

高層大氣之環流

Reginald E. Newell 著
林 鞠 情 譯

The Circulation of Upper Atmosphere

氣象學主要任務之一，實為證明持久性之大規模大氣現象與每日天氣圖中瞬息萬變之線索為一致。

近二十年來，經已證實北半球區域性之天氣類型係與高層大氣大規模之運動連繫一起。無疑的，同類之連繫亦將存在於南半球，雖則該區之資料甚感匱乏。

在過去六年中，因氣球與火箭之助，得能收集大量之新資料。由此等資料乃能得出相當複雜之高層大氣一般環流圖。高層大氣之環流，係受四個主要風帶 (CORE) 或噴射氣流之支配。南北半球各有兩個。南半球風帶中高一層者之真相迄未獲知，但其存在可從北半球冬季之觀測資料加以推斷。(原文附有彩色圖片，因製板困難從略，譯者註)。在冬季，高層與低層之風帶均來自西向。在夏季，高層者則與低層者相反，即來自東向。

本文中將敘及：如何證實大規模氣流在大氣之預知區域，能比擬作熱機與冷凍機 (Heat Engine and Refrigerator)。熱機產生之動能推動冷凍機，冷凍機則在高層大氣中逐漸造成龐大之寒冷地區。否則將為溫暖。

十年以前，普遍使用於氣象學能攜帶儀器之氣球，其爆炸前之高度僅15至20公里。1957年7月1日，國際地球物理年 (IGY) 開始以氣球從事世界性之大氣探測計劃。斯時，上升高度可達30公里。這些携有儀器之氣球係以雷達追蹤，以求出風速與風向，並傳送氣壓與溫度之資料。在國際地球物理年中，尚發射探測火箭以蒐集30公里以上之資料。不過直至1959年，方由美國組成一個同性質之團體，於北半球各地之同日作火箭探測。因此，在30至60公里間半球性之一般環流圖乃能互相銜接。

太空計劃之副產品變成適於探測大氣之輕便且廉價之火箭。這類火箭到達最高點時，發射出一雷達之目標物，如同 "Chaff" 之金屬小條，或金屬

降落傘，或氣球。這些目標物在降落過程中，可供雷達追蹤。觀測這些降落目標物如氣流呈水平吹送之區，便可從而確定不同高度之風向與風速。氣球亦能供給大氣中密度變化之資料，因氣球之下降速率係受密度之影響。直至50公里之高度始由降落傘攜帶之溫度表與測速器包裹 (Thermometer and Telemeter Package) 擔任溫度計量。

當1959年氣象火箭網組成之初，由三個不同地點發射之火箭，其成功者尚不及20枚，次年約有1,000枚由13個測站發射成功。此後每年均有擴展，參加之國家亦漸增加，直至遍及全球。

在短短之六年中，氣象學家獲得了較以前高出四倍，可利用的，有規則的基本觀測。當然，所增加之資料充作空氣之樣品，其質量誠微不足道。(約僅為以前低層大氣中所研究者之10分之一)。所以，當吾人考慮及：高層與低層可能相互的影響之數值時，應將此銘記在心。

氣球資料與火箭資料

吾人曾在麻省理工大學，使用以前研究低層大氣成功之程序於新獲得之資料，以研究高層之大氣環流。(參閱 Victor P. Starr 著：The General Circulation of the Atmosphere 刊於 Scientific American 1956年12月號) 吾人企望得出：盛行風之方向，熱區與冷區之位置，以及推動風之能量源地。說得更明白些，即吾人企望尋出大氣是如何巧妙地運用熱能，質量與動量以保持各物之平衡。一如醫生在診斷之前首需對病人檢查，吾人把這種檢查稱為診斷研究 (Diagnostic Studies)。診斷研究完成之後，吾人希望能夠容易地對大氣如何有所顯示之情況加以解釋。

考察高層大氣之第一步，即為收集在國際地球物理年，十八個月中，遍佈北半球250個觀測站之氣象觀測資料。在國際地球物理年中，每一測站約施放1,000個氣球(在格林威治時間之子夜及中午)，

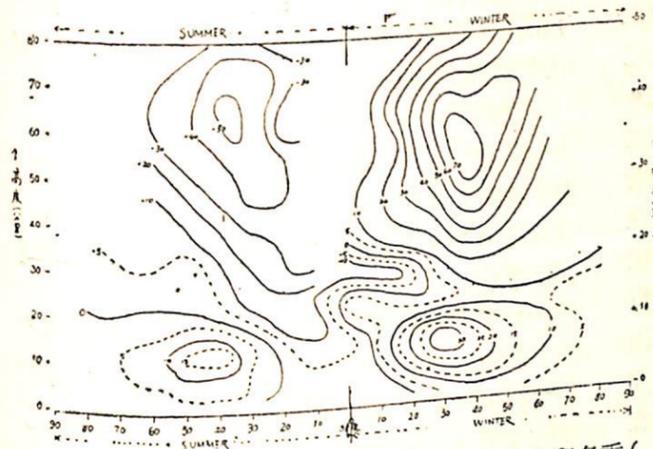
並對各層之大氣情況加以紀錄。經一致之同意，所有測站應就大氣中之四層，約相當於16, 21, 25, 30公里之高度，報告其所測得之資料。250個測站，每站施放1,000次氣球，每次氣球有四層之資料。故吾人約得總數為一百萬層次的資料。每一層次有氣壓，溫度及風。如許之資料多少令人生惶恐之感。吾人僱用一部電子計算機，以從事許多冗長乏味之計算，但仍有許多需假手於人之工作。此項研究係由前麻省理工大學氣象系之 Robert M. White 氏開其端。White 氏最近被任命為美國氣象局局長。

