

自然科學小叢書

氣象學淺釋

David Brunt 著

周夢麀 譯

商務印書館

自然科學小叢書

氣象學淺釋

David Brunt 著

周夢麐 譯

王雲五 周昌壽 主編

商務印書館發售

譯者的話

我爲什麼要把這本書選出來，提供國人呢？我認爲我是有理由的。

首先是這書的敘述簡明，扼要而精當，是那時乃至於現在國內出版的氣象學書籍，無論那一本都趕不上的。有些書雖則不愧爲簡明了，但不能扼要，而且更不精當。我認爲簡不妨簡，但要簡得其當；如果僅僅着重簡，而不求其當的時候，那麼有些事理是說不明白，甚至於會把讀者引入歧途中去的。本書可說沒有此種毛病。這樣就使牠能成爲一本最適於一般人的讀物，因爲牠簡而不繁，且又得其要。而同時也並不妨礙牠成爲氣象學習者和研究者的良友，因爲篇幅小，便於翻閱，便於作『隨身法寶』。

其次是著者在書中每發揮他的獨到之見，這也是一般庸俗的作者和一般教科書中所沒有的。比如在我們國內已有的氣象書本中，討論低氣壓之發生的時候，每常提到所謂『極面學說』，而這本書獨告訴我們，所謂『極面學說』者，實在還不能稱爲『學說』。僅僅能把牠叫做『極面方法』或『極面析圖法』而已。這不是別種的書裏（當然是指中國現有的說）所沒有給我們知道的嗎？

這一點，其實我們僅僅看了一下本書的目次以後，也是可以感覺得到的。本書的體制正也有牠的『與衆不同』咧。

再則，而且是更要緊的，是作者表現在本書中的循循善誘的態度。如對於天氣預報，對於低氣壓來源的研究，作者都提供了他的寶貴的經驗，給後來研究者以着手的正道。至於把現今還沒完滿解決的問題都坦白地說出來，不以目前所達到的境界爲限，這也是值得寶貴的。

然而本書也不能說是沒有缺點。第一因爲是一九三一年再版，於最近幾年來世界氣象學的進步遂沒有講到。第二是中國材料缺乏。所以我認爲有在這裏略加補充的必要。至於書中有些不合現時情形和不合中國情形的地方，則就我所知，在各章的有關部分內，附注明白。

最近十年來氣象研究的發展，我想祇少有下列幾點是應該受人注意的。

第一，是高空氣象研究的廣續進展。我們知道，高空氣象的探測，十八世紀中葉就已經現其端倪，到了一九一四——一八的大戰期中，而正式加入氣象機關的日常工作之內。但是其最大的發展還是最近十年來的事。在以前，人們要想知道，高空中的氣壓，溫度與溼度是只有探測氣球的。但探測氣球的應用有着牠的最大的缺點，就是牠所獲得的紀錄不能立即拿來應用。因爲那種紀錄要等氣球在上空破裂了，儀器落到地上來被尋獲之後纔能達到人們的手中，而儀器能否尋獲，幾久方能尋獲，以及紀錄是否完全無損，都是問題！可是現在自從我們在近幾年中有了可以應用的無線電氣象儀，這一不能立即付之應用的缺憾是已經得到彌補了。我們只要把這種儀器放在氣球上讓牠上升，然後在地上用一付無線電耳機靜聽牠自動發出的報告就行。這報告當然是很快的，用不着像以前的探測氣球一樣，等候着不可知的「命運」，更用不着花

費幾小時，乃至於幾天的功夫，等候牠尋獲，纔能拿紀錄來應用。這可以說是一大進步。對於這進步供獻得最大的，是蘇聯的莫恰洛夫（Molchanov）教授，而世界上正式應用這種儀器最早的也是蘇聯。（註）

其次，在理論與應用方面，都使氣象學獲有莫大進步的，那是氣團分析論的出現與發展。這是由挪威學派的極面析圖法引伸出來的。我們知道在極面析圖法上有所謂熱面與冷面，有所謂冷空氣與熱空氣。由這就引起了人們對於當時當地空氣來源與性質的研究，而終於一九二八年在挪威伯格倫（Bergeron）氏的努力之下，正式出現了氣團分析論。這使從事理論研究，尤其是從事天氣預報者獲得莫大的助益。最近這幾年中，牠更獲得極大的發展，現在，應用氣團分析來從事天氣預報的趨勢實在已經確立不移了。

自然，在這幾年間，世界一般航空事業是有驚人發展的。雖則氣象學和氣象事業的進步，委實不祇上述三點。比如對於高空臭氧日射極地氣象等等的研究，在這幾年中都不能不說是有很大的進步，不過因為篇幅關係，此地不能詳述，而上述三者又正是個人覺得較為重要的罷了。

現在我們再來看看中國氣象事業的發展吧。

氣象學的萌芽在中國雖也發生很早，但正像其他科學一樣，在中國二千年來的社會基礎上沒有獲得正常的發榮滋長。所以科學的氣象學之在中國正式出現，也是鴉片戰後之事了。

首先出現在中國的近代氣象觀測機關是一八七三年上海耶穌會教士創辦的徐家匯觀象台，其次是一八四四年英人在香港所設的皇家觀象台，到了一八九八年青島又有了德人創辦的觀象台，也就在這時期中，沿海及內地各海關在英人赫德 (Robert Hart) 主持之下，都附設了測候所。這可算是中國氣象事業的發軔時期。其特徵是一切的工作全操在外人手裏。

到了一九一二年，中華民國成立了。中國人自辦的科學的氣象事業，即前北京教育部所設的中央觀象台，便替代了原有的欽天監而成立，但因經費拮据，政局不寧的關係，這一所觀象台的誕生，對於中國的氣象事業並未能立即引起什麼重大的刺激。

但是到了一九二七年國府奠都南京後，中央研究院隨即宣告成立，而其所屬的氣象研究所便也即為中國的氣象事業開闢了一個新起點。從那時起，我們的氣象事業纔開始獲得了迅速的開展：(1) 測候機關增加了，測候所的分佈已不僅限於沿江，沿海地帶，遠如內陸的拉薩，酒泉也都有了現代測候的設備。所謂高山測候所也出現了，那就是泰山日觀峯氣象台和衡岳測候所，還有峨嵋山，中間也曾經有過一年的氣象紀錄。並且，專門着重於海洋氣象的，也已有定海測候所。(2) 氣象以及氣候研究大大地開展了。(這當然是指中國人自己從事的說；外人的，如徐家匯 Proc Gherzi 諸神父之於中國氣象，氣候的工作，那是早就出現了)。好些外國的學說都被拿來用中國的材料重加證驗，看牠是否也適用於中國的氣象情形。對於在我們國內發生的種種情況也開始試作科學的說明，並企圖發現其性質或規律。對於國內氣候的研究，

尤其是各地的雨量，以及氣候區域的劃分等，也都有了豐富的收獲。這一切的成果大部分都被收藏在氣象研究所集刊以及中國氣象學會出版的氣象雜誌中。（3）高空探測也開始了。以前在中國，施放測風氣球者只有香港一處，但那是由英人主持的。國人自行辦理者，實以一九三〇年一月十八日南京氣象研究所第一次測風氣球的升空爲其嚆矢。一九三二年七月南京又開始了飛機測候，同年九月北平清華氣象台的風箏測候也正式發端。而一九三六年七月起，探測氣球在氣象研究所的主持之下，在中國的定期升空，更是值得大書特書的事。也正因爲有了這些工作，我們初步的高空研究也纔有了基礎。（4）國內氣象會議的舉行也是在這期中肇端的。一九三〇年在南京舉行了一次全國氣象會議，其後在一九三五與一九三七年又繼續舉行了兩次，國內氣象的合作於是大有進展。

然而蘆溝橋的烽火一起，竟摧殘了中國氣象事業的一部分。好些測候所被炮火毀壞了，好些測候所因爲淪於戰區而停頓了……但是就過去二十多個月的情形來看，中國氣象研究的進展，並未因這種打擊而稍懈反而益自鞭策——一方面，國內唯一氣象學專門刊物氣象雜誌，絕未中斷；他方面，因爲氣象資料對於軍事方面的迫切需要，遂使中國氣象事業的基礎，倍形鞏固。

話似乎說得太多了，現在我應該把翻譯這本書的經過報告一下。

這本書的翻譯以一九三六年的春天開始於南京北極閣。不過，當時因爲種種的緣由，並沒

有能夠『一氣呵成』。我記得只譯成了第一，第五和八，九，十諸章，後來就又回到南寧了，一直到了一九三七年的夏天，我應了廣西省政府氣象所開辦的水文氣象人員訓練班之聘，擔任氣象學的科目，爲着供給學生參考之用，纔又得到機會，把沒有譯出的幾章補譯出來，把已經譯好的又重加校訂；我的初願也就附帶地完成了。其後，在公餘之暇，又把好些不妥的地方予以修正，到現在和讀者見面的時候，全書各章，最少都已經經過了三度以上的修正了。在翻譯的過程中，譯者自信曾『竭全力以赴之』，但以才疏學淺的緣故，也不敢說絕無漏誤之處，這尙望氣象界諸先進以及本書的讀者予以嚴正的指示！

所有物理學名詞都以教育部公佈的『物理學名詞』爲準；所有氣象學名詞也都以國立編譯館已經編訂而教育部尙未公佈的『氣象學名詞初稿』（油印本）爲準。僅僅在很少的地方，爲着適合一般的習慣，或者行文的方便，纔偶爾略有更變，這也是應該聲明的。所有的專門名詞，爲便於讀者翻檢參考起見，其中不常見到的，都列入篇末所附的中英專名對照表中。

最後我應該向同事莫懷錕君致謝！他幫忙我複製了書中的幾個圖。

我更應該感謝我的老師周頌久先生！他給我介紹了出版的機會。

我尤其要向這書的出版者——商務印書館致敬！牠在炮火聲中仍能爲文化事業竭誠服務。

周夢塵 一九三九年五月一三日 於南寧氣象所

原序

本書之目的在對於組成「天氣」之各種現象的物理原理予以簡短之描述，但以不須數學分析即可完成者爲限。其關於天氣預報之規則，作者並無訂立之企圖，讀者於書中當可發現。此一省略，良非出自無心。蓋據作者之意，對於預報之原理與方法，如欲加以適切之討論，則本書之篇幅勢須加倍方可。而問題既是之困難，如僅予以簡略之處理，又勢將令氣象學之此一方面呈現一易於引人誤解之確定外形也。

對於氣象學之歷史的發展，在第一章中特給予一簡短之概述，其主要之目的實在顯示對此問題之科學的處理乃屬晚近發生之事耳。作者於全書各部分中，討論問題時，無不盡力之可能，試求其方式之簡易，但亦自覺此項企圖難以完全告成，蓋氣象學每須引用物理科學之多數部門，而問題若干部分之涉及專門概念者，如欲以非專門之方式出之，而又須避免令人生厭之紆說冗述，勢將無從討論也。

D.B. 一九三一年再版時

(註一) 作者原序本有四段，但此處僅譯出兩段。後面的兩段是作者對各方的感謝之辭，因無關重要就略而未譯了。
——譯者。

目次

譯者的話

原序

第一章	氣象學史要	一
第二章	大氣：牠的組織成分和牠的一些物理性質	八
第三章	標準氣象觀測和牠們的用途	一三
第四章	大氣一般環流的概念	二五
第五章	日射及其在大氣中之接受	三五
第六章	大氣中溫度的變化和牠的一些物理效應	四五
第七章	天氣圖	六四
第八章	旋風性低氣壓之來源的學說	八一
第九章	大氣中其他無定止的擾動	八九
第十章	雷雨	九八
第十一章	再論大氣環流	一〇七

索引

氣象學淺釋

附錄——中英專名對照表

圖次

一	電閃	卷首
二	施蒲英岬的風向風速自記紀錄（一九二五年三月三日——五月一日）	一八
三	Eskdalemuir 的風速，風向，溫度，雨量和氣壓的自記紀錄（一九二五年三月三一日）	一九
四	一月平均氣壓的等壓線圖	二七
五	七月平均氣壓的等壓線圖	二八
六	一月平均溫度的等溫線圖	三一
七	七月平均溫度的等溫線圖	三二
八	卷雲	四〇
九	積雲	四八
一〇	幾個直減率的例子	五一
一一	陸風與海風之形成	六一
一二	一九二七年四月一日的低氣壓	六六
一三	一八二七年五月一日的高氣壓	六九

一四	一個具有極顯著極面的低氣壓·····	七二
一五	卷積雲·····	七六
一六	寒暖氣流界上低氣壓發展的幾個階段·····	八六
一七	積雨雲·····	九一
一八	雷雨之形成·····	一〇四
一九	電閃·····	一〇五

氣象學淺釋

第一章 氣象學史要

天氣的研究必定在我們所謂文明的最早時期就已經發端了。當人一開始覺知四季之週而復始的時候，在那條趨向大氣各方面知識之極境，而今仍然未見到牠的盡頭的長路上，他就已經達到豎着第一塊里程碑的地方了。不過在我們沒有達到亞里士多德的時代，也就是紀元前四世紀以前，我們在那些最早的著述中看見的，總只是些有關天氣的極無系統的雜記而已。亞里士多德纔做了一部題名為 *Meteorologica* (氣象學) 的論著，在其中他詳細地討論了他自己對於天氣成因的各種見解，同時他又於無意中顯示了：關於風與天氣的關係也已經積聚了很可觀的相當多的知識。其後他的學生提奧夫刺斯塔 (*Theophrastus*) 跟蹤着他，又寫了幾卷論風和天氣朕兆的書。這些天氣朕兆和我們今日在英格蘭還常聽見的那些是很相像的，而且牠們在一個近乎二〇〇〇年的時期中，似乎也已經獲得了全歐羅巴的普遍接納，因為我們知道：從提奧夫刺斯塔時代下來，到十七世紀的晚期，天氣科學實際是依然故我的。關於這問題的書全都局限於亞里士多德和提奧夫刺斯塔二氏著作的翻譯和註釋，提奧夫刺斯塔的天氣朕兆是擴增了，而且

偶有一些還被顛倒了，致使同一天氣朕兆在同一國家的不同地域中儘可有意義極端相反的解釋。至於在亞里士多德遺下的路線上，那是毫無可以覺知的進步的，因為他的種種物理觀念都還不足以拿來檢討各種被觀察到的事實，而大氣的真實構造，不到若干世紀之後，又還未得知啊。

不過，無論如何，天氣事跡的積聚總是一世紀一世紀地在進展着的。一六四三年一位名叫托里拆利的意大利人，發明了氣壓計，但並沒有即刻引起氣象學的進步。一六七〇年虎克 (Hooke) 發明了輪盤氣壓計，其中有一個指示氣壓為幾吋水銀柱高的刻度盤，而天氣與氣壓高低連繫又引起在氣壓計刻度盤上刻上了幾個字的事實：在二九·五吋處是 Change (變)，二九·〇吋處 Rain (雨)，一八·五吋處 Much Rain (多雨)，一八·〇吋處 Stormy (風暴)，另一邊在二〇·〇吋 Fair (晴)，二〇·五吋處 Set Fair (穩晴)，而在二一·〇吋處 Very Dry (極燥) 這些字樣。這樣刻劃成功的氣壓計也就是叫做過天氣鑑的東西。牠的不合格做一種天氣預報的工具立即就被科學家認知 (註一)，而種種的努力就歸向於樹立那些連結風之變化於氣壓變化上的種種規例了。菲茲盧也 (Fitzroy) 在英格蘭寫出了四十七條，合於氣壓計之用。但是這些努力是沒有一個特別富有成果的，原因很簡單，因為和某一站氣壓計的一定高度相連繫的可以在周遭區域中大有差異的氣壓分佈情形啊。

開闢了新境地的第一次重大的努力是在一六八六年發生的，當時哈利 (Halley)——他的名

字通常是和一個慧星相連着的)以日射的加熱作用之由赤道而兩極的變異爲根據發出了一個解釋貿易風與季風的學說，一個直至今日都未曾動搖過的學說。之後，在一七三五年中，哈德利(Hadley)又指示了：地球自轉對於貿易風的影響，並且證明了：這些風必定要獲得一個西向的運動成份，而這純粹是因爲地球自轉的原故。

於是又來了一個時期，約有百年之久，一切都毫無可以覺知的進步。直到白蘭德司(Brandes)纔又造成了其次重要的一步，他在一八二〇年定下了風與氣壓分佈的關係，並且證明了低氣壓有自西向東移動的趨向。他詳細地研討了許多很顯著的低氣壓，並且用天氣圖，就是畫上了氣壓，風，溫度等同時觀測結果的圖，例證了他的討論。

一位美洲的氣象學家埃斯披(Espey)在一八四一年又刊佈一個對於他當日的氣象學有價值的貢獻，那是一本題名爲風暴之哲學(The Philosophy of Storms)的書，在書中他定下了如下的觀點：即：在一個低氣壓中，空氣有向最低氣壓的中心區域，就是所謂上升氣流區域運動的趨勢。所以，事實上，埃斯披對於現今所謂低氣壓來源之『對流』說，在牠的定型化上是盡過力的，並且他也是第一個確實陳述大氣中水汽之重要性的人。

十九世紀的中葉，在氣象學的研究上，是一個非常之大活躍的時期。許多的著作家仔細地研究了某些特殊的風暴，並且對於牠們的運動定出了許多的通則，而我們就儘可以說了：遠在一八五一年左右，人們對於圓形風暴或低氣壓之性質的了解，其清晰之度，並不比幾年前爲

差。也就是這個時候，許多地方的氣壓，風，溫度和天氣之同時觀測的價值纔被人清楚地認識，而一個新進步的時機也就成熟了。

風對於氣壓分佈的關係是由一位荷蘭氣象學者巴茲拜洛特 (Buys-Ballot) 在一八五七年，以一個後來稱爲『巴茲拜洛特定律』的形式，明顯地陳述出來的。這定律說：假使在北半球背風站着，那麼，低氣壓必在你的左首，而非右首。要是在南半球呢，把這說法反一下，也就行了。這一個定律的正確，讀者只要對任一天氣圖稍作一瞥，即易認知。照一般的情形說，風都有繞等壓線，即等一氣壓線，以巴茲拜洛特定律所決定的方向吹動的趨勢。因而，在北半球，風都是以反鐘向繞低氣壓中心，而以順鐘向繞高氣壓中心流動的。而在南半球，兩種情形：却相反，風以順鐘向繞低氣壓中心而以反鐘向繞高氣壓中心吹動。

讀者如果肯花幾分鐘的功夫，把本書後幾章中的天氣圖，任取一幅出來試驗一下，那麼對於我們在上面所說的風與氣壓分佈之關係的正確性，他就易於認着了。巴茲拜洛特定律已經得到普遍的承認，我們是很可以說，牠是唯一無人置疑的氣象定律咧。

美國海軍界的中尉（後來的上將）毛麗 (M. F. Maury) 給予了海洋氣象學一個大動力，他在一八三九年遭遇到一件意外的事，使他不再適於服役海上。他於是就讓自己努力搜集風與洋流觀測的結果，以便製作地球上的風與洋流圖。他立刻斷定了：要達到他的目的，國際的合作是切需的，他就敦促美國政府邀請世界上全體海軍國家在一八五三年到布魯塞爾開會。這次

會議的結果，一個海上觀測的計劃被採取了，並且立刻由世界上差不多全體的海軍國家付諸實行。毛麗最初的幾張圖就促成了氣象學之最驚人的實踐功績之一。從英格蘭航行到澳大利亞，直到那時代，平均起來，總要佔去一二四天的功夫，而來回一趟是約需二五〇日的。凡是要航過好望角的船都先要繞過西阿非利加的海岸，再順着一條頗直的路線向好望角駛去。這就得逆着東南貿易風，向南進行，因而在越過這條航線後就得花費一個很長的時間。毛麗證明：假使在一個比較偏西一點的地方通過赤道，航近南亞美利加的海岸，再繞着南大西洋中高氣壓帶的西緣（參看第四圖）走，那麼，到好望角去的一個較快的航程就可以達到了。他這建議被採用的結果，使航赴澳大利亞的平均時間從一二四日減至九三日。而在種種適宜的條件之下，歸程是只要六三天就可以成功了。

十九世紀中葉前後，在好幾個國家中都有一種建議，要建立一個氣象測站「網」，使全體測站都能把牠們某一定時刻的天氣狀況向一個中心機關報告出來。我們在這裏用不着詳述有關各國先後的次序。（註二）總之，測候所的建立，其進行是很快的，在一八五六年法蘭西的測候網就完成了。倫敦的氣象公署（Meteorological Office）成於一八五四年，牠是商務部的一部分，負責主持者就是海軍上將菲茲盧也。他在一八六〇年開始用電報收集日常報告，並且此後不久又開始根據他的天氣圖給日報發送天氣預報。菲茲盧也的預報很受公眾歡迎。但也遭到英格蘭科學界極嚴格的批評。他後來在一八六一年二月裏，又建立了一個風暴訊號和天氣警告的

制度。也就在這個時候，人們纔確切地認識：天氣學只有國際合作纔能進步，而將若干大陸測候所的觀測結果經由巴黎送達倫敦，反過來把當時在聯合王國（英國）中已經建立的十五個測候所的觀測結果按日送到巴黎去，這協議也就告成了。其後，一八七二年在來比錫舉行了一次國際氣象學者的集會。一八七三年又在維也納開過一次有不少國家官方代表參加的國際氣象學界會議，這兩次會商的結果，把國際合作的基礎弄得格外穩固。那時不列顛每日氣象報告所包含的區域已經差不多和目今一般大小。然而，無論如何，在晚近這若干年中，氣象消息的交換已因利用無線電報之故而範圍增加無已，到如今，各國的中央氣象機關都已經用集合電碼（Collective code）發報的形式，在預訂時間中，用某一個固定的波長，把牠們收集到的數據（data）發送出來，使一切對之具有興味的個人和機關都能在同一時間收得牠們了。

直到這裏，我們已經涉及到的還只是地面觀測的發展和應用，但從十八世紀中葉起，就已有許多零散的努力，企圖獲取上層空氣中溫度與風的測量了，當時已有許多熱心之士每常帶着尋求上層空氣觀測的目的，在各不相同的時間，乘氣球上升，而肇其端者，即一七八四年吉夫利斯（Jeffries）和布蘭恰德（Blanchard）的升空。附繫着連續紀錄儀器的風箏也用來觀察了，第一次是一八九四年的事。攜帶自記儀器的小的舊式球形輕氣球，首次應用是在一八九三年，而測風氣球，一種得用經緯儀觀測其運行的舊式球形小氣球，開始應用則在一九〇九年，那是用來測量上層空氣中的風的。這後一方法，在一九一四——一八的大戰之前，就已經得到普遍的

採用。在大戰期中，上層風的精確觀測，在炮隊和空軍兩方面，都是急於需要的，測風氣球的應用於是更加確立。航空的發展又引起人們用飛機觀測上層空氣的溫度，而這一方法，在適應實用氣象學的日常需要上，現在已幾乎完全排擠了其他的一切方法，取其地位而代之。

測風氣球是現今觀測陸地上層風的標準方法。在海上，這方法僅於最近纔應用成功，而幾隻英國船現在是已把測風氣球上升所需的儀器，都設備起來了。測風氣球的正式應用雖則纔經了一個較短的時期，但對於大陸上層空氣中的風就已經積聚了大量的知識，那麼，把這一方法擴充到海上觀測方面，牠所產生的結果之大有價值自然是可以預期的。這樣的觀測，在發展飛船和飛機二者在海洋上空可能的航空路線上，是急切需要的，而毛麗以前對於海洋表面風所做過的工作，現在對於上層空氣，這就需要當今的氣象學家來擔當了。

(註一)現在有一個例子可以把這一缺點顯露出來。是一九二七年的二月七日，氣壓是三〇·四七吋，指着「穩晴」，但當日倫敦竟降了三分之一吋的雨。

(註二)詳細情形請閱 Napier shaw 著的 Manual of Meteorology 第一卷(劍橋大學出版)。

第一章 大氣

牠的組織成分和牠的一些物理性質

我們生活在其中的大氣成功一層薄殼，把整個地球完全包住。最高的雲，我們在中緯度地方看得到的，很少高出地面六哩以上，而空氣總重量的四分之三也都不出地面約着七哩以內。

空氣是許多氣體的一種混合物，其中最重要的成分是氮和氧，兩者在一份『乾燥空氣』中要佔到全體積的百分之九九；其餘的百分之一差不多完全是氫，這是三十多年前在大氣中發現的鈍氣之一。另外還有些別種氣體的痕跡，如二氧化碳，臭氧，氫，氖，氫，氮和氫等，不過牠們的出現都比較是微量的，因而牠們在天氣的研究上也就毫無實際的重要性可言了。

以上所提的空氣成分表內，可沒有把水汽包括進去。這是大氣唯一重要的不定成分。要是不管那些從工廠或其他處所出來的烟塵，空氣再一移去水汽之後，就總是由同樣的，以同一的比例混合在一起的各種氣體造成的了。水汽獨獨不服從這一定則。牠的總量是隨時隨地而大有變動的，是因蒸發而增加，因降雨或凝露而減少的。空氣所能容納的水汽的最大量，或者換一個說法，能使空氣飽和的水汽量，祇和空氣的溫度有關，而無關於其壓力；空氣溫度越高，牠

所能包容的水汽越多。因此，我們就可以預料得到：空氣中溫度的變化普通總是要有水汽量之變化，和牠相偕而至的了。

在不列顛羣島夏季溫度的情形之下，大氣各層如果都飽和了的時候，牠所能容藏的最大量的水汽，要是全都降下了的話，也僅能產生三五毫米（約一·四吋）的雨。冬季的對應數目是一五毫米（約〇·六吋）。大氣中實際的水汽量，無論在什麼時候，通常都遠落在這些限度以下，因為空氣總是只有一部分的深度爲水汽所飽和，很少由下至上全都飽和了的原故。

要想過份地估計大氣中水汽的重要性，而完全不管牠能降而爲雨，落在我們頭上這一點，那幾乎是不可能的。假使大氣中所有的水都被移開了，那麼，大氣的整個環流就得很厲害地慢了下來，而牠的本性或許也就得變更了。所以，我們實在覺得：天氣研究的大部分就是一種水汽故事的研究，牠的變化不息的量引起天氣在其中發展着的介質也永遠不停地變化着牠的成分和種種物理性質。

