

西藏高原對高空西風帶中擾動之影響*

王 時 鼎

Influence of the Tibetan Plateau on the Upper Westerlies and Disturbances

Shih-Ting Wang

Abstract

This study is the second part of the report entitled "the Nature of orographic disturbances caused by the Tibetan Plateau and their relationship to the extended forecast in Taiwan during to cold season", aiming at the extensive investigation on the features at 500mb level around the Plateau. The subtopics include: (1) Comparison in flow patterns between 700mb and 500mb levels around the Plateau area. (2) Upstream and downstream effects. (3) Behavior of upper air troughs when under the influence of the Plateau. (4) The blocking phenomena. (5) Concerning the orographic jets.

摘 要

本研究係分三部份展開，計：

(一)第一部份：「西藏高原對大氣下層所造成邊界層現象實測研究」。主要為就最近十年來天氣圖形式之調查重點在 700mb 層之西藏高原東側區域。發現實測流場中主要均屬中小幅度之大氣運動，基本上與流體流過圓柱後所出現之流型略同。舉凡：尾流 (wake)、渦旋 (vortex)、渦旋流離 (vortex shedding)、風切線 (shear line) 等，均可察出。某些定量調查與分析經予作出。對有關區域環流型式及天氣之預報，可望有甚大裨益。

(二)第二部份：「西藏高原對高空西風帶中擾動

之影響」。主要內容包括：(1)阻擋影響，(2)上游影響，(3)下游影響，(4)地形噴射氣流與南支噴射氣流，(5)高原對移動性西風槽脊之影響等。

(三)第三部份：「西藏高原對臺灣中期天氣預報影響討論」。內容包括：(1)西藏高原與臺灣「東北季風」，(2)高原東側風切線與臺灣之「梅雨」、「冬雨」與「春雨」，(3)西北「射流」與臺灣天氣，(4)高原東側「動力穩定層」與臺灣天氣，(5)西藏東麓南支槽移出對臺灣天氣影響，(6)西藏高原熱力邊界層現象與臺灣天氣變化關係，(7)衛星雲圖對西藏高原地形影響及有關臺灣天氣預報之應用等。

此處刊出者為第二部份，第一部份係刊載於大氣科學第四期。

*本文之完成曾獲行政院國家科學委員會獎助。

一、前 言

西藏高原之存在，使所有 700mb 層以下自西移入之氣壓系統均遭受「阻擋」影響。在流場上最顯著變化，為在高原東側出現類似流體流越一兩維圓柱後「邊界層」內之流場型式。但在 500mb 層，因西藏高原高度主要已在該層以下，故高空西風氣流，已可越過。惟極為顯見，由於青康藏大高原（通稱西藏高原）之存在，而強烈影響該層西風氣流及重疊於其上之西風擾動。有關此一方面研究，經在本文「緒論」中簡要述及，僅可說均在初步階段。而此處主要係根據最近年來，高原區具有相當完備資料之 500mb 天氣圖，就西風氣流及其上之擾動，遭遇西藏高原影響後實際變化型式之調查與認定。主要內容包括：(1)平直氣流越山效應，(2)高原對高空擾動，包括南支及北支西風中擾動之「阻擋」影響及槽脊過山情形，(3)高原上風面及下風面 500mb 層流場之變形及(4)地形噴射氣流問題等。必須說明者，由上討論題目可見其範圍牽涉甚廣，故基本上本文仍屬初步之討論，僅為較有系統而已。

二、西藏高原影響下 500mb 與 700mb 層流型之比較

於本研究第一部份已論及，在西藏高原影響下 500mb 及 700mb 層上有着完全不同之流型，即：

(1)在 700mb 層，西藏高原對高空西風氣流之影響，完全為「繞山效應」。

(2)在 500mb 層，西藏高原對高空西風氣流之影響為：繞山（喜馬拉雅山）及越山效應兼而有之，且大部份地區均仍在高原「邊界層」內。

一極有興趣之問題，即：經調查第一部份所述 700mb 層流型特徵，在 500mb 層已完全不顯。最主要者，如：尾流 (wake)、地形渦旋 (vortex)、渦旋流離 (vortex shedding)、風切線 (shear line) 等，至 500mb 層已均不顯，或已毫無形跡。第一部份經述及，在 700mb 層（略相當於 3000 公尺高度）西藏高原東方流場型式，

略可以兩維圓柱後方流場說明之。此亦即言，各流場特徵係不隨高度而變者。但實際至 500mb 層（略相當 5700 公尺高度），上述各現象幾已完全隱跡。此項事實之原因，或可歸納為：

(1)由於大氣之密度分層 (density stratification) 與壓縮性 (compressibility) 影響上述各中幅度 (meso-scale) 現象在垂直方向之發展，而僅局限於 700mb 層為中心之一氣層 (layer) 內。

(2) 700mb 層上西藏高原東方之中幅度系統，係屬邊界層中現象。而由實例資料可見，就氣流流越一障礙物後方所出現之流場特徵言，500mb 層已可稱不受該項「阻擋」影響。亦即已在此「邊界層」之上。

(3)必須說明者，700mb 之西北「射流」(shooting current) 及西藏高原阻擋所造成南北麓，特以南麓之南支地形噴射氣流 (orographic jet)，對 500mb 層而言，仍為其特徵。前者「射流」作用為在 700mb 層最著（圖略），而地形噴射氣流則以 500mb 層更為顯著。關於此，後將再討論及之。

(4)關於 500mb 圖上西藏高原附近某些流型特徵，在 700mb 層仍可看出，如高空槽之阻擋現象、地形槽之生成與移出等。因此均屬大幅度 (large-scale) 流型特徵，在 700mb 層雖有邊界層內之現象加入，但仍不能淹沒大幅度現象也。

三、高空西風帶之分流與變易季期間西風帶之突變

(一)西風分流：

西藏高原存在最重要的一項效應，為使高空西風帶之分支，而造成所謂「北支西風」與「南支西風」。此項現象在 700mb 層特別顯著。而第一部份所討論之「邊界層中之現象」主要即為此兩支西風間混合區內之特徵。此兩支西風因其一自高原北麓南下，另一自高原南麓北上，且每形成顯著之風切線（參見「第一部份」之圖 81 及 8c）。其上除風

之不連續外，並可見溫度之不連續（參見第一部份圖10 a-d），水汽量亦然（參見第三部份之圖2a-d）。如為平直西風氣流時，其間仍可見極明顯之弱風區或稱「尾流」（參見第一部份圖7a-c）。最顯著者，且形成「開放尾流」（第一部份圖7c），南北兩支西風中之最大風速軸，可維持達一甚遠之距離，而仍不混合。在500mb層上，「分支」現象所表現最顯著特徵為槽脊相位之錯離。圖1所示為一極端之例，出現時間為1976年元月14-20日。該圖係以各該日5400及5700重力公尺之兩特性等高線之連續變化表出。藉圖可見，主要即由於西藏高原影響，而使500mb層上高空西風分為兩支。在高原部份，南支為槽，北支為脊，相位完全相反。此處之例，最後並演變為阻塞情形。深值注意者，由於上述及密度分層與空氣可壓性等影響，在300mb層上，此項分流現象，已無跡象可尋（惟高緯阻塞高壓仍可看出，圖略）。

(二) 西風帶之突變

變易季期間亞洲區域因西藏高原影響，有著顯著西風帶之突變，疊經氣象學家指出。圖2為筆者（1968）所作桃園高空風逐月變化圖，藉圖可極明顯見出，西風帶南進在10月初，北退在6月底。藉

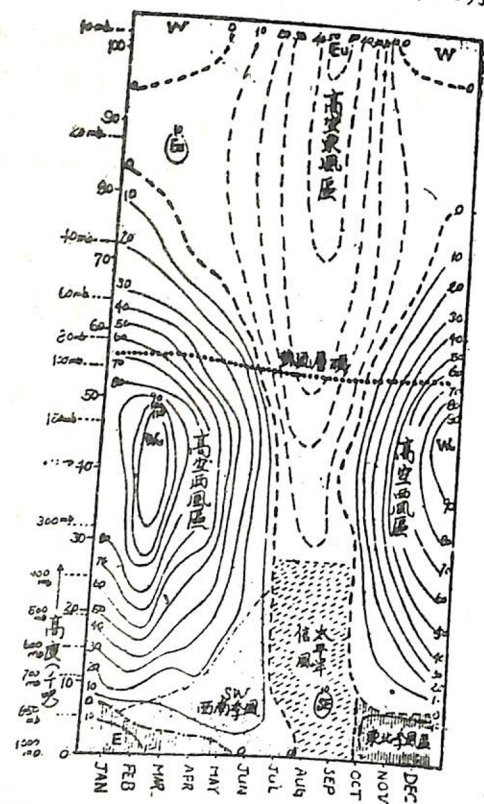


圖2. 臺灣桃園上空月平均風場剖面圖，示西藏高原影響所造成對高空西風帶於六月及十月間所造成之兩次「突變」現象（王時鼎 1968）。

圖並可見此季節性風系突變，在台灣區域風場變化之一斑。

四、西藏高原對高空擾動之「阻擋」作用

必須說明，此處所論及者係屬「機械性」之阻擋。由於青康藏高原係在27°—40°N緯線之間，在冬半年期中（此係泛稱，略指10月至翌年5月），恰位於高空西風主流所在之緯度。且其東西向之範圍幾約佔38個經度（65°—103°E，參見第一部份之圖1及2），已略接近長波之幅度。故此高原之存在，必將影響高空西風帶動態而無疑。圖3所示為1976年元月1—10日，各代表南北兩支西風之5400及5700重力公尺等高線之逐日變化圖。藉圖可見，就北支西風言，各處波動之波幅均甚顯著。但南支西風，情形反是，即：略以西藏高原為中心，無論上游或下游均有一甚長距離內之擾動波幅之減小。就本例言，上游約伸展至20°E，約距西藏高原西麓3600公里（45個經度）之處。下游則至180°E，約距高原東麓6400公里（80個經度）。值得注意者，為上游方向可因高原阻擋作用而使波動阻尼（damping），且距離竟可擴展至近45個經度之處。另此處並列舉因西藏高原影響，一巨大長波槽「阻尼」之例見圖4，時間為1966年元月1—5日。該圖係以5820及5640特性等高線逐日變化表出。藉圖可見，該巨形槽之波幅在移近高原後，迅速減弱，而趨不顯。同時並可見，高原東方之各特性等高線，以阻擋影響，逐日波動均小。

必須說明者，此項阻擋影響，似隨高空波動波長不同而不同，而以對長波影響為最著。因西風波動盛行波長係與西風風速之開方值（ $L_s \propto \sqrt{u}$ ）成比例，仲冬西風最大，故「阻擋作用」又以仲冬時為最著。至春間，南支西風風速減弱，其擾動波長顯著縮短。西藏高原之存在，對較短之波，似未見有顯著之「阻擋作用」。此可參見圖5，1966年3月1—5日之例。藉圖可見，在西藏高原緯度帶中，自東經0°至西經160°經線間，計有五個波動（平均波長略為3000公里，即略30個緯度長），係屬短波。西藏高原存在所造成對西風波動阻擋影響，較諸圖3、圖4之仲冬情形，顯見遠為不著。值得注意者為，在西藏高原附近之波波長，遠較上下游者為長，此或與西藏高原之東西幅度有關（近38個經度）。此亦或為西藏高原對波長影響之

