

氣候學

國立中央大學教授

胡煥庸著

國立編譯館

學

候

氣

著

庸

煥

胡

地理學之範圍至廣而大普通分為通論與方法兩種大略

地理學之中又可別為自然地理與人文地理自然地理之中又有

區域地理與普通地理人文地理之中又有區域地理與普通地理

區域地理之中又可別為自然地理與人文地理自然地理之中又有

區域地理與普通地理人文地理之中又有區域地理與普通地理

區域地理之中又可別為自然地理與人文地理自然地理之中又有

區域地理與普通地理人文地理之中又有區域地理與普通地理

通論與方法兩種大略方法

自然地理與方法兩種大略方法

可以自然地理之中又有氣候

研究可以一人之身而盡其

研究地理學補為近數十年

研究地理學未能實現近者

研究地理學未能實現近者

研究地理學未能實現近者

國立編譯館出版

二十七年三月初版
二十三年六月贛第一版

(58270續手)

氣候學 一冊

每冊定價國幣肆元伍角

印刷地點外另加運費

著作 者 胡煥庸

國立中央
大學教授

出版者 國立編譯館

發行人 王雲五

重慶白象街

印刷所 商務印書館

發行所 商務印書館

翻印必究

(本書校對者 陳敬衡 鮑嘉祥)

序

地理學之範圍，至爲廣大。普通分爲通論與方誌兩大類。方誌以區域分而通論以性質分。通論地理之中，又可別爲自然與人文兩部份。自然地理之中，又有氣候、地形、水文等若干門。有志地學者，窮畢生之力，祇得專攻一部門、一區域，非可以一人之身，而盡斯學之全體。吾國輿地之學，導源甚古。方志之籍，汗牛充棟。惟以新式科學方法，研究地學，猶爲近數十年事。各種基本書籍，大半尙付缺如。屢思邀集同志，編纂地學叢書，終以課務紛繁，未能實現。近者朋輩中授課講義，計完成者已若干種，因擬陸續付梓，公諸同好。拙作氣候學，去秋已排竣矣。乃因滬戰陡起，字版全燬，今復重加排印，行將出版，用弁數語，編譯館與商務當局之樂予贊助，均可感也。

胡煥庸敘於重慶。

目錄

第一章 導言

第一節 何謂氣候學

第二節 氣候學之分類

第三節 氣候要素與氣候因素

第四節 氣候學之研究方法

第二章 天文氣候

第一節 日熱之計算

第二節 日熱之分布(設地球上無大氣圈)

第三節 大氣圈對於日熱分布之影響

第四節 天空輻射

第五節 地面輻射……………三七

第六節 熱力之平衡……………三九

第三章 地文氣候(上) 氣候與海陸之關係……………四二

第一節 海陸對於熱力之反應……………四三

第二節 海洋性與大陸性……………五一

第三節 海陸與溫度……………六〇

第一 年平均溫度及年較差……………六〇

第二 日較差與日際變率……………六九

第三 大陸度……………七四

第四節 海陸與濕度雨量雲量……………七八

一 海陸與濕度……………七九

二 海陸與雲量及雨量……………八四

第五節 海陸與風向……………八八

一 行星風系與海陸風系……………八八

二 海風與陸風……………八九

三 季風……………九二

第六節 大陸東西岸氣候之區別……………一〇二

一 東西岸氣候何以異……………一〇二

二 低緯度洋流與溫度之影響……………一一四

三 高緯洋流與溫度之影響……………一一八

四 大陸東西岸天氣之異別……………一二二

第四章 地文氣候(下) 地形與氣候之關係……………一二七

第一節 概說……………一二七

第二節 高度與氣壓……………一二九

第三節 地形與溫度……………一三五

一 高度與日熱……………一三五

二 溫度之遞減率……………一四一

三 溫度之逆增……………一四六

四 地形與溫度之較差……………一五〇

第四節 地形與濕度、雲量及降水量……………一五六

一 地形與濕度……………一五六

二 地形與雲量及日照……………一五九

三 地形與雨量……………一六二

第五節 高山氣候之限線——雪線與冰河線……………一七二

一 雪線與降雪線……………一七二

二 各地雪線高度……………一七八

三 冰河線……………一八一

四 氣候帶之垂直分布……………一八二

第六節 地形與風……………一八五

第七節 氣候障壁……………一九一

第五章 氣候之分類……………一九五

第一節 概論……………一九五

第二節 溫度之分帶……………一九六

第三節 氣壓帶及風帶……………二〇三

第四節 雲帶及雨帶……………二〇七

第五節 柯本氏氣候分類法……………二一三

(A)方法及原理……………二一三

(B)實例與應用……………二二九

第六章 氣候變更……………一二三八

一 氣候變更起於天文原因者……………一二三八

二 物理原因……………一二四一

三 地理原因……………一二四三

四 氣候記載……………一二四四

五 農業與氣候變更……………一二四六

六 人力影響於氣候者……………一二四八

七 周期的氣候變更……………一二四九

八 溫度與雨量之周期……………一二五一

九 計算方法……………一二五二

十 太陽黑子之周期……………一二五二

十一 地磁與北極光之周期……………一二五三

十二	地震周期	二五四
十三	溫度與太陽黑子	二五四
十四	氣壓與太陽黑子	二五四
十五	經濟現象與太陽黑子	二五五
	結論	二五六

氣候學

第一章 導言

第一節 何謂氣候學

近代研究地理科學者，莫不注重於人生與自然之關係，或則探求自然現象對於人生活動之影響及限制，或則探求人生活動對於自然現象之改造與適應，而於自然現象之實質與演變，尤日益重視。

地面上自然現象錯綜紛紜，極為複雜，諸凡地位、地形、水文、土壤、礦產、氣候、生物等項，均包括在內；其中惟氣候與地形二項最為重要，實為一切自然現象之基本。吾人如以自然地理為研究地面自然現象之科學，則地形學與氣候學當為自然地理之兩大柱石。

自物質文明進步，人類對於自然已能謀種種適應和利用；但自然環境對人生活動之限制，迄

今仍極嚴酷，尤以氣候之限制，最爲明顯；積雪皚皚之高峯，終年冰凍之極地，乾燥之沙漠，濕熱多雨之赤道帶，均不得被擯在人生活動範圍之外；至如溫度之失常，有關人生之健康，雨量之失調，又爲釀成災荒之主因，人生固無時無刻不與氣候發生密切之關係。然吾人苟欲研究氣候與人生之關係，卽不能不先闡明氣候學之意義與內容，究竟各地氣候之成因何在，氣候之變化情形何若，世界各地氣候之分布又何若，均應先獲澈底之了解。氣候學之列爲研究地理者之基本課目，其故在此。

氣候學英語 *Climatology*，德語 *Klimatologie*，爲研究氣候現象之科學。所謂氣候現象，是卽地球表面大氣界中各種天氣現象，或名氣象現象，如風雲、雨雪、寒熱、燥濕等等之變化。是與氣候學相近之各科學，有天氣學、氣象學及氣候志等，彼此之間，關係雖極密切，但性質各有不同，茲分述如次：

(1) 天氣學與氣候學 氣候與天氣，同述炎涼、風雨等氣象現象之變化，常人每易混作一談，實則二語殊有不同，天氣乃一地方於短時間內之氣象變化，氣候乃各地或全球氣象現象，在長期

間內演變之平均狀態，是故天氣學所研究者，爲暫時的、特殊的；氣候學所研究者，爲長期的、平均的。

(2) 氣象學與氣候學 氣象學有狹義及廣義二種，狹義氣象學，即純粹氣象學，所以研究天氣現象演變之原理，其所用方法爲物理的，其所得之結果，爲普遍的，無區域之限制；故純粹氣象學，即大氣物理學 (The Physics of Atmosphere) 在近代科學之分類中，歸作地球物理 (Geophysics) 之一門，與氣候學以研究各地氣象之平均狀態，而注意於地理分佈者，截然不同；但廣義的氣象學，則將純粹氣象學、天氣學及氣候學，均包括在內。

(3) 氣候志與氣候學 氣候志 (Climatography) 乃研究各地之實際氣候，尊重區域實況之敘述，亦可稱爲區域氣候學；研究氣候學，須根據氣候志之敘述，以求取各地或全球氣候分佈及其演變之原理，是故氣候學，實爲研究區域氣候之理論基礎，在廣義的氣候學中，亦包括氣候志。

第二節 氣候學之分類

近代氣候學之研究，以德國最爲完備。世界氣候學大帥如柯本 (W. Köppen)、漢恩 (Johann Hann)、蘇本 (Supan) 諸氏，均德奧籍；漢恩氏著有氣候學叢編 (Handbuch der Klimatologie)

一書，明確詳備，是爲氣候學之標準著作，柯本氏創造科學的氣候分區法，現代論氣候分區者多宗之，其所著氣候學綱要 (Grundriss der Klimatologie) 一書，對於研究氣候之原理原則以及分區方法發揮詳盡，柯氏主編之新氣候學叢編 (Handbuch der Klimatologie)，全書共二十六冊，合世界專家三十五人分任編輯，除概論外，包括世界各洲各國之氣候敘述，尤爲空前巨著。

德國學者對於氣候之研究，日益精微，最近復將氣候學分爲若干類目，茲舉其要者：

一、大氣候學 (德語 Makroklimatologie) 大氣候學以全世界氣候作整個研究，以探求一般原理原則，即普通之氣候學，名之曰大氣候學者，以其有別於小氣候學也。

二、小氣候學 (德語 Mikroklimatologie) 氣候學在小區域小範圍內之應用，以應園丁、植物學者、農夫、果樹培養者之所需，名曰小氣候學。其研究方法與普通氣候學相同，但所用儀器則極爲精密，庶幾極微細之氣候差別與氣候變化，亦可得明白觀察。小氣候學以研究極接近地面空氣層內各處氣候要素之分布及其變化爲其基本工作，如比較離地一分米二分米各層空氣之溫度，樹下與樹頂之溫度以及山坡與山谷之溫度等；因其應用目的之不同，復有所謂生物氣候、作物氣

候房屋氣候，水中氣候等，亦屬小氣候學範圍之內。

三、區域氣候學（德語 *Landschafts Klimatologie*）區域氣候學，亦名氣候志，乃為世界各洲各國氣候之區域敘述與研究，其與氣候學之分別，即一為通論的，一為分區的，氣候學研究一般原理原則，探求一切氣候變化之因果關係；氣候志則不然，乃為研究各洲各國之氣候分布情形，對於世界各地之實際氣候作一明確之敘述與解釋。氣候志如以之隸屬於氣候學，則氣候學之定義，當作廣義解釋。

他如古氣候學（德語 *Paläoklimatologie*）研究古代氣候之變遷，醫學氣候學（德語 *Medizinische Klimatologie*）研究氣候與疾病之關係，人生氣候學（德語 *Anthropoklimatologie*）專研氣候對於人生之影響等，則在氣候學中又為別具一格之專門研究，與吾人現在研究氣候學之主旨，已不盡相同。吾人現在所擬探究者，乃為氣候上之一般原理原則，即普通氣候學，亦即大氣候學。

第三節 氣候要素與氣候因素

氣候學之研究對象，不外二方，即氣候要素 (Climatic elements) 與氣候因素 (Climatic factors) 是也。氣候要素與氣象要素相同，即溫度氣壓以及風雲雨雪等，但氣象學之目的在觀察此等要素之性質及其演變，以求其普遍的原理；氣候學則不然，一方面將此等要素加以綜合，以推求其一般演變之趨向；他方面，復須探求世界上各地氣候之異同若何，其異同之原因何在，何種原因使之分異，類此種種問題，吾人必須分析探究，求其解答，是即所謂氣候因素是也。

地面氣候以日光為唯一原動力。日光經大氣圈 (Atmosphere) 射至地球表面，其間經歷種種變化：當其未經空氣圈或設地球上無大氣圈時，日光照射地球，因其射入角度及地日相去距離之不同，使地球上各緯度之日光強度，已有不均；迨日光射經大氣圈，大氣對於日光復有吸收、反射等作用，其能通過大氣直達地面之熱力，於是大形改減；而此達於地面之熱力，復因地面各處地形高下不同，海陸分布有異，地面對於日熱之反應，隨地隨時，發生差異。日光熱力既因時因地而有變化，則空氣內之溫度氣壓亦隨之變化，因溫度氣壓之變化不定，乃有風雲雨雪等種種現象之發生，使地面上氣候愈演愈繁，錯綜紛紜，複雜萬分，苟不加以精密分析，詳細探求，則氣候事實幾屬莫可

究詰氣候學之任務，即在分析研究此等複雜演化之原因經過及結果。

凡上述大氣圈、緯度、海陸、高度等，均為區別氣候性質及造成複雜氣候之主要因子，吾人統稱之曰氣候因素（Climatic factors），至若溫度、氣壓以及風雲雨雪等，則為主演一切氣候變化之元素，吾人統稱之曰氣候要素（Climatic elements）。氣候學者無他，即為研究此等氣候因素對於各種氣候要素之種種作用與反應，以及各種要素因素間之相互作用耳。

吾人今假設地球為一高低整一而又同質之球形物體，換言之，即設其上不包含有氣圈，無海陸之分與高低之別，除緯度外，其他一切影響氣候之因素均不存在，則地面上一切氣候變化，將極為簡單，日光分布於各緯度，僅以入射角度之大小而有強弱多寡之不同，即同一緯度必有同一氣候，單純而有規律，此種氣候，吾人名之曰天文氣候（Solar climate）。天文氣候為理想的氣候，即僅論及地面各緯度日光分布之多寡與強弱，並不計及地球上種種地文因素之影響。天文氣候可指為地球大氣圈以外之氣候，可予以理論的計算而難能得實地之觀測者也。

然揆諸實際，地球表面有高低之別，有海陸之分，各地情形十分複雜，其子各種氣候要素之作

用與度應亦隨時隨地而異。故同一緯度高山之頂可終年積雪，寒威逼人，而山谷深處則叢林蔓草，炎熱異常；同一緯度陸上氣候變化急劇，溫度極端，海上氣候則平緩調和，溫潤多濕。即屬同一山地，向陽與背陽不同，迎風與背風亦異，或即同一陸地，瀕海與內陸不同，草原與岩地有異。故地面氣候實為一組最紛紜最繁雜之現象，乃為種種地文因素交相為用之結果，吾人今稱之曰地文氣候 (Physical climate)，亦即實地氣候 (Actual climate)。

天文氣候經歷種種地文因素之影響與改變，乃成地文氣候。地文氣候雖仍以天文氣候為基礎，但因一再受地文因素之改造，已大改面目，與天文氣候大不相同，甚或地文影響過大，二者情形竟致相反。故吾人研究實地氣候情形，對於地文要素尤不能不加十分重視，而作精密之分析也。

第四節 氣候學之研究方法

研究氣候學之原則原理，必以各種氣候要素如溫度、雨量、氣壓、風向、雲量、濕度，以及日照、蒸發、雷電等之演變情形，作長期觀察，取其記錄數字以為根據。吾人觀測氣象，其主要目的不外二端：一則預告短時間內之天氣變化，以謀航空航海等之安全，一則求取長期間之氣候情況，以為辦理農

林水利者所遵循。氣候學者即在根據長期氣候記錄，加以整理，並討論其所以然之原因者也。

氣候記錄之整理方法，約有下列諸端：

一、平均 (Mean) 普通整理氣溫多取用平均，如一日間各小時溫度之平均爲日平均 (daily mean)，一月間各日平均之平均爲月平均 (monthly mean)，一年間各月平均之平均則爲年平均 (annual mean) 等，他如風、氣壓等亦有有用之。長期之平均數，若已有五十年或一百年之記錄，其正確程度已十分可靠者，則稱爲標準數 (normal)。與平均數相對照者，爲極端數 (extreme)，包括最高最低，如最高溫度 (maximum temperature)，最低溫度 (minimum temperature) 是。又如以一月中各日之最高或最低溫度加以平均，即得一月之最高平均 (mean maximum) 或最低平均 (mean minimum)。至於極端數中之最極端者，則稱絕對極端數 (absolute extreme)，即所謂空前未有之新記錄 (new record)。最高數與最低數之差，稱較差 (range)，如日較差及年較差 (年較差乃最高月平均與最低月平均之差) 是。又某一日一月或一年之記錄與其歷年平均數之差，則稱距平 (departure)。

一、總數 (Total sum) 雨量之記載普通均用總數，如一月間各日降水之總數爲全日總量 (monthly sum)，一年中各月降水之總和爲全年總量 (annual sum) 等，風程日照雨日亦用總和法。溫度之計數亦有取其總和者，名積溫 (accumulated temperature)，在農業氣候學上用之。

二、頻度 (Frequency) 頻度者，即言在一定時期內，某種氣候現象發生機會之多寡也，風向之記錄，即用頻度；如某一月中，各種風向之次數，多寡不同，此風向之多寡不同，即示是月各種風向之頻度者也；他如雨日雨量等有時亦可用頻度表示之。

四、強度 (Intensity) 雨量氣壓風力等亦可由強度表示之。強度者，即言在一定時期內，某種氣候要素記錄數字之大小也，如某一時期內，降雨若干，即爲雨之強度。如季風區域內，雨期甚短，但雨量甚多，故降雨之強度大；又如有一颱風，中心低壓極低，等壓線極密，風力強大，吾人亦可謂此颱風之強度大。

五、變率與可靠率 (Variability and Reliability) 變率乃指氣候要素可能變化之大小而言，如一地溫度各日各月或各年變化甚鉅，即可言該地溫度變率大；否則，如一地歷年雨量數之相

差甚小，則可言該地之雨量可靠率大，變率與可靠成反比，凡變率愈大則可靠率愈小，變率愈小則可靠率愈大。例如我國屬季風氣候，歷年雨量變率殊大，可靠率極小，故荒災頻仍，民不聊生。

以上各種計算方法，以平均及總數最爲重要，總數爲雨量上所必用，平均則各方應用尤廣，但平均數實爲一抽象之數字，往往不足以代表實際情形，如言某地年平均溫度若干，此乃全年各月溫度之平均，無以見其冬夏寒暖之真實情況，且亦不能代表春秋時期之中等溫度，故平均數字殊不宜濫用，應以極端、頻度、強度、變率等多方對照補益之。

關於氣候學方面，下列各書可資參考：

Hann: Handbuch der Klimatologie.

Koppen: Grundriss der Klimatologie.

Koppen: Handbuch der Klimatologie.

Kendrew: Climate.

Miller: Climatology.

Ward: Climate

Kendrew: Climates of the Continents.

第二章 天文氣候

第一節 日熱之計算

日熱之真正數量，不能由觀測而得；蓋日熱射至地面，須通過大氣圈，其間經歷種種變化，業已大改面目。真正之日熱，應在大氣圈之外測之，但此非人力所能為，故吾人研究日熱，僅能憑理論的推求與計算而得。

吾人知日球直徑爲一、三九一、〇〇〇仟米 (km)，其體積之大幾一、三〇〇、〇〇〇倍於地球。日球爲一白熱體，其熱度之高，實非常人意想所能及；據估計，日球表面之溫度在攝氏五千五百度（華氏一萬度）以上，日球中心之溫度尤高，約達攝氏一〇、〇〇〇、〇〇〇度以上，（華氏二千萬度）。火燄四射，光芒萬丈，其火燄之高，可達八十萬仟米，放射速度每秒四百仟米。地球繞日而轉，日地相距一五〇、〇〇〇、〇〇〇仟米（九千二百萬英里），其自日球所分得之熱量，僅當日球全部放射熱量中之二十萬萬份之一，真是微乎其微，而地球上全體人類及生物，竟且恃此區

區微量爲其生命及活動之源泉焉。

然則日光射至地面，究有若干熱量？茲據種種研究，確定日光射至地面，如無大氣圈之影響，且假設入射角爲九十度時，則每平方厘米（ cm^2 ）面積上每一分鐘時間內，其所入射熱量爲一·九四卡路里（calorie），或約計之爲二卡，此項數字，吾人名之曰日熱常數（Solar constant），乃爲計算日熱之一種單位，普通以 A 代表之。

$$A \text{ (Solar constant)} = 1.91-2 \text{ g. cal./cm.}^2 \text{ min.}$$

依此推算，則地球全部一年中所受日熱總量爲：

$$A \times 60^5 \times 24^4 \times 365.24^2 \times \pi r^2 = 67.4 \cdot 10^{22} \text{ g. cal.}$$

又因日熱常數單位太小，爲便利計算起見，更增加一種單位，一爲赤道日（Equatorial Day）一爲平均赤道日（Mean Equatorial Day）。當太陽直射赤道時（限於春秋二分），赤道上每一平方厘米面積上每日所受之熱量爲四五·四 A 卡，稱爲一赤道日，但實際上太陽並不終年直射赤道，乃徘徊於二十三度二十七分南北緯綫之間，其直射赤道之機會，每年只有春秋分二次，除

此以外，日光射至赤道，均略形偏斜，其赤道上平均每日所得熱量，只爲四三九·七A卡，較赤道日略減，稱曰一平均赤道日。

日光射至地面，既有定量，赤道上每平方厘米面積全年所受熱量，如以一年三六五·二四日平均之，則每日得四三九·七A卡，如以放射最多之春秋二分爲標準，則每日得四五八·四A卡，即其中全部熱量僅足分配於三五〇·四日。故赤道上所受日熱，全年有三六五·二四平均赤道日，但僅有三五〇·四赤道日也。

赤道上每年所受熱量 = $365.24 \text{ M.E.D.} \times 439.74 \text{ cal.} = 350.4 \text{ E.D.} \times 458.44 \text{ cal.}$

又赤道日 (E.D.) 平均赤道日 (M.E.D.) = $1:0.9592$ 。

吾人在研究日熱分布之前，對於日熱之計算單位，不能不先加說明。大致言之，日熱常數作爲計算一日或一月之日熱單位，赤道日及平均赤道日則用作計算一年中之日熱分布。

(註) 赤道上春秋分時所受之熱量爲一赤道日。在理論上一赤道日之熱量應爲

$$12^{\circ} \times 60^{\circ} \times 4 = 720A$$

但實際上太陽光線射於地球者爲一個形平面而受射之地球則爲一凸起之球面，故太陽射在赤道之光線與地球直徑等長，而受射者則爲半個赤道圈，因此每一單位面積上所受日熱即大形減弱，其減之數即爲地球直徑與赤道半圈之比，故得：

$$720 A : x = \pi r : 2r$$

$$\therefore x = 720 A \times \frac{2}{\pi} = 458.4 A.$$

第二節 日熱之分布（設地球面上無大氣圈）

日光射至地面，地面各處所受日熱強弱多寡不等，且隨時隨地有變。赤道上日光強，兩極日光弱，正午時日光強，晨昏時日光弱。凡日光射至地面，其各地熱量分布之強弱多寡，須視下列三項條件而定：

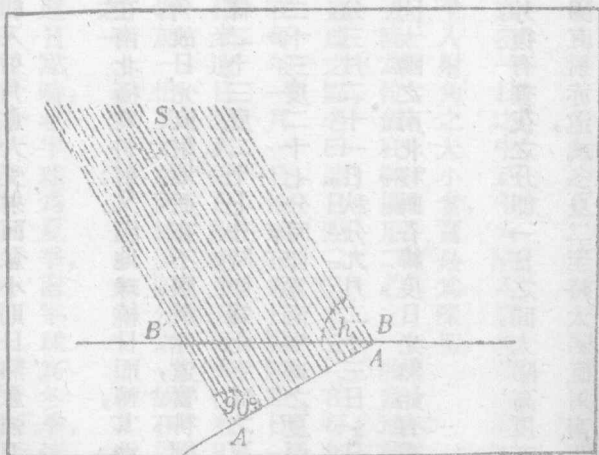
一、入射角 日光直射時，其所照射之面積爲最小，斜射時，則照射面積增大。以同一熱量，分布於大小不同之面積上，則面積大者其每一單位面積所受之熱量必較弱；反之，面積小者，其每一單位面積所受之熱量必較強。故日光直射時，地面上所受熱量強，斜射時所受熱最弱。如第一圖所示：

某定量之日光(S)照射於地面，如其入射光線與地面成垂直(即成九十度角)時，則受射面爲 AA' ，如入射光線與地面斜交成 h 角時，則其受射面爲 $B'B'$ ，如第一圖。在 $A'B'A'$ 直角三角形內， $B'B'$ 長於 AA' 換言之，即斜射面大於直射面。受射面之大小與所受日熱之強弱成反比，故 AA' 面受日熱強， $B'B'$ 面受日熱弱。

設 AA' 面日光之強度爲 I ， $B'B'$ 面日光之強度爲 I' ， h 爲入射角，因此此二面所受熱之總量相等，故得下式之關係：

$$I \times AA' = I' \times BB'$$

第一圖 日光直射及斜射時照射面積大小之比較



$$\therefore I = I(AA'; BB') = I \sin h$$

即 $B'B'$ 面所受日熱之強弱，與 h 角之正弦成正比，即入射角愈大，受射面愈小，則日熱愈強；否則反之。

地球爲一球形，日光射至地球，在赤道附近爲直射，在南北極爲斜射；又因地球繞日而轉，其地軸與軌道面非爲垂直，而成二十三度二十七分之傾斜角，故日光直射地面，亦不限於赤道，實徘徊移動於南北緯二十三度二十七分之間，當日光直射北緯二十三度二十七分時，即爲北半球之夏至，南半球之冬至，時在六月二十二日；當日光直射南緯二十三度二十七分時，即爲南半球之夏至，北半球之冬至，時在十二月二十二日，惟春秋二分（春分三月二十一日，秋分九月二十三日）日光始直射於赤道。因地軸之傾斜，乃有太陽之南北移動，因太陽之南北移動，各緯度日光熱始有季節的變遷，四季寒暖之別，遂因而起。

地球不單繞日公轉，並亦依地軸而自轉，故四季之外，復有晝夜之分，即一日之間，太陽高度亦時時變動，晨昏最低，正午最高，即如吾人云春秋分時太陽直射赤道，或冬夏二至時太陽直射南北

回歸線，亦僅指正午而言，早晨黃昏固仍爲斜射也。

一年之中，太陽入射角最大之時爲炎夏，最小時爲寒冬；一日之中，正午太陽入射角最大，溫度亦較高，晨昏入射角最小，故溫度亦較低。日熱與溫度係乎入射角之大小者，實最爲深切。

二、地地距離 地球繞日而轉，其軌道爲一橢圓形，太陽之位置在橢圓形二心之一，故當地球繞日而轉時，有時距日較近，有時距日較遠，凡地球距日最遠之點，名曰遠日點 (aphelion)，在每年七月三日，地球距日最近之點，名近日點 (perihelion)，在每年一月一日。地球在近日點時，距日一萬四千七百萬仟米，在遠日點時，距日一萬五千二百萬仟米，遠日點與近日點相差五百萬仟米，凡光熱之強弱與離光原之距離的平方成反比例，即距離增加一倍，其光熱將減至四分之一。故在近日點時，地面之日熱常數，比在遠日點時增大約十四分之一。

地球在近日點時，北半球爲冬季，南半球爲夏季，在遠日點時，北半球爲夏季，南半球爲冬季，故北半球冬季所受日熱，應較南半球冬季所受日熱爲多，夏季所受日熱應較南半球夏季所受日熱爲少。換言之，即北半球冬夏所受日熱之差，必因遠日點與近日點之關係，而略形調和，南半球則略

形加大。

三日照時間 日照時間與熱量為正比，一地所受日照時間愈長，則所受熱量必愈多，否則反之。地球赤道而以二十三度二十七分之傾斜角，繞日公轉，同時亦繞地軸自轉，故其晝夜之長短，時時變異，處處不同。北半球當夏至時，日照時間最長，冬至時最短，兩極之地，以半年為晝，半年為夜，晝半年繼續有日光照射，夜半年則繼續不見日光。

以上三項乃為假設地面上無大氣圈時日熱量分布之基本原則，三者之中，入射角及日照時間之關係，尤為重要；茲根據此三項原則加以計算，將地球上各地各季所受熱量之數字，列表如下：

地球上各緯二分二至所受熱量表（單位卡設 $A=2$ 卡）

時 間	緯 度													
	90°N	90°	80°	40°	20°	0°	20°	40°	60°	80°	90°S			
三月二十一日	0	160	481	707	867	923	807	707	461	160	0			
六月二十二日	1110	1093	1009	1022	964	814	565	366	48	0	0			

九月二十三日	0	158	456	698	857	912	857	698	456	158	0
十二月二十三日	0	0	51	327	624	869	1080	1092	1078	1167	1135

上表各項數字，可解釋三點：

一、赤道上所受熱量以春秋二分爲最多，夏冬二至爲最少，此因春秋二分爲直射，夏冬二至爲斜射之故；惟春分時所受熱量（九二三卡）較秋分時（九一二卡）略高，則以春分時地球靠近近日點，秋分時地球靠近遠日點之故。

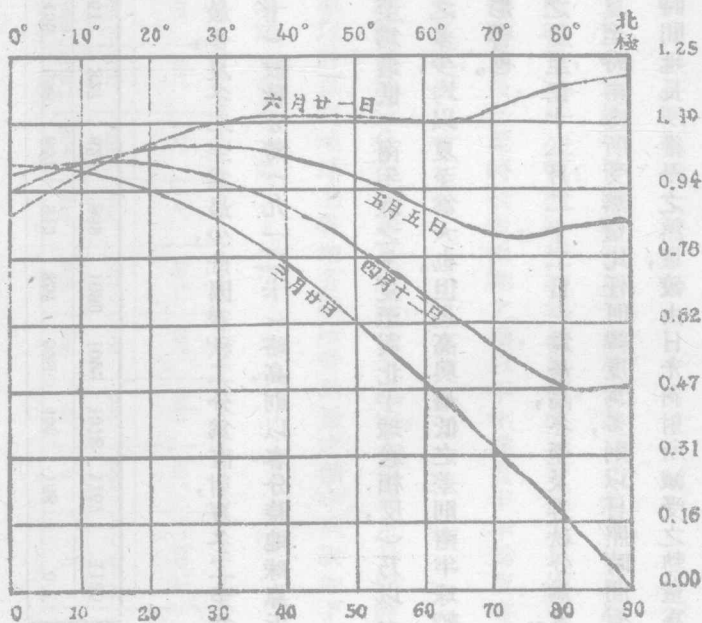
二、各緯之受熱均以夏至爲最高，冬至爲最低（南半球之冬夏至與北半球適相反），乃以一年中無論以入射角之大小及日照時間之多少，均以夏至爲大也。但最高與最低之差，則南半球較北半球爲略大，此又近日點與遠日點之影響也。

三、兩極所受熱量以夏至（南半球之夏至在十二月二十二日）爲最高，冬至及春秋分爲零，因夏至時入射角最大，故受熱亦最多。又夏至時兩極所受熱量比任何緯度爲多，則以日照時間有二十四小時，較任何緯度爲長，其因日照時間延長所獲得之熱量，較由日光斜射所減受之熱量爲

多，但南極夏至所受熱量爲一一八五卡，北極僅爲一一一〇卡，則以南極夏至離日距離較北極夏至時爲近之故。

自春分以至夏至，北半球各緯度之日照時間，愈北而愈長，故高緯度之入射角，雖比低緯度爲小，但其全日受熱之總量，未必比低緯度爲少。在高緯度地帶，其日照增長之影響，能勝過入射角較小之影響時，其所受日熱，即可比諸較低之緯度爲多，此於第二圖見之，夏至日極圈以

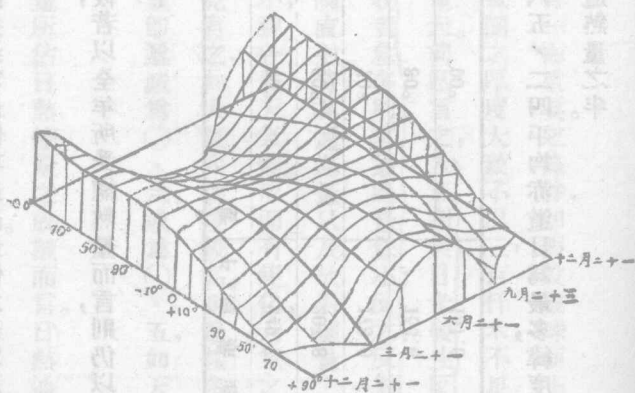
第二圖 春分至夏至各緯度日熱之分佈曲線



內所受之日熱，比地面任何地方為高，其原因即在此。

美人台維斯 (W. M. Davis) 將地球上各緯熱量之分布根據上表數字，作成一立體圖型，於各緯各時之日熱分布情形，表顯極為明晰。如下第三圖所示：夏至時北極因二十四小時受日光照射，故熱量最高，北回歸線附近因太陽直射，熱量亦高，向南漸次減低，至南回歸線附近，乃減為零，冬至情形相反。春秋二分均以赤道受熱最高，漸向兩極漸減，故赤道上每年所受熱量有二最高點及二最低點，春秋二分最高，冬夏二至最低，兩極則半年受熱，半

第三圖 地球上各緯熱量分佈圖



年無光，各以夏至為最高，其他各緯則均以夏至為最高，冬至為最低，其最高最低之差別，則愈近兩極愈大。

以上乃以地球各緯二分二至所受熱量互作比較，若以全年所受總熱量而言，則仍以赤道上受熱最多，兩極最少。茲列各緯全年所受熱量總數如下：

緯度	平均赤道日	緯度	平均赤道日
0°	365.24	50°	249.7
10°	360.2	60°	207.8
20°	345.2	70°	173.0
30°	321.0	80°	156.6
40°	288.5	90°	151.6

上表以平均赤道日為單位，赤道上全年受熱三六五·二四平均赤道日為最多，緯度愈高，受熱漸少，至極地為一五一·六平均赤道日，乃不足赤道熱量之半。

第三節 大氣圈對於日熱分布之影響

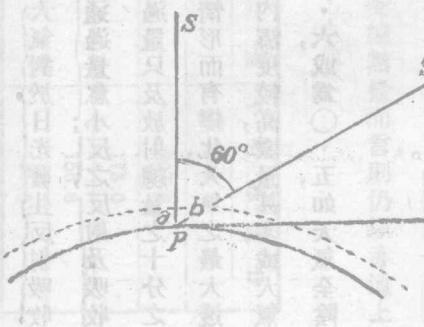
上節所述種種地球上日熱分布之情形，吾人曾有一極重要之條件，即假設地球面上無大氣圈之存在；或可謂爲地球大氣圈以外之日熱分布。大氣圈之厚度大致不出三百仟米，不足地球直徑之四百分之一，但其對於日熱分布之影響，實至爲重大。前已言之，大氣對於日光發生反射、吸收及透射三作用，日光之來量有定，故被空氣反射及吸收者愈多，則其通過量愈小；反之，反射及吸收量愈小，則通過量愈多。在普通情狀之下，在赤道上太陽直射時，其通過量只及放射總量之十分之七或十分之六，吾人名此曰透射係數；透射係數之大小，視各地天氣情形而有變化，大氣之最大透射係數爲〇·七八，此必天氣晴朗空氣乾燥之時始克有之，如大氣內濕度較高，雲量甚多，或大氣中塵埃較多時，其日熱之反射與吸收必增，而透射係數即遞減爲〇·六，或爲〇·五，如天氣全陰不見日光，則其透射係數可近於〇。

透射係數者，普通均係指太陽直射時，日熱通過量所佔日熱總量之成數而言。日熱通過量之多寡，不特與各地天氣情狀有關，且與日光通過大氣層之厚度亦大有關係。即在同一天氣情況老

下，如日光所通過大氣層愈厚，則大氣對日熱之吸收與反射愈多，而日熱之通過量亦愈小，反之，如日光所通過之大氣層愈薄，則大氣對於日熱之吸收與反射即愈小，其日熱之通過量也愈多。

上節吾人曾論及地面受日熱之強弱，與入射角之正弦成正比，即入射角愈大，地面受熱愈強，入射角愈小，則地面受熱愈弱；但此僅就入射角與受射面之關係而論，尙未計及大氣對於日熱之影響。吾人如以大氣圈對於日熱之反應加入計算，則日光直射時與斜射時地面受熱量之相差，將愈益顯著。當日光直射地面時，受熱面最小，其所通過之空氣層最薄，日熱之通過量即最多，故日力強；反之，當日光斜射地面時，受熱面既大，其所通過之大氣層較厚，日熱之通過量當更少，故日力亦更弱。由此言之，吾人知日光之直射與斜射，其影響於日熱通過量之強弱多寡，實具二重原因。

第四圖 日光直射斜射時通過大氣層厚薄較比



一、日光直射時，受射面小，受熱強，否則反之。

二、日光直射時，通過空氣層薄，日熱通過量多，否則反之。

二者雖作用不同，而其效果則一。故日光直射時，日熱通過量多，地面受熱強，空氣溫度亦隨之升高；反之，日光斜射時，日熱通過量少，地面受熱弱，故空氣溫度亦隨之減低。

如上第四圖所示，日光對於地面上 P 點之照射，因太陽高度之不同，其所通過之大氣層亦厚薄不一。當太陽直射時，其所通過之空氣層之厚度為 a ，當太陽高度為三十度（即天頂距離六十度）時，其所通過之距離為 b ， b 之長度即倍於 a ，高度愈小，則其所通過大氣層之厚度愈急增，據測計，知通過大氣層之厚度，如為數學級數之增長，則日熱之通過量將為幾何級數之減少。普通以 $H = A P^m$ 公式表示之， H 為每平方厘米之面積垂直於日光時所受日熱總量， A 為日熱常數， P 為透射係數， m 為大氣層之厚度，以一個大氣之垂直高度為單位。因大氣層之密度，下層大於上層，雜質亦下層多於上層，故 m 所代表之大氣厚度，並非大氣層之幾何的高度，實為所經大氣層內大氣質量之倍數。

吾人今以太陽高度之大小，日光通過大氣層之厚薄，對於垂直面之日熱強度，以及對於地面之日熱強度，作成一表，互加比較，則吾人對於上述種種情形，即能得一明白正確之觀念矣。

