

馬端納著
吳尚時譯

自然地理學
氣候編

李應林題



譯序

德儒 Alexander Supan 主編之 Grundzüge der Physischen Erdkunde 及法儒 Emm. de Martonne 著之 Traité de Géographie Physique, 乃歐美地學界一致公認之傑作。吾國學者, 固亦久已知之, 固不嚮往。徒以文字之障礙, 原書乃如失匙之寶庫。抗戰之前, 筆者早已立下決心, 先將法儒名著譯為中文, 以介紹於國內之同道, 故八九年來, 雖備經流離遷播之痛苦, 執筆未敢稍懈。由廣州開始, 繼續工作於開平, 羅定, 昆明, 激江, 坪石, 終乃結束於抗戰勝利之前數月, 奔避粵北高山大嶺中之仁化縣扶溪墟旁之古夏村。工作環境, 惡劣動盪若是, 佳果自不可期, 而本篇印刷時間, 又極短促, 錯誤之處, 愈益加多。方家以是而見諒, 則幸甚矣, 教之正之, 尤為筆者之厚望。蓋原書在歐美地學界之影響至深, 譯本如過於謬誤, 在我國恐難免產生不良之效果, 誤導迷津, 是不啻與筆者之原意, 大相違背, 故對於教正之企望, 絕非尋常一客套公式也。

際茲物價飛漲之秋, 全國教授生活無着, 而本篇雖亦盡將原書插圖省去, 然非廿年老友陳誨鑒先生慨然賜助, 亦根本無面世之可能, 故謹於此深致謝意。

譯稿曾經門人羅開富, 徐俊鳴, 何大章諸教授暨李祺棟, 梅旬初, 羅來興, 曾昭璇各助教, 技術員吳華煜君, 或代抄寫, 或以譯稿不明, 因詢問而更正, 由是得省去不少缺點, 此亦譯者所當致謝者也。

氣候學

目錄

	頁	頁
第一章 氣候之因素.....	1—	14
第二章 溫度.....	15—	27
第三章 大氣之運動.....	28—	43
第四章 空中之水氣.....	44—	62
第五章 大氣之動盪及天氣之種型.....	63—	77
第六章 氣候型.....	78—	103
第七章 氣候型(續).....	104—	133
第八章 高山氣候.....	134—	153

氣候學

第一章 氣候之因素

大綱——1. 何謂氣候？——2. 氣候事實研究之一般情形——3. 平均數值——4. 吾人目前對於世界氣候之認識——5. 氣候之天體因素，太陽熱力——6. 太陽熱量之分佈——7. 大氣圈之影響——8. 緯度對於氣候各要素之影響——9. 海陸分佈對於氣溫之影響——10. 此種影響所產生之效果——11. 海陸分佈對於溫度與風之影響——12. 洋流之影響——13. 地勢之影響——14. 植物之影響。

1. 何為氣候？

根據 Hann 之定義，氣候乃地球表面某一點上，組成大氣平均狀態之各項氣象現象之總和。此界說應注意之點有三：

1. 第一點為「地表某一點」之大氣狀態。意謂氣候學特別留意海陸空三界互相接觸之地帶，是即地理學者特別觀察之領域。故氣候學與氣象學之關係，宛如地質之與地形，彼此之間，不容深劇明顯之鴻溝。蓋地下狀態之研究，每為了解地表形相所不可或缺，而最重要之氣候現象，其原因亦往往越出海陸空三界接觸之地帶，遠在高空之氣層中也。

2. 第二點為大氣之「平均狀態」。氣候之現象，無時不在變化中，氣候學乃以其平均狀態之研究為基礎，而所謂平均狀態者，則得自歷時相當長久之觀察。故下述兩語，可並行而不悖，——『此地今冬之天時極為寒冷』；『此地冬季之氣候，並不寒冷。』（“Le temps a été très froid ici cet hiver,” “Le climat n’est pas froid ici en hiver.”）然而天時之種型（types de temps，）