大氣中水汽量既如此重要，這就需要有一種標準的方法來量度牠了。一份空氣要是已經容納了牠所能擔負的全部水汽，那就說牠是『飽和的』空氣。在空氣未飽和時，牠所藏的水汽量是把牠作爲牠在同溫度下飽和時所能容的水汽量之一個百分數表示出來的。這一個百分數就叫做『相對溼度』。通常求相對溼度的方法，不僅是用一枝『乾球』溫度計測定通常的空氣溫度，並且也要測定一枝包着潮溼紗布的温度計上的溫度，那紗布是藉一根浸在一小瓶水內的，

附接的帶子保持其潮溼的。這樣的一枝溫度計就叫做『溼球』溫度計。有了這兩枝溫度計的讀數，一用溼度檢查表，相對溼度就容易求出來了。例如，假設乾球溫度計的讀數是華氏六四度，濕球溫度計的讀數是華氏五九度，或者說，低於乾球溫度計讀數華氏五度，那麼，就可以從表上把相對濕度找出來，是百分之七三。

濕球溫度計的使用，所根據的事實是：行經濕球的空氣把水蒸發了一些，這樣就降低了濕球的溫度。空氣越乾燥，蒸發越多，而乾球與濕球讀數之差也就越大。所以當空氣較為乾燥，或者說，相對濕度較低的時候，乾球與濕球讀數之差大。而反之，在空氣潮濕，即相對濕度高時，從濕球發生的蒸發量微，而乾球與濕球讀數之差也就小了。

當空氣冷卻達到牠所包含的水汽量剛剛足夠使牠飽和的時候，那時牠已經達到的溫度就叫做『露點』。假使牠被冷卻到這一溫度以下，有些水汽就一定要凝成水滴了。

把水汽一引進原本乾燥的空氣中去，其一個重要的結果就是減小了牠的密度。水汽輕於空氣，就等體積說，牠們的比率是五對八，而當水受蒸發，跑進自由空氣中的時候，水汽不單是加進到包含在一定體積內的乾燥空氣中去，而且要擠開一塊同體積的空氣。所以，在同一氣壓下，一立方呎含有水汽的空氣，其重量是比等體積的乾燥空氣之重量為小的。

一定體積的空氣之重，要是和等體積的水重比起來，那就微小得很了。在標準溫度與氣壓（相應為華氏六〇度和三〇吋）之下，一立方呎空氣重約一·二〇_N（溫司）。或者，用現今在

氣象學界中較爲通用的單位說，在攝氏 0° （華氏 32° ）和 100° （ 212° ）的氣壓之下（參閱第三頁），一立方米的空氣重一·二八仟克。包含在一條從地面直達大氣頂面之柱體中的空氣，在標準情況之下，對於每一方吋的地面說，牠的重量約爲一四·五 lbs.（磅）。這就是常常提到的『一個大氣壓』的壓力。在我們用水銀氣壓計量氣壓的時候，要量的也就是這樣一條氣柱的重量。所以，水銀氣壓計這東西，只不過是能把那一條從地面直達大氣頂面的氣柱（無論牠在何處都可以）之重，和一條橫斷面積相等的水銀柱之重弄得平衡起來的一種器械罷了。假使一枝水銀氣壓計的讀數是二九·五吋，那麼，在一平方吋地面上的空氣之重就等於二九·五立方吋水銀之重。可是氣壓的這一種簡單的解釋是常常被忽視了的。

在某一地點，當氣壓降低，或者，照我們通常的說法，當氣壓計降低時，那地面上的空氣總量就變少了，而牠之所以變少的原因，只有空氣的移去。因而，空氣是怎樣從任一處所移去的，以及牠又是向何處移去的，這種問題，在氣象學中就是最重要的問題之一，而牠的完全的答案，假如出現了而且就在牠出來的時候，一定可以解答了許多的問題，和不列巔羣島天氣不穩定有關的低氣壓之來源這一難解的問題，自然也是其中的一個。

空氣和其他一切氣體一樣是可受壓縮的，牠在近地面處因而比在地面上若干遠處較爲濃厚。其密度，照我給牠的定義，就是單位體積空氣的重量，是隨高度而減小的。這一來，其結果是：在大氣的總質量中，有半數是包含在一八〇〇〇呎厚的一層以內，而在牠的上面，等厚

的次一層所包含的大氣，不到其總質量的四分之一。餘下的四分之一散佈在一個非常大的高度之內。在愛弗勒斯峯山巔那樣的高處，密度約爲海平面上密度的五分之一，而攀登此山的困難，主要的也就是由於稀薄了的大氣呀。

第二章 標準氣象觀測和牠們的用途

我們可以確定氣象學的目的，是研究在大氣中發生作用的種種物理過程。這一種研究的結果，其中之一就是明白地陳說了大氣現象要服從的某些定律，而由這些定律常常能以預告未來若干時間中天氣的進程。不過預告的事情並不是氣象學之唯一的目的，更不是主要的目的。

研究大氣的第一步是每天在有定的時間中觀測天氣的事跡。通常所作的觀測是氣壓，溫度，濕度，風向風速，天氣和天空狀態，能見度，以及自上次觀測後所得的雨量。我們這就來拿這些一件件地簡單地討論一下。讀者如需要充分的指導，可參看氣象公署（指英國的 Meteorological office——譯者）編撰的 *The Meteorological Observer's Handbook*。（測候員手冊——我國中央研究院氣象研究所出版之測候須知，大半就是根據此書編譯而成的；讀者可參考——譯者）。

(a) 氣壓 氣壓的觀讀 (Read) 最好是用一枝水銀氣壓計。觀讀氣壓計實質上就是測量重量和一枝從地面上達於大氣之頂的氣柱之重相等的那枝水銀柱的高度。初得的讀數 (crude readings) 對於氣壓計中金屬管和水銀的膨脹，須加訂正，同時對於測站超出平均海平面的高度也得另加『津貼』才行。

直到一九一四年左右，氣壓普通總是用水銀吋來計量的，平均氣壓約着三〇吋。然而，自從那時以後，一種新單位，叫做賤的，就已經在職業的氣象學者之間通用了。氣壓是一種力，所以覺得用一種力的單位來量氣壓，比用一個長度如吋之類的單位，較為合宜。從一組單位換成另一組單位，應用如下的關係，即易從事：一水銀吋等於三三·八六賤；三〇水銀吋等於一〇一五·九賤。

(b) 溫度和濕度 溫度可以從一枝普通的溫度計得到，不過，這枝溫度計要藏在一座能使其中儀器充分通風的百葉箱中纔行。在同一座百葉箱中，再另掛上一枝溫度計，把牠的水銀泡用紗布蒙住，接上一條燈芯，通到一隻小水杯裏。這兩枝溫度計分別地叫做「乾球」與「濕球」，兩者讀數之差正是空氣濕度的一個指標，相對濕度這就可以直接從濕度檢查表中得到了。

溫度計通常都刻着華氏標度，或者百分標度。在華氏標度上，水的凝固點是三二度，沸點是二一二度；而在百分標度上，凝固點是〇度，而沸點是一〇〇度。另外更有一種標度，就是絕對的百分標度，在牠的上面，冰點是二七三度，而沸點是三二三度。這一種標度的主要利益就是對於一定的氣壓而言，密度正和絕對溫度成反比。另外更有一種好處就是負的絕對溫度，也就是在絕對零度之下的溫度不會出現，這在以後討論觀測結果的時候，便利很大，一切符號的差別就都可以避免了。

(c) 風向和風速 風向通常是參照羅盤方位，由牠吹來的方向決定，北風就是從正北吹來的風。假如風向和風速是由一種儀器得來的，那麼風速就儘可以用任何一種方便的單位，每小時哩，每秒呎，或者每秒米來表示了。這些單位之間的關係，爲便於記憶起見，可列爲下式：

$$3 \text{ 呎/秒} = 2 \text{ 哩/小時}；$$

$$1 \text{ 米/秒} = 2\frac{1}{4} \text{ 哩/小時}。$$

這兩個關係式子對於一切實際的工作是足夠稱爲精確的。

然而，實際上，要不用任何儀器來估計風速而達到相當精密的地步也是可能的。這樣做的時候，風速就以所謂蒲福爾風力來表示了。這樣的一種分級首先是在一八〇六年由蒲福爾用開頭的，以後經過了一些修正，就一直用到今日。下表就是現今用着的蒲福爾風力表。海上的風之觀測也總是用這一種分級表示出來的，據說水手們一經長期的練習以後，就不單單地能從他們面孔上風的感覺，並且也能從烟肉裏出來的烟之吹向以及海面的顏貌，極其熟練地把風估計出來了。

用儀器測風的方法在測候員手冊中可以找到充分的說明。我們在這裏不能詳談這些方法，只在第二和第三兩圖中顯示了兩張風向和風速的紀錄。這裏面，每張的上端，畫出來的線跡都是有幾小時中風速的變化，第二線跡是同時期中的風向。從這上面可以看到：風不論在那種意義上都不好當作一種穩流看待。牠來得總是起落無常，而風向也是變化不息的，雖則風向和風

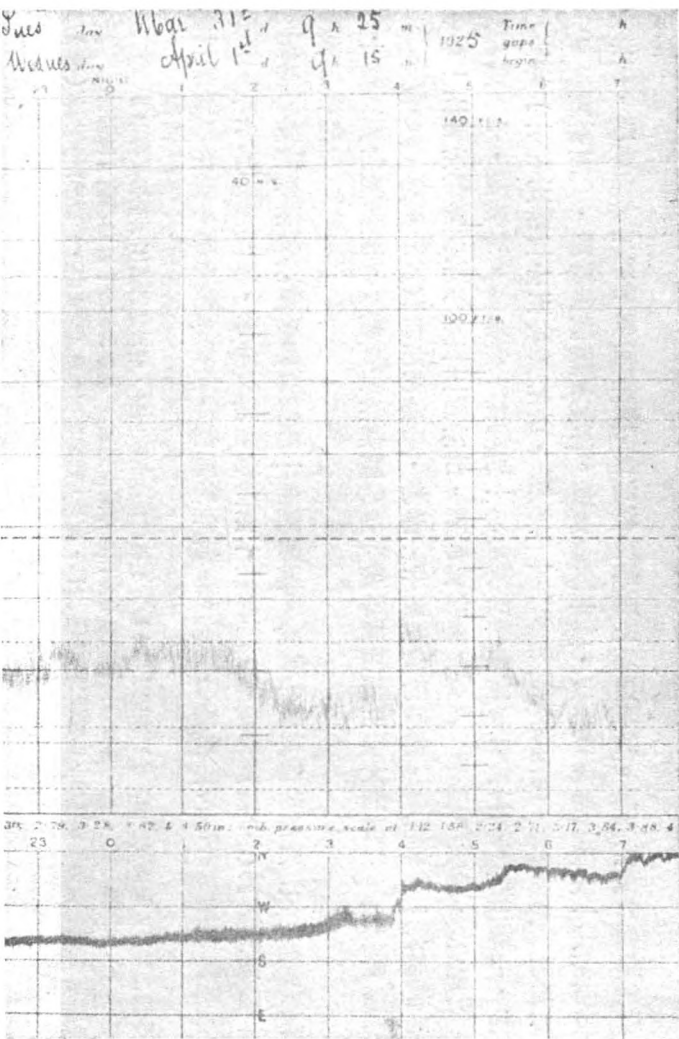
蒲福爾氏風力表

等級	名稱	海岸用	分級標準	陸地用	分級標準	對於地面上約三〇呎處之風速相當數(每小時哩數)
〇	無風靜		烟直升			一哩以下
一	軟風	漁舟略覺搖動(尋常漁舟)	烟能表示風向但不能轉動風向計			一——三
二	輕風	漁舟張帆時可感風移每小時 一——二哩	人面感覺有風樹葉有微響尋常之風儀轉動			四——七
三	微風	漁舟漸覺簸動每小時速率 三——四哩	樹葉及微枝搖動不息旌旗招展			八——一二
四	和風	漁舟張滿帆時傾於一方	塵灰及紙飛舞樹之小枝搖動			一三——一八
五	清風	漁舟縮帆(即減去帆布之一部)	有葉之小樹搖擺內陸之水面有小波			一九——二四
六	強風	漁舟加倍縮帆捕漁須注意風險	大樹枝搖動電線呼呼有聲舉織困難			二五——三一
七	疾風	漁舟停息港中在海者下錨	全樹搖動人向前行時覺有阻力			三二——三八
八	大風	近港之漁舟皆停留不出	折毀微枝人向前行時常覺有阻力			三九——四六
九	烈風		烟突等將被吹毀			四七——五四
一〇	狂風		陸上不常見見則拔樹或有其他損毀			五五——六三
一一	暴風		陸上絕少有則必有重大之損毀			六四——七五

(註) 這一張表的翻譯，在中國已經有了好幾種。不過，站在氣象界的立場說，我覺得應該以中央研究院氣象研究所出版之『測候須知』中的為標準。因為牠在今日正是中國氣象從業員的主臬。所以我這裏的『名稱』及陸海『分級標準』下三欄內的文字，除了陸地分級標準下的第一行『烟直升』是我照英文原文改譯的以外（須知中是『靜』字），其餘就都是從那裏抄來的了。——譯者

速這二者有時在幾小時中也可以保持相同的平均值。不規則性的缺乏是由於地面的摩擦作用，牠造成了許多渦流和旋流，多少有點和那些在一條河牀不平整的溪流中形成的渦流和旋流相似。這些渦流之存在於空氣中是可以由一個烟囪裏，或者一所花園的烟火 (bonfire) 裏冒出來的烟看出來的

一般的風向與風速時時都可以在很短的幾分鐘時間內發生很大的變化。第二圖施蒲英岬 (Spum Head) 的風向風速自記紀錄中，約着上午四點鐘的時候，就紀錄了一次風速的變化從每小時一五哩左右變到每小時二五哩左右，同時風向由 WSW (西南西) 變為 WNW (西北西)。在這種情形中，原來的氣流是被一枝從別一方向來的新氣流取而代之了。第三圖中，約在一七時二五分（下午五點二十五分）左右，顯示了一次風向的急速變化，由 SSW (南南西) 變為 WSW (西南西)，同時風速逐漸減低。這裏也是一樣，原來氣流的地位被一枝新而較冷的氣流取去了，這是從第三圖中風向線跡下面的溫度線跡上看出來的。溫度在風向轉變的時候降下了兩度。

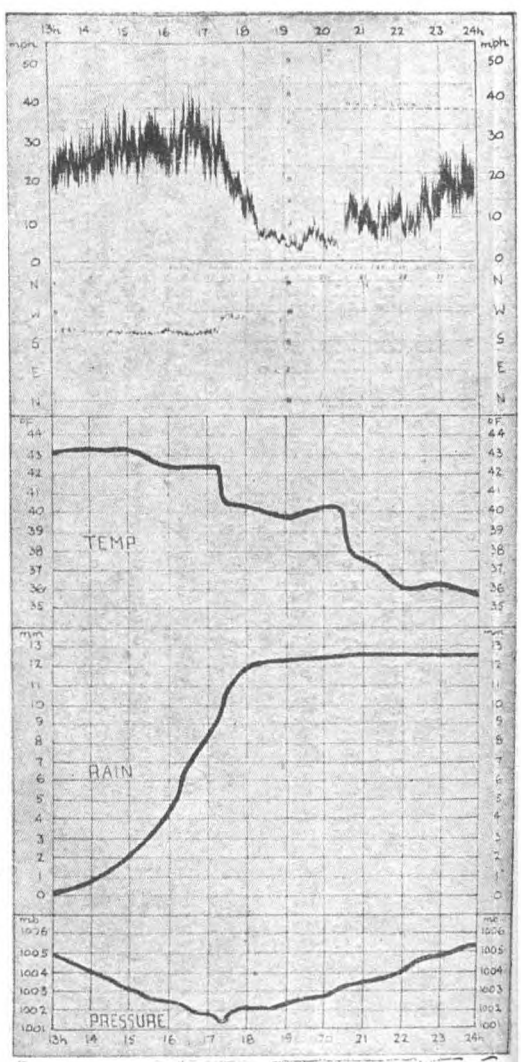


第二圖 施蒲英岬的風向風速自記紀錄

1925年3月31日——4月1日

狀。有雲，並且要記下被雲遮掩了的天空的成數，以及按照下面簡單的討論到的分類法定出來的雲狀。

(d)天氣和天空狀態 在觀測的時候，要記下霧，霽，或雨之有無、天空之晴或曇；假如



第三圖 Eskdalemuir的風速，風向，溫度，雨量和氣壓的自記紀錄 1925年3月31日

(e) 能見度 能見度是用能清晰可辨的最遠物之水平距離來計量的。

雲之分類 雲有四種主要的類別：卷雲，層雲，積雲和雨層雲（註二）。

卷雲是一切雲中最高的一種，在牠的標準的形態中總有一種鳥羽狀的，或者纖維狀的外貌。然而，牠也能取多樣的形式。第八圖所示的就是一個很標準的例子。

層雲是一種不凌亂的層狀雲，像霧，稍為有點形式，或者竟無形式。

積雲是夏季午後的羊毛狀雲，頂圓而底平。第九圖所示的就是排列成長行的標準積雲。

雨層雲是一種低而無定形的雨層 (rainy layer)，色深灰而近於均一（註一）。

在這四種主要的分類之中，還有很多的副類，牠們的特殊形式有時是很顯明的。比如，卷層雲就是一種薄紗般的，白白的片狀雲，時而掩蓋全空，時而毫無顯然有定的結構，不過另有一些時候也取一種匹練的形式。

卷積雲通常的形式是不規則的圓形小塊，排列成行，或者牠也可以說是一種有單向或雙向波動的高雲。第一五圖上的例子就是一個代表。碎雲 (cloudlets) 在這裏似乎從大片的邊上被分解了開來，但是雲的中心部分，牠的組織可以極其分明地說是一種波動。

高積雲多少在外貌上有點和卷積雲相似，只是圓塊比較地大點，同時又有顯明的陰影，而另一面，卷積雲的陰影很薄，或者完全沒有。

高層雲是一大片厚厚的灰白色或者淡藍色的雲，時而也有纖維的組織。

層積雲的形式是黑暗的大塊，作不規則的排列，有比較明亮的縫隙。

積雨雲就是雷雨雲。牠常取塔形或砧形，有一層纖維組織的帷幕（假卷雲）。第一七圖所示的是一個標準的砧狀構成，其中好幾處邊上各有一小束假卷雲。在主雲的四周，有分離的不規則的塊子，而左下角所有烏黑的，濃密的雨層雲（註二）就是積雨雲下部的一個附加物。雲底在圖中似乎是一條刻劃分明的水平線。

觀測的用途——氣候與天氣 每天在同一組時間中所作的觀測，經過了長年累月之後，就得到一連串可供利用的觀測結果，那麼一個顯而易見的用途，能用到牠們的，就是計算周年各月某幾種要素的平均值了。周年逐月平均的計算可以施諸每日平均溫度，日間最高溫度，夜間最低溫度，每日雨量，風力，各方風向的頻度，雨、雪、霧、大風或者霜日的天數，每日的平均氣壓以及許多其他的要素。這一組的平均數構成了確定我們之所謂該處氣候的一部整體的知識。所以，氣候在事實上只不過是一年中各月或各季平均狀況的一種敘述，除此之外，再不會有什麼別的了。另一方面，天氣這個字的用處是指明一天一天地發生的變化。在不列顛羣島中，我們很受困於一天天的天氣易變性（variability），致使天氣竟有成爲一個談話主題的趨勢，不過世界上也有好些部分，在低緯度中的，那裏的情形差不多整月地沒有變化，要是按照天氣這個字的普通意義說，牠們可說是沒有天氣的。比如，埃及在七月和八月中，一天一天的狀況極其穩定，我們儘可以說：在那兩個月中埃及是沒有天氣，而僅有氣候的。

各種觀測結果之統計的處理構成了一切公立氣象機關工作的一大部門。前面所提到的平均值的計算只是統計程序中的首先一步。跟下去，就是計算各要素對於牠的平均值之平均偏差，以及擇定逐年逐月的各項極端值。這樣從一組觀測結果中要抽取出來的知識，數量是很可觀的，而所需的種種分門別類的工作也很冗長，是難以少數的幾個字來給所包括的工作一個概念的。譬如，拿溫度的觀測說吧，假定每天我們都有最高溫度，最低溫度以及二十四小時的平均溫度可用。在上面提過的平均數之外，重要的還要知道（a）任一要素的各個觀測結果和牠們的平均值之間的平均差數，（b）歷年以來，各要素周年各月最高值的平均，以及（c）整個時期中紀錄下來的最高值。這樣得到的許多數字，在許多其他的事項之中，就可以告訴我們各月的平均日溫，平均最高晝溫，平均最低夜溫，周年各月平均出現的最高和最低溫度，以及所有觀測期中周年各月紀錄下來的實際的最高和最低溫度了。

再則，某一天的溫度大半看風向而定，而且牠依賴風向的程度甚至於比依賴天空晴曇的程度深，這隨便在世界上那一部分都是真實可靠的，中緯度地方的冬季尤其如此。所以計算各方風向出現的頻度也是很重要的。

以這種形式表現出來的數據對於多種的事業都大有用處。農業顯而易見的要受我們已經提過的一切平均值和極端值的影響；航空受風，包括風向和風速二者，以及天氣和能見度的影響；航業和漁業也受風和能見度的影響。一個要開赴不大熟知的異鄉作戰的軍隊需要知道與各

項天氣要素有關的最充分可能的特性。軍隊日間所需衣服的数量要取決於晝溫，而夜間所需的鋪蓋又要看最低夜溫而定了。軍事行動可以為霧，綿雨，或者從某一特殊方向來的風所阻；掘壕可以因連朝嚴霜之故而不可能；而運輸更可為一次突如其來的冰消凍解所阻。簡單地說一句，戰事無論在牠的那一方面都可以為不良的天氣狀況所誤，因此，事先要是能知道可能遭遇這些不良情況的機會，這就顯而易見是重要不過的了。

世界上有幾部分，特別是熱帶地方，氣候的情形，這一季和那一季之間的差別，界劃分明。這種種的地方，全年可以有一個或兩個雨季，中間隔着比較乾燥的時期。我們在前面已經說過的，觀測結果之統計的研究就能把這些氣候的特色顯示出來，因而這樣得來的知識對於許多事業都是有價值的。舉個例子說，一個希望飛越阿非利加的飛機師就需要先仔細地研究一下沿線各處雨季出現的時期，這樣他才可以避免牠們。

不僅研究全年平均雨量是重要的，一年一年雨量變率的研究也是重要的，水力設計就是這方面的一個例證，牠不僅需要某些平均雨量的數目，更需要各年合理的最小雨量的數目。

（註一）這一段照原文譯出應該是：

『雨雲是一種濃密而沒定形的一層烏雲，常有雨雪從中下降』。

但『雨雲』這一類，在一九三二年出世的新版國際雲圖(International Cloud Atlas)中已被廢棄了，而新加入『雨層雲』一類以代替其位置。這一處置，旋於一九三三年十月得國際氣象委員會(International Meteorological Committee)在De Bilt舉行的一次會議正式承認。因此，到了今日，在這本書譯成中文出版時，

譯者就不得不擅自作主，來改一下原書的面目，把這一段改從一九三四年版的英國「測候員手冊」中所載的譯出來了。——譯者

(註二) 原文爲「雨雲」，「雨層雲」乃譯者所改。理由詳上註。——譯者。

第四章 大氣一般環流的概念

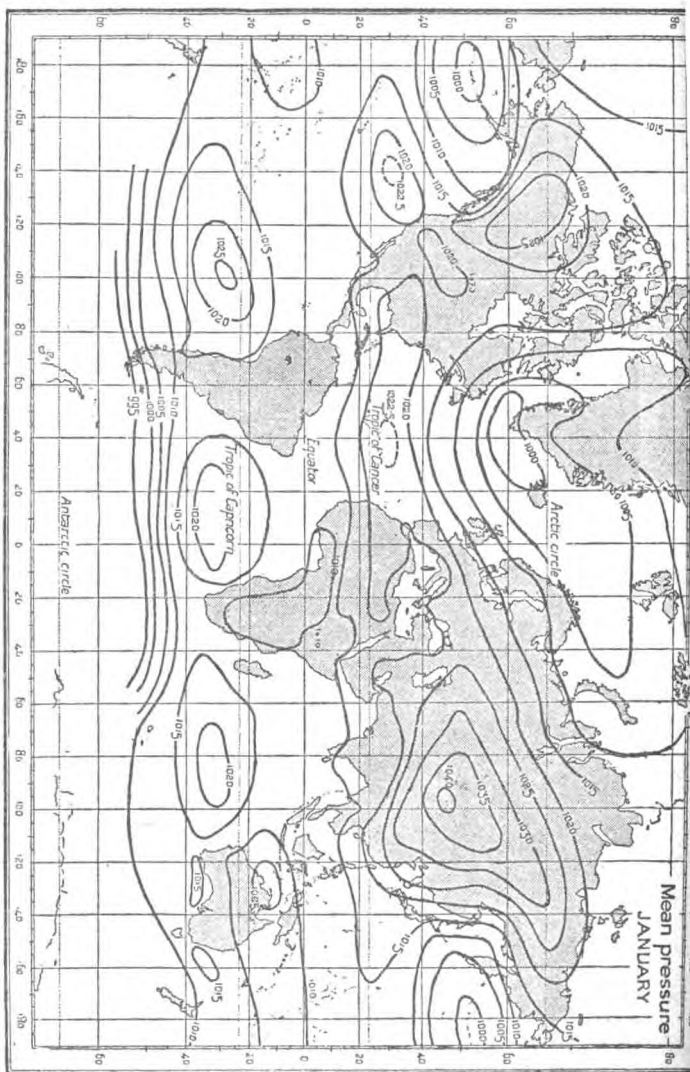
各種氣象因子平均值的用途有一方面是比較廣闊的，這在全球上各種相似的數據被畫到了各種圖表上的時候，顯得最為清楚。這樣我們就得到了地球表面上平均氣壓之分佈的，平均氣溫之分佈的，盛行風的，平均雨量的種種圖表，而也就是對於這種圖表一個月一個月地加以研究，我們才得到一個結論：大氣有所謂『一般環流』。這名詞需要加以解釋，因為對於一個住在北半球中緯度上任何地方的人，大氣在牠的行爲上無論如何是有體系的，這一點總是不大明瞭的，當我們畫出幾張圖表來，表示許多測候地點最常出現的風向（換句話說，盛行風）的時候，我們就可以覺到：地球上風的運行形成了一個體系，牠的形式要比一個僅僅習慣於不列顛羣島天氣易變性的人所想像的，要簡單得多。這一體系就叫做大氣的『一般環流』。不錯，地球上的風並非任何一瞬間都和這個體系確切地相合，然而這概念仍然是有用的。要是我們把一般環流當作一個背景，再把以局部環流的形式體現出來的一羣特定的變化加疊上去，就是用一般環流加上局部環流來表現任一時刻當令的實際情形，那就便當了。

