サブミリ波を用いた宇宙からの地球大気観測

笠井 康子

独立行政法人 情報通信研究機構 東京都小金井市貫井北町 4-2-1 (〒184-8795)

(2005年11月9日 受理)

Submillimeter-wave Observation of Earth's Atmosphere from Space

Yasuko KASAI

National Institute of Information and Communications Technology (NICT)
4-2-1, Nukui-Kitamachi, Koganei, Tokyo, 184-8795, Japan

(Received November 9, 2005)

The submillimeter-wave observation is one of the effective means to observe trace gases and ice clouds in the stratosphere and the upper troposphere. Swedish space corporation (SSC) had launched a sub-millimeter-wave observation satellite, Odin/SMR in 2001. NASA is also has launched EOS-AURA in 2004 carrying an advanced submillimeter-wave sounder MLS which is developed by JPL. JEM/SMILES is scheduling to launch to International Space Station in 2008. Author introduced the Submillimeter-wave Observation of Earth's Atmosphere from Space.

Keywords: Submillimeter-wave, spectroscopic remote sensing, atmospheric observation, SMILES, radical molecules

はじめに

現在、地球上で人間が増加し文明生活をしていることによる影響がさまざまな形で現れている。その一つの例として、地球大気中におけるオゾン層破壊や地球温暖化現象などがある。これらの地球環境変動問題が深刻になるに従い、問題解明に向けて実態を把握する目的で、大気中に微量に存在する分子(汚染分子・温暖化分子)やエアロゾル・雲などの監視(モニタリング)がより活発に行われるようになってきた。宇宙からの衛星による観測はその中でも有効な手段の一つで、これらの物質のグローバルな描像を得る事が出来る。本稿では、サブミリ波分光により宇宙から地球を観測する魅力・特徴・手法について紹介を行う。

1. サブミリ波帯の大気科学的魅力

1.1 大気観測衛星技術の進化

1.1.1 可視紫外からマイクロ波へ：人工衛星からの観測は、俯瞰的な視点で私たちの地球をグローバルにとらえることを可能にする(図1)。衛星による宇宙からの地球観測は、ロケットに搭載した衛星を軌道に載せる技術の開発・発展がみられた1950年代に端を発する。その後、

図1 宇宙から見た地球(日本気象協会)

1969-1978年にアメリカで打ち上げられた Nimbus 衛星シリーズの中で観測技術は、『可視光→赤外光→紫外光→マイクロ波』とより検出が難しい方向へと発展した。新しい波長域の開拓で見えてくる地球の姿は、常に我々がそれまで想像していなかったものであった。1970年代初頭から

図2 ミリ波からサブミリ波への進化に伴い観測感度が向上、初期観測分子種の増加につながった。左は UARS/MLS で観測された南極上空のオゾン減少と ClO 増加

紫外後方散乱分光法によりオゾン測定が行われた。これは、後にオゾンホール現象の発見へとつながった。

1.1.2 ミリ波へ：マイクロ波より短波長であるミリ波は、地球観測において長い間、未踏の波長領域であった。大気分子のミリ波放射衛星観測は、15年前にスタートしたばかりである。1991年にスペースシャトル・ディスカバリーにより打ち上げられた UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) 衛星搭載の MLS (Microwave Limb Sounder) 測器が初めてのミリ波観測衛星となった¹⁾。そして、大気中に存在する超微量なラジカル分子 (ClO) のグローバル分布を捉えることにはじめて成功した (図2左)²⁾。

1.1.3 サブミリ波へ：サブミリ波は波長 1 mm–0.1 mm の電磁波の呼称で、電波と光波の境界領域に相当する。これはすなわち量子力学の世界と古典力学の世界の境界領域であることから、信号を波としてとらえる技術と光子として扱う技術の境界領域になる。この境界領域の中をさらに細かく分類すると、サブミリ波は波として扱う技術の限界領域にあたり、その制御・検出は非常に困難である。比較的最近までは研究や利用があまり進んでいなかったが、近年では技術的困難を克服しつつあり、その進歩に著しいものがある。

ミリ波大気観測衛星が打ち上げられてから10年後の2001年に、世界で初めてのサブミリ波地球観測衛星が打ち上げられた。スウェーデンのミニ衛星 Odin/SMR (Submillimetre Radiometer) である³⁻⁶⁾。これに続いて2004年に EOS (NASA Earth Observing System)/MLS が打ち上げられた⁷⁾。これは UARS/MLS の後継機にあたる。図2に、ミリ波観測衛星からサブミリ波観測衛星への進化に伴い、初期観測分子種 (衛星打ち上げ初期にスペ

