



多重階層結合系における対流圏大気現象の過去・現在・未来/
日本周辺の海流の力学過程およびその影響の理解

大型ゴム気球を使用した 高高度ラジオゾンデ観測 で捉えた高度 30km 以上 の大気擾乱について

木下 武也¹⁾
荻野 慎也¹⁾
鈴木 順子¹⁾
城岡 竜一¹⁾

On the atmospheric disturbances above 30 km in altitude observed by high-altitude radiosonde observations using large rubber balloons

Takenari Kinoshita, Shin-Ya Ogino, Junko Suzuki, Ryuichi Shirooka

¹⁾ 海洋研究開発機構

現在、一般のラジオゾンデ観測におけるゴム気球の到達高度は下部成層圏に限られており、ロケットゾンデ観測が終了して以降、定常的な成層圏上層の風速・風向の直接観測は行われていない。そこで成層圏上層の定常かつ直接観測を目指し 2019 年 11 月に大型ゴム気球を用いた高高度ラジオゾンデ観測を試験的に実施した。その結果、高度 40 km を超える風速と温度データの取得に成功した。本稿は上記試験観測の結果を、Kinoshita *et al.* (2022) として既に公表した論文をベースに解説する。また、2021 年 5-7 月に海洋地球研究船「みらい」の航路上で実施した高高度ラジオゾンデ観測の概要も紹介する。

1. はじめに

地球大気には水平数十 km から数万 km にわたる様々なスケールの大気波動が存在する。この大気波動に含まれる水平百 km 程度の比較的小さなスケールの大気重力波は、山岳などの地形、対流活動、ジェット気流の自発的調節過程により励起され上向きに伝播する。そして惑星スケールの波と共に成層圏に存在する地球規模の赤道域から極向きのゆっくりとした流れ（大気大循環）の駆動源として働き (e.g., Butchart 2014)、大循環の構造や大循環の急激な変動（成層圏突然昇温）に寄与するだけでなく、対流圏の気象に直接影響を与えることがわかってきた (e.g., Kodera *et al.* 2011; Baldwin *et al.* 2021)。さらに重力波は、熱帯成層圏に存在する東西風が半年周期および準 2 年周期で変動する現象 (Semiannual oscillation : SAO (高度約 50 ~ 70 km) と quasi-biennial oscillation : QBO (高度約 20 ~ 50 km)) の生成を助けている (Hitchman and Leovy 1986)。これら成層圏突然昇温や QBO は熱帯の対流活動に影響を与えることがわかっている (Nishimoto and Yoden 2017)。そのため、重力波を含む成層圏の大気波動の動態を捉えることは、対流圏の気候変動の詳細な理解・予報精度向上につながると考えられている。

次に、成層圏の観測状況を紹介する。現在、衛星観測による温度やオゾンなどの化学物質、大型

大気レーダーによる風速，ラジオゾンデ観測による風速・温度・気圧などが日々取得されている。ラジオゾンデ観測の一般的な到達高度は高度約 30 km であり中上部成層圏（高度約 30–50 km）をカバーできていない。高度 30 km 以上では，ロケットゾンデ観測（高度 20–65 km）が 1970 年代から 1990 年代までの間は定常的に実施され（Baldwin and Gray 2005），その後は間欠的な観測がインドや中国で行われている（Zhou *et al.* 2017; Das *et al.* 2016）。ロケットゾンデ観測の鉛直分解能は約 2 km であり，鉛直波長の短い大気重力波の観測は難しい。一方，成層圏に長時間滞在することができるプラスチックフィルム（例：ポリエチレンフィルム）を用いたスーパープレッシャーバルーンやゼロプレッシャーバルーンによる観測が世界各国で実施されている（Strateole, Vorcore, Concordiasi などの観測キャンペーン）。これらの観測は南極域や赤道域で主に行われ，極渦や QBO, 対流活動や大気波動について調べられている。プラスチックフィルムを用いた気球による高高度観測実験では，JAXA が 2014 年 8 月 22 日に 53.1 km を記録している。これらプラスチックフィルムの気球はゴム製の気球に比べ，コストが高いため，現業のラジオゾンデ観測のように高頻度に行うことは難しい。ライダー（e.g., Park *et al.* 2006）や MU レーダーや PANSY レーダーなどの大型大気レーダー（e.g., Fukao *et al.* 1985; Sato *et al.* 1997, 2014）は高い鉛直分解能で大気温度や風速の観測をそれぞれ行うことができ，非常に有用な観測ツールだが，多地点観測を行うことは難しい。ラジオゾンデ観測，ロケットゾンデ観測，レーダー観測，現在観測されている衛星観測の観測高度範囲を図 1 に示す。ここで紹介する衛星観測は，Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate (COSMIC)-2 mission (UCAR COSMIC Program 2019), the Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry (SABER; Russell *et al.* 1999), そして the Earth Observing System Microwave Limb Sounder (MLS; Schwartz *et al.* 2015) である。上記の衛星観測では風速を計測す

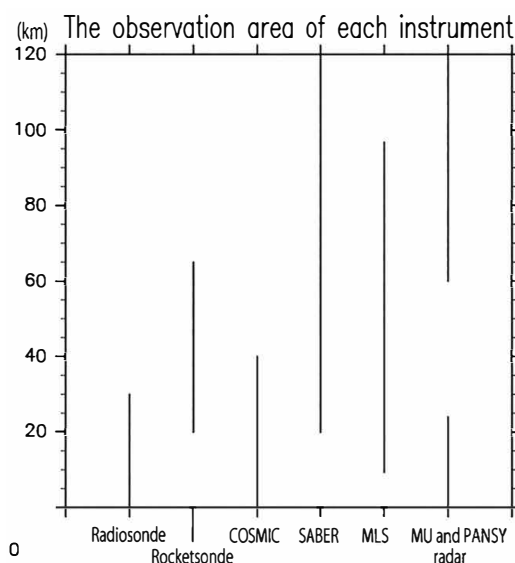


図 1 ラジオゾンデ観測，ロケットゾンデ観測，衛星観測 (COSMIC, SABER, MLS), 大型大気レーダー (MU, PANSY レーダー) の地上から高度 120 km における観測高度範囲。

