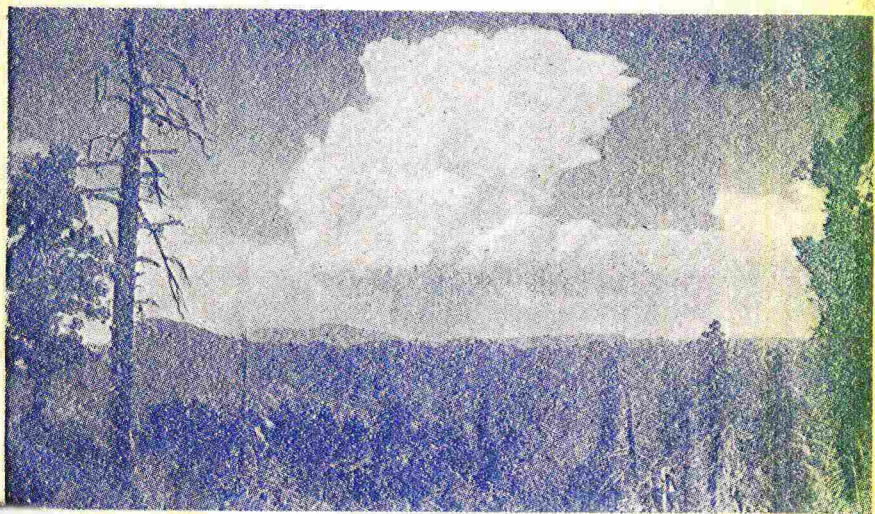


大眾天氣學

英國 David Brunt 原著
于星海譯



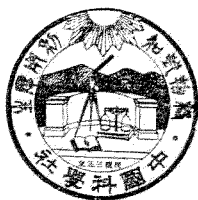
中國科學圖書儀器公司印行

中國科學社科學畫報叢書

大衆天氣學

David Brunt 原著

于星海 譯述



中國科學圖書儀器公司印行

上海

中國科學社科學畫報叢書

楊孝述主編

大衆天氣學

中華民國三十一年十一月初版

版權所有 翻印必究

英國 David Brunt 原著

于 星 海 譯 述

發行所及印刷所

中國科學圖書儀器公司

上海福煦路六四九號

合 2000

譯者引言

天氣對於人生有絕大關係，昔人已早見及，無待贅言。其變化狀態與原因宜爲大衆所習知。晚近航空事業日漸發達，然而無時不受天氣的束縛。航空港無天氣測候所的報告，業務無從發展。駕駛員無天氣常識鮮不失敗。天氣對於現代人的關係因此更深，而天氣學更爲大衆所宜習熟。惟是天氣現象變幻莫測，原因複雜，不易爲大衆瞭解。布郎德(David Brunt)氏爲倫敦大學氣象學教授，著有大衆天氣學(Weather Science for Everybody)一書，對於天氣學提綱挈領，說理簡明，足爲大衆認識天氣的指南，亦足爲研究天氣者的津梁。爰譯述之，以備大衆之所需。

本書著者取材謹嚴，卽所選各圖表亦極審慎，如圖 10, 16, 18, 26, 29, 66, 67, 68, 69, 71, 74, 76, 81, 82, 83, 84, 90a, 90b, 92, 93均是原著者所選，其中都是著者曾參與製作之圖。其餘各圖，爲欲闡明文義，以便大衆易於瞭解起見，由譯者選自專著附入。特表明於此，以存其真。

本書譯完後，承楊孝述先生詳爲校閱修正，特誌謝忱。

民國三十一年十月十日

原 序

現在必定有許多人很想知道一些關於天氣的因果，但是不一定要自成為天氣的預言家，這是我寫這本書的動機。因此我擬在可能範圍內簡單的敘述一些天氣現象和它們對於人生的影響。氣象學，亞里斯多德稱為『空氣中事物的科學』，是一種極複雜的科學。它需要應用許多高深的專門學理，而這種學理又非三言二語所能包括。所以在任何簡單的一小冊中難望它能夠包羅『關於天氣的一切』。我討論天氣預測的大問題，僅僅限於一短章中，因為我認為使讀者能夠判斷正式的天氣預報是否應驗，比鼓勵讀者去糾正正式預報較為有益。我希望篇中所述關於正式預報工作的組織，足以表示這種機構的偉大，並且也能表示私人要想糾正正式的預報恐怕是不可能的。

寫這樣一冊書的作者，當以兩個原則奉為圭臬。第一，書中所述需要準確，事實需要可靠，僅為引人興趣而不準確的比喻需要避免。這是一個必要的條件，對於願意繼續進一步研究而免得差誤觀念的初學者是極重要的。第二，這冊書需要前後便於檢閱，如遇問題需要翻閱前文，需能直接檢閱而不必將全書重讀一遍。我希望本冊內並無不準確的資料混入，並且極力設法將前後配置妥善，並編一簡明目錄，使讀者隨處可以直接參考前文。

氣象學的有幾部分不能不用數理說明，本篇關於這幾部分略

而不述。所述者祇對於人生極密切而直接有關的天氣。末章中有幾部分頗難敘述，因為其中有幾點尙未能得一致的見解，例如天氣和氣候對於健康和舒適尙未得確切的說明。對於這種關係的完美答案尙有待於詳細調查天氣和氣候之於人生的影響以後。末章的簡單敘述不過希望或許能予讀者對於天氣如何影響人生的一些曙光。

× × × × × × × × × × × × × ×

布郎德

皇家理工學院

倫敦

1936年3月9日

目 錄

譯者引言

著者原序

第一章	天氣與人事	1
第二章	天氣觀測及其意義	10
第三章	自太陽,空氣,地球,和雲發出的輻射	28
第四章	自由空氣中的情形	44
第五章	大氣中的水汽;雨,雹,和雪	59
第六章	雲和雲的分類	80
第七章	天氣圖和天氣預報	87
第八章	其它天氣擾動	110
第九章	全球氣候的平均狀況	119
第十章	全世界的氣候	131
第十一章	幾種特殊的風	145
第十二章	天氣的循環;氣候是否在變更?	152
第十三章	被天氣影響的幾種特殊事業	157
第十四章	氣候和天氣如何影響健康和舒適	163

大衆天氣學

第一章

天氣與人事

『嚮範人生者爲誰？

天氣也。

使人或黑或棕者爲誰？

天氣也。

咀魯 (Zulu) 巢居，

剛果 (Congo) 衣葉，

其他則或輕裘或冰窟，孰使之然哉？

天氣也。』

休夫萊茲 (W.J Humphreys) (天氣古諺)

現在已有種種證據，足示地球上有些部分的氣候，在古時曾經有過巨大的變化。這種變化至冰河時代而達於極點，那時北半球的大部分盡爲冰河所佔。冰河時代的末期大約在公元前 40,000 至 18,000 年，這是大略的估計。當時人類的生活狀況受冰河的影響而劇變，以致有不能適應者，其徼倖得以生存者祇有現代人 (Homo

Sapiens)。尼延德塔人(Neanderthal man)酷似現代人,生存於末期冰河時代之前,祇因不能適應當時變化的環境,以致淘汰。如果再往上溯(假定在公元前130,000至100,000年),我們可以發



圖1 今日瑞士的冰河時代;從蒙的羅薩(Monte Rosa)流來的哥納「Gorner」冰河。倘使歐洲的平均溫度減低了華氏 8° ,像這樣的冰河將從山側展布到英倫三島,全歐大陸將為北極氣候所支配。人類的發展曾經過同樣的情形,尼延德塔人即生在冰河時代末期之前,而現代人在冰期未消滅之前即已出世。

見在冰河降臨之前還有二種人,其中祇海度保人(Heidelberg man)尚在掙扎生存,其他皮爾當人(Pilt-down man)則已消滅。因冰河而發生的酷寒,是否為消滅人種的主要因素,現在還不能確定,因為旱魃或許也是一個有力的因素。不過因冰河而發生生活的劇變,在這種變化中,惟有智慧最高,體力最強的人種方能掙扎而得繼續生存,則可斷言的。

其他氣候的變化,發生於世界的局部,影響所及,不像冰河那麼廣。沙漠中時有毀滅的城市出現——如阿剌伯,中央亞細亞,和阿利桑那(Arizona)的沙漠中多有一——足示這種區域從前確是

膏腴之地。柬埔寨(Cambodia)的蘆澤中有安格考(Angkor)的花崗岩建築物的遺跡，中美的蘆澤中有邁耶斯(Mayas)的城市遺址，足示這種區域會因雨量陡增，以致夷為澤國。此外更有確實證據，足示二千年前亞洲會因氣候逐

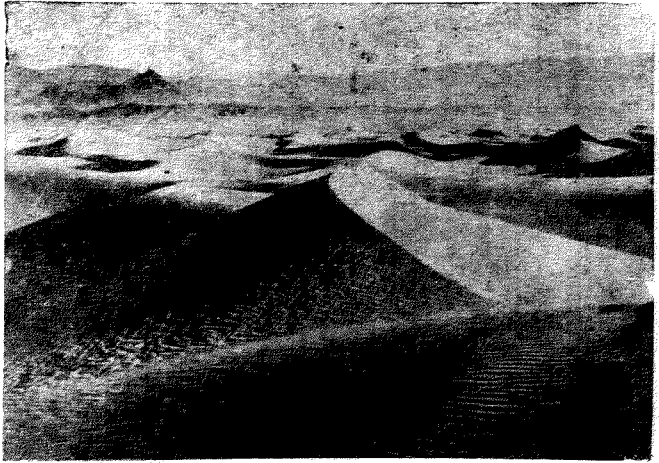


圖 2 沙漠上的沙被吹來吹去，堆起來成邱陵，不但改變了風景，有時竟能把整個城市或樹林埋沒。

漸乾燥，以致膏腴沃壤變為沙漠荒區。更推而廣之，足知人類起源於中央亞細亞，當時該區是一個水利暢達，叢林滿布的原野，後因喜馬拉雅山漸漸隆起，以至變為乾燥，而森林區域遂成草原。我們不難推想，人類要經過這種變化而生存，祇有最適應者方始可能，所以這種變化實為人類進化中一個有力的因素。

現在已經很有理由去斷定，自公元前約 2000 年至公元後約 500 年間，在歐洲和亞洲有一個比較的高雨量的長時期，在這時期中地中海民族獲得一種發展，其最高峯見於希臘的英雄時代。但是該時期的告終，似給予地中海民族一種能力的喪失，和地中海各

帝國的崩潰。現代的學者認為希臘的崩潰，似乎和當時幾乎全國蒙其害的一種瘧疾疫癘有關，但是我們需要知道，因氣候逐漸溫和，以致人民的生機漸次萎靡，遂為疫厲所襲而無力抵抗。

希臘和羅馬帝國的崩潰，大部分由於自東方來的蠻族的侵略。這種東方蠻族則因中央亞細亞的民族移入，以致被逐西移。而中央亞細亞的民族又因本鄉氣候漸漸乾燥，致不得不向外尋覓新地。中央亞細亞民族勇敢善鬥，曾歷數百年不衰，他們因尋覓草原以便喂馬之故不斷的遷移，以致異族之間發生爭鬥。在所有這些民族之中，最可驚人者當推蒙古人，他們在十三世紀的初期已經成立一個帝國，東起高麗，西至波斯灣。這個帝國本來可以開拓到歐洲，不幸中途夭折。約在公元後1240年，有一隊蒙古軍侵入歐洲，所向無敵；但是在一個緊要關頭，蒙古王突然駕崩，那位帶着侵歐軍隊的蒙古將軍，立即帶兵返國，以便篡奪王位。這隊軍的精神和耐苦能力真是不可思議。有一次他們的騎兵布在蘭堡（Lemberg）和格蘭（Gran）之間，綿亘約180英里，露在深雪中，歷三天之久而不退縮。

一國的宗教也有因氣候而異其儀式。古埃及人用香料裹屍的風俗即是一例。在公元前約4000年的埃及人知道人體如果埋在熱的乾沙中可以保存得十分完美，大概這個觀念漸漸的成爲一種宗教信仰，就是死者欲得永生，非用這種方法保存屍體不可。後來文明漸進，富貴之家始有製巨大石廓以代沙坑者，於是自然的屍體保存法棄而不用，人工保存法乃漸漸出現，厥後遂有繁複的香料裹屍

法。

古代文明的發展似乎多起於河道縱橫的區域，因為這種地方氣候溫和平均，而種植又比較容易。例如埃及文明發生於尼羅河流域，巴比倫文明發生於幼發拉的河流域，而中國文明則發生

於黃河流域。自埃及和巴比倫發展的文明，在雨量較高的一時代中，逐漸傳佈至地中海的北岸。但是

它們不即繼續向北傳佈，直至用煤做普通燃料而寒冬有法抵禦時始繼續北進。

一國的氣候對於人民的品性，體力，和宗教有一種漸進而普遍的影響，已如上述，但是天氣偶因趨向極端，也足以在數天之內產生巨災。不論在平時或戰時，天氣均足以影響人的生活 and 健康。冬季的或春季的嚴寒，或者夏季的過度潮濕，均足以摧毀農作物而成荒年。嚴寒的紀錄雖散見於各書，但是它們對於經濟的影響，我們

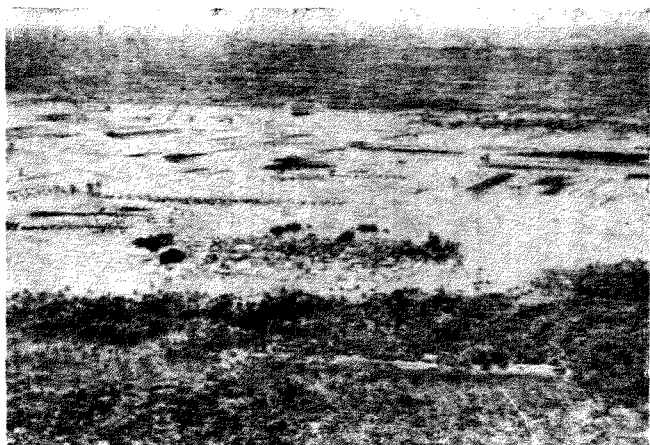


圖 3 尼羅河每年有一季洪水，一季低水，使埃及成爲膏腴之地，因此埃及文化誕生於尼羅河流域。

祇能推想而未能估計。荷林希德(Holinshed)曾記1436年的冬季非常寒冷，雖麥酒和米酒也以固塊售與顧客，而飲酒之前需先將酒燒燂。因這個寒冬，遂有1437—8年的大荒年。

1788—9年的冬季，全部歐洲非常寒冷。西茵河自1788年十一月杪起



圖4 幼發拉的(Euphrates)河畔的巴比倫遺跡。大河流域土地膏腴，牧場富饒，運輸交通便利，因此巴比倫文化得發源於此。

至1789年正月杪全部冰凍，巴黎的平均溫度在1788年十二月中僅達華氏20度。這次嚴寒

和嗣後的解凍，在法國的各部發生巨大的損失，葡萄樹和果樹經霜凋萎，池魚幾乎全部凍死。因這次嚴寒，法國遂更有一次荒年。我們不難連想到因天災而發生的這種困苦，實為促進1789年法國革命的一個因素。

不但如此，即偶遇的疾風，在緊急之際，也足以發生嚴重的結果。1666年倫敦的大火，1842年漢堡(Hamburg)的大火，和1871年芝加哥的大火，均因疾風的扇動，以致蔓延至不可收拾。倫敦的

大火在一個長期的暖乾天氣之後，因此木質建築物像火柴梗一般更易燃燒。

濃霧和大雪爲一切動作的大敵，雖在最現代的都市中，如遇濃霧大雪，人類的工作也不得不降至最低效率。凡住過倫敦者沒有不感到連日大霧的影響。近在1929年二月中，不列顛三島有幾部分爲大雪所隔絕，歷數日之久，以致有幾處發生絕糧的嚴重問題。

天氣對於戰爭的影響極大——嚴寒能使兵士死亡，尤以傷兵爲甚；過度的雨或突然的解凍，足以破壞他們活動能力；久旱或突然下霜，足以增進他們的活動力；大霧可以掩護他們的移動；過熱能使他們口渴；在海上天氣能使軍隊和軍需有沉沒之虞。歷史上關於這種事實的例更僕難數，凡泛覽過歷史者不難歸到一個結論，即沒有一部分戰爭能不因惡劣的天氣而被阻，或者不因適宜的天氣而效率增大。大概說來，戰爭中遇霧利於進攻的軍隊，亦利於逃遁的敗軍，大雨或大雪則利於防守的軍隊。海中猛烈的風暴足以阻止任何艦隊在海上出現。在現代狀態下的海戰中，不良的能見度利於保衛周密的武裝艦隊，而優越的能見度則利於高速而有長射程大砲的艦隊。

作戰時巧遇大霧，大雨，風暴等，每致事勢變遷，國運轉換。這種例子在歷史上不難覓到。當時在危急之際，如果不遇風暴或霧，則歷史或將改觀，也未可知。在任何大將出征的史上，除了馬爾巴羅 (Marlborough) 公爵外，關於這種不測變故的例子數見不鮮。但是著者在任何書籍中，確從未見過關於馬爾巴羅出征遇到天氣不

良影響的記載。於此足見公爵的策略，能不被任何自然現象所搗亂，能果敢前進，不論任何氣候，非達到預定的目標不止。

天氣影響於作戰的例子不勝枚舉，這裏限於篇幅，僅能略舉一二。1066年諾爾曼(Norman)人征服英國，全受疾風之賜。當時威廉(William, 諾爾曼領袖)爲風所阻，不得不避入海口歷六個星期。哈羅德(Harold, 當時是英王)則在英國南部海濱嚴陣以待威廉的進攻。其時忽傳哈德刺達(Harald Hadrada, 另一侵英者)已在東北海濱登陸。哈羅德不得不率兵北上，將他擊敗於斯坦福橋(Stamford bridge)。戰後僅三日，威廉已乘間在彼溫賽(Pevensey)登陸，於是哈羅德又不得不率領一部分軍隊匆匆南下。哈羅德的軍隊在斯坦福橋之役已元氣大虧，後又疲於奔走，卒以一閱之差敗於海泗汀之戰(Battle of Hasting, 哈羅德和威廉決勝之戰)。當時如果威廉不爲風阻，而遇正在一鼓作氣，精力未竭的哈羅德雄兵，海泗汀之戰的結果或者竟是相反，而諾爾曼征服英國也許不成事實。這不是妄自臆測之言。因爲哈羅德的騎兵爲當時之最優秀者，而威廉無後備兵可供補充，若一經失敗，定不能復振。

1799年中在地中海上有一天大霧瀰漫，當時拿破侖適從埃及遄返，祇帶兩隻戰船，得潛行通過納爾遜指揮下的防守艦隊，在布羅溫斯(Provence)安全登陸。據羅德衛(Ludwig)的拿破侖傳中所載，當時拿破侖已決定與船俱殉，決不降英，後來幸得慈祥的大霧掩護他安然脫險。那時候，拿破侖的戰爭尙未發動，所以說這次大霧在歷史上有絕大影響，也不爲過甚。此外決定拿破侖命運的

大霧還有幾次，例如在1806年，在耶拿(Jena)和奧斯大得(Auerstadt)時，他利用霧的掩護，潛出襲擊，使敵人猝不及防而大敗。塞莫西刺峽(Somosierra Pass)向來認為是難攻的地方，他也因霧的掩護而突襲得之。

讀史者大多知道1588年和1597年西班牙的無敵艦隊遠征英國，均因遭暴風而毀滅。古希臘史上也有同樣的例。在公元前493年和490年，波斯艦隊助他們的陸戰隊自海上進攻。突遭風暴，以致局部慘毀，士氣消沉。

在未來的戰爭中，天氣將為決勝負的重要因素。例如風和天氣對於空戰，能見度對於調整大砲射程和空炸，風和溫度對於烟幕和普通的化學戰，雨和突然解凍對於軍需轉運等，不論在任何時候，天氣多為決勝負的主因。

第二章

天氣觀測及其意義

我們周圍的空氣

我們都知道普通空氣中常含有水分，或為氣態，或為蒸汽，它的分量隨時隨地而不同。為便於討論天氣的變化起見，普通空氣可以認為由乾空氣（不含水蒸汽的）和分量不同的水蒸汽混合而成。乾空氣是幾種氣體的一個混合物，其中氧佔百分之 21 而氮佔百分之 78，此外尚有二氧化碳，氫，氫，氫，氬，氬，氬合佔其餘的百分之一。這個混合比例，除了局部被二氧化碳和烟囪內的雜氣混亂外，至少在可以直接採取樣品的高度下者，總是一律的。普通空氣中表示變化的唯一因素祇有水蒸汽，它是水蒸發時所產生的一種氣體，天氣的變化無常，就因它的分量變化不定之故。

潮濕空氣

水蒸汽在空氣中佔極重要的地位，所以我們要研究天氣，當首先明瞭水蒸汽的變化。一個裝滿冷水的壺置在煤爐火燄上以後，水漸溫暖，直至水的溫度達到沸點，即在地面上達華氏 212 度。水溫達到這點以後，不再繼續增高，自爐焰傳給水的一切熱完全用於改

變液態水爲一種不可見的蒸汽。這種用於改變液態水爲水蒸汽的熱稱爲潛熱。當水蒸汽復凝爲液態水時，這種潛熱又可以作爲別種用途。每一磅水變爲水蒸汽時所需的熱量爲五至六倍於一磅水自零點昇至沸點時所需的熱量。

能夠加入某一體積內——假定爲一立方呎的匣——的最大水蒸汽量，全視匣內的溫度而定，不論匣內乾空氣的多少，總是一樣的。包含水蒸汽量達極度的空氣稱之爲已飽和。包含水蒸氣量未達極度者稱之爲未飽和，而空氣中所實含的水蒸汽量對於它所能容的最大量的百分比稱爲相對濕度。例如，在相對濕度百分之 50 的空氣中，每一立方呎內所含的水汽量適等於在同一溫度下之空氣所能含的最大水汽量之半。

前面已說過水達到某一溫度時沸騰，這個溫度稱爲沸點，在地面上爲華氏 212 度。但是水曝在空氣中，不論溫度如何，如遇鄰近的空氣尚未飽和，則常有一部分蒸發，成爲不可見的蒸汽，而混入空氣中。如遇空氣早已飽和，則水不蒸發。這個事實的確鑿爲任何家主婦所熟知。她們知道在潮天雖把濕衣露晒，也不能晾乾。她們理想中的燥天，是在空氣乾燥，而又有微風，能把爲濕衣中水汽所潮濕的空氣吹開，而代以乾空氣的一日。

水的蒸發是繼續不息的，不但自海面或其它水面，即自草和樹葉也不斷的有水蒸發。這僅變化非常活躍，所以估計每天蒸發的水，大概等於廣如全地球水陸的面積，厚達十二分之一吋的一層水量。

氣壓和氣溫

在貯着水的一隻玻璃杯的邊上，有時偶然有氣泡附着。每個氣泡含着數億兆原子，每一原子的直徑約爲一億分之一吋。這種原子中約有五分之一爲氧原子，其餘差不多全是氮原子。現在已經發見，大部份簡單物質的原子不能孤立存在，它們需羣聚在一起成爲一小集團，稱爲分子。因此氧原子常成對的聚成小集體，這是氧氣在大氣中的正常狀態。氧原子有時也有三個聚成一小集團的，名爲臭氧，但是較爲少見，祇有在特殊環境中始生成。在氮氣，氫氣，氧氣和其它簡單物質，即所謂原素中，各分子均以二個原子合成。不過在有幾種物質中，原子能單獨存在——例如氫和汞。較爲複雜的物質常由二或二種以上原素化合而成。在它們的分子中，原子的數目變更甚大。例如水的分子含二個氫原子和一個氧原子，而酒精的分子含九個原子，二個碳，六個氫，一個氧。

構成物質的分子是永動的。假定一隻杯子含某定量的空氣，則杯內的分子不斷的衝動，像一羣發狂的人互相衝撞一樣，也有偶然撞着杯壁的。氣體的熱，不過是分子運動的能，分子碰撞在杯壁上的總衝量就是氣體的壓力。這種壓力的大小全視分子衝動速率的大小和杯內分子數量的多寡而定。

在無拘束的大氣中，自選定的一個水平面起，至大氣頂的一個空氣柱，是由柱底下分子碰撞於柱基而支持着的。我們既已解釋壓力爲分子撞在柱基上的總力量，那麼這個壓力必和空氣柱的重量

平衡。空氣柱愈重，則賴以支持它而加於柱基上的壓力也愈大。因此所謂大氣壓力，簡單地說，不過等於一個空氣柱的重量，這柱的高度，自量氣壓的水平面起直至大氣的頂。所以一個氣象台的預測，說在西海濱的氣壓正在下降的話，意思就是因各種原因，沿西海濱每方呎地面上的空氣重量正在減輕。不過天氣專家所遭遇的最大困難是在不容易說明空氣為什麼和怎樣自任何一處移開。

氣壓的量法

量空氣壓力的儀器普通有兩種，名叫水銀氣壓計和空匣氣壓計。最初的水銀氣壓計為一個J形玻管，較長一臂的末端封閉，較短一臂的末端開口（圖5）。空氣施於開口一端內水銀面上的壓力——換一句話說，空氣分子對於水銀面的連續轟擊——迫使水銀在較長一臂內上升。如果照壓力是等於自水銀面至大氣頂的空氣柱的重量而論，我們就可說氣壓計是一個用水銀柱來稱這個空氣柱重量的一個儀器。所以氣壓確是用水銀柱的長短來量計的。

空匣氣壓計的主要部分是一只扁平的金屬匣，匣內空氣已近乎抽盡。外面空氣的壓力把匣壓縮，氣壓如有變動，匣的壓縮程度也發生變動。如果氣壓增高，匣

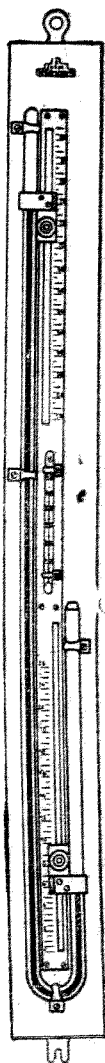


圖5 簡單的普通氣壓計。

壁被迫而互相接近。如果一個匣壁是固定的，其它一壁必跟氣壓的昇降而向固定壁移近或移開。這個活動匣壁的運動，因一個槓桿的作用而擴大。這個槓桿能使一個指針在分度盤上移動，例如壁上空匣氣壓計(圖 6)，或者使一枝筆在一個旋動鼓上移動，例如普通的自記氣壓計(圖 7)，能在一張圖上描出氣壓變化的連續記錄。

這裏需略加說明量氣壓的單位。在老式的氣壓計上所刻的標度，英語各國用英寸，歐洲大陸上則用毫米。地面上平均大氣壓約爲水銀柱高 30 吋或 760 毫米 (1 吋 = 25.4 毫米)。現在用毫巴 (Millibar) 量氣壓已漸成普遍習慣，天氣圖表上所示的平均氣壓約爲 1013 毫巴。一毫巴是一個力，足使一個一仟克的質量發生每秒每秒一厘米的加速度。

溫度和濕度

量空氣溫度的溫度計，通常是用普通式玻管內含水銀的一種。使用時須小心把溫度計的球部遮蔽，不使它直接被太陽光綫射着。因此通常多把它置在一隻空氣能自由出入的百葉箱(圖 8)內。箱內的空氣溫度爲蔭處溫度，足以代表確實的氣溫。

量空氣的濕度需要加一個溫度計來幫助。這第二溫度計的球上用薄棉紗布包裹，另用一束燭心，一端繫在布上，一端浸在儲水的器皿中(圖 9)。燭心保持棉紗布潮濕，而棉紗布上的水的蒸發能使溫度計的球冷卻。因此『濕球』溫度計上的溫度，往往比普通的即『乾球』溫度計上的溫度較低。根據乾球和濕球兩溫度計上的讀數，

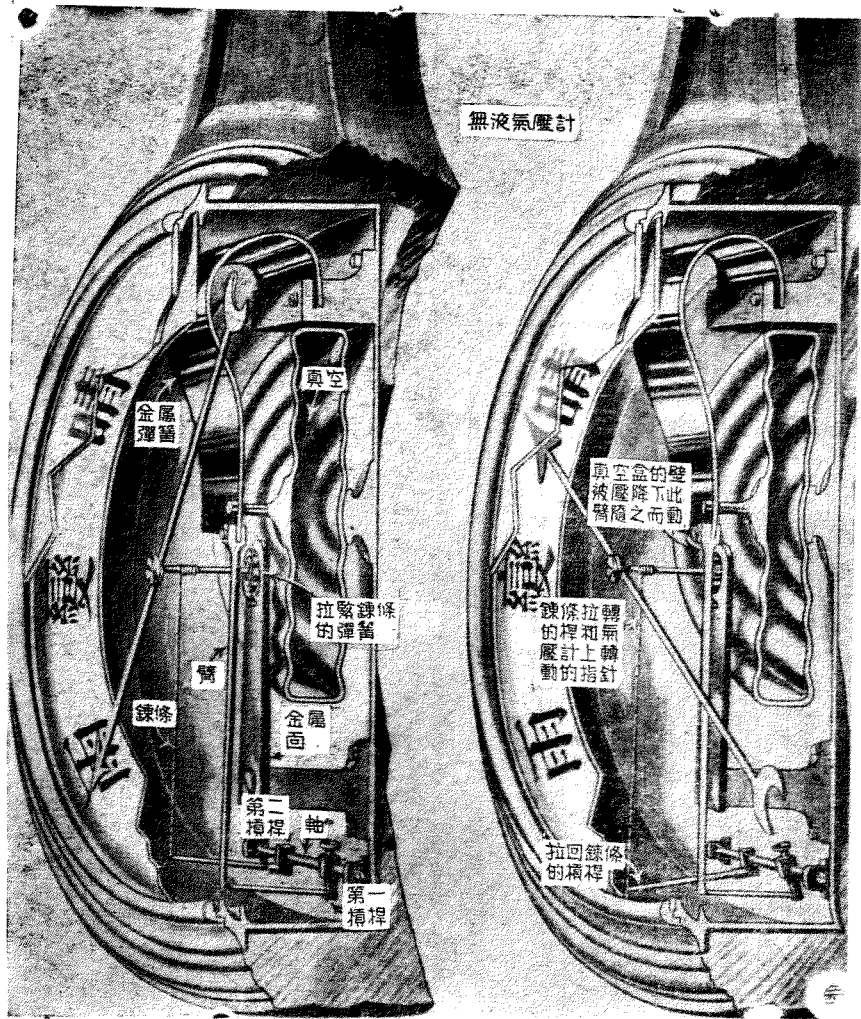
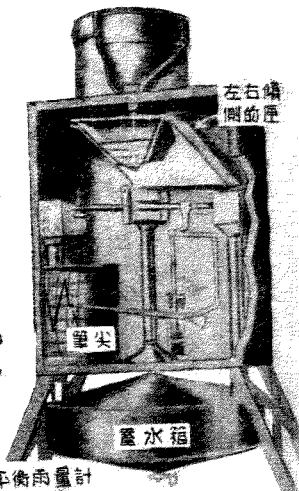
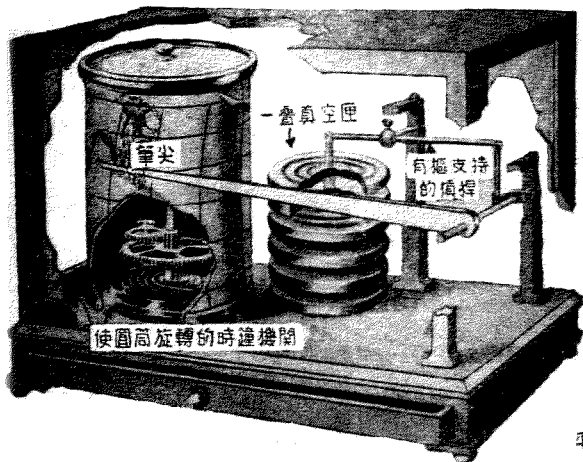
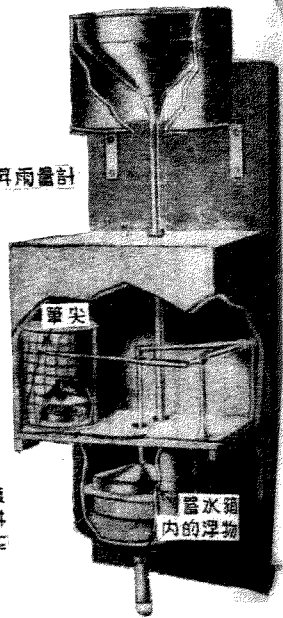
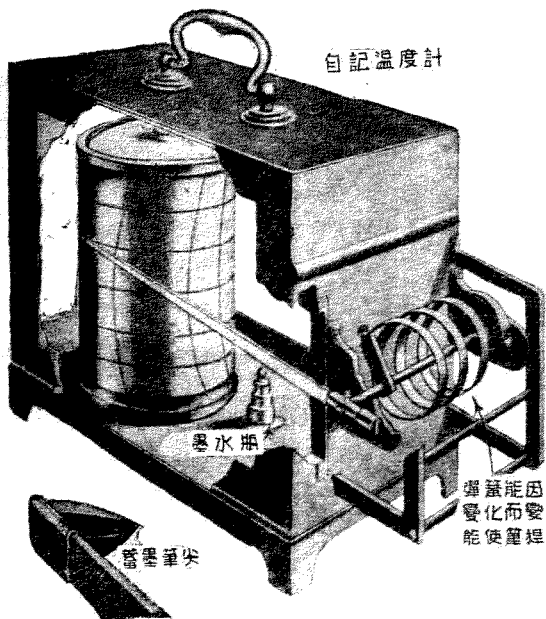


圖 6 空匣氣壓計,亦稱無液氣壓計。

自記氣壓計



平衡雨量計



浮昇雨量計

溫度能因溫度變化而變動并能使筆桿工作

就可以從濕度表推算出空氣的相對濕度。或者從下列的濕度曲線圖(圖10)，也能演譯出相對濕度。

一個氣象台上的百葉箱內，除了放置上面所說的溫度計外，還有

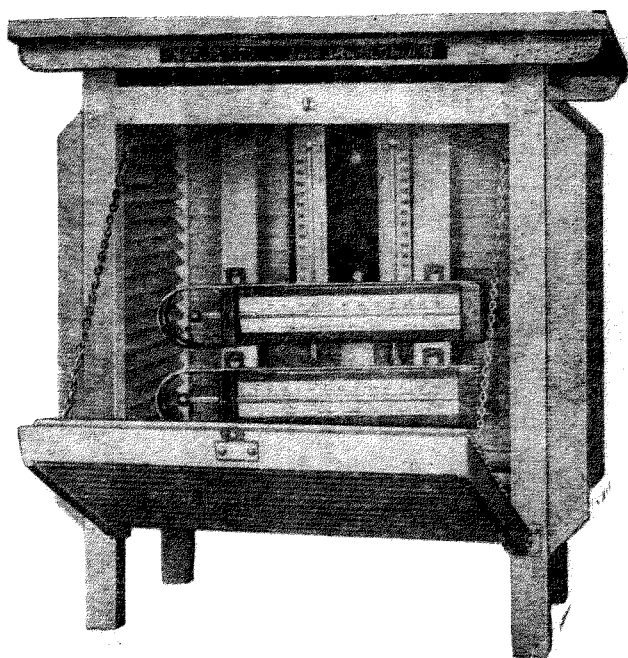


圖8 置測候儀器的百葉箱。

其它儀器——其中主要者為特殊的溫度計，用以記錄前次調整後的一日中或一時期中最高溫度和最低溫度(圖11)。這種儀器大都橫置，近乎成水平，內含小指標，有在液柱內者，也有在液柱外者。這種指標祇能依一個方向隨着液體移動，在液體反向移動時，它即停留不退。

溫度的連續記錄可用自記溫度計(圖7)得之。這種溫度計有一個由兩種金屬合成的卷，能隨溫度的變化而或開或閉。

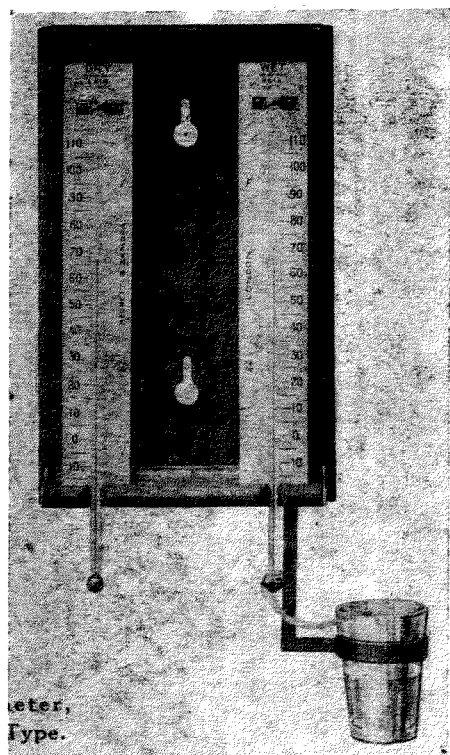


圖 9 量相對濕度用的溫度計。左
為乾球溫度計，右為濕球溫度計。

溫度的標度

在英語各國，量溫度用華氏(Fahrenheit)標度，在正常氣壓下冰點為 32° ，沸點為 212° 。在歐洲大陸上和其它世界各國，量溫度用百分標度 (Centigrade 亦稱攝氏)，冰點為 0° ，沸點為 100° 。通常在度數之後加大寫字母 F. 或 C.，以分別之。所以我們講到冰點，常說 32°F. 或 0°C. 。 5°C. 的一間隔等於 9°F. 的一間隔。要把 $^{\circ}\text{F.}$ 改做 $^{\circ}\text{C.}$ ，祇需減去 32，再乘 $\frac{5}{9}$ 。把 $^{\circ}\text{C.}$ 改做 $^{\circ}\text{F.}$ ，祇需乘 $\frac{9}{5}$ 再加 32。

物理學家已經發見能存在的最低溫度為 -273.1°C. 。這個溫度就是所謂『絕對零度』。絕對溫度係根據一種標度而量得的溫度，其零度在絕對零度的位置，水的凝固點(冰點)讀為 273.1° 而沸點讀為 373.1°C.