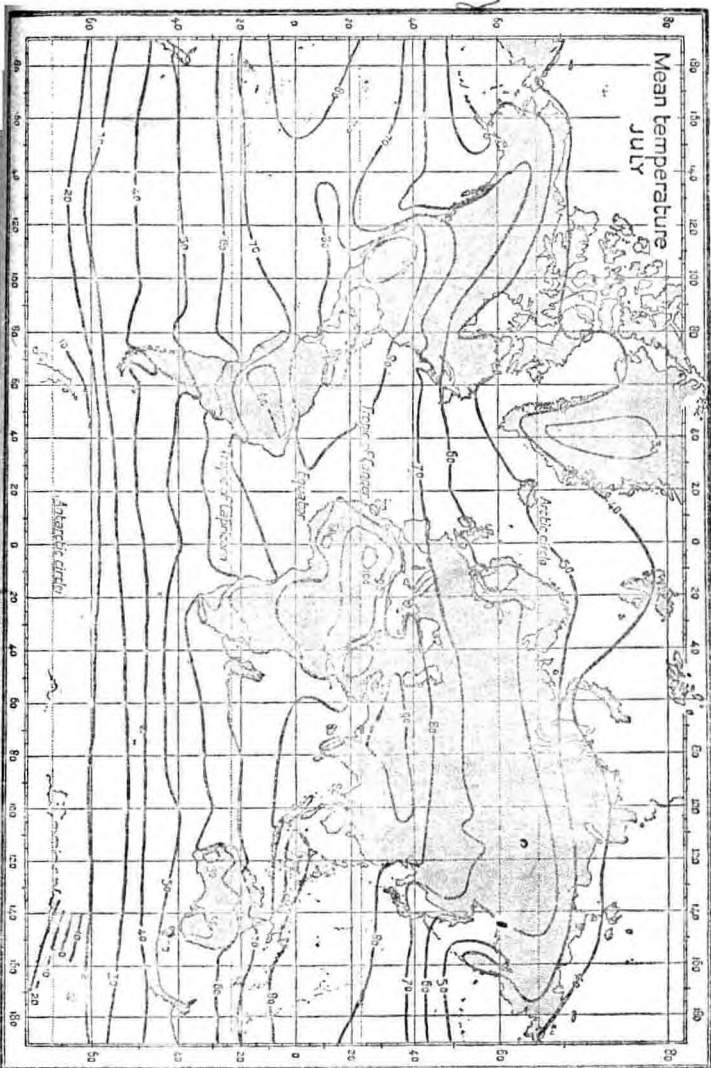
實際上，如把大氣中的風之循環藉氣壓的分佈表現出來，還要更加便利。我們要是在一張世界地圖上，選出相當多的地方，把牠們一年中，比如說是某一個月的平均氣壓填上去，我們

就能畫成了許多等壓線，或說氣壓等高線：在同一等壓線上的任何地方，牠的平均海平面氣壓都是相同的。照這樣辦，我們就得到一張地圖，表現一個月或者任何長的觀測時期中平均氣壓的分佈了。在第一章中，我們講過巴茲拜洛特定律，照他說，風繞等壓線吹括，總略帶吹進低氣壓之勢，不過，就大體的情形看，在北半球中，總是把低氣壓放在牠們的左首，把高氣壓放在牠們右首的。在南半球中，低氣壓反在牠們的右首，而高氣壓反在牠們的左首了。以後在本書中假使沒有確實指明的時候，我們就可以假定所說的話是單指北半球而言的。

氣壓之分佈 第四圖和第五圖是兩半球一月和七月的平均氣壓圖，風都按照上節所提示的規則環繞等壓線吹動。在這兩張冬季和夏季的圖上，特別在南半球中，有些特點是兩者所共有的。無論在冬季或者夏季，我們在赤道附近總可以發現一個區域，其中氣壓的分佈差不多非常均勻，風勢極其輕微或方向無定。這一個地帶就叫做赤道無風帶，是一個常有間歇大雨和雷雨的區域。牠的平均位置，稍許在赤道北邊一點，並且在北半球的夏季中向北，在北半球的冬季中向南移動着。這一地帶的南邊和北邊又各有一個高氣壓帶，環繞全球一周，在牠們近赤道的一邊，有着東風，而在牠們向極的一邊 (poleward side) 則有西風。這些高氣壓帶雖然在大陸上，所顯示的氣壓已經確定不移地異乎尋常，但在海洋上尤為強大。牠們普通就叫做亞熱帶高氣壓，或者叫做亞熱帶反旋風。在每一個這樣的高氣壓中，東風都有一個向赤道運行的成分，因而在北半球牠們就成爲東北風，而在南半球就成爲東南風了。這些風就是貿易風 (信風)，

第四圖 一月平均氣壓的等壓線圖





相應地稱爲東北貿易風和東南貿易風。牠們繞着亞熱帶高氣壓近赤道一邊的邊緣吹動着，最後消失在赤道無風帶或靜風區裏。被這些風帶向赤道來的空氣到赤道無風帶的區域裏就上升了，並且，最少有一部分在上層空氣中回向兩極去，在北半球成功了一種西南氣流，在南半球是一種西北氣流。貿易風比較地淺薄，在沒多高的地方，風向之反轉是常常觀察得到的。這種居於貿易風之上，和貿易風方向相反的氣流就叫做反貿易風。

我們又可以見到：在南半球方面，這種氣壓分佈圖，一月的和七月的中間僅僅微有不同。西風區並不是一個日日不變的區域。高低氣壓的中心都是順同主要的西來氣流移動，而造成些很不可忽視的局部偏向的。不過，照大體的情形說，等平均氣壓線的形式對於南極總還是比較對稱的，和北半球不可同日而語，這大部分是因爲南半球差不多完全是一個水半球的緣故。

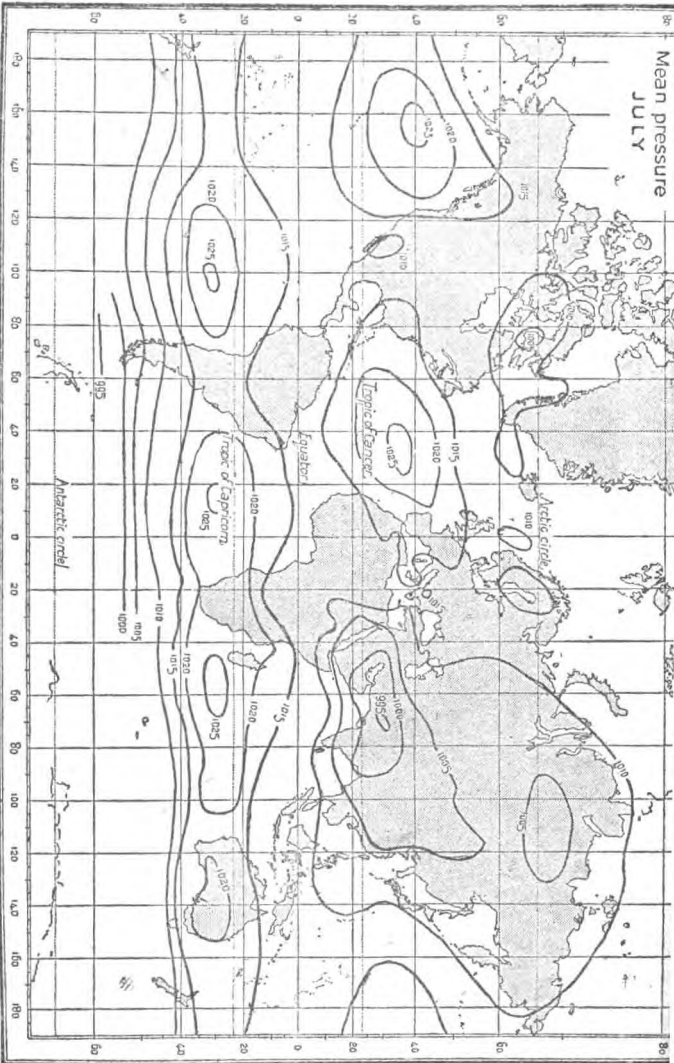
在北半球上對於那兩張圖，即使是從隨意的一瞥之中，我們也可以發現：高氣壓冬季有在大陸上，夏季有在海洋上形成；而低氣壓冬季有在海洋上，夏季有在大陸上形成，這樣一種顯著的趨勢。這些高低氣壓的體系，一加到亞熱帶的高氣壓帶上去，就造成了一種環流，比那個在南半球上的複雜得多。任何一個高氣壓的西邊都是一個南風的區域，而牠的東邊是一個北風的區域，所以在前者把低緯度地方的熱空氣運向極地去的時候，後者正把高緯度地方的冷空氣向赤道運來。在高氣壓向極的一邊，風都是西風，或西南風（在北半球）；這一直達到很高的緯度，再以外就是一種寒冷的東來氣流了。

也許值得重提一下，這兩張圖表示的只是一月和七月的平均狀況，每日的實際情形儘可以和這大不相同。舉個例子說吧，在一月的北半球圖上有一個廣大的低氣壓區域在格林蘭的南面。可是這句話的意義所在，並不一定就是說，不論在一月裏的那一天，那裏都是一個低氣壓區域。和不列顛羣島天氣易變性有關的那些低氣壓都是發生在大西洋中，並且普通都是由 WSW 向 ENE（由西南西向東北東）進行的。月平均氣壓圖中，那個伸長下來的低氣壓區域表示的不過就是這些低氣壓橫過北大西洋時所經之路的平均位置罷了。

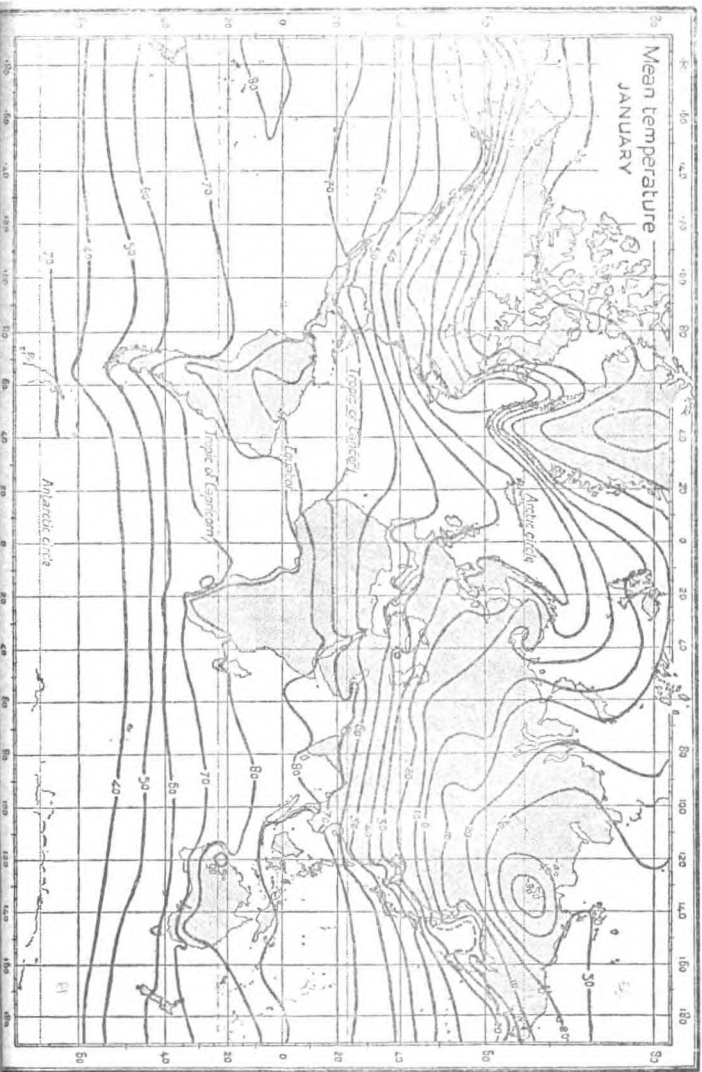
在以後有一章中，我們還要稍爲仔細一點地討論到作爲一般環流之一部分面目的移動性的低氣壓和高氣壓的種種作用。高氣壓在高低緯度之間幫助冷熱空氣的交換，這已經說過了。中緯度地方的低氣壓，即氣壓低的區域也盡了同樣的任務，並且還因而有助於大氣一般環流之維持哩。熱和動量就都是這樣從低緯度輸送到高緯度去的。

地球上溫度之分佈，第六圖和第七圖表示的是兩半球一月和七月的月平均氣溫。這裏可以看到：最高的溫度是出現在熱帶中，還有，海洋冬季暖過大陸，而在夏季反較大陸爲冷。南半球上。在可用的觀測結果範圍內，溫度的分佈對於南極是對稱的。在北半球上，分佈的情形比較不大均整，一月裏，最低的溫度倒不是出現在北極，而是在西伯利亞北部。這裏冬季的嚴寒就是由那塊構成歐亞大陸的廣漠的陸地發散了多量的輻射熱而造成成功的，並且由此又造成了一個大而強的高氣壓。第二個嚴寒的中心，一月裏是在格林蘭。這裏要注意：冬季的等溫線，即

Mean pressure
JULY



第六圖 一月平均溫度的等溫線圖



等一溫度線，在牠們趨近各個大陸的中心時每每有南下，擺向赤道之勢。

一到夏季，北半球最低溫度的區域不再在西伯利亞之上，而等溫線大致的姿態，對於北極也就較為均稱了。至於最高的溫度，無論如何，總是十分確定地位於大陸之上的。

季風 冬季在亞細亞大陸上形成的強烈的高氣壓從西伯利亞北部南延，直至亞熱帶高氣壓的地帶，牠的南緣也就沒入其中。在這一個高氣壓的東南方面，表面風是東北風。這些風就是正常的東北貿易風，受亞細亞高氣壓的影響，而勢力加強了的。然而，牠又常常被叫做東北季風。monsoon (季風) 這個字就是季節的 (seasonal) 意思，對於任何一種風，只要是僅在一季中吹括，並且是由於氣壓之季變造成的，都完全通用。各大陸的沿海部分雖然總有季風出現，夏季自海上吹來，冬季從陸上吹去；但是季風這名詞最普通的用法還是指前面提過的東北季風，或者夏季印度洋的西南季風。以後我們說到『季風』這名詞，而沒有加上任何形容詞時，我們指的就是印度的西南季風。

夏季一經臨近，亞細亞高氣壓就消失了，代之而起的是一個廣大的低氣壓區域，牠差不多掩蓋了亞細亞的全部，並且向東南擴張達於赤道，中途更向西跨過阿非利加。這個低氣壓周遭的風之循環，規模很大。在牠的南緣上顯有一條廣闊的西南氣流，從南半球的亞熱帶高氣壓吹出來，跨過赤道，跨過印度洋和印度，而進入亞細亞低氣壓之中。這一條西南氣流就是西南季風，牠是一種暖熱而潮濕的氣流，一到達印度就得騰越山脈，由此造成了印度『夏日』（註一）

大量的季風雨。牠開始於六月，繼續下去，直至九月下旬，那時亞細亞低氣壓已經補消 (filling up)，牠也就煙消火滅了。赤道無風帶和印度洋上的亞熱帶高氣壓帶二者在這個時期中都完全消失不見。季風吹着，好像一種毫無變化的風，偶爾在有些地方達到大風 (gale) 的程度。

在亞細亞上，這一個廣闊的低氣壓的東緣顯有一種南風——中國海的南季風。同時，這低氣壓的南緣，在地中海顯有一種西風——地中海的定季風。這些風全都是亞細亞低氣壓中的風之循環的一部分，同時也成爲了地球大氣中所謂大無與倫的表面旋風循環的一部分。

到這裏，我們對於那個受亞熱帶高氣壓，冬季的大陸高氣壓和海洋低氣壓，或者夏季的大陸低氣壓和海洋高氣壓控制的大氣的主要環流算是已經把握了一個輪廓。所有的移動性的高氣壓和低氣壓的區域，我們也可以說是局部環流，就都是加疊到這種主要的特徵，年年不變的主要環流上去的。所以大氣正像一架熱機，牠的各部分依次活動，而牠的工作材料 (working material) 就是空氣，或者更確切些，是含有水汽的空氣。這機器的動力是由太陽供給的，因此，在我們沒有講到局部環流的細節和牠們的可能的成因之前，我們一定要先把日射的本質和牠對於大氣的作用比較切近點地來研究一番。

(註1) 印度「夏日」，原文爲「Indian Summer」，即俗所謂秋老虎時期——譯者。

第五章 日射及其在大氣中之接受

當一柱太陽光通過一塊玻璃稜鏡的時候，牠就分散開來，成爲一條長的，有色的光帶，即光譜，其中的原色依如下的次序一一顯現：紫、靛、藍、綠、黃、橙和紅。實際上，在一色和另一色之間，並沒有明確的界線，因此，要說光帶是由無限等級的許多顏色造成的，倒反比較確切點哩。這許多顏色的物理的分別是在造成牠們的振動之波長上。讀者也許和海面上擾動的波長很熟悉了吧。那指的就是前後兩個波峯之間的距離。這類比用來是十分合適的，不過，在論到光的時候，要是承認波長是判別顏色的一個科學的且非主觀的方法，也許比較簡便點。光的實際波長，如果用任何日常應用的尺度來量，總是非常之微小的，因此，通常就都用一種以希臘字母 μ (m μ) 做代表的單位來量了，牠的值是百萬分之一米即千分之一毫米。能看見的光，牠們的波長約在 0.4μ 至 0.8μ 之間；在可見光譜紫色的一端約爲 0.4μ ，而在紅色的一端約爲 0.8μ 。

可見光譜的兩頭漸次地消退了下去，但用適當的照相底片，也能證明：太陽光譜在紫色一端之外，伸張出去的，還有一個波長較短的區域，稱爲紫外線，而在紅色一端之外，也有一個波長較長的區域，稱爲紅外線或熱線。

光波是以太中的波，是一種叫做電磁波的波。隸屬於這電磁波同一類型之下的還有：X射線，輻射熱，和赫芝波（包括無線電波在內）。牠們進行的速度全都是每秒一八六、〇〇〇、〇〇〇哩（約當每秒三〇〇、〇〇〇、〇〇〇米——譯者），牠們之間所不同的只是牠們的波長。牠們可以全在一個連續的波長等級表 (Scale) 或頻率等級表內表現出來。頻率這名辭，用在這裏，和在聲學中一樣，指的是每秒中的振數。X射線的波長最短，頂長差不多也只達到〇·一 μ 。其次就來了紫外光，達到可見光譜的下限 (Lower limit)，約着〇·四 μ 的處所。紅外線從〇·八 μ 向外展開，經過很大的一個波長範圍，而一切波長大於一〇〇 μ 的波就都歸入赫芝波一類。包含在這樣一個等級表內的頻率差是極大的，從紅光到達文特利 (DaVentry) 廣播用的無線電波（一六〇四米）這一步，算起來，差不多就確確地是三十一個 octave，約略和一架普通鋼琴的頻率範圍的四倍相當了。跟達文特利的波長相應的頻率是約着二〇〇、〇〇〇次，差不多八倍於人類耳官能聽到的最高樂音的頻率。

求光譜各部分輻射強度數值的方法，已經有了幾種。太陽光譜中，最大強度的位置是在藍色裏邊，一離開這個位置，強度就迅速地降低。在可見光譜的兩端之外，強度也是迅速地降低的。輻射的理論證明了：在強度最高的地方，波長和絕對溫度成反比（參閱第三章），因而從太陽光譜中最大強度點的測定上使我們得知太陽的表面溫度差不多是攝氏六、〇〇〇度。就溫度比太陽低的物體說，最大強度點總是向紅色的一端移近的，所以那些祇有通常地上溫度的物

體，牠們的輻射就遠在光譜的紅外部分了。輻射體越熱，牠發出來的波長越短。

『高溫輻射』這辭，常常用來指示極熱物體之短波輻射，而『低溫輻射』這辭指示溫度較低物體的長波輻射。紅外線也常常說是熱線，這只是因為那樣一種射線是從低溫物體上輻射出來，並不發出任何可見射線的原故罷了。

日射一落到露在牠面前的任何物體上，牠就可以把那物體弄熱了起來；所以我們常說太陽是熱的源泉，不過，也得注意：雖然日射的一個很大的成數是在紅外線中，但總能量的半數以上還是包含在可見波長範圍的裏邊。這些可見的射線，如果被一個質體吸收了，牠們也能出力把牠弄熱了起來。從太陽發出來的一切輻射，不管波長大小，總能夠被質體或者大氣吸收，而轉化成熱，祇有一個有限的波長範圍能讓人眼看出是光而已。所以光和輻射熱之間的差別只是生理的，而不是物理的差別，因為出現在可見光譜範圍內的一切波長也都可以當作熱線看待呀。

在一柱光通過任何性質的一層大氣時，和大氣分子之振動周期相應的某些波長的射線就被那些分子所吸收。這裏，我們並不想進一步探索吸收的物理性質，我們祇要說：某些範圍極其狹窄的波長之輻射被分子吸收，從光柱中拿出去的能被轉化成熱，我們自己也就滿足了。這一個作用在光譜上的表現是出現了許多狹窄的暗線，在明確的固定位置上橫斷光譜，表示那裏的光被吸收而不見了。在吸收介質中，每一原素都產生牠各自的吸收暗線組。這一事實就成爲了

那個稱爲「光譜學」的一枝物理學的基礎。在太陽光譜中看得到的暗線差不多是無可計數的，這就指示了：地球上大部分已知的元素在太陽中也有。從太陽較深的內層中放送出來的，有些條件適合的波長之輻射，在較冷的外層中被吸收了，那許多的暗線就由此而生。

再則，從太陽裏出來的輻射在通過地球大氣的時候，也有相當的數量被大氣各種成分，特別是最高數層中的臭氧和較低數層中的水汽分子所吸收。

太陽常數是地球大氣最外限界上日射強度的一種尺度。通常表示牠的方法是說：牠差不多等於每分鐘每平方厘米兩克卡；這意思也就是：每分鐘落到一塊和進來的輻射成直角的一平方厘米表面上的輻射量能把一克水的溫度升高攝氏二度。「太陽常數」這個名辭似乎已經名實不符，因爲這一個量據說是要時時受到變化的哩。

在向內的行程中通過大氣的輻射 我們已把達到地球大氣外界的一柱短波太陽光描寫過了。在牠下行的途中，輻射在若干條件合適的波長方面，由於被大氣各種構成的分子吸收了的結果，牠的強度每每總有一些損失。不過這筆損失非常微小，因爲大氣對於從太陽那裏出來的短波差不多是透明無阻的原故。這下行的光柱另外還有一筆損失，那是由於被空氣的分子和浮懸空中的細小微塵或水滴引起的「散射」作用。「散射」這個字在此地儘可以照字面解釋。牠的作用是從進來的光柱中提出來一定量的輻射，再由散射微粒或分子把牠向一切方向放送出去，而始終對於散射微粒的溫度毫無影響。被散射了的輻射仍舊是輻射，不像吸收輻射，牠不

再成爲輻射，是照這字面的通常意義被轉化成熱了。這一種散射的作用，對於光譜中藍色一端的光，作用最大，晴空的藍色可以由此得到解釋，那就是由於空氣分子和水汽使光散射了的原故。

進來的輻射總有大部分被雲和地球表面若干部分反射，復回天空，祇要一提到加熱作用，這就表現了一個完全的虧損。避免了空氣吸收和反射之後的餘額，又受到大陸和海洋的吸收或反射，被吸收了的能，轉化成熱，使溫度確實升高，而被反射了的能則消失在大空之中。

在向外的行程中通過大氣的輻射 日間當太陽照臨時，地面就熱了起來，可是一天天過了之後，地面並沒有越變越熱，這是因爲牠把牠從日射中吸收到的能又重行輻射到大氣中去的原因。地球輻射是長波的低溫輻射，這種輻射比那種直接的下射的光柱，更加容易被大氣中的水汽吸收。另外，牠也遭遇一定量的散射，那也是由空氣分子和水汽引起的。假使我們設想在任何水平面上有一層薄薄的，水平的空氣層，我們就易於把牠對於從地面向上升的輻射的影響寫下來了。在由牠的底面進去的上升光柱之中，有些被吸收了，有些是被向四面八方散射開去，而餘額就通過牠上邊的一面，再走出來。再則，這一層空氣的本身也能按照牠的溫度和牠所包含的水汽量輻射一定量的熱。假使這一層的温度保持不變，那麼在從該層輻射出去的能和牠吸收了的能之間就必得有一個平衡才行。任何一層空氣，凡是吸收來自地上的低溫輻射的，也向上和向下兼而有之地發出輻射，而因此，所以在大气中，任何一瞬間都有一種向下的低溫（長



波）輻射之流，從大氣自身較高的一層發出來，這很重要，應該注意。因為這就是雲夜和晴夜之所以不同的引子。當天空清晰而明亮時，從地面上出來的輻射就通過大氣，走入了天空之中，而地面通宵達旦就越變越冷了。反之，在天空多雲的時候，從地面上發出的輻射，一部分被雲反射了，一部分被吸收了而又再輻射回到地面上來，結果，這一整夜，溫度就比較地穩定了。

我們可以把以上的敘述簡要地總括如下：從太陽裏出來的輻射，在通過地球大氣的時候，由吸收作用而受到的損失非常之少，因散射作用而受到的損失也僅僅稍許多一點，所以除開因被雲反射而受到的損失之外，牠在下行途中所受的總損失是不大的，也許只達到百分之十。其餘的部分，達到地球後，就被地面吸收了，而一個相當量的能也就以長波或低溫輻射的形式被輻射出來，回返天空。這一種輻射很容易地被大氣中的水汽吸收，然後，牠又把牠得到的能輻射出去，一部分回返地球，一部分上升天空。就輻射的觀點說，水汽的作用就在阻礙地球輻射的通行，回返天空。