ることができないため，高度 30 km 以上の風速観測はいまだチャレンジングな状況であるといえる。

そのため，中上部成層圏の大気現象の理解は遅れている。例えば，再解析データは時空間分解能が上がるなど日々発展してきているが，データ同化に使われる衛星観測データは鉛直分解能が低く，大気大循環を駆動する全ての波の活動を捉えられない。この影響は，Kawatani *et al.* (2020) による赤道上部成層圏から上部中間圏に存在する SAO の再解析データによる再現性を調べた研究でも示されている。彼らは SABER および MLS 衛星観測データと 6 つの再解析データセットを用いて SAO の再現性について解析した。その結果，SAO が存在する領域における東西風速が再解析データによって異なることがわかった。一方，東西風速の標準偏差がシンガポール付近で最も小さいこともわかった。これは，シンガポールのラジオゾンデ観測が他の地点に比べ大型のゴム気球を使用しており，より高高度の観測データを取得できているからである。

したがって、成層圏の大気波動、大気大循環、SAO、それらの相互作用について調べるためには、継続的に多地点において鉛直分解能の高い、風速、温度の観測が必要であるといえる。このような観測データを高分解能大気大循環モデルに同化することで、成層圏循環の表現精度が向上し、成層圏の急激な温度変化などの異常気象時の詳細な挙動をより正確に捉えることができると考えられる。

そこで、より高高度に到達するラジオゾンデの観測方法を確立すべく、現業観測で主に使われているゴム気球の約6～15倍の大きさの3kgと4kgの大型ゴム気球を用いたラジオゾンデ観測を試験的に実施した。この大型ゴム気球を用いたラジオゾンデ観測は次のようなメリットが挙げられる。

1) 地上から大気重力波の鉛直構造がオイラー的に把握できる。(スーパープレッシャーバルーンの準ラグランジュ的な観測と比較して)

2) 高度40km付近までの風速・温度データを観測することで、QBOだけでなくSAOの下層部を直接捉えることができる。

3) 鉛直分解能の高い風速・温度データから、鉛直スケールの小さい大気重力波活動を調べることができる。

4) コストが比較的安価なだけでなく、現業の観測と比較して気球のサイズが変わるだけなので、準備が容易である。

本観測では4回の試験放球を行ったが高度40kmを超えるデータが2回得られた。過去に大型のゴム気球を使用した観測ではGW-LCYCLE 2キャンペーン中の2014年1月30日に3kgのゴム気球を用いて高度38.1km (Dörnbrack *et al.* 2018) を、SouthTRACキャンペーン中の2019年9月30日に3kgのゴム気球を用いて高度39.41km (<https://www.pa.op.dlr.de/southtrac/news/2019/09/30/last-balloon-soundings-and-one-more-upcoming-local-flight/>) を記録しているが、本観測ではその高度を超えた観測データを取得できたことになる。本稿では、4回の試験放球で得られた観測結果、および、高度36～40kmに見られた大気波動の解析結果を報告する。

2. 試験観測の詳細

試験観測は、明星電気株式会社の協力のもと茨城県守谷市のつくば放球所(北緯35.938度、東経140.008度)で行った。この観測は、「海大陸研究強化年(Years of the Maritime Continent : YMC)」の一環として実施した2021年の観測の準備として行ったものである。YMCは、インド洋・太平洋・海大陸域の局所的な気象-気候システムの把握と全球への影響に関する理解の促進、さらに予報精度の向上を目的とした国際プログラムである(Yoneyama and Zhang 2020)。放球時刻は、2019年11月5日の日本標準時17時(0800 UTC)、20時(1100 UTC)、23時(1400 UTC)、11月6日2時(11月5日17UTC)である。放球を夜間に行った理由は温度計測に対する日射の影響を避けるためである。観測期間は晴れており、地上の風はほぼ無風であった。本観測で使用したラジオゾンデは、明星電気のiMS-100(約40g)である。使用したゴム気球はTOTEX社製の3kgと4kgの気球(TX3000とTA4000)であり、始めの3回はTX3000に対し、浮力をそれぞれ、1600g、1000g、2000gに設定した。TA4000を使用した4回目の放球では、3回目と同様に浮力を2000gとした。本観測ではヘリウムガスを使用した。ペイロードの構成はゴム気球から7.5mの位置にパラシュート、そこから30mの巻き下げ器をつなぎ、最後にiMS-100を取り付けた。なお、温度観測におけるゴム気球と巻き下げ器の影響は十分小さいと考えられる(e.g., Tiefenau and Gebbeken 1989)。ペイロードの上昇速度は浮力により異なるが、1回目と2回目は3～7m/s、3回目と4回目は5～8m/sであった。ラジオゾンデは1秒ごとにデータを取得するので、生データの鉛直分解能は約3～8mである。iMS-100の風速と温度の分解能は0.01m/sと0.1Kである。しかし、温度計測は、成層圏において高度の上昇とともに精度が低下することがわかっており、他のデータと比較して確認する必要がある。これは温度センサーの時定数によるものであり、次の節で述べる。

