

現代氣象學科學基礎

王 仁 燈 譯

現代氣象學科學基礎

The Scientific Basis of Modern Meteorology

C. G. Rossby 原著

王 仁 燭 譯

臺灣省氣象局版

(1947)

序

從發展的歷史上講，氣象學和地理學、生物學一樣是一種記述的科學，重在觀測整理紀錄，藉明氣候之大概，但是任何種記述的科學在進步發達以後，一定要變為一種說明的科學，記述的階段是知其然，說明的階段是知其所以然。大氣本是一個物理學的對象，其中一切的演變應該可以從靜力學、動力學、熱學、熱力學等加以說明，等到能够說明以後，方才可以預言其變化，達到控制自然的目的。不過因為大氣的範圍廣泛，因素衆多，觀察的對象有限，而因果的變化無窮，所以在說明科學立場來看，現代氣象學距離其理想尚遠，但是，這是現代氣象學的趨向所在。

這次王按正仁煜兄所翻譯的現代氣象學科學基礎一書，立論新穎，言簡意賅，尤其是站在寰球的眼光，整個的把握天氣的演變，頗具價值。希望讀者能够從此而更明白氣象學已經逐漸步入說明科學的時代。

石延漢序 於臺灣省氣象局三十六年六月十四日

現代氣象學科學基礎

The Scientific Basis of Modern Meteorology

序

原著者來函

1. 對流性環流	1
2. 子午線環流——南北間	3
3. 地球自轉之影響	5
半球上三組環流氣渦	
氣候帶	
4. 行星流型及帶環流穩度	11
5. 帶環流波動之強度及環流指數	18
6. 大陸及海洋對環流型之影響	20
7. 極面波	28
8. 夏季環流型	33
9. 長期預報之應用	38
10. 歷史紀述	48

譯者附誌

現代氣象學科學基礎

The Scientific Basis of Modern Meteorology¹

晚近數十年，數門科學，與農學有密切關聯者，突飛猛進，大行造福人類。如胚胎學，土壤學，及營養學，基於重要根本之發現者，已有長足之進步。終於氣象學亦參與其列。本文示氣象學上之理論基礎，半兼技術者。此於前次歐戰時，業有所發展矣！

氣象科學中，大氣環流之合理機械圖，尚未普遍承認。此因高空觀測，既未臻完備；而分析大氣運動之理論工具，亦未充實。氣象學為自然科學，酷似物理學，且可認為物理學之一分支。於物理學每次實驗中，僅可易其一因子，而研究其結果。但氣象學者研討之大氣，則須應付較多之變量，而鮮能將其變量明顯分割，以建立其因果之關係。

在此條件之下，理論之研討，更加重要。大氣可視為流動之流體，受猛烈熱力之影響，而運動於起伏轉動之地面上。惟迄無完善之理論，或實驗之技術，足以研究此流體之運動。然非至利用此理論工具，則長期預報之問題，或過去氣候波動之解釋，將無充分之進步可言。

本篇所作大氣環流合理扼要之分析，其若干方面，可追溯遠自1888年德之物理學家 Von Helmholtz² 之分析。至另一部分，係由最近研究之結果，甚可認為作者個人之見解。最近四五年間，作者幸有機會參與北半球天氣之研究，此深切研究之副產品，已綜合各種要素，得一大氣環流簡要之鳥瞰。此種研究，係基於美農部及麻省理工學院之合作設計。大部藉 Bankhead-Jones 獎金，以竟全功。本文篇末附有此理論發展之歷史綱要。

對 流 性 環 流³

攝取大氣之原動力，厥為太陽之輻射能。在大氣外緣，適與太陽光線成直角之處，每分鐘間，每平方公分面積上，吸收太陽輻射能率為2克卡。地球近於球形，故與太陽光線交截之橫斷截面，為球體面積之1/4。因之大氣外層每平方公分上，平均得1/3每分克卡熱量⁴。

1. 本論文之原稿係由 G. Rossby 氏經美國近代著名之氣象學家。現任芝加哥大學氣象學系主任之 H. C. Willett 在麻省理工學院，首創以實用氣象之氣象系統，分析北美天氣。其後5月間相當位溫度表即所謂 Rossby 圖表作大氣熱力學上之分析。隨後在1937年又借其同王薦用等嫡線分析方法，從事經常之天氣分析工作。其後又為曾任美國氣象局局長之1941年美國農業年鑑而作。當時被推為1941年編輯委員會之一。在此年鑑中除譯英文之外，尚有“Amateur Forecasting From Cloud Information”一文，事出前而簡略。

2. Hermann von Helmholtz (1821-94) 德人，生於 Potsdam 初為生理學家，後轉性動力學，水力學，電力學均有創見，博得數理學家之榮譽。彼又就單獨循環系之研討，曾將熱力學說按流體節。

3. Convective circulation

4. 因太陽直射下之圓面積 πr^2 ，為球體面積 $4\pi r^2$ 之1/4。但太陽常數為2克卡，故直射圓面積上僅受2克卡之1/4值，即1/2克卡。

此輻射之一部，受大氣高層雲之反射，折回空間，另一部消失於空氣分子及塵埃之擴散散射中。按估計，得不平均值約40%之太陽輻射，受此作用而遭損失，（即由此種之反射，而決定地球之白色澤，即反光率，如行星然，故云地球有40%之反光率）。其餘輻射透穿大氣，所受吸收無多，終達地面，始被吸收。此種輻射，通常並不因反射作用，而遭重大損失。雪面則不然，約80%之太陽輻射，被其反射折回空間。