クトルから大気中存在量が導出された代表的な観測分子種)が増加した様子を示す。

これら2台のサブミリ波観測衛星はいずれも、感度の低い従来型の半導体検出器 (ショットキーダイオード受信機) を用いている。ショットキーダイオード受信機は常温で動作が可能のため、重い冷凍機が不要である。これは衛星機器を軽量とする上で、開発が容易な上に安全である。しかし、ショットキーダイオードではサブミリ波領域の受信機雑音はマイクロ波領域より8倍以上大きくなり、サブミリ波でラジカル種を高感度に観測するという目的を十分に果たしていない。また最近では、“地球気候変動の鍵となる物質をモニタリングし、温暖化の原因を特定する。”という大きな動きの中で、CO₂ 観測精度に1%以内を要求するなど「超高精度な観測」が求められている。

これらの大きな流れの中で以前にも増して「超高感度・超伝導 SIS (Semiconductor-Insulator-Semiconductor) 受信機開発」が世界でも注目を浴びている。日本では宇宙初の SIS 受信機の打ち上げを目指し国際宇宙ステーション搭載 SMILES (Superconducting Submillimeter-wave Limb-emission Sounder) を開発している⁸⁻¹⁰⁾。またそれに続いて米国 NASA ジェット推進研究所では、超伝導受信機を用いた地球大気観測衛星構想 CAME (Composition of the Atmosphere from mid-Earth Orbit) を2005年に発表した¹¹⁾。図3にこれらの進化過程年表を示す。

1.2 サブミリ波観測の魅力

サブミリ波で地球を観測する魅力は、どのようなものであろうか。サブミリ波領域には分子に固有なスペクトルが集中して存在する上、分子と同時に雲を観測することが可能であるなど、地球大気の研究にとってはかけがえの無い貴重な情報の宝庫である。サブミリ波で地球大気を観測す

年表

図3 衛星観測：ミリ波からサブミリ波への進化

る意義は、主に以下の4点である。

- 1) 大気中物質の化学変化を司る反応活性な短寿命ラジカル種の観測が可能である。
 - 例えば HO_2 , ClO , BrO , NO などの観測が可能である。地球大気中の酸化能を司る OH や $\text{O}(^3\text{P})$ は、サブミリ波の延長であるテラヘルツ波で観測が可能である。赤外光や可視紫外光に比べると、観測できるラジカル種は圧倒的に多い。さらに、 ClO や BrO との重要な組み合わせである HCl や HBr などを同時に観測することも可能である。
- 2) サブミリ波領域の遷移は、一般にミリ波領域の遷移に比べて強度が大きい。
 - ラジカル種は存在量が極端に少なく、地球大気中混合比で 10^{-7} から 10^{-12} 程度である。質量の軽い分子で地球大気程度の温度では、ミリ波領域に比べてテラヘルツ波領域ではスペクトル遷移強度が数倍から十数倍高くなる。それに伴い、同じ濃度の分子種に対して、サブミリ波観測では分子検出の感度が数倍から十数倍上がる。
- 3) 雲の観測が可能。
 - 可視紫外光や赤外光は、反射のため雲の表面しか観測することが出来ない。電波で観測すると、雲を透過して観測することが可能である。そして $0-1$ THz の中でいくつかの適切な周波数を選んで放射を受信することにより、雲粒の粒径、雲水量を得る

ことができる。

- 4) 地球大気の熱放射観測が可能である。紫外可視光や赤外光を用いた観測は一般に太陽光を利用することが多いため、太陽軌道に依存した観測になる。それに対して、放射観測は太陽に依存しない。放射観測には以下の利点がある。
 - 夜間や極夜の観測も可能である。
 - 観測の頻度が高い。

一方、問題点是对流圏大気中においてはサブミリ波帯からテラヘルツ帯における領域は水蒸気や衝突錯体などによる吸収が大きく、減衰が激しいために光学的厚みが1を超える。従って地表面から対流圏を通して上空を観測することは非常に困難である。主には観測機器を航空機や気球に搭載し対流圏上空から観測を行う、もしくは衛星に搭載して宇宙から観測するという方法が取られている。

1.3 地球気候変動研究に対してサブミリ波観測が担う役割

ミリ波衛星観測が人為起源の環境問題に対して過去に果たした最も代表的な役割は、オゾン層破壊現象に対する理解を深めた事である。これは、“ミリ波観測はラジカル物質観測が得意である。”という特徴が生かされたものであった。一例を以下に示す。図2左に、UARS/MLS ミリ波観測衛星による南極上空のオゾン(右)と ClO (左)のグローバルマップを示す²⁾。オゾンが減少している領域で ClO が増加している様子が見て取れる。これらにより、以

