

B 2

アレキサンドライトライダーによる水蒸気の測定

Measurement of the atmospheric water vapor by an alexandrite lidar

内海通弘、三宅秀信、前田三男、村岡克紀*、内野修**

M. Uchiumi, H. Miyake, M. Maeda, K. Muraoka* and O. Uchino**

九州大学工学部、九州大学総合理工学部*、気象研究所**

Faculty of Engineering and *Energy Conversion, Kyushu University
and **Meteorological Research Institute

abstract

A Q-switched alexandrite laser radar has been developed for the measurement of the tropospheric water vapor. Using four different absorption lines in α band of water vapor, the DIAL measurements are performed. The tuning method by Opto-galvanic effect is newly proposed. It is found that the maximum detectable height is 10km with 1km height resolution and 10 minutes time resolution.

1 背景

水蒸気は、下部対流圏での雲の生成や成層圏での赤外線吸収などにかかわり、大気放射、大気化学・力学において重要な気象要素である。また水蒸気は地球温暖化現象においても重要な役割を演じており、高度 50km 以下の水蒸気の正確な密度分布のデータが必要とされている。アレキサンドライトレーザーは、水蒸気の α バンド付近 (727nm 付近) で同調可能な波長可変高出力レーザーであり、差分吸収ライダー (DIAL) に適用すれば水蒸気の測定ができる。ライダーによる測定法は、大気中の微量成分の高度分布を高い時間、空間分解能によって測定することができるが、その中でも DIAL は、ラマン法に比べ、昼間測定や高高度 (20km 程度) の測定測定可能性や時間分解能の点で有利である。

今回使用したレーザーは、LightAge 社製の MODEL PAL101 で、TEM₀₀ モード、Q スイッチ 動作時で最大出力 200 mJ/pulse、パルス幅 70 ns、繰り返し 20 Hz の性能を持ち、複屈折フィルターの同調で 723~785 nm の波長範囲で同調可能である。ここでは厚さ 0.4 mm のノーコートソリッドエタロンとスペース間隔 9mm のエアギャップエタロン (R=30%) を用いて、線幅を 1pmFWHM 程度まで狭帯域した。この時の出力エネルギーは、波長 725nm で最大 50mJ であった。今回は、Fig.1 に示すような新しい同調法を考案し実験したので報告する。

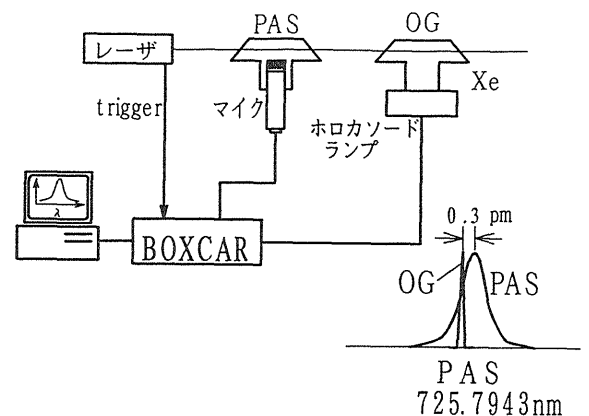


Fig. 1: Fine tuning system.

2 OG と PAS を利用する吸収線への新同調法

差分吸収法 (DIAL) で水蒸気密度の高度分布を測るために 1 本の吸収線における最大の吸収波長 (on 波長) とその波長に比較的近く吸収のない波長 (off 波長) とを利用する。off 波長は on 波長から

数 10 pm 離れた波長に設定する。吸収線への同調方法としては、レーザー光を分光器または波長計で同調しただけでは不十分で、微同調が必要である。その際 on 波長に対する同調精度は、高高度まで測定のためには理想的には $\pm 0.25\text{pm}$ 以下が必要とされている。 $\pm 0.25\text{pm}$ の同調ずれで、高度 15km で 3% の密度誤差を生じる。(1) ホワイトセル (多重反射セル) などの長光路吸収セル。(2) 光音響 (PAS) セル。(3) エコー法¹⁾。(4) 温度上昇法などのような同調法があり、ライダーでは (1)~(3) が使われている。我々は、すでにこれらの方法で同調することに成功しているが、さらに、希ガスを封入したホロカソードランプを用いたオプトガルバニック (OG) 効果により (A) 直接同調したり、(B) 他の同調法と併用する新しい同調法を考案した。この方法では、水蒸気の吸収線の波長 $725.7943\text{nm}^{2)3)}$ の波長の近くの波長 $725.794\text{nm}^4)$ に Xe の輝線があることを利用する。