亦每有研究之必要者，蓋氣候之平均數值，悉基於日歷之分段，而日歷中之季節，未必盡與天時寒暑旱潤之始末相符合也。

3. 第三點爲氣候乃多項現象交織而成之總體，互相關連，不容分割。氣溫，風，濕度，雨水，彼此俱有密切之關係，協力組成一地之景觀，顯現於當地之植物。氣候學應設法認識及闡明各項現象間複雜之關係，此與氣象學仍有差別之點。蓋氣象學職在將各現象分別研究，考求其法則，以納於實驗物理之定律中，而以數學公式表達之。在區域地理之研究中，吾人對於此點差別當牢記勿忘。蓋區域地理以闡述各項氣候現象之組合爲一要旨。在地理通論中，此點差別，則不能明顯若是，蓋欲求了解各現象如何組合，非先行逐項檢討，以確定其性質不可。

根據大氣之物理性質，氣候之要素，可分成三組：

大氣能含蓄太陽之熱力，是爲其一最重要之品性，空氣之溫度（*Température de l'air*）乃有研究之必要。

大氣另一品性乃其密度向高之趨於稀薄。最低之氣層，密度自然最大。惟空氣向高漸稀之趨勢，各地並不一致，故密度不同之氣團，可於任何高度相接觸，空氣之流動，乃爲必然之結果，故空氣之密度或氣壓（*pression atmosphérique*）與風之研究，當同時並舉。

最後，大氣中常含有若干水氣，且以液體表層之蒸發，增益其分量。水氣凝結成雲，沛然下雨之時，則又卸去其含量。吾人于是乃有第三組之氣候事實，其研究亦當同時並進，蒸發，大氣之濕度雲量及降水量是也。

2. 氣候事實研究之一般情形

通曉氣候要素之鑑定法，殊屬有用，地理學者對於氣象觀察與計算之道，應有所知。

除雲量或風外，一切氣象現象之觀察，皆藉物理儀器爲之。然而任何一種

儀器，不論其構造如何精密，皆不能視為絕對準確，是為吾人所宜深悉者也。惟任何儀器，其錯誤之道，如屬有恆，且甫經查明，則亦未嘗不可採用。旅行所用之儀器，務以其與氣象台之標準器相校訂者為準，校對愈頻愈妙。

儀器有兩類，一類只將現象顯出而不保留其變化之痕跡於器上。另一類則錄下現象變化之痕跡。前類較為準確，惟須留心依時觀察，後類可省去此種麻煩，且保留現象進行之詳情，準確程度則形遜色。關於一切氣象事實之研究，今日幾完全備有紀錄之儀器。現象變化之進行，由橫杆上下之擺動示之，杆之一端備有尖筆，可附着於一依時計轉動之圓筒上，筒上繞貼以印有方格之紙，一方表時間，一方表某項現象之度數。檢閱紙上尖筆所劃弧線，即可獲得現象進行之情形。此種儀器之時計運動及方格之度數，應準確無誤。

3. 平均數值

氣候學應用平均數值，以得自紀錄器之弧線者，最為準確。例如以 ABC 弧線代表其變化之現象，其日平均數值即相當於 FDEG 矩形之高度 FD，矩形之面積，則與 ABCDE 者相同。備有紀錄器之觀測站，為數不多，故日平均每依廿四小時內每小時一次所測得之數值計算之。大多數且以日測三次為限，於早午晚行之。日平均則依一定之公式推求，公式內三次之數值，各乘以適當之係數。此種係數，隨地方之不同而有別，各按其紀錄器之平均值比較而確定之。月平均由日平均求之，而年平均則來自月平均。

現象之變化，在時間上繼續進行不斷，如氣溫與氣壓等項，其平均值即依上節所述之步驟求之，是為真正平均 (moyennes vraies)。

另有一種平均，得自不連續現象之紀錄，如雨水是也。測量雨水之儀器曰測雨器。吾人將一個月內各次所降之雨水相加，即為該月之總量。風雨之平均，亦以不連續之觀察為根據，依圖形求之，應用務宜小心，蓋最多之風，適來自相反之兩方向，則求得之平均方向，完全與真相不符。

即以變化連續之現象，如氣溫與氣壓等項，其平均值亦不過一種抽象之代表。極端數值之認識，往往饒有興趣，將每年所見者抽出，即可算得極大與極小平均 (*moyennes des maxima et minima*)，其性質與不連續現象之平均同類。