地面所受太陽之熱量，須向空間發散，故地面平均溫度變化不顯。太陽輻射到達地面而變為熱量，經折回空間後，是為長波紅外線之輻射。此折回空間之速率，約與絕對溫度之四次方成正比。因 10°C 時地面由輻射所失之熱，較 0°C 時地面大15%。故地面溫必隨太陽輻射量而轉移。此足以維持輻射量出入之平衡。地表幾為一完全之輻射面。質言之，在已知溫度下，地面可射回任何處所得之最大輻射量，至大氣與空間。

地面上全部不可見之輻射，不能逸出空間。此種輻射大都被大氣所吸收，主要者為大氣低層之水氣，但在高層大氣中之少量臭氧，亦可吸收此輻射至相當量。於是大氣中之熱輻射，次第向上及向下放射。此輻射放射至任何方向，隨大氣柱之平均溫而增減。但較同溫之完全輻射器所輻射者為少。大氣柱吸收下層地面輻射愈完全，則其放射亦愈完全。此證明輻射程序單獨控制大氣之行動時，則放射與吸收相等。大氣輻射既有上述之二方向，但其大量吸收，僅從地面輻射之上升一方面而來，故大氣之平均溫應較地面為低。進一步言，地面不但吸收太陽輻射，並吸收大氣之紅外輻射。故地溫必較想像之太陽單獨照射之強度為高。

以上之分析，顯認大氣具一保護層，以增長地面之平均溫，而不消散。此即所謂大氣之溫室效應（greenhouse effect）者也。此分析又表明，整個大氣應較地面為寒冷。茲再詳述其理由如下：大氣可認為包含有多數重疊水平層，且其平均之溫度向上逐層下降，接近地面層其下降率甚大，漸上則漸小。在高空（10公里或6哩上空）幾近恆溫。此層謂之平流層。

由是觀之，吾人之分析，基於大氣無顯著直接吸收太陽輻射之假設。此於最低20公里（12哩）之大氣層中頗為準確。但於地面上20至50公里間（12至30哩）之大氣，含有隨高度而增加之適量臭氧。此臭氧可直接吸收太陽放出之輻射，同時亦吸收少量之下層長波輻射。由此推論之結果，臭氧層上大氣之溫度，高於地面上之平均溫。亦即此臭氧，有保護吾人免受太陽輻射中紫外線極度損害之作用。

地球上更高層大氣中，氧與氮具強有力之直接吸收太陽輻射之作用。一般均信由此或其他之原因，在海平面上150公里（93哩）之高空，氣溫一再上升，達 500°C 至 1000°A 。

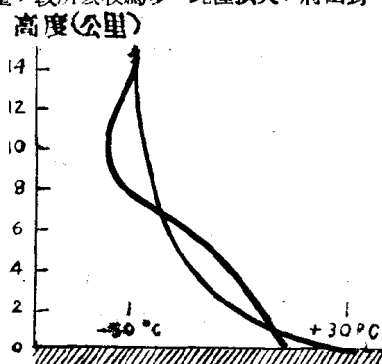
此高溫之最高區係位於一高度，該處空氣密度若是之稀，對低層大氣之空氣環流，無顯著之直接動力作用。然臭氧層溫度之變化，及所生之環流，對下層之風及天氣，

胞際其具有重要性。迄今無成立之理論，以提出臭氧層控制海平面上之環流與天氣之一定機械式。反之，在20公里以下大氣之環流，足以形成高空臭氧之重新分佈。因之大氣中之臭氧，晚近成爲一般實用氣象學者所興趣研究之元素，藉作尋求平流層中空氣運動之一方法。

非至吾人於水氣對輻射之吸收及放射作用，增加認識後。幾不可能陳述純粹輻射平衡中，溫度依高度而遞減之終究若何，低層大氣溫度之遞減率，遠較實際觀測爲大（實測約爲1公里有 6°C 之遞減或1哩有 17°F ）。由蒸發之結果，下層大氣幾爲飽和之水氣。故在飽和大氣中，溫度依高度而遞減，較大於適所示之值時，必爲機械性之不穩定；或經壓縮，形成上重下輕，勢必傾倒。致有強烈上升氣流，（對流）可攜帶地面上之水及熱，高入雲霄。

由於膨脹冷却之結果，水氣在空間開始凝結，在凝結程序中，熱量經紅外輻射，散射空中。於是實際上自由大氣，由輻射放出之熱量，較所吸收爲多。此種損失，將由對流上升作用中之潛熱，取得其平衡。若大氣下層受熱均勻，無經緯度之分野——此指受熱均勻而不轉動之地球上大氣而言——於是在不同緯度上，并無有組織環流之象徵，而有強烈對流之特性，一如水在鍋中加熱所呈之現象然。

上升空氣塊，因上空壓力較小而膨脹，結果遂有冷却作用。此處所研討之對流性不穩定之大氣，其上升氣流，從地面上過熱之空氣層中，取得其動量，其上升之水平，超過與周圍溫度達到平衡值之處。由此種發射之結果，形成在對流層頂部之最低溫層。因之對流層與平流層間有狹窄過渡帶（即對流層頂）溫度向上激增。對流在不穩定溫度分佈上之響應，假設係由輻射作用而來，（見圖一）。圖二（甲）爲在平均加熱而不轉動之地球上，對流層中對流性環流之情形。



圖一：紅線爲大氣狀態被輻射作用單獨控制時，溫度隨高度下降之狀況。此不穩定之布置，形成於劇烈之顛覆作用。結果見黑線——接近地面空氣，開始冷却，低空（對流層中）溫度隨高度，作中常之下降。至對流層頂，達其最低溫。再上幾爲恆溫。

