

地 學 叢 書

學 象 氣

著 者



國

NA

328
8539

44

22

序 言

歐遊歸來，任職餐舍，濫竽講席，於今且十年矣；屢欲邀集同道，編輯叢書，為新地學之推進，稍盡棉力，終以人少事繁，此志莫由實現。

二十六年夏，七七事起，學府西遷，同人職責所係，既不能投筆而從戎，乃於講授之餘，加緊著述，藉增本位貢獻，不出二年，脫稿者已十數種，大都有關國計民生之作，就中有若干部，尤與抗戰有直接關係，如航空氣象學普通氣象學等均是也。

目下航空發達，氣象學之研究，實刻不容緩，欲深究航空氣象學，尤非於普通氣象學，先具根底不可；君君，專精斯學，自大學卒業後，曾在中央研究院氣象研究所擔任研究，繼回母校任職，悉心講授，造就至多，所著氣象學，內容詳備新穎，實漢文中空前之巨著也。茲值是書付印之期，特書數語以為之介。

二十六年六月十日 編者序於重慶中大

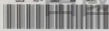
國家圖書館典藏

國家圖書館數位化

048551

第237

國家圖書館



000048551

自序

近代氣象學之發軔，尙爲晚近七十年來之事，即在二十世紀之今日，就其進步之程度言，較諸其他物質科學相差尙遠。我國科學落後，氣象一門焉能例外；且也，氣象具有地域性，非待實地測候，分區研究，難得其詳。我國近數年來，氣象事業已爲當道者所注意，國內重要大學均已設有氣象學程，此可喜之事也！

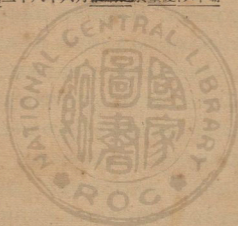
二十五年夏，予回母校講氣象學，當時最感困難之問題，莫如普通氣象學教本之缺乏；蓋普通氣象學爲習氣象學者之發蒙學程，必備有善良之教本，收集豐富之材料，供給充分之圖表，方能使後學者對於斯學獲有明確之認識及鞏固之基礎。氣象學之教本，國內迄未見有出版，國外善本多爲德文。若以之作爲初學教本，非特文字方面不免困難，所引例證，均採自歐美，與本國之氣象現象毫無聯繫；且斯學之進步日新月異，數年前出版之教本對於最近之發展即無法收入，此於初學者仍多不便。緣是，於每次講授之時，仍多自輯教材，以資應用，對於國內可用之材料，盡量利用，國外最近之進步，兼收並蓄；至於原理之引證，編制之體例，仍以國外之善本爲參考，其詳附明於各章之末頁。

七七事起，學府西遷，自編教本之需要，更感迫切。胡師肖堂因受國立編譯館之約主編地學叢書，囑予整理氣象學講稿，以

備一格。因於二十六年始，初付油印，二十七年再經補正，迄今兩年，始告殺青。惟自諗學淺，文中亥豕雜陳，在所難免，尙祈海內先進，有以正之！

本書編撰之際，迭蒙 胡師肖堂及涂長望先生多所指示，呂蘊明盧溫甫兩先生惠借參考，至爲銘感。又承同學李春芳王文瀚周淑貞曾麗助諸君代任抄胥，亦所感激，合併誌謝！

民國二十八年六月 ~~編定~~於重慶沙坪壩



目 次

緒 論

- 一、 氣象學之目的.....1
- 二、 氣象學發達簡史.....2
- 三、 氣象學之內容.....4

第一篇 大氣及其活動之能力

- 第一章 大氣7
 - 第一節 大氣之物理性7
 - 1. 傳導 2. 壓力容積溫度之相互關係 3. 氣體常數 4. 絕熱變化
 - 第二節 大氣之組成.....10
 - 1. 永久氣體 2. 水汽 3. 固體雜質
 - 第三節 大氣之由來.....15
- 第二章 輻射 19
 - 第一節 太陽輻射之性質.....19
 - 第二節 日熱之理論分佈.....21
 - 1. 太陽常數之變遷 2. 日地之距離 3. 日照之時間 4. 太陽之高度
 - 第三節 大氣與太陽輻射.....26
 - 1. 選擇散射 2. 選擇吸收 3. 包哥定律 4. 地

面實際受熱

第四節 地面輻射與天空輻射……………31

第五節 觀測輻射之儀器……………33

1. 通論 2. 黑球日射表 3. 埃氏補償日射表

第二篇 溫度

第一章 溫度之觀測…………… 37

第一節 溫度表……………37

1. 概說 2. 測候用溫度表之選擇 3. 觀測錯誤
之避免

第二節 如何測知真正氣溫……………41

1. 百葉箱 2. 通風溫度表 3. 手搖溫度表

第三節 特種溫度表……………44

1. 最高溫度表 2. 最低溫度表 3. 最低草溫表

4. 悉氏最高最低溫度表 5. 地溫表 6. 遠距溫
度表

第四節 溫度計……………48

第二章 控制氣溫之環境…………… 51

第一節 通論……………51

第二節 陸溫之變化……………52

1. 日變 2. 年變 3. 地下熱力之流動 4. 地溫
變化之定律

第三節 水温之變化	58
1. 水温之升高 2. 水温之降低 3. 日變 4. 年變	
第四節 水陸供給熱量之比較	61
第五節 海陸溫度與其上氣溫之比較	62
1. 一日間之比較 2. 一年間之比較	
第六節 地面溫度控制其上氣溫之過程	64
1. 夜間及冬季之冷卻 2. 晝間及夏季之增暖 3.	
結論	
第三章 氣溫之變化	70
第一節 氣溫之日變	70
1. 溫度曲線之大勢 2. 本地氣溫之日較差 3.	
各地氣溫之日較差 4. 最高溫度與最低溫度發生之時間 5. 一日間溫度之突變 6. 溫度之日平均	
第二節 氣溫之年變	75
1. 概說 2. 溫度帶 3. 溫帶中極端溫度及平均溫度發生之時期 4. 溫度之突變	
第四章 氣溫之分佈	83
第一節 山地氣溫之垂直分佈	83
1. 概說 2. 山地氣溫之遞減率 3. 山地氣溫遞減率之日變 4. 山地氣溫遞減率之年變 5. 山	

地氣溫之年變 6. 0°C . 等溫線之高度 7. 山地
氣溫之逆增

- 第二節 氣溫之平面分佈.....89
1. 等溫線圖 2. 各緯度圈氣溫之平均 3. 氣溫
等距平線 4. 極端溫度

第三篇 氣壓

- ✓ 第一章 氣壓之觀測 99
- 第一節 水銀氣壓表.....99
1. 構造 2. 氣壓表讀數之訂正
- ✓ 第二節 空盒氣壓表及空盒氣壓計102
- 第三節 水銀氣壓計104
1. 原理 2. 構造
- 第四節 沸點氣壓表107
- 第五節 氣壓單位108
- ✓ 第二章 氣壓與高度110
- 第一節 氣壓之高度變化110
1. 拉氏公式 2. 高度訂正表
- 第二節 高度測算113
- 第三章 氣壓之變化117
- 第一節 氣壓之日變117
1. 概說 2. 季候與氣壓日變之影響 3. 環境與

氣壓日變之影響 4. 天氣與氣壓日變之影響	
第二節 氣壓日變之成因	122
1. 半日之週變 2. 全日之週變	
第三節 氣壓之年變	126
第四章 氣壓之分佈	130
第一節 等壓線圖	130
第二節 氣壓帶	135
第三節 冬夏半球間大氣之流動及南冰洲之高度	138
<h2>第四篇 風</h2>	
第一章 風之觀測	141
第一節 風向	141
1. 概說 2. 風向儀	
第二節 風力	142
1. 風壓與風速 2. 蒲氏風力標 3. 壓板風力表	
4. 杯狀風力表 5. 風管風力計	
第三節 記錄之整理	148
1. 風向頻度 2. 平均風速 3. 合成風	
第二章 風之理論	153
第一節 大氣重量之改變	153
第二節 對流發生之步驟	154
✓ 第三節 氣壓梯度與風速	157

第四節	地球自轉與風向	159
第五節	梯度風	162
第六節	磨擦力與風速	164
第七節	重力高度	166
第三章	風之變化	169
第一節	風速之日變	169
	1. 季候及天氣與風速日變之關係 2. 高度與風速 日變之影響 3. 風速日變之成因	
第二節	風向之日變	173
	1. 地面風向之日變 2. 山峯風向之日變 3. 風 向日變之成因	
第三節	風速風向之年變	176
第四章	行星風系	178
第一節	風帶分佈	179
	1. 信風帶 2. 盛行西風帶 3. 極地東風帶 4. 赤道無風帶 5. 副熱帶無風帶 6. 極面帶	
第二節	風帶之變動	183
	1. 地位之移動 2. 風力風向之改變	
第五章	地方性風系	185
第一節	季風	185
第二節	海風與陸風	187

第三節 山風與谷風	190
-----------------	-----

第五篇 自由大氣

第一章 高空之觀測	193
-----------------	-----

第一節 測風氣球	194
----------------	-----

1. 概說 2. 單經緯儀法 3. 雙經緯儀法

第二節 風箏	198
--------------	-----

第三節 飛機	199
--------------	-----

第四節 探空氣球	200
----------------	-----

第五節 繫留氣球	201
----------------	-----

第六節 天蓋氣球	201
----------------	-----

第七節 無線電探空儀	202
------------------	-----

第二章 高空之氣溫	203
-----------------	-----

第一節 高空氣溫之分佈	203
-------------------	-----

1. 概說 2. 對流上限 3. 拉馬那省氏圖

第二節 高空氣溫之日變	209
-------------------	-----

第三節 高空氣溫之年變	210
-------------------	-----

1. 概說 2. 熱帶 3. 東亞季風區 4. 溫帶 5.

對流上限及其溫度

第三章 高空之氣壓與風	220
-------------------	-----

第一節 高空等壓線圖	220
------------------	-----

1. 七月 2. 一月

第二節 各高度東風與西風之成分	225
第三節 測風報告	229
1. 赤道帶 2. 信風帶 3. 東亞季風區 4. 盛行 西風帶 5. 極地東風帶	
第四節 大氣之周流	243
1. 熱帶之循環 2. 極地之循環 3. 溫帶之循環 4. 平流層之循環	
第四章 高空現象與氣圈構造	250
第一節 幾種光學現象	250
1. 流星 2. 夜間天空之光 3. 極光	
第二節 高空之雲	254
1. 貝母雲 2. 夜光雲	
第三節 傳聲之反常	256
第四節 臭氧層	259
1. 高空臭氧存在之證據 2. 臭氧之分佈 3. 臭 氧之成因與高空之溫度	
第五節 游離層	262
1. 電磁波與游離層 2. 高空游離層之分佈 3. 游離層之性質與成因	
第六節 大氣圈之構造	264
1. 引論 2. 高空無氫氣之理論 3. 高空大氣之 組成	

第六篇 空中水分

第一章 水汽	273
第一節 濕度之意義	273
1. 水汽壓 2. 絕對濕度 3. 相對濕度 4. 比較濕度 5. 水汽混合比	
第二節 濕度之觀測	276
1. 化學濕度表 2. 露點濕度表 3. 毛髮濕度表 4. 乾濕球濕度表	
第三節 濕度之變化	280
1. 水汽壓之日變 2. 水汽壓之年變 3. 相對濕度之日變 4. 相對濕度之年變	
第四節 濕度之分佈	288
1. 高度分佈 2. 平面分佈	
第二章 蒸發	294
第一節 蒸發通論	294
1. 鹽分 2. 氣壓 3. 濕度 4. 風速 5. 水溫 6. 面積	
第二節 蒸發之觀測	296
1. 惠爾德蒸發表 2. 喀浮蒸發計	
第三節 蒸發量之變遷與分佈	298
第三章 凝結	301

第一節 冷卻原因	301
1. 輻射冷卻與接觸冷卻	2. 混合冷卻
3. 動力冷卻	
第二節 大氣之膠性	309
第三節 微塵計	312
第四章 地面凝結物	315
第一節 霧	315
1. 通論	2. 分類
3. 分佈	
第二節 能見度	321
第三節 露霜及其他	324
1. 露	2. 霜
3. 霧淞	4. 雨淞
第五章 雲與日照	327
第一節 雲滴	327
第二節 雲狀	328
1. 標準雲狀	2. 特種雲狀
✓ 第三節 雲之成因	341
1. 由於氣流之直升	2. 由於氣流之斜升
3. 由於大氣之波動	4. 由於大氣之渦動
5. 由於高空之局部對流	6. 由於輻射冷卻
7. 由於氣流之混合	
第四節 雲狀之分佈	346
第五節 雲之高度	347

1. 雲高 2. 雲層 3. 雲高之日變及年變 4. 雲厚	
第六節 雲之行動	352
1. 觀測 2. 雲向之分佈 3. 雲速之分佈	
第七節 雲量	357
1. 觀測 2. 雲量之周變 3. 雲量之地理分佈	
4. 各級雲量之頻率	
第八節 日照	368
1. 觀測 2. 日照之日變 3. 日照之年變	
第七章 降水	373
第一節 通論	373
1. 雨滴 2. 固體降水——雪, 霰, 雹	
第二節 降水量之觀測	379
1. 量雨筒 2. 量雨計 3. 記錄之整理	
第三節 降水之成因	383
1. 對流雨 2. 氣旋雨 3. 颱風雨 4. 地形雨	
第四節 降水之日變	384
1. 降水量 2. 降水頻度 3. 降水強度	
第五節 降水之年變	388
1. 表示方法 2. 頻度與強度 3. 年變之型式	
第六節 降水量之地理分佈	392
第七節 中國之降水量	395

第七篇 天氣

第一章 天氣總論	397
第一節 天氣圖	397
1. 發展簡史 2. 內容	
第二節 等壓線之七種基本型式	400
第三節 氣流場	402
1. 氣流線之特性 2. 氣流之輻合發散與上下運動	
3. 氣流之運動中心	
第四節 氣團	407
① 氣團之意義 2. 相當位置溫度 3. 相當位置	
溫度圖 4. 屬性曲線	
第五節 氣團分類	413
1. 冰洋氣團 2. 極地大陸氣團 3. 極地海洋氣	
團 4. 熱帶大陸氣團 5. 熱帶海洋氣團 6.	
赤道海洋氣團	
第六節 不連續面	426
1. 不連續面之傾斜 2. 不連續面之種類 3. 極	
面天氣	
第七節 溫度逆增層	436
1. 地面逆溫 2. 渦動逆溫 3. 下沉逆溫	
第二章 氣旋與反氣旋	441

第一節 天氣圖	441
1. 等壓線 2. 氣壓梯度及風 3. 溫度濕度及天氣狀況	
第二節 高空構造	446
1. 溫度及濕度 2. 氣壓 3. 氣流 4. 從氣流報告推算高空溫度與氣壓之梯度	
第三節 氣旋之成因	463
1. 對流學說與漩渦學說 2. 極面學說 3. 障礙學說	
第四節 反氣旋之分類及成因	471
1. 分類 2. 成因	
第五節 氣旋與反氣旋發源於高空之說	473
第六節 氣旋之運行	478
1. 孟愛定則 2. 萊氏定則 3. 文鮑伯定則 4. 貝蘇定則 5. 郭爾堡德定則 6. 海賽爾堡定則 7. 特芳定則 8. 兩區定則 9. 等變壓場 10. 沈氏定則	
第七節 東亞氣旋之標準路徑	489
1. 標準路徑之分類 2. 各類氣旋之全年分佈	
第八節 其他型式之氣壓場	493
1. 副氣旋 2. V形氣旋 3. 楔形高壓 4. 鞍形低壓 5. 直線等壓線	
第三章 熱帶氣旋雷雨及龍卷風	499

I. 熱帶氣旋

第一節 天氣圖	500
1. 氣壓場 2. 風 3. 溫度濕度及雲雨	
第二節 高空構造	505
第三節 熱帶氣旋成因	507
第四節 熱帶氣旋之運行	510
第五節 颱風之分佈	515
1. 地理分佈 2. 全年之分佈	

II. 雷雨

第一節 氣象要素	519
1. 積雨雲 2. 風與雨 3. 溫度與濕度 4. 氣壓	
第二節 雷電現象	522
1. 電閃 2. 雷聲 3. 電場	
第三節 雷電之成因	526
1. 感應學說 2. 水滴破裂學說 3. 記錄與學說 之對證	
第四節 雷雨之分類	530
1. 熱雷雨 2. 氣旋雷雨	
第五節 雷雨之時間分佈	533
1. 大陸雷雨之日分佈 2. 海洋雷雨之日分佈 3. 大陸雷雨之年分佈 4. 海洋雷雨之年分佈	
第六節 雷雨之地理分佈	537
III. 龍卷風	
第一節 通論	539
第二節 高空構造及成因	541

氣象學

緒論

一、氣象學之目的 茫茫大氣，變化萬千，時而風起雲湧，雨雪紛飛，忽又豁然開朗，蔚藍無際，吾人居此大塊之上，氣海之底，日常生活無時不受其影響，陸地居民然，海島居民亦然，室內工作者然，野外工作者亦莫不然。不寧惟是，天時正常，則五穀豐登，國泰民安；反之，旱澇交侵，饑饉頻仍，則疫癘蔓延，死亡相繼。然人爲萬物之靈，處順境固能善導而利用之，遇逆境亦必設法制御或避免之。天氣對於人生之影響既緊切若此，人類因受生活上之壓迫，及求知心之驅使，對於寒暑晦明風雲雨雪等等天氣現象，是必起而究其所以，以希知之於將來，便爲未雨之綢繆，是卽氣象學目的之所在。故氣象學(Meteorology)者，乃研究大氣界中一切現象之科學也。

氣象學與天文學，常人每易混作一談，實則氣象學研究之對象爲大氣現象，而天文學研究之對象爲天體(Heaven bodies)。大氣依附地面，其厚不過數百千米(km.)，出此範圍卽非氣象學研究之領域。天體之距地面輒以光年(Light year)計，在任何

方面觀，二者之間殊少關係。

二、氣象學發達簡史 氣象學發軔之早，不亞於天文學，蓋羅列之衆星，與光輝之雲彩，同爲初民所注意；且當此原始時代，生活簡陋，衣飾房屋未備，寒暑風雨之影響最爲迫切。但因氣象之性質特殊，其進步遠較天文學爲落後，近代氣象學之基礎，須至十九世紀末葉，方見奠定。溯其演進之跡，約可分爲四個階段：

第一期，自太古至十六世紀末 在此期中，初民智識淺陋，儀器尙未發明，氣象觀測全憑肉眼爲之，所爲現象之解釋類多出自玄想，迷信色彩極爲濃厚。此時期唯一之成績，恐卽爲許多憑經驗得來之天氣歌謠（Weather lore），亞列士多德所著氣象學一書，集此時氣象學說之大成，自紀元前四世紀至紀元後十七世紀，泰西之論氣象學者，莫不奉之爲金科玉律。

第二期，十七世紀至十九世紀中葉 十七世紀之初，雨量筒，溫度表，氣壓表等基本儀器，次第發明，氣象工作遂入儀器觀測之時期。1653年在意大利之北部，開始有測候所之設立。嗣後測候記錄日益增加，各種氣象現象之演變初窺其科學之基理，如大氣之周流，氣旋之成因等問題，均能有所闡發。哈特萊（Hadley），杜佛（Dove），必丁敦（Piddington），白朗第（Brandes），萊特菲（Redfield），愛斯貝（Espy），羅密斯（Loomis）諸氏與有力焉。白朗第氏於1820年之創始天氣圖，尤爲重要。高空觀測亦於1749年在格拉斯哥（Glasgow）開始，惟此時儀器簡單，紀

錄片斷，無所足述。

第三期，約自 1850 年至 1865 年 此期時間雖短，卻多劃時代的建設。因電報之發明，美國首先於 1849 年應用之以彙集各地方之天氣報告，實行天氣預告之理想。又因迭受大風暴之損害，例如 1854 年黑海艦隊之遭殃，使各國政府對於氣象測候事業大加注意，於是有系統的測候網，漸次實現。主其事者在英為費次洛 (Fitz-Roy)，在法為拉佛爾 (Le Verrier)，在荷蘭為貝洛德 (Buys Ballot)，在美為愛斯貝諸氏。

第四期，十九世紀末至現在 近代氣象學之創始，約在 1870 年以後。十九世紀以還，各種物質科學進步神速，均已達成功之境地，如物理學，如機械工程學與氣象學最有關係者也。因機械製造之進步，氣象儀器日益精良，觀測紀錄之數量與質量同為增進；因物理學之進步，氣象理論，同臻完善，各項氣象要素之世界分佈圖，次第問世。蘇格蘭之巴興 (Buchan)，奧地利之葉林克 (Jelinek)，挪威之孟 (Mohn)，瑞典之赫爾特勃蘭特孫 (Hildebrandsson)，德之蘇本 (Supan) 及科本 (Köppen) 諸氏，功績最著者也。

高空測候紀錄日漸增多，法國特堡 (Teisserene de Bort) 氏於 1899 年得利用以指出有平流層 (Stratosphere) 之存在。近十餘年來，高空觀測之方法愈見進步，經英國林德曼 (F. A. Lindemann) 弗魄耳 (T. I. W. Whipple) 法國法泊萊 (Fabry) 及懇涅勒 (Kenneily) 諸氏之努力，又有臭養層 (Ozonosphere)

及游離層 (Ionosphere) 之發現，高空大氣構造問題，遂爲改觀。

歐戰期間，挪威學派巨擘貝鏗克銀氏父子 (V. Bjerknes, J. Bjerknes) 創立極面學說 (Polar Front Theory)，溫帶氣旋之如何產生，遂得合理解決，與貝鏗克銀氏同派之貝爾格龍 (T. Bergeron) 氏至 1928 年發表其天氣之三度論 (Über die drei dimensional Verknüpfende Wetteranalyse) 使天氣學之科學基礎愈益強固。近年以來，氣團分析之學駁駁然成爲近代氣象學中之翹楚。

此外關於大氣物理，長期預告，氣象應用各門，亦莫不有長足之進展。如英之蕭 (N. Shaw) 氏，莘普森 (G. C. Simpson)，達因斯 (W. H. Dines)，華于 (G. T. Walker)，美之漢佛萊 (W. J. Humphreys)，羅斯貝 (C. G. Rossby)，克萊敦 (H. H. Clayton)，奧之華格納 (A. Wagner)，愛克斯納 (F. M. Exner) 及德之科本克諾 (K. Knoch)，可爾勃洛 (E. Kulbrodt) 諸氏，概爲近代之權威學者。

三、氣象學之內容 氣象學研究之對象，爲大氣界中之一切現象，已如上述。因所有大氣現象均爲物理現象，故氣象理論及研究方法，莫不以物理學爲基礎，因此氣象學爲應用物理學之一門。又以大氣界爲組成地球之三界之一，故氣象學又屬於廣義的地理學或即地球物理學 (Geophysics) 之一部分。近代以來，氣象學發展極快，就其本質而言，可分爲三大部分：

1. 理論氣象學 (Theoretical meteorology or Physical meteorology) 以數理物理為基礎, 研究大氣現象變化之原理, 亦可稱曰大氣物理學 (Physics of the air)。其中包括流體力學 (Aerodynamics), 大氣熱力學 (Atmospheric thermodynamics), 大氣電學 (Atmospheric electricity), 大氣光學 (Atmospheric optics), 大氣聲學 (Atmospheric acoustics) 等等。

2. 天氣學 (Synoptic meteorology) 本理論氣象學所得之結論, 根據一大區域內各測候所之同時報告, 研究整個天氣演變之軌跡, 以達預測天氣之目的。天氣學之性質兼及物理及地理二門, 諸凡氣團分析, 極面學 (Frontology), 及高空氣象學之一部分, 均屬之。天氣學為狹義氣象學之骨幹, 近代氣象學中發展最快之部分。

3. 氣候學 (Climatology) 氣候學研究之對象為氣候 (Climate)。所謂氣候云者, 即平均之天氣, 此與地理環境之關係最為重要, 故氣候學常歸入自然地理之內, 諸凡氣候通論, 各地方氣候誌均屬之。

以上之分類, 係就氣象學之本質而言, 若依氣象學應用之目的而論, 則有航空氣象學 (Aeronautical meteorology), 海洋氣象學 (Marine meteorology), 農業氣象學 (Agricultural meteorology), 軍事氣象學 (Military meteorology), 小氣候學 (Microclimatology) 及植物氣候學 (Plant climatology), 生物氣候學 (Bioclimatology), 醫學氣候學 (Medicine climatology)

諸門。此類應用氣象學之任何一門，其基礎均不脫氣象學本質之三大部分。



第一篇 大氣及其活動之能力

天氣即爲大氣的現象，已如上述。此類現象之發生及演變，要由於各部分熱能之失均，故在討論氣象現象之前，對於大氣之性質及熱力之來源等問題，宜先予認識。

第一章 大氣

第一節 大氣之物理性

大氣爲無色無味無臭之混合氣體 (A mixture)，盈溢四海，視若無睹，非待流動成風，吾人不覺其存在。至 1643 年托里拆利 (Torricelli) 氏證明其能支持 30 英寸高之水銀柱而知其有壓力。數年後 (1648 年) 巴斯噶 (Pascal) 氏測知其壓力之向上遞減。至 1650 年哥列克 (Otto von Guericke) 氏發明抽氣機而得衡其重量。

1. 傳導 大氣爲一種不良導體 (Poor conductor)。其傳熱率 (Coefficient of thermal conductivity, K) 極小，在 0°C . 時爲 0.000,055，是即長 1 厘米 (cm.) 之大氣柱，如其兩端之溫度差爲 1°C . 時，則每秒鐘時間之內，自底面到頂面每 1 方厘米 (cm^2) 之面積內，可傳過 5.5×10^{-5} 卡之熱力。此較水 ($K =$

0.0014)小 25 倍,較冰($K=0.005$)小 100 餘倍,較鐵($K=0.15$)小 2700 餘倍,較銅($K=0.90$)小 160000 餘倍。熱之傳導視溫度而定,與密度無關。故自地面至高空幾無差別。

氣象學直接應用有關者,非爲熱之傳導,而爲溫度之傳導,是卽在靜止大氣中,溫度差別傳遞之速度也。傳溫率(Coefficient of temperature conductivity, K)非但視傳熱率而定,且與單位容積之熱容量(Heat capacity of unit volume)有關,其值卽爲此二數之商數,卽

$$K = \frac{K}{C_p \cdot \rho}$$

式中 C_p 爲比熱(Specific heat), ρ 爲密度,大氣之傳溫率在地面層頗大($K=0.178$)約與鐵($K=0.183$)相近,遠比地殼之傳溫率(沙地約 0.009 沼澤約 0.002)爲大,此與大氣密度成反比,故高度愈大,則傳溫率亦愈大。至 10 仟米之高空,其傳溫率幾與銅($K=1.077$)相近,至於更大之高度,則兩地溫度之差別極易由傳導之作用而調和之矣。

2. 壓力容積溫度之相互關係 大氣雖非理想氣體(Ideal gas),其液化溫度極低,各種氣體之定律均可適用。據波義耳定律(Boyle's law),如大氣之溫度不變,其壓力與容積成反比,卽

$$P_0 V_0 = PV \quad (101)$$

式中 P_0, P 爲原始及變後之壓力, V_0, V 爲原始及變後之容積。又據給呂薩克定律(Gay-Lussac's law),如大氣之壓力不變,其

容積與絕對溫度 T_0, T 成正比, 即

$$V_0 : V = T_0 : T \quad (102)$$

若大氣之壓力容積及溫度同時改變, 則其相互之關係如查理定律(Charle's law)所表示, 即

$$\frac{P_0 V_0}{T_0} = \frac{PV}{T} \quad (103)$$

設 P_0, V_0, T_0 代表標準情形下之氣壓容積及溫度, 則 $\frac{P_0 V_0}{T_0}$ 爲一常數, 稱曰氣體常數(Gas constant)。常用 R 代之, (103) 式即作

$$PV = RT \quad (104)$$

此式專稱曰氣體定律(Gas law)。

3. 氣體常數 在理論上, 常用之標準情形 $P_0 = 76 \times 13.6 \times 980$ 達因/方厘米 (dyne./cm²) $V_0 = 22400$ 立厘米 (c.c.), $T_0 = 273^\circ \text{A}$ 故

$$R = 83.2 \times 10^6 \text{ erg./}^\circ \text{A}$$

此數各種氣體均同, 故稱共同常數 (Universal constant), 氣象學上之 V_0 每以大氣之容度 (Specific volume) 即每克大氣之容積作準, 故

$$R = \frac{83.2 \times 10^6}{28.97} = 2.87 \times 10^6 \text{ erg./}^\circ \text{A}$$

式中 28.97 爲大氣之平均分子量, 在實用時 R 之單位每改用克米, 則

$$R = \frac{2.87 \times 10^6}{980 \times 10^3} = 29.27 \text{ gr.m./}^\circ \text{A}$$

4. 絕熱變化 與外界熱力絕緣的孤懸大氣，如壓力減小，容積膨脹，此氣體必需作相當工作(Work)。此項工作所用之能(Energy)，即取給於本身，於是溫度降低。反之如外壓加大，使容積縮小，則有相當量之工作，亦即相當量之能加於此大氣，遂使溫度上昇，此種變化稱曰絕熱變化(Adiabatic changes)。此項關係即包歐桑公式(Poisson's Equation)所表示者：

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{AR}{C_p}} \quad (105)$$

式中 T , P , T_0 , P_0 之意義如上文， R 為氣體常數，以爾格為單位，等於 2.87×10^6 ， A 為熱功當量(Mechanical equivalent of heat) 之倒數，等於 $\frac{1}{4.187 \times 10^7}$ ， C_p 為氣壓不變時之比熱，等於 0.241，於是 $\frac{AR}{C_p} = 0.287$

與絕熱變化相對者曰等溫變化(Isothermal changes)，即當氣體之壓力容積變化時，同時自外界加入或從本身輸出一部分熱力，使其溫度保持不變之變化，但因大氣傳熱之慢，吸熱之少，及自然界變化之快等，溫變化遠不若絕熱變化之重要。

第二節 大氣之組成

大氣為無色無味無臭之混合氣體(Mixture)，各原素之配合比與原子量無關，且各仍保持其特性，故如欲分析各大氣之成分，無需乎化學作用，祇利用各成分沸點之高低即可。自然界之大氣由三類物質組成：

第 1 表 純粹空氣之各成分

原 素	分子量	密度 gr./l.	比 重	沸 點 °C.	所佔重量之百分比	所佔容積之百分比	總重 (噸 = 2000 磅)
氮 N ₂	28.0	1.25057	0.9672	-195	75.5	78.03	42,684,725 × 10 ⁸
氧 O ₂	32.0	1.4280	1.105	-182.97	23.2	20.99	12,782,647 × 10 ⁸
氫 A	39.9	1.7832	1.379	-186.1	1.3	0.9323	682,125 × 10 ⁸
二氧化碳 CO ₂	44.0	1.9739	1.529	-78.5	0.046 至 0.4	0.03	23,874 × 10 ⁸
氫 H ₂	2.0	0.08983	0.0852	-252.6	?	0.01(?)	1,423 × 10 ⁸
氖 Ne	20.2	0.9002	0.6931	-289.0	0.00080	0.001,8	759 × 10 ⁸
氫 Kr	82.9	3.708	2.868	-151.7	0.029	0.000,1	141 × 10 ⁸
氫 He	4.0	0.1785	0.1381	-267.0	0.00056	0.000,5	88 × 10 ⁸
臭氧 O ₃	48.0	2.1437	1.658	-119	?	0.000,66	83 × 10 ⁸
氫 Xe	139.2	5.851	4.525	-109.1	0.005	0.000,009	19 × 10 ⁸
純粹空氣 Air	28.97	1.2929	1.000	—	100.00	100.000,00	52,181,850 × 10 ⁸

1. 永久氣體 此為組成大氣之主要部分，不含水汽，不雜塵埃，故稱純粹空氣 (Dry pure air)。又因各氣體之沸點 (Boiling point) 均極低，在自然界中永無液化出現，故又稱永久氣體 (Permanent gases)，在下層混合之比率如第一表所示。大氣雖非化合物，但各永久氣體之比率，殊少變更，故亦可有平均分子量 (Mean molecular weight)。例如氧之容積變更至 0.5% 以上之機會極為少見，即在礦穴之中，氧之減少亦不過 2.5%。氮量變更之少，殆屬相同。二氧化碳佔量之變更比較稍大，城市之中最多有 0.033% 至 0.043%，森林與田野之中，二氧化碳較少，在 0.029% 至 0.030% 間，海洋之上更少，不過 0.025% 至 0.028%，南冰洋上祇 0.025%，是為全地球上二氧化碳最少之區。其他各氣體存在之量太少，容量上即有變更亦小至不能覺察，但據近年氣象學家研究之結果，至 20 仟米以上，臭氧大增，且因其有吸收日光紫外線之能力，對於高空大氣之溫度發生重要影響，此將於下文論之。地面大氣中永久氣體所佔成分之所以少變，此實因自然界有各種互為調劑之作用，及大氣流動之效果所致。

2. 水汽 在亞列士多德 (Aristotle) 時代，祇知空氣即由水汽組成，再過二百年後，始悉空中除水汽之外，尚有他物。水汽存在之量亦極少，熱帶氣候為水汽最多之地，但其所佔容積至多不過 4% 或謂 20 克/仟克，至於溫帶氣候即減至 1% 以下或 5 克/仟克，緯度愈高，則水汽愈少；在極地區域，則每仟克之

中，已不到 1 克。地面大氣中所含水汽量既隨緯度而有變更，其他成分之百分數是必爲之影響。以下爲亨 (J. Hann) 氏根據年平均狀態計算所得數字：

第 2 表 大氣組成之緯度的改變 (%)

	N ₂	O ₂	A	H ₂ O	CO ₂
赤道	75.99	20.44	0.92	2.63	0.02
50°N	77.32	20.80	0.94	0.93	0.02
70°N	77.87	20.94	0.94	0.22	0.03

大氣圈所含水汽之總重約 $146,150 \times 10^8$ 噸，如是則使整個大氣圈之重量增至 $56,328,000 \times 10^8$ 噸，水汽存在之量雖小，但變化無定，所有雨、雪、霜、露等物，莫不爲其變化歷程中之形態，以其與人生關係之重大，故爲氣象研究之重要對象，此將於第六篇專論之。

3. 固體雜質 空中所含雜質可別爲有機質與無機質兩種，有機質爲數甚少，大多爲植物花粉及微生物之類，在大洋之中，每一立米之大氣，平均不過一粒，人口密居之區，每可增至 3000 粒，至於醫院附近則更多。無機質爲量甚多，其主要來源有五：(1) 由風吹起之塵埃，(2) 火山爆發時之烟灰，(3) 地面燃燒之結果物，(4) 從浪花飛逸之鹽類，(5) 隕石破壞而成之物質。

都會之中，人烟稠密，爲數大。增印度洋面每 1 立厘米 (c.c.) 約含 500 粒，大西洋面則因交通頻繁增至 2000 粒，普通都市中則微塵之數常以 100,000 計。以下爲英國愛德根 (J. Aitken)

氏在各種來源之大氣中測定之結果：

空中微塵數(Aitken)

測 定 地	每 c. c. 之微塵數	風向風力	天 氣 或 部 位
Ben Newis	400	SW, 1	霧
Edinburgh	75,000	W, 3	氣清有雪陣
Edinburgh	250,000	NW, 1	天晴氣濁
會 客 室	275,000		會前,地板之上4英尺
會 客 室	400,000		會將終,地板之上4英尺
會 客 室	1,800,000		近天花板正當實際開會時
會 客 室	2,300,000		近天花板燃氣2小時後

海洋表面及高空微塵大為減少,以下為維根德氏 1919 年發表之研究結果:

高度 m.	100	500	1000	2000	3000	5000	85000
每 c. c. 之數	44000-13000	5000	550	200	50	5	

愛氏又估計吸烟者一次吹拂送入空中之微塵有 4,000,000,000 粒之多。此類微塵之存在空中,以整個氣圈論,為量殊屬有限,但於氣象變化中卻成爲一非常重要之因子。綜其與人生之影響,可謂利害參半:(1)成爲空中之霾層,損污物件,障礙人類活動,對於空中交通尤爲危險。(2)成爲雲霧凝結核之主要材料,無此類核子存在,幾無雨澤下降,地面即無生物生存。(3)助成曙光之發生,延長白晝之時間。(4)部分促成天空之蔚藍及日出日沒之火黃。關於微塵數之測定及其影響等問題,將於下文分段論之。

本節所論之大氣組成,以地面層而言,大致在 10 仟米以下,

可無顯著改變。但在更大之高度，則地面對流 (Convection) 及渦動 (Turbulence) 之影響所不及，大氣之組成即行改變，爲敘述之便利起見，將於高空篇中論之。

第三節 大氣之由來

大氣既爲組成地球之一部分，故欲明大氣之由來，必從地球之生成，亦即太陽系之生成說起。關於太陽系之如何造成，最初有拉伯拉斯 (Laplace) 氏歸納之環形星雲假說 (Nebular Hypothesis)，謂組成太陽系之材料，原爲一團稀薄星雲，溫度白熱，自轉不息，嗣後溫度下降，自轉加速，赤道部分之離心力特強，因有環狀物脫離母體，此環狀之星雲再行冷卻凝聚，即造成現在之九大行星及諸衛星等。約二十餘年前，美國芝加哥大學教授張伯倫 (Chamberlin) 與謀爾敦 (Moulton) 二氏，發表微星假說 (Planetesimal Hypothesis)，謂太陽本爲一孤立之星體，其周圍並無行星，約三十四萬萬年以前，另一星體行近太陽，相距在十萬萬英里以內，二者之軌道如拋物線之兩翼，當彼此相距極近之時，因潮汐吸力，使太陽之一部分物質脫離母體，成無數小星體。彼外來吸力去後，小星體之一部分還諸太陽，一部分飛逸空中，尚有一部分即繞太陽而迴轉，此種小星體互相凝集，即成現在之大行星。近年以來，瑾斯 (Jeans) 與鏗弗萊斯 (Jeffreys) 二氏，對微星學說加以引伸，謂行星造成之初，即有其現在之質量，此種物質大部爲氣體。此二氏之學說，專稱曰潮汐學說

(Tidal theory)。

以上三說，對於地球如何造成之歷程，容有不同，但構成地球之物質，來自太陽則一致公認。地球既由太陽而來，則其初年之溫度亦必高如太陽。溫度漸低，質之重者，密集於中心；質之輕者，凝浮於表面，構成地殼；易於發輝之物質，則盈溢於外，而成海洋及氣圈。但此時水界與氣界之組成，必有異於今日。在如此高溫度之中，現有大氣之各成分，如氫、氧、氮等極易與其他原素或鹽類化合而成流質，或固體，或蒸氣；故今日之所有大氣，恐經地面長期收集而來。觀諸地面火山氣穴及氣泉噴出之氣體，此說是屬合理。但在純粹之火山氣中，並無自由的氧存在，故現有大氣決非完全由於火山活動，從地球內部噴發而來。且氧遇氫及硫，在高溫度之下，即不能自由存在，此二質均為火山噴發物中甚多之成分也。然則大氣中之氧分子究何由而來，高等綠葉植物藉光化作用能使二氧化碳析離為自由氧氣，此或為空中氧之由來乎？然初期的原始植物，非僅無此機能，且能消耗之，故此說非為可能。據生理學家之研究，確有某種下級生物能生存於無氧之環境，經光線之作用而使氧化物中之氧析離而出，如水即為其重要之材料。其次，雷電現象必自始極盛，亦足使水分析而得自由氧氣。再次之，則紫外線亦有此項功能。但無論如何，吾人似應假定在地球初創時期必有過量之氧分子存在，與氫及其他可能化合之物質成化合物後尚有相當量的自由氧氣存在，其他如氮、氫、二氧化碳及水汽亦然。此原

始大氣之成分，隨時改變，發生化合作用則稀釋，再度分解則變濃，但水汽之改變比較最小。

在此種岩漿狀態之大地似無從帶有氣圈，此對於最輕之氣體，如氫與氦而同時無大量的其他氣體存在時確然。至於其他氣體則非也。此時有深厚之水汽圈存在，已有阻止此類輕氣體飛離地球之可能。且地殼一旦凝成，則地熱來源隔絕，高層氣溫大減，此時大部水汽即使凝集於地面，空中氫及氦亦不致完全絕跡，蓋同時由火山爆發之氫氣及放射原素發出之氦氣仍源源產生也。總結而論，現有大氣一部分為原始的，一部分係由火山等作用製造補充而成的。

至於大氣之將來，更難斷定。地球表面溫度下降極緩，自有生物以來，歷時已數萬萬年，然地面平均溫度並無劇烈變更，將來是否變更，當視太陽輻射之是否有強弱而定。苟太陽溫度降低，則太陽系可成黑暗世界，水汽均將凝固，迨地面溫度冷至 -273°C ，則所有大氣之各成分，亦將凝成液體或固體而靜止於一處，如是則大塊之上，無復有風雲之變化，衆生絕跡，而成爲死世界矣。

參 考

1. Geddes, A. E. M.: Meteorology, pp. 27-35.
2. Hann, J.: Lehrbuch der Meteorology, 4 rte Auf. Leipzig, 1926, S. 1-10.
3. Nat. Res. Council: Physics of the Earth, III, Meteorology,

1931, Washington, D. C., pp. 1-14.

