

談地形對大氣運動的影響

洪 秀 雄

一、前 言

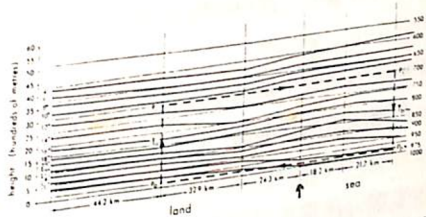
大氣之所以會運動主要是因為水平方向有氣壓梯度的緣故。而水平方向氣壓梯度的形成又主要有：(1)地球的曲率：低緯度地區的地面和陽光入射角度近乎垂直（即所謂直射）而使單位面積地表接受到較多的太陽輻射能量；同時，高緯度地區則因地面與陽光入射角度較接近平行，單位面積接受到的短波輻射較少，因此而導至水平方向氣溫、氣壓上的不均勻性；(2)地表的不均勻性：海陸的分佈、地勢的起伏、地表的覆蓋差異（例如有的地方是樹林、草原、有些地方是沙地，另一些地方卻是柏油路面、水泥地、或房舍）等都會造成吸收太陽輻射效率相異的結果。因為大氣基本上是成靜力平衡的，垂直方向要達成同樣的氣壓差，氣溫較高的地方需要較大的空氣柱厚度，故到了高層，反而是氣溫較高的地方氣壓較高。無論如何，水平的氣壓梯度因為這兩種因素而形成，氣壓梯度推動空氣運動而產生「風」。可見，地形是造成大氣運動的主要因素之一。

所謂「地形」，通常包括海陸的分佈，如海岸線及地面的上、下起伏在內，為了區分方便，後者我稱之為「地勢」。本文所要介紹的是廣義的地形效應，即包含海陸分佈及地勢的影響。

下面所要摘要介紹的大致都和人們生活比較有密切關聯的現象，因此多屬於中、小尺度。這並不意謂大尺度的運動和地形無關。所要介紹的現象依次為海陸風、山岳波、地形與降水等。

二、海陸風

在海陸交界的地方，由於水的比熱遠比陸地為大，在白天，陸地受太陽照射後比海水面溫度上升的幅度為大，因此在陸地上的氣溫比海面上為高，陸地上的空氣密度因而比海面上的空氣為小，於是海陸交界處形成水平溫度梯度較大的情形，即形成所謂「力管場」。（見圖一）這種力管場會造成



圖一 海陸交界的力管場，注意一公里以下的情形

直接環流，即暖的空氣（陸上）上升，冷的空氣（海上）下沉，於是，在海面上的底層空氣吹向陸上，稱為海風，在上層的空氣則由陸上吹向海上，稱為迴流。在夜晚，陸地因比熱較小，冷卻較海面為快，海陸的冷熱分佈和白天正好相反，而在海邊形成和圖一相反的力管場。於是靠近地面的地方風自陸地吹向海上，是為陸風。這樣，在一天之中海、陸風完成一次交替變化，統稱海陸風環流（圖二顯示完整的海陸風輪迴）。這自然是因為有「地形」才有這種現象。

海岸線的曲率還會進一步改變海陸風環流。像圖三那樣的海岸線，在白天風自海上吹向陸地（海風），於是在陸地上A的位置形成輻合。當水汽充裕時就容易在這個地方發展出雷雨。如果沿岸都是

工廠（一般的濱海工業區都是這樣設置的），則排放出來的空氣污染質，在白天就會向A點匯合，因此，空氣品質最壞的地方可能並不在沿海區域，反而是在較內陸的地方。後面這種情形在台灣是很常見的，例如高雄地區空氣品質最壞的地區是鳳山，而不是旗山或楠梓，原因就是這種地形的因素（見圖四所示）。

