

近年對於大氣層結構的認識^(*)

鄭 子 政

Recent Development on the Recognition of the Structure of Upper Atmosphere

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

During last few decades, the meteorological rocket network had made more than 4 thousands ascensions for the investigations on the structure of the upper atmosphere. Many unexplainable problems in former times have then to have reasonable solutions. This paper is in general to give an essential and concrete idea on these contributions.

The thermal structure of the atmosphere from the surface of the earth up to the thermopause has been treated in an orderly manner in according to the height of its level. Main characteristics of each level have been discussed in some detail. Other related optical and magnetic phenomena such as noctilucent clouds and auroras likewise made some introductory remarks in general terms. Finally the ionospheric physics has been treated to some extent in order to give an overall picture on the distribution of ions and electrons in upper part of the atmosphere.

一、對流層的認識

人類對於大氣層結構的認識，初僅限於自地面而上升至十公里左右平均高度，通稱為對流層 (Troposphere)。此為人類所棲息之所，以空氣質量論，大約空氣層的分之二皆集中於此層次，因而在氣象圈外人又稱謂生物層 (Biosphere)。對流層內顯著的特徵就是：(一)空氣有上下的運動，形成一對流循環 (Convection)；(二)空氣溫度隨著高度增加，漸次降低，此氣溫降低率 (Lapse rate) 平均每一公里約減低氣溫攝氏六度半；(三)空氣層中所包涵的水汽都集中在此下層，於此層以上空氣中所含水汽成份就非常稀少，因此在地面千變萬化的天氣，亦皆僅呈現於此空氣層中。在此層以下物理的形態，直到一九〇二年瑞典氣象學家段富 (Teisserence de Bort, L. P.) (1) 首先發現在對流層以上的氣溫並不隨著高度增加而有降低的現象，當年曾稱為同溫層 (Isothermal layer)。在對流層頂與上層空氣的界層，由查普曼 (Chapsman, S.) (2) 予以命名為對流層頂 (Tropopause) 亦即謂地面對流作用停止的意義，由於在赤道附近，終年日射旺盛，對流層頂高度可達十七公里

，且經年甚少變動。在赤道上空對流層頂為極寒冷對流層頂 (Cold tropopause)，氣溫低至攝氏零下八十度。基於對流性強盛緣故，因而亦稱對流性對流層頂 (Convective tropopause)。此界層自低緯度向高緯度下傾，至兩極地區，對流層頂高度，僅在十公里以下。由於在極區於對流層上層的影響力，超越乎其下層，因此又稱輻射性對流層頂 (Radiative tropopause)。在冬季時候，此界層對流層頂——幾乎難於辨認。自赤道至於兩極此對流層頂並非為整一的傾斜面，而屬於幾瓣分散葉狀 (Discrete 'leaves') 片層覆蓋於對流層之上。對流層頂以所在緯度論可分為赤道對流層頂；副熱帶對流層頂；中緯度對流層頂；與極區對流層頂四片。在一瓣對流層頂與另一瓣對流層頂之間，常在高空大氣中出現噴射氣流 (Jet stream)，即在上層氣流集中區域。對流層頂的辨認乃以氣溫上升遞減率的驟降至每公里達攝氏二度以下，終止於零。此層次厚度約在二公里左右。在北極區對流層頂於夏季高而冷，其代表值於二六〇呎層次氣溫為攝氏零下五十度；於冬季低而暖，其代表值於二〇呎層次氣溫為攝氏零下五十二度。