一切年平均，應以連續多年之年平均為根據，蓋氣候多變化，非藉連續多年之觀察，難得其真相。依同理，如欲繪畫一地任何一項氣象現象圖，務須採用同一時期內之紀錄，例如欲繪法國之等溫線圖，而所藉作根據之觀察站，有現時仍照常工作，又有經已停閉五十年者，則未免誤人，貽笑方家矣。

月平均及年平均，最富有地理價值，以其能使吾人認識種種現象在空間及時間上之分佈。然而除此以外，氣象學者製成一種時平均 (*moyennes horaires*)，用以研究日變化。是皆為不連續之平均數。

若干現象之日變化，有為氣候上一重要之要素者，尤以熱帶及高山之區為然。兩種現象之日變化，如或同出一轍，則可為彼此有關係之表示。

另有一種更特殊之平均值，成於某項現象容或能達到之一定限度。如以氣溫對於植物影響之觀點言，苟能得悉某一最低溫度出現機會之多寡，誠為有趣。又若欲探討雨水對於江河水文格律或谷坡冲刷之影響，則一日內某一最大雨量出現之機會為何如，實有認識之必要。此種計算只可施行於有歷史長久之觀察站，其地理之價值雖大，且富於實用，然亦罕有能力行之者。

4. 吾人目前對於世界氣候之認識

上述關於平均之計算情形，使吾人對於氣候認識之狀況，得一公正之評價。欲求真正認識一地之氣候（易言之，即形成大氣平均狀態之各項氣象現象之總體），自以具備有數十年歷史之氣象台，或觀察不斷之地為限，目前適合此種條件者，只有歐洲，北美，澳洲及若干歐洲之殖民地而已。

氣象學對於氣候學之解釋作用，有若地質之對於地形，是乃一新興之科學，十七世紀始見 Galilée 發明氣溫計（1612）Torricelli 之氣壓表大高度之

(1648)，而應用此等儀器初作連續之觀察者，則遲至十八世紀，然後施行。國家氣象局有規則之組織者，成立更遲至十九世紀之下半期，以法國 (Le Verrier 1855) 英 (Fitzroy) 荷 (Buys—Ballot) 爲首。其後各文明國家繼起效之。高空氣層雖握有大氣運行現象最有普遍性者之答案，然其研究，開端亦僅數年，以測探氣球及紙鳶爲工具。歐戰以還，飛機之發展，給與大推動，其收穫今日甫露端倪而已。

然而今日已確定之事實及定律，爲數堪稱豐富，欲求切實之了解，務須緊握其困難之點，並將氣候三大組之要素：氣溫，氣壓與風，及大氣之濕度，分別研究。惟吾人事先應檢討氣候之一般因素，蓋三組要素，無一項不受其影響也。因素之中，有屬於天體者，純決于地球之形狀及其在太陽系中所處之位置；有屬於地理者，由物理及生物原素分佈之觀點言之，即關於地表所見之種種對比：如陸地之對海洋，山岳之對平原，森林之對沙漠是也。

5. 氣候之天體因素，太陽熱力

氣候之首項因素，爲太陽之熱力。太陽光線經一四九,〇〇〇,〇〇〇公里之長途，到達地面，形成一種力量，可於多項現象中見之。地理學者，少注意光及化學之現象。然而此兩項現象之研究，實可解釋植物生活若干重要特點。例如光處與暗處之同化作用，時不相同，植物之構造與形態，多有賴於光線方面之環境。

陽光對於氣溫之影響，遠較顯著，研究亦較多。測度太陽熱量之儀器有多種，最著名者爲 Violle 氏之陽光測量器 (actinometre de Violle)，由於黑球溫度計構成，黑球則安置於一真空球內。

物理學對於日照之勢 (intensité de l'insolation)，屢有測量，以決其于大氣圈邊界上之數值。以一定之面積于一分鐘所受之 calorie 爲計算之單位，是乃吾人所稱之太陽熱量常數 (constante solaire) 也。測量地點，除高山之顛及雲量特少之區外，又有裝置自動紀錄器於氣球上者，高度曾逾二十五公里。

美國學者特別致力此項工作，所得數值，略低於 2 (1.94)。

吾人可將此結果，另以一具體之方式表達之：假設地球無大氣圈之包圍，則一年內所得自太陽之熱量，足以融解繞覆全球厚達 20m 之冰層，或蒸發去一厚達 2.80 公尺之水層。