在30公里以上者，吾人曾由850次成功之火箭飛行中獲得結果，這些氣象火箭極大多數係由北美大陸之測站發射，雖則由此種來源得出之圖，不能逕稱為半球圖。但其與在歐洲，蘇俄及日本得出之孤立觀測資料顯示者似相一致。大多數之火箭能夠得出良好風之資料。且高達60公里以上。但經證明，溫度之量度較為繁難。實際吾人曾以美國陸軍通信兵團在國際地球物理年，與美國太空總署自1959年起所發射之實驗火箭中，所得出溫度資料加以補充。彼等所計量之溫度與風，雖高達80或90公里仍甚良好。

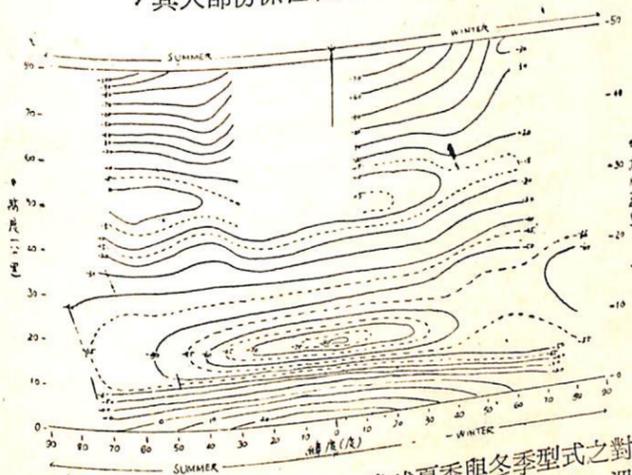
吾人開始步驟之一，是將所有這些觀測資料加以綜合，以得出一由地面至80公里高度之平均風場圖(如附圖一)，與平均溫度圖(如附圖二)。

最初吾人分一年為夏冬兩季，因在有限次數之火箭發射中，其能到達較高之高度者，不敷作為區別四季分析所需之資料。吾人覺察到：風與溫度之普通型態在各經度都屬相同。在冬夏兩季之系統中，較低部份都有一西風帶，其平均高度約為12公里。此一西風帶，全年曲曲折折地圍繞着地球，但在冬季較夏季為強。此一風系發現於第二次世界大戰期，或稱「噴射氣流」，約可伸展至22公里。在此一高度上，中緯尚另有一西風帶，其中心高度約在50至60公里間，在60公里以上，因無足夠之資料，故無法正確定出此一風帶之「頂高」。

高層風帶之風速平均約為70 m/s (160 mph)，約為低層者之兩倍。高層之風帶在夏季為一相反之風向，即東風。此為高層與低層風帶不相同之點。吾人迄無充分之資料，足以更詳盡地說明在赤道以及極區上空，30公里以上之環流情形。但據氣球觀測示出，在赤道上空30至20公里間，約十三個月為西風，接着十三個月為東風，如是依次循環。是則，實際有三個主要環流，其一為風向恒定之低層西風帶，其二為每年中西風與東風交替之高層風帶，其三為在赤道上空中層之環流。關於第三個環流，筆者因對其迄乏較詳盡之瞭解，故無法作進一步之討論。



附圖一 風之斷面圖示出北半球夏季(左方)與冬季(右方)平均帶風(西東向)之每秒公尺數。負數表示風之來向為東。在30公里以下之等值線係由約一百萬次之氣球測風綜合得出。30公里以上者，則係得自約850次之火箭發射資料，其大部份係在北美發射。

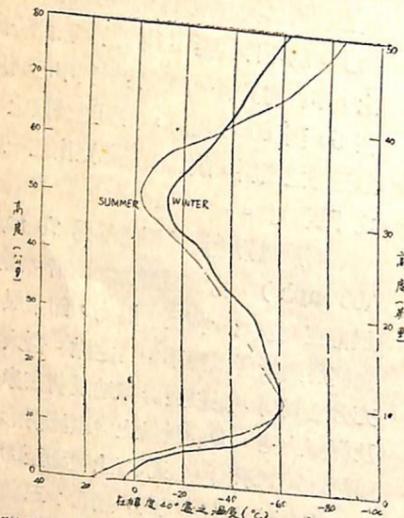


附圖二 溫度之斷面圖示出北半球夏季與冬季型式之對照。此係由氣球與火箭攜帶之儀器所測定。溫度之單位為°C。一如風之資料，等值線可以看作，當一半球之夏季與另一半球之冬季，由極至極間之溫度分佈。