4. Humphreys, W. J.: *Physics of the Air*, 2nd Ed., 1929, N. Y., pp. 26-28.



第二章 輻射

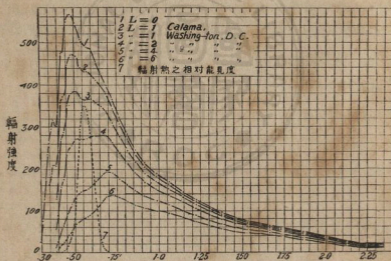
第一節 太陽輻射之性質

太陽輻射 (Solar radiation) 爲支配大氣現象之唯一動力，他如星月所發之光熱得達地面者，僅太陽輻射熱 10000 分之 1，由地心傳導而出之熱力，一年以內每方厘米祇有 54 克卡 (gr. cal.)，潮汐之動力總數雖有 2,100,000,000 馬力 (H. P.) 之多，但分布於偌大之地面，亦太微渺。凡此種種可謂與天氣並無影響。太陽輻射所予地球之熱力，當其直射時，每方厘米上 1 分鐘內可受 1.94 克卡 (gr. cal./cm.²min.)，等於每秒 1.35×10^9 爾格 (erg./cm.²sec.) 或每方米 0.135 瓦特 (watt/cm.²) 或每方英里 4,690,000 馬力 (H.P./mi.²)，此數以 S 代之，稱太陽常數 (Solar constant)。如是則全球在每分鐘內受熱 247.38×10^{16} 克卡之多，但同時太陽所放熱力總量爲 5.43×10^{27} 克卡，故地球所受者尙不過太陽輻射總量 2,200,000,000 分之 1 而已。

太陽之表面可視作 5600°A 之黑體 (Black body)，所出多色輻射 (Poly-chromatic radiation) 之波長在 0.15μ 與 4μ 之間^① 人目可見之波長限於 0.4μ 與 0.8μ 以內，此種多色像輻

① $\mu = 10^{-4}\text{cm.}$, $\mu\mu = 10^{-7}\text{cm.}$, 又有 Ångström $\lambda = 10^{-8}\text{cm.}$ 。

射經三稜鏡或石英類之礦物，則因短波紫光偏向最大，長波紅光偏向最小，即可將各種波長分離排列成鮮明光譜 (Spectrum)，而分別研究單色輻射 (Mono-chromatic radiation) 之性質。各波長所含能力如第一圖之第 1 線。在紅波之外人目雖不見有光却有熱的感應，是種暗光 (Dark light) 稱曰紅外射線 (Infrared radiation)，在紫波之外則有紫外射線 (Ultra-violet radiation) 可由感片作用而知其存在。大致言之，太陽輻射所含能力之半，在 0.4 至 0.7μ 範圍以內即成光之形式出現也。



第 1 圖 太陽光譜之能力分佈及各波長之相對能見度

光熱自太陽至地面中經廣大之空間，並無物質作其媒介，據十九世紀馬克士威 (Maxwell) 所發表之理論，赫芝 (Hertz) 所觀察之事實，此種能力之運輸，實與波長以米計之無線電波

(Radio or Hertzian wave) 及超短波之宇宙射線同一性質，均可稱為電磁輻射 (Electromagnetic radiation)，其所不同者在波長 (Wave length) 或振動之頻率 (Frequency)。太陽輻射在電磁輻射中之地位見下表：

第3表 各種電磁輻射

輻射	波長上限 (cm.)	波長下限 (cm.)
無線電波	2,500,000.00 (隨定)	10.00
短電波	10.00	0.03
紅外射線	0.03	0.00,008
能見光	0.00,008	0.00,004
紫外射線	0.00,004	0.00,000,14
軟 X 射線	0.00,000,14	0.00,000,022
X 射線	0.00,000,022	0.00,000,0001
γ 射線	0.01,000,004	0.00,000,000,05
宇宙射線	?	0.00,000,000,0004

第二節 日熱之理論分布

設大氣為完全透明，太陽輻射或簡稱日熱 (Insolation)，在地球表面之分佈，視乎四種條件而定：

1. 太陽常數之變遷 上文所云太陽常數為 1.94 克卡/分方厘米，為 1902 年以來司密松研究院測得之平均值，其平均之變值在 1% 以內，自 1918 年八月至 1930 年二月間，月平均之最大者為 1.969，發生於 1921 年九月，最小者 1.912，發生於 1922 年七月，其較差為 3%。亞包德 (Abbot) 氏統計 1920 到

1926 年間之結果，太陽常數之變遷有 2.14 年 1.28 年及 0.91 年三個週期。近年以來，因儀器之進步，觀測方法之改良，太陽常數之變值已大為減小，但太陽常數與大氣溫度間之關係，未必為正，亦即太陽常數增大之時，大氣溫度每有降低之現象，凡此尚在假說時期，迄未有定論得也。

2. 日地之距離 地球公轉之軌道為橢圓而非正圓，太陽居此橢圓兩焦點之一，故地球繞日一週期間，日地之距離時有改變，約於七月一日地球離日最遠，相距 152,000,000 仟米，是謂遠日點 (Aphelion)。一月一日地球離日最近，相距 147,000,000 仟米，是謂近日點 (Perihelion)。地面受熱之量與距離之平方成反比，故地球在近日點與遠日點所受熱量之比為 23 : 21，即北半球所受熱力冬多夏少，南半球反之。地球繞日而行，等於一向量 (Radius vector) 之運動，此向量掃過之面積只與時間成正比 (Kepler's law)，故離日近時地行速，離日遠時地行慢。自春分至秋分經 186 日，自秋分至春分經 179 日，前段期間日地之距離遠，每日受熱少，但所經之時間久。後段期間日地之距離近，每日受熱多，但所經之時間短，故結果則兩期內所受熱之總量相等。

3. 日照之時間 地軸與軌道平面並非垂直，赤道與黃道 (Ecliptic) 間成 $23\frac{1}{2}^{\circ}$ 之傾斜。在地球繞日一週間，太陽之直射點不常在赤道，而來往於 $23\frac{1}{2}^{\circ}$ N 與 $23\frac{1}{2}^{\circ}$ S 間，於是各緯度日照之時間除赤道外，時有不同。三月二十一日 (春分)

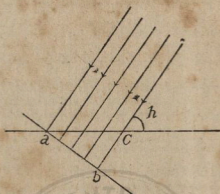
太陽直射赤道，全球各緯度晝夜相等，此後太陽之直射點漸漸北移，北半球晝漸長於夜，而南半球反之。至六月二十一日（夏至）太陽直射於北回歸線（Tropic of cancer, $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{N}$ ），北緯各地晝為全年最長，夜為全年最短，是日北極圈上有四十八小時之白晝，緯度愈北晝間愈長，至北極點上則有六個月之白晝，日光不到地平線之下。此時南緯各地，夜長於晝，而南極圈上則有四十八小時之長夜，南極點上則六個月不見日光，此後太陽光南移，各地晝夜之差漸小，至九月二十三日（秋分）太陽直射赤道，而全球之晝夜相等。此後太陽光南移，南半球各緯度晝漸長，北半球各緯度晝漸短，至十二月二十二日（冬至）太陽直射南回歸線（Tropic of capricorn $23\frac{1}{2}^{\circ}\text{S}$ ），各地日照時間即與六月二十一日完全相反。此後太陽直射點北返，至三月二十一日各地日照時間又歸相等（各緯度各月日照時間可參觀 Smithsonian Meteorological Tables 或氣象研究所出版之氣象常用表）。

4. 太陽之高度^① 同量之光熱，直射於地面時，每單位面積所受之熱力（ I_0 ），必較斜射於地面所受之熱力（ I ）為強。設太陽之高度為 h ，則其間之關係為

$$I_0 \cdot ab = I \cdot ac$$

$$I = I_0 \frac{ab}{ac} = I_0 \cdot \sin h \quad (105)$$

① $h = 90^{\circ} - \varphi + \delta$ 內 φ 為緯度， δ 為赤緯（Declination）即太陽直射光離赤道之角距，在北為+，在南為-。



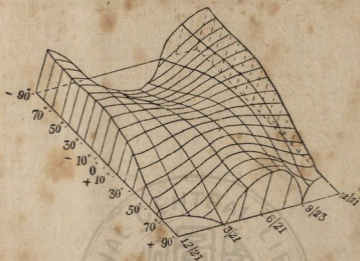
第 2 圖 太陽高度與強度之關係

是即地平面上每單位面積所受熱力與太陽高度之正弦 ($\sin h$) 成正比,故以上之條件即使相同,因太陽高度之不同,地面熱量亦相參差。

設太陽常數之變遷可予忽視,則在完全透明大氣層下地面所受之熱力,或謂大氣表面層所受之熱力,在一年間四主要日之分佈如下表:

第 4 表 日熱之理論分佈 (赤道日 = 916.8 克卡)

緯 度	0	20°	40°	60°	90°	-90°	
三 月 二 十 一 日	1.00	0.93	0.76	0.50	0.00	0.00	
六 月 二 十 一 日	0.88	1.04	1.10	1.09	1.20	0.00	
九 月 二 十 三 日	0.98	0.92	0.70	0.50	0.00	0.00	
十 二 月 二 十 一 日	0.94	0.68	0.35	0.00	0.00	1.28	
全 年	$\left\{ \begin{array}{l} P=1 \\ P=0.6 \end{array} \right.$	350.3	331.2	276.6	199.2	145.4	145.4
		170.2	155.1	115.2	67.4	28.4	28.4



第3圖 日射之時空分佈

全年中各緯度各月之日熱分佈如第三圖。觀上表及圖可得注意之點如下：

1. 赤道上全年有兩個最高點，此由於太陽兩次直射所致，但春分之最高點大於秋分，是乃春分日日地較近之結果。
2. 自赤道向兩極日熱之兩最高點漸合為一，此為太陽直射一次之結果。北緯之熱量集中於夏至，南緯之熱量集中於冬至。
3. 夏至日北極之熱凌駕全球，冬至日南極之熱高於一切，此由於日照時長，即赤道亦無可與比。至於夏至之南極，冬至之北極，各在漫漫長夜，當無日光可言。春分秋分兩日太陽光祇及地平，冬至南極之熱，多於夏至北極之熱，是亦為日地距離

變更之影響。

第三節 大氣與太陽輻射

以上所論乃假定大氣完全透明，但實際之大氣成分對於太陽輻射波並非完全透明，有吸收擴散及反射等作用，故能達地面之熱力，祇其一部分耳。

1. 選擇散射 太陽輻射波射入大氣圈內，因大氣分子及其他微粒雜質度量之小，可使射入之直射光，向各方面分散，此種現象稱曰散射 (Scattering)。據萊李 (Lord Rayleigh) 之研究，設入射光為 I_0 ，則經擴散而減弱之光為

$$I = I_0 e^{-ks} \quad (106)$$

x 為光線所經之距離， s 為擴散係數 (Coefficient of scattering)，此與波長之四次方成反比 (λ^{-4})，故藍波之光擴散易，而紅波擴散難，此所以天空常是青色及晨昏每見紅色。擴散能力之強弱視波長而定，故稱此種擴散曰選擇散射 (Selective scattering)。

正性之散射祇於直徑比波長猶小之微粒上方屬可能，如捲烟灰微粒之直徑小至 0.2μ ，故各種波長均能擴散，但藍波之擴散強於紅波，故其色藍白。若光波所遇微粒直徑大於波長，則無擴散而有漫射 (Diffuse reflexion)，漫射對於各種波長之效力相同，故自雲霧滴 (其直徑在 10μ) 漫射之光為白色。

2. 選擇吸收 細究太陽光譜各波長所含之能力，知此光譜並非連續的 (Continuous)，有某種波長全無輻射能力存在，在

此鮮明之光譜上，呈暗線，稱曰暗線光譜(Dark line spectra or Reversals)。此暗線係由於太陽大氣或地面大氣之吸收作用而成。吸收此種波長輻射之原素，即為發生此種波長輻射之同一原素，惟溫度較低(Kirchhoff's third law)。

高空之臭氧(20至50仟米間)為吸收短波輻射之有力因子，據維根德(Wigand)哈德萊(Hartley)諸氏之研究， 0.3μ 以下太陽光譜之突然中斷，即由於臭氧之吸收作用所致，此與高空溫度大有影響。氧亦有吸收作用，其吸收波長 0.69μ 及 0.76μ 甚為狹小，太陽輻射因此而損失甚少。水汽之吸收較為普遍，於長波部分吸收尤盛，所得暗線在 $0.72\mu, 0.81\mu, 0.93\mu, 1.13\mu, 1.42\mu, 1.89\mu$ ，又有二吸收帶(Absorption bands)中心在 2.01μ 及 2.05μ ，完全晴朗之天氣，太陽正在天頂時，大氣所能吸收之熱力約佔入射輻射6%至8%(Fowle)，得達地面之熱能或受地面吸收用以加熱大氣，或則反射空中，太陽輻射總量經大氣微粒之散射雲層及地面之漫射而返諸空中者有43%(Aldrich)，是曰地球之反照率(Albedo of the earth)。

3. 包哥定律 凡此各種使太陽輻射削弱之影響必視所經氣圈厚度(Air mass)之大小而有增減。以上所得結果，均就整個地球之平均狀態言也。據包哥定律(Bouguer's law)，透明係數(Coefficient of transparency)有定，則當氣圈厚度以等差級數增加時透射過之輻射成等比級數減少，即

$$I = I_0 P^l \quad (107)$$

內 l 爲氣圈厚度， P = 大氣透明係數，即 $l=1$ 時 $I:I_0$ 之值。

$$l = l_0 \sec Z$$

依此即得各種太陽高度 ($h = 90 - Z$) 之氣圈厚度 l 如下：

h	90°	70°	50°	30°	20°	15°	10°	5°	2°
l	1.00	1.064	1.305	2.00	2.924	3.864	5.76	11.47	28.7

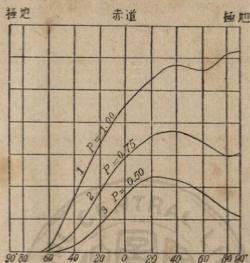
但若太陽過低，則光線曲折及地面曲度之影響宜予補正，即成爲複雜之關係。第一圖中，曲線 II 爲在華盛頓之緯度太陽在天頂時即 $l=1$ 時之輻射強度，曲線 I 爲由此推算得大氣表面即 $l=0$ 時之輻射強度，曲線 III, IV, V 爲 $h=30^\circ, 19.3^\circ, 11.3^\circ$ 即 $l=2, 3, 5$ 時華盛頓所受輻射之強度。

自晨至昏，太陽自東徂西，正午最高，經過之氣圈最薄，故地面受熱最強。晨昏太陽最低，經過之氣圈最厚，故地面受熱最少。在一年之內太陽最北到 $23\frac{1}{2}^\circ\text{N}$ ，最南到 $23\frac{1}{2}^\circ\text{S}$ ，故此範圍內，太陽永無到達天頂之機會，但在 50° 以下之緯度，夏至日正午之氣圈厚度與 1 相差甚小耳，詳見下表：

第 5 表 各緯度正午之氣圈厚度

緯 度	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
l 最小	1.000	1.000	1.000	1.007	1.043	1.118	1.245	1.451	1.814	2.513
l 最大	1.090	1.199	1.377	1.679	2.237	3.511	8.77	—	—	—

4. 地面實際受熱 第二節內所得太陽輻射之理論分佈，經大氣圈之作用後使地面實際所受熱力大爲改觀。試以夏至日各緯度所受輻射爲例，如第四圖曲線 1， $P=1$ 即大氣完全透明，



第4圖 夏至日各緯度之日射(Angot)

所有熱力全達地面時之分佈情形，此時北極受熱比任何緯度為多。曲線 2, $P=0.75$ 北極熱力減至 49%，最高點消失 36°N 處為全球受熱最高點，是以極地日照時間雖久，乃以太陽高度太低，氣圈特厚，光熱之損失特多所致也。曲線 3, $P=0.50$ ，則極地氣圈厚度特大之影響愈強，地面所得熱力祇 18%，輻射最高點即移至日照雖較短而氣圈厚度較小之 32°N 處。蘇林 (R. Süring) 氏擬定 $P=0.6$ ，各緯度每月受熱之總量如第六表。

綜上所論，某一地點在某一時間內所受太陽輻射量之大小，視下列之五條件而定：

- 1) 太陽常數之變遷
- 2) 日地間之距離

第6表 各緯度每月受熱之總量(赤道日, $P=0.6$)

緯 度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
90° N	0.0	0.0	0.0	7.4	6.7	9.9	7.9	2.4	0.1	0.0	0.0	0.0	28.4
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
60° N	0.1	1.0	3.9	8.2	12.0	13.8	12.6	9.2	4.9	1.5	0.2	0.0	67.4
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
20° N	9.0	11.2	13.6	15.2	15.8	15.9	15.8	15.3	14.0	11.7	9.4	8.2	155.1
赤 道	14.0	14.9	15.3	14.6	13.5	12.8	13.1	14.2	15.0	15.0	14.2	13.6	170.2
20° S	16.8	15.9	13.9	11.2	8.8	7.7	8.3	10.5	13.1	15.3	16.6	17.0	153.1
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
60° S	13.4	9.2	4.4	1.3	0.1	0.0	0.1	0.8	3.4	7.8	12.3	14.6	67.4
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
90° S	8.3	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.5	6.5	10.5	28.4

- 3) 日照之時間
- 4) 太陽之高度
- 5) 大氣透明係數之大小

第 2), 3), 4) 三條件又可以季候與緯度包括之, 故改變太陽輻射之條件亦可併作四種。

第四節 地面輻射與天空輻射

經大氣中分子微塵雲層及地面之漫射, 使射入之太陽輻射(或稱短波輻射)之 43% 返諸太空, 其餘之 57% 有 6% 至 8% 為大氣所吸收, 另一部分即受大氣中分子微塵雲層之散射與漫射而達地面, 連合因吸收而輻射之長波統稱曰天光(Sky light)或天空輻射(Sky radiation)。在德文中稱 Gegenstrahlung, 英文亦有沿用之。按此地面所得光熱除太陽直接來之短波輻射外, 猶有天空來之輻射。天空輻射之成分, 當日高愈低而愈重要。地面所受天空輻射合於太陽輻射之成數當日高 30° 時 16%; 20° 時 24%; 10° 時大至 44%。同理, 緯度愈高天空輻射愈重要, 以下為愛姆屯 (R. Emden) 氏計算之結果:

第 7 表 各緯度天空輻射與太陽輻射比較表

緯度 °N	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
溫度 °C	25.9	26.3	25.6	20.3	14.0	5.6	0.1
(a) 日射	880	852	830	773	694	601	500
(b) 天射	733	736	732	661	624	554	510
(b) : (a) %	83	84	88	88	90	92	102

日射,天射單位爲 cal./cm.²24 hr.

按此地面所受熱力有太陽直接來,及經大氣諸成分散射漫射而來之短波輻射,又有大氣所發及大氣回折地面所發之長波輻射。地面受此上方來之熱能,反射 10%。遇水面因蒸發而再失其 33%,陸面則草木樹葉之蒸發,估計不定,餘下之部分熱力即爲地面吸收。凡物吸收熱力,溫度升高,於是本身亦輻射熱波,此種輻射之能力與波長,全視輻射體之溫度而定。按地面之平均溫度爲 14.3°C., 依施載芬 (Stefan) 定律^① 計算地面之輻射 $I=0.57$ 克卡/方厘米分,但據實測之平均值不過 0.15 克卡/方厘米分,是即地面輻射之淨餘損失 (Net loss) 等於其在溫度黑體輻射之 $\frac{1}{4}$,其餘之 $\frac{3}{4}$ 乃由天空輻射而補償之也。

地面輻射之波長均在 4μ 以上,依其性質可別爲三類:(1) 5.5μ 至 7μ 及 14μ 以上水汽能全部吸收之,(2) 8.5μ 至 11μ 能全部透過水汽,(3)其餘之中間波長即 7μ 至 8.5μ , 11μ 至 14μ 水汽能部分吸收。二氧化碳之吸收遠不若水汽之重要,其可能吸收之波長在 13μ 至 17μ 間已可包括在水汽之吸收範圍之內。至於大氣之其他成分,除高空之臭氧外,幾毫無吸收能力。故就地面溫度之關係而論,水汽之吸收作用,即可代表大氣吸收作用之全部。大氣吸有地面輻射之長波,溫度升高,本身亦有輻射向外發出,即天空輻射之一部分。其達地面

① Stefan's law $i = \sigma T^4$, 內 $\sigma = 8.32 \times 10^{-11}$, $T = 287.4^\circ \text{A}$, $I = 0.57$ g. cal./cm.², min.

之部分，即用作抵償地面輻射 $\frac{3}{4}$ 之損失，其不能補償之 $\frac{1}{4}$ ，即由於 8.5μ 至 11μ 間輻射之損失所致。

空中水汽愈重，則地面輻射之淨餘損失愈少，空中水汽壓如自4毫米增至12毫米，則地面輻射損失減少35%。同理，天空之雲愈密低，則地面輻射之損失亦愈減少，就平均而論，全天為高雲(Ci)地面輻射失熱0.11克卡/方厘米分，全天中雲(A-ST, A-Cu)則失熱0.06，全天低雲則失熱不過0.01至0.04而已。水汽對於長波輻射不透明(Opaque)，但對太陽之短波輻射為透明(Transparent)，所以空中有水汽雲層存在，有阻止地面冷卻之效應，是稱曰花房效應(Greenhouse effect)。空中水汽晝夜間變化極小，故地面輻射之失熱一日間幾無變化。

綜上所論，地面輻射之淨餘失熱祇依地面溫度及大氣情狀而定，但地面溫度之變化快慢視乎地面失熱補充速度之大小而定，是即以地層下部熱力傳導率之大小而定也。傳導率大則地面失熱之補充迅速，溫度即不易急劇下降，傳導率小則地面失熱之補充滯緩，溫度之下降較易，因之地層之傳導率間接亦能影響地面之輻射量。

第五節 觀測輻射之儀器

1. 通論 觀測輻射用之儀器構造原理，要可分為三類：

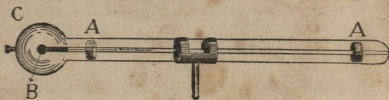
(1)根據黑球溫度表與白球溫度表之差數以求日射之相對值。

(2) 用完全相同之金屬片二，其一曝於日光，其他蔽於蔭處，中接以電流表，用電熱堆 (Thermopile) 使電流表之指度爲零，根據電流強度及金屬電阻以測日射之強度，是曰補償法 (Compensation method)。

(3) 用性質不同之金屬二條，兩端各相連接，其一端曝於日光，他端蔽於蔭處，因此兩端溫度之不同感應而生微弱之電流。讀此電流之強弱即可算得輻射之強度，此稱曰熱電偶法 (Thermocouple method)。

利用此類原理依使用目的之不同製成各種不同之輻射表，若配以自記裝製，則成輻射計，茲將較爲常見者述之。

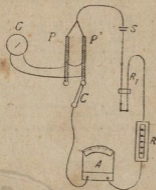
2. 黑球日射表 此爲相對輻射表 (Actinometer) 之一種，如下圖所示爲一普通的最高溫度表，其球部塗以油煙，封入半真空之玻璃球中，圖上 *B* 爲黑球，*C* 爲玻璃球，*A* 爲封入玻管內之橡皮輪，用以支持溫度表，用此表曝於日光，則油煙吸收日射而溫度上升至 t_1 ，設當時之氣溫爲 t ，則 $(t_1 - t)$ 即可表示當時輻射之相對強度，此種儀器理論上缺點甚多。



第 5 圖 黑球溫度表

3. 埃氏補償日射表 (Angström compensation pyrhelio-

meter) 此器之構造如第六圖, P , P' 爲大小相同, 表面塗黑之二金屬片, 其裏面附有熱電堆 (Thermopile), G 爲電流表 (Galvanometer), 當 P , P' 之溫度相等時, G 之指針無偏倚, 以其中一片 P 正對日光而 P' 蔽於蔭處, 則 G 之指針發生偏倚, 遂通電流於 P' , 使二片之溫



第6圖 埃氏補償日射表之原理

度相等, 而 G 之指針回復至零點, 是表示 P' 上因電流所得熱力與 P 上吸收之日熱相等, 如是則計算電流熱力即可測知太陽輻射之強度。命金屬薄片之寬爲 b 厘米, 長爲 l 厘米, 單位長度之電阻爲 γ 歐姆 (Ohm), 電流 i 安培 (Ampere), 如是則 P' 內電阻所得熱量 $Q' = \frac{60 \cdot \gamma i^2 l}{4.18}$ 克卡/分, 若 P 每分鐘內每方厘米所受日射爲 I , 則 P 全面積所受熱量 $Q = I \cdot a b l$, 內 a 爲 P 之吸熱係數 (Coefficient of absorption), 因 $Q = Q'$

$$\therefore I = \frac{60 \cdot \gamma i^2}{4.18 \times a b} \text{ gr. cal./cm.}^2 \text{ min.}$$

在實地觀察時, 先將二片 P 及 P' 同對日光以試此表之是否精確。然後將其中一片曝於日光, 他片蔽於蔭處, 量得使 G 中指針指向 O 處之電流 i_1 , 於是互換兩片之地位測得 i_2 , 如是反覆數次, 求得 i 之平均值而計算之。

1. Brunt, D.: *Physical and Dynamical Meteorology*, 1934, Cambridge, pp. 97-109.
2. Russeli, Dugan, Stewart: *Astronomy*, II, 1927, pp. 472-476.
3. Humphreys: *Physics of the Air*, pp. 78-94.
4. Geddes: *Meteorology*, pp. 38-53.
5. Hann, *Lehrbuch d.: Meteorologie*, S. 21-43.



第二篇 溫度

凡物溫度之升降，一則視乎所言熱能之多少，二則在於比熱之大小，熱能增加則溫度上升，熱能減少則溫度下降，以同量之熱能加諸比熱大之物質，溫度上升緩，加諸比熱小之物質，溫度上升急，故對同一物質之大氣而言，則溫度之高低，即足表示所含熱能之大小，此所以溫度成爲支配氣象現象之直接因子也。

第一章 溫度之觀測

第一節 溫度表

1. 概說 溫度表爲十六世紀末意大利伽利略 (Galilao) 氏與荷蘭特萊貝爾 (C. Drebbel von Alkmar) 氏同時 (1592 A. D.) 各別發明，但最初之溫度表與現用者不同，係利用氣體之漲縮以定溫度之升降。至 1611 年或 1612 年伽氏初用酒精以代氣體。至 1659 年巴洛 (Ismael Boullau) 氏創用水銀溫度表。但水銀溫度之得廣佈通用，必待 1724 年華 (D. G. Fahrenheit) 氏之改進以後。至酒精溫度表之完成，則需經 1665 年波依耳氏之改良。

標度 關於溫度表之標度亦歷有改進。最初爲法國醫師

瑾萊(Jean Rey)氏 1631 年所定以雪之溫度爲 20° ，最熱夏天之溫度爲 80° 。至十七世紀末羅曼(Olaf Römer)氏擇定水之結冰及沸騰爲基點。至 1724 年德人華氏^①以冰雪與氯化銨 $[\text{Cl}(\text{NH}_4)]$ 混合體之溫度爲 0° ，健康人體之溫度爲 98.24° ，在此種標度上水之冰點爲 32° ，沸點在 212° 。1730 年列氏(Reaumur)將冰點與沸點之間劃成 80° ，至 1742 年瑞典人攝氏(Anders Celsius)以水之冰點定爲 100° ，沸點爲 0° ，迨 1750 年林(Linne)氏與斯德洛曼(Strömer)氏先後將冰點改爲 0° ，沸點改爲 100° ，遂定今日所用百度表之基礎，故今日所記 C. 之符號，實非攝氏之代表，乃百度分(Centigrade)之意義也。各種標度施用之範圍，亦頗有定。華氏表(F.)以英美及其殖民地爲主，百度表(C.)則廣用於羅馬國土，而列氏表(R.)則以德俄最爲普通。此三種標度之相互關係如下：

$$\frac{C}{5} = \frac{R}{4} = \frac{F-32}{9}$$

近代科學工作施用之溫度表，任何區域均以百度表爲主要。

此表之刻度更可由以下諸點固定之：

1. 硫之沸點	444.60°
2. 蒸溜水之沸點	100.00°
3. 蒸溜水之冰點	0.00°
4. 水銀之熔點	-38.87°
5. 二氧化碳之沸點	-78.50°
6. 氧之沸點	-182.97°

① 關於華氏表標度之解甚多，可參觀「科學」第 22 卷第 1-2 期 pp. 58-63。

此溫度測定於一大氣壓之下，即 $P=760$ 毫米（水銀柱）
 $=1013,250$ 達因/方厘米。

氣體溫度表及液體溫度表之基本點，固可同理決定，但各點之間各級溫度之膨脹係數，殊非均勻，因此愷爾文（Lord Kelvin）氏，根據熱力理論，創立一種理想之溫度標者曰絕對熱力溫度標（Absolute thermodynamic scale of temperature）或簡稱絕對溫度標。在絕對零度之境況中，物體之分子運動完全停頓。此祇於完全氣體方屬可能。實在氣體中，凡沸點愈低者愈近。故氣體溫度表之性質與此理想溫度表最為接近。在絕對溫度標上如冰點在 273° ，沸點在 373° ，則絕對零度須在冰點之下 273.1° ，故其刻度與百度標上加 273° 極相近而並非完全相等。但在平常氣象工作中，以百分標上加 273° 可無大錯。

2. 測候用溫度表之選擇 為氣象測候用之溫度表需合以下之條件：

(1) 大氣溫度之變化範圍在溫帶以內，熱天鮮有過於 100° F.，冷天則大致近於 0° F. 但於熱帶及寒帶之氣候中，則變化之範圍尚須擴大，故在溫帶中用之溫度表其刻度在 -10° F.，與 $+130^\circ$ F. 或 -25° C. 與 $+55^\circ$ C. 間即可。製溫度表用之玻璃每有變形，故使用之溫度表每年需與標準表校對一次，但在製造時如曾經 400° C. 高溫者則變化極少。

(2) 感應靈敏，即其所感覺之溫度欲能立刻表現，如是水銀

之質量愈小愈好，顯露之表面愈大愈好。故溫度表之球體，須呈狹長之柱體。

(3) 玻璃管之口徑，必儘量微小，使下部球體內，小量之脹縮而水銀線之長度有明白之改變，管壁之厚度均勻而平直亦為重要條件。

(4) 刻度應即在玻管，勿在其後襯之外殼，以免移動而失之真實。

(5) 所用液體，應擇其在普通溫度不易凝固，不沸騰，遇光線亦不能分解者，故平常用之溫度表以水銀溫度表為之。其冰點在 -39°C ., 測低溫度則用酒精溫度表。

3. 觀測錯誤之避免 既得一優良之溫度表，若施用無方，結果之錯誤仍多，欲避免之，則對於溫度表之安置及觀測手續須予注意。前者將於下節述之。觀測溫度表之手續上應予注意者：

(1) 避免視差，當觀測之時，視線須與水銀線同一高度，過高或過低均足以造成 1° 以上錯誤。

(2) 觀測手續愈快愈妙，否則人體體溫，及開百葉箱後外界輻射光之投入，或雨雪之紛飛，均足以改變示度之真相。

(3) 若溫度表之地位有移動時，則必經相當時間之後，方能讀數。

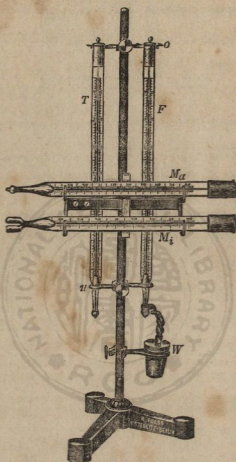
(4) 務使溫度表，勿感受強烈之溫度變化，因此種變化極易使之帶有永久性之病症。

(5) 玻璃質經長時間後，必有改變，遂使溫度表發生永久錯誤。故每經相當時間之後，必與標準器校對一次。

第二節 如何測知真正氣溫

氣象學所需觀測之溫度乃真正的氣溫，是即溫度表中水銀線所示之高低，須能表示自由大氣(Free air) 本身之冷熱，亦即水銀線之升降，須完全由於下部水銀球與大氣分子之接觸傳導作用所致也。因此溫度表之安置，必須慎重將事。若以之曝於日光，則日射之短波得透過管壁，使水銀溫度太高，但內部所發之熱波，被吸於玻壁，除賴接觸空氣之傳導作用外，熱力即無從外洩，如是則所示溫度必高於真正之氣溫。至於夜間，則水銀球之輻射較其能受到大氣及地面之長波輻射為速，於是結果之溫度即比真正之氣溫為低。故欲得真正之氣溫，溫度表須不受直射之太陽光，四週空氣流動不息，不致受附近房屋之影響。欲合此目的，在測候所中常置溫度表於特製之百葉箱中。如在野外旅行之途中，則用通風溫度表或手搖溫度表。

1. 百葉箱(Thermometer screen) 百葉箱之種類甚多，右圖為施蒂芬氏所計劃者，稱曰施蒂芬百葉箱 (Stevenson screen)，英國測候所俱用之，我國各測候所所用亦屬是類。箱之四壁為雙重之百葉片湊合而成，箱頂有二層底板，鑿圓孔以通空氣，外面漆白色，以反射直接射來之陽光。標準尺度，高 $16\frac{1}{2}$ 英寸，闊 18 英寸，深 11 英寸。



第 7 圖 溫度表在百葉箱中

百葉箱安置之場所，宜擇平坦之地，其周圍成 30 英尺長，20 英尺寬之矩形而上有淺草者。箱底離地約高 $3\frac{1}{2}$ 英尺，四脚堅實，力足以當強風，箱門向北或北微偏東，以防直射光之侵入。此種大小之百葉箱可置溫度表四，其二為普通之溫度表，

垂直安置。此外即為最高溫度表及最低溫度表各一，均水平置於架上或將水銀球稍稍低下。若箱內欲加入溫度計及濕度計等，則箱之度量尚須擴大。

2. 通風溫度表 (Ventilation thermometer) 通風溫度表為德人阿斯曼(Assmann)1887年所發明，有乾濕二球，故統稱曰阿斯曼乾濕球溫度表(Assmann psychrometer)，或稱風扇溫度表 (Aspireteor thermometer) 如第8圖。

此器為二支精密溫度表 T, T 所組成，其架子及外殼銀白而光滑，可反射 90% 之直射光熱，保護玻管之外殼 S, S 與保護水銀球之雙層外殼 J, J 之間有橡牙圈 R, R 以作銜接。如是則上部所受少量之輻射熱，不致影響下部球體，頂部裝一風扇 F ，可用發條使之旋轉。氣流之行動如翦頭所示。一部分之氣流通過保護水銀球之雙層外殼之中間，如是則表面層吸到之微量熱力，將隨風吹散，而不致影響球部。



第8圖

阿斯曼乾濕球溫度表

此器攜帶便利，為任何環境之下，測定真正氣溫之最良儀器。據多次實驗結果，其

錯誤在 $\frac{1}{10}^{\circ}\text{F}$. 以內。

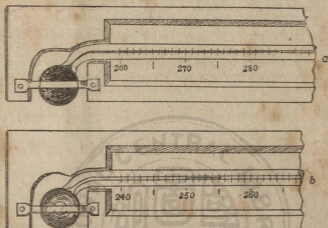
3. 手搖溫度表(Sling thermometer) 手搖溫度表,此亦為二支溫度表合組而成,其上連以柄,水銀球之外或圍以銅網以資保護。手執此柄而使溫度表旋轉,則水銀球所接觸者並非局部之空氣,而為大範圍內自由空氣,如是則由吸收輻射而得之熱力,可賴傳導而分散,不致堆集球上而影響其讀數。即在強烈日射之下,若觀測迅速,其錯誤可在 0.5° 以內。因旋轉而起之離心力,可使水銀線下降少許,但同時又有水銀球與氣流間之磨擦力生熱而補償之,故由此而生之錯誤可予忽視。應用之時,水銀球必須完全乾燥,否則讀數太低。

第三節 特種溫度表

為適應特種需要,除普通之溫度表外,猶有特種構造之溫度表。

1. 最高溫度表 最高溫度表(Maximum thermometer) 用以觀測一定時間內最高溫度之用,其構造如第9圖,係於水銀球之上端約一英寸處,將管口縮小,縮小之法,或牽管使長,或插入小玻片於管中,如是則溫度增高時,水銀膨脹,水銀線得沿管上升,出小口而上之。迨溫度下降,水銀收縮,因管口甚小,口上水銀不能下降入球,水銀線遂斷為二,留於小口之上者其頂端即示最高溫度。不受振動,上部水銀線之頂端恆定不動,故在過去時間內之最高溫度,任何時均可讀到。每次觀測之後,宜

手執而急搖之使分裂之上部水銀線歸入球中，以備下次之用。
最高溫度表之刻度，於中國境內在 -10° 至 60°C . 已可。



第9圖 最高溫度表及最低溫度表

2. 最低溫度表 最低溫度表 (Minimum thermometer), 此用以觀測一定時間內之最低溫度。因水銀之凝固點太高，最低溫度表中之液體多用酒精。在玻璃管中有一細小指標，溫度低落，酒精下降，挾指標以俱，迨氣溫增高，酒精膨脹，於是超過指標而上升，指標則仍留原處而不動，以示過去時間之最低溫度。觀測後，將表向上部微微傾斜，指標即移下至於酒精線之上端。最低溫度表之刻度，於中國境內 -50°C . 至 30°C . 即可。

3. 最低草溫表 最低草溫表 (Grass minimum thermometer), 此即為一普通之最低溫度表，夜間安置於草地之木架

上，高出地面約一英寸。晝間則取出置於百葉箱中，否則因晝間日射而酒精蒸發，表即易於損壞。如有雪掩地面，則使離雪面愈近愈好，但勿與雪接觸。



第 10 圖

悉氏最高最低溫度表

4. 悉氏最高最低溫度表 悉氏最高最低溫度表 (Six's maximum and minimum thermometer), 此器連合最高最低兩種溫度表之效用, 見第 10 圖, AB 及 CD 為酒精, BC 部分為水銀, A 之上則為空氣, B 與 C 之上各有指標一, 當溫度上升, CD 部分之酒精膨脹, 壓迫水銀下降, 轉使 B 上之指標上升, 同時 A 中之空氣受壓縮小, 當溫度下降, 酒精縮, A 中之空氣即壓迫流質反方向運動, 遂使 C 上之指標上升。於是此二指標, 呆停於最高溫度與最低溫度之地位, 因有彈簧之作用, 酒精流經其旁亦不能

滑下, 為備下次之用, 可用磁石吸動指標各移立 B 及 C 之面上。

5. 地溫表 地溫表 (Earth thermometer) 之構造, 與普通溫度表略異, 係以溫度表密封於玻璃管中, 其水銀球則包以石蠟 (Paraffin wax), 使其感受溫度變動之機能遲鈍, 以免觀測時將表從地穴中取出後, 受地面溫度之影響而生變化。地溫

表雖如是裝置，但因地溫變化極緩，故對於地溫之記錄無礙。地溫表之刻度在 -10°C . 至 40°C ., 通常所測深度為 30 厘米至 1 米。常以鐵管懸表至如是深之地穴中以測之。但若所欲觀測之地溫，僅限於地面至數十厘米以內，則如第 11 圖之裝置僅以水銀球伸入地穴，表之玻璃管曲成鈍角顯露刻度部分於地面，觀測時即無需取出，農業測候所之地溫表多如此裝置。



第 11 圖 農用地溫表之裝置

6. 遠距溫度表 遠距溫度表(Distance thermometer or Telethermometer), 此器係測隔離物體溫度之用，種類頗多，有利用電阻力原理者，亦有用熱電堆原理者。在氣象測候上則以英國產之鋼管溫度最為通用。其要部如第十圖所示。A 為巴

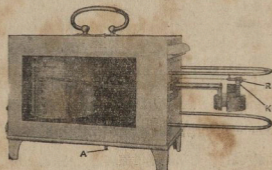
頓管 (Bourden tube), 中盛水銀, 以毛管 *B* 與鋼球 *C* 中之水銀相通。*C* 即置於遠處, 當 *C* 處溫度增高則水銀膨脹, 使巴頓管 *A* 之螺線狀面積增大, 於是其上固著之指針, 回轉而指出溫度之升降。在 *A* 管之終端, 用雙金屬片與指針連絡, 以防止管內 *A* 處溫度變化而發生之影響。



第 12 圖 遠距溫度表

第四節 溫度計

自記溫度表統稱曰溫度計 (Thermograph), 溫度計之機動



第 13 圖 巴頓管溫度計

部分爲一巴頓管或一雙金屬螺旋圈 (Bimetallic spiral), 巴頓管中儲酒精或醚 (Ether), 當溫度增高, 管內液體膨脹而使管扁平, 從而使管之曲率半徑增大, 又溫度降低, 則液體收縮管復原狀。雙金屬螺旋圈乃由兩條膨脹係數不同之金屬片合釘而成。溫度有改變, 則螺旋圈之曲度發生變化。

氣象學上任何自記儀器, 均有同一性質之自轉圓管 (Revolving drum), 筒內爲鐘表機體, 使此圓管每 24 小時或 7 日自轉一週。筒之表面捲有表格紙, 其橫軸表示時間, 直軸爲溫度之標度。從巴頓管或雙金屬螺旋圈, 因溫度而發生之變形用槓桿之配置, 傳至着於自轉圓筒之筆尖, 遂於表格紙上記出溫度變化曲線 (Thermogram)。此類溫度表或溫度計之製造應用金屬管成線之變形, 故統稱曰變形溫度表 (Deformation thermometer) 或變形溫度計 (Deformation thermograph)。

自記筆活動之範圍, 可視所在區域而予以配正。此類自記儀之準確程度遠不若人目觀測者精密, 故在一晝夜間之自記曲線, 至少須有分布均勻之三次人目觀測與之校對, 方屬可靠。溫度計亦如溫度表, 須置於百葉箱內。

遠距溫度表配以自記裝置, 卽成遠距溫度計 (Telethermograph)

參 考

1. Geddes: Meteorology, pp. 54-66.

2. 氣象研究所: 測候須知, pp. 25-44, pp. 128-130.
3. 王應偉譯: 氣象器械學, pp. 1-13.



第二章 控制氣溫之環境

第一節 通論

按第一篇第二章所論，純粹大氣對於短波的太陽輻射，完全透明，幾無吸收能力，即自然界之氣圈，在晴明天氣，其能吸收之太陽輻射至多亦不過其總量之 8%，故射入之太陽輻射除反照而失去 43% 外，其餘部分均將直接或間接透過氣圈而達地面，地面受熱，即發射長波，是為空中水汽所可能吸收者，於是氣溫之升降唯此賴焉。離地愈高，可能接受之地面輻射愈少，亦即其溫度之升降與地面之關係愈微，此所以至一千米以上之高空晝夜間溫度之變化至為微細。

✓ 地面輻射之長波既為支配氣溫之唯一因子，吾人欲明氣溫變化之原理應從地面溫度之變化始。地面有水陸之分，二者之性質各異，其對於熱力反應之不同如下：

(1) 比熱 水之比熱為 1，陸之比熱不及其半，如是則同量之熱，加於水面，溫度升高 1°C 。而陸面至少升高 2°C 以上。

(2) 反射 太陽光射至水面約有 5%，遭受反射作用而及空中，^①但陸面遇之反射極弱，大部分集中於表面，使溫度升高

① Schmidt 計算各緯度水面全年平均之反射率(γ)

緯度	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$\gamma\%$	3.3	3.5	3.6	4.2	4.6	5.3	6.2	8.0	11.5	13.5

極快。

(3) 透射 水面透明，光熱得深入下層，遂使熱時表面不致過高，冷時下層熱能可藉對流而上騰，陸面則否。

(4) 流動 水性流動，寒暖可以調劑，地面呆停，冷熱偏於局部。

(5) 蒸發 水面之蒸發，無時或已，溫度愈高，蒸發愈快，每一克之水在 0°C . 時蒸發成汽需 595 克卡之熱力，^① 如是則水面熱之一部分得因蒸發而發散，但陸面無之。

第二節 陸溫之變化

1. 日變 晝間陸面溫度遠高於其上之氣溫，夜間則反之。因較熱之程度，前者甚於後者，故陸面溫度之平均，恆比其上之氣溫為高。陸面之最低溫度與氣溫之最低溫度，同發生於日出之時，但陸面之最高溫度，發生於下午一時，比氣溫之最高溫度提早二小時。陸面溫度在一日間之變化，如在乾燥之氣候，僅以一米之深度為限，其例如下：

第 8 表 Nukuss 之地溫日變(1875) $^{\circ}\text{C}$.

	氣溫(3m.)	地面溫	-0.05	-0.10	-0.20	-0.40(m.)
平均溫度	11.5	15.8	13.4	13.8	13.9	14.3
最高溫度	17.2	22.3	19.2	17.8	15.6	14.7
最低溫度	5.4	5.2	8.5	9.8	12.2	14.1
較 差	11.8	27.1	10.7	8.0	3.4	0.6
最低發生	5 h	4 ^h 55 ^m	6 ^h 5 ^m	7 ^h 15 ^m	10 ^h 0 ^m	16 ^h 10 ^m
最高發生	14 ^h 40 ^m	13 ^h 15 ^m	16 ^h 30 ^m	17 ^h 30 ^m	20 ^h 15 ^m	3 ^h 35 ^m

① 水之蒸發熱 $L=594-0.51t$ ，式中 t 為 0°C . 之溫度。

夏季之平均温度

5h	16.0	16.1	20.8	22.9	26.3	28.2
13h	30.6	55.2	31.6	31.0	26.0	27.4

可見拿高斯(Nukuss)之乾燥氣候區域至 40 cm. 之深度，晝夜間温度之較差極小，最高最低發生之時間幾與地面相反。地面土質之成分，含水量之多少，及草木之繁盛與否，均與地温之變更有密切之關係。

2. 年變 春季日射漸高，日照漸長，地面受熱，除表面之輻射發散一部分外，尚有剩餘，因此地面熱力，遂有增加，地温亦隨之升高，在温帶區域，七月（北半球）而達最高點，熱帶之中，則視雨量之分布而定。夏季以後，情形相反，温度逐漸下降。

以下為北半球若干地方之地面温度：

第9表 南京與青島之地温氣温 °C.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
	<u>南京</u> 32°05'N												
													1929-33
地	1.5	4.4	12.4	18.9	25.3	29.2	33.9	33.8	27.1	22.3	13.4	5.4	18.9
													1905-36
氣	2.2	3.7	8.6	14.4	20.3	24.4	27.7	27.5	22.8	17.2	10.6	4.6	15.3
	<u>青島</u> 36°40'N												
地	0.4	1.6	6.4	12.4	18.0	22.4	25.8	27.1	22.3	17.0	9.3	2.4	13.8
水	3.0	2.1	4.6	8.8	14.0	19.1	23.1	26.1	24.4	19.2	13.4	6.3	13.7
氣	-1.3	-0.1	4.1	10.0	15.4	19.7	23.3	25.0	21.2	15.8	8.2	1.2	11.8

按此可知，夏季之地溫，恆高於氣溫，而冬季則非必然，此乃由於地溫觀測限於晝間而然也。全年溫度之平均，地溫恆比氣溫為高，全年溫度之較差，地溫常較氣溫為烈。

3. 地下熱力之流動 地面受熱，溫度升高，則地面與下層間之溫度梯度逆轉，於是地面熱力，逐漸向下傳送，至其能使至何種深度，則視乎地面增熱時間之久暫及地層傳熱率之大小而定。冬季地面受熱減少，溫度降低，則地面與下層間之溫度坡度逆轉，於是下層熱力向上傳送，結果，則一年之內地層熱力，無所增減。許保德(J. Schubert)氏計算田地及森林地一年間熱力之出入如下：

第 10 表 兩種地面熱力之出入結果 g. cal./cm.²

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
田	-300	-166	-9	353	498	469	345	147	-133	-386	-425	-393
林	-232	-140	-41	169	294	356	277	165	-16	-232	-298	-302

林園地帶，一年間熱力之出入較田地為小，但出量與入量，各均恆等，冬季氣溫之維持，實一部分有賴此種地下積熱之向上傳送。例如南京一月份地面與 100 cm. 間溫度之梯度為 0.11°C. 厘米。設地殼之傳熱率為 0.0027 克卡/方厘米秒，則每日自地下傳出之熱量為 $0.0027 \times 24 \times 60 \times 60 \times 0.11 = 25.7$ 克卡。此量之熱能可使 9 米高之空氣柱溫度升高 1°C.，以下為南京北極閣地溫在一年間各深度之分佈：

第 11 表 南京北極閣地温($^{\circ}\text{C}$.)之平均及熱量(gr. cal.)之出入(呂炯, 1937 年)

1929-1933

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	較差
氣温	2.2*	3.7	8.6	14.4	20.3	24.4	27.7	27.5	22.8	17.2	10.6	4.6	15.3	25.5
0°cm.	1.5*	4.4	12.4	18.9	25.3	29.2	33.9	33.8	27.1	22.3	13.4	5.4	18.9	32.4
5	2.7*	4.6	10.0	16.0	22.4	25.8	29.7	30.1	24.9	19.2	12.3	6.4	17.2	27.4
10	3.6*	5.0	9.6	15.2	21.1	24.8	28.5	29.1	24.5	19.1	12.8	7.1	16.9	25.5
20	5.3*	6.2	10.1	15.1	20.5	24.4	27.8	28.3	24.4	19.3	13.9	8.8	17.1	23.0
25	6.6*	7.3	10.7	15.3	20.5	24.1	27.0	27.8	24.6	20.1	15.2	10.4	17.5	21.2
50	8.8	8.6	11.0	14.8	19.2	22.6	25.4	25.5	24.3	20.7	16.6	12.6	17.6	17.9
75	10.6	9.9	11.5	14.5	18.2	21.3	24.1	25.3	23.9	21.1	17.7	14.2	17.7	15.4
100	12.0	10.6	12.0	14.4	17.5	20.3	22.9	24.4	23.5	21.2	18.4	15.4	18.1	13.8
$t(^{\circ}\text{C}/\text{cm.})$	-11	-06	+09	+05	+06	+09	+11	+09	+05	+01	-05	-10	+01	
ΔH	-796	-396	00	+539	+579	+630	+796	+651	+590	+72	-590	-723		

總計全年中 1, 2, 11, 12 月四個月之熱力自地下傳向地面合共 2505 克卡, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 八個月熱力, 自地表傳向下層總計 3908 克卡; 二數並非相等, 是因觀測次數太少所致。

4. 地溫變化之定律 設地殼之成分, 上下相同, 亦即其傳熱率始終不變, 又設地溫之變更, 確合於調和運動 (Harmonic oscillation) 之性質, 則地溫之變化, 循以下之三定律: ①

1° 自地面向下, 如深度以等差級數增加, 溫度之變幅 (Amplitude) 以等比級數減小。是即, 如深度之差相等, 則溫度變幅對數之差亦相等也。茲以南京之地溫為例, 計算其變幅公式如下:

$P(\text{cm.})$	25	50	75	100
$a^{\circ}\text{C.}$	21.2°	17.9°	15.4°	13.5°
$\log a$	1.32634	1.25285	1.18752	1.13033
$\Delta \log a$	0.07349	0.06533	0.05719	
$\Delta \log a/\text{cm.}$	0.00294	0.0261	0.00229	

地面至 25 厘米間變化太大, 紀錄太少, 不是代表真相, 故予略去。按上表 25 厘米以下, 每厘米之對數差平均為

① 依理論, 地溫變化之公式為

$$a_p = a_0 e^{-P \sqrt{\pi \cdot K T}} \quad \text{定律一}$$

$$\gamma = P \sqrt{\pi \cdot K T} \quad \text{定律二}$$

$$P_1 : P_2 = \sqrt{T_1} : \sqrt{T_2} \quad \text{定律三}$$

式內 P 為深度, a 為變幅, T 為週期, K 為地面傳溫率, γ 為落後週期之角度 (Radian)。按此可算得南京 $K=0.0027654$ 。

參觀 Hann, Lehrbuch der Meteorologie, S. 795-801, 1926.