實際上太陽常數，並非永恒不變，而其變化，自不免反映於氣候。吾人知太陽表面有黑點，位置與大小，往往更改，由此可知白熱氣圈之球體上，有混亂之流動。報據 Lockyer，黑點最盛之時期，太陽之運行倍增，與地球磁場之搞亂，雨水及氣溫之變化，有甚顯明之關係。

6. 太陽熱量之分佈

陽光帶來之熱量，在地球各部之分佈，至不均勻，且又隨季節而增減。地球大致成圓形，太陽光線之傾角，由是向兩極退縮，故同一面積所得之熱量，自赤道向南北兩方減少。再根據地球繞日運行與地軸之傾斜兩項之影響，吾人可將地球分作五帶，以下列各要素表現其特徵：白晝之長短 (D)，以小時計算。白晝最長之日，太陽於正午時高出地平線之高度 (H)，熱量之年變化 (V) 與日變化 (v)。

I 北寒帶，位於北極圈 ($66\frac{1}{2}$) 以北

$47^{\circ} > H > 23\frac{1}{2}$ 6個月 $> D > 24$ 小時， V 最大， v 最小。

II 北溫帶 ($23\frac{1}{2}$ 至 $66\frac{1}{2}$ 之間)

$90^{\circ} > H > 47^{\circ}$ 24小時 $> D > 13\frac{1}{2}$ 小時， V 及 v 中等。

III 回歸帶 (南北兩回歸線間)

$H = 90^{\circ}$ $13\frac{1}{2}$ 小時 $> D > 10\frac{1}{2}$ 小時， V 最小 v 最大

IV 南溫帶與 II 同

V 南寒帶與 I 同

吾人苟能憶及地球所得之熱量，與一地白晝之長短，及太陽在地平面上之

高低成正比例，則可了解上表之意義。回歸帶內，夏至太陽可達天頂，其他各日亦距天頂不遠，故所得之熱量較多，日變化當較其他各地爲大，惟每日之長短相若，熱量在年中之變化乃甚小。

南北兩極圈以上之地帶，自然最爲寒冷，蓋白晝最長之日，太陽在極圈上之高度，不過 47° ，在極點僅及 $23\frac{1}{2}^\circ$ 。惟白晝可長逾廿四小時，故熱量之年變化最大，日變化則甚小。南北兩寒帶與回歸帶間之溫帶，各項數值均屬中等：其進退於 90° 與 47° 之間。最長之白晝，亦不及廿四小時。日變化較弱於赤道，年變化則較強。夏至之時，北極所得之熱量，較多於赤道。此表面類似矛盾之事實，可以說明若干地理現象之成因。夏至之時，北極地帶所獲得之熱量，雖以陽光須透過較厚之氣層，致與赤道當時所得者之差別減小，然而雙方之對比，並不能完全消除。吾人當知高緯之地，白晝延長，晴天季節所受熱量可達龐大之數字。此種情形足以解釋年均氣溫在零度下，而溫度計有時降至負四十度之地，樹木如何仍可生長。苔蘚植物自雪中突出，生長迅速驚人。當地以短促之植物生長季內，日照之時間長，穀物仍有耕作之可能，如加拿大之北部者是也。

7. 大氣圈之影響

太陽光線，並非直接到達地面，有如上文一向之假定，而必須先透過厚約三十公里之氣層，陽光受阻，僅有一少部份之熱量，得以通過。惟大氣雖截留熱量之一部，然亦有保護地面，不使冷却之功，尤以晚間爲然。故大氣之作用，可和緩地面溫度之變化，而高山氣候之特徵，亦可由是而得解釋。高山因氣層較薄，密度較小，地溫乃呈重大之變化。此種變化，爲當地巖石風化迅速之主因，促成巖嶇嶙峋之山峯。

大氣所截留之熱量，與光線所透過之氣層厚薄成比例，故高緯度所截留之熱量較大。然氣體之透明度亦有影響。而此透明度之本身，則又隨大氣之溫度而轉移。據學者計算結果，透明度之係數爲 0.8，則地面所得之熱量如下：太陽高

出地平面爲 40° 之區，得 45%，高 10° 者得 5%。透明度之係數爲 0.6，則上述兩數，依次爲 29%。及 1%。後一數字所代表之情形，往往可見於濕度大而寒冷之高緯區。