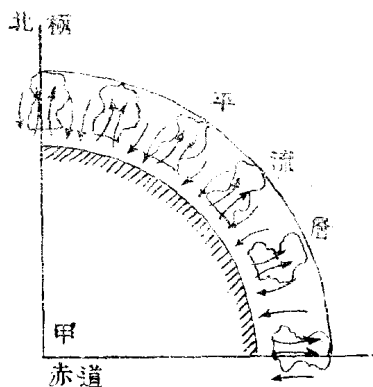
子午線環流 —— 南北間⁵

在此混亂狀態中，從事實上，得某種之法則，知太陽輻射進至地面，作極不平均之分佈。在極地，太陽輻射之投射角頗小，故在高緯度上，所受到太陽輻射量，遠較赤道附近，同面積水平地面者爲小。欲決定此種密集太陽輻射在赤道區之結果，可暫設地球

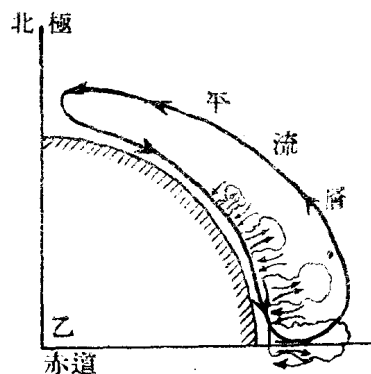
5：氣象學者稱大氣之南北向環流爲子午線環流 Meridional Circulation

爲帶體。認太陽循常軌繞地而行。則於低緯度處，受到較多之熱量，刺激溫度上升。又此大氣溫度之增加，更射回空間之紅外輻射之增加同時俱進。大可重建太陽輻射中之平衡。此種平衡，在極地至赤道間之地表或低空，溫度之逐增，較諸實測者爲高。總之，此種加熱於低緯度，則溫度必膨脹直升，高緯度冷卻，則鉛直收縮。

於是設以海平面高度上 5 公里（3 哩）爲例，此高度上，赤道附近全部大氣空氣柱，必較諸極地附近者爲多。大氣壓既爲氣柱重量之量度，故赤道 5 公里上之壓力必較諸同高度極地上爲大。從壓力上言之，空氣與其他流體，既同俱有自高臨下之趨勢，則高空大氣，必自赤道流至兩極。此種流動，顯示極地氣壓之升高，與赤道氣壓之下降，結果使地面空氣，從極地向赤道流動。



圖二(甲)：爲不轉動地球上，太陽熱平均分佈之情形。此時之大氣，顯示重大而不規則之對流性活動，積雲及雷雨雲相伴而生。



(乙)：爲赤道附近之集中對流情形，地面爲北風，高空爲南風，此係大部太陽熱集中於不轉動地球上之低緯度處之結果。如實際在轉動之地球上然。

僅從北半球觀之，則可證實，在不轉動之地球，不同之緯度上，熱之輸入不均，而致高空爲南風，低空爲北風。此種環流設計，詳見圖二(乙)。較暖空氣，被迫向北上升；及較冷空氣，向南迫近地面。結果低緯度海面，或陸面上，不再向空間將局部輸入輻射，再行輻射之。但一部分熱量消耗於蒸發上，向北且向上運輸，成爲潛熱或實熱。終則自高緯度或高空，經紅外輻射，折回空間。

高緯度之垂直空氣柱之輻射作用，放熱多，吸熱少。且在各種輻射程序中，繼續失熱甚夥。此種損失，可自其南方緯度空氣之交換，或自凝結中發出之潛熱，取得補償。吾人對大氣中放射程序之認識，雖極不完全。惟吾人認爲，似能在高緯或中緯之自由大氣，在接近地面之一薄層空氣上，不斷由輻射而散失熱量。同理，水氣既帶熱量往極地

及上空，其重要性愈堪重視！

由於極向之淨熱量移動之結果，赤道與極地間，溫度之對逆，大為低減。

高空中，熱空氣之極向流動，及地面上，冷空氣之向赤道輸送，均足以減少垂直溫度之下降。於是不穩定為之消滅。在高緯及中緯，垂直對流，亦為之低減。

大氣下層，在赤道附近，受熱上升，在高緯附近，冷卻而下沉等，所生之圖像，須加注釋，以免引起可能之誤解。蓋在高緯度上，溫度亦隨高度而降低。故各該區空氣穩定下沉，個別空氣質點必更暖，此與高緯上，輻射失熱之理論，頗難符合。但吾人須知空氣之大有可壓縮性。空氣下沉，必在高壓勢力範圍下，因壓縮而溫升。此正與彈筒中壓縮空氣而溫度升高相似。在大氣中，下沉質點，因壓縮，其氣溫之上升率，每公里約為 10°C 。若下降空氣溫度之升高率，為每公里僅 6°C ，即該質點失熱，與溫度下降 4°C 相當。乾燥空氣上升，由膨脹而冷卻之速率，亦等每公里為 10°C 。若上升氣流，僅有每公里 6°C 溫度之降低，則須加熱，即等於每公里有 4°C 之增加。若此增加之熱量，不可得，則一定高空上之溫度，必有明顯之下降。

大氣下層飽和氣流之上升，每由氣流所攜帶水汽之凝結作用而放熱。故飽和空氣膨脹冷卻，較乾空氣為弱。零度左右時，低空冷卻率，實際不足，每公里約達 6°C 。

居於低緯低空之熱源與高緯及中緯任何高度之冷源間，其上述之環流作用，與簡單熱機原理類似。在此熱機上，熱源之吸熱與冷源之放熱間之較差值，可轉變為功。此表現為風系之動能。除非有制動機存在，則風速必遞增。此制動機即由風與地面（或海面）之摩擦力而來。地面既不作顯著之變化，風能逐漸化為熱能，終於輻射，折回空間。於是由最終之分析，地球上吸熱及釋熱之總輻射量，當可相等。