一如吾人所料想者，溫度之最大變化發生在垂直方向。中緯度之溫度垂直剖面圖顯示出在 15 公里以下，溫度隨高度之增加而遞減（如附圖三）。在 15 至 50 公里間，溫度遞增。逾此以迄於 80 公里，則在遞減。若干地區在 90 公里溫度又開始上升。此種 S 形之曲線型式，原係根據流星軌跡所作之分析，並經 20 年前早期火箭資料所證實者。

由赤道至極區水平方向之溫度型式也展示出極顯著之特色。（除季節之差別外，假定兩半球之條件係相當對稱）。按照吾人對溫度之普通常識，係認為在地面上之溫度，自赤道向極區遞減，並認為在大氣底部之 10 公里間，亦為逐漸遞減者。然而，在 15 至 20 公里間之情形却相反，並且在赤道上空終年均可發現低達 -80°C 之溫度，反觀北極之夏季約為 -40°C ，冬季約為 -60°C 或稍低於此。

若更高至 25 至 50 公里間，則溫度向冬天之極地遞減，向夏天之極地增加。一如吾人所想像者，冬天極地在漫長之極夜（Polar Night）未接受太陽之輻射熱；夏天極地則繼續不斷地接受太陽賦予之熱量。似非而是的，在更高之 50 至 80 公里間，紀錄得之溫度傾向却與所預期者完全相反。隆冬，極地上空之溫度似乎罕有低於極地之地面溫度者（約為 -30°C ）。夏天，太陽繼續不斷地照射在



附圖三 緯度 40° 處之溫度剖面圖，係由圖二得出。在 15 公里以下，溫度隨高度遞減，在約為 50 里處升達最高，然後下降。S 型曲線在冬夏大致相同。50 公里高度處之增熱，足以證明該區大氣中之臭氧大量吸收太陽之紫外線輻射。

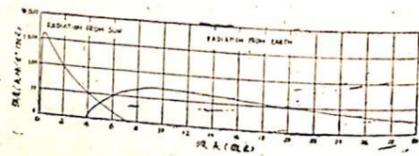
極地，在 80 公里高度處之溫度，却垂直低降至 -140°C 。此迄為在地球之大氣中所測得之最低溫度。

雖然，此為一稀有之現象，此種現象需以各種能夠移動大量熱能自用得着之層次至用不着之層次之程序加以證明。吾人發現：溫度之分佈與風之分佈相糾纏，兩者必須共同考慮。但且先讓吾人考慮較簡單之問題，即為何大氣之垂直方向中插入了兩熱區與兩冷區。

地球為一輻射體

茲就下列三者說明之：1. 來自太陽輻射之型式；2. 由地球直接將輻射返回空間之型式；3. 在大氣中此兩種輻射型式之交互作用。

來自太陽之輻射，在波長約為 0.5 微米（Micro）處，於光譜之能見帶有一尖峯。較長之波長，太陽之輸出逐漸減少，在 7.5 微米以下可以忽略不計，（如附圖四）。



附圖四 大部份之太陽與地球輻射，在電磁光譜中佔有不同之範圍。太陽溫度達 5800°C 故其具有短波輻射體之性質。地球之溫度約為 10°C 而為甚長波長之輻射體，此亦即地球盡其所獲得之能量輻射回太空之溫度。

太陽輸出之紫外線（約位於 0.2—0.3 微米），為大氣中集中於 15 至 60 公里處之臭氧所大量吸收。紫外線能量之吸收遂使大氣增熱，吾人可以發現最大之增熱率約發生在 50 公里之高度。在全部輸入之太陽輻射中，極少之比率是以此種方法吸收的，且從未到達地面。

剩餘之輻射滲入較低層後，一部份被雲折射回空間，一部份被空氣分子吸收，一部份則被漫射。在地面上，輸入輻射之部份基於地面之反射率立即被反射，其剩餘部份則被吸收。平均而言，全部太陽輸入輻射中，約有 19% 為大氣所吸收，34% 反射入空間，47% 為地表所吸收。這些數字係得自麻省理工大學 Henry G. Houghton 氏所編列之輻射預計中。

地表所吸收 47% 之一部份，直接加熱於與地表

接觸之空氣，一部份用以蒸發水汽，此外所剩餘者，則以平均溫度為 10°C 輻射體之波長性質重行輻射。此種波長遠較太陽所輻射者為長，因太陽表面之溫度約高達 5800°C 。地球之輻射尖峯約在 10 微米，波長在 30 微米以下者均強（如附圖四）。

若無大氣層包圍地球，則此長波輻射將喪失於空間，縱在赤道之日暮後，地面溫度亦將遠落至 0°C 以下。設大氣只含氮與氧，則大氣將不再是防止地球失却輻射熱之良好障壁。所幸大氣係為某些含有三原子之分子所攙成，故可以防止輻射之散失。這些物質是：臭氧，二氧化碳和水汽。這些物質基於它們所存在之情況，能夠以不同方法振動與轉動（Vibrate and Rotate）。分子僅當吸入或放出一定量之能量，方能由一種狀態（State）較變到另一種狀態。此能量與其他分子碰撞時獲得或耗失。