山受日照後，其地表加熱比緊鄰的空氣快，這時「力管場」的形成比海陸交界處直接——因為在海陸交界處還需等熱傳導到大氣相當的高度後才會顯出來，但山坡上卻不必等，一加熱立刻就產生力管場（見圖五）——所以白天風自平地向山頂上吹（稱為谷風）的時間比海陸風為早，強度也較強。夜晚情形上剛好倒過來，風自山上往山下吹，稱為山風。如果山靠近海邊，則海陸風混合著山谷風，情形會複雜些，但海陸風被改變的較厲害，這由圖五中可以很明顯的看出來。我稱呼這種情形為「地勢」的影響。

山如果是孤立的，則其影響較傾向於阻擋的作用，例如在圖四中高雄萬壽山所扮演的角色就是這樣子。

海陸風環流通常都很淺，若不包括迴流的部分，很少會超過一公里厚度，不過對天氣仍有相當的影響。例如本校上空在早晨比較會有雲，而到了傍晚雲又開始散掉，因此到了夜晚可清晰的看到銀河及眾多星星，就是因為海陸風環流使本校在早晨為輻合上升氣流區，而入夜後卻變成輻散下沉氣流區的緣故。又故台灣東部海上夜晚常有南北走向的陣雨帶（涵蓋綠島），相信是由於在夜晚自中央山脈吹向海上的陸（山）風，在離海岸一段距離的地方擠壓到當地的大氣而產生輻合、上升運動而造成的。有時鋒面或中尺度對流天氣系統靠近陸地，並且和海風配合良好時，也會導至極為強烈的降水。

三、山岳波

當大氣處於穩定的情況下時，氣流流過一狹長的山岳，有兩種情形發生。

(1) 在山較矮或風較強時，在山的背風面會產生山岳波；

(2) 當山很高或風很微弱時，在山的向風區會產生逆流的現象。我下面就分別加以介紹。

當大氣在垂直方向是穩定成層分佈時，任何使空氣離開原高度的企圖，都會受到浮力的抵制。因此當空氣在迎風面時，空氣在爬坡的過程被迫上升，而使密度較大的空氣抬升至密度較小的環境，負的浮力在氣流過完山以後，將空氣往下拉。可是因為慣性的關係，當空氣向下運動到達其原來高度時，並不下來，而會衝過頭。可是，一旦衝過頭，空氣反而變成處於密度較大的環境，浮力使空氣浮回去。於是，空氣塊乃在山後順著流場的方向作上下振盪，就像圖六那樣。上面的空氣因為比較晚感覺到，因此相位（例如下沉氣流的地方）會向上、傾斜。這種上下的週期性運動，其訊息可以向上、向水平方向傳播的，是內重力波的形式，但其相位相對於山是固定不移動的，稱為山岳波。

有時當大氣的風速在某高度以上急速增加，則波的能量（訊息）無法向上傳播，以至於在山後形成大振幅的波形（如圖七），稱為山後波（Lee wave），這時在波峰的地方因為空氣大幅抬升的緣故而有一條條的雲帶出現，這種雲帶在衛星雲圖上常常可以看到。

由上例也可意識到內重力波的抬升作用可以導至水滴的凝結而成「雲」。當內重力波的振幅相當大，而且上層大氣呈現條件不穩定且水汽充足時，山後就不止是雲而已了，而是積雨雲，可能足夠引發豪雨了。這就是內重力波引發豪雨對流系統的原理（可參考圖八）。

當上層條件配合好的時候，山所激發的內重力波，在向上傳播時會在上層遭到反射，如此在地面與上層間能量遇到地面時再反射回去，亦即全部能量多次反射後就會造成強烈的自我干涉作用。如果上層的反射率很高（地面的反射率為一，否則稱為「全反射」），而且地面與反射層間與垂直波長間的分反射），而且地面與反射層間與垂直波長間某種有利比例（例如二分之一波長），這種重疊之