下で代表される触媒反応によるオゾン破壊メカニズムが実証された。

最近では、地球環境変動問題の中で特に地球温暖化現象と大気汚染が大きな問題として取り上げられている。サブミリ波では雲の観測が可能である上に、また雲の有無に関わらず上部対流圏・下部成層圏における微量分子の観測ができるという特徴から、地球温暖化の原因解明や大気汚染物質が地球大気に及ぼす影響などを解明することが期待されている。以下に簡単に紹介を行う。

地球の温暖化には、様々な現象が複雑にからみあう。図4に地球の放射収支を、図5に250年間の間に变化した放射

射強制力とその理解度を示す。地球の有効放射温度は、大気が存在しないという仮定のもとで、地球表面への太陽放射と加熱された地球表面からの赤外放射がエネルギー的に平衡を保つ時の温度である。この時大気中に赤外放射を吸収する気体があると、その気体から発せられた放射が再び地表を暖めることなどにより有効放射温度よりも高い温度で平衡に達する。これを一般に“温室効果”と呼ぶ。そして図4に示すように、一般に太陽活動・雲量の変化・オゾンなどの微量分子の濃度変化は大気に入射する太陽光線量を変化させ、また、温室効果気体濃度の変化は赤外放射量の変化させ、そして両者は大気のエネルギーバランスに影響を及ぼす。このような外的な要因により大気が受ける放射変化量を“放射強制力”とよぶ(図5)。定義は、“対流圏界面(成層圏と対流圏の境目)の高さにおける放射の変化量”である。これは、全地球の平均気温とほぼ比例関係にある。

水蒸気は、地球大気中における最も主要な温暖化気体である上に、雲・雨と密接に関連して水循環を司る。すなわち、地球温度コントロールにおいて最も要となる気体である。地球放射システム全体(図4)の中では、水蒸気は対流圏を暖め、成層圏を冷却する役割がある。対流圏と成層圏の境目である対流圏界面における水蒸気の役割は、雲とも相互作用しつつ非常に微妙なものであり、かつ温暖化評価にとって重要な部分でもある。しかしこの領域は可視紫外衛星観測や赤外光衛星観測では、雲に反射されてしまう。従って、水蒸気と雲を同時に観測することは難しく、

図4 地球の放射収支

図5 放射強制力

この辺りは人間の理解が最も不足している領域でもある。ミリ波サブミリ波衛星観測では、上部対流圏・対流圏界面・下部成層圏における水蒸気などの分子と雲とを同時に観測できる唯一のセンサである。さらに、雲との相互作用物理過程を調査するトレーサである水蒸気同位体 HDO 、 H_2^{18}O の観測も行うことも可能である。また図4に示した温暖化に影響を与える物質は大気中の化学や物理によりお互いにカップリングしている。これらをつなぐ化学反応ラジカル物質や同位体物質を観測することにも大きな期待が寄せられている。

2. サブミリ波衛星の観測技術とデータ解析技術

2.1 衛星測器と得られる観測スペクトル

2.1.1 Odin/SMR 衛星

a) 衛星プラットフォーム³⁻⁶⁾：Odin 衛星は、スウェーデンが中心となりカナダ・フランス・フィンランドとの協力により開発されたミニ衛星であり、SMR (Sub-Millimetre Radiometer) と OSIRIS (Optical Spectrograph and Infra-Red Imaging System) の二つの測器を搭載している(図6)。この衛星の特徴を一言でいうなら、「軽くてスマートで丈夫なミニ衛星」である。2001年2月に、極東ロシアにあるスバボードヌイ宇宙基地から Start-1 ロケットにて打ち上げられた。衛星高度は約625 km である。天文観測50%、地球観測50%と観測時間をシェアしている。SMR は、地球周縁 (Limb) 放射を観測するジオメトリで大気中に存在する分子からのサブミリ波放射を受信する。観測ジオメトリを図7に示す。1日で地球の周囲を約14周回(太陽同期の quasi-polar orbit)し、地球観測では1周回あたり50ポイントのデータを取得する。つまり地球スケールでは、1日700ポイントの観測データを取得す

る。これは、例えば赤外観測衛星が太陽光吸収を1日数ポイント観測していることと比較すると非常に高い頻度とすることができる。観測高度は、上部対流圏(～8 km)から中間圏(～90 km)である。衛星のデザインライフタ