(*) 本文為六二年四月十八日下午在師範大學主辦臺北市國中物理教師在職研習班講稿。

二、近年平流層研究的新發展

氣球與航空器原為探測高層氣空的利器，但由於上升高度的限制，未能上達至對流層以上。待至一九四五年以後，火箭與人造衛星 (Artificial Satellites) 亦轉而為科學上研究的工具。一九五九年十月已始作經常氣象探空上的運用。自一九六二年至一九六六年間已完成廿三處氣象火箭觀測網 (Meteorological Rocket Network) (3) 在五年實施探測高層大氣結構工作，已放射四千次以上火箭，使人類對於大氣層上層結構有一番創新的認識。此氣象火箭觀測網中心大氣科學實驗室設置於美國新墨西哥白沙地方。火箭上升高度約在二百公里左右。往昔對於對流層以上模糊的影像，一掃而空，進而對於平流層 (Stratosphere) 與中氣層 (Mesosphere) 有深入的瞭解。至於施放氣象衛星，亦有連續多次有體系的觀測。例如一九六〇年四月一日所始放一系列泰魯士 (Tiro) 衛星，繼而施放一系列寧本土 (Nimbus) 衛星與另一系列艾薩 (ESSA) 衛星，其所得氣象上知識，皆將在大氣科學上放出空前的異彩。

三、平流層的結構

平流層位於對流層頂與平流層頂 (Stratopause) 之間。其高度約為五十公里。(4) 此層中氣溫變化甚小，或隨高度上升而增加。平流層中氣溫直減率比較穩定。在五十公里高度層次氣溫達於最高，溫度低下與地面情形相彷彿。亦即在氣溫逆增層 (Temperature Inversion Layer) 的頂端。平流層中顯示強盛的經流成分 (Meridional component)，最大風速達每秒卅五公尺。但在平流層中冬季於高度廿八公里，而在春秋季節約為廿四里處有一層近乎平靜區域 (Quiescent region) 稱為平流層無風帶 (Stratopause)。該處經向氣溫梯度 (Meridional temperature gradient) 亦接近於零。由於以氣溫所釐定的界限與大氣周流所呈現的界限不相整合。對流層周流所達高度可自地面至廿四公里，平流層周流則在自廿四公里至八十公里間。至於游離層周流則已推至八十公里以上。(5) 因此以平流層無風區劃分平流層為下層平流層 (Lower stratosphere) 與上層平流層 (Upper stratosphere)。下層平流層與對流層的周流體系密切相關，大氣成分一致。地面氣溫年變化 (Temperature annual oscillations) 已不能深入於此層次。在冬季對流層與下層中有強勁的西風周流，而在其上層則呈現微弱的東風。至於在上層平流層

與其下層大氣物理性質顯然不相謀合。其輸入主要能量純由於吸收大量紫外光波而增加上層平流層熱的容量。因此原因上層氣溫分佈隨緯度增加而降低。

平流層頂 (Stratopause) 為大氣層氣溫垂直結構中最高氣溫層次，由於平流層中含有微量的臭氧 (Ozone) 成分能吸收太陽輻射中大量紫外光譜，其平均高度約為五十公里，遠較臭氧集中層次的高度 (廿五公里) 為高。一層厚度達三十公里空氣層其氣溫在熱帶地區可升高八十度；而在中緯度一帶可升高五十度以抵制對流型態活動。此顯示平流層頂所產生擴散熱源 (Diffuse heat source) 一定與其上層產生交互調和作用，而大規模周流的體系存在於區域間。