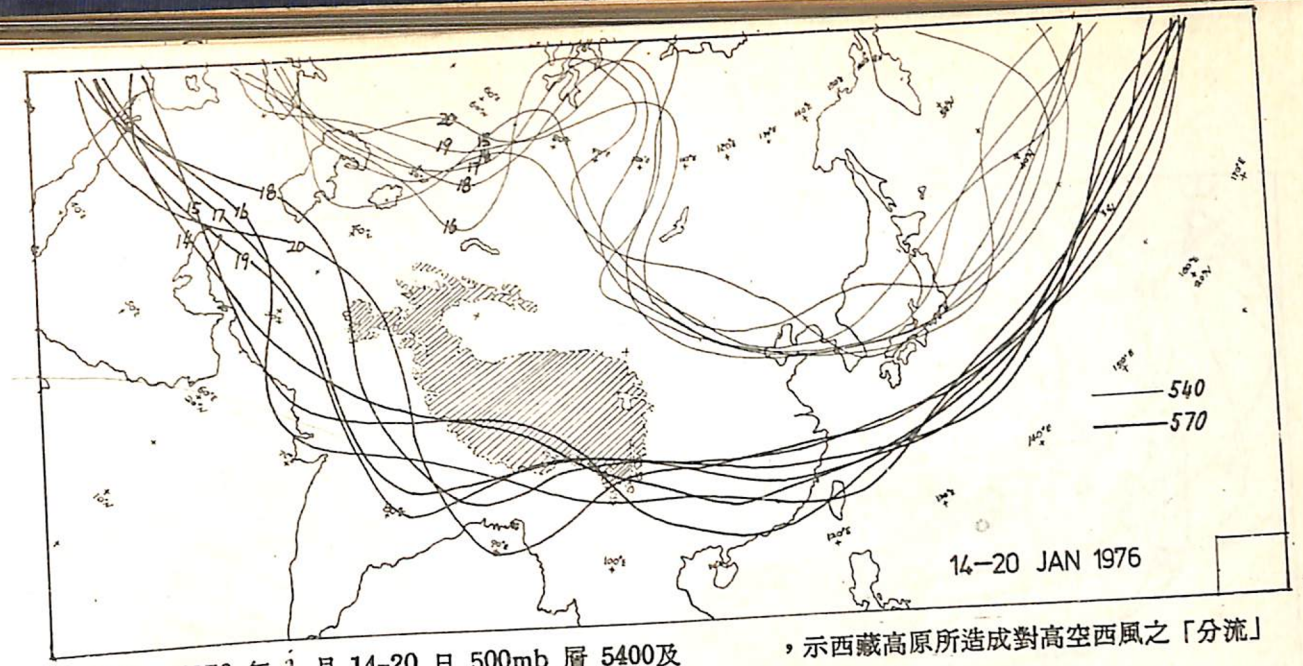


圖1. 1976年1月14-20日500mb層5400及5700重力公尺特性等高線逐日位置變化圖

，示西藏高原所造成對高空西風之「分流」效應。

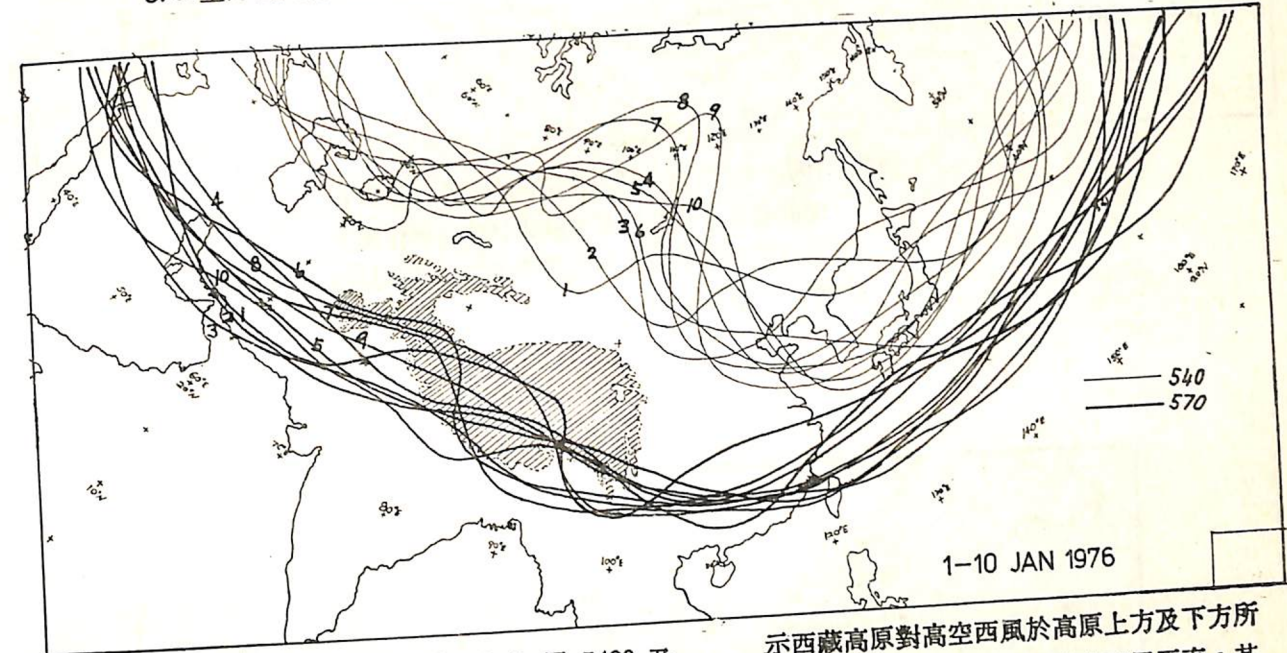


圖3. 1976年1月1-10日500mb層5400及5700重力公尺特性等高線逐日位置變化圖，

示西藏高原對高空西風於高原上方及下方所造成之「阻擋」影響——南支西風平直，其上波動之波幅均小。

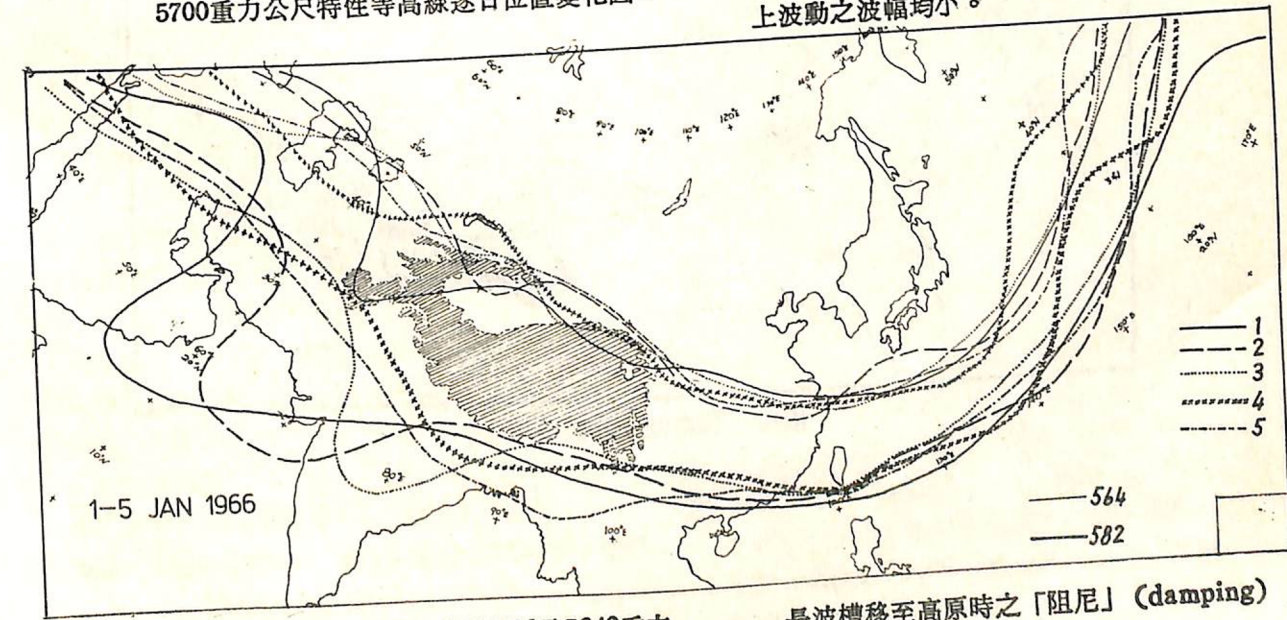


圖4. 1966年1月1-5日500mb層5820及5640重力公尺特性等高線逐日位置變化圖，示一巨大

長波槽移至高原時之「阻尼」（damping）現象。

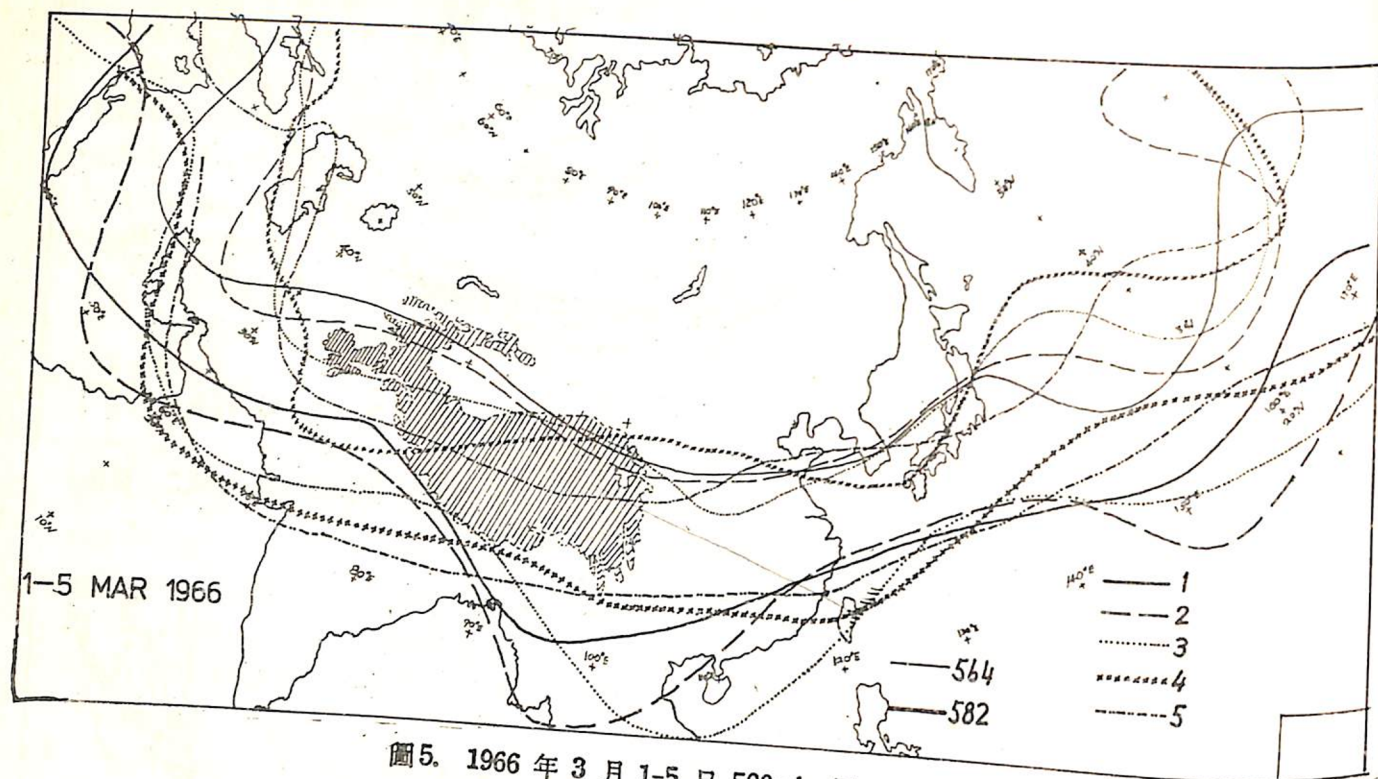


圖5. 1966年3月1-5日500mb層5820及5640重力公尺特性等高線逐日位置變化圖，示西藏高原對短波槽之影響遠較長波槽為不著。(參見圖4.)

