

夜間大気光 O_2 Atmospheric 及び OH マイネル帯のロケット観測*

渡 辺 隆**・中 村 正 年**・小 川 利 紘***

Rocket measurements of O_2 Atmospheric and OH Meinel Bands
in the Nightglow

By

Takashi WATANABE, Masatoshi NAKAMURA and Toshihiro OGAWA

Abstract: Altitude distributions of the (0,0) 7619A band of O_2 atmospheric system ($b^1\Sigma_g^+ - X^3\Sigma_g^-$) and of the (7,2) 6863A band of OH ($X^2\Pi$) in the night airglow emissions were measured at $31^\circ N$ latitude. In spite of different seasons and local times of observations, all three measurements presented the peak emission rate occurring at an altitude of 94 ± 1 km for the O_2 band and at 90 ± 2 km for the OH band. The former emitting altitude is in basic agreement with the atomic oxygen density profile measured by the UV resonance fluorescence method, but the latter is considerably higher than expected from relevant theoretical models. After examining various possible causes for this discrepancy, it is possible that the continuum airglow may contaminate our observations of the OH airglow. This may be applicable also to other similar observations made so far in the near infrared.

1. はじめに

現在、夜間大気光観測においては主要な大気光の発光メカニズムがよくわかってきたため、主な大気光観測は上部中間圏及び熱圏の組成を研究するという目的で行われるようになってきた。このような研究は、特に大気光の発光層をつき抜けて飛ぶことのできるロケット観測によって発展してきた。

O_2 大気光のうち O_2 atmospheric band system ($b^1\Sigma_g^+ - X^3\Sigma_g^-$)については、7619 Å

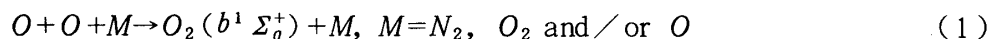
* 宇宙研特別事業費による論文

** 筑波大学物理学系

*** 東京大学理学部

(0.0) バンドは高度60 km 以下では下層大気中の O_2 による強い自己呼収のため観測できないので、ロケットによる観測が不可欠である。現在までに夜間の7619 Å大気光高度分布の観測は数回行われている[5][29][35]。このatmospheric bandの励起は、主に酸素原子の3体衝突で起こると考えられる。

すなわち、



又、励起機構のもう一つの候補としては次の反応が考えられる。



Wallace and Hunten (1968)[37]はこれら二つの反応をPacker (1961)[29]が観測したプロファイルを用いて定量的に検討している。

他方、基底状態にある $OH(X^2 \Pi)$ の振動回転遷移によって生ずる OH マイネル帯大気光は、地上で観測される近赤外大気光スペクトルの中で最も主要なものである。Meinel(1950)[20]がはじめてこの大気光を観測して以来、理論・観測の両面にわたって数多くの研究が行われている。

この OH 大気光の発光は、



によって説明されている[2][36]。

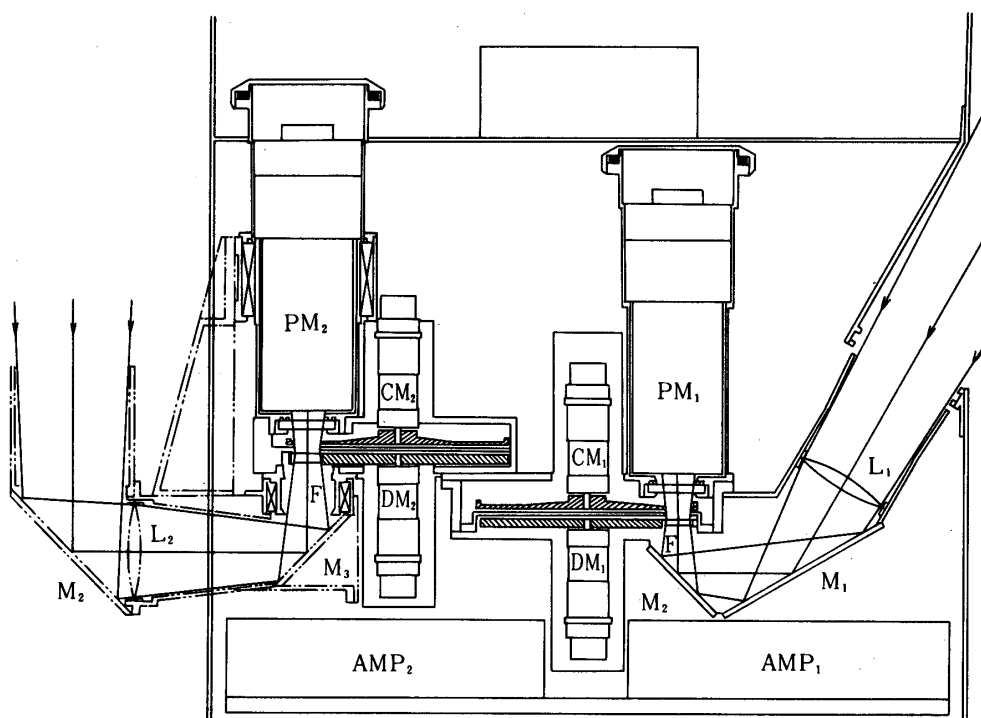
ロケットによる夜間の OH 大気光高度分布の観測は数多い[1][7][9][11][18][29][31][35]。これらの観測で得られた OH 発光層の高度及び層厚は大きなバラツキを示している。この原因としては、測定地、季節、temporalなもの、の差が考えられよう。また、実験精度も要因の一つであろう。

OH^* は(3)式に見られるように H 及び O_3 の分布と関連がある。しかしながら、後で述べられるように OH は O 原子の分布に影響を受けるから、 O 原子の分布との関連を調べることは OH 大気光の発光層高度分布及びその変動を調べる上で重要である。 $O_2(b^1 \Sigma_g^+)$ の分布はより直接 O 原子の分布に支配されるから、 $O_2(b^1 \Sigma_g^+)$ を同時に測定することは重要な意味を持つ。