曾經發現，含有三原子之分子對吸收地球輻射之特定波長十分有效。是則，當地球輸出之長波輻射向上穿過大氣時，便被吸收，且作無數次之重發射（Reemitted）。在高層氣壓低之處，吸收作用之效用較少（因吸收帶之寬度減少），最後且聽任輻射作用逸入太空。

在低層大氣中，含有吸收作用及重發射作用（Reemission）之分子為二氧化碳與水汽。在 12 公里以上，二氧化碳與臭氧則居於主要角色。幾乎在整個 25 至 60 公里間，這些分子對光譜紅外線部份之純淨貢獻乃是使空氣冷卻。而臭氧却是吸收日射中之紫外線能量，使空氣增熱。

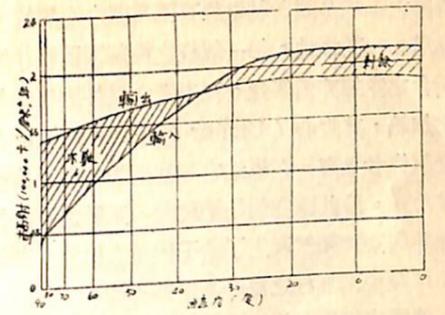
在大氣各層輸入與輸出之輻射光線大體是平衡的；平衡點則反映於溫度。在 50 公里上下，紫外線吸收量較少，故平衡點之溫度較低。

在大氣底部之 10 公里以下，溫度趨於跟隨其所接觸之地表而異。因此，最底層者又比較在 10 至 50 公里中層者為暖。所以，在地面與 80 公里間，S 型之溫度曲線獲得證明。

吾人茲考慮溫度隨緯度之變化。即由赤道至極地之變化。在正常之冬天，地面溫度之變化係由赤道之 25°C (77°F) 變至極地之 -25°C (-13°F)。照射赤道之太陽輻射近於垂直，但在愈高之緯度則陽光與地面之交角愈小。結果單位面積所得之輻射在高緯度角，較低緯度者為少。

在另一方面，地球表面散逸之長波熱係與絕對溫度之四次方成正比。因此，不會隨緯度有大變化。在極地，年平均耗熱量為 $390\text{cal}/\text{cm}^2\text{ day}$ ，赤道

則為 $500\text{Cal}/\text{cm}^2\text{ day}$ 。（將一杯水由室內溫度熱到沸騰需 20,000 Cal）赤道獲得之輻射量為 $580\text{cal}/\text{cm}^2\text{ day}$ ，極地為 $120\text{cal}/\text{cm}^2\text{ day}$ ，相較之下相差幾達五倍。此等數值係 Houghton 氏計算所得，而應用於大氣底層 12 公里以內者。（如附圖五），在赤道至南北緯 37° 間為入超，南北緯 37° 至兩極之間則為出超。



附圖五 地球熱量之概算需在輸入之太陽輻射與由地球輸出之輻射間獲得平衡。在南北緯 37° 至赤道間輸入超過輸出。南北緯 37° 至極地間則有不敷現象。本圖引用麻省理工大學 Henry G. Houghton 氏之資料。

則為 $500\text{Cal}/\text{cm}^2\text{ day}$ 。（將一杯水由室內溫度熱到沸騰需 20,000 Cal）赤道獲得之輻射量為 $580\text{cal}/\text{cm}^2\text{ day}$ ，極地為 $120\text{cal}/\text{cm}^2\text{ day}$ ，相較之下相差幾達五倍。此等數值係 Houghton 氏計算所得，而應用於大氣底層 12 公里以內者。（如附圖五），在赤道至南北緯 37° 間為入超，南北緯 37° 至兩極之間則為出超。

大氣中之熱機

顯然熱必需自熱帶以各種方法携至極地，否則，熱帶將變成更熱，而極地變成更冷。此種將熱輸向極地，一小部份係由洋流輸送，但主要之輸送則賴大氣。大規模之渦旋環流，即天氣圖中之高氣壓（反氣旋）與低氣壓（氣旋）有效地促成熱輸向極地，輸送。這些大規模天氣系統携帶暖空氣輸向極地，携帶冷空氣輸向赤道。

到目前為止，吾人僅提及動量（Momentum）一詞而已。一團空氣在赤道繞地球旋轉之角動量為多（可歸因於螺旋效應）。渦旋携帶熱輸向北運動，同樣伴有動量，因此建立了盛行的西風，並在 12 公里處測得此一高速西風帶。

因此，低層空氣可描繪成在赤道加熱，在極地冷卻之簡單熱機。此種熱機之特性，是熱能由熱源隨溫度梯度流至熱槽（Heat Sink）。根據風與溫度之觀測，指出向極熱輸送之計算，其數量與地球輻射預算所需之平衡十分接近。

在此處詢及此一問題自屬貼切，即熱能如何轉

變成風之動能？讀者試假想有兩垂直之空氣柱，一在赤道，一在極地。每一氣柱之橫剖面面積相同，其所含之空氣亦為等量。在赤道之氣柱因受輻射不斷之加熱，其重心 (Center of Gravity) 較在極地之氣柱者為高。在極地之氣柱則因輻射之出超而逐漸冷卻。設此兩空氣柱被視為一系統之兩部份，則加熱與冷卻顯然產生了若干數量之位能。若加計量則可發現兩氣柱之重心高度為不同。