雨 量

在某一時期內的雨量可用一個雨量計量得(圖12)。雨量計是一個固定在標準大小的漏斗下的容器。雨降入漏斗後，即灌入下面的容器中。自前次觀察以後所積貯的雨水，可由容器傾入一個玻璃量筒而量之。量筒上有刻度，可直接讀出雨量為幾英寸或幾毫米。雨量計需置在露天，遠離樹木和房屋的遮蔽影響。注意一吋雨相當於每英畝得水100噸，或每方英里得水約65,000噸。

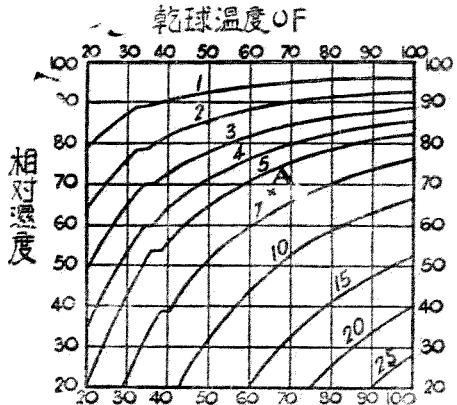


圖10 濕度曲綫圖 圖中標明1,2,3等號數的綫，指示乾球和濕球溫度計相差度數。欲求相對濕度，先尋出乾球讀數的豎線和乾濕相差度數的曲線相交的一點。然後在縱標上正對該點的一點讀出相對濕度。例如乾球為65°，濕球為59°，相差為6°。所求的一點即在通過乾球溫度65°的豎線上第5曲綫和第7曲綫之間的A點，因此得求出相對濕度為68%。

風

空氣的運動，就是所謂風，可以用許多方法量計。如果沒有儀器，風的強度可以憑它對於周圍各物的影響來估計。這樣估計的風力，不以每小時幾哩為標準，而用蒲福風級(Beaufort scale)為標準。蒲福風級因創造者蒲福海軍上將(Admiral Beaufort)而得名。蒲福風級最初是供航海用的，所以多用漁舟上帆的狀態表示

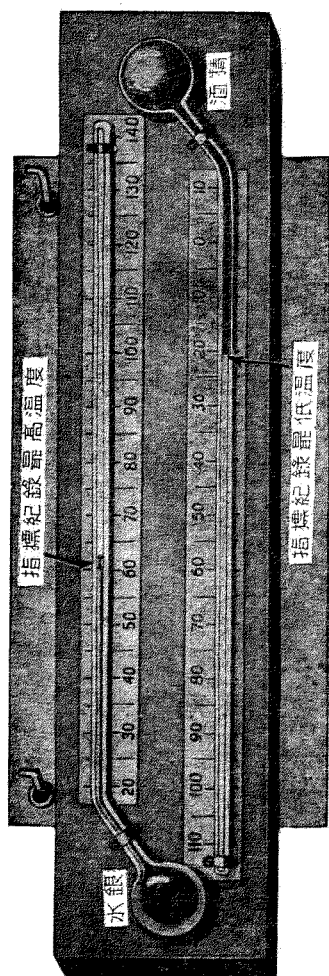


圖 11 最高溫度和最低溫度計

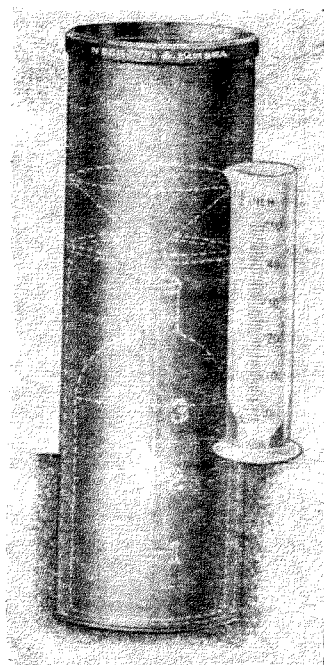


圖 12 雨量計

風力的強弱。經修改後，陸上也可應用。它的詳情如下表所示。如將下表審慎應用，雖沒有儀器也可以成爲估計風力的專家。

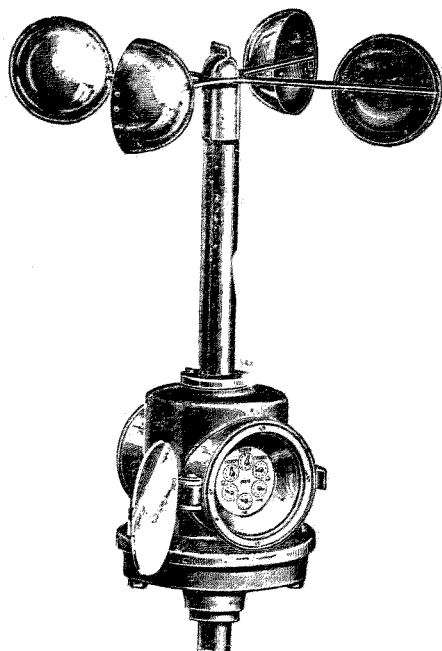
測量風力和連續紀錄風速風向的儀器，現在已有好幾種。杯式

風速計有四隻半球形的杯，裝在十字相交的二根金屬棒的末端(圖

蒲福氏風力表(附分級標準和速率當量)

蒲福 級數	名 稱	蒲福風級的分級標準		速度的極限以 每小時英里數 計吹在地平面 上約30呎高處
		海 岸 用 ¹ .	內 地 用	
0	無 風 (calm)	靜。	烟能直昇。	小於 1
1	軟 風 (light air)	漁舟略覺動搖。	風向可以由烟表示而不能由風標表示。	1--3
2	輕 風 (slight breeze)	風吹滿帆，能使漁舟每小時行 1—2哩。	面上覺得有風，樹葉微響，風標轉動。	4--7
3	微 風 (gentle breeze)	漁舟漸覺簸動；每小時行 3—4哩。	樹葉和細枝搖動不息，旌旗招展。	8--12
4	和 風 (moderate breeze)	適用的好風；漁舟可以張滿帆。	塵埃和紙飛舞；小樹枝動搖。	13--18
5	清 風 (fresh breeze)	漁舟的帆需縮小。	有葉的小樹搖擺。	19--24
6	強 風 (strong breeze)	漁舟的帆加倍縮小。	大樹枝搖動；電線呼呼作聲。	25--31
7	疾 風 (moderate gale)	漁舟拋錨停泊。	全樹動搖。	32--38
8	大 風 (fresh gale)	漁舟停留港內不出。	折毀樹枝；人向前行如有阻力。	39--46
9	烈 風 (strong gale)	——	小建築物被吹毀；烟囱頂冠吹去。	47--54
10	狂 風 (whole gale)	——	拔樹和其它毀壞。	55--63
11	暴 風 (storm)	——	不常遇；遇則有廣大毀壞。	64--75
12	颶 風 (hurricane)	——	——	75以上

1 本柱內所說漁舟係指尋常有帆的漁舟而言。



No. 1422

圖 13 杯式風速計。

13)。兩金屬棒相交處的中心支持在一個柱頂上，因此它們得自由旋動於地平面內。杯內和杯外的壓力不同，因此能使交叉棒轉動。這個儀器的紀錄裝置通常指示儀器發動後一時期內風所經的哩數；不過也可把它的轉動臂和一個像汽車上的速度計的附件相連，以指示風的瞬時速率。

倫敦氣象局所屬各測候分所所用的標準風速計有一個翼標，一端開口而對風，並有一雙管，自頂通至一個浮

在水中的特式封閉容器內。該器能隨風升降而浮沉，它的運動即由配置適當的槓桿和筆記錄。在任何時候，標所指的方向可以由一根豎棒傳至下面。另由一組偏突輪和槓桿的裝置，使棒的轉動也得記錄在同一紙上，表示速度(圖 14)。

表示風速和風向的記錄，讀者可參閱第 98 頁第 71 圖。從這種記錄上我們可以看出風是不穩定的，速率和方向均不斷的在變動。速率記錄表示出風陣和靜止相繼而起。風不穩定的主要理由，是因

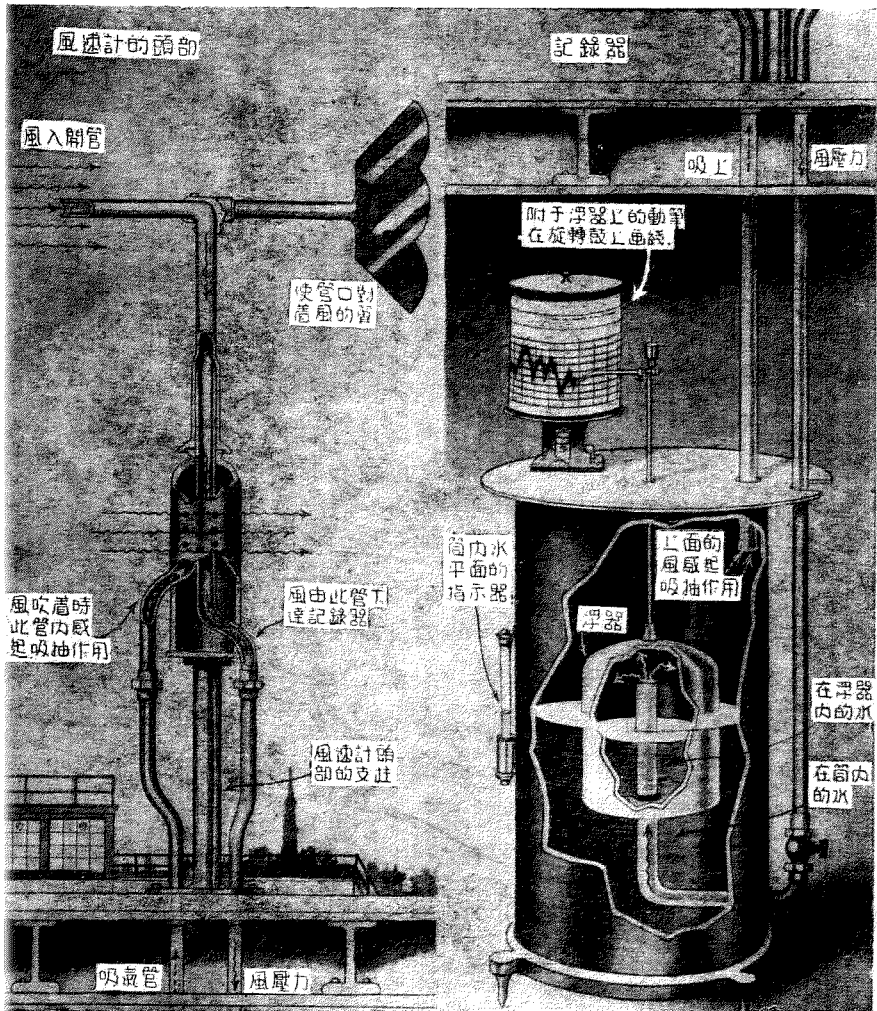


圖 14 壓力風速計。左為風速計的上部，右為風速計的下部。

地上的障阻物把平順的氣流擾亂而使之發生渦流之故。渦流的花樣，例如自一個工廠的烟囱放出的烟所表演者，不論時間若何長短，總不恆定。風的不規則還有一個理由：經過某一點的空氣，在數分鐘內，它的溫度和濕度常有很大的變化，在熱的下午，近地面的空氣比在上面者較熱而較輕，因此成爲氣泡而驟昇，而它的原有地位，被自上降下而迅速移動的空氣所佔據。

能 見 度

紀錄地面上最遠的能見物體的距離是極重要的，尤其對於航空爲然。一個氣象測候所必選定幾個距離不等的物體爲目的物，測候者在每次觀察時，把最遠的能見目的物記下，再用一種號碼的方式把他所觀察者報告。現在由國際協定的這種號碼如下表所示。

能見度號碼表

0	重霧 (dense fog)	在：55 碼處的目的物不能見
1	濃霧 (thick fog)	220 碼 ，， ，，
2	霧 (fog)	550 碼 ，， ，，
3	輕霧 (moderate fog)	1100 碼 ，， ，，
4	霧 (霧) 或霾 (mist or haze)	1½ 哩 ，， ，，
5	模糊不清 (poor visibility)	2½ 哩 ，， ，，
6	略覺模糊 (moderate visibility)	6½ 哩 ，， ，，
7	清晰 (good visibility)	12½ 哩 ，， ，，
8	甚清晰 (very good visibility)	31 哩 ，， ，，
9	非常清晰 (excellent visibility)	31 哩以外尙能見

天 氣

對於天氣一項，測候員所應報告者，爲在測候時和在上次測候以後的時間內所遭遇的雨，雪，或雹，天空的狀態，雲佈滿天空十分之幾，和雲的種類（參閱第六章）。他也需報告地面的情形——乾燥的，潮濕的，水沒的，爲冰，雪，雨淞所淹沒的，或者已冰凍而乾的。如果他的測候所臨近海濱，他更需報告海上的情形——風平浪靜或者波濤洶湧。蒲福天氣符號爲便於測候員報告之用，下表是它的一部分。

蒲福天氣符號

- b. 碧空無雲，或者雲散佈天際不滿四分之一，即晴天。
- bc. 閒雲三五，散佈天際，即霽天。
- c. 雲廣佈天際，中有間隙，即曇天。
- o. 雲滿佈天際，即陰天。
- g. 陰暗欲雨，即曇天。
- r. 雨。
- d. 細雨。
- s. 雪。
- p. 陣雨。
- h. 雹。
- q. 颶。
- l. 電閃。
- t. 雷。

- f. 霧。
- m. 霧(霏)。
- z. 塵霾。
- v. 非常的能見度,空氣高爽。

上表內所舉的符號是幾個較為普通者,照原表尚有幾個不常用者,這裏並不列入。

向中央氣象台的報告

測候者將幾種氣象完全測出以後,即將他所得的觀察,報告於他的中央氣象台。他的報告很像一通電報號碼,每五個數字成一組,偶或末附幾個字母。例如 1935 年七月一日上午七時(格林尼治平均時),氣象學家自盆布魯克 (Pembroke) 發出下列的一個報告:——

13957	03744	01529	15155
9-803	11171	004-	6254,

這是什麼意思呢?它的意思就是說,在盆布魯克測候時,氣壓計指在 1015.1 毫巴,在過去三小時內已降落 6 毫巴。風向為北東,風力為 5。氣溫 55°,相對濕度為百分之 95。能見度在第七級,表示最遠的能見目的物距測候所達 $6\frac{1}{2}$ 至 $12\frac{1}{2}$ 哩。天空十分之九滿佈着雲,其中十分之四至六為低雲,成為一片層雲或層積雲,它的底離開地面約有 1500 呎;其餘為高積雲或高層雲。海面平靜,地面潮濕。前一夜的最低氣溫為 54°。自前晚 6 時以後所得的雨量為 11

毫米，前一日的日照歷 0.4 小時。

這個例足以表示怎樣能夠由審慎制定的電碼表可以在幾個數字內傳達這許多報告。像這一類電碼表為搜集和互換氣象報告的根據，現在所用的這種電碼已為世界各國的氣象台所認可，成為國際間相互報告的通用電碼。

測候的用途

上面所略述的測候為天氣預報者製天氣圖的原料，他更從天氣圖可以推斷在未來 24 小時內的天氣。關於應用測候而預報天氣的方法，以後再詳加說明，現在暫置不講。但是讀者不要誤謂預測天氣即為盡氣象學之效用。上面所講的測候也是一個正式氣象局的職務的基礎，氣象局可說是一國天氣記錄的保存者。例如法官憑着某一時的天氣而判決疑案，在法庭上是並不希罕的。關於這點，我們可以舉一件訟案證明。有一位烟草商訴訟鄰人毀壞他的一箱香烟，理由是鄰人之子擊破他的玻璃天幔，以致雨漏入而損及他的烟箱。被告承認他的兒子曾擊破商人的天幔，所以勝訴似屬原告。後來有一位自氣象局來的先生證明自擊破玻璃天幔以後，從未下過雨，於是法官始判決不受理。

關於海上的損害或死傷案件，天氣是一個特別重要的因素。氣象局對於這類訴訟的職司就在供給收集的事實，作判案的根據。

在不列顛島上，供雨量統計的測候所網，較供預測天氣者，更為周密。雨量統計對於水利工程師非常重要，並且也是決定一切關於水利工程計劃的基礎。

第三章

自太陽·空氣·地球和雲

發出的輻射

光和熱

光和熱是從任何明亮物體發射出來的。凡熱的物體，雖無輝光，也有熱發出。這種觀念我們都已熟悉。光和熱都是能的一種方式，各自它們的來源沿直線射出。它們也都是電磁波的一種方式，這種電磁波和無線電傳遞所用者，性質相似而波長極不相同，不過它們都有每小時 186,000 哩的傳遞速率。純藍光的波長約僅六十分之一吋，祇有特勞得威治(Droitwich)無線電台所用的 1500 米波長的四百萬萬分之一。在這兩種波長之間約有 32 組波長階段，四倍餘於一隻平常鋼琴所具的八音度數。人類的眼祇能覺得這種波中的一小階段，其範圍不過自藍光至紅光。

自太陽或天空射來的一柱平常白光，可以使之經過一個稜鏡，展開成一光帶(圖15)。如果將稜鏡的邊放在水平位置，則光柱被展成一個豎直的光帶。光帶內藍色在頂，紅色在底，其間各色自紫而藍，綠，黃，橙，紅順次逐漸變更。有許多教科書將靛色包括在紫和

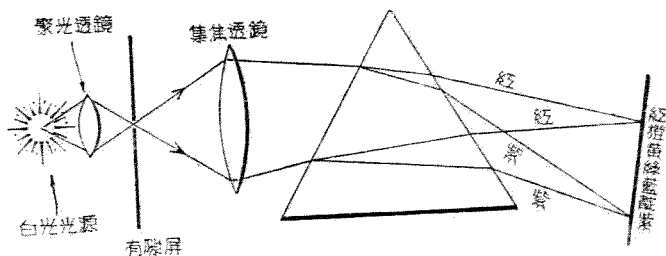
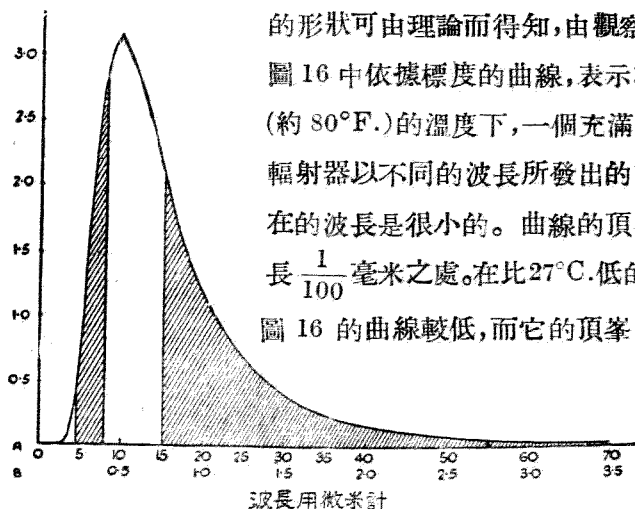


圖 15 經過一個稜鏡的日光析成一條色帶，稱為光譜，一端為紅色，其次為橙，黃，綠，藍，靛，而至他一端為紫色。本圖內因光線經過透鏡，故與文中所述的順序顛倒。

藍之間，但是大多數人的視官是否能夠辨別出這一種顏色，確是一個疑問。顏色不同的光祇因它們的波長的不同而異，紅光線的波長幾乎兩倍於藍光線的波長。視官因光線中波長的不同而辨別出不同的顏色，猶如聽官因聲音的波長的不同而辨別出不同的音調。自太陽射來的光線不僅以可見的色光為限。現在已有幾種儀器，能夠量出紫光以外的光線，就是所謂紫外線的強度，和紅光以外的光線，即紅外線強度。

在一個規定溫度下，自各固體面上，各個單位面積內所發出的能量略有不同。但是通常承認，在平常溫度下，地面輻射的能量，近乎固體所能輻射的最高能量。這種能的輻射和由無線電發送機發出的能的輻射迥然不同，需要辨別清楚。後者所發的波，限止於指定波長的一個極狹波帶內的，例如特勞得威治電台憑 1,500 米波長播送時，一切發出波的波長均和 1,500 米相差無幾。但是實體的地，或任何其它良輻射體，却能在一個廣大的波帶中發波，該波帶



的形狀可由理論而得知，由觀察而證明。圖 16 中依據標度的曲線，表示在 27°C . (約 80°F .) 的溫度下，一個充滿水蒸汽的輻射器以不同的波長所發出的能量。實在的波長是很小的。曲線的頂峯適當波長 $\frac{1}{100}$ 毫米之處。在比 27°C . 低的溫度下，圖 16 的曲線較低，而它的頂峯向較長的

圖 16 表示輻射強度的曲線。用底下標度 A., 這個曲線表示在 27°C . (80°F .) 溫度下，自一個物體發出的輻射強度的分布。曲線的陰影部分，表示輻射器內水蒸汽吸熱和散熱的波長。沒有陰影的部分表示透射過水蒸汽的波長。用標度 B., 這全部曲線表示這物體在太陽光中時所發輻射的分布。(1 微米 = $1/1000$ 毫米)

波右移。如果在較高的溫度下，頂峯向較短的波左移，而曲線升高。

一個輻射的顏色，視圖 16 中曲線的頂峯位置而定。當物體漸漸增熱時，曲線頂峯移向較短的波長。例如我們將一塊鐵加熱，它即發出熱波。這種熱波，在鐵變色之前，早已被手和面覺得。把鐵繼續加熱時，它所發出的波的波長繼續減短，最後達到一個波長，短至能見的程度。最初的能見射線是一種深紅的，需在鐵的溫度達到約 500°C . 或約 970°F . 時始發現。凡射線，其波長屬於自紅至藍的全部能見光譜者，都能自鐵發出，祇需鐵的溫度繼續增至 1200°C .,

這和白熱較紅熱更熱的正常經驗適相吻合。下表略示一個發光物體如一塊鐵之類，在某溫度下發現某種顏色。

初見的紅 ······ 500°C.

暗紅 ······ 700°C.

亮紅 ······ 900°C.

白 ······ 1200°C.

普遍的輻射

任何物體，不論它在什麼溫度下，都能發出輻射，其波長視物體的性質和溫度而定。它也能自別的物體吸收輻射，使之變為熱。這裏可附帶一說，凡光線射到任何不把它們反射的物體面上時，即被這物面吸收而轉變為熱。實際上，我們受太陽光而溫暖和受太陽熱而溫暖是相同的。光和熱的分別祇有視官能夠感知，不是人體的其它部分所能分辨。任何固體，不論在室內，或在露天或大氣中空氣的任何部分內，必須被認為正在自鄰近的其它各物體接收射線。它從這許多不可數的輻射線所得的能，是否比它本身所發出者較多，需視交換中的兩物體的特性而定。有幾個特殊事實將在本篇之末說明。

太陽射線

在一個晴天，自太陽發出的光和熱，經過下層大氣時，祇有極小的一部分被空氣吸收而轉變為熱。射線達到地面時，一部分為

水，草，葉等的表面所反射向上，其餘部分爲地面吸收，用以增高地面的溫度。換一句話說，太陽射線祇使地球加熱，並不使空氣加熱。地面也不斷的向天空發出輻射，因此它的熱也在不斷地散失。在早晨，自太陽收入的熱超過於自地球自己所發出的熱，所以地面漸漸加熱。直至一個時期，約在下午 2 和 3 時之間，收發適相平衡。這個均衡狀態歷時甚暫，隨後就繼之以發出超過於收入，因此在這天的其餘時間內溫度降落，直至次晨的日出時始止。

使 空 氣 熱

平常乾空氣並不發出也不吸收任何顯明的輻射量，但是和它混合的水蒸汽却能吸入和發出大量的輻射能。因此，以輻射而論，水蒸汽是大氣中最重要分子。從地面發出的一部分輻射，爲水蒸汽所吸收而變爲熱，水蒸汽再將其所得，分給所混合的乾空氣。

大氣中的水蒸汽並不發出或吸收在圖 16 曲線下所包含的全部波長範圍內的輻射。它祇能收發在圖中陰影部分內的輻射。所以水蒸汽對於非陰影部分內所示波長的熱線是透射的，就是說這種射線能夠透過水蒸汽而不被它們吸收，也不能發出這種輻射能。這是一個普遍的定則，不但水蒸汽是如此，即其它固體，液體或氣體也是如此——它們祇能發出它們所能吸收的波長。因此地面上空氣的溫度如果和地面的溫度一樣，則由於水蒸汽對於自地面發出的一部分輻射能夠透射之故，空氣發出到地面的輻射能將比地面發出到空氣者較少，結果地面是損失的。實際上我們發現地面溫度

通常比在它上面短距離內的空氣溫度高，所以地面發出的熱，雖在圖中陰影範圍內，也比得自空氣者較多。因此在一個晴夜，地面因向上輻射而一定失熱，所以全夜一定逐漸冷卻。空氣愈乾燥，向下的輻射熱愈少，而地面的失熱則愈多。

地面上的空氣隨地面而冷卻，一部分是由於自地面發出而被空氣中水蒸汽吸收的熱量減少，一部分是由於風把空氣緩緩攪擾，使冷的地面空氣和上層空氣混和。

我們已經談過，熱的交換若單靠自地面和地面上的空氣所發出的輻射，會發生什麼情形。我們的結論是只應用於夜間的。在日間，自太陽射來的輻射，足夠補償地面因和空氣交換而所受的損失，所以結果，在大部分的日間，地面不斷地加熱而它的溫度增高。

在日間，接觸地面的空氣從地面上取熱；更因下層大氣中常遇風攪擾之故，所得的熱被空氣帶到上空。結果距地面數百呎的高空中的空氣溫度也隨地面溫度而變更。即使在一個靜天，下層大氣中沒有風攪擾的時候，也有一個熱空氣柱自地面上昇，很像小空氣柱自熱水放熱器上昇一樣（圖17）。偶然可以發見，放熱器能使一室溫暖的原因，由於對流作用，即熱空氣上昇作用而溫暖者，比由於熱的輻射者為多。從這種放熱器上昇的氣流，常帶着塵埃質粒，如果任它沿壁上昇，日久之後，放熱器背後上部的壁上就留着一條黑痕，這是氣流怎樣動作的一個直接證據。

大家需得認清上文約略說過的一個重要事實——就是日間使空氣暖而夜間使之冷者，不是太陽，而是地面。在距地5呎高的百

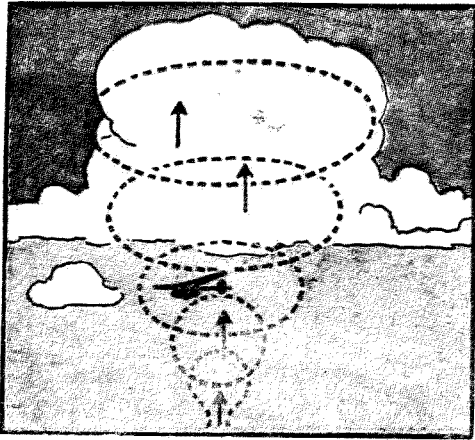


圖 17 接近地面的空氣，因吸入地面所發出的輻射熱而較上層空氣為熱和較輕，所以它能浮昇，產生一種上昇的熱氣流。其力量之犬，有時足以推昇一隻飄行機，使之盤旋於高空。

葉箱中的空氣溫度，隨地面溫度的通同趨勢而變，不過自日至夜的變程較小。在一個晴天，下午 2 至 3 時之間，空氣溫度達最高點；到晴夜溫度無間歇的下降，直至相近日出時始止。圖 18 是英國南部一個測候所中在一個晴日和晴夜所得的一個溫度紀錄。圖中曲線的形狀，自日沒至日出的一段，最具

特性，剛在日沒之後下降極疾，以後雖較緩而仍不斷的下陷，直至日將出時為止。

空氣溫度是通常所稱的蔭處溫度。『日光中的溫度』也是一個

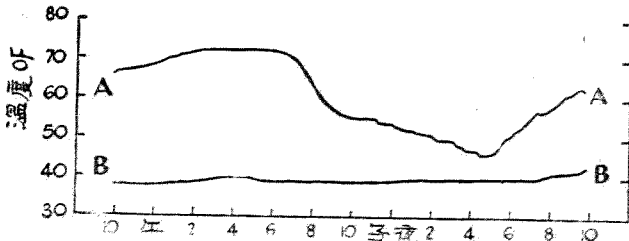


圖 18 在晴天和雲天，溫度的每日變化：AA：晴天繼之以晴夜。
BB：雲天繼之以雲夜。

常用的名詞，不過沒有特殊意義。放在日光中的任何物體的溫度，大都因它們的性質和顏色而異。例如將大小相同而塗色各異的——假定爲白，綠，和黑——幾塊鐵置在太陽光中，則最熱者爲黑色鐵，其次最熱者爲綠色鐵，而白色鐵的熱度最低。衣服也是如此，在熱天白色衣服較涼，黑色者較熱。關於衣服的這個事實，任何人都熟知，但是他們却忽略了凡能吸收太陽光線的任何物質都是如此的。

雲對於空氣溫度的影響

天空布滿雲的時候，自太陽來的輻射約有五分之四爲雲層的頂反射而送回上空。未被反射的射線經過雲層，在雲中小水滴間被往復反射，最後穿過雲層的底，向下進行達到地面。太陽愈高，能夠透過雲層的太陽射線愈多，不過雲層如果極厚，雖在正午也祇有極小部分的射線得能透過。

一片雲也能發出圖 16 中曲線所示全部波長範圍內的輻射，不過曲線需照雲的溫度略有改變。因爲雲的溫度往往較地面溫度低，雲所發出的輻射較地面發出者也少，所以地面上熱的吸收和放出之差約略和雲的高度成比例。這種損失比在晴夜地面上的淨虧要小得多，因爲雲射波到地面，這種波非空氣中的水蒸汽所能產生，就是圖 16 中非陰影部分內的波。結果在一個雲夜，地面溫度下降得極慢，實際上整個夜間如果天空滿布低厚的雲，可以沒有變化。在日間，透過雲層而達到地面的日照的熱量，足以補償地面因和空氣交換而所受的損失，雖非全部，至少必有一部。

簡單些說，一層雲的作用恰像一條被，日間把太陽熱擋去，夜間把地熱保住。它的效應可從圖 18 中兩曲線的比較而得，其一 A A，表示在一個晴日，繼之以一個晴夜的溫度變化，其二 B B，表示在一個雲日，繼之以一個雲夜的溫度變化。天空布滿極厚的低雲，除了因風向變更而自別一區域帶進異溫的空氣外，空氣溫度在實際上是日夜恆定的。

發生夜霜的適宜環境

我們已經知道，在天氣晴朗時，地面冷卻最快。如果空氣乾燥，僅含微量水蒸汽，則冷卻尤驟，因為惟有水蒸汽能夠阻止地面輻射熱的向外流，而本身又能發出輻射熱給地面吸收之故。所以最合於發生夜霜的環境是一種晴朗的天空和比較的乾燥的空氣。在冬季或春季中，即使在地面的日間溫度是低的時候，是否將遭逢夜霜，大概要看天空是否無雲。雲往往在或相近日沒時消散，結果可遇一次嚴酷的夜霜。

溫度在夜間降落的範圍，依地面的性質而定，在乾土或沙土上降落最大，在濕土，尤其在吸飽水的土上，降落較小。在靜的晴夜，地面為雪蓋沒時，溫度的降落也最大，因為雪把地面的熱很緩慢的向上傳出之故。在這些情形下，雪的上部變為極寒，而同時它却成為底下地面的一重保障。植物有雪蓋沒者，雖雪面溫度降至冰點以下，却可以避霜。

春霜對於收穫有極大的害處，所以有許多國家都採取特殊的

步驟，以資抵抗嚴酷的夜霜而保護果園中的產物，美國人常用一種簡單的方法保護蔓越橘的收穫。其法即令水氾濫於橘樹所生長的沼地，因為在氾濫地上的溫度，比未被氾濫者，降落較小之故。

保護果園中收穫物的另一方法為油燈設備，每隔 10 碼置一燈，布成一個油燈網(圖19)。這種油燈能發出明亮的輝光。由油燈發出的熱，保持和樹接觸的空氣層的溫度不降，以資保護。防霜用的燈，較早者，為一種發生烟焰的燈，能引起一層烟，蓋罩全園；但後來發見這個方法並不十分有效，反而增加了烟的害處。現在美國，加拿大，印度，和英國所採取的防霜用的燈都是無烟的油燈(圖20)。這種設備除了創設費之外，經常



圖 19 美國伯休耳(Q. Bashore)，在他的檸檬園中，用太陽燈布成燈網以禦霜。

費是很低的。為經濟起見，需不斷的注意天氣預測，和裝置特殊的器具，以備在溫度降至 35° 以下時發出警告，使園丁得以及時燃燈而油不浪費。

在加利福尼亞州和英屬哥倫比亞，曾經發見在早春時候，雖一小時的濃霜足以摧毀果實的全部收穫。燃油燈後能使園中溫度增

高達 10° 。防霜的費用實遠不及收穫物的價值。

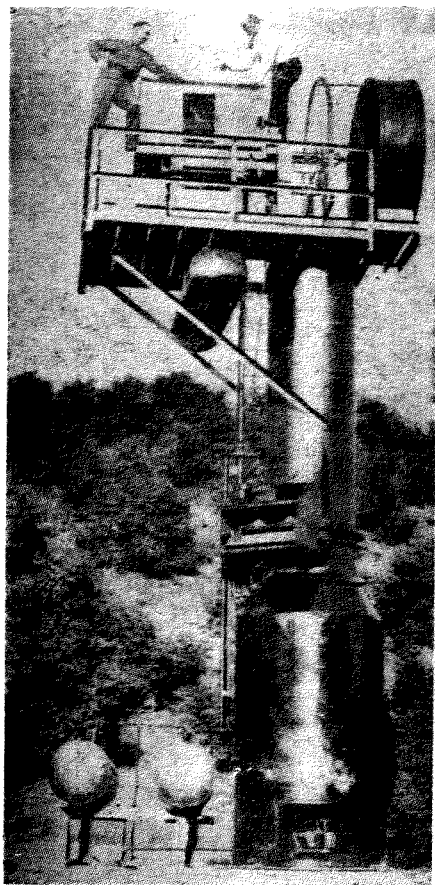


圖 20 美國加州一處果樹叢中用以防霜的一個燃油放熱器，高 30 餘呎能把熱空氣四布，或者把上下氣層混和使溫度均勻。

海洋和大陸的不同

有一點在上文中尙未特別說明，就是太陽光線達到地面時，爲極薄一層地面所吸收。這種加於固體面上的熱，因傳熱作用，緩緩的傳布到較深的，實則比較的還是很淺的，一層地面，好像熱自火鉗的一端緩緩的被傳到另一端一樣。結果所有吸收的能僅消耗於使比較的一薄層地面加熱，所以因這樣增熱而發生的溫度的變化是很大的。但是太陽光線落在海面上時，其結果却絕然不同。在太陽低的時候，太陽光線斜射到海面上，幾乎全部被反射。當太陽漸漸升高，被反射的部分也漸減少，而未被反射的光線，則透射到海的極

深處。任何人曾經立在橋上，看見過河底的礫屑者，都知道這是的確的。因此我們須承認，太陽光線在完全被吸收之前，透射到海中一個很大的深度，而加熱於一層很深的水。所受的熱既是這樣廣泛的分布了，因此在日間祇能產生極小的溫度變更。對於這個影響，我們需加以補充，就是近水面的波不斷的攪擾和混和，也足以助加入的熱分布到水的深處。在夜間，水面因輻射而失散的熱，比它自空氣所吸收的熱較多；但是表面的水一經變成比在它下面的水較冷，因此亦較重時，它即下沉，它的地位由下面較暖的水起來佔領。因此和陸上所遇者不同，夜間所失的熱是由一層深水分担。而表面水溫的實際變更，夜間和日間同樣的小。結果在海面上的空氣溫度自日至夜應當變更甚微。這個臆測已由觀察證明，海面上溫度每天變更的範圍，至多約 1°F 。依前二節所述同樣的理由，海面上溫度的變更，在雲天比在晴天為尤小。

讀者也許要懷疑，照他在海濱上溫暖的淺池中所得的經驗，似乎和以上所說者不符。但是這種淺池的溫暖並不由太陽光線直接加熱的，而是因為太陽光線透過水而使池的砂底溫暖，然後由熱砂使上面的水增熱。

海洋和大陸的氣候

從上面所討論的結果中，有非常重要的一點，就是海為熱的廣大儲蓄池，它的溫度變更非常遲緩，不論自日至夜，或自夏至冬。因此凡有風自海上吹來的區域，它的氣候夏季必較涼爽而冬季溫和，