0.00261, 因得

$$a_p = a_0 10^{-0.00261P}$$

即
$$a_p = a_0 e^{-0.006P}$$

式內 P 為深度以厘米計, a_0, a_p 為 25 厘米及 P 厘米處之地温變幅。按此可得在 1.15 米處, 變幅減至 25 厘米處之 $\frac{1}{2}$, 至 8-9 米處變幅小至 0.1°C ., 至 12.7 米處, 小至 0.01°C ., 可謂温度之年變在 10 米深處幾得消失。至於較高之緯度, 地温年變消失之深度, 可至 15 或 20 米之深度。

2° 入地愈深, 則温度之最高及最低之發生時間愈落後, 其落後之時間與深度成正比例。此實由於傳熱率始終一致之假設而來。地面之最高温向下傳遞深度愈大而需時愈久。上述南京之地温表非每日最高最低之平均數, 故無從知其最高最低發生之日期, 但照他處地方之例以觀, 可得凡變幅減至 $\frac{1}{2}$ 時, 其極端温度落後週期之 $\frac{1}{9}$ 。因此南京 1.15 米之深度其極端温度比 25 厘米處落後 41 日, 其極端温度欲落後半年應在 5.2 米, 落後一年則在 11.5 米之深處。

3° 凡週期不同之温度變化, 其較差如欲減至同一倍數, 則所需入地之深度與各週期之平方根成正比。例如南京 一年温度之變幅在 1.15 米深處, 減至 $\frac{1}{2}$, 則一日温度之較差欲減至 $\frac{1}{2}$, 則應在 5.1 厘米。

第三節 水温之變化

1. 水温之升高 海洋深處温度之升高，全賴於透射而深入之光波，蓋(1)大氣之比熱極小，以同一容積而論，比水小3000倍之多，^①故水面大氣之熱力，決不能影響其下之水温。(2)表面暖水所發之熱波，則立即吸收於其下附近之水層。(3)表面之水受熱，則密度小而安定無對流作用，設欲藉傳導作用而及於下層，則因水之傳導率太小，一日温度之變化不及於40厘米，一年温度之變化，不過及於7米。許密特(W. Schmidt)氏曾計算太陽光透射水中，在各深度所生之影響如下：

第 12 表 日光透射水體之增暖

水深(m.)	表面	0.001	0.01	1	10	100
光之相對強度(%)	100	89.9	73.0	35.8	18.2	14.0
增暖(0°C.每分中)	6.7°	3.7	0.07	0.0008	0.00008	0.000003

以上乃假定太陽光直射水面，光熱常數為2克卡，至於斜射之太陽光，則以上之温度，須乘以天頂角之餘弦($\cos Z$)，此外又因反射及蒸發中所費之熱力，當亦必除去，由此而損失者約佔全熱之 $\frac{1}{4}$ 。設在無雲之日，水面受熱600克卡/方厘米，則在7米深處，温度可升高1°，其温度之感應至20米為止，光線則可透射至100米。

① 空氣密度=0.00129 gr./c.c.

空氣比熱=0.24 gr.cal./gr.

=0.00129×0.24=0.0003096 gr.cal./c.c.

2. 水温之降低 水面之冷卻，乃由於長波輻射及蒸發作用之失熱，其上冷風之吹拂亦屬重要，表層既冷，則密度增大而下沉，與其下層起對流作用，因其下層之熱力，得藉對流而上輸，故冷卻極慢，水面之輻射冷卻與水面雪面略同，均等其絕對全黑體輻射之 $\frac{1}{10}$ 。許密特(W. Schmidt)算得水面之輻射總量在 0°C . 時，為 0.394 克卡/方厘米， 20°C . 時為 0.525 克卡/方厘米，但同時水面尚受得大氣之輻射，故其有效輻射，約在 0.16 克卡/方厘米。

3. 日變 中緯地帶，湖海之表面，溫度一日間變化極小，即在夏季，其較差尚不及 2°C .，至於 5 米之深度，則減至 0.1°C .，至於地中海($32^{\circ}\frac{1}{2}\text{N}$)內，深至 20 米，較差尚有 5°C .，其一日間熱力之較差約為 500 克卡/方厘米。大洋表面每日溫度之較差遠比內海為小，大多在 0.5°C . 以下，在風靜浪平之晴天，則可大至 1°C .，大洋之面積既佔全球之 $\frac{2}{3}$ ，故吾人可謂地球表面溫度之日較差約在 0.5°C .，亦無不可，至陸面溫度變更之烈，就整個地球之熱量而言，實無足輕重。大洋中溫度日較差究達何種深度尚少測定，在地中海中約至 16 至 20 米之深度。

4. 年變 水體溫度之增高，殊非如陸面溫度變化之簡單，蓋後者不過為一傳熱之作用，而前者當表面加熱而傳導向下之際，同時又有重要之光線透射作用，當表面溫度降低時，即起對流而混合，使上下溫度之差，漸趨消失，而全體溫度相等，故冷冬

之影響，可深入下層，熱季則僅及表面，在有冷冬之淡水湖中，冬天底層之溫度一致為 4°C . 或 4°C . 以上，地中海之水温自 300—400 米以下，溫度終年恆定，西部在 12.5° — 14° 間，東部 15° — 18° 間，在熱帶大洋之中表面受熱力而蒸發，鹽分濃度增加，密度變大，表面熱水亦將下沉，於是太陽熱力可及於更深之下層，夏季水體蘊積之熱力，至冬天徐徐放出，其冷卻所及之深度，可至 100—150 米。海岸秋冬溫度降低之和暖即緣此也。海水溫度在一年之最高與最低比太陽高度落後特甚，其最低溫度，發生於二三月之間，最高溫度發生於八月或九月之間。此與海岸及海島氣候及天氣實有重大關係。洋面溫度一年間之較差，不過 3° — 8°C . 之數，而溫帶陸面之較差，大至 25° — 40° 。以下為若干海洋測候所之記錄：

第 13 表 海水表面溫度 $^{\circ}\text{C}$.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	較差
赤道大西洋 10°N — 10°S (10 — 40°W)													
26.3	26.4	26.8	27.2	27.0	26.4	25.7	25.2	25.5	23.0	26.3	26.1	26.2	2.0
大西洋 10 — 20°N (10 — 40°W)													
23.5	22.4	22.3	22.6	23.1	24.2	25.3	26.1	26.6	26.6	26.0	24.0	24.4	4.3
大西洋 35°N (0 — 50°W)													
17.4	16.7	17.0	17.5	18.7	20.6	22.7	24.0	23.2	22.0	19.7	18.4	19.8	7.3
地中海 39°N													
15.1	14.5	14.7	15.8	17.8	21.4	24.0	25.0	24.0	22.0	19.2	16.8	19.2	10.5
大西洋 45°N (0 — 50°W)													
12.8	12.2	12.7	13.2	14.5	16.4	18.3	19.5	18.6	16.7	15.2	13.7	15.3	7.3
英倫島地 54°N 7°W													
8.5	7.9	7.9	8.6	10.0	11.8	13.4	14.5	13.6	12.6	11.0	9.8	10.8	6.6
北大西洋 60° (Foroer Shetlorudo Hebridin)													
6.9	6.6	6.6	7.4	8.4	10.2	11.8	12.4	11.9	10.5	8.9	7.7	9.1	5.8

赤道之上，每年有之最高溫度，最低溫度各有兩次，兩次最高發生於四月及十月，由於春分秋分兩次太陽直射所致，兩次最低溫度在八月及十二月，是因夏至冬至兩次太陽離赤道最遠所致。又因八月日地相距最遠，故八月之最低特甚。至於高緯度地帶，最高溫度均在八月，最低溫度在二三月間，各緯度平均年較差約如下：

第 14 表 各緯度洋面水温之年較差 °C.

緯 度	0°	10°	20°	30°	40°	50°
年 較 差	2.3°	2.4°	3.6°	5.9°	7.5°	4.7°

第四節 水陸供給熱量之比較

陸地夏熱之深入，不過 7—8 米，溫帶內湖可至 100—150 米，至於熱帶洋面則達 300 米。水之比熱，既較陸地大至二倍（以同容積而論），故同溫度之水陸，水體所藏熱力必遠比陸地為富。夏季陸地溫度自地面向下之降低，比水中迅速，至冬季則陸地溫度自地面向下增高，至 8 米而達其最高；但同時之水温，雖在很大之深度，溫度仍一致，故水體之溫度在 7—10 米間，冬天冷於陸地，夏天暖於陸地。但冬季陸地下之高溫，能予其上氣溫之影響極小，而水體因對流之作用，可自深處發出極大之熱量於表面內陸之日內瓦湖 (Genfersee)，每方米之面積自夏徂冬可予大氣 350,000 仟卡之熱力，能使 640 米高之空氣柱在 180

天之內，^①增高 10°C 。

北海(Ostsee)中，雖有鹽分之作用，其垂直之對流，祇及 55 米之深度，自八月至十一月，發出熱力 137,000 仟克卡/方米，冬季又發出 385,000，合計 520,000 仟克卡/方米，此所以使波羅的海海岸氣候之溫和也。

第 15 表 水陸出入熱量之比較 (1000 仟卡/方米年)

松林 沙地	草原 沙地	Hinter 湖 (西普魯士)	五處波羅的沿 海湖候所	波羅的海 至 55 米
12.9	18.5	280	440	520

按此可見，在同一面積，內湖供給之熱量，倍於陸地，波羅的海 20—30 倍於陸地。

第五節 海陸溫度與其上氣溫之比較

1. 一日間之比較 普通觀測之氣溫，常在地面以上 1 至 3 米，並非直接貼近地面，下層氣溫固然直接受制於其下地面者甚大，但其間究非相等，據鐵弗列 (Tiflis) 之觀測，夜間 3 米高之氣溫，冬季比地面溫高 $1^{\circ}-2^{\circ}$ ，夏季則幾可相等，晝間則地溫遠高於氣溫。夏季 $+22^{\circ}$ ，冬季 $+6^{\circ}$ ，全日之平均，夏天地面溫

^① 因日內瓦湖至 60 米深度之平均溫度 7—8 月 $11^{\circ}.35$ ，1—2 月 $5^{\circ}.18$ ，相差 6.17。 $6.17 \times 60 \times 1000 = 370,000$ 仟克卡/方米，中途損失而為 350,000 仟克卡/方米。每一方米大氣，重 1.293 仟克。大氣之比熱為 0.238，於是每一方米，大氣溫度升高一度，需熱 0.307 仟克卡。 $350,000 = 0.307 \times 180 \times 10 \times x$

$\therefore x = 640$ 米

度高出氣温 7.6°，冬季約高 0.5°C。一日間之最低温度，地面温度與氣温均發生於同時，但最高温度則氣温較地面温度落後 1 $\frac{1}{2}$ 至 2 小時。在熱帶之中，地面温度能高至 70°—80° 間，即使在高緯度地帶亦可升至 60°，至於草原及森林之上，則氣温與地面温度之差大為減小。

第 16 表 水温與氣温之差 °C.

時	0	4	8	12	16	20	年差	洋面 平温
大西洋 0-10° 20-30°W	0.8	1.0	0.5	0.1	0.3	0.8	0.59	26.6
大西洋 30°N 夏	0.8	0.8	0.5	-0.3	-0.3	0.5	0.34	20.0
北海 63°-73°N 夏	0.2	0.1	0.0	-0.3	-0.2	0.2	0.00	

可見洋面温度，常比其上氣温為暖，祇於高緯度夏季之晝間為例外。

2. 一年間之比較 高緯度掩雪之地帶，冬季地面温度，低於其上之氣温。達伏斯 (Davos 1600 米) 雪面温度與 3 米高氣温之差，晴天可至 -6°C.，於陰天則小至 -1.3°C.，至於較低之緯度，則雖在冬季，每月之平均，地面温度，恆比氣温為高，於夏季高出尤多。

第 17 表 地面温與氣温之差 °C.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
Pawlovs 59°7'N												
-0.1	-0.3	-0.6	0.0	3.2	4.0	3.5	1.9	0.5	-0.5	-0.5	-0.6	0.81
南京 32°05'N												
-0.6	-0.4	+0.1	2.6	3.8	1.7	5.4	4.7	4.8	5.8	2.7	0.0	2.7
Jaipur 26°9'N (中印度)												
2.8	4.7	4.8	5.9	6.6	5.3	4.6	4.5	5.4	5.3	3.1	2.6	4.6

除高緯度冬季之外，陸面之氣溫尚有賴於地面之熱力，故一年間，太陽強度之變遷與氣溫升降之關係，猶必經地面溫度之關係參加其間也。

水面之溫度常年高於其上之氣溫，為顯著之事實，但如有冰封之水面則屬例外，又如內湖春季之大氣，每多來自四週已經增暖之地面，故氣溫亦可比水溫為高，至於大洋之中，尤在熱帶境內，則水面溫度之高於其上之溫度，殆無疑異。

許德 (G. Schott) 氏測得熱帶大西洋及印度洋之氣溫平均，約低於其下之水面溫度 0.75°C ，溫帶之區域，有可相差至 1.6°C ，於正午之 1 小時內氣溫或有高於水溫之可能，內河之水溫，全年平均比氣溫高出 1° ，有時亦可相等。

第六節 地面溫度控制其上氣溫之過程

1. 夜間及冬季之冷卻 地面之冷卻影響，藉傳導而及於其上之氣層，若有微風吹拂，則又賴漩渦而送達較高之高度，但同時又受氣層輻射向下之長波熱力，故地面之冷卻實依於二種條件而定，其一為日沒時之溫度，其二為大氣中之水汽，凡日沒時之溫度愈高，空中之水汽愈少，則地溫之冷卻愈速。其次，空中塵埃之多少與下層之冷卻亦頗有關係，若空中塵埃多，則因塵粒之冷卻速於大氣，遂使每粒塵埃外之空氣，溫度特低，而密度特大，於是下沉而集中地面，以上三種，影響傳導漩渦及微塵下沉，以漩渦之作用最強。設在沉寂之夜，平原上冷卻之影響，

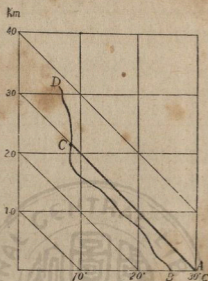
祇及貼近地面之極薄層，其高度不過 1 米，因此如有水汽之凝結發生，則僅有露，尙無低霧。

寒冬晴夜，風平天清之時，地面之冷卻祇集於下層 500 米以內之溫度，故下冷而上暖，是種現象曰溫度之逆增 (Inversion of temperature)。

2. 晝間及夏季之增暖 地面受熱，貼近地面之氣層因傳導及吸收輻射而溫度增高，當其溫度遞減率 (Vertical lapse rate of temperature) 大於一定限度時，則下層大氣因容積膨大，密度減小，而生浮力，此浮力可勝過其上之壓力，因而上騰，同時高空較冷而重之大氣下沉而互代，再近地面而受熱，如是而使地面熱力之影響，得傳達至數仟米之高度。

熱空氣向上升騰，所遇氣壓減小，容積隨之膨脹，因而發生絕熱冷卻 (Adiabatic cooling)，而使溫度逐步下降，據理論計算結果，純粹之空氣，每上升 100 米，溫度降低 1°C 。如此性質之溫度遞減率稱曰絕熱遞減率 (Adiabatic lapse rate)。設此上升之氣體，再受壓力而下降，至原來之地位，即恢復其原受之壓力，則其溫度可依原有冷卻之速率而增高，以至達於原有之溫度，此謂絕熱增暖 (Adiabatic heating)。此上升之熱空氣，究至何種高度而中止，則須視此上升空氣對於各高度空氣過熱之程度而定，例如第 14 圖所示。

BCD 爲某地自地面向上，以至 3.0 仟米，高空，各高度溫度之分佈，地面溫度在 B 點約 24° ，設同時地面有空氣 A 點受



第 14 圖

熱以至 30°C ., 則循 AC 之絕熱遞減率而上升。在 2.1 仟米以下, 任何高度均比其同高度之自由大氣暖, 故必至 C 點之高度始與其四週之溫度相同, 而停止上升。按此可見, 吾人欲比較空氣之冷暖而決定其行動之上升或下降, 必使之在同一氣壓之下而後可。氣象學上常將各高度之溫度用包歐桑方程式化至標準氣壓下而比較之。如是而得之理想的溫度曰位置溫度 (Potential temperature)。地面之氣溫在平晴之天氣, 常暖於高空, 其所以得安定於地面而不陷對流狀態中者, 乃因其所受壓力高於高空, 位置溫度猶低於高空也。

3. 結論 按上所論, 可知晝間及夏季地面加熱之影響甚於夜間及冬季冷卻之範圍, 空氣吸收熱力, 固不若地面之易, 但

溫度已形增高之後，亦不易冷卻，故熱天之次日，高空溫度仍舊極熱。秋季在夏季之後，其高空溫度亦比春季為暖。待初冬之季，地面有顯著之冷卻，藉風力為之上下混合，遂使地面冷卻之影響可及於較大之高度。關於由地面影響及氣溫之結果可歸納如下：

1° 一日間極端溫度之發生時間，必自下向上落後，一日之最高溫度落後尤甚。

2° 一日間溫度變化之較差必自下向上減小，減小之速度，初大而後小。

3° 夜間之溫度，必近地面之最下層最冷，至相當高度始形向上減低，冬季尤甚。

4° 夏季晝間之溫度，其最下層每上升 100 米，可減低 1° 或大於 1°。

以上結論，均經現在高空觀測之記錄證實。

第 18 表 Lindenberg 一日間高空溫度 °C.

高度(米)	日較差			最高溫度發生時間		
	冬	二分	夏	冬	二分	夏
122	2.5	7.0	7.3	14 ^h	14 $\frac{1^h}{2}$	14 $\frac{3^h}{4}$
500	1.7	2.9	3.7	12 ^h	16 $\frac{3^h}{4}$	17 ^h
1000	1.3	2.0	2.1	13 $\frac{1^h}{2}$	17 $\frac{1^h}{4}$	18 ^h

一年間地面溫度變化之影響，可及於 10 仟米之高度，此種影響之傳遞向上，要由高緯與低緯間及海洋與大陸間之平面的

對流運動。高空極端溫度發生之落後，及年溫較差之減小，其與下層有關者祇以 $2\frac{1}{2}$ 仟米為限，此上之變化，則日光輻射及水氣凝結現象為其主要因子，在 $2\frac{1}{2}$ 仟米之高度，最高溫度較下層落後 14 日，最低溫度落後達二月。

地面大氣溫度之逆增，乃夜間及冬季常見之現象，在任何處之高空記錄中皆可見到，平均而論，在晴天之夜，逆溫之高度，在 300 米左右，有時亦可達 1000 米者，在中緯度，當其晝間之地面輻射，亦不太弱時，此種逆溫狀態之存在，可保持至一星期之久，須待大風疾起，逆溫狀態庶遭破壞。如在山谷之中及雪面之上，則逆溫層更為牢固。海爾孟 (G. Hellmann) 1918 年曾測量晴夜草地低空內溫度之分佈：

第 19 表 下層氣溫之逆增 (Potsdam)

高度(cm.)	5	10	20	30	40	50	206
溫度(0°C.)	1.05	1.85	2.88	3.45	3.70	3.78	5°.5

晝間下層氣溫之升高特多，以致其溫度之遞減率，近於或大於絕熱遞減率，亦為高空記錄上所常見。以下為漢堡附近大堡次兒 (Gross-Borstel) 及林敦堡 (Lindenberg) 地面 500 米層在 14-18 小時間之遞減率。

第 20 表 晝間 500 米內之氣溫遞減率 °C./100 m.

	春	夏	秋	冬	年
Gross-Borstel	0.48	1.15	0.94	0.58	0.99
Lindenberg	0.90	1.01	0.65	0.36	0.73

冬季日光既弱而天氣多陰，故遞減率甚小，夏季陰天之遞減率亦小，而平均數在 $1^{\circ}\text{C.}/100$ 米以上，可見在晴天熱季之溫度遞減率，必遠大於 $1^{\circ}\text{C.}/100$ 米。

參 考

1. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 47-82, S. 795-801.
2. Geddes: Meteorology, pp. 87-94.
3. 呂炯: 北極關山頂之地溫, 氣象雜誌, 第十三卷, 第八期, 1937, pp. 523-530.



第三章 氣溫之變化

第一節 氣溫之日變

1. 溫度曲線之大勢 一日間溫度之自記曲線，可分爲性質不同之兩段，其一爲日沒至日出之間，變成一直線，而向日出之時，微微傾斜，此段之形勢由於夜間地面輻射所成。其二卽爲晝間之一段，日出之後，溫度突然上升，在曲線上突成一折曲；至下午最高溫度以前，曲線之坡度甚大，最高溫度以後，卽現和緩之下降，晝間溫度曲線之形式，實依太陽高度之正弦($\sin h$)而定。

2. 本地氣溫之日較差(Diurnal range of temperature) 一日間變化之較差，卽一日間最高溫度與最低溫度之差。在同一地方，常視季候雲量及雨量而有改變。以季候論，凡正午之太陽愈高，則一日之較差愈大，故溫度之日較差常自冬徂夏而增大，乃因夏季晝間受熱最多，而夜間之地面輻射頗強。春秋兩季之太陽高度雖同，但春季之日較差恆比秋季爲大。此因春季夜間冷卻特別強盛故也。至於高緯地帶，則因夏季夜間之短促，致無充分夜冷之機會，故夏季之日較差反形變小。而春秋之日較差最大，如青島卽其例。其次雲量掩蔽地面，對上障礙太陽光之輻射，對下阻地面熱力之發散，故雲多之季較差小，反

之則大。如北印度七八月之日較差特小，即因雲量特多之結果。雨水遇熱則蒸發，可防止日熱之集中地面，成汽能吸收地面長波而不令冷卻，故對於溫度之變化，同如雲層，有調節之功用。

第 21 表 氣溫之日較差 °C.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
中歐之五處平均												
日較差	3.4	4.7	6.0	8.3	8.9	8.5	8.8	8.5	8.3	6.0	3.7	2.8*
北印五處之平均												
日較差	13.4	14.1	14.8	14.7	12.3	7.9	5.1	4.9*	6.9	11.1	13.4	13.5
雲量	2.0	2.2	2.4	1.6*	2.1	4.9	7.6	7.5	5.3	2.4	1.2*	1.5
青島												
日較差	6.8	7.2	7.5	7.4	7.6	6.5	5.3*	5.9	7.3	7.9	7.6	6.7

3. 各地氣溫之日較差 在不同之地方，一日間溫度之較差，視以下之四種條件而定。

1° 緯度：緯度愈低，日較差愈大，因在低緯度地方，太陽全年甚高，晝夜幾常相等，故晝熱與夜冷之時間相等。緯度愈高晝夜相差愈大，晝間太陽高度低即無充分之熱量加入，於是冷暖之機會不等。較差因以變小。極地之上，冬季長期暗夜，夏季長期白晝。有年變而無日變。

2° 地面之情狀：大洋之上，氣溫較差極小，祇 1° — $1\frac{1}{2}^{\circ}$ 。亞非美各洲之沙漠及草原，較差 14° — 20° 。自日出至下午有時可升高 30° 。

3° 地形：伏可夫 (Woeikof) 之定律：凸出之地形如山峯等，日溫及年溫之較差均為減小，其坡度愈大，而減小

愈多。 凹落之地形山谷之中日溫及年溫之較差均為增大。 是因凹落之山谷中，夜間之冷空氣易於集中。 晝間熱力難於發散，故冷熱懸殊，而較差是大。 至於凸出之地形則反之。

4° 雲量：雲多之處，較差小。 雲少之處較差大。 其理與同地方之情形同。





第 15 圖 氣溫日較差之年平均 $F^{\circ} - C^{\circ}(m.o)$

按第 15 圖北半球氣溫日較差之年平均，可知日較差之最大者多在熱帶內陸之沙漠區域，乃以此種地方，緯度既低雲量又少。赤道帶附近以緯度論，其日較差之大，應凌駕全球，但因雲雨太多，使之變小，高緯地帶則緯度既高，雲霧又多，宜其較差更小，至於地形之影響，則必在小區域內方可分別察出。

4. 最高溫度與最低溫度發生之時間，最低溫度之發生，

任何地方，任何季節，常在日出之時，或較日出稍早。最高溫度之發生，在陸地比最高太陽落後 1—2 小時。在大洋上落後，只半小時。陸地上之最高溫度，晴天比陰天更遲 $\frac{1}{2}$ 至 1 小時，例如伯拉圭(Prag)一月之最高溫度陰天在 14 時，晴天在 14 時 40 分。七月陰天在 14 時 50 分，晴天在 15 時 35 分。山峯之上，其情形類如大洋，溫度之日變本已弱小，最低溫度，發生於日出 $\frac{1}{2}$ 至 $1\frac{1}{2}$ 時前。最高溫度則各地不同，將於下文論之。

5. 一日間溫度之突變 日常所得自記溫度曲線，每多不規則之擾動，此種擾動，大多因天氣變動而起，熱帶上每日下午之雷雨，即使最高之溫度移至上午發生。多雲之夜，地面輻射變弱，氣溫下降遲緩，可使夜間溫度反比晝間為高，海岸上下午海風一起，下午溫度即可低於上午。凡此均溫度突變之要素也。

6. 溫度之日平均 因溫度變化不定，於自記線上，有不規則之擾動，故吾人欲求得一日溫度之代表數值，最精密之方法莫如用微積儀 (Planimeter)，測量自記曲線與其下座標間所包括之面積，以坐標之長除之，但此法不適於實用。如有二十四小時之觀測，相加而平均之，則亦已够於精密之程度，即

$$(1+2+3+\dots+24) \div 24 = \text{平均溫度}$$

但大多數之測候所決無每小時之記錄可用，故必擇定較為適當之鐘點平均之，其法各地不同。如：

中歐 $(7+14+21) \div 3$

$$(7+14+21+21) \div 4$$

英國 $(8+14+21) \div 3$

$(9+15+21) \div 3$

熱帶 $(7+14+21) \div 3$

最簡單的 $(\max T + \min T) \div 2$ 。

但此法所得之平均，可離平均數 0.3° 至 0.5° 甚可大至 $0.8^\circ - 1.0^\circ\text{C}$ 。

中國之記錄除 24 次平均數外，其他二三等測候之平均數爲：

$(6+9+12+14+15+18+21+24) \div 8$

$(6+14+21) \div 3$

$(6+15) \div 2$

第二節 氣溫之年變

1. 概說 一年間每日之平均溫度，或每個月之平均溫度，即 365 個或 12 個數字之大小變遷代表一年間溫度之變化。吾人所欲討論者，即此 365 或 12 個數字之平均數，及其中最熱日最冷日或最熱月最冷月發生之時間，與最熱最冷之溫度。易言之，即討論一年間溫度之平均數，較差及時相 (Time phase) 是也。

控制氣溫年變化之因子其要有四：

(a) 太陽輻射在一年內變化愈多，則冬夏溫度之較差亦愈大，此所以緯度愈高而年較差愈大也。此種趨勢在第 16 圖之

等年較差線觀之，極爲明顯。

(b) 陸地對於熱力之感應強於海洋，已於本篇之首述之。如是則同緯度之海陸二地，大氣氣溫之年較差必大於海洋，此可於第 16 圖海洋上等較差線向極地凸進之形勢明之。不寧惟是，因陸面溫度變化迅速，落後於太陽之週變最小，故陸地氣溫變化之時相與太陽之週變最爲接近。

(c) 雲雨有調節溫度之功，故雲雨多則溫度之較差小，雲雨





第 16 圖 氣溫年較差 0°C . (N. Shaw)

少則反之。此所以西伯利亞東北部及極地美洲之年較差可至 50°C . 以上，較同緯度之海洋氣溫年較差大兩倍以上。

(d) 地面拔海愈高，則受自由氣界之調劑愈多，則其較差與時相愈近海洋性。

2. 溫度帶 就氣溫年變之時相，地面可分為以下之四帶：

(a) 赤道類：年較差極小，在二分之後，有二最高點，例如

巴達維亞 (Batavia) 及 拍拉 (Para), 但有不少地方受雨季之影響而改變者。

(b) 熱帶類：赤道上之兩個最高最低至此合併為一，發生於最高太陽之後，有時因雨季關係，最高溫度發生在最高太陽之前者，此類溫度之變化如印度，墨西哥及中部非洲是。

(c) 溫帶類：最高最低各有一次，發生於太陽最高與最低之後，較差隨緯度而增大而至 20—30°C. 之間，溫帶之中央緯度，四季分明，是其特徵，但於近寒帶之部分，冬長春遲，夏季極短，近熱帶之部分，夏長秋遲，冬季極短，冬季幾於不見，故溫帶中又常分為副熱帶 (Sub-tropic)，溫帶 (Extra-tropic) 及副寒帶 (Sub-polar) 三部分，如中國之重慶福州為副熱帶，南京青島為溫帶，哈爾濱愛琿為副寒帶。

溫帶中，陸地上最冷月為一月，最熱月為七月，四月及十月近於每年之年平均溫度，故其四季之分以十二，一，二月為冬，三，四，五月為春，六，七，八月為夏，九，十，十一月為秋，南半球反之。

(d) 極地類：最低溫度發生於長夜後日出之際，約在二月或三月，其理由正與一日最低發生於早晨者相同。最高溫度約與溫帶中時間同，在七月中，全年較差更大，可至 30° 以上。

以上分全球為四帶，及最初步之分法，實則即在同一帶中海洋氣候與大陸氣候不同，即同在大陸而東西岸又不同，又如山岳湖海均可予以極大改變，此當於氣候學中論之。茲將每帶氣溫分布之情況，各舉二站，以資比較。

第 22 表 各溫度帶之範圍 °C.

類 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年 較 差	
赤 道 類	A	25.5	25.5	26.4	26.5	26.2	25.9	26.1	26.5	26.5	26.5	26.3	25.8	20.1
	B	25.4	25.6	25.3	25.4	25.8	25.7	25.6	25.7	25.9	26.1	26.5	26.1	25.7
熱 帶 類	C	18.4	21.3	26.3	29.4	29.8	29.2	28.3	28.0	28.1	26.7	22.4	18.5	25.5
	D	12.2	13.8	15.8	17.8	18.1	17.6	16.9	16.7	16.2	14.8	13.5	12.0	15.4
副 熱 帶 類	E	10.5	10.3	15.8	18.5	23.0	26.2	28.4	28.5	26.1	21.9	17.6	14.0	20.1
	F	7.3	9.8	14.8	19.5	22.6	25.2	28.9	29.6	23.7	18.4	14.2	10.3	18.7
溫 帶 類	G	2.2	3.7	8.6	14.5	20.3	24.4	27.7	27.5	22.7	17.0	10.6	4.7	15.3
	H	-1.2	-0.1	4.3	10.0	15.5	19.6	23.4	25.0	21.3	15.7	8.3	1.4	12.0
副 寒 帶 類	I	-20.4	-15.7	-6.5	5.7	13.8	19.7	23.2	21.6	14.2	5.3	-7.2	-17.4	3.2
	J	-25.6	-22.2	-7.7	2.6	11.7	17.9	22.5	20.4	13.2	3.3	-10.6	-22.5	0.2
寒 帶 類	K	-35.6	-35.8	-30.3	-22.8	-11.0	-1.8	0.1	-1.8	-9.0	-21.8	-28.7	-32.2	-19.2
	L	-38.3	-39.8	-35.1	-26.0	-10.4	0.3	3.0	0.8	-9.0	-22.2	-30.0	-32.3	-19.9

註: A = Batavia	6°11'S,	106°50'E,	7m.
B = Para	1°27'S,	48°29'W,	10m.
C = Calcutta	22°32'N,	88°26'E,	7m.
D = Mexico	19°26'N,	99°8'W,	2278m.
E = 福州	25°29'N,	119°27'E,	19.8m.
F = 重慶	29°33'N,	106°33'E,	230.1m.
G = 南京	32°03'N,	118°47'E,	67.9m.
H = 青島	36°04'N,	120°18'E,	78.6m.
I = 哈爾濱	45°46'N,	126°50'E,	147.0m.
J = 愛爾	49°56'N,	127°28'E,	135.9
K = 北冰洋	82°.79N,	89.2E,	—
L = 西北格林蘭	81°.9N,	64.W,	—

3. 溫帶中極端溫度及平均溫度發生之時期 據肯資 (Kämtz) 之計算, 溫帶中大部地方之最低溫度發生於一月二十四日, 最高溫度發生於七月二十六日, 平均溫度在四月 (二十四日) 及十月 (二十一日) 之梢。大概言之, 大陸氣候之極端溫度比太陽極端高度落後 25 日, 海洋氣候中則落後 $1\frac{1}{2}$ 至 2 個月之久。高山之情形與海洋氣候相似。

各地方一年間或一日間之週期變化, 可利用統計方法, 歸納成方程式代表之如下。為標準海洋氣候與大陸氣候中溫度變化之方程式, 其等號之一邊即為變幅。

海洋	35°N	$4.27 \sin(241.9+x) + 0.58 \sin(33.2+2x)$
大陸	40°N	$14.52 \sin(272.7+x) + 0.65 \sin(252.1+2x)$
日熱	40°N	$8.11 \sin(296.5+x) + 0.32 \sin(312.5+2x)$
海洋	60°N	$4.22 \sin(253.6+x) + 0.77 \sin(59.4+2x)$
大陸	60°N	$23.93 \sin(271.3+x) + 1.34 \sin(341.3+2x)$
日熱	60°N	$9.02 \sin(296.5+x) + 1.23 \sin(144.2+2x)$

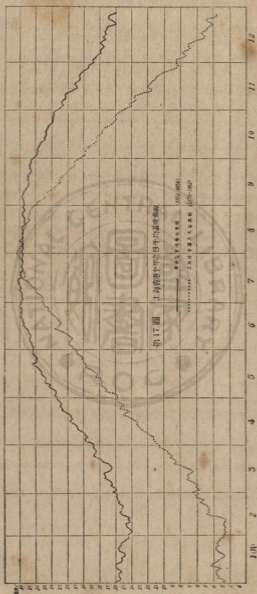
式中之 x 即代表日期之角度 (每日 = $\frac{360}{365} = 0.9870^\circ$)

4. *溫度之突變 普通爲統計上便利起見，每以一月間各日平均溫度之平均，代表該月之平均溫度，再以十二個月之平均溫度點成線之曲線，非常平滑，而變化之趨勢頗爲恆定。但此實不能看出一年間溫度變化之真象，吾人當用較短時間內溫度之平均察看之。例如用一年中每日或五日之平均值等。若用每日或每五日之平均值點成一年間之曲線則此種溫度變化之曲線上，有許多不規則之曲折。在溫度上升之春夏季中，每有突然之下落，是由寒潮(Cold wave)，在溫度下降之秋冬季中，常見突然之上升，是由熱潮(Heat wave)。此等不規則之曲刻，即於一百年之平均結果上，仍不消失，可見此非觀測上之錯誤，確實屬自然界之真象。例如在中歐有二月中之晚冬(Nach winter)，三月初旬或中旬，五月初及六月中之寒潮，九月十月交之晚夏(Nach summer)及十二月中之熱潮，其中五月初之寒潮及秋季之復熱在 100 年之每日平均曲線上猶極顯著。

第 17 圖爲上海及香港二地全年氣溫之日平均曲線，其曲折不定之形勢極爲顯然。二地之紀錄期間均在 50 年以上，故溫度曲線之不規則形勢，決非由於偶然的錯誤所致。且在某數點之變化，二地取同一步調，如三月中旬，十一月中旬，十二月中旬，一月中旬，二月上旬之特低，及一月下旬，三月上旬之特高，其最顯著者也。

參 考

1. Hann: Lehrbuch d. Meteorologie, S. 82-122.
2. Shaw, N.: Manual of Meteorology, Vol. II, 1927, pp. 45-95.
3. Geddes: Meteorology, pp. 66-78.



第四章 氣溫之分佈

地球表面，崎嶇不平，參差頗多，但氣流之運動以及其他一切天氣現象之發生，均以同一平面之熱力分佈為基礎。故各高度觀測所得之溫度記錄，必先化至同一高度，方可比較，以作論據。職是之故，本章先論山地溫度之分佈，再及各緯度，平面溫度之分佈。

第一節 山地氣溫之垂直分佈

1. 概說 在討論觀測材料之前，先作一理論的設想，似屬有益。設一整塊陸地，向上抬起 1000 米之高度，則其上之大氣減少，氣圈之厚度變薄，太陽輻射達地面者增強，地面之溫度增高，但同時地面之輻射亦轉烈，因而晝夜之較差變大，又因大氣層變薄，空中吸收地面輻射之有力因子，水汽二氧化碳，均大為減少，於是使空中可能儲留之熱力大為減少，結果則高地之氣溫勢必隨高度之增加而減低。

2. 山地氣溫之遞減率 山地氣溫之遞減率，與所屬緯度，殊無明切之關係，大概言之，自熱帶以至 60° 之緯度平均每上升 100 米，溫度下降 0.56°C 。或每升 180 米溫度變冷 1°C 。在乾燥之氣候遞減較快，潮濕之氣候較慢，但即在同一地帶，因局部環境之不同，其溫度遞減率亦可大異，大凡沿山坡而上，遞減

第 23 表 山地氣溫遞減率之日變 °C./100 m.

	子	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22	平均
	Sonnblick 山峯(3106 m.)與 Kolm Saigum(1600 m.)之通風山谷												
冬	0.50	0.49	0.49*	0.49	0.50	0.60	<u>0.66</u>	0.59	0.54	0.52	0.51	0.50	0.53
夏	0.64	0.62	0.60*	0.69	0.81	0.87	<u>0.89</u>	0.88	0.82	0.73	0.68	0.65	0.74
年	0.56	0.55	0.54*	0.57	0.65	0.74	<u>0.79</u>	0.75	0.68	0.61	0.58	0.57	0.63
	Pikes 山峯(4303 米)與 Colorado 泉(1858 米)												
冬	0.49	0.49	0.48*	0.48	0.50	0.68	0.75	<u>0.77</u>	0.74	0.64	0.60	0.52	0.59
夏	0.60	0.55	0.52*	0.54	0.70	0.77	0.81	<u>0.83</u>	0.82	0.79	0.72	0.65	0.69
年	0.56	0.53	0.51*	0.51	0.62	0.74	0.79	<u>0.81</u>	0.80	0.74	0.66	0.60	0.66
	Corona 溫波(3554 米)與 Fraser 山谷之西面(2609 米)												
冬	-0.26	-0.30	-0.34*	-0.20,	0.25	0.67	<u>0.74</u>	0.59	0.30	0.00	-0.06	-0.77	0.12
夏	-0.33	-0.51*	-0.28	0.38	0.77	0.90	<u>0.94</u>	0.94	0.78*	0.35	0.16	-0.10	0.34
年	-0.17	-0.27*	-0.21	0.18	0.62	0.85	<u>0.90</u>	0.84	0.58	0.29	0.12	-0.05	0.12

率大，至於自由之空間，則遞減率小，在中高緯度（北半球）南坡之遞減率大於北坡，在熱帶之中，則乾坡之遞減率大於潮坡。

3. 山地氣溫遞減率之日變 夜間冷空氣集於山谷，山頂氣溫反形和緩，此時氣溫之向上遞減率甚小，甚或小至負數之程度而發生溫度逆增之現象。至晝間，地面受熱甚速，上升時之遞減率大可至每 100 米降低 1°C . 或 1°C . 以上。

4. 山地氣溫遞減率之年變 山地氣溫遞減率之季候變化在熱帶中依於乾濕季之更迭，乾季之遞減率，恆比濕季為大，中高緯度則由於冬夏之不同，冬季之溫度遞減率最小，乃由此時山谷晝間增暖之影響極小，夜間且有冷氣集中於下層所致。但遞減最大之時，並非最熱之月，而在春季，山谷已形增暖，而山頂積雪尙存之時，至夏季則高山積雪已融，溫度亦已增高而上下層溫度之差，反不若春季中之甚。

氣溫之遞減率，又因天氣之不同而有變化，凡在大風天氣，氣溫之遞減率每達 $1^{\circ}\text{C}/100$ 米之絕熱速率，至於無風晴天，則高層增暖，下層甚寒，遞減率因而變小。

5. 山地氣溫之年變 在本章之首，推論陸地上升而使其氣溫之年較差變大，是乃限於大塊之陸面且在一定高度之下，至若極高之山峯，則其氣溫之年較差，隨高度而變小，有類於海洋氣候之性質，是因山峯在高空之陸面極為有限，其上夏季所能接受之熱力反而減少，且有高空大氣流之調劑，故比較涼爽，至於冬

第 24 表 山地氣溫遞減率之年變 °C./100 m.

地	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
高 山	A	0.46*	0.53	0.65	0.66	0.67	0.68	0.66	0.63	0.59	0.55	0.51	0.47	0.59
	B	0.40*	0.49	0.58	0.63	0.61	0.60	0.55	0.51	0.48	0.46	0.44	0.40*	0.51
中 山	C	0.48*	0.50	0.55	0.60	0.63	0.64	0.63	0.61	0.58	0.55	0.51	0.48	0.56
	D	0.37*	0.44	0.61	0.77	0.82	0.78	0.70	0.66	0.65	0.63	0.54	0.42	0.62
高 原	E	0.41	0.52	0.63	0.69	0.70	0.69	0.68	0.67	0.62	0.52	0.42	0.37	0.58
	F	0.26	0.35	0.48	0.56	0.59	0.56	0.53	0.50	0.47	0.40	0.31	0.25*	0.44
山 風 之 通 脚	G	0.62	0.61*	0.62	0.62	0.64	0.65	0.65	0.66	0.65	0.65	0.64	0.62	0.64
	H	0.55*	0.60	0.63	0.69	0.74	0.75	0.73	0.72	0.67	0.60	0.57	0.55	0.65
	I	0.54	0.59	0.67	0.73	0.74	0.72	0.68	0.65	0.62	0.59	0.55	0.53*	0.64

附註: A = 西阿爾卑斯之南坡, 46°N

B = 西阿爾卑斯之北坡, 47°N

C = Erz 山之北坡, 背風

D = Erz 山之南坡, 迎風

E = Harz 山, 52°N

F = 高原, 山高度相差小處, Raube Alb, 48 $\frac{1}{2}$ °N

G = Atna, 2950 m, 37.7°N

H = Sonnblick 之高谷, 3106 m, 43°N

I = Pikes 峯, 4303 米, 39°N

季則冷氣下沉，高層反形和暖，結果遂使一年間氣溫之較差隨高度減少，凡地位之愈空曠者，較差愈小，在熱帶之中，海平面之年較差，本屬微小，即升至極大高度，亦無甚變化，於赤道之上尤為顯著。

第 25 表 東阿爾卑斯山之各月溫度與年平均之差

地名	一 月	四 月	七 月	十 月	較 差
山谷 400 米	-11.4	0.7	10.5	0.9	21.9
高谷 1500 米	-9.0	-0.6	9.2	1.4	18.2
山峯 2400 米	-6.9	-1.5	8.1	1.5	15.0
Sonnblick 3100 米	-6.6	-2.4	7.4	1.5	14.5

按此可見高度愈大而較差愈小，即與海洋氣候愈近。

6. 0°C . 等溫線之高度 0° 等溫線在高空之地位，因季候而有上下七月中在赤道上高至 5100 米，向北降低，幾至極地而到地面，至於一月，則自赤道之 5100 米，向北降低極快，在不同之地域觸及地面。

7. 山地氣溫之逆增 冬夜山谷中，氣溫之向上逆增極為普通，其所及高度可到 500 米，設若風平天晴，如或地面積雪，則其所達高度可至 1200 米以上，是乃因在無雲之夜，山坡輻射強烈，溫度降低特甚，既無大風，則冷氣得集中山谷，較暖者浮懸其上，無混合之作用故也。又於夏季海岸之迎風部分，亦可發生逆溫現象，惟其發生原因與山地者大異，是由於較涼海風掃入陸地，內陸暖氣被抬上升而形成，例如加利福尼亞 (California)

第 26 表 0°C. 等温線之高度

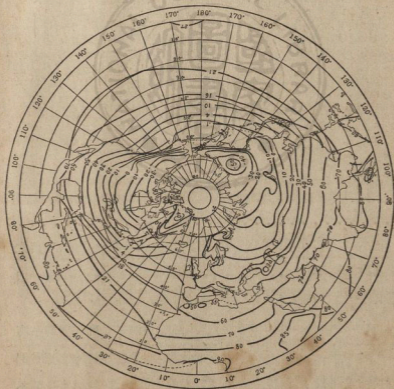
山 谷	Andon von Quito	N. W. Himalaya	Ätna	Pikes Peak Colorado	Pic du Midi Tauern E-Alpen	Ben Nevis Schottland
緯 度	赤 道	30°	37°.7	38°.6	42°.9	56°.8
一 月	5100 m.	2800 m.	1760 m.	1150 m.	1350 m.	640 m.
七 月	5100 m.	1700 m.	4030 m.	4970 m.	3940 m.	2000 m.
年	5100 m.	4700 m.	2780 m.	3200 m.	2480 m.	1250 m.