以上所舉，與實測之結果，有明確之歧異，此矛盾現象，由於以下二因子，迄今全被忽略者。首為地球之轉動，次為海陸之分佈。茲先討論轉動之效應，但仍認地球為均勻之球體。

地 球 自 轉 之 影 響⁶

地球自轉之速率，原無顯著之變化，概言之，則可假設地球既不吸取又不傳遞動量與大氣。然此自轉，實能深切影響所觀測大氣中，氣流型之性質。

為明瞭地球自轉之影響，先行思考以下簡易之實驗：設繫大理石於線之一端，置之光滑桌面上，且旋轉線之自由端。當線長縮短，則大理石之速度增加。若線長縮短至原長之二分一時，則大理石之速率倍之，又若縮至三分一時，則速率三倍之。故於實驗中，速率與轉動半徑乘積，保持常數。通常可認此乘積為大理石每單位質量中之角動量。

張繞地球赤道之一環空氣，對地面為相對靜止，而以等於地球自身在赤道上之

6: Influence of the Earth's Rotation

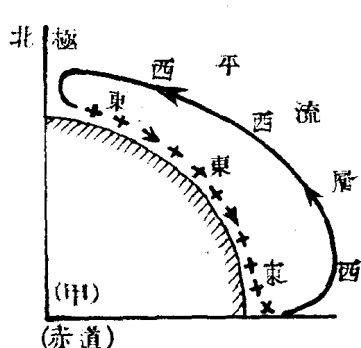
7: A ring of Air

速率，作繞極軸之旋轉。若此氣環，沿地球表面，向北推進，則其半徑隨之縮小。按顯明之理，氣環自西向東之絕對速率必增。地球之表面，自西向東之速率，既向北遞減，故附有向北速度之運動氣環，對地面言之，必自西向東激增。

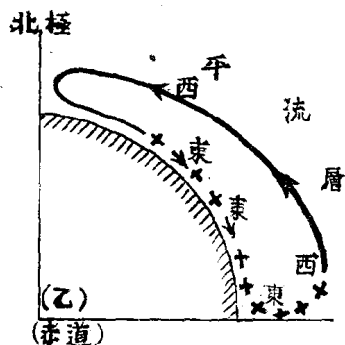
此原理甚易藉一極端而不經之情形解釋之。因地球自身向東之速率，在赤道上，為465每秒公尺(500碼)。若一氣環自赤道移至北緯 60° ，此時距地軸之距離，為在赤道時之半。其新位置之速率，將倍其原絕對速率，而為930每秒公尺(1017碼)。在此緯度，地球本身之速率，既為在赤道時之半，或232每秒公尺(254碼)。因之，此氣環經移動後，在地面上向東運動，其相對速率為698每秒公尺(約1560每海里)。在大氣中，風速從無如此龐大者甚明。摩擦之力之效應，為其一因，另一事實，因大氣從無繞地軸作對稱之位移，或如理論上所指示之龐大者。

然對於產生西風於北向運動氣環，及產生東風於南向運動氣環之趨勢，則必改變前述子午線(南北間)環流之系統甚大。若假設具不自轉地球特性之子午線環流系統。(見圖二(乙))突使之在自轉之地球上動作，而於未轉動前之大氣，對地面為相對靜止，則上述之理，最易瞭解。環流開始之時，高空大氣開始生成西風(對地面言)而稍具向北成份。且在低部大氣，有稍具向南成份之東風。

在此環流中，地面摩擦力阻止地面層過剩東風之生成，則任基本之要務。高空大氣有盛行之西風，並不直接與地面接觸，但上層與下層間空氣之混合，必減弱高處之西風與下部之東風。東風之動量，因受地面摩擦之效應，既亦自其下部減少，則高處西風質量，顯然遠較地面附近之東風質量為大。至於自轉開始後，短時間內，風速分佈之情形，將為若何，則於圖三(甲)表示之。



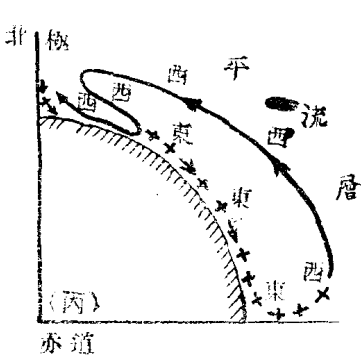
圖三(甲)：子午線環流，按矢形所示，開始動作後不久，高空出現西風，低空東風。



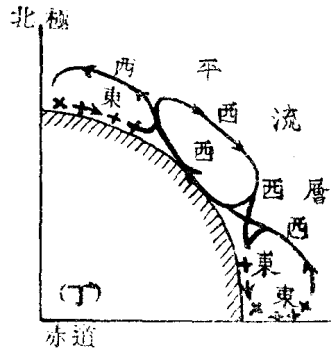
圖三(乙)：高空西風漸降至極地附近，而東風上升於赤道附近。

8：圖二乙表示地球自轉何以能改簡單子午線(南北間)環流破裂為數個氣渦，圖三繼之。

此圖之形態與觀測之情形，頗相吻合。在 4 或 5 公里 ($2\frac{1}{2}$ 至 3 哩) 上，及任何緯度中，均有盛行西風。在海平面上，居於緯度 30°N 及 30°S 之間，經常觀測中，有東風之成份。其他之東風成份帶，可於 60°N 以北及 60°S 以南之極地測得。至於兩半球海平面上，西風盛行帶，至為遼闊，約在 30 至 60° 緯度之間，此種事實，尚無解釋。