不像大陸中部的氣候易趨極端。

紐約比倫敦較近赤道 $10\frac{1}{2}^{\circ}$ ，它的氣候更爲極端，夏季較熱，冬季較寒。因爲兩處的盛行風多自西邊吹來，而一則自北美大陸的中央吹抵紐約，而一則自大西洋吹抵倫敦。我們可以發現，普通在中緯度一帶，凡在大陸東部的氣候，比在同緯度上大陸西部氣候較爲極端。在不列顛三島，長期的寒冷與自東，北東，或北來的風有關。日本比不列顛三島距赤道尤近，它的溫度比較的更趨極端。在冬季，日本的盛行風係自北半球最冷的部分，亞細亞的極北東吹來的。

天空爲什麼呈藍色

當一柱光線經過空氣，水，或任何其它介質，如含有懸浮的極小質粒者的時候，一部份光向四方散射，而其中藍光線比紅光線散射尤猛。所以在一柱散射光線中，藍光線較紅光線爲豐富，看去遂爲藍色。大氣中的氣體分子能使光散射，所以當我們仰視天空時，達到我們眼中的光富於藍光線。由這原因，無雲的天空呈藍色。

水滴是太大了，不合於產生散射作用，它們的效應是在將各色光線同樣的反射。一層薄雲發出白光達到我們的眼中，掩罩着由天空分子把光散射而產生的藍天。結果兩者合併給我們一種淡藍天空的印象。大氣中總有些質粒存在，它們的大小足以反射光而不能散射光，所以由分子散射的光總有些白光陪伴。這種質粒在大氣中愈高愈稀，所以一個人乘氣球上昇，仰視天空，起初爲一種深藍色，

迨繼續升高至上層分子愈稀的時候，天空的顏色愈暗，最後如果能夠達到大氣層的頂，天空必近黑色。

在日間，自天空散射的光線是充分的強，足以蓋罩最強的星光，所以在日間，星光是不可見的。祇有最亮的行星，日間尚可看見，然而也祇能在一個極晴的天，而觀察者又能預知它的準確位置。

靄 和 霧

靄是空氣中極細的質粒所構成的一種雲，這種質粒微細到足夠把光有效的散射，所以從擠滿這種質粒的區域達到眼簾的光含藍光線極富。因此靄是呈藍色的，這和天空呈藍色的理由相同。當大氣濕度增高時——例如晚上空氣開始冷卻時——靄中質點因吸收水份而漸增大，有大至足夠把光反射而不散射者，結果靄的顏色自藍變為灰白。香烟的烟能發出絕然相同的效應，所以呼出的烟成灰白色，而直接自香烟上昇者為蔚藍色。

市區中通常的烟霧，包含着懸浮的極細炭粒甚多，自遠距離憑散射光看起來，是呈藍色的。向這種霧中視察太陽時，經過霧而達到眼的光，所含的光線紅多於藍，所以所見太陽是紅的。經過烟霧或霾中所見的太陽是紅的，那是習見的事實。一個水質點構成的霧就不能產生這種結果，因為霧中水滴過分大，不能發生散射作用。因此從水霧中所見的太陽是帶白色的，而自遠距離看去的水霧呈白色或灰色，很像日中的雲。雲在日沒時呈紅色者，並不因雲的

本體有任何特點，却因它們被照的太陽光線，經過一個長距的塵埃大氣後，已喪失了它們原有的藍光線之故。

以上所舉的事實是大家知道的，并且已經應用於許多實用問題。攝影家攝取風景照相時，在照相機透鏡面前置一片紅玻璃，能自經過的光中把一切藍光線吸收。結果自霾或霧來的光，因為已被紅玻璃吸收，不至影響到乾片，所以所得照相比用普通方法攝得者較為清楚。如更用祇有對於紅外線敏感的乾片，則結果尤佳，因為散射光的波長對於這種乾片不敏感，故不能產生顯著的效應。

因為純粹的水霧不能產生顯著的散射，所以裝深黃色燈於車上，以圖改良司機視覺的嘗試，在水霧中並不生真實效果。這種改

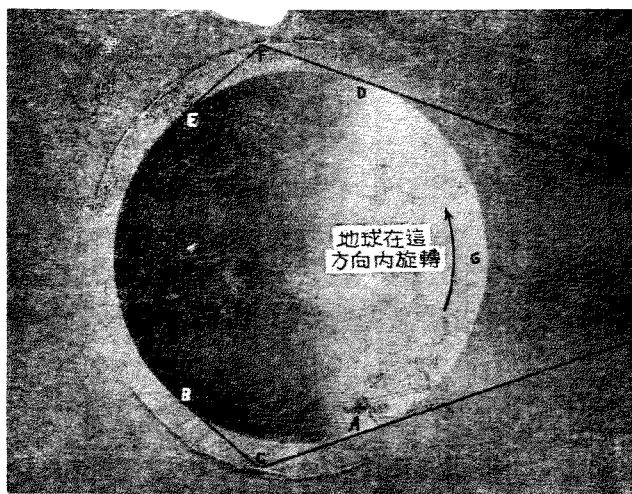


圖 21 曙光的成因。A 處已見日光。地面上 A 和 B 之間見晨曙光。G 處為在正午。D 處太陽開始沒落，D 和 E 間見晚曙光。曙光之發生因太陽光線被 C 處和 F 處空氣中的雲和灰塵散射而成的。

良不是裝幾盞光度低而照明界有限的燈所能奏效。在一個水霧中，似乎因黃燈而產生的任何視覺改良，只由於減削迷眼的耀光量之故。在一個烟霧中，深黃色的燈確能產生一種視覺的改良，因為它能把被霧散射的光減削至最低限度。

大氣中所有散射光的特性，對於人生有重要的反應。沒有散射光就不會有曙光，而夜間和日間必然突接而沒有曙光爲之過渡（圖21），太陽中的物體影子必成死黑。『遠距地平線上的霾』也不會有人知道，而許多美麗的顏色必在我們所知的風景中泯然無蹤了。

第四章

自由空氣中的情形

溫度怎樣隨高度變更

如果我們經大氣層向高空旅行，同時帶一個溫度計在不同的高度測量氣溫，我們必能發見在最初的幾哩航程內溫度逐漸降落，每升高 1000 哩，降落 3°F . 以上。例如我們達到距地面 10,000 呎的時候，必能發見溫度比在離開地面時的溫度已降落 30°F . 以上。如果這個幻想的航程是從倫敦的緯度出發的，則我們必能發見，在平均情形下，這種恆定的溫度降落，在距地約七哩的高度時會突然停止。我們如果再繼續升高，則在更高的七哩中可以發見溫度老是一樣，或者極緩慢的降低，或者竟會緩緩的升高。在這三種可能範圍中，那一種必然要遭遇，全視當時的一般環境而定。所以昇空的複試，通常總是遇不着像第一次同樣的溫度變遷，又自溫度隨高度恆定地下降的區域，轉變到溫度在實際上穩定的區域，中間的界線，也不老是在同一高度遇到。我們現在所要討論者偏重於平均的狀況，而不在觀察上隨時變化的詳情。

從我們的觀察，發見大氣層可以別為兩層。下層在倫敦地面上深達七哩，其間溫度不斷的降落，大約每升高 1000 呎降低約 3°F .。下層外另有一層，其間溫度不論在何高度大概是一樣的，不過在不同的時期，溫度也許會略為升高一些或降低一些。這下層稱做對流

層(troposphere), 外層爲平流層(stratosphere), 兩者間的界面爲對流層頂(tropopause) (圖 22)。對流層的高度在赤道上者最高, 約有 11 哩, 離開赤道漸遠, 則漸低, 在緯度 50° 之地面上者平均約有 7 哩高。

平流層離地愈高, 氣溫愈低。現在已發見在赤道處, 平流層內的溫度, 隨高度遞增, 幾乎屢試不爽。因此斷定大氣中最冷的空氣大概是環繞赤道, 離地約 11 哩的一個氣環。那裏的溫度約爲 -130°F 。

照平常的意義講, 雲是限於對流層的。最高的雲爲卷雲(參閱第六章), 大都相近對流層的頂。

近對流層的頂常有強風, 照卷雲橫過天空的迅速運動所表示, 它的速率有時達每小時 200 哩。大概這種強風祇限於很淺的一層氣層內, 在對流層頂上數哩外, 風勢即較和平。在平流層中飛行, 近已認爲可能, 這却並非因爲風的和平之故, 實因高層空氣的密度

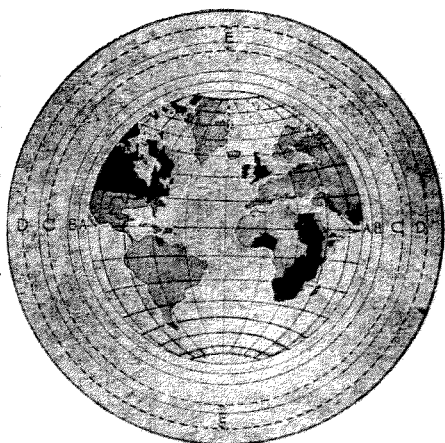


圖 22 地球上包圍的氣層。

A. 對流層, 其高度在赤道上者爲最高, 距地約 11 哩, 離開赤道愈遠愈低, 在緯度 50° 者距地約 7 哩高。其中溫度不斷的遞降, 大約每升高 1000 呎降低約 3°F 。

B. 對流層頂, 在 A 和 C 的界面間。

C. 平流層, 其中溫度大概不變。

D. 平流上層, 其中溫度向上遞增。

E. 開納雷, 赫維賽德層, 約在距地 60 哩以上。

以上。E 以外亞博爾敦層, 約在距地 130 哩以上。

低，對於飛機運動的阻力小的緣故。在平流層底的壓力，小於四分之一的地面壓力，其空氣密度僅略大於四分之一的地上密度。在對流層頂內的空氣當比地面層空氣的四分之三多些。

在自由空氣中量溫度

空氣溫度現在祇在 1000 呎高度內可以用固定的儀器測量。距地數呎的空氣溫度，在中緯度的一個晴天內，變更的範圍在 20° 和 30° 之間。但是距地漸高，每日隨時間的溫度變更却迅速遞減。愛弗爾塔(Eiffel Tower)頂，差不多距地有 1000 呎高，在塔頂上平均每日溫度差和在地上的差約為二分之一和三分之二之比。溫度在更高的空中，用下面的方法量得者，其變更也更小。在 3000 呎的高空中，一天內的變更幾微渺到難以確實估計。

在可以直接測量的氣層以上，氣溫和氣壓同時需用自動紀錄

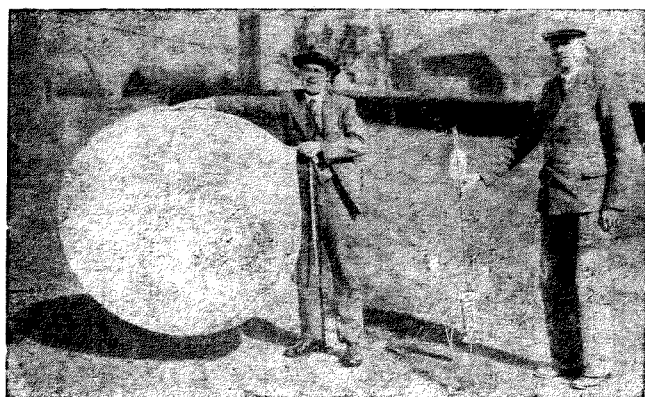


圖 23 一具探測氣球，帶着紀錄氣壓和溫度的儀器，正待昇空。

的儀器測量。儀器附帶於自由的橡皮氣球，就是所謂探測氣球(圖 23)。這種氣球

發出後即迅速上昇，更因它們周圍的氣壓逐漸降低，隨昇隨脹。這樣一個氣球當然終於爆裂或發生裂縫而落到地上。球上預置一個簽條，指示拾得者歸還放球之人，並可因此得一些酬報。

這種方法頗似大海撈針，然而它已能使氣象學家得到不少關於高空情形的報告。用這個方法而得到的最顯著的結果，就是法國科學家鮑耳特(Teisserenc de Bort)發見平流層。

從這種氣球得到紀錄非常緩慢，因此這種方法不適用於天氣預測。迅速的結果常用昇高的飛機得之，機上攜帶自記儀器，或者在高度計的預定讀數時能讀的溫度計。

測量上層風

氣象學家測量自由空氣中的風，常用一種橡皮小氣球測量。皮球內充滿氫氣，使之在預定的速率下上昇。不列顛的氣象機關所用的氫氣球，大都每分鐘昇高500呎(圖24)。

在每分鐘之末，用一個測風經緯儀觀測氣球的

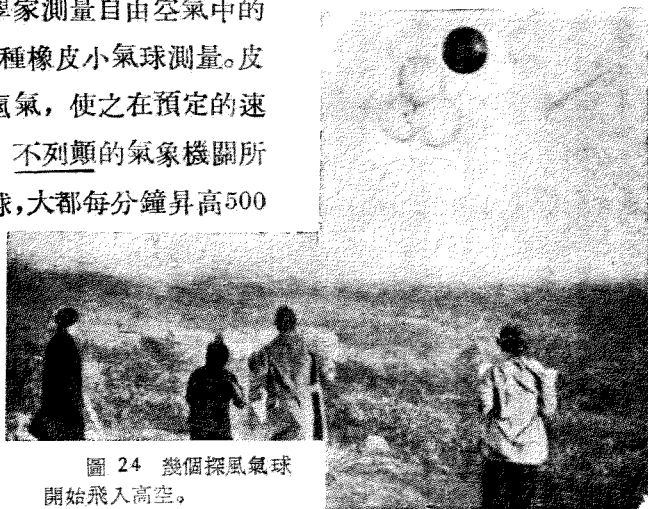


圖 24 幾個探風氣球開始飛入高空。

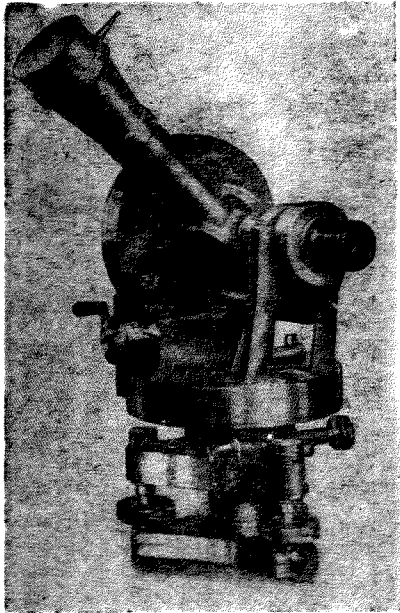


圖 25 測風經緯儀。

位置(圖25)。測風經緯儀上的一種標度表示氣球離開地平的高度，另一種標度表示向氣球的視線和南北向線之間的角度。從這種讀數，再加以氣球每分鐘昇高 500 呎的事實，很可以計算出觀測時氣球的位置。氣球的位置既知，就可以計算任何一分鐘內氣球的飄程。從這個飄程即可測得在這一分鐘內氣球所經的 500 呎深的一氣層中的平均風力。實行計算時，都用一份表為參考，或用一種圖解方法，或者最簡便者用一種

算尺。用這個方法觀測，可以測量高達 10,000 呎的風。如果風不甚強而氣球在 20 分鐘後尚不致飄到不可見，則還可以測量更高的風。

大概在距地數百呎以內，風力不斷的隨高度遞增，自此以上，直至數千呎的高空，風力的遞增較緩。同時它的方向也緩緩的偏轉於順時針向，例如一個表面風自南方吹來，則在它上面必有風自南和西之間吹來。自 3000 呎以上，更有一個顯明的趨勢，即自西吹來的風隨高度而遞增，自東吹來的風隨高度而遞減。一個表面風自東吹來，而上層的雲自西升起，那不是一個不常見的事。照最高雲的

運動所表示，在高空的風可達每小時 100 哩，同時在地面上的風極弱，也是通常的現象。

在 2000 呎以上的風，大都是沿天氣圖中等壓線的方向吹的。當上層風無法觀測時——例如有霧或有雨阻礙直接的氣球觀測法的時候——氣象學家利用他的天氣圖推測在 2000 呎高空的風。他認定風是循天氣圖中等壓線的方向吹的，而圖中等壓線愈密的地方風愈強。

空氣的上升

一個乾空氣氣泡經大氣層而上升時，隨升隨脹，因為它的四圍氣壓不斷的遞降之故。膨脹的直接影響為氣泡溫度的降低。讀者也許對於和它相反的事實，即壓縮能使空氣加熱的事實，較為熟悉，因為這是任何人用過腳踏車的打氣筒者多習知之故。打氣筒內的空氣常因經過活戶時被壓縮而加熱，而熱空氣又能使筒加熱。

一個經過大氣而上升和膨脹的空氣泡，每升高 1000 呎冷却約 $5\frac{1}{2}^{\circ}\text{F}$ 。這個溫度遞降率比大氣溫度隨高度而遞降的平均率較大。假定我們所觀察的大氣中的溫度在 1000 呎高者比在地面上者低 3° ，再讓我們假想一個空氣泡能夠自地面升至 1000 呎高。則氣泡的溫度必較它的新環境冷 $2\frac{1}{2}^{\circ}$ ，因為較冷，氣泡必較它的周圍空氣重。所以在我們任它上升的時候，它必有落回原地點的傾向。在平均狀態中大氣是穩定的，並沒有自行倒轉的趨勢，這是因為如上所說，暫時上升的任何部分的空氣，一遇解放，隨即向原高度退回之

故。總括的說，當氣溫隨高度遞降的速率小於每升 1000 呎降低 $5\frac{1}{2}^{\circ}$ 時，空氣是穩定的。如果氣溫隨高度遞降的速率大於每升 1000 呎降低 $5\frac{1}{2}^{\circ}$ 時，空氣即不穩定。舉一個例來講，在某一狀態中，測出溫度在 1000 呎高者比在地面上低 8° 。令一個空氣泡自地面升到 1000 呎高度，達到這個高度時氣泡冷却 $5\frac{1}{2}^{\circ}$ 。這個氣泡在它的新高度時，它的溫度還比它的環境熱 $2\frac{1}{2}$ ，所以比周圍空氣還輕。它有繼續上升的趨勢，如同烟自烟囪升起一樣，而並不表示有回歸原高度的傾向。在這種情形下，空氣是不穩定的。事實上這是頭重腳輕的不平衡狀態，如被擾動，它將自行調整，以避免這個不平衡。因為空氣在氣溫遞降率超過於每 1000 呎降低 $5\frac{1}{2}^{\circ}$ F. 的安全極限的狀態內，要持久停留，其難幾和鉛筆尖要保持鉛筆直立一樣。

在晴天的下午，地面已被太陽曬熱，而接觸地面的空氣已被地面加熱時，下層大氣溫度，隨高度的遞降率有時遠過於安全極限。因此熱空氣縷縷上升，給我們一種熱體面上常見的閃耀現象。

濕空氣上升時溫度的變更如何，下章再詳細討論，因為它和大氣中水蒸汽的作用有關。

溫度之逆增

濕氣的溫度普通雖是隨高度而遞降，但是也有相反的例外，即溫度隨高度而遞增，這叫做逆增。逆增發生於任何晴夜的地面，地面因放熱於無雲的天空而冷却。這種冷却緩緩的向上傳遞，不過在距地數百呎高的空氣比接觸地面者冷却較少。結果地面和接觸地

面的空氣，實際上，比在高距離的空氣，溫度較低，換一句話說，空氣溫度是隨着高度而遞增。一堆熱空氣流過一個冷地面或海面，被冷面自下冷卻時，也可以得同樣的結果。

當地面上構成一種逆增，而同時沒有充份的風力把它調和或消滅時，城市的天空中就有顯著的影響發生。自烟囪發出的載烟空氣，起初因為比周圍直接空氣較暖而上升。但是不久即達到周圍空氣和它同樣暖的高度，它就停止上升。它停留在空中，成水平面的散開，積久漸厚，足以掩沒太陽而使街道暗晦。倫敦冬季常遇的所謂高霧就因這個理由。這種高霧有一特點，當它們完全把太陽掩沒時，沿街的可見度反較優越。

逆增是極穩定的，因為它們很顯明地不在每 1000 呎溫度降低 $5\frac{1}{2}^{\circ}$ 的限制正軌之內。在逆增的情形下，如果有風總是穩定的，不會有間歇風陣，最普通是沒有風的。

平流層曾一度稱為上逆增層，但是這個名詞已不為人採用。平流層雖不是一個真實的逆增層，却是一個極穩定的區域。

平流層之上

平流層的下界線是在氣溫隨高度而穩定，降落被制止的地方。平流層的頂距地面多少高，現在尚未有一致承認的答案，不過為便於想像計，可視平流層為一層 10 公里，或 6 哩深的大氣。從這個高度以上，溫度確然有增加的趨勢，繼續增至距地約 40 公里。在這增溫程中臭氧強吸自太陽射來的紫外射線。臭氧存在大氣中的總量

是極微的，但是它的分佈極廣，下自地面，上至 40 公里高空，其重心則在距地約 15 哩的空間。如果存在大氣中的全部臭氧和其它一切氣體脫離，而積聚在地面上，它祇能聚成八分之一吋厚的一層。但是大氣中臭氧的量雖微，它却能吸收自太陽來的輻射達百分之六。臭氧將它所得來的熱（由於吸收太陽的紫外射線）分給大氣中和它混合的別種氣體，結果平流層以上的氣溫隨高度而遞增，直至 40 公里以上，其溫度至少和地面溫度相等。

距地 100 公里以上，爲開納來·赫維賽德 (Kennelly-Heaviside) 層，其中包含大量自由電子，或小的負電荷，係被太陽的紫外射線自氮原子中取出來的。無錄電波能激起這班電子振動，結果這層大氣把無錄電波送回，成爲一種不十分完整的回波。距地約 220 公里（約 130 哩）以上還有一層相似的氣層，含電子亦富，稱爲亞博爾敦 (Appleton) 層。它是因發見者，亞博爾敦 教授而得名。約在 80 和 110 哩的空間還有兩層間隔的氣層。無錄電信號是像光線一樣循直線進行的，如此說來，自倫敦 發出的信號如果不經過海，就不能循直線直抵紐約 了。可是無錄電信號所以能自倫敦 抵紐約，並不因它經過大西洋 的水，循直線進行而得成功，實在是因它經過空氣，被上面所述的各氣層，像平面鏡一般的把它向下反射，乃能成功的。

我們對於亞博爾敦 和其他學者用做調查這種氣層的方法，不能在這裏詳細討論。這種方法全在決定臨界波長，即不被向下反射而能穿過各氣層的波長。照現在已得的結果所表示，在 100 公里的

高空，在夏冬兩季間空氣密度的相差極小，因此溫度的相差也微。但是在更高的氣層內，夏冬之間密度的相差極大，祇要看在一夏日，在 300 公里的高空溫度，至少要超過 900°C . (約 1600°F .) 以上一點，就足以說明這個差度之大。

折 射 和 蜃 景

一條光線經過一個各部密度相同的介質時，它是沿一條直線進行的。如果介質的密度各部不同，它的進行路線必在經過密度改變的分界處被折轉。如果密度的改變不是陡然的而是緩慢而連續的，則光線的路徑也不陡然折曲而是平順的彎曲。在大氣中平均狀態下，空氣密度很穩定的向上遞減，所以光線經過空氣常斜向的，漸近地面漸峻峭，或者距地面愈遠愈不峻峭，結果遂使任何光線發生坡度。圖 26 表示一位觀測者若在地面上的 A 點，沿 AB 的方向觀察，可以看到一個恆星 S，因為自恆星射出的光線是循 SA 的曲徑而達到他之故。所以他對於這顆星距地平的高度不免要估計得

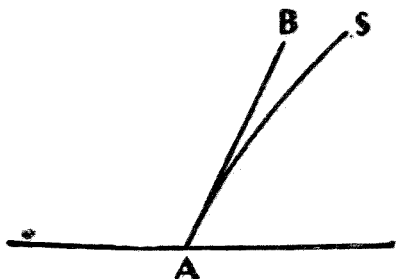


圖 26 空氣怎樣把一個星的視位置遷移。

過高。在正常情形下，他可以用校正表將他所見的恆星高度校正。同樣的差誤常在測量地面時遇到，通常的校正法即依據密度照一個標準率而隨高度遞減的。

在空氣密度隨距地的高度遞增時，光線折射的方向顯然相反。

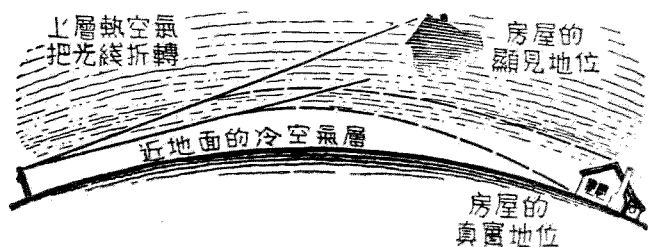


圖 27 這個簡圖表示上層熱空氣如何把光線屈折，使遠處不可見的物體的像在空中顯示。

如果溫度隨高度遞降率大於每 100 米 $3\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$ ，或每 1000 呎 19°F ，則密度隨距地的高度遞增。但是溫度的遞降，在任何晴天的下午常較快於這

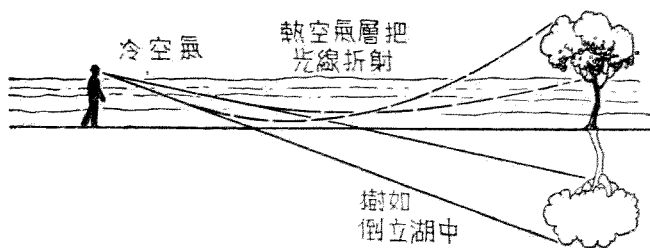


圖 28 這個簡圖表示冷空氣在上，熱空氣在下，怎樣把光線屈折而產生一個幻象。

個降率，尤以在沙漠上，或石子路上為甚。在這種情形下，光線是向上折射的，而經過近乎地平方向而密度向上遞增的區域者，折轉最大。關於這種光線向上折轉的效應，一個往來於石子路上的汽車司機差不多天天遇着，尤其是在一段路面上，面前為一段緩緩向上的斜坡而過此以後為向下的斜坡，使此段路面像被天空所限者。司機在他的面前看見似乎有一片水，但是當他到了這個地點，水却不見

了。那時所遇的情形，其實如圖 29 所示。圖中 O 代表司機的眼看着路面上的一部，在這一部上空氣的密度沿一直線，例如 OA，向上遞增。但是沿 OA 的



圖 29 在一條路上的蜃景。

方向達到他眼中的光線是一個會循着 OB 曲線來的光線，所以他所見投射在路上的東西，實是在 B 的一小片天。當他達到似乎有水的地點，他的視線和地面所成的斜角，已不容天空的任何光線達到他的眼中了。

在沙漠中，地面空氣的受熱極強，所以有同樣的效應可以看到。遠距離的樹和草可以現出得與人接近，恰像石子路上似乎有水而實則無水一樣。有一次在 1917 年四月中，不列顛和土耳其軍隊，在美索不達米不能不暫時停止戰爭，其原因則為一個蜃景，使兩方軍隊互不能見敵方之故。

空氣中聲的進行

在靜空氣中，聲的進行情形有一部分和光的進行情形很相反。一個聲的射線在空氣中被屈折，不是因空氣密度的變更，而是因氣溫的變更。如果溫度隨距地的高度遞減，則聲的射線必循一個向上彎曲的路徑進行，路徑距地愈高愈峻峭。這個路徑的曲向和圖 26 內代表光線路徑 AS 在正常大氣中的曲向適相反。

任何巨聲，像巨砲彈爆炸之類，可以在距爆炸地點 20 至 30 哩



圖 30 沙漠旅行者有時發現不遠處有棕樹和水，但向前走去時，樹和水却向後退。這是一種幻像叫做蜃景。

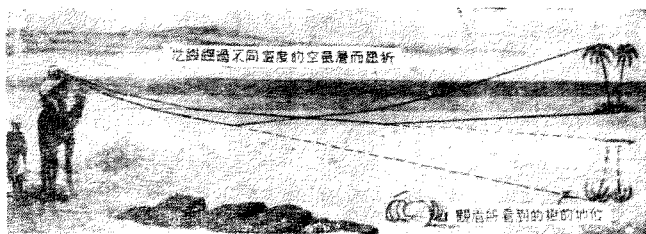


圖 31 沙漠中蜃景的成因。棕樹是真的，不過在很遠處。因為從遠處的棕樹而來的光線，經過不同密度的空氣層，就屈折而使樹的像變近。這些光線又自相交錯，旅客以為樹的像是沿虛線的方向來的，結果所見的樹好像倒於水中的樹一樣。

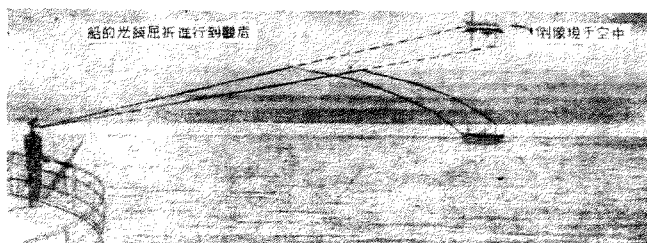


圖 32 航海者所見的蜃景。顛倒的船像現於空中。因為和水接觸的空氣層比上層空氣的溫度低而密度大，光線折屈的方向適和圖 31 所示者不同。

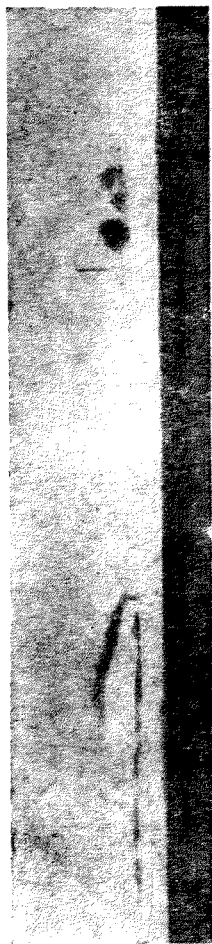


圖 33 這一系列火車如天馬行空，臨空疾駛。事實上這一系列車遠在地平線以下。

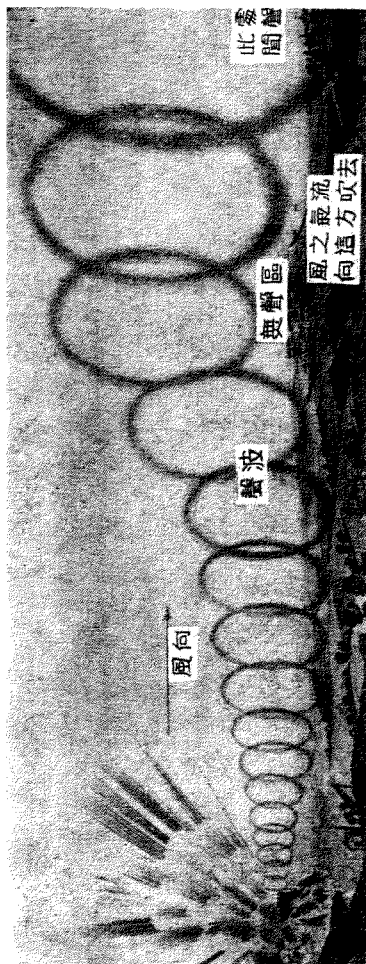


圖 34 無聲區的理由。聲的射線因溫度遞減而被折向上，離開地面，及至溫度遞增的氣層復被折向下，達到地面。中間遂有無聲區發生。

的地方聽到。過此距離有一帶區域不能聽到炸聲，因為一切響聲在達到該區時早已被折向上。但是在更遠的地點——譬如說距聲源 70 至 80 哩的地方——這個響聲又可聽到，因為自地面被折向上的聲射線終於達到一個氣層，距地約 50 千米，其中溫度隨高度遞增非常迅速，因此使射線再向下彎曲達到地面（圖 34）。這個重復可以聽到巨大炸聲的外圍區的存在，足以證實溫度在大氣的較高氣層內是隨高度遞增的。這是唯一的方法，能將所觀察的事實很滿意的說明。

關於聲的進行，這裏還有一點具有討論的價值。以上所論者僅關於在靜大氣中的情形——換一句話說却未曾考慮到風的影響。這個影響可以用數語概括之。風在大氣的低層中總是隨高度遞增，這是一個觀察的事實。一個在下風進行的聲是向地折下的，所以在下風的人所聽到的聲比在無風時較為響亮，因為風速的向上遞增能把聲射線向地折下，否則在正常的溫度分配下將被折向上而散失的。結果產生一個集中在下風的聲。但是在上風，效應就相反，因為隨高度而增的風，把聲向上送，比單靠溫度分配而向上送，更為劇烈。結果聲在下風比在靜空氣中較易聽到，在上風較難聽到。

第五章

大氣中的水汽； 雨，電，和雪

空氣受水蒸汽的飽和

在濕球和乾球溫度計的讀數既得之後，大氣中所含的水汽量就可以查表估計。空氣愈暖，達到飽和時所含水汽愈多。但是我們現在所引用的飽和一名詞，在它的定義中有一個特點。如果空氣和一片平的水面相接觸，在水汽的分子自空氣進入水中，和自水進入空氣中的數目相等時，這空氣即為飽和的。普通我們講到飽和時，是指這樣定義的飽和而言。不過照這個定義，空氣雖達飽和，如果液態水以裂成極細的方式繼續混進，它仍舊可以接收這種汽態的水。這樣空氣就成為過飽和；所含的水汽量必超過它和一平水面接觸時所能包含的水汽量。如果水汽賴以凝聚的惟一液態水是成小滴的，則此時空氣為過飽和，除非這水是一種產生相反作用和吸引水分子的鹽溶液。

在同樣溫度下，空氣在一片平的冰面上比在一片平的水面上吸收水汽較少。

在空氣中的水汽的平均量，一天之中沒有多大的變更。溫度在下午為最高，因此空氣飽和時所能含的水汽的平均量也在下午為

最大。所以水汽量設有限定，空氣在下午距飽和點最遠，而在溫度最低的夜間最近。就一般情形，我們可以說，空氣的相對濕度在一天之內隨溫度之反對方向變更。在有幾處地方，空氣在日間乾燥，到夜間就有飽和的可能。這對於植物的生長有十分重要的關係，因為在空氣近乎飽和時，植物能從大氣中吸取水分之故。

濕空氣的密度

水向大氣中蒸發時，水汽的分子並不是僅僅加入原來存在的空氣中，譬如說任何一立方呎內。我們應當看做這種水汽分子是將同數的空氣分子推開而佔據它們的地位。所以我們如果將一立方呎的乾空氣和一立方呎的濕空氣，在相同的總壓力下相比，我們可以說，它們不同之點是在濕空氣中有一部分乾空氣分子已被較輕的水汽分子所代替。因為一個水汽分子的重量平均比一個乾空氣分子的重量較輕，所以在相同的溫度和總壓力下，濕空氣較乾空氣為輕。

水向大氣中的蒸發

在任何一片水面上，如海面，河面，湖沼等水面上，水常蒸發而變為水汽，並和大氣混合，甚至在陸地上，日間也有不少水量自植物的表面蒸發。將水分子拆散使成水汽，擔任這個工作的能，在正常的大規模蒸發程序中，是由太陽射線供給的。不過這種能有時也許取之於空氣，或者竟取之於剩餘的水。水的蒸發需要一種供給潛

熱的資源，方能將液體變為蒸汽，這個事實對於一般的生物有極大的關係。我們在敘述濕球溫度計時，早已討論到一個關於蒸發影響的例子。溫度計的球被濕棉紗布包圍而潮濕。當空氣乾燥足使濕布起蒸發時，水即自濕布蒸發而使溫度計的濕球冷卻，因此它的讀數總是較乾球溫度計為低。在這種情形下，用於蒸發水的潛熱是取之於經過球面的空氣，這部空氣因此被冷卻，又轉而將球冷卻。

有一個顯而鮮經人道的事實，即空氣因水向空氣中蒸發而冷卻時，濕球溫度在它們全部過程中能保持恆定。最初發見這個事實的人是諾曼德 (C.W.B. Normand) 博士，現任印度觀象台台長。關於這個事實的一個有趣味的例，是印度人懸在門口用做冷卻進入戶內的空氣的濕簾或濕帷。透過濕帷的空氣，因水自帷蒸發而被冷卻，但是濕球溫度在帷內者和在帷外者相同。

由於水向大氣中蒸發而致冷卻空氣的作用，若已使通常或乾球溫度降落，直至等於濕球溫度，則這時的空氣是已飽和的。它的溫度必等於原有的濕球溫度，因為濕球溫度在全部過程中保持不變之故。空氣既已飽和，就不能再容水向它蒸發，因此也不能因蒸發而更變冷些。換句話說，一堆空氣，決不能因水向它蒸發而冷卻到比它的原來濕球溫度更低的一個溫度。因此我們得到一個印像，就是濕球溫度計不是僅僅為氣象學家計算空氣的相對濕度而發明的一個人造物，它本身自有一種物理上的意義。如果我們建議用水蒸發的方法，將空氣的任何標本冷卻，我們祇需視察置在標本中的濕球溫度計，就可以預知這個方法如何有效。在雷雨時，近地

