長期預報主要之研究目標。氣象學者認定此反常現象與大氣平均環流之形態有關。一九三九年洛斯貝 C. G. Rossby 闡明環流系統之形式視中緯度西風之強弱為轉移，倡「緯流指標」Zonal Index 以為環流型之分類。(註一)此後氣象學者企圖以預測指標值作為推斷未來環流型之依據，蓋西風指標具有某種程度之持續性與回返季節正常值之趨勢。(註二)艾倫 Allen 史棟 Stone 等氏曾發現西風指標每自亞洲最先低降，而後分向東西影響。(註三、四)但據威立脫 H. C. Willett 一九四八年研究之結果，宣稱大規模之指標變遷並無顯著之延緩關係，其控制當屬非地面 Extra-territorial 之因素。(註五、六)一九五〇年諾瑪斯 J. Namias 發表其指標週 Index Cycle 之研究，亦僅能解釋其出現之時期與偏差之原因，且認為西風指標之升降實由於對流層之中上層廣大區域內熱能之增減而致動量差異之後果，實無法據統計求得其變遷之原始因素。(註七)代表加省理工學院之愛路脫 Elliott 認為破壞西風之「阻塞作用」Blocking Effect 決定於副熱帶高壓區廣大洋面所貯存之熱量。(註八)赫爾威茲 Haurwitz 及威克斯勒 Wexler 兩氏假想大規模之氣候反常可能與日球輻射之紫外線因子有關，由於太陽黑子週期所產生臭氧層受熱之差異影響及地而之氣壓。(註九、十)愛路脫亦引證冬季極端經流型或緯流型之週期均相當於太陽黑子週期之一半，極端經流型出現曲線之高峯亦與太陽黑子之最多最少彼此相呼應。(註十一)

由此可見，緯流之破壞與指標強弱迄今猶無法自理論上獲得解答。此天氣預報面臨之難題近年來由於高空西風「激流」Jet stream 之發現與氣象學者辛勤之研究，吾人至少可就大氣中廣大之擾動現象尋求其演變之途徑與緯圈環流被破壞之過程，因而可預測短時間內之環流形態。故自氣候反常現象顯著之季節，分析其平均環流型，當不失為長期預報之鎖鑰。蓋從事於長期預報之方法雖多，其最初之步驟無非在找出代表長時期之環流特性。

平均環流型之改變以活動中心強度與位置之偏差最要。東亞氣候冬季為外蒙高氣壓與阿留欣低氣壓所主宰；夏季則為北太平洋高氣壓與內陸低氣壓所掌握。易言之，東亞一般之天氣實為海陸高低氣壓進退興衰之後果。臺灣位於海陸之交界，亦為寒暖氣流衝突之樞紐，較長時期之天氣反常受海陸活動中心之操縱自必顯著。

氣候因素中以雨量最為重要，雨量之偏差不僅為一地旱澆之直接因素，亦可以推斷氣溫之高低，陰晴之日數等。

綜上各點，本文乃以臺灣歷年之雨量紀錄作為研究之最初索引，而後就其冬夏正負偏差顯著之各月分別研究其平均環流型與活動中心之強度，位置。再探討其與西風長波之關係。

二、臺灣週年雨量分佈

臺灣位於北緯二十一度五十分至二十五度二十分，為橄欖形之狹長小島。與大陸相隔僅約一百五十公里。中央為高山所縱貫。故其東部及北端冬季直接受東北風之影響；西部及南端則夏季面臨西南風。全年雨量之演變頗有規律可循。

一月份以東北角之雨量最多，自淡水至基隆月平均量有達三百公厘以上者。自此向西南遞減，虎尾至高雄沿海月平均量不足二十公厘。二月份大抵相似，僅西南沿海略見增多，臺中花蓮間且出現第二最多區域，月平均量在二百至三百公厘。至三月份，此第二最多區已與東北角分庭抗禮。殆至四月份，以中央山區雨量最多，玉山阿里山附近雨量激增。五月份全島雨量分佈較均勻，但屏東區又見另一最多區。是月基隆附近仍較他處為多。比至六月份，屏東區之雨量為全省冠三甚顯著，月平均量在五百公厘以上。七月份大致如舊，惟臺中花蓮間之雨量漸減因而雨量重心益見集中於南部中央山區之西側。八月至九月雨量之變化最大，南部雖仍為雨量豐沛之區域，但蘇澳基隆兩處雨量激增，全島雨量之移向東部已見端倪。十月份尤為顯著且向西岸銳減。十一、十二兩月之雨量重心重複移歸東北部，旱區移向西南。(註十二)

冬季東北端之多雨由於濕潤之東北風隨陸南侵，受地形之影響滑上所致；夏季則西南風盛行，此濕潤氣團既屬條件性不穩定，受山嶺阻礙或產地受熱，迎風面自不免構成豐沛之雨澤，再以臺灣西南部海岸線之形勢亦有利

於西南風呈氣旋形彎曲登陸，乃致形成屏東區之多雨。夏季風較厚，濕度較大，故雨量亦較廣汎。秋季雨量集中東岸，受颱風之賜至為明顯。春季為寒暖氣流交綏最著之時期，臺灣雨量分佈當屬冬夏交替現象。

三、東亞環流之偏差

自臺灣週年之雨量分佈可見冬季東北風之盛衰似為臺灣北部雨量偏差之主因；而夏季則西南風之強弱影響臺灣南部之雨量偏差。證之臺灣各地之雨量記錄，如北部某處雨量屬顯著之正偏差時鄰近各處幾無例外；負偏差亦然。又北部如為顯著而普遍之正偏差時，南部影響殊微；反之，南部為廣汎顯著之正偏差時，北部較不顯；負偏差亦然。由此可以斷言臺灣較長時期之雨量偏差實受廣汎而持久性之環流所控制。本文之研究以全月總量為準，冬季取臺灣北部，夏季取南部。擇定之各月如次：

季節 偏差類別 月份	冬 季			夏 季		
	十二月	一月	二月	六月	七月	八月
正偏差最著	1908	1925	1924	1912	1920	1928
負偏差最著	1925	1914	1921	1934	1916	1933

即就一九〇八年十二月臺灣北部而論較之其地各年同月之雨量超出最多；一九二五年十二月則臺灣北部普遍乾旱，不足月平均量最多。一九一二年六月臺灣南部大多均超出是月平均量最多，一九三四年則不足最多，餘類推。

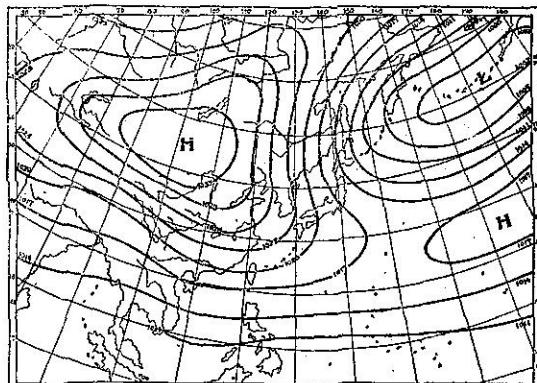
以上各月臺灣北部或南部既顯著之雨量偏差，各該月之平均環流系統中自必有其線索可尋。根據美國氣象局出版之北半球歷史天氣圖，各製成該月之東亞平均天氣圖，再以之與標準月平均天氣圖（註十三）相比較，所獲之結果分述如下：

甲、冬季

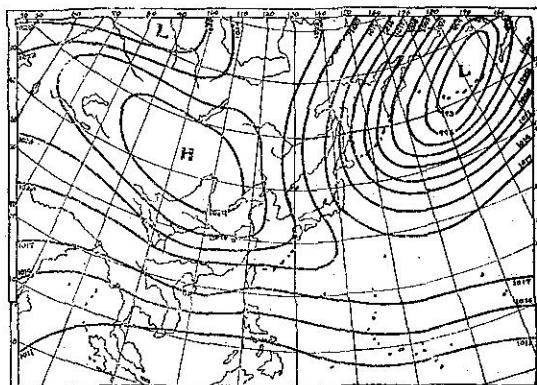
①十二月 大陸高氣壓正常之位置在外蒙，月平均中心氣壓約自一〇三二至一〇三五貳；海洋低氣壓正常位置在阿留欣群島，中心氣壓九九九至一〇〇二貳。北太平洋高氣壓之一〇一七貳線在北緯三十五度附近向西伸入東亞洋面。見圖一。

一九〇八年十二月為歷年同月臺灣北部雨量正偏差最著之月。是月平均天氣圖中外蒙高氣壓較正常情況低三貳，中心位置南移，臺灣至外蒙間之氣壓梯度較正常為峻。西部西伯利亞氣壓殊低，推知冰島低壓東移或分裂。足見大陸高壓雖較平坦而聲勢不弱。自非島附近等壓線之形式視之，該處暖氣流殊強盛。北太平洋高壓楔在東亞天氣圖中絕跡；再自阿留欣低壓長軸之逆轉可以想見北太平洋高壓北進，軸線接近南北向。阿留欣低壓中心較正常約低三貳，表示西南太平洋暖流強盛。凡此均指示臺灣北部地面東北風堅勁，高空則西南風盛行，寒暖氣流之衝突激烈，促使臺灣北部雨量豐沛。見圖二。