圖三(丙)西風受摩擦力所阻滯，而尋求其向北之路徑。但冷卻與下沉，繼續至極地附近。



圖三(丁)：十分長成之完全三氣渦環流系統

圖三(甲)為理論之模型，從該圖易知在地面層上各處，具有東風之特徵，而理論上，不能成一穩定狀態。若東風盛行於各緯度上，則大氣與地面間之摩擦，將行不斷減地球自轉作用之趨勢。另一方面言之，大氣恒自地球取得其動量。於是平衡狀態，終必成立，而大氣接觸地球，無動量之得失。此為遙行之平衡狀態，蓋在實用上，地球之自轉，可認為固定者。此種平衡，必需東風之阻滯影響，受西風帶之加速影響而抵銷，又於地面層上亦然。然此論證，對於西風帶之數量，寬度與強度，不能決定，至為明顯。圖三中之四圖解，旨在詳釋原有子午線循環受地球自轉之影響。藉可說明在各半球上，何以至少析為三個分立氣渦⁹。

欲明瞭圖三所示各過程發展之情形，必先詳論地球自轉，對於地面上空氣相對運動之作用。無論何處，一平行於緯度之氣環，其轉動該地球自身為速時，則由過剩離心力作用，此環勢將被拋離地軸，此就北半球言，意為向南¹⁰。若此氣環之轉動與地球自轉為等速，(即與地面為相對靜止)則無比過剩離心力。倘若若是，則靜止於地面上之任何物體，必被拋向赤道。苟氣環之轉動，較地球自轉尤緩，則與地球相對現為東風，受

9: Three separate cells 此處 cell 實指地帶 belt 之意

10: 此部份之離心力 (每單位質量)，而與地球自轉相對應者，是受地球萬有引力之一成份所平衡。此離心力成份與地球全部萬有引力作用之合成力，垂直於地表面上，其所包含者，即素稱之重力作用。

離心力不足之影響，有向地軸移動之趨向。即在此半球上¹¹係向北。欲使一風帶，不被向南拋擲，則此環之南，其氣壓必高於其北（在北半球）。因之產生一種北向之力，可能平衡離心力之過剩作用。若此氣壓梯度，不可獲得，此環將稍作向南之位移，直至充分之空氣，堆集於南方，以使所需之橫流壓力，向南上升，而達平衡。為達此目的，所需總位移，通常較其橫流之寬度尤小。

欲保持東風帶平衡，大氣壓在北向，必較高於南向（在北半球），以致其合成之壓力，與此環所受不足之離心作用平衡。查北半球上，向北運動之空氣，獲有向東速度勢，而向南運動之空氣，則獲取向西速度之趨勢。欲抵銷此向東偏轉¹²之趨勢，一有限之趨調度之北迴氣流，堆集空氣於東向，而造成東向之氣壓，較西向為高。與此相反之情形，可應用於南迴氣流。

以上各種結果，可歸納之，以適用於任何風向。在北半球上之風，常作如此之流動，即一觀測者面向下流，則於氣流橫貫時，氣壓自右至左遞降。氣流流動愈盛，則橫流氣壓之下降坡度愈斜峻。故在任何地平面上，若繪其等壓線，則可見該空氣順從等壓線，且必繞低氣壓區（氣旋）作反鐘向之運動。而作順鐘向以繞於高壓區（反氣旋）。在南半球，則其繞高、低氣壓區之方向適相反。

自上述之理，似可知風與水平氣壓分佈，有相互之關係。如已知氣壓分佈，則空氣必循一已知之定律而運行。同理，在大氣中，若成立任一水平氣流系統，則其中任一個別支流，將迅速稍作右向之位移（指北半球）直至橫流氣壓，由右至左之下降，各處業均完成。為便於大氣所需之平衡流動，遂成立橫斷氣壓下降。上所述之概括理由，僅供瞭解何以對一觀測者面向下流時，則北半球氣壓上升，常自左至右，但并不表示，某種之氣流型△較諸他種氣流型之更可能成立，至於確立流型之特性，則須明瞭氣壓之分佈，或需應用其他之學理。

茲可再行論圖三中環流之發展。在一軸對稱之大氣，如前所論者，則個別氣塊之絕對角動量，除受摩擦力之影響外，不至變化，在此種條件下子午線上空氣之運動（南北間）如圖三中所表示者，顯必逐漸再行分佈其角動量，因之促成極地表面上之西風及赤道上空之東風。此為圖三（乙）之狀態。若子午線環流行動遲緩，則大氣中壓力之分佈，必與盛行風帶作頗密切之調節。因之圖三（乙）中，在低緯度之東風帶及遠北之西風帶間之過渡點，將有海平面最大壓力。此後者之西風帶，僅限於有過剩離心力作用時，繼續向南位移。雖然西風帶之一部份空氣，由與地面接觸所生之摩擦，而漸失去其動量。在結果離心力不足之影響下，地面上之薄層空氣帶，必覓其北向之路徑。見圖三（丙）。因地殼附近空氣，繼續冷卻而下沉，由於純粹動力作用，此被阻之西風，被迫上升，離