面的空氣很顯明地常因雨水的蒸發而冷卻。如果降雨時間充分長久，空氣可以冷卻到近乎等於雷雨開始前的濕球溫度。

關於將水變爲水汽所需的能是由剩餘水的冷卻而供給的一種方法，有一個有趣味的例，足資說明。印度有一個使飲水冷卻的普通方法，只需將水置在一個多孔性的壺內，露在熱微風中，却不使太陽光線直接射着，自壺孔潛出的水隨風蒸發，而壺和剩餘的水即被冷卻。這個方法在家庭內有許多用處，沒有冷藏器的家庭尤爲適用。肉和奶油酥置在蓄一淺層水的碟中，上蓋一塊棉紗布，四圍邊緣浸入水中，可以因水自棉紗布蒸發而保持寒冷。在溫度約 85°F . 內，奶油酥可以用這個只要添水而無需注意的簡單方法，保持寒冷而不溶解。

水汽的凝結

凝結是蒸發的反作用，就是水汽反變爲液態水。在大氣中水滴的凝結，並不由於水汽分子的聚合，却因水汽分子聚在特殊的一個塵埃質粒上而成。自煤窖中，或地毯上所收集的細微塵埃，大概都不足以爲一個水滴的基礎。能作水滴基礎而可稱爲凝結核 (nuclei of condensation) 的塵埃微粒，大都產自海水中的食鹽細質粒或自烟囪發出的硫產物的細質粒 (圖 35)。大氣中常有充分的核足爲雲雨中水滴的基礎。

在大氣中的水汽能凝結在核上之前，四周空氣需要飽和或者近乎飽和。這種環境可以由三種原因造成。

(1) 濕空氣和另一堆溫度不同的濕空氣相混合(圖36)，在某種情形下可產生一種飽和的混合空氣，因此凝結作用得以發生。海上的水霧常由這個原因而造成。

(2) 空氣經過極冷的地面或海面時，或許會被冷卻到使它原來所含的水汽量變為超過於足夠飽和的量。因此有些過剩的水汽凝結成霧質粒。

紐芳蘭 (Newfoundland) 的大岸上所發生的

濃霧就因這個原因而發生的。該處有自墨西哥灣吹來的一股熱濕空氣，經過向加拿大東岸流去的海水冷流之上，因此發生濃霧。當地面和牆壁等在寒冷的天氣下既被冷卻之後，而冷天氣驟然為一

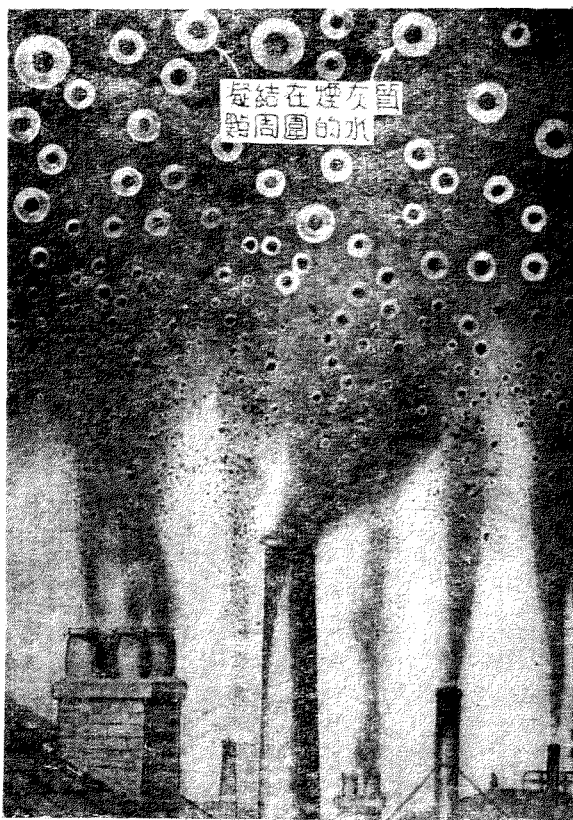


圖 35 大氣中水滴的一個成因；以煙囪噴出的硫產物細質粒為凝結的核心。

股熱濕風突破的時候，常感到一種不快，也是由於這個原因發生的。進入室內的空氣遇壁而被冷卻，即有過剩的水留存在壁上。

(3) 當一堆濕空氣上升而經過大氣時，它不斷的膨脹而冷卻，

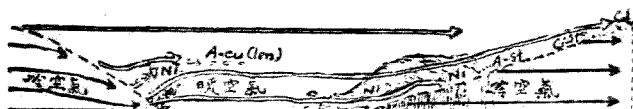


圖 36 濕空氣和另一溫度不同的濕空氣交流動。相遇以後，造成一種飽和的混合空氣，發生凝結，因成雲霧。這叫做平流成雲法。Ni = 雨雲，A-Cu = 高積雲，A-St = 高層雲，Ci-st = 卷層雲，Ci = 卷雲。

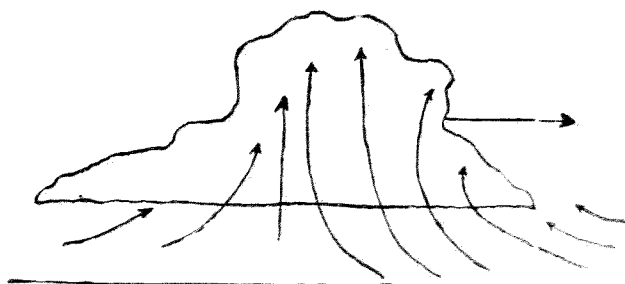


圖 37 地面濕空氣受熱膨脹上升，造成對流，至上層溫度減低，終於飽和，使水汽凝結成雲。這叫做對流成雲法。

繼續凝結而體積逐漸增大，直至成為雨滴而落到地面。

雲和雨的不同

雲和雨的顯見不同之點在雲是浮起，而雨是落下的。但是這個顯然的分別並不真切，實際上雲滴也落下的。任何細水滴都要落下，不過落下的速率却因水滴的大小而不同，較大者比較小者落下

終於達到一個恰好飽和的程度。再上升一些，會使一部份水汽凝為構成雲的細水滴（圖 37）。如果再繼續上升，則水滴因

較速。雲水滴的大小變化甚大，平均直徑約為 $8/10,000$ 吋。這樣大小的水滴每小時落下 150 呎，祇需極微的向上氣流就可以扶持它不落下。雨滴的大小也變化多端；在毛毛雨中，水滴平均直徑約為 $1/8,000$ 吋，落下速率約為每秒鐘 24 呎；在大雨中，水滴的平均直徑約為 $1/16$ 吋，落下速率約為每秒鐘 17 呎。

雲的構成的幾個特點

在晴天下午的積雲(參閱第六章)，即羊毛狀雲，是由前面所說上升的熱濕空氣所構成，這種雲可以認為上升氣流的存在證據。但是這種雲有一個特點，就是它的分明的底，足資研究。積雲從未曾表示過它的底逐漸的向藍天中隱沒，而是有一個分明的邊界，明亮的雲即在此處接連着藍天。它的原因可以用數語說明，不過不一定是易於了解的。當濕空氣在上升的氣流中上升時，不久就達到一個開始飽和的階段。如繼續上升，空氣中的水分即在早已存在的核上凝結成水滴，但是小水滴在最初時並不迅速增大，因為照前面所說，成爲小滴的水，除了空氣極度過飽和外，都有蒸發的傾向。如再繼續上升，則凝結開始而水滴增大，所能存在的過飽和量也迅速減低。水滴的增大逐漸加快，而不能見的水滴漸變爲能見的水滴，這都在一個十分小而事實上眼所不能辨的高度範圍內進行的。結果給這種雲底一個清晰的輪廓。

雨 的 成 因

雨是由於上升的濕空氣造成的。當一堆濕而未飽和的空氣自地面上升時，它的溫度漸次降低，起初的降率爲每升 1000 呎約降 $5\frac{1}{2}^{\circ}\text{F}$ 。但是它終於要達到一個所含的水汽量剛巧足夠使它飽和的階段。如再由此繼續上升，則水汽就要凝結而爲雨或雪。當水汽凝結時，以前因蒸發而收貯的潛熱得被解放，即用它來減小上升空氣的溫度的降低率。結果飽和空氣上升而經過大氣時，它的溫度降率並不像上升的乾空氣的溫度降率一樣。在地面上，且溫度約在 60°F 時，飽和空氣的溫度的降低率約爲每升 1000 呎僅降低 3°F 。如果周圍空氣的溫度，隨高度而降低的速率大於每 1000 呎 3°F ，則濕空氣可以自由上升，經過大氣，而雨亦很易形成。在能夠預知這個限度將被超過時，通常就可穩妥的預測雨的來臨，如果這個限度超過甚大，則或許有雷雨降臨。

這是造成任何數量的雨的惟一方法——就是由於濕空氣上升的方法。濕空氣的上升可以因種種原因而產生。當一個空氣寒流自北而南，經過較暖的海面時，它即被自下暖起，結果或許會產生一種隨高度而變的溫度變更，大於穩定度之限。因此在地面上的暖空氣不免有上升的傾向，若它們升得充分高，即有雨或雪結成。

雨又可以因高地上的空氣被迫上升而產生。如果一股暖的西南風向一帶山崗吹去，它必不免被迫而在山上上升，因此不能不將大部分所含的水汽放棄，任它們變爲雨或雪(圖38)。世界上有幾處最大的雨都由這個原因而產生，最著者如印度西南季風雨，美國西邊海濱各部的大雨，甚至如不列顛山嶺區的大雨。如果一股氣

流超過一帶山崗而上升，因此不免失掉大部分所含的水份（這是被迫升至極高的空氣所不能免的），那麼它在山崗的另一邊降下時必為乾風。下降時它漸被加熱，其速率為每下降 1000 呎約增 $5\frac{1}{2}^{\circ}\text{F}$ 。這是它下降至高壓層時被壓縮的結果。因此它達到高地的下風一邊的低地時，成為暖而乾的風。這個效應在世界各地的山嶺區域是極顯著的。

迫使暖空氣上

升而放出所含的水汽為雨或雪，還有第三種原因。如果一股暖氣流撞著冷氣流的側面，則暖氣流必然超過冷氣流而上升，恰和它撞着

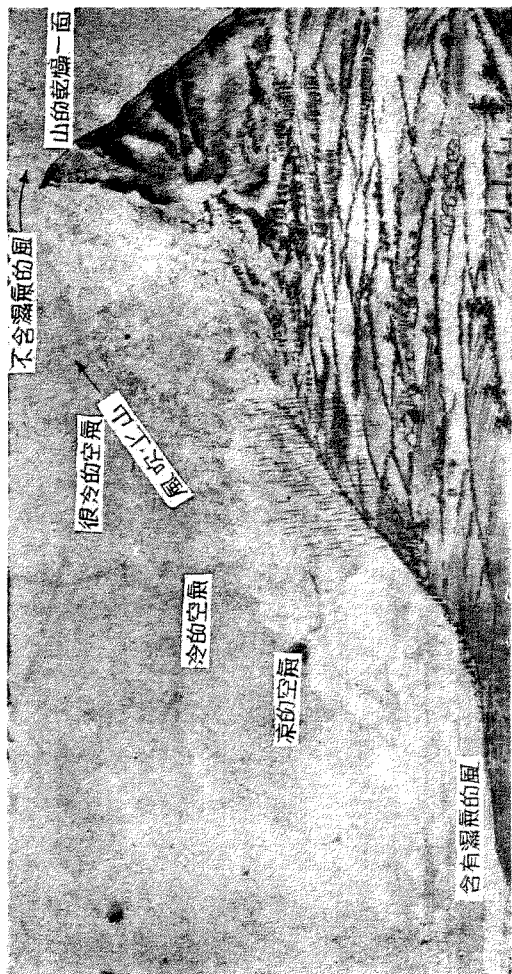


圖 38 濕空氣遇山上升，中途因冷空氣而產生雨，繞過山頂時已不含水汽。

一帶山崗的側面而上升一樣。伴隨着經過中緯度的氣壓的雨，大部分由於這一原因而成。以後我們還要講到，低氣壓區可以認爲一個戰場，供緩冷兩氣流格鬥，就在沿着這敵對兩氣流互相撞擊的一線內，低氣壓中大部分的雨即落下。

雨，雪，和 電

當一股上升濕氣流中的水汽在凝固點以上的溫度凝結時，它們的沉澱物即是雨；但是如果上升的空氣祇能在溫度已達凝固點的氣層以上而飽和，則沉澱物爲雪。雪不一定能降至地面，因爲它下降時所經的空氣的溫度或許高於凝固點，不免中途溶解。祇有在地面溫度已降至凝固點，或至多較凝固點高一二度時，雪才能降至地面。

雪晶是大氣中神秘物之一。它們各有彼此相似的六肢；但是從沒有兩個晶體是相似的。有幾位業餘家以攝取雪晶照相爲終身消閒法，但是在他們所得的照相中從未發見過二個形狀相似的雪晶。照雪晶的相並無多大的困難。把雪晶收集在一個黑板上或一塊黑絨上以後，即可直接照相，無需特殊審慎的手術。圖 39 略示幾個雪晶照相。

電的構成需要很特殊的條件。當水滴在一個上升的氣流中結成而繼續被帶至上空時，它們的溫度雖降至凝固點，却並不立即凝固，及至達到凝固點以下的溫度，它們在起初還能保持液態水的狀態。大概在溫度降至約 -10°C .或 14°F .時，它們才開始凝固。這時雨

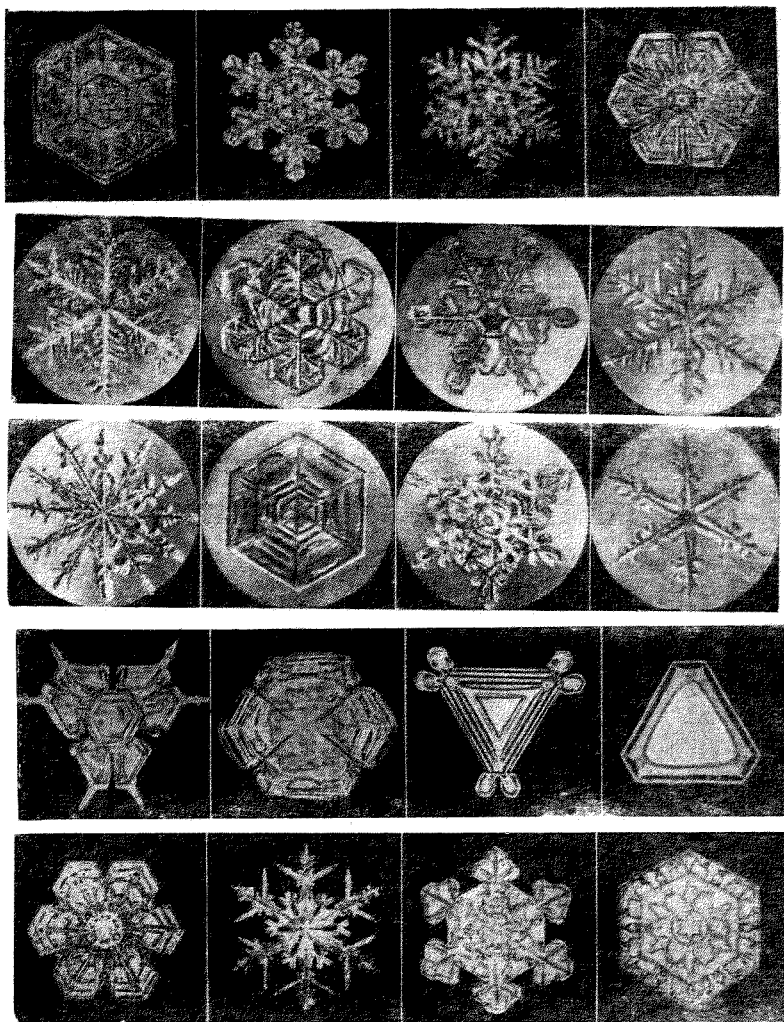


圖 39 幾幅雪晶的照相。

滴凝成爲一個白冰的軟核。如果它在這時下降，它必先遇着溫度在凝固點以下的水滴，這些水滴隨即凝固在這下降的核上。在凝固時，它們把一些空氣拘留在冰內，所以它們在核上所成的一層衣是白冰。當這個業已包着一層白冰的核再下降時，它達到一個溫度在凝固點的氣層，而本身的溫度却遠在凝固點以下。附近的水汽於是凝結爲水而附着在這些冰球上，這些水旋即凝成明冰。這樣過程的結果成爲雹塊，有一個軟的內核，外包一層白冰衣，再外更包一層明冰衣。如果最初帶濕空氣上升的空氣流是間歇的，則它可再將雹塊帶至第一次受到白冰內衣的區域，使之再受着另一層白冰衣。當氣流再度暫歇而任雹塊落下時，它又可以再包一層明冰。這個序程可以複演多次，每上下往來一次，必增加一層白冰衣和外面一層明冰衣，因此雹塊的重量和大小逐步增加(圖40)。這種手續不能無限制的

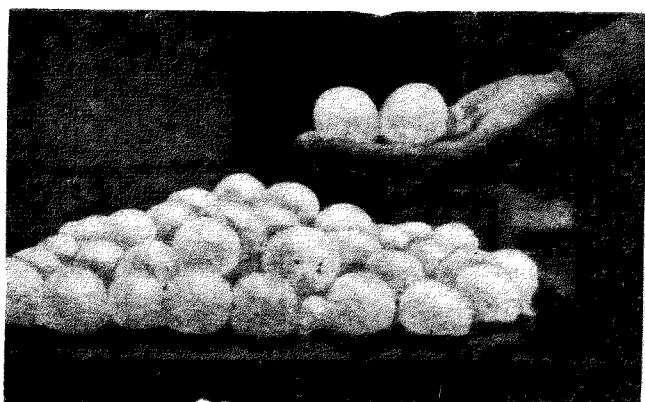


圖 40 土耳其巴達格地方，地上陰處的溫度爲九十五度時，所降落的雹，竟有雞蛋一般大小。

的複演，因雹塊逐漸增大，必至氣流無力帶它再向上升。所以它終於不免落到地面。將雹

塊穿心剖開，可以發見它本身的過去歷史和助它成功的向上氣流的狀況。

巨大雹塊祇在大氣中有強烈的上升氣流以阻止雹塊急速落下時，方能構成。此外雲必須布在極高的空中，至少需在溫度低達 $-20^{\circ}\text{C}.$ ($-4^{\circ}\text{F}.$)的氣層；而雲底則需在溫度達凝固點的氣層之下。這種情形在溫暖的區域中最常遇，因為在這種區域中，強烈的上升氣流最常遇，且上升的空氣，能遠在凝固點以上時已飽和之故。在不列顛羣島中，這種情形在夏季最為發達，所以在夏季的雷雨中能見巨大的雹塊。

當地面溫度很低，因此上升的空氣比較的少而雲底的溫度高出凝固點無幾的時候，則雹塊獲得明冰衣所需的一層空間必不甚厚，也許竟然完全沒有。這樣落地的雹塊多是小的，祇是一個形成巨雹中心的軟白核。這種小而軟的雹塊就是所謂霰。在歐洲冬季，當雲底在凝固點或近凝固點時，霰是常遇的。在印度的山中，充分高的測候站上，那裏已超出液態水能存在的高度，霰也是常遇的。在平原上發生的上升氣流，將水滴帶至上空，凝固成霰而落下，惟它們在能夠達到獲得明冰衣的高度之前，已經落到地面了。

在不列顛羣島中，以及在中緯度的各地，冬季中有些雨發生於高層，在彼凝結為雪，並在落下的途中溶解；也有在高層中發生的雨，在某種情形下，可在到地之前蒸發。

露，白霜，和霧凇

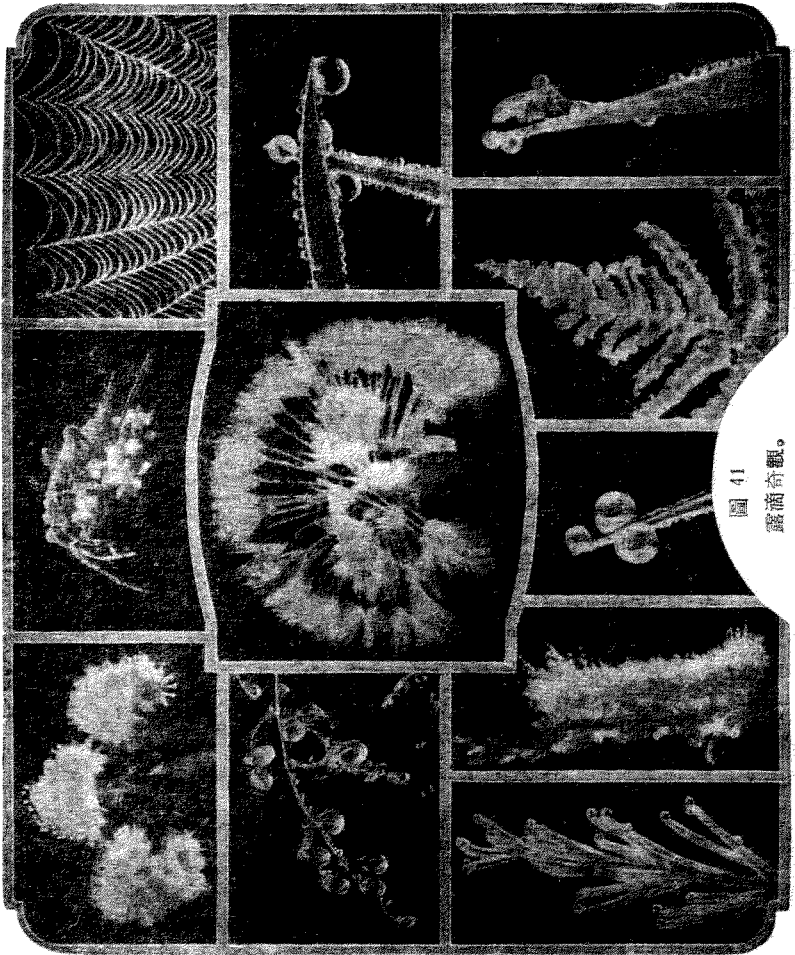


圖 41
露滴奇觀。

當地面或任何固體的表面暴露在空氣中而冷卻到一個稱為露點的溫度，或者到一個溫度，能使空氣中的水汽量足夠使空氣飽和的時候，面上就有水積存。這種積存的水名為露（圖41）。當水汽自大氣中凝結時的溫度低於凝固點時，則所積存者為白霜（圖42）。這

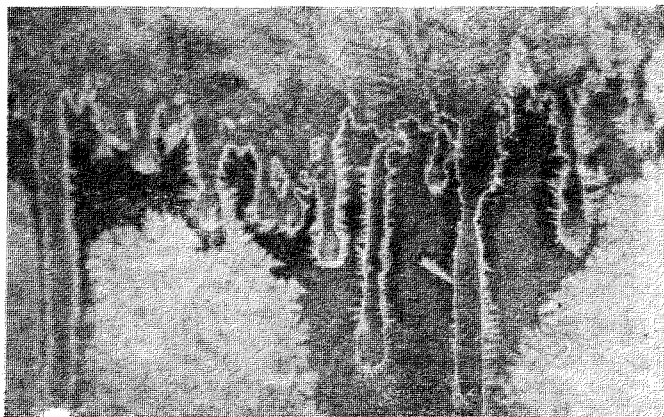


圖 42 玻璃窗上的霜花。

個作用和室內冷壁上水的積附，或者暖室內灌滿冷水的玻璃杯上滿積水點是一樣的。普通觀念認為露是落下的；但是重露的產生，祇是在地土潮濕而水汽自土中進入地面空氣層之時（圖44）。所以說重露是升起的比較說它是降下的來得確實。

當水霧和霜同時並遇的時候，任何暴露的物體向風的面上漸有粗糙的白冰積聚，這樣積成的白冰稱為霧凇（圖45,46）。霧凇和白霜不同。白霜是由水汽直接變為冰而成；霧凇則由霧中細水滴，接觸冷物體而凝成。霧凇的形狀至為奇特，在樹葉上者常成精細的晶體花樣。

圖 43 一個
實驗。將錫罐在
夜間倒合在草地
上，次日晨驗得罐
外有露而罐內無
露。證明露是由
於空氣中水分所
凝結而成，濕空
氣不能入罐內，
所以罐中的草上
沒有露珠。

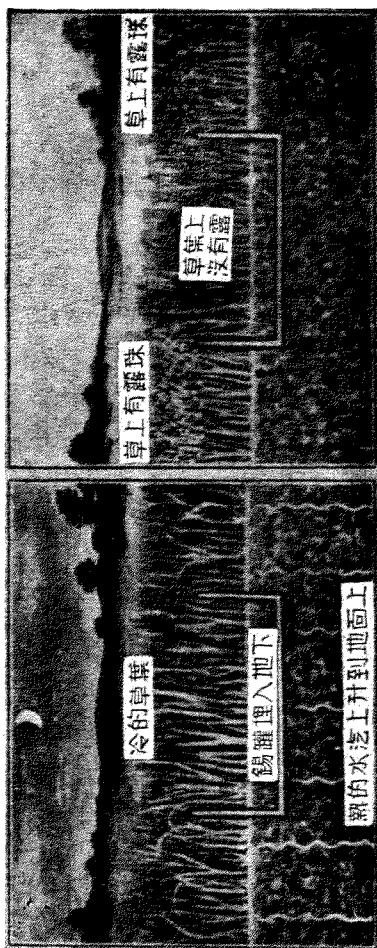
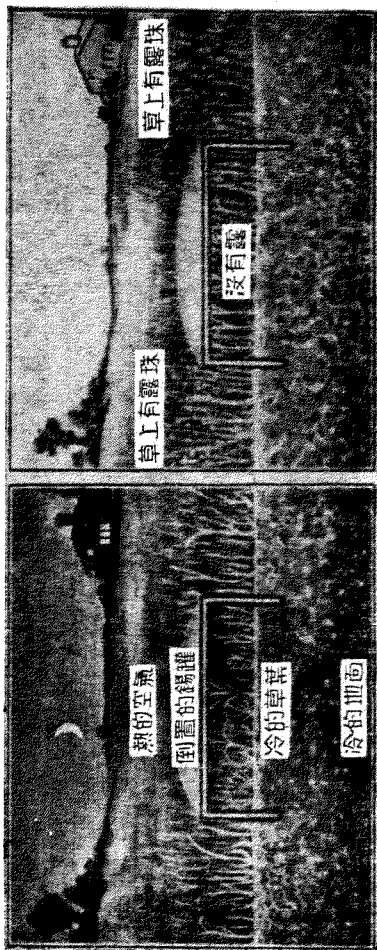


圖 44 現
在把罐底埋入土
中，即可證明重
露並非是由空氣
中落下，而是由
土壤中的熱水汽
上升地面而成。
有罐底阻隔的地
方水汽不能上
升，故罐中的草
葉上沒有露珠。

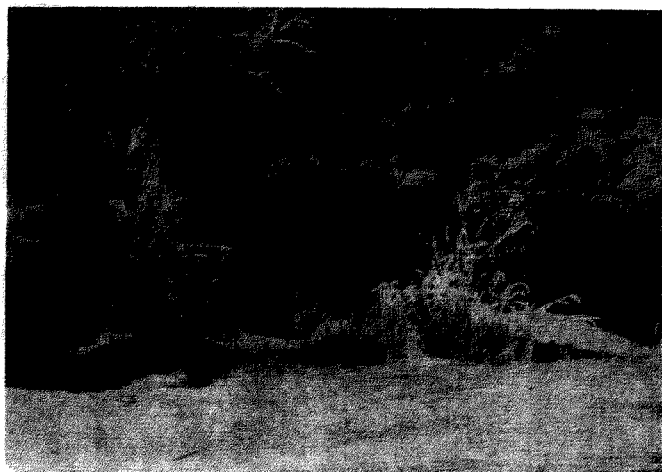
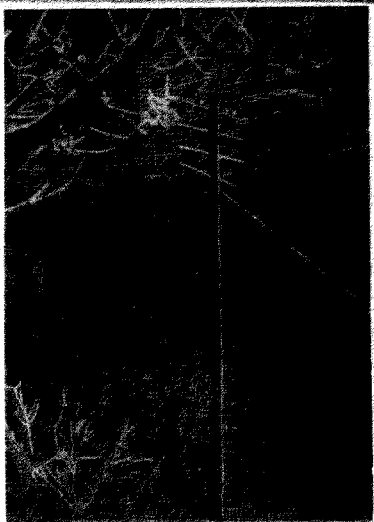


圖 45 天津的霧淞，全市草木電線，都變銀色，別饒風趣。(上)爲二十二年二月二十七日攝影。

圖 46 (右)爲二十四年一月九日攝影。

暈 和 華

向一片薄雲中所窺見的一組環繞在日或月周圍的色環稱爲日華，或月華。這種華祇有在雲中含着水滴時方能形成。暈是環繞在日或月的



周圍的一個帶白色狹環，它的半徑約有 23° 。暈的現象，和華不同，

因爲它指示出那雲是由冰晶構成的。



圖 47 月暈,和幻月是因空氣中冰晶內光的折射和反射作用而發生的。

有時可以看見一個 46° 的暈,有時也可看見許多複雜的弧,也是暈的現象(圖47, 48)。因爲它們過份複雜,這裏限於篇幅不能詳述。

虹

虹是因光綫在水滴中屈折而成,它的顏色的分明由於各色光線在水滴中的折射率大小不同而起(圖49)。當觀察者背向太陽時,虹似乎自一個雨雲射出的。虹的中心,和觀察者的眼,和太陽的中心是在一直線上(圖50,51)。正虹或最鮮明的虹的直徑跨着一個在眼中約 41° 的角。出現在正虹之外的副虹的直徑跨着一個在觀察者眼中約 52° 的角(圖52)。有時副虹之外更有第三虹出現。

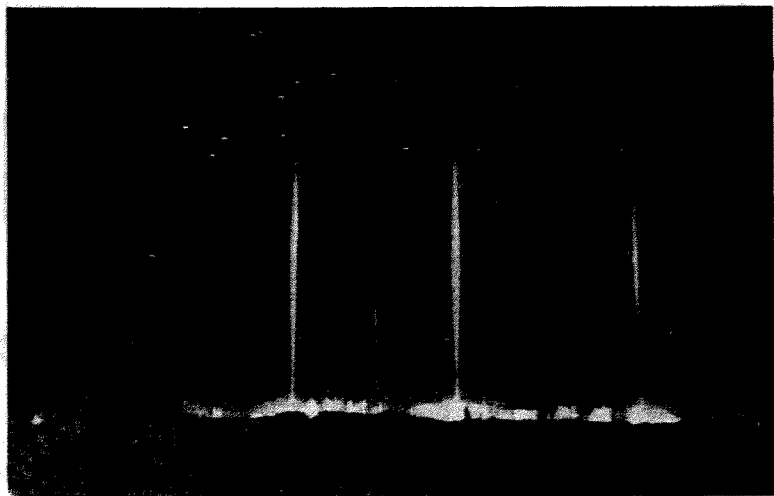


圖 48 柱暈(pillar halos):發現於1939年12月美國華盛頓之威爾白(Wilbur)。該照相為美國布利德(S.B. Breed)所攝，露光五分鐘。據氣象物理學權威休夫萊(W. L. Humphrey)說:「這是從未見過的最佳柱暈照相。空中有時有扁丸狀的雪晶，以平面下降。柱暈係由這種晶體的上下兩面反射出的光所產生」。

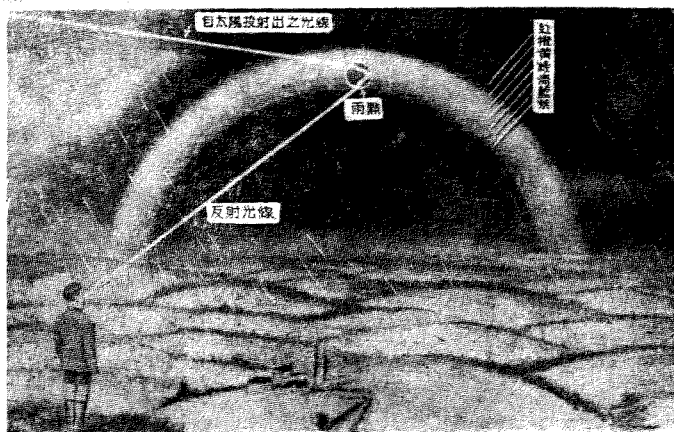


圖 49 太陽光射入天空中水滴時，即被屈折，在水滴內經一次或二次反

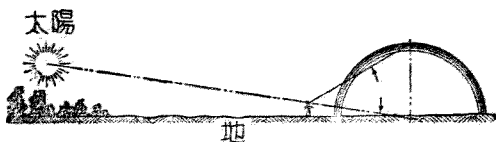


圖 50 人在地面上看虹，因為有一部份視線被地面阻斷，所以看到的虹作弓形。

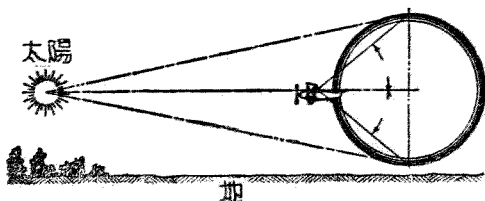


圖 51 乘飛機到空中就可以看到虹的下半圓。

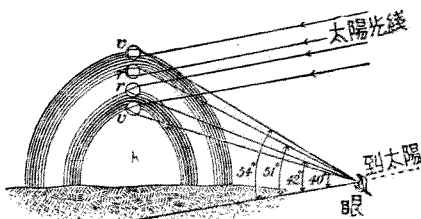


圖 52 天空中的正虹和副虹，副虹圖在正虹之外。v=紫色 r=紅色

平常說，正虹中的顏色為紫，藍，綠，黃，橙和紅，而紅在弧的外邊(圖52)；但是在副虹中，顏色的程序就倒過來了。這是過於理想的一幅虹圖，實際上所舉的六種顏色難得能夠完全辨認。各色光帶的闊度和亮度可以變更極大，而有幾種顏色可以不見。紫光帶位在正虹內者也不是不常見的現象。我們所謂標準的教本虹，需在雨雲

中的水滴約達 1 毫米直徑時，方能遇見。較小的水滴顯出紅色極少，甚至沒有紅色顯出。隔開其它顏色的白光帶則在水滴直徑約達 $1/10$ 毫米時方能遇見。在太陽照在霧上時，所見的虹幾乎是純白的，稱為霧虹(圖 53)。其中水滴比任何雨雲中的水滴要小得多。



圖 53 在薄霧時發現的霧虹。

虹也可以在月光下發見，祇要周圍的情形適宜；但是因月光極弱，目力不易辨別它的各色，所以所得的印象不過是一個銀色的虹。

第六章

雲和雲的分類

雲的種種結構可分做四大類，和介乎各類之間的特殊結構。

卷雲(cirrus)是最高的雲，有一種羽狀或纖維狀的形態如圖 54 所示。這個雲很可以代表這一類，不過這並非是刻版的，我們也可從各種卷雲中隨時看到一些變化。卷雲是一種冰晶體的雲，在溫度低至液態水不能存在的高空中構成。