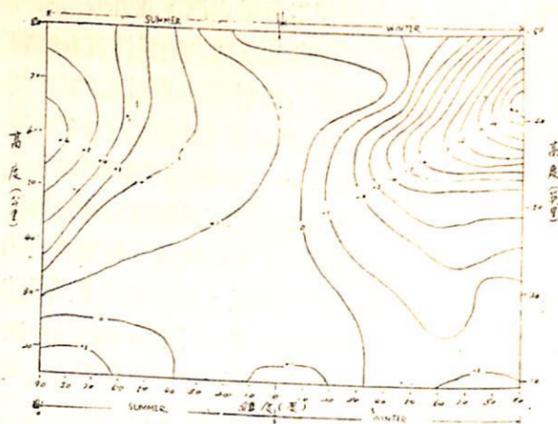
轉變位能為動能，兩氣柱必將連結一起。假想移動此兩氣柱緊密地連接在一起，其間僅隔以一薄層。若將此一薄層抽走，冷空氣將下切於暖空氣，即暖空氣滑升於冷空氣之上。合成重心 (Resulting Center of Gravity) 將較兩氣柱接觸前之重心高度平均值為低。此雖非一望可知者，但當氣柱結合在一起時，水平運動發生，動能釋出，此一能量即代表位能與動能之轉變，而重心之降低便為其證據。

大氣層中，暖的赤道氣團與冷的極地氣團在氣旋中結合一起。暖氣團滑升於冷氣團之上，當滑升之時，常產生降水，而釋出之動能注入於合成風系中 (Resulting Wind System)。在這種情形下，低層大氣之作用，如似一部由位能製造動能之熱機，位能是由輻射作用依次轉變而來。最後，大量之動能耗失於氣團間之摩擦，以及氣團與地面間之摩擦。

15至20公里間之層次

現在吾人詢及另一問題，即在12公里以上其他大氣層次是否也有類同熱機之作用？首先考慮15至20公里間之層次。這一層次，包括低層西風帶之上部。在這一高度，吾人測得赤道 (-80°C) 顯較緯度 60° 處 (-55°C) 為冷。此恰與根據輻射實際情形而作之預測相違。(如附圖六) 在北方，較暖之空氣因輸入之太陽輻射而不斷失熱。在赤道方向，較冷空氣因向太空輻射多過輸出者，此剩餘熱量使之加熱。然而代表位能之溫度差異仍終年持續。

大氣中之此一層次顯然不像一部在工作中之熱機。一部份力之作用，在於保持將在其他狀態下趨於消失之位能。當 Arnold Barnes 與 Abraham Oort 兩氏仍在麻省理工大學時，曾用國際地球物理年之資料計算這一層次中所保存之能量。彼等發現大規模之渦旋，轉變動能為位能。此解釋了縱使位能離開迄未瞭解之動能源時，為何仍不消失。根



附圖六 理論上之溫度變化係基於一日內無運動之大氣計算而得。在冬天，無陽光之極區上空大氣急速地輻射冷卻。在夏天，太陽輻射加熱於該區。溫度變化以 $^{\circ}\text{C}$ 為單位。本圖係英國氣象局 R. J. Murgatroyd 與 F. Singleton, 哈佛大學 R. M. Goody, 以及美國地球物理協會 George Ohring 等諸氏所製作。

據有限之資料，發現動能可由鄰近12公里高度之低層西風帶中向上滲出。

在15至20公里之層次，根據觀測又發現三種事實。此三者自應以充分之理論加以解釋。

第一、此一層次包括一向極之熱流，此熱流與溫度梯度相反。此係 Robert White 氏於十年前所首先着手，並經國際地球物理年所確認者。

第二、係由目前仍在麻省理工大學服務之 C. J. Loisel 與 A. C. Molla 兩氏所發現。即一團空氣向極運動時，在該區沉降；但作向赤道運動時，則在該區浮升。

第三、當 David Martin 氏與筆者共同研究臭氣運動路徑時，發現向極運動之一團空氣，較向赤道者含有更多之臭氣。若向極運動之空氣團已自20至30公里高度降至熱帶上空，在熱帶上空將有大量臭氣形成。但實際情形並非如此。(當臭氣降至25公里以下時，即不再是紫外線分解之對象，僅可供顯示踪跡之用)。

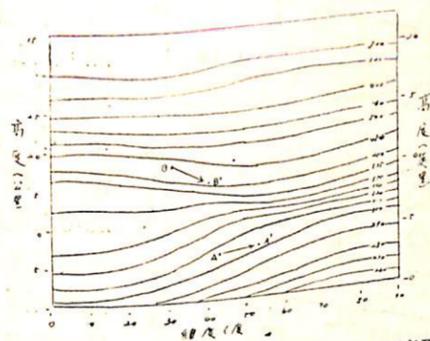
牛津大學之 Martin 與 Alan Brewer 兩氏曾將此三種觀測獲得之真情連繫一起，作部份之研究，彼等指出：含有大量臭氣之空氣團，較在同一緯度，且由熱帶作向上運動者為暖。