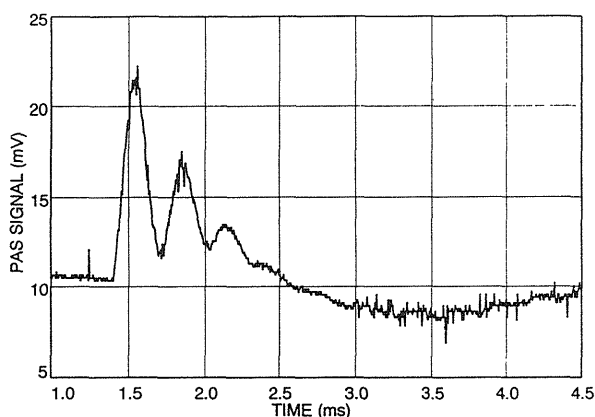


Fig. 2: Observed PAS signal.

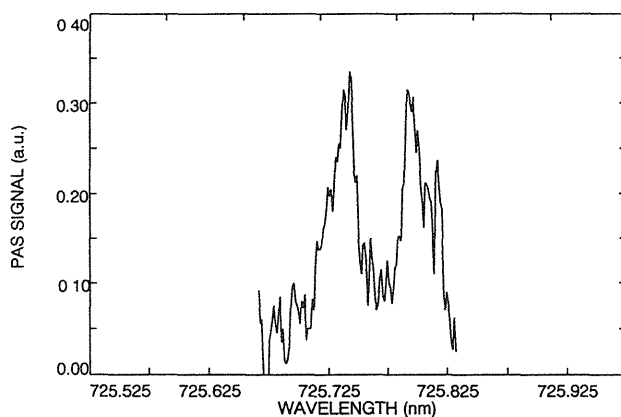


Fig. 3: PAS spectrum in 725.525 nm and 725.925 nm of H_2O absorption lines.

(A) 直接 Xe のこのラインに同調する場合、吸収線よりわずかにずれているが HITRAN などの分光データからその波長での吸収断面積は正確に計算できるので、Xe のラインでも水蒸気のライダー観測が出来る。利点としては、Xe のスペクトル幅が 2pmFWHM 以下と狭いことが挙げられる。水蒸気のスペクトルは、室温 1 気圧で 11pm もあり、(1)~(2) の方法だと極端に減圧する必要がある。(減圧すれば、屈折率による波長の違い以外に、水蒸気の場合、衝突に起因する $-0.01\text{cm}^{-1}/\text{atm}$ 程度の圧力シフト⁵⁾があり、1 気圧の水蒸気中心とずれることになるので、この場合も補正が必要である。) また、OG 信号は、ノイズが少なくゲインが高いので同調は簡単である。

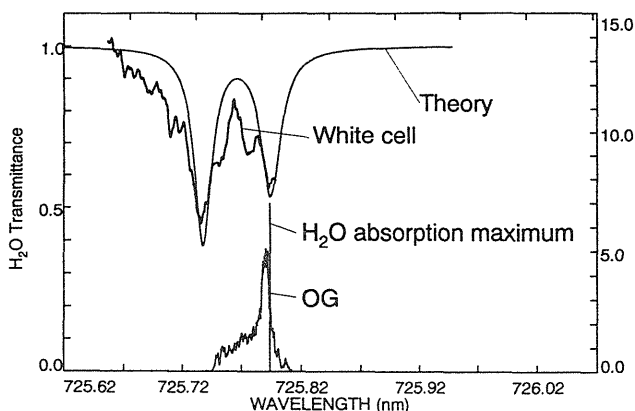


Fig. 4: White cell absorption and OG signal in H_2O lines.

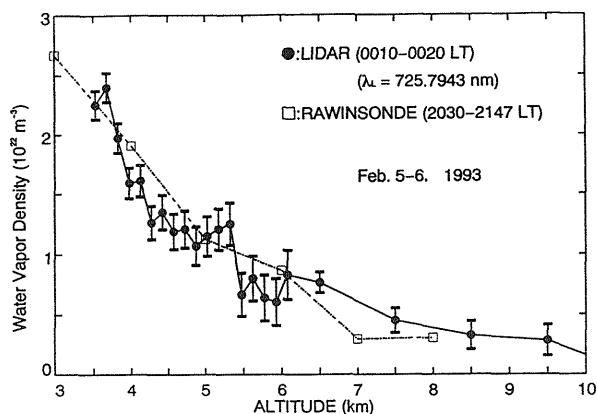


Fig. 5: H_2O density measured by DIAL.