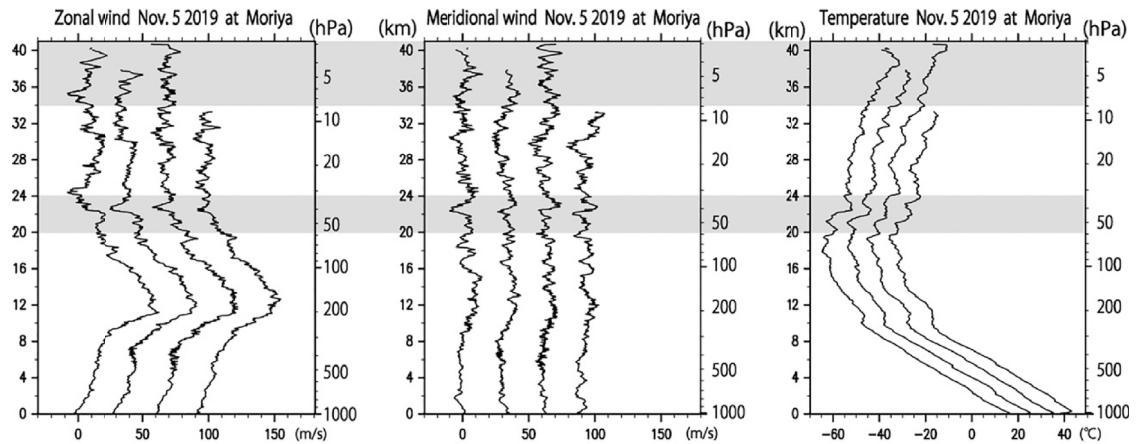


図2 観測された東西風速(左), 南北風速(中), 温度(右)の鉛直プロファイルの時系列図. 風速については, それぞれ+30m/sずつ, 温度については+10°Cずらして表示している. 灰色の部分は擾乱の大きな領域を示している.

ラジオゾンデ観測と比較するために用いたデータは, 再解析データとしてERA5 (the latest atmospheric reanalysis data produced by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Hersbach *et al.* 2018), MERRA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2, GMAO 2015), JRA-55 (the Japanese 55-year Reanalysis, Kobayashi *et al.* 2015)の風速データを, 衛星観測データとしてCOSMIC, SABER, MLSの温度データを使用した.

3. 結果

a: 観測結果の概観

図2に4回のラジオゾンデ観測により取得した東西風速, 南北風速, 温度の鉛直プロファイルを示す. この図では, 測器の応答時間, 次の小節の解析で見られた振り子運動に関連した小さなゆらぎを考慮し, 生データに20秒のローパスフィルタを適用している. 1回目の放球では高度40.274 km, 3回目の放球では高度40.655 kmに到達した. 2回目と4回目はそれぞれ37.852 km, 33.342 kmに到達した. これらの結果から1600~2000 gの浮力を持つラジオゾンデが定常的に高度40 kmを越えてデータを取得できる可能性が高いと考えられ

る. この考察は観測事例が少なく統計的に示された結果ではないが, 2021年に実施した高高度ラジオゾンデ観測にて評価する予定である.

図2の東西風速からジェット気流は高度12 km付近に存在し, 約50 m/sである. 温度データを見ると, 高度10 km付近において温度の鉛直変化率が -2K/km 以下となり, 対流圏界面に対応することがわかる. この構造は亜熱帯ジェット中心の近傍や極域で典型的な構造である. 温度は, さらに高度11~17 kmで低下し続け18~20 kmの高度で極小となるが, この構造は冬季の成層圏の特徴と一致する.

次に, 鉛直波長2~4 kmの擾乱の構造に着目する. この構造には大気重力波が含まれていると考えられ, 高度20~24 km, 34~40 km(図2の灰色の部分)の風速と温度データに見られている. 続いて1回目と2回目の東西風速データには, 鉛直波長約10 kmの大きなゆらぎが見られる. これらは, 高度12 km付近の亜熱帯ジェットから高度24 km付近で減少し, 24 km以上の領域では増加する構造を持つ.

図3は, 観測から得られたラジオゾンデの上昇速度の鉛直プロファイルである. 平均的な上昇速度は5~6 m/sで, 高度40 km付近に近づくにつれ減少し, 2回目の観測では高度37.782 kmで0 m/sと

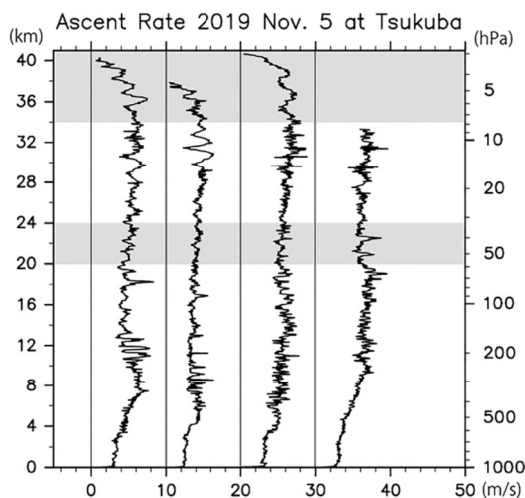


図3 観測から得られた上昇速度の鉛直プロファイルの時系列図。それぞれのプロファイルは+10m/sずつずらして表示している。灰色の部分は擾乱の大きな領域を示している。

なり、この高度より上昇できなくなっていた。なお、2回目の観測では最大到達高度に達した後も、その高度に停滞し続けていたが、本研究ではそのデータを除いている。この上昇速度には、ラジオゾンデの高度、小さなゆらぎによる気球の抵抗係数の変化に伴う測定誤差を含んでおり、上昇速度の小さい期間のデータを用いた解析には注意が必要である (Gallice *et al.* 2011; Zink and Vincent 2001)。また、上昇速度の変動には比較的高周波数の重力波が関わっているのに対し、水平風速の変動には比較的低周波数 (数時間分の1) の重力波が関わっていることがわかっている。本研究では低周波数の重力波に焦点を当てるため、上昇速度は重力波の解析では用いないこととした。