這些不同之發現，以及來自不同人士之報告，迄筆者於一年前(譯者註：當為1963年前)，在

英國倫敦皇家科學技術學院 (Imperial College of Science and Technology) 作數星期之訪問時為止，仍像一片片未拼湊之字謎遊戲 (Jigsaw Puzzle)。當筆者與該院氣象系主任 Percival A. Sheppard 氏在餐後共進咖啡討論時，Sheppard 氏曾詢及一些有關大氣中臭氣之分佈問題，放射現象之分佈問題，及臭氣與放射現象對 Eady 圖解之關係等。此圖解係 Eric T. Eady 氏十五年前所發展之概念。彼係 Sheppard 氏系中之一員。當時，筆者無法作完整之答覆。但當晚，這一片片的圖板即調配成一幅不壞之圖畫。

解釋 Eady 圖解前，首需叙及如何繪製在大氣中之位溫分佈圖(如附圖七)，以代替實際之溫度分佈圖。假設，空氣被携下降至地面，且在下降途中與四週無熱之交換時，空氣所具有之溫度謂之位溫。(此類運動謂之絕熱運動)。吾人設想向下列位溫之空氣，係置於一完全被隔離之氣球內。氣球內部空氣在較低之高度時，因受四週空氣之壓縮，減小體積，被壓縮之空氣自將增熱。吾人可以發現，一團稀薄之空氣由極高之高度抑降，雖則開始時甚冷，然抵達地面時，其溫度將比原為較暖之空氣，但由較低之高度抑降者為高。蓋位溫隨高度俱增也。

試看十五年前，Eady 氏所指出者為何？即在低層大氣實際運動所循之軌跡，其坡度較平均位溫



附圖七 位溫面顯示一半球之晚冬情形。溫度為 $^{\circ}\text{K}$ (或絕對零度上之 $^{\circ}\text{C}$)。若空氣抑降至地面，而與四週空氣無熱之交換時，謂之位溫。空氣團在較低之高度 (A,A') 流向極地時，其實際之升坡不會如同位溫面一樣陡。在較高之高度向極運動之空氣團 (B,B') 其下坡較位溫面為陡。

面之坡度為小。在附圖七，空氣團 A 代表被携向極，並且向上之暖空氣。設運動之過程為絕熱的，則到達 A' 點時，空氣團將仍較四圍為暖，而必因浮力繼續上升。如果，空氣團屬冷空氣，且為向赤向下之運動，則空氣柱之重心將抑降，而在空氣柱中發生空氣之交換。在這種程序中，位能轉變為動能。

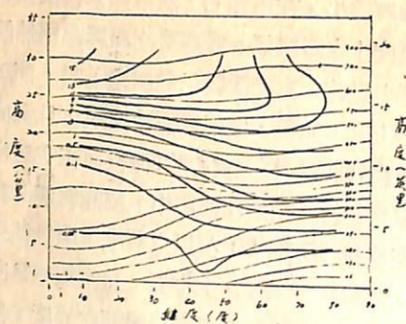
在高達15至20公里之層次，顯見結果並非如此。試參閱附圖七之上半幅。若空氣團 B 向極向下運動，其運動之坡度超過位溫面之坡度。則當抵達 B' 時，將較四周為暖。所以，必因浮力而向上回升。顯見各種力均是有利於保持其開始時之情況，結果，在中緯度15至20公里之層次較所預期者為暖。同理，向熱帶運動之空氣團與其說被迫向上，不如說是向下沉降。所以，吾人能證明赤道上空之溫度十分寒冷。

力如何成就，多少有點難於瞭解。假使能量是被低層西風帶向上所輸送者所代替時，顯然運動動能本身能够做此工作。因為空氣之質量在15至20公里層次者，遠較在15公里以下者為小，所以向上之滲出僅需低層大氣動能中很少之一部份。

是則，Eady 氏有利之概念當能容易地推廣到15至20公里間，用來說明令人迷惑之三個觀測事實。此即：向極之熱流，向極運動空氣團的沉降，向極運動空氣中臭氣之大量集中。

是否有直接之證據，用以證明空氣團的向極運動係隨同向下之坡度？空氣質點之真實路徑，可從伴同空氣作不變運動之微量物質之集中圖中發現。此種微量物質之一為臭氣。臭氣集中線之向極部份，向下傾斜，其斜度陡過位溫面(如附圖八)。1958年在太平洋舉行之幾次核子彈試驗中，放射性的鎢 185 被注入該試驗區，也發現其有向極且向下的運動。1961年底在蘇聯極地區域舉行之核子彈試驗中，獲得其污染屑 (Debris) 呈向赤且向上之運動。吾人可以在這些包含有能量消耗之運動中，大約地估計能量變換率，以決定集中線與位溫面間之交角。結果，變換率與由風及溫度資料決定者十分接近。

所有之研究得出之結論是：在大氣中15至20公里之層次，其作用不像熱機，却像冷凍機。一部份家庭使用之冷凍機，由於功率之消耗可由冷區域驅走熱，並儲熱於較暖之處，諸如室內冷凍機以外之空間。在大氣中，15至20公里處有同樣程序發生。在這種程序中，發動冷凍機所需之動力乃得自