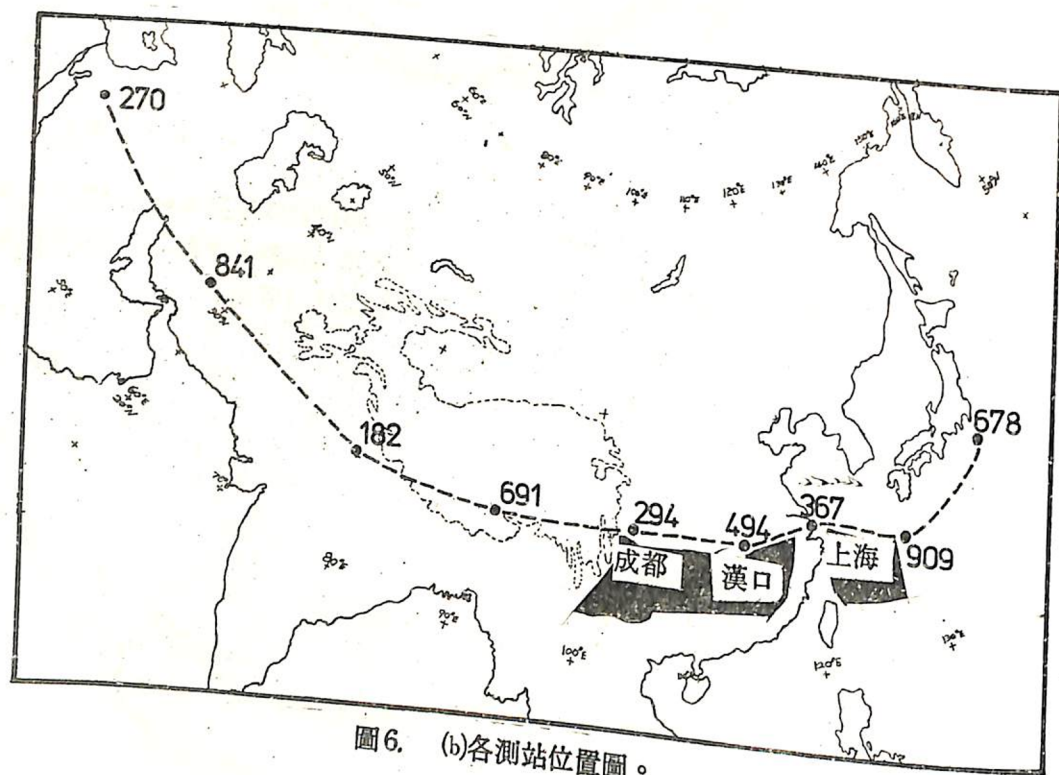


圖6. (b)各測站位置圖。

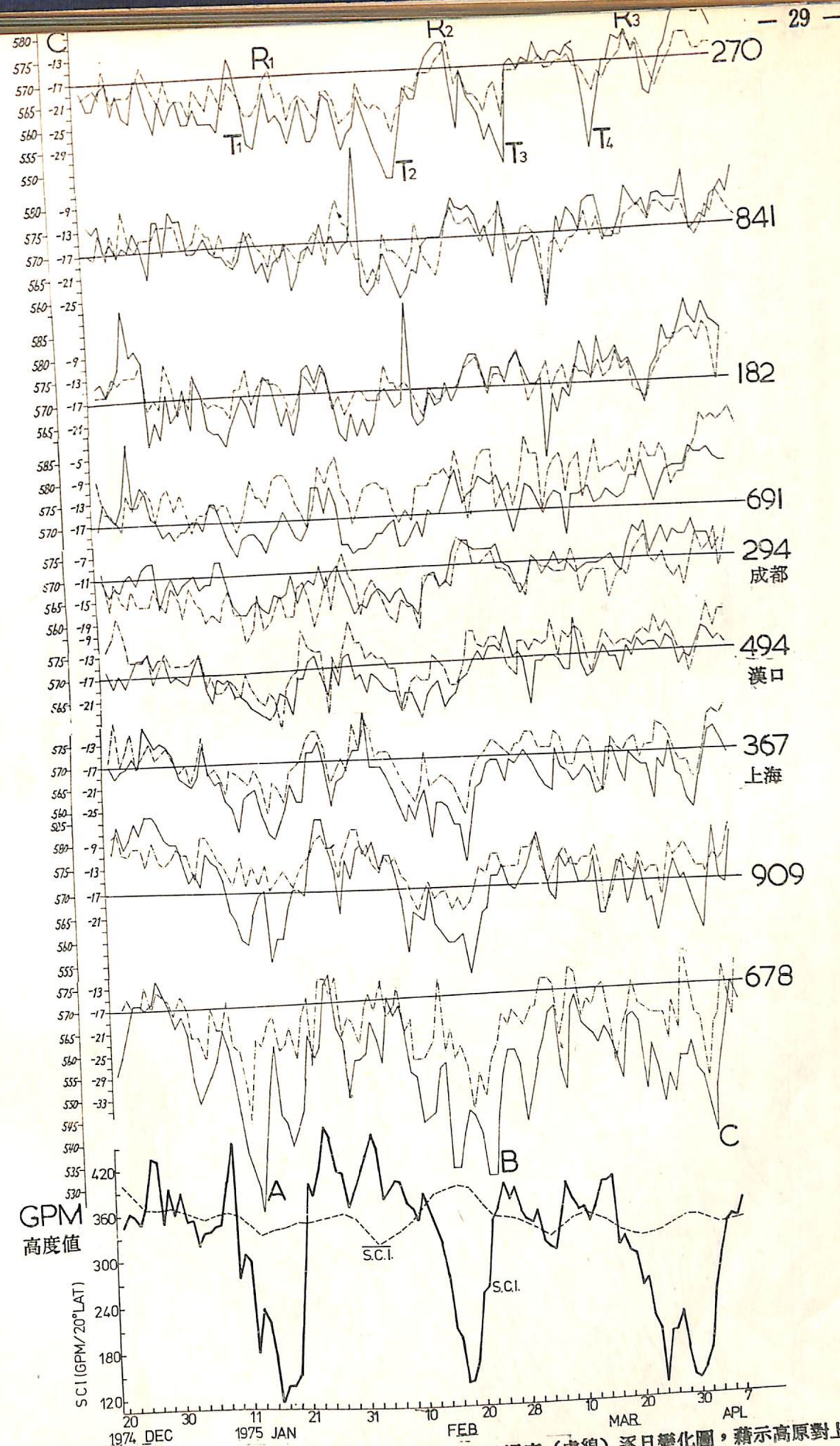


圖6. (a)1974年11月20日至1975年4月5日沿西藏高原南北向中心線附近緯度(31°N)，共九處測站500mb層上高度(實線)