この論文では、主にこの点に注目して、 O_2 及び OH 大気光のロケットによる3回の同時観測結果、 $O_2(b^1 \Sigma_g^+)$ 及び $OH(X^2 \Pi, v')$ の生成消滅機構の解析、及び他観測との比較がなされる。

2. 測定装置

3回のロケット実験に用いられたそれぞれの大気光観測装置は、ほぼ同一の光学系でできている。測定装置は、それぞれ基本的には、光バツフル、対物レンズ、干渉フィルタ、光チャップ及びフォトマルから構成されている。第1図にロケット用大気光放射計の概要が示されている。3回の観測に用いた放射計のフィルタ特性、視野角等の概要を第1表に示した。そ



L : Lens
 M : Plane mirror
 PM : Photomultiplier
 F : Filter
 DM : Filter Motor
 CM : Chopper motor
 AMP : Electronic circuit

図1 K10・5用大気光放射計の概念図

表1 ロケット搭載大気光測定装置の概略

Flight No	K 10.5		K 10.7			K 9 M.49	
Date	September 6, 1969		August 20, 1971			January 17, 1975	
Launching Time, JST=UT+9h	2035		2110			1835	
Peak Height, km	247		271			363	
Filter Pass-band, Å	7624 ± 52	6900 ± 300	7620 ± 25	6875 ± 90	6890 ± 380	7590 ± 70	6880 ± 110
Airglow Feature	O ₂ A(0,0)	OH(7,2)*	O ₂ A(0,0)	OH(7,2)	OH(7,2)**	O ₂ A(0,0)	OH(7,2)
Photomultiplier	PM55(Toshiba) (S-20)	PM55 (S-20)	PM55 (S-20)	PM55 (S-20)	R 316 (HTV) (S-1)	R 374 (S-20)	R 374 (S-20)
View Direction, deg (upward with respect to the rocket axis)	0	30	30	30	30	40	40
Field of View, deg (circular, full angle)	6	6	7	7	7	6	6

* (6,1)および(8,3)バンドを含む

** (6,1), (8,3), (9,3)および(4,0)バンドを含む

それぞれのロケットの搭載条件を満たすために、各放射計の特性はわずかず異なっている。K10-5に搭載された7619 Å用放射計のみがロケット軸に平行な方向に光軸を持っていて、それ以外の放射計はすべて side looking タイプである。使用したフォトマルチプライアは、K10-7用6890 Å放射計にS 1光電面を使用した以外はすべてS 20である。

フォトマルからの熱雑音を少なくするために、光チョッパと同期整流増幅回路が用いられた。また、フォトマルは高圧放電を防ぐために1気圧封止がなされた。

飛翔中にキャリブレーションを行うため、蛍光物質を塗付した金属板を断続的にフォトマルにさらした。また、ゼロレベルを求めるために断続的にシャッタが用いられた。

3. 観測概要

ロケットに搭載された大気光放射計はそれぞれ1969年9月6日(K10-5)、1971年8月20日(K10-7)及び1975年1月17日(K9M-49)に内の浦(31°15'N, 131°05'E)から打ち上げられた。始めの二つの実験は夜間に、又3回目の実験は夕方薄明時に行われた。この最後の実験での太陽天頂角は上昇時102.8°、下降時105.6°で、地表面の影はそれぞれ高度160 km及び240 kmであった。

飛翔中のロケット姿勢の決定には、最初と2回目の実験では2成分地磁気姿勢計と星センサが用いられた。まず、K10-5では上昇時のスピン軸の天頂離角は24°で、半角1.5°のプレセッションがあった(Saito and Hagiwara, 私信)。K10-7では同様に天頂角28°及びコーン角2.5°(Tanabe and Takechi, 私信)であり、二つの実験ともに姿勢は良好であった。最後の実験においては星センサが搭載されていなかったために、太陽紫外放射計を姿勢計として用い、地磁気姿勢計と合わせてロケット姿勢を求めた。この太陽放射計は本来オゾン層による吸収を測定するためのものであったが、ロケット高度が最大となる付近の高度では吸収が無視できるため、ロケット姿勢のモニタとして使用することができた。

K10-5及びK10-7に搭載したside-looking型放射計は、できるだけ低い高度から測定を始めることを目的として設計された。そのため、これらの放射計はロケット平行部に搭載され、高度50 kmに達した時にロケット壁に開窓が行われ測定が開始された。

4. 結果及び検討

4.1 O₂ atmospheric (0,0) 7619 Å band

3回のロケット観測で得られたO₂ atmospheric (0,0) bandの天頂強度高度分布が図2~4に示されている。通常ロケットが完全に発光層の上部にいる場合は、放射強度は高度に対して一定になる。この一定のレベルは星野光及び/又は黄道光によるバックグラウンドである。大気光強度は観測される強度からこのレベルを差し引くことによって求められ、更に放射計の観測方向と天頂方向とのなす天頂離角を用いて大気光の天頂強度が求められる。打ち上げ前の放射計絶対感度の較正が精度がよくなかったため、星野光バックグラウンドを用いて放射計の絶対感度較正を試みた。次章にみられるように、この方法はOH放射計には適用することができた。しかしながら、O₂放射計に関しては感度が低すぎたため星野光バックグラウンドを検出することができず、約105 km以上の高度では放射計の出力はゼロを示していた。