大氣中水汽的作用和暴露日光下一所溫空中玻璃的作用，二者之間有一個逼切的類比。進口的短波日射很容易地通過了玻璃，讓溫室內的濕空氣和種種的東西來吸收，這些東西和空氣轉而又發出長波輻射，牠只被玻璃靠裏面薄薄的一層吸收，再又輻射了回來。從此可知，玻璃祇讓日射向內跑，不准室內空氣和物體發出的長波輻射向外走。因而溫室內的溫度就比室外

的溫度高得多了。

在海洋上，現象大不相同。除非太陽正當頭或者將近當頭的時候，達到海面的輻射，大部分都被反射，回返天空，事實上是消失了，而與水和空氣之受熱無關。在太陽離天頂够近的時候，被海反射了的量雖已不多，但在這個場合中，輻射在牠完全被吸收了以前又先要穿透相當大的深度。這是有事實足資證明的：假使觀測者站的位置，剛剛使他看不見天空在水中的反影，那麼，他就容易辨別河底上的小石子，那些小石子正被射入水底的光照亮着。所以水之因吸收輻射而變熱的作用是傳達到相當大的深度的。這和在陸上遇到的情形顯然相反，在陸上，只有頂上邊幾寸深的土壤，受熱的度量，較為顯明，而也就是單單因為這個緣故，我們纔可以預期海面溫度的變化比陸上地面溫度的變化微小得多。不過，另外也還有幾個其他的因子，一同協力抑制海溫的變化。被吸收到的能有些是用來蒸發海面的水了，因而可以用來使水變熱的熱量就相應地減少。再則，假使把同量的熱輸送到一定質量的水和同質量的土壤中去，水溫的增加祇抵得上土壤溫度增加的四分之一左右。在這個事實之外，假使我們再加上說，海上可以用來使水變熱的輻射量，由於反射和蒸發的作用先已一度減少，然後又要佈達到水中很深的地方，我們這就容易見到：晝間由太陽造成的海面溫度的升高定然不大了。

在夜間，海面發出長波輻射，並不困難，不過，海面由喪失熱量而造成的溫度低降，和同質量的土壤失去同量的熱後而產生的溫度低降比起來，前者僅有後者的四分之一。水的表層一

經冷卻，牠就微微地收縮，同時變得較為沉重，因而也就勢欲下沉，把冷卻效應傳達到很深之處了。可見得，因夜間輻射而失熱所致的海面溫度的降低也是很微小的。

我們這就得到一個結論：海面僅僅遭受很微的氣溫日變。觀測證明了日夜相差頂多不過華氏一度左右。同樣的理論，用之於氣溫年變也一樣地正確，夏季海面比陸地受熱少，而冬季又比陸地受冷少。海上溫度的變化比陸上變化較小，這在一切緯度上總是很顯明的，海洋比大陸總少遭遇到強烈的極端溫度。這一點也正說明了海洋氣候和大陸氣候的差別。熱帶以外，所有濱海國家的氣候都是一樣的，除非有風不住地從大陸中心吹出來，帶着陸地中心常有的極端溫度在一起，牠們所有的總歸是比較涼快的夏季和比較溫和的冬季。例如：不列顛羣島，從大西洋送來的西南風是冬暖而夏涼的。但在亞細亞東海岸，和不列顛羣島緯度相同的地方，冬季的風都來自北或西北方，和牠們一起到來的就是西伯利亞高氣壓的極端嚴寒了。不列顛羣島的冬季，風向對於天氣的影響大於直接日光的影響，所以一個刮西南風的多雲的日子常比一個刮北風而多陽光的日子要暖點。

就大體的情形說，中緯度上，冬季的氣候在大陸西岸的地方都要比東岸同緯度的地方溫和點。比如英格蘭和英屬哥倫比亞緯度差不多相同，牠們兩處也都同樣地具有比較溫和的冬季氣候，只是英屬哥倫比亞由於落磯山脈的高障（high barrier），雨量較多一點。然而聖羅倫斯下流（the lower Saint Lawrence）緯度比整個的不列顛羣島都低，但冬季反有幾個月的凍結。

這裏所提到的差異可以說是多半由於在中緯度地方盛行的風是西來風，而牠冬季在大陸西岸地方正是溫和的海風；反之，在大陸東岸之上，西風是來自寒冷的大陸中心，在冬季正是極冷的風啊。

第六章 大氣中溫度的變化和牠的一些物理效應

溫度隨高度而起之變化；對流層與平流層 由於攜帶自記儀器的探測氣球，風箏或風箏氣球的應用，上層空氣中溫度的觀測，其所得的結果已經足夠讓我們來說，在一般情形下，溫度之怎樣隨高度而變化了。現在知道：從地面一直到幾哩高處，再升高一〇〇〇呎，溫度約低減華氏三度。

然而，觀測的結果同時又已經表明了：赤道上約在五〇〇〇〇呎，緯度五〇度上約在三〇〇〇呎，而兩極約在二〇〇〇〇呎或者不到二〇〇〇〇呎的高度以上，溫度就突然地不再隨離地高度的增加而遞減，反而一成不變，並且有些時候，起初甚至於還表現有點隨高度俱增的現象。這樣，大氣於是就被分成了不同的兩層，裏面的一層，在其中溫度差不多以每一〇〇〇呎華氏三度的變率隨高度遞減，而外面的一層，在其中所有高度的溫度都感不出什麼差異。這第一層，也就是裏面一層，叫做對流層，第二層，也就是外面一層，叫做平流層，而兩者之間的界面叫做對流上限。對流層是對流在其中活動的區域。在平流層中，一切情形完全由進出兩種輻射的平衡決定，而哥爾德(Gold)，哈姆夫利斯(Humphreys)，以及其他幾位已經證明：這一個平衡正好需要平流層中，所有高度上的溫度感不出有什麼差異來纔行。平流層在赤道上

比在兩極上冷，我們因此有了這樣一個很可注意的結果，就是在地球大氣中觀測到的最低的溫度是那些在赤道上空超過五〇〇〇呎高度地方觀測到的溫度。平流層底下的一個界面在低緯度上比在高緯度地方高；同時在反旋風上比在旋風上也要高點。

溫度隨高度遞減之率叫做直減率，在對流層中，通常的情形，直減率是每一〇〇〇呎華氏三度。直減率尤其在靠近地面的較低氣層中，有時和這個平均值相差很遠，因而牠的大小在斷定大氣是否穩定這一點上，很為重要，下面就來說明。

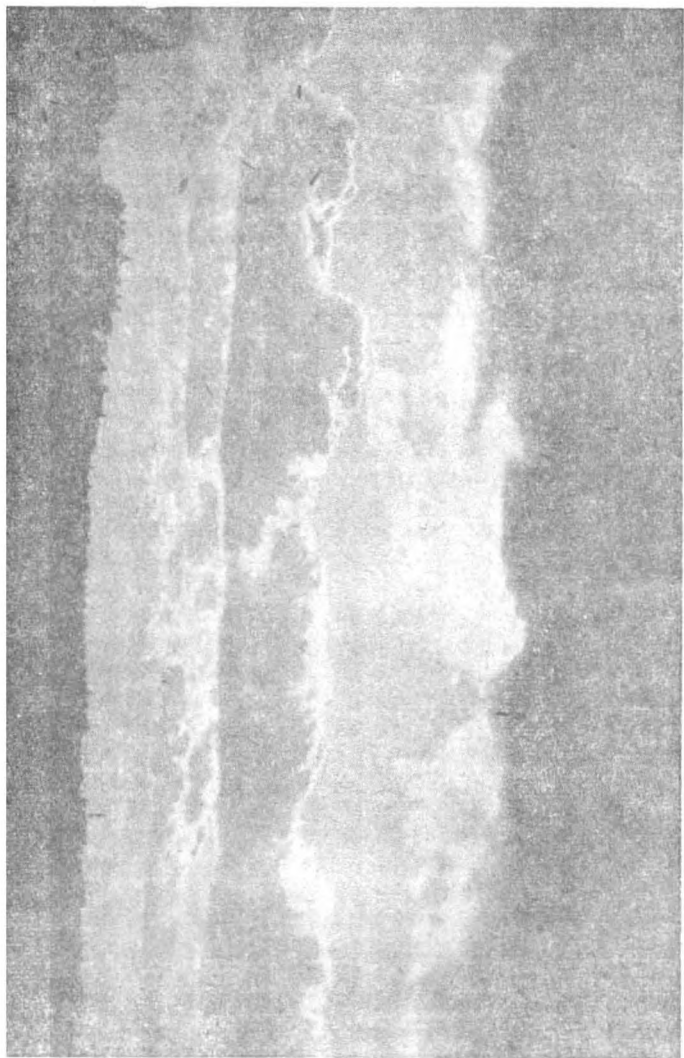
穩定和不穩定 假如有兩種不易混合的流體被放進同一隻罐子的裏面，那麼，較輕的流體自然就飄浮在較重的上邊。較重的流體或許也能飄浮在較輕的上面，但是這一點，只有兩種流體都完全不受擾動的時候，纔能辦到。極輕微的擾動就可以使較輕的流體升到頂部去了。所以兩種流體之唯一永久的配置只有輕者在上的方法。

我們一來討論類似的關於空氣的問題，這時就立刻遇到一種錯綜複雜的情形，那就是由於壓力改變了，密度也隨之變化了而起的。在液體中，就比如水吧，由於壓力微微變化而產生的密度變化，總是無關重要的。但在氣體中，比如空氣，假使溫度不變，密度就和壓力成正比。假使再加上一層，溫度也變，那麼，在計算密度時，我們就必得為這一點留一餘地了。空氣一受壓縮，其溫度即行升高。凡是曾經用過一枝普通腳踏車用的打汽筒的人，沒有一個，對於打汽筒變熱了這一點，會失於注意的。打汽筒中被壓縮的空氣變熱了，牠又轉而弄熱了金屬的筒

身。反之，在空氣膨脹的時候，牠也就變冷了。

假使有一團乾燥或者未曾飽和的空氣，不顧牠的周遭情形怎樣，單獨上升，牠的壓力於是漸減，牠在膨脹着，而除非從外界有熱量輸送給牠，牠也就變冷了。照普通情形說，我們是無須顧及外界有無輸熱給運動中空氣之可能的，而輻射和吸收的作用，一和那些隨壓力變化而起的膨脹或收縮作用相比，也是儘可以置諸不顧的。有了這些保留，這就能計算一個上升氣團溫度的變率了。我們祇想說一說計算的結果，那就是：在乾燥或未曾飽和的空氣上升時，每升一〇〇米，牠的溫度低落攝氏一度，即每升一〇〇〇呎，約降低華氏五度半。飽和空氣上升時，膨脹和冷却就使水汽凝成了水滴。由凝結作用放出了熱，而這種熱正對用來弄熱空氣。結果把溫度因上升而低落之率減少了一半，把牠減為每一〇〇米攝氏半度，即每一〇〇〇呎約華氏三度。現在，我們來設想有一個空氣團，牠雖包含一些水汽，但不夠使牠飽和，如果牠不顧牠周遭的空氣，單獨上升，牠的溫度起初每一〇〇米降低攝氏一度，直達到牠含有的水汽剛剛足以使牠飽和了的階段為止。從這一點再向上去，牠溫度的下降之率，就只有每升高一〇〇米攝氏半度了，而在這一階段中，牠包含的水汽就越來越多地凝成水滴的形式，牠們或者上升為雲，或者降而為雨。

溫度隨高度而遞減之率，在上升中的乾燥或未曾飽和的空氣的場合中，（每一〇〇米攝氏一度，即每一〇〇〇呎華氏五·五度），叫做乾絕熱直減率，同樣，對於上升中的飽和空氣，



其溫度隨高度而遞減之率，（每一〇〇米攝氏半度，即每一〇〇〇呎華氏二·八度），就叫做飽和或濕絕熱直減率。絕熱這個字的意義需要確定一下。一個孤立的氣團所遭到的任何變化，在牠既不從任何外界物體取熱，又不送熱給任何外界物體時，這一變化，就說是絕熱的變化。所以絕熱這辭也可以說是和『完全跟宇宙其他事物斷絕熱的往來』這句話意義相同。不和地面接觸的空氣要從牠的周遭獲取熱，或者把熱讓給牠的周遭，祇有藉助於輻射或吸收作用，而照普通情形說，在一個氣團正在上升或者下降的時候，溫度變化之由輻射和吸收產生者，要和那些由於上升膨脹或下降收縮所產生的一比，也就完全無關緊要了。因此，假使牠不和環境混合的話，這變化就可以假定是絕熱的變化。混合的作用以後在第五四頁上再講。

假使從地面上去，直減率總大於乾絕熱直減率——空氣未飽和——那麼任何擾動就都可以使近地面的空氣上升，而讓位給那些由上高各層下來的空氣。換句話說，空氣那時是不穩定的。假使直減率小於乾絕熱直減率，空氣就是穩定的；而假如我們要把任一孤立的氣團從任一水平面上推向上去，那麼在牠達到了任一較高水平面的時候，牠就變得冷了一些，因而也就比同一水平面上牠的環境重了一點。因此牠就要重新下降，回到牠原來的水平面上。在一個穩定的狀態中，空氣的傾向是保持牠各層原來的配置。反之，假如空氣不穩定，直減率大於絕熱直減率，那麼，當我們把一個孤立的氣團推而向上的時候，牠就要比牠的環境，在牠遷移到的新位置上的，暖些也輕些，因而也就上升更遠。所以在不穩定空氣中，任何擾動結果必定是完全

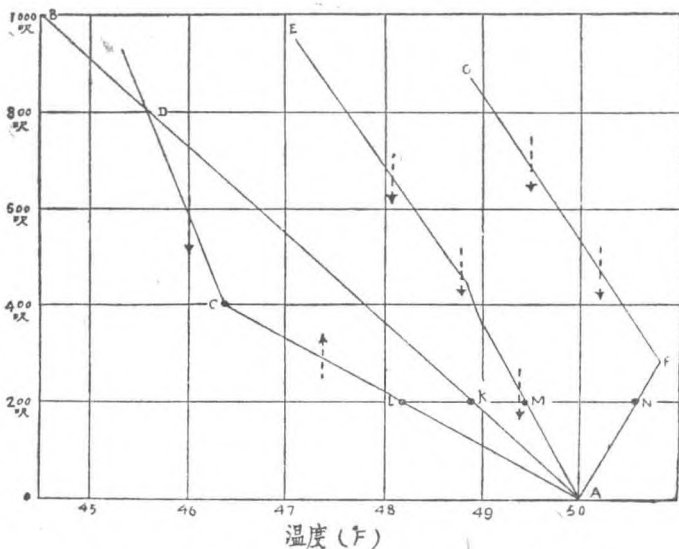
猛烈地攪動了不穩定範圍內一切水平面上的空氣。

上段提到的祇是乾燥或未飽和的空氣。假設空氣一開始就是飽和的，那麼在穩定和不穩定之間的限界就是等於飽和或濕絕熱直減率的一個直減率。所以假如直減率小於飽和絕熱直減率（每一〇〇米攝氏半度），則空氣穩定，而假如直減率超過這個限界，牠就是不穩定的了。

我們在這裏要着重的是：超過乾絕熱直減率的直減率，在乾燥或未飽和的空氣中，我們不要希望牠能維持任何一段長的時間，而超過濕絕熱直減率的直減率，在飽和空氣中，我們也不要希望牠能維持任何一段長的時間。大於這些極限值的直減率儘管可以（並且事實上是）在短時間中出現，但牠們表現的是一種不穩定的情勢，不能無限地維持下去的。

在第一〇圖中，不同高度處的溫度都用圖線表現了出來，那裏的溫度是順着橫軸量度，而高度是順着縱軸量度的。圖中表現絕熱情形的是一條直線，牠的向後坡度(backward slope)顯出了每高一〇〇〇呎，溫度降低約華氏五度半。這樣的一條直線就是 AB，牠是依地面溫度爲華氏五〇度時畫出來的。對於任何其他的地面溫度，可以畫出來的是和 AB 平行，並經過軸上相應各點的直線。假如有一氣團從地面出發上升時，原始溫度是華氏五〇度，那麼，在牠上升到的各個不同階段上，牠的溫度就都能從這圖上讀了出來。譬如，在四〇〇呎處，牠的溫度就要降低到四七·八度，而一〇〇〇呎處，牠的溫度是四四度半。ACD, AE, AFG 幾條線表現的是各個不同情況下觀測的結果。在溫度與高度的關係如 ACD 線所示時，從地面一直到 C，

也就是到四〇〇呎高處，直減率總大於絕熱直減率。這是立刻可以從 $\triangle ABC$ 對於鉛直線的坡度大於 $\triangle AB$ 的坡度那一事實看出來的，直線的坡度正是直減率的一種尺度哩。那麼，假如有一氣團從地面上升，而牠所經過的大氣，溫度與高度的關係如 ACD 線所示的話，在牠上升中的每一階段上，正在上升着的空氣就要暖過牠周遭的空氣，而兩者的差額，正等於 AC 和 AB 兩線間の間隔。舉一個例子說，在二〇〇呎高處，上升空氣的溫度是四八·九度，和 K 點相應，而在那個水平面上，牠四周空氣的溫度是四八·二度，和 L 點相應。被移開的空氣既比牠四周的空氣暖而輕，這就是繼續上升。事實上，牠要上升到八〇〇呎



第一〇圖 幾個直減率的例子(箭頭示渦動傳熱之方向)

高處，和D點相應的地方纔能停止，因為這個高度正是牠的溫度和同水平面上周遭空氣的溫度相同的地方。所以，在ACD線顯示的情況下，八〇〇呎高度以下的空氣總是不穩定的。

AE這條不規則的線，隨便在那裏，牠對於鉛直線的坡度總比絕熱直線AB小，所以牠所表現的正是一種穩定的狀態。被迫離開地面上升的空氣，在牠上升到的每一階段上，比同一水平面上四周的空氣，總要冷些。舉一個例子說，假使牠被迫升高二〇〇呎，牠的溫度就要是四八·九度，而四周空氣的溫度將近四九·五度，和M點相應。所以，牠就要比牠的環境既冷且重，而假如聽其自然的話，牠就得回到牠原來的水平面上去了。所以AE表現的狀態是穩定狀態。

AFG線表現的一種情況是冬季中一個晴朗的夜晚之後常常出現的。溫度先隨高度一起增加，一直到F點的高度，然後纔逐漸降低。溫度隨高度俱增的現象，叫做溫度逆增。這樣的一種狀態是極端穩定的。N點顯示二〇〇呎高度的溫度（約着五〇·六度），而假如地面上有一氣團，溫度為五〇度，被迫上升，要是能夠達到二〇〇呎高度的話，那麼，牠的溫度就一定要小於同一水平面上四周空氣的溫度，而所少的量要等於 α_z 纔行， α_z 是比那個在 ΔE 所表現的大氣情況中，空氣上升二〇〇呎時發現的差異 α_z 為大的。由此可知，溫度逆增實是一種極端穩定的狀態。

直到這裏，我們在研究第一〇圖上，所討論的還僅限於空氣的上升。在空氣下降的時候，

每降下一〇〇〇呎，牠的溫度就增高華氏五度半。因此，空氣即使原已飽和，但由下降而致的加熱作用把牠的溫度弄高了的結果，牠也要立即不再飽和了，而溫度因高度降低而升高之率是每一〇〇〇呎五度半。假如下降中的空氣，有源源而來的水滴供給牠，牠們在溫度升高時蒸發了，以致使牠在各個階段上都維持着飽和狀態的話，那麼，溫度因高度降低而致之升高率就是飽和絕熱直減率了。在一切其他的情況中，下降中的空氣，每降低一〇〇〇呎，溫度總是要升高五度半的。

日光直射的第一個作用 現在我們能回到第五章的問題，再仔細地研究一下日射對於大氣的作用了。我們開始可以研究早晨太陽出山後，日光的作用；因為我們能毫無危險地假定：在黑夜宣告終結時，大氣總是在一種穩定的情況中啊。日光的第一個作用就是弄熱了地面，讓牠轉而再把和牠接觸的空氣弄熱。這一個作用繼續下去，要一直等到直減率達於絕熱極限，或許實在還要等到牠已經超過了這限界時，纔能停止。這時，要是把和地面接觸的空氣弄得更熱一點，那就造成了一種不穩定的狀態，而任一擾動就必定要把不穩定範圍內的整個空氣層全都猛烈地攪動起來了。空氣在一般高低不平地面上的移動通常足夠造成必需的猛烈攪動，把牽涉到的一個氣層中的熱重作一度分配，結果使下層溫度降低而上層溫度升高。這一個作用就叫熱之對流，而這裏必須着重的是：牠只有在直減率大於絕熱直減率時纔能開始活動。雖則有些熱顯然是藉着輻射作用從下層輸送到上層中去的，但一般都認為這讓渡的主要部分還是由於對流作

用，也就是由於那些因和地面接觸而被熱了起來的暖熱空氣的上升所致。這裏所想像的對流可以包含在一個廣大面積上，一定高度空氣層內的一種一般性的猛烈攪動之中，或者，牠也可以包含在有限面積上的孤立空氣柱的上升之中，上升空氣的地位總是由從高層降下，並從四旁推入烟突般的上升氣柱之中的空氣取而代之的。上升氣柱中的空氣如果達到相當高度，足夠使牠的溫度降低到飽和點以下，那麼，水汽就要凝成水滴，而上升氣柱的頂部也就表現有了雲之形成了。夏日午後的積雲，或羊毛狀雲，就是這樣成功的一種雲。

在對流的氣流中上升着的空氣把牠過剩的熱量一起帶去，一經和上層空氣混合，這就使那些高層的溫度增加了起來。於是太陽加熱的作用也就被傳給了和地面不相接觸的空氣。太陽首先弄熱了地面，地面又轉而弄熱了和牠相接觸的空氣，最後，這種空氣上升了並且和上層空氣混合起來，這樣就把太陽加熱作用向上傳遞了過去。這一個觀點是由觀測產生的。晝夜溫度的較差地面最大，愈高愈小，到了六〇〇〇呎高處，實際上就可以不計了。晝間最高溫度的出現，在地面上比在自由大氣中要早一點，這是可以預料得到的，因為我們有過假定：直接加熱作用先出現於地面，然後纔藉對流作用傳向上去的原故。假如我們在地面上和一個一〇〇〇呎高的塔頂上都有可靠的詳細的溫度觀測，那麼，我們就可以預料得到：地面溫度約在日出時就開始上升，以後再逐漸升高，以達於午後為止，而塔頂溫度不到牠和塔底溫度之差已經超過華氏五度半的極限，是不會開始上升的（參閱第四七頁）。也許輻射和吸收的作用能使塔頂溫度

在沒有達到此極限以前就開始升高了，但是至今還沒有連續的詳細的觀測，可以用來證明這一點對不對咧。

直到這裏，我們總還是把熱之向上傳遞的討論限制在地面對於表面空氣的直接加熱作用這方面。另外又還有一種作用，正待研究，那是不容易用簡單的言辭解釋明白的。在第三章中曾經提到：由於地面不規則而發生摩擦的緣故，空氣總歸是騷動不寧的，一個氣流並不是一種穩流，而是許多旋流與渦流的一個集合體。一個渦流可以包含着被不規則的運動強迫上升或降低的空氣，現在我們要研究的就是渦流對於傳熱上下的作用。假如溫度的直減率大於絕熱直減率，那麼，任何上行的渦流就都可以把牠的剩熱一起帶去，對於上升的熱流有所助益，而任何下行的渦流在達到牠新的水平位置時就要比那個高處的空气冷，一和較低水平位置上的空氣混合，這就把那裏的溫度弄低了。所以只要直減率大過絕熱直減率的時候，渦流的擾動的作用就總是要向上傳熱的。另一方面，假如直減率小於絕熱直減率，任何上行的渦流總要比牠新達到的水平面上的空氣冷，一和後者混合，這就要把後者的溫度弄低了；而任何下行的渦流總歸比牠新達到的水平面上的空氣暖，一和那種空氣混合，就要把牠的溫度提高了。所以在直減率小於絕熱直減率的大氣中，渦動的作用是造成一種下行的熱流。假如我們轉回頭來研究一下塔頂溫度的變化，我們現在就可以說了：祇要塔頂和塔底的溫度差一經超過每一〇〇〇呎華氏五度半的絕熱極限，渦動或擾動就能幫助熱的向上傳達了。但是在上下兩處的溫度差小於這個極限

的時候，渦動的作用就是把熱由較高的水平面上向下傳達地面。第一〇圖中，第五一頁內，箭頭所示的就是由渦動造成的熱流的方向。

陸海晝夜溫度的差別，已在上章中討論到了，在那裏說過：海上溫度的日變實際上是可以不計的。不過這裏值得注意的是：在各種不同的土壤中，出現的溫度變化，差別相當地大。在一個太陽好的日子裏，(1)碎石路，(2)光土 (bare soil)，(3)草地，(4)光沙 (bare sand)，以及(5)森林土壤的溫度相差極大，結果使一地一地的溫度狀況，不管地面上，還是離地稍高一點的地方，就都可以大不相同了(註一)。這些差異可以部分地說明在一個太陽好的日子裏空氣的渦動，並且也實在就是在森林，道路，或河流之上飛行時顛播的原因。

晝夜溫度的變量，決定牠的雖有很多種類的因素，但是比較特別重要的就是天空晴朗還是多雲這一點。當晝間天空晴朗時，近地面的氣溫早晨逐漸升高，到午後二時左右達到最高的數值，然後即行下落，起初下落很慢，愈近日落時愈快。假如跟着來的那夜也是晴朗的，地面就因輻射而失熱，這又使溫度更加逐漸下降，以達於次晨爲止，紀錄過的最低溫度甚至於能在午後最高溫度的下面有華氏四〇度之多。假如白晝是陰天，那就只有些微的日射穿透到地面上來，而全日的溫度很爲穩定。再則，假如夜晚是陰天，那麼，從地球向外發出去的輻射，一部分就被雲反射了回來，一部分先被雲的底面吸收，又向下再輻射出來，因此，這夜的溫度就很少變化，或者竟無變化。溫度的晝夜變化，在晴天和曇天，分別是很顯著的，因此，就很容易