四、中氣層的特徵

在平流層頂以上與中氣層頂 (Mesopause) 間的大氣層稱為中氣層 (Mesosphere)。此層顯著的徵象則為氣溫大體隨高度增加而降低。中氣層中的物理環境 (Physical situation) 與對流層相近似，僅於冬季風速剖面中在此層以正直減率 (Positive lapse rate) 為例外。在此層中由於對流不穩定性，而亦有熱力的 (thermal) 與動力的 (kinetic) 結構，因亦可有相當的擾動 (turbulent activity) 活動，尤以在夏季半球 (Summer hemisphere) 範圍之內。中氣層頂端逆溫層的底部稱為中氣層頂，其高度約在八十至八十五公里左右。在此處尋得空氣層中最低溫度。在中氣層頂的氣溫比較中氣層中氣溫約冷去三十度。大約在攝氏零下九十三度左右。在中氣層頂以上則稱為增溫層 (Thermosphere)。此層高度上達四百五十公里。此層中氣溫又繼續隨高度增加而升高，另一顯著的特點則為游離現象。再從四百五十公里而上達一千公里之間則稱為外氣層 (Exosphere)。在一千公里以外的大氣情況，吾人所有知識尚甚鮮少。在增溫層頂 (Thermopause) 的氣溫於太陽活動 (Solar activity) 低潮時節而於夜間時分可達攝氏三百廿七度。倘在太陽活動高潮時節而日間時分則可達攝氏二千一百廿七度。在外氣層中大氣分子大抵皆是氫與氦原子存在於是區，分子間的碰撞 (Collisions) 每須經過冗長的距離。此類大氣分子在星際邊緣境界，每得自由出入於大氣層中。

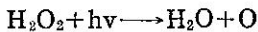
五、大氣層中的水汽

大氣成分中所含水汽，幾乎悉儲於對流層中，因此天氣千變萬化，亦皆呈現於此層大氣中。在平流層

中往昔認為係一純乾燥空氣層。此假說在平流層於寧靜時大致符合理論。因此在平流層下層二十五公里處所見的貝母雲 (Nacreous clouds)(6) 就感到惶惑。此種雲的成因可能由於對流層中地形影響產生強烈波動所產生的效應。平流層頂空氣所以乾燥的主因可能由於對流層頂為一冷庫 (Cold trap)(7) 使對流層中上升的水汽遭受極大的障礙。平流層下層中水汽含量倘不計及平流作用輸送的因素，以在赤道區為最高，而在兩極區為最低。在平流層中含有若干微量的臭氧，在化學組合過程，倘遇水汽，即能產生過氧化氫 (H_2O_2) 與氧 (O_2)。如下列程式：



當在高層大氣中過氧化氫受到光化效應之後，又可能產生水汽還原效應如下：



按 hv 表示授光之刺激作用，基於上述概念，在平流層中可有若干水汽的存在，僅由於平流過程而降低其混合比 (Mixing ratio)。地面水汽含量約為 $\leq 4 \times 10^4$ ppmv，而在平流層頂其含量僅為 3 至 10 ppmv 之數(8)。據測驗在平流層下層水汽含量，在十六公里高度，水汽混合比約為每仟克 (Kilogram) 與千分之二至千分之四 (0.002 to 0.004) 克之比。在平流層下層的上方約為每仟克與百分之一至百分之二之比，在平流層上層的下方混合比隨高度而增加。於平流層下層在十六公里高度假設於赤道區混合比為每仟克與百分之一克之比，則在極區平流層十一公里高度處混合比為每仟克與千分之一克之比。而於赤道上層在廿五公里高度，其混合比約為每千克與一克之比。因之，在平流層凝結雲層的疑惑，始得解釋。據海士締凡 (Hesstvedt, E.)(9) 在挪威與北大西洋所觀測得貝母雲的形成皆由於平流層氣溫異常低降時過冷水滴或圓顆冰粒所凝結。

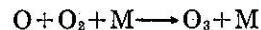
六、大氣上層中凝結核

微塵為水汽凝結的核心。在平流層下層塵埃顆粒 (Particulate) 的來源，大抵一方面由於星際間隕星塵 (Meteoroid) 的沈降，而另一方面可能由於地面火山的爆發。按夏農 (Chagnon, C. W.) 與榮耿 (Junge, C. E.)(10) 稱此微小塵粒，其半徑大致在 10^{-5} 至 10^{-4} 公分大小。其集中高度約在二十公里。此類塵粒大抵集中於高緯度地區平流層上層中。觀測日光散射強度 (Scattering intensity) 與夜光雲 (Noctilucent clouds) 質點極化 (Polarization) 之