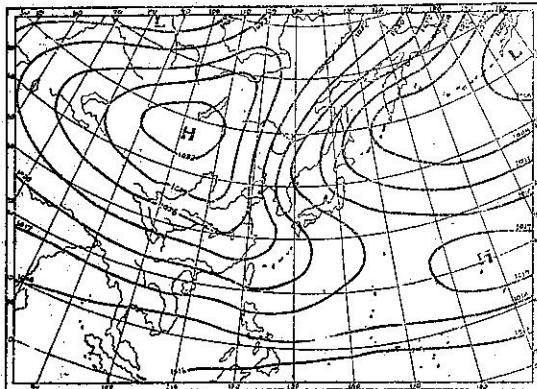
一九二五年同月，臺灣北部雨量負偏差最著，是月平均天氣圖中阿留欣低氣壓極弱，且向東衰退；大陸高氣壓較正常為萎縮，海陸間氣壓梯度殊弱，寒暖氣流聲勢不振。此外自中國海一帶等壓線呈楔形彎曲之形勢，亦可推知下層東北風之薄弱。凡此均為臺灣北部雨量負偏差顯著之主要原因。見圖三。



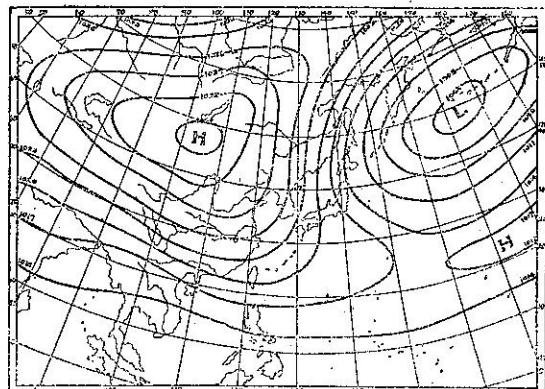
圖一 十二月份標準天氣圖



圖二 一九〇八年十二月份平均天氣圖



圖三 一九二五年十二月份平均天氣圖

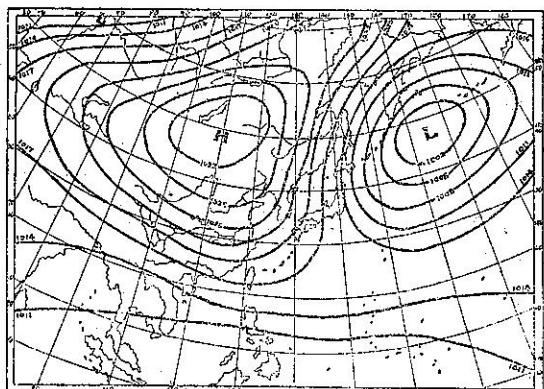


圖四 一月份標準天氣圖

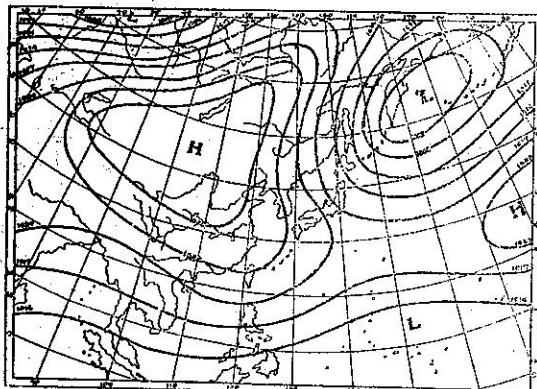
②一月 大陸高氣壓位置於外蒙，平均中心氣壓略高於一〇三五貳，海洋低氣壓位於阿留欣群島之西部偏南，月平均中心氣壓約九九九至一〇〇二貳，餘同十二月。見圖四。

一九二五年一月份臺灣北部雨量正偏差顯著，是月平均天氣圖中外蒙高壓中心氣壓不足一〇三五貳，臺灣一帶氣壓較準平均低三貳，大陸高壓與臺灣間氣壓梯度較正常為峻，推知下層東北風必甚強烈。阿留欣低壓移向西南，北太平洋高氣壓楔消失，足見中國沿岸西南風必較正常為盛。尤可注意者，一月標準天氣圖中，大陸高壓楔伸至東經一五〇度，但是僅及一三二度，可見極面接近臺灣。自西部西伯利亞氣壓之遠較正常為低，推知冰島低壓之勢力達於大陸之腹心區域，高壓輻線更接近南北方向。見圖五。

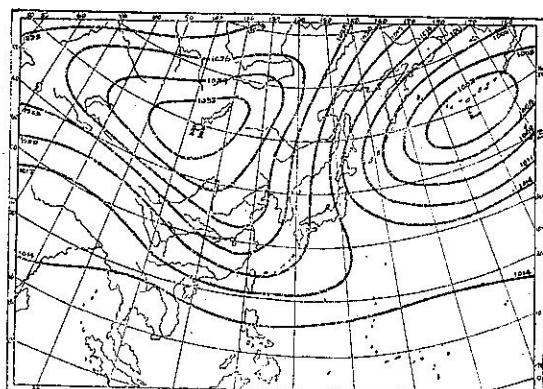
一九一四年一月臺灣北部雨量負偏差顯著，是月平均天氣圖中大陸高壓異常貧弱，臺灣之外蒙間氣壓梯度遠較正常為小，阿留欣低壓移向西北，自太平洋上低緯等壓線彎曲之形狀可見主槽位於太平洋中部，海上氣壓較標準情況普遍升高三貳以上。足見是月環流衰弱，寒暖氣流不著。見圖六。



圖五 一九二五年一月份平均天氣圖



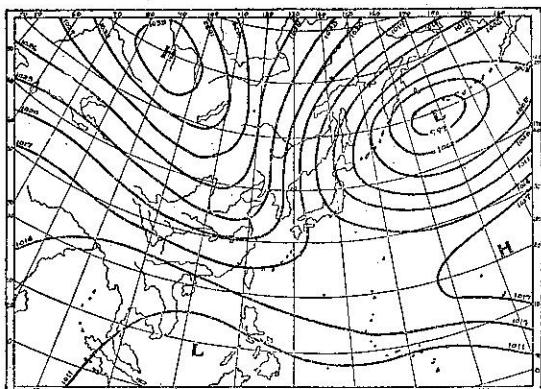
圖六 一九一四年一月份平均天氣圖



圖七 二月份標準天氣圖

③二月 大陸高氣壓正常位置在貝加爾湖附近，中心氣壓在一〇三二貳以上，海洋低壓位於阿留欣群島之中部偏南，中心氣壓不足一〇〇二貳。見圖七。

一九二四年二月為臺灣北部同月中雨量正偏差最著之月，平均天氣圖中大陸高壓較之正當強度高出三貳。中

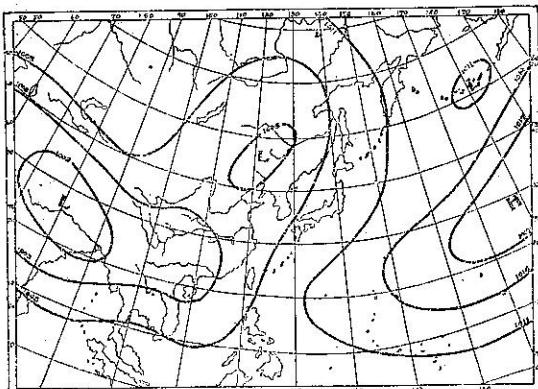


圖八 一九二四年二月份平均天氣圖

綜上所述吾人似可得結論如下：

- ①臺灣北部冬季雨量正偏差顯著時，東亞活動中心較強環流旺盛，寒暖氣流阜著；負偏差顯著時活動中心較弱，寒暖氣流不顯。
- ②臺灣北部冬季雨量正偏差顯著時，臺灣與外蒙間之氣壓梯度較正常為峻；負偏差顯著時則較緩。

③臺灣北部冬季雨量正偏差顯著時，一般而論，大陸高壓倘較正常為強，則中心位置多偏向西北；如高壓衰弱則位置偏南或東移。反之，負偏差顯著時外蒙高壓勢力較弱，位置正常或移向西北。