図6 Odin 衛星外観図¹⁾

図7 観測ジオメトリ⁸⁾

図8 Odin/SMR 衛星ブロックダイアグラム²⁾

イムは2年であったにも関わらず、5年たった2006年の現在でも運用を継続している。

b) 測器概略^{3,7,8)}: 図8に、Odin/SMR 観測システム構成と観測信号の流れを示す。観測の原理などの詳細は、参考文献¹²⁻¹⁴⁾を参考にされたい。大気分子からの熱放射をアンテナで収集・集光し、イメージバンド抑圧フィルタ内臓の光学系を経てサブミリ波受信機に伝送する。140 Kに冷却されたショットキーダイオードミキサ（検出器）により500 GHz 帯サブミリ波をヘテロダイン検波し、中間周波数（IF）信号に変換する。IF 信号は、160 Kに冷却した低雑音アンプで増幅する。その後信号は、中間周波変換系（IF-amplifiers）にて第2中間周波数に周波数変換して増幅する。出力信号は、一つの音響光学型電波分光計、もしくは二つのオートコリレータに入力して、輝線スペクトルを得る。温度較正は、宇宙背景輻射と内部高温源を用いて行う。表1に、Odin/SMRの主なスペックを示す。これにより、酸素用の118 GHz、サブミリ波観測用の480 GHz、540 GHz、580 GHz 帯のスペクトルが取得でき

表1

Odin/SMRの主なスペック²⁾

Antenna	1.1 m offset Gregorian
Pointing accuracy	10"
Pointing stability	4" per hour
Frequency range	118.75, 486-504, 541-581 GHz
Typical system noise	600, 3300, 3300 K
Spectral resolution	125 to 1000 kHz
Backend bandwidth	100 to 1000 MHz
Cooling	Stirling cycle to 140 K

Odin/SMRの観測周波数範囲など¹⁾

frontend	tuning range GHz	backend	bandwidth MHz	channel spacing MHz
549 A1	541-558	AOS	1050	0.61
495 A2	486-504	AC1/AC2	800	1.0
555 B1	547-564		400	0.5
572 B2	563-581		200	0.25
119 C	118.75		100	0.125

る。図9に、Odin/SMRの観測周波数帯と観測分子を示す。天文観測、地球観測の両方にとって魅力ある分子が並ぶ周波数帯である。

c) 観測スペクトル: 図10に、得られたスペクトルの一例として488.9 GHz 帯の水蒸気のスペクトルを示す¹⁵⁾。図10左には、H₂O、オゾン、H₂¹⁸O 同位体のスペクトルと、その線幅の高度依存性が示されている。地球大気中の圧力は、地表面から天頂に向かって指数関数的に減少する。衛星により取得した高分解能スペクトルは、それぞれの高度においてしかるべき線幅のラインシェイプを持ったスペクトルとなる。大気中の分子スペクトルの圧力幅パラメータは既の実験室で決定されており、このスペクトル線幅の圧力依存性情報を用いてスペクトルから大気中の分子の各高度（圧力）における存在量を求めることが可能になる。詳細は、“2.2 スペクトル反転解析”に記述する。

2.1.2 JEM/SMILES

日本において遂行されている超高感度サブミリ波地球観測モニタリングセンサ開発プロジェクトについても、簡単に紹介する⁸⁻¹⁰⁾。現在、独立行政法人情報通信研究機構と宇宙航空研究開発機構は、共同で国際宇宙ステーション (ISS; International Space Station) 日本実験棟きぼう (JEM; Japanese Experiment Module) 曝露部に搭載する予定で SMILES を研究開発している。これは SIS 受信機と機械式冷凍機を宇宙ではじめて実証するもので、打ち上げ予定は2008年である。SMILESでは、640 GHz 帯 (0.64 THz 帯) 近傍のサブミリ波領域の観測を行う。図2に、ISSとSMILES搭載部を示した。SMILESは、地球周縁放射を観測するジオメトリにより地球高度にして8 km から80 km の間に存在する分子や雲からの放射を受信し、分光する測器である。宇宙からグローバルに温暖化物質・オゾン破壊物質・雲などをモニタする。図11に SMILES とそのプラットフォームを示す。

2.2 スペクトル反転解析－最大事後確率解 (Maximum a Posteriori Probability [MAP] Solution)