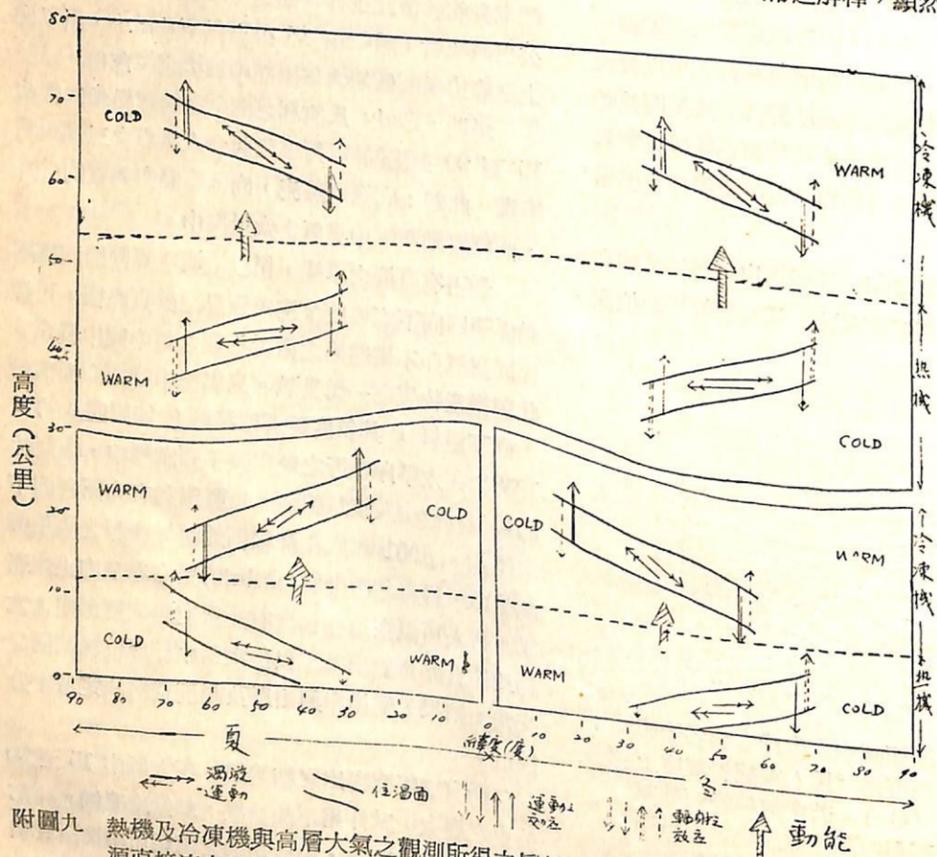
附圖八 臭氧之濃度圖(粗黑線為臭氧濃度線,以每克空氣中之微克量為單位即百萬分之一克;細黑線為位溫面)示臭氧在赤道上空集結情形,元月與二月則被迫向下向極移。資料係由 Wayne Hering 與其在空軍劍橋研究所之友人所搜集,所使用之儀器經新墨西哥大學 Victor H. Regener 氏認可。

低層中熱機過剩之動能。在 15 至 20 公里處之冷凍機,由赤道向極地方輸熱。在全年中令熱帶上空之一龐大空氣團冷凍至 -70 至 -80°C 之溫度,不受太陽輻射之強度。此由熱帶抽出而輸往極地方之熱,造成了緯度 60° 處通年之溫度較赤道高出 20 至 30°C 之譜。

實際吾人可以假定在 15 至 20 公里高度之二部冷凍機,一在北半球,一在南半球,彼此與其熱機成對。據粗略之估計示出:這些大氣冷凍機恰與其成對之熱機具有同樣之效用。

茲繼續探究大氣中 20 至 80 公里高度間所顯示出冷凍機與熱機兩者之性質。在此一層次之風帶,有一明顯情形,即冬季為西風,夏季為東風。如就整個地球而言,則冬半球為一西風帶,夏半球為一東風帶。如同前所附註者,南半球相反風帶之證據,仍極有限。

此種相反風帶之解釋,顯然可在 20 至 80 公



附圖九 熱機及冷凍機與高層大氣之觀測所得之真相一致。熱機佔據之區域,熱能由熱源直接流向熱槽。在這種程序下,大氣中之動能是以渦漩運動形式在大氣中釋放。在熱機中這些運動趨向於拉平位溫面之坡度,此種位溫面係基於輻射而決定。在冷凍機中這些面之坡度與其說是由渦漩運動決定,不如說是由接受與發射之輻射量而定。冬凍機係受熱機中過剩之動能所操縱。

里層次之底部溫度中發現。在 30 至 50 公里間之溫度,其夏季極地者較冬季極地者約高出 20°C 。換言之,吾人可以預計此為輻射作用之影響,於夏季之極地增熱,於冬季之極地減熱。在這種程序中,便產生位能。因之,預想可以發現熱能及其角動量流向極地,而相當於另一熱機。此一發現可能是事實,能量與動量流向冷極地有助於在冬半球形成西風帶,在夏半球形成東風帶。