圖十 六月份標準天氣圖

- ⑧臺灣北部正偏差時，西部西伯利亞之氣壓多較正常為低，推知冰島低壓可能分裂，影響遠及歐亞腹心；負偏差時則西部西伯利亞之氣壓較高，但此種情況不若上列諸條之顯著。

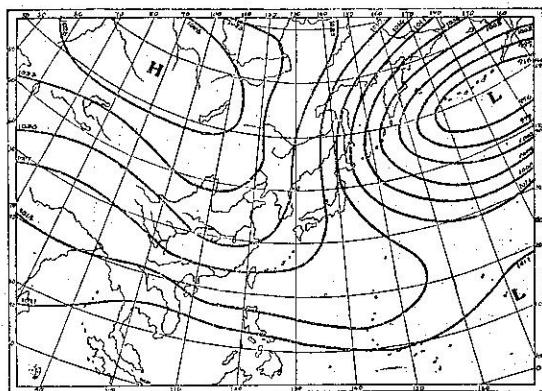
乙、夏季

亞洲內陸記錄稀少，冬季大規模之氣壓系統猶能連貫成線；但在夏季，北半球歷史天氣圖中內陸多從缺，月平均天氣圖自亦有失準確。七月份且無法繪成。茲就六月八月兩月之平均天氣圖分論如下：

- ①六月海洋低壓正常位置在阿留欣群島之中部，勢力貧

心位置偏西北，低緯度氣壓較正常為低。菲島越南間且有低槽向北伸展；阿留欣低壓偏西，中心氣壓不足九九九既。凡此均足以證明暖氣流旺盛。又以海陸之氣壓梯度較深，地面東北風當亦不弱。見圖八。

一九二一年同月，大陸高壓較正常低三既以上，中心平坦，且遠在正常位置之西北，足見冷氣流衰弱。阿留欣低壓雖較正常低六既，但中心位置偏東約十度，推知極面位置當亦東南移，低緯低壓區遠在關島以東，足證主槽之遠離大陸。東亞海陸之交環流衰弱，寒暖氣流不著，構成臺灣北部顯著之負偏差。見圖九。



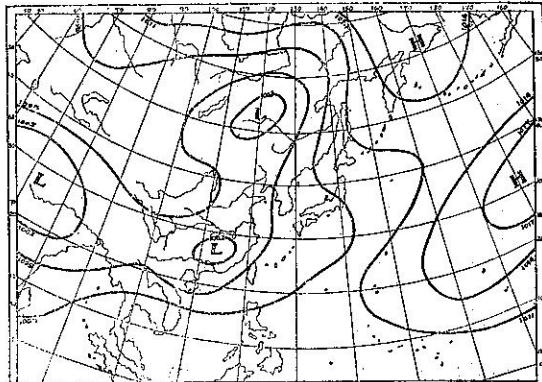
圖九 一九二一年二月份平均天氣圖

④正偏差時阿留欣低壓之位置多移向西或西南，中心氣壓較低；負偏差顯著時此低壓多偏東，即或移向西北，勢力必較弱。

⑤正偏差時太平洋氣壓之軸線接近南北向（或較緩和）
⑥負偏差顯著時大抵向西伸展，軸線接近東西向。

⑥正偏差顯著時，菲列賓群島附近氣壓恒較低；負偏差時此低緯之較低氣壓區遠在菲島以東中途島附近。

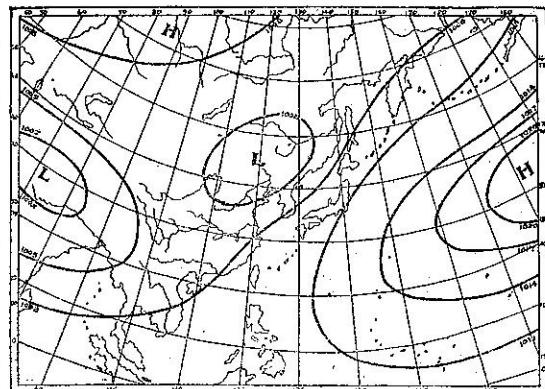
⑦地面附近東北風之強弱固與臺灣北部冬季之旱澇有密切關係，但高空有無強盛之西南風關係臺灣北部之雨量尤切。



圖十一 一九二一年六月份平均天氣圖

弱，中心氣壓約在一〇一〇貳。內陸低壓位於外蒙以東（中國之東北）松花江上游，中心氣壓不足一〇〇五貳。印度低壓位於西藏與阿薩密之間，中心氣壓不足一〇〇二貳。北太平洋高壓在北緯二十五度，一〇一七貳線向西伸展至東經約一六二度。見圖十。

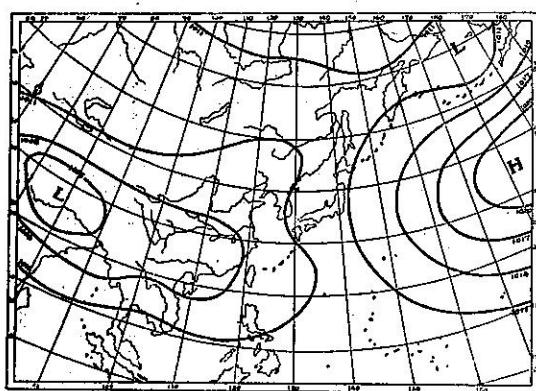
一九一二年六月臺灣南部雨量正偏差異常顯著，是月平均天氣圖內中國東部大陸氣壓較正常為低，外蒙低壓進至黑龍江以北，中心氣壓不足一〇〇二貳。另一中心位置於南嶺山脈附近。自北太平洋至華南，氣壓梯度較正常為峻，登陸之暖氣流自必強盛。此外極冠高壓自岡扎得加半島向南伸入該處，氣壓較正常高出三貳以上，其與中國東北間之氣壓遠較標準情況為峻。北太平洋高氣壓則殊貧弱，一〇一七貳之



圖十二 一九三四年六月份平均天氣圖

等壓線僅及東經一七〇度，且自等壓線彎曲之形勢視之，極區冷氣有自千島及日本一帶南下之趨勢。另一支則自巴勒克什湖東南下。足見是月寒暖氣流均較正常為強盛。見圖十一

一九三四年六月臺灣南部普遍乾旱，是月平均天氣圖中北太平洋高氣壓強盛，一〇二〇貳線伸展至東經一七〇度。西伯利亞之氣壓遠較正常為低，大陸之氣壓梯度極緩，海洋上則較正常為峻。此示北太平洋上東南風強烈遠及高緯。且以華南低壓之消失，臺灣一帶是月之盛行風當可推知係東南風代替西南風。蓋東南風屬Tm氣團，無論在溫度濕度均不及Em氣團之西南風為高，因此造成臺灣雨量之負偏差。再

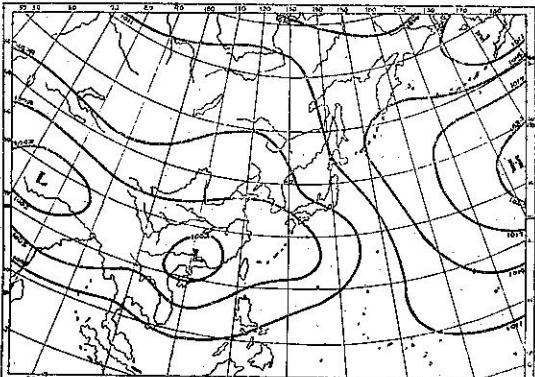


圖十三 八月份標準天氣圖

者大陸低壓位於蒙古之東部與中國之東北，印度低壓較正常位置偏北，均可佐證環流之衰弱。見圖十二。

②八月 根據八月份之標準天氣圖，印度低壓向東伸展，華南為其低槽所在，一〇〇八貳之等壓線彎向中國東北示該處氣壓較低，但無低壓中心。一〇一一貳之等壓線繞鄂霍次克海即高緯度海洋低壓之所在。北太平洋高壓向西擴張，中心位置約在北緯三十五度附近。見圖十三。

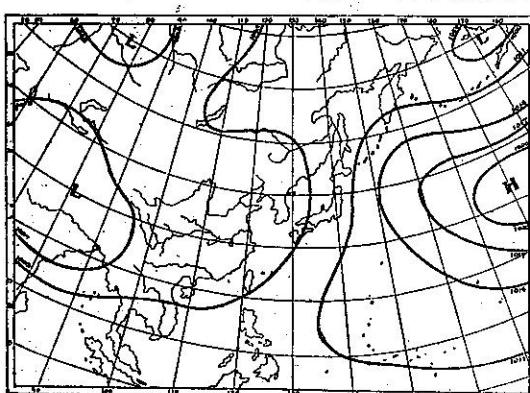
一九二八年八月為臺灣南部歷年同月雨量正偏差最大



圖十四 一九二八年八月份平均天氣圖

之月。平均天氣圖內珠江流域有低氣壓存在，其與菲列賓群島間之氣壓梯度較正常為深，因而推知南海一帶西風堅勁。極冠高壓偏南，東北乳西伯利亞見有高壓楔南侵，北太平洋高壓呈楔形伸入千島附近。凡此均足表示是月環流強盛，形成臺灣南部顯著之雨量正偏差。見圖十四。

一九三三年八月為臺灣南部負偏差最著之月，平均天氣圖內北印低壓較正常為淺，一〇〇二貳之等壓線消失，大陸氣壓普遍較正常為高。菲列賓群島至華南間氣壓梯度極緩，西南風貧弱自可想見。西伯利亞氣壓遠較正常為低，推知極冠高壓萎縮。北太平洋高壓較正常位置偏南。阿留欣低壓加