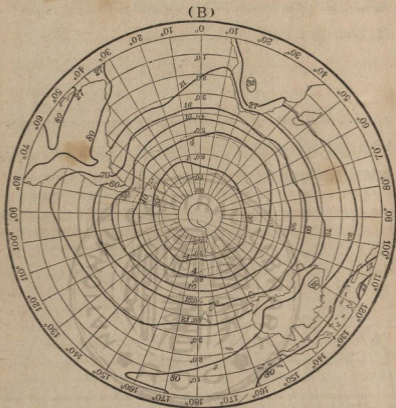
海濱，七月份舊金山平均 $13^{\circ}.7$ ，而附近高出 723 米之托馬爾山
 徑(Tamalpatta)熱至 $21^{\circ}.3$ ，即其趣例。

第二節 氣溫之平面分佈

1. 等溫線圖 自 1817 年洪包德(Alexander von Humboldt)發表其第一張世界全年等溫線之後，研究全世界或某一區域溫度之分佈者莫不採用等溫線 (Isotherms or Isothermal

(A) 一月等溫線 $F^{\circ}-C^{\circ}$ (V. Shaw)





第 18 圖

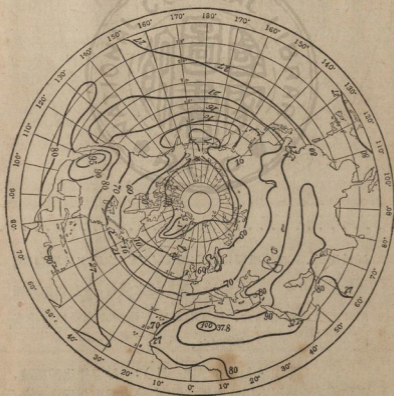
lines) 之一法，所謂等溫線者即連接溫度相等各地之線，所用之溫度如為全年平均，即得全年等溫線 (Isotherms for the year) 若為一月之溫度即得一月之等溫線 (Isotherms for January)。

由前段所論，已知作等溫線時，必將各地之溫度化至同一高度之海平面，以除去高度之影響而比較，如是則等溫線之形勢似應與緯度圈相平行，但一覽全球等溫線之分佈，則知事實上並不

如是簡單，蓋一則有海陸之別，即同在大陸而化至同一高度，山谷過熱過冷之影響亦無從避免，此外如雨雲風向等莫不關係重要者也。世界等溫線之分佈見第 18，19 圖。

冬季（北半球一月南半球七月）：同為冬季，此時之等溫線在大陸之上，自西向東漸折向赤道，是表西海岸較內陸及東海岸為暖，既入海洋則折向極地，表示此時大陸氣溫

(A) 七月等溫線 $F^{\circ} \rightarrow C^{\circ}$ (N. Shaw)





第 19 圖

低於海洋。西伯利亞東北部為 -40°C . 之等溫線所包圍，為世界寒極所在。大西洋上等溫線之傾斜，最顯亦即東西兩面之溫度相差最大，是又有墨西哥海灣暖流及拉布拉多 (Labrador) 寒流之影響在也。

夏季 (北半球七月南半球一月)：等溫線比較稀疏，在北美之西海岸，因受山脈之限制，幾成為南北行之形勢，

自此向東卽斜向赤道，但遠不若冬季之甚，入大西洋則高緯度斜向極地，低緯度微向赤道。至歐洲西岸則一致斜向極地，至東方海濱又一致折向赤道。在北美之西南部，北非洲之撒哈拉沙漠及波斯灣之四週爲 32° 以上之等溫線所包圍，成爲世界上最熱之區域，凡此形勢均表示夏季大陸之氣溫比海洋爲高之徵象。

全年：高緯度地帶冬季之低溫，低緯度地帶夏季之高溫，俱極嚴厲而能影響於各地全年平均溫度之數值，故於全年等溫線圖上，凡在高緯度地帶大陸之等溫線自西向東折向赤道，低緯地帶則自西向東而折向極地，海洋中反之，其分野之處，約於 45° 之緯度。

南半球與北半球任何時間內，南半球之等溫線常較北半球爲平直，南半球之等溫線可與緯度圈相平行，而北半球之等溫線，曲折甚多，頗現繁雜之現象。此卽因南半球面積之 $\frac{6}{7}$ 爲平汪大海洋，而北半球海陸交錯，對於氣溫之影響不若南半球之簡單。

熱赤道：連絡各子午線最高溫度之線名曰熱赤道 (Thermal equator 或 Heat equator)，熱赤道並非一等溫線，應加注意。設地球表面，全爲海洋或平滑之大陸，則熱赤道卽爲地理赤道 (Geographical equator)，但地面之陸地多偏於赤道以北，故熱赤道之環行全球，除在兩大洋之中心外，幾全在赤道以北，在中美洲，北非洲及南亞洲之地

帶，可偏至 20°N 之地位。

吾人若檢視十二個月之等溫線圖，可知熱赤道之地位，並非恆定，常隨太陽而為南北之移行，但因北半球之陸地多於南半球，故其向北之移行，甚於向南。

2. 各緯度圈氣溫之平均 為將一地之氣溫與同緯度之平均氣溫比較起見，先求得各緯度圈之平均溫度，其方法於等溫線圖中每一緯度圈上取等距離若干點，例如每 10° 經度一點，則全圈取 36 點，估計其各點溫度而平均之，即得該緯度圈之平均溫度，此項工作德之杜佛(W. H. Dove) 開其端，後經許必泰刺(R. Spitaler)，白起特(Batchelder) 及孟(Mohn)，享(Hann) 諸人逐步補充而益見完備，以下即其結果。大陸之百分數根據白耳脫(A. Baldit)而來。

第 27 表 各緯度之平均溫度 $^{\circ}\text{C}$ 。

緯度	一月	四月	七月	十月	年	較差	海洋平均 均溫	陸面
北極	-41.0	-28.0	-1.0	-24.0	-22.7	40.0	-1.7	-%
80°	-32.2	-22.7	2.0	-19.1	-17.1	34.2	-1.7	20
70°	-26.3	-14.0	7.3	-9.3	-10.7	33.6	0.7	53
60°	-16.1	-2.8	14.1	0.3	-1.1	30.2	4.8	61
50°	-7.2	5.2	17.9	6.9	5.8	25.1	7.9	58
40°	5.5	13.1	24.0	15.7	14.1	18.5	14.1	45
30°	14.7	20.1	27.3	21.8	20.4	12.6	21.3	43.5
20°	21.9	25.2	28.0	26.4	25.3	6.1	25.4	31.5
10°	25.8	27.2	27.0	26.9	26.8	1.4	27.2	24
赤道	26.5	26.6	25.7	26.5	26.3	0.9	27.1	22
1°	26.4	25.9	23.0	25.7	25.5	3.4	25.8	20
20°	25.3	24.0	19.8	22.8	23.0	5.5	24.0	24
30°	21.6	18.7	14.5	18.0	18.4	7.1	19.5	20
40°	15.4	12.5	8.8	11.7	11.9	6.6	13.3	4
50°	8.4	5.4	3.0	4.8	5.4	5.4	6.4	2
60°	3.2	—	-9.3	—	-3.2	12.5	0.0	0
70°	-1.2	—	-21.0	—	-12.0	19.8	-1.3	71
80°	(-4.3)	—	(-28.7)	—	(-20.6)	(24.4)	—	100
南極	(-6.0)	—	(-33.0)	—	(-25.0)	(27.0)	—	(100)

據此表可知：(一)最熱之緯度不為赤道，而為北緯 10° ，此線之溫度比赤道平均高出 0.5° ，祇於一月之中，赤道始為最熱之緯度，至於七月，則最熱之緯度移至 20°N 或稍更北，故全年而論，熱赤道偏居北半球。(二)溫度向極地之降低其初極慢，後即變快，在北半球，至 70°N 以上，復形變慢，南半球大致降低甚慢，至 60°S 以上則甚快。(三)冬季，緯度 40° 以下，北半球溫度高於南半球 40° 以上，反之，夏季，北半球溫度全部高於南半球。全年平均而論，任何緯度均為北暖南冷。(四)溫度之年較差，北半球之各緯度，均大於南半球，但 10° 為例外。

第 28 表 一月，七月及全年中兩半球暨全球溫度之總平均 C.

地 域	月 一	月 七	月 全	年 年	年 較 差
北 半 球	8.0	22.5	15.2		14.5
南 半 球	17.3	10.3	13.4		7.0
全 球	12.6	16.4	14.3		3.8

按此北半球之一月，比南半球之七月冷 2.3° ，北半球之七月比南半球之一月熱 5.2° ，故北半球之年較差兩倍於南半球，是乃表示北半球為大陸氣候，而南半球為海洋氣候。全球而論，自一月至七月溫度升高 3.8° ，此全由於北半球大陸氣候中，七月溫度過高之影響。以全年而論，北半球又比南半球為暖，其因有三，北半球夏季之過熱，此其一。蓋南美洲東邊之突出，使墨西哥暖流由南半球之熱帶上，攜大量之熱能至北半球，此其二。北冰洋之四週大致受陸地之包圍，其中冰塊不易向外漂流，南

冰洲之積雪得自中心向四週分佈於附近洋面，遂使南極洋面溫度特別低冷，此其三。

3. 氣溫等距平線 一地方溫度之平均數（被減數）與全球同緯度各地平均數（減數）之差，謂之溫度之距平數（Temperature anomaly）。連接距平數相等地點所得之線，謂之等距平線（Isonomalom curves）。據賽萊（E. Sella）計算之結果：

一月：——亞洲全部溫度在同緯度平均數之下，其距平數之負值，在東北部大至 -24° 。北美全洲除西海岸之狹帶外，距平數在 -10° 左右，此均表示大陸氣候之性質，同時，海洋氣候之大西洋及歐洲，溫度均形高起，其距平數在冰洲之四週，大至 $+24^{\circ}$ 。同時太平洋北部阿羅欣附近之距平數，亦有 $+14^{\circ}$ 之數，此外，非洲北部（ -2° ），南美北部及南半球之洋面（南印度洋除外）概為負距平數之範圍，但南半球之陸地均現過熱，在澳洲中部之距平數為 $+10^{\circ}$ ，南非及 40°S 以下之南美 $+6^{\circ}$ ，蓋此時之南半球在夏季天氣也。

七月：——此時北半球為夏季，南半球為冬季，故亞洲歐洲之全部及北美除去哈得遜灣（Hudson Bay）與拉布拉他寒流之範圍而外，距平數均為正值，此外南美巴西之溫度亦形過度高，最大正距平數在 $+8^{\circ}$ 以上，發生於南亞及北非，北美阿列松那（Arizona, Utah）高原為 $+6^{\circ}$ ，同時北半球之海面均較涼爽，格林蘭與拉布拉他之間 -6° ，加利福尼亞 -8° ；南半球陸地均

較寒冷，南美西部與南非之熱帶及澳洲在 -4° 左右。

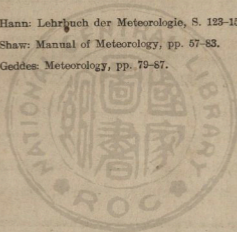
全年：——全年溫度之平均，亞洲（除出 Norder Asia 及 印度），北美（除出西海岸之狹帶）熱帶太平洋及南大西洋之全部，皆比平均為冷。歐洲，非洲（除出熱帶西岸），澳洲，南美洲（除出熱帶西岸及北岸）及北大西洋與印度洋之全部，皆比平均為暖。

4. 極端溫度 每日觀測之最高溫度與最低溫度統稱曰極端溫度 (Extreme temperature)。逐日之最高溫度，或最高溫度在一月或一年中平均之，即為平均極端溫度 (Mean extreme temperature)。極端溫度中之絕對最低 (Absolute minimum temperature)，或絕對最高 (Absolute maximum temperature) 稱曰絕對極端溫度 (Absolute extreme temperature)。世界之絕對極端溫度在 50° 與 -70°C . 之間。前者發生於阿拉伯，美索不達米亞，撒哈拉及本得斜 (Pendschab)，阿列松那 (Arizona)，加利福尼亞中部及澳洲中部，後者發生於東北亞洲之佛爾克雅次克 (Werchojansk)。最高溫度之觀測，因須避免直接太陽光之影響；故最難真確，在加洲之死谷 (Dead Valley)，1913年七月十日測得 56.7° ，在北非亞爾加林 (Algerien) 之 Oase Wargla，1879年七月十七日測得 53° ，在印度上新德省 (Oberen Sind) 之雅可巴巴 (Jakobabad) 1897年六月十三日測得 52.2° 。反之，在佛爾克雅次克 1885年一月十五日測得最低溫度 -68° ，於更近地面之氣層溫度，其必可低至 -70° 而無疑。

在中國境內曾測得之絕對最高溫度 46.0° ，1930 年七月二十一日發生於新疆吐魯番。絕對最低溫度 -50.1° ，在 1922 年一月十六日發生於黑龍江免渡河 ($49^{\circ}06'N, 120^{\circ}03', 70.5m.$)。由此觀之，絕對最高溫度均非發生於赤道，絕對最低溫度均非發生於北極，是皆由於地理環境影響之結果也。

參 考

1. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 123-157.
2. Shaw: Manual of Meteorology, pp. 57-83.
3. Geddes: Meteorology, pp. 79-87.



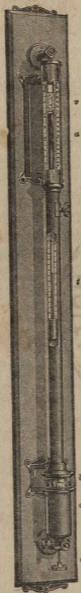
第三篇 氣壓

以定量之大氣，放散於某一空間，則此空間之任何部分，均將爲之充塞，且於此空間之四壁，發生壓力。依波義耳定律論：若溫度保持不變，則氣體之壓力與容積之大小成正比，故大氣具有一種彈力 (Elastic force)。同時，大氣亦有重量，故在平衡狀態之下，彈力必與重量相等。因此，大氣壓力 (Atmospheric pressure) 一詞，可視爲大氣之彈力，亦可作爲大氣之重量。吾人離地上升，則氣壓逐漸減小，即因其上承受大氣量減少，亦即因其上空變大 (相對的，即大氣之密度減小) 而彈力變小故也。設地球靜止不動，而各部溫度一致，則地面大氣成層而整齊，在同一高度之任何地方，氣壓必可相等；但實際情形不然，故地面各部氣壓，全不一致，同地氣壓，亦時時變化。其變化之原理及方式，即本篇討論之題材也。

第一章 氣壓之觀測

第一節 水銀氣壓表

1. 構造 設以長約 80 厘米之玻璃管滿盛水銀，用指緊



撤其口，而倒立於水銀槽中，則管中水銀，先有相當量之下降，繼即停止其下降運動。在此情形之下，管中水銀面之壓力必與管外大氣對於同一水銀面之壓力相等；因此量得管中水銀柱之高度，即可測得大氣壓力之大小。在通常之觀測中，氣壓之記錄，即以水銀柱之高度記之。以上乃 1643 年托里拆利 (Torricelli) 所發明水銀氣壓表 (Mercurial barometer) 之原理。現在象氣測候所通用之水銀氣壓表，有二種不同之構造：

福丁氣壓表 (Fortin barometer) 福丁氣壓表之玻璃管，管孔上下等大，惟沒於水銀槽 (Cistern) 之一端，突形縮小，槽底為一皮囊組成，其下托一校正螺旋 (Adjusting screw)。槽蓋倒懸一象針 (Ivory peg)，以示上端標尺原始點之所在。每次觀測之前，宜先轉動底下之螺旋，使槽中水銀水銀面適與象針之尖頭接觸為度；管壁上附有溫度表，以測當時水銀之溫度。

寇烏氣壓表 寇烏式氣壓表 (Kew pattern barometer) 之構造，較福丁式氣壓

第 20 圖 福丁式氣壓表 表為簡單，下端無皮囊及校正螺旋，亦無象

針，但上端所附之標尺，其刻度每間隔之距離，並非一致。當氣壓在 760 毫米(mm.)時，其槽中水銀面適在標尺之原點，氣壓升至 760 毫米以上，則槽中水銀面必降至原點以下。因此即以 760 毫米以上每度之長度縮短以補救之。反之，氣壓在 760 毫米以下，每度之長度必加長。此種氣壓表觀測手續較簡，攜帶亦較便利，惟精密之程度，則比福丁式稍遜。

2. 氣壓表讀數之訂正 自水銀氣壓表所得讀數，尙須加以若干訂正，始可得該處氣壓之真象，其要者有四：^①

(i)毛細管訂正(Capillarity correction) 因水銀不能濕及玻璃，水銀柱之頂端常受毛細管作用(Capillarity)，而使比真正高度稍形下落，此種錯誤，在一氣壓表上為恆定之常數，故於製造時，即預為訂正。

(ii)溫度訂正(Temperature correction) 大氣之溫度，可因人為環境之不同，在極短距離以內，發生相當差別，但同時之氣壓並不如是。又因水銀柱與其外銅管之膨脹係數，並非一致。因此，直接所讀之數值，可因人為環境之不同，而失其真象，故每次觀測之記錄，必加以溫度之訂正，以求假定水銀柱及銅管之溫度若同在標準溫度(273°A.)時，所示之水銀高度也。

(iii)緯度訂正(Latitude correction) 地球非為正圓球體，

^① 此三種訂正數，有現成之表可查，例如中央研究院氣象研究所出版之氣象常用表中第一二三表。

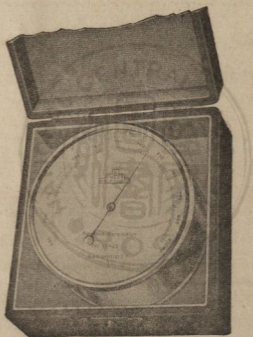
且有繞地軸之自轉運動，因使各緯度之地心吸力不同，以極地上爲最大，赤道上最小，於是，即在同一氣壓之下，水銀柱上升之高度亦不相同，爲避免此項錯誤起見，擇定 45° 緯度之地心引力作爲標準，對於其他緯度所得之紀錄，加以訂正。

(iv) 高度訂正(Altitude correction) 氣壓隨高度而降低，故若欲以各高度觀測之氣壓相互比較時，必先予以訂正，至同一平面而後可。此種標準之平面，即海面是。凡地面之在海平面以上者，必於氣壓讀數上，加一數值，此數值等於該地至海平面間大氣柱之重量，可依當時之氣壓及上下平均溫度計算得之。

第二節 空盒氣壓表 (Aneroid barometer) 及空 盒氣壓計 (Aneroid barograph)

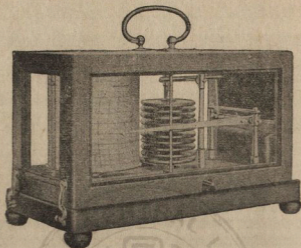
此種氣壓表爲 1748 年維地(Vidi)所發明，其機動部分爲用德銀 (German silver) 製成之真空盒，其面及底有皺紋，中間配有彈簧以抗盒外之氣壓。通用之式，盒之直徑 $1\frac{1}{2}$ 英寸，厚 $\frac{1}{4}$ 英寸。當外界之氣壓增大，則此盒受壓而下凹，氣壓減小，則因彈簧之作用而使盒面彈起。此種空盒之起伏運動利用槓桿作用，傳至指針，使在刻度之表面上旋動。因此種刻度，原與水銀氣壓表中之刻度相同，故氣壓之數值，即可於此表面上讀得。此種氣壓表，無毛管現象，及地心引力作用其間，故無需此

類訂正，但仍稍受溫度之影響。為避免此種影響起見，使真空盒中留空氣少許以事補償，故此種氣壓表，又名曰補償氣壓表 (Compensated aneroid)。此種儀器與水銀氣壓比，準確度固屬稍遜，但若使用得法，其準確度可在 $\frac{1}{10}$ 英寸以內，攜帶便利，是其優點。



第 21 圖 空盒氣壓表

空盒氣壓計 (Aneroid barograph) 氣壓計之主宰部分與空盒氣壓表同，亦為半真空之德銀小盒，為求精密計，由數個空盒重疊構成，其自記部分之構造與溫度計者同。

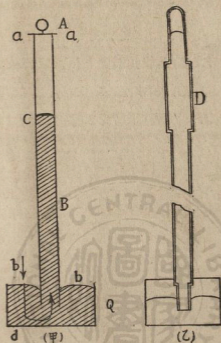


第 22 圖 空盒氣壓計

第三節 水銀氣壓計

許伯倫 (Sprung) 氏之天平氣壓計 (Wage-barograph), 係 1877 年所發明, 為氣壓計中之最精密者。現在所用者, 雖幾經改良, 然其構造原理及作用要旨, 仍與初發明者無異。

1. 原理 如右圖甲: B 為水銀柱管, Q 為水銀槽, B 管之下端, 浸入於水銀槽中, 並不固着; 其上端 A 處, 用鉤自由懸於天平之一端, 保持水銀管之垂直。 bb 之水銀面, 受氣壓而使 Q 中水銀上升於 B 中, 至 bc 之高度。又於管頂 aa 面上, 同時亦受大氣壓力 P , 因管內無氣體存在, 於是 aa 面, 可被壓向下, 故天平之他端, 附以適當之重量, 而使之平衡, 按此可見在天平 A 端作用之力有三種。



第 23 圖 天平氣壓計之水銀柱

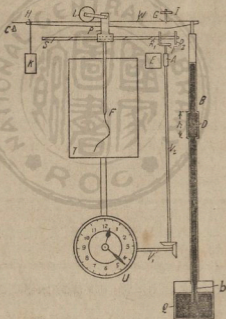
(1) 水銀柱之管鉤，及其附屬品之重量，其作用向下。

(2) aa 面上之氣壓，作用亦向下，其量即等於 bc 水銀柱之重量。

(3) 水銀管 bb 以下之部，即入於水銀中之部分，受水銀浮力作用，壓之使上。

以上三力，第一種固定不變，第三種因槽中水銀之升降，能有變化，在製造時，使此部分之玻璃管特別縮小（縮小之度量，等於玻璃管壁之度量，見第 23 圖之 b 部分）。故在 aa 面積上

有變化者，僅有氣壓力之作用。按此可見此種氣壓計之目的，在自記水銀管上端所作用之氣壓變化，非若普通水銀氣壓表之測計水銀柱上升之高度，故當溫度上升，水銀雖膨脹，終不能影響記錄，但當溫度上升時，水銀柱之玻璃管應起膨脹，由是管上端之面積增大，而 aa 面積上所受氣壓亦必加大，如是則與氣壓本身之升高無異，此種錯誤，則玻璃管之 D 部（見第 23 圖乙）特別膨大而補正之。



第 24 圖 天平氣壓計之構造

2. 構造 此器之實際構造，如第 24 圖。 W 為天平之臂，右臂較短，下掛水銀柱 B ，左臂較長，端末掛重錘 K ，中間載有滑

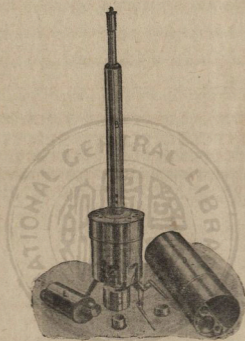
動小錘 L , S 爲可以迴轉之陰螺旋, 右端有直列輪二, R_1, R_2 。此螺旋之陰槽中嵌入小車 P 之脚。 T 爲紀錄板, 下壓特製之時鐘 U 而使行動, 時鐘之右接平桿 V_1 並使 V_1 迴轉不已, V_1 右端之齒輪與一直桿 V_2 之齒輪相銜接, 遂使迴轉運動傳至 V_2 , V_2 之上端齒輪 F , 受電磁鐵 E 之作用, 得來往於 R_1, R_2 之間。

例如當氣壓降低, 水銀管之頭部上升, 則天平之左端下降, 使接電裝置 H, C 相接, 而電路通, 電磁鐵 E 發生作用, 吸鐵片 A 向左與直輪 R_1 相接, 使 S 迴轉, 其上之小車 P 即向右移動而滑錘 L 與之俱, 天平成平衡狀態, 斯時附着於小車之筆尖 F 所畫之曲線表示氣壓下降。迨 L 向右生過度之移動, 或即氣壓有上升之變化, 則天平之左臂上升, H 與 C 相離, 電流中斷, E 失磁性, 直桿 V_2 因彈簧作用而向右移動與 R_2 相接, 使 S 發生相反方向之迴轉, P 與 L 即向左移動, 使鋼筆尖 F 記出氣壓上升之形式。

第四節 沸點氣壓表

水之沸點, 即水汽脹力適與氣壓相等時之溫度, 故可由沸點之測定以知當時當地之氣壓。應用此種原理, 以測氣壓之儀器名曰沸點氣壓表 (Thermo-barometer or Thermohypsometer 或單稱 Hypsometer)。其構造極爲簡單, 即一精密之溫度表及附屬之沸水壺酒精燈與三角架而已。此種儀器無須於重力訂正。攜帶既便, 故極適於旅途之用。各種沸點下之大氣壓, 既

等於同時之水汽壓，故大氣壓之數值，即可查各種溫度下之水汽最大脹力得之。



第 25 圖 沸點氣壓表

第 29 表 沸點與氣壓

沸點(°C.)	100	98	96	94	92	90	88	86	84°
氣壓(mm.)	760.0	707.3	657.7	611.0	567.1	526.0	487.3	451.0	417.0
沸點 1° 之氣壓差(mm.)		26.3	24.8	23.3	21.9	20.6	19.4	18.2	17.0
拔海(m.)	1	570	1150	1740	2340	2940	3550	4170	4800

第五節 氣壓單位

日常之氣象測候所中，關於氣壓之大小，即以水銀柱之高低記之。英國以英寸爲單位，在溫度 32°F ., 緯度 45° , 29.925 英寸之氣壓爲標準氣壓。至於歐洲大陸，則多以毫米(mm.)計之。英國制之 29.925 英寸，即相當於 C. G. S. 制之 760 毫米。氣壓爲力之一種，故在物理之意義上，應用力之單位表之，如是則 760 mm. 即等於 1,013,231 達因方厘米(dyne/cm^2)，但此數太大而欠整齊，故改用 1,000,000 達因方厘米爲氣壓之標準，是謂巴 (bar)，千分之一巴謂之毫巴 (minibar, mb. = 1,000 dyne/cm^2)，此即現在通用之氣壓單位。此外厘巴 (centibar = 10 mb.) 有時亦用之。

以上之制度在美國則有不同，茲並列如下：

第 30 表 氣壓單位對照表

歐 洲	美 洲	絕對單位
1 巴	1 百萬巴	1,000,000 達因方釐米 = 750.1 毫米或 29.531 英寸
1 毫巴	1 千巴	1,000 達因方釐米
1 微巴	1 巴	1 達因方釐米

故在 C. G. S. 制中，以百萬達因方厘米用作標準氣壓。按上表更可知 1 毫米約等於 $\frac{4}{3}$ 毫巴。

參 考

1. Geddes: Meteorology, pp. 95-102.
2. 王應偉: 氣象器械學, pp. 32-65.
3. 測候須知, pp. 13-25, pp. 125-128.

第二章 氣壓與高度

第一節 氣壓之高度變化

1. 拉氏公式 大氣為可壓縮的流質，其密度隨高度之增加而變小，故各層大氣之壓力即不與其上大氣柱之高度為簡單之比例，按拉伯拉斯 (Laplace) 氏演繹之結論：若高度以等差級數加大，則氣壓以等比級數減小，其方程式為：①

$$P = P_0 e^{-\frac{h}{RT}} \quad (301)$$

式中 P_0 為海平面或即下層之氣壓， P 為高度 h 米之氣壓。

T 為 h 高度內之平均溫度，以絕對標計。 $R=29.3$ ，為氣體常數，在標準溫度下， $RT=7991$ 。若改用百分標及常用對數，則

① 設在高度 h ，高度變化 dh ，則氣壓變化 dP ，在 dh 為極小之高度變化，氣壓之密度，可視為常數

$$\therefore -dP = \rho dh \quad (304)$$

又因

$$\rho = \frac{P}{RT}$$

代入前式則

$$-\frac{dP}{P} = \frac{dh}{RT} \quad (305)$$

積分之，即得

$$\log P = \log P_0 - \frac{h}{RT} \quad (301)'$$

或

$$P = P_0 e^{-\frac{h}{RT}} \quad (301)$$

(301)式應爲 ①

$$\log P = \log P_0 - \frac{h}{18400(1+at)} \quad (302)$$

$a = \frac{1}{273} = 0.00367$ 卽爲氣體之膨脹係數。

2. 高度訂正表 按上式內有變數 P , P_0 , h , 及 t , 若知下層之氣壓 P_0 , 及 h 高度內之平均溫度 t , 則該高度之氣壓 P , 卽可求出。反之, 已知 h 高度之氣壓 P 及平均溫度 t , 則海平面之氣壓 P_0 , 亦可求出。因此, 氣壓之高度訂正值, 卽可依所在地之高度 h 當時實測之氣壓 P 及溫度 t 算出。設

$$\frac{h}{18400(1+at)} = m$$

則(302)式改爲 $P_0 = P10^m$

$$\therefore \Delta P = P_0 - P = P(10^m - 1) \quad (303)$$

在某一地點之 h 有定, m 祇依溫度而變, 第一步求得所在地各種溫度下之 m , 既得 m , 則以 $(10^m - 1)$ 之值乘各種可能有之 P , 如是則該地方各種氣壓及各種溫度下之氣壓高度訂正值得矣〔氣象研究所出版氣象常用表第三表之 $M = (10^m - 1)1000$ 應予注意〕。例如重慶之拔海高度約爲 260 米, 其全年溫度變化之範圍約 0° 至 40°C ., 氣壓變化之範圍 730 至 760 毫米, 則其氣壓之高度訂正如下:

① $RT = 29.3 \times 273(1 + \frac{1}{273}t) = 7991(1 + at)$, (301)'式兩邊除以 2.304

則得對數之方程式

$$\log_{10} P = \log_{10} P_0 - \frac{h}{18400(1+at)} \quad (302)$$

第 31 表 重慶氣壓高度訂正表(260 m.)

T./P.	m	M	730	740	750	760
0	0.01413	33.06	24.13	24.46	24.80	25.13
10	0.01363	31.87	23.27	23.58	23.90	24.22
20	0.01317	30.77	22.46	22.77	23.08	23.32
30	0.01290	29.73	21.70	22.00	22.30	22.59
40	0.01232	28.77	21.00	21.29	21.58	21.87

若高度在 1000 米以下，而無須十分精密之結果，則可用以下簡易之方法求得氣壓之訂正數。

由(301)式

$$\begin{aligned}
 P_0 &= P e^{\frac{h}{RT}} \\
 \therefore P_0 - P &= P \left(e^{\frac{h}{RT}} - 1 \right) \\
 &= P \left(\frac{h}{RT} + \frac{h^2}{2R^2T^2} + \dots \right) \\
 &= \frac{Ph}{RT} \left(1 + \frac{h}{2RT} \right) \quad \text{略去高次方} \\
 &= \frac{Ph}{RT} \left(\frac{1}{1 - \frac{h}{2RT}} \right) \\
 &= P \left(\frac{\frac{h}{R}}{T - \frac{h}{2R}} \right)
 \end{aligned}$$

若知 h 高度之溫度為 T ，則在海平面之溫度約為 $\left(T + \frac{h}{200} \right)$ ，

則此大氣柱之平均溫度為

$$\left(T + T + \frac{h}{200} \right) \div 2 = T + \frac{h}{400}$$

代入上式

$$P_0 - P = P \cdot \frac{\frac{h}{R}}{T + \frac{h}{400} - \frac{h}{2R}} \quad (306)$$

第二節 高度測算

改變(302)式爲：

$$h = 18400(1 + at) \log \frac{P_0}{P} \quad (307)$$

按此，吾人測知高低兩地之氣壓 P_0 , P , 及平均溫度 t , 則此兩地相差之高度立即可以算出。如欲求精密，則此式之右端再乘以 A , 以事訂正。①

$$A = (1 + 0.378W)(1 + 0.00264 \cos 2\varphi) \left(1 + 2 \frac{d}{E}\right)$$

式中 $W = \frac{\left(\frac{e}{P_0} + \frac{e}{P}\right)}{2}$, φ = 緯度, h = 高度, $d = \frac{h_0 + h}{2}$, E 爲地球半徑以上 $(1 + 0.378W)$ 爲濕度之訂正, $(1 + 0.00264 \cos 2\varphi)$ 爲緯度, 對於 G 之訂正, $\left(1 + 2 \frac{d}{E}\right)$ 爲高度對於 G 之訂正。

此類訂正因子, 在 (301), (302) 兩式, 同樣應用。溫度, 濕度, 緯度及高度之訂正值, 均有現成之表可查, 如 Smithsonian Meteorological Tables: p. 144—154 是。

① (307) 式中之常數 $18400 = \frac{1}{M} \cdot R \cdot T = 2.304 \times 29.3 \times 273^\circ$, 其中

$R = 29.3$, 爲標準狀況下之數值, 完全乾燥之空氣, 在緯度 45° , 海平面上之氣體常數, 但實際之自然界中, 決不常在標準狀況, 因此, 此 18400 之常數, 應予以訂正, 方能普遍引用。

(1) 由於溫度之訂正 按第一篇第一章之討論, R 與分子量成反比即 $R = \frac{K}{M}$ 。設空中之水汽壓爲 e , 大氣重量減輕 $(1 - 0.622) \frac{e}{P} = 0.378 \frac{e}{P}$, 如

是，則此時之大氣分子量 $M' = M \left(1 - 0.378 \frac{e}{P}\right)$ ，而

$$R' = \frac{K}{M'} \cdot \frac{1}{\left(1 - 0.378 \frac{e}{P}\right)} = \frac{R}{\left(1 - 0.378 \frac{e}{P}\right)}$$

(2) 由於重力之訂正 $M = mg$ ，但 g 之數值隨緯度 φ 及高度 h 而改變，故 M 之數值，因此而 R 之數值亦必加以訂正。由於緯度之改變者 $g_{\varphi} =$

$$G(1 - 0.00264 \cos 2\varphi)$$

由於高度之關係，則： $\frac{g_0}{g_h} = \frac{(E+h)^2}{E^2}$

於是： $g_h = g_0 \left[1 - 2 \frac{h}{E} + 3 \left(\frac{h}{E}\right)^2 - 4 \left(\frac{h}{E}\right)^3 + \dots\right]$

略去高次： $= g_0 \left[1 - 2 \frac{h}{E}\right]$

合併緯度及高度之關係： $\therefore g_{\varphi, h} = G(1 - 0.00264 \cos 2\varphi) \left(1 - 2 \frac{h}{E}\right)$

因 $R = \frac{K}{M} = \frac{K}{mG}$ ： $\therefore R' = \frac{K}{mG} \cdot \frac{1}{(1 - 0.00264 \cos 2\varphi) \left(1 - 2 \frac{h}{E}\right)}$

綜合以上各種影響，則：

$$R' = \frac{R}{\left(1 - 0.378 \frac{e}{P}\right) (1 - 0.00264 \cos 2\varphi) \left(1 - 2 \frac{h}{E}\right)}$$

$$= R \left(1 + 0.378 \frac{e}{P}\right) (1 + 0.00264 \cos 2\varphi) \left(1 + 2 \frac{h}{E}\right)$$

計算之高度如在 h_0, h 之間，則上式之 $\frac{e}{P}$ 改用 $W = \frac{\frac{e}{P} + \frac{e_0}{P}}{2}$

h 改用 $d = \frac{h+h_0}{2}$ 。結果即得 A 之數值。

又在氣體定律 $PV = RT$ 中，若用於含濕之大氣，則應作 $PV' = R'T'$

於是 $P = PR'T' = P'R \frac{1}{1 - 0.378W} \cdot T'$

$$= P'R(1 + 0.378W)T' = P'RT'$$

式內 $T' = (1 + 0.378W)T$

T' 稱為理想溫度 (Virtual temperature)。

又有較爲簡單之方法，計算高度如下：

由(301)式得：

$$\begin{aligned}
 h &= RT \log \frac{P_0}{P} \\
 P_0 &= \frac{P_0 + P}{2} + \frac{P_0 - P}{2} \\
 P &= \frac{P_0 + P}{2} - \frac{P_0 - P}{2} \\
 \frac{P_0}{P} &= \frac{1 + \frac{P_0 - P}{P_0 + P}}{1 - \frac{P_0 - P}{P_0 + P}} \\
 \therefore h &= R \frac{T_0 + T}{2} \log \frac{1 + \frac{P_0 - P}{P_0 + P}}{1 - \frac{P_0 - P}{P_0 + P}} \\
 &= R \frac{T_0 + T}{2} \left[\frac{P_0 - P}{P_0 + P} - \left(\frac{P_0 - P}{P_0 + P} \right)^2 + \dots \right. \\
 &\quad \left. - \left\{ -\frac{P_0 - P}{P_0 + P} + \left(\frac{P_0 - P}{P_0 + P} \right)^2 \right\} \right] \\
 &= R \frac{T_0 + T}{2} \cdot 2 \cdot \frac{P_0 - P}{P_0 + P} = R (T_0 + T) \frac{P_0 - P}{P_0 + P} \quad (308)
 \end{aligned}$$

測知上下兩處之 P, P_0 及 T, T_0 代入，即得其間之高度差。

若假定大氣柱之平均溫度 $t=0^\circ\text{C}$ ，則在各種氣壓下，每改變一毫米氣壓時，高度之變化，可查下表即得：

第 32 表 氣流與高度差

氣壓(mm.)	760	700	650	600	550	500	450	400	300
高度差(m./mm.)	10.5	11.4	12.3	13.3	14.5	15.9	17.8	20.0	22.8

其他溫度下之數值，檢 Smithsonian Table: p. 156 卽得。

測高表 航空家用以測定飛行高度之測高表 (Altimeter)，實卽空盒氣壓表，惟其表面之刻度不爲氣壓而爲與氣壓相當之高度。當飛機上升之前，其指針應先校正於某一定點，高度升高，則指針向氣壓低之方向亦卽高度大之方向移動，於是所達高度幾何，一望而知。使用此種儀器以測定高度時，氣壓之平面變化應先明瞭而加訂正，否則卽生錯誤。

沸點氣壓表測定氣壓。亦可換算而得高度，其相當之數值，已見第 29 表。

參 考

1. Geddes: Meteorology, pp. 108-111.
2. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, pp. 78-80.
3. Humphreys: Physics of the Air, pp. 62-69.

第三章 氣壓之變化

第一節 氣壓之日變

1. 概說 一日間氣壓之變化 (Diurnal variation of pressure), 有兩次最高, 及兩次最低, 其較差雖小, 熱帶上不過 2 至 3 毫米, 至緯度 60° 而減至十分之幾毫米; 但最高最低發生之時間, 及各地方較差之大小, 頗為恆定。氣象現象中, 任何要素之變化, 未見如是之有規則者。故氣壓之起伏, 實類似海洋中之潮汐, 因有大氣潮汐之稱。大氣潮汐, 非由於月球之影響, 與萬有引力無關, 但係於太陽有關視地方時而定。

氣壓之最高點, 發生於上午及下午之九至十時, 最低點發生於上午及下午之三至四時, 此種時間稱曰氣壓表之轉向時 (Turning hour of barometer)。自赤道以至緯度 60° 間, 在年平均上全相一致。但各日或各月之變化中, 則視乎季候, 地位與天氣等條件而有不同。

2. 季候與氣壓日變之影響 自赤道至回歸線, 氣壓之日變, 在雨季之中, 變幅較小, 但轉向時仍不動, 至於高中緯度, 自冬往夏, 晝間之變幅增大, 同時其氣壓表之轉向時相隔加長, 大陸上則夜間之較差變小, 甚至可全消失。第 34 表為維也納 (Wien) 及巴黎二地之氣壓日變。

第 33 表 氣 壓 日 變 中 各 小 時 之 變 幅 (mm.)

子夜	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22	平均	
						赤道太平洋 $4 \frac{1}{2}^{\circ}$ N.							
+0.42	-0.27	-0.74*	-0.05	+0.94	+1.07	+0.23	-1.00	-1.30*	-0.55	+0.27	+0.89	+0.64	
						南京 $32^{\circ}3'N.$ (1929—1935)							
+0.23	+0.04	-0.23*	+0.12	+0.68	+1.01	+0.37	-0.49	-0.91*	-0.88	-0.23	+0.30		
						太平洋 $33 \frac{1}{2}^{\circ}$ N.							
+0.07	-0.48	-0.64*	-0.05	+0.49	+0.69	+0.39	-0.13	-0.40*	-0.27	+0.27	+0.28	0.33	
						S. Martin do Hinx $43 \frac{1}{2}^{\circ}$ N.							
+0.27	-0.02	-0.27*	-0.11	+0.30	+0.35	+0.04	-0.34	-0.47*	-0.21	+0.15	+0.41	0.24	
						Upsale $59^{\circ}52' N.$							
+0.11	+0.03	-0.06	-0.07*	+0.04	+0.16	+0.07	-0.09	-0.17*	-0.13	+0.01	+0.10	0.09	

第 34 表 日變之轉向時及變幅

	維也納 48°12'N.				巴黎 48°49'N.			
	最低	最高	最低	最高	最低	最高	最低	最高
	1. 轉向時							
年	4	10	17	23	4	10	16	22
十二月 一月	6	10	14	22	5	10	14	21
六月 七月	4	8	17	24	3	8	17	23
	2. 變幅							
年	-1.0	0.47	-0.47	0.21	-0.14	0.41	-0.45	0.21
十二月 一月	-0.32	0.43	-0.31	0.32	-0.29	0.50	-0.34	0.15
六月 七月	+0.03	0.50	-0.70	0.19	-0.05	0.42	-0.62	0.24

3. 環境與氣壓日變之影響 此項影響在熱帶之中，甚為淺鮮，待緯度增加，則漸見顯著，尤以夏季為然。

凡倫西亞(Valentia)在愛爾蘭之西角，可為海洋氣候之代表，伊爾庫次克(Irkutsk)在西伯里亞之東部，為極端大陸氣候之代表，可見在海洋氣候中，晝間之較差至小，轉向時間落後，以至 12 時及 18 時，而夜間之較差增強，轉向時間未變，至於大陸氣候，則晝間之較差增強，上午最高氣壓之時間，提早至八時，而夜間極端之氣壓在寇烏(Kew)已見太弱，至伊爾庫次克則幾消失而不見。

山峯與山谷氣壓日變之不同，猶如海洋之與大陸。山峯上晝間之較差弱小，氣壓表之轉向時間相形落後，最高可發生在下午二時，最低可發生在下午四時至六時，但夜間之較差特大，而

第 35 表 同緯度三地六月氣壓日變中各小時之變幅(mm.)

子	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22
0.14	-0.18	-0.44*	-0.34	-0.12	0.06	0.17	0.16	0.07	0.03*	0.14	0.32
Valentia 51°9 N. 10°3 W.											
0.25	0.01	-0.06*	0.11	0.28	0.21	0.04	-0.20	-0.41*	-0.41*	-0.09	0.27
Kew 51°6 N. 0°3 W.											
0.12	0.25	0.44	0.70	0.81	0.52	0.04	-0.58	-0.52*	-0.50	-0.49	-0.02
Irkutsk 52°3 N. 104°3 E.											

第 36 表 山地氣壓日變中各小時之變幅(mm.)

子	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22
0.51	0.41	0.33*	0.49	0.54	0.26	-0.28	-0.72	-0.92*	-0.76	-0.20	0.35
Zell 山谷 770 m.											
0.46	0.30	0.07	0.02*	0.09	0.13	-0.04	-0.39	-0.51*	-0.45	-0.04	0.38
Bad Fuesch 1180 m.											
0.30	-0.01	-0.46*	-0.30	-0.16	0.48	0.40	-0.10	-0.37*	-0.35	-0.07	0.37
泰山玉皇頂① 1541 m. (極年觀測)											
0.27	-0.13	-0.32*	-0.24	-0.05	0.07	0.03	-0.07	-0.11*	-0.05	0.23	0.41
Kolm Saigurn 1600 m.											
0.20	-0.09	-0.36*	-0.33	-0.11	0.13	0.24	0.13	-0.02	-0.12*	0.04	0.28
Obir 2040 m.											
0.16	-0.16	-0.41	-0.39*	-0.20	0.00	0.15	0.15	0.11	0.08*	0.21	0.30
Säntis 2500 m.											
0.30	-0.01	-0.46*	-0.30	-0.16	0.48	0.40	-0.10	-0.37*	-0.35	-0.07	0.37
峨嵋山千佛頂① 3093 m. (極年觀測)											
0.18	-0.18	-0.45*	-0.45*	-0.27	-0.04	0.16	0.21	0.19	0.12*	0.19	0.33
Sonnblick 3100 m.											
0.02	-0.24	-0.37*	0.37	-0.19	0.04	0.12	0.15	0.15*	0.17	0.81	0.23
Mount Blanc 4360 m.											

① 泰山, 峨嵋山, 係根據第二屆國際極年觀測之記錄, 1932 年入月至 1933 年入月。

轉向時間不變。反之，山谷之中，晝間之較差獨大，最高發生之時間提早，而夜間之較差極弱，幾不可見，此種特殊之現象，凡山峯愈高則愈甚。泰山晝間之最高氣壓在十一時， $+0.52$ ，最低氣壓在十七時， -0.39 ，夜間最低在五時， -0.49 。

4. 天氣與氣壓日變之影響 熱帶內氣壓變化規律之嚴正，狂風暴雨，亦未能全予破壞，即極度猛烈之龍捲風等，亦不過在曲線上發生微弱之顫動，故自高緯度來之旅行者，竟可視氣壓曲線之升降而知時間。至於高緯地帶，則祇在全月的每小時平均數上表現是種規則之現象，但即使在全年之平均數上天氣變化之影響，完全消失。

第二節 氣壓日變之成因

氣溫之日變，以二十四小時為週期，氣壓之日變，則二十四小時內有二個週期，氣壓之變化殊不能全由氣溫之變化以作解釋，拉蒙(Lamont)氏於 1862 年，首先着手研究。據氏之論文：氣壓之日變，實由兩種變化複合而成。其一以二十四小時為週期，此受環境及天氣之影響至大；其二以十二小時為週期，其變化之嚴正，非季候及天氣所可改變，惟以所在地之緯度而定，故謂是種變化帶有宇宙性。此後享，盎各脫(A. Angot)，莘普蓀(G. C. Simpson)諸氏均有繼續之研究。據享氏分析：赤道洋面氣壓之日變為(a)全日為週期之變化，(b)半日為週期之變化二部如下表：

第 87 表 赤道洋面 $2 \frac{1}{2}^{\circ}$ 緯度氣壓日變之成分 (mm.)

	子	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22
(a)	0.01	0.15	0.25	<u>0.29</u>	0.24	0.13	-0.01	-0.15	-0.25	-0.29*	-0.24	-0.13
(b)	0.33	-0.66	-0.99*	-0.33	0.66	<u>0.99</u>	0.33	-0.66	-0.99*	-0.33	0.66	<u>0.99</u>
(a + b)	0.34	-0.51	-0.74*	-0.04	0.90	<u>1.12</u>	0.32	-0.81	-1.24*	-0.62	0.42	<u>0.86</u>

$(a+b)$ 相加即得實際觀測之結果。

1. 半日之週變 在赤道洋面上氣壓半日週期中之變差(0.94), 幾三倍於全日週期中之較差(0.30), 前者之轉向時近於十時, 二十二時及四時, 十六時; 後者之轉向時在六時及十八時, 若以 x 代表時間角 (每小時為十五度) 則可得以下之方程式, a 為變幅:

$$a = 0.3 \sin(0^\circ + x) + 0.94 \sin(154^\circ + 2x)$$

第二項括弧內之 154° 為時相角 (Phase angle of time), 此角因緯度之增加而漸行變小, 至 50° 緯度而為 148° , 與赤道上相差 $154^\circ - 148^\circ = 6^\circ = 24$ 分鐘。

半日週變中之變幅, 緯度愈高而愈小, 與緯度餘弦 ($\cos^3\phi$) 之三次方為正比例 (Ad. Schmidt, H. Hergesell)。

第 38 表 各緯度氣壓半日週變中之變幅(mm.)