結果，因知其大部份質點大小在 10^{-6} 至 10^{-5} 公分左右。而其密度約在一立方公分中二克(11)。塵粒半徑在十分之三微米以上者停留在廿五公里高度層次約需一個月之久。至於塵粒半徑小於百分之一微米者每可達三年之久。按前述塵粒半徑大小在平流層下層其浮游時間竟可達六年與三十年之久。在美國中緯度無論冬夏測得在對流層頂塵粒濃度在每立方公尺中僅有零點零四粒，推至二十公里高度每立方公尺增至零點一粒，而驟然減低至每立方公尺零點零一粒在平流層無風帶 (Stratonull) 高度。此類塵粒的大小，可能與其來源有關係存乎其間。塵粒半徑小於十分之一微米 (10^{-5} cm) 者大抵來自對流層中，其大小在十分之一至一微米者可能為平流層中產物，而其半徑更大者皆可能由於星際間降落。塵粒集中的層次大致在二十公里高度。其原因或由於在平流層下層空氣密度增加，而降落之速度降低。

七、臭氧層形成的過程

在平流層下層空氣成份中氧分子受日射刺激，產生光化分解 (Photodissociation) 作用，使空氣中氧的分子，分離而為氧原子。而後重新組合為三原子氧 (O_3)，通稱為臭氧。(12) 此種氣體作微藍色而有刺激性臭味。臭氧分子有強烈吸收紫外光波的效應，波段在二千至三千埃 (Angstrom) 間，此光譜波段通稱海斯堡波段 (Herzberg band)。其形成過程方式如下：



按 M 為另一分子或原子用以保守其能量或動量。而在較高高度臭氧又重回復為氧分子與氧原子，其過程如下：



臭氧集中的高度大約在二十至卅公里之間。日射在海斯堡波段的通量 (flux) 約等於日射常數 (Solar Constant) 的百分之一，亦即為每分鐘每平方公分零點零二卡 (Calorie)。臭氧產生量最高在春季而最低在秋季。臭氧雖形成於日間，但並不消失於夜間，且在四十公里高度以上可能有增加。臭氧量於晴日在對流層中甚少，但在地面有煙霧 (Smog) 時臭氧含量可於每百萬分之五十粒數 (particles per million)。空氣層中臭氧量倘能壓縮至平流層頂其厚度僅數公厘而已。日射中紫外光波有強烈殺傷的效應，由於臭氧有強烈吸收的效應，遂使地面有機體得以有正常的發育。平流層中臭氧含量以在赤道地區為較少，而在

高緯度地區為較多。因此在冬季於極區平流層高度愈低時，臭氧層厚度最大。在平流層中臭氧集中量隨高度低減而增加，此種情形至對流層中擾動混合過程停頓始止。一九六三年春間在北美洲高緯度區測量臭氧集中高度約在十七公里處約為每立方公尺五百五十微克 (Micrograms)，而在其他緯度約為四百微克。其集中層次的高度有顯著的增加自極區至赤道約有十公里之差。在北極區上空十六公里處最高臭氧含量曾達七百微克。至於近地面的臭氧集中量大約不過每立方公尺空氣中二十至三十微克而已(13)。