最大到達高度に近づくにつれ、上昇速度が減少すると、ある高度に到達するまでの水平風によるドリフト距離が大きくなることが推測される。この現象の特徴を明らかにするためには、さらなる観測が必要である。

b: 高度 30–40 km における再解析データ、衛星観測データとの比較

観測により得られた風速データの精度については、GPS 衛星からの測位情報は高高度でも安定し

ているため、問題ないといえる。しかし、温度計測の精度については、大気密度の低下に伴い温度センサーの時定数が長くなることが不確かさの要因となるため、注意が必要である。なお温度センサーの時定数は地上で約 0.4 秒、10 hPa では約 2.4 秒である。そこで高度 40 km 付近の温度の挙動を確かめるため、図 4 に 11 月 5 日 23 時 (1400UTC) における 20 秒のローパスフィルタを適用する前の温度データの高度 16–21 km、36–41 km の鉛直プロファイルを示す。またこの図では 19400–19700 m、39100–39400 m、39700–40000 m の各高度範囲における拡大図もプロットしている。図 4 から高度 40 km 付近の温度構造は他に比べ、細かい構造を含んでいることがわかる。この違いの原因を探るため、図 5 に同じ高度範囲の上昇速度を示す。上昇速度は 19400–19700 m、39100–39400 m の範囲では 5–6 m/s であるのに対し、39700–40000 m では 4 m/s と小さいだけでなく、他の 2 つのプロファイルに比べ、細かい変動が見られる。温度と上昇速度の構造から、小さな上昇速度と上昇速度の細かい変動が 40 km 付近の温度の細かい構造に寄与することが示唆される。この細かい振動は、気球とラジオゾンデの間の振り子運動による可能性が考えられる。

さらに、温度センサーの測定精度の影響も含まれている可能性も考えられる。そのため、温度データに見られる細かい構造には実際に存在する微小な擾乱が含まれている可能性もあるが、上記の影響を受けるため、これ以降の解析ではローパスフィルタを適用し、この影響を取り除いたデータを使用する。高度 40.4 km より上層において上昇速度は振動することなく 0 m/s となる。一方、温度は最高到達高度付近で急激に低下している。これは気球が上昇しておらず温度が正しく測定されていない可能性があるため注意が必要である。

続いて、複数の再解析データ、衛星観測データと比較を行う。その際は、それぞれの鉛直解像度を考慮することが重要である (表 1)。そこで、比較解析ではラジオゾンデ観測データに対し、20 秒の代わりに 400 秒のローパスフィルタを適用した

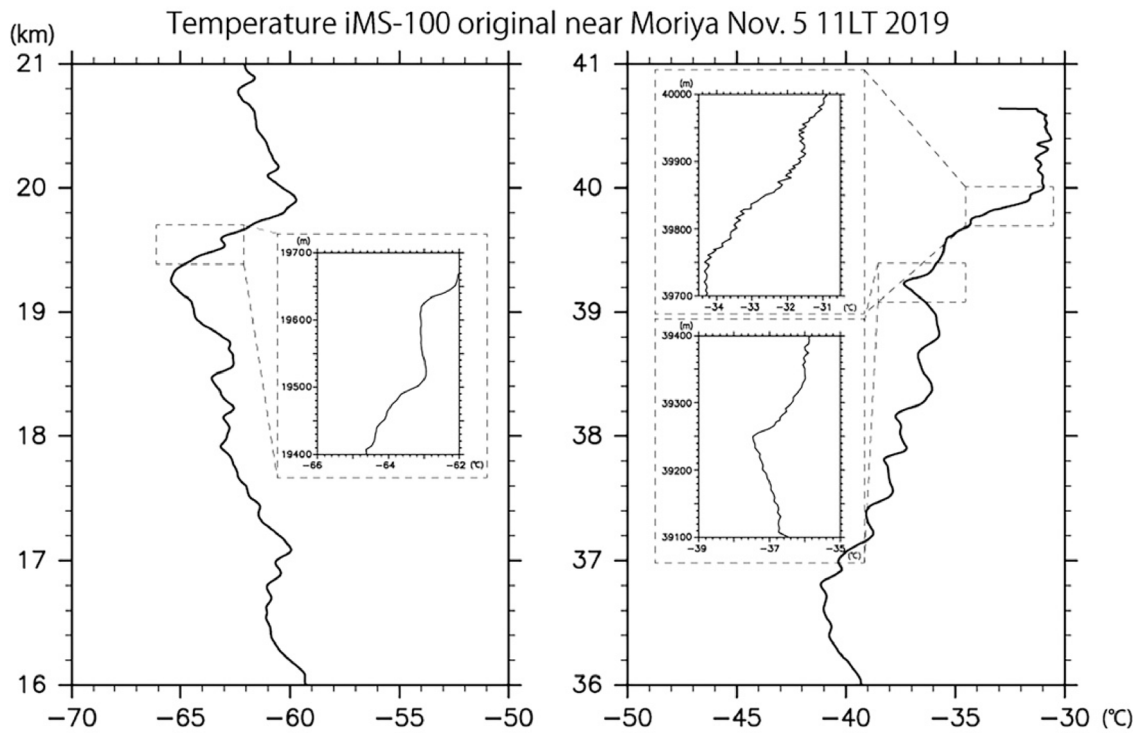


図4 11月5日23時の16-21km(左)と36-41km(右)における温度の鉛直プロファイル図. 拡大図は点線で囲まれた高度範囲を詳細に示したもの.