緯度	赤道	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°
變幅	0.98	0.96	0.92	0.87	0.81	0.73	0.65	0.55	0.46	0.36	0.27	0.17	0.09

氣壓之半日週變中, 在熱帶及溫帶區域以內, 最高氣壓最低氣壓同見於地方時相同之各緯度, 此種現象表示在地球表面有一種氣壓波 (Wave of pressure), 以十二小時為週期, 自東向西傳佈, 其波峯比太陽早二小時, 此種氣壓波之變幅, 以赤道上為最大。在極地區域, 最高氣壓與最低氣壓之發生不以地方時為標準而約合於世界時 (G. M. T.), 即世界時同之地方, 其氣壓起伏之時相亦同。因此 1890 年許密特 (Schmidt) 假設在赤道與極

地間有一定波(Stationary wave)存在，其節(Node)在 $35^{\circ}16'$ 之緯度，後經莘普蓀之研究而此說更爲有力，前者之氣壓波爲赤道的振動 (Equatorial vibration)，後者之定波爲極地的振動 (Polar vibration)。吾人所知之氣壓半日週變，乃由於此兩種波動互相輻合之結果。莘普蓀曾收集自赤道至極地間 190 處氣壓記錄，用最小二乘方法整理之。此二種波動之成分如下：

第 39 表 各緯度氣壓日變之成分

緯度 (北)	赤道波動		極地波動	
	變幅 (mm.)	最高氣壓 (地方時)	變幅 (mm.)	最高氣壓 (G. M. T.)
80°	0.02	9 ^h 54 ^m	0.08	11 ^h 7 ^m
70°			0.07	11 ^h 43 ^m
60°	0.09	9 ^h 44 ^m	0.06	11 ^h 23 ^m
50°	0.24	9 ^h 54 ^m	0.04	11 ^h 31 ^m
40°	0.39	9 ^h 52 ^m	0.04	11 ^h 58 ^m
30°	0.63	10 ^h 02 ^m	0.06	2 ^h 39 ^m
18°	0.83	9 ^h 49 ^m	0.08	3 ^h 46 ^m
0°	0.92	9 ^h 46 ^m	0.07	3 ^h 8 ^m

氣壓半日週變之變幅，在各緯度並非常數，在一年之間，無論南北緯度，均以春分秋分爲最大，冬至夏至爲最小，在近日點之一月十二月，大於遠日點之六月七月。由此可見氣壓之半日週變與地面季候之變遷無關，而視乎地球與太陽之相對位置而定，是故此種變化當具有宇宙性者也。

2. 全日之週變 此種變化之發生，乃由於地面氣層之脹縮，故其振幅之大小，與時相均受緯度及地理環境之影響。低

緯地帶氣溫之日較差最大，故緯度愈低，其氣壓日變之變幅亦愈大。以下為緯度相近(51.5° — 52.3°)，而環境不同地方氣壓日變之方程式（等號及其左邊之 a 省略）。

$$\text{海岸 Valentia} \quad 0.22 \sin(190+x) + 0.20 \sin(146+2x)$$

$$\text{內地 Kew} \quad 0.21 \sin(20+x) + 0.24 \sin(144+2x)$$

$$\text{大陸 Irkutsk} \quad 0.76 \sin(5+x) + 0.26 \sin(157+2x)$$

上式之第二項為半日週期之成分，可見因其緯度相同而幾屬相等。第一項為全日週期之成分，伊爾庫次克之變幅比凡倫西亞大至三倍以上。時相角小 185° ，亦即後者之最高最低氣壓比前者落後十二小時以上，如是則下午大陸溫度最熱，氣壓最低之時，在同緯度之海洋上卻為氣壓最高之時。反之，早上大陸最冷氣壓最高之時，同緯度之海洋卻為氣壓最低。但氣壓之最高最低在六時及十八時，何不與氣溫之最低最高同時，此因日出之最低溫度及十四時之最高溫度乃下層氣溫之現象，地上整個氣層平均溫度之最低最高必得至六時及十八時也。^①

山谷與山峯之情形，正與大陸與海洋之情形相同。下午山谷溫度增高，大氣膨脹而上升，遂使大氣層之重心 (Center of gravity) 上抬，故山峯之氣壓反而最高；早上地面溫度最低大氣收縮，而凝着地面，於是大氣層之重心下沉，山谷氣壓最高而山峯氣壓最低。

第三節 氣壓之年變

① 作者根據南京 1929—36 年間每小時氣壓觀測，求得一月分之方程式：
 $0.37 \sin(29^{\circ}22'+x) + 0.56 \sin(187^{\circ}2'+2x)$

第40表 氣壓年變之簡式(mm.) ①

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
大	700+	62.63	57.75	55.12	52.32	48.16	47.17	43.0 [△]	54.44	57.68	62.1	63.52	56.52
	500+	64.7	52.3	48.5	46.4	43.3 [△]	44.0	46.5	47.1	48.6	51.4	54.0	47.2
陸	700+	65.92	60.5	65.92	66.07	68.19	68.8	67.09	66.36	64.72 [△]	65.17	65.61	66.38
	500+	61.24	61.98	61.98	62.29	61.8	61.67	61.29	60.73 [△]	60.96	61.11	61.12	61.54
海	700+	15.1	14.7*	16.7	20.7	23.5	24.9	25.4	24.2	20.8	18.2	16.2	19.72
	500+	25.36	26.97	27.63	29.61	28.97	29.92	31.02	31.28	32.05	30.53	28.1	28.94
山	700+	53.8	56.2	64.5	62.3	58.0	58.1 [△]	58.7	55.0*	55.5	54.4	54.2	57.1
	200+	54.9	57.6	60.2	60.7	58.3	58.3	57.9	55.6	55.8	55.2	52.9 [△]	56.7

氣壓年變之較差，以赤道上最小，緯度增高而加大，但入中緯度以後，其變化之情形與緯度殊無一定之關係，大致分爲四大類：

(1)大陸類：夏季溫度最高，氣壓最低，冬季溫度最低，而氣壓最高，例如南京及佛爾克雅次克是。見上表之(1)，(2)。

(2)海洋類：夏季海洋比同緯度之大陸涼，冬季比同緯度之大陸暖，於是海面之大氣量夏季多於冬季，因此海洋氣壓之變化與大陸相反。例如大西洋之亞索歐(Azores)，太平洋中之檀香山是。見上表(3)，(4)。

(3)高山類：夏季下層大氣膨脹，大氣層之重心上抬，冬季冷縮而大氣層之重心下沉，於是夏季高山頂之氣壓高於冬季，近於海洋中之情形，例如澳大利之日照峯(Sonnblick)及四川之峨嵋山是。見上表(5)，(6)。

① (1) 南京 1929—1933 之平均。

(2) Verkhoyansk, 西伯利亞 67°33'N. 133°24'E. 112 m.

(3) Horta, Azores, 38°32'N. 28°38'W. 65 m. 1902—1923.

(4) Honolulu, Hawaii 21°19'N. 157°52'W. 384 m. 1883.

(5) Sonnblick, Austria 47°3'N. 12°57'E. 3106.5 m. 1887.

(6) 峨嵋山, 千佛頂 29°25'N. 103°41'E. 3093 m.

(7) Spitzbergen, Green Harbour, 78°2'N. 14°14'E. 106 m. 1911—1930.

(8) Jacvshavn, Greenland, 69°13' N. 52°2'W. 12.61 m. 1873—1920.

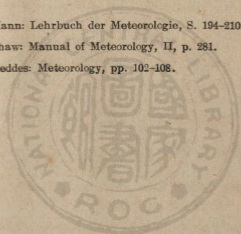
以上記錄(1)採自氣象年報第六卷。

(9)自國際極年觀測報告均爲氣象研究所出版，2,3,4,5,7,8自 N. N. Clayton, World Weather Records, The Smithsonian Institution 出版。

(4)北極類：北極氣壓之年變較為複雜，一年之中有二次，最高與最低，四五月之最高，由於溫度之最低。七八月之最低，由於溫度之最高，其理簡明。一月之最低則因此時北大西洋及北太平洋兩低氣壓特別強盛之影響，至於十月十一月之最高乃介於兩最低之間而形成。

參 考

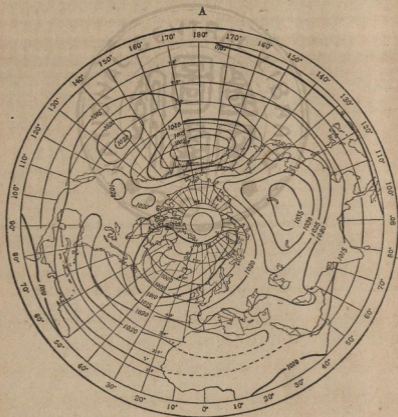
1. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 194-210.
2. Shaw: Manual of Meteorology, II, p. 281.
3. Geddes: Meteorology, pp. 102-108.



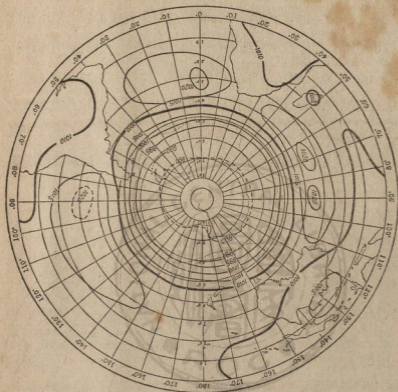
第四章 氣壓之分佈

第一節 等壓線圖

等壓線 (Isobar) 爲連接同一平面上氣壓相等各點之線，實爲空中傾斜等壓面 (Isobaric surface) 在該平面上之切線。等



(B)

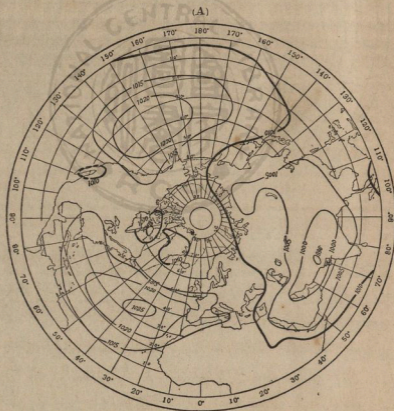


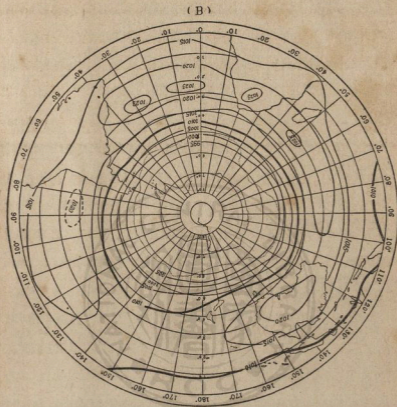
第 26 圖 一月等壓線 mb.(N. Shaw)

壓線之繪製，自 1819 年，白蘭第氏，用於大地域之地面，則於 1864 年萊諾(E. Renore) 氏之法國等壓線開其端。至於全世界等壓線，則至 1869 年巴興氏始告成功。此後，幾經補正，益臻完善。第 26 圖，第 27 圖，即為蕭氏手稿之世界等壓線。

一月 南半球為夏，北半球為冬，此時赤道氣壓在 758 毫米 (1010 毫巴) 左右，向南向北，均形增高至副熱之緯度，而

形成副熱帶高壓帶 (Sub-tropic high belt)。此時南半球正當盛夏，陸地甚熱，氣壓特低，故副熱帶高氣壓祇於大洋中形成三個中心，即南太平洋高壓 (South Pacific high), 南大西洋高壓 (South Atlantic high) 及 印度洋高壓 (Indian Ocean high)。中心氣壓均高升 765 毫米 (1020 毫巴) 以上，於大陸上則中斷而成小區域之低壓中心，氣壓在 758 毫米 (1010 毫巴) 以下。副熱帶以南氣壓降低，於 45°S . 降低最速，近南極圈而低





第 27 圖 七月等壓線 mb. (N. Shaw)

至 743 毫米 (990 毫巴) 以下, 入極圈, 氣壓又高, 形成南冰洲高壓 (Antarctic high)。此時北半球, 正當冬令, 大陸寒冷, 海洋較暖, 副熱帶之高氣壓, 在大洋上祇留形跡, 在大陸上特別強盛, 向北擴張, 以至中緯度以上。整個歐亞大陸, 除西北歐外, 氣壓均在 765 毫米 (1020 毫巴) 之上, 最高中心 776 毫米 (1035 毫巴), 偏居東亞腹地, 是曰亞洲高壓 (Asiatic high), 或曰西

伯利亞高壓 (Siberian high)。此時北美大陸，亦爲高氣壓區域 (North American high)，中心氣壓 765 毫米 (1020 毫巴)。因陸地面積較小，勢力遠不若亞洲高壓之強盛。中緯度之大洋面有低氣壓中心二：其一在北太平洋中心氣壓 752 毫米 (1002 毫巴) 以下，在阿羅欣羣島附近，名曰阿羅欣低壓 (Aleutian low)；其二在北大西洋，格林蘭東南，冰州附近，名曰冰洲低壓 (Icelandic low)，中心氣壓在 750 毫米 (1000 毫巴) 以下，其中心氣壓雖祇低兩毫巴，但其勢力遠比北太平洋者爲強盛，以致其南之副熱帶高氣壓相形縮小而地位移南。入北極圈，氣壓漸增以至 761 毫米 (1015 毫巴) 以上，是爲北冰洋高壓 (Arctic high) 之範圍，至極地依理又有低氣壓之形成。

七月 南半球爲冬，赤道低氣壓帶稍向北移，赤道以南，氣壓增加，至 20° 至 30° S. 間，卽爲副熱帶高氣壓之地位，此時大陸變冷，故高氣壓之勢力，得以擴張以至南半球諸大陸。765 毫米 (1020 毫巴) 之高氣壓帶幾可環繞全球，中心氣壓高至 767 毫米 (1023 毫巴)，自 40° S. 以南，氣壓顯著下降，至 60° S. 而低至 746 毫米 (995 毫米) 以下。南冰洲高壓仍爲存在。此時北半球，正當夏季，亞洲大陸氣壓極度低降，大陸在一大低氣壓之下，中心偏居南部中部 20° 至 40° N. 間，是曰印度低壓 (Indian low) 或南亞低壓 (Southern Asiatic low)，其中心氣壓低至 747 毫米 (996 毫巴)。至於北美大陸氣壓亦較海洋爲低，中心氣壓 758 毫米 (1010 毫巴)，偏居於西南部分，此時

副熱帶高壓帶，不能展至大陸，祇在大洋面上成兩個中心，勢力遠比冬季為強，其範圍亦比冬季為廣。在北太平洋者曰北太平洋高壓 (North Pacific high)，在北大西洋者曰阿索歐高壓 (Azores high)，中心氣壓約在 765 毫米 (1020 毫巴) 以上。緯度增高，大陸氣壓增加，海洋氣壓減低，但陸海間之氣壓梯度極弱，乃以此時陸面溫度太高，高緯度之氣壓，不能升高，副熱帶之高氣壓太強，冰洲及阿羅欣二低氣壓，幾為消滅，入北冰洋氣壓再升，即屬北冰洋高壓之領域，其高氣壓之中心近於格林蘭之東，極地低氣壓似仍存在。

活動中心 冬季大陸，為高氣壓之勢力，如亞洲高壓可控制整個亞洲大陸之天氣，海洋為低氣壓之勢力，如冰洲低壓，可壓迫副熱帶高氣壓向低緯度移動，使歐洲及北大西洋之天氣，全部受其影響，阿羅欣低壓亦有相似之威力，夏季大陸為低氣壓之範圍，如印度低壓佔有亞洲之中南半壁，海洋為高氣壓之地盤，如阿索歐高壓，北太平洋高壓，可向高緯擴張，並控制附近大陸之天氣。凡此諸重要之氣壓中心，統稱之曰活動中心 (Center of action)。其中如亞洲高壓，冰洲低壓，阿羅欣低壓，副熱帶高氣壓帶，在全年等壓線圖均能存在。

第二節 氣壓帶

杜佛 (Dove) 根據等溫線圖計算各緯度之平均氣溫，亦可根據等壓線圖，計算各緯度之平均氣壓。此項數值各人計算者略

第 41 表 各緯度海面氣壓之平均(1 mm. = 1.33 mb.)

N.	80	75	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20	15	10	5
一月	57.5 ^a	58.3	59.8	62.0	60.8	61.1	62.3	67.0	63.9	64.8	64.6	63.5	61.9	62.2	59.0	58.2
七月	58.8	58.2	57.7	57.5 ^a	57.7	58.2	59.0	59.7	60.1	60.0	59.4	58.6	57.9	57.5 ^a	57.7	58.3
年平	60.5	60.0	58.6	58.2	58.7	59.7	60.7	61.5	62.0	62.4	61.7	60.4	59.2	58.3	57.9 ^a	58.0
S.	赤道	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50					
一月	57.8	57.7 ^a	57.9	58.8	60.0	61.1	61.7	61.7	61.2	57.8	52.7					
七月	59.0	59.8	60.9	62.0	63.5	64.9	65.3	64.0	60.9	57.4	53.0					
年平	58.0	58.3	59.1	60.2	61.7	63.2	63.5	62.4	60.5	57.3	53.2					

有出入,第 41 表一月及七月之各緯度平均氣壓,佛萊爾,特堡,巴興及許必泰刺諸氏結果之平均,全年平均爲佛萊爾氏之數字。

按上表,年平均中,赤道最低氣壓在 10°N . 約與熱赤道之緯度相同,自此向兩極移行,在 35°N . 及 30°N . 到最高氣壓之緯度,南半球之高氣壓比北半球者高 1 毫米(1.3 毫巴),再向極地繼續降低,在南半球氣壓降低尤快,在 $62\frac{1}{2}^{\circ}\text{S}$. 低至 737.6 毫米(981 毫巴)爲世界上最低之氣壓,自此更南,則氣壓漸增,據麥阿多士(Meinardus)之測算如下:

南緯	60°	70°	80°	90°
氣壓	740	743	748	(750)毫米

至於北極之年平均氣壓,據孟氏之等壓線圖,當爲 760.6 毫米(1014 毫巴)。按此可知,以整個地球言,每半球之氣壓,至少可分爲四帶:

1. 赤道低壓帶(Equatorial low belt)
2. 副熱帶高壓帶(Subtropical high belt)
3. 溫帶低壓帶(Temperate low belt)
4. 極地高壓區(Polar high region)

此外在極地中心或尙有一淺低氣壓中心存在,關於各氣壓帶之如何造成,當於第五篇論大氣之周流中述之。

一月與七月,氣壓帶之移動,亦可了然。一月赤道低壓帶在 5° 至 10°S ., 至七月而移至 15°N ., 一月,北半球之副熱帶高氣壓,南移至 35°N . 溫帶低氣壓中心,北上而至 80°N ., 至

七月，而副熱帶高氣壓北移至 40°N 。溫帶低氣壓中心，南下而至 65°N ，南半球之情形相同，惟季候及方向相反。

若將南北半球之氣壓，依緯度分割而比較之。則別具意義者，以下為巴興氏之數字：

第 42 表 各緯度帶氣壓之平均(mm.)

	N. 80° — 50°	50° — 30°	30° —EQ	EQ— 30°	30° — 50°S .	EQ— 50°	
						N.	S.
一月	760.5	763.5	761.2	758.6	760.1	762.2	759.2
七月	757.9	759.4	758.5	762.3	760.1	758.9	761.3

冬季氣壓均比夏季為高，全球大氣之量恆定，故夏半球上，必有一定之大氣向冬半球流動。

第三節 冬夏半球間大氣之流動及南冰洲之高度

以上所列氣壓，均為化至海平面者，其數字之大小，不能直接表示大氣量之增減，故欲計算表示大氣之流動，必將大陸高度所佔空度之氣量除去，以下為許必泰刺計算實際氣壓在一月與七月之差：

第 43 表 一月—七月之氣壓差(mm.)

N.	80/70	70/60	60/50	50/40	40/30	30/20	20/10	10/EQ	EQ/10
mm.	-3.0	-0.4	-0.4	-0.7	0.2	<u>3.8</u>	2.6	-0.1	-2.0
N.	10/20	20/30	30/40	40/50 S.					
mm.	-3.7	-4.0 ^a	-1.2	1.6					

據此可見夏季之中，一部大氣堆積於極地，冬季密積於 10° — 40° 之緯度，南半球亦然，自赤道至 50°N 。一月與七月之差

爲+1.27,同時赤道至 50°S. 爲 -2.08,是即從一月至七月有一部分大氣自北半球流入南半球也。

於此可推定南冰洲之高度,整個北半球之實際氣壓(即在(Physical surface 之氣壓),一月與七月之差爲 +0.75 毫米,如是則同時南半球之氣壓差當爲 -0.75 毫米。但據上文所論, EQ—50°S. 一月與七月氣壓之差爲 -2.08,如是則 50°S. 以上,同時之氣壓差當爲 +3.6,①又據巴興氏之數字,50°—60°S. 一月七月氣壓之差爲 -0.73,自 60°—66 $\frac{1}{2}$ °無變化,如是則在極圈以內(66 $\frac{1}{2}$ °S. 以上),其一月七月氣壓之差當爲 +11 毫米,②是即南極圈內夏季氣壓比冬季氣壓高出 11 毫米之多。據麥阿多士研究之答案,謂南極內爲一大高原,故其氣壓夏季高而冬季低。此項氣壓之差數,當視溫度及高度而定。據現在所知夏季溫度之差數而論,麥氏推論南冰洲之高度平均爲 1350 米,此項結論,各家頗有出入,當猶未可作爲定論也。

全球海面氣壓之平均爲 758 毫米,但此數不能計算大氣總重量,亨氏除去各半球陸地之平均高度而得各半球之實際氣壓如次:

北半球	296 米	平均氣壓	759.7	減 26.4	實際氣壓	733.3 毫米
南半球	183.5 米	平均氣壓	756.8	減 16.4	實際氣壓	740.4 毫米

$$\textcircled{1} \text{ 半球面積}=1, \text{ 則 } 0-50^{\circ}=0.766, 50^{\circ}-90^{\circ}=0.234,$$

$$-2.08 \times 0.766 + 0.234x = 0.75,$$

$$\therefore x = 3.6 \text{ mm.}$$

$$\textcircled{2} \text{ 如上之比例 } 50^{\circ}-60^{\circ}=0.100, 66\frac{1}{2}^{\circ}-90^{\circ}=0.083,$$

$$-2.08 \times 0.766 - 0.100 \times 0.73 + 0.083x = -0.75,$$

$$\therefore x = +11 \text{ mm.}$$

參 考

1. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 183-193.
2. Shaw: Manual of Meteorology, II, pp. 216-241.
3. Geddes: Meteorology, pp. 111-117.



第四篇 風

西曆紀元前第五世紀，阿納克桑特 (Anaximander) 已謂風爲流動之大氣(A flowing of the air)，此與我國莊子所云「大塊噫氣，其名爲風」之說，意義正同，今日氣象學之風 (Wind)，祇以與地面平行之大氣流動爲限，至於上下行者不稱之風，而名曰氣流(Air current)。

第一章 風之觀測

風爲向量 (Vector) 之一種，故對於風之觀測不僅欲定其速率或力量，並須測其方向。此與其他氣象要素之祇測其無向量值 (Scalar value) 者不同。

第一節 風向

1. 概說 風向 (Wind direction) 係指風來之方向 (Windward) 而言，風去之方向 (Leeward) 非所記及，如氣流自東向西吹稱東風，反之，謂之西風。風之來向，變化不定，通常所記之風向，以羅盤上平分之十六點爲準。是卽北、東北北、東北、東北東、東、東南東、東南、東南南、南、西南南、西南、西南西、西、西北西、西、西北北、北、北北北。

北西、西北、西北北是。在海洋面上因海面平滑，風向之轉動較小，可分為三十二點。在高空測候中，風向以角度記，正北為 0° ，順鐘向起數，如是則 90° 為正東， 180° 為正南， 270° 為正西。無論以何種方法記錄風向，均以地理的北(Geographical north)，並非磁極的北(Magnetic north)為標準，蓋用磁極之北，各地方各年份均非一致者也。

2. 風向儀 風向儀(Wind vane)之構造種類甚多。其常見者如第 28 圖及第 29 圖。其外形有似箭頭，橫架於豎立之高杆上。為求其轉動阻力之小，其支持之點，宜妥為配置，務使其重心點正在自轉軸上，轉動之箭頭，以質輕為上選，使其轉動時之惰性減小，隨時可在其應居之方向。但若過輕，則失其牢固性。風向儀安置之空間，必空曠而無樹木居屋以為氣流之障礙，在箭頭之下，裝有示向之字，使觀測者一望，即知當時之風向。如風力過弱，其力不足以動搖箭頭時，則風向之決定，祇可利用旌旗或煙灰之方向以觀察之。

第二節 風力

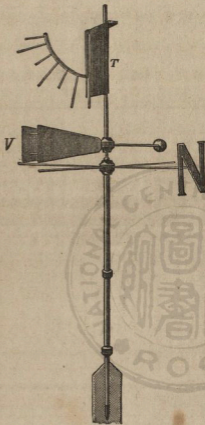
1. 風壓與風速 記錄風力之大小，可測定其壓力或單位時間內所行之距離計之，是即風壓或風速是也。風壓與風速直接相關。設風速 V 在 2 米/秒左右，風壓 P (仟克/方米)，則其間之關係為：

$$P=0.08V^2$$

2. 蒲氏風力標 觀測風力之大小，須用風速表 (Anemometer)。但當無是項設備時，亦可觀察自然界物體之動態，以估定風速之大小。英國海軍界蒲福爾將軍 (Admiral Beaufort) 積五十年之經驗，於 1805 年制定一種風速標。自完全無風至絕大之颶風，分爲十三級，其標度之劃分如下：

第 44 表 蒲氏風速標度

風級	風名	海岸用分級標準	陸地用分級標準	每小時哩數	每秒鐘米數	每秒鐘呎數
0	無風 Calm	靜	靜	1 哩以下	0.3 米以下	2 呎以下
1	軟風 Light air	漁舟略覺動搖 (尋常漁舟)	烟能表示風向但不能轉動風向計	1—3	0.3—1.5	2—5
2	輕風 Slight breeze	漁舟張帆時可隨風移行每小時 1—2 哩	人面感覺有風樹葉有微響尋常之風儀轉動	4—7	1.6—3.3	6—11
3	微風 Gentle breeze	漁舟漸覺變動，每小時速率 3—4 哩	樹葉及微枝搖動不息，旌旗招展	8—12	3.4—5.4	12—18
4	和風 Moderate wind	漁舟張滿帆時，傾于一方	塵灰及紙飛舞樹之小枝搖動	13—18	5.5—7.9	19—27
5	清風 Fresh wind	漁舟縮帆，(即減去帆布之一部)	有葉之小樹搖擺，內陸之水面有小波	19—24	8.0—10.7	28—36
6	強風 Strong wind	漁舟加倍縮帆捕魚須注意風險	大樹枝搖動，電線呼呼有聲舉傘困難	25—31	10.8—13.8	37—46
7	疾風 High wind	漁舟停息港中，在海者下錨	全樹動擺人向前行時覺有阻力	32—38	13.9—17.1	47—56
8	大風 Gale	近港之漁舟皆停留不出	折毀微枝，人向前行時，常覺有阻力	39—46	17.2—20.7	57—68
9	烈風 Strong gale	—	煙突等將被吹毀	47—54	20.8—24.4	69—80
10	狂風 Whole gale	—	陸上不常見，見則拔樹或有其他損毀	55—63	24.5—28.4	81—93
11	暴風 Storm	—	陸上絕少，有則必有重大之損毀	64—75	28.5—33.5	94—111
12	颶風 Hurricane	—	—	75 哩以上	33 米以上	110 呎以上



第 28 圖 壓板風力表

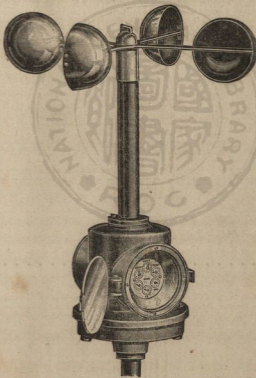
各級風之相當風速，係地面以上 33 英尺之高度而言，其數值均由實驗方向決定。自蒲氏風速標開世以來，各國尚有不同之標度創始，但其應用之廣未有如蒲氏標度者。我國各測候所亦採用之。

3. 壓板風力表(Pressure-plate anemometer) 係利用風之壓力以測定風速者，其裝製如左圖。 T 即輕質金屬製成之薄片，受風吹襲時， T 能隨同風向儀 V 之尖頭，垂直於風之來向，於是與垂桿發生傾斜。觀測者觀 T 片舉

起所過短齒之數目，即可知當時風速之大小。各齒數相當之風速，儀器製造時定之。故各家製造廠所出之器容有不同。例如英國蘭步瑞 (Lambrecht) 廠所製造，其各齒數之相當風速如下：

風速(m./s.)	0	2	4	6	8	10	14	20
齒數	1	2	3	4	5	6	7	8

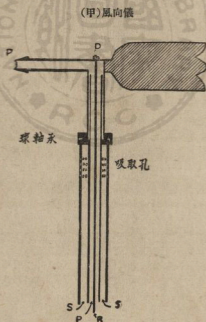
4. 杯狀風力表 (Cup-cross anemometer) 此種風力表爲魯濱孫 (Robinson) 氏所發明，故又稱魯濱孫風力表。其主要部分爲在十字形臂之端，附以風杯，以之暴於風中，則起迴轉運動。其理由至今尙未充分明白，大概係風杯凸面與凹面上所受空氣壓力之差別而起。根據實驗之結果，風杯迴轉之次數與風之速度有一定之關係。故可用以測風速之大小。下圖爲英



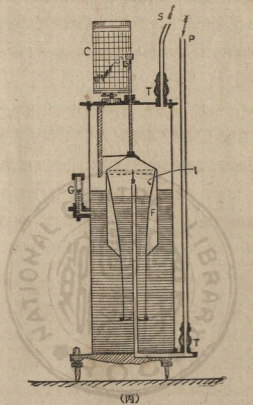
第 29 圖 杯狀風力表

國蘭步瑞廠之出品。各風杯之直徑爲 8 厘米，十字臂各個之長爲 13 厘米。凡 1 至 40 米/秒之風速均可從其下部所附表面讀得。美國測候界每用三個風杯組成之風力表。因各部之配合得宜，其精密密度可較四個風杯爲優。所用風杯之直徑爲 12.7 厘米，各臂之長爲 16 厘米，則比例數爲 2.5。

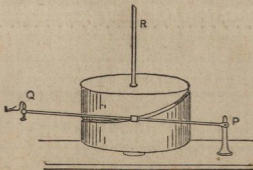
5. 風管風力計(Pressure tube anemometer) 爲英國達因斯氏所發明，故又稱達因斯風管風力計。此項儀器名爲風力計，其實風向亦同時記錄，如第 30 圖之甲爲其頭部，頂端裝一風向儀，可轉動自如。其下以 R 軸連於丙之風向自記部分。風



(乙) 風管風力計



(丙)



第 30 圖 風管風力計

向儀之尖頭 P ，正對風之來向。氣流由此吹入 P 管，使乙部分浮筒 F 內部之壓力增加，同時在 P 管之外，套有較大之 S 管。其上有小孔四行，當風力掠此孔，則因吸力作用使 S 管內壓力減小，亦即使浮筒 F 上空之壓力減少。

浮筒 F （乙部分）浸於一水桶之中，其水面之高度有定，可由水標 G 知之。 F 之頂端有一小桿，穿密閉之筒蓋而出。其上附以自記筆，著於自記鐘 C 上。如上所述，當風速加大，則 P 管壓力加大， S 管壓力減小，使浮筒上升，風速減小，則反之。如是則在自記紙筒 C 上記成風速曲線。爲欲校正自記曲線使之真確，可開三面活塞 T ， T 爲之，如記錄無誤，則當 T ， T 開時，內外之壓力相等，筆應指於基點。否則應加訂正。

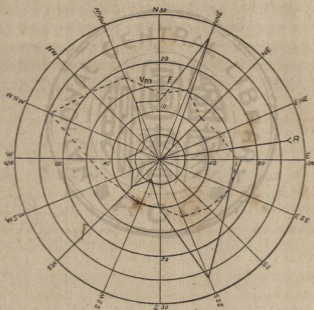
風向自記部分之構造如丙圖。風向儀之轉動經直桿 R 而傳至下部之圓柱。其上有傾斜之槽，其傾斜之程度與自記紙上之方向格預爲配制。槓桿 PQ 之中有突出物嵌於槽中，當圓柱依風向儀而轉動時， Q 端之斗筆即上下於自記紙上，畫成風向自記曲線。

第三節 記錄之整理

風既爲向量之一，其記錄之整理是不能如溫度氣壓之相加而求其平均，必分別各風向而整理之。茲以南京民國二十五年十一月之風爲例，整理如下表：

方 向	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	V	C
	類 hrs.	48	111	15	4	63	63	74	106	41	18	33	24	28	16	18	51	0
度 %	6.7	15.4	2.1	0.6	9.4	8.7	10.3	14.7	5.7	2.5	4.6	3.3	3.9	2.2	2.5	7.1	0.0	0.3
總程 km.	658.0	1712.5	182.5	53.5	1097.0	1001.5	1069.0	1370.0	414.5	179.5	318.5	274.0	406.5	395.0	357.5	926.5		
平均速率 km. hr.	13.7	15.4	12.2	13.4	16.1	15.9	14.4	12.9	10.1	10.0	9.7	11.4	14.5	24.7	19.9	18.2		
合成風向 N. 81°24' E. 合成風速 3.1 $\frac{\text{km.}}{\text{hr.}}$																		

1. 風向頻度(Frequency) 即本月內各種風向發生之百分數,如上表南京每日觀測 24 次,十一月份共測 720 次,在此 720 次記錄中,北風 48 次,其頻度為 6.7%,東北風有 111 次,其頻度為 15.4%。如第 31 圖從中心點 0,向各方畫出之半徑上,依各風向之頻度,取其離中心點之長度,連接各方半徑上之各點,即得 F 曲線。是謂風向頻度圖 (Wind rose)。



第 31 圖 南京二十五年十一月之風向

V_m = 平均風速 F = 頻度 R = 合成風向

2. 平均風速 依各風向在本月內各次觀測之風程相加,即將各風向在本月內之總程 (Total distance travelled),如再以此風向之次數除之,即得該風向在本月內之平均速率。如

北風在十一月內共行 658.0 仟米，以次數 48 除之，即得本月內北風之平均風速為 13.7 仟米/小時。

3. 合成風 欲明瞭本地方在整個一個月內大氣之流動，則必求其合成風向(Resultant direction)及合成風速(Resultant velocity)而知之。其法或用平行四邊行法(Parrellelogram method)從各方向之力矩，逐步合併而求得，或用三角法，則先將各方向之總程分析而歸納於北及東兩個方向而求之。其公式如下：

$$\begin{aligned} \bar{N} = & N - S + (NE + NW - SE - SW) \cos 45^\circ + (NNE + NNW \\ & - SSE - SSW) \cos 22^\circ .5 + (ENE + WNW - ESE - WSW) \\ & \cos 67^\circ .5 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \bar{E} = & E - W + (NE + SE - NW - SW) \cos 45^\circ + (ENE + ESE \\ & - WNW - WSW) \cos 22^\circ .5 + (NNE + SSE - NNW - SSW) \\ & \cos 67^\circ .5 \end{aligned}$$

$$\therefore V = \frac{\sqrt{\bar{N}^2 + \bar{E}^2}}{n} \quad (401)$$

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\bar{E}}{\bar{N}} \quad (402)$$

上式 \bar{N} , \bar{E} 為在 $N \rightarrow S$, $E \rightarrow W$ 兩方向內風行之總程。為正數即表示北風與東風為盛，為負數即表示南風與西風為盛， V 為合成風速，以仟米/小時計。 θ 為合成風向，自正北順鐘向起數。按此即求得南京在二十五年十一月內之合成風向 $N.81^\circ 24'E.$ ，合成風速 3.1 仟米/小時。

參 考

1. Geddes: Meteorology, pp. 117-126.
2. 測候須知, pp. 44-51, 134-145.



第二章 風之理論

大氣之流動，不論其爲大規模之季風或地方性之山風谷風，莫不由於重力之不同。是卽在同一平面上相鄰二地同容積內大氣之重量(Weight)不相等也。故風爲重力的現象(Gravitational phenomena)。

第一節 大氣重量之改變

在同等壓面上，使大氣重量改變之因子有三：

(1)溫度 據查理定律在同一壓力之下，氣體之容積與溫度成正比，亦卽氣體之重量與溫度成反比。吾人且知溫度升高 1° ，容積脹大其標準溫度時容積之 $\frac{1}{273}$ ，亦卽溫度升高 1° ，其重量必減少其標準溫度時重量之 $\frac{1}{273}$ 也。

(2)成分 據亞佛加德羅定律 (Avogadro's law)，不論何種氣體，在同一溫度與壓力之下，每單位容積內所含分子之數量有定。(但 $T=273^{\circ}\text{A.}$, $P=760\text{ mm.}$ $N=2.70 \times 10^{19}$, Avogadro's constant)。故大氣界中若水汽分子增加，氧氮分子必爲減少，但乾大氣之相當分子量爲 28.97，如是則空中水汽增加，大氣之重量必爲減輕。

(3)流動方向 平常所云氣流，係相對於地面而言，若對空

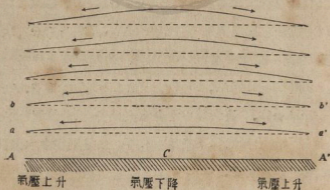
間而言，實為大氣質點循一圓周上之迴轉。地面本非靜止，無時不在自西向東轉動。如是則所謂西風，必其自西向東之速率大於地面。所謂東風，因地面自轉速率之大，在空間言亦為自西向東之氣流，不過其自西向東之氣流不若地面之大耳。如是則地面西風之離心力必大於東風。故在同一環境之下，因流動方向之不同，大氣之重量亦遭改變。

以上三因子中，以溫度之改變為最重要，流動方向之影響最為微細，故實際論中，常以溫度之改變為限。

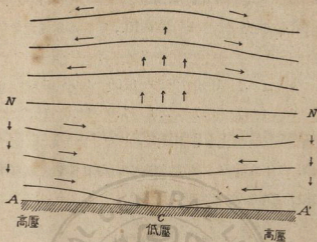
第二節 對流發生之步驟

各部大氣之重量有異，則重者下沉，輕者上浮，對流之現象於是造成。其中經過，應分兩步述之：

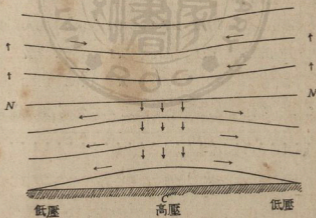
(1) 若地面各部溫度均勻，則空中等壓面，與地面平行如 aa' ， bb' 等虛線（第 32 圖甲）。當中部受熱，則受熱之部分，



第 32 圖(甲) 對流發生之初



第 32 圖(乙) 熱中心之氣流



第 32 圖(丙) 冷中心之氣流

氣柱上升，受熱之氣柱愈高，溫度之增加愈多，則其增加之高度亦愈大，即

$$dh = a h dt \quad (407)$$

式中 a 爲氣體膨脹係數, 若 $dt = 1^\circ\text{C}$., 則各種高度之氣柱增高如下:

h (m.)	1000	2000	3000	4000	5000	6000
dh (m.)	3.7	7.3	11.0	14.6	18.3	22.0

因此受熱之結果, 使空中等壓面向上凸起, 高度愈大, 而凸起愈甚 (如圖 32 甲之實線), 如是即高空同高度各點之氣壓在受熱部分必較爲高, 其增加之氣壓 dP ①

$$dP = \frac{Ph}{RT^2} dt = \frac{Ph}{2184000} dt \quad (408)$$

上式 P 爲 mm., h 爲 m., t 爲 $^\circ\text{A}$ 。各種高度, $dT = 1^\circ\text{C}$ 。時氣壓之升高如下:

h (m.)	1000	2000	3000	4000	5000	6000
P (mm.)	671	591	571	452	407	359
dP	0.31	0.54	0.71	0.83	0.93	0.99

(2) 在 C 之地位, 高空氣壓既比 AA' 爲高, 則氣流開始向

① $\log P = \log P_0 - \frac{h}{RT}$

完全微分之, $\frac{dP}{P} = -\frac{dP_0}{P_0} + \frac{hR}{R^2 T^2} dT$

$$dP = dP_0 \frac{P}{P_0} + \frac{Ph}{RT^2} dT$$

式中第一項之意義即表 h 高度氣壓之變, 係于下層氣壓之變及上下層氣壓之比而定。第二項則表溫度對於高度 h 之氣壓變化, 在圖之時期 $dP_0 = 0$

$$\therefore dP = \frac{Ph}{RT^2} dT$$

外流動，遂使 C 部氣壓減低， A, A' 之氣壓升高。等壓面在 C 處即向下陷落，而 A, A' 處向上抬起（見第 32 圖乙），此種等壓面之陷落在地面為最甚，愈向上而陷落愈小，至某一高度 NN ，則等壓面仍與地面平行，無坡度之可言。是謂中性平面 (Neutral plane)，在 NN 之上，則等壓面之分佈仍向上凸起。因此在地面上之大氣自冷處流向熱處。在熱之中心，而有上升運動，在高空則此熱處流向冷處，在冷之中心，有下沉之運動。於是冷熱兩地間造成對流現象（圖 32 丙）。

第三節 氣壓梯度與風速

氣流之行動，無論在低層或高空，均循等壓面之斜度 (Slope) 自高而下。設氣流在高空之行動，不受阻力之影響，亦無混合等作用，則此氣流流動之速率，可得而計算，例如第 33 圖。



第 33 圖

設 A 處氣壓為 b

B 處氣壓爲 $b + \Delta b$

則 B 處氣壓爲 b 之等壓面當在 h 米以上之空中

$$h = S \cdot \Delta b$$

式中 S 爲水銀密度與大氣密度之比。在標準狀況之下

$$S = \frac{13.596}{0.001293} = 10515$$

故 $h = 10515 \Delta b$ (毫米) = $10.5 \Delta b$ (米) ① (409)

設 AB 間之距離爲 E 米，則在此種斜面上之加速率 a 及終點速率 V 爲：②

$$a = g \cdot \sin \theta \doteq g \cdot \tan \theta = g \cdot 10.5 \frac{\Delta b}{E} \quad (410)$$

$$V = \sqrt{2gh} = \sqrt{2g \cdot 10.5 \Delta b} = 14.36 \sqrt{\Delta b} \text{ m./sec.} \quad (411)$$

在上述理想情形下，各種 Δb 之風速，按此算得：

Δb (mm.)	1	2	3	4	9	16	25
V (m./s.)	14.4	20.3	24.8	28.7	43.1	57.4	71.8

此可視作最大風速，而實際之風速，決非如是之大。在極小距離之內或可近之。至於大距離之間，則磨擦力，地球自轉之偏向力，所走曲線之離心力及漩渦等因子影響之矣。

① 若不在標準情狀之下，則

$$h = 10.5 \Delta b \frac{760}{b} \times \frac{T}{273} = 29.19 \frac{\Delta b \cdot T}{b} \quad (409)a$$

② θ 角甚小，通常不過數分。故 $\tan \theta \doteq \sin \theta$

若不在標準情狀之下，則

$$a = g \cdot 10.5 \frac{\Delta b}{E} \cdot \frac{760}{b} \cdot \frac{T}{273} = 286.062 \frac{\Delta b \cdot T}{E \cdot b}$$

$$V = \sqrt{2g \cdot 10.5 \Delta b \frac{760}{b} \cdot \frac{T}{273}} = 24.5 \sqrt{\frac{\Delta b \cdot T}{b}}$$

氣壓梯度 按(410)式,風在等壓面行動之速率可視 $\frac{\Delta b}{E}$ 之大小而定,是即每單位距離內氣壓之差。所用距離 E ,如以子午線上緯度 1° 之長度為單位,即為氣壓梯度 (Pressure gradient)。緯度 1° 之長為 111 仟米。氣壓梯度 γ ,即為 111 仟米間氣壓之差。如兩地相距 E ,而氣壓之差為 Δb ,則其氣壓梯度 γ :

$$\gamma = 111000 \frac{\Delta b}{E} \quad (412)$$

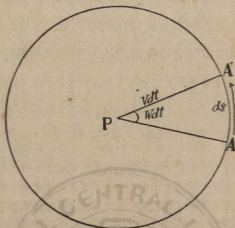
代入(410) $a = g \cdot 10.5 \frac{\gamma}{111000} = 0.093 \gamma \quad \text{cm./sec.}^2 \quad (413)$

於是梯度力 $G = 0.093 \rho \gamma \quad \text{dynes} \quad (413)a$

第四節 地球自轉與風向

據上所論,大氣分子自氣壓高處直向氣壓低處流動,此於靜止之地面確然。但在吾人所居之地面,自轉不息。在一晝夜 (=86164 秒)間自西向東自轉一週,凡一質點,自一地出發之後,本其慣性(Inertia)其動向對空間而言,循直線進行。但對地面而言,因地面之轉動,發生與地面相反之偏向(Deflection),即在向左轉之地面,質點之運行向右偏向,如在北半球是。此為氣象學上習知之事實,但其理論上之闡明則至十九世紀中葉而成功。在此之前,猶本哈德萊 (Hadley) 之錯誤學說以作解釋也。