八、夜光雲的研究

平流層頂以上中氣層中特殊的現象，則為夜光雲 (Noctilucent clouds) 的顯現。此種瑰麗的自然現象，在近年來亦已有周詳的研究。(14)夜光雲出現的高度大都於中氣層頂約在八十至九十多公里。夜光雲的雲點半徑大致在百分之十二至十五微米。此類塵點來源可能由於火山噴發火山塵與星際降落隕星塵。夜光雲常出現於太陽在地平線八度或九度以下光景。夜光雲常深失於中夜。夜光雲於北半球所見最高頻率大致在七、八月間，而於南半球在一月。夜光雲活躍情形與太陽活動相吻合。至於在中氣層頂高度氣溫極低，強盛光化離解及較高與較冷氣層中臭氧分子可能為凝成夜光雲的因素。在此高度夜光雲溫度已低至攝氏零下一百四十三度左右。若溫度升高至攝氏零下一百廿三度夜光雲即見消失，夜光雲擴佈範圍廣大可達十萬平方公里，其光度可二、三倍於曙光的背景，大約在每平方公分十分之四燭光。在泰空的隕星塵其半徑在十分之一至十分之五微米者大抵一百二十至一百八十公里高度，待其下降至八十公里高度每需二個至四個星期之久。夜光雲高度約高出於貝母雲高度四倍。夜光雲出現頻率最高時季與貝母雲出現時季適得其反。夜光雲厚度平均約有二公里。夜光雲的形態與對流層中稀薄卷層與卷層雲相似，雲的移動方向常自東北至西南，雲速大約在每秒八十公尺之譜。夜光雲形成的環境大致可歸納為下列三點：(一)中氣層頂須降至極低值；(二)擾動層頂 (Turbopause) 須下降至高度與中氣層頂相整合；(三)對流作用須攜帶充分水汽上升至擾動層頂，同時擾動活動使形成一層微塵層脈，而此層的含塵量須一百至一千倍於準常狀況。

九、極光顯現的地區

中氣層近乎為下層中性大氣層與在其上電子活動的游離層 (Ionosphere) 間的過度區 (Transition

zone)。在下層中氣層自由電子 (Free electrons) 濃度每立方公分約有二百之數，在太陽活動旺盛或極光顯現時可增至一千以上。一般電子密度在中氣層中常隨高度增加，在中氣層頂的濃度尤勝過於平流層頂的序級。在此層及其上層層空氣中最顯著的以在高緯度所顯現的極光 (Aurora) 為代表象徵。極光顯現時最強光度可以與地面在滿月光度相比。極光可能由於氮原子在三九一四埃波段與氧原子在五五七七埃波段相撞擊所激發 (Collision excitation)，亦可能由於空氣層游離作用與傳播的無線電所激發。極光形態簡明的分類大別為三種：(一)帶狀或弧狀；(二)幕狀；(三)線狀。極光弧長度可達四、五千公里，而其平均厚度約九公里，其薄的不過三公里半。極光厚度的增加似乎與磁性活動成正比。極光放射高度最高可達一千一百公里。在高緯度由肉眼所見極光的色澤大抵淡綠色。而低緯度所見的極光常為紅色，其波段多在六三〇〇埃左右，亦即為臭氧波段。極光活動的範圍並不以直線的向兩極增加。極光顯現頻率最大地帶在地磁緯度 (Geomagnetic latitudes) 六十五度左右。其次在地磁緯度四十五度至六十度之間，而最少地區在北緯四十五度至南緯四十五度之間。據范士瑞 (Feldsteir) 研究極光地帶在太陽活動最低時移近磁極區比較在太陽活動旺盛時更移近二度半至三度左右。極光顯現頻率的周日變化大抵最高發生於地磁子夜 (地方時間廿二時)，而最低則在地磁正午時間。分析極光頻率似有廿七日的周期，以季節變化而論，在春分與秋分時間極光活動分外增加。另一點值得注意之點，即極光弧高度降低時其強度隨之增加。在中歐地區測得極光最高度在二百五十至三百公里之間，而其最低高度僅及六十五公里(15)。

十、大氣中游離層的結構

大氣上層由於大量離子 (Ions) 與電子 (Electrons) 的存在與活動，使無論長短波長無線電波的傳播受到障礙。其在下層五十公里處，則已與臭氧層相重疊。此游離層 (Ionosphere) 就其大約離子平均密度的分佈狀況，在午間理想標準 C 層每立方公分離子數 10^3 ；D 層離子數為 10^3 至 10^4 ；E 層與 F₁ 層離子數為 10^3 ；而 F₂ 層離子數為 10^6 。氦氣層為 10^4 ；質子層為 10^4 至 10^3 。至於夜間各層之離子數大體轉趨降低(16)。各層中似無顯明劃分的界限。其上層空氣成分中多含中性或游離的氮分子；通稱氦氣層 (Heliosphere) 更向上升空氣中主要的含着游離氫