もし観測視線方向全域に渡って地球大気圧と温度が一定であれば、ランバート・ベールの法則を用いてスペクトルから視線全カラムに含まれる分子の存在量が一意に求ま

図9 観測周波数帯と観測分子¹⁾

図10 観測で得られた水蒸気のスペクトルと反転解析結果¹⁵⁾ 図11 国際宇宙ステーション搭載予定のSMILES²⁷⁾

る。しかし、現実の大気は高度により圧力と温度が異なる。さらに我々が求めたいのは全カラム量ではなく、各高度における分子の存在量（存在量高度分布）である。

数学的には分子存在量高度分布からスペクトルを計算するのが順問題となり、観測スペクトルから分子存在量高度分布を求めるのは逆問題になる。スペクトルから存在量分布を求める作業は数学的に ill-posed であり、安定した解が得られない。さらに数学的に解が一つではない。これらを解決するために、一般には MAP を用いた反転解析を行って大気中の各高度における分子の存在量を推定する。Odin/SMR や JEM/SMILES をはじめミリ波サブミリ波スペクトル観測では、MAP 解析の一つの方法であるロジ

ヤーズの最適法を用いてスペクトル解析を行う事が多い^{16,17)}。また、非線形問題に対応するために、Levenberg-Marquardt iteration スキームを採用している。

ロジャーズ OEM 法と Levenberg-Marquardt iteration スキームについて簡単に説明する。各周波数における観測スペクトルの強度を $y_1, y_2, \dots, y_m$ とし、 m 個の成分を持つ y ベクトルとする。また、目的とする大気中の分子の各高度における微量成分の存在量を $x_1, x_2, \dots, x_n$ とし、 n 個の成分を持つ x ベクトルとして定義する。解を安定にしてさらに確からしい解を得るために、先験情報に基づいた拘束条件付きの最小二乗法を考える。次式で定義される χ^2 を与える。

$$\chi^2 = [y - F(x)]^T S_y^{-1} [y - F(x)] + (x - x_a)^T S_a^{-1} (x - x_a) \quad (1)$$

これを最小にするような $\hat{x}$ は x_{true} （大気中における真の値）の推定値となる。ここで y は観測スペクトル、 $y = F(x)$ は観測スペクトルを説明するフォワードモデル¹⁸⁾で、放射伝達式で記述される。 x_a は高度プロファイルの先験値、 S_y はスペクトルノイズ分散共分散行列、 S_a は先験値分散共分散行列である。 x, ε （ノイズ）の統計分布はガウス型であり、確率分布関数は x, ε それぞれに対して

$$\exp \{-1/2(x - x_a)^T S_a^{-1} (x - x_a)\}, \exp \{-1/2\varepsilon^T S_y^{-1} \varepsilon\} \quad (2)$$

に従う。フォワードモデル $y = F(x)$ に線形近似が成り立

つ場合には、(1)式を x で微分した式から直接解が得られる。この時、重み関数 $K(=\partial y/\partial x)$ を定義すると、観測スペクトルと微量成分の高度プロファイルの間には $y=Kx$ の関係が成り立つ。ロジャーズ OEM による確からしい推定解は重み関数 K を用いて以下の式で与えられる。

$$\begin{aligned}\hat{x} &= x_a + S_a K^T (K S_a K^T + S_y)^{-1} (y - K x_a) \\ &= x_a + D (y - K x_a)\end{aligned}\quad (3)$$

D はContribution関数で $D = S_a K^T (K S_a K^T + S_y)^{-1}$ である。しかし、大気中のオゾン、HClなど微量分子の中でも存在量の多いものに対して、実際には線形近似は成り立たない。非線形性がそれほど高くない場合はLevenberg-Marquardt iteration スキームを用いて逐次的に解を求める事が可能である。

$$\begin{aligned}x_{i+1} &= x_a + (K_i^T S_y^{-1} K_i + S_a^{-1} + \gamma U)^{-1} \\ &\quad \cdot \{K_i^T S_y^{-1} \cdot (y - F(x_i)) + K_i[x_i - x_a]\} \\ &\quad + \gamma U[x_i - x_a]\end{aligned}\quad (4)$$

ここで γ はMarquardtパラメータ、 U はスケーリングマトリックスである。これらの解析を行い、得られた結果が図10右である。Averaging Kernel, $A = DK$ はこの解析で得られた存在量高度分布を評価するために有用である。 $A = 1$ である時 $\hat{x} = x_{\text{true}}$ となることから、少なくとも上記の条件範囲以内において数学的には、反転解析で得られた値は大気中分子存在量の真の値である。

図10を見ると、Odin/SMRによる水蒸気観測は高度22–60 kmの範囲でAveraging kernelが1を示している。従来の衛星観測では水蒸気の濃度から40 km程度までの観測がほとんどであったが、Odin/SMR衛星では高範囲に渡って精度の良い観測を行っていることを示す。また存在量が少ないために従来は非常に難しいとされていた水蒸気同位体の観測においても、高度25–35 kmの範囲で $A = 1$ に近い値を示しており、サブミリ波観測の感度のよさを示している。大気中における物質の同位体比は、そこに至るまでの過去の物理過程・化学過程を反映しているため、「履