觀下圖設 P 點為地球之北極,則此圓盤即為其四週之地面,



第 34 圖

可假設其爲一平面，有一大氣質點循 PA 之方向，以等速 V 進行，在極短時間 dt 之末，其所行之距離 $PA = d\gamma = Vdt$ 。又設地球自轉之角度速爲 ω ，在 dt 時間之內， P 到 A 之空間而 PA 子午線已轉到 PA' 之地位，在此行動質點下地面之轉動速率離中心愈遠而愈大，而離中心之距離又視 dt 而定。故地面向左偏。離此行動質點之速度，亦即此質點自其對地面言之原始動向向右偏離之速度，隨時與其動向垂直而等速增加 (Accerleration)，故在各時間 dt 之末，地面偏過質點之距離

$$ds = \frac{1}{2} a (dt)^2$$

但在 dt 時間之末， PA 轉過之角度 (Angular displacement) 爲 ωdt 。故

$$\omega dt \cdot v dt = \omega v (dt)^2 = ds$$

$$\therefore \frac{1}{2}a(dt)^2 = \omega v(dt)^2$$

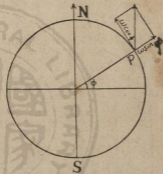
$$a = 2\omega v$$

相對而言， a 即為風向改變之加速率，如是則地轉對於風之偏向力

$$D = 2\rho\omega v$$

若在其他緯度，則以上理論及公式亦可應用。但須以該處立足點與地心連線為軸之自轉角速率

代 ω 始可。例如圖 35 在緯度 ϕ 點之 P ，其繞 NS 軸之角速率 ω 可分析為二，其一，以地面弧之切線為軸，即 $\omega \cos \phi$ ，此力足使物質重量之改變與行動之方向無關，即 A 節所論者。其二，以地平之垂線為軸，即 $\omega \sin \phi$ ，即為改變風向之速率，故在緯度 ϕ



第 35 圖

$$\therefore a = 2\omega v \sin \phi = 0.000146 V \sin \phi, \text{cm./sec.}^2 \quad (414)$$

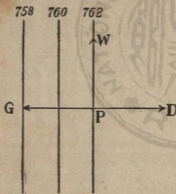
$$D = 2\rho\omega v \sin \phi = 0.000146 \rho V \sin \phi \text{ dynes} \quad (414a)$$

按此簡單公式可知，因地面自轉而使風向偏轉之力 (Deflective force due to earth rotation) 即氣流在地面上對於所在地位子午線偏離之力，與：

1. 氣流之密度 ρ 成正比；
2. 平面速率 (v) 成正比；

3. 地球自轉之角速率(ω)成正比;
4. 緯度之正弦($\sin\phi$)成正比;
5. 原始方向無關;
6. 即時的方向 (Instantaneous direction)垂直, 故風速之本身無增減;
7. 地轉之方向相反, 故在北半球向右偏轉, 在南半球向左偏轉。

第五節 梯度風



第 36 圖

如 36 圖, P 點之大氣受氣壓梯度之推動, 如在無自轉之地面, 必循 PG 直向低氣壓中心吹動, 但在有自轉之地面, 垂直於即時的風向有偏向力作用。遂使風向不斷右偏, 最後至梯度力 (Gradient force) G , 與偏向力 D , 方向相反而數值相等時, 而終止其

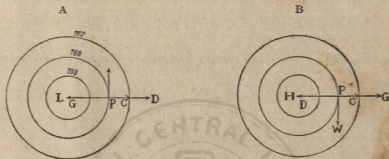
方向之改變, 即成 PW 之方向。故在無摩擦力之空間, 風向必與等壓線平行。此種風力之方程式: 由於(413), (414), 如 V 為 $m./sec.$ 則得

$$\frac{V}{\gamma} = \frac{6.37}{\sin\phi} \quad (415)$$

式中 V 之單位為 $m./s.$ 在各緯度之值如下:

φ	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$V: \gamma$	36.6	18.6	12.7	9.9	8.3	7.4	6.8	6.5	6.4

適合於上條件之風謂之梯度風 (Gradient wind)。



第 37 圖

以上為等壓線直線之情形，但如等壓線成弧形如 37 圖，則除梯度力 G ，偏向力 D 之外，又有離心力 $C = \rho \frac{V^2}{R}$ 作用其間，若 V 用米/秒， R 用仟米(km.)則：

$$C = \rho \frac{(100 V)^2}{100,000 R} = \rho \frac{V^2}{10 R} \text{ dynes} \quad (416)$$

如是則在第 37 圖(A)之低氣壓區域 $G = D + C$

$$\text{即：} \quad \frac{G}{P} = 2v\omega \sin \varphi + \frac{V^2}{R} \quad (417) a$$

在(B)之高氣壓區域 $G = D - C$

$$\text{即} \quad \frac{P}{G} = 2v\omega \sin \varphi - \frac{V^2}{R} \quad (417) b$$

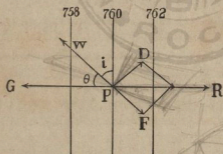
如是則梯度風之普遍公式為 $\frac{G}{P} = 2v\omega \sin \varphi \pm \frac{V^2}{R}$ (417)

以(413) a, (414) a, (416)代入，即可算得在此種情形之梯度風

速。方程式右邊之二因子，因環境之不同，而各有其重要。如在近赤道之緯度，則 $\sin\varphi=0$ ， R 極小， V 特大，遂使 $2v\omega \sin\varphi$ 之因子，小至可以略去，而 $\frac{G}{P} = \frac{V^2}{R}$ ，合於此之風謂之旋轉風 (Cyclostrophic wind)，乃以氣壓梯度力，全以與旋轉所生之離心力相平衡也。如在中高緯度， R 常為增大， V 反變小，同時 $\sin\varphi$ 已增大，遂使 $\frac{V^2}{R}$ 小至可以略去。而 $\frac{G}{P} = 2v\omega \sin\varphi$ ，即氣壓梯度力全恃地轉偏向力與之平衡，此種風名曰地轉風 (Geostrophic wind)。

第六節 摩擦力與風速

以上所述之梯度風，祇於摩擦力小至不可覺察之高空存在，



第 38 圖

至於地面層之大氣內，則非盡然。如右圖當 P 點受氣壓梯度力 G 及地轉偏向力 D ，向 PW 之方向進行時，實際的地面即予以摩擦力 F 。

此力與當時的風向相反與風力成正比。因此，在地面上氣壓梯度力 G 所需平衡者非簡單之地轉力 D ，而為 D 與 F 之合力 R ，於是使地面之風向不與等壓線平行，實際之風力恆小於梯度風之風力。風向與氣

壓梯度間之角 θ 名曰偏角(Deflection angle),其補角(Complementary angle) i 名曰傾角(Inclination angle)。設地面摩擦係數(Coefficient of friction)爲 K ,則按第 38 圖即得

$$D = G \sin \theta \text{ 或 } G \sin \theta = 0.000146 \rho v \sin \phi$$

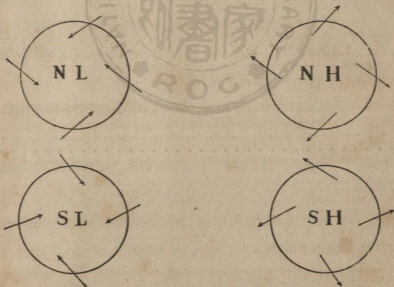
$$F = G \cos \theta \text{ 或 } G \cos \theta = K v \rho$$

$$\therefore K = \frac{0.000146 \sin \phi}{\tan \theta} \quad (418)$$

即 $\tan \theta = \frac{0.000146 \sin \phi}{K} \quad (418)a$

按此可見偏角 θ 與

1. $\sin \phi$ 成正比,即緯度愈高,風向愈與梯度風近。
2. 摩擦係數 K 成反比,此所以海面之風向近於梯度風也。



第 39 圖

於弧形等壓線上，風向風力所受摩擦力之影響亦屬相同，故其氣流之分佈並不與等壓線平行，如第 39 圖因地面摩擦力所產生之傾角 δ 常小於 45° ，亦即偏角恆大於 45° 有時可大至 80° ，故在北半球若以背向風，則低氣壓中心在左方，南半球反之。此即所謂貝洛特定律 (Buys Ballot's law)。但在崎嶇之陸面上論之，如謂低壓中心在左前方及右前方較為正確。

第七節 重力高度

從本章上文之討論，風之所以發生，乃因在同一平面上相隣二地同容積內大氣重量之不同。所生風力之大小可以此同平面上氣壓梯度而計算之。在高空之情形，無地面摩擦力之擾亂，以同平面上氣壓梯度而計算之風力與實際風力尤為接近。但此所謂同一平面必以重力位能 (Geopotential) 之相等為準繩，不能僅視其離地幾何高度為然。

所謂某高度之重力位能者，即單位質量之物質自海平面舉至此高度，反於地心引力而作之工作 (Work)，亦即單位質量在此高度所含有之位置能力也。設自海面向上之高度為 h ，此高度之重力位能 Γ

$$\Gamma = \int_0^h g dh \quad (419)$$

若 g 之數值不變，

$$\therefore \Gamma = gh$$

此與幾何高度相差一常數，凡幾何高度相等之平面，其重力位

能亦必相等。但實際上 g 之數值不僅以高度之增加而變小，且又隨緯度而不同。如是則各緯度各高度（幾何高度）之重力位能，決不相等，亦即幾何高度相等之處，因緯度之有異，其重力位能亦不相等。亦即等高度之平面，不為等重力位能之平面，故若在地面以上之高空，仍以幾何高度之平面為準，以計算其氣壓梯度，推論其氣流之動態，此與以高山與平地間氣壓之比較何異！

由此以觀，幾何高度之平面，並非真平面；在真平面（Horizontal in true sense）上，物質之移動應不改變其重力位能，亦即在真平面上，移動之物質，不耗及其所帶位能，故無速度之增減。反之，亦無上舉之工作，故亦不增加其位能。此種真平面之包圍地球，成無數層橢圓球殼之形狀（A succession of spheroidal shells），其各層間之距離不等。在赤道之高空相距較遠，在極地之上則相接較密。

根據重力位能以量高度，稱重力高度（Geopotential height）。按上述之定義言，在厘，克，秒制中，重力高度之絕對單位，即等於單位質量在單位力場中升高單位距離時所得之位能，故重力高度之絕對單位為 $1 \text{ 厘米} \times 1 \text{ 厘米/秒}^2$ ，貝鑑克銀氏建議以此單位之 10^5 倍作為實用單位，稱之曰動力米（Geodynamic meter or Dynamic meter），為避免米與重力米之混淆起見，曾倡議用『列』（leo）以代之。但迄今仍不若重力米之通行。按此若在 $g=981 \text{ 厘/秒}^2$ 之場合，1 克物質升高 1 厘米

所得之位能爲 981 絕對單位，故

$$1 \text{ 動力米} = \frac{10^5}{981} = 1.02 \text{ 米}$$

按重力高度之定義，實地計算重力高度時必以各場合 g 之改變計入，^①即爲各緯度各高度幾何高度與重力高度之相差數。

第 45 表 從幾何米減去以下數值即得重力米

φ	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
1,000m.	21.9	21.8	21.3	20.7	19.8	18.9	18.1	17.4	17.0
2,000	43.8	43.5	42.6	41.3	39.6	37.9	36.2	34.9	34.0
3,000	65.7	65.3	63.9	62.0	59.4	56.8	54.3	52.3	51.0
4,000	90.1	89.5	87.7	85.1	81.7	78.3	74.9	72.3	70.5
5,000	114	113	111	107	103	99	95	91	89
6,000	137	137	134	130	125	120	115	111	108
7,000	161	161	157	153	147	140	135	130	127
8,000	185	184	180	175	168	162	155	150	146
9,000	209	208	204	198	190	182	175	169	165
10,000	234	233	228	222	213	204	196	189	185

按此可知在同一緯度各等重力高度面間之距離隨高度而增加。在同一高度，則隨緯度之增加而減小。

參 考

1. Humphreys: Physics of the Air, pp. 95-112.
2. Defant, A.: Wetter und Wettervorhersage, 1926, Leipzig u. Wien S. 25-35.
3. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 425-443.
4. Geddes: Meteorology, pp. 128-133.

① 見第三篇第二章第二節。

第三章 風之變化

在特種地理環境之下，風信變化之週期，非常嚴整，因而成爲某種特殊之風系 (Wind system)；至在一般的區域，風信變化極少規律，祇於多年平均之結果，有週期性可見，本節所論者，僅以一般的爲限，至特殊之風系，則待後文討論。

第一節 風速之日變

在二十四小時以內，夜間風速最小，常至完全沉寂之現象。晨七時起而微風拂拂，九時而大至平均數以上，風速增加變快。至午後約十三時或即在最高溫度之前，而風速最大。此後風速漸減，至十八時而再至日平均以下。此爲一般地方之平均狀態。至以南京而論，則最大最小風速發生之時間稍有改變。

第 46 表 南京風速日變之變幅(m./s.)

(1929-1933)

時間	子	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	平均
風速	0.0	-0.2	-0.4	-0.5 [△]	-0.5 [△]	-0.4	+0.2	+0.4	+0.5	+0.1	0.0	+0.1	5.1

1. 季候及天氣與風速日變之關係 風速日變之較差於冬季最小，夏季最大，此非因溫度之升高，乃因溫度日變之增強。在同一季候中，則凡雲多之時較差小。天氣清明之時，較差大。例如：

第 47 表 Triest 風力變遷與雲量之關係

雲 量	0—2	3—4	5—6	7—8	9—10
最大風力	2.8	2.3	1.7	1.6	1.7
最小風力					
平均風力	0.3	8.2	10.8	10.9	13.9

風速之日變與風速表之地位亦有重要關係，凡風速表之地位愈高，則日變之較差愈小，在最低之地位則日變之較差最大。

2. 高度與風速日變之影響 山峯上風速之變遷與下層相反，晝間風速最小而夜間風速最大。第 48 表為若干高山在兩半年中風速日變之情狀。

夏季風速之日變，各山峯頗為一致，最小風速在正午，最大風速在子夜。但在年平均及冬季中，則最大最小發生之時間，已有移動，在 1400 米至 4300 米高度間，風速之變幅，約可以下式表示之：

$$79 \sin(87^\circ + x) + 17 \sin(298^\circ + 2x) \text{ cm./sec.}$$

最大風速在正午之處，在夏季以 100 米為限。冬季只不過 50 米。至於夜間最小風速之限度，則難於斷定。在此地面式與上層式之間，又有早上沉寂，黃昏多風之過渡層。此種過渡層之高度，視地面對流之強弱而定，凡對流強之地方，過渡層較高。在大風與氣旋天氣 (Cyclonic weather) 之下，此層之高度在夏季可至 300 米，冬季約為 50 米，在此高度，即為上層式風變開始之處。反氣旋 (Anticyclonic weather) 之無風天氣，則地面式風速變化之向上傳遞較低，故在極低之地位，上層

第 48 表 風速日變之變幅 (cm./sec.)

	子夜	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22
A. 夏季												
Donnersberg 837 m.	92	69	50	-19	-136	-139 ^Δ	-94	-58	-22	36	117	111
Ben Nevis 1743 m.	52	69	65	40	6	-25	-49	-58 ^Δ	-57	-44	-17	18
Kodaikanal 2343 m.	41	63	67	51	19	-17	-45	-60 ^Δ	-60	-46	-22	9
Sonnblick 3105 m.	32	22	2	-24	-45	-52 ^Δ	-39	-13	13	31	37	37
Pikes Peak 4310m.	75	129	140	82	-20	-108	-136 ^Δ	-106	-55	-21	-4	24
B. 冬季												
Donnersberg (Böhmen)	0	0	-6	0	0	-44	-69 ^Δ	-22	33	56	44	14
Ben Nevis (Schottl)	46	50	31	6	-8	-9	-10	-22	-38	-41 ^Δ	-21	16
Kodaikanal (Süd Indien)	20	27	17	25	34	81	71	-1	-61	-116 ^Δ	-62	-38
Sonnblick (Hohe Tauern)	22	23	9	-15	-33	-35 ^Δ	-20	-1	11	12	11	16
Pikes Peak (Colorado)	20	27	17	25	34	81	71	-1	-61	-116 ^Δ	-62	-38

式風速變化即行開始，冬季上層式之底常在 20 米左右。因上層式風速變層之高度，有夏高而冬低之改變，故高山測候所之風力表，每於夏季入地面式之風變，而冬季屬高層式風變。

最近地面處，風速之較差甚小，至 5—10 米之高度而最大，再向上升，至 100 米，受漩渦之影響而較差變小，至於上層式變化之層內，一日之間，可見二次最高，二次最低。

3. 風速日變之成因 地面有阻力之擾亂，下層風速常比上層為小，是為確立之事實。但當日出之後，地面溫度增高，對流現象發生。上層大氣下達地面之時，賴其慣性，原有之較大平流速率，仍得大部保留，遂使下層風速因之變大。同時下層行動較緩之大氣，升至上層，使上層之風速因而變小。地面溫度之最高點約生於下午一時，即在氣溫最高之前一小時，故此時之對流最強，下層之風速最大，上層之風速最小。日沒之後，地面變冷，下層大氣冷重而滯著於地面，氣流停息，幾至沉寂。既無上升運動，則上層之氣流，不受任何干擾，因而風速反見增大。此為 1840 年愛斯貝氏所首創，嗣後科本 1879 年潘德(Pernter)及許伯倫(Sprung)諸子先後補充而成之解釋。

至於海洋面上，上下層風速，並無顯明之改變，乃因水面平滑，上下風速之差本極微小，又因水面熱力之感應和緩，其上對流強度之日變極弱也。

地面之對流，平常高度不出 1000 米以上，故此上之風速日變，殊非由於上下氣流之混合。據亨氏之研究，在此種高度風

速之日變，乃由於等壓面之起伏。晝間高空之等壓面向上凸起，所以障礙氣流，風速因此減小。夜間等壓面向下凹落，風速因而增大。在高山之頂，風速每有兩次最高最低，此與氣壓之日變有密切關係。氣壓最高之時，障礙上層西風之流行。氣壓最低之時增強西風之速度，故高山之風速日變幾與氣壓之變化相平行，但其時向角均差一小時耳。

第二節 風向之日變

1. 地面風向之日變 若以地面溫度論，早晨太陽在東方，本地應多西風，正午太陽在南方，應多北風，黃昏太陽在西方，應多東風，但實際情形適相反。

第 49 表爲海爾孟氏 1877 年統計馬德里各個風向在一日內各小時之百分率。

按第 49 表可知馬德里之風上午多東風，正午多南風，下午多西風，其來向卽爲太陽所在之方向而偏左。此種風向之日變，各地皆然。至於南半球亦隨太陽之移動而改變，但來自太陽所在方向之右方。

2. 山峯風向之日變 山峯上風向之日變，亦與下層相同，自東而南而西，然後而北。

3. 風向日變之成因 上層風向之日變，可從氣溫之升降知其原因，在早晨太陽在東，則高層之氣壓梯度自東向西，因此多東風，反之，下午多西風，正午太陽在南方則多南風，又因地球

第 49 表 風向日變之例(Madrid)

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
3	6.8	30.8	8.1	95	4.4	12.6	8.4	11.4
6	6.7	31.5	9.8	80	4.1*	10.3*	7.8	10.3
9	6.2	34.9	11.9	7.6	4.2	10.9	7.6	8.1
正 午	3.6*	21.2	13.9	14.0	8.5	17.4	6.3*	6.3*
15	4.4	14.4*	6.6	9.8	10.0	30.2	9.1	6.9
18	5.6	14.4	5.0*	8.4	6.8	28.1	12.7	10.0
21	5.8	18.9	5.5	7.9*	5.6	18.0	16.9	12.5
子 夜	6.7	25.3	5.6	9.6	4.6	18.6	11.7	14.1
平均數	5.7	24.0	8.3	9.3	6.0	17.7	10.1	10.0

第 50 表 山峯風向之日變 (2 至 4 仟米)

風 向	子	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22
角	294	295	325	2	54	124	153	172	205	318	336	323
方 向	WNW	WNW	NW	N	NE	SE	SSE	S	SSW	NW	NNW	NW
合成風速(cm./sec.)	48	47	45	47	56	72	78	69	50	34	32	41

自轉之影響，使早上多東南風，正午多西南風，黃昏多西北風。但照前表所舉馬德里之風向，恆發自太陽之左，與此相反，是乃由於氣流之惰性所致也。

日出而對流現象開始，上下氣流混合發生，故當下層風力增強之際，風向亦改如高空。即地面之風亦為早多東風，午多南風，昏多西風。因高空阻力小，下層阻力大，故高空風偏右大。即風之來向，偏左特甚。下層則因地面阻力之牽制，風向之偏右比高空為小，亦即風之來向偏左，不若高空風之甚。日出後，下層風之來向，因有向左之轉變，即在時針方向 (Clockwise) 之改變，此曰風向之順轉 (Veering)；同時上層到有下層之氣流，於是偏左極甚之風向，因受調劑，而現有偏右之趨勢，即在反時針向 (Counterclockwise) 之改變，此曰風向之逆轉 (Backing)。日沒以後，對流停止，於是上下層各復常態。在下層風向逆轉，上層之風向順轉。若在南半球之地位，則反之。此亦為許伯倫氏之解釋。

亨氏分析高山各小時風速，在南及西南方向之分力之結果如下：

第 51 表 高山風速日變之分析 (Hann)

	子	2	4	6	8	10	午	14	16	18	20	22
S	2	-4	-34	-51*	-27	32	<u>76</u>	72	24	-27	-42*	-21
W	29	<u>38</u>	24	-8	-37	-44*	-28	6	8	6	5*	13

由此而算合成風向：

9 時及 21 時	東風	最高氣壓
13 時及 1 時	南風	平均氣壓
16 時及 4 時	西風	最低氣壓
19 時及 7 時	北風	平均氣壓

氣壓最高時等壓面上凸，西風少而東風強。氣壓最低時反之。故脫拉伯 (Trabert) 有言云：『昔日吾人用氣壓表測定者，今可用風速表代之矣。』

第三節 風速風向之年變

風速與風向在一年中之變化，受地方性之影響極大，即欲得如日變中之普遍的規律，殊未可能。各區域風速風向在一年間改變之詳論，屬於氣候學之範圍。茲當根據海爾孟氏之研究約述之：

- (1) 高緯地帶迎風之海岸測候所，最大風速發生於冷季。內陸則多見於三月至七月之間，是均為風暴最多之季也。
- (2) 在春季風速最大之內陸測候所，一年間風速以八九月最小。在冬季風速最大之海岸，則以六七月之風速最小。
- (3) 一年間風力之較差，海灣大於內陸。季風氣候區之山地中，較差為最大。
- (4) 山峯上之風速，在仲冬有一最大，夏季有一最小。

我國之風速以三四月內最大，七八月間最小。但因各地環境之不同，例外之現象甚多。

參 考

Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 408-424.



第四章 行星風系

據第二章關於風發生之原理而論，地面之風帶即可由氣壓帶之分佈定之。如第三篇第四章之結論，地面氣壓之分佈每半球上至少可分為高低不同之四帶。如是則每半球上至少可有七風帶。是種風帶之分佈不但見於地球表面。諸凡太陽系之





箭長代表穩定性
 箭闊代表蒲氏風級
 --- 3½級以下
 → 3½ - 4½級
 → 4½ - 6級
 → 6級以上

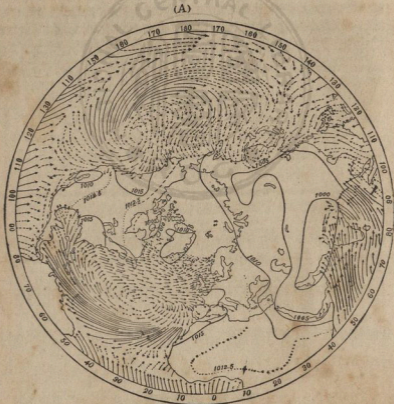
第 40 圖 一月二月洋面盛行風(W. Köppen)

任何行星有大氣者均能有之，故曰行星風系 (Planetary wind system)。

第一節 風帶分布

地面風帶之分佈，在海平面上，最爲整齊。至於大陸之上，則因地形之不齊，頗有改變，第 40 圖及第 41 圖即冬夏兩季洋面上盛行風也。

1. 信風帶 由於副熱帶高壓 (35°N . 及 30°S . 附近)與赤道低壓間之氣壓梯度，氣流自副熱帶吹向赤道。因受地轉之影響，在北半球爲東北風，在南半球爲東南風。風向風力極少改變，故曰信風(Trade wind, Passate)。此種信風之嚴整性，



(B)



第 41 圖 七月八月洋面盛行風(W. Köppen)

在大洋表面最為顯著。洋面上信風帶，向極地發展之範圍，東部較西部為廣。其風向偏東之程度，則西部比東部為甚。

2. 盛行西風帶 自副熱帶高壓以上，氣壓向高緯度而低減，於是熱帶氣流流向極地，受地球自轉影響，而成偏西之方向。在北半球為西南風，南半球為西北風。此種中緯度之西風，就其風向風力之穩定性言，與信風截然不同。其中因極地寒冷之東風與南來之暖風，擊撞而生之氣旋，絡繹不絕，因使

風向改變不定。在北半球則又有海陸之不齊，各處之地方性風系，使此帶之風向風力愈形複雜，故所謂西風帶者不過就其比較最多之風向而言，因有盛行西風帶 (Prevailing westerlies) 之名。但在南半球因海洋幾佔全部，等壓線與緯度幾可平行，故其地風向較為恆定。於 40° 至 60° S. 間，等壓線幾屬平直，氣壓梯度特為峻急，故風向穩定，而風力強盛，因有咆哮西風 (Brave westwind or Roaring forties) 之專名。

3. 極地東風帶 緯度 60° 以上，氣壓又形升高，造成極地高壓區，自此南下之氣流又行偏東，北半球為東北風，南半球為東南風，是為極地東風帶 (Polar winds)。

4. 赤道無風帶 東北信風與東南信風吹近赤道而會合，因氣流所抵之緯度愈低，地球自轉偏向之力愈小。是以兩方來之東風極易因地面阻力而消失 (參觀第 38 圖，風在赤道之地位 $PD=0$ ， PF 與 PG 相反)。於是在赤道上氣壓梯度幾等於零，平面氣流即轉沉寂，或至多為微弱之東風，是曰赤道無風帶 (Equatorial calm or Doldrum)。

5. 副熱帶無風帶 副熱帶高氣壓為氣流之發散線，氣壓梯度極小，有下沉氣流，平面風亦極微弱，是曰副熱帶無風帶 (Subtropical calm or Horse latitude)。

6. 極面帶 在 60° 之緯度，為極地東風與盛行西風，互相激蕩之地帶。因兩方氣流性質之懸殊及地轉偏向作用之顯著，即在此種不連續面 (Surface of discontinuity) 上，為產生無

數之氣旋中心，再加氣旋中離心力之影響，已成之氣旋更不能立即消滅，且反因此而造成半穩定性之低壓帶。貝鐸克銀氏名此種不連續面曰極面 (Polar front)，故盛行西風與極地東風間之間，可稱曰極面帶 (Polar frontal belt)。極面帶之風擾亂最多，變化不定。

第二節 風帶之變動

1. 地位之移動 地面風帶在一年間隨太陽而有季候的移動，此種移動之現象在大洋上，最為明顯。

第 52 表 信風帶移動之界限

	大西洋			太平洋		
	三月	九月	平均闊度	三月	九月	平均闊度
東北信風帶	26°-3°N.	35°-11°N.	23° $\frac{1}{2}$	25°-5°N.	30°-10°N.	20°
赤道無風帶	3°-0°N.	11°-3°N.	5°	5°-3°N.	10°-7°N.	2° $\frac{1}{2}$
東南信風帶	0°-25°S.	3°N.-25°S.	24°	3°N.-28°S.	7°N.-20°S.	26°

兩大洋上之赤道無風帶，終年在赤道以北，是因熱赤道之地位使然。大西洋上，自冬徂夏向北移動 10°，太平洋上則不過 5°。太平洋上東南信風全年可越過赤道而伸入北半球，在大西洋上祇在北半球之夏季，方屬可能。信風之越赤道而過者，其因地轉而致之變向，立即改變，服從其所達緯度之法則，故東北信風到赤道而為北風，入南緯而成西北風。東南信風到赤道而為南風，入北緯而成西南風。

2. 風力風向之改變 因是種季候之移動，其風力與風向

亦隨之有改變，以下爲蕭氏統計大西洋上信風之風速：

第 53 表 大西洋信風風速之年變 (m./s.)

日	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
NE.	5.3	5.8	5.6	6.0	5.5	5.1	4.6	3.7	4.3	3.3 ^a	4.4	5.2	4.7
SE.	6.3	5.8	5.8	5.4	4.9 ^a	5.4	5.4	6.7	7.6	6.7	7.2	6.7	6.2

全年風速之變化，東北信風與東南信風，適得其反，此全由於赤道無風帶之移動使然。四月中赤道無風帶到極南之緯度，故東北信風最強。九月中，赤道無風帶到極北之緯度，故東南信風最強。東北信風之平均風向爲 N.30°E.，東南信風爲 S.41°E.。東北信風在一月間偏東最甚 (N.48°E.)，五月內偏北最多 (N. 18°E.)，東南信風在各月間之改變甚少。

太平洋上之信風，遠不若大西洋信風之恆定而均勻，如在 140°E. 以西，20°S. 與 50°N. 之間，信風幾爲絕跡。印度洋上在 10°S. 以北全爲季風活動之區域。在印度洋上得稱爲信風者，祇以 10° 至 25°S. 之東南風爲限。

此外其他風帶，亦莫不有季候的移動，但不若信風帶之嚴整。大致言之，夏季之中，副熱帶無風帶及極面帶均形移向極地，同時盛行西風及極地東風變弱，冬季反之。

參 考

1. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 466-505.
2. Geddes: Meteorology, pp. 128-143.

第五章 地方性風系

行星風系之發生乃由於極地與赤道間各緯度地帶之氣壓梯度，此必於完全一致的地球表面方能充分發展。在現形之地球表面，因海陸分佈之不一，地形高低之參差，在各局部地面上，發生異趣的氣壓梯度，因而造成各種局部的地方性風系，每使行星風之系統破碎支離，無從察其存在。此種地方性風系之大規模者，其影響可及大陸之一洲，如季風是。其規模之小者則僅及十或數百千米之內，如海風，陸風，山風，谷風是。

第一節 季風

按全世界冬夏季溫度與氣壓之分佈圖，可知冬季之溫度，大陸冷於海洋。因之，冬季之氣壓，大陸高於海洋。夏季之情形相反。是故冬季之風自大陸吹入海洋，夏季之風自海洋吹向大陸，此種方向相反以年為週期之風，是曰季風，英名 Monsoon，德名 Monsune，導源於古阿拉伯文之 Mausim，譯其意即謂定時。故季風者即在一年內以一定時期相反其方向之風也。從廣義言之，凡風向與風速因溫度之季候變化而有明顯之轉變者，均得稱曰季風。

季風所經之週期既長，所及之範圍可及整個大陸，地球自轉對於風向之偏轉，是極明顯，故在大陸四周方向之分佈，如未經

其他之擾亂，極為整齊。

第 54 表 大陸四邊季風之方向

大 陸		西	北	東	南
北 半 球	冬	東南	西南	西北	東北
	夏	西北	東北	東南	西南
南 半 球	冬	東北	東南	西南	西北
	夏	西南	西北	東北	東南

一覽世界一月及七月等壓線之分佈及盛行風向圖，可見東亞大陸之風向與此最為相合。

季風之發生，既由於冬夏海陸間溫度之差別，故凡海陸間溫度相差最大之地方，季風最盛。赤道附近海陸間之溫度終年相差極微，真性之季風無從發生。緯度漸高海陸間溫度之差別漸大，季風之勢力漸強，但至中緯度以上氣旋之活動增強，風向之變化繁劇，季風更迭之規律性為之擾亂。故世界季風最強之區域，均限於熱帶與副熱帶以內。

在溫帶之區域，大陸西岸受到海風之調劑極大。海陸間溫度之差別至微。但於大陸東岸，則為極端之大陸氣候。故季風可發展至更高之緯度，此可於亞洲各部分冬夏風向之轉變見之。

第 55 表 亞洲季風

	冬季平均風向	夏季平均風向	季風指數
恆河三角洲	N.14°W. 28%	S.15°W. 60%	50
上海徐家匯	N.14°W.	S.75°E.	
東亞北海岸	N.47°W. 43%	E.49°S. 24%	42
北亞海岸(33.4°N.)	S. 9°W. 20%	E.3°N. 30%	40

亞洲之季風氣候中，印度之夏季風最為強盛。其造成之原因有三：（1）因行星風系中赤道無風帶之北移，使南半球之東南信風，越過赤道而來，此由於地軸之傾斜。（2）因北印度溫度之特高，造成低壓中心，使赤道無風帶之北移特甚，此由於海陸分佈之不均。（3）因印度半島三面臨海，自孟加拉海灣及阿拉伯海之熱水面吹來之氣流，溫度既高，濕度又重，上陸後又遇二三千米之高地，遂發生凝結使空中動能特多，風勢特強。基此三種原因，使印度之西南季風，勢力特別雄厚，其高可至5千米以上。至冬季風來自遼遠之北亞，勢力較弱，其高不過2千米。

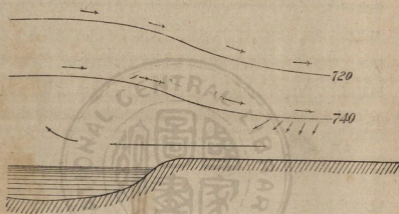
季風氣候之特性，在其高溫度與大雨量同時發生，最適於稻米之生長。但每因季風來去之失時或強弱之不營，雨量之變率特大，此所以季風氣候中旱澇最多。

第二節 海風與陸風

熱帶海濱之居民未有不知海風 (Sea breeze) 與陸風 (Land breeze) 者。每當日出之後，溫度激增，悶熱難堪，約至八時以後，清風颯起，炎威大殺，苦熱者得以復蘇。日沒之後，風聲沉寂，俄頃而陸風又起，徹夜不息。此種晝夜間風向規律之嚴整，實有似太陽之出沒者。

海風與陸風發動之始，其動向約與海岸線垂直，此後大氣流動之範圍愈廣，則地球自轉所予之偏向愈顯。故如在我國之東海岸，上午之海風為東風，下午偏向成東南風或南風。黃昏之

陸風爲西風，子夜以後而變成西北風或北風。此外與盛行風向亦有重要關係。實測之向，即盛行風與海陸風之合成風向。故凡與盛行風向一致之處，海陸風特現強烈，否則海陸風即完全不顯。



第 42 圖(A) 陸風之發生



第 42 圖(B) 海風之發生

海風之發生約在八時與十時之間，但有時亦可遲至十二時者。當其風勢全盛之時，風速可達 4 至 7 米/秒，其可能伸入之範圍爲 20 至 40 千米。如在波斯頓(Boston)之海濱，平均於十三時海風入陸 16 千米，十六時入陸 $22\frac{1}{2}$ 千米。沿海地方，可使正常的溫度日變全爲掩飾。同時，油然作雲，沛然下雨。如南美凡爾派立蘇(Valparaiso)夏季之海風，因與當時之盛行風一致，風力特強，成爲世界上最強之海風。每當下午海風全盛之期，飛沙走石，大雨傾盆，市集之交通竟爲停頓。但陸風未有強盛若此者。此因夏季晝間海陸間氣壓之梯度較夜間者爲大；又因海面平滑，摩擦力小，陸面崎嶇，摩擦力大。

海風與陸風之成因，實卽爲前文所述對流之造成。日出之後大陸氣溫激增，海洋增暖極微，於是陸面高空之氣壓升高，等壓面向上凸起，與海洋之間遂有氣壓梯度發生。於是高空氣流自內陸向海洋吹流，因是陸面之下層氣壓下降而海面之氣壓上升，下層之海風於是起矣。日落之後，陸面冷卻特快，高空等壓面下凹，於是高空氣流自海洋吹向大陸，而下層大氣成陸風而吹入海洋。參看第 35 表海陸氣壓日變之不同，此理更爲明瞭。按此可知凡溫度日變愈大之海濱，其海風與陸風之現象必愈強盛，此所以熱帶海濱，爲海風與陸風特甚之區域也。至於溫帶地方，則祇於盛夏之季，海風陸風方見顯著。蓋於冬令天氣，中緯度溫度之日變既小，大氣之周流 (General circulation of atmosphere) 特強，此種小規模之對流，易爲掩沒。

第三節 山風與谷風

山麓之區，白晝之風自山谷吹向山峯，是曰谷風 (Valley wind)。入夜之後，風自山頂流入山谷，是曰山風 (Mountain wind)。谷風與山風亦以一日為週期，其發生之緣因，與海風陸風大同而小異。

當日出之後，山坡之氣粒因坡面岩石溫度之特高，密度因而減小，於是比山谷中同高度自由大氣之氣粒為輕，因此如 43 圖 A 點空氣即開始其上升運動，此其成因之一。山谷之中，受熱之大氣柱遠比山坡面者為高，於是自由空間之等壓面抬起較甚。原為 AB 之平面，今改為 AB' 之凸面。



第 43 圖 山谷之加熱影響

山谷中高於山坡上，山谷之流動空氣遇熱，山坡上正在上騰之氣流一致上升。入夜情形相反，冷重之氣流自山坡流注山谷，而成山風。此為其成因之二。參觀第 36 表山谷與山峯氣壓日變之不同山風谷風之成因更可瞭然。

谷風為上升之氣流，每見行雲致雨之現象，山風為下沉之氣流，甚為乾燥，晝間所成雲層可因而消散，地面山麓之區，任何地方均有發生，惟於熱帶峽谷之中特強，至於中緯度地帶，則夏季

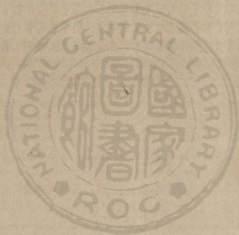
最盛。以下爲托兒南(H. Tollner)統計薩爾斯堡 (Salzburg) 谷風在各月之分佈如次(1904—1913):

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
次數	0	9	28	34	55	66	79	81	52	43	9	1

愛加脫(E. Ekhart)測知英(Inn)谷中,谷風在地面層平均可到 400 至 700 米之高度,於十四時向上發展,最高約可至 1300 米。是卽在山嶺高度之下 400 米也。此上之氣流卽不受局部現象之影響。各處之山風與谷風多帶有地方性之土名,此當於氣候學上述之。

參 考

1. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, S. 444-464.
2. Hann: Handbuch der Klimatologie, I. 1932, 4 rt, Aufl. S. 160-177.
3. Geddes: Meteorology, pp. 143-146.



第五篇 自由大氣

關於大氣界之熱力，溫度，壓力及氣流變演之一般原則及其平面的分佈，前文已經述其梗概；但地面上之大氣佔有立體的空間，其中所有一切現象之變化，無論上下四方，各部分之間，莫不相互有關。且據近代氣象學家之研究，有若干現象，確導源或先見於數千米以上之高空，故爲欲徹底認識天演變之究竟起見，氣象研究之範圍，勢必由低層而擴至高空。自十九世紀末葉以來，賴其他科學之發展，儀器製造之進步及高空研究之進展，異常迅速。至今而高空氣象學 (Aerology) 成爲近代氣象學中內容最豐富研究興趣最濃厚之一門。本篇所論者，祇從高空之溫度壓力及氣流等要素之分佈，而說明大氣圈之構造爲限，至於此外之各項問題，將分別於下各篇述之。

第一章 高空之觀測

英國威爾遜 (Wilson of Glasgow) 於 1749 年以風箏攜帶溫度表上升，觀測高空之溫度，是爲世界上高空紀錄之濫觴；1752 年，美國富蘭克林 (Franklin) 用風箏爲高空放電實驗。1784 年，美國鏗弗萊斯 (J. Jeffries) 在倫敦乘氣球上升，吸取高

層大氣而研究之，又開地球觀測高空之先聲。繼之而起者，有 1843 年，華歐斯 (John Wise) 在本薛尼亞 (Pennsylvania) 之上升，對於電之成因有相當闡發。1862—66 年，格拉休及可克威爾 (Glaisher and Coxwell) 之上升，頗為世界所矚目。此後二十年中，乘汽球觀測高空之興趣稍形衰落，至十九世紀末葉，經德國學者巴興貝蘇德 (W. von Bezold)，蘇林 諸氏之努力，此項工作又大進展。

乘氣球而上升觀測，於生命頗多危險，且所及高度有限。

1892 年，海密德 (Hermite) 及貝省孔 (Besancon) 首創用不乘人氣球帶自記儀器上升，探測高度可至 20 仟米以上。後經法國特堡氏 之改進而應用益廣。至歐戰期間新方法遂有增進，近代應用最廣者列述如次。

第一節 測風氣球

1. 概述 以直徑 6 英寸之橡膠小球 (Pilot balloon)，灌氫氣而膨大約至 24 英寸，放之上升天空，用經緯儀 (Theodolite) 在地面觀察其行蹤，而測定高空氣流之行動。如在晴朗之天空，氣球高度，可至 30 仟米以上，所及平面距離則更遠。如有雲或能見度惡劣之天氣，則所能觀測之範圍，頗受限制。為求觀測距離之擴大，應視天空顏色之不同而用不同顏色之氣球。在無雲之天空，用本色氣球，高雲之下，用紅色氣球，低雲之下，用黑色氣球。測風氣球之觀測方法有單經緯儀法 (Single

theodolite method) 及雙經緯儀法(Double theodolite method) 二種。

2. 單經緯儀法 用一個經緯儀觀測高空氣流時，氣球上升之速度，必須預知而有恆定。此可由氣球重量及盛氫氣之多寡決定之。照美國常用公式：

$$v = 72 \left(\log l - \frac{2}{3} \log L \right)^{0.625} \quad (501)$$

v 爲靜止大氣中氣球上升之速率， l 爲自由上升力 (Free lift, grams), L 爲總上升力 (Total lift, gr.)，即氣球重量 W ，加自由上升力 l 是。按此式，在灌氣時權定 W ， l 之數值即決定上升速率 v 。例如 $W=30$ 克，則各種自由上升力下之上升速率爲：



第 44 圖 測風氣球之觀測

$l(\text{gr.})$	50	60	70	80	90	100	110	120
$v \text{ m./nim.}$	133.8	142.1	150.4	157.4	163.1	168.5	173.4	177.9

反之，若所需上升之速率先定，則可視氣球重量 W 之大小而配以適量之氫氣，發生相當的自由上升力 l 。例如預定上升速率 v 為 180 米/分，則：

$W(\text{gr.})$	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
$l(\text{gr.})$	106.0	112.7	119.0	125.0	130.7	136.1	141.3	146.4	151.2	155.9

前者之方法，名曰不定速灌氣法 (Indefinite inflation)，後者之方法，名曰定速灌氣法 (Definite inflation)。按此則所放氣球每分鐘所及高度即可計時求得。因上式 v 所代表之速率為靜止大氣中之速率，實際的下層氣流，恆有上升運動。照多次測定結果，在第一分鐘之高度應加 20%，第二及第三分鐘加 10%，第四第五分鐘加 5%。吾人既知各分鐘氣球所達之高度，由經緯儀測知各分鐘末之高度角 e ，則由

$$\tan e = \frac{h}{d} \quad (502)$$

之三角關係，即可算得各分鐘末氣球所及之平面距離 d 。再用方位角 D 而點成氣球在地面之投影。即可求得各分鐘所在高度之風向與風速。

3. 雙經緯儀法 在 A, B 兩測候站，各用一經緯儀，同時觀測一氣球在高空之行蹤而決定高空之風向與風速。用雙經緯儀觀測時，氣球上升之速率即無須恆定而均一，可依各分鐘末之高度角 e ，方位角 d ，及 A, B 間之距離計算得之：

$$d = \frac{b \sin B}{\sin e} \quad (503)$$

$$h = d \tan e \quad (504)$$

式中 b = 底線 AB 之距離(米)

A = 測候站 A 之方位角 (自底線起算)

B = 測候站 B 之方位角 (自底線起算)

$C = 180^\circ - (A + B)$

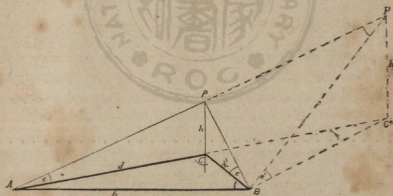
d = 氣球投影點與 A 之距離(米)

d' = 氣球投影點與 B 之距離(米)

h = 氣球之高度(米)

e = 在 A 站之高度角

e' = 在 B 站之高度角



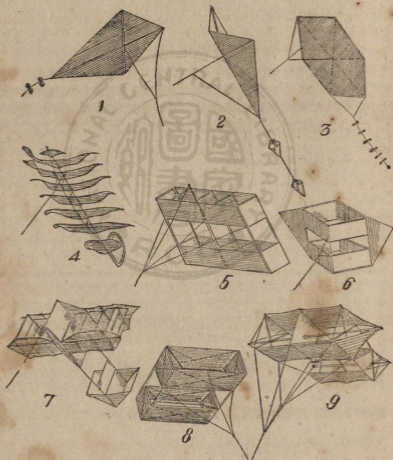
第 45 圖 雙經緯儀法觀測高空氣之原理

既知各分鐘末之方位角 A 及距離 d ，則各分鐘之風向風速即可以求得。

單經緯儀法設備簡單，惟上升速率之假定不變，頗失真確。

雙經緯儀法，各分鐘氣球上升之速率，由每分鐘之紀錄計算可得，精密程度比較可靠，但設備複雜，測候員需四五人之多，不若單經緯儀觀測法，祇二人即可，至相當高度，其精密程度並不較雙經緯儀為劣，故現在各國高空測候所中單經緯儀法施用最廣。

第二節 風箏



第 46 圖 各種風箏之形式

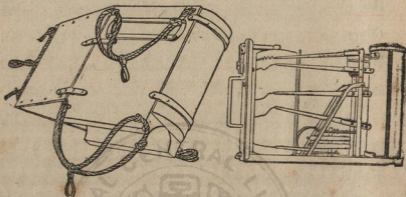
用特製之風箏 (Kite) 帶自記氣象儀器上升，可自記氣壓，氣溫，濕度及風速等要素，風向則在地面用人目觀之，美國天氣局 (Weather Bureau, U. S. A.) 所用之風箏爲馬海式風箏 (Marvin-Hargrave kite)，其度量爲 $7' \times 7' \times 3'$ ，所帶之自記儀器亦爲馬氏氣象計 (Marvin meteorograph)，風箏之下繫以鋼絲，其剖面直徑 0.036"，0.040"，及 0.45"，重量 350 至 500 磅之間，收放之工作必用捲線車 (Kite reel) 任之。此種風箏施放時之風力，至小在 5 米/秒以上，但大於 35 米/秒以上，又不相宜。風箏所及高度不過 3 千米，有時亦可升至 7 千米。此種自記儀器上所得者爲氣象要素之自記曲線。收到自記紙後量其距基線之長度，依據預製之校訂曲線 (Calibration curve)，即求得此儀器所達之高度及各高度之氣壓，溫度，濕度等。此外其他觀測法所得自紀錄之整理，其原理相同。

第三節 飛機

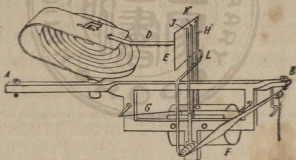
以自記氣象儀負帶於飛機而上升觀測，比風箏之觀測便利不少。上升 3 或 4 千米之高度飛機在半小時可以完畢任務，風箏之上升在有適當之風力時，非五六小時不辦。但風箏於雲霧之中，亦能上升，飛機則所不能。比較而論，飛機比風箏爲便利，故近代高空觀測利用飛機之紀錄大量增加。

飛機所用自記氣象儀器，種類甚多，氣象研究所沿用者爲福維科 (Fuess-Wigand-Koppen) 式，中央大學所備者爲加爾凡根

(E. Calwagen)式,自記部份之原理與平常之氣壓計,溫度計及濕度計類同,但所用原料爲輕屬類。



第 47 圖 Calwagen 式飛機氣象計



第 48 圖 Jaumotte 式氣球氣象計

第四節 探空氣球

如所測高度,非風箏及飛機所能升及者,則用氣球帶自記氣象儀器上升,待氣球逐漸膨脹而破裂下墜,待拾得此儀器,再整理其紀錄,是種氣球稱探空氣球 (Sounding balloon),此種氣

球平常可達 15 至 20 仟米，有時亦可高至 30 仟米。此法之缺點即在紀錄不能隨手可得，必待數日，甚至一星期後，方能到手，有時若落於江湖山地，則無從收還，但其所及高度之大，則遠非飛機及風箏所可及。

第五節 繫溜氣球

用一個或兩個大氣球，其容積約在 20 至 40 立米之間，攜帶自記氣象儀器上升，其下以金屬線繫之，俾便收放自如，此種氣球稱曰繫溜氣球 (Captive balloon)。當風力極小之時，氣球所引之平面距離最短，所荷金屬線之重量最輕，於是氣球能達之高度最大，故凡風箏不能上升之時，繫溜氣球最適應用。平常所達高度能至 3 至 4 仟米。若用兩個或兩個以上之氣球，則可達 6 仟米之高度。又若繫溜氣球之金屬線，在高出地面若干尺之平台上用捲索車，迅速送出，使氣球上升之時，除出線重之負擔外，別無阻力等之妨礙，則氣球上升之高度，可略為增加，是種氣球名曰自由繫溜氣球 (Free rising captive balloon)。

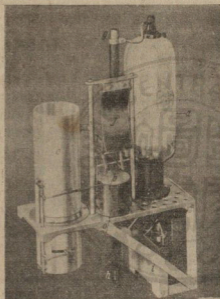
第六節 天蓋氣球

此為直徑 4 至 6 英寸之小氣球，盛氫氣而大至 15 至 20 英寸，在民用航空上測定低雲之高度時用，稱曰天蓋氣球 (Ceiling balloon)，氣球之自由上升力 $l=40$ 克，上升速率恆定為 100 米/秒，在此種低雲之下，單以目力察其入雲之時間，即可測知當

時雲之高度，但雲高於 1000 米時，則不適用。

第七節 無線電探空儀

以一質輕之短波無線電發報機，掛於氣球而上升，賴其真空



第 49 圖 Duckert 式無線電探空儀

a. 真空管 b. 電容器 c. 道光殼 d. 溫度計之桿 e. 氣壓傳記桿 f. 巴頓管 g, h. 天線之電輪

管之作用，發出隨高空氣壓氣溫而異之信號，下層有一相配之收報機，於是吾人隨即可知高層之氣壓與氣溫，此為法國氣象研究所所長巴洛(R. Bureau)氏所發明之無線電探空儀(Radiosonde)，於 1919 年一月十七日最初施放，所測溫度之範圍在 20° 至 -60°C . 間，其錯誤程度在 0.70° 以下。近年進步，改進種數頗多。

參 考

1. F. Kleinschmidt: Handbuch der Meteorologischen Instrumente, Berlin, Verlag von Julius Springer 1935, S. 398-601.
2. 王應偉: 氣象機械學, pp. 154-162.