射會導致類似「共振」的結果時，內重力波的振幅就會大幅增長，造成激烈的風暴。美國落磯山麓的強烈下坡風暴（Down-Slope wind storm，請參考Atkinson, 1981），以及「恆春落山風」（參考圖九：圖中在離地面2.5公里處的反射層是一種臨界層的形式，請參考洪秀雄等—1990）就是一些實際的例子。

四、地形與降水

大家都知道，當帶著相當充裕水汽的空氣流經山岳時，在爬山的過程中因為空氣上升，其氣壓下降，產生絕熱膨脹，溫度下降，而致原先不飽和的空氣變成飽和，水汽因而凝結成水滴，水滴再聚合成雨滴。因此，雨都下在迎風面的山坡與山頂間。台灣北部冬季的綿綿細雨就是很好的例子。

傳統理論也說，因為雨下在迎風面的山坡上，所釋放出來的潛熱已在那段過程中加在空氣之中，因此到了山頂的空氣比周圍的大氣為溫暖。越過山頂後，空氣在下坡過程中再被壓縮而加熱（絕熱壓上的大氣為熱。這種現象稱為「焚風」，焚風發生時通常氣溫會快速增高，同時相對濕度快速降低（見圖十）。

其實，問題並沒有這麼單純，因為既然在山頂上的空氣比較溫暖，則因為浮力的緣故這些空氣是無法下來並且受壓縮而進一步再加熱的。因此焚風發生的條件水汽而不是必要的——和傳統的想法不同；必要條件是一風速必須夠強，以至於空氣過了山以後有足夠的慣性可以衝到地面（見圖11）。當然了，如果在迎風面有降水發生，背風面的氣溫上昇會強烈得多。因此，颱風經過台灣本島時正是最有利於發生焚風的時候。圖十二是一些例子（取材自廖學鑑，1979）。有趣的是：台灣的最高氣溫記錄的前幾名幾乎都和焚風有關。

另一方面，當山很高、而且很長時，低層的空氣如果風速不是很強，則所帶的動能不足以應付爬山所要付出的位能時，空氣就阻滯在山前，質量堆

積而致形成高壓，進一步阻擋後來的空氣。當這種地形阻擋作用所誘發的高壓，其強度很強時，甚至會在低層導至逆向的氣流（風）。這種情形稱為逆流效應。

其實不一定要山很高才有這種現象。風速小的時候，爬山過程所需的位能佔動能極大比例時就會有這種現象發生。另外，當大氣很穩定時，空氣每爬一點點高度就需要相當多的位能，也一樣會發生同樣現象。歸納起來說，這種現象的發生大致和山高及大氣的靜力穩定度成正比，和風速成反比；山高乘以大氣的靜力穩定度（以浮揚頻率的大小為準）再除以風速正好是無因次的（即不具單位），這個無因次的數（比例）稱為福祿數（Froude number）。可見福祿數越大，逆流效應發生可能性也越大。

當逆流效應發生時，在山前就會有空氣擠壓輻合的情形，而導致上升的垂直運動。如果在舉升凝結層以上大氣又是條件不穩定的，則這個地方空氣被抬升就有利於對流的發展，尤其當一些中尺度對流天氣系統靠近山岳時，原本就有降水或有降水潛力的系統在山前借助於逆流效應所誘發的抬升作用，就會極端快速的發展起來，並進而導致成災的豪雨（圖十三為此機制的示意圖）。台灣春季（包括所謂台灣梅雨期）的豪雨很可能和這種機制有密切的關聯，圖十四為1991年六月九日（本校校慶祝大的日子）台灣北部豪雨成災的情形，可明顯的看出來主要降雨區都位於500公尺的等高線以下；在500公尺以上的山區反而幾乎一點雨都沒下。當時的風速的確很小，而且大氣低層極穩定，一公里以上卻不太穩定；低層的福祿數小於0.4。上面所舉的機制的條件幾乎全部滿足。其實這不是特例，台灣的大部分豪雨，除了颱風以外，可能都與此機制有關。