次に (B) 他と同調法と併用する方法について述べる。Fig. 1 にその概念図を示す。PAS と OG 信号の両方を同時にモニターしながら波長をスキャンする。通常では、PAS で水蒸気中心にあったところで、波長をロックするが、これでは、観測中に同調ずれが起こっても確かめる方法がないので、波長をもう一度振って調べるしかない。ところが、OG 信号をモニターしておけば、どちらにどれだけずれたかが分かる。それらを定量的に測定しておけば 0.25pm 程度と同調精度は得られるものと考えられる。また、レーザーの波長ゆらぎの程度も測定できると思われる。他にも水蒸気の波長 727.2953nm には、両側±1.7pm のところにそれぞれ Ar、Kr の輝線があり、OG スペクトルを利用できるラインがあるので有用であると思われる。Fig. 2 に 20°C、1 気圧、湿度 40%(水蒸気分圧 9mbar) の場合の PAS 信号の例を示す。Fig. 3 は、その PAS 信号のピークのところに、Boxcar でゲートをかけて、レーザー波長を掃引した例を示す。Fig. 4 では、同じ波長域をホワイトセルで波長掃引した例を示す。実線は、実験条件と分光データからの理論曲線とよく一致しているのがわかる (Fig. 3 と 4 では、レーザーの線幅を 3pmFWHM として実験)。このように OG 信号は、波長掃引するときもよいレファレンスとして役立つ。この方式で、実際にライダー観測した例を Fig.5 に示す。ライダー設備から 11.5km 離れた気象台で測定されたデータと高度 8km までよく一致しているのがわかる (Fig.5)。

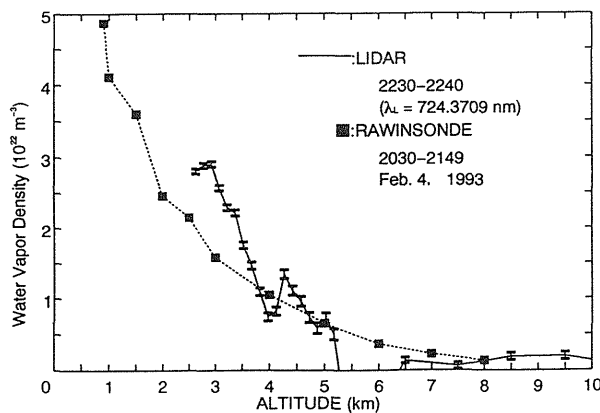


Fig. 6:H₂O density measured by DIAL.

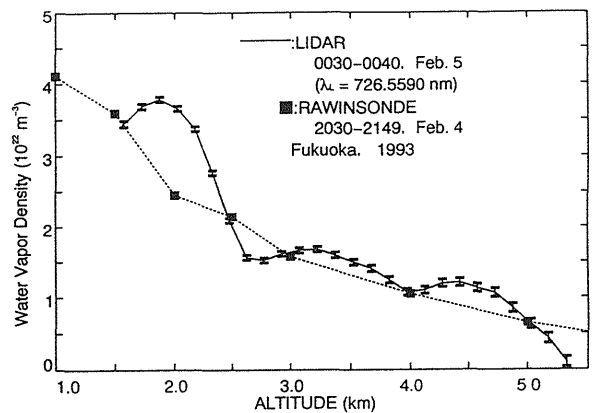


Fig. 7:H₂O density measured by DIAL.

3 複数波長による DIAL 観測

Table 1 に DIAL のシステムパラメーターを示す。水蒸気密度は地域や季節で大きく変化し、ラマン法で測ると日本の冬など乾燥したときは、なかなか測定レンジがのびないが、DIAL の場合、使用

Table 1: Specification of the alexandrite lidar developed

Transmitter		Receiver	
Wavelength	725 nm	Telescope type	Coude
Linewidth	1 pmFWHM	Diameter	500 mm
Energy	50 mJ/pulse at 725 nm	Focal length	5250mm
Pulse width	70 nsFWHM	F	10.5
Repetition rate	20 Hz	Field of view	1 mrad
Beam divergence	0.4 mrad	IF Filer	2nm FWHM