地面實際所得之熱量，其變化遠不如理論之大，赤道區熱量年中之變化殊小，惟高緯區者，則以陽光之斜照而趨於顯著。

上述定律，另有第二種效果，務須牢記。濕潤之區，地面所得之熱量，變化較小於乾燥地帶，爲勢亦較緩。沙漠區地溫之變化，誠屬龐大驚人，當地巖石迅速之風化，散沙之形成，一部可以此爲解釋。吾人舉行溫度觀察之氣層，既受分配於地面之熱量變化影響，則各氣候要素之變化，應隨地理環境而轉移。

大氣之過濾作用，與大氣本身透明度之太小有關，而透明度則又隨大氣之化學成分及其所含沙塵之多寡而發生變化。故除太陽熱量常數因白熱球中運動活躍程度之大小而增減，足以影響氣候之變化外，另有此種原因，可能變更氣候。

大氣成份在地史上曾有變化之學說，吾人上文經已提及（見第一冊原書第七十六頁），學者有以爲藉此可以解釋「冰期」之形成。Humphreys 氏曾謂火山之大爆發，可以暫時減小大氣之透明度，促成溫度短期之微降。Krakatoa (1883) Ban d' aisan (1888 及 1892) Bogosloo (1890) Pelée (1903) 各火山之爆發，噴出之灰上達 Troposphere 之邊界，又因灰質微輕，可浮遊空中數月不墜，使每次爆發後，日照觀察所得之數值，似失諸過低，或由於火山灰塵防碍陽光而致。

8. 緯度對於氣候各要素之影響

試將不同緯度之氣候主要要素之平均數值開列，即可顯出彼等與太陽熱量分佈之大勢有關係，是即下表之所昭示也（T 爲氣溫根據 Spitaler 及 Batchelder, P. 氣壓，根據 Ferrel, H. 雨水，根據 T. Murray, N. 雲量，根據 J. Hann 及 Teisserenc de Bort）。

緯 度	北 半 球				南 半 球			
	T(C°)	P (mm.)	H(cm)	N(%)	T(C°)	P (mm.)	H (cm)	(N%)
0°	26°.3	758.0	195	58	26°.3	758.0	195	58
20°	25°.2	759.2	82	40	23°.0	761.7	75	48
40°	14°.0	762.0	53	49	12°.0	760.5	94	56
60°	-10°.0	758.7	48	61	(-0°.7)	143.4	(102)	75
80°	-16°.7	760.5	35					
平 均	15°.2							

氣溫與雨水由赤道向兩極減少，氣壓則以中緯區為最大。南半球較涼，同時亦較濕潤，尤以溫帶與北半球者之差別最著。由是觀之，氣溫、氣壓、雨水三者之變化，大抵當有因果之關係。然而按兩半球之差別論之，又可知緯度並非各項現象變化之唯一原因。赤道南北兩方海陸之分佈，迥然大異，顯為兩半球此種差別之原因。是故吾人即於設法單獨提示緯度之勢力時，地理因素之重要，亦不免為之顯現。

9. 海陸分佈對於氣溫之影响

此種勢力最為顯著者，可見於大陸氣候與海洋氣候之術語，其在一般人之心目中，即用以指示極端與溫和之兩種氣候也。雙方差別為何？原因又安在？

大陸區與海洋區氣溫差別首要之原因，厥為地與水比熱 (Chaleur spécifique) 之不同，地之比熱等於水之 $\frac{6}{10}$ ，易言之，在熱力與時間相同之條件下，地溫之昇高，約等於水溫之二倍，例如水溫昇至 6° ，則地溫昇至 10° ，若改謂地溫之昇高，速於水溫約二倍（六小時對十小時），亦無不可。下降之勢適相反，水溫之退去，慢於地溫約二倍。

第二種原因為：水受熱後，發生蒸發作用，以低減其溫度。此種原因，足以加強首項之勢力。據學者之估計，投射赤道海面之太陽熱力， $\frac{6}{10}$ 耗於蒸發。而蒸發之水氣，則浮遊於空氣中，另生作用。上文曾經指出空氣之透明度，