圖十五 一九三三年八月份平均天氣圖

深，但其中心位置偏東，凡此均足證明是月環流衰弱，形成臺灣南部雨量之負偏差。見圖十五。

綜上所述，吾人似可得結論如下：

①臺灣南部夏季雨量正偏差顯著時，東亞活動中心必較強，環流旺盛；負偏差顯著時則活動中心較弱，環流減。

②正偏差時中國東南部之氣壓較正常為低，其與菲列賓群島間之氣壓梯度遠較正常為峻，南海一帶西南風強盛。反之，負偏差顯著時中國東南部氣壓較高，其與菲島間之氣壓梯度殊平淺，南海一帶西南風微弱。

③正偏差時極冠高壓南下，西伯利亞氣壓較正常為高，岡扎得加半島及巴勒克什湖可能有高壓楔伸入。反之，負偏差時西伯利亞之氣壓普遍低落，極冠高壓衰退。

④正偏差時岡扎得加半島至中國東北之氣壓梯度較峻，負偏差時則較緩。

⑤正偏差時北太平洋高氣壓多較正常為弱，軸線較近南北向；負偏差時則較強，且向西擴展，軸線更近東西向或位置偏南。

⑥負偏差時印度低壓每偏北，勢力殊弱；正偏差時無此現象。

四、活動中心之強度

東亞平均環流之偏差既為臺灣冬夏旱澇之主因，而環流偏差不僅由於活動中心之強度有異，其位置之不同亦屬顯而易見。兩者相輔作用，決定各該月平均環流之形態，海陸氣壓梯度因而緩急懸殊，造成寒暖氣流之盛衰。

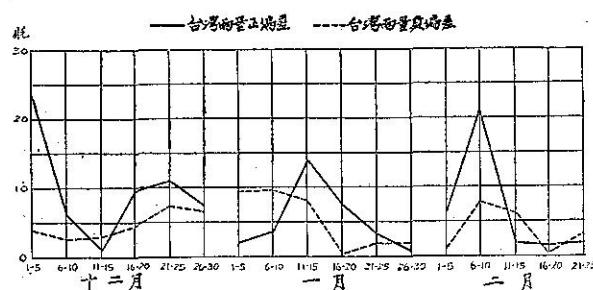
緯流指標之強度無論地面或高空，中緯度西風盛行帶中均以北緯三十五度與五十五度之氣壓差表示之。亞洲部份以北緯三十五度處記錄稀少有失準確，每取北緯四十五度與六十五度之氣壓差代替。惟吾人必須了解本文前所稱之環流強弱，實際係指東亞活動中心之相互位置與強度而言，亦即東北風、西南風、以及東南風之盛衰，與代表中緯度西風強度之緯流指標截然不同。蓋自冬季東亞標準天氣

圖中阿留欣低壓與外蒙高壓之中心位置均在北緯五十度附近，如兩者同時加深或同時減弱，在定緯流指標而論必

圖十六 五日平均天氣圖海陸指標之演變

致相互抵銷，無法顯示寒暖氣流之增減。

今假定以東經一三五度為海陸氣壓系統之界限，就東亞天氣圖之範圍分別計算海陸活動中心之強度，即東經八十度至一三五度間北緯五十度與二十度之氣壓差代表冬季外蒙高壓之強度指數，東經一三五度至一八〇度北緯二十度與五十度之氣壓差代表阿留欣低壓之強度指數。自冬季各月五日平均天氣圖中分別計算得臺灣雨量正偏差之三個月外蒙高壓指數平均為一三・九貳。阿留欣低壓指數平均為一四・六貳。負偏差之三個月外蒙高壓之強度指數平均為九・六貳，阿留欣低壓指數為九・四貳。由此可見正偏差時東亞活動中心遠較負偏差時為強。活動中心強度指數五日平均之變遷見圖十六。圖中顯示臺灣冬季雨量正偏差時活動中心強度指數之變化峻急較差殊大，且不穩定；負偏差各月活動中心強度之增減較緩和，較差小而穩定。海陸活動中心強度



圖十七 東亞五日平均天氣圖中海陸指標之較差
差之三個月外蒙高壓之強度指數平均為九・六貳，阿留欣低壓指數為九・四貳。由此可見正偏差時東亞活動中心遠較負偏差時為強。活動中心強度指數五日平均之變遷見圖十六。圖中顯示臺灣冬季雨量正偏差時活動中心強度指數之變化峻急較差殊大，且不穩定；負偏差各月活動中心強度之增減較緩和，較差小而穩定。海陸活動中心強度

台灣雨量正偏差各月

台灣雨量負偏差各月

之較差演變曲線見圖十七。

此六個月中外蒙高壓指數之平均值為一·七，阿留欣低壓指數之平均值為一二·二，今試以一·七·〇為以上作為強度指數不足七·〇者為弱指數，其間則為中指數，分別統計正負偏差顯著之各月，結果得各種活動中心強度指數出現之頻數如表一、表二；其百分比見表三、表四。

表一 正偏差各月海陸活動中心各強度指數
出現頻數

外蒙高壓 阿留欣低壓	強	中	弱	總計
強	1	3	2	6
中	2	6	1	9
弱	1	1	0	2
總計	4	10	3	17

表二 負偏差各月海陸活動中心各強度指數
出現頻數

外蒙高壓 阿留欣低壓	強	中	弱	總計
強	0	0	0	0
中	1	7	4	12
弱	0	1	4	5
總計	1	8	8	17

表三 正偏差各月海陸活動中心各強度指數
出現百分率

外蒙高壓 阿留欣低壓	強	中	弱	總計
強	5.9	17.7	11.8	35.3
中	11.8	35.4	5.9	53.0
弱	5.9	5.9	0.0	11.8
總計	23.6	58.9	17.7	100

表四 負偏差各月海陸活動中心各強度指數
出現百分率

外蒙高壓 阿留欣低壓	強	中	弱	總計
強	0.0	0.0	0.0	0.0
中	5.9	41.2	23.6	70.6
弱	0.0	5.9	23.6	29.4
總計	5.9	47.0	47.0	100

自上項統計中吾人獲得至饒興趣之現象如下：

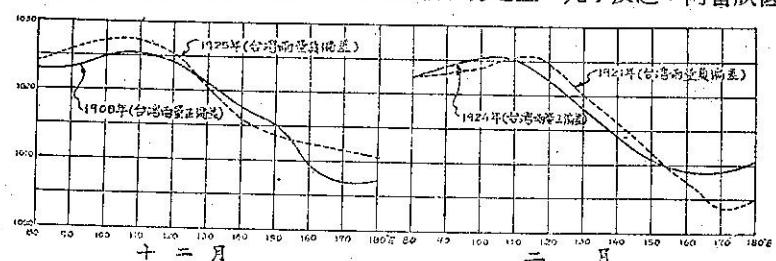
①臺灣北部冬季雨量正偏差顯著之各月中竟無海陸活動中心均為弱指數者（五日平均圖），而負偏差顯著之各月則為數殊多，佔百分之二三·六。海洋低壓屬中指數大陸高壓屬弱指數者負偏差之各月亦遠較正偏差為多。按正偏差僅佔百分之五·九，而負偏差佔百分之二三·六。觀乎大陸高壓屬中指數海洋低壓屬弱指數者正負偏差均為百分之五·九。可見負偏差時外蒙高壓之衰弱較之阿留欣低壓尤為重要。易言之，臺灣北部冬季雨量特少大抵由於外蒙高壓及阿留欣低壓之減弱，二者之中尤以外蒙高壓之衰退為要。反之，雨量特豐則高低壓必強。

②臺灣冬季雨量負偏差之各月海洋活動中心竟無強指數出現，而正偏差顯著之各月則佔百分之三五·三之多。可見臺灣北部冬季雨量極豐時阿留欣低壓必強，降水較少時則阿留欣低壓較弱。

③臺灣冬季雨量，無論正負偏差，外蒙高壓與阿留欣低壓之強度均屬中指數者佔極端多數，負偏差僅略較正偏差為多。

④臺灣冬季雨量正偏差顯著時外蒙高壓屬強指數者佔百分之二三·六；負偏差之各月則僅佔百分之五·九，足見雨量正偏差時外蒙高壓多較正常為強。

⑤臺灣冬季雨量正偏差之各月，外蒙高壓屬強指數阿留欣低壓屬弱指數者佔百分之五·九；反之，阿留欣低壓屬強指數外蒙高壓屬弱指數者佔一·八，此種現象因出現次數過少不能認為可靠。假定大致不失準確則吾人可謂臺灣雨量正偏差時，如海陸活動中心之強度相去懸殊，則外蒙高壓之貧弱較之阿留欣低壓之貧弱為重要，即阿留欣低壓之加深更足以促成臺灣冬季雨量之正偏差。