及溫度(虛線)逐日變化圖，藉示高原對上下游測站波動之影響，圖中並附亞洲「區域環流指標」曲線。

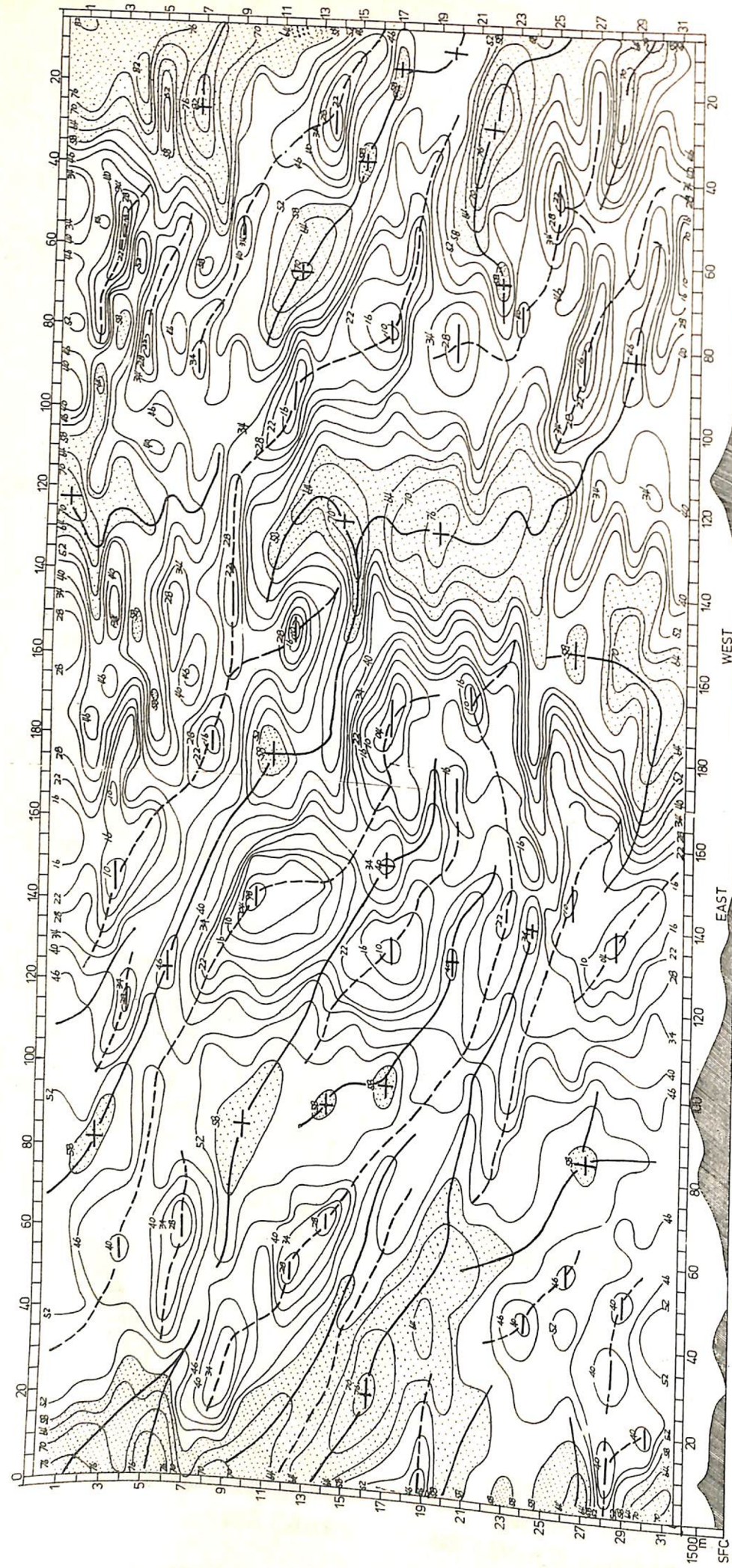


圖7. 1975 年元月份全月沿 45°N 緯線上 500mb 層高度之時間剖面圖，示西藏高原及洛磯山脈對高空風環流不同之影響。

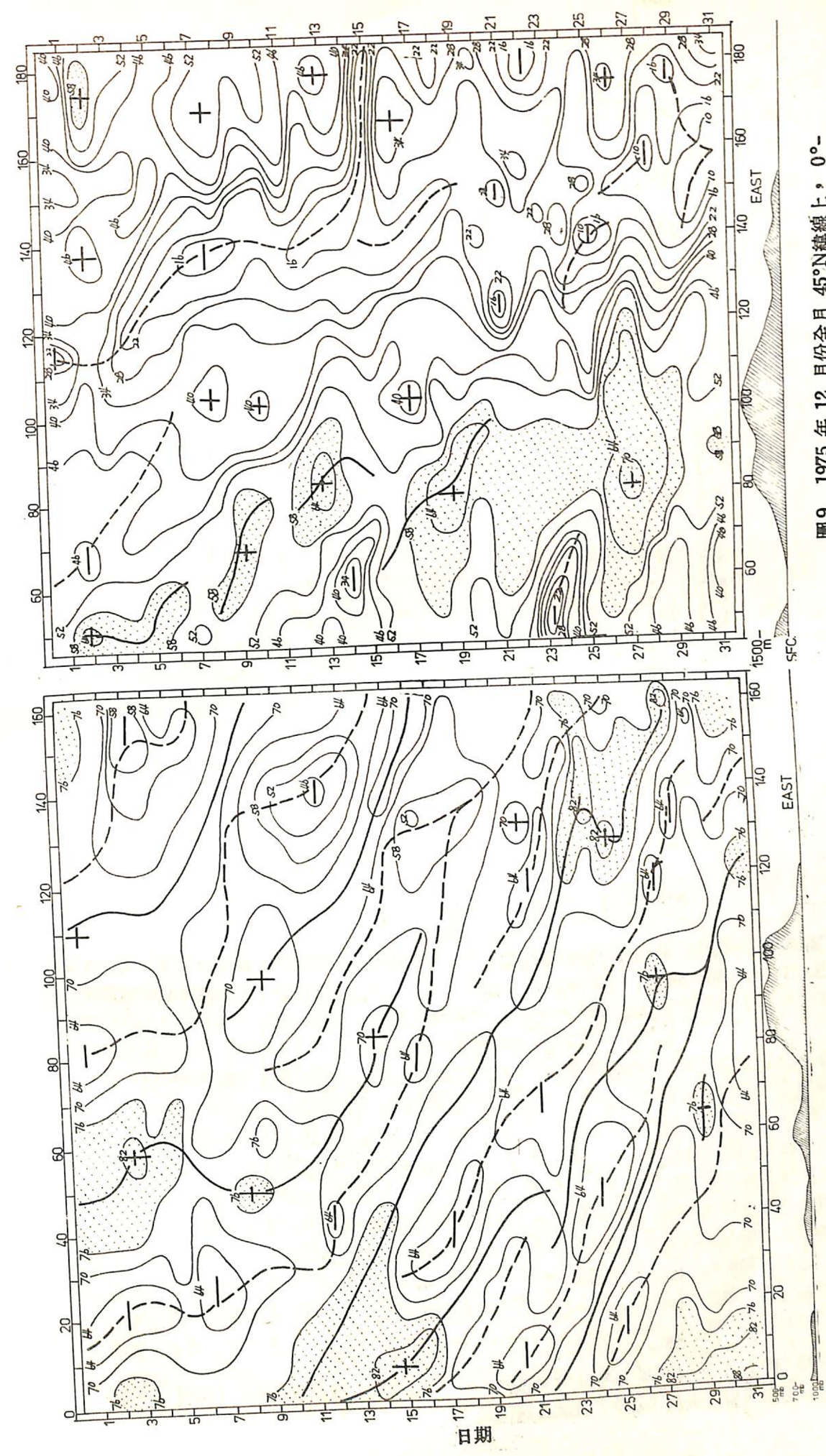


圖8. 1975 年元月份全月沿 30°N 緯線上，0°-160°E 經線間 500mb 層高度之時間剖面圖，示西藏高原對高空擾動之「阻擋」影響。

圖9. 1975 年 12 月份全月 45°N 緯線上，0°-160°E 經線間 500mb 層高度之時間剖面圖，示低指標情形下亞洲區域槽脊分佈情形。

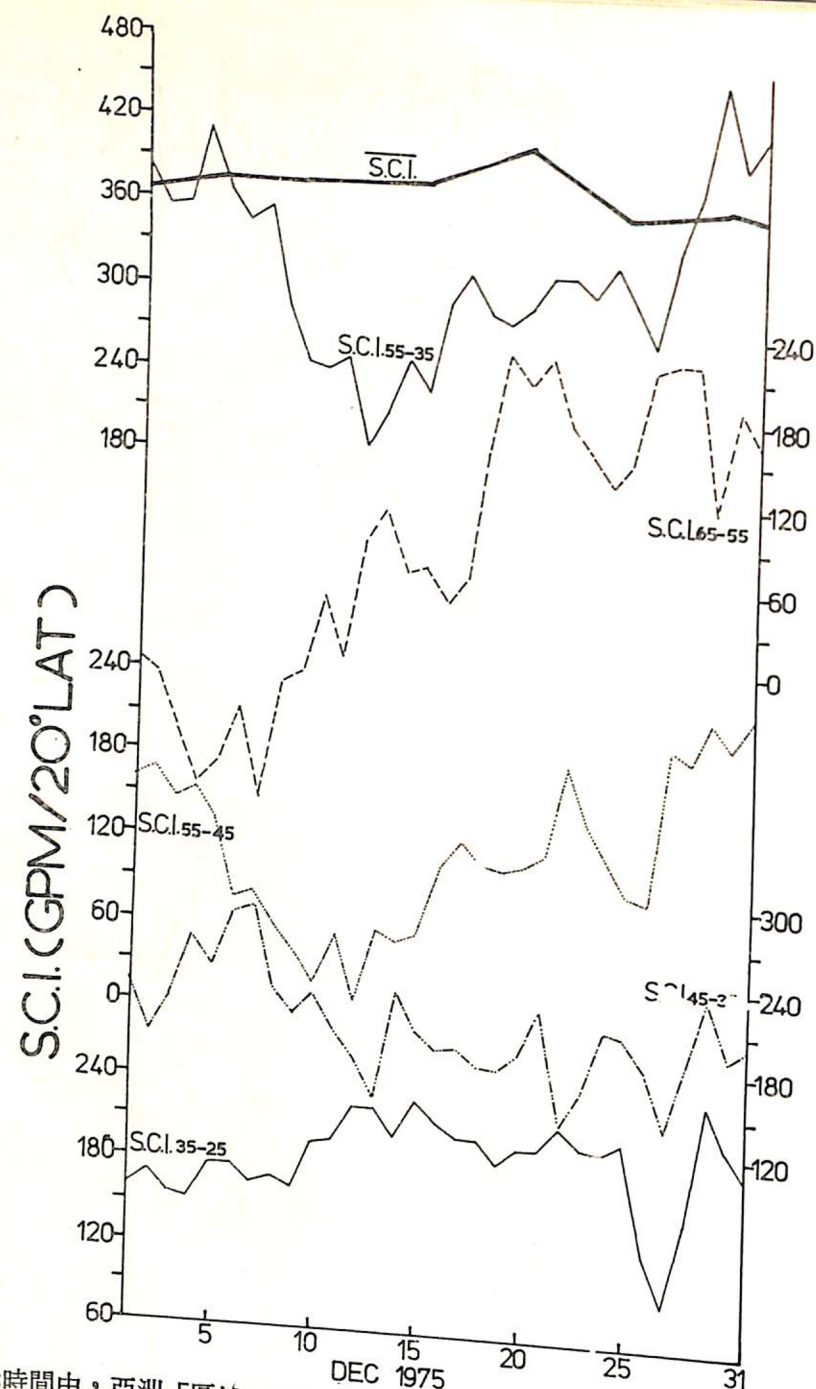


圖10. 圖9所示時間中，亞洲「區域環流指標」(S.C.I.)及65°-55°N, 55°-45°N, 45°-35°N, 35°-25°N緯度帶環流指標分佈型式。示低指標情形下，西藏高原之效應。

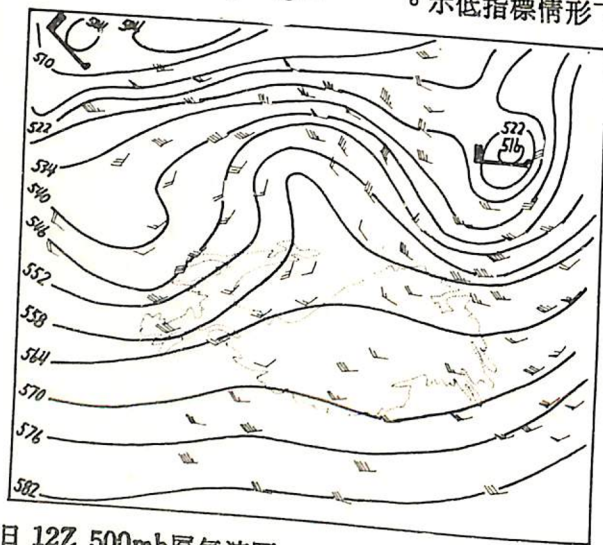


圖13. 1976年1月3日12Z 500mb層氣流圖，藉示高原上游之氣流「分支」及北支西風之「成脊」與南支西風之「成槽」作用。

重要效應之一。另外，圖6a為1974年12月20日至1975年4月5日，沿西藏高原南北向中心線附近緯度(31°N)共九處測站(其位置參見圖6b)之500mb層上高度(實線)及溫度(虛線)逐日變化圖。藉供西藏高原對西風帶中波動及西風帶南北位移之研判。藉圖可見：

- (1)西風槽移至西藏高原西麓均為減弱，見 T_1 、 T_2 、 T_3 、 T_4 。而脊一般言為增強，參見圖中之 R_1 、 R_2 、 R_3 。
- (2)在西藏高原下游方向，測站距離愈遠，波幅變化愈大(參見上海及日本909、678測站資料)。上游亦然(參見地中海東岸270測站資料)。
- (3)藉圖亦可見西藏高原對西風帶南北位移之「阻擋」影響。此可參見日本678測站所標A、B、C三時間之巨型波動之槽線部份，略均在5700gpm值以下。但向西追溯至漢口，已顯見其波幅之減弱，而其高度值則增加。至上游其他各測站，高度值增加更著。西藏高原東麓成都測站屬例外。該處因屬高原背風槽位置，故在所標A、B兩時間內之高度值亦幾均在5700gpm以下。圖6a中並附該時日內西風「區域環流指標」(S.C.I.)值曲線。藉之可見該A、B、C三段時間內，西風帶偏南時，指標值亦屬最低，藉供該時間內西風環流強弱變化之參照。