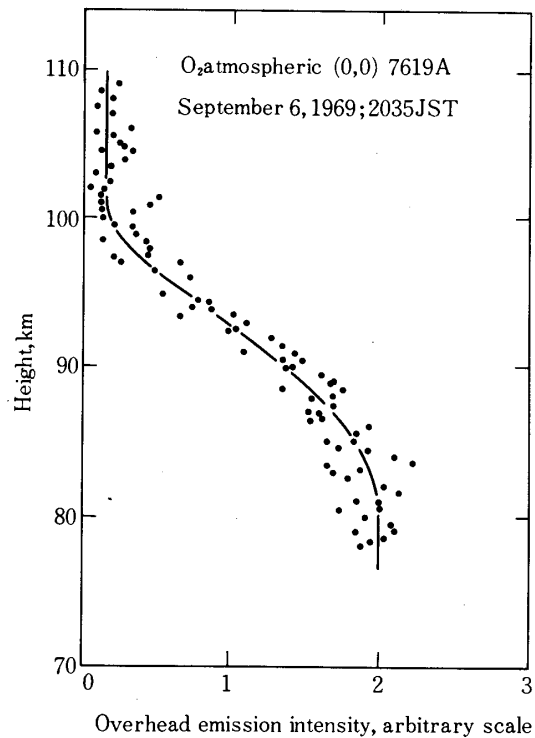


図2 1969年9月6日内の浦で観測された $O_2(0,0)$ バンド大気光天頂強度の高度分布

それゆえ、この方法は O_2 放射計に適用することができなかった。従って、図2～4では放射強度の相対値のみが示されている。

夜間の観測（K10-5、及びK10-7）では、1スピンの間の視野方向の変化に対応して観測値は規則的変動をくり返していた。そのため、スピン位相の異なった何点かで発光強度をサンプリングすることができた。しかしながら、1975年1月の薄明観測においては、放射計の方位角が太陽方向に一致する位相において非常に強い放射を測定したため、出力がフルスケールを越えてしまった。この強い放射は、おそらく強い黄道光あるいは太陽光の迷光によるものと思われるが、この場合サンプリングは反太陽方向でのみなされた。

1971年8月の実験結果は70km以下での放射が弱まっていることを明らかに示しているが、これは O_2 の自己吸収によるものであり、日中及び夜間に行なわれた他の観測においてもこの現象はみられる[29][37]。

1975年1月の観測は、前に述べたように夕方薄明時の観測である。上昇時から下降時にかけて太陽天頂角は 102.8° から 105.6° にわたって変化したが、図4にみられるように、上昇時と下降時のプロファイルは基本的には一致していて大差がない。このことは、これらの太陽天頂角においては O_2 大気光は薄明増光（twilight enhancement）を過ぎて夜間大気光として安定な状態になっていることを示しているようである。地上観測[24]によって、薄明増光は太陽天頂角が 101° で終わることが既にわかっている。

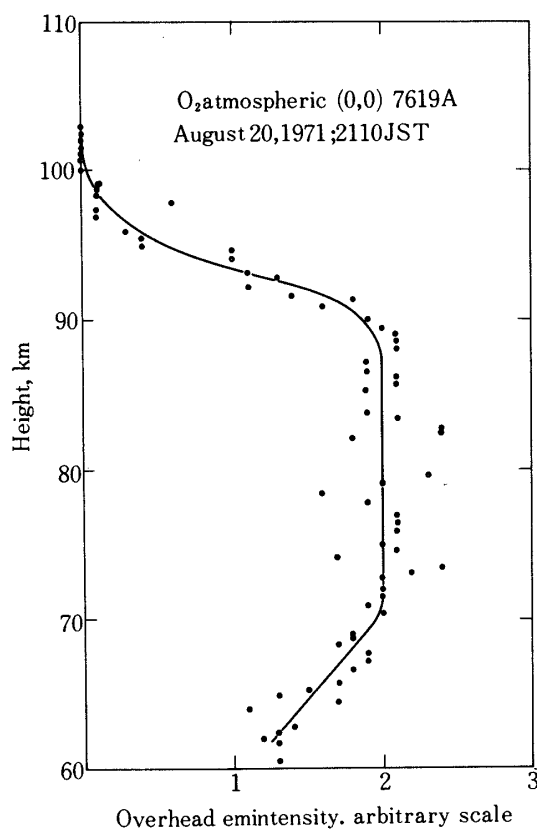


図3 1971年8月20日の観測 (図2と同様)

図2～4の天頂強度プロファイルから求められた単位体積当たりの放射率 (Volume emission rate) が第5図に示されている。最大発光高度は、どの観測値も 94 ± 1 kmの高度に収まっていることがわかる。また、1975年1月の薄明プロファイルは夜間の分布によく一致し、前述の説明が確かなものであることがわかる。

ここで得られた結果は、 $32^\circ N$ の観測値[29]によく一致する。他方、Fort Churchill ($59^\circ N$)における観測[5]では91 kmの値が得られており、これよりは多少高い。しかしながら、彼等の観測はオーロラの影響を受けているため、中低緯度のものとは異なっていると考えられる。

発光層の厚みは観測毎に大幅に異なっていて、測定順に13 km、6 km及び8 kmである。データの散らばりから判断すると、1971年9月及び1975年1月の値は最初の実験値に比べて少し精度が落ちるようであり、おそらく13 kmが最も信頼できる値であると思われる。Packer (1961) [29]及びDeans et al. (1976) [5]は18～20 kmの厚みの層を観測している。前者は天頂角 75° の方向を観測しており、測定器の視野を考慮すると発光層は実際より厚く観測されるであろう。また、後者[5]の値は上記のようにオーロラの影響を受けている。