五、結 論

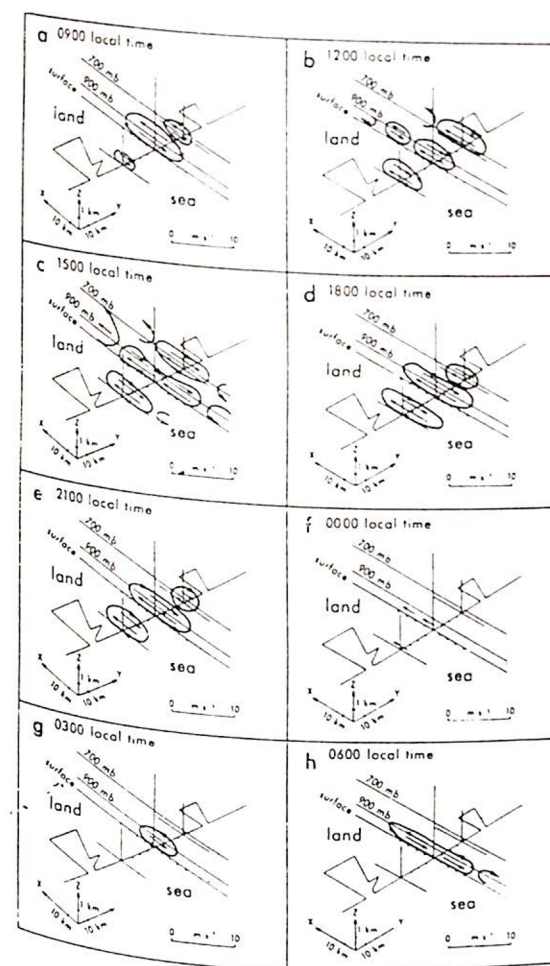
由上所述，可見地形對氣象的影響是很可觀的，尤其對日常生活有關的天氣現象更有密切的關聯。

，因限於篇幅，我在此僅作簡單的介紹，有興趣的讀者請參考文後的文獻，或者和本人交談。總而言之，地形對大氣實在太重要了，可是卻沒受到應得的重視，在這個領域裡該作的事還很多，而有待突破的問題也還有不少，非常歡迎有興趣的讀者也開始加入研究的行列。

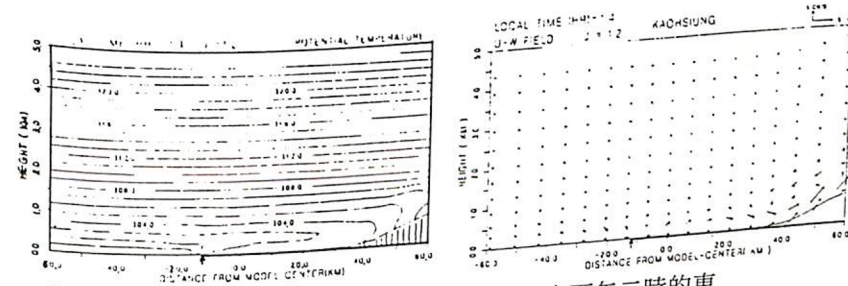
參考文獻

- Atkinson, 1981: Mesoscale Atmospheric Circulations. Academic Press.
- Hong S. and Lin P.-L., 1982: Topographic effects on the land-sea breeze circulation. Bulletin of Geophysics, No.23, 57-88.
- Hing S., Hu C.-Y., and Weng F.-S., 1990: On dynamical studies of orographically induced mesoscale phenomena. In "East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, International Conference on", World Scientific, p.313-322.
- Hong, Siu-shung, 1992: Study of orographic effects in Taiwan and its vicinity. The Workshop on Recent Developments on Meteorology and Climatology in East Asia, 3-4 September 1993, National Central University. National Science Council, Proceedings, p68-95.
- Hong, Siu-shung, 1993: On Orographic Influence on Precipitation. In "East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, Second International Conference on", World Scientific.
- Liao, S.-Y., 1979: Analysis of typhoon modification in relation to the foehn wind over Taiwan. Bulletin of Geophysics, National Central University, No.18.
- 洪秀雄、胡仲英，1989：颱風引發焚風之初步研究。