11：此處指北半球。

12：此處所申述之補償法，對於繞地軸之氣環言，為不可能，其理至為明顯。有如前述，北向移動之氣環獲有西風趨勢，又南迴氣環具東風趨勢。

地極至若干距離之高度。終於生成渦狀單位結構之狀態，如圖三(丁)所示。

半 球 上 三 組 環 流 氣 渦¹³

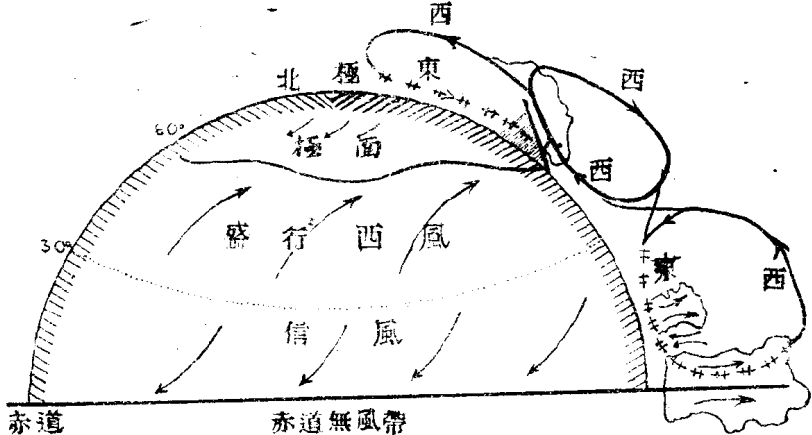
至此原述簡單之子午線環流設計之失敗，在純以動力之效應討論之。茲應研究此最後環流設計，合乎大氣之熱作用程序否。為此，吾人應倚賴迄未完全認識之大氣輻射程序。

實際上，各處地面薄層上之自由大氣，經各種輻射程序之併合效應而失熱，前此已述及矣。中緯每平面²或³公里上，此種失熱將產生冷却作用，於各一定水平層上，其值約為每日有 1° 或 2°C 溫度之差異。

因之，自由大氣無論在何處，可能除赤道地區外，均可認為環流機之冷源(凝冷器)。熱源乃在地面及表面層上，此諸層中，經凝結作用，而有釋放之熱。經散射及無規則對流作用，而消失之潛熱，對大氣熱源，無何效應。但氣團有規則上升之區域中，由凝結作用，而放潛熱，將為重要之熱源，促成大氣環流之可能。於是範圍甚大之大氣，自身有調整熱源分佈之能力，並經動力作用，而產生溫度變化，有改變冷源強度之能力¹⁴。後者之效應，係按一事實，即溫度變化，有更改已知氣塊之放射作用，但不吸收作用。

綜上所論，空氣在赤道帶上升，及在高空水平，向極伸展，必失熱頗速，且其中之一部份，於到達回歸線無風帶(在 30°N 或附近)時，必再行下降於地面上。下降氣流之一支，作向極之伸展，另一支則向赤道，向極一支，呈現西風，或西南風，終必遭遇自極地滲漏而向赤道之冷空氣。強制上升之結果，需要一熱源，即由上升空氣釋放潛熱而來之熱源。

因之，原設計中各半球上，具原有單獨子午線環流氣渦之特性，其分裂乃如此。即一氣渦自赤道向回歸線無風帶伸展，又一氣渦自緯度 60° 向極地伸張。其結果之環流系



圖四：自轉地球上，最後之氣渦形子午環流：赤道附近之對流，赤道北一下降空氣運動之明晰之帶狀(約緯度 30°N)。極面帶($55^{\circ}-60^{\circ}\text{N}$)有傾斜大雲塊，而伴有降水。

13: The Three Hemispheric circulation cells

14: 在無水汽之大氣中，此點殊為重要。

統於，圖四中詳示之。在兩極端氣渦上，熱源均在低水平處，而冷源則作鉛直適當之分佈。在北半球，經子午圈之垂直截面而東望。將測得在各極端氣渦上，有反鐘向之環流。此種環流之方向，為自熱源將熱遞至冷源。在此時中，吸收一極小部份之熱能，而變為動能，直接南向之氣渦，可稱為信風氣渦，蓋此南向運動低部一支之氣渦，可認為適在赤道北之穩定東北信風，北部氣渦將認為極向之氣渦，其理由將申述之。

茲似可為中緯度環流作一解釋。在南向及向北之兩直接環流氣渦中，強烈西風將繼續創始於高空。其與中氣渦交界處，此強烈西風產生渦流，其軸幾係垂直。經此環流之作用，西風之動量，在兩直接氣渦之高空支流中，向中緯度而擴散，在此區中，高空之空氣被曳引向東。中緯度所測得之西風，將受周圍直接氣渦摩擦作用之迫逐。中緯度高空之西風，受過剩離心力之作用，迫該空氣向南，但永不到達平衡。因空氣並不堆積而更趨南向，橫流氣壓下降，遂能適當成立。經輻射而冷卻，且沉於低部水平。

茲已明顯指示下沉於回歸線無風帶之空氣，向極地及赤道伸展。向極之一支，顯現為西風，而伴有向北橫流氣壓之下降。因地面摩擦之阻滯影響，繼續保持表面西風，低於平衡所需之強度，故該空氣繼續向北運動。又因受摩擦力所生之風，恒保持稍高於平衡橫流氣壓下降所需之值，故高空之情形適相反，其結果為近地面有向北之運動，高空有稍微向南之運動。

故對東望之觀測者，中緯度之子午線環流為順鐘向，而與北向及南向之直接反鐘向環流相反。此中部氣渦，可視作一般環流之必要制動機，該機受更北向及南向之自動熱機所推動，使之更向南及更向北。至向東之一部相對動量，產生于北向及南向高空上之直接氣渦，藉大規模地平摩擦力，溢出于中部氣渦，該氣渦經緩漫向南位移而消滅。在此中部氣渦所成立之表面西風，可供另一目的，以平衡更南及北之東風，所加于地面上之阻力。