從一組溫度紀錄（自記溫度紙）中把那些與陰天有關的提取出來了。

下表是格林尼治（Greenwich）在一八四一——一九〇五年期中晝夜溫度變化的平均較差：

月	份華氏 (度數)	月	份華氏 (度數)
一	九·四	七	二〇·九
二	一一·一	八	一九·七
三	一四·八	九	一八·二
四	一八·二	十	一四·三
五	二〇·三	十一	一一·二
六	二〇·八	十二	九·三

我們再加一張表，列示英格蘭東南部，地面和三三〇〇呎及一〇〇〇〇呎高處，一年中每三個月的平均溫度：

地	面	三三〇〇呎	一〇〇〇〇呎
一月	華氏 (度數)	三·八	五·四
二月	華氏 (度數)	三·八	五·四
三月	華氏 (度數)	三·八	五·四
四月	華氏 (度數)	三·八	五·四
五月	華氏 (度數)	三·八	五·四
六月	華氏 (度數)	三·八	五·四
七月	華氏 (度數)	三·八	五·四
八月	華氏 (度數)	三·八	五·四
九月	華氏 (度數)	三·八	五·四
十月	華氏 (度數)	三·八	五·四
十一月	華氏 (度數)	三·八	五·四
十二月	華氏 (度數)	三·八	五·四

種不同的原因。

在不穩定的空氣中，陣雨的形成是由於不穩定性造成的上升氣流，這已經說過了。當一個溫暖潮溼的氣流被迫上騰，跨過了一個較冷，因而也較重的氣流的時候，雨也是可以形成的。低氣壓經過時所降的雨水大半可以歸根於這一原因。這樣的雨，形式總不會是過境陣雨，而是連綿不斷的雨，祇要熱空氣的來源不絕，不會停止。我們到下章中，提到中緯度低氣壓性質時再返轉來研究這些情形罷。

第三種顯著的雨的類型是在一種潮溼氣流被迫上升，橫越山脈時產生的。這種雨最顯著的例證就是西南季風期中，一個暖氣流經過了幾千哩的海面，因而獲取了豐富的水汽之後，再碰到山脈，並且跨過了牠們的時候，印度的雨澤了。在這種場合中的雨差不多總要繼續三四個月之久，非得西南氣流斷絕了，纔能停止。同樣的現象也以比較小點的規模出現於一切山岳區域，如落磯山或斯干迪那維亞半島之中，並以更小的規模出現於不列顛羣島的某幾部分。

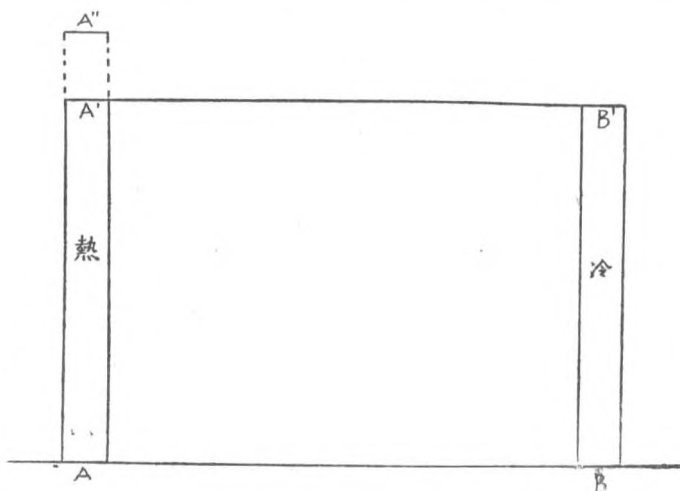
溫度逆增 在本章開始的時候，我們說過：如直減率小於絕熱直減率，空氣就在一種穩定的狀態之中。前面呈現的探討已經足夠證明：直減率愈小，空氣愈穩定；而在那些時候，就是溫度由地面向上升高時，空氣是必定具有一個非常高度的穩定性的。這種溫度隨高度俱增的情形就叫做溫度逆增。在冬季晴夜中，當地面因輻射作用冷卻極快，因而把緊靠着牠上面的空氣也弄冷了，並且使牠冷過高出地面若干遠的空氣時，溫度逆增，產生最易。達到五〇〇〇呎高

度的溫度逆增在冬季無論如何並不是不常有的。海面上，如有一個比較暖點的氣流馳過一個比較冷點的海面時，也常常造成類似的溫度逆增。在這兩種場合中，冷卻作用總是因為和寒冷的地面或海面接觸而由下面開始的。如果空氣在未受冷以前是潮溼的話，那麼，在冷卻的過程中，牠的溫度就可以跑到露點以下，而結果有些水汽就凝成了水滴。這些水滴就成功了霧，仍然浮懸於空氣之中。冬季晴夜中霧的形成就是這樣。紐芬蘭大沙洲上的霧可以作同樣的解釋，牠們也就是由於比較暖溼的空氣因和寒冷海面接觸而冷卻了以後產生的。一個暖氣流在寒冷地面上馳過時，也能極其相似的造出霧來。這些霧總是和下層大氣中一種非常穩定的情形結合在一起的，牠阻止各層中的猛烈攪動，因而使冷卻作用只限制在淺薄的一層中。所以這樣的霧通常也就總是淺薄的了。

當一次溫度逆增出現在幾百呎高度以上，且沒有風的時候，市上的烟，上升到溫度逆增層的底部，就向水平方面展開，成功了一塊厚的天幕。這樣的情形在倫敦就產生了差不多完全的黑暗，雖則妨礙水平能見度的霧倒是很少，甚至於竟然是沒有的。

陸風與海風 一種從海上向着陸地來的氣流，叫做海風的，總在早晨開始，而相反的一種氣流，由陸地向海上吹去，叫做陸風的，總開始於黃昏時候，這就是陸上溫度起着每日變化的結果。在這兩方面，離地沒多高的地方，又都有一種回流(Returning current)，早晨從陸上向海上吹去，而晚上從海上向陸地吹來。這些軟風的形成可以簡明地解釋如下。

在第一一圖中，A和B是平均海平面上的兩點，而A',B'相應是A和B正上面的兩點。那麼，在A和B上空溫度相同時，如果A和B兩處氣壓相等，A'和B'兩點氣壓也相等，於是單位面積上AA'和BB'兩個氣柱之重也就相等。現在，假如A上的空氣被熱了起來，牠就膨脹了，並且把牠上面的氣柱完全提高，使原先在A'處的空氣現在升高到A''。A'處的氣壓這時就大過B'處的氣壓，而一種由A'向B'的氣流於是也就發生了。這轉而又使B處的氣壓增加，引起地面上的一種由B向A的氣流。同樣的理論可以用在B上溫度下跌，比A上溫度較低的場合中，而這一現象也就可以綜結起來，簡單地說是：近地面處有一氣流從較冷的區域走向較暖之處，而其上更有一氣流，方向正和底下的相反。



第一一圖 陸風與海風之形成

所以我們就可以預料得到了：在陸上的空氣被太陽急速地弄熱起來的時候；地面上就要開始有一個由海而陸的氣流，而離開地面若干高度之處同時有一個方向和牠相反的氣流。一到晚上，陸地迅速冷卻時，情形剛剛相反，地面氣流是由陸向海，而上層氣流是由海向陸。

陸風和海風的垂直範圍，通常總在五〇〇呎至二〇〇〇呎之間，而水平範圍通常是幾哩。黃昏時溫度的降落沒有早晨升高時來得迅速，因此陸風也就比海風微弱得多，而陸風上面的回流是否無論何時都觀測得到，也就很可疑了。

季風 在多數大陸的海岸上總有一種很顯著的風之興替(alternation of wind)，夏季風從海上吹來，而冬季風從陸上吹去，這些風之理論的解釋也許和陸海軟風的那種解釋相似，所不同的，只是在這裏給與原動力的是陸上溫度的周年變化罷了。再則，因為溫度的周年變化比牠的每日變化所達的高度大得多，季風也就比陸風和海風深厚得多了。印度的西南季風通常總有一〇〇〇〇呎厚，流過的洋面能達到幾千哩。

然而在季風和陸海軟風之間總還有一個顯著的分別，就是前者除掉在地面上，牠們是吹越等壓線的以外，在高頭總是順着等壓線吹動的。這一點也正和空氣繞等壓線流動的那種自然的趨勢相合（參看第六五頁），至於陸風和海風爲什麼從高氣壓直向低氣壓吹去呢，那就是因爲牠們的規模太小，以致包含在環繞等壓線之流動中的空氣絲毫沒有時間來達到作用諸力之平衡的原故。

(註一)一九二五年六月，在薩列斯布利平原 (Salisbury Plain) 有一站中，牠的最高午後溫度紀錄，空氣平均是華氏七十一·二度，碎石華氏一〇八·六度，光土華氏八八·〇度，草地華氏八四·七度，而沙是華氏九五·一度。

第七章 天氣圖

天氣圖的繪製 如果在一個氣象測站網中，各地都有氣壓，溫度，風力，風向和天氣之可靠的觀測，而所有這些觀測都是在同一時間舉行的話，那麼，要是我們把這些觀測的結果填畫在一張地圖上，對於測站網所包含的地面之一切情形，我們就可以很好地得到一個概念了。各測候地點的風向常用一箭頭表示，箭端就指在圖中該地的位置上，而風力常按照蒲福爾風級用箭矢上倒鈎 (Barb) 的數目表示出來。在測站位置的旁邊先寫上了氣壓的數目，這下面又寫出溫度的數目，而在溫度的下面再把表示天氣的蒲福爾字標寫好。(註一) 這樣一站一站地都把牠們的觀測結果填明以後，我們就進一步來畫等壓線，即氣壓相等的連線。至於氣壓的間隔，則以方便為主(在本章各例中是二毫)。在一條等壓線上，各地平均海平面氣壓，數值相同。普通有時會遇到一種情形，就是各觀測地點的氣壓並不確等於選出來畫等壓線的數值，這時就讓等壓線通過觀測到的兩個數值的中間好了。譬如，兩個相鄰測候所的氣壓相應是一〇一五·五和一〇一七·四時，我們就讓要畫的一〇一六毫那條等壓線在那兩個地方的中間通過，同時讓牠離開第二處的距離大約三倍於牠和第一處的距離(就是〇·五對一·四)就行了。為避免不必需的擁擠起見，各測候地點的氣壓在這裏複印出來的圖上就都沒有表明出來，顯示出來的只

有一條條的等壓線。在第一四圖中，天氣是以蒲福爾字標來表示的，b代表晴天，c曇天，o陰天，r有雨，而d是震霖雨。

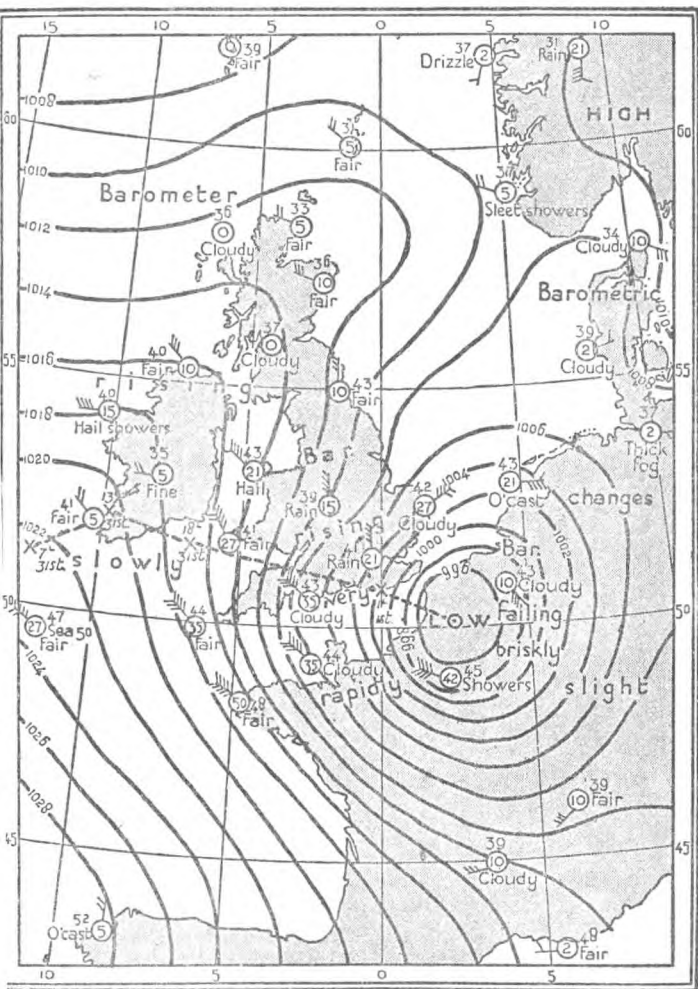
風與氣壓分佈的關係 畫好了等壓線之後，一看天氣圖，我們就會發覺風和等壓線之間有一個非常確定的關係。風從高氣壓向低氣壓吹着，稍爲有點橫越等壓線的趨勢，但是主要的部分還是繞着等壓線，使牠在邊的氣壓低於右邊那樣安排好了吹着的。風和氣壓關係的這一個定律在氣象學中是頂確定不移的一個。我們可以更進一步加上一句話，那就是：凡等壓線擁擠在一起最緊密的地方，風也最強。譬如，請看第一二圖吧，在低氣壓中心的西南部比在牠的西北部，風強得多。

蕭(Shaw)和倫潑弗爾特(Lempfert)在一次探討地面氣流路徑時，發覺了：氣流經過長距離後，速度並沒有多大變化，而且牠們都好像是在相互平衡的幾個力作用之下運動着似的。倘若我們假定對於一個氣流發生作用的幾個力是平衡的話，那麼，我們就很容易找出空氣運動和氣壓分佈之間的關係了。

運動中的空氣所受到的力有三種。

(a) 空氣向最低氣壓區域流動的自然之勢(natural tendency)，用來計量牠的是水平方向上橫斷等壓線的氣壓變率，或者換句話說，就是氣壓坡度；

(b) 由地球自轉而生的一種力，牠是和速度成正比，而其作用是和運動成直角的；還有



第一二圖 一九二七年四月一日的低氣壓

(c) 摩擦和過動的作用。
而和這三種力平衡的是

(d) 空氣的加速度，牠的方向和流動方向成直角，而用來計量牠的是（速度）₁₃。空氣流路徑的曲率半徑。

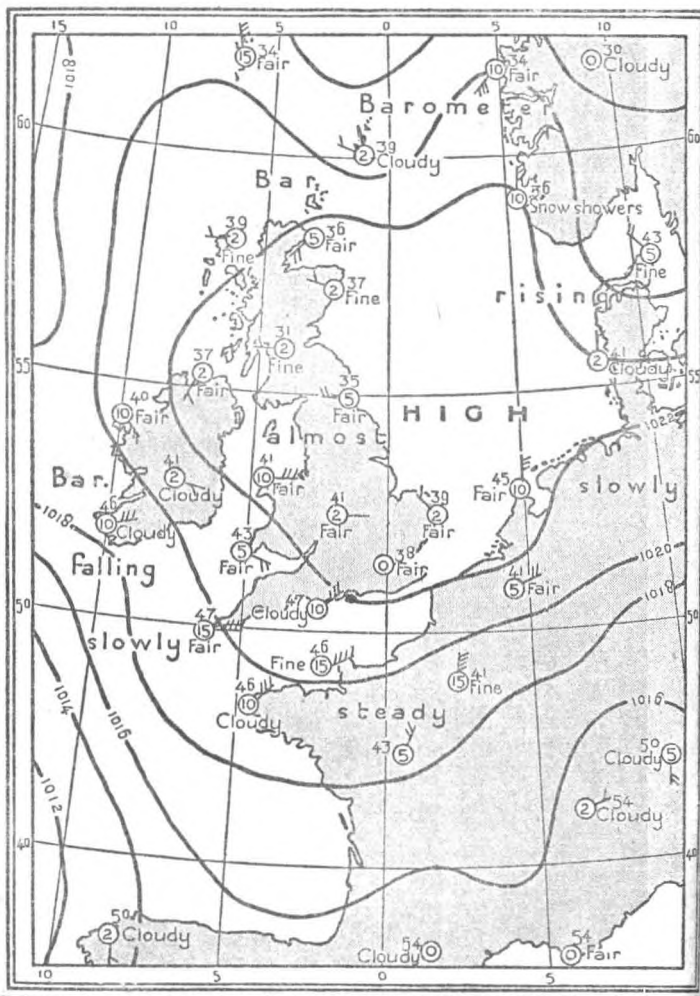
我們首先且來研究一下地面摩擦作用可以置諸不理的場合，這樣一來，我們的結果就可以應用於地面上約着一五〇〇呎高處的風了。這時既然不管上面的 (c) 項，那麼 (a)，(b) 和 (d) 就必得相互平衡纔行。現在 (b) 和 (d) 二者都是和運動的方向成直角，而 (a) 是垂直於等壓線的。倘若這三個力要平衡，那麼 (a) 就必須和其他二者一樣，順着同一直線作用纔行，或者換個說法，也就是運動的方向是順着等壓線的了。此處有一個很簡單的例證可以把這點弄個清楚。試想有一塊木頭，放在平滑的冰面上，有兩個小孩子正在同一方向上拉着牠。要是另有一個氣力較強的孩子想阻止他們移動那塊木頭，那麼他就得在剛剛相反的方向上拖住這段木頭纔行，不然，木頭就要向旁邊過去了。順着等壓線吹動，且使作用中的幾個力發生一種平衡狀態的那種風叫做坡度風。如果不管氣流路徑的曲率半徑，那時推導出來的坡度風的數值就叫做地轉風。由此可知：地轉風是單獨地要把一種確確和氣壓坡度平衡的歧力 (deviating force) 請出台來，發生作用的。而牠的大小適和氣壓坡度成正比。

我們不想再進一步，用數學來討論上面提起來的問題了。現在我們祇要我們自己知道一

點，就是：在隱定運動的場合中，地面上若干距離高處以外的風總是繞着等壓線吹動，而牠們的速度在等壓線相聚最密的地方最大。一靠近地面，摩擦作用就使風勢緩了下來，因而牠也就部分地橫越等壓線從高氣壓向低氣壓流動了。

等壓線的形式 在我們的天氣圖上，我們常常可以發現：等壓線取着閉合曲線的形式，而一羣閉合的等壓線又可以把一個高氣壓或低氣壓的中心包裹在裏面。高氣壓的中心，連同牠的閉合等壓線的體系，合起來叫做一個高氣壓，而低氣壓的中心，連同牠的閉合等壓線的體系，總起來叫做一個旋風，或者低氣壓。第一二圖和第一三圖就是兩個標準的例子。任何一張天氣圖的特色於是就能用較少的幾個字表示出來，只要把這張天氣圖範圍內發現出來的低氣壓和高氣壓的位置說明出來就行了。這兩種氣壓分佈的形式都是基本的類型，雖則還有其他的所謂氣壓分佈的類型，但牠們通常都可以說是夾在每兩個基本類型之間的區域。譬如一個楔形高氣壓就是相鄰兩低氣壓中間的一個區域；一個鞍形低氣壓就是兩高氣壓之間的一個區域；而一個脊形高氣壓就是兩個廣闊而不相緊接的低氣壓中間的一個區域。

高氣壓 移動性高氣壓，無論如何，最少在牠的中心部分，總是一個風力較微的區域，牠通常雖則被認為是一個好天氣的體系，但是實際上牠差不多可以產生任何一種天氣，在冬季，造成霧，雨或雪，那差不多和造成晴藍天空一樣的容易。高氣壓的移動通常都是緩慢而不規則的。韓芝尼克 (Hanzlik) 曾經按照牠們中心的運動給牠們分過類。他說移動的高氣壓是冷的，



第一三圖 一九二七年五月一日的高氣壓

而靜止的高氣壓是暖的；又說，只要一個高氣壓繼續移動，牠仍然總是冷的，可是當牠一經變成靜止的以後，牠就變暖，而在牠的中心，氣壓也就升高了。

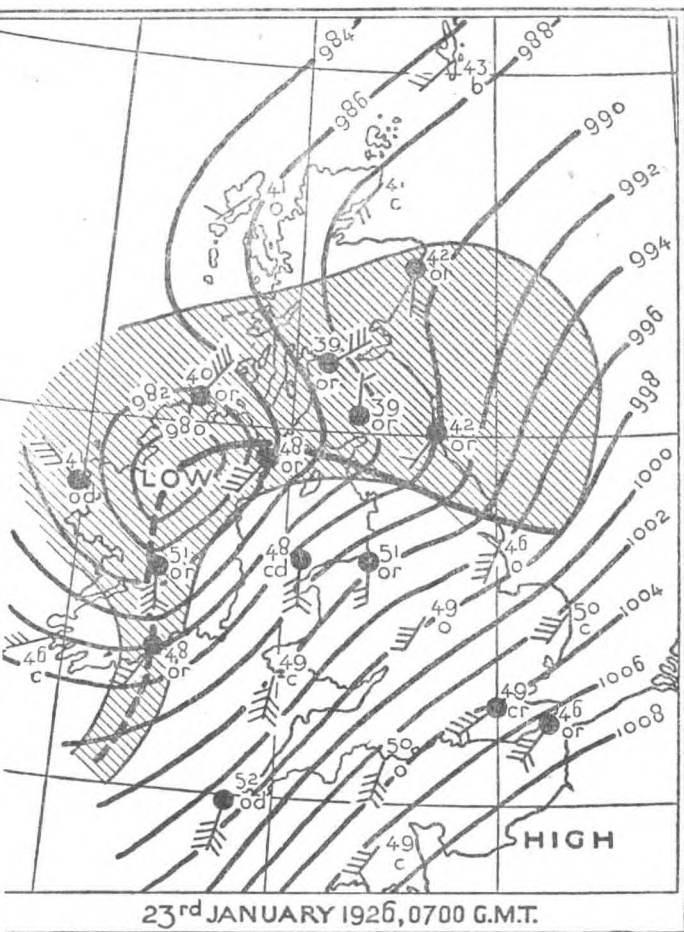
對於中緯度地方，移動性高氣壓的來源是難以給牠一個滿意的學說的。牠似乎是一個沉靜安寂的氣團，不大像是大氣環流的一部分，倒毋寧像是暫時從那個環流裏撤退出來的空氣之一個傾倒的場地 (dumfing-ground)。艾克斯勒爾 (Exner) 曾經企圖來說明這一類的高氣壓，說牠們是那種由熱帶區域出來，帶着從海平面直進平流層的整個大氣的一部分隨牠們一起走的堅實氣流之運動而產生的。這一學說能說明平流層在高氣壓上比在低氣壓上高這一觀測到的事實，但是牠不會弄明白一部分大氣怎樣能從其餘的部分把牠自身分離出來。同時也不該忘掉空氣只有在沿途各處以及停站上的各種條件已經安排好，能容納牠的時候，牠纔能流到一個特殊的地方，並且逗留在那裏。

在緊接地面的較低的氣層中，風總有一個橫越等壓線向外吹出的一般趨勢，因此也就是有一種要消滅高氣壓的傾向。這個外流 (outflow) 所產生的結果等於探出較低幾層的空气，從而使較高幾層的空气沉降。由這個觀點看起來，高氣壓就是一個非常緩慢的下降氣流的區域，而因此也就不是低氣壓的一個旗鼓相當的對手了。因為在低氣壓中，上升氣流是可以達到很可觀的規模的。下降的速率非常之慢，以致在空氣降落一〇〇〇呎所需的時間中，不像在牠作水平運動時所常能遇到的一樣，在這裏實際的降落對於空氣的物理性質並沒有什麼重要的影響。納

匹爾蕭爵士(Sir Napier Shaw)估計在大西洋高氣壓中，下降氣流的速度通常只有每天三〇〇呎，而在比較小點的高氣壓中，也只有這個數量的三倍至五倍。這一種下降的速率是太小了，因而我們能不能假定輻射和吸收的作用比起由降落而生的壓縮作用來儘可置諸不顧也就成爲問題了。

低氣壓 移動性低氣壓或旋風，從種種方面看起來，都是高氣壓的對手。在天氣圖上，移動性低氣壓總是一個閉合等壓線的區域，中心的氣壓最低。表面風以反鐘向環繞中心吹動（在北半球），從高氣壓向低氣壓吹越等壓線。中緯度的低氣壓普通總是由WSW（西南西）向ENE（東北東）進行，不過在各個單獨的情形中，牠們的行動可以和這點相差很遠。這一種運動的速率從停滯不動起可以高到六〇〇哩一天，在許多特殊的場合中，並且還要更多一點。低氣壓總和強風，並且最少在牠一部分的範圍中，也和久雨連結一起。最大的雨通常都在一個由西往東的低氣壓之東南限象內。

以前許多的作者都假設過：中緯度地方的旋風即低氣壓總有一個中心(Core)，暖過外面四週的區域。但是美國的氣象學者畢紀羅(Bigelow)首先宣佈出來：在地面各層中，低氣壓既不能說是有個暖心，也不能說是有個冷心的，實際的情形，比較合適的說法是：大凡低氣壓的中心通常都可以在一個分開暖流與寒流的界面上發現出來。因此我們就可以預料得到：在我們圖上顯出來的任何低氣壓總有一個熱區和一個冷區，而兩者的界線剛剛通過低氣壓的中心。



第一四圖 一個具有極顯著極面的低氣壓，陰暗部分為降雨區域。

這一預想，在我們從我們的每日天氣圖上找到的，大多數的低氣壓中雖則是可以實現的，但是也常常可以碰到一種情形，找不出寒暖氣流的這種界線，而地面溫度的分佈倒大致不錯地對稱於低氣壓的中心。以後，代因斯(W. H. Dines)又發現上層空氣中氣壓與溫度之間的一個緊密的相互關係，使我們纔能够預期溫度之對於一個低氣壓中心的對稱。然而無論如何，在許多的低氣壓中，此種界線總是可以在天氣圖上跡畫出來的。牠的確認並不需要限制我們信服對於低氣壓和界線之間結合的性質之任何特殊的學說。我們在此刻所需要承認的只有：照我們天氣圖上所表示的看，低氣壓中心和冷熱空氣間的界線常有一個結合就是了。

冷熱空氣間的界面叫做極面。第一四圖上的例子就是特別選出來，表現一個很顯著的極面的。在這裏，冷熱空氣間的界線正通過低氣壓的中心。極面，或者說界線的東邊一部分把冷空氣從那個正要襲擊牠的熱空氣分開。這一部分就叫熱面，在第一四圖上是用一根連續線表示出來的。界線的後部是冷空氣想襲擊熱空氣並且衝進熱空氣下面的地方之一個境界。這就叫做冷面，在第一四圖上用來表現牠的是一根斷線。許多次的觀測已經證明了：冷空氣在熱面和冷面兩方面都是楔形的，因而在熱面上，熱空氣有跑在冷空氣上面的趨勢，而在冷面上，熱空氣又正被冷空氣推上去。