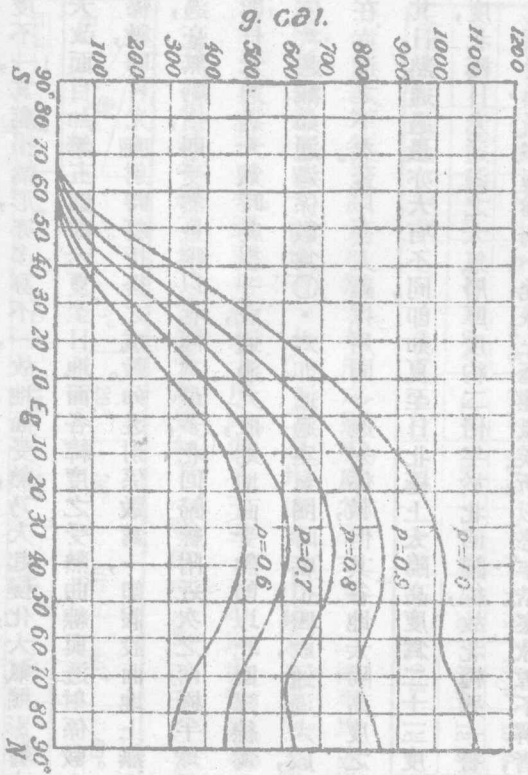
太陽各高度日熱射達地面之百分數 ($P=0.78$)

太陽高度	0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
空氣層之比較厚度	44.70	10.80	6.70	2.92	2.00	1.56	1.31	1.15	1.08	1.02	1.00
對於垂直受射面之日熱強度	0.00	0.15	0.31	0.51	0.62	0.68	0.72	0.75	0.76	0.77	0.78
對於地平面之日熱強度	0.00	0.01	0.05	0.17	0.31	0.44	0.55	0.65	0.72	0.76	0.73

細察上表，吾人即見太陽高度漸小，則大氣層之厚度漸增，而日熱強度亦漸減。又當太陽高度愈小時，其大氣層之加厚愈速，其日熱強度之減低亦愈速。如表，太陽高度自九十度減至八十度時，大氣層只加厚○·○一二，垂直面之日熱強度減低○·○一，地平面之日熱強度減低○·○二，但當太陽高度自二十度減至十度時，大氣層即加厚二·七八倍，垂直面日熱強度減低○·二，地平面日熱強度減低○·一二。又如表：太陽直射時所通過之大氣層厚度為一，則太陽高出地平面三

十度時大氣層之厚度爲二，太陽平射時（即高度〇時）空氣層之厚度達四四·七，即平射時較直射時之空氣層幾厚四十五倍也。

第五圖 夏至日各緯度在大氣圈影響之下所獲熱量設 $P=1.0, 0.9, 0.8, 0.7, 0.6$ 。



吾人當猶能憶及前言：地面上如無大氣圈之存在時，則夏至時地面受熱以北極爲最高，冬至時以南極爲最高；但此乃係天文氣候之計算，實際上地面因有大氣圈之包圍，日光之能突圍通過者，已大爲虧損；加以各地各時日光所射經之大氣圈厚

度不一，其虧損情形，亦多寡不一，故地面受熱，乃大起變化，大氣圈影響之巨，足使日熱分布之情形，大改面目。如第五圖，卽示夏至日地面各緯度之受熱曲線與透射係數之關係。圖示： P 爲標準透射係數，卽日光直射時虧折後之成數。如透射係數爲一，卽假設地面上無大氣圈之存在，日光全部通過，毫無虧損，則受熱量確以北極爲最多，北回歸線附近次之，南極半球最少，如透射係數爲〇·九，卽日光通過大氣時虧損一成，通過九成，則地面受熱卽以北回歸線爲最高，北極卽不復居最高矣。依次遞減，如通過係數爲〇·六，卽通過空氣圈時虧損四成，通過六成，則北極受熱更大形減少，且在赤道之下矣。蓋以吾人雖採用同一透射係數，但其各地太陽高度之不同，大氣層之厚薄有異，故其日熱通過量亦大有不同。卽如夏至日北極上太陽高度爲二十三度二十七分，北回歸線爲九十九度，北極日光通過之大氣層厚度約二倍半於北回歸線，故北極雖一晝夜二十四小時盡露日光下，其所受熱量亦極爲弱小，地球上極地氣候所以終年酷寒冰雪不解者，此其最要之原因也。

茲列地球上各緯各月所受日熱數量如下：（設全爲晴天，又天空放射不計在內。）

地面各緯各月所受熱量比較表（單位平均赤道日 $P=0.6$ ）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年總量
80°N	0.0	0.0	0.2	2.7	7.5	10.3	8.5	3.8	0.5	0.0	0.0	0.0	33.5
40°N	3.3	5.7	9.4	12.9	15.3	16.2	15.6	13.5	10.2	6.6	3.8	2.7	115.2
0°	140	14.9	15.3	14.6	13.5	12.8	13.1	14.2	15.0	15.0	14.2	13.6	170.2
40°S	16.6	13.9	9.9	6.0	3.4	2.4	3.0	5.2	8.8	12.8	15.9	17.3	115.2
80°S	8.8	3.5	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.3	7.4	11.0	33.5

赤道每年受熱量如無大氣層之影響，應為三六五·二四平均赤道日，但實際上因受大氣之阻礙，通過熱量已大減，僅有一七〇·二平均赤道日；中緯及高緯則太陽高度愈低，大氣之阻礙愈大，熱量之虧損更多，至南北緯八十度時，僅有三三·五平均赤道日矣。

又北半球各緯二分二至所受熱量如下（單位 g. cal./cm², P=0.6）

緯度	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
日期	461	450	416	361	291	208	124	48	6	—
三月二十一日	461	450	416	361	291	208	124	48	6	—

六月二十二日	383	411	479	496	492	464	419	380	319	308
九月二十三日	454	443	410	356	287	205	122	47	5	—
十二月二十二日	409	333	244	157	77	20	—	—	—	—

上表所示：春秋二分赤道受熱最多，夏至則三十度附近受熱最多；又夏至日因太陽直射北回歸線，北半球各地，太陽高度較大，大氣圈厚度相差較小，故各緯所受熱量之相差較小；冬至日則不然，太陽直射南回歸線，北半球各地，太陽高度較小，大氣層厚度相差益大，故各緯所受熱量之相差亦較大。北半球當夏至日，其南北各地之溫度相差小，當冬至日，則南北各地之溫度相差大，實以此為基本原因。

下表為美國華盛頓 (Washington) 瑞士達浮斯 (Davos) 及德國波次坦 (Potsdam) 三地各月日平均熱量之實測數目。(單位: G. cal / cm².)

地	名 (高)	緯度	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	記錄年份
華盛頓 (Washington)		38.9	87	158	193	292	334	356	361	298	219	188	120	92	229	1905-10

達浮斯 (Davor (1560))	46.8	64	132	167	224	281	302	340	337	205	154	80	52	196	1921-28
波次坦 (Potsdam (106m))	52.4	20	44	102	196	276	319	269	223	165	81	25	15	145	1907-23

上表三地記錄，均係地平面之測數，並隨時受雲翳之影響，其日熱平均均以六七兩月為最高，十二月及一月為最低，緯度愈高則年量愈少，冬夏相差亦較大。惟此等實測數字，與理想計算之數字，尚難比較，因實際情形，過分複雜也。

第四節 天空輻射

前言地面光熱均由太陽之輻射而得，日光為地面一切熱力之來源。吾人苟略加思索，即覺有數種現象似難解答：當陰雨之日，或陰影之下，地面上雖不直接照見日光，而明亮依然；吾人仰望天空，則蒼蒼之色，固不限於日球所在之處；每日早晨太陽尚未升至地平面上時，或每日晚暮太陽已降落至地平面以下時，地面上雖不見日，亦仍有光亮。凡此種種，其原因蓋皆起於大氣層之輻射作用。

地面一切熱量均以太陽為唯一來源，固無可疑義，但太陽熱力透射達於地面，有直接與間接

之不同，太陽熱力或直照射地面；太陽熱力或先照射大氣層，經大氣分子或大氣中之水汽塵埃之散射以達地面。吾人名前者爲日光輻射 (Solar radiation)，後者爲天空輻射 (Sky radiation)，天空輻射之光熱，實含有兩種成份，其一即大氣分子等吸取日熱再行輻射而出之長波（即熱波），其二爲大氣分子等對於日射短波直接擴散 (Scattering) 而來之短波（即光波）。當陰雨之日，太陽被雲所遮蔽，日光輻射雖不能直接達於地面，而天空輻射則仍繼續作用，並不間斷，以供給地面之熱量與光亮。當晨昏之時，太陽雖居地平線下，而高層空氣已經被日光照射，大氣中之水汽塵埃，受日光照射，散射以達地面，故地面雖未見太陽，但已獲有光亮，吾人名此現象曰曙光或暮光 (Twilight)，曙光發生之最大角度，可達十八度，即太陽在地平線下十八度時，地面尙能見光亮也。

如上所述，凡地面光熱直接由空氣水汽及塵埃之輻射，亦即間接由日光之輻射而得者，吾人統以天空輻射稱之。地面上日光輻射與天空輻射之多寡，與太陽高度之大小有關，太陽高度愈大，則日光輻射與天空輻射之相差愈大，高度愈小，則日光輻射與天空輻射之相差亦愈小。

茲列各種太陽高度下日光輻射與天空輻射之比重如下：

太陽高度	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
a. 日光輻射	0.19	0.43	0.56	0.64	0.69	0.72	0.74
b. 天空輻射	0.07	0.11	0.14	0.16	0.17	0.18	0.18
$a'+b$	0.26	0.54	0.70	0.80	0.86	0.90	0.92
$a'+b^*$	0.10	0.26	0.42	0.57	0.69	0.80	0.87

* a' 爲垂直面所受熱量, a' 爲地平面所受熱量, b 爲天空放射量。 $P = 0.75$

觀上表可知, 日光輻射與天空輻射均隨太陽高度而增加, 即太陽高度愈大, 輻射量亦愈增, 否則反之。但太陽在各高度時, 天空輻射量之變遷, 遠不若日光輻射量變遷之大, 例如太陽高度自七十度降至十度, 日光輻射自 0.74 減至 0.19, 即減去三分之二以上, 同時天空輻射自 0.18 減至 0.07, 祇減去二分之一, 在太陽高度七十度時, 天空輻射合日光輻射之四分之一弱, 至十度時, 即合三分之一以上, 故太陽愈低, 天空輻射乃愈見重要。

茲舉瑞士阿爾卑斯山內達浮斯 (Davos) 一地各月無雲時最高熱量爲例, 以見天空輻射與

日光輻射之比較：

達浮斯 (Davos) (1560 m) 1920-1921 年各月無雲時最高熱量表 (單位 g. cal.)

月份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
S	4270	6520	11140	16080	19890	20430	20020	17930	13290	8860	4910	3630
H/S	56%	54%	41%	18%	28%	34%	23%	25%	18%	44%	24%	45%

S = 日光輻射, H = 天空輻射, $\frac{H}{S}$ 天空輻射佔日光輻射之百分數。

達浮斯位於東經九度五十分, 北緯四十六度四十五分, 其日光輻射以六七兩月為最高, 天空輻射與日光輻射之百分比則以一月及二月為最高, 由此可見冬季天空輻射之重要。

又天空輻射與高度成反比, 高度愈大則空氣愈稀薄, 天空輻射亦愈減少, 茲以達浮斯及芬蘭之海爾新福 (Helsingfors) 二地作比較, 以見天空輻射與地形高下之關係。海爾新福高度為零, 達浮斯高度為一五六〇米, 二地日光輻射與天空輻射之比數如下:

太陽高度	地名 S/H	達浮斯 (Dzvos) (1560 m.)	海爾新福 (Helsingfors)
10°		3.9	2.3
20°		8.5	3.7
30°		11.5	4.6

上表單位爲 $\frac{8}{H}$ ，即日光輻射對於天空輻射之倍數，太陽高度愈大，則天空輻射愈小，地形高度愈大，大氣放射亦愈小，否則反之。

第五節 地面輻射

凡物能吸收熱量者，必能輻射熱量，地面吸收日光輻射及天空輻射熱，同時其本身亦輻射熱量，是爲地面輻射；此乃地面熱量散失之重要途徑。地面輻射，無時停頓，祇依本身溫度之高低而有強弱之變遷，但太陽輻射，只以晝間爲限，地面熱量，晝間入多於出，爲入超；晚間出多於入，爲出超；每日午後二時地面熱量出入相持，積熱最富，故氣溫亦特高，午夜以後，出超最甚，故溫度亦最低。

如以地面高低之差別而言，則低地地面輻射弱，高地地面放射強；如以各緯情形而論，則低緯

度地帶收受多，放射少，爲入超；高緯地帶收受少，放射多，爲出超；下表爲各緯度熱量出入比較表：
 （以大氣圈表部爲出入計算之分界）

北半球各緯度熱量出入比較表（單位 $g. cal. / cm^2 min$ ） A = 輸出量， E = 輸入量。

緯度	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
A	0.30	0.30	0.30	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24	0.22	0.22
E	0.34	0.33	0.32	0.30	0.27	0.23	0.19	0.16	0.14	0.14
$E - A$	+0.04	+0.03	+0.02	+0.01	-0.01	-0.03	-0.06	-0.08	-0.08	-0.08

上表地面熱量輸入輸出之差，在緯度五十度以下爲正，五十度以上爲負，即五十度以下爲入超，但地面上暖空氣與冷空氣常相互流動，各地熱量仍可相互償補，保持平衡。

地面輻射不特隨高度緯度而異，且與各地地面性質與雲量多寡有重大關係，如陸地放熱易，水面放熱難，岩面乾地放熱易，草面濕地放熱難（詳見下章）；又晴朗無雲之日，日光輻射既強，地面輻射亦速，陰霾多雲之時，則地面放射極緩，故雲實爲地面溫度之保護者，對於長波光熱，尤其有

暖室作用，如冬日晚間多雲，地面放射極緩，則霜害大致可免，即其證也。

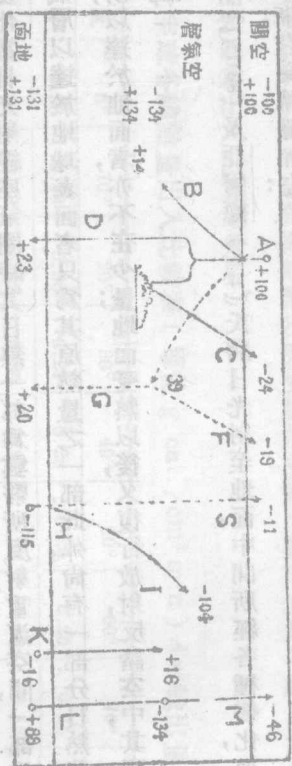
第六節 熱力之平衡

日熱 (Insolation) 爲地面上各種物體所得熱量之主要來源；地面上各種物體對於日熱之收受，各有不同，故其溫度亦各不相同。普通所指各地溫度，均係該地地面上，一公尺左右百葉箱內之大氣溫度，即所謂氣溫是也。氣溫以外，尚有地溫、水溫、草溫等。

日光經大氣圈射至地面，使地面溫度增高，繼乃使與地面接觸之空氣層之溫度亦增高，其間經過種種變化。當日光射經空氣圈時，其日熱一部爲雲霧所反射，重返空間，一部爲空氣所吸收，其能通過大氣層以達於地球表面者，只爲其原熱量之一部。此外，尚有一部分日熱藉大氣微粒之作用，另行散射，以達於地面者，亦不在少量；地面受熱以後，又復行放射，反諸空中，其間出射入受之情形，極爲複雜。

達因斯 (Dines) 及亞爾德 (Alt) 氏將日光射至地面，中間所經各種變化，加以計算，製成一圖表，極爲明晰，茲爲轉錄如左：

第六圖 日熱之循環 (以整個地球全年為單位)



受收之熱 + 1 散之熱 -

日光經空氣圍以達地面，須經空氣反射吸收透射三種作用，如第六圖，設日熱之來量為一百份，則其收受之支配，大致如下：

- 被大氣層吸收 一四份
- 被大氣層內雲所反射 二四份
- 直達地面 二三份
- 被空氣層散射 三九份
- 空氣散射達於地面 二〇份
- 空氣散射返諸空間 一九份

故日光照射地面，經大氣圈後，地面直接所得熱量，僅其全量之百分之四十三，尙不足半數；而此百分之四十三熱量，射至地面後，轉瞬之間，仍由地面向外放射。設地面之放射總量爲一一五份，則其中有一〇四份將爲空氣所吸收，一一份仍散失於空間。此外，地面上又因蒸發作用，一部分熱量化爲潛熱，逗留空氣中，其量爲一六。

總上所述，空氣層之熱量，一部得之於日光吸收（一四份），一部得之於地面放射（一〇四份），另一部得之於潛熱（一六份），共收入日熱爲一三四份，其中復歸地面者八八份，返諸空間者四六份，出入相符，收支相抵，空間放熱總量一〇〇份，其由空氣及地面放射以回者，亦爲一〇〇份，出入亦相符。至於地面，則自空氣及日光間接及直接所得熱量共計一三一份，其放射總數亦爲一三一份，其間出入，亦復相符。

觀上圖可知日光自經空氣層射至地面，其熱量出入，適成三大循環：熱量自空間射入，返諸空間，爲一循環；地面收受空間直接放射及空氣間接放射之熱量，復返歸空氣層及空間，爲另一循環；大氣層自空間及地面，受得熱量，復分別歸還空間及地面，爲又一循環；各循環熱量之出入，適爲相

第三章 地文氣候(上) 氣候與海陸之關係

第一節 海陸對於熱力之反應

前章吾人已述及天文氣候，對於地球大氣圈外各緯度日光熱分布之多寡與強弱，以及大氣圈對日熱之種種反應，當已得一明確之概念。但天文氣候爲理想的氣候，而非實在氣候；吾人欲明瞭地面上實際之氣候情形，即應更進一步，從事研究地文氣候。吾人習知地球表面，非爲平坦勻一之物質，有大陸、有海洋、有高山、有低谷，即同一大陸，或平沙無垠，一片荒野，或森林茂密，鬱鬱蒼蒼，或石骨暴露，或淺草如茵，形態不一，性質互異，各種地形，各種地面，對於日熱之吸收透射及反射亦各不同，故其實際氣候情狀，亦因之變化多端，大改面目，幾使前章所述天文氣候之分布系統，不復能加辨識。

反之，海陸地形等地面現象，固可影響氣候，氣候亦可影響地面現象，濕熱之區密林蔽日，乾旱之區荒沙遍野，冰流風雨之長期沖擊，亦可使巍巍高山，蝕成平地；故地文因素（指氣候上之地文

因素，如海陸地形等）與氣候要素（如溫度、氣壓、及風、雲、雨、雪等）間之關係，非單獨作用，而為相互作用。凡一切氣候要素，對於地面現象之作用，係屬於地文學或自然地理之研究範圍，茲不具論。吾人現所研究者，乃為地文因子，對於氣候之影響與作用，即地文因子如何改變天文氣候，亦即地文氣候或實際氣候之如何構成是也。

地文因子之影響氣候最重大者，當推海陸與地形。本書地文氣候即分二章述之，本章述海陸與氣候之關係，下章再述地形與氣候之關係。

吾人欲明海陸與氣候之關係，應先研究海陸本身物理性之差異，海陸二者因物理性之不同，其對於受熱放熱溫度濕度各方面之反應，亦大相違異，世界上各地，因其對於海陸分布之方位不同，氣候情形，遂益增其紛歧繁複矣。

海水係液體，陸地則為固體，由岩石構成，其對熱力之反應，大不相同，茲擇要舉之：

一、比熱 某種定量之物質，使其溫度升高攝氏一度所需之熱量，各各不等。普通以水為標準，即使一克重之水升高攝氏一度，所需之熱量作為一卡，其他同量物質升高溫度所需熱量，與水所

需者相較，謂之比熱。各種物質之比熱以水爲最大，其他均較小；換言之，如以其他一克重之物質使其溫度升高一度，則其所需之熱量乃不到一卡，如空氣之比熱僅當水之四分之一，石英之比熱僅當水之五分之一。

陸地比熱既遠較水面爲小，故其溫度之升降，乃均較水面爲速；試以同量之水面與陸面，置於強度相同之日光下，經同一時間照射，則陸面溫度之升高必遠較水面爲多；放熱亦然，陸面熱量易於放射，溫度降低甚速，水面則放射不易，溫度之低降亦較緩，因此，陸面溫度變化急驟，水面溫度變化則比較和緩。故在緯度相同日照相同高度相同之二地，如分居海陸，則其溫度及其他氣候情形，乃大不相同。

二、反射 水面平而色淡，日光之百分之四十，將被反射；陸面粗而色暗，反射日光之力甚小，幾大部被其吸收，故同量之日熱，水面吸收少，陸面吸收多，因使陸面溫度之增加較速。

三、流動 陸面爲固體，不能流動，其溫度之得失，除傳導一部份外，全以其原地本身之吸收與輻射爲依歸。水面則不然，水爲流質，可相互交流，調和溫度；水之流動可分兩種：一爲平面的流動，可使

地球溫暖區域與寒冷區域之水温相互調劑，一爲垂直的流動可使水面之溫度與水底之溫度相互調劑。因此，世界各大洋中海水溫度之差別乃遠較陸地溫度之差別爲小。

四、蒸發 水分蒸發，需吸收熱量，而使溫度減低；凡水面受熱愈高，則其蒸發愈多，需熱亦愈多，結果可使溫度，不致升高過巨。潮濕之陸地，具此同一作用；至於乾燥之沙漠，則缺乏水分，無由得蒸發作用之調劑，故溫度變化最稱急劇。

五、透射 水體透明，光線深透之力較大，日光之照射於水面者，可有一部向下透射，深達數尋，因受熱深度之增廣，其溫度之升高乃大爲緩和；陸地則不然，日熱之照射僅及於表面，雖亦有一部熱力可向下傳導，但爲量殊微；故陸面所受射之日熱，僅分布於地表極薄層之內，冷卻之際，水面溫度之降低可藉下層深處之熱，上升以資和緩，但地面則無此下層熱力之來源，故陸面溫度之變遷更劇。

六、雲量 水面蒸發既盛於陸面，故水面之雲量，必多於陸面，雲有暖室效應，故使水面溫度之變遷，愈見和緩。

綜上六端，俱見水陸性質之差異。水面比熱大，溫度之升降均不易，反射強，蒸發盛，透射多，雲量富，復能流動調和，故水溫之升降，極爲和緩，各地差別，亦頗平均。反之，陸面比熱小，溫度之升降速，反射小，蒸發微，透射薄，雲量少，故溫度變化恆趨急劇，各地情形，亦殊歧異。總之，海水具調和平緩之特性，陸地具劇急多變之特性，因二者物理性之根本異殊，而影響於各地氣候者，乃至深且大。

試舉德弗利斯 (Tiflis) 之地溫及日內瓦湖 (L. Geneva) 之水溫記錄 (攝氏以下均同) 作一比較，以證水陸物理之差異：

德 弗 利 斯 (Tiflis)	日 內 瓦 湖 (L. Geneva)
地 面 深 64 米 處 之 地 溫	水 面 深 10 米 處 之 水 溫
一 月 0.4	5.4
七 月 31.3	17.3
數 差 30.9	15.2

德弗利斯係喬治亞之首府，位於北緯四十度四十分，東經四十四度五十分，日內瓦湖在瑞士

境內，位於北緯四十六度二十五分，東經六度三十分，德弗利斯所測者，爲地面溫度，與深至六米半處之地溫，日內瓦湖所測者爲水面溫度，及深至十米處之水溫，其所得數字，頗可作上述各點說明：

一、水面溫度冬夏變化小，地面溫度變化大。上表德弗利斯一月溫度爲○·四度，日內瓦湖面則達五·四，水溫高於陸溫，七月溫度德弗利斯三一·三度，日內瓦湖面二○·六，則又陸溫高於水面矣，日內瓦湖面較差爲一五·二度，德弗利斯則達三○·九度，相差一倍，可見陸面溫度變化之急劇。

二、地下溫度變化小，水內溫度變化大，水能透射日光，並藉對流以使水面及水下溫度相互調劑，陸地則否；日光既不能透射，更無由對流，地面日熱雖有一部可藉傳導佈達地下，但作用甚緩，爲量亦微，故地下溫度反趨穩定，與地面溫度之變化急劇，適爲相反。如表，德弗利斯地下六米半深處之溫度冬夏相差一·四度，而日內瓦湖雖十米深處，其水下溫度之冬夏較差尙達一二·○度，僅較水面之較差減低三度耳。

茲舉我國青島之地下溫度如下（據一九〇〇至一九二五年之記錄見蔣丙然著青島溫度

深度	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年平均	較差
0.05米	0.35	1.62	6.37	12.44	17.95	22.44	25.76	27.09	22.33	16.98	9.34	2.41	13.76	26.74
0.20	0.80	2.36	6.56	12.23	17.63	22.01	25.28	20.93	22.85	17.88	10.88	3.96	14.11	26.13
0.60	3.81	4.33	7.27	11.67	16.35	20.48	23.84	25.96	23.15	19.10	13.30	7.34	14.72	22.15
1.00	6.90	6.31	7.79	10.80	14.46	18.13	21.42	23.82	22.70	19.82	15.58	10.59	14.85	17.51
2.00	10.81	9.00	8.82	10.01	12.31	15.01	17.76	20.30	21.01	19.70	17.39	14.44	14.71	12.19
3.00	12.80	10.88	10.02	10.32	11.71	13.63	15.75	18.04	19.40	19.19	17.89	15.56	14.60	9.38

上表青島地下○·○五米深處之溫度，年較差爲二六·七四，地下一米處爲一七·五度，二米處爲一二·一九，三米處爲九·四，愈向地下，則冬夏之變化愈小，若更向深處，則變化必愈趨微小，最後必達一點，其溫度可常年不變。

又青島○·○五米深處（極靠近地面）之溫度，一年中以八月爲最高，一月爲最低，至深一

米處時則最低溫已移至二月，二米以下則最高在九月，最低在三月。此因地面溫度向下傳導，頗費時日，故愈向地下，則愈為落後也（參觀青島地下溫度曲線）。

青島附近膠州灣各種深度之海水溫度，據青島市觀象台之記錄，有如下表（見青島市觀象台十周年紀念冊）。

膠州灣各種深度之水温

深度米	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	較差
0	2.4	4.4	3.9	6.5	14.8	17.9	25.7	25.2	25.0	19.1	14.4	9.0	29.3
5	2.4	4.2	3.7	6.4	14.0	17.6	25.4	25.0	25.0	19.0	14.3	8.7	23.0
10	2.4	4.2	3.6	6.5	13.8	17.5	25.2	24.8	24.9	19.0	14.2	8.4	22.8
15	2.4	4.1	3.8	6.5	13.7	17.4	26.2	24.8	25.0	18.9	14.1	9.4	22.8
20	2.3	4.1	3.6	6.5	13.4	17.8	25.2	24.7	25.0	18.9	14.0	3.1	22.9
25	2.3	4.0	3.5	6.5	—	17.2	—	24.7	25.1	18.9	13.7	8.1	—
30	2.2	4.0	3.6	—	—	17.1	—	24.7	—	18.9	—	—	—

青島地面層之溫度，一月爲 $0 \cdot 35$ 度，八月爲 $27 \cdot 0$ 度，年較差爲 $26 \cdot 7$ 度；膠州灣之海面溫度，一月爲 $2 \cdot 4$ 度，高於地面一月溫度，七月爲 $25 \cdot 7$ 度，低於地面溫度（青島地面七月溫度爲 $25 \cdot 76$ 度），年較差爲 $23 \cdot 3$ 度，小於地面年較差。

青島地下三米處之溫度年較差爲 $9 \cdot 4$ 度，海水在五米處之溫度年較差，則猶有 $2 \cdot 3$ 度，二十米處猶有 $2 \cdot 2$ 度，九度，即三十米處，其各月海水溫度，較之海面海水溫度，亦相差甚微，由此可見日熱深達水內之情形。

第二節 海洋性與大陸性

上節吾人已詳述海陸物理性之差異，本節即須進一步探求由海陸物理性之不同，如何影響於實際氣候要素之變化。

吾人已知空氣溫度大部得之於地面輻射，故地面空氣中之溫度升落，及一切氣候變化，與地面之性質實具密切之關係；換言之，即氣溫之升降與地面溫相追隨。茲列德弗列斯一月及七月之地面溫及氣溫之數字作證。

月份	一						七					
	7 a.m.	1 p.m.	3 p.m.	9 p.m.	日平均	7 a.m.	1 p.m.	3 p.m.	9 p.m.	日平均		
溫度	-3.4	8.5	6.2	-1.9	0.2	25.8	50.7	47.7	24.5	31.9		
地面溫度	-2.5	2.5	2.9	-6.9	-0.4	21.2	28.7	29.5	23.5	24.2		
差數	-0.9	6.0	3.3	-1.0	0.6	4.6	22.0	18.2	1.0	7.7		

上表示地面溫與氣溫之比較，一月中晚間氣溫高於地面溫，日間則地面溫高於氣溫，蓋以地面放熱速，受熱亦速；氣溫雖追隨變化，但已大為緩和。又一月地面溫以下午一時最高，氣溫則以下午三時為最高，有落後現象，七月亦然。

氣溫比地面溫為平緩，而水溫則更較氣溫為平緩，且更形落後，故受水面影響之氣溫，其變化必較受陸面影響之氣溫為更和緩；茲以夏日大西洋上之水面溫與氣溫作一比較：

緯度	北緯 30 度				北緯 0—10 度，西經 20—30 度			
	3 a.m.	3 p.m.	日平均	日平均	4 a.m.	2 p.m.	日平均	日平均
溫度	3 a.m.	3 p.m.	日平均	日平均	4 a.m.	2 p.m.	日平均	日平均

水面	19.7	20.2	20.0	26.3	27.0	26.6
空氣	18.5	20.6	19.6	25.3	26.8	26.0
差	0.8	-0.4	0.4	1.0	0.2	0.6

上表係大西洋上低緯與中緯之水温與氣温，水温晚間較氣温略高，日間略低，其變化甚微，不若氣温變化之大。在北緯三十度之洋面氣温日較差一·三度，水温日較差〇·七度，赤道上氣温日較差一·七度，水温日較差〇·五度，大概而論，低緯度洋面氣温之日較差爲一至一·五度，而水温之日較差祇及此數之半；至於較高之緯度，則溫度之日較差，尙須減小；每日水之最高溫度亦較氣温爲落後。每日氣温最高，約在下午一時左右，而水面最高則在下午三時。

若以一年間各月溫度平均論之，其水陸氣三者溫度之差別，與一日間三者之情形略同，以下爲青島各月之地面溫度，海面溫度，及陸上氣温之平均數（見青島市觀象臺十週紀念冊。）

溫度	月												較差
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
地面	0.4	2.4	8.2	14.0	19.8	25.0	28.0	28.7	24.3	17.1	9.6	2.7	28.3

丙港海面	2.6	2.0	4.7	9.1	14.4	19.5	23.7	26.1	24.4	19.3	13.3	6.9	24.1
空氣	-1.3	-0.2	4.4	10.0	15.5	20.0	23.9	25.2	22.0	15.5	8.8	1.6	26.5

依表年較差亦以地面為最大，海面為最小，氣溫則比較適中。又一月間之溫度，空氣低於地面，乃因地面溫度，係地面下五釐米處之記錄，故比較地表溫度，已覺稍高。

地中海北緯二十七度左右，水溫八月最高，計二五度，二三月間溫度最低，計一四·五度，全年較差為一·五度，附近海上之氣溫，亦以八月為最高，計二五·一度。

一月溫度最低，計一三·六度，比水面最低溫度，至少提早一個月，此則多少感受陸上氣流之影響；至於廣大之洋面，則水面溫度與空氣溫度差別極微，幾約略相等，以下為大西洋面之溫度：

緯度	最高月	最高月溫度	最低月	最低月溫度	較差	年平均
10°-20°N	九月	26.6	二月	22.3	4.3	24.4
35°	八月	24.0	二月	16.7	7.3	19.8
45°	八月	19.5	二月	12.2	7.3	15.3

60°	八	九	12.4	二月—三月	8.6	5.8	9.1
-----	---	---	------	-------	-----	-----	-----

海上溫度最高月，在九月或八月，最低在三月或二月，均較陸上為落後。又年平均因緯度增加而遞減，較差則以三十五至四十五度附近為最大。

大陸地面之溫度年較差，則遠比數為大，地而上之氣溫變遷亦因而增劇，例如伊爾庫次克 (Irkutsk) 在西伯利亞北緯五十二度，地面溫度最低為一月，負二四·四度，最高在七月計二一·〇度，年平均〇·〇度，年較差四五·四度，因是氣溫之變遷亦劇，最低為一月，負二三·二度，最高為七月，計一七·五度，年平均負一·四度，年較差四〇·七度；南京在北緯三十二度，地面溫度最低在一月，負〇·五度，最高在七月計三四·五度，年平均一八·一度，年較差三五·〇度；南京之氣溫，最低在一月，負一·一度，最高在七月，計二·一度，年平均一五·四度，年較差三〇·二度；至更低之緯度如耶泊爾 (Yeyapore) 在北緯二十七度處，地溫最低在十二月，計一五·三度，最高在五月，計三五·八度，年平均二七·一度，年較差二〇·五度，氣溫最低在一月，計一四·九度，最高在五月，計三一·八度，年平均二四·〇度，年較差一六·九度，按此可見凡緯度愈高者，其年較差

愈大，又無論在何種高度，氣溫之較差，恆小於地面溫度之較差。

蘇本氏曾計算各緯度大陸與海洋溫度年較差之比較，茲列其數字如下：

緯度	赤	道	10°	20°	30°	40°	50°
海		2.3	2.4	3.6	5.9	7.5	5.6
大		—	3.3	7.2	10.2	14.0	(24.4)*

* 限於北緯。

總上所論，吾人可作一總結：即溫度之變化以陸面變化最烈，日較差及年較差均為最大，陸上氣溫次之，水上氣溫又次之，水面溫度則變化最小，日較差年較差均微。若以陸上氣溫及水上氣溫相比，則陸上氣溫受陸面之影響為多，變化較烈；水上氣溫受水面之影響為多，變化亦較和緩，換言之，陸上氣溫具陸地溫度之特性，較差大，水上氣溫具水面溫度之特性，較差小，地球上之地形分為海陸二界，世界上之氣候亦可分為海陸二部，凡氣候變化之具海洋特性者，名海洋性氣候，其具大陸特性者，名大陸性氣候。

大致言之，陸上之氣候，應屬大陸性；海上之氣候，應爲海洋性；然亦不可一概而論，蓋以世界各地風向之迎背，洋流之交侵，大陸可迎受海洋之影響，海洋亦可轉受大陸之影響，如歐洲西岸因位於西風帶內，受海風之浸潤，暖流之調劑，其氣候變化即具有海洋性；反之，如北非洲西岸之海洋，因位於東北信風帶內，風自非陸之撒哈拉吹來，乾燥異常，又當寒流交侵之地，氣候變化實具大陸性。故氣候之爲大陸性或海洋性，應視其氣候本身之變化情形而定，與所在地之爲大陸或海洋無絕對關係。

然則海洋性與大陸性究竟如何區別？吾人已知海洋性較和平，大陸性較急劇，前者較差小，後者較差大，較差之大小固爲表別大陸性與海洋性之主要方法，但二者對於其他氣候要素之作用，亦各各不同，茲分述舉之：

一、較差 較差通常可分兩種，一日中最高最低溫度之差，名曰較差，一年中最高最低月平均之差，名年較差；年較差與日較差之大小，爲大陸氣候與海洋氣候分別之要點，凡較差小者爲海洋性，較差大者爲大陸性。

二、濕度 凡海洋區域，濕度必高，大陸區域，濕度必低，濕度有調節氣溫之功，凡潮濕之處，溫度之變遷弱，乾燥之處，溫度之變遷強，故潮濕處近海洋性，乾燥處近大陸性。

三、雲量 雲量之多寡與海洋性及大陸性之關係，與濕度同。下表示愛沙尼亞多巴地方雲量

與溫度之關係：

溫度距平	全年			
	冬	夏	全年	全年
0°	1	2	3	4°
-10.5	-6.8	-3.1	+0.5	+4.4
+1.6	+0.8	-0.3	-1.2	-2.7
-3.7	-1.9	-1.0	-0.2	+1.3

* 雲量。為全晴日，4 為全陰日。

右表係愛沙尼亞多巴(Dorpat)之記錄，表示雲量與溫度距平之關係。冬日無雲時，溫度距平為負一〇・五度，陰日為正四・四度，夏日無雲時為正一・六，陰日為負二・七，可見冬日多雲之時溫度增暖，夏日多雲之時，氣溫減涼，雲量實具調劑之作用。

再按布拉格 (Prague) 溫度記錄，分別於晴天及陰天平均之：

年	平均	8.1	8.0
七月	月	22.0	16.5
一月	月	-5.5	-1.1

一月中之溫度，晴日較陰日為低，七月中則陰日較晴日為低。

即一日之間，溫度較差，亦以晴日之變化為大，陰日為小，茲舉各地陰晴與日較差之關係，以作佐證：

時期	伯爾尼 (Bern)	巴黎 (Paris)	維也納 (Vienna)	倫敦 (London)	尼希楚 (Nertschinsk)
晴	十二月 8.2	六月 15.4	十二月 6.5	四月 15.5	四月 11.6
陰	十二月 2.4	六月 4.6	十二月 1.8	四月 4.3	四月 3.9
				六月 4.4	夏季 5.5