する吸収線を使い分けることによって測定レンジを最適化できる。4種類の水蒸気の吸収線を使って対流圏の水蒸気測定を行った結果を Fig. 5 ~ 9 に示す。冬の乾燥した夜間 (1993年2月)、レーザー光を on 波長に合せてから 6000 ショット (5分) 発射し、その後レーザーを off 波長にずらしてから 6000 ショット打った。測定時間 10 分、距離分解能 15 m で測定を行ない、6km 以下とそれ以上でそれぞれ DIAL 分解能 150 m、1km で解析している。図に示しているエラーバーは検出誤差のみで、レーザーの波長変動による吸収断面積誤差は含んでいない。最も良い場合、距離分解能 1km、時間分解能 10 分で、誤差約 20%を許して、高度~10km で測定可能であることがわかる。高度 3 km 以上では、フォトカウンティングモードで、それ以下は、アナログモードで測定できるが、今回は、ゾンデのデータとの比較を行なうことに関心を持ったので、アナログでの測定はしなかった。大気の状態にもよるので一概には言えないが、吸収断面積の大きなものほど到達距離は短く、測定誤差が小さいことがわかる。Fig.8 と Fig.9 に水蒸気密度の時間変化を測定したものを示す。高度 5km 以下では、1 時間程度で水蒸気密度がかなり変動しているのがわかる。またそれ以上では、変動は比較的小さいことが分かる。

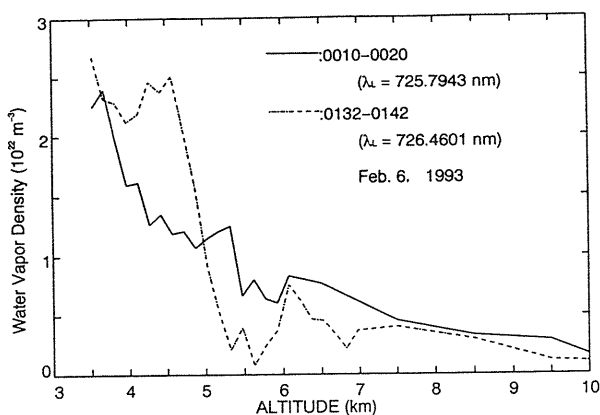


Fig. 8: Time variation of H₂O density.

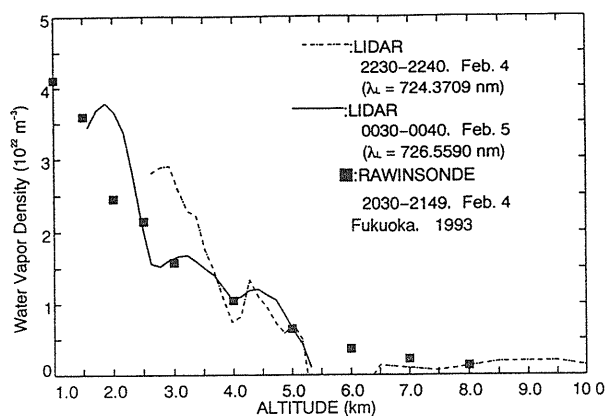


Fig. 9: Time variation of H₂O density.

4 まとめ

OG、PAS、ホワイトセルを使い水蒸気の吸収線に同調を行ない、PAS と OG 信号の組み合わせにより同調が容易になることを示した。実際の DIAL 観測では、高度 5km まで距離分解能 150m、時間分解能 10 分で誤差 10%程度以下の観測ができた。到達距離に関しては冬場の乾燥条件下で距離分解能 1km、時間分解能 10 分で誤差約 20%を許して高度 10km まで測定可能であることがわかった (Table 2)。

References

- 1) C. Cahen, G. Megie, and P. Flamant. J. Appl. Meteorology, 21, 1506-1515, (1982).
- 2) HITRAN AFGL molecular absorption data base, L. S. Rothman (1991).
- 3) E. V. Browell, S. Ismail and B. E. Grossmann, Appl. Opt., 30, 1517-1524, (1991).
- 4) M.I.T. Wavelength Tables. 2: Wavelengths by Element, F.M.Phelps III, MIT press (1982).
- 5) J. Bösenberg. Appl. Opt., 24, 3531-2534, (1985).

Table 2: Detection range and error

λ in air (nm)	σ_0 ($\times 10^{-24}$ cm ²)	$Z_{min} \sim$ Z_{max} (km)	Error at 5 km $\Delta Z=150m$	Error at 10 km $\Delta Z=1km$
725.7943	23	3.5 ~ 10	13 %	46%
726.4601	35	3.5 ~ 10	16 %	88%
726.5590	93	1.5 ~ 5.5	10 %	
724.3709	106	2.5 ~ 5.5	14 %	(22%)