五、西藏高原對移動性西風槽脊之影響

此處擬藉下述兩種所專設計之時間剖面圖以作討論。其一為沿45°N及30°N緯線上，每5°經度為間隔，以500mb等壓面高度「數值」表出之時間剖面圖。另一為相同資料，惟以等高線「圖形」表示。前者可準確表出槽脊過西藏高原區域所引起強度「數量」上之變化。而後者可直接見出槽脊移過高原時之圖形型式，故兩者均用之。圖7為以「數值」表示之45°N線上全球500mb層高度時間剖面圖，時間為1975年月元月全月。圖8為30°N線上者，僅延用與西藏高原有關部份之東半球資料，時間同圖7。另圖9為1975年12月45°N線上資料。藉該各圖可見：

- (1)東半球之西藏高原與西半球之洛磯山對500mb環流，係擔負著極端不同之角色。前者以長軸呈東西方向，雖在其緯度形成滯留性質之脊線，惟槽線仍可通過，僅見有強度之減弱。後者因長軸為

南北方向，故其上形成滯留之脊，幾甚少可能有槽跨越其間(1975年元月份僅有一次)。

(2)比較45°N(圖7)與30°N(圖8)緯度部份之時間剖面圖可見，在30°N部份，因近西藏高原南北向中心軸線，其高度擾動之波幅一般均小，特以西藏高原所在經度部份為尤甚。另並可見亞洲沿海主槽，雖間有自西方直接移入，但一般均為移至120°E經線後，加深而成。

(3)圖9為1975年12月之例，係「區域環流指標」完全屬低指標之情形。藉圖可見，西藏高原部份主要均為滯留之脊，而亞洲東海岸即為滯留之「錨槽」(anchor trough)。槽脊均發展有最大強度(500mb平均高度差達500重力公尺)。比較本例與圖7中洛磯山部份之剖面圖，可見在低指標時，西藏高原對高空環流影響與洛磯山之情形略同。又圖10所示為上述圖9時間中，亞洲「區域環流指標」(S.C.I.)及65°-55°N、55°-45°N、45°-35°N、35°-25°N緯度帶環流指標分佈型式，藉圖可明顯見出低指標情形下，各緯度帶環流特徵及西藏高原效應。

另外，茲藉圖形法表出沿30°N經線上之時間剖面圖，對槽脊過西藏高原之變化作一討論。此處茲舉兩例，其一為「高指標」情形下，參見圖11之1975年3月1-8日之例。另一為「低指標」情形下，參見圖12之1975年2月15-23日之例，藉圖可見：

- (1)在高指標情形下(指標值參考圖11中右上角之插圖，此時南北兩支西風各有其不同波長之波動，而圖11所示係屬南支西風中波動過高原情形)：
- (a)明顯見有中等波長(約50°緯度)之波動，逐次過山。
- (b)槽在高原西麓區域減弱(參見5及6日斜線區)，平均減弱約60公尺。東麓加深(參見3、4兩日斜線區)，平均亦達60公尺左右。而自東麓移出至120°E時，又復減弱，其值亦略近60公尺。此項變化數值略與蔡清彥(1974)藉「相當正壓」模式，所作個例分析之結果(90公尺)甚相接近。
- (c)高空南支西風中脊線在移近高原時，強度亦略見減弱，惟其值甚微，略為30公尺。至移至東麓，強度續在減弱中(見5700公尺標準線以上部份)。注意：北支西風中脊線過境，情形較為複雜，將另在「上游影響」

中討論。

(d)當槽脊移至西藏高原中段時，全區氣壓波動轉至最小（參見 5, 6, 7 各日之值），而當脊移至西麓時，全區則有最大波幅（3 日）。

(2)在低指標情形下（指標值參見圖 12 左下角之插圖。此時無明顯之西風分支現象（15-20 日），僅於 20 日後，西方槽線移至高原，西風才開始分為兩支）：

(a)波長遠較高指標情形下為長（因低指標時 30°N 一帶之遠較平均為大之風速，而盛行波長略與 $\sqrt{u}$ 成正比），在本例之波長為 80° 經度（ 30°N 緯度上）。西藏高原約在平均脊線之處。

(b)開始東西兩主槽均滯留，20 日後，西槽移入西藏高原並減弱，而東方主槽仍滯留於 140°E 線上，故波長漸次顯著縮短，波幅亦見減小，隨之環流指標大幅升高（參見插圖）。

(c)西藏高原東麓地形槽完全不顯，即使在西方槽移入後亦然（23 日以後之圖略去）。

(d)當西槽移入高原中部時，全部擾動之波幅減至最小，此時方見東槽開始移動（21 日以後）。

以上係屬實際天氣圖之診察研究（diagnostic study）。上述高指標情形下之結果基本上略與 S. Manabe 及 T. B. Terpstra (1974) 數值模擬及 Bolin (1950) 在理論上，所推結果一致。惟在低指標情形，高原東麓下風面無背風槽存在，不符上兩文所得結果，但上游之「成脊」效應，則均同。

六、高原上風面 500mb 流場之變形

有關西藏高原上游方向 500mb 流場之情形，此處謹提出下列數端，即：

- 分流與「成脊」及「成槽」作用。
- 北支槽之摺折（folding）與阻高之生成。
- 地形性冷低之生成。

以下茲分述之：

(1)分流與「成脊」及「成槽」作用——深值注意者，500mb 層已在高原之平均高度以上，但高原上風面氣流之分流現象仍極顯著。圖 13 為 1976 年 1 月 3 日 1200Z 500mb 層氣流圖。藉圖極為顯見，僅在西藏高原區域，氣流係分為兩支，北支「成

脊」，南支「成槽」，相位係相反。有關高原北方之「成脊」現象，在 Terpstra (1974) 數值模擬中，亦經認定。即在該區脊線為偏北，因此地面冬季之極地高壓亦然。另藉該圖可見，在上風面氣流「分支」，在下風面氣流合併，顯見完全由於地形之存在所造成。另可見高原東麓部份，500mb 與 700mb 流場已完全不同（參見第一部份）。

(2)北支槽之摺折、阻高及地形造成之冷渦——此為一極重要之事實，此處茲舉兩例說明，各見圖 14 a-f 與 15。圖 14 a-f 為 1974 年 11 月 29 日至 12 月 6 日之 500mb 天氣圖，圖中除高空風外，並繪有等高線，藉圖顯著可見：

(a)北支槽由於南段受阻使槽摺折（folding），曲率增大，減緩，並於北麓靠高原部份折裂，造成地形性之冷心低壓（參見圖 14a、b、c、d 在 d 圖中並加繪等溫線藉作參證）。

(b)注意上述之該冷心低壓，雖源於槽上，但顯然完全由於地形阻擋所造成。此類低壓於冬季情形下，似為西藏高原區域所獨見（按夏季情形，各區均可見之，參見吳宗堯 1975）。另藉圖可見該地形冷心低壓，係屬滯留性質，並維持達數天之久（至 12 月 6 日才減弱，而後移出消失，見 f 圖）

(c)另外深值注意者，在北支槽南段滯留、摺折，至生成冷心低壓之同時，槽後之暖脊仍以常速東移，致必將形成暖心型封閉高壓。間或滯留，間或移動，惟基本上係屬阻塞性質。按烏拉山一帶（ $60^\circ-70^\circ\text{E}$ ），每為冬季最易發生阻高之區域（參見王時鼎 1975），此似與此處所述槽之摺折現象不無關連，後當再論之。

另外，圖 15a-c 為 1974 年 12 月 14-16 日之例。注意圖 15a 之冷心低壓位置（其中一圖並附有溫度值）又與圖 14 者不同。而圖 15 者更易藉山脈阻擋作用以說明之。另外圖 15b 為 1974 年 10 月 19-21 日之例，示包含有低壓中心之南槽沿高原向北滑移之例。

七、高原下風面 500mb 流場之變形——有關動力低壓生成、發展及運動討論

高原下風面（或稱背風面）500mb 流場之變形，一般熟知者為動力槽。此業已於第五節中略作「定量」之調查。另外為地形造成之「射流」現象，此在本研究第一部份中已有討論，故均不再論述。此處欲討論者，為於變易季時或高空西風風速較小

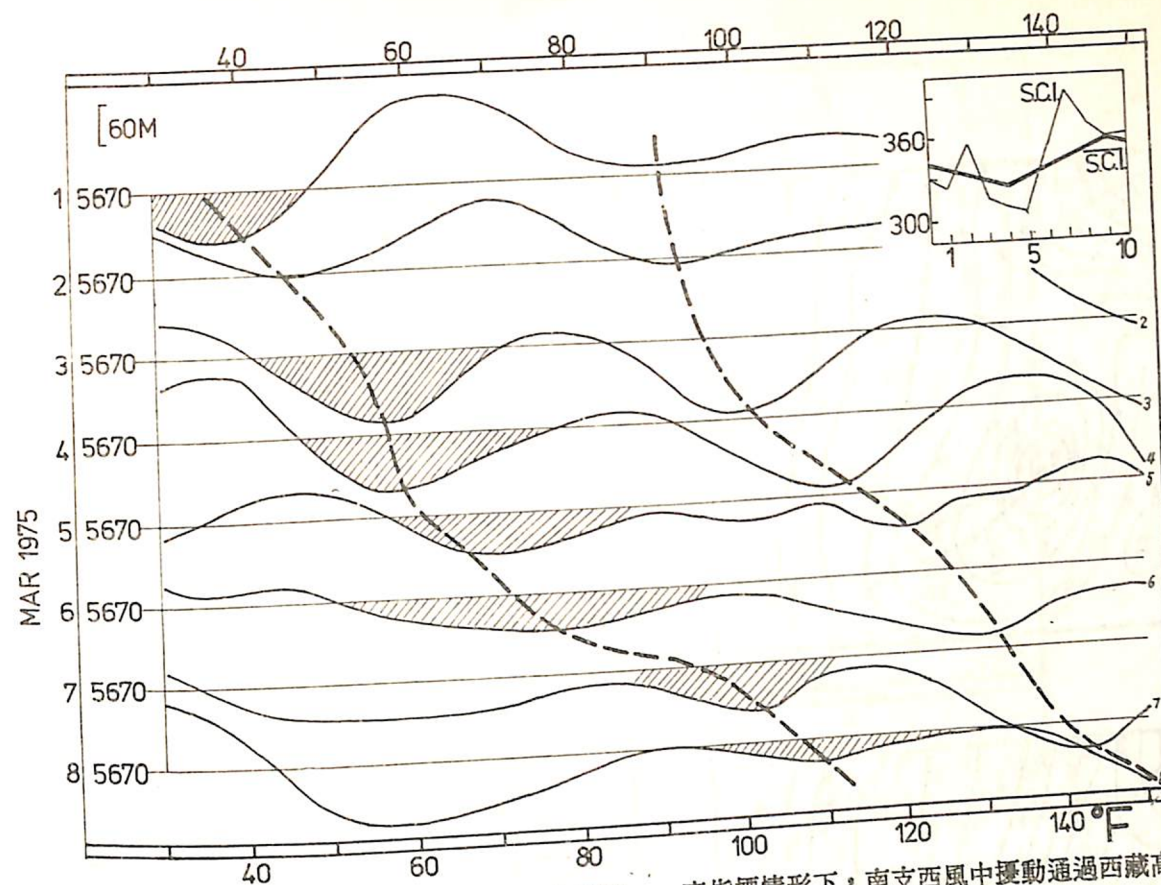


圖 11. 1975 年 3 月 1-8 日沿 30°N 緯度上亞洲區域 500mb 層波槽運動之時間變化圖，示高指標情形下，南支西風中擾動通過西藏高原情形。圖中並附該時日中，區域環流指標型式。