天朗氣晴時，日較差莫不增大，陰雲密布時，日較差莫不減小。

茲列青島冬夏季晴日陰日各小時溫度之變化如下，其情形亦與上列各地同。

季 冬		季 夏		
溫陰時	溫晴時	溫陰時	溫晴時	時間
0.08	-2.55	23.3	23.5	1
0.02	-3.00	23.2	23.5	2
0.00	-3.45	23.1	23.5	3
-0.09	-3.83	23.1	23.3	4
-0.09	-4.16	23.0	23.2	5
-0.19	-4.37	23.0	23.3	6
-0.22	-4.54	23.1	24.0	7
0.18	-4.13	23.5	24.3	8
0.50	-3.08	23.9	25.3	9
1.20	-2.08	24.0	26.1	10
1.95	-1.13	24.1	26.8	11
2.40	0.18	24.3	27.1	12
2.63	0.82	24.1	27.3	13
2.68	1.48	23.7	27.2	14
2.47	1.59	23.7	26.8	15
2.30	1.13	23.5	26.5	16
1.89	0.62	23.4	25.9	17
1.46	-0.12	23.1	25.4	18
1.29	-0.62	23.0	24.8	19
1.01	-0.96	23.0	24.7	20
0.71	-1.24	22.9	24.5	21
0.53	-1.58	22.9	24.3	22
0.48	-1.88	22.7	24.1	23
0.23	-2.20	22.7	24.0	24

第三節 海陸與溫度

第一年平均溫度及年較差

以上二節，已將海陸物理性之差異，及其對於各種氣候要素之種種反應，加以闡明，至世界各地氣候情形受海陸分布之影響至如何程度，濱海區與內陸區氣候變化之異點若何，何種要素足以助成海陸之差異，又何種要素足以調劑海陸之差異，凡此種種問題，實有待詳細講述。本章節目

首先闡明海陸性質之差別及海陸性氣候之區分，然後將各種氣候要素與海陸之關係，分別在第二、三、四、五節內講述之，第六節則以整個世界氣候作比較，融合種種要素之相互作用，以明世界大陸東西岸氣候之異同。

各種氣候要素中以溫度爲最重要，溫度項內包括年平均年較差、日較差、日變率等數字，相互參證，最足以辨別海陸性氣候之特質。故在各項氣候因素中，吾人茲先述海陸與溫度之關係。

前已言之，海洋性氣候變化和緩，大陸性氣候變化急劇，所謂和緩與急劇，即係指溫度之較差而言，溫度變化大者爲大陸性，反之爲海洋性，故吾人欲定某地氣候之性質，當以觀察該地溫度變化爲要務。茲分別觀察世界各洲之溫度變化，以見其所受海陸之影響如何。

(一) 以歐洲爲例 歐洲位於大陸西岸，其北緯四十五度以北，屬常年西風帶，風自溫潤之海洋吹向歐陸，西歐一帶，海洋性極爲發達，加以歐洲形地平坦，山脈且與風向平行，而港灣紛歧，形式雖碎，海洋之影響乃愈益深侵，直達東歐，海洋性始有遞減之勢。故凡言海洋性氣候者，莫不以歐洲爲例，實以其地位優越，海洋影響最爲顯著也。

茲列歐亞大陸北緯五十二度自西向東溫度之燻變情形如下：

(緯度 52°N 高度 100 公尺)

地名	凡倫西亞 (Valencia)	德國西部 (W. Germany)	華沙 (Warsaw)	庫次克 (Kursk)	瓦倫堡 (Orenburg)	西部西伯利亞 (W. Siberia)	極東極西 溫度差	每 經度 相差
經度	10 3°W	2°E	21 0°E	66.2°E	55.1°E	80.2°E		
一月	6.8	1.1	-4.3	-9.9	-15.4	-17.5	-24.3	-2.7
七月	14.0	17.3	16.5	19.3	21.6	22.8	+8.0	+0.9
年平均	10.1	9.0	7.2	5.2	3.3	2.9	-7.2	-0.8
年較差	7.8	16.2	22.8	29.2	37.0	40.1	+32.3	+3.0

可見歐亞大陸在同一緯度，其溫度變化大不相同，西岸變化和緩，愈東愈趨急劇，如表，一月溫度極西之凡倫西亞為六·八度，極東之西伯利亞西部為負一七·五度，東西溫度相差二四·三度，即每經度十度計減低二·七度。七月溫度則相反，凡倫西亞為一四·六度，愈向東而愈增，西部

西伯利亞爲二二·六度，共增八·〇度，卽每經度十度增加〇·九度，可見七月向東增加之量較一月減低之量爲小；因此，年平均溫度卽依一月之遞減趨勢，亦向東遞減，經度每向東十度約減低溫度〇·八度，年較差愈向東而愈增，每向東十度卽可增加三度之多。大概言之，歐洲西岸一月溫度較東部爲高，七月溫度較東部爲低，年較差則較小，年平均則較大，東部則一月溫度較西岸爲低，七月溫度較西岸爲高，年較差增大，年平均減低，西岸變化和緩爲海洋性，東部變化急劇，已屬大陸性。

吾人猶憶前述天文氣候時，曾云地面受熱之多少以緯度爲主宰，卽低緯受熱多，高緯受熱少，至此已知實際之溫度，並不盡然，同一緯度之溫度，竟可循經度之東西而改變；海陸分布影響（地文因素）之大，足以改變天文氣候，此其明證也。

歐洲西岸受海洋之調劑，故夏無酷暑，冬無嚴寒；愈向東行，則溫度冬夏之變益趨增大，尤以冬日爲甚，試就歐亞大陸自西至東霜期之增長及各河流冰期之增長益可以知之。

歐亞大陸同緯各地東西霜期之比較

	可倫 (Cohn)	布拉格 (Prague)	基夫 (Kiev)	喀米興 (Kamyshin)	烏拉斯克 (Ural'sk)	維米巴拉丁 (Semipalatinsk)
緯度(N°)	50.3	50.1	50.5	50.1	50.0	50.4
經度(E°)	6.7	14.4	30.5	45.4	56.3	80.2
高度(米)	100	197	180	21	71	181
霜期(日)	5	64	117	137	148	162

降霜有妨於耕種，故霜期之向東增長，即為耕種期之向東縮短。歐洲西部經年無霜，故四季可耕，愈東則霜期愈長，及亞洲西部，則僅夏季為耕種期。

歐亞大陸各河流冰期之比較

	凡塞河(Weser)勃勒 萊(Bremen)附近	凡塞河(Weser)	維斯杜拉河 (Vistula)	(Volga)廣瓦河	鄂畢河(Ob)	鄂龍江 (Amur)
緯度(N°)	53.1	52.8	53.0	52.4	53.3	53.1
經度(E°)	3.8	9.0	18.5	48.0	83.8	140.7
結冰日(日/月)	21.	6 ¹	28 XII	9 XII	9 XI	9 XI

開凍日(日/月)	11	5	1	18	26	20
冰凍(日)	29	30	64	130	168	192

上表凡塞河(Weser)冰期約一個月，維斯杜拉河(Vistula)二個月，窩瓦河(Volga)四個月，鄂畢河(Ob)五個月，黑龍江(Amur)六個月，可見亞歐東西溫度之變遷，以冬日為尤甚，寒季之期間，亦愈東愈長也。

(二)以北美洲為例，北美洲地形與歐洲不同，其西岸一帶有高山之阻，海洋影響只及海濱，不能深入內陸；東岸地形較為開展，海風緩流之影響可直達西經一〇〇度，其溫度較差之東小西大，與歐洲情形適形相反。茲將北美各緯東岸與內陸之溫度及較差比較如下：

地名	地位	緯度(N°)	經度(W°)	一月平均溫度	七月平均溫度	年平均溫度	年較差	年較差之差
波士頓(Boston)	沿海	42.5	71.1	-24	22.2	9.6	24.6	7.1
杜伯克(Dalouque)	內陸	42.5	90.7	-7.1	24.6	9.8	31.7	

華盛頓 (Washington)	沿海	39	77.1	0.9	25.1	12.8	24.2	
開薩斯 (Kaukas)	內陸	39	94.6	-2.2	26.8	12.3	29.0	4.8
諾福克 (Norfolk)	沿海	37	76.3	4.8	25.9	15.1	21.1	
斯伯林非 (Springfield)	內陸	37	93.3	2.2	26.3	14.7	24.1	3.0

觀表可知北美東岸較差小，具海洋性，內陸較差大，具大陸性；又緯度愈高，則沿海與內陸之差別愈大，蓋以緯度愈高，一月平均溫度之降低愈速也。

(三) 以澳洲為例 澳洲位於南緯三十度左右之高氣壓帶內，氣候極為乾燥，其東部受季風之調節，比較溫和，海洋性較著，中部及西部則變化急劇，屬大陸性氣候。

地	名	經度 (E°)	一月	七月	年平均	年較差
	雪梨 (Sydney)	151.2	21.8	10.9	16.6	10.5
	巴塞斯特 (Bathurst)	149.6	24.7	9.0	16.8	15.7
	溫德華 (Wentworth)	142.0	25.5	9.4	17.5	16.1

以上三地均在南緯三十二度附近，雪梨 (Sydney) 位於東部海濱，故較差最小，巴塞斯特

(Bathurst) 及温德華 (Wentworth) 位於內陸，較差增大。海陸影響之作用，亦至明顯。

(四) 以亞洲爲例，亞洲情形與各洲又有不同，亞洲爲季風區域，冬夏氣候之轉變極速，較差亦大，故凡屬季風區域，大致均具大陸性氣候之特質，但沿海一帶亦往往受海洋之調劑，而帶有海洋性，愈趨內陸則大陸性愈強，如印度東岸濱海，帶海洋性，內陸具大陸性。

地 名	經 度 (E°)	一 月	七 月	年 平 均	年 較 差
福爾斯潑 (Falsepoint)	86.8	20.9	30.1	26.7	9.2
克塔克 (Cuttak)	85.9	21.3	31.5	27.0	10.2
奈格波 (Nagpur)	79.2	21.5	35.4	17.6	13.9

以上三地均在北緯二十至二十一度之間，福爾斯潑 (Falsepoint) 位於孟加拉灣濱，受海洋調劑，較差最小，克塔克 (Cuttak) 位於其西一度，年較差即增大攝氏一度，奈格波 (Nagpur) 位於內陸中心，故較差更大。

我國位於亞陸東岸，屬季風區域，全國氣候大致均具大陸性，惟濱海各地略受海洋之調劑，內

地則氣候多變，較差甚大，西北戈壁沙漠氣候乾燥，當為世界大陸性最發達之地，第以記錄不全，無可依據，茲將北緯二十八度三十度三十二度各緯線附近地方之溫度比較如次，

北緯 28° 各地

地名	緯度(N°)	經度(E°)	高度(米)	七月	一月	年平均	較差
北魚山	28°53'	122°16'		26.6	6.2(二月)	16.7	20.4
溫州	28°01'	120°38'		29.5(六月)	7.2	18.6	22.3
長沙	28°13'	112°46'		30.1	4.1	17.9	26.0
常德	28°55'	111°31'		30.5	1.9	16.8	28.6

北緯 30° 各地

大觀山	30°49'	122°10'		26.9	4.4	15.4	22.5
鎮海	29°53'	121°53'		21.8	4.4	16.3	23.4
九江	29°45'	116°08'		29.5	2.7	16.9	26.8
宜昌	30°48'	111°13'	112.8	29.1	3.9	17.4	25.2

		北緯 32° 各地						
重慶	29°33'	106°33'	230.1	29.6	7.8	18.9	22.3	
成都	30°41'	104°12'	491.0	26.1	3.7	16.3	22.4	
上海	31°13'	121°25'		26.8	3.3	15.0	28.5	
南通	31°57'	120°56'	110.4	28.0	1.8	15.2	26.2	
濟南	31°41'	120°36'	90.4	27.3	1.7	15.4	25.6	
無錫	31°32'	120°58'		29.8	1.6	15.5	28.2	
漢口	32°13'	119°27'		28.5	1.5	15.8	27.0	
南京	32°09'	118°47'		27.5	2.2	15.3	25.3	

按此可見凡同一緯度沿海各地較差均小，帶有海洋性，內陸各地較差均大，帶有大陸性，惟變更情形無歐洲之顯著與有規則耳。

第一日較差與日際變率

海陸對於溫度之影響，在於變化之緩急，一年之中，海洋性氣候變化和緩，冬暖夏涼，年較差小，

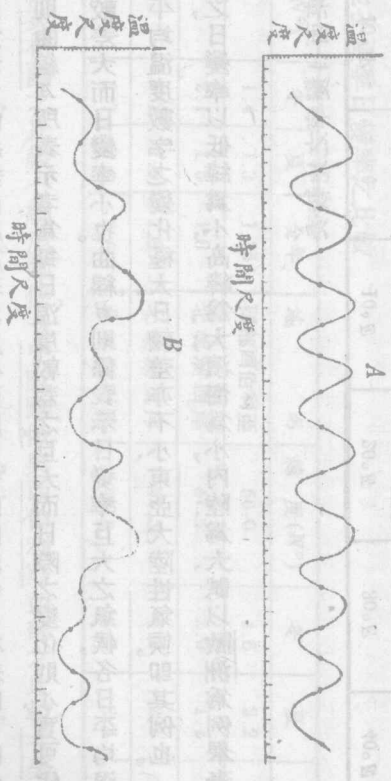
大陸性氣候變化急烈，冬寒夏熱，年較差大。一年如斯，一日亦如斯。大致言之，海洋性氣候日較差小，大陸性氣候日較差大。

地名	緯度(N°)	經度	最小日較差	最大日較差
凡倫西亞 (Valentia)	51°56'	7°56'W	1.2 (一月)	4.1 (六月)
伊爾庫次克 (Irkutsk)	52°16'	104°19'E	5.7 (十二月)	14.1 (六月)

上表凡倫西亞 (Valentia) 位於愛爾蘭之西岸，為典型海洋性氣候站，伊爾庫次克 (Irkutsk) 位於東部西伯利亞，為大陸性氣候站，故不論冬夏，伊爾庫次克之日較差，恆較凡倫西亞為巨。一年之中，日較差亦各月不同，高緯度處，夏初日照強烈，地面日熱之吸散，因極迅速，故日較差恆最大；冬日日照微弱，兼多陰雲，地面熱量吸散不易，日較差亦小；惟實際上各地氣候情形亦至不一律，局部之天氣變化影響尤大，上表凡倫西亞最小日較差在一月，最大在六月，伊爾庫次克最小日較差在十二月，最大在六月，則與上述通例頗相符合也。

一日中溫度最高最低之差為日較差 (diurnal range)，各日間平均溫度之變化，名曰日際

變率 (interdiurnal variability) 簡稱曰日變率。海洋性氣候各日間溫度變化小故日變率小，大陸性氣候反之，日變率大。通常言之，日較差與日變率有同一趨勢，日較差大者日變率亦大，小者亦小，但有不盡然，如赤道區域日較差甚大，而日變率則殊小；可知日較差大者，日變率不一定大。然相反言之，日變率大者，日較差亦必大。故日變率雖不一定與日較差同進退，而日較差則恆與日變率同進退。試觀下列兩種溫度曲線，即可了然。



第七圖

上圖爲兩種理想之溫度曲線，垂直尺度表溫度，平面尺度表時間，設每小格表四小時，每大格表一日二十四小時，則曲線A所表示者爲每日溫度較差之巨大而日際之變化則小，實可代表理想之赤道溫度，即日較差大而日變率小也。曲線B則係表示日變率巨大之氣候，各日平均溫度線中之結點即表各日平均溫度數字之變化極大，日較差亦不小，東亞大陸性氣候，即其例也。

而以整個世界言之，日變率以低緯爲小，高緯爲大；濱海爲小，內陸爲大，試以歐洲爲例，舉表說明之。

歐洲各緯東西日變率之比較表

緯度 (N°)	10°W	0	10°E	20°E	30°E	40°E
65°	—	—	1.9	3.0	3.3	3.5
60°	1.5	1.5	1.9	2.5	2.8	3.4
55°	—	2.0	1.5	2.2	2.7	—
50°	1.5	1.7	2.5	2.3	2.4	—
45°	—	2.2	2.2	1.8	2.1	—

歐洲日變率之大小，依上表所示，有兩種趨勢：一為自西向東之增加，歐洲西部濱海，氣候溫和，日變率小，東部距海漸遠，日變率亦逐步增大。一為自南向北之增加，低緯度日變率小，北部高緯度處日變率大，尤以內陸一帶特別顯著。

如以世界其他各地比較之，則日變率亦均以沿海為小，內陸為大，低緯為小，高緯為大。

世界各地冬夏季日變率之比較

地名	緯度(N°)	冬	夏	全年	地名	緯度(N°)	冬	夏	全年
地中海	38.8	1.4	1.3	1.35	西部西伯利亞	56.0	4.6	2.2	3.2
英格蘭	53.7	2.1	1.5	1.8	北美洲西岸	47.4	2.0	1.2	1.5
中歐	49.3	2.2	1.9	1.9	北美洲東岸	42.8	4.1	2.1	2.9
歐俄	56.8	3.7	2.0	2.6	北美洲內陸	43.0	4.7	2.4	3.5

上表地中海與英格蘭之比較（緯度關係），中歐歐俄與西伯利亞西部之比較，北美西岸東岸與內陸之比較（海陸關係），均極顯明。又各地冬夏之比較，日變率恆以冬日為高，與前述日較

差以夏日爲高者，適形相反。日差與日變率之區分，此又一異點也。

第三、大陸度

海洋性與大陸性之區別，通常均以年較差爲準，年較差大者稱大陸性，反之稱海洋性。惟除此以外，尚有二種現象，可作海洋性與大陸性之區別標準者：一爲溫度最高最低所在月分之不同，凡大陸性氣候月平均溫度普通以一月爲最低，七月爲最高，海洋性氣候則較落後，往往以二月爲最低，八月爲最高。一爲春秋溫度之比較，大陸性氣候受熱易，放熱亦易，春來速，夏去亦速，故春季溫度恆較秋季爲高，海洋性氣候受熱不易，放熱亦不易，春來遲，夏去亦遲，故秋溫高於春溫，吾人通常均以四月溫度代表春季，十月溫度代表秋季。其一年中各月溫度之分布與海陸之關係，觀下表可明：

北半球同緯各地海洋氣候及大陸氣候之平均溫度距平數

緯度 (N°)	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均	年較差	
海洋氣候	3.5°	-3.4	-3.5	-3.5	-2.2	-0.5	2.0	4.2	4.8	3.9	1.6	-0.4	-2.8	18.4	8.3
海洋氣候	60°	-3.2	-3.4	-3.5	-1.6	0.3	3.2	4.4	4.7	3.2	0.7	-2.0	-2.8	7.6	8.2

平均	-3.3	-3.4	-3.5	-1.9	0.1	2.6	4.3	4.7	3.6	1.2	1.2	-2.8	18.0	8.2
大陸氣候 40°	-15.3	-13.9	-5.6	1.7	8.0	12.2	14.2	12.4	6.6	-0.8	-7.1	-12.2	15.8	29.5
大陸氣候 60°	-24.4	-19.5	-10.0	0.7	10.7	20.6	24.2	20.0	12.5	0.9	-13.8	-22.3	-4.8	48.6
平均	-19.8	-16.7	-7.8	1.2	9.4	16.4	19.2	16.2	9.5	0.1	-10.4	-17.3	5.5	39.0

上表所列數字係月平均溫度，對於年平均之距平數 (Monthly departure from annual mean) 以同緯度各海洋性氣候站之記錄與同緯度各大陸氣候站之記錄之平均距平數作一比較，對於海陸與溫度之種種關係俱表顯無遺。

平常一年較差，海洋性氣候年較差小，為八・二度，大陸性氣候年較差大，為三九・〇度，相差達五倍。

夏季二、最高月與最低月，大陸性氣候最高在七月為二四・七度，最低在一月，為負一四・三度，海洋性氣候則較落後，最高在八月為一七・七度，最低在三月為九・五度。

三、春秋溫之比較，大陸性氣候春溫高於秋溫，表列四月溫度距平為一・二度，十月為〇・

一、海洋性氣候反之，秋溫高於春溫，四月溫度距平為負一·九度，十月為正一·二度。
 二、四、大陸高低緯之比較：同為內陸，高緯度之年較差，恆較低緯度為大，如表，北緯四十度之年較差為二九·五度，北緯六十度則增至四八·六度。

三、大陸度：大陸性與海洋性既與年較差及緯度具一定關係，故欲知一地大陸性之發達與否，通常即以該地之緯度除年較差，觀其所得數字之大小，以定大陸性發達之程度，是謂大陸度 (Continentality)。

$$\text{大陸度} = \frac{\text{年較差}}{\text{緯度}} \quad \text{或} \quad \text{大陸度} = \frac{\text{年較差}}{\text{緯度之正弦}}$$

第二式中以緯度之正弦，除年較差，理論較為完備，故最近計算大陸度者，多採用之。

大陸度為表量各地氣候大陸性之強弱者，通常凡在五十度以上者，稱大陸性氣候，在五十度以下者，稱海洋性氣候。茲舉數例如下：

地名	緯度	經度	高度(米)	七月	一月	年平均	年較差	大陸度
Thosha ven (托斯港)	62° N	6.7 W	9m	10.8	3.2	6.5	7.6	8.6

雅庫茨克 (Yakutsk)	62°N	105°E	100m	18.8	-42.9	-11.1	61.7	70.1
上海	31°N	121°E		26.8	3.3	15.0	23.5	45.4
南京	32°N	118°E	70m	27.5	2.2	15.3	25.3	47.7
長沙	28°N	113°E		30.1	4.1	17.9	26.0	55.3
溫州	28°N	120°E		29.5	7.2	18.6	22.0	4.7

以上六地，分爲三組，同組二地之緯度，雖相近，但因經度不同，受海洋之影響各異，是故其大陸度亦不相同。

溫差商數，如以大陸度除秋日春溫度之差別得溫度商數（德語 Thermodynamische Quotienten）在大陸氣候四月暖於十月，而大陸度大，故所得爲小的負數。在海洋氣候，則四月冷於十月，大陸度小，故所得爲大的正數，仍以上列諸地爲例，計算如下：

地	名	大陸度	十月	四月	月	溫差商數
	托斯港 (Thoshaven)	8.6	6.7	4.9		+0.21

雅庫次克 (Yakutsk)	70.1	-7.8	-7.8	+0.6
上海	45.1	17.4	13.4	+9.08
東京	47.7	17.0	14.5	+10.05
溫州	4.7	20.6	17.0	+10.73
長沙	55.7	18.0	18.1	-0.602

按上表，可見凡大陸度之數值愈大，則溫差商數之值愈小，大陸度愈小，即海洋性重，溫差商數乃愈大；例如溫州之大陸度四·七度，溫差商數為正〇·七六，長沙之大陸度大至五五·七度，其溫差商數即小至負〇·〇〇二，雅庫次克地居西伯利亞之內陸，以大陸度觀，為極端之大陸性，其大陸度為七〇·一度，遠在長沙之五五·七度以上，但以溫差商數論，則長沙之大陸性，反高於雅庫次克，此因雅庫次克及其附近一帶，春天積雪，使四月溫度，幾與十月同冷，因此反使該地之溫差商數，適等於零，此即大陸度與溫差商數性質不同之所在也。

第四節 海陸與濕度雨量雲量

1900	1902	-42.8	111.1	107.3	30.1
------	------	-------	-------	-------	------

一 海陸與濕度

海陸與濕度之關係，最為明顯。海上水氣充溢，濕度自大，沿海一帶，受海上濕氣之迷漫，空氣中之濕分，亦比較豐厚；內陸各地水氣來源既少，而日光強烈，蒸發可驚，空氣均異常乾燥。歐亞之例，尤為顯著。

歐洲由西向東濕度之變化

地 名	緯度(N°)	經度(E°)	絕對溫度(mm)				相對濕度(%)			
			冬 季	夏 季	全 年	冬 季	夏 季	全 年		
巴黎 (Paris)	48.6	2.3	5.0	10.3	7.5	86	73	79		
維也納 (Vienna)	48.3	16.4	3.7	11.1	7.1	83	70	76		
埃利薩威格 (Elisawetgrad)	48.6	32.3	3.1	10.9	6.6	85	83	75		
穆根 (Mugan)	48.6	39.3	2.8	10.7	6.4	81	60	70		
伊爾蓋司 (Irgis)	48.6	61.3	1.6	9.5	5.1	82	45	79		
土耳其斯坦 (Turkestan)	43.3	68.3	3.0	11.0	6.6	81	41	61		

觀上表可知，絕對濕度與相對濕度，均向東遞減，即愈向內地而愈減，惟絕對濕度夏日較冬日為高，與溫度同升降，相對濕度則不然，冬日較夏日為高，與溫度之升降適相反。

我國東南濱大海，濕分來自海上，故濕度之分布，亦以東南為最高，漸向西北遞減。

中國各地絕對濕度比較表

地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年平均
香港	9.8	9.1	11.8	16.1	19.6	21.9	23.1	22.6	20.5	16.6	12.3	9.7	16.1
上海	4.4	4.8	6.3	9.1	12.9	17.5	22.3	22.3	17.3	11.4	7.5	5.3	11.8
南京	4.0	4.7	5.9	8.9	13.1	17.0	21.8	21.7	15.2	9.6	6.5	5.1	11.1
青島	2.9	3.1	4.1	6.4	9.8	14.2	19.6	19.6	13.4	8.2	5.5	3.8	9.2
北平	2.0	2.3	3.4	5.7	8.9	13.7	19.3	18.7	12.2	7.1	3.6	2.3	6.4

中國各地相對濕度比較表

地名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年平均
香港	72.9	77.0	81.9	84.3	83.5	82.6	82.0	82.8	77.4	70.9	66.4	67.4	77.4

上海	78.3	78.6	78.3	79.2	79.4	84.2	84.1	84.0	83.0	79.0	77.5	76.9	80.2
青島	65.4	65.9	67.1	69.3	75.2	82.0	89.1	83.3	73.4	65.4	64.1	63.6	72.0
南京	77.8	78.2	67.7	72.2	74.6	77.0	78.1	78.2	74.2	66.6	66.0	77.6	74.0
北平	65.8	62.4	58.7	50.0	53.3	60.8	76.4	77.3	70.2	61.9	64.0	64.8	63.8
西安	71.8	65.1	62.2	68.6	63.7	67.7	68.7	78.6	77.9	75.1	76.2	71.8	63.7

我國位於季風區域內，情形較歐洲為特殊，夏日和風暑雨來自海上，空中濕分特高，即相對濕度亦以夏季八九二月為最高，冬春兩季，最為乾燥，相對濕度最低。北方各地冬日因溫度低降，其相對濕度較春季稍高。上海相對濕度年平均八〇・二，青島七二・〇，南京七〇・〇，其自南至北之遞減，亦頗明瞭。

蒸發之大小，大致與溫度成正比，相對濕度成反比，溫度愈低，相對濕度愈大，蒸發愈小，溫度愈高，相對濕度愈小，蒸發量愈大。沿海一帶，溫度涼爽，濕分充足，蒸發不易，反之，內陸各地溫度既高，濕度復小，蒸發極速。

蒸發記錄可分兩種：一為日光下之蒸發量，一為陰影下之蒸發量，前者高而後者低，相差極大，通常則均以陰影下之蒸發量為準。內陸各地蒸發量，往往超過雨量；沙漠中之蒸發，更足驚人。

大陸各地蒸發量與降水量之比較

地 名	蒸 發 量 (毫 米)	雨 量 (毫 米)
列寧格勒 (Leningrad)	320	470
莫斯科 (Moscow)	420	540
阿斯脫拉蘭 (Astrachan)	740	160
亞歷山大 (Alexandrovsk)	2320	60
北平 (Peiping)	910	635

沙漠地帶之蒸發量

地 名	蒸 發 量 (毫 米)
喀士 (Khartoum)	5400
瓦地哈發 (Wadi Hafia)	5920
阿桑 (Assuan)	3700

列甯格勒 (Leningrad) 墨斯哥 (Moscow) 位於歐俄境內，雨量尚豐，超過蒸發量。阿斯脫拉圖 (Astrachan) 在裏海北岸，年雨量僅一六〇毫米 (mm)，蒸發量達七四〇毫米，超出雨量四倍有餘。亞歷山大 (Alexandrovsk) 位於黑海以北烏克蘭境內，氣候異常乾燥，年雨量僅六〇毫米，蒸發量則達二、三〇〇毫米，相差幾四十倍。沙漠中之蒸發量有可高至六千毫米者，其地空氣之乾燥情形，可以想見。

我國各地，作蒸發量之觀測者，為數極少，惟北平自一八四一起，即有俄國公使館之記錄，歷期最長；歷年平均雨量為六三五毫米，蒸發達九一〇毫米，計亦超過雨量半倍之多。青島據最近十年之記錄，年平均蒸發量為七一〇毫米，其年平均雨量為六六四毫米，故蒸發量亦超過雨量。

以上所謂蒸發量，係就蒸發儀器所記錄之結果，僅能代表各地蒸發之速度，而非各地實在之蒸發量；蓋如沙漠之地，其地乾燥異常，蒸發之能力極大，蒸發儀器中之記錄，可以極大，但實際上因地面存在之水源有限，決不能有若是之大量水汽，蒸發至於空中，以地面實際被蒸發之水量言，大陸實小於海洋也。

全球各帶蒸發量之分佈 (厘米 cm)

	海面	陸面	全球
90-80°N	(5)	(5)	(5)
80-70	(9)	(9)	(9)
70-60	12	(12)	(12)
60-50	40	36	38
50-40	70	33	51
40-30	96	38	71
30-20	115	50	91
20-10	120	79	109
10-0	100	115	108
0-10	114	122	116
10-20	120	90	113
20-30	112	41	96
30-40	89	51	85
40-50	58	(50)	58
50-60	23	(20)	23
60-70	(9)	(10)	(9)
70-80	(5)	(5)	(7)
80-90°S	0	(5)	(5)
90°S-90°N	84.2	60.4	74.3

全球平均而論，每年蒸發量為七四・三厘米，即每年有三七九、〇〇〇立方千米之水，蒸發入於空中，其中百分之八十出自海洋，百分之二十出自陸面。

二、海陸與雲量及雨量

濕度雲量與雨量三者俱有密切關聯，空中濕度高，雲量必多，雨量亦必大，乾燥之地，濕度最低，雲雨亦少。濱海之地，水氣充滿，雲雨均多，漸向內地，濕度減小，雲雨乃稀少。試自西歐東趨內陸，其雲量之遞減，有如下表：

歐亞大陸自西向東雲量之變化(雲量以0為全晴,以10為全陰)

地名	緯度(N°)	經度(E°)	冬季平均雲量	夏季平均雲量	年平均
巴黎(Paris)	48.6	2.3	6.9	5.1	5.9
維也納(Vienna)	48.3	16.4	7.0	4.8	5.8
羅加(Lugan)	48.6	39.3	7.5	4.4	5.9
伊爾茲斯(Irgis)	48.6	61.3	5.4	3.5	4.4
諾可斯(Nukuss)	42.5	59.6	5.1	1.9	3.2
撒馬干(Samarhand)	39.6	66.9	5.3	1.1	3.2

自巴黎向東至撒馬干,年平均雲量減少一半。以冬夏相較,則冬日雲量變化甚小,夏日變化最大,巴黎夏日雲量五·一,撒馬干只一·一,相差幾達五倍,撒馬干雖屬內地乾燥地帶,雲量並非最低,沙漠中若干地方,終年鮮雨,萬里無雲,其年平均雲量有在一以下者。

降水量與海陸之關係極深,迎海風之地降水多,背之者降水少,苟益以地形之助,其影響尤形切著,地形可作南屏,山脈蜿蜒海濱,迎風而峙,則其迎風坡之雨量必非常豐沛,背風坡則大形乾燥,

此將於下章述地形與氣候之關係時詳論之。

全球各帶降水量之分佈(厘米。日)

	海面	陸面	全球
90-80°N	(15)	(34)	(17)
80-70	(29)	(26)	(29)
70-60	48	(35)	(38)
60-50	96	50	(69)
50-40	117	51	83
40-30	51	52	51
30-20	22	79	43
20-10	62	95	71
10-0°N	140	172	147
0-10°S	95	181	116
10-20	66	110	76
20-30	51	64	54
30-40	88	57	85
40-50	92	87	92
50-60	70	102	70
60-70	(29)	(30)	28
70-80	(16)	(30)	(26)
80-90°S	0	(30)	(30)
90°N-90°S	74.2	75.3	74.8

降雨之時期，海陸兩方互異。大陸性發達之地夏季降雨，如東亞季風區之雨量，大部降於夏季數月內，冬季除暴風雨所經各地（如我國長江流域及日本，即位於風暴行徑上）略有降雨外，均十分乾燥。海洋性氣候則反之，降雨以冬日為多，如歐洲西部及地中海沿岸各地均是。此大陸性與海洋性之又一分辨也。

全球平均而論，每年降水七四·三厘米，與由地表蒸發之水量相等；若以海陸比較觀之，則在

熱帶中，陸面多於海面，在寒帶及溫帶中，海面又多於陸面，此無非因低緯度地帶陸面溫度高於海洋，對流性比較強盛，高緯度地帶陸面溫度冷於海洋，氣流乃比較安定故也，此點將於下文詳論及之。

地 方	緯 度	經 度	一 月	七 月	年
北 平	39°54'N	116°28'E	3.8	256.1	634.9
里斯本 (Lisben)	38°43'N	5°8'W	92.3	4.3	103.7
西 安	34°24'N	108°50'E	3.0	103.1	518.4
斯巴脫爾 (Ospe Spartal)	35°47'N	5°55'W	100.3	1.8	121.4

北平及西安在我國大陸氣候區內，降水量以夏季為多，里斯本為葡萄牙之首都，斯巴脫爾在西北非洲摩洛哥沿岸，均屬地中海氣候區，富海洋性，故以冬雨為多。

又大陸性發達之區，冬日多霧，由於地面輻射所致，名曰輻射霧，亦稱陸霧，海上濃霧多見於夏日，由海上低緯度之熱空氣流掃高緯度之冷水面而成，名曰海霧，二者各有不同。

日由北半球第五節海陸與風向其更之合水面而為各日新舊二書亦不同。

又大對行星風系與海陸風系此兩課其說各曰其詳亦與新說不同。

西非地球各緯氣壓有高低之分，低緯赤道附近，為上升空氣，氣壓較低，南北緯三十度附近，為下降空氣，形成一高氣壓帶；自此趨向兩極氣壓又低。因此，地球上一切風帶均發自南北緯三十度附近，吹向赤道及極地；惟自南北緯三十度吹向赤道之風，因地球自轉之關係，在北半球均向右偏，造成東北風，在南半球則左偏，為東南風，風向常年一致，名曰信風(Trade wind)；至自南北緯三十度吹向兩極之風，在北半球偏向於右，為西南風，在南半球偏向於左，為西北風，故自南北緯三十度以上至南北極圈附近，風向均自西向東，一路盛行，因名盛行西風(Westerlies)。但太陽照射地球，位置非一定不變，徘徊往復於南北回歸線之間，每歲一次，當北半球之夏季時，太陽移射北回歸線，地球上氣壓之分布向北移動，風帶亦向北移動，北緯三十度附近乃入東北信風帶，冬至時，氣壓帶及風帶均向南移，北緯三十度附近乃入西風帶；此種冬夏風向轉變之情形，於地中海區域尤為顯著，故名地中海帶，亦即信風帶與西風帶之過渡區也。

上述信風帶西風帶及過渡區均由地球高低氣壓之分布及地球自轉之作用所構成，吾人名之曰行星風系(Planetary Winds)。

但按諸實際，地球上之風向，並不如此簡單，往往有非行星風系所能解釋者。如海陸和風及季

風等，統名之曰坤輿風(Terrestrial Wind)。

行星風與坤輿風相互攙盪，乃造成世界各地實際風向。

二、海風與陸風

海風及陸風(Land and sea breeze)最易發生於海濱各地，乃由海陸吸熱不同而引起之微弱風流，或由海吹陸，或由陸吹海，一日之間，成一循環，風力和平，故名和風。晝間陸上受熱速，空氣上升，海上溫度較低，氣壓較高，故海上空氣乃吹向陸上；晚間，陸地放熱速，溫度較海上反低，陸上氣壓較高，空氣由陸上吹至海上；晝夜風向相反，互為更迭。

據波羅的海阿特勒公(Adlergrund)與斯文河口(Swinemund)之記錄，據二十次海風日之

平均，其海上氣壓與陸上氣壓之差數如下：

上午十一時	下午四時	下午八時	午夜十二時
1013.5	1014.5	1015.5	1016.5

時	間	上午四時	上午六時	正午十二時	下午四時	下午八時	子夜十二時
氣	壓	-0.43	-0.34	-0.05	+0.57	+0.24	-0.12

下午陸地氣壓較海上為低，晚間陸上氣壓較海上為高。因此，海濱各地午後受海風之調節，氣溫涼爽，空氣和潤，如北非洲西岸塞納剛比（Senegambia）境內之仇爾（Jcal）據一八九三年四月十四日之記錄，其日間溫度濕度之變化與海風之關係，即非常顯著。

時	間	上午六時	七時	八時	九時	十時	十一時	正午	下午三十分	四十五分	一時	二時	三時
風	向	ENE	ENE	ENE	NE	NE	NE	NE	NE	NW	NW	NW	NW
溫	度	20.8	23.8	27.3	30.6	33.1	36.8	38.3	39.2	28.0	26.1	25.4	24.0
相對濕度(%)		43	33	24	18	14	6	4	3	45	61	64	65

觀上表可知仇爾一日間之變化，均在下午零點三十分至四十五分之間，三十分為東北風，係由陸上吹向海上者，四十五分時陸上空氣上升，風由海上吹向陸地，突變為西北風，陸上因受海風之調節，溫度立即低降，自三九·二度降至二八·〇度，突降十度有餘，相對濕度亦隨之劇增，自

百分之三增至百分之四十五。

又據同地同年一月五日至四月十四日內十五次之平均數，其陸海風向之轉換與溫度濕度之關係如下：

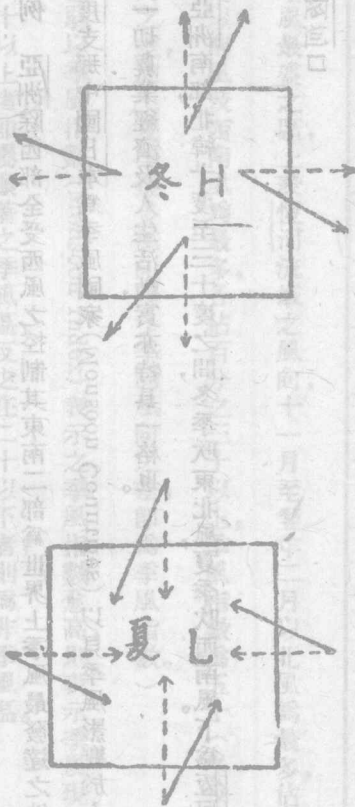
時 間	下午一時	下午二時	下午三時	下午四時	突變差數
風 向	陸風		海風		
平均溫度	34.2	25.3	24.6	24.3	9°
平均濕度(%)	12	56	55	55	44

下午一時以前為陸風，二時以後為海風，倏忽之間，因風向之變換，溫度平均突降九度，濕度平均突增百分之四十四。故凡海陸和風盛行各地，一日溫度最高點，往往不在下午二時，而在午後一時左右也。

海風與陸風之演變，以熱帶最為顯著，高緯地帶，祇於夏季有之，乃以高緯地帶，冬季大範圍之氣流甚強，此小規模之海濱現象，無從顯著也。

之發生及其方向，可藉下列二圖說明之。

風向圖



一亞陸之風 亞陸之風 全受西風之影響其東南一帶為世界上風速最速之區其風速之大約在四十以上...