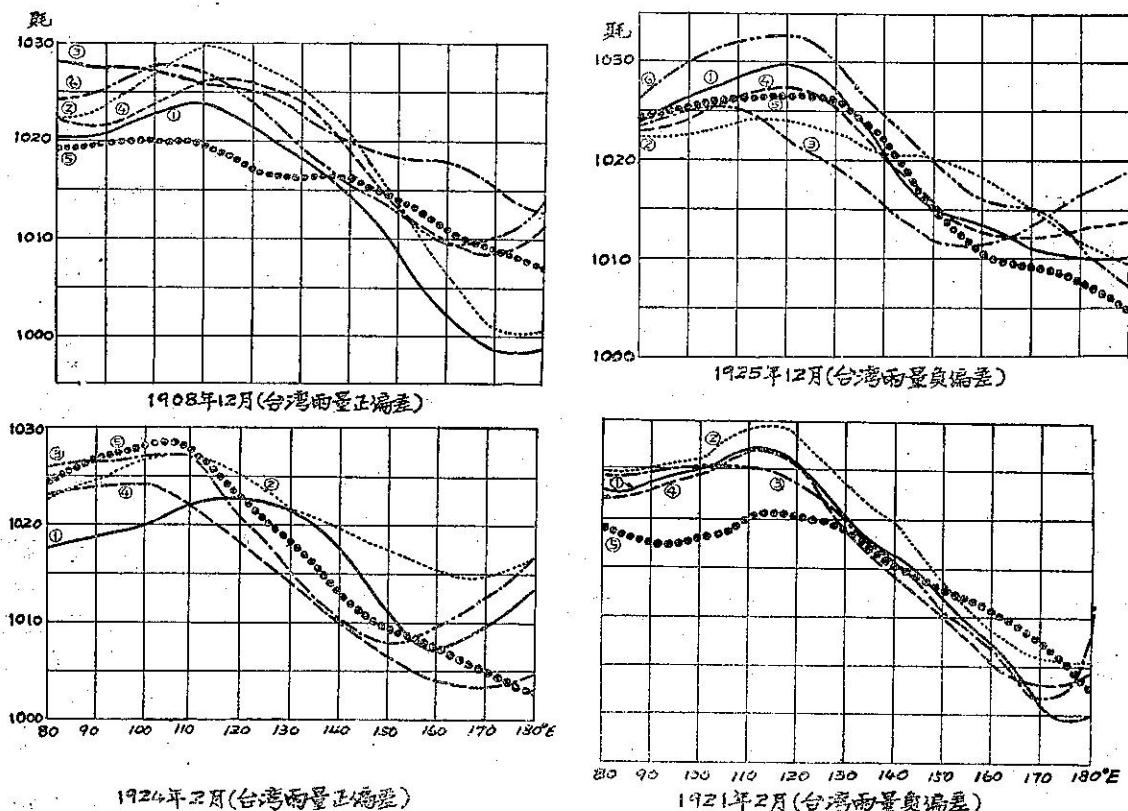
圖十八 東亞東西向月平均氣壓投影

五、地面氣壓波

東亞冬季活動中心之強度如何影響臺灣之雨量偏差吾人既已獲得明確之概念，其次當在探討其位置之偏差。

環流系統之演變吾人認定有兩種氣壓波參雜其間，即東西向波與南北向波是也，前者由於地球自轉而使氣壓系統有向東移行之趨向，後者係由於寒暖氣流之交緩而形成。

計算東亞天氣圖中各經度線上之平均氣壓（二十至六十度）得氣壓東西向之平均投影曲線。以十二月及二月為例，月平均投影曲線如圖十八。圖中曲線顯示臺灣冬季雨量屬正偏差時之主脊與主槽相距較近；負偏差顯著時相距較遠。按一九二四年二月（正偏差）主脊主槽之平均位置相距約五十五度，一九二一年同月（負偏差）相距為六十度。又一九〇八年十二月（正偏差）主槽主脊相距約徑度六十度，一九二五年同月（負偏差）相距在七十度以上。又正偏差時主槽之位置較負偏差時為偏東，但脊線之位置似與臺灣雨量偏差無關。

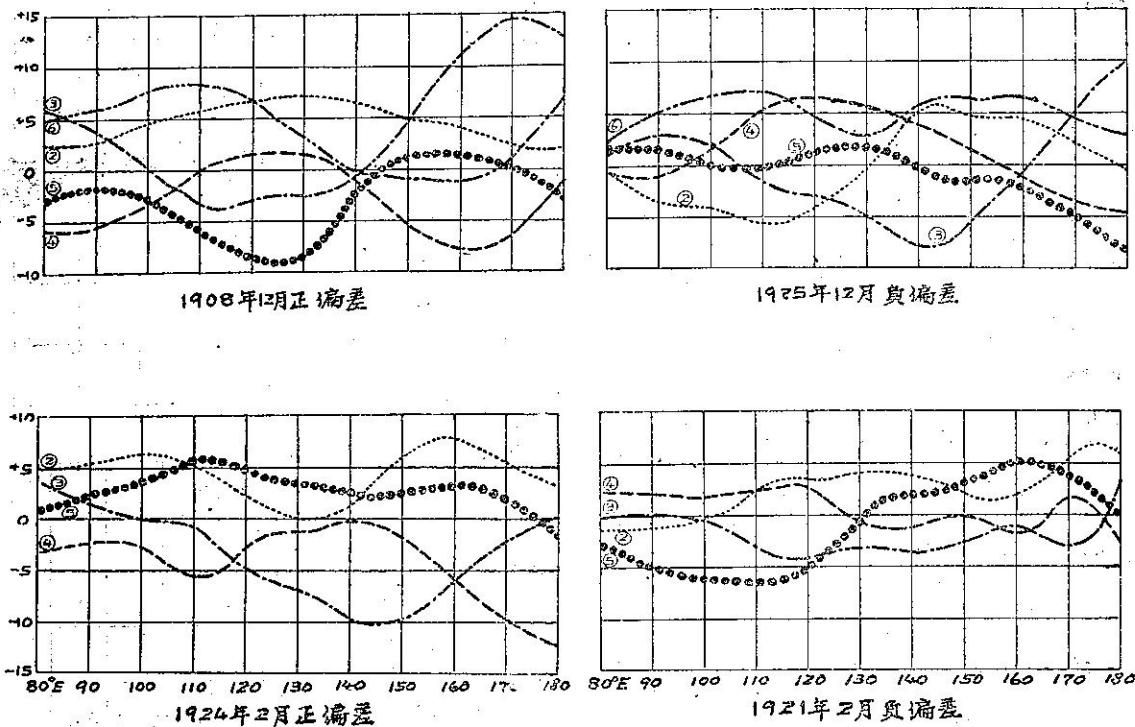


圖十九 東亞東西向波之五日平均投影

圖十九為其五日平均之演變，圖二十則為前後五日平均相比較之氣壓增減曲線。圖中顯示地面氣壓東西向波及其演變對於臺灣雨量偏差並無顯著之關聯。例如一九二一年二月氣壓波雖較穩定波幅較小，但在一九二五年十二月同屬負偏差顯著此種現象並不明顯。蓋吾人既已了解臺灣雨量偏差主要原因在寒暖氣流交緩之強弱，故東西向氣壓波自無重要之關係。

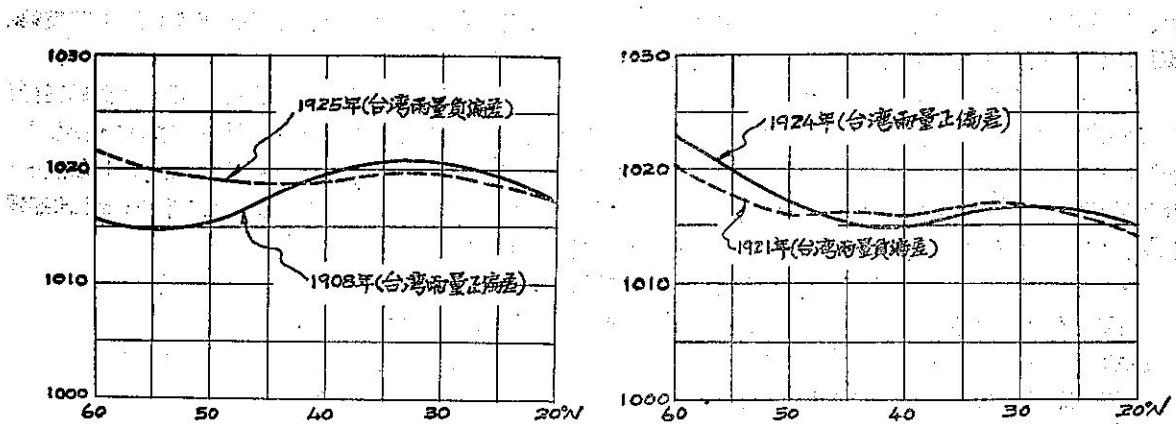
根據圖二十可見氣壓之增減大致均呈正弦曲線之形態，波峯波谷自西向東移行至為明顯。移行之速度五日間約三十度至四十度經度，但亦有僅移十度者。大致氣壓波愈長則移動愈速，愈短則移動較緩。此種現象實有助於五日平均天氣圖之預測也。