第二章 高空之氣溫

近四十年來，經歐美氣象學家之努力，高空測候之報告，大為增加，吾人對於高空構造之觀念為之一變。昔謂自地面向上，溫度不斷降低而至於絕對零度，但於 1889 年，法國特堡氏之發現，知又有所謂平流層 (Stratosphere) 之存在。此層氣溫非但不減且形增高。又如在昔意謂盛行西風之歸宿即為極地之一大低氣壓，而今經紀錄之證明，在南北兩極區以內各有高氣壓之存在。遂使吾人對於世界氣壓之分佈，大氣之周流諸問題，亦起至大之變動。現有材料，雖已大為增加，但就整個大氣界言，尚嫌不足，關於大氣圈之構造，天氣演變之理論等問題，迄未能得完美之解決。

第一節 高空氣溫之分佈

1. 概說 第 55 表，第 56 表為世界上若干地方高空溫度之年平均。

按此氣溫自地面向上之降低，各地方並非一致。所謂每 100 米降低 0.6° 者不過其平均之狀態。最下層受觀測時間及地方性之影響極大，無概括之結論可言，自 4 仟米以上，遞減率一致變大，且各緯度頗為均勻。至 8 仟米以上，則受緯度之限制甚顯，低緯度之遞減率繼續增大，高緯度則減小極快。在吉洛那

第 55 表 各地方高空之氣溫 (°C.)

地 名	地 面	km.									
		1	2	4	6	8	10	12	14	16	
Batavia 7° 8 m.	26.4	20.6	15.0	4.1	-7.1	-19.3	-34.1	-50.9	-67.7	-79.2	
Agra 27° N. 170	27.0	22.8	16.0	3.2	-8.8	-21.4	-34.9	-48.6	-61.8	-72.2	
Atlantic O. 30° N.	22.3	14.6	11.6	0.9	-11.1	-24.6	-39.8	-55.5	-63.1	—	
S. California 33° N. 34 m.	—	20.1	16.6	3.5	-11.0	-25.8	-38.1	-48.3	-52.5	-56.8	
U. S. A. 40° N.	11.5	8.0	4.0	-7.0	-20.0	-33.5	-44.5	-53.0	-55.0	-55.0	
Canada 43° 8,300 m.	8.5	5.3	1.8	-8.8	-22.1	-37.1	-49.8	-56.8	-60.5?	-62.1?	
Pavia 45° 2,77 m.	12.1	8.9	3.4	-9.2	-22.6	-37.7	-49.8	-56.5	-55.0	—	
München 47° 5,26 m.	—	6.2	1.2	-10.0	-22.5	-36.3	-48.7	-54.6	-54.4	-53.3	
Nijri Otchedaew 48° 6,180 m.	11.5	7.1	1.8	-10.1	-23.8	-39.2	-50.4	-52.0	—	—	
Uccle 50° 8,100 m.	8.0	4.7	0.0	-11.6	-25.2	-39.6	-52.2	-57.2	-56.2	-55.2	
SE. England 51° 5	9.0	5.0	0.8	-11.3	-25.2	-39.4	-50.8	-54.2	-54.1	—	
Lindenberg 52° 2,116 m.	8.4	4.3	-0.7	-11.7	-25.1	-39.8	-51.5	-54.1	-53.0	—	
Pawlowsk 59° 7,30 m.	1.8	-1.8	-6.4	-17.8	-30.3	-43.3	-50.4	-51.0	—	—	
Kiruna 66° 8,500 m.	-0.8	-0.7	-4.6	-14.0	-26.6	-40.8	-51.2	-53.8	-53.0	-52.0	

第 56 表 各地方高空氣溫遞減率(0.01°C./100 m.)

地 方	km.													
	1-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16						
Batavia	57	55	56	66	74	84	84	56						
Agra	51	64	60	63	77	68	66	52						
Atlantic O.	77	54	60	68	71	78	58	-2						
S. California	—	65	72?	74	62	51	21	21						
U. S. A.	35	55	65	68	55	42	10	0						
Canada	46	53	67	75	63	35	18?	18?						
Pavia	42	62	67	75	62	34	-7	—						
München	—	56	62	69	62	30	-1	-5						
Nijri Oltchedaew	54	59	68	76	57	17	-0	—						
Uccle	39	58	68	72	63	25	-5	-5						
SE. England	—	58	69	71	57	17	-0	—						
Lindenberg	33	55	67	73	58	13	-5	—						
Pawlowsk	38	57	63	65	36	03	—	—						
Kiruna	-20	47	63	71	52	13	-4	-5						

(Kiruna) 與巴費也 (Pavia) 之溫度遞減率至 12 仟米以上，減至負數，平均而論，氣流運動無上下之對流，而祇有平面的流動，故此上即曰平流層 (Stratosphere)，但在巴達維亞 (Batavia) 高至 16 仟米，每 100 米猶有 0.56°C . 之降低，必至 18 仟米以上，始入負數之境域。故平流層之高度赤道最高，極地最低。下部溫度向上遞減為地面對流可及之部份，曰對流層 (Troposphere) 以別與高空之平流層。此二層間之界限曰對流上限 (Tropopause)。

2. 對流上限 對流上限 (H_0) 之高度，可視溫度遞減率而定，但有時極感困難，英國氣象局 決定 (H_0) 之原則有三：

(1) 如平流層開始之際，有逆溫現象存在，則 H_0 即在垂直溫度遞減率為零之高度。

(2) 如平流層開始之際，並無逆溫現象存在，而垂直溫度遞減率突然變為 $0.2^{\circ}/100$ 米或小於此數值，則突然改變之高度即為 H_0 之高度。

(3) 如垂直溫度遞減率之突然變化亦無發見，則取其平均遞減率為 0.2° 或小於 0.2° ，且其上不再有大於 0.2° 之氣層之底，為 H_0 之高度。

對流層上限 H_0 愈高，則 T_0 愈低，各地測定之數字如第 57 表。

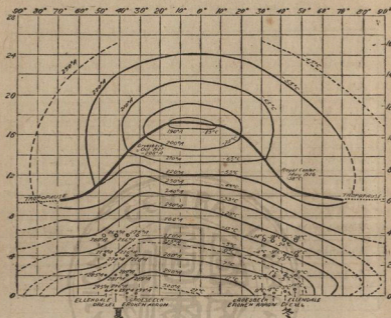
平流層之底自赤道至 45°N .，下降至 11 仟米，自 45° 至 75° 再下降不過 1 仟米。在南緯之高緯度更低。大凡平流層

第 57 表 各緯度對流上限之高度及溫度

	緯 度	H_c (km.)	T_c (°C.)
Batavia	7°S.	17.0	-85.0S.
Agra	27°N.	16.3	-73.9
副 熱 帶	30°	14.0	-63.0
南 京	32°	15.0	-65.0
Toronto	44°	12.0	-61.0
Pavia	45°	11.2	-58.7
München	48°	11.0	-56.2
Vienna	48°	10.9	-57.7
Lindenberg	52°	10.4	-56.4
N. Lappland	68°	10.4	-57.0
Petrograd	60°	9.7	(-53.0)

底愈高，則溫度愈低，赤道上 H_c 最大，故 T_c 最低，曾測得之極端最低溫及 -91.9°C 。即發現於巴達維亞 $15\frac{1}{2}$ 仟米之高空。在中緯度之 H_c 約爲 11 仟米， T_c 爲 -80°C 。

3. 拉馬那省氏圖 印度波那氣象局拉馬那省 (K. R. Ramana Than, Poona) 氏收集充分之紀錄，作成北半球冬季及夏季各高度之等溫線。1929 年六月一日發表於倫敦之自然週刊 (Nature)，後再經美國薩美爾 (Samuels) 加入美國之紀錄而補充之，再列於美國天氣局出版之天氣月報 (Monthly Weather Rev. Sept. 1929)，其圖如下：



第 50 圖 北半球各緯度高空之氣溫

吾人一覽此圖，可見有幾點極為顯著之事實：

(1) 下層之氣溫，低緯高於高緯，但至 9 動力仟米以上之高度， 30°N . 之氣溫特高使赤道其中緯度間之溫度梯度逆轉至 14 動力仟米以上，全部大氣溫度自極地向赤道減低。

(2) 平流層之任何部分並非同溫狀態，溫度向上增加，故同溫層 (Isothermal layer) 之名，不適應用。

(3) 對流上限之高度，在赤道為 17 動力仟米，中緯度 11 動力仟米，至極地而降至 9 動力仟米。

(4) 對流上限向極地之傾斜，夏季以 30° 至 50°N . 間較

大，冬季則以 25° 與 45° 間爲大。

(5) 大氣界中最冷之溫度爲 185°A. ($= -88^{\circ}\text{C.}$) 成薄層狀發現於赤道以上 17 動力仟米 (17.4 仟米) 之高空。其四周爲較暖之氣圈所包圍。

(6) 對流層中 20° 至 40°N. 在夏季有比較高溫之脊與此緯度 8 仟米之高氣壓脊相當，赤道上冷氣層偏居於夏季之半球。

第二節 高空氣溫之日變

高空溫度之日變，視兩種條件而定，其一爲由對流及傳導而來之下層熱力，其二即空中微塵水汽等雜質所吸收之輻射熱力。凡高度愈高，離下層熱力之來源既遠，空中吸收熱力之水汽微塵又少，故其溫度之日較差必愈變小。現有之高空紀錄，可表示氣溫日變者甚少。據郭爾特 (Gold) 氏之統計，柏林 高空氣溫之日變至 1 仟米，已減至 0.85°C. ，美國特萊克爾 (Dexel) 之紀錄，在 3 仟米之日較差爲 0.70° 。但在海洋之上，因水面溫度日較差之本極微小，故於最下層之 1 仟米內日較差先行增大，然後再行變小，如薩母歐 (Samoa) 島之洋面，水溫幾無日變之可言，但自 1.0 至 1.5 仟米之日較差爲 0.50° ，巴達維亞 (Batavia) 自地面向上 0.5 仟米內，日較差自 5.0° 減至 2.5° ，但在洋面上，自 0.5° 加至 1.0° 。以下爲蒂姆斯伐 (Temesvar) 在六時及十二時半之觀測，可爲大陸平原上之代表。

第 58 表 高空氣溫日變之例 (Temesvar)

km.	0.096	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5
$\Delta t (12\frac{1}{2} \text{時} - 6 \text{時})$	9.7	1.8	0.9	0.6	0.4	0.2
$\Delta t/100 \text{ m. } 6 \text{時}$	-0.40	0.44	0.56	0.60	0.53	
$\Delta t/100 \text{ m. } 12\frac{1}{2} \text{時}$	0.96	0.74	0.62	0.64	0.62	
$\Delta t/100 \text{ m. 平均}$	0.27	0.59	0.59	0.62	0.60	

按此可見至 2.0° 仟米溫度之日變已小至 0.4°C. 至 2.5 仟米更小至 0.2°。總之，自地面以上 2 仟米之高度氣溫之日較差即使存在，亦極微小者矣。

高空氣溫之遞減率亦有一日之變遷，觀上表蒂姆斯伐之紀錄，早上六時之氣溫遞減率，下層最小，向上而增加，在 500 米之下，有逆溫層之存在，至於十二時三十分，則下層氣溫之遞減率，幾近於絕熱遞減率之數值，向上而變小，故在最下層之 0.5 仟米內，遞減率之較差為 1.36°，0.5 至 1.0 仟米為 0.30°，至 2.0 仟米，小至 0.04°。

第三節 高空氣溫之年變

1. 概說 高空溫度之年較差，並非自地面向上為簡單的變小，蓋高空年溫度變化所涉之高度既大，其參與此變化之因子即不若日變化中之以下層因子為限也。

第 59 表 各高度氣溫之年較差 °C.

km.	0	1	2	4	6	8	10	12	14	16	18
Batavia	1.6	3.4	2.8	2.9	5.0	7.3	8.9	8.7	8.7		
Agra	19.0	18.7	15.9	13.2	16.4	18.6	21.4	15.1	8.3	11.4	11.3
Lindenberg	19.3	13.8	10.8	11.7	13.7	13.0	11.1	11.3	10.9		
München	—	16.6	13.5	13.9	16.0	16.3	15.8	9.5	9.6		
Vienna	20.7	17.5	14.1	14.9	15.9	16.8	14.0	9.8	16.2		
Pavia	20.6	15.9	12.7	13.2	14.7	14.4	11.1	12.3	9.1	7.7	
Pawlowsk	26.0	18.9	16.3	16.1	15.6	15.2	10.1	9.3			

(註)Batavia	6°11'S.	106°50'E.	8 m.	1910-15	63 次
				1925-21	
Agra	27°10'N.	78°05'E.	170 m.	1905-27	141 次
Lindenberg	52°N.	75°48'E.	116 m.		339 次
München	48°8'N.	11°35'E.	516 m.	1906-28	332 次
Wien	48°14'N.	16°4'E.	202 m.	1007-27	197 次
Pavia	45°11'N.	9°9'E.	76 m.	1906-20	132 次
Pawlowsk	59°41'N.	30°23'E.		1902-09	99 次

支配高空氣溫年變之因子，其要有四，即：氣流運動，水汽凝結，地面輻射及太陽輻射是。就氣流運動及地面輻射言，高空氣溫之年較差必隨高度而變小，其時相必隨高度而落後。但風力愈大，則其溫度之垂直遞減率與絕熱率愈形接近，故在夏季風大之高度，其年較差必為減小，冬季風大之高度，其年較差必形變大。

地面水體之蒸發，使下層溫度下降，空中有雲，使雲層氣溫之遞減率變小，亦即溫度不至過低，此種影響於夏季特為顯著，

結果則使下層較差之變小加速，高層較差之變小改慢，相對言之，因空中水汽之存在，可使下層較差變小，而高空反形變大。在多雲之地方，一年之最低溫度比最高溫度落後甚多，此即因凝結熱力之加入，足使冷卻效應落後而不能阻止增暖之影響也。雲層以上之高空，因地面輻射之無從上達，每次氣溫特冷，溫度之時相可與地面相反。

太陽輻射之影響，在於提早極端溫度之發生，故平流層中最高最低溫度之發生，幾隨最高最低太陽高度而定。

據科本氏研究中歐各高度大氣溫度之年較差，可分為不同之四層：

(1) 自地面至 $2\frac{1}{2}$ 仟米高度，年較差自大而小，此因冬季有地面逆溫層，夏季有過絕熱遞減率之存在。

(2) 自 $2\frac{1}{2}$ 仟米起，在沿海地帶至 $5\frac{1}{2}$ 仟米，在內陸至 $7\frac{1}{2}$ 仟米，年較差自下向上變大，因在此層內冬季氣流最強，溫度遞減率大，夏季氣流較弱，溫度遞減率小也。

(3) 自 $5\frac{1}{2}$ 或 $7\frac{1}{2}$ 仟米至 12 仟米，年較差逐漸變小，因冬季有高層逆溫層存在，夏季氣流強盛，遂使冬季不過冷，夏季不太熱。

(4) 12 仟米以上年較差增大，因夏季在對流上層，冬季在同溫層中。

按上表自亞格拉 (Agra) 至伯維雅 (Pavia) 各高度年溫較

差之分佈情形，與科本氏之結論相合，但赤道附近之巴達維亞，則較差自下層向上增大，至 10 仟米以上，方再變小，是因下層之年較差過小所致，近極圈之巴洛斯克 (Pawlowsk) 則地面較差 260° ，向上直減，至 12 仟米而為 9.3° ，是表示極地水汽稀少，地面熱力為唯一主宰之現象也。

2. 熱帶 亞格拉 (Agra) 位於恆河上流 $27^{\circ}10'N.$ ，可作為熱帶之代表。全年之最高溫度自地面至 3 仟米，在五月至六月間，此時正值西南季風行將開始之時。過六月則雨季開始，

第 60 表 Agra 各月高空氣溫 $^{\circ}C.$

月 仟米	1	4	7	10	年
0.17	18.0*	30.0	31.0	28.0	27.9
1	12.9*	25.0	25.4	23.9	22.8
2	7.8*	16.9	19.7	16.3	16.0
3	2.3*	8.6	14.8	9.5	9.3
4	-3.2*	0.8	10.0	4.3	3.2
6	-16.2*	-12.5	0.2	-6.8	-8.8
8	-29.9*	-23.1	-11.3	-19.1	-21.4
10	-45.5*	-40.5	-24.1	-33.5	-34.9
12	-55.6*	-52.7	-40.5	-48.8	-48.6
14	-62.5	-62.3	-58.2	-65.1	-61.8
16	-67.8	-70.1	-73.9	-79.2	-72.2
18	-71.3	-70.9	-72.0	-80.5	-72.9
20	-70.2	-66.3	-61.7		

溫度形下降至 14 仟米，最高溫度均發生於七月，乃以此時在此高度之凝結最盛也。此上最高溫度提早極快，16 仟米以上而早至一月與二月之間，或因此時下層大氣最乾地面長波輻射極盛能直達高空。最低溫度之發生，自地面至 12 仟米皆在一月，13 至 14 仟米而早至十一月，15 仟米始而發生於十月之中，此因此時下層雲太濃重，地面長波無從上達高空，而太陽直射已形減弱故也。

第 61 表 Agra 各月氣溫之垂直遞減率(0.01°C./100 m.)

仟米 \ 月	1	4	7	10	平 均
0.17—1	51	50	56	41	51
1—2	51	81	57	76	68
2—3	55	83	49	68	67
3—4	55	78	48	52	61
5—6	66	70	50	59	61
7—8	69	70	59	62	64
9—10	83	72	72	72	68
11—12	50	62	84	78	69
13—14	34	44	88	82	63
15—16	22	37	70	67	47
17—18	12	-07	-46	-25	-17
19—20	-13	-33	-44		

3. 東亞季風區 我國中央氣象研究所自 1932 年七月至 1937 年七月舉行飛機觀測 132 次，其所及高度及在四季之分

佈如下：

動力米	冬	春	夏	秋	總
2.5	25	35	34	38	132
3.0	22	34	32	31	119
3.5	17	29	28	27	101
4.0	16	17	22	19	74

第 62 表 南京 高空之氣溫(t)及遞減率($l=0.01/100$ m.)

(涂長望 1938)

動力 仟米	冬		春		夏		秋		年較 R
	t	l	t	l	t	l	t	l	
0.0	6.4		19.8		28.5		19.1		22.1
		90		80		68		84	
0.5	1.9		15.8		25.1		14.9		23.2
		58		56		50		56	
1.0	-1.0		13.0		22.5		12.1		23.6
		50		62		68		70	
1.5	-3.5		9.9		19.2		8.6		22.7
		26		44		66		20	
2.0	-4.8		7.7		15.9		7.6		20.7
		28		54		62		40	
2.5	-6.2		5.0		12.8		5.6		19.0
		20		62		60		46	
3.0	-7.2		1.9		9.8		3.3		17.0
		36		44		56		54	
3.5	-9.2		-0.3		7.0		0.6		16.0
		58		76		64		84	
4.0	-11.0		-4.1		3.8		-2.6		15.7

按此，南京 高空溫度之分佈，大致是以上之法論相合，各層氣溫

度均以夏季高於冬季，年較差亦係自下向上增大，但其最大值發生於1動力仟米之高度較西歐為低，自1動力仟米以上年較差即如常規而逐步變小，至4.0動力仟米高度為 15.7° 猶未能定其為最小，在2.0仟米以下之溫度，春季暖於秋季，2.0動力仟米以上反之，此由於下層感受地面影響之積極，而高空之感應比較落後故也。據涂長望氏之見解，南京秋季氣層之比較穩定，此為其因之一。

南京之溫度遞減率，在1.0動力仟米以下，冬季大於夏季，此與常態相反，此因冬季觀測為於午後，夏季觀測在早上所致。自1.0動力仟米以上，均以夏季之遞減率為大，夏季對流之強盛，冬季氣層之安定而有下沉逆溫 (Subsidence inversion)，當為主要原因。

4. 溫帶 林敦堡之報告可作為中緯度地帶之代表，全年最高溫度之發生至極大高度在六月與八月之間，最低溫度之發生，下層在一月，自2仟米以上至少至6仟米之高度發生於三月。至9仟米以上，則最低又在一月。氣溫垂直遞減率各月亦有不同，夏季之遞減率自地面至4仟米變小，4仟米以上而變大，此因下層對流最強，上層較為衰弱也。冬季之情形反之，自地面至8仟米之高度激直增大，其要乃因下層氣流安定，有逆溫存在，而上層則風力較強也。在3至8仟米間各高度之遞減率同形增大，但冬季之增大速於夏季，是又有水汽凝結之影響調劑之果。春季與秋季比，8仟米以下春季大於秋季，是因春季之

風力較大，大氣較乾，8 仟米以上反之。

第 63 表 Lindenberg 各月高空之氣溫 °C.

仟 米	1	4	7	10	年	較 差
0.116	-0.7*	9.4	<u>18.6</u>	9.0	8.5	19.3
1	-1.9	3.3	<u>11.9</u>	4.9	4.2	13.8
2	-5.4	-2.6	<u>5.4</u>	0.6	-0.7	10.8
3	-10.0	-7.9	<u>0.5</u>	-3.8	-5.8	11.0
4	-16.1	-14.3	<u>-4.8</u>	-9.2	-11.7	11.7
6	-29.4	-28.4	<u>-17.7</u>	-22.6	-24.9	13.7
8	-44.6	-42.9	<u>-32.2</u>	-36.8	-39.3	13.0
10	-57.5*	-53.3	<u>-46.7</u>	-49.3	-51.3	11.1
12	-60.9*	-54.5	<u>-50.6</u>	-55.5	-54.4	11.3
14	-58.2*	-53.1	<u>-48.5</u>	-55.7	-53.7	10.9

第 64 表 Lindenberg 各月氣溫之垂直遞減率(0.01°/100 m.)

仟 米	1	4	7	10	年
0.116—1	13	62	68	42	44
1—2	35	59	65	43	49
2—3	46	53	49	32	51
3—4	61	64	43	54	59
5—6	71	72	67	69	70
7—8	76	69	73	72	72
9—10	47	43	69	59	54
11—12	-5	-9	0	18	2
13—14	-8	-1	-12	-5	-4

第 65 表 對流上限之季候的變動

		H_c : (km.)												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
Batavia		17.85	17.54	17.49	16.47	17.51	16.4	15.28	17.13	16.6	17.71	(17.2)	16.72	16.07
Agra		15.4	15.7	16.3	16.6	16.6	16.7	16.7	16.7	16.7	16.5	15.6	15.2	16.3
Toronto		10.8	9.4	9.4	11.3	11.3	12.8	14.4	13.6	14.4	13.3	13.3	10.7	12.0
Lindenberg		10.60	10.51	9.81	9.84	10.37	10.51	10.79	10.83	11.07	11.00	10.43	9.45	10.43
		T_c :												C.°
Batavia		-89.1	-87.4	-87.1	-87.2	-87.5	-84.5	-80.8	-82.9	-78.9	-81.5	(-85.2)	-90.2	-85.2
Agra		-70	-70	-70	-70	-77	-77	-77	-80	-80	-7.9	-71	-70	-73.9
Toronto		-56	-57	-59	-61	-63	-63	-63	-59	-67	-5.7	-67	-58	-61
Lindenberg		-61.3	-61.4	-57.6	-57.5	-56.3	-52.8	-52.1	-53.2	-54.9	-56.9	-57.0	-56.2	-56.9

5. 對流上限及其溫度 高空氣溫既有季候的變化，對流上限之高度及溫度亦有季候的變動，上表即四處觀測之結果。

對流上限之高度，當依對流之強弱而定，低緯度對流強於高緯度，夏季對流強於冬季，此所以 H 。在赤道帶上最高極地區最低，夏季最高而冬季最低也，不寧惟是，對流上限且有日際的變化，此將於天氣篇中論之。

參 考

1. Wagner, A.: *Klimatologie der freien Atmosphäre*, 1931, Berlin. 此為 Kopper, *Handbuch der Klimatologie* 之 Bd. I, Teil F.
2. Hann: *Lehrbuch der Meteorologie*, S. 157-174.
3. C. W. Tu: *Results of Aërological Investigation in China*, 1938. 尙未發表。

第三章 高空之氣壓與風

按第三篇第四章，海平面氣壓之分佈，每半球上可分爲高低相間之四帶。因此於海平面上造成相應之行星風帶。離海平面而上，等壓線之分佈如何，其風系之改變又如何，此爲本章所欲討論之題材。

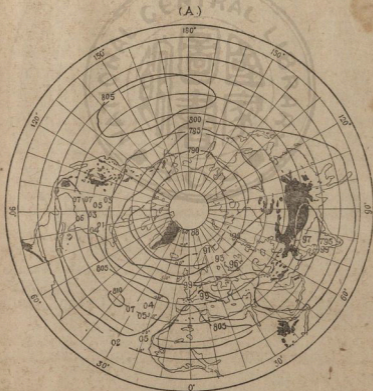
第一節 高空等壓線圖

根據拉伯拉斯方程式，支配高空氣壓之主要因子，爲下層氣壓及高空之平均溫度。海平面氣壓之分佈及各地方高空溫度之變遷已經測定，故高空各層氣壓之分佈即可用拉伯拉斯方程式而求得之。第 51 A 圖至第 52 B 圖即特堡氏與蕭氏計算之結果也。

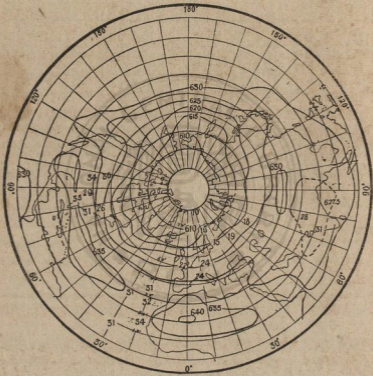
1. 七月 本月之海平面氣壓(參觀第 41 表 p. 136)，副熱帶高壓集中 40°N. ，赤道低壓移至 15° ，極面低壓帶約在 65° ，此上即入極地高壓之範圍(其詳細情形已見第三篇第四章中)。至 2 仟米之高度(第 51 A 圖)北太平洋及北大西洋之副熱帶高壓，西北印度之低壓中心，仍能存在，但勢力均已變弱。西北非洲亦仍有薄弱之高壓存在。至 4 仟米之高度(第 51 B 圖)西北非洲之高壓梯度增強，同時北大西洋之高壓及西北印度之低壓中心均已變弱，而北太平洋之高壓已告消滅。但於喜馬拉

雅山之北有一小高壓出現，至8仟米（第51 C圖）非洲高壓愈益加強，而北大西洋高壓更向西移，擴展於 50° 至 110° W.間，其最高中心在北美南部 30° N.之地位，自4仟米發現之喜馬拉雅高壓，在此高度，地盤擴大，分佈於波斯灣與中國西部之間。自2至8仟米，北極均為低壓中心。七月間地面氣壓與8仟米氣壓之分佈，截然不同（比較第27 A圖與第51 C圖），

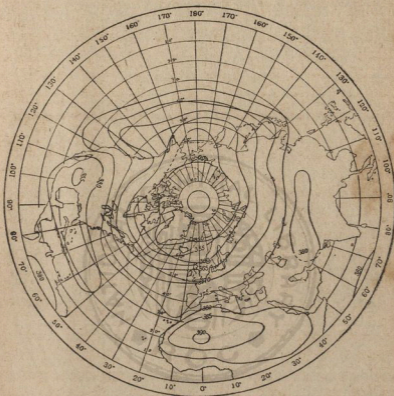
(A) 2仟米(N. Shaw)



(B) 4 仟米(N. Shaw)



(C) 8 仟米(N. Shaw)



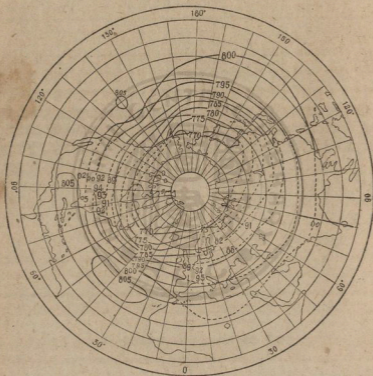
第 51 圖 北半球七月高空氣壓線 mb.

此時海平面之氣壓大洋中最高，而 8 仟米之高空大陸中最高。

2. 一月 此時北亞高壓爲一特著之形勢。全球平均之最高氣壓在 30°N ., 自此向極地氣壓激直降低，同時在赤道上亦有一淺弱之低壓，但至 2 仟米（第 52 A 圖）之高度，北亞高壓已經消滅，海洋上之副熱帶高壓，僅於東部北大西洋，墨西哥

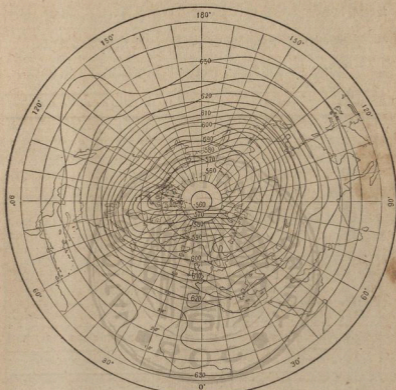
海灣及東部北太平洋留有痕跡而已，故自極地至 30°N . 氣壓激直升高，至 4 仟米（第 52 B 圖）則整個北半球之氣壓均自極地向赤道升高。

(A) 2 仟米(N. Shaw)



(B) 4 仟米(de Bort.)

(B)



第 52 圖 北半球一月高空等壓線 mb.

第二節 各高度東風與西風之成分

按梯度風之理論，在高空之環境，風向與等壓線可謂平行，故若氣壓梯度自高緯向低緯，風向必帶偏東之成分，氣壓梯度自低緯向高緯，則風向必帶偏西之成分。因此，根據以上第 51 A 圖至第 52 B 圖之氣壓分佈，亦不難推論各高度盛行之風向，但為求概括之觀念起見，各高度東風成分與西風成分之分佈先從

各經度之平均氣壓論之。以下即爲華剛納 (Wagner) 氏根據地面各緯度之平均氣壓，及高空溫度之分佈 (Ramanathan) 計算之結果，但最高層所根據之材料極少，恐未必爲其真相。

第 66 表 北半球沿子午線各緯度高空氣壓之分佈 (mm.)

米	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24		
緯度	700+	500+	400+	300+	200+	100+	100+	—	—	—	—	—	—		
七 月	90°	59.0	86.9	50.3	42.0	57.2	92.2	43.3	106.8	79.7	59.6	44.6	33.5	25.1	
	80°	58.8	89.5	54.5	46.2	60.5	94.3	44.3	107.1	79.5	59.1	44.0	32.9	24.6	
	70°	57.7	91.7	57.8	50.0	63.7	96.4	45.4	107.6	79.6	59.0	43.8	32.7	24.4	
	60°	57.7	93.9	60.0	51.8	65.0	96.5	44.6	106.4	78.2	57.5	42.4	31.4	23.3	
	50°	59.0	97.7	65.0	56.4	68.9	99.7	46.5	106.9	78.1	57.0	41.8	30.7	22.8	
	40°	60.1	99.5	67.6	60.4	73.3	104.3	50.2	109.2	79.1	57.2	40.7	29.8	22.0	
	30°	59.4	100.7	70.7	65.0	79.5	110.5	55.5	113.0	81.2	58.3	42.4	31.0	22.8	
	20°	57.9	101.1	72.6	68.3	83.7	115.6	61.0	118.2	85.3	60.8	43.5	31.5	23.1	
	10°	57.7	101.4	73.3	69.3	85.2	117.1	62.5	119.2	86.0	61.5	43.9	31.8	23.2	
	0°	58.4	102.7	73.9	68.7	83.4	114.4	59.5	116.6	83.9	59.6	42.5	30.7	22.5	
	月	10°	59.0	101.7	72.4	66.7	81.0	112.0	56.6	113.1	80.1	56.5	40.3	29.2	21.3
		20°	61.9	102.4	71.7	65.1	78.8	109.5	54.6	112.1	80.1	57.1	41.0	29.8	21.8
		30°	64.6	102.1	69.9	62.0	75.0	105.5	51.0	109.4	78.7	56.6	40.9	29.9	22.0
		40°	63.9	98.4	64.5	55.8	68.2	98.5	44.8	105.0	76.0	55.1	40.2	29.5	21.8
		50°	62.3	93.5	57.9	48.4	60.5	91.8	40.1	101.8	74.1	54.0	39.6	29.2	21.7
		60°	60.8	87.2	49.9	39.8	52.4	85.1	35.2	98.6	72.1	52.8	38.9	28.9	21.6
		70°	59.8	80.5	41.5	31.2	45.2	80.2	31.9	96.6	70.9	52.2	38.7	28.8	21.6
		80°	57.5	72.8	33.0	23.8	39.5	76.6	30.3	96.1	70.9	52.5	39.1	29.2	21.9
		90°	57.5	65.9	23.5	15.2	33.5	72.8	28.0	94.7	70.2	52.3	39.1	29.5	22.1

上表所列數值與前節所述高空等壓線之大勢，在一月完全吻合，但在夏季則第 51 A 圖至第 51 C 圖所示之副熱帶高壓，直至 8 仟米之高度尚得存在，但在 2 至 4 仟米之間，高壓之地位自大洋而漸移入大陸。就上表觀之，自 2 仟米之高度即行消滅。

根據上表再計算各高度沿子午線之氣壓梯度如下：

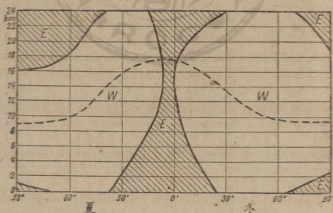
第 67 表 北半球沿子午線各緯度高空氣壓梯度

(0.00 mm./1° 向極升高為負，降低為正)

緯度	仟米												
	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
90°—80°	-02	26	42	42	33	21	10	03	-02	-04	-06	-06	-05
80°—70°	-11	22	33	38	32	21	11	05	-01	-01	-02	-02	-02
70°—60°	00	22	22	18	13	01	-08	-12	-14	-15	-14	-13	-11
60°—50°	13	38	50	46	39	32	19	05	-01	-05	-06	-07	-05
50°—40°	11	18	26	40	44	46	37	23	10	02	-11	-09	-08
40°—30°	-07	12	31	46	62	62	53	38	21	11	17	12	08
30°—20°	-15	04	19	33	42	51	55	52	41	25	11	05	03
20°—10°	-02	03	07	10	15	16	15	10	07	07	04	03	01
10°—0°	07	13	06	-06	-18	-27	-30	-26	-21	-19	-14	-11	-07
0°—10°	-06	10	15	20	24	24	26	35	28	31	22	15	12
10°—20°	-29	-07	07	16	22	25	21	10	00	-06	-27	-06	-05
20°—30°	-27	03	18	31	38	40	36	27	14	05	01	-01	-02
30°—40°	07	37	54	62	68	70	62	44	27	15	07	04	02
40°—50°	16	49	66	74	77	67	47	32	19	11	06	03	01
50°—60°	15	63	80	86	81	67	49	32	20	12	07	03	01
60°—70°	10	67	84	86	72	49	33	20	12	06	02	01	00
70°—80°	23	77	85	74	57	36	16	05	00	-03	-04	-04	-03
80°—90°	01	69	95	86	60	38	23	14	07	02	00	-03	-02

按此，向赤道降低之氣壓，所佔範圍不大：在夏季之中(1)地面在 30° 與 10° ， 90° 與 70° 間。(2)自 6 仟米以上至極大高，在 10° 與 0° 間。(3) 16 仟米以上，自極地至 50° 或 40° 。至於冬季，(1)最下層在回歸線與赤道間，(2) 18 仟米以上在 10° 與 30° 間，及(3)極地附近。此外之大部分空間應為西風之領域。向極之最大梯度，在地面上夏季發生於 50° 與 60° 間，冬季則在 70° 與 80° 間。高度增加則最大梯度移近赤道，是為西風最強之區域。在赤道高空，夏季全部為東風，而冬季自 2 仟米以上，即為西風，此與巴達維亞之測風氣球結果相合，但 18 仟米以上 10° 與 0° 間之東風則與觀測報告不符。

按此可得冬夏半年北半球高空各層東風與西風之分佈圖如下：



第 53 圖 子午線上高空之東風與西風

第三節 測風報告

以上所得結果，爲根據計算氣壓之推論，因材料之缺乏，未必與實際全合，茲再將各區域測風報告之結論，撮要分述如次：

1. 赤道帶 現有高空測風之報告，可作爲赤道帶之代表者，厥惟爪哇島北端之巴達維亞。

第 68 表 Batavia 高空之風

(6°11'S. 106°50'E. 869 次, 1909—1917)

km./月 仟米	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	a) 風向°, N. = 360°, E. = 90°,											
0.1	307	293	315	276	360	43	68	57	42	63	292	296
1	273	285	266	90	94	81	132	90	93	84	231	264
2	247	252	246	222	107	121	132	119	107	105	109	248
3	241	255	251	259	102	101	90	114	117	112	101	229
4	248	237	270	287	84	74	85	78	69	92	101	263
5	241	259	270	334	88	46	85	72	53	92	102	180
6	203	188	90	112	101	77	61	69	74	91	108	132
8	110	108	112	142	108	88	81	86	75	92	228	100
10	98	106	110	117	90	78	82	80	79	78	292	83
12	85	98	96	83	63	63	74	67	63	66	79	63
14	77	85	84	70	45	112	73	76	66	78	76	70
16	90	90	90	63	180	153	84	82	79	80	78	76
18	81	76	90	180	252	264	252	135	101	72	65	70
20	96	135	225	252	256	264	269	260	243	63	74	90
22	95	98	108	225	243	252	252	270	315	90	96	93
24	90	90	90	90	90	90	90	180	108	97	94	90

b) 風速 m/s.