上圖方塊代表大陸，冬日陸上氣溫較海上低，氣壓較海上高，風自大陸中心吹向外海，因受地球自轉之影響，北半球各風均向右偏（以北半球之亞洲為例），故北部為西南風，南部為東北風，東部為西北風，西部為東南風。夏日陸上氣溫較海上高，氣壓較海上低，風自四海吹向大陸中心，因

地球自轉風向偏右之結果，北部成東北風，南部成西南風，東部為東南風，西部為西北風，故季風者，由海陸溫度氣壓之差異而起，風向冬夏反向，依季而變更者也。

季風以亞洲為最發達，非澳亦略有可觀，歐洲在地形上為附於亞洲之一半島，兼以地形破碎，大陸性不顯，故絕無季風之跡，茲分洲舉例略述之：

一、亞洲之例 亞洲除西部全受西風之控制，其東南一部為世界上季風最發達之地，地理學者特稱印度支那中國日本為季風國家 (Monsoon Countries) 以見季風影響於人生之重要，而季風區內一切農業經濟及人生活動，實亦特具一格也。

印度位於亞洲南部，北緯十度至三十度之間，冬季吹東北風，夏季吹西南風。下為恆河河口之風向記錄：

印度恆河口

風向	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	平均風向及百分數
十一月至二月(%)	30	18	6	2	11	16	7	11	N14°W(28%)

六月至九月 (%)	2	4	5	13	38	32	8	3	SI 5° W (60%)
差	數 +28	+14	0	-11	-22	-16	-1	+8	季風指數 50

印度爲季風最盛之區，上表恆河流域之風向，十一月至翌年二月以北風爲最多，佔百分之三十，六月至九月以南風及西南風爲最多，各佔百分之三十以上，季風指數爲五十一（冬季最多風向與夏季同風向之差，加上夏季最多風向與冬季同風向之差，即爲季風指數。）

季風之強弱以季風指數 (Monsoon Index) 表示之。季風指數愈高，則表示季風現象之顯著，普通指數，在四十以上者，即屬顯著之季風區，反之在二十以下者，則爲非季風區。

茲復舉亞洲東岸北部，及北岸勒拿河 (R. Lena) 河口及西亞俄國南部各地之風向變動，以見其季風之演變：

亞洲之風向演變

地位	季別	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	平均風向	季風指數	
											差數	數
東岸北部	冬季風向	17	8	5	6	6	8	18	32	N47°W	43%	
	夏季風向	10	9	12	26	16	10	7	10	E49°S	24%	
	差數	+7	-1	-7	-20	-10	-2	+11	+22	季風指數	42	
北岸勒拿河口	冬季風向	2	3	9	20	25	20	14	7	S9°W	20%	
	夏季風向	7	13	30	17	6	6	11	10	E3°N	30%	
	差數	-5	-10	-21	+3	+19	+14	+3	-3	季風指數	40	
俄國南部	冬季風向	8	12	17	13	13	14	13	10	S24°E	10%	
	夏季風向	11	10	15	9	9	12	19	15	W36°N	12%	
	差數	-3	+2	+2	+4	+4	+2	-6	-5	季風指數	10	

東亞北部冬季多西北風，夏季多東南風，冬夏風向相反，季風指數達四十二。北部勒拿河口冬

季多南風，夏季多東風，冬夏風向不盡相反，季風指數為四十，可見季風勢力已漸微弱不顯。至於西

亞俄國南部，則全年風向非常平均，冬以東南風較多，夏以西北風較多，季風指數僅為十，則已不在

季風區域之內矣。

我國位亞洲東部，季風以南部諸省爲最發達，北部較衰，茲舉廣州南京北平三地歷年冬夏平均風向，以見其變轉之情形。

地名	月份	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	不定風	無風	季風指數
北	一月	28.3	9.1	2.5	2.3	11.0	9.6	5.5	22.8	3.2	5.7	29
	七月	16.3	10.2	8.7	10.8	22.3	15.7	2.4	5.1	3.0	5.5	
平	差數	+12.0	-1.1	-6.2	-8.5	-11.3	-6.1	+3.1	+17.7	+2	+0.2	30
	一月	28.4	24.4	10.8	8.6	5.5	7.3	4.7	8.7	0.1	1.5	
京	七月	4.2	16.3	25.8	21.2	14.4	13.1	2.7	0.9	0.3	0.7	71
	差數	+24.2	+8.1	-15.0	-12.6	-8.9	-5.8	+2.0	+7.8	-0.2	+0.8	
廣	一月	55.8	26.5	3.5	1.3	2.2	6.4	0.7	1.2	0.0	8.4	71
	七月	2.3	8.9	11.9	11.0	20.6	21.8	4.5	4.4	6.0	6.2	
州	差數	+53.5	+17.6	-8.4	-12.7	-17.4	-15.4	-3.8	-3.2	-6.0	+2.2	71
	七月	2.3	8.9	11.9	11.0	20.6	21.8	4.5	4.4	6.0	6.2	

北平一月多西北風，佔百分之二二·八，七月多南風，佔百分之二二·三，南京一月多北風，佔百分之五五，七月多東風及東南風，二者合佔百分之四十七。廣州一月多北風，佔百分之五五，七月多南風及東南風，二者合佔百分之四二·一四。季風指數，廣州七一最大，北平二九最小。

二、非洲之例 非洲北部陸面廣寬，內陸撒哈拉沙漠，氣候急劇，冬夏變化巨大，冬日撒哈拉因

氣溫之低降，造成一高氣壓，風向自內陸吹向海外，在北非洲之西南海岸附近，成爲東北風；兼與東北信風之方向相符，乃益增其努力。夏日則情勢全異，撒哈拉沙漠受強烈之日照，氣溫突增，造成一強有力之低氣壓，風自外海吹集內陸，其吸引力之強大，足以破壞常軌之東北信風，而突變爲西風或西南風。因此，夏吹西南風，冬吹東北風，冬夏交替，因季轉變，北非洲西岸及畿內亞灣附近，俱見此種現象，故稱之爲非洲之季風區域。茲舉塞納剛比爲例：

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	平均風向
冬季風向	27	28	20	0	0	0	0	9	N33°E 63%
夏季風向	14	5	1	2	5	11	29	17	W20°N 45%

卷	數	+13	+23	+19	-2	-5	-11	-29	-8	季風指數 52
---	---	-----	-----	-----	----	----	-----	-----	----	---------

塞納剛比 (Senegambia) 位於北非西岸，北緯十五度及西經十五度附近。冬日幾全為東北風，以東、東北及北三者合計之，佔總數百分之七十五以上，夏季則以西風為主，以西、西北、西南三者合計，共佔總數百分之五十七。季風指數得五十二。

北非冬日因吹東北風，故氣候乾燥，晴朗少雨，夏日則西風自海上吹來，幾內亞灣一帶雨澤豐沛，甚且西風可深入東非之阿比西尼亞，潤濕之西風，遇阿國高原地形之阻，上升致雨，故阿國雨量特富；冬日東北風盛行，風自西亞沙漠地帶吹來，乾亢少雨，氣候晴朗。

三、澳洲之例 澳洲北部，季風極為發達，冬季為東南風，夏季多西北風，其季風指數之高，尤足驚人。澳洲位於南半球十度至四十度之間，適當南回歸線高氣壓帶內，夏季高氣壓帶南移，北部受赤道低氣壓之控制，兼以內陸炎熱，空氣上升，澳洲北部乃造成一低氣壓中心，北部沿岸風向，本係自海至陸之北風，因地球自轉左偏而成西北風。冬日氣壓帶北移，低氣壓移至赤道以北，澳洲大陸適居南回歸線高氣壓之下，風向俱自內陸向外吹出，北部應為自陸吹海之南風，左偏而成東南風。

至於澳洲之西部及南部，則冬日受西風之影響，季風不甚顯著。東部雖亦見季風之踪跡，然均不若北部之特殊發達也。

下表為澳洲北部之冬夏風向及其季風指數：

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	平均風向
冬季風向	4	4	14	62	11	2	1	2	E 40° S 75%
夏季風向	17	9	10	9	3	5	8	39	N 24° W 42%
差	-13	-5	+4	+53	+8	-3	-7	-37	季風指數 90

冬季幾全為東南風，佔百分之六十二；如以南風及東風合計之，則共佔百分之九十。夏季以西北及西風為最多，共佔百分之五十六。季風指數為九十，較任何各處為高，足見其地風向冬夏轉變之急劇也。

世界季風，以亞洲最發達，區域廣大；非澳二洲亦有特例，但範圍不廣；除此以外，如歐如美，即不見季風之踪跡，冬夏風向無突轉之象，例如北美東岸：

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	平均風向
冬季風向	11	15	6	6	7	18	14	23	N58°W 26%
夏季風向	8	12	6	11	13	28	9	13	S45°W 23%
差數	+3	+3	0	-5	-6	-10	+5	+10	季風指數 20

冬季以西北風較多，夏季以西南風較多，二者方向既非相反，差數亦殊微小，季風指數僅二十，實不足稱「季風氣候」。北美大陸冬夏氣壓相差，大大陸冬日之高氣壓與夏日之低氣壓，勢力微弱，不足以爲支配活動之中心，而冬日之冰島低氣壓及夏日之北大西洋高氣壓，勢力特別強大，風系受其控制，海陸交替之季風，事實上乃無由成立矣。再如西歐：

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	平均風向
冬季風向	5	8	9	12	14	24	18	10	S60°W 33%
夏季風向	10	8	7	8	10	20	21	16	W6°S 27%
差數	-5	0	+2	+4	+4	+4	-3	-6	季風指數 10

歐洲西部位於西風盛行帶，終年常吹西風或西南風，冬夏無變。季風指數僅爲十，可見其季候變遷之小。

據此，吾人因知世界上之實際風向，乃由行星風與坤輿風相互合成。二者或相輔而行，或相克而成。苟陸地廣大，溫壓異變，坤輿風勢力強盛，支配力大，則行星風勢力爲所掩蔽隱而不顯，如亞洲大陸之風系，全以坤輿風之趨向爲依歸；所謂「季風區域」一語，幾爲東南亞洲之專稱。又或陸地破碎，海港又歧，大陸性不著，坤輿風即無由發生，一切風向全依行星風爲依歸，如歐洲西部屬西風盛行帶內，終年少變，則爲表示行星風之未受海陸影響者。至於澳洲北部，因適當赤道低氣壓回歸線高氣壓交替之地，冬夏變壓，風向突轉，與東南亞洲之純由海陸性質不同所造成之季風，似又不盡相同也。

第六節 大陸東西岸氣候之區別

一、東西岸氣候何以異

上節吾人已述及世界氣壓之分布，設無海陸之異質，均將列成帶狀，在赤道附近爲低氣壓帶，

在南北回歸線附近爲高氣壓帶，在南北極圈附近則又爲較低氣壓帶；據最近研究，始知南北兩極又有高氣壓之存在。然事實上，地球表面有大陸大洋之分，二者因物理性不同，造成兩種極端相異之名氣候，海洋變化和緩，大陸變化急劇，故凡大洋之中，氣壓分布及行星風系可保持其本來面目，而大陸之上，則地方勢力強大，變態過甚，已失其本來面目，氣壓之高低，冬夏更換，大陸之上冬季爲高氣壓，夏季成低氣壓，風向亦因季候交替，形成特殊之活動中心。

地面上之氣壓，因受大陸之橫阻，支離碎裂，不復連續成帶，分成數個集團，彼此作用，相互牽制，此種氣壓集團，或則固定不易，或爲隨時變更，實足以左右風向，主宰氣候，稱之曰「活動中心」(Center of action)，乃治氣候學者所應特別重視者也。

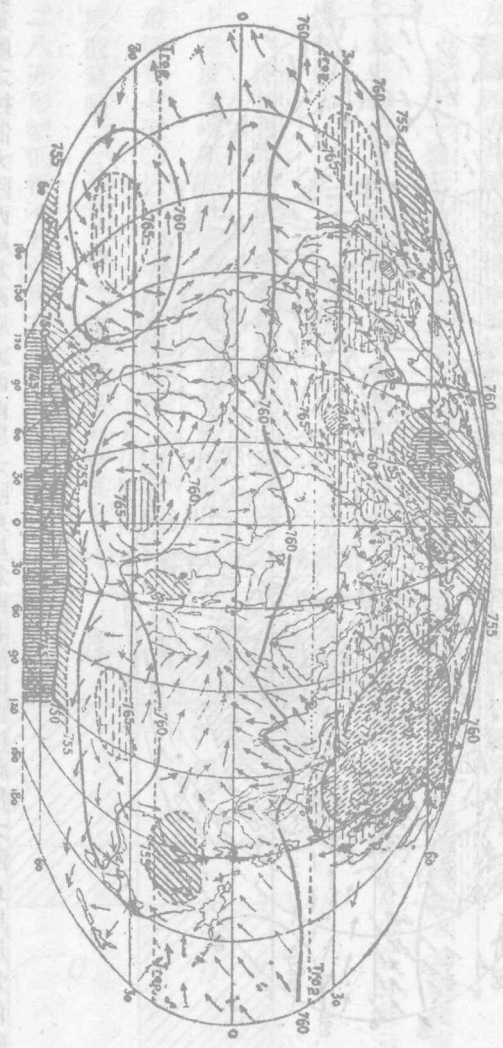
「活動中心」分低氣壓中心及高氣壓中心二類，爲一切風向之支配者，高氣壓之風向自中心向四周外吹，低氣壓之風向自四方向中心內吹，二者均受地球自轉之影響，在北半球偏右，在南半球偏左。風向因迎背不一，而影響大異，或由海吹陸，溫潤多雨，造成海洋性氣候，或由陸吹海，枯燥乾旱，形成大陸性氣候。此外，風向之助成洋流，洋流之寒暖，復影響於沿岸氣候，或高緯受暖流之侵

潤，多少冰雪，或低緯受涼流之襲擊，夏轉溫爽，種種變化，非常複雜。推其原因，實以氣壓爲最高主宰；自氣壓而產生風向，由風向而助成洋流，風向與洋流相輔作用，而形成大陸東西岸高低緯之氣候異別，此中相關相承之理，試一加分析觀察，實極饒興味。茲將世界各地活動中心風向迎背洋流寒暖之實在情形，分別申述之。

一 氣壓與風向 試參閱世界等壓線及風向圖，第九圖爲一月之等壓線及風向，代表冬季（就北半球而言），第十圖爲七月之等壓線及風向代表夏季先就北半球言之，一月時赤道附近氣壓在標準以下；北半球因陸面廣大，高氣壓特殊發展，整個歐亞大陸及北美洲均在七六〇毫米以上，亞洲內部氣壓最高達七七五毫米，籠罩亞洲之高氣壓，普通稱曰西伯利亞高氣壓（Siberia H.），此時最爲發展；北美大陸之高氣壓，亦頗強大，原來之北大西洋高氣壓（N. Atlantic H. or Azores H.）反相形見絀，極爲衰弱。介乎二高壓之間者爲二低壓，一在北冰洋附近，以冰島作中心，稱曰冰島低氣壓（Iceland L.），一在太平洋北端，以阿溜新羣島爲中心，因稱阿溜新低氣壓（Aleutian L.）。此時北半球氣壓有二高二低，合成四大活動中心，一切風向全受其支

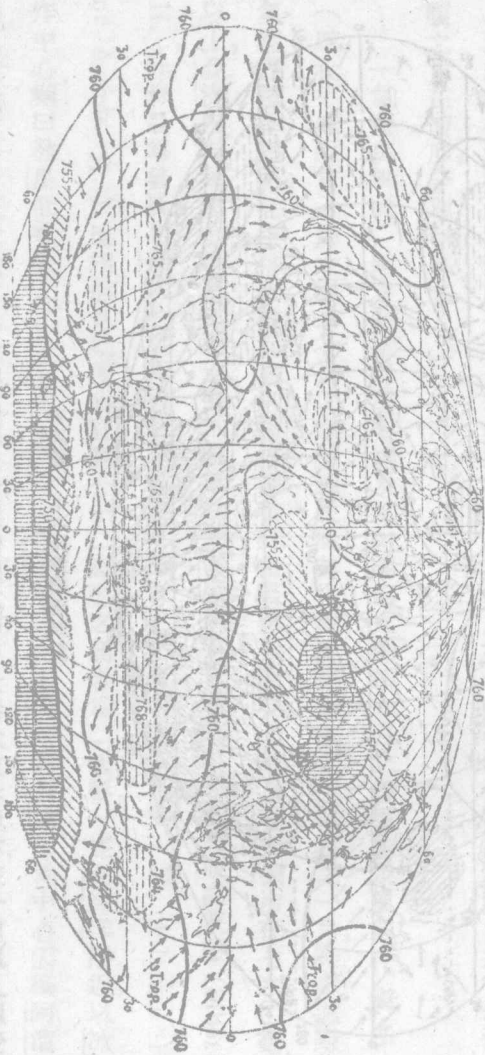
配在北緯三十度以下，風發自大陸高壓，受赤道低壓之吸引，大都為東北風，在三十度以上則受高

第九圖 一月之氣壓與風向



低氣壓之控制，大陸西岸為西風或西南風，大陸東岸為西北風。因此低緯度大陸東岸風為內吹。

第十圖 七月之氣壓與風向



(風自海吹至陸曰內吹, in-flow), 西岸爲外吹(風自陸吹至海爲外吹, out-flow); 高緯度西岸爲內吹, 東岸爲外吹。故當北半球之冬季時, 高緯西岸及低緯東岸迎風, 雨量豐沛, 氣候溫潤; 高緯東岸及低緯西岸背風, 雨澤稀少, 氣候乾燥; 同一緯度, 其東西岸氣候之違異如此。

第十一圖示冬夏季北半球東西岸氣候差異之理想情形, A 示大陸高緯西岸, B 爲高緯東岸, C 爲低緯西岸, D 爲低緯東岸, E 爲地中海區過渡帶; ADE 線影, 表示溫潤氣候, B 爲高緯東岸, 表示乾燥氣候。

至於夏季, 情況遷異, 氣壓帶整個北移, 大陸上溫度突增, 氣壓低降, 亞洲大部在七五五以下, 最低在七五〇以下, 以印度北部爲中心, 因稱印度低氣壓 (Indian L.), 北美大陸氣壓爲七二八, 亦形減低, 惟不若亞洲之急烈耳。此時海洋上之高氣壓特別發達, 北大西洋及北太平洋高

第十一圖 冬季北半球東西岸氣候理想圖



氣壓勢力雄厚，冰島及阿溜新低氣壓勢力不振，相形見絀。因此，一切活動乃以印度低氣壓及北大西洋北太平洋二高氣壓爲主要中心；在亞洲，風向受印度低氣壓吸引，東部爲東南風，南部爲西南風，大陸西岸高緯各地受北大西洋高氣壓之控制，仍盛吹西風（如西北歐及北美西岸是）；低緯風發自北大西洋高壓，受赤道低氣壓之吸引，仍爲東北風。故北半球之夏季，亞洲東南半壁，風向內吹，迎風各區，炎風暑雨，溫潤多濕，稱曰「季風區域」；北美雨量亦夏多於冬，特不若亞洲之明著耳；此時大陸西岸高緯仍行西風，風向內吹，故終年多雨，地中海區域由西風帶移入東北信風帶，與北非洲同爲外吹風，自陸向海，氣候乾燥炎熱；故地中海區域及相當地中海各地，冬溫夏熱，冬季降雨，在氣候上特具一格，因名曰地中海氣候。

試再論南半球，南半球之異於北半球者，在海面之增廣，陸面之狹小，故自氣候言之，其受陸地之影響也小，而較能保持行星風帶之面目。

南半球之冬季（即北半球之夏季，參閱第十圖），南緯三十度之高氣壓非常發達，海上陸上均在七六五以上，全球連貫成帶；此高氣壓帶之北爲東南信風，其南爲盛行西風，行星風系未經改

動；僅南美洲之南角，非洲之好望岬，澳洲之塔

斯馬尼亞 (Tasmania) 與新西蘭已入西風

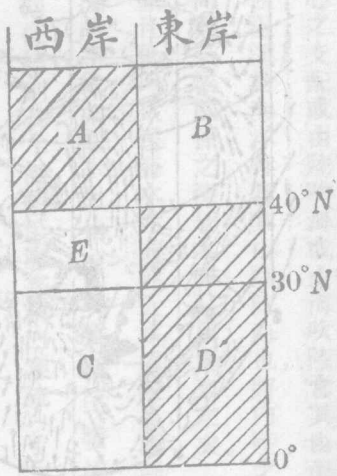
帶，氣候溫潤，相當於西北歐之氣候；外吹風背

風各地，氣候乾燥，均成沙漠，如南非之喀拉哈

利 (Kalahari) 南美智利北部之塔拉帕卡

(Tarapaca) 以及澳洲西部諸沙漠均是也。

第十二圖 夏季北半球東西岸氣候理想圖



夏季氣壓帶南移 (參閱第九圖) 西風帶移至四十度以南，高氣壓帶大致在三十度附近而偏南，南非及南美及澳洲大陸中心氣壓較低，高壓帶因即分裂為三個中心，一在印度洋南部，一在大西洋南部，一在太平洋南部，俱位於海上，赤道至南緯四十度間，風向受海上高壓中心之控制，不復如冬季之整齊一致；大概大陸東岸多吹東風或東北風，西岸多吹南風或東南風，迎風岸雨澤豐沛，背風或並行風岸氣候乾燥。三十與四十度間之西岸，冬季有雨，此時則已移出西風帶，亦形燥熱，即相當於地中海氣候，南美智利中部凡爾巴萊索 (Val Paraiso) 附近及澳洲西南角，其著例也。

第十三圖 世界洋流圖(冬季)

- 1. 熱流, 2. 寒流, 3. 潮汐強盛區, 4. 撒加沙海。



1 →
2 ←

二、風向與洋流 世界各地風向受氣壓活動中心之支配，或由陸吹海，或由海吹陸；當其由海吹陸也，將海上潮濕空氣挾佈大陸，大陸蒙其潤澤，氣候溫濕，帶海洋性；當其由陸吹海也，將內陸之乾亢空氣散佈海岸，溫度劇變，氣候乾燥，帶大陸性。風向與氣候關係之深切，本書已屢屢言之矣。

然風之作用，尙不止此。風力不特可以運送空氣，並且可以吹送海水，赤道附近水溫較高，兩極附近水溫較低，大洋水流或自赤道流向兩極，由低緯流向高緯，則其水溫相形見暖，稱曰暖流 (warm current)；或由兩極流向赤道，即由高緯流向低緯，則其水溫相形而寒，稱曰寒流 (cold current)。

洋流之對流，有由於海水鹽分之多少而起者，如地中海海水含鹽較多，比重較高，下層海水由內向外流，上層鹽分較少，比重較低，水由外向內流，因此大西洋與地中海間造成上下二層之內外交流，有由溫度之高下而起者，赤道附近海水溫度高，向上浮動，兩極海水溫度低，向下移沉，因此亦成一對流作用。

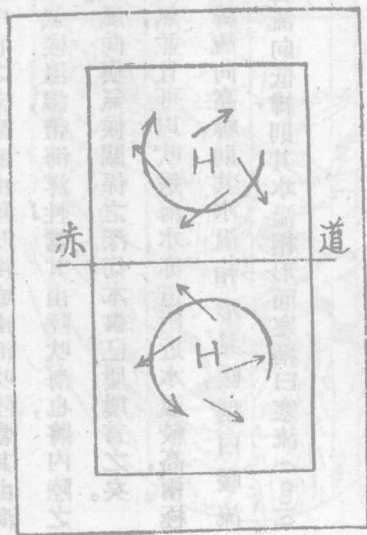
至於海水表面之移動，即普通所謂洋流，則幾全以風力爲主動。試參閱世界洋流分布圖，各區

大洋流均成環旋狀，如北太平洋北大西洋南太平洋南大西洋及印度洋即分別環旋成五大系統；每一系統莫不以高氣壓為其中心，如北大西洋洋流系統以北大西洋高氣壓為中心，北太平洋洋流系統以北太平洋高氣壓為中心，南半球之三大系統，亦分別以南回歸線海上三高氣壓為中心。北半球風向偏右，凡發自高壓中心之風向，均順鐘向而行，洋流受風力之推動，亦因之順鐘向而行，南半球風向偏左，凡發出高壓中心之風向均反鐘向而行，洋流受風力之推動，亦因之反鐘向而行，如下圖所示。

大致言之，凡在北半球一完整周全之

洋流，其中心之東及南，海水由高緯流至低緯，水溫相形見低，乃為涼流，其中心之西及北，海水由低緯流至高緯，水溫相形見高，乃為暖流；南半球則東及北為涼流，西及南為暖流，觀洋流圖可知。

第十四圖



地形對於洋流之影響，亦殊不小。凡地形緊迫，方位適宜者，可助成並加強洋流之勢力；反之，地形廣散，方位背離者，洋流之勢力即大為減弱。前者可以北大西洋暖流為例，後者可以北太平洋暖流為例。大西洋赤道暖流發自赤道附近，東流至南美巴西之羅克角，歧為二支，南支沿岸南下，勢力較小，北支宏流滾滾，緊靠海岸，向西北上衝，直達墨西哥灣，折向東北行，或稱灣流（Gulf stream），北美東岸地形緊迫，流勢益形強大，浩浩蕩蕩，一路北上，包圍英倫三島，直抵挪威北岸，使西北歐氣候嚴冬溫潤，如置身熱水盆中，而挪威北部在北緯七十度附近，尚得終年不凍之港口，北大西洋暖流對於西北歐氣候影響之重大可知也。

反觀北大西洋，面積寬敞，水流分散，如與西北歐地位相當之北美西岸，暖流微弱，影響殊小。我國位於亞洲東岸，而海岸內灣，與暖流背離，故冬日嚴寒，無從得暖流之調劑。

總上所論，氣壓活動中心與風向，洋流互為作用，輾轉相關，使高低緯大陸東西兩岸之氣候，處處不同。大概高緯度大陸東岸溫度急劇，雨量稀少，西岸溫度和緩，全年雨量豐沛；低緯度則反是，大陸東岸夏季多雨，而西岸則終年少雨，俱成沙漠。茲再舉例比較如下文。

二、低緯度洋流與溫度之影響

低緯度大陸東岸迎風多雨，西岸背風少雨，前已屢屢言之，至於兩岸溫度則因洋流之關係亦見高下之別。

大陸西岸 (北大西洋東岸, 即北非洲西岸)					大陸東岸 (北大西洋西岸, 即北美東岸)						
地	名	緯度	最冷月溫度	最熱月溫度	年平均溫度	地	名	緯度	最冷月溫度	最熱月溫度	年平均溫度
摩納多 (Mogador)		31.5°N	14.3	20.2	17.7	撒凡那 (Savannah)		31.2°N	11.8	27.7	19.6
傑伯角 (Cape Juby)		27.9°N	16.2	20.8	18.5	勃洛克 (Brooke)		27.9°N	16.1	27.2	22.2
聖路易 (St. Louis)		16.0°N	20.2	28.1	23.7	西印度 (West Indies)		15.9°N	24.7	27.2	24.8
大陸西岸 (南大西洋東岸, 即南非洲西岸)					大陸東岸 (南大西洋西岸, 即南美洲東岸)						
羅安達 (Loanda)		8.8°S	19.9	26.2	23.6	伯能巴可 (Pernambuco)		8.1°S	23.5	27.5	25.8
華爾維斯灣 (Walfish Bay)		22.9°S	13.9	19.0	16.6	里約熱內盧 (Riode Janeiro)		22.9°S	19.9	25.4	22.6
諾洛斯 (P. Nolloth)		29.2°S	11.8	15.8	14.1	南巴西 (S. Brazil)		30.7°S	12.4	24.3	18.3

上表為南北大西洋低緯度東西岸溫度之比較，北大西洋大陸東岸各地年平均溫度較西岸同緯各地為高；南大西洋亦然。試翻閱上列世界洋流運行圖，即知在大西洋中低緯之大陸，西岸為涼流所經，在赤道以北為加納涼流（Canaries Current），赤道以南為明古拉涼流（Benguela Current），東岸則為暖流所經，北美沿岸為灣流（Gulf stream），南美沿岸為巴西暖流（Brazil Current），其溫度之高下，殆以此也。

試以太平洋兩岸相比，結果大致相同。

大陸西岸 (太平洋東岸, 即北美洲西岸)					大陸東岸 (太平洋西岸, 即亞洲及澳洲東岸)						
地	名緯	度	最冷月 度溫	最熱月 度溫	年平均 度溫	地	名緯	度	最冷月 度溫	最熱月 度溫	年平均 度溫
聖的亞哥 (San Diego)	32.7°N		12.0	20.5	15.9	上海 (Shanghai)	31.2°N		3.3	26.8	15.0
利瑪 (Lima)	12.1°S		16.1	23.2	19.3	達爾文港 (P. Darwin)	12.5°S		23.7	29.1	27.3
加爾特拉 (Caldera)	27.1°S		13.8	19.1	16.2	不列斯本 (Brisbane)	27.4°S		14.3	24.2	19.9
凡爾巴萊索 (Valparaiso)	33.0°S		11.4	17.3	14.3	雪梨 (Sydney)	33.8°S		11.2	21.8	17.1

上表北美西岸之聖的亞哥 (San Diego) 與東亞之上海，同位於北緯三十二度附近，上海在大陸東岸，屬季風氣候，冬冷夏熱，較差達二二·五度；聖的亞哥在大陸西岸，為地中海性，冬溫夏和，年較差較小，僅八·五度；年平均上海為一五·〇，聖的亞哥為一五·九，略較上海為高。其餘南緯各地，其年平均溫度均以大陸東岸為較高，達爾文港 (P. Darwin) 不列斯本 (Brisbane) 及雪梨 (Sydney) 在澳洲東部，代表大陸東岸各站，列瑪 (Lima) 加爾特拉 (Caldera) 及凡爾巴萊索 (Valparaiso) 在祕魯智利境內，代表大陸西岸各站，其溫度之比較如表列。太平洋東岸為涼流所經，在北美之西岸為加利福尼亞涼流 (California Current)，在南美之西岸為祕魯涼流 (Peru Current)，太平洋之西岸為暖流所經，在亞洲東南岸者為黑潮 (Kuro Siwo)，在澳洲沿岸者為東澳暖流 (E. Australian Current)，各洋流對於沿岸之影響，詳見各洲氣候中。

雖在比較隘狹之大陸兩岸，因洋流性質之不同，氣溫亦生差別。如南非洲東岸之度本 (Durban) 與西岸之諾洛斯 (Noloth)，其比差如下：

名	緯度	經度	最熱月溫度	最冷月溫度	年平均溫度
度本 (P. Durban)	29.9°S	31°E	25.0 (二月)	18.3 (七月)	21.7
諾洛斯 (P. Nolloth)	29.2°S	17°E	15.8 (二月)	11.8 (八月)	15.3

度本在南非東岸，當暖流所經，年平均溫度二一·七，較西岸為高，諾洛斯在同緯之西岸，已略帶地中海性，冬夏較差小，又以涼流之衝擊，年溫較低，平均僅一五·三度。故南非洲二十度等溫線，自西至東乃向下彎曲，極形顯著。

熱帶大陸西岸之風（在北半球為東北信風，在南半球為東南信風）自陸吹向洋面，使海面之水離岸西流，因此洋底冷水，即生自下而上之翻騰運動，故沿岸海水溫度甚低，愈向外海，溫度反形增高，茲舉祕魯之加羅港 (Callao) 及其外海水溫記錄，以作證例：

離岸距離	0	30	80	110	135 (哩)
水溫 (C°)	18.2	20.6	23.8	26.2	27.0

沿岸水溫一八·二度，離海一三五哩時，即遞增至二七·〇度。涼流所經之海岸，因水溫之低

降，雨量非常稀少，往往造成沙漠氣候，但因海上寒氣與陸上暖氣之相混，易於成霧，空中相對濕度實並不缺乏也。

三、高緯洋流與溫度之影響

高緯度大陸西岸終年西風盛行，冬日因冰島及阿溜新低氣壓之發達，西風勢力益形勁強；暖流為風力所輸送衝護海岸，氣溫因以和暖，西北歐尤為顯著。大陸東岸冬風背岸，夏風迎岸，故夏季炎熱多濕，冬季乾燥寒冷，冬夏較差極大；較北之地，又有寒流下侵，如北美之拉布拉多寒流及東亞之親潮均發自極地，緊迫東岸，向下推動，使沿海氣溫更形低減，東西兩岸之氣候差異，乃愈趨遠異矣。左舉大西洋東西岸同緯各地之氣溫比較：

地名	地點	緯度	最冷月溫度	最熱月溫度	年平均溫度	年較差
南恩 (Nain)	加拿大東岸	57.2°N	-19.9	10.6	-3.8	30.5
阿貝丁 (Aberdeen)	蘇格蘭西岸	57.2	2.9	14.3	8.2	11.4
聖約翰 (St. Johns)	紐芬蘭東岸	47.6	-5.3	15.3	4.5	20.6

羅利恩 (Lorient)	法國西北岸	47.7	6.0	18.4	11.9	12.4
哈利法 (Halifax)	加拿大東岸	44.7	-5.2	18.0	6.3	23.2
阿加夏 (Arcachon)	法國西岸	44.6	5.8	21.0	13.3	15.2
紐約 (N. York)	美國東岸	40.8	-1.0	23.1	10.9	24.1
那不勒斯 (Naples)	意大利西岸	40.8	8.2	24.2	15.9	16.0
斯格比聖 (Seoresbysund)	格林蘭東岸	70.5	-19.0	4.3	-7.6	28.3
亨墨贊斯 (Hammerfest)	挪威西岸	70.3	-4.7	11.8	-1.9	16.5

上表各地，共分五組，每組緯度相同，前一地代表大陸東岸，後一地代表大陸西岸，大概言之，東岸較差均較西岸爲大，夏季較西岸爲熱，冬季則較西岸爲冷，兩岸溫度之差別尤以冬季爲甚，年平均溫度東岸較西岸爲低，乃受冬季之影響所致。

太平洋東西之差別，亦具同一情勢，惟兩岸夏季之差別殊微，茲比較如左：

地	名	地	點	緯	度	最冷月溫度	最熱月溫度	年平均溫度	年較差
阿琴 (Ajian)		亞洲東岸		56.5		-20.4	12.4	-3.9	32.8

西德加 (Sitka)	北美西岸	57.1	-1.0	12.6	5.7	13.6
尼港 (Nikolajewsk)	亞洲東岸	53.2	-22.9	16.4	-2.5	39.3
東加斯 (Ft. Tongass)	北美西岸	54.8	1.1	15.1	8.1	14.0
北平 (Peiping)	中國東部	39.9	-4.6	26.2	11.8	30.8
馬萊維爾 (Marysville)	美國西岸	39.2	7.4	25.3	16.4	17.9
上海 (Shanghai)	中國東部	31.2	3.2	28.2	15.7	25.0
聖約亞哥 (San Diego)	美國西岸	32.7	11.9	22.2	16.7	10.3

上表可分四組：每組二地緯度相近，前一地在亞洲東岸，後一地在北美西岸，亞洲東岸年較差較高，年平均溫度較低，兩岸夏日溫度差別甚微，惟冬日溫度，則亞洲東岸較北美西岸低降，可達二十度左右。蓋北美西岸冬日受海風暖流之賜，東亞沿岸則為陸風寒流之影響也。

以上均為各大陸沿岸氣候之比較，試以同一大陸言之，其沿岸氣候與內陸氣候亦生異變，自沿海進至內陸，氣候變化即漸趨急烈，沿岸為海洋性，內陸為大陸性。

地 名	度 (N°)	經 度	最冷月溫度	最熱月溫度	年平均溫度	年 數 差
維多利亞 (Victoria)	48.4	123.3°W	3.1	15.7	9.3	12.6
威尼伯 (Winnipeg)	48.3	94.6°W	-17.3	18.7	2.0	36.0
盜的各斯的 (Anticosti)	48.5	68.1°W	-8.1	14.8	3.2	29.9
羅斯各夫 (Roscoff)	48.7	4.0°W	7.1	16.6	11.3	9.5
伊爾吉斯 (Irgis)	48.6	61.3°E	-15.9	24.5	5.0	40.4
伯力 (Khabarowsk)	48.5	135.1°E	-25.2	20.7	0.5	45.9