氣壓南北向波既屬寒暖氣流之交緩所形成，故在臺灣雨量偏差顯著時必有明顯之象徵。試比較圖二十一中正負偏差顯著之兩個月平均投影曲線（八十至一八〇度東經）。臺灣冬季雨量正偏差顯著時南北向氣壓波之波幅遠較負偏差時為大。但其原因或由於大陸高壓之增強，如一九二四年二月；或由於阿留欣低壓之加深，如一九〇八年十二月。其五日平均之投影曲線見圖二十二。臺灣雨量正偏差時南北向氣壓波顯較不穩，北緯四十至六十度尤為顯著，低緯度相去雖較微，但其增減亦較負偏差為甚。易言之，臺灣雨量負偏差時低緯五日平均氣壓之變化甚微。

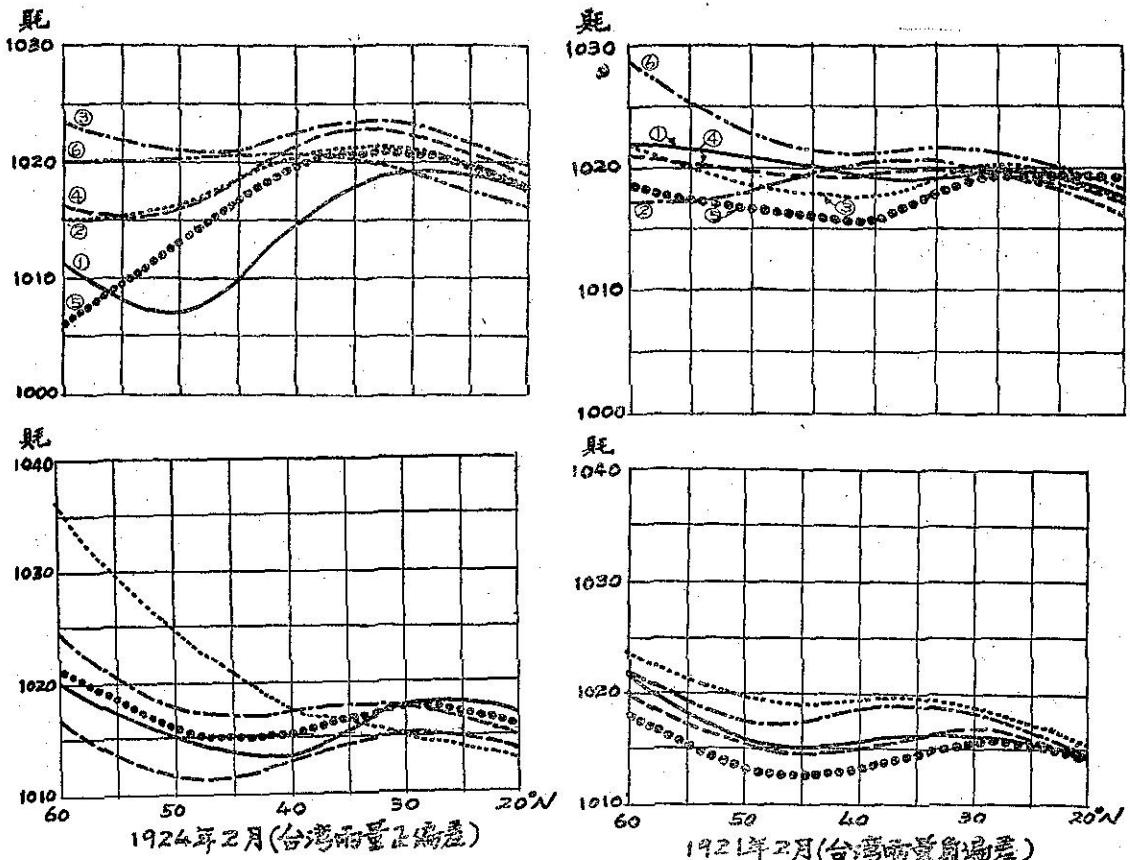


圖二十 東亞五日平均東西向波與前期相比較之升降曲線

氣壓南北向波之移動據諾瑪斯之研究有時自北向南有時反向進行（註三）。圖二十三為各緯度五日平均氣壓與前五日之比較曲線。考察其波峯與波谷之移動，東亞南北向波多屬往返激盪，僅一九二四年二月之上中旬屬連續移向低緯，一九〇八年十二月中下旬屬連續北進，此兩月均屬正偏差顯著之月。南北向氣壓波持續北進或南下是否為臺灣雨量正偏差之原因僅憑此四個月之統計似不足以下斷語，但臺灣雨量屬正偏差時各緯度平均氣壓升降懸殊實屬顯見。



圖二十一 東亞南北向氣壓投影 (80°—180°E)



圖二十二 東亞五日平均南化向波之投影曲線

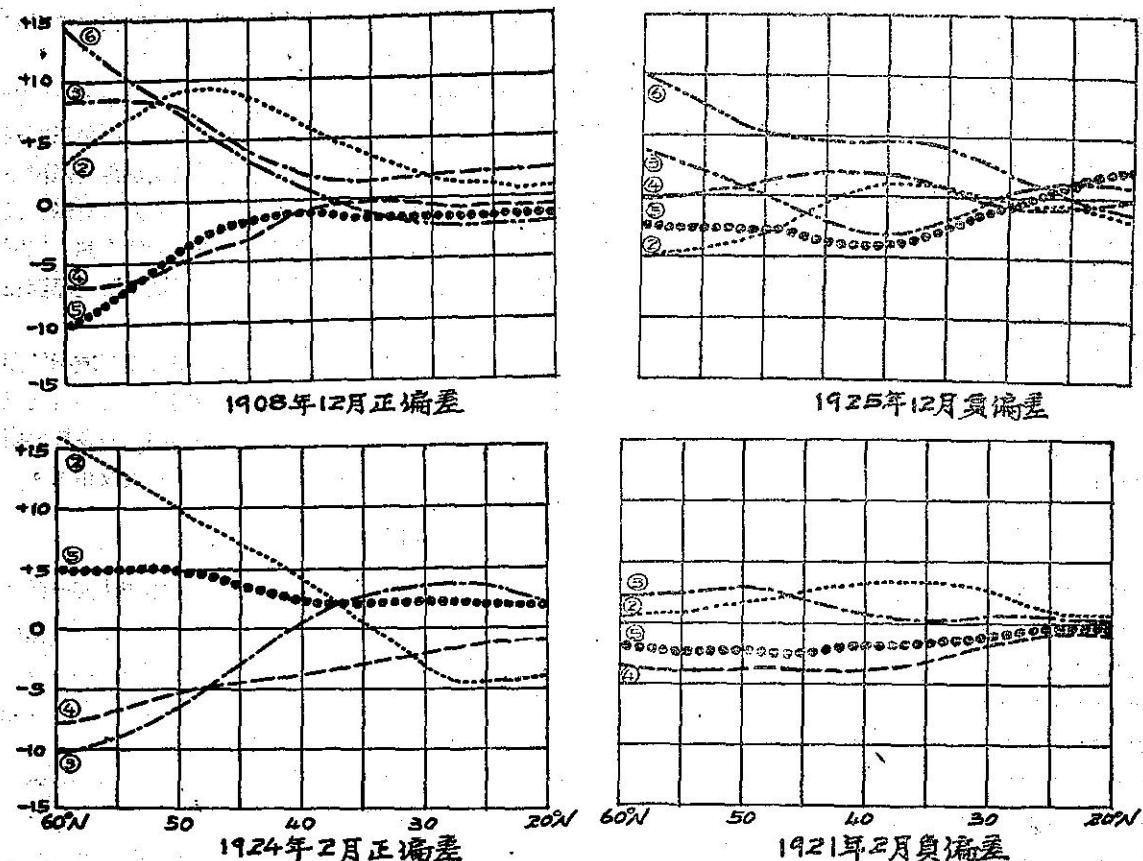
六、高空西風波與緯流指標之強弱

以上所論均係根據地面東亞天氣圖為出發點，並未涉及高空情況，但大氣環流既屬整個氣圈內之現象，臺灣雨量偏差時高空自必有顯著之跡象可尋，且較地面為單純。本文引論所及缺乏高空資料為依據實屬憾事。茲僅就地面情況加以臆測藉以尋求此地面雨量偏差之根源。

氣象學者認定高空西風波為決定地面天氣之主要因素。高空西風之強弱可以定緯度氣壓差表示之。西風盛行帶中北緯五十五度與三十五度之氣壓差如較大，西風波較長，波幅則較小，此種情況西風恆較一般為強，南北向風較弱是為「強流指標」High Index。反之，如北緯五十五度與三十五度之氣壓差較小，西風波之波長較短，振幅則較大，此種情況西風較弱而南北分風較強，是為「弱流指標」Low Index。西風波之主槽所在，地面每為極面出沒之區，脊線所在地面當偕高壓中心，尤以暖性高壓為著。