在冷面和熱面之間有一塊熱空氣的區域，牠的廣袤，由於冷面襲擊着熱面的緣故，逐漸地減小，後部的冷空氣推進到熱空氣的下面，並把牠舉離地面。這一階段一經完成，所有的熱空

氣都已經脫離了地面之後，這個低氣壓就說是囚錮的 (cage ruled) 了。普通，一經達到這一階段，低氣壓就靜止不動，或者僅僅很慢地動，而牠的強度也就減小了。

極面在天氣圖上是由風力和風向之巨大的差異顯現出來的。再則，冷空氣通常都發源於高緯度地方，牠的溫度不高，相對溼度也低，而普通能見度又都很好。熱空氣通常都發源於低緯度地方，因而溫度高，相對溼度高，而能見度比較惡劣。也就是由於牠們來源不同的緣故，冷空氣和熱空氣所以又相應地具有『極地空氣』和『赤道空氣』的名稱。在上面幾段裏所說的，從試驗地面溫度和風來分析天氣圖的方法通常叫做『極面法』。牠有時也被誤稱為『極面學說』，但是牠與其說是一個學說，倒不如說是極面各不同部分和天氣連繫的一個敘述來得成分比較多些。

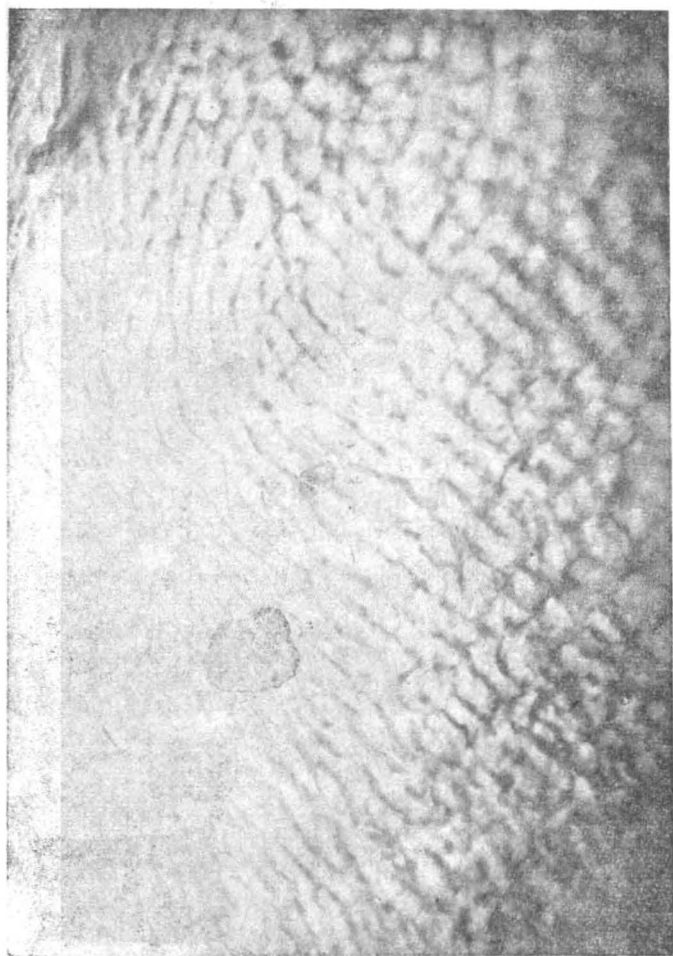
由這個方法得到了許多最有用的結果，其中的一個就是證實低氣壓有一個非常顯然的趨勢：在牠的熱區中常以和等壓線平行的方向移動。在這一規則沒有定型化之前，通常的習慣是從各處氣壓計的下降率推斷一個低氣壓運動的方向，低氣壓中心是假定向氣壓計下降最快的地方進行的。這兩個規則並不互相矛盾，不過，對於那些運動路徑有點不大規則的低氣壓，從熱區等壓線推斷出來的方向比較可靠。

我們已經知道雨是由潮溼空氣上升而形成的了。在我們已經畫好的旋風的形像之中，熱面和冷面正是溫暖而潮溼的空氣在其中被迫上升的兩個區域。於是我們就希望給雨和這些面找出

一個確定的連繫。這個希冀是由許多的事實造成的。通常是熱面確定一條廣闊的降雨地帶的位置，而冷面確定一條比較狹窄的降雨地帶的位置。就大體說，在熱區中，降雨並沒多大規律，但是在冷面的後部，常有陣雨。後一點是和第六章中表示出來的觀點相符合的，因為冷空氣被假定是發源於高緯度地方，同時在牠向南進行的途中，一和較暖的海面接觸，就被暖了起來的緣故。表面的加熱作用假使繼續相當的久，那麼就造成了不穩定的狀態，而不穩定空氣的上升產生了陣雨。

第一四圖天氣圖上畫的是一個很顯著的低氣壓，中心在北愛爾蘭之上。這個低氣壓東南限象中的溫度要高過其他限象八度至一〇度，並且很容易看出來大雨和綿雨的區域是在熱面的北邊，也就是把向東跑的冷空氣和低氣壓中心隔開來的界線部分。順着冷面（由點線表現出來的）有一個很顯著的狹窄的降雨地帶，反之，在熱區中降落的只是間歇雨。熱區中的等壓線畫得差不多近於直線，並且是不平滑地連到冷區中的等壓線上去的。等壓線在熱區中也比較擠得多緊湊一點，那裏正是表面風頂強的區域。這一個特殊的低氣壓向東北進行到同日的下午一點鐘，中心已在 Firth of Forth 之上。所以牠的行動正順着熱區中等壓線的方向。

第二圖和第三圖表示的就是在牠們上面註明的日期中低氣壓通過時候地點時的情形。第二圖有的是施蒲英岬 (Spurn Head) 的風向風速紀錄。四月一日上午四時，有一個冷面通過該處，在幾分鐘的時間內，風向從 WSW (西南西) 轉變到近於 NW (西北)，而風速從每小時



一五哩左右跳到每小時二五哩左右，中間還有許多超過每小時三〇哩的勁風。第三圖顯示的是這一個冷面在三月三十一日下午五點二十分左右通過 Eskdalemuir 時的情形。風由 WSW (西南西) 轉變到近於 W (西)，不過風速並沒顯出什麼突然的變化，後來牠並且逐漸降低了。第三圖上的第三條曲線是同一時期中溫度的紀錄，我們可以見到：在風向轉變的時候，溫度降低了差不多兩度。寒流的光臨完全是突如其來，並且是顯而易見的。同一圖中的第四條曲線表示的是從下午一時起一直到該紀錄所包括的各個連續時間中的總雨量。穩定的雨從下午一時一直落到下午六時，等冷空氣一經到來，實際上纔停止了。最下面的一條曲線指示氣壓的變化，逐步下降一直到冷空氣蒞臨時為止，以後氣壓纔又逐步上升。在這裏，冷空氣的突然莅止是由氣壓變跡之一個突然的躍起 (jump upward) 顯現出來的。

雖然我們在這裏並沒有牽涉到種種天氣預報規則的公式化問題，我們也儘可以過來注意一下：把一個低氣壓看作是寒暖兩種氣流之一個衝突區域，這一點對於正在發揮中的種種物理作用供給了一個清晰多多的圖像，是前此所能造成的圖像萬萬趕不上的。這圖像自然是不完全的，尤其是對於上層空氣中的種種情形，因而要想絕對準確地預告未來二十四小時中天氣的進程也就還不可能了。

不時也有這種情形出現，那就是：有些低氣壓在牠們的生命史上，沒有一個階段表現和溫度的對比有任何的連繫。自然，也許在上層空氣中仍有一個溫度對比的存在，而在地面完全隱

蔽不現。然而，無論如何，這些事例總提示了一種可能性，就是旋風性低氣壓不應該當做大氣的局部病症看待，好像盲腸炎那樣特殊的病症一般，而倒毋寧應該看做是和流行性感冒性質相類的病症，牠某一次的發作是儘可以和其前一次的發作很少相似之處的。

讀者如對於上面提出來的分析天氣圖的方法有興味的話，那麼不妨請你們在中央氣象機關（註二）發行的那些大天氣圖，更或者就在有些早報刊佈的那些小圖上（註三），把熱面和冷面畫進去。他由此可以發覺：要想探索那些和低氣壓各個不同部分的通過有先後關係的現象是頗有味的事。穩雨和熱面，線颳和冷面，不良能見度和熱空氣，以及良好能見度和冷空氣這種種顯而易見的連結，在大多數的低氣壓中，是都能够見到的。旋風性低氣壓表現牠本身就是一個誘人研究的題目，因為在天氣圖上發覺出來的角色之中，牠是變化頂快的一個。

預報天氣的中心問題就是預報氣壓分佈之未來發展的問題，照通常的意思說，也就是預告旋風性低氣壓的發展和行動的問題。氣壓分佈一經知道，就能用巴茲拜洛特定律很精確地估定風向，而各個特殊氣壓分佈形式中的天氣，最少對於牠的一般性質，也就能很精確地說出來了。畫極面來指示存在於相鄰氣流間之溫度對比所在的區域，這對於空氣中發生的種種物理變化也已經引起了更精切的鑑識了。

用天氣圖預告天氣，比起一個孤立的觀測者僅僅用牠自己對於風，氣壓和溫度的觀測，再加上他對於天空狀態的觀測，做出來的預報，等於擴大了觀測者實際的視野，把他圖上的整個

區域都包攬無餘。但這也不一定總是一件有益的事。實在，應用一張大範圍天氣圖的困難有時候可以就是：預報員所知的細節太多，使他的頭腦中對於全局的情形反而不能獲得一個清晰的圖像，可是另一方面，一個精明的觀測者，觀測了局部的，連串而至的雲的變化，倒反能相當正確地推斷未來幾小時中局部天氣的進程。假如一個精明的觀測者再能隨意應用一張天氣圖，並且常常在室外生活的話，那麼，預告某地方天氣細節的理想條件就具備了。在這種情形下面，一個業餘氣象學者在預告他的局部的天氣上就容易達到相當程度的成功，而那是沒有一個位置於中央氣象機關中的官方氣象學者所能夠希望達到的。後者即使在他對於一個很廣闊的測候網中所有的地方都具有很完滿的天氣預報的時候，也很難希望認識每個地方特有的怪癖(individual eccentricities)，而且即使他能辦到這一步，他也還是很難給他的認識以實踐，因為他的責任是要把對於一個廣大區域中未來天氣的見解用二三十個字總括地說出來。這一個限制是不容許描寫局部地方的特色的。作者常常勸他們做一種於評判上很有用的練習，努力試驗用二三十個字描寫一個地方昨日的天氣。

(註一) 中國現行的辦法是用國際符號而非蒲福爾字標。這種符號就畫在該測候地點的位置上，四周再連以箭矢和倒鉤以示風向與風力。在中央研究院氣象研究所(南京北極閣氣象台)發佈的東亞天氣圖上，其代表各項天氣的符號如下：

○ 晴天 ⊖ 霾天 ⊙ 曇天 ● 雨天 ❄ 雪 ⚡ 雷雨 ≡ 霧——譯者

(註二) 我國現時正式中央氣象機關，如英國之氣象公署，美國之天氣局(Weather Bureau)一般性質的尚未成立。

現今代行指導全國氣象事業者，即前面提到的中央研究院氣象研究所。——譯者。

(註三) 中國現時據譯者所知，還沒有一種刊佈天氣圖的報紙。香港的英文南華早報上雖經常有一小幅圖，但那僅用來表示當地天氣預報所及的範圍，偶然也表示颱風的行徑，那是不能算作天氣圖的。——譯者。

第八章 旋風性低氣壓之來源的學說

動的旋風性低氣壓就是一個氣壓低的區域，牠具有一種以反鐘向吹繞中心的風系。低氣壓就是一個氣壓低的區域，這事實須要特別着重。在某一區域上，氣壓的低降，這裏面就隱含着：空氣從那個區域移開了，那樣的意義，因為隨便那一個地點的氣壓都是由於在該地點之上的空氣之重而生的啊。所以，假如我們要創立任何學說，來解釋低氣壓的來源，那麼我們首先就必得找出來一種機構：牠能把氣團從一個區域移往另一個區域，而同時不讓彌補的內流 (compensating inflow) 進入空氣已被移開了的區域。

最顯然的移置的方法，我們應該考慮到的，是空氣水平地流出了一個區域。現在，我們早就說過了（第六七頁）：在地球表面上自由運動的任何物體或者任何氣團都有擺向右邊的趨勢（在北半球）。因此，假如有空氣從任何一個範圍不大的區域中水平地向外流出，那麼，在牠的向外流動之外，牠一定會再取得一種向右偏轉的運動。於是這一團空氣就要取得了一種順鐘向的旋轉運動，正和旋風中的那種旋轉運動相反。這一來，說旋風是由這種方法形成的提議就完全失敗，而我們除單純的水平運動以外，就要找些其他的方法來解釋一個旋風的形成。唯一的替代者是鉛直運動，我們首先必須來試驗試驗：鉛直運動是不是隨便怎樣都能够促成一

個旋風性的低氣壓。

上段最後提出來的問題，要是把我們自己首先限制在空氣從最近地面的一層，比如說一〇〇呎深的一層，被移開的一種情形中，再去研究，就頂容易不過了。爲簡便起見，我們再假設：空氣原是靜止，而在一個微小的面積上，有些空氣是經由一個非實體的 (non-material)，鉛直的烟囪而被移開的，至於移開的方法，此刻姑且不管。空氣從問題所在的層中一被提走，四面八方的空氣就都向內流入，填充被移開的空氣所留下來的空間。牠在向內移動中取得了一個向右偏轉的運動，而這正如早先所見到的一樣，就等於取得了一個以反鐘向環繞該區中心的運動。所以這運動，照方向來講，正是造成那種在地面之上一〇〇〇呎內整個的一層中，合於一個低氣壓的風系所需要的運動。

假如低氣壓要伸展到相當的高度，比如說吧，二〇〇〇呎，那麼，有些空氣就必得從相繼的每一層移開，一直到二〇〇〇呎處爲止了。空氣順着移開的軸線並不需要假定牠是鉛直的。照我們此刻所能說的說，牠儘可以向任何方向傾斜。但是有一點是值得注意的，就是，假如我們要想得到一種照常情（反鐘向）吹繞其中心的風系，那麼，我們就必須給予空氣一種對準那個中心向內的水平流動纔行。

照我們所說的方式造成成功的低氣壓，牠的中心是靜止的，在天氣圖上是不移動的。移動的低氣壓也能由同樣方式造成，不過被提了上去的空氣是從氣流中的一個特殊部分移開，而不再

是從地面一個固定區域上移開的罷了。這樣得到的低氣壓就是一條旋轉的氣柱，牠的運動要取決於上層氣流的運動。也許只除開最低的幾層以外，溫度總是應該差不多對稱於其中心的。在地面上，從不同的緯度出來，而溫度又不相同的各個氣流都被帶入了這個系統之內，可以促成了冷熱空氣之顯明的界面，這界面和地面相交的線就是不連續線，正和上章所說的一樣。

我們一直到這裏還未曾研究過氣壓分佈將遭遇如何變化的問題。假如我們只在同一區域上把空氣從下面的幾層移到上面的幾層中去，那麼，除開由於在下面的幾層中有空氣流入，因而氣壓增加了這一點以外，我們一定造不出絲毫可以覺知的氣壓變化來。所以我們又要假定一些方法，好把已經被帶了上去的空氣，再從側面清除出去。唯一的似乎合理的方法是假定：在上層空氣中有一種強氣流的存在，而那些過剩的空氣就是由牠帶了出去的。

由此可知，在一個旋風性低氣壓的形成上有兩個條件似乎是必不可少的：第一是要有些物理的因子，力足以鉛直地移動龐大的氣團，其次是要有一個強旺的上層氣流，能把上升了的空氣從側面帶走，清除了足量的空氣，使問題所關的區域上氣壓降低。

反面的說法對於反旋風正也說得過去。那都是些氣壓高而風以順鐘向繞中心環流的區域。要解釋這些現象，我們就需要上層中有一種氣流，擔當空氣的供給，又讓牠沉下來再向外散佈出去繞行。在向外散佈的過程中，由於地球自轉造成的向右偏向的作用，空氣這就取得了一個順鐘向環繞中心的轉動。

雖然已經有了好幾種學說，出來解釋氣團的上升，但是對於已經上升了的空氣，隨後之被上層空氣中的氣流水平地移開這一層的可能還沒有著述過多少，或者一點也沒有著述過。我們就讓這問題的後一方面暫時存在於這種不滿足的狀態之中，自己且先來努力於空氣的鉛直移置之研究吧，對於這一點，有兩種主要的學說是可用的。

第一個學說就是『局部加熱』說，牠假定：在一個範圍不廣的區域上，空氣被熱了起來，弄得溫度比牠四周的空氣高，或者是，牠從下面被熱了起來，一直等到牠變成不穩定的（參閱第六章），因而能夠上升到非常之可觀的高處為止。此處的動力是密度的減小，而這一方面是可由較高的溫度，一方面也是可由較高的溼度造成的。假定四周空氣的直減率小於乾絕熱直減率，而大於飽和絕熱直減率。那麼，如果有些表面空氣變成飽和的，同時受熱而致溫度高過牠四周之物的時候，牠就要上升，並且在牠上升到的每一個相繼的階級上，牠就要越變越比牠四周之物熱了。由此可知，要想像局部加熱和飽和聯合起來對於產生劇烈上升現象的作用，並非難事。另外，更進一層，還有一點要討論。上升中的氣團並沒有保持牠的熱藏全然無傷。牠邊界上的渦動使牠和牠四周好些空氣部分地混合（partial mixing）起來，而從四周這樣被拉進上升氣團範圍中的空氣本身也就變熱，要熱過同水平上的正常的環境，因而也就上升了。

這問題的本身於是改變成爲探尋一個有充分的實力足以在有限的面積上造成所需的加熱作用之物理根據的問題了。洋面上，日射的效應不大，這是我們在早先有一章中已經證明過的，

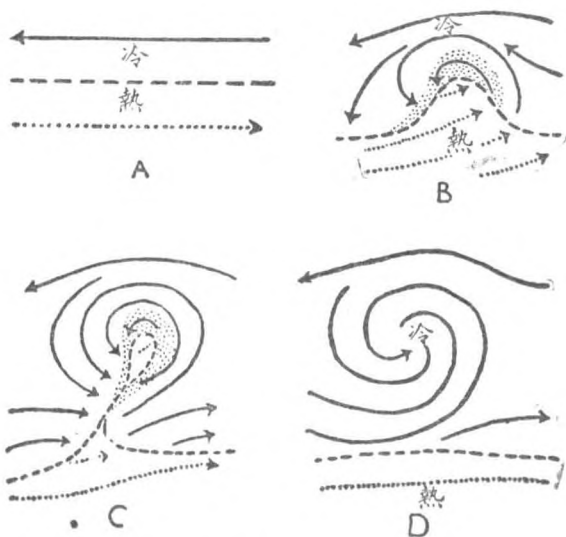
而因為中緯度上大部分的低氣壓既都發源於洋上，我們自然不能假定：這些低氣壓是由於有些空氣受了強烈的局部加熱作用，溫度遠過於其四周空氣而造成的了。而另一方面，發源於高緯度中，向南移動的氣流因為接觸了較暖海面的原故，就從下面先熱了起來，直等達到了一個不穩定的階段為止，在這種情形中，大規模的對流倒是容易發生的哩。這個觀念和觀測的結果正相符合，因為發源於極地空氣中，而在地面上的冷熱空氣之間並沒有界線之跡的低氣壓，並不見得是不常見到的啊。

替換這個學說的另有一種學說，牠使中緯度低氣壓的形成多少有幾分和一條溪流在注入一池靜水時，其邊沿上所有的渦流之形成相類似。這樣一條溪流的兩邊，都各形成了些渦流，以相反的方向旋轉，同時顯在水面上就如小小的笑靨一般。

在地球大氣中，暖流來自低緯度，寒流來自高緯度，牠們的運動就把溫度大不相同的兩種氣流雙雙並列了起來。赫爾姆霍斯證明過：這樣的兩種氣流儘可以隔住一個顯明的不連續面肩挨肩地流過，同時也證明了：這一個體系可以保持穩定而不變。無數的著作家在各不相同的時代裏都會經有過提議，說：中緯度的低氣壓就是在這些不連續面上形成的，不過直到一九一四——一八的大戰期中，許多璠威的氣象學家們纔作過一種重要的嘗試，把這一個觀念仔細地應用到預報工作上罷了。璠威氣象學家們對於一個旋風之形成所給與的構圖開始是一條平直的界線，存在於一個楔形的東來寒流和一個西來暖流之間。然後第一步，熱空氣進入了冷空氣之

中，造成了一個『突起』(Bulge)，等這個『突起』的部分加大之後，在那個存在於熱空氣舌尖上的低氣壓中心的周圍，就有一個很顯著的閉合等壓線的體系發展出來了。舌中的熱空氣向一邊侵犯着舌前的冷空氣，並且升到牠的上面去；同時後邊的冷空氣也就推進到熱空氣的下面，把牠舉離地面。結果縮小了熱舌，直到最後所有的熱空氣都已經迫得離開了地面爲止。過了這個階段以後，低氣壓的強度就減小了。這一種發展的過程，各個階段都一一表明在第一六圖中，那裏的斷線是冷熱空氣在地面上的界線，有小點子散佈着的是雨區，而低氣壓的中心是安置在熱氣舌的舌尖之上。

在未更進一步以前，我們必得把我們



第一六圖 寒暖氣流界上低氣壓發展的幾個階段

現在所看到的這情勢很簡略地批判一下。我們在簡短地描畫『局部加熱說』，或『旋動流體說』的過程中，說過：由於空氣之會聚產生出來，代替上升空氣的旋動流體柱，一定會憑藉牠對於牠環境的作用，把寒暖氣流弄得並列在一起。在那裏，旋動流體柱是被視爲原因，而明顯的溫度對比線是被視爲結果的。但是當我們一來研究瑞威氣象學派所展開出來的預報方法，我們就發覺了：溫度之顯明的對比線，所謂極面是被視爲原因，而低氣壓倒是結果了。極面析圖法對於預報的協助極有價值，這一點已經得到證明，我們對於這個方法的闡釋者儘可以大致我們的讚辭。不過，同時必須特別注意：一個分析天氣圖的方法和一個氣象學說之間差別很大。一個關於低氣壓來源的極面學說對於那些在造成低氣壓上『與有力焉』的種種物理的力應該有所說明，對於足量的空氣如何以及爲什麼被移開，以使氣壓降低，更應該有所解釋纔行。然而，直到如今，這些要點仍未曾得到任何滿意的解釋。雖則假定了：熱區的空氣升到了冷氣的上部，但是對於這一種上升現象也依然沒有絲毫充分的解釋。

或許，要使問題的這一部份有所進展，唯一的路線只有仔細地研究一個個個別的低氣壓吧。過去所曾經遇到的困難，有許多無疑地總是由於想把所有的低氣壓一總帶入一張圖像的範圍之內纔發生的。有些低氣壓發源於極面之上，具備顯明的溫度對比，這是毫無疑義的；而另外有些低氣壓發生於看不出有極面存生的區域之中，這也是同樣毫無疑義的。從這一點出發，本書的著者所以覺得：最有希望的方法，能夠發展低氣壓所由形成的種種物理過程之知識的，

似乎倒不是給牠們的形成功力畫出一個圖像來，而是要採取一個個別的低氣壓，再分析出現在其中的種種現象。這就可以免除了許多作者當假定風與溫度在牠們的標本低氣壓中之一個合理的分佈時所曾經遇到的困難，事實上，也許我們需要的不止一個，而是兩個乃至於兩個以上的低氣壓標本。

第九章 大氣中其他無定止的擾動

在討論天氣圖諸種形相的時候，我們見過：中緯度上的天氣圖，通常的形式都由行動較慢的反旋風和行動較快的旋風性低氣壓這兩者的位置而定。後者行動的方向普通都和大氣中上層氣流的方向一致。我們因此認爲旋風也就是包含在大氣一般環流之中，同時以與一般環流相應的速和向運動着的一種風系。我們又發現：在一個大低氣壓勢力範圍之中，還可以有副低氣壓，繞主低氣壓之等壓線而移動。

以上列舉出來的幾種形相無論如何並沒有把那些可以被視作大氣中無定止擾動的現象名表包攬無餘。我們想來比較簡短地討論一下其他諸種形相中的幾種，就是，熱帶旋風，吼烈干風托那陀海龍卷和線颶。

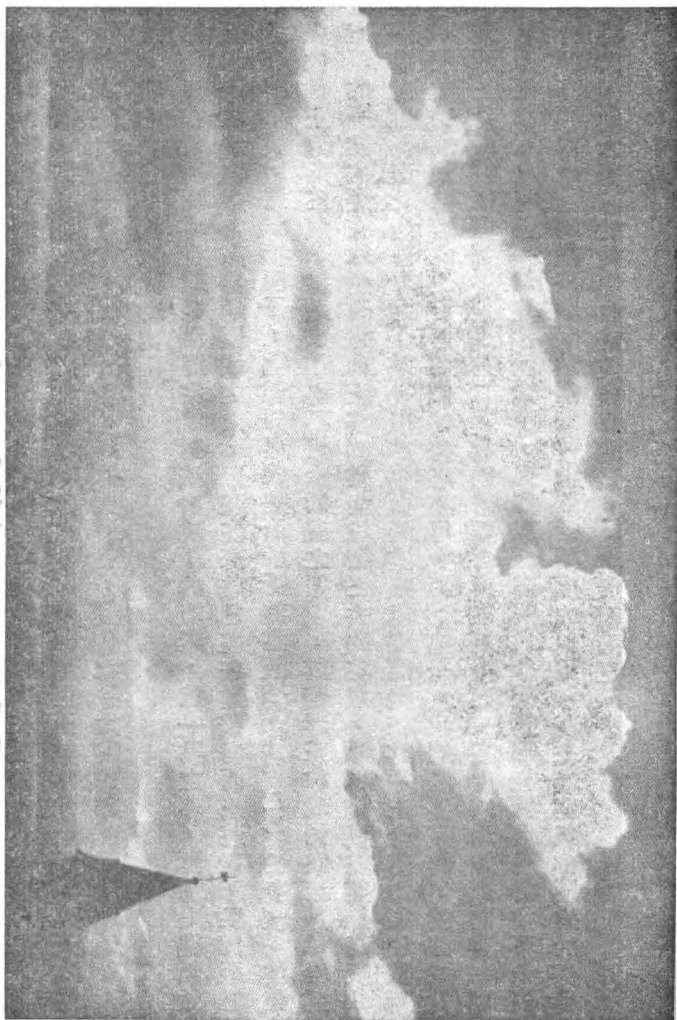
熱帶旋風 熱帶旋風總是微小的旋風性低氣壓，有着近於圓形的等壓線，以及很強烈的，在北半球反鐘向，在南半球順鐘向環流的風。牠們都起源於熱帶，普通總在北緯六度和二〇度或者南緯六度和二〇度之間。牠們又總發源於洋面上，除掉南大西洋，隨便在那一個洋裏是都可以找得到的。牠們在世界各方各有其不同的名稱，在印度洋和摩薩姆俾克海峽 (Mozambique Channel) 叫做旋風，在西印度羣島中叫做吼烈干，而在中國海中叫做颶風。