上表六地均屬同一緯度，維多利亞 (Victoria) 威尼伯 (Winnipeg) 及聖約翰附近之盜的

各斯的 (Anticosti) 在北美洲之加拿大，維多利亞位於西岸，面太平洋，盜的各斯的位於東岸，面大西洋，威尼伯位大陸中心，三地年較差以威尼伯為最大，東岸次之，西岸最小，年平均溫度以西岸維多利亞為最高，東岸次之，中部威尼伯最小，三地冬日溫度之差異，尤為顯著。又羅斯各夫 (Roscoff) 伊爾吉斯 (Irgis) 及伯力 (Khabarowsk) 三地在亞歐大陸，羅斯各夫位於法國西岸，面大西洋，伊爾吉斯位於中亞細亞，伯力位於東亞俄屬沿海省，面太平洋，三地年較差以伯力為最大。

伊爾吉斯卡之，洛斯各夫最小，年平均溫度反之，洛斯各夫最高，伊爾吉斯卡之，伯力最低。伯力冬季溫度負二五·二度，洛斯各夫七·〇，相差達三二·一度，高緯東西岸氣候之歧異，誠屬可驚也。

四、大陸東西岸天氣之異別

大陸東西岸因風向迎背之不同，天氣變化之情形亦相異；如東岸吹東風時，天氣溫潤，降雨之機會較多，吹西風則否；西岸吹西風時，天氣潤濕和暖，易於降雨；吹東風則天氣乾燥；如冬日吹東風時，可使溫度突降，在歐洲遇此情形，名曰寒浪，每成災害。下為各種風向對於溫度之影響。

季 別	地 點	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	差 別
冬季溫度	西歐與中歐	-3.0	-3.9	-3.2	-1.3	1.3	3.1	2.4	-0.4	7.0
	東亞與美洲	-2.4	0.6	3.6	5.3	5.8	4.2	0.6	-2.5	8.3
夏季溫度	西歐與中歐	-0.1	0.9	1.7	2.2	1.7	0.2	-1.0	-1.0	3.2
	東亞與美洲	-1.8	-1.9	-1.6	-0.4	1.2	1.2	-0.1	-1.2	3.1

上表所列為冬夏季溫度距平數，中歐及西歐冬季吹東北風時，溫度最低，吹西南風時，溫度最

高；夏季吹東南風時，溫度最高，西北風最低，東亞及美洲則相反，冬日吹南風及東南風時，溫度最高，吹西北風時最低；夏日吹西南風時溫度最高，東北風最低。

風向之轉變，不特與溫度有關，與雲量及降雨率，亦有關係：

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
西歐	4.1	4.0	3.6	4.3	5.5	6.5	6.3	5.5
東亞與美洲	5.5	7.6	7.8	7.0	6.4	6.4	5.6	4.5

上表為各種風向時之雲量，西歐以吹西風及西南風時雲量最多，東亞與美洲以吹東風及東北風時雲量最多。降雨率亦然：

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
西歐	.26	.20	.34	.37	.50	.53	.40	.30
東亞與美洲	.20	.42	.48	.43	.34	.30	.25	.19

西歐於吹西風及西南風時，降雨率達百分之五十以上，東北風最乾燥；東亞與美洲以東風降

雨較多，降雨率達百分之四十八，西北風最乾燥；二者亦復相反。

風向因來源不同，性質亦異，來自溫暖之海上，則溫和潤澤，冬夏少變，來自大陸中心者，夏季炎熱，冬季乾冷。

季	風 別	西 北 歐	德 國	俄 國	西 部 西 伯 利 亞	東 亞	美 洲
冬	最熱風向	S44°W	S55°W	S21°W	S15°W	E84°S	E81°S
	最冷風向	N62°E	46°E	N26°E	N	W44°N	W65°N
季	溫 差	5.6	7.1	10.6	11.1	4.7	8.7
	最熱風向	E32°S	E45°S	E39°S	E76°S	—	S29°W
季	最冷風向	W20°N	W22°N	W53°N	W77°N	—	N43°E
	溫 度	3.7	3.4	3.4	4.5	—	3.3

如上表西歐中歐及西亞最熱風向冬季為西南，夏季為東南，最冷風向冬季為東北，夏季為西北；東亞及美洲則否，最熱風向冬季為東南，夏季為西南；最冷風向冬季為西北，夏季為東北。風發自冷處為冷風，發自熱處為熱風，固顯然也。

我國位居東亞，以南風爲最熱，北風爲最冷，「南風和煦，北風凜冽」，惟我國最爲適用。如一九二八年南京之紀錄：

月	份	最高溫度	風向	最低溫度	風向	溫度差
一	月	6.1	S	0.9	N	7.0
七	月	30.2	SW	26.9	NE	3.3

一月份吹南風時，溫度最高，爲六·一度，吹北風時溫度最低，爲〇·九度，因南北風向之更易，溫度相差可達七·〇度之巨；七月份吹西南風時溫度最高，吹東北風時溫度最低，相差三·三度。

又如青島之紀錄（見蔣丙然著青島溫度之研究）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
各月平均溫度	-1.3	0.1	4.1	10.0	15.4	19.7	23.3	25.0	21.2	15.8	8.3	1.2
偏南風時溫度	3.1	2.6	5.7	10.6	14.1	19.6	23.7	25.7	22.3	18.2	13.1	5.8
偏南風時溫度距平	+4.4	+2.5	+1.6	+0.6	-1.3	-1.1	+0.4	+0.7	+1.1	+2.4	+4.8	+4.6

偏北風時溫度	+3.2	+2.2	+2.9	10.0	16.1	21.1	23.4	24.5	-20.5	12.3	6.9	-1.3
偏北風時溫度距平	-.9	-2.3	-1.2	.0	+7	+1.4	+1	-.5	-.7	-3.5	-1.4	-2.5
偏南偏北溫度相差	6.3	4.8	2.8	10.6	+2.0	-1.5	3.3	1.2	1.3	5.9	8.2	7.1

上表除五六兩月以外，凡風向偏南時溫度俱增，偏北時溫度俱減，尤以冬日爲甚；如十二月吹偏南風，溫度突增，可比平均溫度高出四·六度，十月時忽吹北風，溫度突降，可比平均溫度低下三五度。可見局部天氣變化，非常複雜，吾人探討原理，實際上當有不少例外，但雖有例外，吾人仍不妨研討各項原理原則，吾人研究氣候，目的即在使各地複雜錯綜之氣候變化，加以整理比較，而獲一有系統之認識耳。

10	130.5	132.0	128.0	130.0	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0
11	130.1	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0
12	130.0	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0	130.0	131.0	129.0

北入季南風之強弱與風向冬季爲東南夏季爲西南是各風向冬季其西北夏季其東北風變白
 市區發團山呈東亞以偏風爲最甚非風最盛各「南風麻實非風動因」許其團最盛應取一

第四章 地文氣候(下) 地形與氣候之關係

第一節 概說

地文氣候研究地文因素與氣候之相互作用，實爲氣候學中最主要部分。地文因素包括二種：一爲海陸之分布，一爲地形之高下；海陸之分布影響於氣候之平面分布，地形之高下影響於氣候之垂直分布。故同一緯度（天文氣候應相同），海上與陸上氣候不同，有如溫潤和平之海洋性，有如急劇多變之大陸性，此乃海陸對於天文氣候之影響，即前章之所述。海陸氣候之分布爲平面的；換言之，即吾人在比較各地海性陸性氣候時，完全以各地之海陸位置爲準則，而未論及地形之高下也。三因素之中心有二因素相同，始能比較其他一因素。本章即續論地形對於氣候之影響，亦即研究氣候之垂直分布。

絕對高度對於氣候之影響，有兩方面：一爲高度對於溫度之影響，即自海平面上升，溫度逐漸減低，大約每上升一百米尺降低攝氏 0.6 度，故高度愈大，溫度愈趨低減。一爲高度對於氣壓之

影響，地面上之空氣層並非均勻一致，在貼近地面者，空氣濃厚，密度大，氣壓較重，如離地上升，則空氣厚度漸減，密度亦愈小，氣壓乃益形降低。故絕對高度之增加，可使氣壓溫度降低。土地盛衰逐漸自海平面上升若干，至空中某點，吾人名某點距海平面之高度為絕對高度 (absolute height)。至於山谷與山頂之差距，高原與平原之上下，則單就各種地形間之比較觀察，謂之相對高度。如南京鍾山高出海面四百五十米，已巍然峻峙，新疆塔里木高出海面且一千餘米尺，而號稱盆地，蓋前者突立於平原上，後者包藏在高山間，所謂四百五十米與一千米云者，係指海平面之高度，是為絕對高度，所謂高山盆地云者，係指地形之比較而言，是為相對高度，或稱比較高度 (relative height)。而土地盛衰之高低，亦非絕對之高度，亦非絕對之高度，亦非絕對之高度。

地面上地形複雜，有高山深谷，有高原平原，有邱陵盆地，其各地氣候當非僅依絕對高度一端，可得推斷，蓋同一高度，高空與高山不同，高山與高原不同，高原與盆地，盆地與深谷，均互不相同。如第十五圖，A B C D E 五地絕對高度相同，而地形則大異，A 為高空，B 為高原，C 為高山，D 為深谷，E 為盆地，各地氣候亦極相懸殊。A 點位於空間，晝夜溫度之變化甚小，具海洋性；C 點位於山頂，與

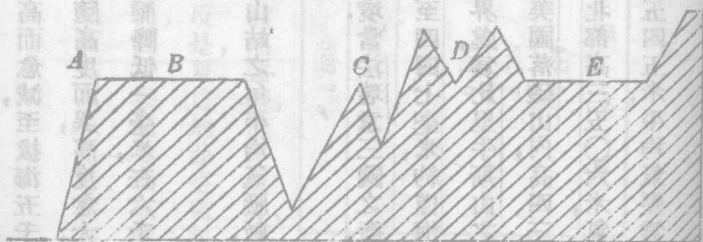
陸面接觸少，而與空氣接觸較多，亦具海洋性；B點居高原中心，日間吸熱多，晚間放熱又多，變化急劇，大陸性強；D居深谷，E在盆地中，溫度多變，較差巨大，大陸性乃更盛。又地形之方向與氣候亦具重要關係，或蜿蜒海濱，迎風而時，則迎風坡雨澤豐沛，氣候溫潤，背風坡乾燥急劇，具大陸性；或山脈與風向平行，則氣流深入內陸，降雨面積即行增廣。即同屬一地，向陽與背陽不同，山足炎熱鬱濕，山頂可積雪皚皚，山足種稻，而山頂牧羊，種種情形，極為複雜，地形對於氣候之影響固較海陸尤為顯著也。

第二節

高度與氣壓

地形愈高升，而氣壓愈低降，故吾人欲知某地之高度，即測某地之氣壓讀數可知；二者之關係如下表：

第十五圖 地形對於氣候之關係



高度(米)	0°C 時之 氣壓	每 時 之 數	每 時 之 數
0	762 (毫米)		105 (米)
500	716		11.1
1000	671		11.8
2000	590		13.4
3000	517		15.1
4000	452		17.2
5000	394		19.6
6000	343		22.5

上表示海平面之氣壓爲七六二毫米，愈高而愈減，至海拔五千米時，僅三九四毫米，幾已減低一半，氣壓之降低，隨高度而異，高度愈大，其降低愈小，如在三千米之高度，每升十五米，氣壓降低一毫米，在六千米處，須升二十二米，氣壓方能降低一毫米。

上爲高空之氣壓數字，下爲若干著名高山站之年平均氣壓數，列此以資比較：

白朗峯 (Mt. Blanc) 位於法國東南邊境，當法瑞意三國之衝，爲阿爾卑斯山之最高峯，高四、三五九米，氣壓降至四四七毫米，約僅海平面氣壓之五分之三，密地峯 (Pic du Midi) 位於法國南端與西班牙交界處，爲比里牛斯山之高峯，高二、八五九米，氣壓降爲五三九·五毫米，丕克峯 (Pikes Peak) 位於美國落磯山內，高四、三〇〇米，氣壓降爲四五一毫米，亦當地面之五分之三，列城 (Leh) 在印度西北部高三、五〇六米，氣壓四九九毫米，我國高山測候站甚少，現僅有泰山與峨眉山二處，泰山高一、五四五米，平均氣壓爲六

三四毫米，峨帽山高三〇七二米，氣壓降至五二九毫米。僅海平面氣壓之什七耳。

山名	高度 (米)	氣壓 (毫米)
白郎峯 (Mt. Blanc)	4339	447.0
密地峯 (Pic du Midi)	2859	539.5
不克峯 (Pikes Peak)	4300	451.0
列城 (Leitz)	3506	489.4
泰山	1545	634.6
峨帽山	3072	529.7

上表所列氣壓數乃係年平均數，實際上，氣壓冬夏變化甚巨，冬日地面放熱強盛，溫度低降，空氣下沉，氣壓增高；夏日地面急速加熱，溫度突增，空氣上升，氣壓減低；高空則反是，夏日地面空氣向上衝積，氣壓反高，冬日高空空氣向下沉降，高空反為低氣壓，如此高空與地面，因夏冬溫度與氣壓之反向，各成一對流圈，如圖示：夏日地面為低氣壓時，高空則為高氣壓，冬日地面為高氣壓時，高空反為低氣壓，茲再舉一高山側候站之記錄作證：

站名	高度(米)	年平均氣壓(毫米)	三月平均氣壓	七月平均氣壓	差數
聖伯拿(S. Bernhard)	2476	668.9	4.2	4.6	8.8
不克峯(Pikes Park)	4300	451.0	6.7	8.2	14.9

聖伯拿(S. Bernhard)在瑞士阿爾卑斯山內，高二四七六米，平均氣壓五六四毫米，七月氣壓反較平均高出四·六毫米，以三月氣壓為最低，低於年平均四·二毫米。不克峯之氣壓，亦以七月為最高，高出年平均八·二毫米，三月最低，較年平均低下六·七毫米。二站冬夏氣壓變化，適與地面相反。又據我國南京飛機測候之結果及峨嵋山之記錄，高空冬夏氣壓亦與地面相反。

站名	高度(米)	南京飛機測候之記錄	
		3000米	5000米
峨嵋山(3072米)	3072	704.1	668.7
峨嵋山(3000米)	3000	710.5	671.3
峨嵋山(2000米)	2000	706.2	672.7
峨嵋山(1000米)	1000	702.1	662.4

第四章 地文氣候(下) 地形與氣候之關係

可知三千公尺以上之高空，氣壓均以夏秋兩季為高，冬春為低。

空氣之密度，不問冬夏，均向高空而變小，其遞減率比氣壓之遞減率為小。茲舉德國各種高空

測候記錄之平均數證之：

季 別	高 度				
	1000(米)	2000(米)	3000(米)	4000(米)	5000(米)
冬	1282	1151	1026	920	827
春	1254	1131	1013	909	817
夏	1212	1099	996	898	808
秋	1250	1113	1003	903	813
年 平 均	1250	1224	1008	908	816
					734

上表示各層空氣之密度為每立方米空氣之克數。不論何級高度，空氣密度恆以冬季為最大，

夏季為最小，而年平均密度，則愈高而愈小。蓋空氣之密度係乎溫度之變化，溫度升則空氣體積膨大，密度乃小。溫度降則體積縮小，密度增大。氣壓則不然，其高低升降，視乎所承受空氣厚度及高空

地面之空氣，質而定也。設如某地地面溫度升高，空氣膨脹，密度減小，但如此大塊熱空氣，四周受冷空氣之包圍，而不能升散時，則某地氣壓仍可不致低降，或竟繼續升高，故密度與溫度成反比，為絕對的，而溫度與氣壓之反比，則為相對的也。

第三節 地形與溫度

一、高度與日熱

日熱與氣溫不可混為一談，此於前天文氣候章內已詳釋之。日熱為日光之熱力，日熱雖為地球上一切溫熱之來源，但氣溫之增減，實係乎地面輻射及天空放射，與日熱殊少直接關係；故前言兩極附近氣溫低冷，而日熱並不弱；同理，地面愈升高，氣溫依律愈低降，而此並非由於日熱之低降，按實際情況，高山之日熱，抑且因氣團清澈稀薄而反較地面為強烈。溫度因升高而低降，日熱實因升高而增加，試於高山上用二溫度表，一置於日光下，一置於陰影下測之，同時復在地面上置二溫度表，分別在日光下及陰影下測之，則知高山日光下之溫度較地面日光下之溫度為高，高山陰影下之溫度較地面陰影下之溫度為低，日光下之溫度，足以表示日熱之強弱，陰影下之溫度，足以

代表氣溫之高低，因知高山上日熱強而氣溫低，地面上日熱弱而氣溫高，茲舉例說明之：

地 名	高 度 (米)	陰 影 下 之 溫 度	日 光 下 之 溫 度	差 數
溫斯騰 (Wienland)	46	30.0	41.5	11.5
利弗爾堡 (Riffelberg)	2570	24.5	45.5	21.0
黑爾利 (Hornli)	2890	30.1	48.1	18.0
福爾斯格 (Fornergret)	3140	14.2	47.0	32.8

以上為德國各測候站之記錄，地形愈升高，日光下之溫度愈增高，陰影下之溫度愈低降，但氣溫低降之數，較日熱升高之數為大，故二處溫度之差，亦愈高而愈大；換言之，即日熱因升高而增強，為量不巨，氣溫因升高而減低，為數較大，故地形愈高，則日熱與氣溫之相差乃愈巨。

日熱強度之因高度而增加，其比率亦隨四季而不同，大約冬春兩季增加較多，夏秋較少，而各級高度，亦不一律。

歐洲若處山地各高度各季正午日熱強度之增加表：

季 別	0-500 (米)	500-1500	1500-2500	0-2500 總增加	0-2500 共增百分數
夏	0.06	0.13	0.11	0.35	30%
秋	0.22	0.06	0.08	0.36	30%
冬	0.31	0.06	0.13	0.50	50%
春	0.23	0.13	0.06	0.42	38%

右爲自地面升至二千五百米高處之各級日熱增加數，單位爲 (C.cal./cm² min) 即每一分鐘每一平方厘米面積上所受日熱增加之卡數，其增加率以冬季爲最高，自零米至一千五百米計增百分之五十，夏秋最低。惟上表係每日正午時之增加比率，其各季每日增加數（即卡數）之平均數，亦具相同趨勢。

	0-500米	500-1500	1500-2500	0-2500之總增加	0-2500之共增加百分數
夏	41	82	73	196	40%
秋	85		88	153	73%

全年	97	-36	60	121	158%
春	103	-6	38	185	52%

右表為各高度各季每日每一平方厘米面積上所受熱量平均增加數，自地面至二千五百米處所增日熱之百分數，亦以冬季為最多，為百分之一百五十八，即較地面日熱增加一倍有半，夏季增加最少，為百分之四十，較地面日熱增加不足半倍。

輻射熱之來源，不外太陽之直接輻射與天空輻射兩方，直接輻射在高空強，在地面弱，天空輻射則不然，以地面為強，乃因高空空氣澄清，塵粒水點較少，吸收與散射力小，故天空放射亦弱，下表為平地與高山正午天空放射之比較(單位 e. cal./cm² min)

地 名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均
加爾斯路 (Karlsruhe)	0.23	0.18	0.16	0.30	0.36	0.36	0.35	0.32	0.24	0.31	0.29	0.25	0.22
祖匹刺山 (Zugspitze)	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.11	0.10	0.13	0.08	0.08	0.09

加爾斯路 (Karlsruhe) 為一平地站，全年平均天空放射為 0.22，祖匹刺山 (Zugspitze)

高二、九六二米，全年平均天空放射爲○・○九，已不足地面之半數。然地球日熱究以得之直射日光者爲多，得之天空放射者爲少，高處天空放射雖弱，而直接照射則強，故高處日熱仍較地面爲強。下爲加爾斯路及沮匹刺二地直接輻射與天空輻射之比數：

地 名	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均
加爾斯路 (Karlsruhe)	1.2	2.8	4.9	3.1	3.0	3.1	2.9	2.7	3.3	1.7	1.2	1.0	3.2
沮匹刺山 (Zugspitze)	8.4	14.4	18.3	14.5	15.4	13.9	13.7	12.4	12.8	7.0	9.2	6.8	12.3

太陽輻射與天空輻射之比數，即可表示日熱強弱之真態，右表示加爾斯路年平均爲三・二，沮匹刺爲一・二・三，二地高度相差二、九六二米，比數相差幾四倍。又以各月分布而言，春夏日光強烈，比數最大，冬季日力衰微，比數最小。故日熱之升降幾全以太陽輻射之強弱爲依歸，沮匹刺年平均天空輻射數只太陽直接輻射數之十二分之一耳。

高處氣溫低降，但因日照甚強，故高處之地溫頗高。據一八六四年九月八日至十日，法國密地峯及白格納 (Bagners) 之記錄：

日溫 (Paris) (901米) 夜溫 (Paris) (901米) 日溫 (Bagners) (2811米) 夜溫 (Bagners) (2811米)

地名	白格納 (Bagners) (551米)	密地基 (Pic du Midi) (2877米)
地溫	22.3	6.4
氣溫	11.1	10.1
平均	36.1	33.8
相差	13.8	23.7

白格納高五五一米，地溫三六·一度，氣溫二二·三度，地溫較氣溫高出一三·八度，密地基高二八七七米，氣溫僅一〇·一度，地溫則尚有三三·八度，相差二三·七度；可見高度愈大則地溫與氣溫之相差愈巨。茲將瑞士阿爾卑斯各高山站所測地溫高於氣溫之平均數錄之如下：

高度 (米)	600	900	1200	1500	1900	2400	3000
地溫高於氣溫數 (°C)	0.5	1.0	1.3	1.7	2.0	2.5	2.9

(註) 地溫以 1.2 米深處為準。

夫夫山高九百米時，地溫高出氣溫一度，山高一千八百米時，高出二度，三千米時，平均高出幾達三度。二、三、四、五、六、七、八、九、十、十一、十二、十三、十四、十五、十六、十七、十八、十九、二十、二十一、二十二、二十三、二十四、二十五、二十六、二十七、二十八、二十九、三十、三十一、三十二、三十三、三十四、三十五、三十六、三十七、三十八、三十九、四十、四十一、四十二、四十三、四十四、四十五、四十六、四十七、四十八、四十九、五十、五十一、五十二、五十三、五十四、五十五、五十六、五十七、五十八、五十九、六十、六十一、六十二、六十三、六十四、六十五、六十六、六十七、六十八、六十九、七十、七十一、七十二、七十三、七十四、七十五、七十六、七十七、七十八、七十九、八十、八十一、八十二、八十三、八十四、八十五、八十六、八十七、八十八、八十九、九十、九十一、九十二、九十三、九十四、九十五、九十六、九十七、九十八、九十九、一百。

總上所論，高山空氣稀薄而澄清，日光透射力大，高山日熱比低地日熱為強，地溫亦然。但高山空氣純粹而稀薄，吸收熱量之能力極小，故高山地面輻射雖強而氣溫反比下層為低。

溫度隨高度而降低，其降低之多寡亦視各種地形而定，一山之間，南坡向陽，氣候溫暖，北坡背陽，氣候較寒，雖高度相同，而氣溫不等。又寬敞曠野之高原，空氣流動，氣溫較低，而緊抱隱蔽之山谷，氣溫較高，二處高度雖同，而寒暖異別。

地 名	高度 (米)	一 月	四 月	七 月	十 月	全 年 平 均
埃西頓 (Einsiedeln)	910	-4.0	5.1	15.0	5.9	5.5
西維斯 (Seewis)	930	1.5	6.4	15.6	6.9	6.6
差 數		1.5	1.3	0.6	1.0	1.1

埃西頓 (Einsiedeln) 及西維斯 (Seewis) 均在瑞士阿爾卑斯山內，二地高度均各九百米餘，前者為一寬敞之高原，無地形之隱蔽，故寒風時襲，溫度較低，一月負四・〇度，七月一五・〇度，全

年平均五·五度，後者地形向東南開展，東北及西北均有北脊之隱蔽，又為向陽山坡，一月溫度負二·五度，七月一五·六度，年平均六·六度，均較埃西頓為高。伊里山內一處高峯向谷底一百米

又地形之迎風與背風面，溫度不同，而所迎風向之為暖為寒，差異尤大。下表示茵河(Inn R. 600米)河谷中地溫(八十厘米深)與風向之關係：

風向別	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	平均	較差
冬	4.2	4.4	4.0	5.1	5.3	6.6	5.5	4.5	5.0	2.6
夏	15.3	17.0	18.6	19.7	19.3	18.3	18.5	16.0	17.8	4.4
年	9.5	10.6	11.3	12.6	12.6	12.7	12.2	10.2	11.5	3.2

茵河在英國西境，流向西南至東北，冬日吹西南風時地溫最高，夏日吹東南風時地溫最高，冬夏均以北或西北風時為最低。吾人知地溫之變化較氣溫為滯呆，其地氣溫之變化，較此必更為巨大也。

溫度隨高度而低降，平均言之，每上升一百米，約低降 $0\cdot6$ 度，是為溫度之遞減率 (lapse rate)。

實際土各高度溫度之低降，因地形情勢向風背風及向陽背陽諸關係，乃隨地有異，亦因時不同，其間出入頗大：

地 名	高 度 (米)	平均 溫度	每升 100 米 溫度 低降 數	每降 1°C 升 流 米 數
奧安谷 (Ool du Geant)	3405	2.5	0.66	150
夏米尼 (Chamonix)	1080	17.9	0.54	180
日內瓦 (Geneva)	400	21.6		

上為一七八八年七月測得之紀錄，自日內瓦至白朗峯間各級高山站之溫度，在四百米至一千米間，每上升百米溫度降低〇·五四度，較平均數為小，自一千米至三千四百米間，每升百米降低〇·六六度，則又較平均數為大。

世界各處山地溫度之遞減率，視各地之地理環境而不同，在熱帶內，各地相差尤大，凡乾燥之山坡，溫度之遞減率大，潮濕之山坡，遞減率小，海岸有寒流冲刷處，遞減率小，有暖流灌沐處，遞減率

大南秘魯在兩緯十七至十八度處，因受秘魯寒流之冲刷，其下層自木倫度 (Mollendo 24m) 至玉雅 (La Joga 1262m) 平均遞減率，小至 0.19 自玉雅至阿萊伯 (Arequipa 2301m) 增為 0.17 ，自阿萊伯至密斯脫 (Misti 5852m) 增至 0.61 ，自下向上寒流之影響減小，故遞減率即形變大，反之，委尼瑞拉 (Venezuela) 北緯九度沿岸之山地，其下因受墨西哥暖流之影響，自地面之加萊 (La Guayra) 上升至 1042 米之加拉加斯 (Caracas)，溫度遞減率即增至 0.7 ，此外如錫蘭島之遞減率，平均為 0.64 ，香港 0.57 ，爪哇 0.56 ，各因其地位之不同，而遞減率頗有出入。

TABLE (continued)

1080	1180	1270	1360	1450	1540	1630	1720	1810	1900
0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34

至於溫帶區域，在 60 度緯度以下，溫度遞減率之平均，在 0.5 至 0.6 之間，各個地方，亦均不同，但相差不若熱帶中之大，如密地峯為 0.5 ，丕克峯為 0.64 ，彭納維山 (Ben Nevis) 為 0.67 。

溫度遞減率又隨季候而變化，大概冬日較小，春夏季較大。

地	名	緯度	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均	
			東部阿爾卑斯山													
東部阿爾卑斯山	南坡	46°N	0.490	0.540	0.630	0.670	0.680	0.690	0.670	0.650	0.610	0.57	0.53	0.48	0.60	
	北坡	47°N	0.380	0.400	0.540	0.620	0.640	0.650	0.620	0.590	0.540	0.47	0.40	0.32	0.51	
卡爾登山 (Karnten)			46 5'N	0.200	0.340	0.500	0.510	0.610	0.600	0.570	0.550	0.500	0.43	0.34	0.33	0.46

東部阿爾卑斯山，南北坡之遞減率均以六月為最大，十二月為最小，卡爾登山 (Karnten) 之遞減率以四五兩月為最高，一月為最低，又東部阿爾卑斯山之遞減率南坡大於北坡，南坡平均為 0.60，北坡僅 0.51，卡爾登山因地勢隱蔽，遞減率更小，為 0.46。

遞減率與濕度亦有關係，多雨坡降溫率較小，乾燥坡則極大。如錫蘭島迎風多雨面之遞減率為 0.55，背風乾燥面為 0.8。

總上所言之遞減率隨地勢季候濕度而變，故世界各地高度相同者，溫度並不相等，換言之，高山之等溫線，並不全與等高線相符合，至於世界諸名山，冰點線之高度，則大致與緯度成反比。

各地冰點線高度表 (單位米)

地點	高度 (米)	冰點線高度 (米)
珠穆朗瑪峰	8848	2930
安納普爾那峰	8091	2930
喜馬拉雅山	8000	2930
唐古拉山	7200	2930
阿爾卑斯山	4100	2930
亞拉拉特山	5160	2930
厄爾士山	1134	2930
勃朗峰	4810	2930
華拉多利山	3642	2930
奧斯尼山	3540	2930
聖高里山	3500	2930
阿爾卑斯山	3000	2930
阿爾卑斯山	2500	2930
阿爾卑斯山	2000	2930
阿爾卑斯山	1500	2930
阿爾卑斯山	1000	2930
阿爾卑斯山	500	2930
阿爾卑斯山	0	2930

山名	總管	基多附近	西北部	愛脫那山	不克	密地	彭納維
安底斯山	安底斯山	喜馬拉雅山	(西比利島)	38.6°N	49.9°N	56.8°N	
16°S	9°S	32°N	37.7°N				
2800	1760	1150	1040	640			
5700	4030	4970	3920	2000			
4900	4700	2780	3000	2520			
5000							
平均							

赤道附近冰點線最高，達五千米左右，緯度愈高則冰點線愈低，北半球之冰點線，在冬季自赤道向北極而低降，至北緯四十七度處，共下降五〇〇〇米，達於地面；在夏季自赤道向極地低降，至北緯五十七度處，尙僅降低三〇〇〇米，至北緯八十三度處，始達北冰洋面；他如南半球雖當夏季，在南緯六十五度處，冰點即達海平面，蓋因南半球陸地較少，氣候較涼也。又如喜馬拉雅山西北部一月冰點線僅高二八〇〇米，七月則高至五七〇〇米，冬夏升降幾三千米。

三 溫度之逆增

「溫度隨高度而低降」一語，乃指一般情勢而言，實際上例外甚多，溫度逆增之現象，尤爲常

高度 (英尺)	溫度 (°F)
0	59.0
1000	54.0
2000	49.0
3000	44.0
4000	39.0
5000	34.0
6000	29.0
7000	24.0
8000	19.0
9000	14.0
10000	9.0
11000	4.0
12000	-1.0
13000	-6.0
14000	-11.0
15000	-16.0
16000	-21.0
17000	-26.0
18000	-31.0
19000	-36.0
20000	-41.0

見。溫度逆增之現象，常見於冬日晚間，尤以山谷中爲著，冬日晚間，地面放熱甚速，其接觸地面之空氣溫度，因此亦反較上層爲低，由地面向上升溫度，非特不隨高度而低降，反因升高而增加，與一般情形適爲相反，吾人因名此現象爲溫度之逆增 (inversion of temperature)。溫度逆增因由地面之輻射過甚而起，故逆增層之厚度普通以四百米爲限，在四百米以上，逆溫現象即不存在，氣溫又復隨高度而低降矣。

平地上溫度之逆增，以冬日晴夜最爲顯著，蓋此時天空清澈，地面輻射強盛，下層氣溫，於是反比上層爲冷，同時氣流微弱，上下層不易擾亂混和，因使溫度逆增現象，愈益穩定，逆溫層一經存在，下層空氣即無從上升，於是當下層空氣冷卻至露點時，空中水汽達飽和程度，即生低霧 (ground fog) 及露、霜等。山谷之中，因山坡冷氣之下沉，使溫度逆增更形顯著，冬日深谷中少見日光，本已寒冷，而山坡之冷空氣，復下沉於谷底，此時山谷溫度，即較山頂爲低。山谷溫度變化反較山頂爲極端者，此其主因也。

巴黎愛佛爾 (Etibel) 鐵塔高三百零五米，在春秋二分時早晨，亦見溫度逆增之現象，其記錄

如左

高度 (米)	2	123	197	303	302.2	米 間 溫 差
晨五時之溫度	8.0	9.5	9.7	9.9	11.9	
下午二時之溫度	17.6	15.9	15.3	14.3	13.3	

早晨五時，太陽未出，地面最冷，氣層穩定，故溫度之逆增亦最顯著；下午二時陽光高照，地面甚熱，同時有對流運動，逆溫層即行消失。上為春秋分兩日之平均，晨五時塔底氣溫八·〇度，向上升高而溫度增加，至塔頂三〇二米高處，已增至九·九度，與地面相差一·九度，約每升一百米，增〇·六度。至下午二時，逆增消失，成為正常現象，塔底溫度一七·六度，溫度隨高度而低降，塔頂為一四·三度，與下層相差三·三度，即每升一百米減低約一度。

愛佛爾鐵塔一年四季之早晨，均具溫度逆增之現象，冬季平均溫差為〇·四五度，即塔頂高於塔底〇·四五度，夏日為〇·八〇度，春日為一·一〇度，秋日為一·〇〇度，尤以春秋兩季為甚。

山谷受溫度逆增之影響，冬日溫度最低，山頂反形較高，下表示德國西南境黑林山 (Black

Forest Mt.) 中三高山站歷年最低溫度數：

地	名	海爾 (Zell a. S.)	萊哈斯堡 (Rathausberg)	聖不列克 (Sonnblick)
高	度 (米)	760	1940	3105
平均	最低	-24.6	-20.8	-30.1
極	低	-31.6	-24.4	-33.8

上列爲一八八七至一八九六年十年間之記錄。塞爾 (Zell a. S.) 位於山谷底部，高七六〇米。萊哈斯堡 (Rathausberg) 位於山腰，高一九四〇米。聖不列克 (Sonnblick) 位於山頂，高三一〇五米；此處應注意，塞爾與萊哈斯堡二地溫度之逆增，萊哈斯堡高出塞爾一千二百米，而最低溫度反較塞爾高，平均最低高出四度，絕對最低高出七度。又據阿爾卑斯山各測站之記錄，山谷冬日溫度較山頂爲低，溫度逆增層厚達一千米以上。

地	名	高	度	一	月	七	月	較	差

勃倫納克 (Brunneck)	825	-6.8	18.1	24.9
司當霍斯 (Steinhaus)	1060	-5.8	15.9	21.7
聖彼得 (S. Peter)	1360	-4.6	14.7	19.3
勃蘭托 (Prettau)	1440	-5.6	13.1	18.7

在八二五米之山谷內，一月溫度爲負六·八度，高度漸升，溫度亦漸增加，至一三六〇米處已增加二度餘，爲負四·六度，一四四〇米處則又低降，蓋已出逆溫層矣。七月溫度即無逆增之象，低谷內溫度最高，爲一八·一度，愈升高則溫度低降。故山谷溫度冬夏較差大，山頂爲小，其原因即在冬日溫度之逆增。

四、地形與溫度之較差

前已言之，冬夏溫度變化急劇者，爲大陸性，和緩者爲海洋性，故海洋性與大陸性初不限於海洋及大陸；以山谷與山頂比，山谷變化急劇，具大陸性，山頂變化和緩，具海洋性，以高山與高空比，高山變化急劇，具大陸性，高空變化更和緩，爲海洋性。各種地形，均具特殊之氣候性。下爲瑞士阿爾卑

斯山內各種地形之冬夏溫度及較差數

地名	地形	高度	一月	七月	年平均	較差
立磯山 (Rigikunm)	山頂	1787	-4.5	9.9	2.0	14.4
伯伏 (B. vers)	山谷	1710	-9.9	11.8	1.2	21.7
宜爾 (Churwalden)	高原	1212	-2.3	14.2	5.5	16.5
旭爾 (Schuls)	山谷	1243	-6.0	15.5	5.3	21.5
加白列 (Gabris)	山頂	1250	-1.9	13.4	5.1	15.3

上表立磯 (Rigikunm) 山與伯伏 (Bever) 谷高度均在一千七百米左右，立磯山為山頂，年較差較小，為一四·四度，伯伏谷為山谷，冬溫較立磯山低五·四度，夏溫高出二度，年平均低〇·八度，年較差甚大，達二一·七度。又宜爾 (Churwalden) 旭爾 (Schuls) 加白列 (Gabris) 三地，高度大致相同，均在一千二百米左右，但因地形不同，故溫度之變化亦異。加白列居山頂，年較差最小，具海洋性，宜爾居曠野之高原上，年較差較大，旭爾居山谷中，年較差最大，具大陸性。

各種地形之氣候，又可以月溫對於年溫之距平數表示之，距平數大即表示變化急烈，為大陸性，反之為海洋性；又十月與四月溫度之差數愈大，則海洋性愈著。

阿爾卑斯山各地及達爾馬西亞島月溫對於年溫之距平數表：

地名及地形	高度(米)	一月	四月	七月	十月	年較差	十月與四月之差
低谷	400	-11.4	0.7	16.5	0.9	21.9	0.2
高谷	1900	-9.0	0.6	9.2	1.4	18.2	2.0
山頂	2400	-6.9	-1.5	8.1	1.5	15.0	3.0
聖不列克山峯 (Sonulick)	3000	-6.7	-2.3	7.6	1.3	14.3	3.6
達爾馬西亞島 (Dalmatia Is.)	—	-7.6	-2.0	8.5	1.7	16.1	3.9

右表所列距平數以低谷為最大，高谷次之，山頂最小；年較差數低谷為二一·九度，高谷一八·二度，山頂一五·〇度；聖不列克峯高三千米，一月與七月之差數僅一四·三度，十月距平數高於四月，達三·六度，海洋性非常發達，其溫度變化之和緩，可與海上之達爾馬西亞島相比。

山谷與陸地接觸面積大，氣溫受地面受熱放熱之影響亦大，年較差最大；山頂接觸陸地面小，年較差較小，高空則因不與陸面接觸，年較差更較高山為小。

高空各級年較差表

地	名	地	面	二	四	六	八	十	十二
			千	千	千	千	千	千	千
			米	米	米	米	米	米	米
林敦堡	(Lindenbergl)	116	19.3	10.8	11.7	13.7	13.0	11.1	11.3
斯脫拉斯堡	(Strassburg)	(150米)	18.1	12.2	13.3	15.3	15.6	13.3	14.3
維也納	(Vienna)	(202米)	20.7	14.1	14.9	15.9	16.8	14.0	9.8