層雲(stratus, 圖 55)是一片均勻的雲，沒有什麼結構，很像一層升在地面上的霧。

積雲(cumulus, 圖 56)或羊毛狀雲(Woolpack)，是晴天下午的雲，有一個平底和圓頂，有時孤立空中，但在平時常排列成長行。

雨雲(nimbus, 圖 57)是一堆暗而不成形的暗雲，雨或雪即自這種雲中落下。

在這四大類之間，又可分出無數介乎各類之間的雲，其中有幾種各有一個明確的特別形式。

卷層雲(cirro-stratus, 圖 58)是一薄片白色雲，有時布滿天空；有時沒有一定的結構，而有時看去好像一個糾纏的網。

卷積雲(cirro-cumulus, 圖 60)是一種高雲，由許多小而不規則的球狀子雲所構成。這種球狀子雲排列得或是很不規則或是成



圖 54 卷雲,也稱馬尾雲。

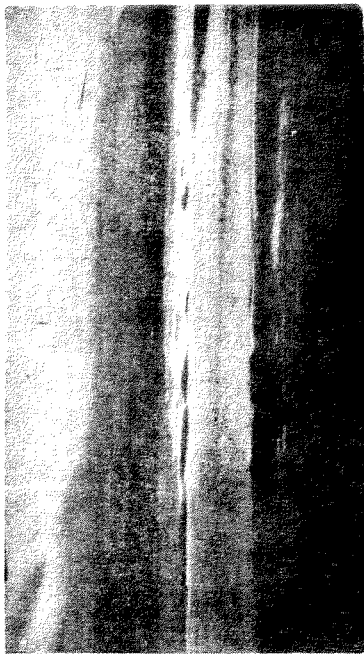


圖 55 層雲,好像昇空的霧。



圖 56 積雲,也稱羊毛狀雲。



圖 57 雨雲,下面有一層霧或層雲。

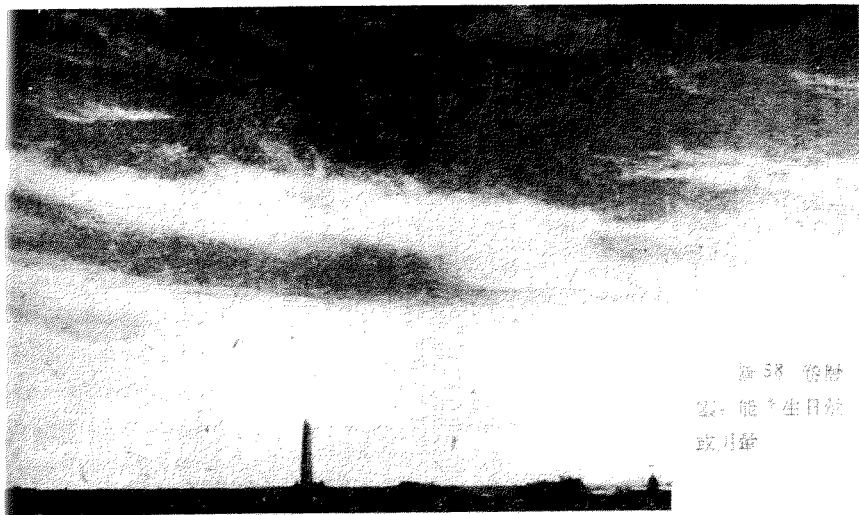


圖 58 卷層
雲：能產生日暈
或月暈

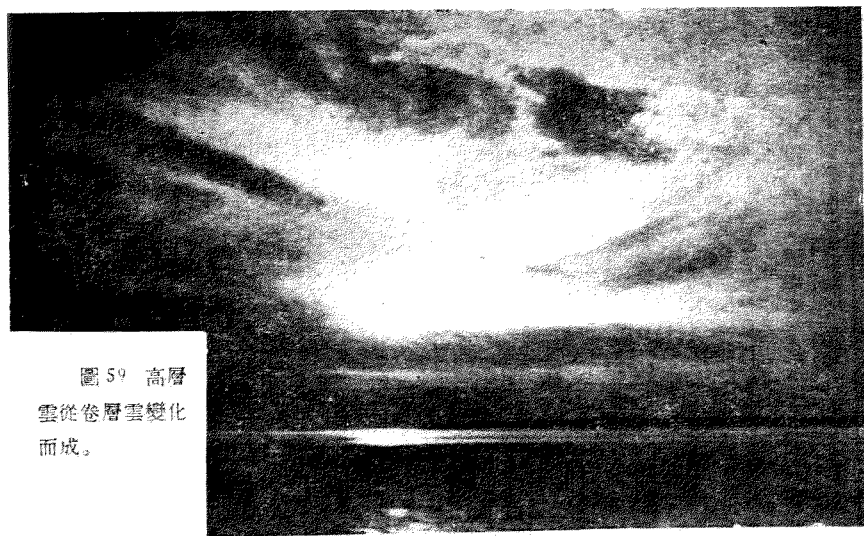


圖 59 高層
雲從卷層雲變化
而成。



圖 60 卷積雲，構成魚鱗天的雲。



圖 61 高積雲好像濃厚的白色或灰色羊毛球。

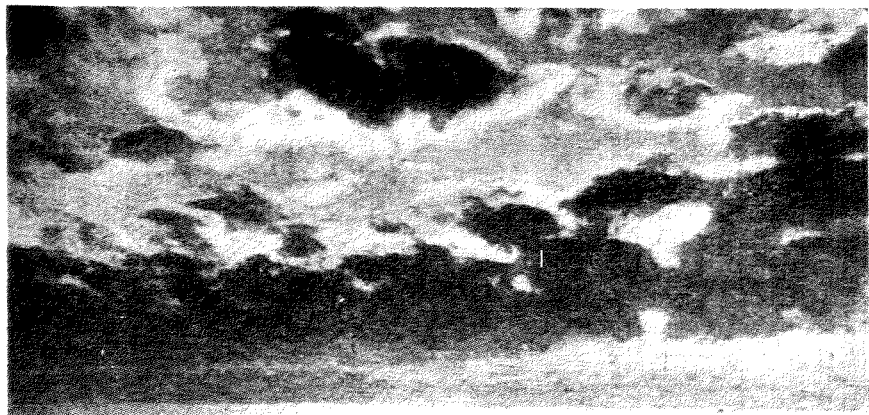


圖 62 層積雲。

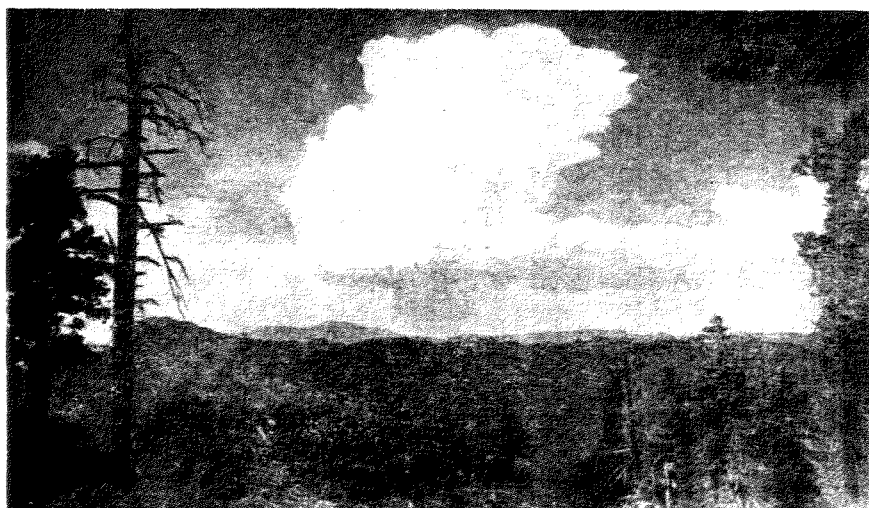


圖 63 積雨雲,即雷雨雲。

約略的平行線。有時子雲排列在二個方向內，約略地互相正交，形成兩組正交的波。這種雲所成的特殊式樣，大都由於上層放熱所致。雲頂被冷卻到使它不能穩定。這層不穩定的雲怎樣移動，可用一些賤價金漆傾入一個淺盆中約四分之一吋深為比喻。金漆中揮發成分的蒸發將表面冷卻，而使上層的液體比下層液體為濃。全部表面就好像分成大量的不規則多邊形；液體在各個多邊形的中心上升，達頂點時向外散開，沿周圍界線而下降。

高積雲(alto-cumulus, 圖 61)的結構大致和卷積雲相同，不過子雲較大，且顯出確定的蔭影。不像卷積雲中的子雲所示的蔭影極微，甚至沒有。

高層雲(alto-stratus, 圖 59)是一片灰色或灰藍色的濃雲，大都不顯出什麼結構，但是偶然也會呈一種不規定的纖維形式。

層積雲(strato-cumulus, 圖 62)，是由幾堆排列不整齊的暗而濃的雲所構成的，它們中間的間隙較主雲或藍天尤為明亮。

積雨雲(cumulo-nimbus, 圖 63)是雷雨雲，它的形狀像一個鐵砧，上有一個纖維狀的頂，就是所謂『偽卷雲』。這個纖維狀的頂是由冰晶體構成。

雲 的 顏 色

雲的顏色的變化，自耀眼的白色起，經濃淡不同的各種灰色，至近乎黑色為止。一個水滴雲能將照在它面上的太陽光反射出五分之四，所以一個雲，若處在一個能將受着的太陽光反射到觀察者

眼中的地位時，就顯出耀眼的白色。如果一片雲並不很厚，則自一水滴返射至另一水滴的一部份太陽光得穿過雲層而達到觀察者的眼中。雲如增厚，自雲反射到觀察者眼中的光線必減少。如果雲層極厚，事實上就沒有太陽光線可以穿過它，除非有些自別個雲或空氣中四散的光線得經過它而達到觀察者的眼中。在日間總有這類光自一個雲射來，所以沒有一個雲是死黑的。雖在最不合宜的情形下，至多也不過呈一種深灰色。雲層如較薄，則呈較淡的灰色。空中如有雲數層，而各層多不夠布滿全部天空時，處在別層雲下的低層雲最近黑色。較高的雲的任何可見部分都比低雲呈較淡的灰色，自兩低層雲的罅隙間能見的更高的雲的一部分，則比天空能見的部分尤爲明亮。

第七章

天氣圖和天氣預報

地圖上填天氣報告法

在第二章中，我們對於各個正式測候所所實行的各種觀測已大概說明，並且對於某幾種觀測的意義也曾約略講到。他們所得的觀測紀錄實為討論氣候的根據，和組成一種所謂公眾的天氣紀念物。此外這種紀錄還有更為切實的目的，就是做成一切天氣預報的根據。預報手續的第一步是將觀測報告填入一幅輪廓地圖，所包的區域往往遠較所欲預報的區域為大。例如不列顛用做預報的地圖需包括歐洲的大部，並伸展達大西洋，才能使一個廣大區域上的天氣狀況得一目瞭然。

將觀測報告填入地圖內的方法是很簡單的。先在代表測候所位置的黑點旁註明氣壓，以毫巴(millibars 簡寫 mb)計，至第一位小數為限，開頭的數字 9 或 10 可省略不用，因為不致因此而起誤會。例如 994.6 毫巴，祇寫 94.6 而 1024.3 毫巴，祇寫 24.3。氣壓下註溫度，溫度下註蒲福氏天氣符號。風向用一枝箭表示，箭頭射在代表測候所的點上，風力以蒲福氏風力表為標準，用羽枝的多少表示強弱。氣壓計的趨勢，或過去三小時中氣壓的變化，註在

當時氣壓之上。例如第二章中所引的 1935 年 7 月 1 日上午 7 時在盆布魯克觀測的報告，可照上法註入圖中：

戶 風 北偏東 風力 5
 —6 氣壓 自上午四時後降低 6
 15.1 氣壓 1015.1
 55 氣溫 55
 c 天空 雲廣佈天際，中有間隙，即曇天。

蒲福天氣符號表示自上次觀測後的天氣，可以用紅墨水註在這種符號之末。

等 壓 線 作 法

第二步是在圖上繪幾條線，各經過氣壓相同的各點。這種線很像地圖上的等高線，是通過各觀測點所測得的氣壓而徒手繪的。這種綫稱為等壓線(isobars)，通常每隔四毫巴繪一綫，如在 992, 996, 1000, 1004, 1008, 等。如果兩個相鄰的測候所的氣壓為 1007.2 和 1009.6 則 1008 的等壓線和第一測候所的距離，應為這等壓線和第二測候所的距離之半。

有許多等壓線橫過地圖，成一種蜿蜒的，並且極不規則的形狀，還有許多成為閉曲線，環繞高氣壓中心(反氣旋，anticyclone，亦稱反旋風)或低氣壓中心(氣旋，Cyclone，亦稱旋風或低氣壓)。高壓或低壓中心，在地圖上自一組觀測移至另一組觀測，為預報工作的一重要部分，藉以預測在所預報期內此項中心的動態、預

測者更需要一種方法來偵查這種中心在發展初期的位置，如果可能，還要推測其次一中心將發生在何處。如果他有任何方法，能夠在 24 小時之前預料等壓線將取什麼形狀，他對於預測天氣就有把握了，因為天氣的普通狀況和等壓線的形狀有特殊的聯帶關係，而風又可以用白貝羅定律 (Buys Ballot's Law) 指示得相當準確。

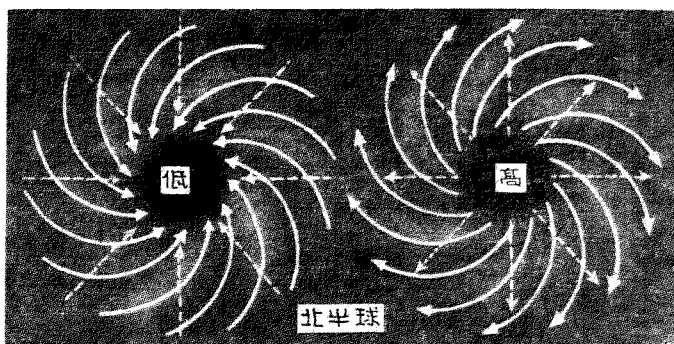


圖 64 本圖表示一個低氣壓(氣旋)和一個高氣壓(反氣旋)在北半球時，風的向吹。曲矢表示實際的風向，直矢表示沒有地球自轉的影響時的風向。

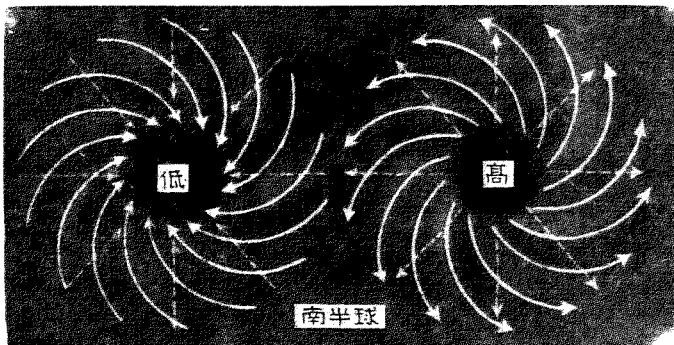


圖 65 本圖表示一個低氣壓和一個高氣壓在南半球時，風的吹向。

這定律因荷蘭氣象學家白貝羅而得名，他是首創這個定律者。他的定律說，在北半球上，觀測者如背風而立，則在他左邊的氣壓比在他右邊者較低（圖64），如在南半球上，則在他左邊的氣壓較高（圖65）。這意思是風大概沿等壓線吹的，在北半球將低氣壓保留在左邊，在南半球將它保留在右邊；不過地面風略有吹過等壓線的趨勢，自高氣壓吹至低氣壓，其方向與等壓線所成的角約在 20° 和 30° 之間。此外，風最強的地方是在等壓線最稠密的區域。這個定律是全部氣象學中最確實的定律之一，它的最大價值，在於使預報員祇要能夠斷定低氣壓或反氣旋在地圖上將要怎樣移動，就可以預告風的未來情形。

低 氣 壓

預報員所用方法的詳細情形這裏不能詳述，我們祇能給讀者關於這種方法的一個大概。舉一個例來講，如果天氣圖上顯出一個低氣壓，而趨勢所示為氣壓向中心之東北下降最速而向中心之西南上升最速，則是低氣壓正在向東北移動。然而用這個方法預測，係認定低氣壓是向同一方向進行的，不免有些武斷。如果低氣壓在它的生存期內確是循同一方向進行的，則預報的問題較實際的簡單多了。不幸事實上這不是常遇的事，低氣壓的行為時時出乎意料之外，有時它們所經的路線複雜屈曲和一個數字8相同。

橫過北大西洋的東部而抵歐洲西北部的低氣壓，照例是向東和東北間一個方向而移動的；但是各個單獨的低氣壓的運動也許

和平均的結果大不相同，所以每個低氣壓需認做是一個新的問題，

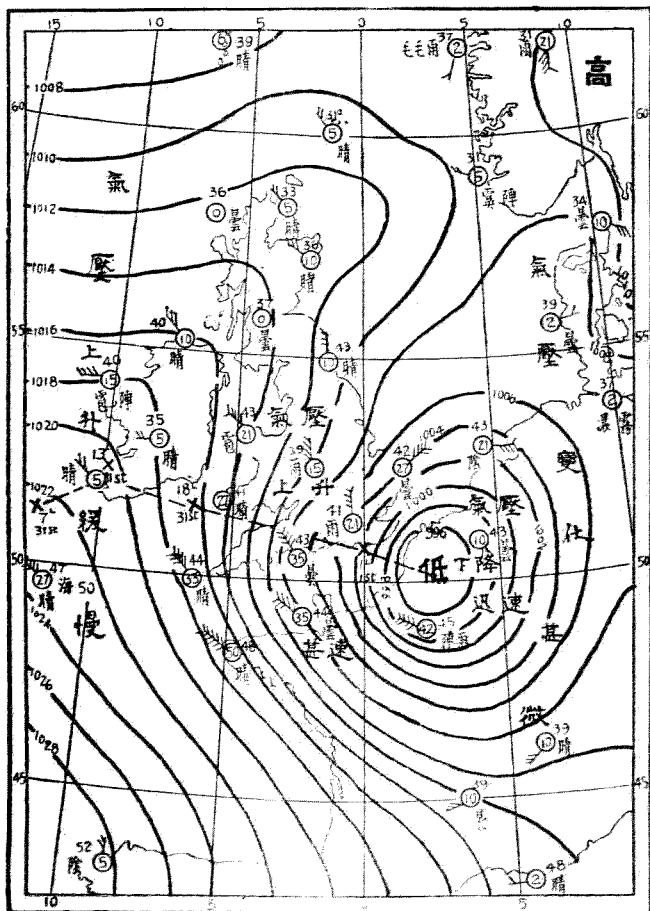


圖 66 1927年4月1日西歐所遇的一個低氣壓。附近西徑5°的圈中標着27者為盆布魯克(Pembroke)的測候所。標着50者為在布斯特(Brest)的測候所。

然後依據填在圖上的測候紀錄，斷定它的動向。

圖 66 是一幅天氣圖，係據 1927 年 4 月 1 日上午 7 時的測候紀錄而作的。其中有一個低氣壓，中心在比利時，圖上註明“低”字。等壓線是以每隔兩毫巴為標準而繪的，在低氣壓的西南部最為稠密，所以在該處我們發見最强的風。自中心引伸到愛爾蘭的虛線，表示上一日上午 7 時後中心所經的路線。路線上的交叉符號表示中心在 3 月 31 日上午 7 時，下午 1 時，下午 6 時，和 4 月 1 日上午 1 時的位置。圖中更註明氣壓計在低壓的前部迅速降落，而在後部迅速增高。

這樣的一個強而小的低氣壓，有一種像依逆時針方向轉動的旋風的狀態。風橫過等壓線吹去，它的方向和等壓線略成一小角，不過它所取的方向總是將較低的氣壓保留在左而不在右。這種特

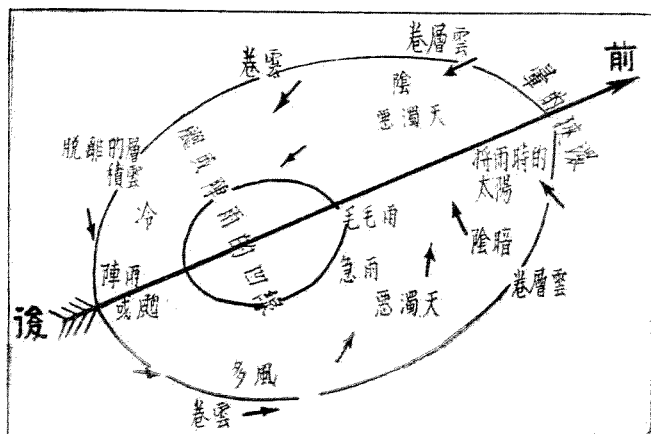


圖 67 在一個低氣壓中的天氣。

殊的低氣壓產生多風，多雲的天氣，而雨則比較的甚微。在連接布勒斯特(Brest)和益布魯克兩地間之線的西邊，天氣是大部晴的。這種低氣壓的動向是沿着最強風的方向，即環着閉等壓線系的南部邊緣而吹的西北西風的方向。

圖 67 是一個代表型低氣壓的簡圖，表示一個低氣壓的結構，預報員向來以此為工作的基礎，直至 1918 年之末始止。這個圖是阿柏克羅斐(Abercromby)和馬利渥得(Marriot) 兩人所創。從前預報員的工作全賴這個天氣對於氣壓分布的關係圖而得進行。

挪威人所創的極面圖

當 1914—18 年的歐戰時，挪威氣象學家推演出一幅低氣壓圖，顯出一股空氣暖流和一股冷流的衝突；他們更將各國氣象學家在各時期內所提出的許多意見熔於一爐而不發生矛盾。他們察出低壓中心是在暖流和冷流的分界線上，所以天氣圖上所表示的低氣壓有一個暖區和一個冷區之分。在暖流和冷流之間的這個分界線——也可稱為戰線或衝面——叫做極面(polar front)。我們如果取一個代表型低氣壓，其中冷暖兩空氣流的衝突極為顯明者，加以研究，則關於極面的說明不難明瞭。圖 68 表示 1932 年 10 月 22 日上午 7 時在英國的一個低氣壓。在各測候所旁所註的數字，自上讀下，第一為降壓趨勢(即最近三小時內氣壓的降落，以半毫巴計)，其次為溫度，和蒲福氏天氣符號，均為當時的測候紀錄。圖中氣壓紀錄省略不註，因為已有等壓線足資參考。自比斯開灣(Bay of Biscay)

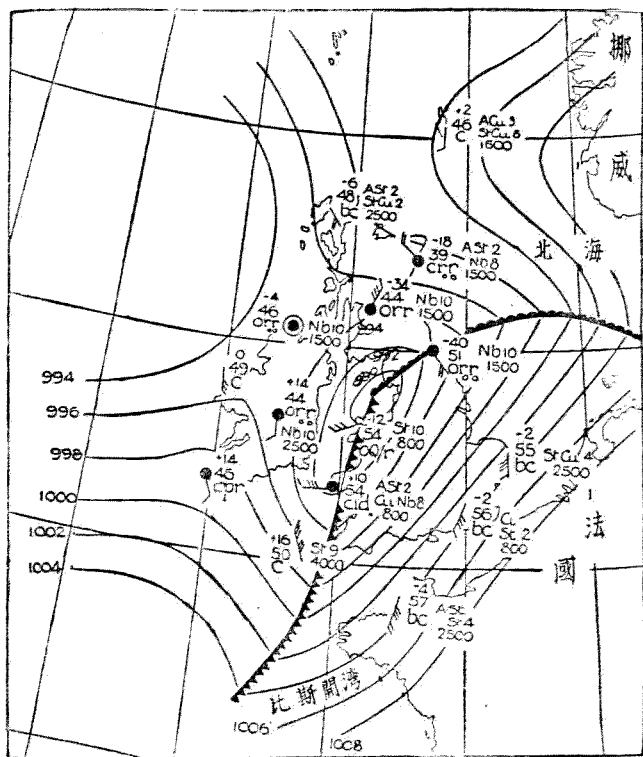


圖 68 1932年10月22日的一個低氣壓。(說明)每個測候所旁所註的數字，例如「-6,48,bc」，自上讀下：-6為最近三小時內的壓降，以半毫巴計；48指華氏溫度；bc為蒲氏天氣符號，指開雲散布的天空。

在法國西南至好萊海德 (Holy-head 在威爾士西北)，再折而向東，橫過北海的這條線 (即圖中有齒的一條粗線) 表示極面。在極面之東南為暖區，溫度常在 55° 左右，

在極面之它一邊為冷區，溫度常在 45° 左右。風在經過極面時，其方向也有一定的變更。極面中有一部分用尖齒標誌者，表示冷空氣自低氣壓的後部在這裏向暖空氣側面進攻。這部極面稱為冷面 (Cold

front)。這裏冷空氣在暖空氣下面推衝，迫它向上升起，不過它們的工作是急突的。由暖空氣上升而產生的水蒸汽凝結為雨，大部分經過冷空氣而落到地面。所以雨是落在冷面之後的冷空氣中。極面中還有一部分用圓齒標誌者，表示暖空氣向冷空氣側面進攻的地方，稱為暖面(warm front)，這裏的暖空氣是向冷空氣的上面流去的。這種上升的暖空氣也能變做雨，然後經過冷空氣而落到地面。在暖面降下的雨是全部低氣壓中最大的雨，並且往往連綿不止，歷時之久遠過於在冷面降下的雨。

所以我們在一幅天氣圖上，如果發見有一個低氣壓出現，就可知道在暖面的前進中有一廣大的雨帶，這雨必降落於冷空氣中的地面。在暖區內往往祇有間歇雨，不過在暖空氣團的舌尖處或許有連綿的大雨。

在第 68 圖的一幅天氣圖中，有若干顯著的特點。在極面處，等壓線方向的改變顯然是陡折的，在暖區內的等壓線則彼此近乎平行。我們知道低氣壓的移動方向是和暖區中的等壓綫成平行的。因此得到一個定例，足使預報員對於低壓中心將要移動的方向有一個可靠的觀念，並可視為以前利用降壓趨勢為預測根據一法的代替。第 68 圖中的低氣壓應與第 69 圖中理想化的低氣壓相比較。

第 68 圖中所示的那個低氣壓，對於極面表示得非常清楚，值得我們加以詳細研究。其中溫度的分布，雨帶的區域，和等壓線的式樣，一切都是和教科書中所描寫的極面低氣壓相吻合。暖空氣和冷空氣之間還有其它不同的性質，也需加以說明。在暖空氣中的能見

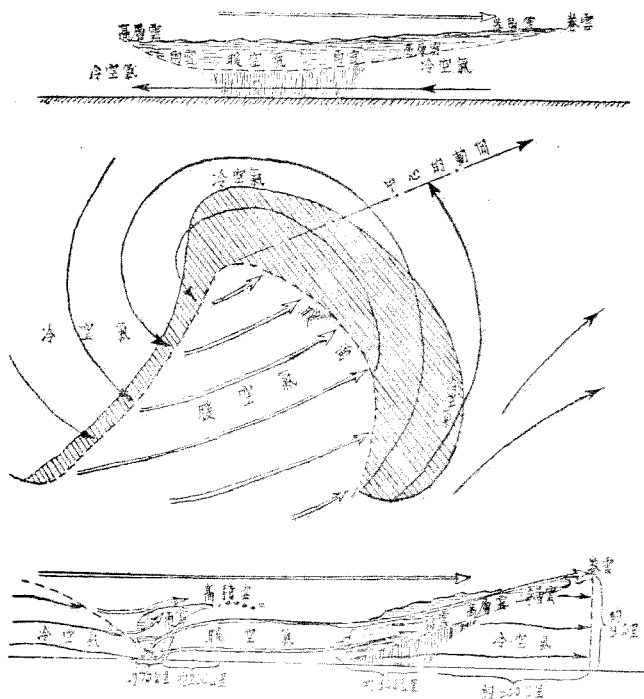


圖 69 挪威人的一個低氣壓理想圖。中央簡圖表示在一個低氣壓中的風的循環。影線區表示雨區。

上圖表示經過低壓中心之北的一個垂直截面。

下圖表示在中心之南的一個截面。注意冷空氣顯出像一個楔形。

中的能見度仍是很佳。

當這個低氣壓移動時，冷面侵入暖面，終於追過它。這不過是另一種說法，就是說暖空氣緩緩的被推開而脫離地面，冷空氣則在暖空氣下伸展，而結果冷空氣將低壓中心包圍。這個低氣壓就

度通常是不良的，尤其在它向北進行時已抵陸上以後為甚。如果一個冷氣團自很遠的北方出發，向南進行，復盤轉而自南方趨來，它或許像是比較暖的空氣，而其

稱爲受包圍(to be occluded 或被劫)。達到了這一階段，這個低氣壓的移動即緩慢下來，漸漸的消滅(圖70)。

此外還有幾點需研究一下，就是當這個低氣壓移近，或經過，或離開一

個單獨的測候所時，有什麼影響。

關於這問題，我們仍以圖68

內所示的這個低氣壓爲例，

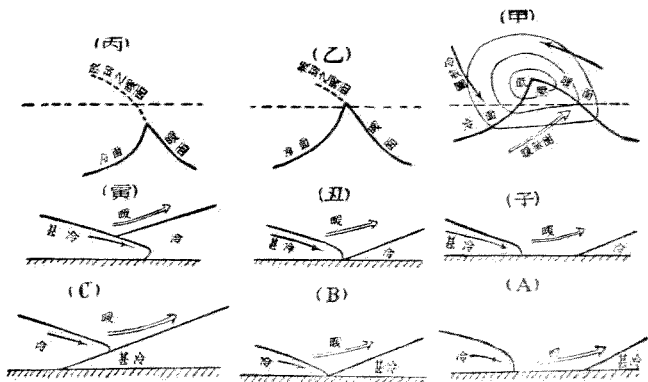


圖70 坳面產生圖 低氣壓中心受冷空氣包圍時發生坳面(occluded front)。坳面產生的步驟，可照上圖說明之。圖中甲，乙，丙爲平面圖。子，丑，寅爲相對於甲，乙，丙的垂直截面圖。若在冷面前之冷氣團，更冷於構成冷面之氣團。則當產生坳面時情形稍異，如圖中A，B，C所示。

詳細研究它經過好萊海德時所發生的影響。第一步我們需要記着，這個低氣壓的中心，在21日，是在愛爾蘭(Ireland)南部海岸之上；而好萊海德的測候所，在起初，是在這個低氣壓前面冷空氣之中的。在圖68的天氣圖所代表的時候——即22日上午7時——好萊海德差不多已在冷面上，冷空氣剛在它上面展開。現在將好萊海德測候所中各種儀器所得的測候紀錄轉載在圖71內以資比較。先說圖中的溫度紀錄。當21日的晚上和次夜的初期，天空爲陰天，因此溫度並不下降，保持着 50° 的穩定溫度。到了上午約1.3時，溫度開始

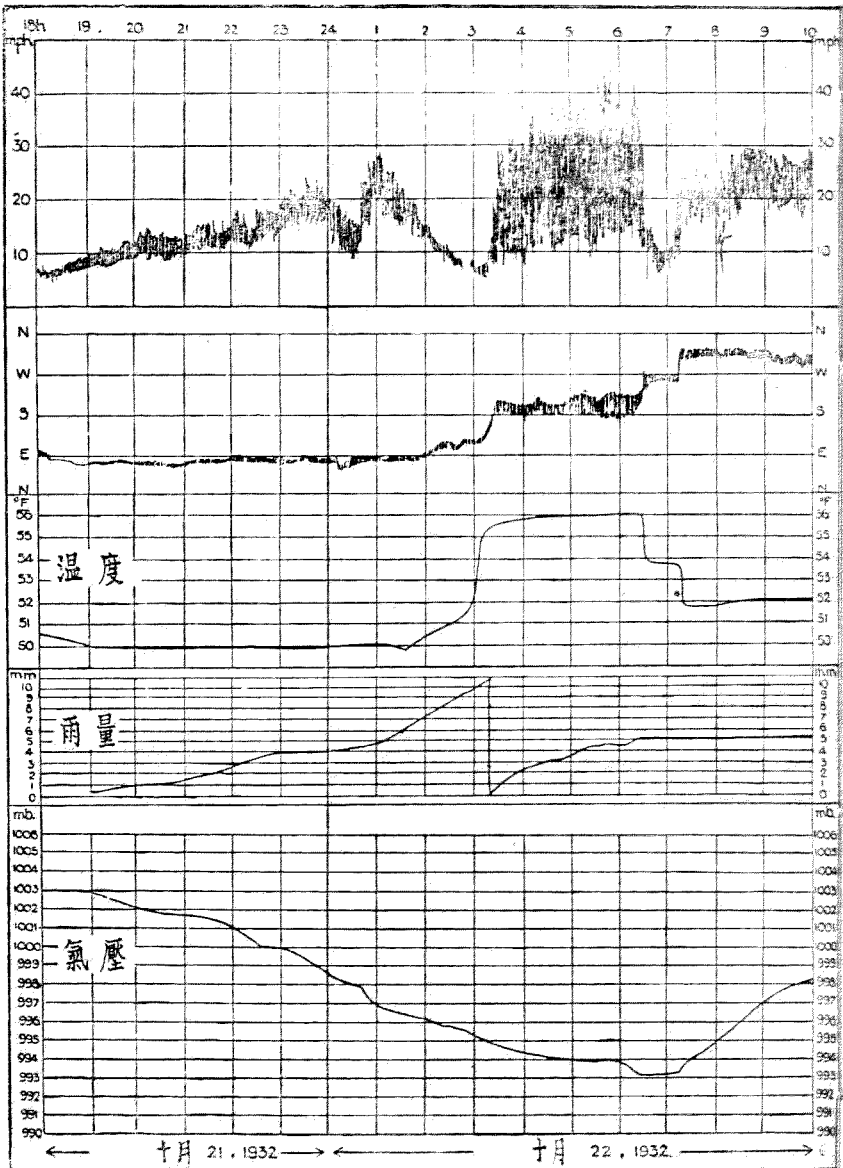


圖 71 1932年10月21-22日在好萊海德的自動測候紀錄。(說明)頂行鐘點, Mph=

上升，至上午 3 時達到約 52° ；自後上升較速，約 10 分鐘後升至 55° 。更漸漸的升至 56° ，又繼之以二小時的穩定溫度。至上午 6.30 時，迅速降下約 2° ，又繼之以 50 分鐘的穩定溫度，再降下 2° ，自後氣溫保持於約 52° ，這就是直接在冷面後的冷空氣的溫度。這個紀錄表明暖面在上午 3 時經過測候所，而冷面有二，一在上午 6.30 時經過，一在上午 7.20 時經過測候所。

其次為代表雨量的曲線，表示自裝定圖紙以後所降的雨量，所以曲線的斜度表示任何時候的雨量變更率。圖中有一段曲線自頂陡落至底，是因雨量計中蓄水已滿，雨水由虹吸作用而洩盡之故，這裏我們可以不必注意。最大的雨自上午 1 時至上午 5 時降下，在暖面到達之前早已開始，繼續降下，直至暖面已抵好萊海德以後。在冷面經過時，沒有顯著的雨降下。最末的曲線係表示氣壓的變更，它安穩的降落，直至冷面經過時為止，然後迅速上升。

圖 71 中頂上兩曲線代表風力和風向。在這個低氣壓之前的冷空氣中，風向為東，風速起初增高，然後在暖面蒞臨時降低；在暖區內，風向為南西，有極大的風陣，平均速率每小時 25 哩，同時在冷面後的冷空氣中，風向為北西，風速比在暖區中者雖小無幾，而風陣却遠不如。這幾幅圖表示天氣的重要變更，與冷氣團與暖氣團的界線，即所謂極面或衝面者有聯帶關係。

圖 68 所示的這個低氣壓，在 21 日下午 6 時，是在圖中所示中心地位的西南 300 哩；在 22 日下午 6 時，它已向東北移進 450 哩。預報員如果認定以低氣壓移進的方向是和暖區內等壓線成平行的

定例爲他預報的根據，則在這樣情形下他的預報必定成功。他祇需將極面經過任何一定地點的時間推定(圖72)，就可很準確的預料

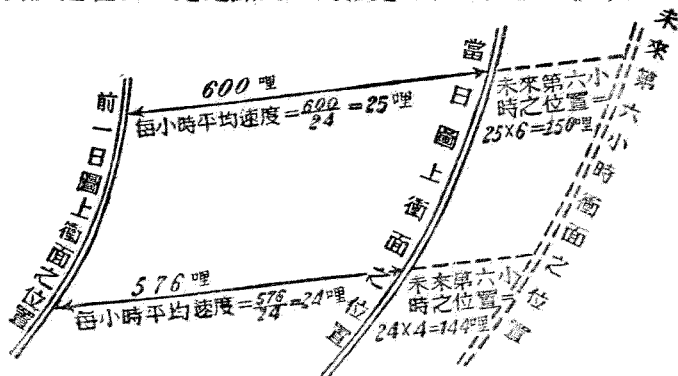


圖 72 由過去歷史推測極面(即衝面)之未來位置。圖中極面方向的轉變係成順時針轉向。

某地在某時將有大雨，至少在觀測後數小時內可無大誤。

所以天氣圖中所繪的極面對於天氣預報有極大的價值，尤其對於短期內的預報，於航空界有特殊效用者爲更大。我們如果以公正的眼光，細察歐洲或北美氣象局所頒佈的正式預報，就可以知道最近十五年間對於短期的預報已有長足進步。現在預報員所要解決的困難問題却在預測何時何地將有一個新的低氣壓發生。有時在一個天氣圖上要繪出一個極面，或者將低氣壓中的空氣劃分爲暖氣團和冷氣團二部，也非一件容易的事。當溫度相差極遠的幾個氣團漸相毗連的時候，或者可以預料一個新的低氣壓將要造成。凡影響於不列顛羣島的天氣的低氣壓，大都發源於北大西洋。自大洋中各部所收到的測候報告全賴當時該處適有一艘船經過而得

明瞭，因此在同一時期內有特殊關係的一地點恰巧缺乏測候報告的事，是常有的。

關於預報員據以工作的大概情形，也許已經說得夠了。預報員所填製的天氣圖顯示等壓線的分布隨時不同，並且相差甚遠，所以我們可以很穩當的說，天氣圖和指印相似——從未有兩幀絕然相同的。每天有每天的特殊天氣圖和它的特殊問題供預報員研究。

等壓線的形式以低氣壓和高氣壓為主體，其它如楔形高壓，馬鞍形低壓等，則在兩個以上的主體氣壓間組成的(圖73)。關於高氣壓，即反氣旋，以後再略加說明，但其它各種可能的結構就此從略了。

在倫敦某幾種晨報上所載的天氣圖是上一日下午6時(格林尼治平均時)的天氣圖。可惜此項天氣圖祇限於很小的一個區域，

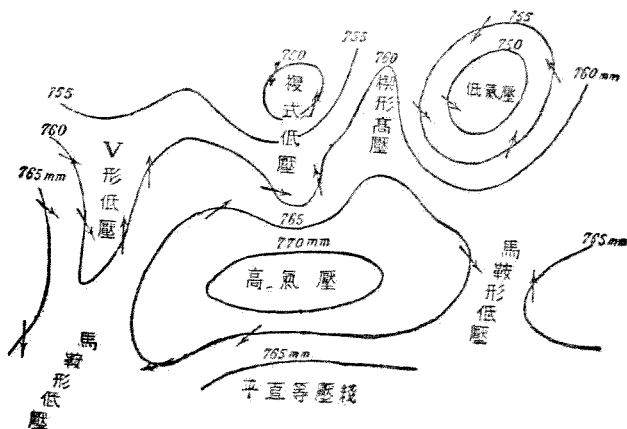


圖 73 等壓線的形式。

但是已足以給讀者關於天氣狀況的一個觀念，它可給讀者一個練習機會，就是將每天所載的天氣圖保存起來，如遇可能，即在圖上試繪一個極面。誠篤的學者對於這個嘗試在起初或許要遇到困難，但是確值得一試的。當極面可以繪出的時候，他就可以尋出溫度，風向，能見度等的變更蹤跡，並且能夠使它們和極面的進程比較出它們的關係。他更可以隨時看出爲什麼預報會完全不準。有幾天對於次日的天氣情形確實無從說起，但是不幸的預報員却不容他說『我們不知』的。