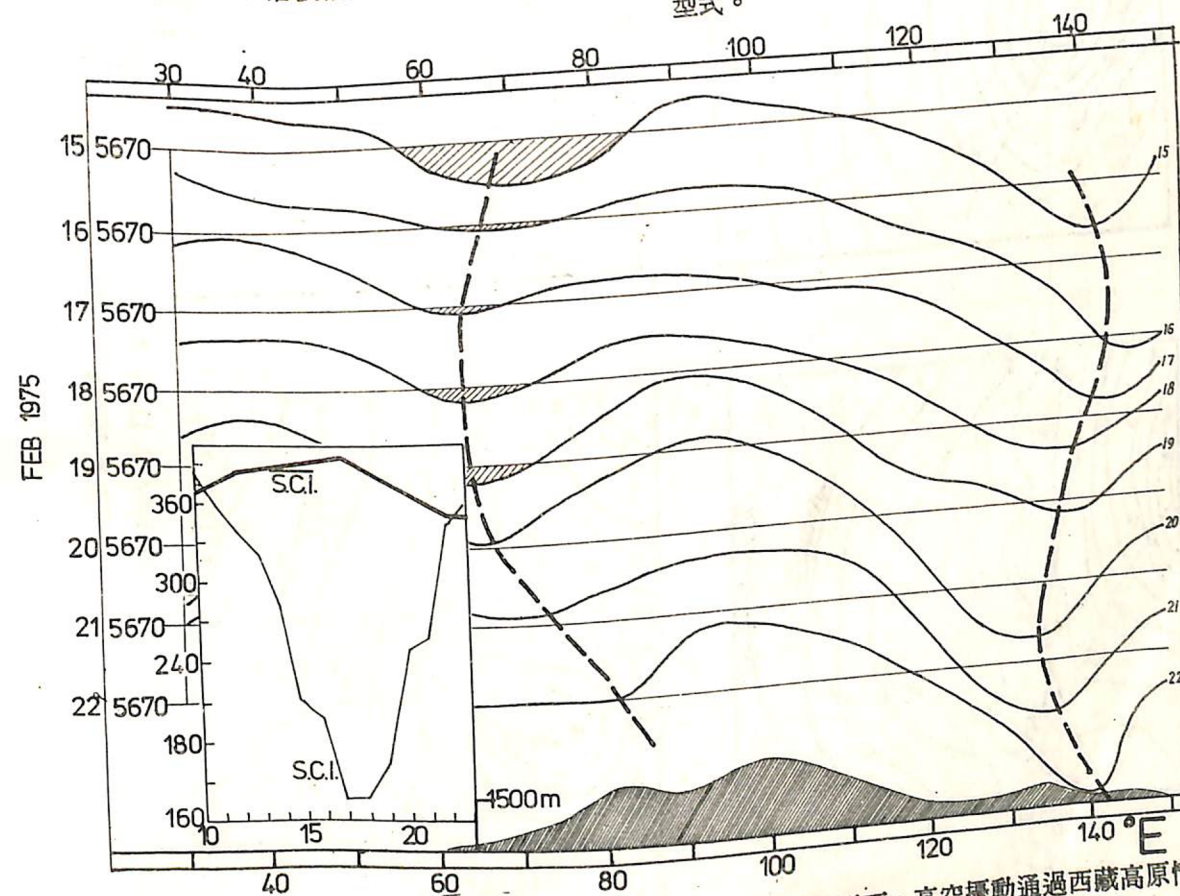


圖 12. 1975 年 2 月 15-23 日沿 30°N 緯度上亞洲區域 500mb 層波槽運動之時間變化圖，示低指標情形下，高空擾動通過西藏高原情形。圖中並附該時日中，區域環流指標型式。

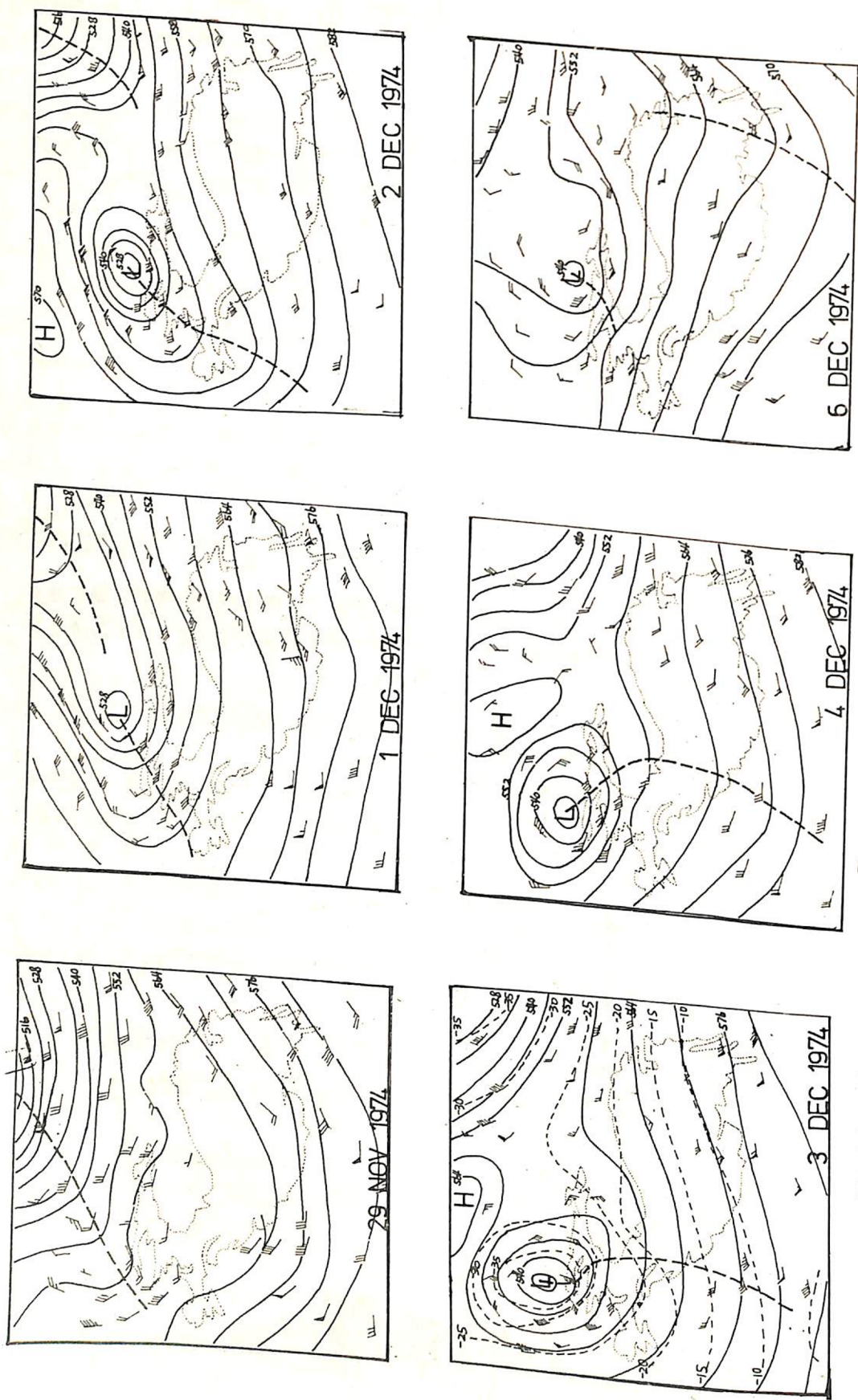


圖14. 1974年11月29日—12月6日12Z高「及阻高與地形性冷性低壓(冷渦)之生成原西側500mb天氣圖,示北支槽之「褶折」。圖中12月3日之圖並附繪等溫線。