林敦堡 (Lindenbergl) 在柏林附近，拔海一一六米，地面氣溫之年較差為一九·三，離地愈高，則年較差愈小，至離地十二千米時，年較差已減至一一·三度。斯脫拉斯堡及維也納亦具相同趨勢，維也納地面氣溫之年較差二〇·七度，離地十二千米時只餘九·八度，已不足半數。

日較差與年較差同，離地愈高，變化亦愈小。

巴黎愛佛爾鐵塔各級日較差表

離地高度	2	123	197	302 (米)
夏季日較差	4.2	2.9	2.3	1.6
冬季日較差	9.1	6.4	5.7	5.0

離地愈高，日較差愈小，其遞減之數，以在近地面處為最大，愈向高空遞減愈微。

又據法國安高 (Angot) 氏在巴黎附近之測候，冬日離地七百五十米處，日較差只當地面之十分之一，夏日則須高至一千一百五十米，全年平均約為九百米。

同為山頂，高度愈高，日較差愈小。

山名	克拉根福 (Klagenfurt)	布起木 (Bucheon)	可登聖 (Köln Saigarn)	奧比赫 (Obirgipfel)	聖不列克 (Sonnbliek)
緯度 (N°)	46.6	47.1	47.1	46.5	47.1
高度 (米)	448	1230	1605	2141	3105
夏季日較差	9.6	8.1	5.9	3.6	2.1
年平均日較差	7.0	6.3	4.8	2.1	1.6

表列各山緯度相同，山嶺愈高，日較差愈小。克拉根福 (Klagenfurt) 山高四四八米，年平均日較差爲七。〇，聖不列克高三千米，日較差僅一。六度。

又同一高度，山峯日較差小，山谷日較差大。

地 名	山 峰	高 度	一 月		日 較 差	七 月		日 較 差
			上午七時	下午一時		上午七時	下午一時	
立磯山 (Riebkalm)	山 峯	1767	-4.7	-3.1	1.6	10.2	12.6	2.4
伯伏 (Beyers)	山 谷	1760	-12.4	-4.8	7.6	9.5	16.5	7.0

立磯山冬夏日較差均甚小，伯伏谷極大，相差三四倍以上。又二地一月溫度，以早晨七時相差爲大，七月溫度以下午一時相差爲大。

總上所論，地形與溫度之關係，可歸納爲五點：

- (一) 日熱強度因高度而增加。
- (二) 地溫與氣溫之差數因高度而增加。

(三) 氣溫隨高度而低降。

(四) 年較差與日較差隨高度而變小，山頂較差最小，具海洋性；山谷較差最大，具大陸性。

第四節 地形與濕度雲量及降水量

一、地形與濕度

山地對於濕度之影響應分兩方論之：絕對濕度隨高度而急速低降，相對濕度在一定限度內隨高度而增加。

空氣濕分大部集中於地面，故絕對濕度隨高度而低降，極為迅速。下為各高度水汽壓力低降與氣壓低降之比。

溼分之低降較氣壓為速，如表，自地面上升二千米時，濕分僅餘半數，至九千米時，僅當地面廿五分之一；氣壓則至五千米時，尚當地面半數。

高度(米)	水汽壓	氣壓
0	100	100
1000	73	88
2000	49	78
3000	35	69
4000	24	61
5000	17	54
6000	12	47
7000	8	42
8000	6	37
9000	4	32

以上，升至九千米時，尚有地面氣壓之三分之一。

溫度隨高度而低降，故相對溼度在一定限度內，反因升高而遞增，與絕對溼度具相反之趨勢。下為阿爾卑斯山及錫蘭島上各級高度之水汽壓力與相對溼度之紀錄。

水汽壓力即示絕對溼度，以毫米計，相對溼度以百分數計，絕對溼度隨高度而低降，相對溼度隨高度而增加，趨向相反，觀表列數字可知。

絕對溼度與相對溼度之消長，地面與高山上又有不同，以一年言之，冬季地面上絕對溼度小，相對溼度大，夏季絕對溼度大，而相對溼度小；高山則反之，冬日相對溼度小，而夏日相對溼度大。試比較維也納、日內瓦、聖不列克三地之記錄如次：

地名	高度 (米)	水汽壓力 (毫米)	相對溼度	
阿爾卑斯山	Theodul Pass	3330	2.6	82%
	辛普倫 (Simplon)	2010	4.1	78%
	Martigny	500	6.8	72%
錫蘭島	納華拉 (Newara Eliya)	1875	11.0	83%
	坎地 (Kandy)	520	16.9	77%
	沿海 (Coast Region)	—	21.7	79%

地 名	高 度 (米)	冬	春	夏	秋	年 平 均
聖不列克 (Samblick)	3100	71	83	86	82	80%
日內瓦 (Geneva)	440	85	73	70	82	77%
維也納 (Vienna)	195	87	66	64	75	72%

維也納拔海一九五米，相對溼度冬季大於夏季，聖不列克拔海三一〇〇米，相對溼度夏季大於冬季。蓋當盛夏之時，地面受熱，熱空氣向上升發，當其上升之際，溫度低降，故高處相對溼度乃反形增加；冬日則冷空氣下沉，溼分集中於地面，高處空氣乾燥，氣溫又較地面為高，故相對溼度較大。又以一日言之，地面相對溼度以早晨為大，午後為小，絕對溼度則以午後為大，早晨為小，高山處則不然，無論絕對與相對溼度，均以午後為最高，早晨為最小。茲錄阿爾卑斯山內二千八百米處平均每日各小時溼度距平數如下：

時 間	子	上午四時	八 時	午	下午四時	八 時
濕 潤 速 度	-0.3	-0.5	-0.87	0.4	0.87	0.09(毫米)

相 對 溼 度 0.4 -0.7 -3.9 -2.5 3.5 3.1%

高山中絕對溼度與相對溼度均以下午四時距平最大，上午四時溫度最低，絕對溼度亦最低，上午十時溫度急速升高，而溼度尙未增加，故相對溼度以此時為最低。

二、地形與雲量及日照

雲量與相對溼度具密切關係，相對溼度高時，空中水氣飽和，溫度低降，達露點時，乃凝為微粒，飄浮空間，是即雲。雲之多少亦隨地形而變化，西歐及中歐地面雲量冬多於夏，高山則夏多於冬。茲錄瑞士的羅爾（Tirol）及聖不列克三地之雲量記錄如下：

地 點	高 度 (米)	冬	春	夏	秋	年 平 均
瑞 士 平 地	490	7.3	5.8	5.2	6.2	6.1
的 羅 爾	1880	3.9	4.6	5.0	4.2	4.4
聖 不 列 克	3100	5.2	7.1	7.3	6.2	6.5

瑞士平地拔海四二〇米，冬季雲量七·三，夏季五·二，冬多於夏。的羅爾拔海一八三〇米，冬

季雲量三·九，夏季五·〇。聖不列克冬季雲量五·二，夏季七·三，均夏多於冬。
 季風區域則不然，因溼分及雨量之集中於夏季，故不論平地高山，均以夏季雲量為多，尤以高山為甚。下為東部喜馬拉雅山哥爾帕拉 (Goalpara) 與大吉嶺 (Darjeling) 二地之雲量：

地 點	高 度 (米)	年 平 均	最 少 量	最 多 量	雲 量
哥爾帕拉 (Goalpara)	122	4.6	2.3 (十一月)	7.6 (六月)	
大吉嶺 (Darjeling)	2262	6.2	4.4 (十二月)	8.7 (六月七月)	

哥爾帕拉拔海一二二米，大吉嶺拔海二二六二米，二地雲量均以十一月、十二月最少，六月、七月為最多。

以日照時間而論，則平地以夏季為長，冬季為短，高山以秋冬為多，夏秋為少，與雲量適相附台。下為貝塞爾 (Basel) 及伯恩 (Bern) 與聖的斯 (Santis) 之日照數：

聖 的 斯 (Santis)	2500 米	貝 塞 爾 及 伯 恩 (Basel & Bern)
日照時數	日照百分數	每日日照時數
日照時數	日照百分數	每日日照時數

冬	352	43	3.9	204	27	9.3
春	431	38	4.7	484	43	5.2
夏	516	40	5.6	696	55	7.5
秋	454	48	5.0	367	41	4.0
全年總數	1768	42.2	4.8	1751	41.5	4.3

貝塞爾伯恩日照時間以夏日為最長，佔該緯度應得日照之百分之五十五，冬日最短，佔百分之二十七；聖的斯之日照以秋日為最長，佔百分之四十八，春日為最短，佔百分之三十八。

日照每日各小時之分布，高處與平地亦有不同，平地大致以下午日照時數較多，上午雲量較豐；高山則以上午日照時數為多，下午雲量為豐。據聖不列克及鄂毗(Obir)之高山站記錄，全年上午日照時數八四〇·八小時，下午七二四·四小時，總量一、五六五·二小時，上午較多；維也納及克拉根福(Klagenfurt)為平地站，全年上午日照時數八三三·八小時，下午八七七·八小時，年總量一、七一一·六小時，下午較多。

三、地形與雨量

空氣上升，溫度降低，相對溼度即形增加，水汽飽和而凝雨下降；在山嶺之迎風面，空氣被阻上升，最易冷凝致雨。如喜馬拉雅、落磯、安底斯諸山，均以迎風坡雨澤豐沛，背風坡乾燥少雨，我國秦嶺，亦有此種現象，南坡雨多，北坡雨少。

沙漠內空氣乾燥，但地形較高之處，亦可致雨，我國新疆天山南北麓均以高山雪水之灌溉，水草較豐，為人民生活之集中點，來往交通，亦多取道於此。

地形與雨量關係最深，凡地形較高之區，即為多雨之地。試列世界雨量圖與世界地形圖比視之，二者可謂大致符合。

挪威西岸年雨量一千至二千毫米，內陸五百毫米。蘇格蘭西岸雨量二千至三千毫米，東岸六百至八百毫米；智利西岸（南緯四十至五十度）雨量五千毫米，東部只二百五十毫米；新西蘭南島西岸雨量二千五百毫米以上，東岸僅六百至八百毫米。故凡高山之面海迎風坡均屬雨澤豐沛，面陸背風坡即極形乾燥也。

溫度隨高度而降低，雨量則在一定限度內反隨高度而增高，此種例證多不勝舉，茲列荷屬爪哇及印度孟加拉二地關於地形與雨量之記錄如次：

(A) 爪哇地形與雨量之分布表

地名	巴達維亞 (Batavia)	未好脫各納 (Meester Cornelis)	巴撒明哥 (Pasar Minggu)	特波 (Depok)	波羅格特 (Bodjeng Gedeh)	白頓超 (Puitengorg)
離海距離	7	11	17	33	43	581米
高度	7	14	35	92	130	265米
年雨量	1830	1950	2330	3120	3570	4370毫米

自濱海之巴達維亞 (Batavia) 至白頓超 (Puitengorg) 峯全年雨量隨高度而遞增，巴達維

亞高出海面僅七米，年雨量一八三〇毫米，待升至白頓超峯高二六五米，雨量增至四三七〇毫米。

(B) 孟加拉地形與雨量之分布表

地名	達卡 (Dacca)	波格拉 (Bogra)	米納斯 (Mynensingh)	西爾黑德 (Silhet)
離克四 (Kassi) 山之距離	161	96	48	32千米
全年雨量	1910	2310	2750	3800毫米

克西山 (Kassi Mt.) 在孟加拉省之東北部，雨量以離山愈近而愈增。在克西山南一六一仟米之達卡城 (Dacca) 年雨量為一九一〇毫米，至距山三十二仟米之西爾黑德 (Silhet) 雨量已增至三八〇〇毫米。

據英國全國三百十個測候站之平均記錄：

高度等級 (英尺)	平均高度 (米)	西坡年雨量	東坡年雨量	東西坡平均上層與下層雨量之比
0—100	15	84 (厘米)	63 (厘米)	100
100—300	60	91	68	108
300—500	129	110	74	124
500—700	180	101	90	130
700—1000	260	147	120	181

上表示雨量隨高度而增加，至為明顯，如以地面雨量作一〇〇，則東西坡平均，每升高一八〇米時，即增為一二〇，升高二六〇米時，增為一八一，就中西坡面海迎風，雨量增加尤豐。

據比利時全國各站之記錄，雨量亦隨高度而遞增，一百米處年雨量爲七〇〇毫米，二百五十米處增至八八〇毫米，五百米處則爲一〇一〇毫米，如下表：

高度 (米)	全年雨量 (風米)	百分數	數
100 以下	70	100	
150	79	112	
250	88	126	
350	91	131	
450	96	137	
500 以上	101	144	

我國高山雨量記錄不多，據已知泰山枯嶺峨嵋三山之數字，亦遠較平地爲豐：

地點	泰安	九嶺	峨嵋山	寶壺	峨嵋山
高度 (米)	160	1545	46	1070	3383
年雨量 (毫米)	770	860	1410	2180	1640

百分比 (%)	100	112	100	154	100	464
每百公尺增加 (毫米)	0.6		77			199

泰安拔海一六〇米，泰山拔海一五四五米，相差一三八五米，年雨量泰山較泰安約多一百毫米；牯嶺高出九江約一千米，年雨量較九江增加半倍，即每升百米增加七七毫米；峨嵋山為我國雨量之最高記錄，高出宜賓三千米，年雨量較宜賓多四倍半有餘，每升百米，雨量即增加一九九毫米。我國地形與雨量之關係，當以此山為最良好之例證。

德國學者許萊伯 (B. Schreiber) 氏在埃爾次 (Erzgebirge) 山地對地形與雨量之關係作詳細之研究，結果得一高山雨量之公式：

$$Nh = No + 54h$$

Nh 為高山雨量， No 為山足雨量， h 為高度，故已知山足雨量及高度，即可求得高山雨量。但因各地地形風向溼度之不同，雨量之增加，亦極不規則，上項公式僅適用於埃爾次 (Erzgebirge) 一地，而不能普遍適用也。

雨量隨地形而增加，乃就整個山地言之，若細加分別，則同一山嶺，迎風坡與背風坡大異，迎風坡為上升之潤溼空氣，降雨豐沛，背風坡為下沉之乾燥空氣，雨量特少，故山脈一面使雨量集中，一面亦為雨量之障壁。茲舉德國黑林山 (Black Forest Mountain) 及奧國阿爾白山 (Arlbery Mt.) 迎風與背風坡之雨量如下：

黑林山自西至東各處雨量變化

地名	奧根 (Auggen)	巴登凡勒 (Badenweiler)	黑亨細凡 (Hohenschward)	多羅辛根 (Donaueschingen)
高度 (米)	290	420	1010	690
雨率 (%)	100	123	176	101
雨量 (毫米)	1070		1880	

奧根巴登凡勒及黑亨細凡三地位於黑林山西部之迎風坡，雨率隨高度而增加，多羅辛根位於黑林山東面背風坡，雨率即突形減少，與奧根相若。

奧國阿爾白山 (Alber) 山自西向東各處雨量變化

迎風坡 (西坡)		背風坡 (東坡)	
地名	高度	地名	高度
勃路頓次 (Bundenz)	59.0	聖克列斯托 (St. Christoph)	1800
克羅斯脫 (Klosterle)	1060	聖安頓 (St. Anton)	1300
		斯都本 (Stuben)	1410
		蘭特克 (Landeck)	800 米
雨量	1200	雨量	48%
			570 毫米

迎風坡雨量因高度增加，背風坡特小；斯都本位於迎風西坡，高一四一〇米，雨量增加為百分之一四四，聖安頓位於背風東坡，高一三〇〇米，雨量僅西坡地面之百分之四八，與斯都本高度相同，但因風向有迎背之異，雨量之差竟達一倍，又勃路頓次位於迎風西坡，高五九〇米，年雨量為一二〇〇毫米，朗特克位於背風東坡，拔海八〇〇米，較勃路頓次且高出二百餘米，而雨量僅五七〇毫米，反不及勃路頓次之半數，即因前者迎風，後者背風故也。

雨量隨地形而增高，亦有一定限度，過此限度，則空氣中溼分已少，降雨量亦突形減低。但此項限度之高度，據亨利氏 (A. F. Henry) 之研究，大概低緯各地以一千米處為最高雨帶，高緯各地

以一千四百至一千五百米處爲最高雨帶。但各處情形亦極不一律。印度西高資山(M. Ghats)之最高雨帶在一千四百米左右。孟加拉省之雪拉邦齊 (Cherrapunji) 爲世界雨量最高之記錄地。年量達一〇二〇毫米。其地高一三一三米。再上至馬黑勒斯瓦 (Mahaleswar) 高一三八〇米。雨量即突減爲六四三〇毫米矣。阿爾卑斯山之白朗峯以二千五百米左右雨量最多。法國之密地峯最高雨帶夏日在一九〇〇米。冬日在一三〇〇米。冬夏季高低有六百米之差。

一年中冬夏季隨高度而增加之雨量數量亦不等。大概低緯度以冬季增加爲少。夏季增加爲多。高緯則不然。夏季增加少。而冬季增加多。我國情形屬低緯度之變化。以夏季增加爲多。

高緯各地四季高度與雨量之增加率

地	名	緯度(°)	高差(米)	冬	春	夏	秋	年
都姆蒙	(Puy de Domes)	45.8°	1080	3.66	2.37	1.63	2.43	2.33
克勒蒙	(Clermont)							
聖不列克	(Sornhick)	47.1	1900	2.12	1.78	0.88	1.12	1.29
布超本	(Buchebe)							
彭納維峯	(Ben Nevis)							
威康城	(F. Will and)	56.8	1340	2.09	2.23	2.16	2.01	2.05

上表各地均位於歐洲，每組地名上為高山站，下為平地站，視二地高差若干，而計其雨量之比數，其雨量之增加均以冬季為最多，春秋次之，夏季最少。

我國泰山牯嶺及峨嵋山之情形與此相反，可代表低緯度之變化。

地	名	緯度	高差(米)	冬	春	夏	秋	年
泰	安-泰山	36.4	1385	1.03	1.05	1.07	1.23	1.12
九	江-牯嶺	29.6	1024	1.02	1.13	2.05	1.34	1.54
宜	賓-峨嵋	29.7	3083	1.32	0.67	5.00	3.52	4.64

自泰安上泰山，自九江上牯嶺，雨量之增加率均以夏季為多，冬季為少，自宜賓上峨嵋，則以春季增加率為巨，夏秋次之，冬季最少。

又冬半年與夏半年之雨量分配，亦隨高度而有異，下為比利時阿登省(Ardennes)平均記錄：

高度	0-100	100-200	300-300	300-400	400-500	500(米)以上
雨量						

冬	年	年	47	47	49	50	53	48%
夏	年	年	53	53	51	50	47	52

比利時屬西北歐氣候，終年多雨，惟在二百米以下，夏半年略多占百分之五十三，冬半年佔百分之四十七，在三百四百米間，冬夏相等，各佔二分之一，四百五百米間，轉為多多於夏，冬佔百分之五十三，夏佔百分之四十七，至五百米以上，則又復夏多於冬。故四百與五百米之間，發生一雨季之倒轉，稱曰倒轉風（德語 Umkehrniveaus）。

德國撒克遜省雨量各高度冬夏增加率及百分數表

增加率	高 度		100	300	500	700	200	1200 (米)
	冬 半 年	夏 半 年						
百分數	冬 半 年	夏 半 年	1.00	1.13	1.26	1.39	1.53	1.73
	冬 半 年	夏 半 年	33	41	43	45	48	47%
	冬 半 年	夏 半 年	63	59	57	55	54	53%

撒克遜省位於中歐中部，雨量增加率以冬半年爲速，雨量以夏半年爲多，高度愈增，則冬夏相差愈小，惟無倒轉層之存在。一百米處冬季佔百分之三十八，夏季佔百分之六十三，相差百分之二十五；至一千二百米處冬季佔百分之四十七，夏季佔百分之五十三，相差僅百分之六，但仍以夏半年爲多。此因撒克遜地居內陸，夏季對流雨過大所致也。

第五節 高山氣候之限線——雪線與冰河線

地形增高，氣溫低降，高處溫度達冰點時，則終年積雪不化，又或漸趨兩極，氣溫寒冷，全年均在冰點以下，則地面積雪，永久不解，此種積雪之界限，謂之雪線。積雪壓結成冰，冰流動而成冰河，冰河之限線，亦分二種，一爲自兩極向赤道移動之限線，一爲自高山向平地移動之限線。雪線與冰河線之高低上下，與溫度濕度均具密切關係，茲分別述之。

一、雪線與降雪線

地形升高，氣溫低降，漸降達冰點，連接溫度冰點之各地，劃成一線，謂之冰點線；冰點線或與雪線相符，或與雪線相鄰，大致均較雪線略高，故雪線處之溫度，可在冰點之上也。

雪線 (Snow-line) 普通均指積雪線而言，此外更有降雪線。積雪線與降雪線不同，積雪之地必有降雪，然降雪之地未必均能積雪，故降雪線恆遠比積雪線為低。就平地言之，歐洲在北緯三十六度以南無雪，故北緯三十六度，即為歐洲之降雪南限線。我國降雪之南限緯度更低，廣東位於北緯二十二度，尚有降雪之機會，故東亞之降雪線當在北緯二十二度以南；再就高度言之，兩極雖在平地終年降雪，漸向赤道，則平地終年無雪，惟高山之上，可以降雪，南美洲之安底斯山在赤道下之降雪線約在三千六百米，非洲新幾內亞須高至四千五百米以上，始有降雪之機會。

北半球平地降雪線表

地點	通常情形	可能情形
歐洲西岸	45°N	33°N
地中海岸	37°	29°
中央亞細亞	24°	22°
亞洲東岸	30°	22.5°

北美洲西岸	47°	34°
美洲中線	25°	19°
北美洲東岸	35°	27°

北半球降雪線之緯度，以歐洲為最高，四十五度以南即少飛雪，亞洲為最低，三十度以南尚有下雪之可能。又西岸降雪線之緯度均較東岸為高，北美洲西岸降雪線在四十七度，東岸即南移至三十五度。

雪線與冰點線之高度，不特各處不同，即同一山內，南坡與北坡，迎風坡與背風坡亦大相違異。大概言之，雪線之上下，視溫度與雨量之變化而定，就溫度言之，則溫度愈高，雪線愈高，溫度低降，雪線亦低降；就雨量言之，雨澤豐沛處雪線較低，降雨稀少處雪線較高。一山之中，南坡向陽，溫度高，故雪線亦高，北坡背陽，溫度低，雪線亦較低；迎風坡雨豐，雪線低，背風坡雨稀，雪線高。此種實例，多不勝舉。

位	向	北	東	南	西	平均
冰點	線	2870	2940	3060	2990	2985 (米)
雪線	線	2540	2640	2750	2630	2640
差	數	330	300	310	360	325

奧特萊山在阿爾卑斯山內，爲一空曠之孤峯，南坡向陽，冰點線及雪線均爲最高，北坡背陽，冰點線與雪線均最低，計南北坡冰點線上下相差一九〇米，雪線相差二一〇米。又雪線恆較冰點線低約三百餘米。

喜馬拉雅山南北坡雪線高度表

季	別	冬	春	夏	秋
南	坡	2700	3800	4900	4270
北	坡	2600	4270	5200	4700

喜馬拉雅山之降雪線，大約在九百至一千五百米上下，夏高冬低。表列雪線高度，冬日南坡高

於北坡，乃係南坡向陽北坡背陽之故；惟春夏秋冬各季則均為北坡高於南坡，蓋以南坡迎風，雨量豐沛，空氣多濕，雪線為低；北坡背風，空氣乾燥，雨量稀少，雪線特高。故喜馬拉雅山之雪線上下，受兩種影響，冬日南坡高於北坡，係受溫度之影響，夏日北坡高於南坡，乃係受雨量之影響也。

降雪線以下終年無雪，雪線以上終年積雪不解，惟二者之間，則有暫時之積雪，其積雪日數亦隨高度而增減。如瑞士東北境之聖的斯(Santis)位於北緯四十七度，高達二千五百米，在六百五十米時，全年積雪七十七日，在一四〇〇米時，全年積雪二百日，至一九五〇米時，積雪二百四十五日。又意大利北的羅爾(Nordirrol)之積雪日與降雪日之記錄如下：

高 度	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400 (米)
積 雪 日	36	102	122	134	163	194	214	231	253	285 (H)
降 雪 日	—	—	142	170	191	209	227	246	267	285

降雪及積雪日數愈高而愈久，降雪日數恆較積雪日數為多。又北的羅爾一月冰點線高七〇〇米，七月高一六〇米，雪線則冬日鄰近冰點線，夏日在冰點線之下，較冰點線之移動為落後。故

高山雪線處之溫度，冬日必相近冰點，夏日則高於冰點甚多。茲列德國都恩山 (Tauern) 之冬夏雪線高度及雪線處之溫度數字如下：

月	份	四	月	五	月	六	月	七	月	八	月	九	月	十	月
雪線高度(米)	1500	1800	2150	2450	2800	1730									
雪線溫度(度)	3.2	6.5	6.5	6.4	—	4.0	2.8								

雪線高度以夏日為最高，冬日記錄不全，雪線處在五六兩月為六·五度，七月六·四度，超出冰點甚多，十月降至二·八度，冬日溫度必更將低降，惜記錄不全，無由表明耳。

阿爾卑斯山內各區積雪降雪日期，亦遲早長短不一。

地	點	初雪日期	不雪日數	積雪日數	積雪始終期	積雪深(厘米)	一日最大雪深(厘米)
下奧大利阿爾卑斯山前區		20/11	18	40	5/12-24/2	54 cm	17 cm
中部阿爾卑斯山高原地		23/10	41	130	12/11-14/4	249	72

下奧大利阿爾卑斯山前區，平均高度二六四米，據該區內各站之平均，最初降雪在十一月二

十天左右，降雪十八日，積雪平均自十二月五日起至翌年二月二十四日止，共計四十日，反較降雪日數超出一倍以上，與意大利北的羅爾之情形適趨相反。蓋以此處下雪日數雖少，而降雪量特豐，全年降雪深達五四厘米（日合雨量五四毫米），一日中最大降雪量可達一七厘米，更兼氣候多濕，故積雪不易即消，積雪日期乃特形增長。中部阿爾卑斯山高地拔海一、一六五米，平均十月二十三日即得初雪，降雪四十一日，積雪自十一月十二日起至翌年四月十四日方消，共計一百三十日，且三倍於降雪日數；高原上雪量尤豐，全年雪量達二四九厘米（合雨量二四九毫米），一日中降雪最大量可達七二厘米之厚。

二、各地雪線高度

世界各地之雪線，上下甚巨，大概沿海迎風多濕之區，雪線較低，內陸背風乾燥之區，雪線較高；又雪線高度視緯度而不同，緯度愈高，雪線愈低，緯度愈低，雪線愈高。

南北美洲西部各緯度雪線之高度，北美西岸沿海多雨之區，雪線較低，內陸乾燥少雨，雪線較高；又中美及南美北部沿海雨量不及內陸為豐，故雪線反以沿海為高，南美赤道下，安底斯山西岸

緯	度	沿	海	部	內	陸	部	緯	度	沿	海	部	內	陸	部
60°N		800 (米)		1500		30°S		5200							
55°		—		2600		33°		4900							
50°		2000		2600		34°		4200							
45°		2300		3400		35°		3300							
40°		3500		3700		37°		2100							
20°		—		4700		39°		1600							
10°		4700		—		41°		1400					1700		
5°		4650		4550		42°		1300							
0		4600		—		46°		1200							
5°S		5250		5150		53°		1200							
10°		—		5000		54°		1000							
17°		6100		5250		55°		500							
27°		6100		4600		—		—							

沿海雪線高四、七二〇米，內陸爲四、六二〇米。南美南部內陸記錄不全，惟至南緯四十一度時，沿海雪線又較內陸爲低矣。

亞洲喜馬拉雅山南坡濕潤多雨，雪線高四、九〇〇米，北坡乾燥少雨，雪線高五、六〇〇米，亦見乾燥坡之雪線較多雨坡爲高，我國西藏高原，內陸雪線約在四、八〇〇至五六〇〇米間；祁連山外緣部雪線四、三〇〇米，內部雪線較高，達四、八〇〇米。

據巴新日氏(Paschinger)之計算，世界各緯平均雪線高度如下表(米)

緯度	80-70°N	70-60°N	60-50°N	50-40°N	40-30°N	30-20°N	20-10°N	10-0
最高雪線	1000	2000	3200	4100	6100	6000	4700	4600
最低雪線	300	550	800	1400	3500	4900	4600	4500
平均雪線	650	1050	2050	3000	4300	5300	4600	4600
	0-10°S	10°-20°S	20°-30°S	30°-40°S	40°-50°S	50°-60°S	60°-70°S	
最高雪線	5600	6100	6100	4500	2200	1200	0	

最高雪線	4500	5000	4800	1600	700	500	0
平均雪線	5000	5800	5100	3000	1500	300	0

最高雪線不在赤道上，而在北緯三十度左右，正當乾燥而炎熱之沙漠帶，最低雪線在高緯度，北緯三十與四十度之間，雪線以喀喇崑崙為最高，達六、一〇〇米。四十至五十度間，以天山為最高，達四、一〇〇米，最低在溫古華，高一、四〇〇米。

三十三、冰河線

冰河分高山冰河與大陸冰河兩種，高緯極地附近，氣候寒冷，冰河平地推流，如格林蘭阿拉斯加南冰洲等處之冰河均屬大陸冰河，山高積雪，壓化成冰，循谷下移者，名高山冰河。在地質史上，各代氣候變遷殊烈（見下第六章氣候變遷），故冰河之消長，亦各時代有異。最近有第四紀時代之冰河，時間較新，遺跡較著，吾人根據種種陳跡，深知當第四紀時，加拿大、美國北部及歐洲北部德國等地，均曾在冰河掩蓋之下。今者，世界上除極地為冰雪所蓋外，僅高山尚見冰河之行蹤，高山寒冷多雪，積雪受重壓，溶結成冰，謂之冰田（*névé*），冰流發自冰田，循山谷而下，流動極緩，因溫度之增

高，乃漸趨融化；其久暫高下，頗不一律，如爲地形平坦之山坡，冰河流動迂緩，易於消融，冰河線爲高；反之地形陡削處，冰河流動較速，不及融化，則冰河線可大爲降低。冰河線處之年平均溫度可達十度左右。新西蘭南島西岸法倫朱綏夫冰河 (Frang Joseph Glacier) 位於南緯四十三度三十五分，其下限爲二九〇米，年溫十度，福克斯冰河 (Fox Glacier) 下限一〇〇〇米；東岸塔斯曼冰河 (Tasman Glacier) 下底線高七八〇米，可見新西蘭東西岸氣候之異，西岸迎盛行西風，空氣多濕，融化不易，東岸較乾燥，冰河線即見增高。又喀喇崑崙喜馬拉雅之比福冰河 (Bito-Glacier)，位北緯三十五度四十一分，下限高三〇八〇米，年溫九度；喜馬拉雅之沙亞冰河 (Chaisa Glacier)，位北緯三十一度，下限高三二〇〇米，年溫七度。歐洲阿爾卑斯山白朗峯 左近各冰河，平均下限高一四五〇米，年平均溫度爲四・二度。亞洲西伯利亞東部門可薩特克冰河 (Munko-Sardyk) 位北緯五十二度，下限三一七〇米，年溫零下十度，當爲冰河線上之最低溫度。

四、氣候帶之垂直分布

總上所述，地形之增高使溫度低降，日照增強，氣壓減低，雨量增多，高山之巔，冰雪重積，流爲冰

河，種種氣候要素之變化，亦隨地形而不同，故地形有上下，氣候即生異變。今舉一赤道下之高山，如南美洲之安底斯山，試自山足上行，歷登山頂，則沿途所見，在山足爲熱帶性氣候，炎熱多雨，森林鬱蒼，可可甘蔗稻米之屬，隨處可見；上登山腰，氣溫漸減，雨澤尙豐，草原長茂，玉米小麥等穀物生產豐富，居民最多；更上則氣候溫涼，疎林滿坡，村落已少見，林帶以上，淺草平鋪，氣候寒冷，滿山曠野，偶見山羊成羣，但聞牧歌撩耳；上及峯頂，溫度嚴冷，已達雪線，植物絕跡，雪積不融，冰河縱橫。計自山足登頂，宛如自赤道去極地，廣狹有異，歷程則一也。茲將高山各級高度之積雪期植物帶及人生帶分別列表說明之。

阿爾卑斯山(46 $\frac{1}{2}$ —43°N)各級高度之積雪日期表

各級高度	500-650	650-1000	1000-1300	1300-1600	1600-2000	2000-2300	2300-2600 (米)
融雪開始日	17/III	30/III	10/IV	21/IV	12/V	2/VI	28/VI
積雪開始日	10/XI	30/XI	20/XI	10/XI	28/X	15/X	1/X
積雪期	127	120	141	131	198	230	267 (日)

在北緯四十三至四十六度間，阿爾卑斯山內平均積雪期，當五〇〇米處，為一百二十七日，高度愈大，積雪期愈增，一六〇〇米以上為一百九十六日，二三〇〇米以上達二百六十七日，若積雪期增至三百六十五日，即入雪線矣。

瑞士中部阿爾卑斯山(Orlier Alps)之各種限線

限線種類	平均高度	最高高度	山坡方位	最低高度	山坡方位
人類永久住宅之限線	1380	1660	西南	1150	北
穀物之高度限線	1390	1640	西南	1110	西北
森林限線	2120	2160	西南	2100	北
冰河之底限線	2630	2750	南	2530	北及西北
冰點界線	2960	3090	南	2850	北及東北

人類之最高永久住宅平均在一、三八〇米以下，穀物之限線為一、二九〇米，二者相差僅十米，人類大都藉穀物為生，故最高永久住宅大抵與穀物線相符合也。森林限線二、二二〇米，冰河線平均在二、六三〇米，冰點線在二、九六〇米，高出冰河線三百餘米。又向陽之南坡溫度較高，各種限線

亦較高，北坡反之。

非洲西部赤道上克利曼雅魯 (Killimanjaro) 植物之垂直分布，一三〇〇米下，為熱帶草原，長莖蔓草，雜以荆棘矮樹，一三〇〇至一八〇〇米為耕地帶，一八〇〇至二八〇〇米間為純粹森林，二八〇〇至四〇〇〇為稀草原，牧放甚盛，四〇〇〇米左右為苔原，四千米以上即為冰漠。但此均指南坡而言，北坡則記錄不全。

植 物 帶	南 坡 高 度	北 坡 高 度
熱 帶 草 原	1300 (米)	1800 (米)
耕 地	1300-1800	—
林 地	1800-2800	—
稀 草 地	2800-4000	—
冰 漠	4000(以上)	—

第六節 地形與風

地形與風之關係有二：一為由地形所產生之風，如山風谷風等；一為風向受地形影響而改變性質者，如焚風 (Föhn)、西洛 (Sirocco)、波拉 (Bora)、密斯脫拉 (Mistral)，茲分別述之：

一、山風與谷風 高山中山風谷風與平地上之海陸和風，性質相似，成因亦同，山谷溫度變化極端，日間山谷受熱較烈，氣壓低降，空氣沿壁上升，是為谷風；晚間空氣寒冷，山坡冷氣，向下沉降，謂之山風。谷風之性質猶海風，山風猶陸風，晝夜交替，上下流動，影響於山中氣候者殊大。大概夏季晝間日光強烈，以谷風為發達，冬季晚間，山坡寒冷，山風特別發達，溫度倒置之現象，盛行於山谷低窪之處。

薩爾斯堡 (Salzburg) 之谷風日數 (一九〇四至一九二二年十年間總數)

月	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
谷風日數	0	9	28	34	55	66	79	81	56	43	9	1

谷風以夏季為最多，六七八三個月之谷風日數佔全年總數之百分之四十八以上；冬季幾屬

罕見。

二焚風 常見於歐洲阿爾卑斯山谷中，尤以冬半年爲甚，性乾而熱，冬日山內天氣寒冷潤濕，惟當焚風來襲時，天氣卽形大變，焚風自南方吹來，強而有力，此時溫度突升，一日間可突升十度，濕度突降，甚或達百分之十以下；谷內積雪，傾刻熔盡，天氣乾燥異常，植物枯萎，火災易生。

阿爾卑斯山北坡山谷方向爲南北行者，焚風最爲常見，東西行之山谷，則無焚風之吹經，瑞士日內瓦與薩爾斯堡(Salzburg)間焚風最爲頻繁，平均言之，一年中吹焚風日數約在三十五至四十日，多者至七十餘日，以冬春爲多，夏秋爲少。

地名	年份	冬	春	夏	秋	年總數
阿爾斯谷(Albstatten) 在萊茵河谷(Rheinthal)內	1864-1900	9.7	11.9	6.4	9.2	37.2
古本能(Gutannen) 在亞萊河谷(Arretal)內	1864-1900	22.2	25.1	12.4	19.5	79.2
白羅敦(Bludenz) 在伊薩河谷(Isartal)內	1870-1894	10.6	8.2	3.1	18.0	31.9
朱勃勒克(Juzbruck) 在茵河河谷(Tental)內	1870-1894	9.5	17.0	5.0	11.1	42.6