- 大氣科學，第十七期第一號，1-44。
- 洪秀雄、胡仲英，1990：恆春落山風之分析研究，一、現象分析。大氣科學，第十八期三號，171-191。
- 洪秀雄、胡仲英，1990：山岳造成之中度天氣現象：一、恆春落山風，氣象科技研究中心技術報告彙編，CWB/ARDC No-007, 265-305。
- 洪秀雄、陳豪濱，1991：高雄地區海陸風風場研究：三維模式，研究報告，73頁。（亦為徐國強碩士論文。）
- 洪秀雄、王金慶：1992：春末豪雨機制之探討，研究報告，158頁。（亦為王金慶博士論文）。
- 洪秀雄、呂世宗、江火明、林沛練，1992：高雄地區大氣擴散潛勢及空氣品質預報之研究，環境保護署研究報告EPA81-E3F1/F102-09-04/05，60頁。

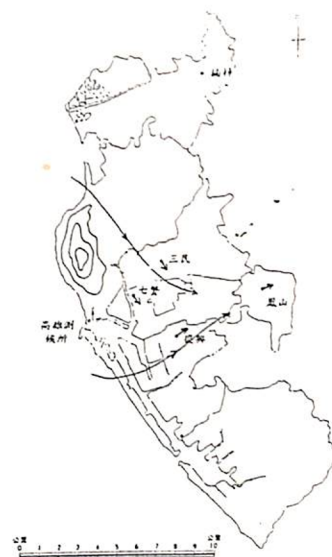


圖二 海陸風環流日變化的綜合示意圖，這是根據1969年在美國德州海岸所觀測到的資料整理而成的（Hsu, 9170 Atkinson, 1981）。

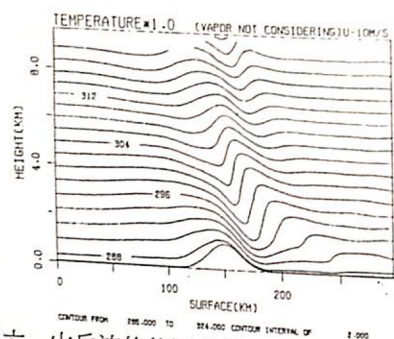


圖五 電腦模擬高雄地區海陸風，在下午二時的東西剖面圖。左圖為位溫，注意右邊山坡上的力管場比中間海陸交界的力管場明顯。右圖為運動速度亦可見山坡上的風速遠比海岸要強。不過，海岸邊的海陸風環流還是可以辦示出來。