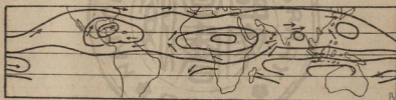
0.1	2.5	2.6	1.4	0.9	0.6	1.3	1.5	1.3	1.5	2.5	1.9	1.9
1	4.5	6.6	3.0	1.4	2.9	1.6	3.4	4.0	4.1	2.9	1.7	3.8
2	4.9	6.3	2.9	1.5	3.8	2.3	2.7	2.7	3.4	4.1	1.8	3.8
3	4.5	5.4	2.4	1.0	3.3	2.0	1.8	1.2	2.2	4.6	2.6	2.0
4	3.2	3.3	1.6	1.0	3.0	2.6	2.3	1.9	1.4	3.4	2.6	1.1
5	2.3	2.0	1.0	0.5	3.0	3.7	3.4	2.6	2.5	3.5	2.5	1.0
6	1.3	0.7	0.0	0.5	3.1	4.7	4.4	4.8	4.4	4.2	1.6	1.3
8	2.9	3.2	2.7	1.6	4.3	5.5	8.1	8.5	7.5	5.5	0.6	3.0
10	3.5	3.6	3.2	2.2	3.0	5.6	10.1	12.2	10.2	4.8	1.6	4.0
12	6	7	5	4	3	5	15	15	12	5	2	6
14	9	11	9	4	6	5	17	22	14	9	8	9
16	11	11	5	2	2	2	10	14	13	11	9	8
18	6	4	1	0	3	10	3	1	5	6	9	9
20	5	1	1	3	4	10	5	3	1	4	9	10
22	12	7	3	1	2	3	3	2	2	3	10	16
24	18	13	9	6	1	0	0	1	3	8	15	22

據此巴達維亞高空之風可分為：(1)六月至十月(南冬)，下層之風為東北，在2至3仟米之高度，始為東南，十一月至五月(南夏)，地面為西北風，三四月之西風高至5仟米，一二月最高，為6仟米，此為季風層。(2)季風之上，即為東南信風之層，冬季1至3仟米，夏季6至10或12仟米。(3)信風之上，風向全年為東北，是乃由赤道流向熱帶者，與信風之方向適反。故稱反信風層(Anti-trade, Antipassat)。反信風之高度平均達17仟米，已入平流層之範圍，一月至14仟米，十一月至21仟米。(4)在更高之高空則一致為東偏南之風，與下層之東南

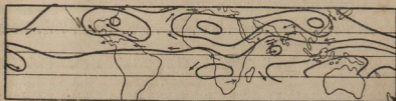
信風同，故稱上信風層 (Upper trade, Ober passat)，在此上信風層中，於仲冬之季，自 18 至 23 仟米之高度間，有 2 至 4 仟米厚之西南風層。

貝爾生(Berson)與愛力斯 (Elias) 在赤道非洲維克多利湖 (Lake Victoria Nyanza 1°S , 340°E .) 區域，亦發現在東南信風之上有來自東北與西北間之反信風存在，高度增加，風向愈形偏南，至 16 仟米而為恆定之東南風，此與巴達維亞之上信風相同。按朋梅倫(W. van Bemmelen)之卷雲行向圖，可見在赤道上之卷雲，概為自東向西，而有向兩極發散之分力。

六月至八月卷雲之行向(W. van Bemmelen)



二月至十二月卷雲之行向(W. van Bemmelen)



第 54 圖

2. 信風帶 1904 年春，德國海格賽兒 (Hergesell) 在大西洋加那拉 (Canary) 島附近，首先為信風之研究，發現各風層

之分佈與溫度層有關。在最低之 0.5 仟米，溫度之遞減率，近於絕熱遞減率，是為標準之東北信風層，風速約為 7 米/秒。此上為一混合層，並非西南風層而為西北風，至少至 4.0 仟米之高度，因在此種地位適介於北非高壓與大西洋高壓之中間（參見第 26, 27 圖）。特堡與洛許 (Rotch) 於回歸線附近，東北信風之上，發現其為西北風，再上升而為偏南之反信風，在 15°N . 為東南風， 25°N . 為西南風。

施佛洛伯 (Sverdrup) 統計沿 20°W . 子午線上各緯度各高度最多風向如下：

第 69 表 20°W . 子午線各緯度各高度之最高風向

仟米/緯度	$\text{N}0^{\circ}$	10°	20°	30°	40°
0	S(變)	NNE(變)	NNE	NE	NNE
1	SE	NE	NNE	NE	N(變)
$2\frac{1}{2}$	SE	E	NW	NW	NW?
5	E	ESE	S	WSW	W
$7\frac{1}{2}$	ESE	ESE	S	SW	W
10	ESE	ESE	SE	SW	W

參觀高空等壓線之分佈圖，各高度風向之改變約可得其解釋。例如 $7\frac{1}{2}$ 仟米之層可以 8 仟米之等壓線對照。緣此高度北非洲之高壓加強，使在赤道之東風轉成東南東風。 30°N . 之處在 2 仟米受大西洋高壓之控制，為西北風，至 5 仟米以上即入於極地低壓之範圍，故成西南西及西南風。

自東北風之變為西南風，係由逆轉 (Backing) 而成，信風與

反信風內之界面，自南向北，自西向東降低，是即在大洋之西南角信風最厚，東北角信風最薄。沿 25°N . 緯線圈上信風與反信風之界面高度如次：

第 70 表 沿 25°N . 上信風與反信風之界面

西 經	60°	40°	30°	20°
信風之上限	—	2	1	0.5 仟米
混合層之上限	約 7	約 4.5	3.5	2.0 仟米

註： 60°W . 在西印度羣島， 20° 近非洲海岸

太平洋中檀香山 ($21^{\circ}22'\text{N}$., $157^{\circ}57'\text{W}$.) 地面風向東北，向上順轉至東風，在 3 至 5 仟米而不變，在五六月間，東風可保持至 9 仟米，此上則其平均風向為向西或西北。南太平洋中之(薩母歐) ($13^{\circ}48'3$, $171^{\circ}46'\text{W}$.) 下層東風盛行，南冬季至 7 仟米，南夏季至 3 仟米而轉西。印度洋中曼立蒂斯 (Mauritius $20^{\circ}5'3$, 57.5°E .) 下層之平均風向，大致為東南東至東。在南冬 $2\frac{1}{2}$ 至 3 仟米，南夏季 4 至 5 仟米而變為西至西南之風。

3. 東亞季風區 中國之測風氣球舉行觀測者有南京，上海，青島，北平，漢口，廈門等處，其中以南京之期間最久。

第 71 表 南京高空風向之年頻度(朱文榮 1937)

方 向 米	N	NNE	NE	ENE	E	ENE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Calm	次
0.083	3	9	8	4	7	11	11	13	7	4	5	2	1	1	2	2	10	525
0.5	4	8	5	6	8	8	9	9	6	6	10	6	4	4	5	2		525
1.0	6	5	7	7	8	7	6	4	3	7	7	8	6	6	6	7		525
2.0	6	4	4	5	4	4	2	4	3	5	6	9	10	11	12	11		525
3.0	7	2	3	2	2	2	2	4	4	5	8	7	15	18	14	6		422
4.0	4	3	0	1	0	1	1	3	2	6	7	10	18	27	12	5		324
5.0	3	2	1	0	0	2	1	2	2	4	6	12	24	21	7	3		250
6.0	2	2	1	1	1	0	1	2	2	5	8	12	27	25	8	3		178
7.0	0	1	0	2	2	0	2	2	2	4	3	11	27	31	17	6		128
8.0	5	2	1	0	2	0	5	5	2	1	6	10	31	31	7	2		87
9.0	0	0	3	2	3	2	3	0	6	0	2	20	21	20	15	3		61
10.0	0	0	5	8	2	0	0	5	8	0	3	10	18	23	10	5		39

第 72 表 南京高空各風向之平均風速 m./s. (朱文榮 1937)

杆米	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	平均
0.083	5.2	4.2	4.1	4.1	4.8	5.1	4.9	4.3	3.6	3.7	4.2	4.4	1.9	4.2	5.5	3.9	4.0
0.5	7.8	6.4	7.1	6.2	6.9	7.6	6.9	8.1	5.9	6.8	9.4	7.5	7.0	6.6	7.0	5.8	7.2
1.0	6.8	5.5	5.9	5.9	6.5	6.8	5.6	6.6	5.9	6.2	9.8	8.2	6.3	5.9	7.5	6.0	6.6
2.0	6.0	4.7	6.7	5.3	7.0	5.4	5.2	8.2	5.0	5.8	7.7	7.5	7.7	9.0	7.5	7.7	7.1
3.0	6.7	4.0	6.6	6.0	5.1	4.1	4.4	5.7	6.5	6.9	8.3	6.7	9.1	10.5	10.1	8.4	8.2
4.0	6.5	5.2	3.5	5.4	5.2	7.0	5.7	6.9	8.6	8.3	6.7	10.6	11.1	12.6	10.5	5.6	10.0
5.0	8.7	7.2	2.9	—	3.7	7.3	6.0	7.6	7.8	11.3	9.9	10.0	12.8	16.7	11.0	8.3	12.1
6.0	6.6	7.1	6.0	4.0	6.6	—	7.6	7.9	5.5	7.2	7.9	15.1	17.2	17.5	13.4	10.3	14.0
7.0	—	5.0	—	4.6	5.2	—	6.4	8.5	6.3	7.9	8.1	14.1	21.1	18.7	1.2	10.5	15.9
8.0	3.4	6.4	5.8	—	9.0	—	4.1	6.5	11.5	7.7	12.1	18.4	21.0	24.1	16.6	11.9	17.2
9.0	—	—	5.1	4.3	9.6	4.6	3.0	—	9.2	—	8.4	18.5	23.2	25.4	19.8	5.2	18.1
10.0	—	—	2.8	9.5	7.4	—	—	16.5	6.4	—	22.0	29.1	6.0	4.0	20.7	5.1	17.3

東風之盛行，祇限於最下 1 仟米之地面層，此上則西風之頻率過之。至 2 仟米以上，則幾全部之風向來自西與西北之間。至於風力，則在 2 仟米以下，各風向殊少差異，此上則西及西北來之風速，勝過一切。

高空之氣流隨季候而有變動。春季（三月至五月），最下層東南風盛行，1 仟米以上，西北風之頻度最大。夏季（六月至八月），最低之 0.5 仟米內，東南風獨霸一時，0.5 仟米以上則西及西南風最多，至 6.5 仟米而不變。秋季（九月至十一月）最下之 $1\frac{1}{2}$ 仟米東風最盛，此上則以西及西北風為最常。時至冬令，最下 1 仟米內北風佔勢，此上以至 4.5 仟米西及西北風變盛。（可得稱為季風層者，並不甚厚，夏季之東南風及冬季之東北風，其高不過 $1\frac{1}{2}$ 仟米。）各季之風速，在最下之 1 仟米內，並無顯著之差異。自此之上，則春秋及冬三季為西及西北風最強，而夏季則西及西南風最強。各季之風力，自地面面向上，最初 0.5 仟米內，增加極快，而達梯度風之速度。此上因風向之改變，風力又行減小，至 1 仟米而再行增強。按此，長江流域或即東部中國，以緯度言，雖應屬信風帶，但其季風性之氣流，夏季至 6.5 仟米，冬季至 4.5 仟米方始不見，故其真性之信風氣流已破壞無遺，此與北美之高空相類者也。

4. 盛行西風帶 西風帶之氣流，極為複雜，殊不易得其概括之觀念，據華剛納收集之材料而論，林敦堡自地面至 2 仟米之高度，全年為西風，夏季偏北而冬季偏南。在維也納自地面至

4 仟米之高度，全年在西與北之間。

第 73 表 Lindenberg 高空之風 (1913—17)

仟米	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
a) 合成風向 N. = 360°, E. = 90°													
0.122	247	182	215	275	345	299	275	282	276	136	218	231	247
0.5	270	234	24	282	193	295	283	289	290	216	251	251	265
1.0	278	250	26	285	271	295	285	288	290	245	259	277	271
1.5	282	256	268	284	271	288	283	288	293	258	263	261	273
2.0	282	259	260	283	270	285	281	288	289	262	265	263	274
b) 合成風速 m./s.													
0.122	2.3	1.9	0.8	1.3	0.4	1.3	2.2	2.2	1.1	0.7	2.3	3.3	1.3
0.5	5.1	3.7	2.8	3.1	0.5	2.6	4.1	4.4	2.4	1.5	5.2	7.8	3.4
1.0	5.5	4.0	3.7	3.6	1.1	3.1	4.3	4.6	2.8	1.8	5.6	8.3	3.9
1.5	5.6	4.1	4.2	3.9	1.7	3.2	4.4	4.8	3.2	2.2	5.7	8.6	4.2
2.0	5.8	4.3	4.6	4.2	2.2	3.5	4.5	5.0	3.4	2.5	6.1	9.1	4.4

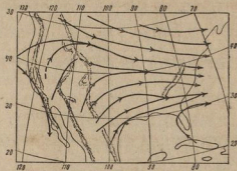
中歐之平均風向，夏季自 1 仟米至 18 仟米均為偏北之西風，以各高度之等壓線均有向南之回折故也。冬季則下層 10 仟米之西風偏南，再上始轉偏北，此全受制於冰洲低壓中心之控制，與季風氣候中之中國及北美不同者也。

第 74 表 中歐各高度之風向

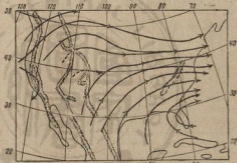
仟 米	1	2	3	4	5	6	8	10	12	14	16	18
夏	W 17 N	W 25 N	W 27 N	W 27 N	W 27 N	W 28 N	W 27 N	W 27 N	W 26 N	W 30 N	W 32 N	W 27 N
冬	W 10 S	W 11 S	W 10 S	W 10 S	W 8 S	W 16 S	W 6 S	W 6 S	W 1 N	W 9 N	W 18 N	W 16 N
年	W 2 N	W 7 N	W 8 N	W 9 N	W 10 N	W 11 N	W 10 N	W 10 N	W 12 N	W 17 N	W 21 N	W 17 N

美國之測風氣球

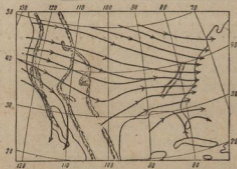
站至 1930 年止，已增至 53 處。右圖為根據此 53 處之報告所得年平均氣流線。可見西方高山對於盛行氣流之影響，頗為顯著。在 3 仟米層此種影響尙未完全消滅，約於 40°N . 之地位，太平洋來之西方氣流上陸而分二支前進，其一向東北北，其他向東南。氣流之路徑尙受山嶺之壓迫，祇於較低之山徑上，有自由氣流存在。過山嶺而東，以至大西洋海岸，氣流有顯著之會聚傾向，在 40°N . 以北者帶北向成分， 40°N . 南者帶



a) 1000 m



b) 2000 m



c) 3000 m

第 55 圖 北美各高度之氣流線

南向成分。在弗羅列達 (Florida) 及西鑰海峽 (Key West) 在 1 仟米層年平均爲東風，上大陸而轉南風及西南風。美國 南部之風均由墨西哥海灣 而來，至 2 與 3 仟米氣流右折甚顯，遂使北來氣流向南更形擴展。

各層氣流受季候之影響亦頗明顯。冬季各高度之西風右偏最烈，北向成分最強而南向最少，夏季反之。此表示季風之性質尙未完全消失也。

5. 極地東風帶 施匹次堡根 (Spitzbergen 77°N.) 高空風之觀測，於 1906 年夏季在海格賽爾 領導之下開端，至 1910 年止，歸納其平均狀態如下：

第 75 表 Spitzbergen 之高空氣流

仟 米	2	5	8
平 均 風 向	N 9°E	W 80°N	S 63°W
平 均 風 速	1.70	0.85	1.34 m./s.

以上記錄均屬夏季之情狀，昔日意謂自副熱帶以上均爲西風，此與事實不合，但欲確定其一定風系亦非可能。概括言之，在最下層東風盛行，3 仟米以上，則變爲極弱之西風，似表示有低壓存在於極點之形勢。

格林蘭 1912 年至 1913 年之冬季瑞士格林蘭探險隊 在格林蘭 西部 (約 68°N.) 及冰島 之亞克萊益 (Akureyi 65°N.) 地方，施放測風氣球，其結論與大氣周流問題頗有關係。

第 76 表 W. Greenland 高空風向之頻率

方 向 \ 仟 米	1	2	4	6	8	10
N	12.4	15.1	4.6	2.2	2.0	0.0
NE	14.9	5.6	2.6	3.1	7.0	5.2
E	<u>28.6</u>	12.6	10.8	14.4	15.6	18.3
SE	10.7	<u>27.4</u>	21.1	26.1	18.6	20.9
S	3.6	13.2	<u>38.5</u>	<u>30.4</u>	<u>39.3</u>	<u>28.9</u>
SW	4.8	6.3	18.7	15.4	16.7	20.0
W	3.0	3.7	8.3	6.9	2.9	5.0
NW	14.9	13.1	9.4	11.1	1.9	0.0
合 成 風 向						
方 位 角	80°	129°	175°	185°	180°	167°
風 向	E 10°N	E 39°S	S 5°E	S 5°W	S	S 13°E
合成風向之%	63	37	46	58	67	74%

向上風向不斷順轉至 6 仟米而終止，對流層底大致始自 8 仟米之高度。既入對流層後，風向即改逆轉，至更大之高度，盛行者為南風，並非如一般想像之西風。

冰洲 在冰洲之報告有二：

第 77 表 Iceland 高空之風

仟 米	0.5	1.0	2	3	4	5	6	8	10
風 向	S 16 E	S 31 W	W 38 S	W 8 S	W 18 S	W 8 S	W 24 S	W 5 S	W 27 N
	S 27 E	S 22 E	S	S 24 W	W 5 N	W 60 N	W 27 N	W 30 N	W 10 N
% a	27	29	18	18	24	22	22	24	42

(a)在 Akureyri 1909 及 1912 至 1913 年之 142 次之平均。
(b)在 Adalrik 1926 及 1927 年中六七兩月各次之平均。觀此兩次記錄，自地面至 2.5 仟米，風在東南與西南之間，此上而更近於西風。由合成風向之百分數觀之，可知風向之穩定性在 2 至 3 仟米最小，至 10 仟米而大都在 40% 以上。

南冰洲 惠德爾(Weddel)海 70°S. 附近，白谷(Barkow)領導之德國南極探險隊，在 1911—1912 年間，曾作高空氣流觀測。其結果自 2 仟米始，偏南之風向上而順轉，偏北之風向上而逆轉，最後而成一致之西風。7 $\frac{1}{2}$ 仟米為平流層底，其盛行風向在西南與西之間。

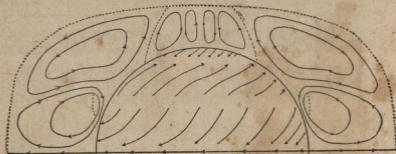
第四節 大氣之周流

關於大氣周流(General circulation of atmosphere)問題早至十七世紀，已引起學者之興趣，但得成一學說者，以十九世紀初葉杜佛氏之論文發表最早。其次即有曼萊氏(1855)及佛萊爾氏(1856—1889 年間)之工作。近十餘年來貝鑑克銀(1921)及貝爾格龍(T. Bergeron, 1928)二氏又有最新之完成。第 56 圖及第 57 圖即貝氏之大氣周流圖，前者為行星風系之周流，即假想地球表面為一致的陸面或海面之情狀。後者則受海陸影響造成者。

造成大氣周流之主動力，即為地面各緯度所受太陽熱力之不勻。赤道部分受熱最多，極地部分受熱最少，遂使赤道部分

大氣上升，高空等壓面升高，極地部分大氣下沉，高空等壓面下降，結果而高空氣流循氣壓梯度自赤道流向極地，於是赤道下層氣壓降低，極地下層氣壓升高，故地面氣流自極地流向赤道，造成整個半球為單位之大氣周流。此種理想的大氣周流祇能於靜止的均一地面存在。至若現實的地面，自轉不息，使地面氣流不能自高壓中心直趨低壓中心。在平衡狀態之中，氣流與等壓線平行。除在地面層內，因地面阻力足使氣流之速率減小，而使有相當量之氣流流向低壓中心外，在此種平衡的狀態中，反使大量氣體擁積於一帶，潛深其氣壓梯度。故上述理想的以整個半球為單位的直接周流，決不存在。

又因地面海陸分佈之不均，故地面之溫度梯度及氣壓梯度決不為赤道與極地間之一致狀態。在各經度間亦有氣壓梯度存在。於是使大氣周流之現象更為複雜。其真相之如何，尚非吾人現有材料所得而解決。今日各家所發明之圖說，不過為比較最合理的平均狀態，而實際上無時亦無地可認為即現實之



第 56 圖 行星風系的大氣周流(V. Bjerknes)



第 57 圖 大氣周流(V. Bjerknes)

狀態也，據貝銜克銀氏之圖說，每半球上之大氣周流至少可分為三個循環：

1. 熱帶之循環：地面氣流自副熱帶高氣壓成東北信風而南行，至赤道向上升造成赤道高空之高壓，於是高空氣流，再自赤道沿等壓面之傾斜，成西南反信風而向中緯度流去，在高空因散熱冷卻，密度增大，其一部分即至副熱帶緯度而下沉，是為副熱帶高壓帶造成之熱力原因。同時又因中緯度盛行西風自西向東之速度比地面為大；反之，熱帶氣流自西向東（亦即自東向西之信風）之速度比地面為小；故前者之離心力大於地面，有向外（即向低緯度）溢出之傾向，阻止南來氣流，向北發展而迫之下沉之功用。後者之向心力特強，有滑向極地之趨勢。因此南北相擠，使副熱帶高壓之造成，增加動力的基礎。在洋面之上，阻力小，西風強，故副熱帶高壓之勢力亦最盛。至於大陸之上，則地面之干擾複雜，西風遠不若水面之強盛，是以副熱帶高氣壓亦相形衰弱。

據巴達維亞之測風報告，及朋梅倫所作之卷雲行向圖 (p. 231)，可知其赤道高空東風盛行。於巴達維亞 12 仟米高度東風極為穩定，至 30 仟米而尚有極大之風速。此種現象當不限於巴達維亞一地為然，全赤道無不如此。其發生之原因有二：(1) 靜止地面之大氣受熱而上升，但其自西向東行之速率，仍同如地面，因此在所達高度而言，自西向東之角速度，即見落後，相形之下，即成自東向西之風向。但僅由此而成東風，其速率不至如觀測所得之大。(2) 高空氣壓分佈表，夏季 10°N . 之氣壓，自 6 仟米以上均較赤道為高，氣流自 10° 流向赤道，故依氣壓梯度言亦為東風。按熱帶氣壓自 10°N . 向赤道之梯度，自下向上增大 (第 67 表 p. 227)，故宜其東風自下向上而變強。又因在高空之有效梯度 (Effective gradient^①) 亦隨高度而變大。故實測之梯度雖同，其風力恆隨高度而增大也。至於冬季則 4 至 16 仟米之高度氣壓以赤道為高，氣流自赤道流向極地，在此時，如有由第一種原因而成之東風出現，必極衰弱，且可有偏西之風出現，證諸巴達維亞記錄頗合。

2. 極地之循環 據現有之稀疏的材料以觀，極區之內，有一直接的氣流循環，但其完整之程度，遠不若熱帶中之循環。在嚴寒之極地，高空氣流下沉，造成所謂極地高壓中心，由此地面之氣壓梯度，氣流向南吹送，因地轉偏向之關係，轉成東北風而

① 有效梯度 = $r \frac{760}{p}$

達 60° 或稍高之緯度。其正常的前進，即此中止。於此，一部分氣流受下層之熱力而上升，返諸極地，完成其循環圈，此與高空之向極地梯度相一致者。另一部分成不規則的寒潮向南爆發，直抵熱帶之低緯。在此最下層 3 至 4 仟米以內，與熱帶來之盛行氣流間，造成甚為明顯而穩定之不連續面（極面），在地面上即現低壓槽。數仟米以上，則此不連續面不見，氣壓梯度一致自赤道向極地，而盛行風向即為西風。但由於阻力作用，常有熱帶氣流，越等線而北行之輕微運動，經中緯度可抵極地之範圍，故南方氣流在平常情況之下，繼續不斷運送而達極地，使極地氣壓增高而造成高壓中心。最後則極地之冷氣爆發。此種形勢於第 57 圖可見一般。

3. 溫帶之循環 自副熱帶高壓帶至副極地低壓帶間，氣壓梯度自低緯向高緯，故有西風盛行。此種氣流方向適與其南及北之直接的熱力循環相反，故可稱為一種反循環，或可稱為強迫循環 (Forced circulation)，強迫之力即其北之低壓帶及其南之高壓帶是也。盛行西風因受地面阻力之影響，無從達其完全之梯度風向與風力，故恆有相當量之氣流輸達較高之緯度，此種氣流之來源當即為副熱帶高壓高空下沉之赤道氣流。北去之氣流既抵極面帶受北來極地氣流之壓迫而上升，在高空而再返諸低緯度，達到熱帶高空而再行下沉，完成其循環路徑。

但按華剛納計算各緯度高空之氣壓梯度(第 67 表 p. 227) 夏季 2 仟米以上，冬季 4 仟米以上，氣壓梯度一致自赤道向極地。

以全年而論，必至 18 仟米或更大之高度（夏季 16 仟米，冬季 22 仟米）在溫帶之高空氣壓梯度方有逆轉可能，如是則溫帶高空之回流當發生於 18 仟米以上，但因此種高空密度之小，必有極大之風速方能補償其總量，此與實際觀測之風速不符。故溫帶之回流，必在更低之高度。乃以此種回流之發動並非如反信風之均和而有規則，實全賴於中緯度地帶氣旋(Cyclones)與反氣旋(Anticyclones)之相互作用而成。如前節所論一次寒潮南下，極地冷氣流可直達熱帶緯度，同時在其東方有相反之熱帶氣流北去，造成南北氣流之交替，不僅如是，每當寒潮南下之時，往往高至 10 仟米之高空，西北風非常猛烈。總之，溫帶之氣流循環，並非若信風帶之嚴整而均一，係由於逐步的部分置換而成。其一般情狀見第 57 圖。

4. 平流層之循環 至 18 仟米以上，無論從觀測之結果或根據地面氣壓及高空溫度計算之結果而論，其氣壓梯度已與下層相反，即溫度及氣壓均自極地向赤道降低。如是則在此種高度似應有與對流層中相反之循環存在，惟因此高度大氣密度之小，實際上自極地輸送而達低緯之熱力及大氣量，遠比對流層中自低緯送達高緯之熱力為少，故在整個的大氣圈而論可予忽略。但地面上某種氣壓變化，卻有以上副平流層(Sub-stratosphere)中之變動為其主因者，此將於天氣篇中述之。

1. Wagner: Klima der freien Atmosphäre.
2. Shaw: Manual of Meteorologie, II, pp. 259-291.
3. Hann: Lehrbuch der Meteorologie, pp. 465-507.
4. Chu, W. T.: The Upper Air Current Observations in Nanking, Mem. of the Nat. Res. Instit. of Met., No. IX, 1937.



第四章 高空現象與氣圈構造

前文所述大氣界之高空情狀，悉以氣象自記儀器之紀錄爲依據。就現在儀器製造之程度而論，探空氣球爲升高之最良工具，但揆諸理論與事實，其能達之最大高度尙未能越 30 仟米而上之，故現有之世界高空紀錄，大部囿於地面 5 仟米以下，出 10 仟米者尙得少數，到 20 仟米以上者，尤見寥寥。然大氣圈之厚度至少在 300 仟米以上，欲知更大高度之性狀，並明瞭整個大氣圈之構造，勢不能惟自記氣象儀器是賴。舍此之外，祇有用間接方法觀測高空物理現象，根據理論而推定之。

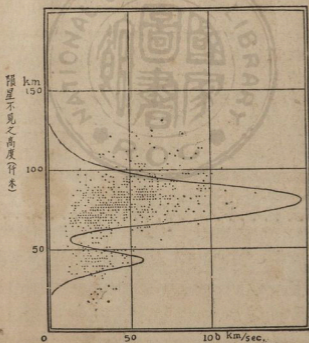
第一節 幾種光學現象

1. 流星 (Meteors) 流星爲自其他星體飛入地面大氣界之一種礦石，其飛行速率爲數在 50 仟米/秒左右，最大者可至 100 仟米/秒以上。因其飛行速率之大，卽在高空之稀薄大氣中，所受之阻力亦得甚大，其前端大氣被挾持而成一帽 (Gas cap)，因絕熱壓縮作用^①溫度升高，終至放光，再由傳熱作用使流星溫度升高。當流星之溫度高至發生蒸發時，則帽及其環境之溫度均得算出。林德曼及陶伯遜二氏據此原則而算出 50 仟米

^① 但據 Sparrow 之主張謂，因流星速度之過大，絕熱壓縮之理論不適於此，流星溫度之增高乃因大氣分子與之擊撞而致。

高度之溫度有 $25^{\circ}\text{C}.$ 。

流星物質，蒸發完畢即行消滅，下圖爲林德曼及陶伯遜所製流星消滅高度與飛行速度之相關圖。大致而論，流星之速率愈大則消滅之高度愈高，是因速率大則阻力強，阻力強則溫度高而流星之消滅易也。但其速率與不見高度之關係，非爲簡單之直線關係。在 45 仟米之高度，流星速率最大，不見之頻率亦最大，此上速率與頻率均變小，至 50 仟米而最小，冬季在 75 仟米，夏季至 85 仟米而又有最大，可見在此二高度大氣之溫度及



隕星之速度（或頻率）

第 58 圖 流星之不見高度及速度

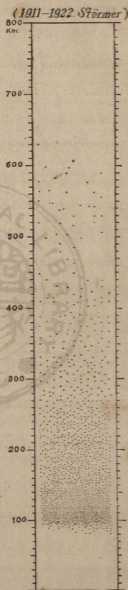
組成必有突變；不寧惟是，密爾孟 (Millmann) 氏根據流星所發光譜，亦隨高度而不同。凡在 8074 米以上者，光譜為 Y 類（有極明顯之鈣離子線 H 與 K），在 80 仟米以上者，光譜為 Z 類（所有線均由鐵原子而成，無鈣離子線存在），密氏並證明此非由於流星成分之不同，而因為各高度激發程度 (Degree of excitation) 之不同。是即表示 80 仟米之上及下大氣之組成有異也。從下文可知 80 仟米為下游離層之高度，45 仟米約近於臭氧層之高度。

2. 夜間天空之光 (Light of the night sky) 無月夜間之天空輻射，隨天頂距而增加。此種輻射之來源，由於星體者不過 $\frac{3}{10}$ ，故其 $\frac{7}{10}$ 必來自大氣。夜光隨天頂距之增大對於可見光波部分最為顯著，於感應照相片之波長 (Photo-graphically effective radiation) 並不重要，是即表示大氣輻射所發之光，富於黃及綠之成分。

夜天光譜中有極顯著之綠輝線一，黃輝線二，白培可克 (H. B. Babcock) 測定此綠線之波長為 $5577.351 + 0.005 \text{ \AA}$ ，其寬度 0.035 \AA 。麥克萊那 (J. C. McLennan) 實驗證明此種輝線乃由於高空氧原子之輻射而生。二支黃輝線之強度遠不若綠輝線，則其波長為 4278 \AA 及 3914 \AA 。加伯倫 (S. Keplan) 1936 年實驗而證明其為高空氮原子所發射。據卓伯曼之見解，乃因晝間之短波輻射，使高空原子游離，待夜間而再度化合，晝間蘊藏之能力（6 至 7 伏打），約合介穩原子激發 (Metastable atm.

excitation) 能力之兩倍。加倍尼斯與杜法(J. Cabannes and Dufay)二氏 1933, 1935 年根據地面強度與天頂強度之比 1.5 而推論此發光之層必在 100 仟米以上, 或在 200 至 300 仟米亦未可知。

3. 極光(Aurora) 在中緯度以上之夜間, 於極地方向之高空每見懸有鮮明奪目之光幕, 下方界線劃然, 上方光芒冲天, 搏動不定, 是種現象稱曰極光。極光現象向極地面增加, 達一最多點而再行變少。據羅密斯之觀測, 在北美之極光最大頻度發現於 50° 與 62° N. 之間, 歐亞之極光最大頻度地位稍北, 在 66° 與 75° N. 之間, 其發現次數, 北美多於歐洲, 此因磁極偏於加拿大之故。極光等頻度線約成圈形, 約以磁極為中心, 施篤曼(C. Störmer)氏在 1911 至 1922 年間, 觀測挪威極光分佈之高度, 其下界約在 80 仟米, 有時亦可低至地面, 而以 101 仟米及 106 仟米之頻度最大,



第 59 圖 挪威南部極光高度

最高之極光可高至 650 仟米。在加拿大則下界之平均高度在 105 至 110 仟米間。

每當日斑(Sunspot)增加,地面磁暴發作之際,極光之現象頻增,可見極光現象與日斑及磁暴之間有密切關係存在。郭爾特斯打與皮克蘭(Goldstein and Birkeland)創立微粒說(Corpuscular theory)解釋之。謂極光現象之發生與真空管中之陰極線相同。在 80 仟米以上之高空,其大氣之稀薄(氣壓小於 $\frac{1}{200}$ mm.)已近於真空狀態。太陽輻射所出之荷電微粒,射入此種稀薄大氣,氣體分子即為放光。因受地面磁場之偏向,使此發射之磁粒繞磁極而成曲線,此所以極光之現象得發生於夜間。皮克蘭在實驗室中以磁化圓球置於半真空之中,再以陰極線向之發射,可見發射之電流繞磁極而成一定之曲線軌道,在繞極之圈,光度最大,此即相當於最大頻度之部位。當日斑特多之時,太陽輻射加強,於是地面磁暴發生,電流之強度增大,磁場之偏向力亦加強,遂使極光可見於較低之緯度。

第二節 高空之雲

曩昔論雲,莫不以對流層之範圍為限,但據近代高空現象之觀察,雲之最高者可發現在 80 仟米以上高度。

1. 貝母雲 對於貝母雲(Mother of pearl clouds)之研究,挪威施篤曼氏最為有名,據施氏之觀測,貝母雲約在 22—30 仟米之高度,其色澤美麗有如貝殼,故以貝母雲名之,施氏並由

所成月華之直徑推知組成雲滴之大小，^① 某次測定雲滴半徑 $r = 1.25 \times 10^{-4}$ 厘米，較之德國雪山上所測之最小水滴 (2×10^{-4}) 小，貝母雲之行動速率變化甚大，在 1926 年十二月三十日 23.8 仟米之貝母雲向東南東之速率大至 2' 5 米/秒，至 1927 年一月十三日其速率即小至不可覺察，並知其 79 分鐘內下降 1.5 仟米。可見在此種高度尚有甚強之下沉運動。近代對於貝母雲之性質，知之尙欠清楚。設其由水造成，尙無不合，蓋在此種高度，溫度在 -50° 左右，過冷之水滴或冰針幾無蒸發作用可言，此情形與北冰洋者相似。

2. 夜光雲 (Noctilucent clouds) 日沒之後，每於西方地平上發現卷雲或卷層雲類之雲，其光亮部分，隨太陽之地位而有改變，當太陽在地平以下甚遠，而猶在日光照耀之中，可見其所在高度必甚大。夜光雲之形狀顏色多變化，近地部分呈金黃或紅橙色，較高部分即變為白或藍白色。所發光譜與晝間天空之光譜同，星光掠過，不感影響，可見其質甚輕。施篤曼在 1933 至 1934 年內測定其高度在 80 至 90 仟米之間，平均 82 仟米，行動方向偏東，速率變化不定，小者 44 米/秒，大者在 100 米/秒以上。按凡斯丁 (E. H. Vestin) 1934 年之結論，夜光雲之頻度在七月十日左右最大。

夜光雲之發現與流星陣雨 (Meteors showers) 關係密切，與

① 由月華之半徑 θ ，光波長 λ ，計算雲滴之半徑 r ，其公式 $2r = \frac{1.22\lambda}{\sin\theta}$
若雲滴為長方形，則 1.22 改為 1.00。

火山灰之關係極淺，故一般主張夜光雲係由宇宙間來。又觀其色之藍白更可證明其為塵點而非水滴，光譜中紅波缺乏，可見其組成個體之度量可與紅波相比擬 (7.8×10^{-6} 厘米)，但又有一部分學者主張夜光雲亦可由水成者，關於此點，當視高空之溫度為斷。

第三節 傳聲之反常

歐戰期間，關於炮聲之傳遞，發現一種反常現象。即當每次炮聲之作，在其發炮地點之四方固有圓形之能聞帶 (Zone of audibility)。稍遠即為無聲帶，再遠則炮聲又得入耳。接近代氣象學家研究之結果，此種反常現象之傳聲，乃由於高空溫度之升高。

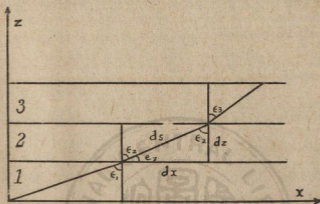
音聲在空中成疏密的縱波 (Longitudinal wave) 而傳遞，其速率

$$v = \sqrt{r \frac{P}{D}} = \sqrt{r \frac{RT}{M}} \quad (505)$$

式中 $r = \frac{C_p}{C_v}$, $R = 83.2 \times 10^6$, $M = 28.9$ 為大氣之分子量。在 273°A 之完全乾燥大氣, $v = 331.3$ 米/秒, 按此速率依 T , r , m 三因子而有變化。

先就溫度而論，傳聲之速率，與溫度之方根成正比，故聲波之路徑祇在溫度一致之氣層中成為直線，若於溫度變化之空間，即成曲線。在下層氣圈中，大氣溫度向上遞減，如是則其傳聲速

率必向上減小。如下圖，如將大氣分爲無數薄層 1, 2, 3, …… 各層本身之溫度，各部完全一致，則層內傳聲之速率到處相同。



第 80 圖

若 $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3, \dots$ 爲各層上下兩面之投射角及曲折角，根據曲折定律 (Law of refraction)

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\sin \epsilon_1}{\sin \epsilon_2} \quad \frac{v_2}{v_3} = \frac{\sin \epsilon_2}{\sin \epsilon_3} \dots \dots \dots (506)$$

在對流層中，溫度向上遞減，由 (505) 式可知傳音速率向上變小，再由 (506) 式可知 $\epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3 > \dots$ 故聲波所成之路徑向上彎起。反之，若有逆溫層存在，速率向上而變大，聲波路徑成向地面彎曲之形勢。到某種高度，聲波完全反射 (Total reflection)，使聲波再反地面，但於向上彎起之部分，即地面無聲帶所在之地位，達此完全反射之臨界角 C ，按公式：

$$\sin C = \frac{1}{n} = \frac{v_1}{v_2} \quad (507)$$

式內 n 爲曲折率，在逆溫狀態中 $T_1 < T_2$ ，由(505)式

$$\frac{v_1}{v_2} = \sqrt{\frac{T_1}{T_2}} = \sqrt{1 - \frac{\Delta T}{T}} = \sin C \quad (508)$$

按此在 270°A 之溫度，若欲發生完全反射，則與各種投射角相當之溫度逆增數值如次：

ΔT	4°	8°	12°	16°
ϵ	83.0	80.2	78.1	76.3

按(505)式，若高空之氫氣成分增加，大氣分子量減小，亦可使 v 變大，但據費謝特(Wiechert)之計算，如欲因減低分子量而發生所測驗之傳聲反常現象，則 40 仟米高度之氫氣，必有 25% 方屬可能。按近年來關於平流層之智識，各家意見一致認爲在此種高度之成分，仍以氧氮爲主，決無若此多之氫存在，此將於第五節論之。

最後關於 r 之影響。單原子氣體 r 之數值確比雙原子氣體者爲大。自臭氧層以上，原子狀態之氧與氮確形增加，其 r 之向上增大或可爲傳聲速率增大之一種解釋，但至現在爲止，各家對此問題尙未有肯定之結論，故近代氣象學上對於傳聲之異常，均一致歸因於高空溫度之增高。以下爲弗魄耳等根據現在觀測材料計算而得各高度之溫度(A)。

第 78 表 各高度氣溫之估算

仟 米	20	25	30	35	40	45	50
Whipple	219°	220	223	245	282	310	336
Duckert	219°	220	223	267	316	335	344
Gutenberg	219°	220	223	256	306	330	349

第四節 臭氧層

就上文所述，平流層以上溫度之升高，似可毋庸置疑。此種現象與太陽光譜中 $0.289^\circ\mu$ 以下紫外光之截然中斷有因果關係。據哈德萊(Hartley)氏最先主張，紫外光之中斷乃因高空臭氧層之吸收作用所致，後經法國法伯萊，皮亦松(Buisson)二氏之繼續研究，其理益彰。

1. 高空臭氧存在之證據：(1)紫外光吸收線之波長與太陽表面之部位無關，證明此種吸收線之發生，無關於太陽表面之吸收作用。(2)此種吸收線亦見於星體光譜之中，更可證明與太陽表面之物理情狀無關，而全由於大氣成分之吸收作用所致。(3)太陽或星體之天頂角變小，則吸收光波之地位更向短波移動，表示大氣層厚薄變化所致。(4)氣球升至9千米所攝之光譜，吸收帶依然無變，可見其吸收劑必在更大之高度。(5)實驗空中所製之臭氧吸收帶，即哈德萊帶(Hartley band)，即在 0.23μ 至 0.32μ 間，最強在 0.255μ 與紫外線之吸收線波長相符合。此外高空之臭氧在紅波及橙波亦有吸收帶，其最強者在 0.61μ ，又一帶在紅外線，集中於 4.8μ ，又一帶在 $9-11\mu$ 之間。

2. 臭氧之分佈 昔謂臭氧分佈於40千米以上之高空，但最近經高資(F. W. P. Götz)，陶伯遜(G. M. B. Dobson)，米賽(A. R. Meetham) 1934年發表之測定結果，臭氧之大部分在

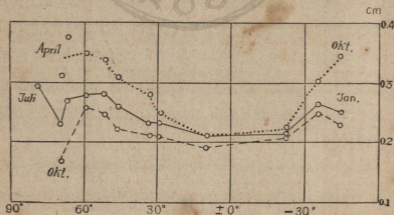
40 仟米以下，至於 3 仟米以下者亦不過全量之 1%。卓伯曼 1935 年測定全部臭氧在標準狀態之下，為 2.8 毫米，地面每方分米之上有臭氧分子 10^{19} 粒，其在各高度之分佈如下。

第 79 表 各高度臭氧分佈表 (全部 .28 c.c.)

km.	2	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
$\frac{\text{cm.}}{\text{km.}} \times 10^{-3}$	5.8	5.9	6.4	7.3	8.7	9.5	9.1	6.46	1.73	0.43	(0.20)
$\frac{\text{O}_3 \text{ c.c.}}{\text{Air c.c.}} \times 10^{-6}$.07	.11	.21	.48	1.2	2.9	6.1	9.5	6.1	2.8	(2.8)

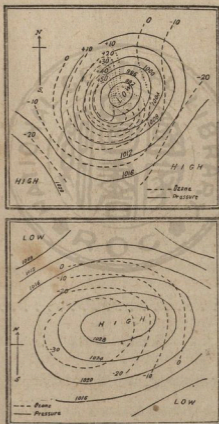
按此，每仟米以內之絕對量（厘米），25 至 30 仟米之內最多。與大氣容量之相對數量，則 35 仟米層是屬最大。如是則高空之得以臭氧層稱者，當以 25 至 35 仟米之層為中心。萊格南 (V. H. Regener) 1934 年用自動照相儀器在 30 仟米高度所攝得之太陽光譜，其紫外線之端即表示移動，因此計算，可知臭氧之 70% 已在此層之下。

臭氧在平面方向之分佈，隨緯度而定。緯度愈高，則臭氧



第 61 圖 高空臭氧之緯度分佈

愈多，極地臭氧最多，赤道臭氧最少。因此導源於極地之氣流中臭氧最多，發源赤道之氣流，臭氧最少。低壓中西部之氣流來自高緯度，東部之氣流來自低緯度，故低壓中西部之臭氧多於東部。高壓中東西兩方氣流之來源相反，故臭氧之分佈亦相反，此為陶伯遜氏研究之結果。



第 62 圖 氣旋與反氣旋中臭氧之分佈(Dobson 及其他)

3. 臭氧之成因與高空之溫度 據卓伯曼氏之學說，臭氧

之發生，乃由於紫外線分解氧分子至原子狀態，再與氧分子結合而成。但已成之臭氧遇紫外射線又可還原而成氧原子及氧分子。故空中同時存在之氧有 O_1, O_2, O_3 三種相(Phases)，其相互由之離合可歸納如下：



此種現象稱三體互撞(Three body collision)；此外如 $2O_3 \rightarrow 3O_2$ 之反應，於高空之溫度不合，恐不能成定。高度愈增，大氣密度愈小，則各體由互撞之機會愈少，故臭氧達其最多層之後即向上激直減少，愈向上去，氧原子必達多於氧分子。

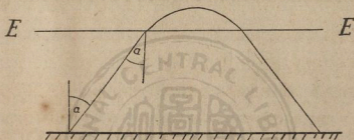
臭氧存在空中之量雖少，但其吸收太陽熱力有 6 % 之多，按加拿大高文(E. H. Gowan)氏 1930 年計算之結論，低層之溫度與實測者同，35 仟米之下升高尚少，以上至 45 與 50 仟米，則溫度升高極快。高空溫度升至 $400^\circ A$ ，亦屬可能。此照弗魄耳根據傳音者所得之結論，頗相一致。

第五節 游離層

無線電波得送至遠地，是因此種波動在高空之曲折現象所致。因此高空必有能傳電的游離層(Ionosphere)存在，此為高空游離層發現之線索。

1. 電磁波與游離層 當電磁波斜射而入游離層時，則離

子發生運動，電磁波動速率因以增加，其增加速率之大小視乎每單位容積(c.c.)內所含離子或電子之數(N)而定。因此斜入之電磁波上半部速率加大，使波動路徑發生曲折，即第 63 圖 α 角，隨高度而變大，若離子或電子之數增加至充分程度，則此波動可到完全反射，而回達地面。^①



第 63 圖

2. 高空游離層之分佈 據近年研究之結論，高空之游離層有二。其一，在 80 至 100 仟米間，稱 E 層，或稱懇赫層 (Kennelly-Heaviside layer)，其二在 250 仟米稱 F 層或謂亞伯萊頓層 (Appleton layer)。在各層之上下每有若干中間層 (Intermediate layer) 如 E_1, E_2, F_1, F_2 等，其最大高度可高至 300 仟米者。

① 設地面磁場及吸收作用可以略去，則游離層中電磁波之速率 v

$$\frac{v^2}{c^2} = \frac{1}{1 - \frac{N}{\pi} \frac{e^2}{mf^2}} = \frac{1}{n^2} \quad (511)$$

c 為未改變之光速， e 為離子之電荷， m 為離子之質量， $f = \frac{1}{T}$ 為波動之頻率， n 為曲折率。

3. 游離層之性質與成因 高空之游離層究由何種物質組成。據卓伯曼 1931 年發表之演說，謂：下游離層(E層)爲氮原子游離而成，上游離層爲氧原子游離而成，至其發生游離之原動力，下游離層爲由於太陽輻射之中性微粒 (Neutral corpuscles)，上游離層爲紫外射線，但奧德遜(J. T. Henderson)與羅斯(D. C. Rose)兩氏在 1933 年根據日蝕時之觀測謂太陽之微粒輻射不足以游離氮原子。至於宇宙射線之影響，按約翰生(T. H. Johnson) 1935 年之研究，則更屬無能爲力。故近年對於高空游離層之發生，多數歸宗於紫外射線。

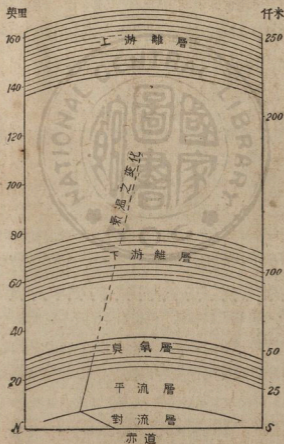
自地面以上至 300 仟米每一平方分米大氣柱之內含有離子及電子 $z \times 10^{10}$ 粒，此尚不過太陽紫外輻射能力所能及電離之極小部分耳。

卓伯曼於 1934 年測知此層高空之吸收作用在 0.13μ 與 0.175μ 之間，其所吸之熱力較臭氧層在 0.23μ 與 0.32μ 間者更強。潘克南(L. D. Berkner)，惠爾斯(H. W. Wells) 在 1934 年推算於 190 仟米溫度高至 400°A ，220 仟米 1,000 A。馬丁(P. F. Martyn)與樸萊(O. O. Pulley) 1936 年推論之結果亦與此相同。

第六節 大氣圈之構造

1. 引論 綜合上文，自地面向上，整個大氣圈可劃成性質組成不同之四層，即對流層，平流層，臭氧層與游離層是。但於

此應予注意者，各層之間並無截然之界線存在，均在漸變之狀態。如對流層與平流層之劃分乃基於等溫面反曲而形成之對流上限。臭氧層所在之高度，乃定於等臭氧面，在 25 至 35 仟米之比較密擠。至游離層之分佈則視乎等游離面在 80 仟米及 250 仟米之特別密擠而定。至離此種高度而外，臭氧及離子並



第 04 圖 大氣圈之構造

非完全絕跡也。

對流層中溫度自下向上遞減，對流運動不斷產生，遂使上下各層之氣體充分混和，故以各成分之絕對量而論，必隨氣壓而減少，但各成分間配合之百分數極少變更，或可假設其上下完全一致。

平流層中下部氣溫在同溫狀態高度升高，溫度逆增。一般而論，其中對流缺如，渦動全無，故各成分必依道爾敦定律 (Dalton's law) 而分佈，其部分壓力 ρ_s 可依下式算出

$$d\rho_s = -g \left(\frac{E}{E+h} \right)^2 \rho_s dh \quad (513)'$$

式中 E 為地球半徑， h 為所在高度， ρ_s 為該成分之密度，以 $\rho_s = \frac{R}{m_s} \rho_s T$ 代入，

$$\therefore \frac{d\rho_s}{\rho_s} = \frac{gm_s}{RT} \left(\frac{E}{E+h} \right)^2 dh \quad (513)$$

依此種理論而成之大氣成分分佈，謂之在擴散平衡 (Diffusion equilibrium) 之狀態。漢佛萊氏 依此公式而推算高空大氣之組成 (見 *Physics of Air*, p. 70, tab. II), 謂至 100 仟米以上，其成分之 95% 以上為氫氣。但按高空所發各種光譜之分析，並無氫氣成分之存在。按天體力學之理論，在高空之環境中，分子輕快如氫氣者，確無存在之可能。且又以近年對於高空氣流及流星，貝母雲等之運動而觀，大氣之對流與渦動，至平流層下部亦決難絕跡。故漢佛萊氏之推論，實有修正之必要。

2. 高空無氫氣之理論 高空光譜之分析結果，並無氫氣