由上建立風與壓力間關係之定律，則海平面上壓力，必自極地向南下降至 60°N ，嗣則上升，約達 30°N ，終則從該處下降，以至赤道。在高空上，隨處均為西風，其氣壓自極地向赤道穩定上升。故在海平面上，槽形低氣壓成立於緯度 60° 上。而有形高壓成立於 30°N 附近。圖五指示 1938 至 1939 年冬季，所觀測之平均壓力，視為緯度之函數，與以上之分析結果，極相吻合。

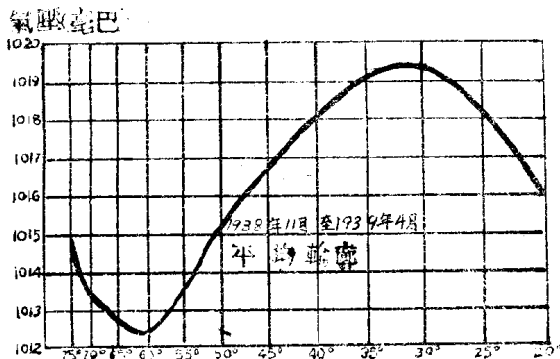
氣 候 帶¹⁵

於茲可能論及氣候帶矣！赤道區之上升運動，將有大量對流活動，因垂直溫度下降之極端不穩定，而致活動劇烈。因無地平上之差異，此對流性活動，將隨太陽作用，而極有規則。且產生午後大陣雨，為該帶之特徵。該空氣在回歸線無風帶下降，必損失大量濕氣，且該下降運動，因其中間水平之壓縮，而致溫暖。故雖表面溫度較高，其垂直

溫度下降則頻易，且該空氣自身異常乾燥，足以阻止對流作用。此區之特徵，為具有乾燥或半乾燥氣候。

上昇運動，在 50° 或 60° N之區，其特徵顯係有大量降水，得自上昇之空氣。又該降水顯與熱帶所測者，性質迥異。因極地冷空氣，沿地面向南運動，與高空溫暖而較濕

之副熱帶空氣之向北運動，致該區垂直溫度下降，乃太微弱，不能有猛烈對流，且降水必與濕氣及溫暖空氣之循序上昇有關，該溫暖空氣，係在向南擴延之舌狀極地空氣上。在此區，極地冷空氣，與副熱帶濕空氣，輻合於其地面上。此區遂為等溫而，或等溫線所常擁集之區



圖五：北半球氣壓之輪廓¹⁶

。且在該區，自副熱帶空氣，突變為極地空氣之情形，可得觀測。

此過渡帶不斷產生，又不斷毀滅，故現在氣象學稱為極面帶，此處寒冷及溫暖氣團每互相襲擊，該襲擊表示近似地平波構成之經過，該波經常沿其面，自西進行至東。其個別波長之變異，在一千及五千公里間（約600—3000哩）。因氣團之屢相襲擊，故極面區之特徵，為有強烈逆溫，與迅速相續之旱期及濕期。