據前人研究所得，弱流指標時地面環流系統之一般現象為：

- ①阿留欣低壓擴張，中心位置一在岡扎得加半島附近，一在阿拉斯加灣。
 - ②北太平洋高氣壓衰弱，中心每分裂，軸線較近南北向。
 - ③極冠高壓擴展，西伯利亞高壓之勢力遠及西歐。
 - ④冰島低壓之位置偏西南或分裂為二，一在格林蘭之西南，另一在阿索亞群島與西南歐之間。
 - ⑤阿留欣低壓所偕之主槽在北太平洋西部，靠近歐亞大陸。
 - ⑥主要之風暴在高緯。
- 強流指標時地面環流之一般現象為：



圖二十三 東亞五日平均南北向波與前期相比較之升降曲線

- ①阿留欣低壓為單獨之中心，位置正常勢力雄厚。
- ②北太平洋高壓東西向擴展，軸線接近東西向。
- ③極冠高壓多消失，西伯利亞高壓勢力衰弱，不能伸展至西歐。
- ④冰島低壓位置正常，勢力強盛。
- ⑤與阿留欣低壓相偕之主槽位於北太平洋中部。
- ⑥主要之風暴在中低緯

試與以上研究臺灣雨量正負偏差之環流型相比較：臺灣雨量正偏差顯著時，冬季而論阿留欣低壓在東亞天氣圖中偏西或西南，即噶打加半島附近，菲列賓群島與南海間氣壓較低，其與北部低壓中心連成主槽所在。易言之，極面之一般位置在太平洋西部靠近大陸，外蒙高壓之勢力遠及西歐，北太平洋高壓在東亞天氣圖中之高壓楔消失，即軸線近乎南北向，夏季則極冠高壓南侵，大陸東部氣壓遠較正常為低，北太平洋高壓東亞部份亦較衰弱。凡此均為中緯度弱流指標之象徵。臺灣雨量負偏差時，冬季而論，外蒙高壓較為衰弱，北太平洋高壓向西擴張推知軸線當近乎東西向，阿留欣低壓位置正常，低緯低壓區遠在中途島附近。易言之，與極面相偕之主槽在北太平洋之中部。夏季則極冠高壓消失，北太平洋高壓較正常為強盛，向西擴張至顯。凡此又為強流指標之象徵。

此外就地面氣壓之東西向波與南北向波視之，臺灣雨量正偏差時東西向波之波長較短，南北向波之變化較劇烈，是為弱流指標之特性；負偏差時東西向波較長，南北向波之遞變較和緩是為強流指標之特性。

西風盛行帶中屬弱流指標時西風較弱，南北向波較強烈，即東亞寒暖氣流交綏顯著，臺灣雨量當屬正偏差。反之，中緯度屬強流指標時西風較強，南北向風較弱，寒暖氣流交綏不顯，臺灣雨量當屬負偏差自無疑問。所可注意者，弱流指標期間主要風暴在高緯而臺灣位於低緯何以雨量為正偏差？蓋臺灣附近之極面新生波為雨量正偏

差之主因，此種時機高緯日本海或岡扎得加半島附近每有發展完善之氣旋。而強流指標時主要風暴之在中低緯者臺灣附近反不易產生界面波。

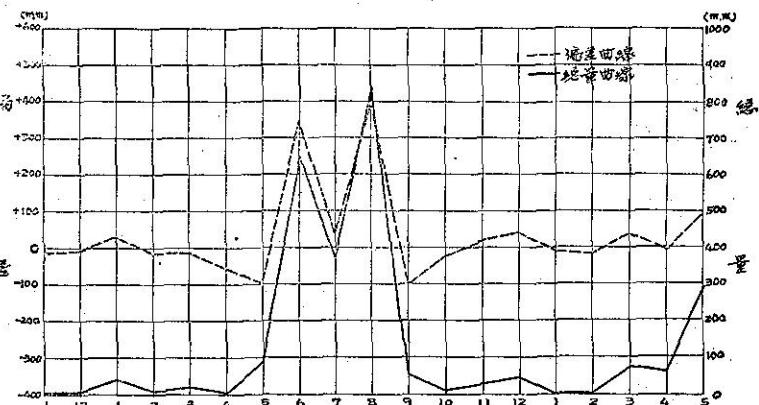
寒暖氣流交織強烈，東亞地面東北風與西南風盛行，自環流系統而論，或由於海陸活動中心之增強，或由於海陸活動中心之逼近。根據高空西風波之原理，弱流指標時西風波較短，槽線與脊線相距較近。臺灣雨量正偏差時既屬弱流指標，可見由於海陸活動中心之逼近必較其本身之加強為重要，前曾表明外蒙高壓之位置對於臺灣冬季雨量偏差並無顯著之關係。故吾人可設想臺灣冬季之雨量正偏差其主因實由於阿留欣低壓之逼近大陸東岸。以夏季而論，雨量正偏差時北太平洋高壓雖增強，但脊線位置無大變異，可見西風波之縮短實由於大陸東部之氣壓較正常為低所致，同理可以反證臺灣雨量負偏差時大抵由於活動中心之疏遠。而活動中心之疏遠則主要之原因在於阿留欣低壓之遠離大陸（冬季）與大陸東部氣壓之較高（夏季）。

中緯度西風指標之強弱實際上不過指對流層下部離地約五公里以內而言。蓋威立脫之研究中緯度弱流指標期間副熱帶之中上對流層西風每達最強。威氏並指出緯流指標之改變，不僅對於活動中心之東西向位置有顯著之差異，其南北向之位置亦有偏差。就本文分析所得，臺灣雨量正偏差即弱流指標時，冬季大陸高壓偏北略多於偏南，阿留欣低壓則以偏南較多。夏季則極冠高壓偏南，陸上低壓區與北太平洋高壓區偏北，負偏差時大致相反。

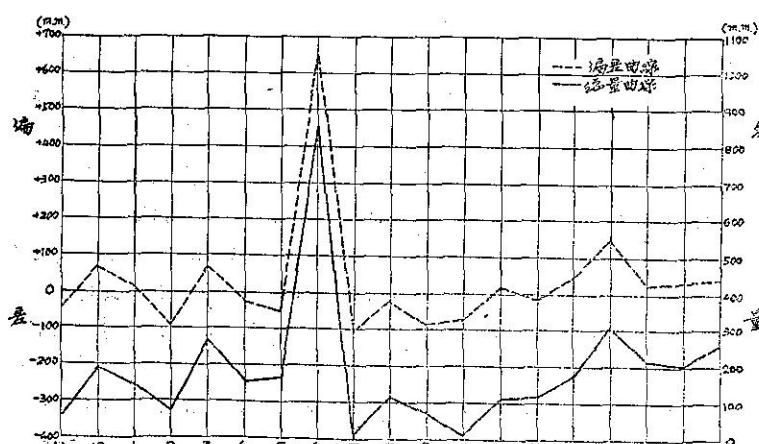
七、半球性緯流指標與臺灣旱澇之時間關係

臺灣雨量偏差與緯流指標屬負相關係就東亞中緯度西風指標而言，其與整個北半球之緯流指標未必一致。根據諾瑪斯與威立脫諸氏早年之研究，由於阻塞作用而造成指標低降之現象每初見於西歐或大西洋之東部，而後漸次越過北美及太平洋，最後回歸至歐亞大陸。故指標曲線之低槽與高脊每週約西移經度六十度，即自大西洋至北美、北美至太平洋、太平洋至歐亞大陸大致均有一週之延緩。（註二，另一說初見於亞洲見註三）以北半球西風指標而論，東亞西風指標約延緩二至三週。按艾倫之研究亞洲西風指標較北半球緯流指標延緩約一週至二週。（註四）愛路脫亦認為太平洋與大西洋之阻塞作用有相互影響之趨勢，即所謂「逆流」Up Stream 與「順流」Down Stream 作用（註八）。此種相關雖不顯著，然於指標之預期不無助益。

圖二十四 1936年11月至1938年5月高雄逐月雨量及其偏差



西風指標之強弱既與臺灣雨量偏差有密切之關係，然則北半球地面西風指標之升降在同期之雨量曲線上必有踪跡可尋。今以一九三六年十一月至一九三八年五月富貴角（臺灣之北端）與高雄（臺灣之西南岸）之雨量記錄為例。一般而論，雨量正偏差各月北半球西風指標大致均較準平均為弱，負偏差各月大致均較強。圖二十四、二十五為兩處逐月雨量及其偏差圖，二十六則為富貴角逐月雨量與北半球逐月西風指標曲線之比較。根據該資