原子，因又稱為質子層 (Protonosphere)。游離層的結構，李虛白 (Rishbeth H.) 與賈立毓 (Garriott, O.K.) 已有專書論述，茲僅述其要點，以闡明游離層在大氣層結構之位置及其與大氣層間相互的關係。

十一、D 層形成經過

游離層的下層通稱為 D 層或中性層 (Neutral Layer)，位於平流層中驟然增溫區域，低週率無線電波常受反射。在中緯度觀測低層中正離子 (Positive ions) 與電子進入層因有大量負離子的存在，即產生中和 (Neutralization) 現象。D 層下層的游離作用係受宇宙射線 (Cosmic rays) 及來曼射線 (Lyman alpha-1216Å) 與大氣成分中氧化氮 (NO) 而其上層則由於日射中倫琴射線 (X-rays) 及來曼射線 (Lyman Beta-1026Å) 所產生。由於宇宙中繼續不停產生電子，轉而變為附屬中性分子，於夜間形成離子，在日間受能見光譜輻射的刺激，又再生分離現象。日初出時，日射正切的穿過大氣下層，空氣中所吸收能見光譜遠少於倫琴射線或紫外射線，使在 D 層下層與上層產生性能上的差別。在下層電子濃度於日出之前已始增加，其電子存在量則純視分離情況而定；至於在其上層電子濃度的增加須在近地面日出時增加，游離的倫琴射線與紫外射線已達充分的強度。D 層為游離層的最下層次，其高度概在九十公里以下。此層復得再分為上下兩層。以六十五公里至八十五公里間為上層；而以五十公里至六十公里間為下層。此下層又得命名為 C 層。夜間 D 層常見消失，僅留 E 層於其後。在六十至七十公里高度在平均日射強度下，電子密度約每立方公分五百至一千之數。D 層與 E 層間的界限適在中氣層頂之處。D 層上層游離現象主要由於來曼射線對於氧化氮所激發，而 D 層下層則主要由於宇宙射線對於氧與氮分子 (O_2 and N_2)。光化作用的後果。至於在層尾端游離作用可能為倫琴射線在卅一埃以下波段所產生的游離現象。

十二、E 層產生的高度

E 層通常稱海維賽層 (Kennelly-Heaviside layer) 平均高度為九十公里至一百五十公里，在日間 E 層形態比較穩定，而在 F 層與 E 層之間，亦並無明確界限之可尋，近於夜間在 E 層與 F 層始呈現有溝谷之分野。E 層電子密度發展到達頂峯時間適近日中，隨後 E 層高度即漸降低，而 F 層與 E 層間分

隔的寬溝亦隨之減低。E 層中有若干散塊層次 (Spontaneous layers)，其厚度平均約二公里至五公里，而其所在高度在一百至一〇七公里左右。E 層形成的主因由於分子氧與原子氧受倫琴射線在一百埃與卅一埃與紫外射線在九一〇埃游離的結果。在 E 層中光化游離 (Photoionization) 率的頂峯在日中時約為每秒每立方公分四千二百對游子，而其高度大約在一百公里，在 E 層中電子百分之七十五多由正氮分子所產生，而百分之九十係由日射在四十四埃至一〇五埃波段間光化游離作用所產生。E 層中有效復合係數 (Effective recombination coefficient) 約為 $10^{-7} \text{cm}^{-3} \text{Sec}^{-1}$ 而在氣溫增高時降低。