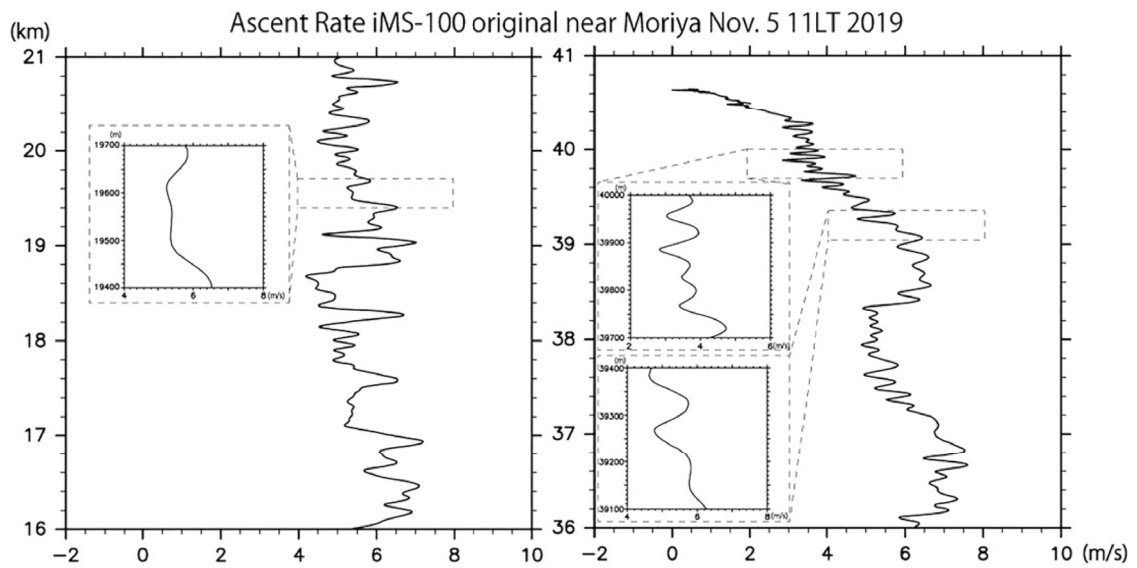


図5 図4と同様, ただし上昇速度を示す.

Data	Horizontal resolution	Pressure-level points or vertical resolution
ERA5	0.25°	10, 7, 5, 3, and 2 hPa
MERRA-2	0.5° lat, 0.625° lon	10, 7, 5, 4, 3, and 2 hPa
JRA-55	1.25°	10, 7, 5, 3, and 2 hPa
COSMIC	~300 km	~0.5 km
SABER	~400 km	~2 km
MLS	165 km	4 km

表1 再解析データの水平解像度と気圧面, 衛星観測データの水平解像度と高度 30–40kmにおける鉛直解像度.

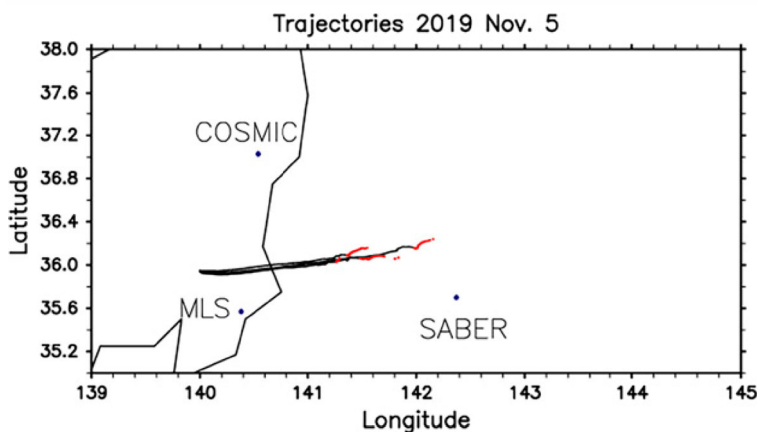


図6 ラジオゾンデ観測の軌跡と本研究で使用したCOSMIC, SABER, MLS衛星観測データの観測位置の水平マップ図. 黒線は地上から高度 30km, 赤線は高度 30km以上の軌跡を表している.

データを使用した. 図6は, 本研究で用いたラジオゾンデの軌跡と解析に用いた衛星の観測点を示している. 4つのラジオゾンデは放球後, それぞれ東に移動し, 高度 30–40 km では東経 141.2 度から東経 142.2 度の間に位置していた. SABER の観測位置は他の衛星の位置と比べ, 最も観測点に近いが, それ以外の衛星もすべて 200 km 以内に位置していた.

図7は ERA5, MERRA-2 および JRA-55 再解析データ, そしてラジオゾンデ観測それぞれの東西風速, 南北風速, 温度の鉛直プロファイルである. ERA5 とラジオゾンデ観測データは 11 月 5 日 23 時 (1400UTC), MERRA-2 と JRA-55 データはそれぞれ 11 月 6 日 0 時 (11 月 5 日 1500UTC) と 3 時 (11 月 5 日 1800UTC) のデータを表示している. また, これら再解析データは, 高度 30–40 km におけるラジオゾンデ観測位置にもっとも近い 4 点を用いて補正した値を用いている.

図7より, 再解析データを概観すると, 温度については, 5hPa より上部において ERA5 と MERRA-2

が JRA-55 より高いものの, ラジオゾンデ観測値とはほぼ一致していることがわかる. 東西風速と南北風速についてもラジオゾンデ観測値との差は小さく, 特に ERA5 データの南北風速は, ラジオゾンデ観測で見られた平均的 (400 秒のローパスフィルタを適用した) な鉛直構造を捉えている.

図8は, 図7で示した東西風速, 南北風速, 温度のラジオゾンデ観測と再解析データとの差を示している. 風速については, その差は 5 m/s より小さく, 再解析データの中では ERA5 データが南北風速において最も差が小さい. 温度における観測と再解析データの差は, ほとんどの高度において 3K より小さく, JRA-55 データとラジオゾンデ観測の差が最も小さいことがわかる. これらの差は, 大きな振幅を持つ擾乱によるものと考えられる. また, 他の要因として, 再解析データにおける粗い鉛直サンプリングにより, そこに存在する重力波シグナルをエイリアシングしている可能性も考えられる.