歴」を知るトレーサとして知られている。Odin/SMRは水蒸気同位体比 $[HDO]/[H_2O]$ グローバル分布を世界で始めて導出する事に成功した^{15,19)}。

3. 研究の一例—ClO ラジカル観測

2001年からこれまでの間、Odin/SMRは例えば文献^{3-6,15,17-23)}に見られるような様々な成果を挙げてきた。ClOはミリ波サブミリ波観測衛星が得意とする分子であり、可視紫外光や赤外光では感度の良い観測は難しい。またサブミリ波衛星を用いると、極夜におけるClOを感度良く計測することが可能である。面白い研究例として衛星観測と化学輸送モデル計算から、実験室では得ることが難しい低温での平衡定数 K_{eq} を推定した例を示す¹²⁾。ClOがオゾン層破壊現象の解明にとって鍵となる分子である事は、よく知られている。ClOは極夜の低温の条件下において以下の平衡反応を保ち、ClOダイマー $(ClO)_2$ を貯蓄している。

低温ほど $(ClO)_2$ の生成は促進する。蓄えられた $(ClO)_2$ は太陽光により光解離してClと ClO_2 になり、生成したCl原子がオゾンを触媒的に破壊し続ける。(3)の平衡定数 K_{eq} は、温度依存性を示す。 K_{eq} はこれまで実験室やin-situ観測で計測されてきたが、低温では実験が難しいこともあり、これまで計測されたデータにばらつきがあった¹³⁻¹⁵⁾。反応平衡定数 K_{eq} を低温において正確に決定する事は、オゾン層が将来どう回復していくのかの正確な見積もりを行うために非常に重要である。Odin/SMRではこれを衛星観測から推測することに成功した。

図12(a)は、Odin/SMRで観測したClOのグローバル分布である。図12(b), (c), (d)は、化学輸送モデル計算で得られたClO分布の結果であり、モデル中の計算で(3)の K_{eq} にそれぞれJPL2002推奨値²⁴⁾、Coxの値²⁵⁾、Von Hobeの値²⁶⁾を用いたことだけが異なっている。これらを見ると、この高度・温度範囲の中ではVon Hobeの K_{eq}

図12 Odin/SMRで観測したClO分布(a)とそれぞれの K_{eq} を用いて化学輸送モデルで計算したClO分布¹²⁾

図13 ClO 存在量と温度・ K_{eq} の評価¹²⁾

が最もよく観測を再現しているように見える。また、図13に極渦中の各高度（高度は図左下に温度で示してある）における ClO の量とその温度依存性を示す。例えば、右図の500 K の図を見ると、210 K 以下の低温において観測値は Von Hobe の K_{eq} を用いて ClO 存在量を化学輸送モデルで計算した値（緑のダイヤモンド）と Cox の値を用いて計算した値（青の*）の間である事がわかる。これらの結果を元に、210 K 以下の K_{eq} の値は（Von Hobe [2005]）と青い*（Cox [1998]）の中間程度ではないかと推測している。

3. おわりに

サブミリ波衛星を用いた地球大気観測について、簡単に紹介を行った。人工衛星による地球大気観測には、分野を超えた総合的な理解が必要となる。例えばここまで紹介した研究についても、分子分光・大気科学・気象学・惑星科学・大気物理・大気化学・データ解析アルゴリズム開発のための数学・アンテナ工学など衛星測器に関わる工学・大容量データ処理などの計算機科学などが関わる。分野は、たかが人間が作り出した枠にすぎない。このような枠にとらわれずに地球を観測し考察する事に興味を持つ読者諸賢（特に学生）の参画を期待する。