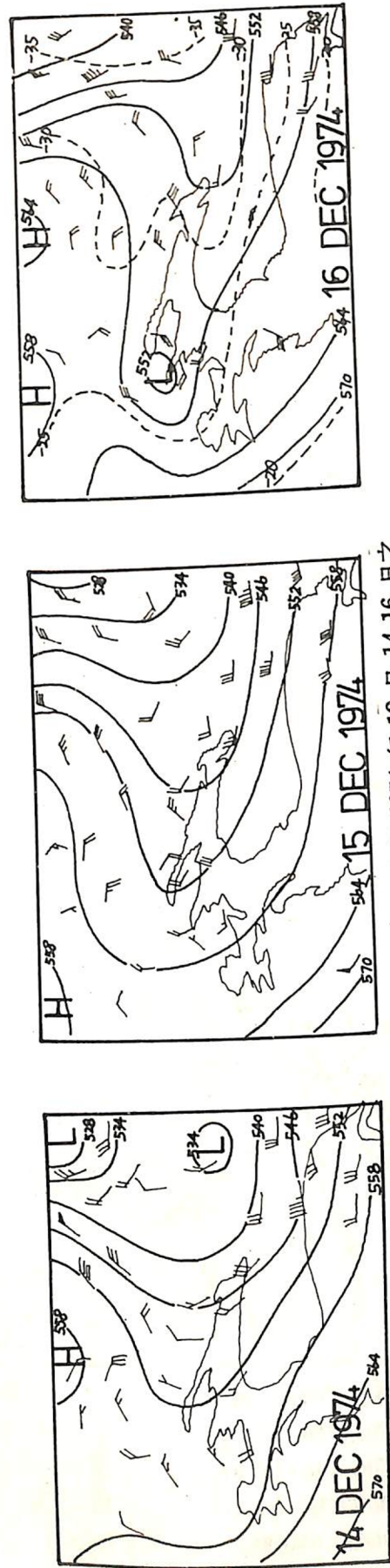


圖15a 同圖14, 惟為1974年12月14-16日之例。

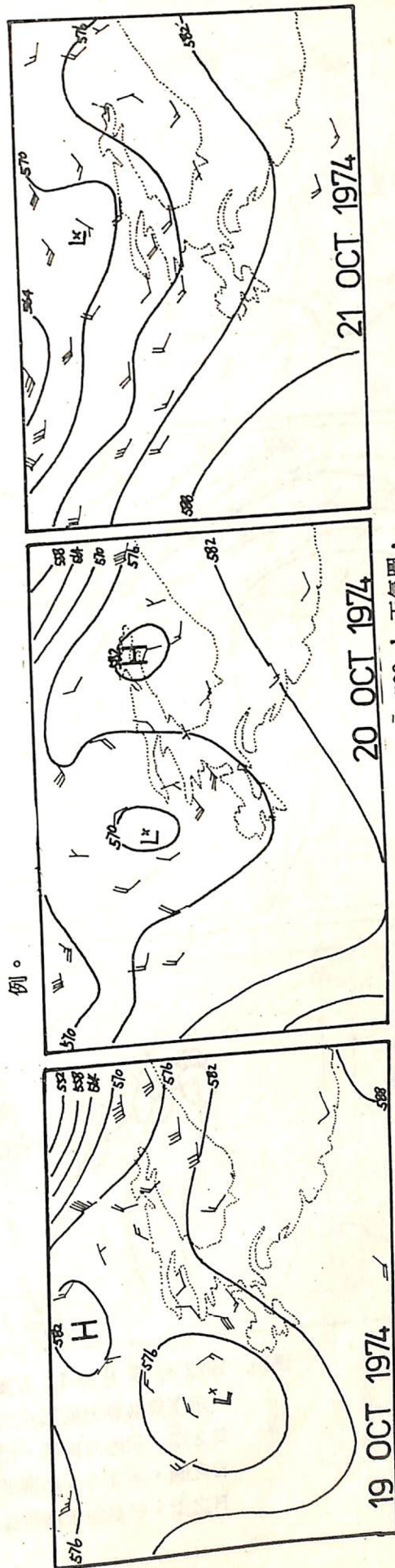


圖15b 1974年10月19-21日500mb天氣圖,示槽線移近高原西麓之變化。

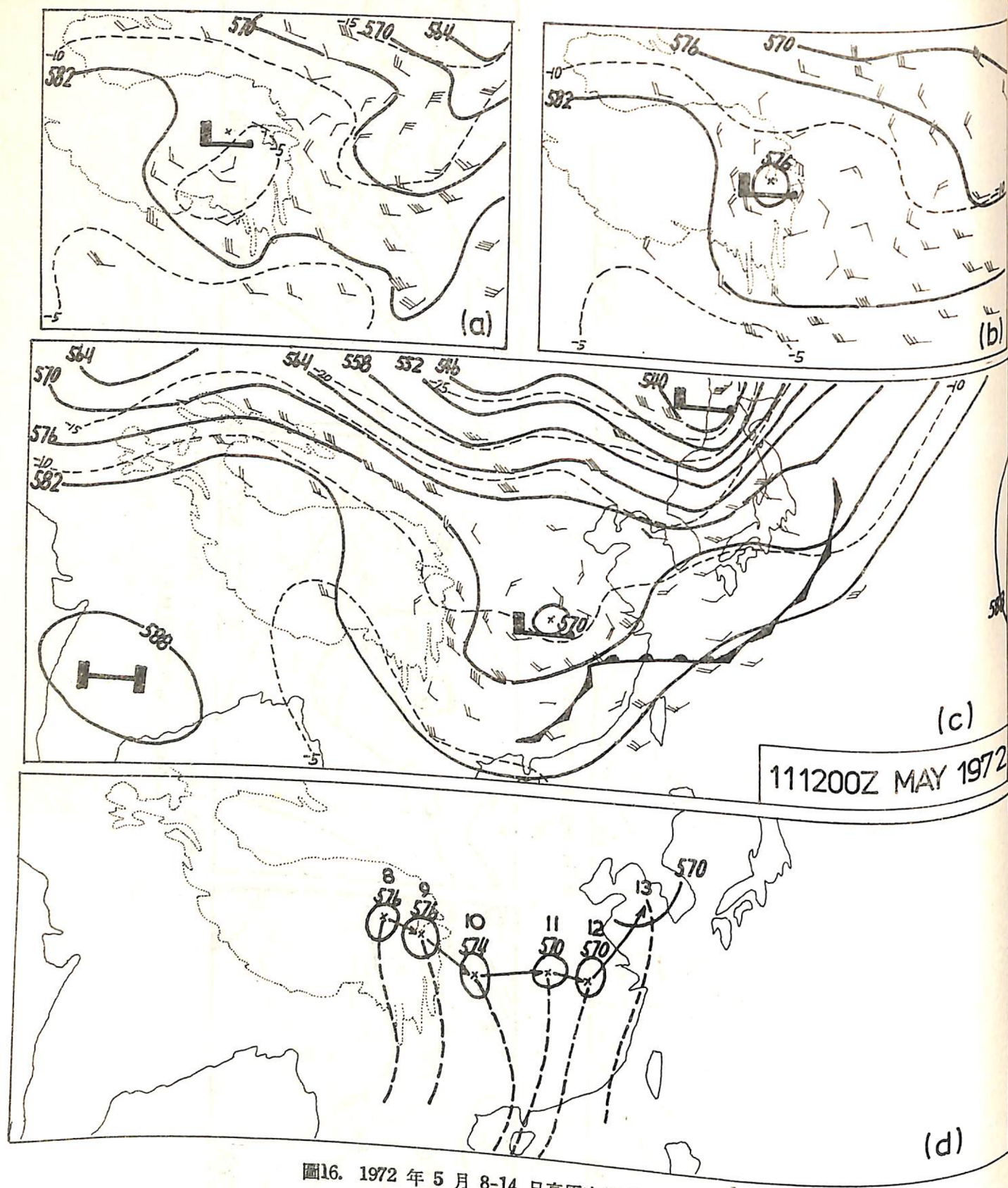
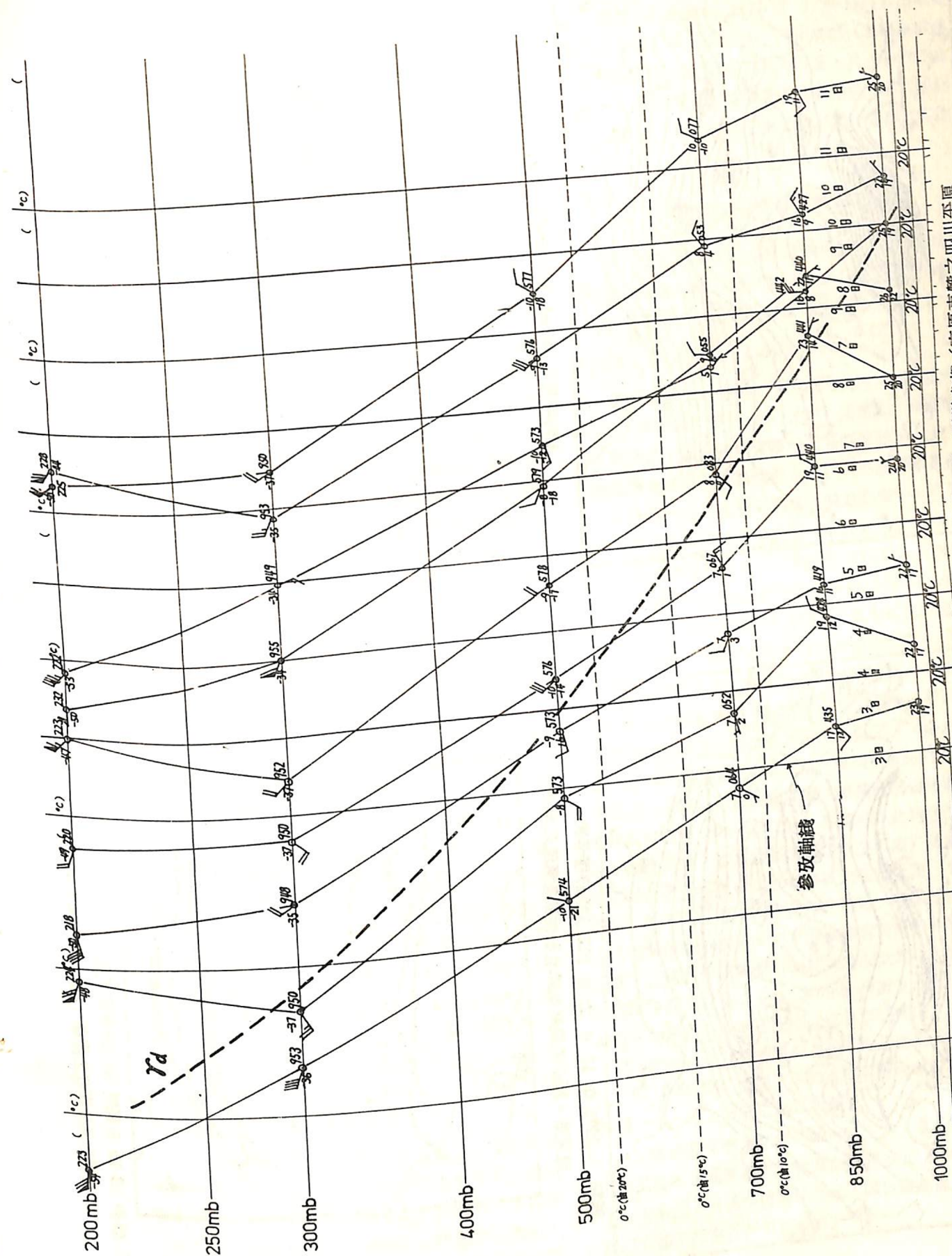
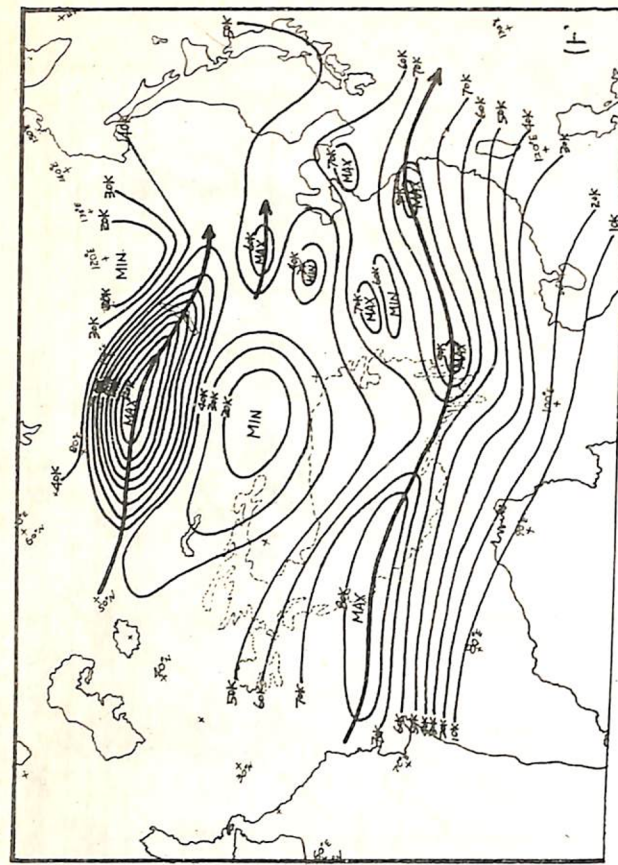


圖16. 1972年5月8-14日高原東側500mb圖，示下風區動力低壓生成與發展情形。(a)8日之圖，示動力低壓，已在醞釀生成。(b)9日之圖，示動力低壓發展已甚為完善。(c)11日之圖，示高空低壓誘生地面波動。(d)為該