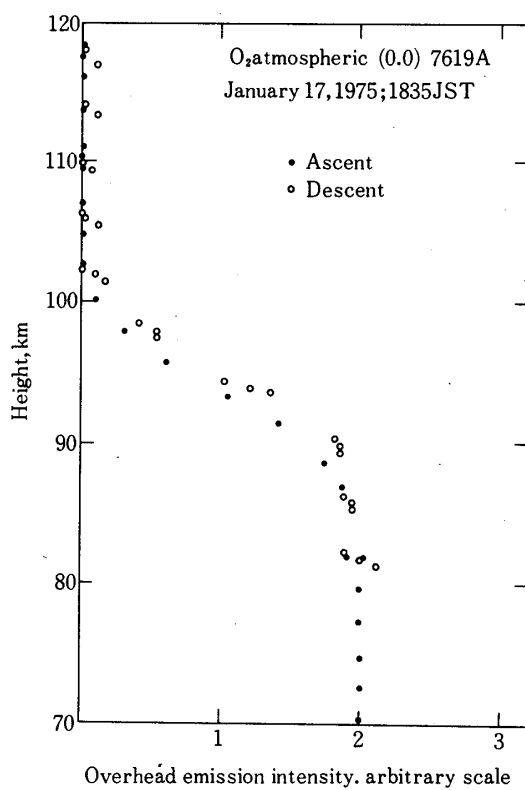


図4 1975年1月17日の観測（図2と同様）

次に、連続大気光がどの程度7619Å放射計の測定に影響を及ぼしているかを推定してみる、というのは我々の装置では連続光を完全に分離することができないからである。7619 Å付辺では、 $NO + O \rightarrow NO_2 + h\nu$ のケミルミネッセンスによる NO_2 の連続光が主要なもので、その高度分布はまだ十分よくわかっていないが、 O_2 atmospheric bandの分布によく似ていると思われる[8]。最近の観測では赤から8500 Åまでの波長域では約1 Rayleigh/Åの強度があると思われる[8][25][32]。この強度を使うと、我々の7619 Å放射計への連続光の寄与は約100 R程度である。他方、これまでのロケット観測[5][29]では7619 Åバンドの強度はそれぞれ1.4 KR及び3.5 KRである。従って、連続光による7619 Å放射計への寄与は十分小さく、無視できることがわかる。

我々は、1975年6月に三陸バルーンセンタ(39°N)において、バルーン高度で(0,1)バンドの測定を行っている[28]。この観測で得られた(0,1)バンドの強度600(+300, -100) Rを(0,0)及び(0,1)の観測値[37]の比を用いて換算すると、(0,0)バンドの強度は10(+5, -1.5) KRと見積ることができる。この強度は39°N 6月の値であるが、これは59°N 1月の1.4 KR及び32°N 11月の3.5 KRに比べてかなり大きいし、又この差は実験誤差より大きい。この結果はおそらく mesopause における酸素原子密度の季節・緯度変動を示していると思われる。(即ち冬季の高緯度での低密度、及び夏季中緯度における

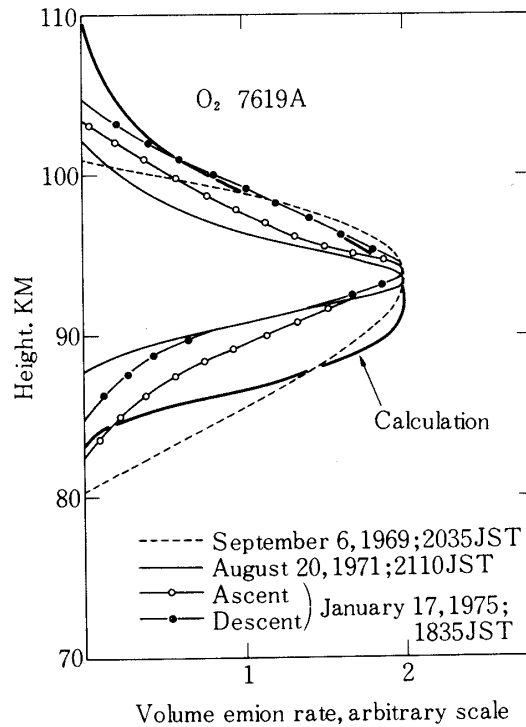


図5 O_2 atmospheric (0,0)バンドの体積放射率の高度分布.
「CALCULATION」は Dickinson et al. の観測による
酸素原子分布を用い $O + O + M$ 反応を仮定して求めた.

高密度). このような変動の原因としては, 太陽日射の変化による酸素原子生成率の季節変動があると思われる. しかしながら, この点を確認するためには更に詳しい研究が必要である.

中間圏における酸素原子分布と 7619 Å 放射強度分布の比較を行ってみる. 夜間の酸素原子のモデルとして紫外共鳴線を用いた観測 [6] が信頼性が高いのでこれを用いる.

反応式(1)によって励起される (0,0) バンドの体積放射率は次式で計算される, 即ち

$$I = \frac{A_{00}}{\sum_{v''} A_{0v''} + k_q n(N_2)} \eta_1 k_1 n(O)^2 n(M) \quad (4)$$

ここで n は各成分の密度, k_1 は反応式(1)の反応係数で, $k_1 = 9.8 \times 10^{-34} e^{475/T} \text{ cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$ (T は kinetic temperature) [3] で与えられる.

η_1 は反応式(1)における ($b^1 \Sigma_g^+$, $v'=0$) への励起効率である. k は ($b^1 \Sigma_g^+$, $v'=0$) の衝突脱活性の反応係数である. k_q は N_2 に対して $2.2 \times 10^{-15} \text{ cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$, O_2 に対して $4.0 \times 10^{-17} \text{ cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$ である [19]. これらの値は他の最近の測定値 (O_2 に対して [16]) と非常によく一致しており, 又この値では大気中では O_2 による脱励起は無視でき, N_2 による脱励起が主になる. $A_{v',v''}$ は (v',v'') バンドの遷移確率で, $A_{00} = 0.085 \text{ sec}^{-1}$, また観測より $A_{00}/A_{01} = 17$ で (0,0) バンドが圧倒的に強い [37]. 従って $\sum A_{0v''} \approx A_{00}$ は大変