在 20 至 80 公里之頂層,即

50 至 80 公里之間,另有一相反之溫度梯度。在這一高度,冬極溫度較暖於夏極,而為另一冷凍機存在之證據。一如緊接於其下之熱機,冷凍機好似在極與極之間作用着。顯然極與極間之熱機,與極與極間之冷凍機是同樣型式且成對。如同半球的熱機與冷凍機在大氣低層者(如附圖九)。

根據吾人之計算,顯示出能够儲藏於極與極間熱機之位能十分微少。所以,任何加熱率之變化均能迅速引導出環流之改變。實際,出現於這一高度之大氣中,冬季是以冬至(約為 12 月 22 日)為中心,但在低層則不可靠,因土地為雪所覆蓋,熱儲於海洋,再加上以兩星期之時間供應位能於大氣中,故冬季之中心移至元月底。

垂直運動之證據

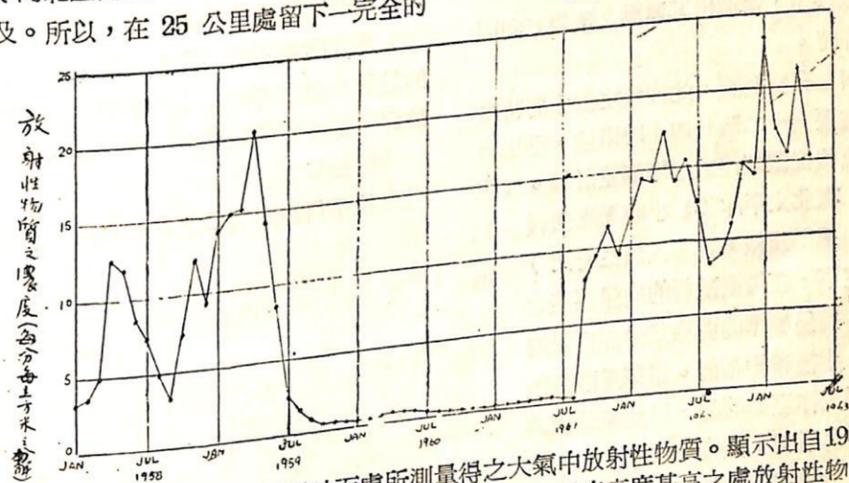
由筆者所描繪出之草圖中,顯示出在大氣中熱機與冷凍機之堆疊甚為整齊。此對大氣中由頂至底之連接或許是重要的。舉例言之,吾人可藉以假想兩個疊置風帶之相交。到目前為止,觀測僅足以認定風帶相交之可能性在 30 公里以上,而此僅包括風帶之最低部份。

在北半球之初冬,高層風帶增強,在 30 公里之垂直運動(向北且向上)恰與 20 公里者(向北且向下)相及。所以,在 25 公里處留下一完全的

靜區(Dead Region)。在 12 月 22 日以後,輻射作用使高層風帶繼續減小。在元月下旬似乎有一時期,高層風帶跨於低層風帶之頂,垂直運動至少高達 30 公里以上之高度,且與其下層者歸於同一位相。那麼便有一十分深厚之暖空氣伴同向北且向下之運動。在 15 至 25 公里之層次,諸如臭氧等之微量物質於整個冬季有力地向北且向下輸送,而在元月下旬受一臨時向北且向下之推進,乃造成春季在中緯度與高緯度 15 公里以上高度與氧氣之高峯。

這些在 15 至 30 公里間增強之垂直運動,使此一層次之混合較諸一年中之任何其他時間更為有效。結果使任一投於高層大氣之放射性物質被下携至較低之高度。有一次在低達 15 公里之高度,放射性物質迅速加入大氣層中攪和均勻之天氣區域,並且立刻到達地表。因此在地表,放射性現象如同臭氧在春天有一最高(如附圖十)。

此外,尚有一些在 80 公里以上之大氣情形。在極高之高度,潮式運動(Tidal Movement)與其他種類之波式運動(Wave Motion)迄今尚未十分明瞭,所以變成較諸在低層更為重要,問題之徵象也更複雜。雖有一些潮與波存在於低層之證據,但筆者前此所討論者均為 80 公里以下之最顯著現象。原載 Scientific American 1964 年 3 月號



附圖十 係在美京華盛頓近地面處所測量得之大氣中放射性物質。顯示出自 1958 年起每年春季均有增加之跡象。這種增加示出高度甚高之處放射性物質是在元月下旬被驅向下。

(上接第廿五頁)

有強烈的向赤道之運動,其上却有相似的向極運動。垂直速度表示出從 15°N - 30°N 之平均向下運動。赤道附近却有尖銳的上升空氣。由 Hadley 細胞所示之空氣團交換,就觀測資料之計算與分季資料之密切估計均甚相吻合。計算之空氣運動總率約為

每秒二億五千五百萬噸(255 Million Tons/Per Second)。然後又以同量空氣從赤道高空運至高緯。Hadley 細胞就在說明赤道將剩餘能量作不斷的向北運動。隨此研究而與之另一分析,是 Van De Boer (下接第廿三頁)