(b)同時之 300mb 層等風速線圖。

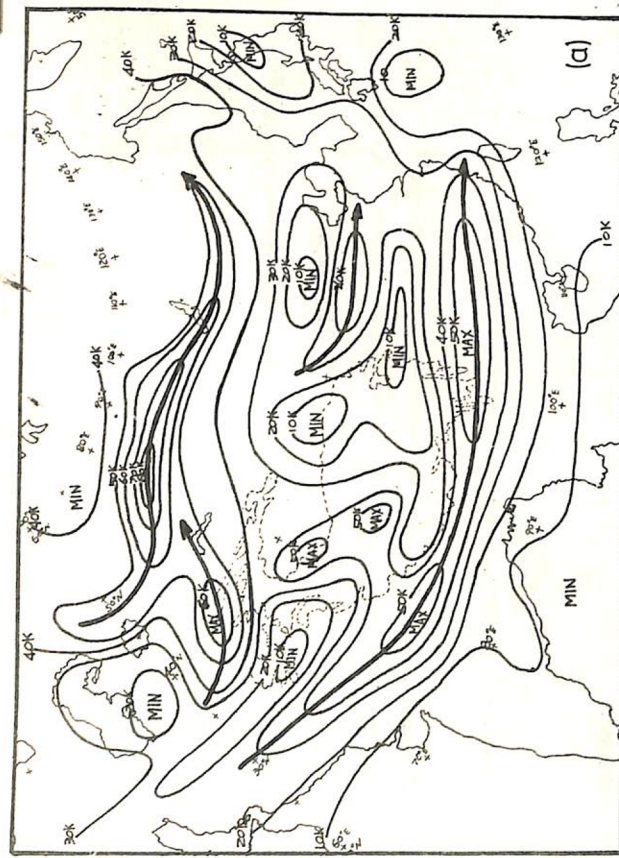
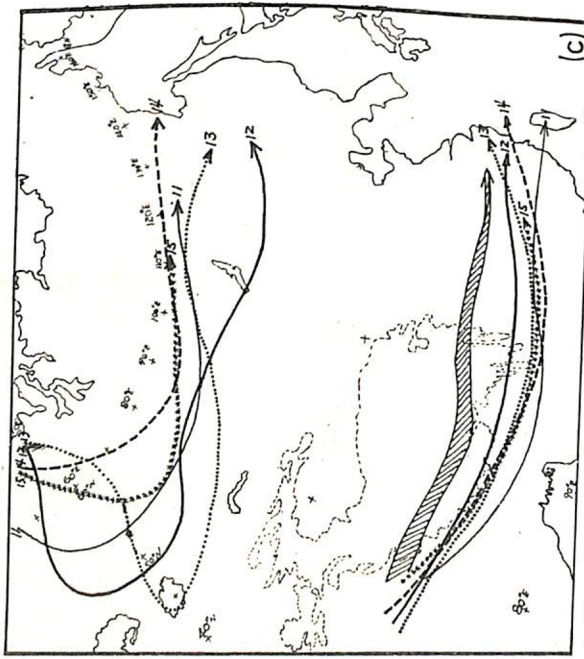


圖18. (a)1975年11月12日12Z 500mb層等風速線圖，藉示西藏高原地形性噴射氣流之區域分佈。



(c)該例 12-15 日期間 500mb 層南支及北支噴射氣流逐日位置圖 (圖中並附 300mb 者之平均位置)。



(d)由煙所顯見流動過一障礙物之情形，藉圖可明顯見出其造成之流速集中區，亦即「噴射氣流」(P. K. Chang 等 1974)。

期間，高原東側之一項極為重要現象，即動力低壓之生成與移出。最顯著之例，可參看 1972 年 5 月份之情形。該月中，臺灣區域之四次鋒面 (10, 14, 20, 25 日) 過境，其中三次 (10, 14, 25 日) 即與西藏高原東部生成之動力低壓移出有關。此處效舉第二次之情形以為例。此可藉圖 16a-d, 1972 年 5 月 8-14 日 500mb 圖以表明。其中圖 16a 為 8 日之例，動力低壓係在高原東部醞釀之時。圖 16b 為 9 日者，此時動力低壓發展已甚為完善。圖 16c 為 11 日之情形，此時在地面已誘生波動。圖 16d 為此高空低壓在該數日之運動圖。以下再藉該數圖略作討論：

(1)類此高原東側動力槽發展之極端情形——封閉低壓環流，僅於高空盛行西風氣流較小時才有產生。故變易季最為常見。蓋西風氣流大時，甚難發展如圖 16a-d 所示，範圍甚小之封閉環流也。

(2)藉圖可見，該動力低壓於自西藏高原東移時，略見加深 (圖 16d)。惟加深率均甚少，迄至移近東中國海一帶，該低壓即沒入較大西風中消失不見，而僅呈槽線之型式 (仲冬時一般所謂之動力槽)。該月三次之例，均不例外，又該三次之例，均顯示其存在僅於四圍風速不超過 30kts 時。(此亦何以該動力低壓僅於變易季時才出現於高原東側區域。

(3)三次南支槽移出均伴隨有地面波動之生成，且均屬中範圍幅度之穩定波動，有理由相信，梅雨低壓之生成，與該南支槽有一定之關聯，因不在本文範圍，討論從略。

(4)該三次南支槽之移速均甚緩，波長亦短 (在其下游方向之波長僅 1500-2000 公里左右)，惟波幅則遠比長波者為顯 (參見圖 16c)。另外，深值注意者，此時均未發現有南支噴射氣流之存在 (500mb 風速最大均在 45kts 以下，參見圖 16c)。而高原東側動力低壓生成與此項事實有密切關聯。因西風氣流之動能愈大，改變其氣流方向及特性所需之力亦應愈大。故在強西風氣流時，僅有背風動力槽之發展，而難以產生動力低壓。另外值得注意者，此動力低壓均係穩定向東移動，其運動與北支西風無何關聯 (參見圖 16c 及 d)。

(5)在 500mb 層上，此時西藏高原以北之西風帶流雖仍在高度斜壓狀態中，但西藏高原緯度之西風在水平方向無論風速及溫度分佈均甚均勻 (參見圖 16c)，垂直風變亦小 (圖略)。此多少可說明，初夏在此區域活動之低壓，基本上為屬穩定波之原

因。

另外，此處茲附 1972 年 5 月 3-11 日高原東側兩次動力低壓發展期間，四川成都 (高原東麓處) 之探空資料，如圖 17。藉圖可見，於 5 日及 9 日低壓中心過境期間，低層之穩定層消失。另本圖與第一部份圖 15a 顯著西北氣流情形恰呈強烈之對比。

八、關於地形噴射氣流問題

有關本問題，此處僅作簡單討論。在流體力學中例如 Batchelor (1970) 或 Schlichting (1968) 均多有關黏性流體流過障礙物之討論。大略言，

雷諾數 (Reynolds number $R = \frac{UL}{\nu}$) 小時，渦度擴散 (diffusion of vorticity) 較渦度平流 (convection of vorticity) 為重要。雷諾數大時則反是。此應用於實際西藏高原情形下，在 700mb 層上，以高空西風帶風速小 (亦即雷諾數較小)，地形性之西風噴射氣流 (風速之集中) 不著，此時南支西風風速甚少大於 40kts。但至 500mb 層上，西風風速顯著增大，地形性之噴射氣流強度 (風速之集中) 亦隨之顯著增加。圖 18a 為 1975 年 11 月 12 日 1200Z 之 500mb 層等風速線圖 (700mb 圖略)。藉圖顯見，由於西藏高原之存在而造成南支噴射氣流。其軸線係順沿西藏高原南麓。惟北麓由於地形複雜，該項噴射氣流僅在惹嶺及河套兩區較為顯著。並顯見高原上方及下方，由於阻擋影響，均分別出現有弱風區 (wake area 或稱尾流區)。特以下風面為顯著 (尾流或稱弱風區，本例風速減至 10kts 以下)。另並可見此地形性噴射氣流至高原下游方向甚遠之處 (至沿海) 仍見存在。另外藉圖可見真正北支西風之噴射氣流，猶在 50°N 附近。此處一極有興趣之問題，即：此地形性噴射氣流在垂直方向究可伸展至若何高度。有關於此，此處茲作出與圖 18a 相同時間之 300mb 圖如圖 18b。深可注意者，在 300mb 層南支西風噴射氣流，却係在西藏高原上空 (在喜馬拉雅山之北)。與 500mb 層之地形噴射氣流平均相距約 3-4 緯度 (即 300-400 公里)。而北支噴射氣流位置則甚相一致。由上事實引起之問題：

(a)過去甚多學者認為 300mb 上空，南支西風噴射氣流係在高原南麓，實際似並非事實 (此處雖屬一次個例，但甚多情形均如此，因西藏高原上空現已有甚多探空資料可供判定)。

(b)由上兩圖，雖 300mb 與 500mb 層上噴射氣流之位置似不連續，但型式則甚相一致，是否其間有一定之內在動力關係。

(c)500mb 層之噴射氣流是否為上層南支噴射氣流因地形所造成之調整，抑純由地形影響所產生。

(d)西藏高原北側兩股地形噴射氣流，在葱嶺部份 300mb 層上已趨不顯。但高原東方之下風處無論尾流 (wake) 或噴射氣流均可在 300mb 層上見出。是否除受大氣密度分層 (stratification) 影響外，另與高原東西兩方不同之動力效應有關。

另外，此處茲作出該例隨後數日 (12-15日) 500mb 層北支及南支噴射氣流之逐日位置，如圖 18c。圖中並附該數日 300mb 南支噴射氣流之平均位置，藉作進一步比較與參考。另有關固障礙物所造成之近似噴射氣流狀之流型，P. K. Chang, W. J. Kelenhofer 及 S. K. Men (1974) 在其 "Analysis for flow field around buildings" 研究報告中有一甚佳之例，茲特轉錄如圖 18d，藉供此處討論之引證與參考。

九、結 論

(一)西藏高原所造成對高空西風中擾動之「阻擋」影響，為使移近高原區之波動均受阻尼 (damping)，特以長波為顯著 (圖 4 與圖 5)。且顯見在其上下游一甚廣區域中，均受該項效應之影響。此處之例下風方向可影響至 180°E 經度左右。上風方向，其影響範圍可向西追溯至 20°E 經度。(參見圖 3，圖 1 與圖 8)。

(二)西藏高原對平直西風 (zonal westerlies)

之影響為，在上游方向造成西風之「分支」。北支成「脊」，南支成「槽」 (圖 2 與圖 13)。蘇俄烏拉山區一帶之阻塞現象，甚多情形均與此項「分流」效應有關。惟在 300mb 層，此項「分流」現象，已無踪跡。

(三)高原對 500mb 層高空槽之動力效應，其總結果為不變。其上風面平均可使槽減弱約 60 重力公尺強度，其下風面則使槽增強約 60 重力公尺 (參見圖 1)。又於高指標 (數) 期間，多南支西風槽之活動，而於低指標期間，南支槽每無踪跡可尋 (圖 11 與圖 12)。

(四)西藏高原上風面，由於地形影響，每使北支西風槽摺折 (folding)。除使北槽減弱外，因摺折每形成地形性之冷心低壓。此項程序並使槽後脊線形成「阻高」 (圖 14 與圖 15)。

(五)西藏高原對西風帶南北位變之「阻擋」影響，亦極見顯著 (圖 6)。於春秋變易季期間，因高原所造成高空西風位置之「突變」，在臺灣仍明顯可見 (圖 2)。

(六)高原下風面 500mb 流場之變形，主要可歸納為：(1)北支西風之「射流」 (shooting current)，(2)背風槽，(3)動力低壓。動力槽與動力低壓在風速上之分野略為 30kts (大於 30kts 則無動力低壓產生之可能，參見圖 16 與 17)。

(七)由西藏高原所造成之地形性噴射氣流，集中於 500mb 層。高原南北麓均可見出。惟北麓者不規則 (圖 18a)。又並可見 300mb 層之南支噴射氣流，並不與 500mb 層因地形所產生者一致，前者每可在高原之上空而非南麓 (圖 18b-c)。

參考文獻

- 王時鼎，1968：臺灣區域環流與長期天氣預報，氣象預報與分析，34
- 王時鼎，1966：亞洲區域南支西風槽活動之初步研究，氣象預報與分析，第27期。
- 王時鼎，1975：台灣冷季長期天氣預報法——高空環流與鋒面系統部份，空軍氣象中心研究報告 009號。
- Chang, P.K., Kelenhofer, W.J. and Min, S.K., 1974: Analysis of flow field around buildings, National science foundation.