良い近似である。

大気モデルとして Dickinson et al. (1974) [6] で得られた酸素原子分布を用いるが、全大気密度分布は CIRA 1972 [4] の表から得た。得られた体積放射率の計算値が第5図に示されている。計算値と測定プロファイルは良く一致している。バルーン観測から見積った10KRの積分強度を使って観測強度のスケールを決めてみると、 $\eta_1 = \frac{1}{4} \sim \frac{1}{3}$ の時最良の一致がみられる。この値は $O_2(^1\Delta_g)$ の生成もすべて反応式(1)で行われると考えると大きすぎる値であるが、 $^1\Delta_g$ は $^1\Sigma_g^+$ より励起エネルギーが小さいので他の反応による寄与も十分ある [17] ことを考慮すれば不可能な値ではない。

反応式(2)による寄与を見積るために、夜間のオゾン分布の観測値 [12] と反応式(2)の反応係数として $k_2 = 1.9 \times 10^{-11} e^{-2300/T} \text{ cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$ [10] を用いて $^1\Sigma_g^+$ の生成率を計算した。得られた値は励起効率 η_2 を1としても反応式(1)に比べて約 1/10であることがわかり、 $O + O_3$ の反応は $O_2(^1\Sigma_g^+)$ の励起機構としてはほとんど効かないといえる。

4.2 OH(7,2) 振動帯

OH(7,2) 6861Å の高度プロファイルの観測結果が第6図及び第7図に示されている。前節で述べたように、打ち上げ前の放射計絶対感度の較正の精度が悪ったため、発光層の上で得られたバックグラウンド放射強度を用いて放射計の感度較正を試みた。このバックグラ

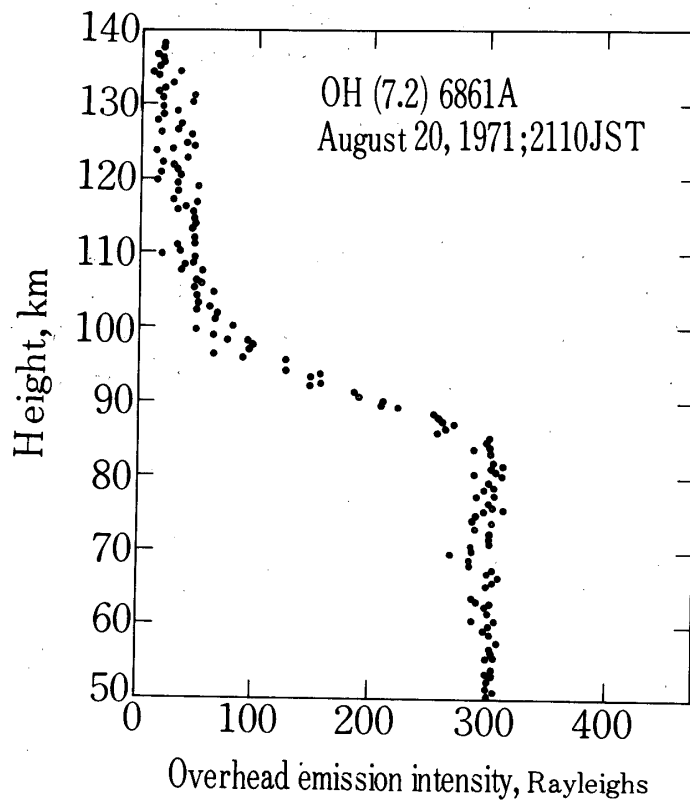


図6 1971年8月20日内の浦で観測されたOHマイネル(7,2)バンド天頂強度の高度分布

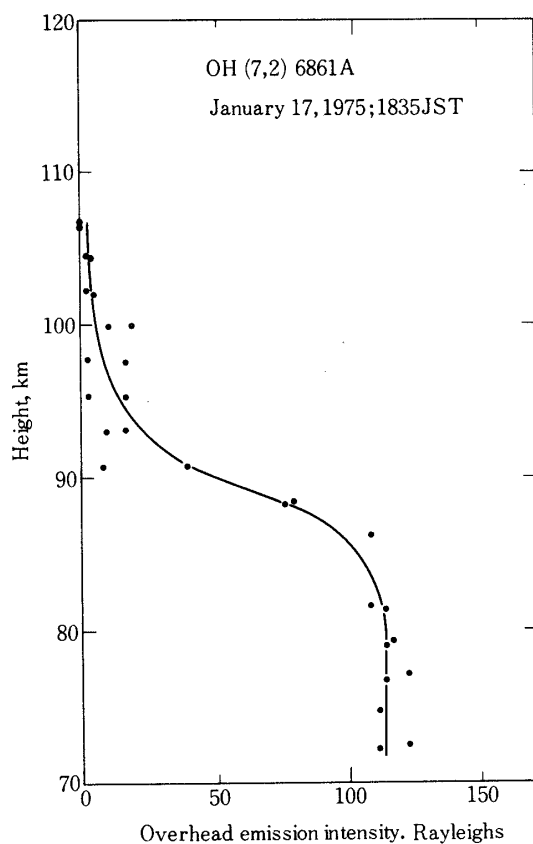


図7 1975年1月17日の観測 (図6と同様)

ド放射を評価するため、星野光全天強度分布 [30] 及び黄道光全天強度分布 (H. Tanabe, 私信, 1975) が用いられた。星野光及び黄道光はすべて G 2 型スペクトル分布を持つと仮定した。これらの連続光スペクトルに対する放射計の出力の絶対値を決めてから、OH(7,2) バンドの絶対強度を求めた (図6及び7)。この計算では OH 分子のスペクトル定数は Krassovsky et al. (1962) [14] の表から得た。また、(7,2) バンドの回転線強度分布を計算する際回転温度を 180°K とした。回転温度を $180^{\circ}\text{K} \sim 260^{\circ}\text{K}$ まで変えても強度計算結果は $\pm 5\%$ 以内で一致した。

このようにして、(7,2) バンドの天頂強度として 1971 年 8 月が 302 R, 1975 年 1 月が 125 R を得た。この絶対強度計算に含まれる誤差は $\pm 25\%$ 程度と推定している。