反氣旋

周圍包着封閉的等壓線而中央氣壓達到最高峯的一個高氣壓區，稱爲反氣旋。圖 74 代表 1927 年 5 月 1 日上午 7 時西歐的天氣圖，足爲反氣旋的一個標準例。風是各處均軟弱的，尤其在該區內部標着“高”字的地方爲甚，這是一切反氣旋所特有的。天氣晴朗，遍及於一個廣大面積之上，這種狀況在某幾種情形下可以保留至一個很長的時期。天晴的預報，照例祇有在一個巨大的反氣旋駐定在某地面時方始可以頒布。

反氣旋的天氣總是沒有狂暴的風的。像第 74 圖中所示，各處的風都是軟風，橫過等壓線吹去，但是方向是沿等壓線順時鐘旋動的。在夏季，反氣旋天氣爲晴天；但是在冬季，常有霧發生，而雨和雪也是非不可遇之事。在夜間軟風降爲無風，地面因輻射之故而冷卻，易招霧的降臨。在一個冬季反氣旋中，一旦生霧的條件成立後，

每次霧常歷數天不散。

圖 74 表示在觀察時候氣壓向愛爾蘭西邊緩緩降低，而在斯干的那維亞南部和丹麥則漸漸升高，顯出這個反氣旋正在緩緩的向東移動。這樣的緩緩移動是歐洲西北部一切反氣旋的特性，預報員遇着一個反氣旋駐在這種國內時，他的困難不盡在於它的行蹤難測而在於它的突然毀滅。一位奧國氣象學家漢茲里克 (Hanzlik) 曾規定一個定則，他說，反氣旋可分爲二類：一爲有暖中心者，一爲有冷中心者。有暖中心的一類比有冷中心的一類，較能持久而移動較緩。這個定則有許多例外，所以若因一個反氣旋有暖的中心而就武斷它能持久的給予暖天氣，是靠不住的。暖反氣旋也許要突然毀滅的。

其它式樣的等壓線

此外還有各種其它式樣的等壓線，在這種等壓線的範圍內，天氣的分布各有特殊的方式。例如楔形高氣壓(圖 73)是在兩個相近的低氣壓之間的範圍內的。當第一個低氣壓經過時，天氣迅速轉佳，並且能保持晴朗，差不多至第二個低氣壓的邊緣蒞臨爲止，那時天氣又突轉惡劣。因爲這樣變化的天氣，所以有一句俗語說“天氣晴朗太驟，不夠持久”。

在兩個低氣壓和兩個反氣旋之間的區域，稱爲氣壓谷 (Col)。在氣壓谷內，天氣多雲，常有雨，在夏季更多雷雨。

當等壓線自一個低氣壓中部向南伸展而成爲茄瓢形時，這樣

的低氣壓稱爲 V 形低氣壓(圖73)。這種結構的主要特點類似一個冷面。在茄瓢形的中心線上,有一個自西北來的冷氣流和一個自南方來的暖氣流發生衝突。在兩氣流分界的歷程中不免要有大雨和風颳。

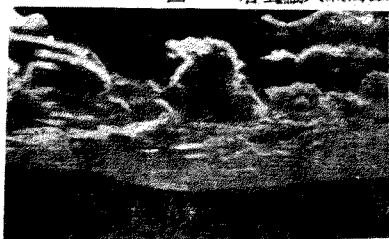
雲和天氣預報

如果能夠製定幾個以雲狀爲根據而預報天氣的通則,這是對於業餘研究家最有用的方法,因爲雲是任何人都可以親自觀察的。我們可在低氣壓來臨的時期內所遇的雲,列成一個大致完全的興起程序圖。一個低氣壓將臨時的第一個信號,爲來自西方的卷雲的迅速移動。如果這個低氣壓尚在初期發展中,這種卷雲大概來自低壓中心;如果它已到了後期的發展中,這種卷雲往往來自觀察者和低壓中心相連之線的較南方向。數小時後,卷雲即繼之以卷層雲和高層雲,雲的密度不斷的增高,而最後變爲雨雲,是爲在低氣壓的暖面中降雨的先兆。在暖區中的雲大都是層雲和層積雲,在冷面前略有卷雲和一些高積雲。在冷面上,雲又變爲積雨雲,再變爲層雲和高層雲,然後爲碎雲而露青天。

本地觀察者,如稍加留意,或許能夠利用雲的興起程序,預報未來的天氣(圖75)。不過需要牢記,某幾種雲——尤著者如層積雲,高層雲,較次者如層雲——在日沒時有消滅的趨勢,而在日出時有重復出現的趨勢。

氣壓變更的意義

圖 75 看雲識天氣的數例。



A：色白而具羊毛狀的積雲，不射影子，且片雲之間可見藍天者，是好天氣之現象。向地平線看去，它們是扁平的。



D：天空滿佈鱗狀卷雲，且有羽毛狀的形成，預示幾日以後或有風暴。它們表示有強烈的風，且有落雨的可能。



E：大量積雲表示有陣雨。高聳的積雨雲上發現雲砧，有雷雨或冰雹的可能。

B：下圖所示為馬尾狀的卷雲，在風小暴來臨前三十小時所攝。這是高而薄的雲。



C：上圖，虹只有對於預測當日的天氣是有價值的，若在午後出現，是好氣候的表示。

在第二章中已經詳細說過，氣壓計是一種儀器，用以量計在一個單位面積上，即一方厘米，一方呎，或一方吋面積上的一柱空氣的重量的。若氣壓在一個特殊面積上下降，就是表示在這個面積上的空氣正在被某幾種機構移開。現在已由一種並不深奧或艱難的計算，表示要出空一個巨大低氣壓，需

將各地的空氣移開，其量自一兆(10^{12})噸至一百兆(10^{14})噸不等。同樣的，要造成一個巨大的反氣旋，例如第74圖中所示者，則需將空氣堆積在有關係的面積上，其量也相同。這種使空氣移動的機構，它的確實本性至今還是一個謎，不過這種運動大多發生於上層空氣中則是顯然的。

我們對於這個數量略加思索，就可以明瞭要控制天氣非人力所能為。人類似乎還不能夠控制一種機構將數兆噸的空氣自一個區域移到另一區域。

天 氣 預 報

我們已將用天氣圖預報天氣的方法略為說明，其目的並不在希望讀者藉此自成一位天氣預報者，不過略示服務於氣象界的背景，和置在他們面前的難題。此外還有一點，這裏需要提及。天氣在一國內各地不同，所以須劃分為若干預報區域，例如不列顛羣島的全部劃分為二十二個區域。每個區域各自工作，必要時，各作預報。但是在實用上，常可把幾個區域聯為一羣，作一共同的預報。天氣預報正常約以三十字為限，但是往往不滿此數，預報員在此寥寥數十字中，需將他所管區域內的山和谷，原野和海濱的一切天氣狀況都包括在內。如遇這區域內的某一部發生特異的天氣，預報中並不要將特點包括進去，因為預報的成敗是以全部區域內的普通天氣為斷的。一般人常以預報的模稜相非難；但是我們要請他們親自嘗試一個簡單的試驗。試取一張紙，寫一個不滿三十字的報告，說明

他們的預報區內在過去 24 小時內的天氣。如果他們能夠在三十字中將過去 24 小時，甚至 24 小時以後的天氣，敘述得比預報員的報告更爲確實詳盡，然後他們的非難方爲合理。但是可以這樣試驗的這種遭遇是不像讀者想像中那樣多。如果對於正式的預報不以偏見批評，以字數的限定和所包區域的廣大而論，預報的効率可謂已極高。預報員又不容說，『如果不是晴天，便有雨』一類的話，然而有時確有實情是如此的。

還有一個對於預報員的批評，就是他所發出的只一個預報，却需應付各種私人的要求。一位讀者要預知天氣以便確定他是否需要灌園，第二位想是否要攜傘，第三位想飛往巴黎，第四位下午擬舉行一次園會，第五位想去釣魚，第六位想玩球。這許多目的不同的人，確都希望在晨報上同樣的這一個預報中得到知識，舒適和警告。

預報曾經失敗過麼？

如能將天氣預報加以校勘，并察出它的曾否全部或局部失敗，是值得做的事。晨報所載的預報是根據上一日下午 6 時的天氣圖測出的。有時預報員的預測在晨報送到讀者面前時已經差誤。祇需稍加實習，就可以知道這種情形是否遇過。

如果你有一個氣壓計，你大概可以察出一個低氣壓是否循預測的路線進行。如果氣壓計表示在氣壓穩定下降之後，又開始穩定上升，則最劣。低氣壓已經過去。如果風轉向北西而溫度降低，則

可得同樣的結論。如果在一個低氣壓面前的穩定雨，降下時較預期者為早，則低氣壓經過後的天氣開朗時也較預期者為早。照低壓中心向北的歷程推測，風向應自南，南西而至北西。如果不依此方向，自南，南東和東進行，則這個低氣壓已經過我們，而抵我們之南而不抵北。這種例子限於篇幅，不能歷舉；但是上面所舉的例已表示出我們常常可以察出預報員何時局部不準，說明失敗的理由，並如何利用預報。一般讀者對於這種習練的趣味，遠勝於自己想做預報員而自繪天氣圖的工作。

第八章

其它天氣擾動

熱帶氣旋

熱帶氣旋(tropical Cyclone)是一種小型的低氣壓，其中等壓線的式樣比在中緯度上平常低氣壓中者較近圓形，而中心氣壓也低得多。風力可以達到颶風力。在北半球，它們繞着中心吹於逆時針方向，在南半球則吹於順時針方向。這種小氣旋起源於低緯度中，大概在北緯 6 度和 20 度之間，和在南緯 6 度和 20 度之間。它們在世界各處各有專門名稱，在印度洋者稱爲旋風 (Cyclones)，在西印度羣島者稱爲颶風 (hurricanes)，在中國海者稱爲颱風 (typhoons)。

在熱帶氣旋的中央，有一小區域，直徑約自 10 哩至 20 哩，就是所謂風暴眼(eye of storm)。在這個區域內天氣爲晴天，有軟風或無風，而海則過度的渦動。在風暴眼的周圍有一個颶風帶，風速往往超過每小時 100 哩，其中天氣爲陰天，有濃雲和暴雨。這種氣旋的直徑——就是這種氣旋的閉等壓線所包圍的區域的直徑——可以達到 300 哩，不過普通都比它小得多。近它中心的氣壓常常低至約 960 毫巴，而在它的外圍者約爲 1020 毫巴。可見在 150 哩內，

氣壓降落約有 60 毫巴之巨。這和中緯度的低氣壓不同，在那裏 300 哩內降落 30 毫巴可算是一個強低壓中的正常降率了。在海上相近一個熱帶氣旋中心所得的最低氣壓紀錄為 886.8 毫巴。這是在 1927 年 8 月 18 日在菲律賓的呂宋之東 400 海哩處所測得的。在陸上所得者為 912 毫巴。這是在 1934 年 9 月 21 日在日本之西部穆洛都(Muroto)地方所測得的。

在熱帶各地和它的附近區域內，氣壓計的升降極有規則，每天的變化成一雙波形，最高在上午 10 時和下午 10 時，最低在上午 4

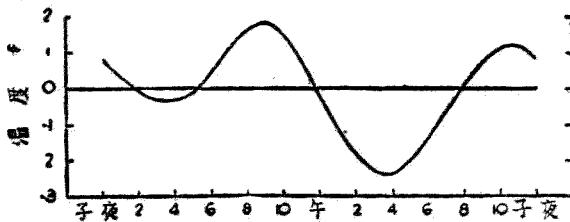


圖 76 在爪哇巴塔維亞(南緯 10°)一天內氣壓的變化圖。縱標表示氣壓距平均值之差。

時和下午 4 時，地方時。圖 76 表示在爪哇的巴塔維亞(Batavia)一天內氣壓變化的一個曲線。因爲在正常日內這個曲線的波動極有規律，如有一個氣旋將臨，氣壓計上的曲線必表示反常，而它的降臨即不難預測。

陸 龍 卷

陸龍卷(tornado)是一種更小的圓形風暴，直徑僅 50 碼。超過四分之一哩者甚少。風力比在熱帶氣旋中所遇者較強，估計有時所遇的風每小時可達 300 哩。因爲沒有一種機構能夠抵抗這種風力，所以直接在陸龍卷路程上的儀器，沒有一個能保存而報告它的確

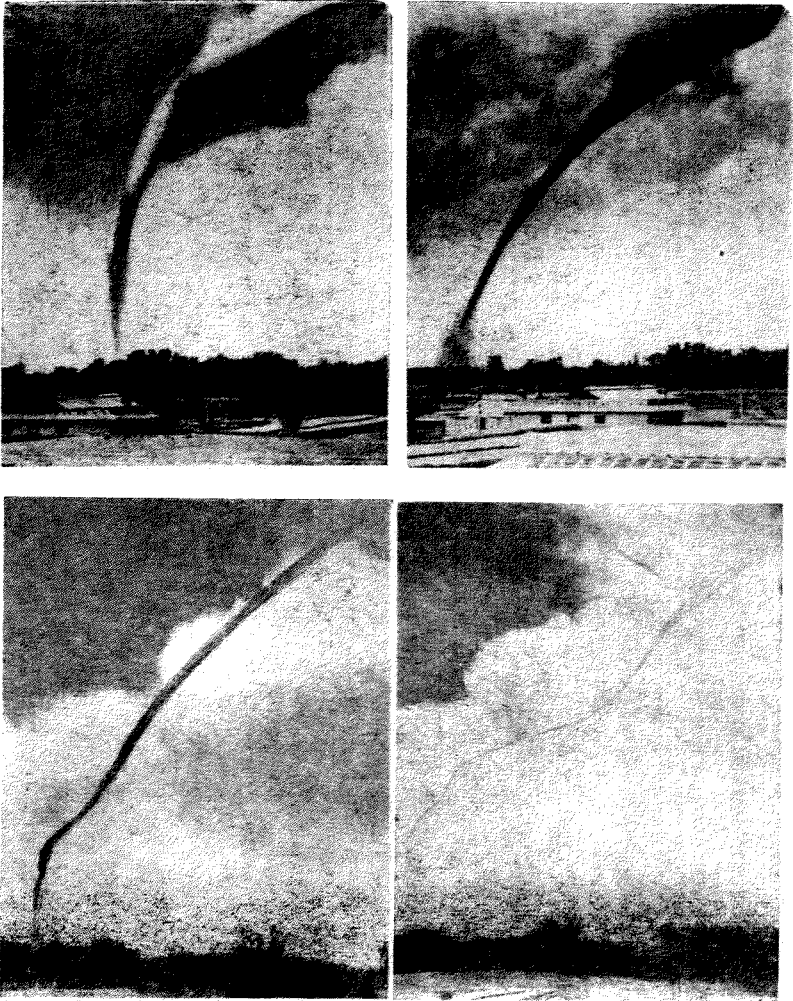


圖 77 在印度畢沙蛙(Peshavoor)發現的一個陸龍卷的來蹤去跡。

實力量。陸龍卷是一種小而極強的低氣壓，中央氣壓極低。當它的中心經過一個建築物的附近時，門窗牆壁等因屋內氣壓超過屋外氣壓之故，向外飛開。一個陸龍卷的核心通常像一個管，或者像一個龐大的象齒，在空中搖蕩，很少直懸，往往和懸直綫成一個很大的角度。

在陸龍卷的中心有狂暴的上升氣流，足證構成陸龍卷的主要條件為小面積上的強對流。必要的相反溫度是不常遇的，有幾處地位特殊的區域則不在此例，例如在密士西比 (Mississippi) 流域者常有北西冷流和來自墨西哥灣的暖流相遇之事發生，尤以在春季中為更常遇。

現在確知在這種區域中，每一個陸龍卷足以死亡 700 人，傷 2000 人，其它損害逾三四百萬美元。

這種對流有時可以由人工造成。例如 1925 年在聖路易奧皮斯博 (San Luis Obispo) 的一次大火，毀油近六百萬桶。在這次火燄上發見好幾個陸龍卷。此外在 1923 年 9 月 2 日的地震，將日本東京摧毀的一次火災時，火燄上也有陸龍卷發見。

在不列顛羣島中，陸龍卷是不常遇的，即使偶然遇着，它們的摧毀力不如在美國所遇者之甚。最猛者如 1913 年 10 月 27 日所遇的陸龍卷確給南威爾斯不少損失，還有 1928 年 10 月 29 日侵襲倫敦的陸龍卷亦相當猛烈。這種災害在不列顛羣島中極少遇見，但是在美國則每年約有 100 次，平均死亡約 300 人。

街路角上的『塵魔』確是陸龍卷的小兄弟，但是它們過於幼稚，

所以完全不能成災。這種旋風並不表示一定要向反時針向旋轉，而可旋轉於任一方向。

海龍卷

當構成陸龍卷的情形適遇於海上(圖79)，或任何廣大的內陸

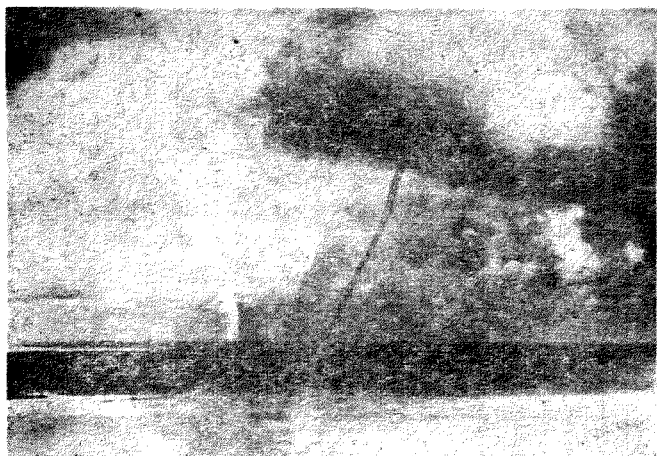


圖 78 美國弗羅利達州大湖口(Bayou Grande)所見的水龍卷。另一條正在形成(左邊)。

水面上(圖78)時，其結果就造成一個海龍卷(Water-spout)，即環繞在一個雲核周圍的一種狂暴旋風。海龍卷通常是很小的；但是它裏面的風速非常大，因此逼近它中心的任何船隻常不免遭殃。海龍卷的中心，像陸龍卷一樣，也有一個象齒形的雲核為標誌。這種雲核自一個濃雨雲的下邊垂下。在雲核接觸水面的地方，海被騷動，水花和水汽被吸上升入核，因此那核心好像是由水造成的。因海龍

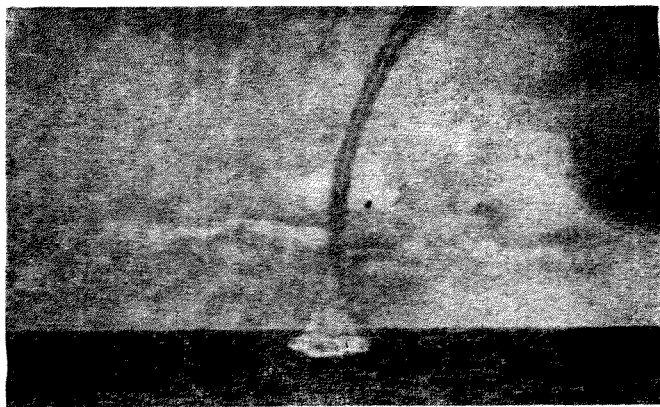


圖 79 南大西洋上一個奇怪的水龍卷，有成條紋的柱和稀薄的柱底。

卷而發生的危險，並不由於水的關係，確是由於核心周圍狂風的關係。

綫 颶

在一個低氣壓的後部，冷面背後，正在前進的楔形冷氣團常為地面摩擦力所阻止，因此距地面 1000 呎至 2000 呎高處的冷空氣超過地面上的冷空氣而前進。在這個正在進行的凸面前的冷空氣，時時向下驟降為烈颶。任何顯著的這種面必將成為一個烈颶區，通常還有一長卷的雲，表示冷空氣的凸面之所在。這種現象就是所謂綫颶 (line squall)，並且也可認為在任何低氣壓中的冷面上所遭遇的一種擴大的式樣。綫颶通常都有雨和雹為伴。我們能認識綫颶的式樣和性質以後，它對於飛機就不是一個極大的危險。

雷 雨

一個充分發展的雷雨是一種風暴，其中有電閃，雷，和雨。雷雨雲是一種濃雲，屬積雨雲類。雷雨雲的各部有電荷，現在大概認為在雲的上部者為正電荷，在雲的下部者為負電荷。但是不論正負，各能放電，穿過空氣而達到地面；或者一個雲上的一個電荷放電，穿過空氣而達到另一雲上一個相反的電荷。任何一種放電的電花都稱為電閃。雖偶然觀察雷雨，也能發見電閃有時是由一個雲至另一個雲的，或自一個雲至地面的（圖80）。

電閃所經之處將小負電荷（名為電子）自空氣分子中放出，這種電荷沿電閃的軌徑而密集。它們的互相排斥，使大氣中生產一種聲波，就是所謂雷。電閃所生的光，以每秒 186,000 哩的速率達於我們的眼，而雷聲進行的速率為每 5 秒鐘 1 哩。如將看見電閃的時點和聽到雷聲的時點記下，則電閃的距離可由相差的時間中每五秒鐘為一哩計之。

當空氣因與陽光晒熱的地面接觸而受熱，而這種被熱的空氣又因其溫度高出於在它上部的空氣溫度而劇烈上升時，即有雷雨發生。這樣構成的雷雨大都在下午或初晚遇之。從這種雷雨和其它雷雨中的大雨和頻電看起來，足徵在雷雨的發展中，大量濕空氣的上升是一個重要的因素。當極冷的空氣進入高層或地面上時，就有溫度相差甚遠的空氣團發生劇烈的衝突，雷雨的產生就因暖空氣自地面被迫猛升的結果。構成雷雨的必要條件，在一個低氣壓的冷



圖 80 在瑞士麥琪奧湖 (Lake Maggiore) 所過的一種奇特電閃

面上往往都完備的，尤以近低壓中心爲然。凡不是因地面直接受太陽熱而發生的一切雷雨，在夜間也可以像日間同樣的遭遇。

雷雨的防禦

我們先要明瞭放電的機構，然後能估計電閃的危險。讀者對於電流能夠衝過一小空隙而發生一個肉眼能見的電花，也許已經熟悉，這是每個汽車司機所習知的一個事實；但是經過一個汽油引擎中電花插頭所發生的電花，遠非數哩長的天空電閃可比。空氣通常是一種不良導電體，但是當它在極高的電力下，電勢差在比較的短距內非常大的時候，它在這樣區域內就成爲一個導電體。空氣的絕緣性的局部敗壞，似乎開始於帶電的雲中，即在雲中開闢一路，使電經過。當這條路經過任何導體的附近時，電即向它猛烈衝去。如果那導體所具的電

阻甚低，電流即通過它而不發生任何損害。但是如果當路的導體所具的電阻甚高，則經過它的電流可將導體裂破。例如導體爲一棵樹，則經過樹幹內的電荷可將樹裂成片碎，而流過幹面的電荷可衝破空氣達到附近的人體或物體，而發出電花。

任何一個建築物，高出於附近一切建築物者，定會使許多電閃略過較低的建築，而吸引至本身。所以這種建築物上需裝一個避電器，即俗稱的避雷針。一根直徑在三分之一吋以上的銅線足以做一個有效的避電針。它的作用並不在把電閃導去，而在使針尖放出合性的電荷，使與雲的電勢中和，藉以阻止電閃的發生。

在露天中雷擊的危險是極少的，只要不站在鋤鏟等良導體的附近，因爲鏟受着了任何放電，即會將它傳導，以致危害附近的，甚至數哩外的任何人物。避在孤立的樹下是危險的，尤其在森林中的高樹之下。最好在屋內躲避雷雨，否則站在露天也較在樹下者爲安全。在露天，球場上的人，的確也有受着雷擊的，但是這種不幸事件發生的次數。若和一年中所遇的雷雨數相比，可稱爲是十分稀少。

第九章

全球氣候的平均狀況

天氣和氣候

要分別天氣和氣候是很簡便的，一地方的氣候就是一地方的氣壓，氣溫，濕度，雨量，雲量，能見度，霧凇率等的平均狀況，係由多年的紀錄，加以計算而得。例如我們可將一年中各月內的各個氣候因素，各製成每個月的平均量的表，就得各種所謂氣候表。但是它們不能表示出全部的經歷。我們還要將歷年的表比較，以便明瞭這種因素的變更性，和變更到什麼程度。爲方便起見，我們可說氣候是指一地的平均氣候狀況，而天氣是指一天的氣候狀況。

我們以前所討論的大都關於天氣一方面，尤偏重於北半球中緯度各地的天氣，所舉的例更限於歐洲西北部的一隅。現在要討論全地球上的天氣狀況如何變更，和明瞭以前所討論者如何能應用於說明或總括全球的天氣和氣候。第一步我們要研究幾幅氣候圖，表示全球上一月份和七月份（全球大部分地方的極端氣候月份的平均氣壓，氣溫，和風向）。研究這種圖的時候，需要記住北半球大概是一個陸地半球，而南半球大概是一個海洋半球。因此溫度的極端變更，在北半球比在南半球較爲顯明。但是一月份和七月份的氣

候圖不能表示全部的經歷。它們並不能作為氣候變化的整個代表，不過略示氣候的變化到什麼程度而已。

全球平均溫度

在一月份和七月份內，關於溫度的全球平均狀況如圖 81 和圖 82 所示。圖中每一條線所經的各地各有相同的每月平均溫度。這種線稱為等溫線。在一月份內的最高溫度係在一條標着 80° 的等溫線所包圍的一塊不規則的區域內，其中包着南美北半部的大部份，南非的南半部，澳大利亞的大部，南大西洋印度洋和南太平洋的一狹條。這一帶地方差不多全在赤道之南，南半球之內，在一月份已入夏令。我們如果從這一帶向北或向南考察，可以發見溫度漸次降低。全球最冷區域在亞細亞之東北部，平均溫度在 -50° F. 以下。還有一處溫度在 -40° F. 以下的低溫中心是在格林蘭的中央高原。

在不列顛羣島上，平均溫度約為 40° F.，但是在同緯度上加拿大境內相近哈得遜灣(Hudson Bay) 南端的地方，平均溫度約為 0° F.，已達冰點下 32° 。

在七月份內，最高溫度發見於非洲之西北部；而 80° 等溫線所包圍的區域，比在一月份中較為廣大。其地位已移至赤道以北。在這圖中，最低溫度是在南極洲的邊緣。海陸溫度的相差較在一月份中者略小；不過在北半球的大陸比大洋較暖。在不列顛羣島中七月份內的平均溫度約為 60° F.，而在同緯度內相近哈得遜灣南端的

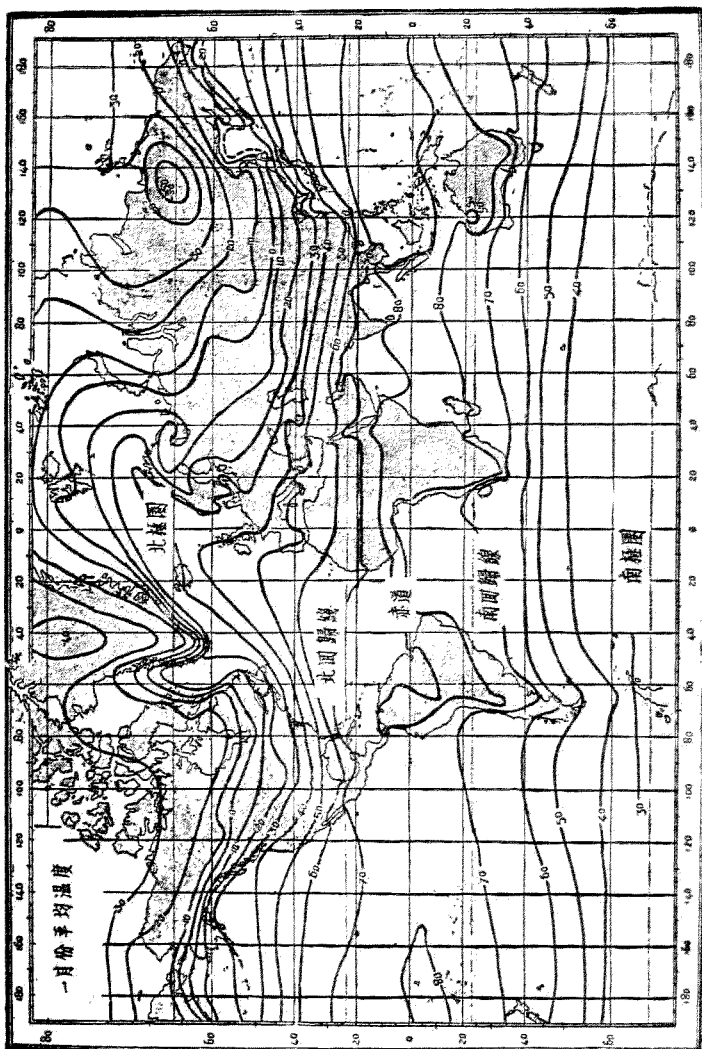


圖 81 一月份全球平均溫度

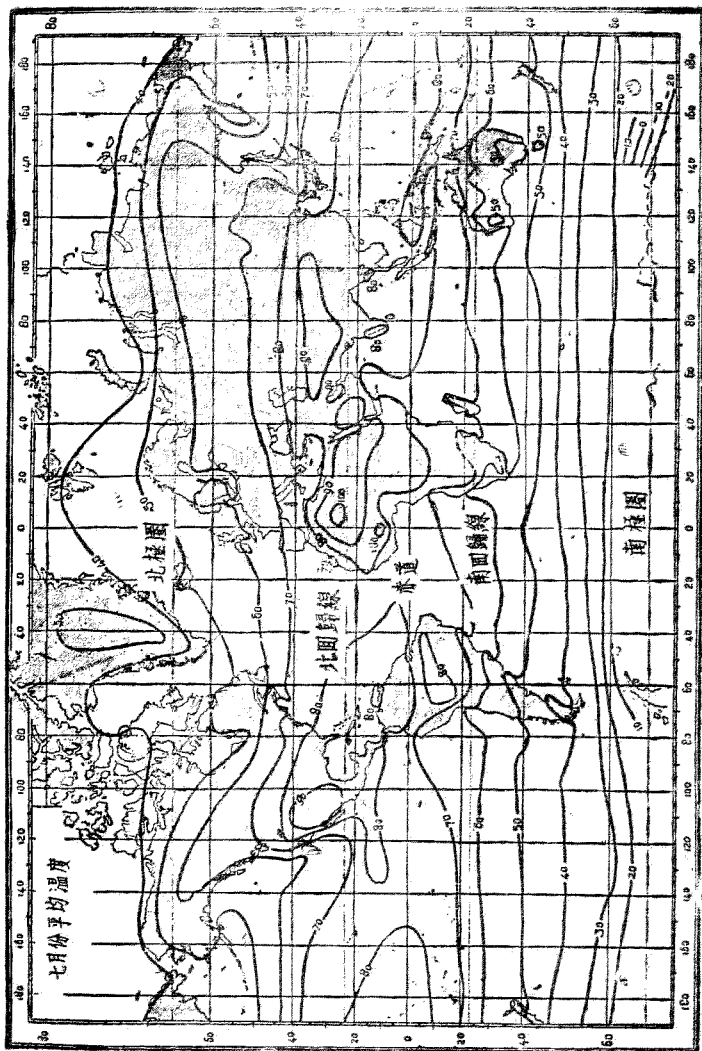


圖 82 七月份全球平均溫度

地方平均僅 50°F 。

爲表示一地方的地理位置如何能影響它的溫度起見，我們將倫敦和紐約相比較。倫敦在一月份內平均溫度爲 39° ，在七月份內爲 63° ，平均相差爲 24° ，紐約比倫敦較近赤道 10° 餘，在一月份內平均溫度爲 30° ，在七月份內爲 75° ，平均相差爲 45° 。又如莫斯科差不多和愛丁堡在同一緯度上，但是它的平均溫度在一月份內較低 24° ，而在七月份內較高 7° 。

圖 81 和圖 82 僅僅表示數年中的平均狀況。所以在單獨的一年中，某一測候所的一月份或七月份的平均溫度或許和圖中所示者相差很遠。而在單獨一天內的溫度或許相差更遠，因爲每天的天氣依靠許多因素而變更之故，天氣的晴或曇，風向的不同，均足以影響一天的溫度。例如不列顛羣島上，在冬季中，西南風帶來高溫而西北風帶來低溫，由於一將暖區的空氣吹來，一將冷區的空氣吹來。在冬季內，吹西南風的一個曇天較吹東北風的一個曇天爲溫暖。

全球平均氣壓

圖 83 和圖 84 爲指示全球平均氣壓的地圖，圖上所繪的線叫做等壓線，代表該月內的平均氣壓。這種連續的線上各標着數字，代表以毫巴計的平均氣壓。現在先將一月份的天氣圖加以細察。我們可以發現在亞細亞洲有一廣大的高壓區。最高氣壓比 1040 毫巴略高，在東經 100° 上。其次在北美洲有一個高壓區，最高氣壓在它

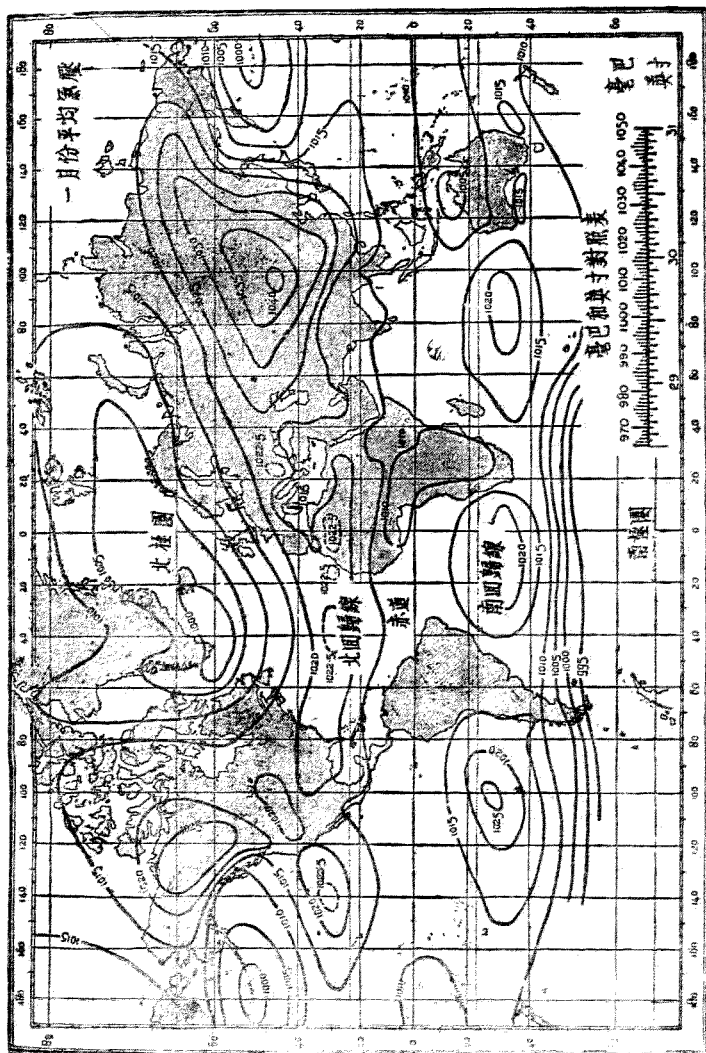


圖 83 一月全球平均氣壓

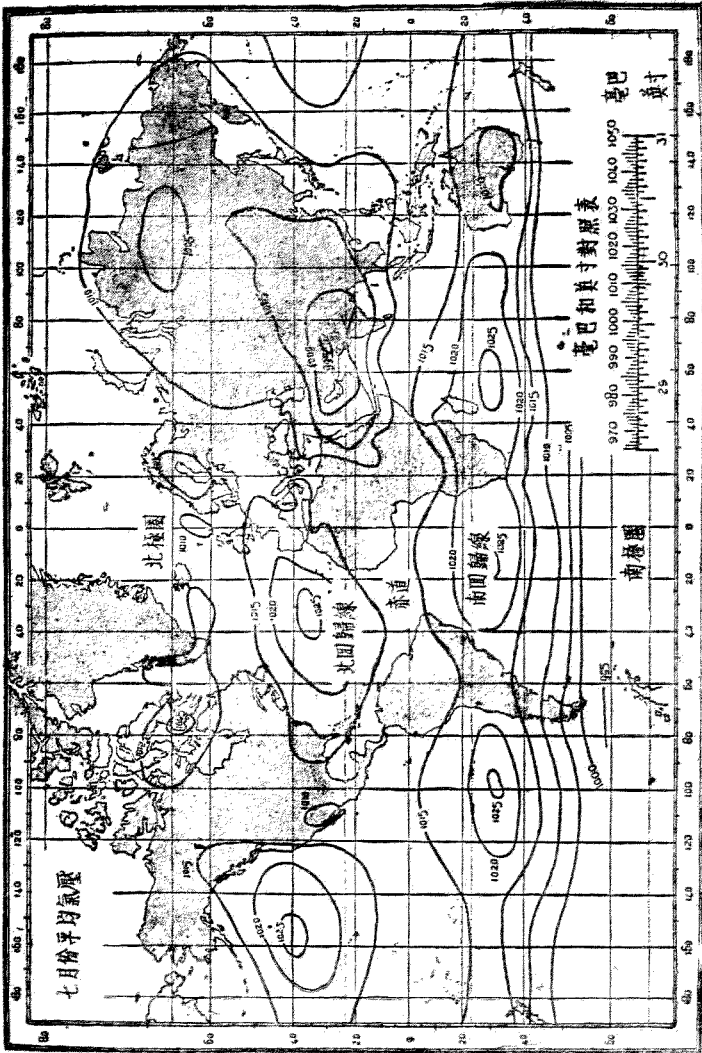


圖 54 七月份全球平均氣壓

的東北角：而 1015 毫巴的等壓線實際上包圍着北美大陸的全部。此外還有超過 1020 毫巴的高壓中心在北太平洋之東部和北大西洋之內。在南半球上有一個環繞地球的高壓帶，集中在南緯 30° 左右，高壓中心有三，在南太平洋，南大西洋，和印度洋。這一帶就是所謂南半球的副熱帶，也就是時常提及的回歸線無風帶。在北半球上也有一個相似的帶，上面所述在太平洋東部和北大西洋的高壓中心，即是這帶之一部；但是因為在亞細亞的高壓中心範圍太大，北半球上的對稱形勢為它推翻而不能成立。