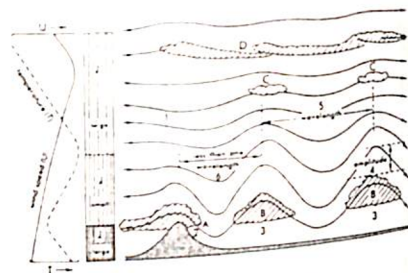
圖三 彎曲海岸線上的海風會在陸上造成輻合。



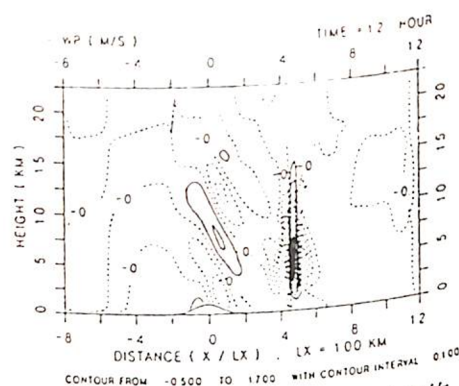
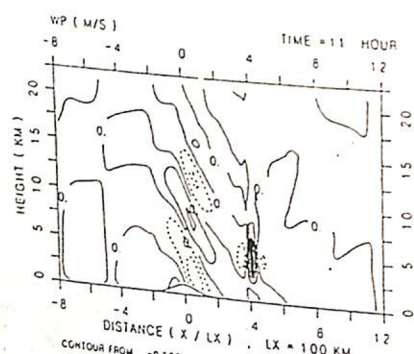
圖四 民國78年7月18日下午高雄地區地面流線示意圖。



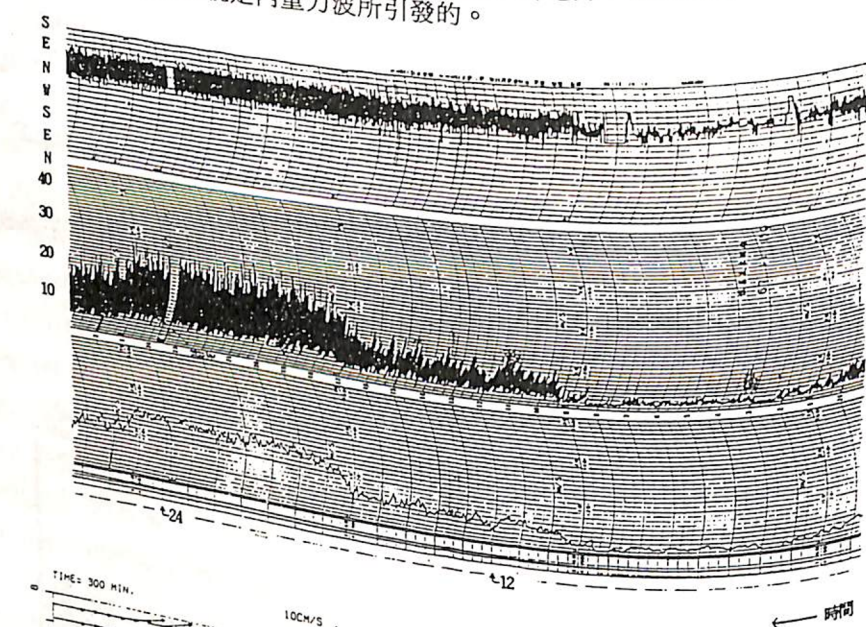
圖六 山岳波的位溫分佈。空氣大致沿等位溫面運動。



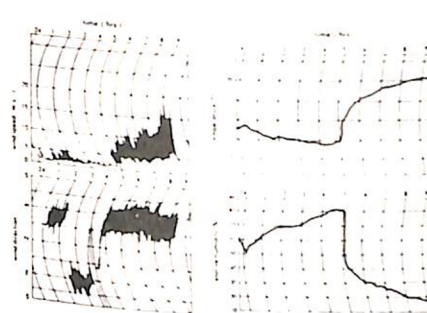
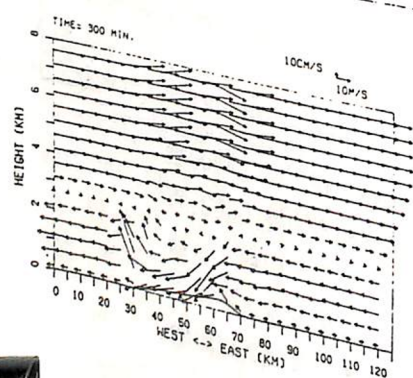
圖七 山後波的情形。



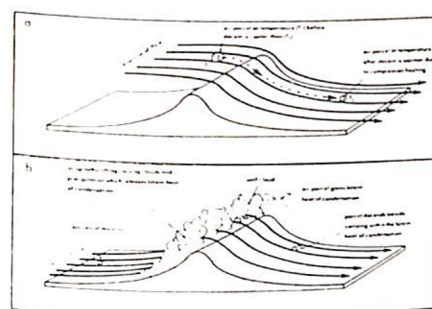
圖八 內重力波引發強烈中尺度對流系統的電腦模擬。在橫軸4的地方，離地面約2公里處的強烈上升運動就是內重力波所引發的。