地上観測 [14] による (7,2) バンドの平均値は 280 R であるが、OH マイネル帯の強度変動は大きいことが知られており、二つの観測で得た値は妥当なものであると思われる。

これらの天頂強度プロファイルから求めた体積放射率が第 8 図に示されている。最大発光高度でのそれらの値は、1971 年 8 月が高度 91 km で $315 \text{ photons} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{sec}^{-1}$, 1975 年 1 月が高度 89 km で $215 \text{ photons} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot \text{sec}^{-1}$ である。これら二つの体積放射率の高度プロファイルはお互いに少し異っており、1975 年の薄明観測の方が高度が低い。この点について

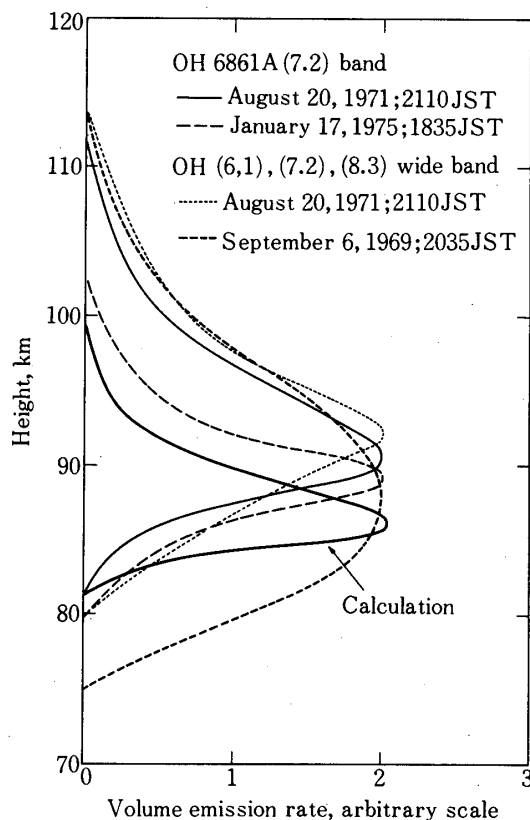


図8 OH (7,2) バンド体積放射率の高度分布

ては後で詳細に議論するが、二つの高度プロファイルの違いはOH発光層そのものの振舞いではなく、測定器にまぎれ込んだ連続大気光による影響である可能性も考えられる。

1975年1月の観測は夕方薄明時における観測であるが、昼間から夜間への遷移については赤外域でのOHバルーン観測 [22] では夕方薄明時において、太陽天頂角が 97° 以降でOH発光層は夜間大気光の状態になると考えられる。また、理論計算ではOH発光層の昼間から夜間への遷移は地上日没後1時間以内に終了することが示されている [23]。これらのことから1975年1月の観測 (太陽天頂角 102°) の時点では、OH発光層は夜間分布になっていたと考えられる。

図8には(7,2)、(6,1)及び(8,3)バンドに感度をもつ広帯域放射計による測定値も示されている。1971年8月の測定結果は同時に得られた(7,2)バンドのプロファイルと良く一致しているが、1969年9月のものはピーク高度より下の分布が他と異っている。この差異の原因は今のところよくわからない。

最近のモデル計算によるOH発光層のピーク高度は82~85 kmに現われる [23]。我々の測定値のピーク高度は 90 ± 1 kmであるから、5~8 km程度理論値より高くその差は大き

い. 理論計算においては OH の生成にかかわる水素原子のモデルの信頼性が低いことが問題点のひとつであろう.

そこで, 反応式 (3) を用いる代りにもっと信頼性のある方法として次の反応式:



を用いて OH 発光率を評価してみる. ここでこの反応係数は $M = N_2$ として, $1.0 \times 10^{-34} e^{510/T} \text{ cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$ である [13].

オゾンの量が反応式 (5) による生成と (3) による消滅によってバランスがとれている [26] ことを用いるわけである. ここで酸素原子として前節で用いた [6] による値を再び用いて OH の励起率を計算した. 結果が第 8 図に示されている. この方法では OH のピーク高度は 86 km で約 6 km の層の厚みを持つことがわかったが, 観測値とは依然大きな差がある. OH の脱活性による効果も [39] [34] による反応係数の室内実験による値を使って調べられたが, 計算値には実質的な変化を与えない. 酸素原子による脱活性は N_2 及び O_2 に比べて反応係数が大きい [38] [15] [33] ので重要であると思われるが, 理論と観測の高度差の改善には役立たない. これは近年理論計算によって得られた OH バンドの遷移確率 [21] が大きいので, 脱活性はあまり効かないことが原因である.

図 8 の計算値は酸素原子分布に基づいて計算しているので, 観測時の酸素原子分布が Dickinson et al. [6] のものと異なっているのではないかという疑問が生ずる. しかしながら, この疑問は O_2 A バンドの観測から否定される. (0,0) バンドに関しては, Dickinson et al. の観測による酸素原子分布によって非常にうまく説明がついている.

最後に残された説明としては, 連続大気光による汚染がある. 前述の如く, 連続大気光はこの波長域で平均 0.5 ~ 1 R/A の強度が見込まれる. これは 6880 Å 放射計に 100 - 200 R の見かけ上の強度の寄与がある. 従って, (7,2) バンドの放射計は本来の OH 大気光に加えて連続光を測定した可能性がある.

測定された OH 発光プロファイルへの連続光の寄与は, 両者の相対強度に依存する. 連続大気光の強度は, 励起機構に含まれる NO の変動が大きいことから, 時間的変動が大きいと考えられる. NO は 95 km 以上の高度においては熱圏温度に大きく依存し, 特に夜間はこの効果が大きい [27] と思われる. OH 観測を行った 1971 年 8 月 20 日及び 1975 年 1 月 17 日の熱圏圏界面温度の日平均はそれぞれ 1020 K 及び 890 K であるが, この温度差は 95 km 以上の高度ではかなりの NO 量の違いをもたらす ([27] の第 5 図). これから 1975 年 1 月においては NO 量は 1971 年 8 月よりもかなり少なく, 従って連続光強度も弱いと推論される. 従って, 1975 年 1 月プロファイルは 1971 年 8 月に比べて連続光による影響が少ないことが期待される. 前者がより低高度に分布していてピーク高度が理論値により一致していること, また, 100 km 以上の高度に放射カーブが伸びていないことはこのことが原因かも知れない.