次に衛星観測データとの比較結果を示す. 図9

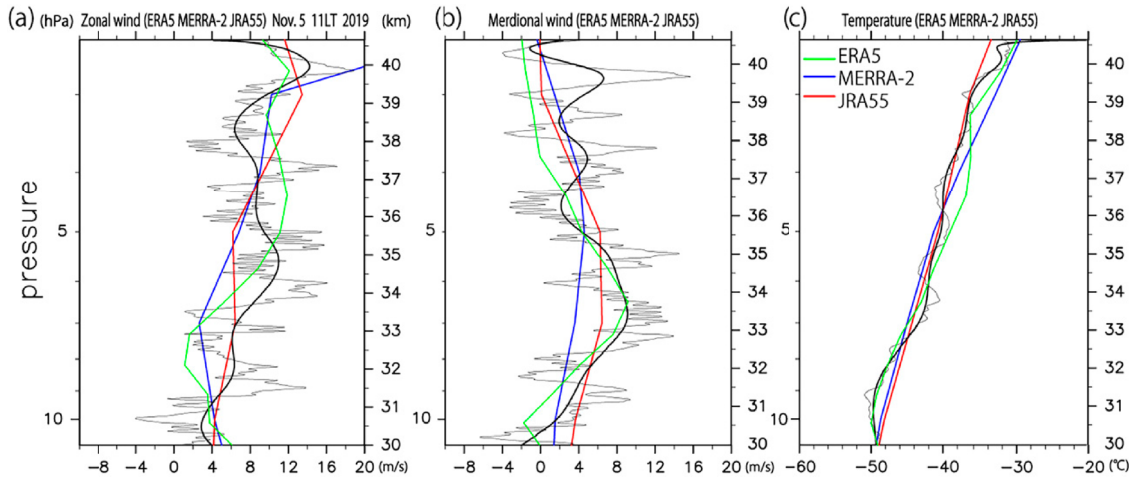


図7 11月5日23時のERAS(緑), MERRA-2(青), JRA-55(赤)再解析データと観測(黒)の(a)東西風速, (b)南北風速, (c)温度の鉛直プロファイル。黒太線は400秒のローパスフィルタを適用したもの, 黒細線は図2と同様20秒のローパスフィルタを適用したもの。

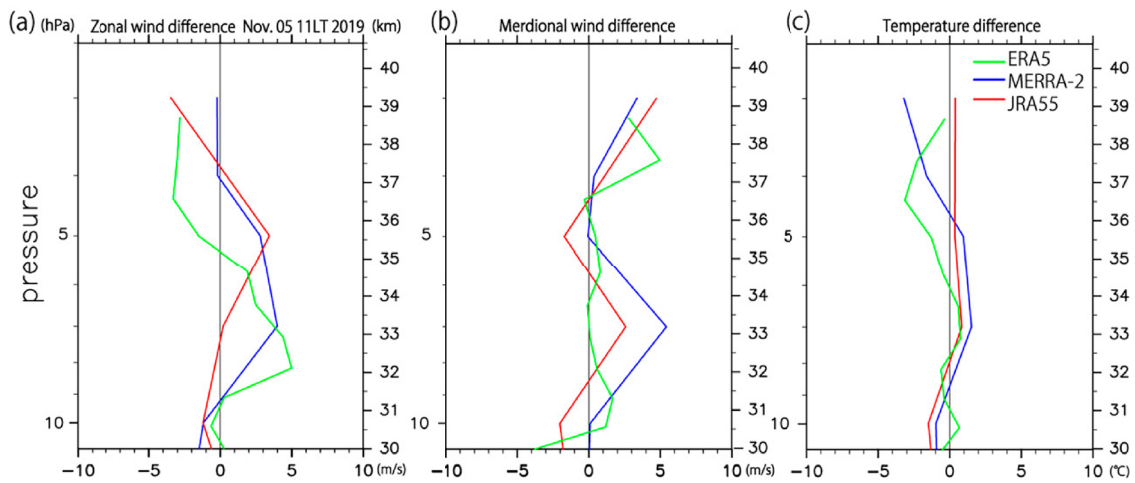


図8 11月5日23時のERAS(緑), MERRA-2(青), JRA-55(赤)再解析データと観測の(a)東西風速差, (b)南北風速差, (c)温度差の鉛直プロファイル。

は、11月5日23時の衛星観測とラジオゾンデ観測の温度および両者の差の鉛直プロファイルである。解析に使用したCOSMIC-2は、11月6日4時40分の東経137.43度、北緯36.88度のデータを、SABERは11月6日7時5分の東経142.37度、北緯35.7度のデータを、MLSは11月6日2時13

分の東経140.38度、北緯35.57度のデータを使用した(図6)。高度30–40kmではMLS衛星観測データが最も観測の温度に近い値で、その差は約2Kであった。一方、COSMIC-2の温度は観測に比べ5hPaよりも上層で約3K高く、SABERの温度は約5K低い結果となった。これらの結果から、温