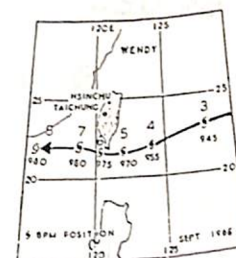
圖九 恆春落山風的(1)地面風速風向的變化情形，(2)電腦模擬的發生機制。



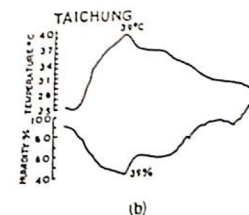
圖十 焚風時地面風(左圖)、氣溫(右上)、相對濕度(右下)的變化情形。橫軸為時間。



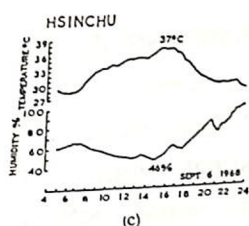
圖十一 焚風的可能機制：(a)無降水；(b)有降水。圖十二 1968年九月六日WENDY颱風經過台灣時，台中及新竹所紀錄到的氣溫及相對濕度的變化情形(摘自Liao, 1979)。



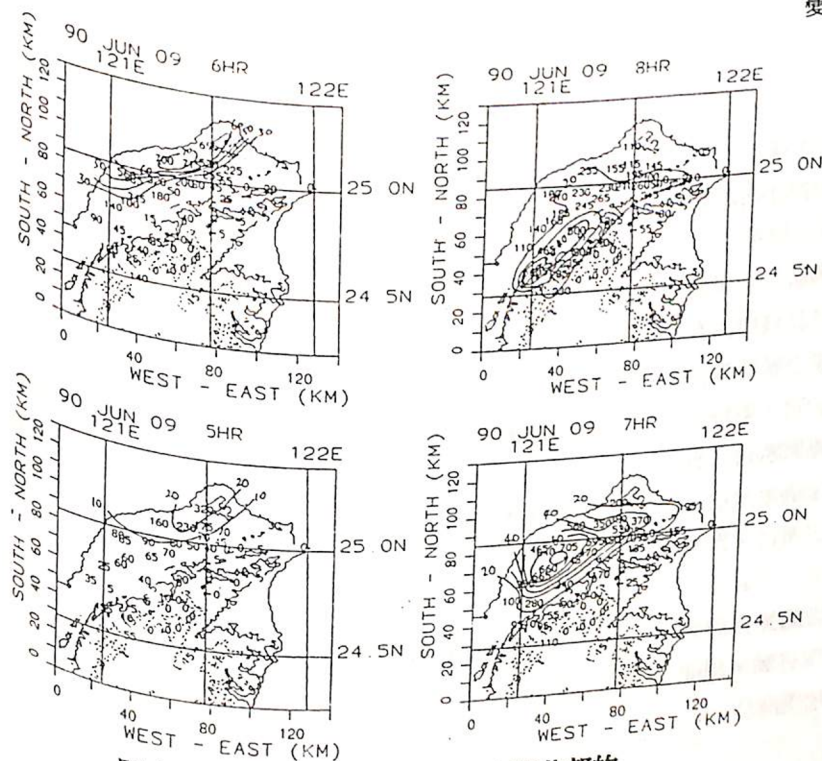
(a)



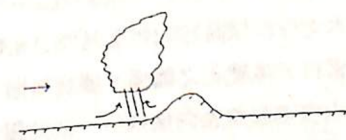
(b)



(c)



圖十四 1991年六月九日台灣北部的降雨量分佈及變化情形。



圖十三 山前豪雨機制示意圖。