参考文献

- 1) J. W. Waters, L. Froidevaux, R. F. Jarnot, R. E. Cofield, D. A. Flower, G. K. Lau, H. M. Pickett, M. Santee, D. L. Wu, M. A. Boyles, J. R. Burke, R. R. Lay, M. S. Loo, N. J. Livesey, T. A. Lungu, G. L. Manney, L. L. Nakamura, V. S. Perun, B. P. Ridenoure, Z. Shippony, P. H. Siegel, R. P. Thurstans, R. S. Harwood, H. C. Pumphrey, and M. J. Filipiak: *J. Atmos. Sci.* **56**, 194 (1999).
- 2) J. W. Waters, L. Froidevaux, W. G. Read, G. L. Manney, L. S. Elson, D. A. Flower, R. F. Jarnot, and R. S. Harwood: *Nature* **362**, 597 (1993).
- 3) H. L. Nordh, F. von Schéele, U. Frisk, K. Ahola, R. S. Booth, P. J. Encrenaz, Å. Hjalmarsson, D. Kendall, E. Kyrölä, S. Kwok, A. Lecacheux, G. Leppelmeier, E. J. Llewellyn, K. Mattila, G. Megie, D. Murtagh, M. Rougeron, and G. Witt: *Astronomy & Astrophysics* **402**, L21 (2003).
- 4) U. Frisk, M. Hagström, J. Ala-Laurinaho, S. Andersson, J.-C. Berges, J.-P. Chabaud, M. Dahlgren, A. Emrich, H.-G. Floren, G. Florin, M. Fredrixon, T. Gaier, R. Haas, T. Hirvonen, Å. Hjalmarsson, B. Jakobsson, P. Jukkala, P. S. Kildal, E. Kollberg, J. Lassing, A. Lecacheux, P. Lehtikoinen, A. Lehto, J. Mallat, C. Marty, D. Michet, J. Narbonne, M. Nexon, M. Olberg, A. O. H. Olofsson, G. Olofsson, A. Origné, M. Petersson, P. Piironen, R. Pons, D. Pouliquen, I. Ristorcelli, C. Rosolen, G. Rouaix, A. V. Räisänen, G. Serra, F. Sjöberg, L. Stenmark, S. Torchinsky, J. Tuovinen, C. Ullberg, E. Vinterhav, N. Wadefalk, H. Zirath, P. Zimmermann, and R. Zimmermann: *Astronomy & Astrophysics* **402**, L26 (2003).