在北半球上有二個界限分明的低氣壓中心：一在太平洋北部阿留西安(Aleutian)羣島，普通稱為阿留西安低壓，一在北大西洋。後者不過是自格林蘭移到冰島和斯干的那維亞，影響北大西洋和西北歐天氣的低氣壓的平均跡象。這種低氣壓，我們已在以前第七章中討論過。

在我們更進一步討論之前，對於圖 83 的意義需得一個了解。我們已經知道氣壓計所量得的氣壓不過是每方呎地面上所積的空氣量，而圖 83 中所示者就是計算所得的平均量。因此我們能夠說明這個圖表示空氣在兩半球內有集中於南北緯 30° 兩帶之趨勢，而在北半球內者(在冬季)有自大洋集於大陸之趨勢，至於它們的理由，這裏不必討論。

圖 84 表示全球上七月份平均氣壓的分佈。圖中我們可以發現在南半球的高壓副熱帶略為增強，表示氣壓比一月份較高。在北半球內的北太平洋和北大西洋的兩個高壓區比在一月份較為廣大。

北太平洋的阿留西安的低壓已消滅，更圖中最顯明的特點為亞細亞大陸上的變更，集中於東經 100° 的高壓已消失，它的地位已變為一個低壓區，集中於西北印度。記得全球的平均氣壓約為 1013 毫巴，從這圖中我們可以發現亞細亞全部的氣壓，除裏海的南邊一帶外，較平均氣壓為低。

全球的盛行風

白貝羅定律前已提及，（第七章第89頁），我們可以用它為依據，從氣壓的平均分布演繹到平均的風向。應用這個定律，我們可以在正月內發現如下的結果：——

(1) 緯度 35° 以北，在北大西洋，北太平洋，和大部分的歐羅巴和亞細亞北部的風向是在西和西南之間。

(2) 緯度 20° 以南，在北大西洋和北太平洋的風向在東北和東之間。這都是信風(trade winds)。

(3) 在赤道上，各地氣壓的相差均甚微，所以成爲一個無風帶，就是所謂赤道無風帶(Doldrums)，以赤道，或赤道附近爲中心。

(4) 在緯度 30° 左右，高壓帶的中央部分內，有一無風或無定軟風帶。

(5) 在亞細亞的極東部的風爲北風。係自北半球的最冷區吹來。

(6) 在中國海上的風爲東北風，因此稱爲東北季風(North-east Monsoon)。

(7) 在亞細亞南部，風自東吹來。

(8) 在南半球內，赤道和南緯 30° 之間，各大洋上有一東南風帶，稱爲東南信風(South-east Trade Winds)。

(9) 南緯 35° 之南是一個西或西北風帶。

(10) 盛行西風和信風，像在北半球一樣，由一無風或無定軟風帶隔開。

我們可以在圖 83 內用箭頭代表各地風向，但是過於煩複，結果反使圖不易讀。讀者可參閱圖 85。

圖 84 內的七月份天氣圖中，南半球的情形和在一月份者無重要變更。在北半球內，最重要的不同爲一月份內西比利亞的反氣旋已消滅，而在亞細亞的西北出現一個低壓中心，有一個反時針向的空氣環流圍繞着它。在印度的大部吹着廣泛的西南氣流，起源於南緯 30° ，初爲東南氣流，再橫過赤道，而爲西南氣流。這種氣流就是所謂西南季風(圖 86)，因爲它能在七月至九月之中帶來大量的雨，足以調劑印度的收穫，所以在經濟上佔有極重要的地位。這種雨發生的原因以前已講過(第五章第 66 頁)。在中國海上吹的南風就是南季風。

以上所講的盛行風就是所謂大氣的『普通環流』。我們這裏還得慎重聲明，本文內所講者僅僅是數年中的平均情形，任何單獨的一月內或單獨的一天內的情形或許和本章內各圖中所示者相差甚大，所以如果讀者不更細加考慮，慎勿以此種圖爲依據而解決問題，如卜居之類。以後我們還要討論幾個世界氣候的特點。

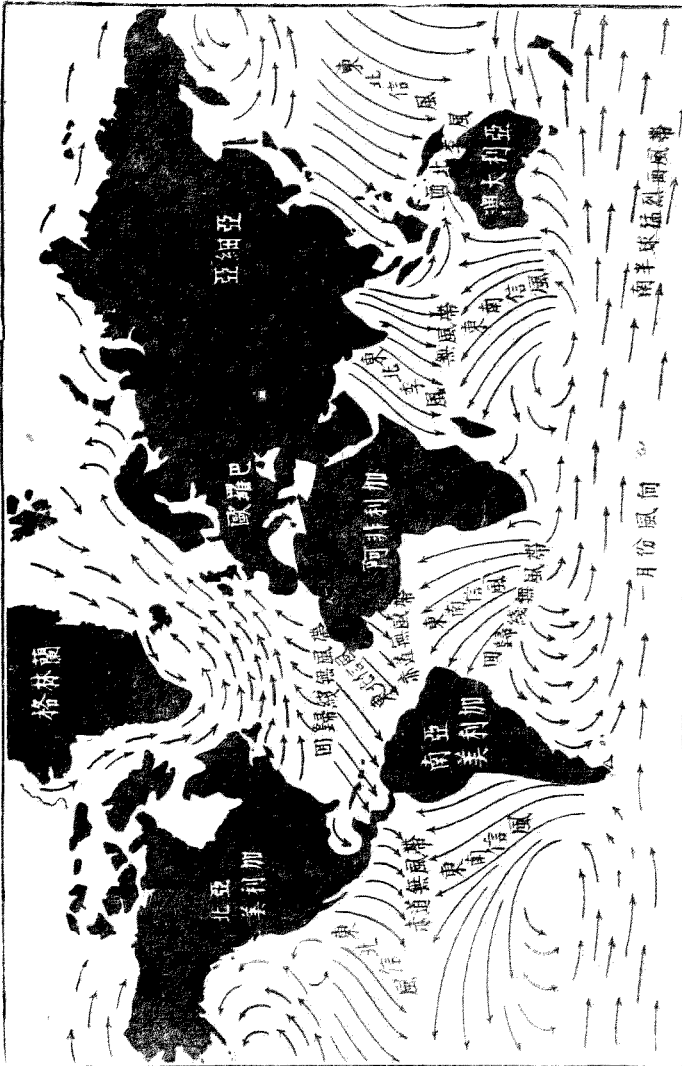


圖 85 一月份全球盛行風

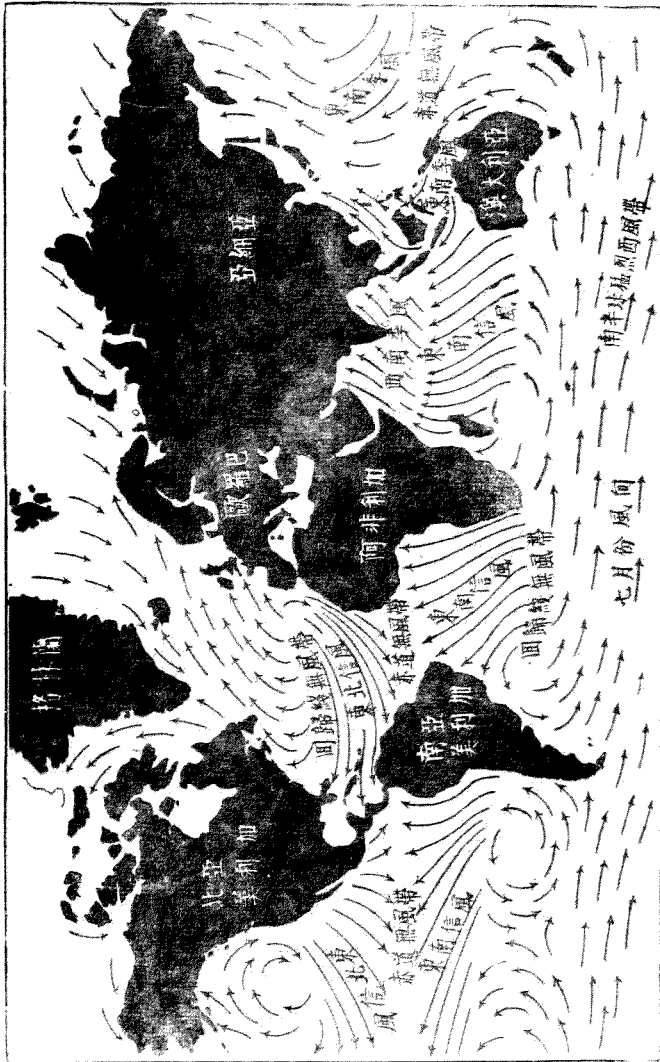


圖 86 七月份全球盛行風

第十章

全世界的氣候

決定氣候的因素

全球向以緯度圈劃分為數帶，它們的名稱如次：——

(1) 北極區，自北極至北緯 67° 上的北極圈(圖 87)。

(2) 北溫帶，自北極圈起至北緯 23° 的北回歸線止。

(3) 熱帶，自北緯 23° 起，經赤道，至南緯 23° 止。

(4) 南溫帶，自南緯 23° 起

至南緯 67° 的南極圈止。

(5) 南極區，自南緯 67° 至南極。

這種慣常的分區可以作為一個基礎，以便將全球氣候大略的分類，不過不可以膠柱鼓瑟。例如北溫帶中有幾部份的溫度遠過於平溫。慣常分類法的缺點，由於不

注意不均勻的海陸分布。我們以前已經講過，陸上溫度比海上溫度，在夏季有上升較高之勢，而在冬季則有下降較低之勢。在大陸

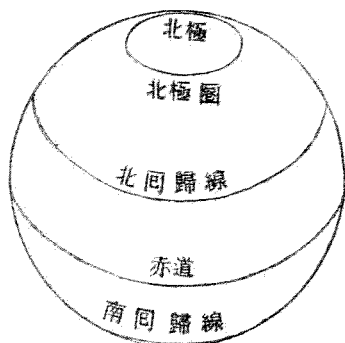


圖 87 全球分區線

邊上，如果盛行風是自海向陸吹的，則較爲溫和的大洋狀況能向內陸伸展達極遠的地點，不過距海濱愈遠，這個更變的影響亦漸減小。所以在考察任何一地方的氣候時，我們不但要知道它的緯度，並且要知道離海的距離和盛行風的方向。

還有一個需要注意的因素，就是距海面的高度，因爲空氣溫度的降率每升高 1000 尺約降低 3°F 。所以高出於海面的地方比在海面上者較冷。高度對於降水量的影響不能簡單地說明，各地方需分別討論；一方面以地面向海平面的自然坡度爲依據，而另一方面是以盛行風的方向爲斷的。事實上，以上所舉的兩個因素需相提並論。自海上吹來的風對於更變溫度的影響，在冬季距海愈遠而愈小，所以中緯度上，大洋的西岸較東岸爲溫暖。西風經陸上長程後，失掉它所含的水汽，因此當它們遇着大陸東部的高地時，它們所含的水汽已不足以產生雨。所以總降水量，不論爲雨或爲雪，向東橫過歐羅巴和亞細亞時逐漸減少。

夏季和冬季的不同

如果我們將依據緯度而劃分的氣候帶和圖 83 和圖 84 的平均氣壓圖相比較，更將自這種圖所得的推論和盛行風相比較，我們可以發見盛行風在極區內爲東風，在溫帶內爲西風，而在熱帶內爲東風。

如將一月份和七月份的平均溫度圖，如圖 81 和圖 82，和氣候帶相比較，我們發見兩月間平均溫度的差在熱帶內最小，距離赤道

愈遠愈大；所以在南緯和北緯 23° ，在海洋上相差不滿 10°F ，而在陸上相差約 20°F 。在溫帶內，夏季和冬季的平均溫度差距赤道愈遠而愈大，在北緯 67° 的大部份大陸上平均相差約 70° 。在北半球的大洋上，每年溫度的平均差大概不逾 35°F ，在大部分為大洋的南半球上，任何部分的大洋上略逾 10°F ，而陸上為 20°F 。在西比利亞的東北隅有一區域，該處夏季和冬季的平均溫度差竟達 110°F ，這個區域在圖 81 中表明，一月份平均溫度較低於 -50° 而七月份約為 60°F 。

冷洋流和暖洋流

大陸東西兩海濱的溫度差因洋流的影響而更大，尤以在高緯度為然。在熱帶內的大西洋和太平洋中，有廣大的洋流，被信風驅向西流。近北美海濱的大西洋赤道流，大都偏向北流，環墨西哥灣，向東北而橫過大西洋。其中雖有幾枝小流分岐流去，而大部分則流向東北，橫過北大西洋成為墨西哥灣流（圖 88），向北經過不列顛羣島而抵挪威海濱，使歐羅巴西北部比平常較為溫和。還有一支大西洋赤道流沿南美海濱而流行，使沿途溫和而將等溫線沿南美東海濱向南屈轉，如圖 81 和圖 82 所示。墨西哥灣流的一個支流向南掃至比斯開（Biscay）灣和亞非利加的西岸，成為一個相對的寒流。太平洋中的洋流和在大西洋中者相似。太平洋的主要赤道流分為兩枝，其一為黑潮流（Kurosiwo Drift）向東北流過日本，橫過北太平洋，另一枝的一部分沿加利福尼亞（California）



圖 88 世界主要洋流的動向

海濱流下，成爲寒流，其餘沿澳大利亞東海濱向南流。更有一個暖流，在南亞非利加的東海濱流下，和一個寒流，在澳大利亞的西海濱流下。所以洋流的分布極有規則，在中緯內，暖流在大陸的西海濱而寒流則在大陸的東海濱。這裏的盛行風爲西風，而洋流更增加大陸東西兩海濱冬季溫度的相差。

每日的溫度變化

每天的溫度變化在大陸中區最大，在大洋中心極小，或竟絕無，在大洋邊緣，則受風向變更的影響較受任何其它因素的影響爲大。風向的變更能將空氣自大陸或自大洋帶來，來自這兩處的空氣大概具有極相懸殊的溫度。關於大洋上每天的溫度變化，我們不再討論，因爲它的變化過小而不甚重要。

我們在第三章中已討論過，每天的溫度變化，如果大氣極濕，是小的；如果天曇則更小；如果天晴而空氣乾燥，則每日的變化是大的。赤道帶因爲曇和濕之故，每天溫度應有小變化。而沙漠區域在副熱帶反旋風下者，因乾燥而無雲之故，每天溫度當有大變化。這兩個結論多從觀察事實而得的。在熱帶內，日夜溫度總是高的，在熱帶大洋上，最高的日間溫度和最低的夜間溫度，平均相差或許至多僅 2°F 。在陸上，日夜極端溫度的相差，平均在 10° 至 15°F 之間。

除在大洋邊一狹條陸地外，平均每天的溫度較差，在北半球陸地上逾 20°F ；在北美沙漠區的亞利桑那(Arizona)逾 25°F ；在北非和土耳其斯坦(Turkestan)的沙漠區逾 30°F 。在大陸區內每

天較差最小者在赤道的某幾部分；例如赤道南美約爲 10°F ., 但是在赤道非洲的某幾部分比此還要高不少。

圖 81 和圖 82 表示一月份或七月份內的平均溫度，在赤道上的任何部分並不超過 80°F . 甚遠。即任何單獨一天的溫度也從不超過 80°F . 甚遠的，而日夜溫度相差亦極微。如果我們以所遇的高溫爲熱的標準，則熱帶氣候當然不能認爲是極熱的。照歷年觀察，即在不列顛羣島的溫度竟有高出於赤道上幾處地方的。所以使熱帶氣候令人感覺不適者並非是溫度，實是空氣中濕汽有以致之。因爲空氣雖在日間也是濕的，入夜溫度少降，空氣即達飽和，而溫度則仍達 70° 或 75°F . 以上。

在沙漠區內，夜間溫度降落甚大，所以雖在夏季夜間還是極涼，而在冬季則變爲嚴寒。每天溫度的降落始於日沒，而在開始的半小時內降落非常迅速，夜漸深則漸緩。這種情形每天無大變化。

平均每日的溫度變化在歐羅巴的大部小於 20°F ., 但是在亞西亞和北美的大部則大於 20°F .. 這種平均量比在沙漠區者爲小，因爲在溫度變化相對小的時候有大量的曇天之故；但是在晴天內，日夜的確實相差或許比我們所說的平均量還要大得多。在中緯度，地上積雪的晴天，夜間溫度的降落極大。

雨 量

上面已經說過，我們可以用溫度爲依據，將全球分爲幾個氣候帶。至於雨量，我們雖可以用雨量爲依據，將全球約略分爲幾個雨

區，但是這種區域遠不如依溫度劃分者那樣確定。我們在第五章中已經說過，當濕空氣被迫上昇，撞着一帶山崗或其它高地，或者一個較冷的氣流時，即有雨產生。一部分是溫度的產物，而大部分為大氣環流的產物；大氣環流非常複雜，無怪雨量的分布更為複雜了（圖89）。

近赤道的內部熱帶成爲一個多雨量的區域，包括大西洋和太

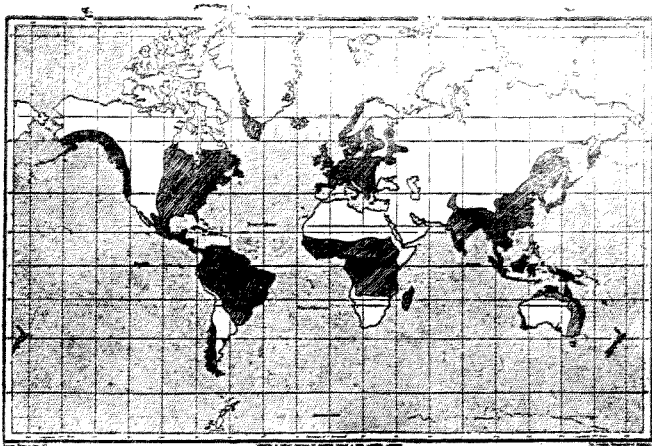


圖 89 地球上主要雨帶。圖中黑的區域是陸地上一年中平均雨量在 60 吋以上者。畫斜線的區域，在 20 至 60 吋之間，白的區域不到 20 吋。

平洋的赤道無風帶和大陸的赤道帶。在赤道者每年平均雨量約達 75 吋；但是有幾處地方，如塞拉勒富內(Sierra Leone)和里比利亞(Liberia)的海濱每年達 160 吋。在赤道帶的廣大亞馬孫(Amazon)河流域和剛果(Congo)都是雨量多的區域，所以均是森林茂盛的區域。距赤道愈遠，每年的雨量緩緩的愈低；直至集中於任何

半球的緯度 35° 的高壓帶，雨量微而不一定。在兩半球內這一帶都是沙漠帶。在北半球爲撒哈拉，阿剌伯，和亞利桑那沙漠；在南半球爲南非的喀拉哈里(Kalahari)和澳大利亞的沙漠區。沙漠發生於高壓帶，由於雨量極少之故，雨量之少由於這幾帶是空氣下沉而非上昇的區域。

高壓帶中向極區的一邊是盛行西風的區域，亦即溫帶區域，其中變化的天氣因氣旋和反氣旋的移動而產生。這幾帶內大洋上有不過度的大雨，而北半球的大陸的西部也是如此。歐亞大陸和北美的中央和東部比較的乾燥，因為它們距西邊大洋的距離過遠而自大洋吹來的風甚微之故。但是在北半球的溫帶內任何地方的雨量幾乎全由低氣壓的過程中帶來，因此所遇的雨是間歇而無一定的。

在溫帶內向極的一邊爲極區，比較的乾燥，因為該區內空氣極冷，所含濕汽爲量甚微之故。

全球氣候的提要

現在我們可以將全球的氣候帶作一個簡單的總括。因為篇幅有限，祇能將任何一帶內的情形提出一個大概。讀者如欲知其詳，可參閱氣候學專著。

(1) 熱帶：熱，潮濕，曇和多雨。

(2) 兩半球內的高壓帶：熱而乾燥；大都爲晴天，使陸上發生沙漠。

(3) 溫帶：在大洋上和大陸的西邊，溫暖，多雲，多雨。在北美

的中央和東部，歐羅巴，和亞西亞大部，夏季熱而冬季寒，自西部至東部則漸漸的雲較少而乾燥。

(4) 極區：寒而乾燥。

濕季和乾季

略觀各測候所的雨量記錄，可以知道有幾處地方『濕』季和『乾』季確極分明，而其它地方一月份和另一月份之間並無顯明的分別。圖 90a 和圖 90b 表示幾處地方的每月平均雨量。在印度的大部分，雨是大都在六月至九月間的季風節降的，這是任何一年都如此。在倫敦十月份的雨量平均較任何其它月份為高；但是在任何一年內任何月份均有最高雨量的可能。這兩個例足以表示，在簡單的數語中要將各季雨量的變化作一滿意的總括是不容易的事。

在赤道帶內北緯 10° 和南緯 10° 之間，雨季的變化各地相差甚遠，不但一年中的降雨期不同，即雨的大小亦各異。在赤道上每月份都是多雨的；不過在四月份和十月份內則較平均量略多，而在一月份和七月份內則比平均量略少。在有幾處地方，較晚兩季或其中之一確實是乾燥的。例如利柏微爾 (Libreville) 在赤道上東經 9° ，該處七月份內平均有雨量 $1/10$ 吋；而三月，四月，十月，和十一月份內約有 14 吋。奈洛俾 (Nairobi) 在南緯 1° ，東經 37° ，該處以四月份為大雨月，約有雨 9 吋，十一月份約有 6 吋；而一月份不滿 2 吋，七月份則約有 $\frac{1}{2}$ 吋。緯度漸漸增高，雨量的變更有一種顯明的趨勢，即一個大雨季後有一個短乾季，而一個小雨季後有一個長乾季。不

過對於單獨的各地。這種規律亦不一定十分準確，尤以對於暖濕風逗留在山崗的地方爲甚。新幾尼亞 (New Guinea) 的科那克里 (Conakry) 在北緯 10° ，有一個長乾季自十二月至三月，隨後四月份有一個月的小雨，至七月份達 57 吋的最高雨量。錫蘭 (Ceylon) 的哥倫 (Colom) 在北緯 9° ，馬德拉斯 (Madras) 在北緯 13° ，兩處的雨量均以十一月份爲最高而二月份爲最低。距赤道更遠的地方，則一年中有一個長雨季，隨後有一個長乾季，雨季的遭遇，在北半球者在北夏季(六月至八月)，在南半球者

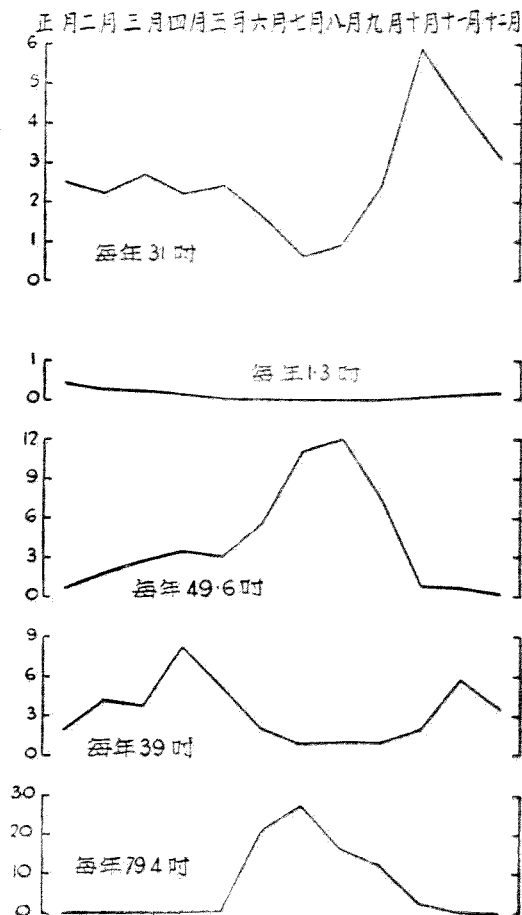
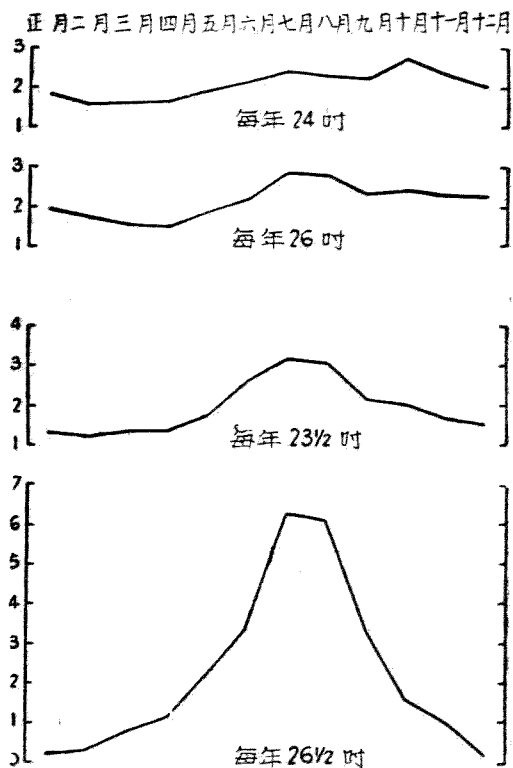


圖 90a 在尼斯 (Nice) 開羅 (Cairo), 亞的斯亞巴 (Addis Ababa), 奈洛俾 (Nairobi), 和 孟買 (Bombay) 每年雨量的變化。

在北半球者在北夏季(六月至八月)，在南半球者



在南夏季（十二月至二月）。

在沙漠區內雨量極少，而降雨時間亦不規則。有幾處從未有可量的雨量可記，因此在該地，人類生命不能永久維持。沙漠氣候的乾燥，再加以日間極高的溫度，往往使人類不能居住。歷來所得的地面上最高溫度紀錄為 136° ，是在特黎波里 (Tripoli) 的亞茲濟阿 (Azizia) 地方所遇

圖 90b 在倫敦，愛丁堡，莫斯科和瀋陽每年雨量的變化。

的。在其它沙漠區內歷年所紀的高溫中，最高者為 134° ，是加利福尼亞州死谷 (Death Valley) 內的紀錄；其次為 130° ，是信德 (Sind) 沙漠內的約各巴得 (Jacobabad) 的紀錄。在冬季，沙漠內的夜間可達過度的嚴寒，乾空氣和沙土，因熱自地輻射至空間的結果，共同使溫度降低極大。在一個沙漠的西邊，毗連海的地方，雨量雖少，空氣却潮濕而多

霧。夏季比冬季略暖，而平均溫度則比在遠距的內陸低得多，這是由於冷洋流之故。

在北半球內，沙漠區之北，夏季無雨，一切雨量都在冬季降落。再向北，最大的雨在冬季降落，而每月所降的雨量甚微。例如在開羅(Cairo) 六月至十月的五個月中無雨，僅十二月約有 $\frac{2}{3}$ 吋；在尼斯(Nice) 十月份最高有 5.8 吋，七月份最低有 0.6 吋，而三月份為次最高。這種氣候，凡沿地中海的陸地者都如此，所以稱為地中海氣候。它的特點為乾暖夏季，溫和冬季，中等雨量和很多的日照量。不但如此，每次降雨必大雨滂沱，而時間比較的甚短，隨後為晴天和日照。

在歐羅巴的地中海氣候帶，北以庇里尼斯(Pyrenees)，阿爾卑斯(Alps)，和巴爾幹(Balkan) 山為界。在這帶山以上，轉入溫帶氣候，全年中每月份的雨量大都相同，不過春季數月平均比其它數月有較為乾燥的趨勢。歐羅巴西部的雨量隨低氣壓而定，這種低氣壓大都起於北大西洋，向東移動的。在這種區域中冬季溫暖而夏季涼爽，各季間更無顯明的分別。在中冬節有幾天非常溫暖，幾乎和春末夏初相似。

除俄國外，歐羅巴全部每年雨量至少有 20 吋。俄國的大部每年雨量總在 10 和 20 吋之間，具有草原氣候。阿剌伯，土耳其，斯坦，波斯，阿富汗的大部分，和一帶廣大的蒙古地方具有沙漠氣候，每年雨量不滿 10 吋。

亞細亞的南部和東南部具有一種季風氣候，由亞細亞各季的

氣壓變更而定。在夏季內，印度西北部有一低氣壓，環繞它中心而流行的風將空氣流引到印度，這種空氣流曾經數千哩的暖海而挾着水汽的。它們自西南移近印度時，因高地而被迫上昇，因此失掉它所挾的水汽而產生雨。印度每年中的雨量變化極大，自曠斯德 (Ghast) 之東的雨量約 20 吋起，至喜馬拉雅沿邊的雨量逾 80 吋爲止。在阿撒姆 (Assam) 的捨刺本耶 (Cherapunji) 平均每年雨量約 440 吋。在阿撒姆的馬維耶刺姆 (Mavijuram)，1841 年八月份內近乎達 270 吋。在印度的季風雨，降於六月至九月的數月內。同時在中國海濱吹着南方的季風，也帶來不少雨，不過它的量確不及印度有幾處地方所遇者之大。印度一年中最熱的天氣是在季風節之前——以五月份爲最。

在冬季有一個反氣旋把持亞細亞的氣流，產生東北西伯利亞的極低溫度（閱圖 81, 83,）環繞這個反氣旋的氣流使亞細亞的東海濱寒冷；但是日本却因溫暖的洋流而被增暖，所以日本的氣候比中國的東部較爲均勻。冬季內吹過中國南部和印度的東北風，構成環繞反氣旋的氣流之一部，就是所謂東北季風。印度西部不受東北季風的拘束，但是時時受着自西方來的風暴的侵略，其中竟有自地中海侵入西北印度者。

此外更有不可不提及者，西伯利亞有一個長而寒的冬季和一個短夏季，自一季至另一季轉變甚速。冬季內的降水量全靠雪，而在最嚴寒的時期中風甚少，或竟無。

美洲有一帶山嶺，綿連於全部西海濱。自太平洋來的暖濕風被

迫而向山嶺上昇，因此給予濱海一帶狹長區域很大的降水量(圖91)，而在美洲的中央部分每年雨量約爲20吋。在東邊也有一帶雨量較多的廣闊海濱。

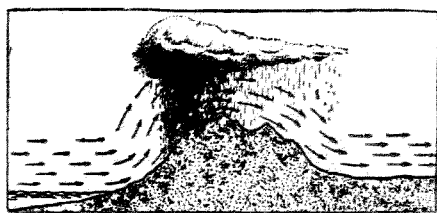


圖 91 爲什麼濱海一帶常有很大的降水量。

在北緯 65° — 70° 以北，空氣溫度極低，因此空氣中所含的水汽比較的甚微，而降水量沒有一處每年能超過 10 吋的。

以上所講的全球雨量分布的概論祇可認爲是一個極普通的綱要。各地的變化極大，不但總雨量有不同，即雨的產生也各有異。所以如果要知道任何一地方雨量的準確數量，最好參閱一種雨量圖，或氣候學參攷書。

第十一章

幾種特殊的風

陸風和海風

在海濱地方可以遇見一種風，日間自海至陸，夜間則自陸至海，尤以暖季爲然，前者稱爲海風，後者稱爲陸風。產生這種風的趨勢因鄰近的氣流而加強。這種海風和陸風，在未受任何範圍廣大的氣流擾動時，最簡單者純粹是局部風，展開的範圍僅在距海洋線左右數哩之內。因此海風或許是一種純粹的局部風，自海吹過海岸線而至陸上，所以在一天的最熱時它能將較涼而較清潔的空氣自海上帶來，使陸上的溫度減低。結果在夏季的晴天，海濱地方不若內陸地方熱。從正式的或其它海濱氣象測候所的觀察判斷起來，海風對於緩和溫度的影響，其重要性各地方各不相等；不過這或許是由於有幾個測候所暴露在海風中而有幾個則蔽避海風之故。在 1933 年的夏季有幾個晴天，當時在英國南海濱的溫度紀錄各地頗不相同，但是各地的情形確是同樣的。

假定有其它廣布氣流的可能存在，足以加強海風影響的，則我們可以發見自海吹來的風在下午比在早晨較頻，而自陸吹去的風則反是，在早晨比在下午較頻。在中緯度的大部分地方，海風雖在

每月內可以遇見，但是最強者則在四月至八月之間。

海風進襲的時間變更極大。在良好情形下，當區內的普通風甚暫時，海風能在上午九時進襲，連續至下午五六時。這天的最高溫度必定比較的低，而是在晚間遇到的。當區內的普通風甚強而自陸向海吹的時候，則海風進襲的時候需延遲至下午三時。當它最後降臨時，溫度會驟降。

海風帶來的涼爽空氣能令太陽中較多的紫光線和紫外光線穿過而射到地面。因此能使日光浴的影響增大，這是海濱避暑者在夏季中所享的一種正常利益。

陸風發生於夜間，當陸地被冷卻到比海上溫度較低的時候。海風在海面上進行，並無任何嚴重的阻礙，在適宜的狀況下，可達每小時 15 哩的速率。陸風因崎嶇的地面，樹木，房屋等，進行較不自由，能達每小時數哩的速率者甚少。陸風的影響在使海濱發生比常溫較低的夜溫，因為它自內陸帶來的空氣是曾在冷卻較快的陸地上的。

在不列顛羣島的夏季月份內，海濱和內陸兩個相鄰測候所所記的下午溫度，平均相差約 5°F ，在海濱測候所的雨量則很顯著的較內陸少。海風將較冷空氣吹過海濱的直接影響是在使豎直面內的溫度下降率較通常為低，因此減少足以產生雨的不安定機會。所以受海風影響地方的雨量比不受海風影響者較少。海風對於日間溫度的影響較陸風對於夜間溫度的影響為顯著。

海風伸入內陸的距離各地相差甚大。普通認為在不列顛羣島

中，海風伸入內陸僅達一哩，或者還不到這樣遠。在其它國內則遠過於此。例如在埃及，海風遠達伊斯邁利亞 (Ismailia)，距地中海有 30 哩之遠，在夏季中每日下午發生於五時至六時，為一種穩健的北風，速率每小時 10—15 哩，天天很準時的複演。自地中海濱發生的海風更深入耶路撒冷，距海濱達 40 哩，在下午二時至三時到達，使下午酷熱可以緩和不少。

造成海風的原因是由於日間海上的空氣比在陸上者較冷和較密。較冷的空氣有沿着地面向暖空氣下潛進的趨勢。在距地面數百呎的高空有一種補缺的回流。這是許多地理或氣象教科書中，在簡單的數語中所包括的標準說明。這裏雖引用它，但是我們要坦白的警告讀者，這個說明也許是真實的，但是並不是全部真實的。也許海風的充分發展是在陸上空氣瀕於不安定狀態之時。這種不安定狀態從小積雲的構成而顯出，現在更已發見在早晨陸上如有這類雲可見，則海風的發展較強。在海上並無這種產生不安定狀態的趨勢，因為在一天中海並不被加暖，而陸風從沒有像海風那樣強勁，這也許是它的原因之一。

下 山 風

夜間如果是晴天，地面因放熱至空間而冷卻。冷地面又將接觸地面的空氣冷卻，山坡上因此有一層冷而密的空氣。這層冷空氣會沿山坡流下，它的速率視山坡的斜和廣狹而定。它的影響在各小山區域中極顯著。這種下山風稱為頽風 (katabatic)。頽風的風向常