圖二十五 1936年11月至1938年5月富貴角逐月雨量及其偏差

料吾人覺得之現象如下：

①高雄冬季雨量較少故其偏差亦遠較富貴角為小。

②一九三七年五月北半球西風指標連續下降，六月份兩處雨量均屬顯著之正偏差。

③一九三七年七月中旬至八月中旬北半球西風指標繼續低降，八月份高雄雨量正偏差極為顯著。富貴角是月雨量雖較準平均略低，但雨量曲線顯較上月為升高。（夏季雨集中臺灣南部故以南部受指標之影響較著）

④一九三七年十一月北半球西風指標劇降十二月兩處雨量均屬正偏差。

⑤一九三七年四月下旬北半球西風指標激升，五月份高雄雨量正偏差極為顯著。

由此可見北半球西風指標連續下降或低降甚為顯著時臺灣雨量將增加；反之則臺灣多屬晴朗。茲再就富貴角與高雄之雨量偏差與北半球西風指標之關係列表如下。（表五、六）

表五 富貴角雨量變遷與北半球西風指標之關係

正 偏 差					負 偏 差				
年	月	西風指標減弱	雨量上升	延緩約數	年	月	西風指標增強	雨量低降	延緩約數
1936	12	十一月下旬	十二月下旬	一個月	1937	2	二月上旬	一月上旬	一個月
1937	3	二月中下旬	三月下旬	一個月	1937	5	四月中下旬	四月下旬	二十天
1937	6	五月下旬	六月中旬	二十天	1937	7	六月下旬	七月上旬	二十天
1938	2	一月下旬	二月中旬	二十天	1937	9	九月上旬	八月下旬	二十天

表六 高雄雨量變遷與北半球西風指標升降之關係

正 偏 差					負 偏 差				
年	月	西風指標減弱	雨量上升	延緩約數	年	月	西風指標增強	雨量低降	延緩約數
1937	6	六月中旬	五月中下旬	二十天	1937	5	五月上旬	四月中下旬	二十天
1937	8	八月上旬	七月中下旬	二十天	1937	9	九月上旬	八月下旬	二十天
1938	5	五月上旬	四月中旬	二十天					

上表以十日計係屬概數，但由此顯見臺灣雨量偏差較之北半球西風指標之增強或減弱延緩約十天至一個月，其中以二十天之延緩佔多數。此與前人之研究大致相符合，但與艾倫氏之研究結果相比較，延緩之期似較長。

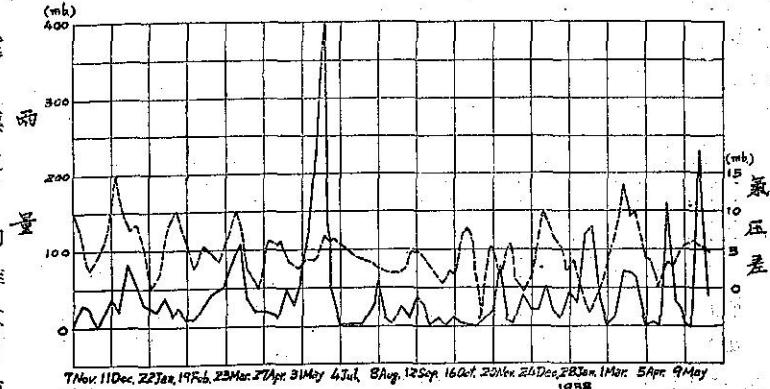
此種延緩之關係用以預測臺灣之旱澇並不如理想之簡單，蓋大氣環流僅為雨量偏差之原始因素，它如溫度、大氣之穩定性，氣流之幅合與幅散，地形與地面性質等亦均與降水有關。

八、綱要

綜合以上所論爰作簡明之綱要如下：

①臺灣冬季雨量集中北端似受地面東北風之影響，但高空有暖氣團奔流其上較之東北風本身尤為重要。易言之冬季臺灣北部為平均極面位置所在故屬界面雨；夏季臺灣雨量集中南部受條件性不穩定之西南風影響屬氣團雨。

②臺灣冬季雨量屬顯著之正偏差時東亞活動中心勢力強盛，海陸間氣壓梯度峻峭。阿留欣低壓多偏西或西南



圖二十六 富貴角1936年11月至1938年5月逐週雨量與同期逐週北半球平均西風指標之比較

，菲列賓群島附近氣壓恒較低，北太平洋高壓衰弱。一般而論大陸高氣壓較強，中心位置偏西北，其偏向南方或東移者勢力必甚衰弱。西部西伯利亞之氣壓每較正常為低。負偏差顯著時在東亞活動中心較弱，海陸間氣壓梯度和緩，阿留欣低壓中心偏東，即或偏向西北勢力必弱。低緯低壓區在中途島附近，大陸高氣壓勢力較弱位置正常。

③臺灣夏季屬顯著之正偏差時大陸東部氣壓低降，極冠高壓南下，海陸間氣壓梯度較峻，北太平洋高壓衰弱，西伯利亞氣壓普遍升高。負偏差顯著時大陸東南部氣壓較高，海陸氣壓梯度較緩，西伯利亞氣壓普遍低降，極冠高壓消失，北太平洋高壓勢力強盛。

④臺灣冬季雨量正偏差時東亞主槽在北太平洋之西岸，接近大陸；負偏差時位於太平洋中部。

⑤臺灣夏季雨量正偏差時，中國南海及東南洋面西風盛行；負偏差顯著時西南風衰退或代之以東南風盛行。

⑥臺灣冬季正偏差各月外蒙高壓之強度指數為一三·九貳，阿留欣低壓為一四·六貳；負偏差各月外蒙高壓為九·六貳，阿留欣低壓為九·四貳。

⑦冬季正偏差各月五日平均圖中並無海陸活動中心均為弱指數者出現，而負偏差各月為數殊多。可見負偏差時外蒙高壓之衰弱較之阿留欣低壓之衰弱尤為重要。

⑧冬季負偏差各月五日平均圖中海洋活動中心無強指數出現，而正偏差顯著之各月阿留欣低壓之屬強指數者佔百分之三五·三之多，可見正偏差時阿留欣低壓必較強。

⑨無論正負偏差海陸活動中心之強度均為中度指數者佔絕對多數，可見活動中心之強度與臺灣雨量偏差雖有密切之關係，但相關係數並不大。

⑩自地面氣壓東西向平均投影曲線視之，臺灣冬季雨量正偏差時主槽與主脊相距較近，負偏差各月相距較遠。

⑪自地面氣壓南北向投影曲線比較臺灣冬季雨量正負偏差之形態，正偏差時波幅較大且較不穩，負偏差時波幅較小變化穩定。

⑫臺灣雨量正偏差各月大致屬弱流指標，負偏差各月多屬強流指標。由此推論正偏差時西風波較短，海陸活動中心靠近；負偏差時西風波較長，活動中心疏遠。易言之，以冬季而論，臺灣雨量之為正偏差由於阿留欣低壓之逼近較之活動中心本身之加強尤為重要；夏季而論主要原因係由於大陸東部氣壓之低降。

⑬臺灣之雨量偏差大致較北半球西風指標之升降延緩約十天至一個月，其中以二十天佔絕對多數。

⑭臺灣之旱澇可自北半球西風指標之連續升降或升降顯著之跡象尋求其原因，但相反推求未必完全相符。

九、結論

東亞之平均環流型歐美氣象學者迄今猶少論及。本文據臺灣雨量正負偏差冬季六個月夏季四個月之分析，不僅證明臺灣之雨量偏差與中緯度緯流指標之偏差相吻合，且用統計方法提供東亞各活動中心對臺灣雨量偏差之相關程度。假定臺灣雨量正偏差之各月足以代表東亞弱流指標之平均環流型，負偏差各月足以代表東亞強流指標之平均環流型，則吾人不僅了解臺灣雨量正負偏差之環流形態，對於東亞平均環流型亦可略知梗概。

本文研究所得若干現象深堪令人注視。例如吾人過去每有「東北風雨太公」之謠，洛斯貝曾說明東亞冬季極面後方之東北風本身具有下沉作用，不能構成豐沛之雨澤。（註一）臺灣北部冬季多雨之原因固由於著地之東北風受地形之抬高所致，但阿留欣低壓之逼近而使上層西南風盛行實為主要之因素。

再如臺灣雨量如有顯著之偏差，東亞活動中心之位置一般而論實較本身之強度更為重要。即冬季阿留欣低壓與低緯度低壓區之逼近大陸，較之大陸高壓更值得注意（正偏差）。夏季而論，大陸東南部氣壓低降與極冠高壓之南下實為夏季臺灣南部雨量豐沛之主因。就活動中心之強度而言，冬季臺灣雨量正偏差時阿留欣低壓之加深，負偏差時大陸高壓之衰弱以較重要。此外北半球西風指標對臺灣雨量偏差大致有延緩約二十天之關係，似亦有助於長期預報工作。

本文雖自臺灣之雨量為研究之出發點，但此種偏差較與平均環流型有關，吾人自可從而推斷鄰近地區之氣壓偏差。再自雨量亦可推求他種氣象因素，如雨量正偏差時晴日較少、溫度日較差小、雲量較多，視程惡劣，負偏差時適得其反。（接第52頁）