受濕度之操縱。因蒸發而增加濕潤之空氣，可截留一大部份之太陽熱量，只容許一小部份透過，以達地面或大氣之下層。

此外尚有第三種原因，亦有提示之必要。溫度之變化，在地上之影響，僅能入土二十公尺，而在海上，則賴有波浪及海水之對流運動，乃得下達一二百公尺。由是之故，水能容納之熱量較多於地，根據 Krummel，就整個地球言之，海洋面水溫之平均值，高於空氣者凡三度。

10. 此種影响所產生之效果

大氣之下層，為氣象觀察施行之區，以其與海面或陸面相接，故亦參與後兩者溫度之變化，為勢則比較和緩。下列各項乃下層大氣與海陸面接觸而產生之效果：

1°海洋既平均較熱於陸地，則水面上之氣溫，平均亦當較高於地面以上者。此事以溫帶特見顯明。此定律即於回歸帶中，亦可獲得明證。蓋當地擁有廣大之森林與沼澤，由於蒸發之作用，乃於大陸之上造成阻礙陽光之濕氣。在寒帶之觀察，則表出海洋區之上空，溫度往往較低。其故乃由於當地之水，凝結成冰，其硬面之溫度品質與陸地無別。且其上之空氣，濕度較大于陸上，又足以減少在高緯區晴季中佔有重要影响之日照。

2°海洋上冷熱來去之勢，既緩慢於陸地，故在溫度日變化強烈之區（回歸帶）夜間海上之溫度，遠高於陸地，日間情形適相反。是乃盛行於回歸帶之海風與陸風之成因。在溫度年變化強烈之區（即冬夏顯明之溫帶及寒帶），春夏二季大陸酷暑，秋冬二季則苦寒，是乃大陸氣候與海洋氣候主要異點。海洋氣候，以春寒秋晴為特徵。春寒可阻滯植物物生長時期之開端，故高緯區之海洋氣候，反為不佳，以其縮短晴季也。葡萄之界限，在歐洲西岸向南退縮，職是故也。依同理，北美穀物之界限，在內陸向北伸展至 Athabaska 湖，達 58° ，而於大西洋畔，則向南退縮至 47° 。

3° 溫度昇降之絕對數值，既以陸上爲大，則在日變化強烈之區（回歸帶），此種變化，內陸自較甚於海濱，年變化大者，此種變化，亦於內陸達到最大之數值。是爲大陸氣候最顯著之特徵。試按北緯 52° 之區，自歐洲西岸以迄亞洲內部之蘇俄，沿途錄出各站最高與最低月平均之溫差，作一比較，則此一特徵，昭然若揭。

Valentia (愛爾蘭) 9°; Oxford (英格蘭) 12°.6; Munster (德國西部) 16°; Posnan (波蘭西部) 21°; 華沙(波蘭中部) 23°; Koursk (俄) 29°.2; Orenboug (烏拉山) 36°.9; Barnaoul (西伯利亞) 39°.8。

11. 海陸分佈對於溫度與風之影响

海陸分佈有一極重大而易於明瞭之影响，是乃對於空中水氣之分配也。海洋爲最大蒸發之區，故一般言之，海洋上空氣之濕度最大，雲量亦最多，其影响可使海洋氣候之溫差，益加和緩。空氣之濕度，以見於大陸者爲最小。Rohlf 於撒哈拉沙漠中之 Koufra 一地，曾測得 9.8 mm. 之絕對濕度及，17% 之相對濕度。在此種乾燥之空氣中，杯中之水，不數小時，即蒸發淨盡，口唇破裂，指甲爆炸。

空氣濕度平均既以海洋爲大，則雨水亦當以海上及海濱較多。海洋氣候之雨水普通較大陸氣候者爲富，然亦有例外之現象，或受地勢之影响而致，或爲風向之結果。

海陸分佈對於風有決定性之影响。上文已提及海陸兩方晨晚溫度之差別，可以促成海風與陸風。春冬兩季同此之差別，又可產生季候風 (moussons)，印度洋及東亞沿岸一切生命之現象，皆受其支配。