常和日間的風向相反。日沒後日風的風力減小，或竟完全消滅。如果是晴天，這種下山風發生於深晚，或者於早晨，吹下山坡，不論日間風的風向若何，或者距地數千呎高空中的風向若何。這種風曾發見於啓爾吞 (Chiltern) 山的許多山谷中，有時成一種氣流，深達觀察點十呎以上，有時初起時僅爲一二呎深的淺氣流。這種風幾乎在各小山區域都可觀測，大都爲一種寒風，往往極微弱。但是在山嶺區內，它能發展成一個強風，尤以在地面積雪而山坡無樹林阻礙它的流動者爲甚。這種例發見於格林蘭的東南海濱，那裏的風自中央高原吹下積冰山坡，其力之強遠過於露在冰台頂上的風。不列顛北極航空探險團，1930—1年在格林蘭的觀測報告，給我們關於冰台上的風和在山坡底的測候總站所遇的風一個極好的比較。這種紀錄表示在1930年十一月份內每天正午所測的冰台上的風從未超過第六級(每小時32—38哩)；而同時在總站所測得者每次風力爲11和12級。除却這種極端差異外，大概在總站所遇的風較在冰台上者爲強。

類風或下山風在山嶺極多的區域內，雖在日間也能在日影中的山坡上遇到，不過祇限於晴天的日間。

方恩風和欽諾克風

前面已經提及，山嶺的影響足使向上氣流灑出水汽。當水汽自大氣脫離而爲水的時候，以前用以將水分子撕開而成爲水汽的額外熱——潛熱——即被解放，而再用以保持空氣的溫度。結果正在

有雨形成的上升空氣，並不像無雨形成的上升空氣冷卻得一樣快。空氣自山嶺一邊升起，繞過山頂。而從另一邊降下時，因壓縮而加熱比因膨脹而冷卻較為迅速，因為當它膨脹時，潛熱因雨的產生而被解放，能用以輔助空氣保持其溫度。因此它達到山腳時已為暖乾風，在歐洲為方恩風(Fohn)，在北美稱為欽諾克風(Chinook)。這種風和頽風不同之點就因它是一種暖乾風，雖自積雪或積冰的山上吹下者也是如此。這種風在阿爾卑斯山的內谷是常遇的，而在寒季中最常遇。此外在洛磯山的東邊亦是常遇的。在英國，這種影響較不顯著，然而在西部蘇格蘭的山嶺東邊和其它地方則甚顯明。

布 拉 風

布拉風(Bora)是一種冷北風，有時掃過阿德里亞海 (Adriatic)，產生於氣壓在南奧地利亞高而在阿德里亞低的時候。自高氣壓至低氣壓的正常氣流，因地面上的空氣為地面冷卻而益強，而氣流抵海平面時成爲一種極冷的乾風。在摩爾太(Malta)的乾冽風(gregale)是由同樣原因發生的，在提厄刺得翡哥 (Tierra del Fuego)的『威廉滑斯』風(Williwaus)也是如此。

密 史 脫 拉 風

密史脫拉風(Mistral)是一種冷北風，有時沿龍河(Rhône)流域吹下。這也是一種因平常的氣壓擾動而發生的風；但是自這流域達到海的長坡上的地面冷卻影響，外加阿爾卑斯山在東邊和色

芬(Cevennes)在西邊迫使氣流的緊縮，使這氣流達到地中海時成爲一種狂暴的冷北風。這種密史脫拉風差不多完全限於龍河流域。

其他地方風

在各地方，來自某一個特殊方向的風各有特殊的名稱。引人注意的風的特點往往在於方向和溫度，溫度是隨風而異的。自南和西南間吹過非洲北海濱的一種風稱爲西洛哥風(Sirocco)。它達到海濱時成爲一種熱乾風，常常挾帶撒哈拉的沙土。這種暖風在經過地中海的過程中，將海中的水大量蒸發，所以抵西西里，南意大利，和希臘時已成爲一種暖而極濕的風。

埃及的『喀新』風(Khamsin)自南和東南之間吹來，而和它對比的風經過巴力斯坦，阿剌伯和敘利亞時稱爲『西蒙』風(Simoon)。塞內加爾(Senegal)的『哈麥丹』風(Harmattan)是一種熱而多砂的東風。在南澳大利亞，自中央沙漠區吹來的熱北風稱爲『磚場風』(brickfield)。

這些風都和附近的低氣壓和高氣壓的經過有關，而它們的產生可以從正式的測候報告推測，相差頗不遠。

上山風或山谷風

夜間的下山風的自然補償物爲日間的上山風。這種風稱爲『山谷』風，而它們的產生已詳於教科書中。然而這種風是否遇見過確

是極端的可疑。如果它們確是有的，則它們的風力必然較夜間的下山風為弱。

空氣被地面加熱和冷卻的影響極不相同。山坡上的空氣被地面冷卻時，沿坡流動而常保持和地面接觸，冷卻的影響可繼續至一長時期。但是空氣被地面加熱時，它即有上升之勢，所以它和熱源脫離。因此從夜間遇下山風而即推測日間有上山風是不可靠的。

第十二章

天氣的循環； 氣候是否在變更？

天氣的循環

氣候學家常常想預測長期中的天氣變化，希望能將天氣的變更歸納到長短不同的周期。最著的天氣周期當然為日和年。如果我們將連續數年中任何一個測候所的每月平均溫度作一曲線圖，我們必定可得一曲線，最高點在各個夏季，最低點在各個冬季。最高點和最低點當然不能在同樣的水準，也不能在每年中相同的時日；不過曲線的大概形狀為一個連續的波形。如果我們用同樣的可能報告作一個未來溫度的曲線圖，最好的方法將已測得的每個正月的平均溫度為根據，推測未來的各正月的溫度，對於一年中的其它各月也是如此。如果這種曲線確能連續複演至數年之久，我們每年內可得一個有規則的循環起伏的波形曲線。

還有其它方法可以發見其它和周年不同的天氣周期，其時期的長短祇需從代表天氣的曲線上最高點和最低點之間的距離判斷之。氣象學家對於這種工作已費不少時間，結果得到相差甚遠的幾種可能的天氣周期。各研究家各有自認為可靠的周期。有幾個根據太陽黑子的周期，大概以 11 年為一周期的，也有以 5 年，3 年，37

月，26月，19月爲一周期的！

數年前著者曾以十二組天氣數據進行一次長期的周期調查，其中一組爲倫敦 100 年中的溫度，自 1764 年起，至 1863 年止。照可靠的統計法所指示，倫敦 十五個最重要的溫度周期，僅能負七分之一的溫度變化之責。換一句話說，還有別種原因，其重要六倍於所說的周期。因此我們可以說憑周期預測天氣不過是浪費時間。但是爲使人完全信服起見，著者(在 1928 年之初)曾將似乎最重要的十五周期爲根據作一個曲線，表示未來的倫敦 溫度變化，至 1933 年爲止。這個曲線在 1928 年之初宣布，如圖 92 中的一條實線。表示各月

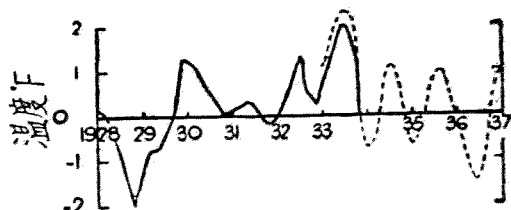


圖 92 憑周期預測的倫敦溫度。圖中連續線爲 1928 年所宣布的一個曲線；斷續線繼連續線延展至 1936 年。曲線在 0 度線的上下表示溫度在正常溫度之上或下。

溫度高於或低於正常溫度的度數。例如曲線越過水平線而上升時，溫度必在是年超出正常的溫度。在這時期中，天氣的確實變化，可用數語包括之。1928—9 年的冬季是一個嚴寒的冬季，隨後在 1929—30 年有一個溫和的冬季，以後的冬季都極溫和。1928, 1929, 1930, 和 1931 年的夏季都極溫和；但是 1932 年的夏季是熱的而 1933 年更熱。將這種事實和圖 92 比較，足以表示天氣的趨勢大概和所繪的預測曲線極接近，不過實測的溫度超過正常的溫度較曲線所預示者爲甚。因此推想起來這是一個有効的方法，尤以在這個 1928—33 年的曲線係

並不依據 1863 年以後的報告而繪的更覺可信。所以這個曲線自 1934 年再繼續至 1936 年，在 1933 年足爲該線的一個校勘。這個繼續的曲線即是圖 92 中的虛線。這個曲線很忠實的重複表示 1933 年夏季的高溫，但是不能預示 1934—5 年的溫和冬季，它表示 1935 年的夏季溫度非常高。所以從全體講起來這個新曲線僅有極少的効驗；它確可以表示在預測一季的天氣時，周期方法難免有意外的差誤。圖 92 內的虛線需受 1936 年夏季的嚴格試驗，因爲預測是年爲低溫。這個曲線確實表示 1936 年的夏季必寒冷，但這不是 1936 年天氣的嚴重預示。

預測季候的其它方法

現在認爲最効的預測季候方法爲華格氏 (Sir Gilbert Walker) 法。華氏表示一地方一時的情形和其它各地方較早時期內的溫度，氣壓，和雨量有關。這個方法的應用，需用大量因素計算，然後根據因素預測某處未來的情形。用這個方法，現在已能在數月前預測印度季風雨，頗爲準確，此外這個方法應用於南美洲的某幾處地方也相當効。但是這個方法似不適合於溫帶內的各地。其原因或許由於溫帶內並無季候天氣的事實之故。在溫帶各國很少可以得一整個季候定爲暖或冷，濕或乾。不要說一季，即兩星期或一星期的天氣也很難用一個字指明。但是在熱帶內太陽幅射的變化和天氣的變化或許有較密切的連帶關係，所以在熱帶內我們應用這個預測季候天氣的方法最有希望。

氣候在變更嗎？

在遠古時代，地球上的氣候情形曾經巨大的變更。溫和氣候時期，雖在兩極，常繼之以冰河時期。那時候北半球有一個極冰台，向南伸展，遠抵大陸之上，歐羅巴大部為冰掩沒。在古代時候，氣候會時時經過巨大變更，這是很顯明的，不過我們尚未能肯定的說明變更怎樣迅速。我們沒有理由可以說我們生存的時代是一個氣候穩定而不變的時代，但是我們要知道每一次顯明的變更是否需歷 10 年，100 年，或 1000 年。歷年平均溫度的變更非常不定，我們無從根據它們作確定的判斷。不過無論如何，可靠的溫度或雨量觀測僅限於最近的 170 年間，如將每 10 年內的平均溫度細加考察，對於變更發生的情形或許可得一些概念。這種以 10 年為期的平均值，始於 1764 年，歷 170 年之久，表示於圖 93 中。圖中代表 10 年期間平

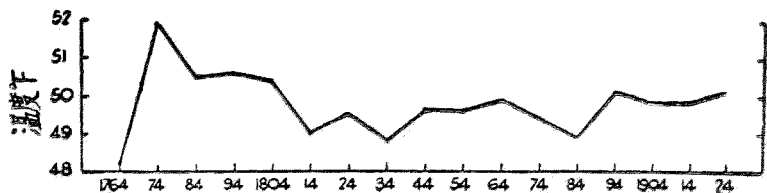


圖 93 170 年中倫敦溫度的變化 曲線上每一點代表 10 年期中的平均溫度，每期開始之年即該點下所示的年份。

均溫度的一點始於一個 10 年周期開始之年之上。所以代表 10 年間平均溫度的第一點在 1764 年之上。從圖中可見除却在曲線起端陷落外，逐年平均溫度變更極小，這種變更顯然是每年平均值的微增，而這種增高的原因，經較精密的調查後，知為由於冬季溫度的

增高。因此我們可以說在最近的 170 年中，倫敦的冬季平均漸較溫和；其原因由於在我們所討論的時期中酷寒冬季的不常遇而可稱為溫和的冬季並未變更它們的特點之故。

第十三章

被天氣影響的幾種特殊事業

地面上的運輸

道路上，鐵道上，海洋上，和江河上運輸的兩個最大仇敵爲雪和霧。每次大雪能使一個市區減少活動的時間比任何其它障礙爲甚。1888年三月十二日紐約所遇的雪是很好的一個例。那天雪自子夜開始下降，六小時後全市已深埋在雪中；至9時街上交通完全停頓；全市被隔絕者達兩天之久。

霧並不能使運輸完全停頓，但是擾亂運輸却最有力。倫敦的霧足爲令人不愉快的一例。每次倫敦重霧能阻撓一切火車和公共汽車，使伶俐的司機無所施其技，而使乘客感覺濡滯的苦悶。

因雪和霧而發生的最嚴重困難在費時長久。有一次英國一個市區積雪甚多，運輸的困難雖雪止後還不能解除，直至路上積雪剷除完畢後始克恢復，但是剷雪工作却又緩慢又繁重而費用浩大的。霧的降臨極驟，如果是烟霧，無法可以驅逐。我們或許能夠將小面積上的水霧清除，但是掃除烟霧的方法至今還沒有。近年來司機擬採用黃燈以便霧中行駛，因爲他們認爲黃光比平常白光較易透入霧中之故。其實這不過對於烟霧有些效用，對於水霧，白光和黃光

的效用是相同的。它的重要點在減小霧的面積，使由霧反射回來的耀光減少。

急雨驟停後能夠阻礙空中，道路上，鐵道上，河海上的交通，但是急雨歷數小時以上者是不常有的，至少在溫帶內爲然。如果道路，鐵道不爲積水淹沒，急雨停止後車輛即可復通。

航 海

在海上的船同樣的能被霧，雪，或急雨阻撓——因爲它們能影響於能見度之故。狂暴的風也能阻撓現代式的船，因爲它們能掀起怒濤駭浪。現代海員解除這個困難的方法，擬用無線電採取別船上的氣象觀測，然後填入天氣圖內。因此他能尋出附近的風暴中心所取的路徑，而改變他的航線以避之。因避風暴而繞道航行，結果還是省時，省煤，和省費。

航 空

欲得安全飛行需有三個必要條件——一，優良能見度，二，無強逆風，和三，無低雲，就是足以掩沒山頂，使司機誤衝山上或地面突起物的雲。能見度因霧或大雨而減低，所以航空員需要知道前途的情形，關於雲的分布，風力，和雨等天氣變更的報告。如果所取的路線嚴格遵循，則風的估計尤爲必要，以便航行於雲中或雲上。照近來在世界各地所得的經驗看起來，在冬季中有一種新危險，就是飛機上的積冰。這種冰有時積在翼上，機身上，或者推進器上。冰

積在推進器上尤爲危險，因爲它能推翻螺旋的平衡，引起振動，使飛機全部發生巨大應變。飛機上積冰的原因現在尙未能明瞭，不過這個問題不像是不可解決的。

農藝和園藝

如果預前數天確能有可靠的天氣預報，農夫支配工作更爲有勁，尤以對於選擇時期以備犁田，播穀，和收穫爲甚。不幸在溫帶內的大多數國中，能夠預報天氣者比較的甚少。

園主擁一小園，親自播種，需有對於他特殊有用的氣象知識。他要避免剛在乾期之前播種子，雨天之前灌溉，如果可能，還要避免在陣雨天氣中分秧。他的需要大都可從氣象局公布的平常預報中得之。

園主的最大仇敵爲春季的晚霜，它的降臨常出意外。夜霜在陰天晚間後降臨。如果是晴天，溫度起初下降甚速，然後較爲緩慢。晴天能使夜間過度的寒，猶如晴天能使日間過度的熱。

晚霜對於果園主人能發生嚴重的損失。如果果園中有油燈等設備，損失可以減至比較的甚微。一畝果園裝置油燈設備後，即得保障，每夜所費不過數元。夜霜對於薄沙土比對於黏土較爲嚴酷，而對於乾土比對於飽和水的土更爲嚴酷。因此有幾種果園的土地用水浸沒，確是有益的。

冷空氣在晴夜能自長的山坡流下，所以凡在它所抵達的地方都不宜爲果園。這種地方除却極強的種子外，不宜居人或種植。

商 業

有許多天氣報告對於商人頗為有用，這裏不能詳述。他不但需要得到關於他個人生活的天氣報告，並且也要得到關於他所經營事業的天氣報告。例如，如果他是一位經營法國酒的商人，他需知道在法國足以影響釀酒的天氣；如果他是販買任何一國農產物的商人，他需知道在該國足以影響他所買賣的產物的天氣。氣象局能夠供給出乎意料的許多報告，所以它們不但是預報天氣的機關，也是貯藏本國以及各國天氣事實的寶庫。

工 程

工程師的職業關於生活方面者甚多，不能不受天氣的影響。關於水利的工程師，第一需得該區內的雨量數據，然後能估計每年可得的水量，以便供他們應用。

土木工程是和任何種類的建築物有關，同樣的和風雨有關，在建造中或造後都要受洪水和風暴的試探。

滑 翔 和 飄 行

滑翔機和飄行機是沒有引擎的飛機，全憑上升的氣流維持進行。據一位著名的滑翔家說，一位滑翔者所處的地位恰和一位老嫗在上升的昇降梯上正要步下時的狀況一樣。最初的滑翔機飛行是在斜的山側舉行的，那裏的風是被迫而向山坡上升的。這種上山氣

流極強足以保滑翔機逗留在空中，有幾次竟可以保持它們歷數小時之久。

後來漸利用積雲下的上升氣流。滑翔機先憑一個上山風升至高空中，再憑既得的高度橫過空中滑翔，進入一個積雲下的上升氣流，然後憑氣流再上升，隨後又橫過天空滑翔，進入另一個積雲，那時高度却漸消失，不過達第二積雲下後，隨即可以回復它的高度而繼續升高。每個積雲可以認為是一個上升氣流頂上的華蓋。滑翔員利用這種氣流作為升降梯，可以升至和雲相齊的高度；但是滑翔員對於一個氣流至無可再利用時，隨即捨去，憑着他已有高度，橫空滑翔，追尋另一個升降梯。有幾次驚人表演用這個方法進行的，就是1929年郎斐爾德(Kronfield)在德國瓦塞革貝(Wasserkuppe)滑翔歷100哩之遙，也因利用山崗上和積雲下的上升氣流而得成功的。利用積雲下氣流而得滑翔成功，足徵這種雲下確有上升的氣

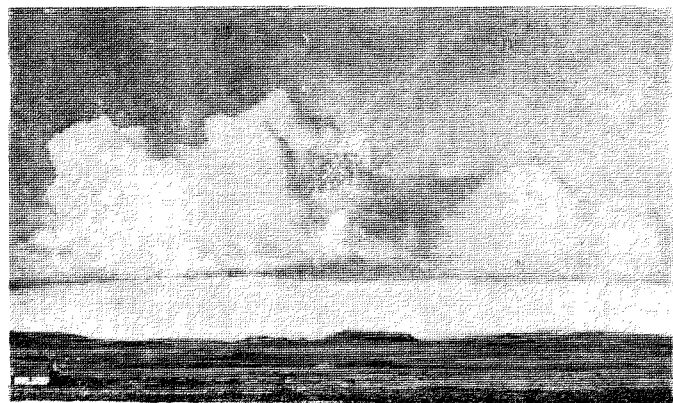


圖 94 積雲羅列成行，在它們全長之下有上升氣流，足供滑翔機乘流飄行。

流；向來推想的事，現在確有見證了。

積雲排列成行，如圖 94 所示，有上升氣流在它們全長之下。一隻滑翔機一旦進入這種氣流後，可以沿雲線的全長滑翔，因為這種雲線成爲一條『航路』的華蓋，滑翔機沿這航路進行，像列車在固定軌道上進行一樣。

第十四章

氣候和天氣如何影響 健康和舒適

爽快的和沉悶的天氣

有幾天我們覺得精神沉悶，而對於工作，不論是體力的或智力的，需格外費力；也有幾天我們覺得精神爽快，而對於工作，不論體力的或智力的，似乎不甚麼費力。大概認為產生沉悶感覺的主要因素為大氣的高濕度，尤以遇高溫度時為甚。但是這不能認為是對於這種情形的一個完美解說。沉悶天不盡是潮濕天，而潮濕天也不盡是沉悶天；不過十分冷的天氣確是使人覺得爽快的天氣。還有一個似乎重要的因素為風，然而現在還未能確定，即一種清爽的空氣如果加速流動，是否能夠使人精神爽快。有幾位著作者曾經提出，有一種氣候的刺激，它的確實性尚未知道，能引起神經的反應，分別爽快的天氣和沉悶的天氣。

氣候，舒適，和康健

如果我們要尋出氣候和健康的關係，我們立即要遇到難題，就是怎樣對健康下定義，以便和天氣的數據直接比較。現在為便於討論計，我們規定健康為人類的一種狀態，能夠完成他有效率的正常

職務而不覺不舒適。我們不將健康和舒適嚴格的分別，祇認它們的不同不過是程度的差異而非種類的不同。

照廣義講起來，氣候能夠決定人能在什麼地方和怎樣生活。除了短時期和必要的工作外，人是顯然不能在任何極區生活的。每極的周圍有一個廣大區域，其中溫度極低，雖有人能在短期中暫時生活，但是他需要由一個氣候較溫和的區域供給糧食。我們不能因為人類在短期內可以露在極區天氣中生存，就說極區可以居住。此外還有一個距海平面的高度，這個高度隨緯度而變更，在這種高度，寒冷和低氣壓使人類不能生活。

參考一年的平均溫度，或冬季溫度低至什麼程度，以斷定一地方的能否住居，是不穩當的。人類已知穿適宜的衣服，構造房屋，和發明取暖過冬的方法，以抵抗他的環境。因此他選擇冬季極寒而夏季雖短却是比較溫和的地方去居住。植物和樹本在極寒的冬季不一定死亡，可以在冬眠狀態中活着，而夏季降臨時又可以萌發。例如在西伯利亞的凡爾霍恩斯克(Verkhoyansk)，由於海拔極高之故，平均溫度在 -59°F 。在1885年正月份內有一天溫度紀錄竟達 -90°F 。但是在六月份內平均溫度為 60°F ，而五月至十月的五個月中溫度均在零點以上。

在東北非的意屬厄立特利亞(Eritrea)是世界上最熱地方之一。這裏七月份的平均溫度為 95°F ，而正月份為 78°F ，雨量全在冬季降落，每年平均僅約7吋。在這種情形下生活尚可維持，不過僅足維持而已(圖95)。

如果我們自可以居住的區域的極北邊界，向南抵赤道，遊歷一

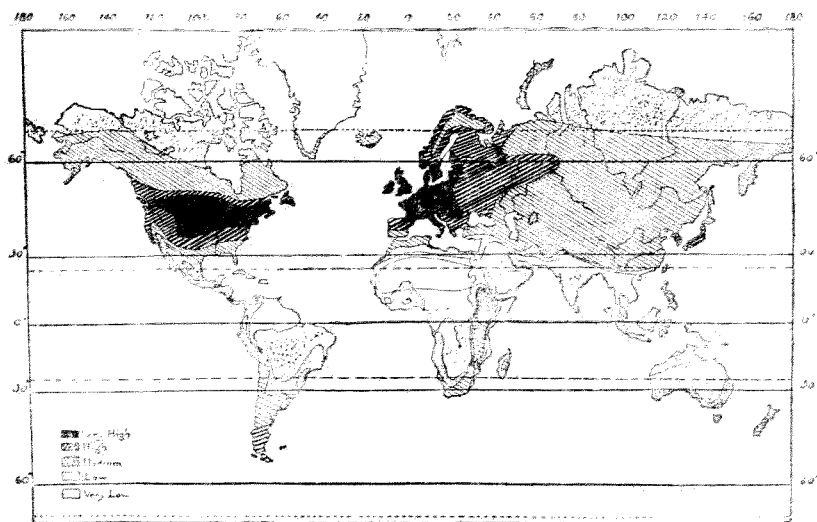


圖 95 根據氣候而定的人類健康及能力之分布圖。

■極高 ▨高 ▩中等 ▪低 □極低

次，我們最初可以發見人類在極度困難中存在，生活的艱難僅可以生存而已。五穀不生，牛羊不蓄，因此人類轉向海中求食物。悠久的沉悶極夜和瘴惡的生存競爭不能產生高等的社會關係或文化。

再向南進，我們可以發見加拿大的『不毛之地』和亞細亞的北極海濱，生活同樣的需奮鬥，食物不易覓得，交通困難而遲緩，食物僅如原始人所享用者，畢生不斷的追求獵場和漁場，因此種種也不能產生高等文化。

在溫帶中我們可以發見最高等的人類。冷和熱的替換(其中冷天氣，他們可以用暖室法控制)，較新鮮和強健的空氣，不競爭無生

產和做工作有報酬的自然律，均能促使溫帶的人——或者照韓丁敦(Huntington)所稱，氣旋人(cyclonic man)——成爲最高等的文明人。狂暴的冬季迫使他預謀貯藏食糧，衣服，房屋，和燃料。產生糧食，水果等的時期甚長，足夠他預備這種貯蓄；但又不像在熱帶那樣長，可以無需預謀貯蓄的。

再向南，我們可以抵副熱帶，其中的沙漠區不過是文明鏈中的一個隙縫。常常遷移的沙能淹沒一切路面，使通過沙漠的轉運不免遭殃；水源草地常有突然乾涸之虞；在沙漠四圍之地，雨量不能一定，而饑荒爲最迫切的危險。沙漠中的部落以遊牧爲主，而生活艱難迫使他們自然的作鼠竊之事。在世界各沙漠中，這種艱難生活無不引致他們爲易怒，狂熱，有時至於殘忍的次等居民。然而有幾處沙漠區比熱濕的熱帶內部較爲可耐。例如在察哈拉沙漠內，也有健康，強毅，和武士式的民族。這種艱難而不安定的生活，和由自然支配的遊牧生活，却能產生潑活，機警而強健的人。加利福尼亞的死谷，據說雖溫度在 130°F ，有時却差不多是舒適的。

在熱帶內部，豐富的雨量和均勻的高溫足以發育繁盛，衣服和房屋無需講求而生活祇需最小的努力即能維持。一星期內工作一两天，或者一年內工作一個月，或者一年中種十棵麵包果樹，即足以維持一家之所需。此外還有因氣候而使神經怠惰的影響，所以他們對於爲提高文化而自動奮鬥的任何建議都不注意。

經這樣一次遊歷後，我們得到一個自北極區至赤道的不同人類圖。他們的文化在各帶中各發展到一個不同的程度。同時我們得

到一個確實的結論，極區邊的極寒和熱帶內的濕熱都不適合於人類的高等發展。大規模的氣候變更常迫使民族遷移至遠距離之外。

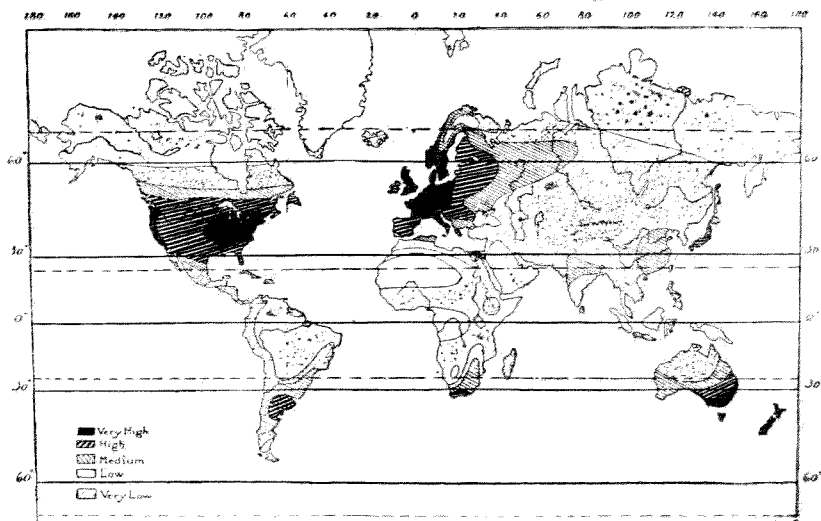


圖 96 根據氣候而定的人類文化之分布圖。

從前所說在公元後約 400 年文化中心自地中海向北伸展之說，對於「氣旋人」是人類中發展最高者的觀念，並無衝突。

造成人類生活的是什麼？

人類的氣候環境為溫度，濕度，雨量，日光，雲量，和其它別種可能因素積成的總結果。當日照充滿紫外射線的時候，它的直接影響為使人皮膚變成一種較黑的顏色。人的體溫在正常健康時為 98.4°F 。任何外界狀況，足使體溫變更而距這個標準度極遠者，都是不舒適的，如果趨於極端，更有性命之虞。當人體不能因蒸發而

失熱的時候，尤其在勞力進行的時候，過度的直接日照足以使人患日射病，或中暑。脈搏和呼吸衰弱，心臟作用減低，而在危急時期竟可以至不救而死。從前中暑是一種很可慮的疾病，而在印度的兵士以中暑爲絕症，但是這種危險現在已可免除，由於注意於房屋和衣服，并限制人體在一日中爲害最小的時間內運動之故。

酷寒能使人體局部僵凍，或者最後至於全體僵凍。極端寒冷的影響起初爲較小的血管緊縮，呼吸加速，和血壓增高，終於使體內的化學作用加快，以便和耗熱努力競爭。酷寒經久不解，耗熱競爭的力量衰竭，體溫亦即降落，因此極度疲乏，不得安睡，最後至於麻木而斃。據說這種影響在飲酒後較易發生，因爲他們對於初期寒冷的反應減小，由於表面血管爲酒麻醉而失去感覺。

在中暑而死和苦寒而死的兩極端之間有一個極廣的範圍。其中情形有舒適或不舒適，需略加考慮。

舒適，健康和大氣情形

我們在這裏不必將健康和舒適分別，因爲在不舒適的情形下工作，結果不免妨害健康。人體可以認爲是一個機器，在 98.4° F. 的溫度時工作最有效率。體內的化學作用繼續產熱，而在肌肉運動時產熱速率更大。所以人體需將過度的熱逐去，然後可以保持平衡。

人體表面所得的熱來自：

(1) 太陽和天空的輻射。所接得和吸入的熱量視衣服的数量和顏色而定，白色衣服能將太陽光綫的大部分反射回去，而黑色衣

服幾乎能將光線全部吸收。

(2) 周圍物體和地面的輻射。所得的熱量視地面和附近物體的溫度和性質而定。

(3) 空氣中的輻射，或較為直截的說，空氣中水汽的輻射。

人體失熱的原因，由於：

(1) 向空氣和周圍物體的輻射。

(2) 空氣和皮膚接觸時，體熱被空氣導去。(如果空氣溫度在 98.4°F . 以上，則變為贏餘，人體可自空氣中得熱。)

(3) 皮膚上汗的蒸發和失熱不多的肺內水分的蒸發。蒸發量視周圍空氣的濕度和風力而定——或者視新鮮空氣被帶來和皮膚接觸的頻率而定，不過這裏衣服的數量和風力是同樣有關的。

血的溫度為 98.4°F .，我們可以認定人體，肺等的平均溫度大概相等。吸入的空氣，在起初和外界的空氣具同樣溫度，和濕度。到了肺內或肺管內，被加熱至 98.4°F .，更要將充份的水蒸發，以便提高它的相對濕度至百分之 68—100。但是這樣用去的熱的總量遠不及自皮膚失去的熱量。

在討論健康和環境的關係中需要注意的因素為：

1. 直接從太陽和天空所得的熱。這是需靠太陽輻射的強度和所穿的衣服的。

2. 因輻射作用而和空氣，周圍物體，和地面互換的熱。這樣互換的熱量大約和氣溫與體溫之差成比例。人體的得熱或失熱視空氣溫度比 98.4°F .，較高或較低而定。

3. 因和空氣接觸而互換的熱。在這種情形下人體的得熱或失熱也視空氣溫度比 98.4°F ., 較高或較低而定, 得失的熱量則視風速而定。

4. 因汗的蒸發而損失的熱。這也視空氣的濕度和風速而定。

其中第一種在太陽射線直接落在頭上或頭頂上時, 當然是危險的。在頭被遮蓋時, 自直接日照所得的危險往往是小的。第二和第三種數量輕微, 僅能分別舒適和不舒適, 而不能發生充份強的影響, 使健康發生危險。大概因發汗失熱爲產生舒適或不舒適的主要因素。

關於這種問題的討論已積不少卷帙。這裏我們不能詳述; 但是從上面所舉的幾個提要中, 關於某種氣候的舒適或不舒適有幾點可以伸述。

濕熱的熱帶氣候是不舒適的, 因爲人體表面的蒸發減少而由輻射或對流而失掉的熱也少之故。在乾熱的副熱帶氣候中, 人體因輻射而失掉的熱極少, 但是因汗的蒸發而失掉的熱量確很大, 因此在這種氣候下可以保持合理的舒適。在幾處沙漠區的乾熱氣候比在熱帶內部者較爲不熱, 而過度潮濕的氣候尙堪忍受, 不過白種人對於這種熱頗不能耐, 不免有沉悶和煩燥之感。大部的不舒適或許由於自皮膚的蒸發過度。過度的熱影響於肥人比瘦人較易, 因爲以體格相比, 肥人的皮膚面積較瘦人爲大之故。

溫帶情形

在溫帶內，保持溫度均衡的條件比任何各處爲優越，各人祇需以肌肉運動調節之。變更大的氣候比均勻的熱氣候較易產生銳敏的應變，變化天的心理影響是重要的，而氣候難得趨於極端，不致有不能以增減衣服或使房屋通氣或加暖來調節的。

理想的氣候

白種人理想中最舒適的氣候爲每年中最冷的月份內平均溫度不遠過於 50° 以下和每年中最熱的月份內平均溫度不遠過於 65° 以上，而相對濕度需在百分之 70—75 之間。完美的氣候似在新西蘭，該處氣候頗和此理想相符。北半球並沒有十分合於這樣理想氣候的地方。在北半球的溫帶內，陸地面積過於廣大，不是冬天過寒，便是夏天過熱，鮮有能和理想氣候適合。在意大利和西班牙的局部，冬季氣候似乎適合，但夏季則過熱和過乾。

發汗或發抖

如果大氣的狀況使人體失熱過多，結果使人發抖。如果人體得熱過多，結果爲發汗而不蒸發。照現在我們所有的知識，還不能判定我們發汗或發抖的實情究竟是什麼，但是這個問題的解決是萬不可少的。

一個人在極舒適的情形下作工時，能自由發汗，又因發汗而得保持合理的體溫，這種舒適情形祇在體力能堅持時可以維持。如果他放棄工作，穿着爲汗濕透的衣服坐下或靜悄悄的移動，則由於肌

膚運動而產生的熱隨即停止，衣服和皮膚上汗的蒸發反使他寒冷，寒冷的程度因風速愈大而愈高。所以穿濕衣靜坐，不免有受寒之患。

熱帶中的生活

一位新到熱帶的人覺得他需要取一種較為安閒的態度。疾行數百碼足使他汗出如雨，更因大氣濕度關係，汗的蒸發極緩慢。然而他雖已採取安閒態度，仍不免發汗，並且比其他居於這種氣候下已歷數年者較易。在這種情形下生活數年，一個人要覺得睡眠不足以恢復精神，頭痛常遇，記憶衰弱，而智力的靈敏度大都減低。如果他改入溫帶氣候中，數閱月後，即可恢復他的體力和智力；但是他回到熱帶後，僅數月後，像從前同樣的影響又開始發生了。不過他在下午晚上可以玩球，這對於他的健康有確實的利益。

熱帶中的濕季並不是一致的潮濕。偶然也有一天晴朗，那時候太陽照耀，而熱和濕聯合起來使任何動作差不多不可能。雨天在實際上比這種較為晴朗的天氣較易耐受。在雨天當然不免要感覺潮濕；但是雨並不像在濕熱天不能蒸發的汗那樣討厭。

通常認為熱帶的病，如睡病，黃熱病，和其它疾病，不是因氣候的直接影響，却是因間接影響所致的，這種氣候利於桿狀細菌的發展。從前認為這種病起源於地，很像水汽在夜間自地升起一樣，現在這種舊觀念已放棄，預防這種病的方法專致力於疏通溝渠和剿滅轉運細菌的昆蟲。

山 上 氣 候

氣壓，溫度，濕度，和雨量因距海平面高度的不同而變更，因此產生人類對於氣候的不同反應。氣壓的減低率如次，在距平均海平面略逾 5 哩的地點，空氣密度減至在海平面的密度之半；甚至在達到這個高度之前，在 2½ 哩至 3 哩之間，因吸進充分空氣的艱難，足以產生昏暈，頭痛，和喪失創造的精神。假定在 3000 呎高，高山氣候開始的地方，氣壓的不同，不足以產生任何危險的反應。空氣密度為在海平面之值的百分之 90，氣壓略弱於海平面時的平均值；溫度平均約低 10°F .，不過每日變化往往比在較低的海平面上者略大。空氣中含水汽較少，夜間因地面的輻射而失熱較多，又因空氣中含塵埃較少，射來的太陽光線較強。在阿爾俾斯山中，現在已測出，自 1000 呎至 3000 呎的高度，射來的太陽輻射強度增百分之 17，這是全年晴天的平均值；同時在太陽光線中對於生物極重要的紫外光線隨高度而增加，比太陽光線全體的增加更快。因這個原因，現在知道在晴天高地上的日照強度是極大的。因流行的較低溫度，每立方呎空氣中所含的水汽量比在較低的海平面上少百分之 30；但是空氣的相對濕度不因高低而有變更。

在平均海平面上，高度漸增，至少在起初 5000 呎內，每年的總雨量和頻率也隨之俱增，而雨量中雪的百分比也增高。特別在阿爾俾斯山中，約在 10,000 呎以上，一年的全部雨量均以雪的方式落下的。風力也隨高度而增強，至少在最初數千呎內為然。

大 衆 天 氣 學

這種情形能產生一個爽快而健康的環境。空氣溫度雖低，常遇的明亮日照能使人體加熱，而其所得熱量比因輻射和蒸發而自皮膚喪失的熱反較多。