極區其主要特徵為有下降空氣，該空氣在其上昇至極面上曾失其大部之濕氣者，則必具有寒冷乾燥或半乾燥天氣之特徵。

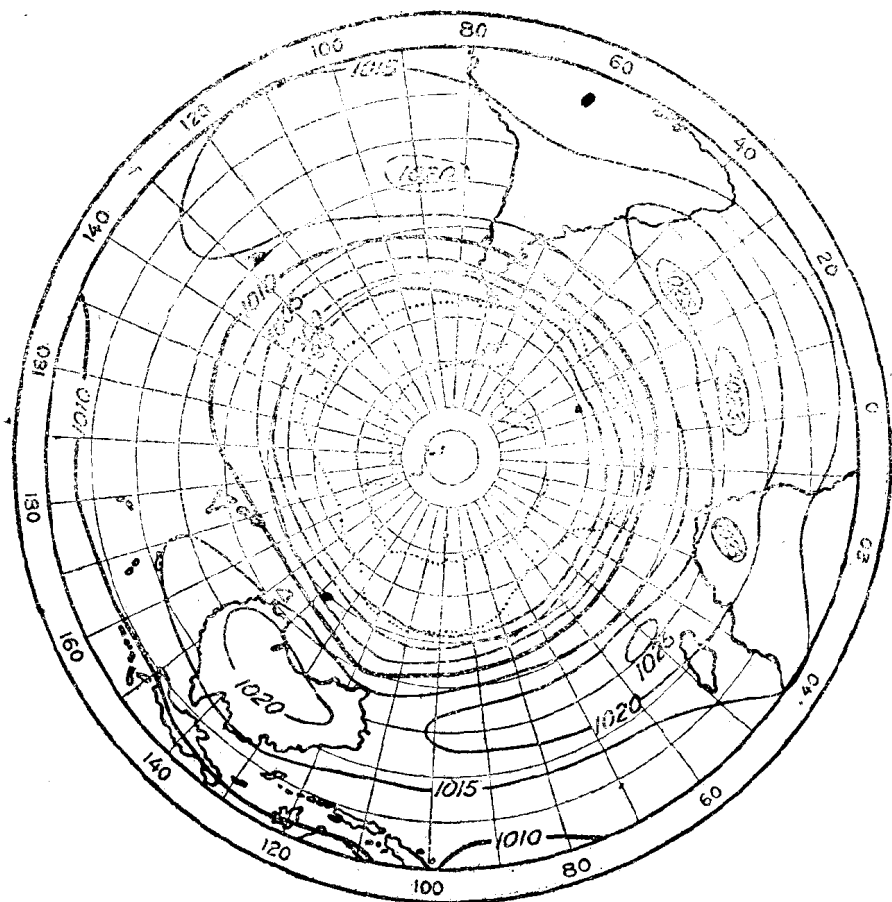
行星流型及帶環流穩度¹⁷

以上之分拆，指示極面勢將掩有平行於緯度圈之一平均位置。南半球幾全覆水，極可能具極面與各種風帶之區分佈之特性。南半球高緯度風暴（極面波）從西至東之運動，遠較北半球之風暴為有規則，此點已妥得證實。由於北半球海陸上無帶狀分布之影響，而致生此異態，引起極面之破壞。海平面氣壓分佈，亦映出此種破壞。

圖六示南半球上所測實際之正常壓力分佈區。而圖七則示北半球上，極端不對稱正

16：此圖係根據 Allen, R. A., Fletcher, R., Holmboe, J., Namias, J., and Willett, H. C. 1940. Report on an experiment in 5-day Weather forecasting. Mass. Inst Technol, Woods Hole, Phys. Oceanog and Met Papers, V. 8, No. 3, 94pp., illus (Edited H. C. Willett)

17：Planetary Flow patterns and the stability of zonal circulation.

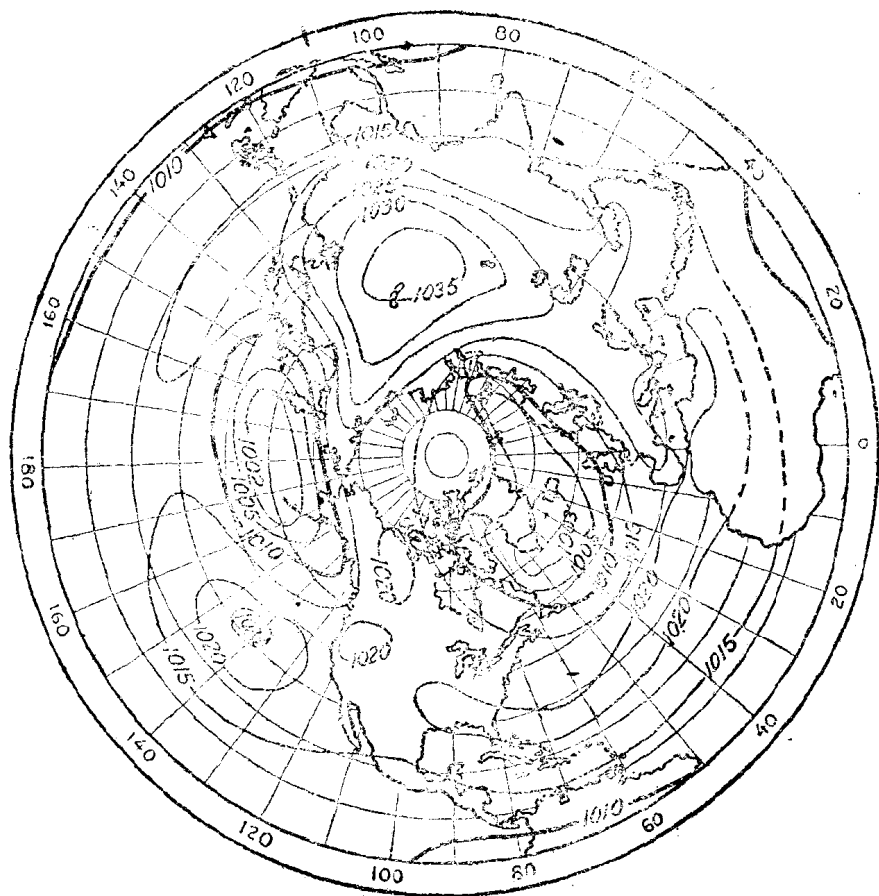


圖六：七月份南半球上，海平面正常氣壓(毫巴)之分佈¹⁸。
試將此圖與第七圖相對照，則可見南半球氣壓之分
佈，極有規則而對稱，乃假定其無陸地所致。

壓力分佈之特徵。兩圖皆指冬季情形。至於高低氣壓帶，裂成分離而中心封閉之高低氣壓者，於北半球上尤為顯著。此中心常被誤稱之為「作用中心」。當冬季，最少有五個此種中心，可於吾人之半球上¹⁹。觀測之——冰洲及阿留地安低氣壓，太平洋高氣壓，相

18：見Shaw Napier：1936 Manual of Meteorology, vol. II comparative Meteorology
472 pp. Cambridge England.

19：此處指北半球，北美洲部份。



圖七：正月北半球上海平面正常氣壓（毫巴）之分佈。注意北半球較之南半球，其氣壓分佈之不規則性（圖六）又極北洋面上，二深氣旋（低壓）中心，與亞洲之適度發展之反氣旋（高壓中心）。均著注意。

木達，或可達島高氣壓，及亞細亞高氣壓等²⁰。北半球之每日天氣圖，表示更多之高低氣壓系統之運行，此固與沿極面相互侵襲之冷暖氣團有關。平均圖之結構，足以消滅此諸運行之擾動作用，並使上述近似永久性之作用中心，顯明表露。

輓近週期爲一週，一月或一季之平均氣壓圖，大受注意。由每週平均圖研究之結果：即 Icelandic and Aleutian lows, the Pacific high, the Bermuda or Azores high, the Asiatic high。

21. 見第12頁註18