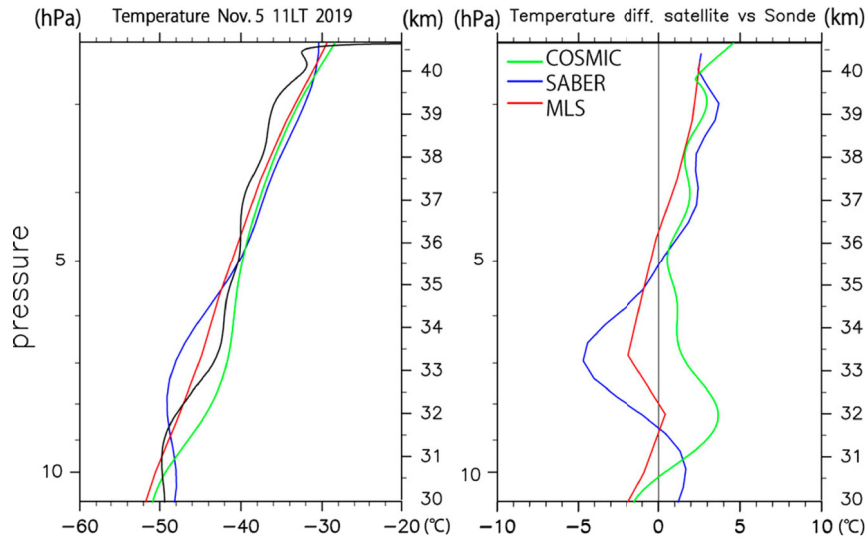


図9 11月5日23時の衛星加速とラジオゾンデ観測の温度(左)と両者の差(右)の鉛直プロファイル。緑線はCOSMIC, 青線はSABER, 赤線はMLS衛星観測データ, 黒線はラジオゾンデ観測を表す。

度を含む高高度ラジオゾンデの観測値は、10hPaより上層でも、再解析データや衛星データと近い値であることが確認できた。ラジオゾンデ自体の温度の不確かさは夜間で0.4K、風速は1–3 m/sであるため、ラジオゾンデ観測と再解析データ、衛星観測データとの差は十分小さいといえる(Kizu *et al.* 2018)。定量的な評価を行うには多くの観測と全球的な解析を行う必要はあるが、本結果から高度30–40 kmにおけるラジオゾンデ観測データは次節で紹介する大気波動の解析を行うに十分であると考えられる。

c: 高度40 km付近に見られる大気擾乱の解析

観測で得られた波状構造について簡単な解析を行う。鉛直分解能の高いラジオゾンデ観測データを用いた大気波動に関するこれまでの研究では、ローパスフィルタを用いて平均場と波を分離した解析や3次多項式フィットを用いた解析などがある(e.g., Tsuda *et al.* 1994; Sato *et al.* 2003)。ここでは、鉛直波長が小さく、大気大循環の駆動源として知られている慣性重力波に着目する。重力波に関する研究では、長期間のラジオゾンデ観測データを用いて、エネルギーの時間-高度分布や周波

数特性を調べるといったものがある(e.g., Fritts and Alexander 2003)。しかしながら重力波は、水平スケールが広いいため、一つの観測プロファイルからその性質や活動を詳細に理解することは難しく、より完全な記述を行うための観測・モデル・理論研究が盛んに行われている状況である。

次に、本研究で使用したホドグラフ解析を紹介する。ホドグラフ解析は、中層大気中に見られる波状構造に対して適用されるラジオゾンデ観測や大型大気レーダーを用いた重力波の特性を調べるために確立された手法である(e.g., Hirota and Niki 1986; Sato 1994; Tateno and Sato 2008)。ホドグラフ解析の他に、重力波の特性を調べる手法として、ストークスパラメータ解析、分散関係などを用いる研究も行われている(e.g., Eckermann 1996; Lane *et al.* 2003; Tateno and Sato 2008)。本研究では、慣性重力波の鉛直波長、固有周期、水平波長を推定するために、ホドグラフ解析とストークスパラメータ解析を実施した。高度38–40 kmで観測された擾乱は、鉛直波長が約2 km、擾乱の振幅が約5 m/s、2K程度であることがわかっている。そこで、ラジオゾンデ観測データに鉛直波長1~

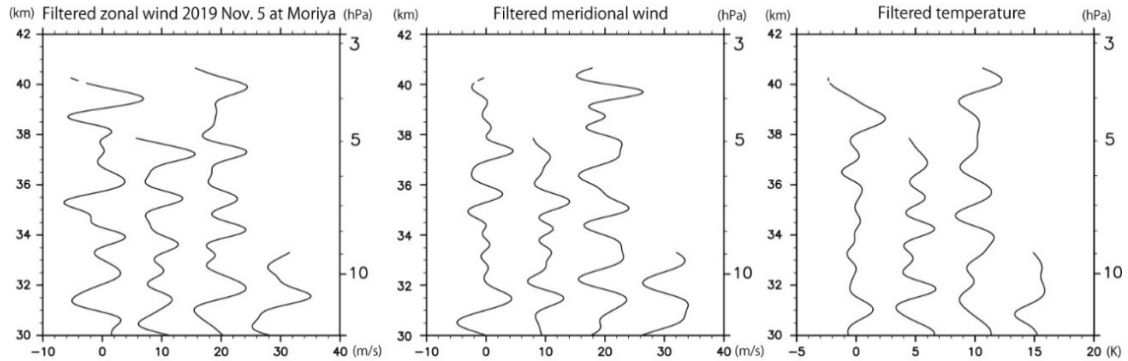


図10 バンドパスフィルターにより取り出した東西風速(左), 南北風速(中), 温度(右)の擾乱成分の鉛直プロファイルの時系列図. 風速擾乱と温度擾乱はそれぞれ10m/s, 5Kずつずらして表示している.

4 km のバンドパスフィルターを適用することで, 30–40 km でははっきりとした波の構造を抽出することができる(図10). 重力波のホドグラフは, 線形理論では楕円の形状を持つことがわかっている. 楕円の長軸方向は波の伝搬方向を表し, 180度の任意性を持つ. \tilde{u} , \tilde{v} をそれぞれ楕円の長軸と短軸方向の重力波の風速成分の振幅とすると, 偏波関係から固有周期または固有振動数を次のように求めることができる.

$$\tilde{v} = -i \frac{f}{\hat{\omega}} \tilde{u}, T_{\hat{\omega}} = \frac{2\pi}{\hat{\omega}} \quad (1)$$

$$\tilde{u} = \hat{u} \sin(mz), \tilde{v} = \hat{v} \cos(mz), \lambda_m = \frac{2\pi}{m} \quad (2)$$