熱帶風暴發祥的區域，大多數都接近這一個或者那一個大陸的東岸，而且都是有許多小島點綴於其間的地方。同時牠們也都是海面溫度特別高的地方。這些旋風從其中孕育出來的空氣通常都是已經行過一個長而狹的暖熱海面了的。

回轉去參證一下第四圖和第五圖，我們可以見到：熱帶風暴的發祥地都是在亞熱帶高氣壓帶上靠近赤道的一邊。旋風一經形成，牠們就都繞着高氣壓帶的等壓線進行。行動的方向，在北半球中開頭是W或NW（西或西北），然後轉N（北），再轉為NE（東北）。在南半球呢，牠們行動的方向開始是W或SW（西或西南），然後轉S（南），再轉SE（東南）。路線常常可以說是『拋物線形的』，但是就一般的情形看，更可以用極其簡單的一句話表顯之，就是：行動隨等壓線的趨勢而定。我們由此就可以把熱帶旋風當作是包埋在上層氣流中，隨上層氣流行動而行動的看待了。在孟加拉灣和阿拉伯海中，路線差不多是直線的。

熱帶旋風總有一個極顯著的低氣壓中心。在中心部份是一個微小的，無風或輕而不定之風的區域，而環繞這個區域的就是一個颶風的旋渦。這種旋風的水平直徑可以從二〇哩達到幾百哩，而風速可以超過每小時一〇〇哩。行動的速度通常都很慢，大概約着每小時一二哩。熱帶旋風所達的高度，普通的估計，是不到六〇〇呎。

在海上，一個熱帶風暴快來臨時的朕兆是這樣的：——天空有了變化，掩上了一層薄薄的卷雲，使落日呈現紅色，而日月的四周有暈或華，同時海面上也現出了滾滾而來的長浪。旋



第一七圖 積雨雲(雨層雲在本圖之左下角)

風一經接近，氣壓計開始下降，風力逐漸增強，而卷雲繚變成了真卷雲、氣壓計的下降率增加了，風變得極其強烈，同時海面波濤洶湧，而驟雨也就降落了。在風暴中心，或者說，風暴眼中，風勢變弱，成爲靜風，也或者成爲輕而不定之風，海面倒反而非常地騷動，而天空晴朗。風暴眼的直徑平均是一四哩，但在各個不同的風暴裏，變化也很大。內部靜風區域的外面就是強風區域，牠的特色是濃雲和驟雨。

熱帶旋風中的驟雨本身就是潮溼空氣對流出現了的明證，這一點之外，再加上牠們通常都被發現是起源於海溫異常高出的區域之上，以及在那些已經在熱帶海面上遊行了很長距離的氣流之中這一樁事實，這就指明了：牠們的形成是由於受熱空氣 (Heated air) 的對流。空氣之內會聚以代替上升的空氣，這造成了必不可少的風之循環，其情形正和我們第八章論述局部加熱說所說的一樣。要在水平的方向上移開被對流帶上去的空氣，那就需要在某一高度的地方有一個顯著的風向變化，使升到了這一層水平面的空氣能離開牠在其中上升着的氣柱纔行。故所以一個熱帶風暴的形成上有兩個條件是必不可少的：第一，我們需要暖熱，潮溼並能通過牠的環境而上升的空氣源源不絕；第二，我們需要自由空氣中某一高度的地方風向有一個顯著的變化。如果單單只有第一個條件就夠了，那就難以理解爲什麼熱帶旋風出現得並不太多。第二個條件的不可或少，那纔是顯明地限制住牠們的頻度的原因。在上層空氣中適宜的條件未具備了的時候，熱力對流的效應也許僅僅只能造成一次雷雨而已。

托那陀 托那陀是常出現在美國的一種圓形風暴的名字，那是一種強烈的旋渦，水平範圍很小，其中風勢之強甚至於比在熱帶旋風中所能經驗到的還要超出很多。在托那陀中，所有的風都以反鐘向繞一中心環流，空氣向着這個中心流入。風速向旋風的中心增加，據人估計，在好些托那陀中，風速竟達到每小時三〇〇哩之多。在這裏，對於風，僅能施以估計而已，因為牠們都太猛烈了，不論那一種建築物都抗拒不了牠們，隨便什麼紀錄儀器假使在一個托那陀的路線中，也都得被完全破壞了啊。

旋渦的中心，流入的空氣向之會聚的地方，是一個強烈的上升氣流的區域，這些上升氣流在整個托那陀的破壞作用上是有牠們的份兒的。中心部分的氣壓大大地減低到正常氣壓以下，這一點再又造成了許多破壞的作用，當中心過境時，裏邊的氣壓高過外邊的氣壓，結果一切建築物的窗戶，屋頂和牆壁就都向外崩開了。有雷和電閃相伴的大雨或冰雹通常是出現在中心上升氣流的外邊。

幸好，托那陀都是短命的，通常總支持不到一小時以上。水平直徑，或者說破壞徑（path of destruction）的總闊普通總不及四分之一哩寬，而且常常還要比這個數目小得很多。在阿拜爾克羅姆俾（Aberromby）的天氣（Weather）一書中，有一頁對於一八七九年五月三十日‘Delphos’托那陀的描述：牠造出了驚人的損害，喪失了好些生命，雖則牠的直徑只不過四三碼而已。

在美國托那陀最常出現的地方是中部的低窪之區。牠們都是在靠近一個V形低氣壓的槽或者冷面處形成的。面後的風是在北與西之間，溫度低而常有雨雪。面前的風是西南風，是從墨西哥灣中出來的一枝暖熱而潮溼的氣流。故所以冷面正是一條極其顯明的風與溫度之對比線，牠造成了颶風和濃雲，並且常有雷雨。托那陀總是在熱空氣中形成的，不過接近冷熱空氣的界線罷了。靠近界線的地方，一般的情形不論什麼時候總很不安定，雷雨的不時出現足以證明。托那陀的形成需要強烈的局部對流，這個條件似乎在密西西比河流域中最能具備無遺。我們雖則沒有發現每一個通過本區的冷面總和托那陀相連，不過在一個冷面一經形成之後，種種的條件似乎就都適合於造成一系列，沿着幾條大體平行的路線行動的托那陀了。春季的情形尤其似乎如此。歷年紀錄中，最不幸的一天就是一八八四年的二月十九日，造成成功的托那陀決不下於六十個，死亡了八〇〇條生命，傷害了二五〇〇個人，破壞了一〇〇〇〇座建築。

在托那陀的中心部分，氣壓的降低引起了空氣的絕熱冷卻，而使水汽凝結。這一來就弄得托那陀心(core)最常像似一個漏斗形的垂柱，掛在猛烈激動着的雲下，以每小時二〇至四〇哩的速度向東北進行。在有些場合中，旋渦並不下達地面，於是牠在過境時也就並不造出什麼損害來了。不過，牠要真地達到地面時，那麼，牠就不會讓一點兒東西依然存在於牠的狹窄的路徑之中，雖則在這個狹窄地帶的幾碼之外，一切的事物儘可依然故我，未受擾動。

讀者如感興趣，可以從華德教授(Prof. de Courcy Warl)登在一九一七年皇家氣象學會

季刊 (Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society) 第 117—119 頁中的一篇論文裏，找到一段對於許多托那陀的行爲之有例證的描寫。

托那陀並不總和冷面的通過有連帶關係。一九二六年十二月號科學的美國 (Scientific American) 中含有一篇文章，描寫了許多的托那陀；牠們就都是在一次差不多毀壞了加利福尼亞 San Luis obispo 六百萬桶煤油的油田火災之上發生的。而在一九二三年九月二日地震之後完成了東京之毀滅的大火之上也形成過許多小的旋渦。在這兩個場合中，都是大火造成了強烈的對流牠又轉而把強烈的旋風帶了出世的。

托那陀在不列顛羣島中也並非未之前聞的事，不過，牠們稀罕得很，也沒有那些出現在美國的強烈罷了。一九一二年十月二十七日，有一次重大的雷雨掠過英格蘭的西部以及韋爾斯 (Wales) 中從南得封 (Devon) 到徹喜爾 (Cheshire) 一帶，牠就局部地發展成了一次強烈的托那陀。不過，僅僅在牠路線的四個地段上發揮了牠十足的威力；一在南得封，一在格那摩干郡 (Glamorganshire)，一在什羅普郡 (Shropshire)，另一處是在徹喜爾。有些地方，破壞的路徑只有五〇碼寬，也有些地方是三〇〇碼闊，不過，無論如何，破壞的程度是和頂極烈的美國托那陀無可比擬的，雖然有些地方也很嚴重。

海龍卷 能形成一個托那陀的條件要是出現在海上，這時牠們就造成了一個所謂海龍卷的現象，牠主要地是由一個強風的小旋渦構成的，中心處氣壓低降造成了絕熱冷卻，使水滴凝

成，而令此中心部分可見。海龍卷在物理上正是托那陀在海洋上的對子 (Counterpart)，水平的範圍十分之小，雖則旋渦中的風可以達到驚人的速度。牠們都有出現於寒暖氣流界上的趨勢，並且，正和托那陀相似，牠們也可以成羣結隊地出現於一個廣闊的面 (Wide front) 上，這時牠們就像似從一條單獨的颶風掛下來的許多各自分離的垂腳了。

海龍卷的出現，低緯度多於高緯度，在不列顛羣島，牠們無論如何也就已經少有了。

線颶 在討論雷雨，以及托那陀和海龍卷之起源的過程中，曾經指明出來：一個冷面的通過可以和種種色色強烈程度各不相同的現象相連。例如，我們曾經見到：一個冷面在行過不列顛羣島的時候，頂嚴重不過造成一個雨帶，或者最多也不過是一次雷雨帶罷了，但是一個冷面，在走過美國的時候，只要條件適合，就可以造成一連串其強度足以毀壞一切的托那陀。和這些相連，分不開的，還有一種現象，叫做線颶，實際上不妨把牠就當作和冷面是同義的名辭，不過，牠在適合的條件之下，更有順着冷面展開的一條長滾雲，以及在冷面襲來的時候更有一度非常強烈的颶風罷了。第一八圖原是印證雷雨之形成的，但也可以用來印證這一個現象。冷面襲來時的朕兆是在上升氣流與下降氣流的境界上，而且也僅限於這境界上，有了一種雲的形成，這就是雷雨中的滾雲。下降的寒流開始是一陣突如其來的颶風，風力常常達到大風的程度，同時氣壓上升，而溫度突然降低。並且也可以下雨或降雹。

這現象最少有一部分能以冷氣楔的形成來解釋。地面的摩擦阻力阻滯了和牠相接觸的冷空

氣，而同時離地稍高一點的冷空氣差，不多仍然無阻滯地前進。結果就使冷空氣成爲楔形，楔端高離地面若干遠。在凸出的冷空氣面的下邊，有的是熱空氣，因此凸出的部分並不穩定。這種不穩定配置的崩潰就發生了颶風；颶風總歸是和冷面的通過相連，並且是也許能說明比較強烈的線颶之現象的。這裏要注意的是：實質上這種種同樣的條件可以造成冷面通過時的雨和颶風，線颶，第十章中c類的雷雨，也同樣可以造成托那陀或海龍卷。

第十章 雷雨

一陣發育充分的雷雨可以說就是一次大雨或雹，電閃和雷齊備的雷雨。所有的雷雨都和塔狀積雲的構成不可分離，那是一種底邊大致平整，頂部是不規則的花甘藍形，而邊緣區劃得非常分明的雲（見前第一七圖）。牠們常常成爲一條狹帶，經鄉過野，以和這狹帶的闊度垂直的方向進行。下面就是一次雷雨攻襲期中的種種標準情況。

首先看到雷雨雲的形成和接近。風力漸強，最初朝着正在行進中的風暴吹去，同時，氣壓計慢慢地下降。等雷雨雲要到達當頭的時候，風即轉變方向，這時是從風暴裏邊吹出來，具有一個前進的方向了，也就是差不多在風向逆轉發生的時候，氣壓計迅速上升一至三毫。很強烈的陣風可以出現一個短短的時間，風向逆轉一經完成，即行消滅。在雷雨雲當頂時，大雨或雹，更或者兩種混在一起，就落了下來，而雷和電閃那時也頂強烈。氣壓計在初期中，幾經起伏之後就穩定了，通常要比風暴未曾攻襲之前高一點。雨在比較強烈的風暴前部通過之後還可以繼續一個很久的時間，不過這時的雨普通總是穩定性的，和風暴前部的，雨點大，間歇而來的傾盆大雨完全不同了。

對於雷雨，第一個我們要研究的問題是雷雨雲形成的方式。主要的條件是要有上升潮溼空

氣大量地產生，這一種對流作用，只有在大氣中發現了大規模的不穩定性之後，纔能發生。至於不穩定性的造成可以由於下面三種方式中的任何一種：

(a) 強烈的表面加熱作用，這是在晴天中，表面風輕微時，由於空氣和已經被日光晒熱了的地面接觸時；或者，正相反，海上上層空氣冷卻了，而表面溫度仍然維持舊狀時發生的。

(b) 在表層 (Surface Layer) 比較溫暖時，高處出現了一層冷空氣，造成了一種狀態，使溫度之隨高度的下降大過每一〇〇〇呎華氏五·五度的那個臨界變率 (看第四七頁)。

(c) 有一種較冷的空氣穿進溫暖而潮溼的空氣下面，使後者上升。我們就一一地拿這幾點來討論罷。

(a) 晴天中由於日光明耀而發生的對流 只有在晴天中，風勢輕微而氣壓分佈有點不大規則的時候，表層空氣纔能被充分地晒熱了起來，造成必需的不穩定程度，以引起大規模的空氣對流。上升的氣柱只要在牠周圍的空氣，密度比牠本身較大的時候，總是繼續上升的，一到上升運動停止時，上升中的空氣就向四傍散開了。如果上層空氣寒冷，那麼上升的空氣就可以達到非常之大的高度，因此由這種方式造成的雷雨在初夏 (五月或六月的時候頂容易出現)，那時太陽雖然已經有充分的實力足以造成地上很高的溫度，但是上層空氣仍然很冷啊。這裏應該注意一下：在二〇〇〇〇呎高處，英格蘭東南部上空的空氣是七月尾或八月初達到牠最高的

夏季溫度。

在上升空氣中，凝結作用發生的高度看牠的溼度而定，不過，假如空氣本來就並不過於乾燥的話，那麼，在牠上升的某一階段中，牠就可以達到了牠的露點，凝結而成雲。假如那裏有一個上層氣流，雲就被這個氣流帶向前去；空氣之被牽入雲中是從前部開始，而假如這種空氣是暖熱的話，牠轉而也就上升，同時後部也就有較冷的空氣從較高處下降。這上升和下降的兩種氣流一經造成，只要熱空氣的供給不生問題，維持住上升氣流，牠們也就會繼續存在下去。

由上面提出的那種對流方式造成的雷雨，自然而然地總是出現在日中對流最活躍的那些時間中，就是在夏天的午後。牠們只能如此這般地在陸地上產生出來，因為海面上，即使在最暖的日子中，太陽加熱作用也很微弱的緣故。然而，在海上，倒也似乎有一個很顯著的趨勢，就是雷雨多半出現在下半夜中。有人曾經提議，說這些風暴不是由於表層加熱造成的不穩定所產生，而是由於相反的過程——由於上層因輻射而冷卻時所造成的不穩定產生的。這一個解釋是不合理的一種很難斷定，因為對於由輻射而致之冷卻在上層空氣中能以進行的速率還缺少確實的知識啊。

(b) 寒流侵略暖流 當一個很冷的寒流出現在一個暖流上面的時候，那種配置是不穩定的，因而由於氣壓分佈之不規則性而起的任何擾動就可以促成熱空氣的劇烈上升運動，轉而造成一次雷雨，其方式正和上面(a)中討論的對流作用一樣。在英格蘭島上，當一次寒冷的

西南風出現在一種由南乃至於東南吹來的暖流上頭的時候，所有的雷雨就是在這種方式中造成功的。明耀的日光對於表面氣流的加熱作用並不是那種在我們現時討論的方式中造成的風暴之一個必不可少的要點，牠們是不論日夜都一樣可以發生的。

(c) 寒流插入暖流中 在這種情形中，插進來的寒流強迫較輕的暖流上升。這個作用僅可以造成功雲，不過，在極端的情形中，也可以產生雷雨。跟着一個低氣壓的冷面的通過同來的雨就是在這種方式中造成功的。晚夏和秋季的時候，海濱雷雨的產生，常常也是如此。牠們都和一個低氣壓的冷面或槽的通過有連帶關係。這一類的雷雨通常並不強烈，除非偶然牠們發生於低氣壓中心附近的時候。牠們對於晝夜並沒有什麼顯著的偏心，牠們出現在冬季也正和夏季一般的容易。

所有的雷雨，無論是由上面討論的三種方式中那一種方式造成的，都具備幾個相同的基本特性。牠們都和厚積雲或積雨雲的形成有連帶關係，在雲前的區域中有上升氣流，而上升氣流的後面通常又有下降氣流。在上升氣流中，上升空氣的溫度一經降達露點，凝結立即發生。水滴並不隨即落下，牠們反被上升空氣挾帶上去。微小的水滴在平靜的空氣中下降很慢，所以一個比較微弱的上升氣流也就能把牠們帶上去了，但是比較大點的水滴就需要一個比較勢強力盛的上升氣流了。在空氣中能持久的最大水滴（直徑約着四毫米）可以被一個每秒鐘八米的上升氣流支持住，不降下來。當較大的水滴，比這個還大的水滴形成了的時候，牠們都是不穩定

的，牠們立刻又分裂開來，成比較小的水滴，這是已經發現了的事實。在一次雷雨中，上升氣流並不穩定，一陣強烈一陣平風靜浪地相繼而來，因此雨雲 (rainclouds) 中的水滴也就得間歇地一升一降，有時歸併成較大的水滴，然後又再分裂成較小的水滴了。那些達到上升氣流邊上，或者那些達到氣流頂部而朝水平方向散佈開來的水滴就降落到地上，成爲雷雨初來時的大雨。

雹之常現於雷雨之中，這對於雲中有強大的上升氣流存在，供給了一個顯著的確證。在猛烈的雷雨中，雲底通常離地是在五〇〇〇呎至六〇〇〇呎之間，而雲頂所達之高度，夏季能多至二〇〇〇〇呎，冬季也能到一五〇〇〇呎。所以，照一般情形說，在雲的上部，凝結物的形式總是雪，而任何水滴，一吹到雪層就要立即凍結，成功潔淨之冰，在冰的外面又要積上一層雪衣了。如果在上升氣流一度平息的時候，牠又下降，達到水滴出現的一層，那麼，在雪的上部，牠就要積上了一層水衣，等牠再重新被帶上去，達到了雪層的時候，水衣就又凍成透明之冰，而一層新的雪衣就又堆積成功了。由此可知，一塊冰雹，從雨滴層到雪層，完成過許多次的旅行，每上下行一次之後就加上了一層透明的冰衣和一層雪的外衣。實際上，已經發覺出來：雹就是由許多交替發生的一層亮冰夾一層雪造成成功的，而牠們是在上升氣流的一盛一衰之中被帶上帶下的這個提示也就得到確實的證明了。

其次的一點，我們要討論的，是雷雨中電的來源。辛潑孫 (Simpson) 在一九〇九年用實驗

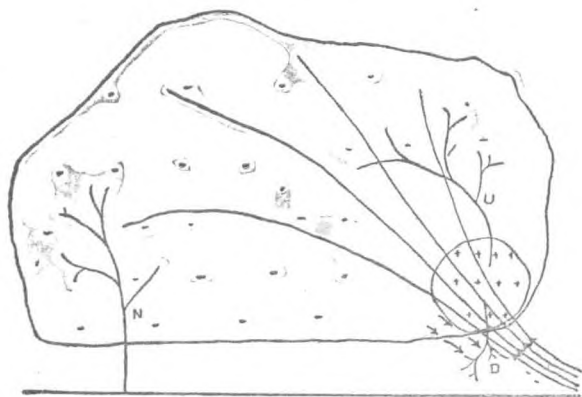
證明過：當一滴水分裂成功許多較小的水滴時，陽電和陰電就分離開來，水滴帶陽電荷，而空氣帶着相應的陰電荷。於是由此可知：雷雨前部的上升氣流提供了一個能以分開大量電荷的機構。因為在一個被上升氣流支持着的水滴分裂成功較小水滴的時候，負陰電荷的空氣就在上升氣流中被挾帶了上去，由於負荷牠們的水滴之重量的關係，陽電荷就不如陰電荷那樣能上升自如，上升氣流這樣就把陽電荷和陰電荷分離開來，使牠們再不能重新結合。帶陽電的水滴容易結合成功更大的水滴。當這些大水滴轉而再分裂起來的時候，空氣就獲得了新的陰電荷，而水滴獲得了相應的新的陽電荷。所以，水滴每分裂一次，由水滴產生的陽電荷之總量就增加了，而因為雷雨中，上升氣流內的水滴能够一遍一遍地分而復合，合而復分的緣故，牠們也就能差不多無限制地增加牠們的陽電荷了。陰電荷所取的形式是自由電子，牠們被上升氣流帶上去，散佈開來，容積要比陽電荷廣大得多。牠們迅速地被水滴所吸收。

對於雷雨雲中電荷的分佈，一經參證第一八圖，就頂容易理會了，牠表示的是一個由左向右進行的雷雨雲之一個縱剖面。從圖中右下角畫上去的連線表示上升空氣的路徑，向下指的短箭指示下降氣流的位置。雲中卵形的閉合曲線指示陽電荷集聚最多的區域，而雲中大部分所有的都是陰電荷。這裏必須了解：陽電荷最多的區域並不永久固定，而是隨上升氣流的一起一伏而上下游移的。

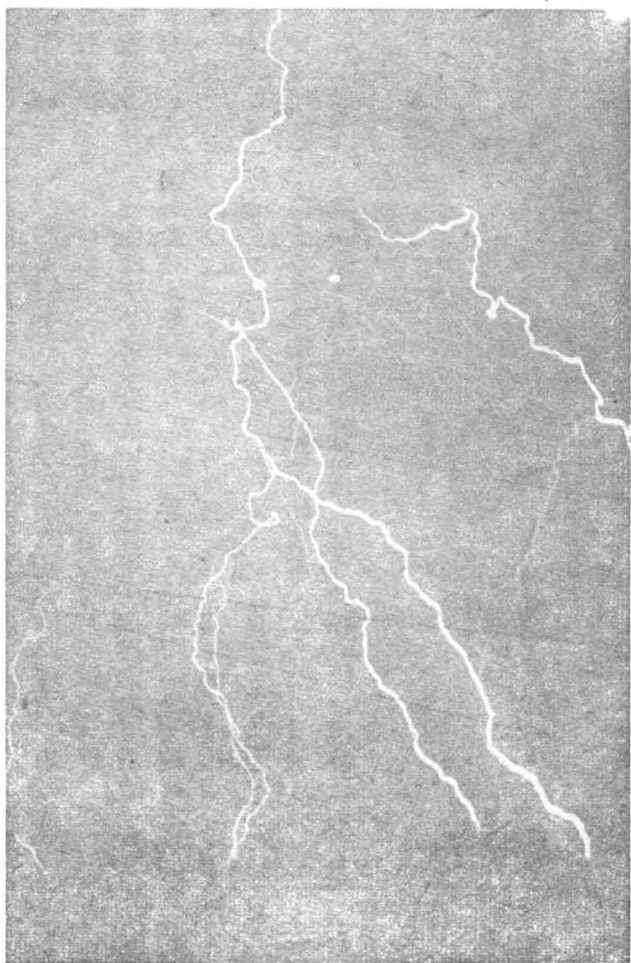
第一八圖中的圖形，對於發現雷雨中雨內的電荷符號，提供了一個解釋。風暴前部的大雨

通常都帶陽電荷，而後部較爲穩定的雨多帶陰電荷。在這兩個區域之間有一個區域，其中的雨可帶陽電荷，也可帶陰電荷。降雨中電之分佈的這一種圖型很爲合理，和觀測到的事實正相符合，而且確實也就是我們從第一八圖表示的陰陽電荷分佈的情形中所應該預料得到的。

雷雨中的電閃都是單向的放電。一張電閃放電的照相通常都有一個複雜的枝狀放電的系統，正和一條具有許多支流的河道相似。辛潑孫曾經證明：放電必定開始於一個陽電荷的區域，由於逐漸進行的游離作用建立了牠的複雜的構造，而分枝總歸自陽電荷散開出去。在圖中（第一八圖）有三種電閃的放電情形都被指示出來了。N是從地面到雲之陰電部分的一種放電，U是從雲的陽電部分向上層的陰電部分，或者向另一塊雲的陰電部分的一種向上放電，而D是從雲的陽電部分發生的一種向下放電，那是不一定要達到地