上表爲阿爾卑斯山谷內各季焚風日數之分配，均以冬春二季爲多，夏日最少，全年總數，以亞

萊河谷 (Arretal) 之古太能 (Guttannen) 爲最多，達七十九日，餘均在三十至四十日左右。

冬日西北歐當低壓籠罩之下，南部地中海上海氣流受其吸引，向北而馳，惟因阿爾卑斯山之阻，須越嶺而過。此自地中海北吹之風，本爲溫潤多濕，當其遇山上升，氣溫低降，比濕增加，空氣中水分均凝爲雨雪，沛然下降，當其越嶺而過也，空氣中水分已凝析無遺，乾燥非常，更兼自上下沉，溫度遞增，相對溫度乃更形減小；此乾而熱之氣流，循谷下衝，強而有力，卽所謂焚風也。故當焚風來襲之時，阿爾卑斯山南北二坡，氣候懸殊，南坡雪雨豐沛，北坡則亢乾燥熱。且南坡空氣上升之際，因濕度較大，凝雨成雪時更放出潛熱，氣溫低降較緩，北坡空氣下降，因濕度乾燥，氣溫低降較速，故南北坡同一高度之地，北坡溫度較南坡高出甚多。此乾而熱之焚風，當其循谷下衝，所經之地，均見濕度下降及溫度上升之象。下爲阿爾卑斯山內冬季二十次焚風南北坡平均天氣比較。

地 名	溫 度			比 較 濕 度			天 氣 情 形
	早 晨	下 午	晚 上	早 晨	下 午	晚 上	
米蘭 (Milan)	3.2	5.1	3.9°C	98	93	96%	有十六日下雨 風向不定

白羅敦 (Bludenz)	11.1	14.0	11.5	29	22	28	東南焚風
斯梯脫加 (Stuttgart)	3.4	8.8	5.0	84	72	81	有十日下雨 向不定

米蘭位於意大利北部，當阿爾卑斯山之南坡山足，溫度低涼，在攝氏三至五度，濕度甚大，達百分之九十以上，二十日中有十六日為降雨日。當越山而過，至北坡山谷之白羅敦 (Bludenz) 時，氣溫已突升十度左右，濕度則突減百分之七十，僅為百分之二十左右矣。斯梯脫加 (Stuttgart) 位於北方平原上，溫度濕度雖已漸趨常規，但焚風之影響，仍可波及。

又乾熱之焚風非生於山巔，實起於北坡山頂下，其氣溫之突增，亦在北坡，而非在山頂下為哥薩嶺 (St. Gotthard) 在一八六九年一月三十一日至二月一日之焚風時記錄：

地 名	高 度 (米)	溫 度	相 對 濕 度 %	風 向
白令迪那 (Bellinzona)	229	+8.0	90	北 (有 霧)
桑維托夫 (San Vittore)	268	+2.5	85	南 及 西 南
阿羅羅 (Airolo)	1,172	+0.9	-----	北 及 南

哥達 (St. Gothard)	2,100	-4.5	—	南
阿特瑪 (Andermatt)	1,446	+2.5	—	南
阿爾多夫 (Aldorf)	434	+14.5	28	南 (即 萊 湖)

風自南向北吹，在南坡山尾時溫度三度，濕度百分之八十，升高上達山頂（二一〇〇米）溫度低降達負四·五度，下趨北坡氣溫遞增，濕度遞減，抵阿爾多夫 (Aldorf) 高僅四五米，溫度已升為一四·五度，濕度降至百分之二十八，即屬焚風性質。格林蘭西岸冰島，新西蘭日本亦均見焚風之吹襲，惟不若瑞士山谷中之著名耳。

三、西洛可 (Sirocco) 與焚風性質相似，十分炎熱，但比較濕潤，以意大利南部及地中海南部及東部為多見，風自北非撒哈拉或阿刺伯熱性沙漠上吹來，炎熱乾燥，但因流經海面，且未越山嶺，故乾燥之程度不及焚風為甚。此風在美國加利福尼亞亦見之。

四、波拉 (Bora) 為一種寒冷之北風，多見於冬日，常吹臨達爾馬西亞沿岸 (Dalmantia

Coast) 亞德里亞海頂部及伊琴海 (Egean Sea) 之北部一帶。風自寒冷之北部高原或內陸吹

來，風勢勁強，寒冷刺骨。

五密斯脫拉 (Mistral) 爲猛烈而酷冷之北風，循法國南部龍河 (Rhône R.) 河谷而下；冬季法國東南海上爲低氣壓，法國中央高原爲高氣壓，冷氣由高原南下，由西北吹向東南，猛勁強寒沿地中海岸每遭及此。密斯脫拉來襲時，可使草穀摧毀盡淨，火車越軌傾覆，海上輪船，亦易遭殃。

第七節 氣候障壁

地形之可作爲氣候障壁 (climatic barrier) 其因有二：地形爲寒熱氣流移動之阻，如山脈爲東西行者，北方寒風不能南下，南方熱風難於北上，結果山北氣候寒冷，而山南則否；或山南氣候炎熱，而山北則否，一山之隔，可使南北坡氣溫大相懸殊，地形之作爲溫度障壁，此其一也。地形爲濕分水氣之阻，如沿海山脈，面海迎風之坡，濕分充足，雨量豐沛，而陸背風之坡則異常乾燥，濕度尤低；一山之隔，使迎風坡與背一坡之雨量大相懸殊，地形之作爲雨量障壁，此其二也。大概東西行之山脈，其山南山北氣溫之懸殊爲主，南北行之山脈，其沿海內陸雨量之懸殊爲多。但實際上，氣溫雨量均同受影響，如亞洲喜馬拉雅山橫阻南北，山南氣溫溫和，雨量豐沛，印度阿薩密省之雪拉邦齊

(Cherrapunji) 年雨量 1115 毫米，為世界雨量之最高記錄，而山北之西藏為一寒冷乾燥之高原，滿目荒涼，景象迥異；又如因阿爾卑斯山之阻，北歐與南歐氣候，由是而分。有落磯山安底斯山之阻，美洲東西岸氣候，因秦嶺之隔，我國南北氣候藉以分界。即如斯干的那維亞山脈之低緩，挪威瑞典東西岸氣候，即不可同日而語。地形之作為溫度分界及雨量限線者，其例之多，不可枚舉。即至一丘之小，一岡之微，地形對於氣候之限界作用，仍見存在，且為研究小氣候學者之所特別注重，茲不多述，今惟略舉一二數字，以見氣候障壁之影響程度耳。

挪威南部東西岸風向與雲量之關係

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
西岸	7.0	5.0	4.6	6.0	7.2	8.3	8.5	7.9
東岸	4.2	5.7	7.3	7.8	7.6	5.7	3.8	2.5

西岸以吹西風雲量最大，東風最小，東岸反之，以吹東南風雲量最大，吹西北風時最小，蓋西岸西風來自海上濕度大，東風來自陸地濕度小，東岸則東南臨海，西北為陸地。

以西岸與東岸之濕度相比，則西岸相對濕度大致較東岸為高，僅以西岸而論，則吹西風及西北風時濕度最高，東南風最低，東岸則以南風及東南風濕度最高，西北最低。其數字如下：

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
80	77	74	71	72	79	83	88%
東岸	75	79	82	85	86	80	72
							68

西藏高原高五千米，為世界最高大之荒原，足為一切下層氣流之限阻，東亞季風冬季高不過三千米，夏季不過四千米，實際上冬夏季風無能越西藏高原而吹過者。印度之拉海（Lahore $31^{\circ}34'$ ）冬季溫度一四·〇度，同緯之上海（ $31^{\circ}12'$ ）僅三·九度，加爾各答（ $22^{\circ}23'$ ）為一〇·九度，同緯之廣州（ $23^{\circ}12'$ ）僅一·一·五度，是乃地形之隱蔽與不隱蔽所生之差別也。我國秦嶺高約二千米，已足阻止冬季北風之南下，四川冬日受其隱蔽溫度反較沿海之上海為高。上海一月平均三·三度，四川之重慶一月平均七·三度，較上海高出四度。

歐洲風雨均來自西方，西岸方除斯干的山外，地形平坦，港灣開展，西風勢力深入內地，南美洲

西岸則否，高山縱峙，地形隘狹，西風暖雨，限於岸邊。美洲東岸地形平緩，沃野廣遠，亞洲則高原荒漠，佔其大半，東岸平野，僅限於數個沖積三角洲。各洲形勢，有幸有不幸，幸者如歐洲，雨澤濕潤，文明鼎盛；不幸如亞洲，內陸荒野，寒暖突變，沙漠乾旱，人迹稀少，此無他，要亦地理環境之有不同耳。

地形之作氣候障壁，以雨量之限阻為最明顯。試將世界雨量圖與地形圖比觀之，則見凡地形隆起之處，多為雨澤豐沛之地，但同時又為雨量截然中斷之限界。吾人研究氣候，氣候圖之比觀，實為重要工作，苟能融會其間相互關係，則地形圖、雨量圖、物產圖、人口圖，彼此影響，了然若揭矣。

第五章 氣候之分類

第一節 概論

本書上述各章探討各種氣候要素，所受天文及地文因素之影響，吾人知地面一切氣候變化以日光爲原動力，而大氣圈及地面對於日光熱力之反應，則各季候各緯度不同。吾人又知地面海陸異質，二者對於氣候要素反應不同，乃有海洋性與大陸性氣候之分；吾人更知地面高下不等，各級氣候變遷甚大，而高山縱橫，又可作爲氣候之障壁。凡此種種，氣候要素與地文因素相互作用，錯綜紛紜，極盡複雜。

各地氣候由各地特殊環境所產生，故按之實際，世界氣候實無一地相同。但吾人如將世界各地類似之氣候，加以歸併，則世界氣候帶或氣候區之劃分，仍屬可能。

吾人持某項氣候要素之變化作爲標準，大則分世界爲若干帶（帶大致與緯度平行），小則復分一洲爲若干區，各區以內氣候情形相近，植物農作相仿，其與人生關係亦大致相同，各洲緯度

相近，地位相當之區，亦往往具有相近之氣候，比而觀之，氣候之分類尚矣。

氣候要素約舉有六：即風、雲、雨、雪、溫度、氣壓是也。六者之中以溫度、雨量二者尤為重要，可稱基本要素。過去學者研究氣候多就氣候要素之一，用作分類標準，如溫度之分帶、雨量之分帶、風壓之分布等是。最近氣候學者柯本氏 (W. Köppen) 新創分類法，綜合各方，條精理晰，以溫度為經，以雨量為緯，更就時間季候以及其他氣候要素之分配情形，細加剖別，明確詳備，尤為其他各種分類法所不及。本章首述各種單純之分類方法，然後將柯本氏之分類法，作一詳細介紹焉。

第二節 溫度之分帶

氣候要素之分帶大致着重於天文因素之關係，如溫度帶、氣壓帶、雨帶、雲帶、風帶等，均以緯度作分界線；雖或粗約概略，失之過簡，然亦不能謂非氣候分類之基本方法。世界各地溫度以赤道附近為最熱，兩極最寒，其變遷大致隨緯度加高而遞減。據一九二五年 Meinardus 氏之計算，世界各緯各地之平均溫度如下：

緯度	陸地面積百分數(%)	年平均溫度(°C)	一月平均溫度	七月平均溫度	平均年較差
90°N	—	-22.7	-41.0	-1.0	40.0
80°	24	-17.4	-38.5	1.7	25.4
70°	54	-10.3	-26.4	6.9	33.3
60°	65	-1.0	-15.9	14.0	29.9
50°	55	5.9	-7.1	18.0	25.1
40°	47	14.1	5.5	24.0	18.5
30°	42	20.4	14.7	27.3	12.6
20°	32	25.3	21.9	28.0	6.1
10°N	24	26.8	25.8	26.9	1.1
0°	23	26.3	26.5	25.6	0.9
10°S	28	25.4	26.4	23.9	2.5
20°	28	23.9	25.3	19.8	5.5
30°	16	18.4	21.6	14.5	7.1

北半球	8.0	22.5	15.2	14.5
南半球	17.3	10.3	13.6	7.0
全球	12.6	16.4	14.4	3.8

北半球陸地面積占全面積之百分之四十，南半球占百分之十七；北半球陸地廣大，故年較差達一四·五度，南半球僅七·〇度，相差一倍有餘。以年平均溫度言之，亦以北半球較高，爲一五·二度，南半球較低，爲一三·六度；全球平均溫度爲一四·四度。

若以東西分之，則以東半球（以西經二十度東經一百二十二度分界）之陸地，占全面積之百分之三十七，水面占百分之六十三，西半球陸地占百分之十七，水面佔百分之八十三，故東半球之溫度亦較西半球爲極端。下爲北半球之東半部與西半部比較數：

		全年平均溫度	一月平均溫度	七月平均溫度	年較差
北半球	東半部	15.6	6.6	24.1	17.5
	西半部	14.6	9.1	20.7	11.6

東半部年較差一七·五度，西半部僅一一·六度；全年平均亦以東半部較高，爲一五·六度，西半部一四·六度。

如以經度爲標準，則世界一月最熱地點在西經一六〇至一七〇度（一〇·五度）及東經十至三十五度（一二·五度），最冷地點在西經九五至一〇五度（五·四度）及東經一〇〇至一一五度（二·八度）；七月最熱地點在西經一〇〇至一一五度（一八·三度）及東經二〇至一一五度（一九·二度），最冷地點在西經一七五至一八〇度（一六·〇度）及西經一五至二〇及一二五至一三〇度（一六·一度）可列表如下：

	西 半 球			東 半 球		
	經 度	溫 度	經 度	溫 度		
世界一月最熱地點	160-170°W	10.5	10-35°E	12.5		
世界一月最冷地點	95-105°W	5.4	100-115°E	2.8		
世界七月最熱地點	100-115°W	18.3	20-115°E	19.2		
世界七月最冷地點	175-180°W 125-130°W	16.0 16.1	—	—		

一年中太陽在南北回歸線間往來一次，故各地一年之中，太陽高度各時不等，溫度升降亦隨之變化。以中緯度各地言之，三月至五月溫度由低升高，是爲春季，六月至八月氣溫最高，是爲夏季，九月至十一月溫度自高而降低，是爲秋季，十二月至來年一月氣溫最低，稱爲冬季，一年分爲四季，嬗變明顯。但除溫帶附近以外，極地終年爲冬，赤道上終年爲夏，而各季之長短，亦隨處有異。以我國而論，華北冬長而夏短，春秋之嬗變更速，華南夏長而冬季不顯。依張寶堃氏之研究，試以每候（五日）平均溫度在二十二度以上者爲夏，則我國瓊瑋以北即無夏季，每候（五日）平均溫度在十度以下者爲冬，則福建以南無冬季（見地理學報創刊號張著中國四季之分配）。就印度而論，一年僅可分爲三季，夏日太陽高度最大時，雨量豐沛，溫度反略降低，可稱雨季；雨季之前，溫度最高，稱爲熱季，雨季以後，氣候乾燥，稱爲乾季。漢恩氏即據溫度季候之分配，將世界各地氣候分爲七式，茲分述如下：

一、赤道式 (Equatorial type) 溫度全年均高，一年中可有二次高溫及二次低溫，相當於二分二至而稍後，年較差甚小。

一、熱帶式 (Tropical type) 溫度僅一高一低，夏至後最高，冬至後最低，年較差亦大，有時受雨季影響，高溫時期可裂而為二。

三、溫帶式 (Temperate normal type) 溫度一高一低，年較差甚大，四季分明。

四、極地式 (Polar type) 年較差最大，冬季甚長，夏季不顯，北極附近受海洋影響，最低溫度可遲至三月。

以上四式爲主類。

五、印度式 (Indian type) 或稱恆河式 (Ganges type)，一年只有三季：太陽最高時雨季，雨前爲熱季，雨後爲乾季。年較差在八至十二度左右。

六、蘇丹式 (Sudan type) 與印度式略同，太陽最高時，雨量最豐，溫度亦最低，雨後爲乾季，溫度最高，故一年中只分二季，即雨季或寒季及乾季或熱季是也。

七、萬特島式 (Cape Verde type) 以大西洋之萬特島爲代表，位於北緯十六度，海洋性甚發達，爲溫帶式中之特殊式，最高溫度在秋季。蘇本氏根據年溫及月溫，將熱帶溫帶寒帶之界限，用

數字確定之。下爲三帶之界限：

- 一、熱帶 年溫在二十度以上者，年溫二十度亦即棕櫚樹之極界。
- 二、溫帶 南界年溫在二十度以下，北界最熱月在十度以上。
- 三、寒帶 最熱月在十度以下。

柯本氏將蘇本氏之三帶改分爲五帶，即全球可分爲九帶，詳見本章第五節。

第三節 氣壓帶及風帶

地球上各緯度氣壓及風向之分布，較溫度雨量更爲明確。風向因氣壓之高低而生，氣壓之高低則爲地球自轉及太陽熱力分布不同之結果。赤道上太陽熱力最強溫度最高，空氣上升，故爲低氣壓，南北緯回歸線附近爲下沉空氣，氣壓最高，爲南北風向之出發點。茲將全球各緯之氣壓與風帶列舉之：

- 一、北半球西風帶 位於北緯三十至六十度左右，風向自南向北，偏右爲西南或西風。
- 二、北半球回歸線無風帶 位於北緯三十度附近，空氣下沉，氣壓甚高，乃西風及東北信風之

出發點。

三、東北信風帶

位於北緯三十度以南，赤道以北，風向自北而南，偏右而為東北風。

四、赤道無風帶

日照強烈，為上升空氣，氣壓甚低，無風或風不定。

五、東南信風帶

位於赤道以南，南緯三十度以北，風向自南而北，偏左而為東南風。

六、南半球回歸線無風帶

位於南緯三十度附近，空氣下沉，氣壓甚高，為南半球西風及東南

信風之出發點。

七、南半球西風帶

在南緯三十度以上，風向自北而南，偏左而為西北或西風。

茲復列表於左，以見世界各緯度全年平均風向及氣壓高下之實數：

緯度	60°N	30°	10°	0°	10°	30°	80°S
氣壓	758.0	762.5	758.0	758.0	756.0	763.5	743(毫米)
風向	WSW	NE	ESE	ESE	ES	WNW	

又據近年來極地探險之報告，在緯度六十度以上，有淺高壓存在，風向自極地向赤道，故在北

半球爲東北風，在南半球爲東南風。

又太陽一年中在南北緯二十三度半內，作南北移動一次，故氣壓及風向帶亦均有移動，以半球言之，夏日風帶向北移，冬日向南移，南半球反之。世界各緯度冬夏平均氣壓數如下（表列首位七百毫米省書）

緯 度	一月氣壓(毫米)	七月氣壓
80°N	57.5	58.5
70°	60.1	57.6
60°	60.8	57.7
50°	62.3	58.9
40°	63.9	60.0
30°	65.0	59.3
20°	62.3	58.0
10°	59.1	57.7
0°	58.0	59.1
10°S	57.8	60.9
20°	58.5	63.5
30°	61.0	65.1
35°	62.0	63.9
40°	61.9	60.6
45°	58.2	57.1
50°	52.7	52.8

北半球一月爲冬季，最高氣壓在北緯三十度，至七月（夏季）氣壓帶向北移，最高乃達北緯

四十度。南半球一月爲夏季，最高氣壓在南緯三十五度，七月（南半球之冬季）氣壓帶向北移，最高氣壓乃移至南緯三十度。

風向隨氣壓而移動，惟較落後，一年中風向最趨極端者，爲三月與九月，其風帶之位置與寬廣，如下表：

	三月		九月	
	風帶	位置	風帶	位置
東北信風帶	大西洋	25°-5°N	大西洋	30°-10°N
赤道無風帶	3°N-Eq	5°-3°N	11°-30°N	10°-7°N
東南信風帶	0°-25°S	3°N-28°S	8°N-25°S	7°N-20°S

三月東北信風帶在大西洋內寬二十三度，九月寬二十四度，平均寬二十三度半；三月東南信風帶在大西洋內寬二十五度，九月寬二十二度，平均寬二十三度半。太平洋內則東南信風帶較東北信風帶爲寬，東北信風帶三月及九月均寬二十度，東南信風帶則三月寬三十一度，九月寬二十

七度。又赤道無風帶範圍甚狹，且偏於赤道之北；蓋北半球大陸廣佈，熱帶內之溫度特高，熱赤道 (Heat equator) 亦在北緯十度左右也。

第四節 雲帶及雨帶

雲雨之多寡，如以緯度作分帶標準，約可分成五帶：

一、赤道多雨帶 (Equatorial rain belt) 全年多雨，春秋分時可有兩次高點。

二、熱帶夏雨帶 (Tropical belt) 夏季多雨，為對流雨，各季乾燥，季風雨亦屬此類。

三、沙漠帶 (Desert or dry belt) 終年乾燥。

三、冬雨帶 (Belt of winter rain) 夏季乾燥而冬季有雨，為風暴雨，即地中海性氣候。

五、西風常雨帶 見於大陸西岸，終年降雨，各季分配平均，歐洲西北地形開展，故西風常雨帶

可深入內陸。茲以歐非大陸西岸為例，以見各帶之排列及性質：

地點及緯度	冬雨 (十二月至二月)	春雨 (三月至五月)	夏雨 (六月至八月)	秋雨 (九月至十月)	代表帶
赤道非洲 (0°)	22	36	15	27%	赤道多雨帶

亞屬蘇丹(15°N)	0	10	63	27	熱帶風雨帶
非洲北端(32°N)	65	10	0	25	地中海冬雨帶
意大利南端(36°N)	42	19	3	36	地中海冬雨帶
中歐(51°N)	18	24	35	23	常年有雨帶
西北歐(60°N)	29	19	21	31	常年有雨帶

以上各季雨量之百分數，赤道上四季多雨，分布平均，蘇丹屬夏雨帶，夏雨占全年總數之百分之六十三，非洲北部屬極端地中海帶，夏季無雨，冬雨佔全年總量之百分之六十五，意南以秋冬二季雨量最多，佔全年之百分之七十八，亦屬地中海冬雨帶，中歐常年有雨，夏季較多，西北歐則常年有雨，秋冬二季較多。

澳洲為面積最小之大陸，但因孤立大洋中，其四岸氣候，均具特點，北岸為熱帶夏雨帶，東岸為季風性夏雨帶，南岸及西岸為地中海冬雨帶，其各岸各季雨量之分配如下：

岸別及緯度	冬季 (六月至八月)	春季 (九月至十一月)	夏季 (十二月至二月)	秋季 (三月至五月)	帶屬
北岸(13.5°S)	0	9	85	26	熱帶夏雨帶
東岸(32.2°S)	22	18	28	32	季風性夏雨帶
南岸(35.5°S)	41	22	11	26	地中海式雨帶
西岸(32.5°S)	52	18	5	25	地中海式雨帶

北岸以夏季雨量爲多，占百分之六十五。東岸爲季風雨，以夏秋二季爲多，合占百分之六十。南岸及西岸均爲地中海性，冬季多雨，南岸多雨占百分之四十一，西岸占百分之五十二。

我國位於大陸東岸北緯二十至五十度之間，屬季風性雨，全國均以夏季雨量爲多，以北緯三十一度言之，夏雨占百分之五十七，秋雨百分之十七，冬雨百分之六，春雨百分之二十。

以全球各緯度之雨量平均之，則年雨量以低緯爲最高，高緯最少，南北緯三十度附近屬沙漠帶，又略形減低。地球各緯之平均雨量數字如左表（雨量以厘米計）。

緯 度	陸上年 雨量平均	海上年 雨量平均
90°-80°N	11cm	(12)cm
80-70	15	(20)
70-60	31	60
60-50	49	143
50-40	51	123
40-30	59	112
30-20	68	98
20-10	82	122
10-0	141	161
0-10°S	153	138
10-20	109	108
20-30	66	98
30-40	56	110
40-50	79	122
50-60	98	96
60-70	(18)	(38)
70-80	(6)	(9)
80-90°S	(5)	—

赤道附近年雨量各地平均達一百五十厘米左右，至高緯極地則減至十厘米以下，相差有十五倍。南北緯二十至三十度處雨量較少，因位於高氣壓帶，空氣下沉，乾燥而炎熱，故成爲世界之沙漠帶。

雨量以緯度分帶，無甚意義，蓋同一緯度，其東西岸之雨量可大相差異，中國南部與撒哈拉同緯，而前者炎風暑雨，後者乾燥亢旱，全不相同，茲據舊大陸分別東西岸以各緯雨量平均數列下，以資比較（以厘米計）

緯度	60°N	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°	20°	30°	40°	50°S
大陸東岸	36	37	37	77	130	182	250	184	65	39	104	—
大陸西岸	55	61	53	18	30	119	142	128	74	48	—	—

大概大陸東岸低緯雨量較豐，西岸高緯雨量較豐。如表，以北半球言之，東岸二十度處全年雨量平均一三〇厘米，三十度處七七厘米，西岸則僅有三〇及一八厘米。高緯西岸五十度處為六一厘米，東岸僅三七厘米，六十度處西岸有五五厘米，東岸僅三六厘米。

雨量之變率與雨量之多寡成反比，大致雨量豐多之地，變率愈小，雨量愈少則變率反愈大。各緯度之變率如下表：

緯度	70°N	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°S
變率	22	16	16	23	31	37	21	13	22	29	31	24	12	14%

赤道及低緯雨量豐沛，變率亦小，二十至三十度附近為沙漠帶，變率最大，在百分之三十以上。北緯五十至六十度附近屬西風帶，雨量較豐，變率又較小。

雲量濕度與雨量之變化，其趨勢相同。

左為地球各緯平均雲量表(%)

緯度	陸上平均雲量	海上平均雲量
90-80°N	—	68
80-70	63	70
70-60	62	72
36-50	60	67
50-40	50	66
40-30	40	52
39-20	34	49
20-10	40	53
10-0	52	54
0-10	56	50
10-20	46	49
20-30	38	53
30-40	46	57
40-50	58	67
50-60	70	72
60-70	—	76
70-80	—	64
80-90	—	—

赤道附近雨澤豐沛，高緯度溫度較低，雲量均大，中緯度二十至三十度左右，雲量最小，以陸海相比，則海上雲量大致均較陸上為高。

茲列地球各緯平均濕度表如下：

緯度	絕對濕度	相對濕度
70-60°N	3.1	82
60-50	4.9	78
50-40	7.0	74
40-30	9.7	70
30-20	13.8	71
20-10	17.2	75
10-0	18.9	80
0-10	18.7	81
10-20	16.4	78
20-30	13.2	77
30-40	9.8	79
40-50	7.0	81
50-60°S	(5.0)	(8.1)

上表絕對濕度爲每立方米容積內所含水汽之克數，相對濕度則爲百分數。絕對濕度以赤道附近爲最大，漸向兩極而減低，相對濕度則以赤道附近及高緯度爲大，南北回歸線附近爲最小，赤道附近爲百分之八十左右，北緯三十度左右平均僅得百分之七十。

第五節 柯本氏氣候分類法

(A) 方法及原理

柯本氏 (W. Köppen) 係德國氣候學者，氏之研究氣候分類，初發表於一九〇一年，後歷經改良，一九二三年著世界氣候 (Klimata der Erde) 一書，即將其所定氣候分類詳細闡發，此書於一九三一年再版，改名氣候學大綱 (Grundriss der Klimakunde)，內容略有改正，但分類之基本分法，仍與原書相同，同年一九三〇年柯氏主編氣候學叢編 (Handbuch der Klimatologie)，共分二十六冊，集世界各國氣候學專家三十五人分任編輯，其分類方法，即完全以柯氏之法爲根據。

柯本氏之氣候分類，可分爲數個步驟：第一步將世界氣候分爲 A、B、C、D、E 五帶，每帶復分成

二類或三類不等，共合爲十一類，是爲基本類。又有特種重要氣候，不能包括於十一基本類之內者，另立若干副類。此外復應用大批字母附列於每類之後，各標明其特殊意義，茲將分類步驟順次述之：

一、第一步將世界分成A、B、C、D、E五帶，其各帶意義如次：

A. 濕熱多雨帶，最冷月溫度在十八度以上。

B. 乾帶，另詳下文。

C. 溫帶，最冷月在十八度至負三度之間，無長期積雪者。

D. 寒帶，最熱月在十度以上，最冷月在負三度以下，冬夏顯著，亦稱北方雪林帶（南半球

無此氣候。）

E. 冰帶，最熱月在十度以下。

二、第二步於A、B、C、D、E五帶之後，各加一字母，合爲十一基本類，其名目及意義如次：

A
Aw Af
熱帶雨林氣候 (Tropisches regen wald klima) 常年熱而多雨。
熱帶草原氣候 (Savannen klima) 冬季乾燥。

B
BW BS
草原氣候 (Steppen klima)。
沙漠氣候 (Wusten klima)。

O
Cf Cs Cw
冬乾溫和氣候 (warme winterrochene klima)。
夏乾溫和氣候 (warm sommertrochene klima)。
常濕溫和氣候 (Feuchtemperiertes klima)。

D
Df Dw
冬乾寒冷氣候 (winterrochenkalte klima)。
常濕寒冷氣候 (Feuchtwinterkalte klima)。

E
EF ET
苔原或寒漠氣候 (Tundrenklima)。
冰漠氣候 (Sohneeklima)。

總上 A 帶內分爲 Aw Af 二類, B 帶內分爲 BS BW 二類, C 帶內分爲 Cw Cs Cf 三類, D 帶內分爲 Dw Df

二類，E帶內分爲ET EF二類，合爲十一類，即柯本氏氣候分類法中之十一基本類，其所加第二字母之意義，均據德文原語，而取其首列字母。

字	母	德	文	原	語	意	義
f		feuchte				多雨	
w		winter trockene				冬季乾燥	
s		sommer trockene				夏季乾燥	
B		Steppen klima				草原氣候	
W		Wusten klima				沙漠氣候	
T		Tandrenklima				苔原氣候	
F		Eisost				終年冰凍	

三、第三步確定熱帶溫帶寒帶冰帶（即A、C、D、E）內各類氣候之界限。

各月雨量均在六厘米以上。

A
Aw Af

冬季雨量較少，至少有一個月其雨量不足六厘米。

C
Cf Cw Cs

冷季最多雨月之雨量至少三倍於熱季最少雨月之雨量者。
熱季最多雨月之雨量至少十倍於冷季最少雨月之雨量。
雨量分布均勻，不足上述比例者。

D
Df Dw

熱季最多雨月之雨量至少十倍於冷季最少雨月之雨量。
雨量分布均勻不足上述比例者。

E
EF ET

最冷月在零度以上十度以下者。
各月均在零度以下者。

四、第四步為確定乾帶之界限及分辨草原與沙漠氣候。氣候之乾燥與否，不能以溫度區分，亦不能僅以雨量區分，蓋如雨量雖多而溫度過高，蒸發過大，則仍為乾燥也。故乾帶氣候之劃分，應以溫度與雨量二者之相互關係規定之。柯本氏根據種種研究，確定溫度與雨量之關係，列為公式，以作乾帶之界限，同時並顧及降雨之季候分配，其公式如下：

	冬 季 區	年 季 區	夏 季 區
BS	$r < 2i$	$r < 2(i+7)$	$r < 2(i+14)$
BW	$r < i$	$r < i+7$	$r < i+14$

上表，示全年雨量總數，以厘米計，示全年平均溫度，以攝氏計；依上述公式，設甲地屬冬雨區域，換言之，即冷季最多兩月之雨量至少三倍於熱季最少兩月之雨量，則其年雨量數若小於年溫者，為沙漠氣候，若大於年溫而小於年溫之二倍者，為草原氣候，若等於或大於年溫之二倍者，則不屬於乾帶範圍之內。設乙地屬夏雨區域，換言之，即熱季最多兩月之雨量須十倍於冷季最少兩月之雨量，則依據 $r < 2(i+14)$ 及 $r < i+14$ 二公式計算之，以確定其類屬，設丙地屬常年有雨之區域，換言之，即雨量分布平均，不足規定比例者，則依據 $r < 2(i+7)$ 及 $r < i+7$ 二公式計算之，以確定其類屬。

例如：

奧德薩 (Odessa) 全年雨量歷年實測平均為四十一厘米，年平均溫度為十一度，屬夏雨區

域，應用：

$$r < 2(t+14)$$

$$r < t+14$$

$$41 < 2(t+14)$$

$$41 < t+14$$

$$41 < 50 \dots \dots \dots BS$$

$$41 < 25 \dots \dots \dots \text{非BW}$$

即知奧德薩非為沙漠氣候，而為草原氣候。

又如：

雅典 (Athens) 全年雨量歷年平均為三十九厘米，年平均溫度為十八度，屬冬雨區域，應用

公式：

$$2t = 36$$

$$t > 2t$$

雅典之年雨量大於年溫之二倍，故已不屬乾帶範圍之內。

西安全年雨量五一八厘米，年平均溫度一四·三度，屬夏雨區；

$$2(t+14) = 56.6 \quad t+14 = 28.3$$

$$\therefore r < 2(t+14) \dots \text{BS}, \quad r > (t+14) \dots \text{非BW}$$

庫車全年雨量八·五三厘米，年平均溫度八·八度，屬夏雨區；

$$2(t+14) = 45.6 \quad t+14 = 20.8$$

$$\therefore r < (t+14) \dots \text{BW}$$

迪化全年雨量三四·五厘米，年平均溫度五·五度，屬夏雨區；

$$2(t+14) = 39.0 \quad t+14 = 19.5$$

$$\therefore r < 2(t+14) \dots \text{BS}, \quad r > (t+14) \dots \text{非BW}$$

五、上述十一基本類之界限與意義既已明瞭，第五步為比較異同及更加詳細分別起見，復應用下列諸字母，附加於各類氣候符號之後，以表示某種特殊意義：

a. 最熱月在二十二度以上。

b. 最熱月在二十二度以下，一年中至少有四個月在十度以上。

c. 一年中只有一至四個月在十度以上，最冷月在負三十八度以上。

d. 最冷月在負三十八度以下。

以上四字俱附加於C、D二帶之後，以表明溫度之差別。

i. 德文 *isotherm*，即等溫之意，示年較差在五度以下者，以赤道附近A帶內為多見。

b. 德文 *heiss*，即炎熱之意，常加於B帶之後，如 *BWh*，即為熱性沙漠，年溫在十八度以上

者。

k. 德文 *kalt*，即寒冷之意，常加於B帶之後，如 *BWk*，為冷性沙漠，年溫在十八度以下，最

熱月溫度在十八度以上。

k. 同上，但最熱月亦在十八度以下。

m 含有 *monsoon* 之意，常加於A帶之後，成 *Am*，為 *Af* 與 *Aw* 間之過度區域，乾季短

而不顯，雨量為季風雨性質。

n 德文 *Nebel* 即多霧之意，多加於B帶之後，成 *Bn*，即為乾燥而多霧之氣候，如非洲或南

美洲西岸寒流所經各地是。

n¹ 偶有霧，濕度高，夏季溫度在二十四度以下。

n² 偶有霧，濕度高，夏季溫度在二十四至二十八度間。

n³ 偶有霧，濕度高，夏季溫度在二十八度以上。

s¹ 夏季乾燥，秋季降雨。

s² 夏季乾燥，春秋降雨，冬季有短期之乾季，雨量有二高二低。

w¹ 秋季降雨，冬季乾燥。

w² 冬季乾燥，春秋降雨，夏季有短期之乾季，雨量有二高二低。

x 初夏多雨，晚夏晴，南歐之○×即其例。

x¹ 年雨不多，但各月皆備。

t¹ 萬特島式，秋溫最高，具顯著之海洋性。

t² 蘇丹式，夏至後最涼。

g 恆河式，初夏最熱，一年分二季，夏季為雨季。

G 德文 Gebirgsklima 即山地氣候。
 H 德文 Hohenklima 高原氣候，在三千米以上者。
 據上述分類方法，實際使用時之系統如下：

主類	副類	附	加
Af	Am	s, s ¹ , s ² , w, w ¹ , w ²	
Aw	As		
BS	Bn, Bn ¹	h, h, k, (s, w)	
BW	Bn ² Bn ³		
Cs	Cx, Cx ¹	a, b, (g)	
Cw	Cwi		
Cf	Cfi		
Dw	—	a, b, c, d.	
Dt	Dx	a, b, c.	
ET	ETH,	ETHi, —	
EF	EFH.	EFHi —	

六、第六步柯本氏更將全世界之風帶加以劃定，計用 A. P. R. V. U. J. 六個字母分別之。（見第十七圖。）

A. 赤道無風帶 (Äquatorial)

P. 信風帶 (Passat)

R. 回歸線高氣壓帶 (Rossbreiten)

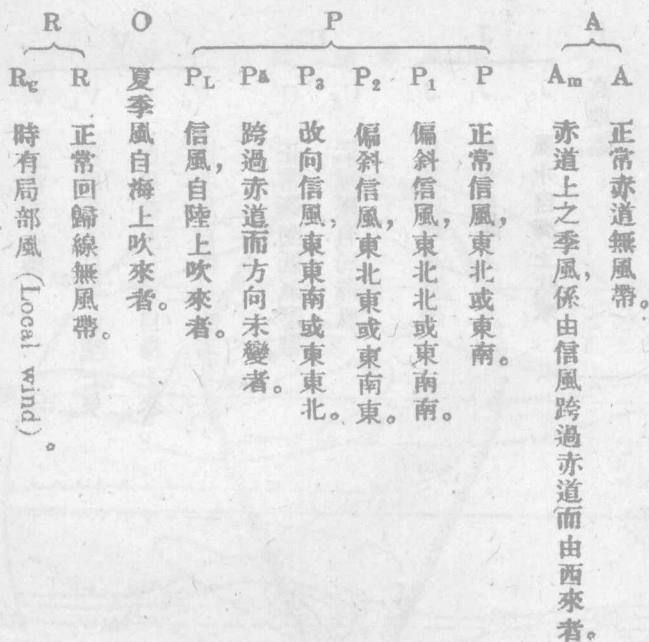
V. 西風帶 (Veränderliche, vorwiegend westliche Winde)

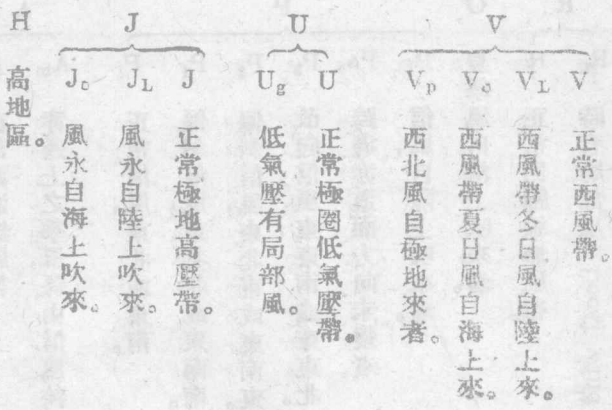
U. 極圈低氣壓帶 (niedrigster Luftdruck)