波長 1 μ m 以下の近赤外域での OH 発光層プロファイルはこれまでいくつかのロケット観測によるデータがある [1] [11] [29] [35]. これらの観測は $31^\circ N$ から $75^\circ N$ までにわたり, 発光層のピーク高度と発光層の厚さはそれぞれ 84 ~ 97 km 及び 10 ~ 20 km の範囲に収

ており、我々の測定もこの範囲内に収まっている。上記のデータから季節変化及び緯度変化に関する傾向は何も見出すことができなかったのも、あるとすれば偶発的な力学効果による temporal な変動であろうと思われる。また、連続光による汚染や実験誤差によるデータのバラツキも無視できない。

1.4–2.0 μm の波長域においては種々の波長での9個のOH発光プロファイルの測定がある [7] [9] [18] [31]。これらのプロファイルを近赤外域で得られたプロファイルと比較すると、まず、1.4–2.0 μm でのOHバンド ($v=2$) の測定ではOH発光強度が近赤外域に比べて非常に強いため、連続光による影響は無視できる。これらの観測から $\text{O}_2(^1D_g)$ 大気光による汚染の可能性のある 1.34 μ の観測 [5] は除き、牧野等 [18] の二つのプロファイルを別にするとこれらの観測値はピーク高度が $86 \pm 2 \text{ km}$ 、層厚 6–10 km の極めて一定の発光層を示している。牧野等 [18] のプロファイルは我々と同時観測のデータでピーク高度は 92 km にあるが、著者達によれば実験誤差を考慮すれば、ピーク高度は 87 km まで下がりうるということがわかった。これらのことから、赤外域 ($v=2$) でのOH発光プロファイルは我々の観測値よりも低い高度にあらわれ、理論値との一致もよいことがわかった。

5. 結 論

O_2 atmospheric 及びOHマイネル帯の夜間大気光の高度分布を精密に決定するため、我々は内の浦 (31°N) においての3回のロケット観測を行った。

O_2 atmospheric (0,0) 7619 A バンドの発光層ピーク高度は3回の観測において極めて一定の高度 $94 \pm 1 \text{ km}$ に存在することが判明した。観測時の条件は地方時及び季節においても異っていたが、発光高度はこれらの条件に依存しないことがわかった。発光層の厚さは観測毎に大きく変動したが、これはおそらく発光領域の統計的ゆらぎあるいは測定誤差によるものであると思われる。このような変動の範囲内では、得られた O_2 発光プロファイルは、UV共鳴蛍光法によって得られた酸素原子分布を用いて計算した $\text{O} + \text{O} + \text{M}$ 反応による理論値と良く一致した。

他方、OHマイネル帯の近赤外域での観測値は $90 \pm 2 \text{ km}$ のピーク高度をもつことがわかったが、これは理論値に比べて著るしく高い。種々の原因を調べた結果、観測されたOH発光分布は連続大気光による汚染を含んでいる可能性があるとするれば理論計算と一致することが判明した。連続大気光はOH発光高度から 120 km 付近までにわたって分布し、かつ強度の時間的変動が大きいと思われることから、OH層ピーク高度や発光層上部の大幅な変動を起こしうる。近赤外領域でのこれまでのいくつかの観測における変動についても、同様の説明が適用できるようである。近赤外においてはOH大気光発光プロファイルを観測する場合、連続光汚染を防ぐための狭帯域放射計を用いる必要がある。

謝 辞

ロケット観測を行うにあたり東京大学宇宙航空研究所の各部署の方々及び実験主任小田稔・平尾邦雄両教授には大変お世話になった。また、筑波大学森岡弓男・篠木誓一・柏木忠夫各氏には、実験装置の試験・準備等において助力を願った。ここに記して感謝の意を表したい。

1979年 9月17日

参 考 文 献

- [1] Baker, D.J. and R.O. Waddoups, Rocket measurement of midlatitude night airglow emissions, *J. Geophys. Res.* **72**, 4881–4883, 1967; Correction, **73**, 2546–2549, 1968.
- [2] Bates, D.R. and M. Nicolet, The photochemistry of atmospheric water vapor, *J. Geophys. Res.* **55**, 301–327, 1950.
- [3] Campbell, I.M. and C.N. Gray, Rate constants for O (³P) recombination and association with N (⁴S). *Chem. Phys. Lett.* **18**, 607–609, 1973.
- [4] CIRA, Cospar International Reference Atmosphere 1972. Akademie-Verlag, Berlin, 1972.
- [5] Deans, A.J. G.G. Shepherd and W.F.J. Evans, A rocket measurement of the O₂ (*b*¹ Σ_g⁺ – X³ Σ_g⁻) atmospheric band nightglow altitude distribution, *Geophys. Res. Lett.* **3**, 441–444, 1976.
- [6] Dickinson, P.H.G., R.C. Bolden and R.A. Young, Measurement of atomic oxygen in the lower ionosphere using a rocket-borone resonance lamp. *Nature* **252**, 289–291, 1974.
- [7] Evans, W.F.J., E.J. Llewellyn and A. Vallance Jones, Altitude distribution of hydroxyl bands for the Δ*v* = 2 sequence in the nightglow. *Can. J. Phys.* **51**, 1288–1292, 1973.
- [8] Gadsden, M. and E. Marovich, The nightglow continuum. *J. Atom. Terr. Phys.* **35**, 1601–1614, 1973.
- [9] Good, R.E., Determination of atomic oxygen density from rocket borne measurement of hydroxyl airglow, *Planet. Space Sci.* **24**, 389–395, 1976.
- [10] Hampson, R.F. (ed.), Survey of photochemical and rate data for twenty-eight reactions of interest in atmospheric chemistry. *J. Phys. Chem. Ref. Data* **2**, 267–311, 1973.
- [11] Harrison, A.W., Altitude profile of airglow hydroxyl emission. *Can. J. Phys.* **48**, 2231–2234, 1970.
- [12] Hays, P.B. and R.G. Roble, Observation of mesospheric ozone at low latitudes. *Planet. Space Sci.* **21**, 273–279, 1973.
- [13] Huie, R.E., J.T. Herron and D.D. Davis, Absolute rate constants for the reaction O + O₂ + M → O₃ + M over the temperature range 200–346°K. *J. Phys. Chem.* **76**, 2653–2658, 1972.
- [14] Krassovsky, V.I., N.N. Shefov and V.I. Yarin, Atlas of the airglow spectrum 3000–12400 Å. *Planet. Space Sci.* **9**, 883–915, 1962.
- [15] Krieger, B.B. and R.H. Kummler, Use of a mathematical model and experiments to determine the mechanism and rate constant of OH chemiluminescence from oxygen atom attack on ethylene. *J. Phys. Chem.* **81**, 2493–2499, 1977.
- [16] Lawton, S.A., S.E. Novick, H.P. Broida and A.V. Phelps, Quenching of optically pumped O₂ (*b*¹ Σ⁺) by ground state O₂ molecules. *J. Chem. Phys.* **66**, 1381–1382, 1977.