第一八圖 雷雨之形成



第一九圖 電閃

面的。所有這幾種情形，顯示出來的放電，不論陽電荷是位於地面之上，或在雲中，牠們都是由陽電荷分枝出去的。頂常見的放電自然是D種，因為陽電荷的密度在雲的後部比陰電荷的密度大，而電場是在雲的前部，上升氣流造成了陰陽電荷分離的地方，比較強烈的原故。U類放電完全藏在雲中，通常在地面上不易看見。在第一圖中有許多電閃，那些在照相上部的是從一塊到另一塊雲的放電，而照相下部的枝狀放電似乎是從一塊雲向地面上的一種。在第一九圖中顯示出來的是一連串很為光亮的電閃，另外也有許多是比較暗薄的，牠們之所以暗薄也許只是因為一部分被雨遮蓋了的原故。這些電閃，無論那一個，都沒有分枝的確證。

辛潑孫晚近有一篇論文，登在皇家學會會報(Proceedings of the Royal Society)上，在其中，他曾經證明：一個大小合則的上升氣流能夠造成充分的陰陽電分離現象，用來說明在雷雨中造成的電場變化，這一來，上面所說的雷雨的解釋就可以認為不僅在物理上似乎合理，而且量的方面也是充分的了。

第十一章 再論大氣環流

上層空氣的運動 在早先有一章中，我們呈現了大氣表面運動的一張圖像，作爲一個背景，我們給牠一個名字，叫做一般環流，在牠的上面，再疊上以旋風和反旋風體現出來的局部環流。但是第四章所說的一切僅僅和下層大氣中的風有關。前面說過：在相當高度，足以脫離表面摩擦作用的地方，說是一五〇〇呎以上吧，風就環繞等壓線吹動，其速度並可由天氣圖上相鄰兩等壓線間的距離來決定。試將一五〇〇呎高處由測風氣球測得的風和那些從天氣圖上得到的估計一加比較，二者的緊相符合就顯示出來了。但是我們不能用同樣的方法來計算，比如一〇〇〇呎高處的風，因爲在那樣高的地方，等壓線的形狀和平均海平面上的很可有點不同。等壓線的形式隨高度而起變化，牠的理由很易明瞭，只要我們記得氣壓所測量的是從我們着眼的那個水平面一直向上達到大氣頂部的一條氣柱之重。任何特定高度，說是一〇〇〇〇呎吧，地方的氣壓都小於地面的氣壓，所差之量正等於從地面到一〇〇〇〇呎高處的一條氣柱之重，換個說法，就是所差之量正和從地面到一〇〇〇〇呎高處之間的空氣密度成比例。空氣越冷，牠就越重，氣壓隨高度而減小之勢也就越快。這一個結果儘能直接應用之於地球的大氣，因爲地球溫度的分佈，大體上，可以說是由赤道向極地逐漸降低的緣故。現在要是我們來比一比赤

道上和極地上同高地方的氣壓，那麼，我們在對流層中走得越高，極地氣壓在赤道氣壓之下也就越來越多，而在並不怎麼太高的地方，結果就要產生一種這樣的氣壓分佈情形：極地氣壓最低而赤道氣壓頂高。所以在上層空氣中，氣壓分佈的主要特色是中心位於極地而伸展達於赤道的一個巨大無朋的低氣壓 (Colossal cyclone)。和這相應的風無論那裏都是西風，在北半球是以反鐘向環繞北極吹動的了。這一種觀點是由觀測產生的。納匹爾蕭爵士曾經代四公里（一三〇〇〇呎）和八公里（二六〇〇〇呎）高處的氣壓分佈製過幾張圖，就是在空氣及其各方面 (The Air and Its Ways) 一書中，圖版第 XIV 到 XVII，複製出來的，這些圖證明了極地旋風發展得很為顯明，乃至於排除了任何其他顯著的特色。上層空氣中產生西風的趨勢非常堅定，以致在地面上原是東來的風普通在對流層內就都被逆轉了，牠們的上面正有着西風。

關於水平溫度差的效應，我們在上面討論到的只是一個特殊的情形，就是溫度由赤道向極地之正常的遞減，其實，牠還能用一個比較簡單的形式表示出來。任何兩個水平面上風的差異可以用那兩個水平面上氣壓分佈之間的差別來量度，這轉而又只有以那兩個水平面之間的水平溫度分佈的情形來決定。為明確起見，讓我們且來研究一下五〇〇〇呎和一〇〇〇〇呎高處風的差別，假設從五〇〇〇呎到一〇〇〇〇呎的平均溫度在一個廣大面積上的許多地點都已經知道。如果我們把這些平均溫度填到一張地圖上，再在這張圖上畫好等溫線，即等一溫度線，這就能夠見到：一〇〇〇〇呎高處的風是由五〇〇〇呎高處的風再加上以反鐘向繞行低溫度的一

個吹繞等溫線的成分構成的了。有兩種簡單的情形可以幫助我們把這點弄個明白。假如低氣壓和低溫度在我們的圖上是相伴而至的話，那麼由溫度分佈所增添的成分就可以加到較低一層的風上去，使風力隨高度而漸次增高。假如低氣壓和高溫度相聯，那麼，一切高度之不受表面摩擦作用影響者的風就隨高度而遞減，再假如溫度的水平分佈一直到相當大的高度都沒變化的話，那麼，最後，風就必得逆轉牠的方向了。這裏不妨再加上兩種稍為比較複雜點的情形。如果在一個低層上的風，吹動的方向是從高溫度向低溫度，那麼，風向這就要隨高度之增加而轉變了；反之，如果風是由低溫度向高溫度吹的話，風向就要隨高度的增加而退後。這些簡單的規則，在天氣多雲，風向觀測不便時常有用處。

以上引證出來的論點證明了：只要存在着的溫度分佈的情形沒有變化，由極地向赤道逐漸增高，那麼，大氣對於地球是不可能保持靜止之態的。因為即使地面上氣壓的一切差異全都除淨，溫度分佈的作用也還是在上層空氣中產生一種旋風性的氣旋，中心位於兩極，強度隨着高度的增加也逐漸地增加，而這無論在那裏就都要產生了西風，隨高度而逐漸加強。

局部環流的機能 在第四章中我們討論過一般環流，把牠當作完全與局部環流不生關係的東西看待，同時認為局部環流是在一般環流有幾部分中偶然發生的東西。這一種觀點是需要加以修正的，我們必須在事實上承認所謂局部環流是一般環流的主要部分纔行，其理由我們現在就要說到了。

日射線落到地面上越傾斜，那麼落到地面一定面積上，同時也就是被地面一定面積所吸收的熱量也就越少。由此可知：太陽的加熱作用近赤道處最大，而兩極最小。在久長的極夜期中，極地區域受不到直接的日熱，而假如這些區域的熱量僅僅是導源於太陽的直接輻射，那麼，牠們的溫度在極夜期中就得降落到相近絕對零度（攝氏 -273° 度）纔行。可是觀測的結果，極地溫度超過這一低微的數值遠甚，那是由於風的作用，把熱量由低緯度帶到了高緯度的關係。從赤道出來的風把熱帶到高緯度，從極區出來的風又把一塊用以補贖的冷氣團向赤道帶來，而因此可知，風對於地球上溫度的分佈具有一種強有力的等消作用（equalizing action）。擔任熱量之輸送的，一部分就是我們所謂一般環流的風系，另一部分就是局部環流——旋風和反旋風——牠們造成了從高緯度到低緯度以及從低緯度到高緯度的強烈的風。

吉夫利斯曾經建議過，說：大氣的一般環流要是沒有局部環流，在摩擦作用下，是維持不住牠自己的，因為局部環流纔有保持在地球表面上運動的作用。摩擦的效應是妨礙運動和緩化運動，這就顛覆了作用於空氣之上的幾個力的平衡（看第六五頁），同時讓空氣流過等壓線而進入低氣壓之中。所以地球表面的摩擦作用很有打破地面上氣壓差異，從而也就是打破大氣整個環流的趨勢。和這個作用正相反對的是旋風和反旋風保持運動的作用。

於是我們發覺我們自己不得不來下一結論，說：局部環流遠非一般環流中的偶發事件，而應該視作一般環流的主要部分。牠們重新分配地面熱量的作用，對於一切曾經略一想過風向給

與溫度影響的人士，自然是熟悉的，不過，吉夫利斯的論點，說牠們在支持一般環流反抗摩擦作用上是必不可少的，那是一件新奇的事罷了。

局部環流的本質 我們曾經認為地球大氣的運動乃由一個一般環流所構成，而對於那些出現得多少有點不規則的局部環流，一般環流正成爲一個背景；不過現在我們需要多回頭一步，認知一切相對於地球的運動都是被疊在和地球一起轉動那一個背景上的。地球在牠的軸上一天自轉一次，而大氣的主要運動也就是環繞極軸一天一次的轉動。在空氣運動離開了這一種意味的地方，我們就看到作爲乖離之徵的風了，但是只要空氣的運動不和轉動的那種運動乖離，我們是不會想到牠是正在移動着的。因爲這個理由，我們就忽視了一件事：屬於地球大氣所有的動能之主要的貯藏是導源於牠之作爲一個固體的轉動。讓我們這一會兒功夫暫且不來研究一切相對於地球的運動，而只是來想想大氣環繞地球極軸的固體轉動吧。我們可見的地平可以當作一個圓盤看待，牠以反鐘向繞鉛直線轉動，使太陽和星體變得像是以順鐘向環繞地平運動似的。盤上的空氣和盤子的本身一樣作着反鐘向的旋轉，而空氣的這一種反鐘向的旋轉實在就是一切環流所由造成的原料。假如從盤子的中心部分，我們提去了空氣，使牠鉛直地移開，那麼流進來補缺的空氣就要保守住牠原來的角動量，而在牠愈益接近中心的時候，牠的旋轉自然就越快，正和從浴缸內放出去的水在走近出水管口上面的旋渦中心時旋轉較快一模一樣。所以在這樣的方式下已經日漸趨近中心的空氣就要比地平旋轉較快，雖則方向總是相同的。於是牠

就以反鐘向相對於地平繞行着了。在另一方面，如果我們把空氣帶進到較高的水平面上，再讓牠降下來，分佈到地平上，那麼，牠就要把原先在盤子上的空氣向外推出去，這一來，對於前面所討論過的就產生了一種相反的作用，空氣旋轉的速率於是減小。在這一場合中，結果就要引起空氣反鐘向繞行，且較水平為慢，這一來，對於站在地球上，因而和牠的地平一起向前繞行着的一個觀測者，空氣就似乎總是繼續地落後，因而也就似乎是以順鐘向相對於地球而運行的了。這兩種情形，一則是移開我們認為和我們地平相當的盤上原來的空氣，一則是加進到原來的空氣之中，牠們是相應地降低和增高了那一區域的氣壓。在第一種情形，降低氣壓的情形中，我們看到了地球上風之環流是反鐘向。還有，對於這一種環流之可能的大小並沒有明顯的限度，因為只要空氣之移開繼續不停，牠總是繼續增高的原故。在第二種情形中，加入空氣到我們地平上原來空氣之中的那個情形中，原本和地球一致的反鐘向旋轉，勢力減小了，使得空氣之繞行較水平為慢，而風之環流，也就是空氣相對於地球的運動，也就是順鐘向繞行中心了。然而，無論如何，在這一場合中，對於環流的強度總是有一個明顯的限度的。因為，由於在中心部分加進空氣的原故，我們所能做的事項多也不過把空氣盤原先的旋轉減而為零，而要用這一個方法，把這種旋轉在空間中的方向逆轉是毫不可能的。換個說法，我們所能做的事項多也不過使空氣，當地平在牠的下面旋轉，滑行過去的時候，靜止不動罷了，在那樣的情形中，空氣就要順鐘向相對於地平而環流，牠的角速度和地平反鐘向旋轉的角速度相等。這個觀

點正說明了一個觀測到的事實，就是旋風相對於地球之轉動的速率有時能三四倍大於地平繞鉛直線轉動的速率，熱帶旋風轉動的速率並且還要遠勝於此，而另一方面，從來沒有一個反旋風順鐘向轉動的速率是超出地平繞鉛直線轉動的速率的。牠通常的轉動速率只有極限值的一半左右而已。

於是我們又不得不來一結論，說大氣中的旋風和反旋風與其說是一般環流上的贅疣，倒不如說是整個大氣固體轉動上的贅疣爲妙，牠們的能也寧可說是從固體轉動得來，而不是從那些在牠們形成前，地方上盛行的風得來的。

上面的有點冗長的議論正答覆了好奇者每常問到的一個問題：『但是爲什麼那些旋風都照牠們的慣例繞行着呢？』答案不妨再精練一下，成爲很少的幾個字：『因爲地球正是那樣繞行着的緣故』。

氣壓，溫度及雨量分佈的變遷 任何一張氣壓紀錄紙，隨便是那個地方的，牠的上面總顯有一種變域廣大的起伏之勢 (Fluctuation)，有些變遷的外形原先是短時期的周期變化的樣子，但是後來能突然地失掉了一切周期性的外觀。對於世界各部分氣壓，溫度和雨量變遷的最完密的的研究是由華克爾 (G. T. Walker) 在努力探索印度夏季風雨和世界各部分的其他要素之數學的關係時完成的。他應用『相關』(correlation) 法，計算出來幾千個世界各處種種天氣要素之間的相關係數。假如我們承認天氣現象歸根結底總是由於日射的作用，那麼，顯然地我們首

先就得來研究一下用太陽常數的變遷來說明世界天氣變遷之可能性的問題。華克爾證明過：觀測到的『太陽常數』的變遷不足以解釋季風雨的變遷，從而又達到了這樣的結論，就是，季風雨變遷的原因還得在地球大氣的本身之中探發纔行。有一個極端的例子，能幫助我們證明太陽變遷之不足以作為一個決定的原因。一九一七年的季風雨是從來沒紀錄過的最多的一次，而一九一八年的季風雨又遠在準平均之下，但日射在那兩年中並沒有異乎尋常的變動。

華克爾的工作帶出來的主要的結果，是知道了：在太平洋和印度洋之間，氣壓有一個前後擺動 (swaying) 的存在，另外，在亞速爾 (Azores) 羣島和冰島 (Iceland) 之間，以及北太平洋中的高氣壓區域和低氣壓區域之間，氣壓也各有一個小規模的擺動。華克爾用全球上許多其他地方氣壓，溫度以及雨量變遷來預告季風雨的公式，僅僅達到有限的成功。

各地方天氣的變化能不能認為就是由於大氣一般環流的擺動，這是滿可懷疑的，假如我們是以通常的意義來應用擺動這名詞的時候，那就更加特別不行了。自然，這種變化也許都是擺動的性質，經過一段時間消失了，然後又回過氣來，以異相 (phase) 而存在，也就是說，最大效應的時間和以前許多次存在時最大效應的時間不合。

有許多不同的工作者都曾經費過了大量的勞力想來解釋表現於氣壓，溫度和雨量變遷之中的可能的擺動。但是結果，最少僅就與不列顛羣島有關的說，對於預報未來的天氣徑路，依然毫無用處。不列顛羣島上各測候地點的溫度，氣壓或雨量的擺動，規模全都不大，致使牠們的

影響，比諸顯而易見的，偶發的日日變化竟然毫不足道。實在，有許多著作家就堅持過：那些皮相的周期擺動並沒有物理的實在性。不過，在這裏，我們並不需要進入皮相擺動（*apparent oscillation*）之實在性的問題之中，因為牠們對於未來天氣的預報之無用是用不着懷疑的。不列顛羣島上溫度，氣壓和雨量的變化，絕對多數的部分都是一種顯然偶發的性質，牠們都不遵從什麼已知的定律。有許多作家的宣告，說他們能預告當前一個長期間的天氣，這還不能用我們現今對於天氣變化性質的知識來說明哩。

氣候的變化 在地質時期內，分散在地球四面八方的許多區域中，氣候都有過巨大的變化。拿和我們最接近的例子說，爲今日不列顛羣島所在的這個地域，在那個煤田被埋藏下去的時代裏，牠的氣候一定要比牠現在的氣候溫和得多，因爲造成那些煤礦的植物都是只能生長在溫和，甚至於熱帶氣候中的種類啊。在印度和北澳大利亞，在赤道附近二〇度之內，也有很確實的證據，那兩處有一個時候就是有冰河形成在海平面上過的。所以我們這就碰到了證據，牠證明，在地球的歷史中，有一個時期，高緯度反有比較溫和得多的氣候，而在另一個時期中，冰紀（*ice age*）反在赤道區域之內。我們在這裏雖沒有多餘的篇幅能來把這些問題仔細研討，但所以在這裏仍把牠們敘述一下的原故，也只是因爲牠們和我們對於大氣一般環流的觀點頗有相當的關連而已。

大氣一般環流的強度可以認爲大致和赤道與兩極平均溫度的差異成比例。可是，前面已經

證明過了：要不是有風的作用，把熱由低緯度傳給高緯度的話，高緯度的溫度一定要比牠過去所有的低得多多。於是一切現存的狀態似乎正表現了溫度分佈和一般環流之間的平衡。如果一般環流勢力加強，牠的影響就是增加了傳遞給高緯度的熱量，由此減小赤道與兩極間的溫度差，而這又轉而使一般環流的強度恢復原狀，最後重新達到牠的平衡，實際上，平衡達到的一點必定看種種不同的因子，特別是日射的強度，地球表面的性狀，大氣中水汽的分佈以及洋流的分佈等等而定。任何一個由熱帶向高緯度傳熱的因子必定要影響到風和溫度之間的確實的平衡。洋流是較次於風的主要的傳熱者，這我們有一個熟悉的例子，就是：灣流 (Gulf Stream) 使斯干迪那維亞半島的溫度高過地球上其他部分同緯度地方的平均溫度攝氏一〇度。但是地球上主要的洋流又導源於風，因此洋流輸運的熱量最低限度也是差不多和風成比例的。洋流的作用比風傳熱的作用要低一級，對於極地出現的溫度之比牠們在假定地球上熱的分佈完全根據直接日射時，牠們應有的溫度超出多多，主要的負責者還是風的作用。

我們在這裏提出來的，氣候變遷的問題是一個有了巨量文獻的問題，雖則牠們之中的多數並無永久價值。我們本沒有篇幅在這裏詳細地討論這一問題，而所以仍然說點出來的緣故，只不過想提醒讀者：對於研究地球，海洋，空氣以及日射之一切物理因子有關的問題仍然有未曾解決的罷了。

參考文獻

1. “The Weather Map” (天氣圖)。納匹爾蕭著。H. M. Stationary office 印行。是一本關於天氣圖繪製和應用方法的入門書。
2. “The Manual of Meteorology” (氣象學集錦)。納匹爾蕭著。第一二三卷。劍橋大學出版。是一部氣象學的鉅著。

附 錄

中英專名對照表

一 畫

一般環流 general circulation

三 畫

上層風 upper wind

上層空氣 upper air

久雨 persistent rain

大氣 atmosphere

大雨 heavy rain

四 畫

不穩定 instability

不連續線 line of discontinuity

不連續面 surface of discontinuity

反貿易風 counter-trades

巴茲拜洛特定律 Buys-Ballot's law

天氣 weather

天氣圖 weather map

天氣學 synoptic meteorology

天氣鑑 weather glass

天空狀態 state of the sky

天氣朕兆 weather signs

天氣預報 weather forecasting

太陽常數 solar constant

日射 solar radiation

日溫 daily temperature

日變 daily variation

水汽 water vapour

水銀吋 mercury-inch

五 畫

加熱 heating

平均 mean

平流層 stratosphere

六 畫

同時觀測 simultaneous observation

地轉風 geostrophic wind

地上溫度 terrestrial temperature

地球輻射 earth radiation

年變 annual variation

托那陀 tornado

百葉箱 wooden screen

自由大氣 free atmosphere

七 畫

低氣壓(旋風) depression(cyclone)

低溫輻射 low temperature radiation

冷面 cold front

冷卻 cooling

冷空氣 cold air

冷氣楔 wedger of the cold air

局部偏向 local deviation

局部環流 local circulation

『局部加熱』說 'local heating'
theory

吸收 absorption

吼烈干 hurricane

沉降 subsidence

北道無風帶 Doldrum

八 畫

卷雲 cirrus

卷層雲 cirro-stratus

卷積雲 cirro-cumulus

卷雲霧 cirrus haze
 坡度風 gradient wind
 夜溫 night temperature
 季風 monsoon
 季變 seasonal variation
 定季風 Etesian wind
 直減率 lapse rate
 長波輻射 long-wave radiation
 雨 rain
 雨季 rainy season
 雨量 rainfall
 雨雲 nimbus
 雨層雲 nimbo-stratus
 雨滴層 rain-drop level
 雨量變率 rainfall variability

九 畫

勁風 gust
 相對溼度 relative humidity
 相關係數 coefficients of correlation
 洋流 ocean current
 界線 line of separation
 界面 surface of separation
 表面風 surface wind
 表面空氣 surface air
 表面運動 surface motion
 表面旋風循環 surface cyclonic circulation
 風 wind
 風力 wind force
 風向 wind direction
 風暴 storm
 風速 wind velocity
 風暴眼 eye of the storm
 風向逆轉 reversal of wind direction
 風箏氣球 kite balloon

十 畫

氣候 climate

氣壓 pressure
 氣流 air current
 氣球 balloon
 氣壓計 barometer
 氣象學 meteorology
 氣壓坡度 pressure gradient
 氣團分析 air mass analysis
 氣象消息 meteorological information
 氣象觀測 meteorological observation
 氣象測站網 network of meteorological stations
 海風 sea breeze
 海龍卷 waterspout
 海洋氣象學 marine meteorology
 能見度 visibility
 脊形高氣壓 ridge
 陣雨 shower
 高層雲 alto-stratus
 高氣壓(反旋風) high pressure (anticyclone)
 高積雲 alto-cumulus
 高溫輻射 high temperature radiation

十一畫

乾球溫度計 dry-bulb thermometer
 偏差 deviation
 副低氣壓 secondary depression
 旋流 whirl
 『旋動流體』說, 'revolving fluid' theory
 旋風性低氣壓 cyclonic depression
 晝溫 day temperature
 探測氣球 sounding balloon
 移動性低氣壓 moving cyclone
 移動性高氣壓 moving anticyclone
 毫 毫 millibar
 陸風 land breeze

雪 snow
雪層 snow-level

十二畫

散射 scattering
渦流 eddy
渦動 turbulence
測風氣球 pilot balloon
無定止擾動 travelling disturbance
無線電氣象儀 radio-meteorograph
盛行風 prevailing wind
短波輻射 short-wave radiation
等壓線 isobar
等溫線 isotherm
絕對等度 absolute temperature
絕熱極限 adiabatic limit
貿易風(信風) trade wind(trades)
間歇大雨 intermittent heavy rain
雲 cloud

十三畫

圓形風暴 circular storm
極面 polar front
極面法 polar front method
楔形高氣壓 wedge
溫度 temperature
溫度計 thermometer
溫度對比 contrast of temperature
溫度逆增 inversion
較差 range
過境陣雨 passing shower
雷 thunder
雷雨 thunderstorm
雷雨雲 thundercloud
雹 hail

十四畫

對流 convection
對流層 troposphere
對流說 convection theory

對流上限 tropopause
滾雲 roll cloud
綿雨 continuous rain
蒲福爾風力表 Beaufort scale of
wind force
蒸發 evaporation
颱風 typhoon
颶風 squall wind
颶雲 squall cloud
飽和 saturation
飽和點 saturation point

十五畫

層雲 stratus
層積雲 strato-cumulus
熱區 warm sector
熱舌 warm tongue
熱機 heat engine
熱流 flow of heat
熱藏 heat content
熱面 warm front
熱空氣 warm air
熱力對流 thermal convection
線颶 line squall
輪盤氣壓計 wheel barometer
鞍形低氣壓 col

十六畫

曇 cloudy
積雲 cumulus
積雨雲 cumulo-nimbus
輻射 radiation
靜風 calm

十七畫

溼度 humidity
溼度檢查表 hygrometric table
溼球溫度計 wet-bulb thermometer
霜 frost

十八畫

擾動 turbulent motion
 舊式球形小氣球 free balloon
 霏霖雨 drizzle

十九畫

穩定 stability
 穩流 steady current
 穩雨 steady rain
 霧 fog

二十畫

露 dew
 露點 dew point

二十二畫

霧 mist

二十三畫

驟雨 torrential rain

索引

一 畫

一般環流, 25

三 畫

上層空氣中的運動, 107

大氣之一般環流, 25

大氣之組織成分, 8

四 畫

不穩定, 46

巴茲拜洛特定律, 4

天氣圖, 64

天氣朕兆, 1

太陽常數, 38

日射, 35

毛麗, 4

五 畫

平流層, 45

平衡諸力 (在平衡諸力作用下的運動), 65

白蘭德司, 3

六 畫

光譜學, 38

地轉風, 67

托那陀, 93

七 畫

低氣壓, 68, 71

低氣壓來源的學說, 81

冷面, 73

局部環流, 25, 109, 111

吼烈干, 89

赤道空氣, 74

赤道無風帶, 26

辛潑孫, 102, 106

八 畫

亞里士多德, 1

亞熱帶高氣壓, 26

坡度風, 67

季風, 3, 33, 62, 114

直減率, 46

長波輻射, 37

雨之形成, 58

九 畫

哈利, 2

哈德利, 3

相關, 113

相對濕度, 9

十 畫

氣候, 21

氣候的變遷, 115

氣壓, 13

氣壓的單位, 14

氣壓計之發明, 2

埃斯披, 3

海風, 60

海龍卷, 95

納匹爾蕭, 108

能見度, 20

高氣壓, 68

十一畫

旋風, 68, 71, 89

畢紀羅, 71

陸風, 60

十二畫

提奧夫刺斯塔, 1

渦流, 17

短波輻射, 37

絕熱, 49

絕熱直減率, 47, 49

華克爾, 113

菲茲盧也, 2, 5

貿易風, 3, 26

雲的分類, 20

十三畫

極面, 73, 87

極地空氣, 74

溫度, 14

溫度標度, 14

溫度逆增, 52, 59

雷雨, 98

雷雨中之電, 102

雷雨中電之來源, 102

電閃, 104

十四畫

對流, 53

對流層, 45

對流上限, 45

蒲福爾風力表, 15

颶風, 89

飽和空氣, 9

十五畫

熱面, 73

熱帶旋風, 89

線颶, 96

輪盤氣壓計, 2

十六畫

輻射之吸收, 37, 41

十七畫

濕球溫度計, 10

十九畫

霧, 60

穩定, 46

二十畫

露點, 10