十三、F 層的辨認

大氣上層在三百公里以上，其下層多屬於氧與氮分子，而其上則為氫分子。倘若更推至以上高度，空氣成份則屬於原子氧、氮與原子氫活動的領域，其分佈情形端視時間與地理位置而異。氫層的厚度大部由溫度因素決定。氫層的高度大約在六百四十公里，亦即與 F 層高度適合。在太陽活動旺盛時此氫層擴展非常廣泛，而在太陽活動消弱時，此層即不易於觀測。F 層通稱為艾浦登層 (Appleton layer)，亦為游離層的最高層。F 層又常以其高度分為 F_1 層與 F_2 層。 F_1 層頂峯高度大抵在一百五十公里。在中緯度 F_2 層的高度約在三百公里，但其最高高度可達六百五十公里以上。 F_2 層電子密度逐日變化可能有百分之二十差別，即以逐時而論，亦可能有顯著的出入。在冬季午間有顯明頂峯發展，但在其他季節則出現殊不規則形態。在赤道鄰近地區 F 層在日間高於夜間，此或由於日射旺盛後而溫度增加所致。

十四、結 論

綜上所述大氣上層各游離層次 D、E、 F_1 與 F_2 自五十公里以推至一千公里高度皆受紫外射線與倫琴射線所產生游離現象。總之，凡此皆由於日射強弱變化所控制。因此日射的變化實為大氣中各種現象及大氣層主要結構的關鍵，而值得作更深入的研究。大氣層的結構在一千公里以上，現在氣象科學所知尚屬鮮少，亦將有待於未來氣象資料搜集，使吾人對於大氣層邊緣的情況與星際間的關係有進一步的悟解，想亦期在不遠，願共拭目俟之。

引用文獻

- (1) Teisserenc de Bort, L. P. (1902): Variations de la temperature de l'air libre dans la zone entre 8-km et 13-km d'altitude. *Compt. Rend.* 134, 987-989.
- (2) Chapman, S. (1950): Upper atmospheric nomenclature. *J. Atmospheric Terrest. Phys.* 1, 121.
- (3) Webb, W. L.: Structure of the Stratosphere and Mesosphere. Academic Press, 1966.
- (4) Fairbridge, R. D.: The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology, Reinhold Publishing Corporation, 1967. pp 953.
- (5) 見註(3)第七頁 Ibid (3) p. 7.
- (6) Humphrey, W. J.: Physics of the Air, McGraw Hill Book Co., 1940 p. 307.
- (7) 見註(3)第一〇一頁。
- (8) Sampling the Upper Atmosphere, NCAR Quarterly No. 25, Nov. 1969.
- (9) Hesstvedt, E.: Mother of Pearl Clouds in Norway. *Geofys. Publikasjoner Norske Videnskaps-Akad. Oslo* 20, 1-29. and Junge, C. E. *Air Chemistry and Radioactivity*, Academic Press, 1963 p. 199.
- (10) Chagnon, C. W. and Junge, C. E.: (1961) The Vertical Distribution of Sub-micron Particles in the Stratosphere. *J. Meteorol.* 18, pp. 746-752.
- (11) Witt, G.: (1960). Polarization of light from noctilucent clouds. *J. Geophys. Res.* 65, 925-934.
- (12) 鄭子政：揭開大氣中臭氣層的秘密。東方雜誌復刊第二卷第五期第五八頁至六二頁。
- (13) Junge, C. E. (1963): *Air Chemistry and Radioactivity*, p. 52, Academic Press, New York.
- (14) 鄭子政：論近年夜光雲的研究。現代學苑第五卷第十期。
- (15) Hultqvist, B.: Aurora, In matsushita, s. and Campbell W. H.: *Physics of Geomagnetic Phenomena* pp. 664-768 Academic Press. 1967.
- (16) Besangon, R. M. ed.: *Encyclopedia of Physics*, pp. 348-9, Van Nostrand Reinhold Co., 1966.
- (17) Richbeth, H. and Garriott, O. K.: *Introduction to Ionospheric Physics* Academic Press, 1969.