- 5) M. Olberg, U. Frisk, A. Lecacheux, A. O. H. Olofsson, P. Baron, P. Bergman, G. Florin, Å. Hjalmarson, B. Larsson, D. Murtagh, G. Olofsson, L. Pagani, Aa. Sandqvist, D. Teyssier, S. A. Torchinsky, and K. Volk: *Astronomy & Astrophysics* **402**, L35 (2003).
- 6) J. Urban, N. Lautié, E. Le Flochmoën, C. Jiménez, P. Eriksson, J. de La Noë, E. Dupuy, L. El Amraoui, U. Frisk, F. Jégou, D. Murtagh, M. Olberg, P. Ricaud, C. Camy-Peyret, G. Dufour, S. Payan, N. Huret, M. Pirre, A. D. Robinson, N. R. P. Harris, H. Bremer, A. Kleinböhl, K. Küllmann, K. Künzi, J. Kuttippurath, M. K. Ejiri, H. Nakajima, Y. Sasano, T. Sugita, T. Yokota, C. Piccolo, P. Raspollini, and M. Ridolfi: *J. Geophys. Res.* **110**, D09301, doi: 10.1029/2004JD005394 (2005).
- 7) J. W. Waters, Lucien Froidevaux, Robert S. Harwood, Robert F. Jarnot, Herbert M. Pickett, William G. Read, Peter H. Siegel, Richard E. Cofield, Mark J. Filipiak, Dennis A. Flower, James R. Holden, Gary K. Lau, Nathaniel J. Livesey, Gloria L. Manney, Hugh C. Pumphrey, Michelle L. Santee, Dong L. Wu, David T. Cuddy, Richard R. Lay, Mario S. Loo, Vincent S. Perun, Michael J. Schwartz, Paul C. Stek, Robert P. Thurstans, Mark A. Boyles, Kumar M. Chandra, Marco C. Chavez, Gun-Shing Chen, Bharat V. Chudasama, Randy Dodge, Ryan A. Fuller, Michael A. Girard, Jonathan H. Jiang, Yibo Jiang, Brian W. Knosp, Remi C. LaBelle, Jonathan C. Lam, Karen A. Lee, Dominick Miller, John E. Oswald, Navnit C. Patel, David M. Pukala, Ofelia Quintero, David M. Scaff, W. Van Snyder, Michael C. Tope, Paul A. Wagner, and Marc J. Walch: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, in press (2006).
- 8) Y. Kasai, C. Takahashi, J. Urban, S. Hoshino, K. Takahashi, J. Inatani, M. Shiotani, and H. Masuko: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, in press (2005).
- 9) SMILES Mission Plan, <http://smiles.tksc.nasda.go.jp/> (2002).
- 10) Y. Kasai and T. Amano: *SPARC News Lett.* **23**, 30 (2004).
- 11) J. W. Waters et al.: http://mils.jpl.nasa.gov/joe/CAMEO_mission_concept.pdf.
- 12) 山本 智: *分光研究* **54**, 356 (2006).
- 13) Micheal A. Janssen: *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry* (Wiley, New York, 1993).
- 14) Kristen Rohlfis and Thomas L. Wilson: *Tools of Radio Astronomy* (Springer, Verlag Berlin Heidelberg, 2004).
- 15) J. Urban, N. Lautié, D. Murtagh, P. Eriksson, Y. Kasai, S. L. B. Sowc, E. Dupuy, J. de La Noë, U. Frisk e, M. Olberg, E. Le Flochmoën, and P. Ricaud: *Planetary & Space Science* (special issue on AOGS-2005) accepted (2005).
- 16) Rodgers and C. D. Inverse: *Methods for Atmospheric Sound-ing* (World Scientific, Singapore, 2000).
- 17) J. Urban, N. Lautié, E. Le Flochmoën, C. Jiménez, P. Eriksson, J. de La Noë, E. Dupuy, M. Ekström, L. El Amraoui, U. Frisk, D. Murtagh, M. Olberg, and P. Ricaud: *J. Geophys. Res.* **110**, D14307, doi:10.1029/2004JD005741 (2005).
- 18) C. Verdes, C. Melsheimer, S. Bühler, C. Emde, P. Eriksson, S. Ichizawa, V. O. John, Y. Kasai, G. Kopp, N. Koulev, T. Kuhn, O. Lemke, S. Ochiai, F. Schreier, T. R. Sreerekha, C. Takahashi, S. Tsujimaru, and J. Urban: *Science* **40**, 2004RS003110 (2005).
- 19) Y. Kasai, Urban, N. Lautié, D. Murtagh, P. Eriksson, J. de La Noë, U. Frisk, and P. Ricaud: *Geo. Res. Lett.*, submitted (2006).
- 20) L. El Amraoui, P. Ricaud, J. Urban, B. Théodore, A. Hauchecorne, N. Lautié, J. De La Noë, M. Guirlet, E. Le Flochmoën, D. Murtagh, E. Dupuy, U. Frisk, and O. F. d'Andon: *J. Geophys. Res.* **109**, D22304, doi: 10.1029/2004JD004796 (2004).
- 21) J. Urban, N. Lautié, E. Le Flochmoën, C. Jiménez, P. Eriksson, J. de La Noë, E. Dupuy, L. El Amraoui, U. Frisk, F. Jégou, D. Murtagh, M. Olberg, P. Ricaud, C. Camy-Peyret, G. Dufour, S. Payan, N. Huret, M. Pirre, A. D. Robinson, N. R. P. Harris, H. Bremer, A. Kleinböhl, K. Küllmann, K. Künzi, J. Kuttippurath, M. K. Ejiri, H. Nakajima, Y. Sasano, T. Sugita, T. Yokota, C. Piccolo, P. Raspollini, and M. Ridolfi: *J. Geophys. Res.* **110**, D09301, doi:10.1029/2004JD005394 (2005).
- 22) E. Dupuy, J. Urban, P. Ricaud, E. Le Flochmoën, N. Lautié, D. Murtagh, J. De La Noë, L. El Amraoui, P. Eriksson, P. Forkman, U. Frisk, F. Jégou, C. Jiménez and M. Olberg: *Geophys. Res. Lett.* **31**, L20101, doi:10.1029/2004GL020558, (2005).
- 23) G. Berthet, P. Ricaud, F. Lefèvre, E. Le Flochmoën, J. Urban, B. Barret, N. Lautié, E. Dupuy, J. De La Noë, and D. Murtagh: *Geophys. Res. Lett.* **32**, L11812, doi:10.1029/2005GL022649 (2005).
- 24) S. P. Sander, R. R. Friedl, A. R. Ravishankara, D. M. Golden, C. E. Kolb, M. J. Kurylo, R. E. Huie, V. L. Orkin, M. J. Molina, G. K. Moortgat and B. J. Finlayson-Pitts: *Chemical kinetics and photochemical data for use in atmospheric studies*, Evaluation number 14, JPL Publ., 02-25, 334 pp, (2003).
- 25) R. A. Cox and G. D. Hayman: *Nature* **332**, 796 (1988).
- 26) M. von Hobe, J.-U. Grooß, R. Müller, S. Hrechanyy, U. Winkler and F. Stroh: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **5**, 693-702 (2005).
- 27) 第 5 版 実験化学講座 第 9 巻物質の構造分光上 丸善東京 (2005).

PROFILE

笠井康子 独立行政法人 情報通信研究機構 主任研究員 博士 (理学)

〔略歴〕 東工大理工学研究科博士後期課程修了。

〔専門〕 分光学的大気リモートセンシング観測・大気科学・衛星観測。