J. 極地高氣壓帶 (Jenseits der polaren Windscheide)

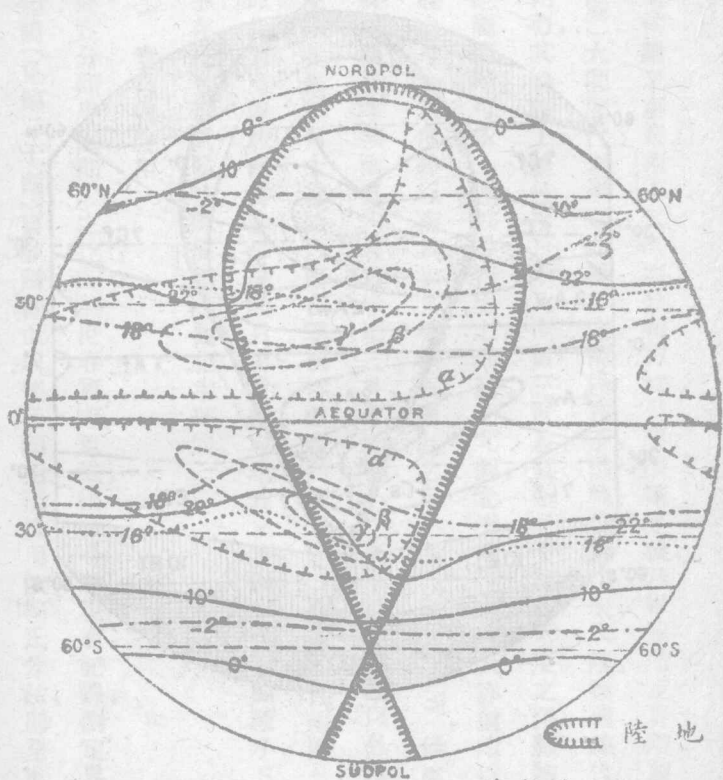
實際應用時均將二字並列，第一字代表一月風向，第二字代表七月，以見冬夏之交替，如 A.P. 卽一月屬赤道無風帶，七月爲信風帶，如 P.P. 爲終年信風，R.U. 則一月爲高壓帶，七月爲低壓帶，餘可類推。

又 A. P. R. V. U. J. 六字中，每一字角復另加符號，以辨其特殊情形者。





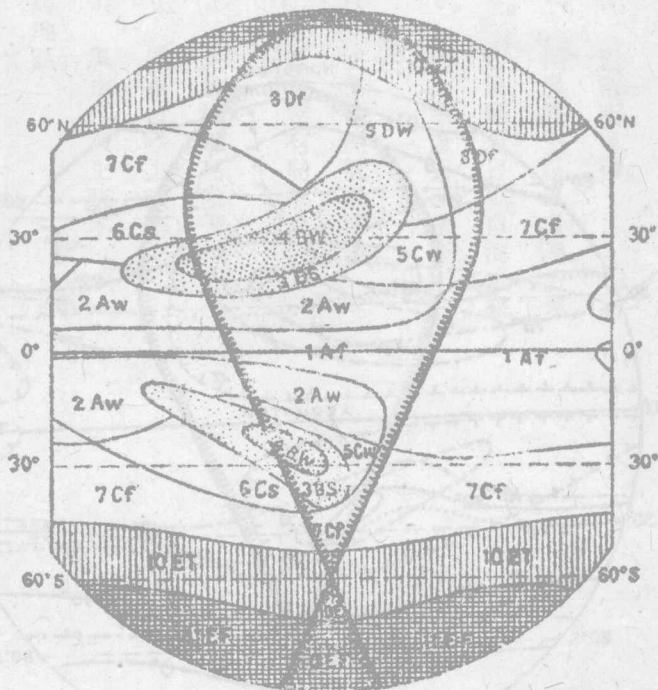
第十八圖 理想氣候區



最熱月等溫線——
 最冷月等溫線——

全年等溫線

第十九圖 理想氣候區



七、理想氣候圖之創製。柯本氏既將分類方法及界限確定後，乃根據所定界限，製成理想氣候圖（見第十八圖）。大圓圈代表半球，北極在上，南極在下，黑粗齒線代表大陸，斷齒線代表季候性雨區，段線內為乾帶，其餘將上述最冷月十八度、負三度及最熱月十度及零度之限線繪錄圖上，其各線間之氣候應屬何類，可依上述條件指出之。如第十九圖，北半球陸地廣大，赤道附近為 A_1 季候性雨區以內，最冷月十八度線以南為 B_1 ；季候性雨區之中心為 B_2 及 B_3 ，最冷月十八度線以北，負三度線以南，在季候性雨區內者，東岸屬 C_1 ，西岸屬 C_2 。在季候性雨區以外者，則均屬 C_3 ；最冷月負三度以北，最熱月十度線以南，在季候性雨區內者為 D_1 ，在季候性雨區外者為 D_2 ；最熱月十度線以北，零度線以南為 E_1 ，最熱月零度線以北為 E_2 。南半球陸面較小，B帶氣候範圍甚小，D帶並不存在，E帶氣候特殊展廣，餘與北半球同。

(B) 實例與應用

柯本氏確定分類界限，即以之比配於世界實際氣候，根據各地現有記錄，劃定界限線，而製成世界氣候分類圖（見第二十圖），自該圖問世以後，各國相繼採用，依柯氏分法，則全世界十一基本

類中，以 BW, BS 所占陸地面積為最廣，Cg 所占陸地面積最小，茲列表示下（單位：百萬方仟米）：

類	號	類	別	陸地面積	海洋面積	總面積	各類面積佔全類總面積之百分數
1		Af		14.0	108.3	117.3	23.0%
2		Aw		15.7	51.1	66.8	13.1
3		BS		21.2	12.9	34.1	6.7
4		BW		17.9	2.2	20.1	3.9
5		Cw		11.3	1.4	12.7	2.5
6		Cs		2.5	10.7	13.2	2.6
7		Cf		9.3	103.2	112.5	22.1
8		Df		24.5	5.3	29.8	5.8
9		Dw		7.2	0.7	7.9	1.5
10		ET		10.3	57.8	68.1	13.4
11		EF		15.0	12.5	27.5	5.4
		總數		148.9	361.1	510.0	100.0

以上十一類中，Af 濕熱多雨，BS, BW 乾燥少雨，ET, ETh 寒冷異常，俱非人類居住之優良環境；Df 森林未啓，Dw 耕作期過短，勉植春麥，A 草莽叢荆，耕作不易，亦均人口稀少，難望發展；其適於人類之氣候，惟C帶中之三類而已。以Cw, Cs, Cf 三類合計之，占地不過二千三百萬方仟米，僅占全球陸地面積之百分之十五，占全球總面積之百分之四·五耳。

試就柯氏世界氣候分類圖，約舉各類氣候之應屬地域如下：

類 別 ， 所 屬 地 域

Af 非洲剛果，南美亞馬遜河流域，南洋羣島，加里比亞羣島等地。

Dw 非洲剛果之一部，蘇丹，巴西，委尼瑞拉，墨西哥南部，印度及印度支那大部，澳洲北部等地。

BW 撒哈拉，喀喇哈里，阿刺伯東部，土耳其斯坦，印度西北部，新疆，澳洲中部等地。

BS 撒哈拉南北緣，南非聯邦大部，意屬索馬利蘭，阿刺伯西部，俄國南部，小亞細亞，蒙古南部，北美中部，澳洲沙漠帶之四緣等地。

C_A 非洲安哥拉，羅台西亞，阿比西尼亞，也門，印度北部，中國本部，澳洲東部，巴西南部等地。

C_s 地中海沿岸及敘利亞，波斯之一部，澳洲南端，非洲好望角，智利中部，舊金山等地。

C_f 歐洲除地中海沿岸外，幾全屬此類；日本本部，朝鮮，中國長江三角洲，浙、閩沿海，美國大湖區域，智利南部，新西蘭，澳洲東南角等地。

D_f 俄國中部，加拿大，日本北部等地。

D_w 中國東三省，東部西伯利亞等地。

E_T 亞洲北冰洋沿岸，加拿大北部，西藏高原等地。

E_F 格林蘭中部，南冰洲。

柯本氏復將每類氣候中，擇一標準地方之記錄，作成溫度及雨量曲線圖，以爲舉例之說明。共舉出十四標準地點，除各代表上述十一基本類外，C_f類中復分別 C_fa, C_fb 二類，D_f類中復

分 Dfb, Dfc 二類, Dw 類中復分爲 Dwa, Dwd 二類, 共合十四類, 以新加坡代表 Af, 克雅巴 (Cuyaba) 代表 Aw, 阿薩 (Assuan) 代表 Bw, 巴格達 (Bagdad) 代表 Bs, 阿拉哈巴 (Allahabad) 代表 Cw, 巴勒摩 (Palermo) 代表 Cs, 華盛頓城代表 Cta, 漢堡代表 Ctb, 墨斯科代表 Dfb, 土波斯克 (Tobolsk) 代表 Dfc, 北平代表 Dwa, 雅庫刺克 (Yakutsk) 代表 Dwd, 雅可港 (Jakobshavn) 代表 Et, 法郎海 (Frankenheim) 代表 Ef, 其各地氣候曲線如上第二十一圖。

該圖左方第一項比例尺爲溫度, 以攝氏計, 第二項比例尺爲雨量, 以厘米計, 圖表上部爲溫度曲線, 下部方形曲線爲雨量, 均示其歷年各月平均趨勢。橫座標自左至右, 自一月爲始, 至十二月爲終, 南半球則左旁始自七月, 右旁終於六月, 庶幾曲線趨勢得趨一律; 每季爲一格, 每格分三月。列於地名兩旁之數字, 大數代表歷年絕對最高溫度之平均, 小數代表歷年絕對最低溫度之平均。繫註於雨量曲線之上者爲雨日, 數字大者爲最多雨日之月, 雨日數, 數字小者爲最少雨日之月, 雨日數, 相交於溫度曲線上之垂直粗線爲日較差, 長線爲最大日較差, 短者爲最小日較差; 括弧內之數字爲雲量, 大者爲最大雲量數, 小者爲最小雲量數, 百分數數字爲相對濕度, 大者爲最高相對濕度, 小者

爲最低相對濕度；凡雨日，日較差雲量溫度，均須注意其數字所在地位，乃知其數字屬於何月。例如，新加坡之最多雨日爲十八，數字書於第四格之中間，則知雨日最多在十一月；又如北平最大日較差直線繪於第二格左側，則知最大日較差在四月。故上列諸曲線圖對於各該代表地點之溫度較差雨量雨日，雲量，濕度種種氣候變化，均表顯無遺，讀者試將上列曲線詳加比較，則世界各類氣候之特質與分辨，亦思過半矣。

諺云「學以致用」，吾人既已認識柯本氏分類法之方法與原理，即當加以應用；此就一般讀者言之，不外二端：即觀察地圖與確定類屬是也。試分別言之。

一、觀察地圖，觀察柯氏世界氣候圖，以了解各地氣候情況一般之謂也。試展讀第二十圖，初視之，字號繁複，若不勝辨，但苟加細心觀察，逐步辨認，則各地氣候，未有不條分縷析，瞭如指掌者。例如波斯之波斯灣，圖上註明 *Bahia* 五個字母，吾人根據上述界說，即知 B 爲乾帶，S 爲草原氣候，h 表示全年平均溫度在十八度以上，n 表示沿海多霧，s 表示夏季乾燥，即此區爲冬季雨量，當其冬季平均溫度爲攝氏十度時，其雨量必在二百毫米以下也（依據 *Bahia* 者，乃爲夏季

乾燥沿海多霧之熱性草原帶氣候也。

如南洋蘇門答臘婆羅洲等地氣候，圖上註屬 *dry*，吾人即知該地濕熱多雨，全年最冷月溫度在十八度以上，各月雨量均在六厘米以上；冬季較爲乾燥，全年溫度較差不足五度。

又如意大利南部，氣候圖上屬 *dry*，吾人即推知其地氣候溫和，夏無酷暑，三冬無雪，最冷月在十八度至負三度間；夏季乾燥，冬季多雨，冬季最多雨月之雨量至少三倍於夏季最少雨月之雨量，而夏季最熱月溫度在二十二度以上也。

再如東三省東部氣候，圖上註明 *dry* 字樣，吾人推知其地氣溫較涼，冬季乾燥，夏季最多雨月之雨量至少十倍於冬季最少雨月之雨量，最熱月平均在二十二度以下，一年中至少有四個月在十度以上。

二、確定類屬 根據各地氣候紀錄，依照柯氏分類原則，以確定其所應屬之氣候類之謂也。今設有某地之詳細氣候記錄，可資依據，則吾人不必查考氣候圖，但依柯氏分類原則，將此項記錄詳加推究，即能確定某地氣候應屬何類矣。茲列賽特港 (Port Said)、薩力斯堡 (Salisbury)、唐日爾

(Tangier) 哥倫布西貢亞丁 鄂姆斯克 (Omsk) 卑爾根 (Bergen) 庫倫及雅可港 (Jakol shavn)
 各地氣候記錄及應屬氣候類如下:

地名	緯度	年溫	最高月	最低月	年雨量	最多月	最少月	應屬類
賽特港	31°20'N	20.5°C	26.9	13.6	8	2風米(一月)	0(七月)	BWh
薩力斯堡	17°50'S	17.5	25.3	15.9	71	18(十二月)	0(八月)	Cwa
唐日爾	35°38'N	17.9	21.5	12.7	84	13(二月)	0(七月)	Csa
哥倫布	6°50'N	26.8	27.8	26.1	224	31(五月) 36(十月)	5(二月)	Awii
西貢	10°40'N	27.4	29.3	25.4	192	35(九月)	0(二月)	Awii
亞丁	13°00'N	27.8	31.1	24.3	6	1(三月)	0(十月)	BWh
鄂姆斯克	55°50'N	-0.1	19.7	-20.5	38	6(六月) 6(八月)	1(二月)	Dwc
卑爾根	60°20'N	-7.0	14.4	0.9	196	23(七月)	10(四月)	Cfb
庫倫	49°00'N	-2.4	17.6	-26.5	18	7(七月)	0(一月)	Bskw
雅可港	60°12'N	-6.7	7.7	-19.0	22	3(九月)	1(二月)	ET

總上所言，柯氏之氣候分類法，標準嚴確，界限明晰，應用亦尚利便，可稱氣候分類法中最完備者。惟柯氏之法，就全世界大範圍而論，分類誠頗確當，然就小區域計，亦仍有不甚允當之處，如以我國情形言之，柯氏之法，即欠完美。依柯氏分類圖，我國黃河流域下游與長江流域及西江流域同屬Cw類，華南與華中不分，華中華北氣候之分，不在淮河與秦嶺，而在黃河以北，東三省河北山西及河南北部同屬Dw類內，此種分屬，似與我國實際情形出入頗多。我國竺可楨氏曾將中國氣候加以劃分，共成八區，即華南、華中、華北、東三省、雲貴、塞北、西藏、蒙古各區是也。（詳細分類方法見地理雜誌三卷二期竺可楨著中國氣候區域論。）竺氏分法，最合實際，最近復經涂長望氏予以補充，加畫副區（見涂長望中國氣候區域），因此乃益臻完備。其詳見世界氣候誌中國氣候篇，茲不贅。

第六章 氣候變更

氣候變更，普通可分兩種：一歷史時代之氣候變更，二地質時代之氣候變更，研究歷史時代之氣候變更，或則根據氣象記錄，如近數百年歐洲各大城市，多有定期氣象觀測；或則根據史事記載，如水旱災害之多少久暫等；又或實地考察，如各地植物盛衰，古樹年輪疏密，以至沙漠荒蹟等，均堪爲研究氣候變更之資料，地質時代氣候變更，則多就冰河遺跡，以及地層化石研究之，氣候變更之情狀與原因，衆說紛紜，議論不一，茲擇其較重要者，略述如下：

一 氣候變更起於天文原因者

地面熱量，得自地球本體者極微，晝溫夜涼，冬寒夏暑，多視地球對日球相互關係不同而起，故日熱實爲地面熱力之源，欲求氣候變更之原因，當於天文中求之。

天文原因足以使地面寒熱不同者，其一爲地軸對於黃道面之傾斜，其二爲日球在地球軌道內之偏心。

地球軌道非正圓形乃橢圓形，日球居橢圓兩心之一，故地球離日球有遠近不同，當今北半球冬季適居近日點，而南半球冬季在遠日點，地球離日球遠近不同，故公轉速率因亦快慢不同，今北半球冬季實較南半球冬季短八日，距今二十萬年前，日球偏心最大，北半球冬季實較南半球冬季短二十三日，故當時南半球冬季應較北半球冬季爲冷，積之數千年則南北半球之氣候，即不免日趨懸殊。

論者嘗謂遠日點冬季既較近日點冬季爲冷，則近日點之夏季即應較遠日點之夏季爲熱；不過近日點夏季短，遠日點夏季長，短者受熱量少，長者受熱量多，兩者結果相消。

或者分季候爲兩種：一種起於赤道面對於黃道面相交角度，另一種由於地球離日遠近不同，如在西曆一、二、三年，北半球冬至適在近日點，夏至適在遠日點，故依理想當時冬至天氣極溫和，夏至極涼爽；反是，紀元前一、七〇年，冬至在遠日點，夏至在近日點，故寒熱應非常極端。

又地軸在地球中之地位，非一成不變者，分點落後，發生歲差，年五十秒，歷二萬六千年而繞一週，如假定同時地軸亦在離極十六度之圓周內移動，則每四萬三千四百年必有大寒與大熱各一

次。

地軸對於黃道面之傾斜，亦依定時而變遷，當今赤道面與黃道面相交成二十三度二十七分之傾斜，其最大傾斜可達三五度二十六分，此種傾斜度之變更凡三萬二千年而一週期，每一週期中當有四次氣候變化，即極寒極熱與兩次溫和，每次延長各八千年。

凡此皆就天文原因，說明地面氣候之變更，地質時代歷次冰河大概即生成於較冷時期。

反對前說者，則謂日球偏心與地軸傾斜，對於地面氣候影響均極微，不足以說明冰河之發生，蓋地面上之等溫線以偏心不同而生之變動，猶不若地理原因如海陸高低所生影響之大。

說者更有謂地上火山爆發，其灰燼雲霧足以掩蔽日光，地面上氣候變冷，冰河發生，原因或即在此。

惟實際冰河之成因，尙待考求，冰河發生，其要件有二：一、海上有多量水汽蒸發，山間降雪量甚豐，天氣熱，雖在高山亦降雨而不降雪，冰河無由成；天氣寒，蒸發減少，大氣中濕度少，即降雪量亦少，冰河更無由生成，故冰河成立之先期，須天氣熱，蒸發多，冰河之消滅，由於天氣過冷，蓋過冷則蒸發

停止，冰河即無所取源，明乎此，則火山灰蔽日發生冰河之說，即不能成立。

論者又謂日球與地球之間，如有間隔，足以減少地面日光，根據拉普拉斯環形星雲說，如地球成立已久，而金水兩內行星尚在凝聚時期，如行經日地之間，足以間蔽日光使地面上發生冰河，斯說之不能成立同前。

總之，天文原因對於氣候之影響，尚不及地理原因之有力，由上述各種天文原因所生之氣候變更，尚不及地面同緯度地方以其海陸地位不同所生氣候相差之大，如北大西洋弗羅羣島與西伯利亞緯度相近，一則為海洋性，一則屬大陸性，兩地氣候相差甚大。

且也，天文變動為定期的，規則的，地質史上冰河之生成與消滅，證之事實，未必為定期的，規則的，故天文原因實不足以解釋地面上氣候之變更。

二、物理原因

科學家探究物理，有以物理原因，解釋氣候變更者，動物所以能飛翔，以空氣有壓力故，其體格大小，實受氣壓大小之限制，易言之，即空氣在某種密度之下，飛翔動物之體格不能超過一定限度，

今考白堊紀石炭紀飛行動物之體格奇大，當時空氣之密度或與今日不同乎？
 空氣中水汽與碳酸氣，遇有光線，任其通過，遇生熱光線，即吸收之，故含有水汽碳酸氣之空氣，有如花房內之玻璃屋頂能增高地面溫度，有人計算在現狀之下，平均地溫為十五度，地面如無空氣，地溫將降至零下二百度。

由上言之，水汽與碳酸氣，實為增加地溫之原動，二者之中，碳酸氣尤要，萬一大氣中碳酸氣減少百分之五十七，其結果即足以減低地面溫度四度半，產生冰河，反是碳酸氣增加三倍，極地溫度將增加八九度，空氣中碳酸氣之增加，據學者推測，多半源於火山爆發，如多量石灰岩之構成，足以減少空氣中或海水中之碳酸氣，此即空氣中碳酸氣所以加減之原因。

或者又謂海水儲藏（即溶解）碳酸氣之能力十八倍於空氣，故空中碳酸氣多寡，縱有變化，海水實一良好之調和劑，空氣中包含碳酸氣之分量，如無甚變化，即氣候未必能以此發生變化，自十九世紀以來，用煤極多，今全球每年用煤量達十萬萬噸，結果足以發出六十萬萬噸碳酸氣，依此計算，一千年後由煤化成之碳酸氣，已有現今空氣中所含碳酸氣之半數，其間以海水能吸收碳酸氣，

故須待三千年後，空氣中方增加碳酸氣百分之五十，因此溫度即增高四度至五度，依照現今煤之消費量每年已足使溫度增高千分之一度；惟此以植物生長吸碳吐氧，岩石風化，亦吸收空氣中之碳酸氣，故空氣中碳酸氣增加，不能如預算之大，碳酸氣在空氣中之分量既不能有極大之變化，即不足以解釋氣候之變更。

三、地理原因

天文與物理既不足以解釋氣候變更，無已，將乞助於地理。

空氣對於大陸有剝蝕搬運與積築三種作用。空氣搬運沙礫，構成沙丘，結果足以改變地形；然則一地冰河，又安知非風力自他處吹來之雪花，何必定為當地氣溫變冷之結果。

海水流動，其影響足以改變沿岸氣候，湖澤亦足以調和鄰地氣候。

火山爆發，海陸升降，足以使地殼失卻平衡，萬一地軸發生變動，則地面緯度即生變動；一地緯度變更，則其氣候亦必隨之變更。

海陸既常變動，沿岸洋流亦非一成不變，二者皆足以為氣候變更之解釋。又一地升高降低，高

度變則其氣候亦不能不變。

關於海陸分布，晚近成立之新學說，即大陸漂移說是也。據此則五洲大陸，在地質歷史上皆曾聯成一塊，其後漸次分裂，乃成今日模樣。學者研究第四紀冰河分布情形，發現今之北大西洋，實爲當時冰河分布之中心。由此至北美東北，歐陸西北，成半圓形。或者當時歐美大陸初形分裂，北方之寒流與南方之暖流相遇於此，空中溫度極高，因此雨雪亦多。且當兩大陸分裂之時，地殼常生變動，或者亦足以使氣候發生變化。此種假設，自難逃反對者之批評，蓋依據現今科學程度，欲指定某種現象爲氣候變更之獨一原因，殆屬不可能。

四、氣候記載

十七世紀以前，觀測氣象儀器如氣壓表、溫度表、雨量器等，尚未施諸實用，故不能得正確之氣象記載。即自諸器應用以後，各地氣候記載，即能可靠乎？亦未必然，儀器不準確，裝置不適宜，則所得結果即不可用。

如巴黎平均溫度在一七七二至一七八三之十二年中，所得結果爲十二度點二，最近測得確

數實爲十度。如當時僅有此種記載，不能證明當時所用儀器實不準確，則將謂巴黎溫度於五十年中已低降二度。

如舉一時一地之特殊溫度言，則以所在地位與裝置情形之不同，可相差甚巨，如城內與附郭溫度並不相同，城市人口增加，地域擴張，則原設氣象臺之比較地位，即與前不同，測候結果將不堪比較。

巴黎雨量，是否漸增，已引起多數學者之爭辯。其實依近人之試驗，量雨器置於地面所得雨量較置於屋頂者多，裝置地位不同，相差最大，可達五分之一。其餘如應用器具之準確與否，猶其餘事。由此可見，研究一地氣候變更，宜如何慎審將事，悉心考求，萬一以不正確之報告，認爲氣候變更之佐證，其可笑孰甚。

常人每以個人經驗，一時感覺，謂某年天氣與某年不同，某地氣候如何逐漸變更，凡此皆感情用事，不足爲憑。

普通測候所受本地特種情形之影響甚大，環境變則觀測結果亦變，學者萬不可以外圍變更

之影響，謂氣候本身之變更。

五、農業與氣候變更

地面動植分布，多受氣候之影響。一地氣候變更，動植盛衰興亡係焉。反是動植之盛衰興亡，有時亦可以證明氣候之變更。

法國北部，昔年亦產葡萄，今乃漸衰，此由於氣候之變更乎？曰不然。在昔交通不便，北部爲應本地需要起見，氣候雖不甚適宜，亦種植葡萄，及今運輸利便，北方葡萄不能再與南方葡萄競爭，北方農人乃漸改植他物，此其變遷起於經濟原因，不由於氣候。英國麥產區域，今漸偏促於南部，此起於關稅政策之改變，亦不由於氣候。

植物發芽開花結實之遲早，關係於氣候，惟一般氣象學家研究氣候變更，所根據之植物多半屬於家生，家生植物受人工培養，足以改變其開花結實之時期，而學者根據之以研究氣候變更，其能免於謬誤者幾希。

同一植物，一置於高山，一置於平地，其榮枯不同，此由於氣候無疑。然氣象要素如熱量大小，蒸

發多寡，以至風雨吹打，對於植物之榮枯均有影響，認真研究，非一一加以分析不爲功，萬不可籠統簡單，於植物之榮枯僅以獨種原因解釋之。

卽以溫度一端而論，其有關於植物之榮枯生死無疑。惟所謂溫度，最高溫度乎？最低溫度乎？一種植物自發芽以至結實，需若干日數之熱力亦有關係。植物生長與開花結實，須在一通常溫度，不
太高，不太低，而開花最高溫度，必較植物最高溫度爲最低，易言之，卽偶或溫度太高，花不能開，而植物本體依然可以生長。凡此種種，俱見事實之複雜，研究時當一一分析之。

平均溫度一端，固不足以見氣候與植物之關係。故學者或以某種溫度，繼續若干時間，以爲某種植物生長之條件者，如年平均溫度九度點九三，不足以爲葡萄生長惟一條件，葡萄生長須冬季稍涼，夏季稍熱，反是如冬溫夏涼，年平均溫度雖在九度點九三以上，葡萄亦不能生長。又如小麥生長，經所謂臨界時期，當此之時，溫度、濕度、雨量等均須適度，萬一稍有出入，收成卽不得佳。又如以溫度論，各年距平，或各日變率亦須注意，萬一某年溫度極端，或某次溫度驟變，皆足以影響植物。又植物備有兩種性質，一遺傳，一適應，二者相反而實相成，研究植物分布，須同時注意及之。

希臘雅典之棗，實而不熟。年平均溫度高於雅典一度之處，雖其棗不極熟，已甚可口。年平均溫度低於雅典一度之處，其棗不復能實。此種情形，二千年來無有變更。學者研究中國青蓋時期，亦數千年來無變更。凡此皆證明在歷史時期，氣候實無變更。討論巴勒斯坦昔今盛衰，學者或謂由於氣候之變乾，或則謂其衰退原因實在政治之失理。

總之，在歷史時期氣候實無顯著之變更，史書記載，無確切數字，亦乏可靠之觀測方法，故不堪比較，不能證明氣候之有變更。

六、人力影響於氣候者

人定勝天，天定勝人，此為自古爭論之點，晚近研究人地相互關係者，曰人人生地理。今之所謂地，實代表自然，即古之所謂天也。

人工經營，如開墾種植伐林灌溉種種，是否影響於雨量。森林被伐以後，地上泥沙易受冲刷，下層石骨逐漸外露，溪流漸急，腴壤漸少。反之，森林造成以後，河流漸有規則，耕地漸可擴張，凡此實為必有之結果。然森林之伐植，固未能改變氣候也。即使森林可以增致雨量，其量亦微，且森林附近之

雨量將因以減少，其結果二者仍相對銷無與於氣候全部之變更。故種植森林謂爲利於農業水利可，謂爲影響氣候則不可。

其他人工設施，如開墾疏河種植等，論者或謂其足以影響氣候，實則此種人工設施所及之面積極狹，遠不若地殼升降，海陸變動，對氣候有顯著之影響。一地雨量多寡，其原因極複雜，而尤與大氣全體之運行有關，人工造雨，昔曾施行於美國與新芳蘭者，已早經失敗。

墨西哥灣洋流影響東美西歐之氣候甚巨，假使大西洋中無此洋流則東美西歐將大寒西班牙與北非將大熱，歐美文明，或不能產生，然誰人力大，能使墨西哥灣洋流改道乎？即使海上築堤，或許能改變洋流方向，然空中氣流誰復能使之改道，蓋洋流方向，實受制於氣流，西歐氣候所以溫和，大半由於海上吹來西風之調和，人力又安能左右之。將來氣象學進步，或者能在極小區域之內，使天氣情形略受改變，如今菓園生火預防結霜之類，然其所能改變者，必極微也。

七、周期的氣候變更

地球自轉一周而生晝夜，繞日一周而生四季，此爲氣象上兩種周期，舍此以外，是否更有周期

的變更。

月繞地行而生潮汐，潮汐不特見於水面，大氣中亦有之，此種大氣潮汐，或者影響於氣候，或者謂每一百八十六年中，月球昇降節環行十周，距地遠近變更二十一次，一百八十六年以後，則地月相互地位，又復恢復如初，故地面上氣候變更，有一種周期，當與此百八十六年相合，在周期中氣壓大小變更一次，溫度雨量，因此亦有相當變更。

其實氣象觀測結果，如某年雨量，較歷年平均相差之數，遠較所謂周期變更增減之數爲大，故周期變更是否存在，實成問題。

阿爾卑斯山上冰河之進退，或謂與天氣寒熱雨量多寡有關，或則曰否，阿爾卑斯山冰河有漸退趨勢，別無消長往復；然即此冰河漸退之徵，又安見其確然繼續乎？

論者又謂不特阿爾卑斯山冰河，隨氣候變更而消長，世界各地河流湖海，其水面同時均有相當升降，或者有所謂氣候實分兩種：一變更的，一不變的，此又模稜兩可之見，科學家似不宜出此。

依多年觀察，歐洲湖面升降，以三十年至四十年爲一周，平均約三十五年；裏海水面自第十世

紀以來，亦以三十四年至三十六年爲一漲退周期，學者俱認太陽黑子多寡實與地面溫度有關，而溫度寒熱，卽與雨量蒸發有關，故湖面漲落，實係於太陽黑子云，其實太陽黑子多，每遇嚴冬，而太陽黑子少，亦不乏與嚴冬相合者。或謂麥收或遲或早，葡萄收穫或遲或早，亦均有一種周期，約爲三十六年云。

古樹年輪之疏密，可見昔年雨量之多寡，學者從事研究者不乏其人，然如熱帶多雨之地，樹輪有一月一周者，是可見年輪多寡，未必卽能代表樹之年齡，且根據年輪所發現之十一年周期，亦未嘗十分整齊，此外更有二十一年一周期者，與太陽黑子多寡周期，亦未能完全相合。

八、溫度與雨量之周期

學者研究各地溫度雨量變更，結果雖未必全同，然大都承認一種三十五年之周期，此三十五年之周期，是否與太陽黑子十一年至十二年之周期相合，尙未大定。

論者又謂法國寡納河之漲落，與其流域內雨量之多寡相應，細按之，有六年十二年十八年等之周期，學者解釋，均覺不妥，或者氣候變更有更長周期，平常研究只見其周期之一部，故所得結果

每有凌亂，或相反者歟？

九、計算方法

學者研究周期變更，而事實情形，實至不規則，不易整理。如上述三十五年之周期，長者可達五十年，少者僅二十年，故為彌縫此種不規則起見，於計算方法，頗費研究，如論某年之數，不直接用某年實測之數，並以某年先後各年之數加入平均，所以減少其不規則程度，如用 $\frac{a+2b+c}{4}$ 公式， b

為當年之數， a 為先一年， c 為後一年之數，均加入平均以為代表 b 年之數，其甚者，不僅取相鄰兩年之數，加入平均，並以前後五年之數加入平均 $\frac{a+b+c+d+e}{5}$ ，又或應用 $\frac{1}{10} (a+2b+4c+2d$

$+e)$ 及 $\frac{1}{67} (a+6b+15c+20d+15e+6f+g)$ 等公式。

又如一日中溫度變更，實代表兩種因素：一晝間所受太陽熱量，二地面向外放散熱量，舉此一例，可見氣象上種種數字，須將各因素分析研究，籠而統之，難見真象。

十、太陽黑子之周期

地面熱量，俱來自日球，故研究溫度變更之原因，不能不於太陽中求之，馬端臨文獻通考，記千

餘年來太陽黑子變更，歐洲於十六世紀始發見太陽中有黑子，學者解釋太陽黑子之來歷，謂係太陽球面發光體發生空穴所致，故每遇黑子過多，地面上所受熱量即不免減少，是即地面溫度減退之原因云。

歐西十九世紀初始發見太陽黑子十一年之周期，十九世紀下半葉研究黑子益進。

十一、地磁與北極光之周期

指南針與磁差均為華人所發明，近數十年歐洲科學家加以精密研究，得頗多發明，如含有鐵質之瓷器陶器，當其燒製時，溫度加高，能產生磁性，其磁性之方位實與當時地上磁場相合，故研究各時代之陶瓷，可以發現各時代之磁向，根據此種研究，可見各時代地球磁極非不變的，火山熔岩外流，能使下層粘土發生磁性，其情形亦與製陶器瓷器同，故學者多就火山區研究地磁變化。又地球電性與磁性有關，大氣電流亦與地磁有關，而地磁變更，根本原因，實在太陽黑子，地磁變更，除以一、日為周期外，亦有十一年之周期，太陽自轉一周，約二十四日半，地磁變更，亦有此周期。

地面高緯度地方，接近磁極之處，常見極光，極光之多寡，亦與太陽黑子之多寡成正比例。又如

二分二至，地球對於太陽比較地位不同，極光多少亦有不同，凡此種種，俱證明太陽現象與地上種種現象，俱有連帶關係。

十二、地震周期與太陽黑子

或者謂地震與太陽黑子亦有關係，地震以後，天氣能生變化，其例甚多，學者有謂雨量有三十年之周期，地震亦有此種周期云，惟統計證明，俱感缺少，尙不能視爲定論，有待於將來之研究。

十三、溫度與太陽黑子

普通氣象學家，俱承認太陽黑子增多，地面溫度卽以之降低，太陽黑子減少，則地面溫度卽以之增加，二者有相同之周期；惟亦有主張相反者，卽謂黑子多，地面溫度高，黑子少，地面溫度減，其實地面溫度之高低，並非單純的全視太陽放射熱力之多寡爲比例，亦由氣流情形，發生變化。或者又謂黑子多，實增加地面溫度，溫度增高，故蒸發量亦增加，蒸發量增加，卽雲量增加，雲量增加，則地面之溫度反低減矣，其言甚辯，惟同時亦見雲量之多寡，實亦足以影響地面溫度之升降。

十四、氣壓與太陽黑子

氣壓之變化，或者亦謂與太陽黑子有關，黑子多，氣壓低，黑子少，氣壓高，氣壓變更曲線較黑子曲線，爲時略遲，惟反於此之結果亦有之；或者謂地球面上當分兩區，氣壓有如波浪一方高則一方低矣，黑子多時，風暴亦多，故或者謂海上船隻失事之多寡，實亦與太陽黑子之多寡成比例云。

十五、經濟現象與太陽黑子

經濟現象，如穀價漲落，固不必限於氣象原因，而水旱風霜，確亦足以影響穀價，學者於此或就麥價之高低，研究其與太陽黑子之關係，惟嚴格言之，除社會政治經濟情形，均足以影響穀價，不可不分析研究外，單以氣象情形而論，其能影響穀價程度之多少，亦視地方區域而異，如熱帶以內，五穀豐歉，受氣候之影響，較溫帶中爲顯著，如印度饑饉之年，往往氣壓特高，雨量特少，而間接即與太陽黑子相關云。

民族之遷移，亦多受氣象原因之驅使，如水旱天災，每爲民族遷移之主動，故或者謂歐洲移民有三十五年之周期，正與雨量周期相合，惟此種移民盛衰之曲線，間或爲戰爭，或發現金礦諸事所擾亂。

由上之說，人生一切作爲，直接能受氣象支配，間接即不啻受天文支配，如歷史上科學的發明，與藝術的貢獻，實亦有相當周期，或者謂太陽連同土、木、天王諸大行星有一種一百一十一年之周期，此與科學藝術的演進周期正合，即如歷史上之一治一亂，亦有與此相應之周期云。

結論

氣候變更之周期，對於預告天氣，非常重要，蓋已往氣候變更之周期與性質既明，則未來長時期之氣候預告，即有把握，未來之氣象學，將不僅限於觀測統計，侷促於數字上之研究，當注意於氣候變更之因果研究，以求取其對於人類以及其各方面之影響。

日熱既爲地面一切氣象現象之本源，則研究氣候變更，即不當僅以太陽黑子一端作解釋，黑子以外，太陽所生其他變化現象猶多，異日皆當作更深探究，以求得氣候變更之真實原因，或者謂太陽黑子之多寡，亦受太陽系各大行星之影響，如斯言而確，則氣候變更之本源益複雜矣。

總之，氣候變更，關係民生甚大，小之影響五穀豐歉，物價漲落，大之引起羣族遷移戰爭侵伐，其變更情況，周期長短，雖迄今尚難確指，惟自此以往，將仍爲氣候學家繼續探究之問題，可無疑義。