即在溫帶，海陸兩方溫度之對比，亦可擾亂氣壓之系統，尤以北半球爲然。大西洋及北太平洋特深之低壓，與夫西伯利亞之高壓，及其所促成之風，亦俱導源於海陸溫度之差別。

自海向陸吹之風，可將海洋之勢力，伸張至大陸沿岸之地，尤以溫帶爲然。海風可更改沿岸氣溫變化之格式，減低熱季之溫度，而將冷季者提高，此種風類多濕潤多雨，亦以溫帶爲著，然亦有例外（南非，澳洲等大陸之西岸），惟皆可得而解釋，或因海風自更高之緯度吹來，因是亦較冷，或以沿岸有寒流，變更海風之影響。

12. 洋流之影響

洋流在海洋對於沿岸氣候之影響中，佔有重要之作用。關於海水之運動，將於本書第三編第二章研究，惟目前吾人可假定洋流對於海面溫度分佈不均之一般影響爲已知。海洋之中有暖流，由赤道向兩極進發，由是乃能增高沿途海面之溫度。此外又有寒流，運動方向及其作用適相反。

暖流可更改其所浸及之海岸氣候，使其溫度平均之變化，較有規則。氣壓與風則更形無序。惟其能增大濕度，則爲其通性。灣流（Gulf Stream）乃最著之實例也。寒流以 Labrador 者爲最著，沿北美之東岸南下，使海岸一帶之氣候更冷，更趨極端，亦更濕潤，惟雨水未必更多，蓋寒流往往促成多霧之天氣，惟無雨水之下降，尤以回歸帶附近爲甚（摩洛哥西岸，西南非等）。

13. 地勢之影響

吾人若僅顧及緯度與海陸之分佈，則猶未足以解釋氣候各種花樣。蓋地勢起伏之不同，亦可產生重大之變化。在氣溫及氣壓研究中，吾人誠設法除去地勢所產生之擾亂，而依海面爲準，以訂正觀察所得之實際數值，繪畫等溫等壓線圖。然而有欲探求氣候對於地面有機體及物理方面之活動，影響如何？則斷不能漠視實際之溫度。山區氣候受地勢起伏之影響，至爲特殊，吾人將獨立一章專論之。此處僅畧提及其對於氣象各種要素之影響而已。

1° 氣層隨地勢之增高，向上趨于稀薄（氣壓減小）。

2° 由是空氣所吸收之大陽熱量亦愈少（氣溫年平均減小，月變化及年變化

亦趨於溫和)。

3° 反之，白晝之日照加烈，夜間則以輻射作用而熱量大減，地溫之變化，急劇而強烈，山陰與山陽之對比甚大。

4° 對於等量之水份言，空氣相對濕度，隨溫度之下降而增加其數值。相對濕度由是與高度同時增大。一般言之，山區乃較平原更濕，更多雲多雨。雨量幾常隨高度之增加，惟有一定之限度。

5° 蓋絕對濕度，則反因高度之增加而減小。由是之故，超過一定之高度後，空氣即愈趨於乾燥，惟所謂「一定高度」變化頗多，各地不同。赤道上之高山頂上，每有半沙漠之植物 (Kilimandjaro 與 Kenia)。

6° 山岳對於風亦有影響，谷底與高峯氣溫之差別，促成每日交替之山風與各風 (brises de montagne et de vallée)。另有他種類之風，雖非完全由山岳創造而成，惟其品性則以受山岳之影響，發生重大之變化。Alpes 山北側之 foehn，洛磯山之 Chinook，俱為氣流因踰越崇高之山嶺而趨於乾燥炎熱者也。

最後，雄厚之大山脉，每有劃分氣候區界之作用，無可置議。試列舉歐洲之阿爾卑斯山，巴爾幹山，亞洲之喜馬拉雅山，美洲之 Sierro Nevada，澳洲之「澳洲阿爾卑斯山」(Alpes Australiennes) 可知之矣。

14. 植物之影響

植物亦可以使氣候發生局部之改變。森林對於氣溫之影響如何，以法國之 Nancy 附近，德國之 Saxe 及 Sudète，最有研究。森林區之平均氣溫，隨處皆低 (Saxe 0.8)，其年平均之較低，主要乃由於夏季數月之溫度，不如空曠平原之炎熱。

赤道地帶原始森林佔有遼廣無垠之面積，為平均氣溫顯著低降及日變化減小之原因，此兩項事實，不但以其能遮蔽土地，減小日照與輻射，且亦以其放出為量頗大之濕氣。Ototsky 曾於俄國發覺森林下之地下水層，其水面與地面之