- [17] Llewellyn, E. J. and B. H. Solheim, The excitation of the infrared atmospheric oxygen band in the nightglow, *Planet. Space Sci.* 26, 533–538, 1978.
- [18] Makino, T., E. Sekiguchi and H. Yamamoto, Nightglow measurements of OH and O₂ bands in the near infrared region. *Bull. Inst. Space Aeronaut. Sci., Univ. Tokyo* 10, 527–535, 1974.
- [19] Martin, L.R., R.B. Cohen and J.F. Schatz, Quenching of laser induced fluorescence of O₂(b¹Σ_g⁺) by O₂ and N₂. *Chem. Phys. Lett.* 41, 394–396, 1976.
- [20] Meinel, A.B., OH emission bands in the spectrum of the night sky. Part I and II. *Astrophys. J.* 111, 555–564, and 112, 120–130, 1950.
- [21] Mies, F.H., Calculated vibrational transition probability of OH (X²Π). *J. Mol. Spectr.* 53, 150–188, 1974.
- [22] Moreels, G., W.F.J. Evans, J.E. Blamont and A. Vallance Jones, A balloon-borne observation of the intensity variation of the OH emission in the evening twilight. *Planet. Space Sci.* 18, 637–640, 1970.
- [23] Moreels, G., G. Megie, A. Vallance Jones and R.L. Gattinger, An oxygen-hydrogen atmospheric model and its application to the OH emission problem. *J. Atm. Terr. Phys.* 39, 551–570, 1977.
- [24] Noxon, J.F., Twilight enhancement in O₂(b¹Σ_g⁺) airglow emission. *J. Geophys. Res.* 80, 1370–1373, 1975.
- [25] Noxon, J.F., The near infrared nightglow continuum. *Planet. Space Sci.* 26, 191–192, 1978.
- [26] Ogawa, T. and T. Shimazaki, Diurnal variations of odd nitrogen and ionic densities in the mesosphere and lower thermosphere: Simultaneous solution of photochemical-diffusive equations. *J. Geophys. Res.* 80, 3945–3960, 1975.
- [27] Ogawa, T. and Y. Kondo, Diurnal variability of thermospheric N and NO. *Planet. Space Sci.* 25, 735–742, 1977.
- [28] Oshima, S., T. Watanabe and M. Nakamura, Balloon observation of night airglow. *Bull. Inst. Space Aeronaut. Sci., Univ. Tokyo* 12, 690–621, 1976.
- [29] Packer, D.M., Altitude of the night airglow radiations. *Ann. Geophys.* 17, 67–75, 1961.
- [30] Roach, F.E. and L.R. Megill, Integrated startlight over the sky. *Astrophys. J.* 133, 228–242, 1961.
- [31] Rogers, J.W., R.E. Murphy, A.T. Stair, J.C. Ulwick, K.D. Baker and L.L. Jensen, Rocket-borne radiometric measurements of OH in the auroral zone. *J. Geophys. Res.* 78, 7023–7031, 1973.
- [32] Sobolev, V.G., Continuum in night airglow between 8000 and 11,000 Å. *Planet. Space Sci.* 26, 703–304, 1978.
- [33] Spencer, J.E. and G.P. Glass, Some reactions of OH (v = 1). *Int. J. Chem. Kinet.* 9, 111–122, 1977.
- [34] Streit, G.E. and H.S. Johnston, Reactions and quenching of vibrationally excited hydroxyl radicals. *J. Chem. Phys.* 64, 95–103, 1976.

- [35] Tarasova, T.M., Night-sky emission-line intensity distribution with respect to height. *Space Res.* **3**, 162–172, 1963.
- [36] Vallance Jones, A., The infrared spectrum of the airglow. *Space Sci. Rev.* **15**, 355–400, 1973.
- [37] Wallace, L. and D.M. Hunten, Dayglow of the oxygen A band. *J. Geophys. Res.* **73**, 4813–4834, 1968.
- [38] Wilson, W.E., A critical review of the gas-phase reaction kinetics of the hydroxyl radical. *J. Phys. Chem. Ref. Data* **1**, 535–573, 1972.
- [39] Worley, S.D., R.N. Coltharp and A.E. Potter, Rates of interaction of vibrationally excited hydroxyl ($v=9$) with diatomic and small polyatomic molecules. *J. Phys. Chem.* **76**, 1511–1514, 1972.