ここで f はコリオリパラメータ, $\hat{\omega}$ は重力波の固有周波数, $T_{\hat{\omega}}$ は固有周期, m と λ_m は鉛直波数と鉛直波長を表す. 静水圧平衡を仮定した重力波の分散関係式は次のように書ける.

$$\hat{\omega}^2 = f^2 + \frac{N^2 K^2}{m^2}, \lambda_K = \frac{2\pi}{K} \quad (3)$$

ここで N^2 は静的安定度, K と λ_K は重力波の水平波数と水平波長を表す. したがって, 偏波関係式(1)と(2)から重力波の鉛直波数と固有周波数が求まり, 分散関係式(3)を用いることで重力波の水平波数が得られる. さらに固有群速度の水平・鉛直成分 (\hat{C}_{gh} , \hat{C}_{gz}) も分散関係(3)を用いることで以下のように求まる.

$$\hat{C}_{gh} = \frac{K N^2}{\hat{\omega} m^2} \quad (4)$$

$$\hat{C}_{gz} = -\frac{m \hat{\omega}^2 - f^2}{\hat{\omega} m^2} \quad (5)$$

より詳細なホドグラフ解析は, Tateno and Sato (2008) で示されている.

図11は11月5日17時と23時の高度38–40 kmにおけるホドグラフである. 横軸は東西風速, 縦軸は南北風速を表す. 楕円はバンドパスフィルターをかけた風速データに最小二乗法を適用してフィッティングしたものである. どちらのホドグラフも高さ方向に時計回りの回転を示しており, この結果は北半球の場合, 上方へのエネルギー伝搬を示唆している.

次に推定した鉛直波長はそれぞれ約1.7 kmと1.3 km, 固有周期は約6.1時間と7.4時間, 水平波長は約129 kmと123 kmである. なお, 水平波長を決定するために使用した平均東西風速と静的安定度は, 鉛直方向に4 kmのローパスフィルタをかけた2つの東西風速, 温度データから求めた静的安定度に対し, 38.5–40.5 kmの間で平均した値を用いている. 水平群速度は5.3 m/sと4.0 m/s, 鉛直群速度は0.07 m/sと0.042 m/sであった. 楕円フィッティングによる平均二乗誤差は, 0.08と0.19である. これらをまとめたものを表2に記す.

重力波の鉛直風速は推定した水平波数と鉛直波

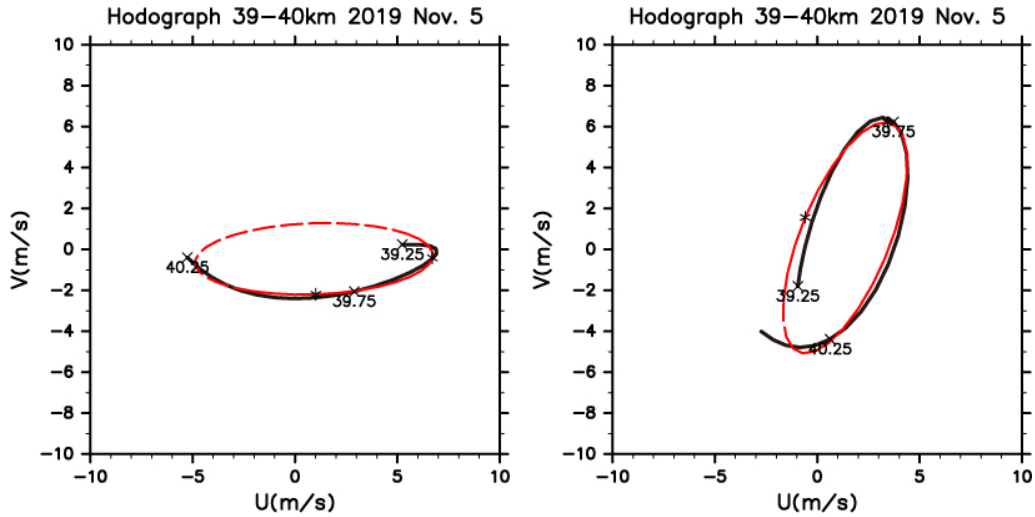


図 11 11月5日17時(左)と23時(右)の高度39–40kmにおけるバンドパスフィルターをかけた水平風速のホドグラフ。赤線は楕円フィッティングしたもの。数値は500m間隔の高度を表す。

表 2 11月5日のホドグラフ解析により推定した2つの重力波のパラメータ。

	1700 LT	2300 LT
Vertical wavelength (km)	1.7	1.3
Intrinsic period (h)	6.1	7.4
Horizontal wavelength (km)	129	123
Horizontal and vertical group velocities (m s^{-1})	5.3 and 7.0×10^{-2}	4.0 and 4.2×10^{-2}
Horizontal and vertical energy propagation	Eastward and upward	Southwestward or south-southwestward and upward

数を連続の式に代入することで求めることができ、それぞれ0.076 m/sと0.064 m/sであった。一方、鉛直風速は擾乱に対する熱力学方程式からも見積もることができる。

$$\hat{\theta} = \frac{\bar{\theta}_z}{\bar{\omega}} \hat{w} \quad (6)$$

ここで $\hat{\theta}$ と \hat{w} は擾乱の温位と鉛直風速の振幅、 $\bar{\theta}_z$ は平均温位の鉛直勾配を表す。図10と気圧から、高度38–40 kmにおける擾乱の温位の振幅はそれぞれ約12Kと11Kであった。この時、 $\left(\frac{p_s}{p}\right)^\kappa \sim 5$ 、ここで p と p_s は気圧と表面気圧で $\kappa = 2/7$ を使用した。 $\bar{\theta}_z$ を静的安定度と同じ方法で求めると、熱力学方程式から計算した重力波の鉛直風速はそれぞれ、0.054 m/sと0.05 m/sとなり、おおよそ連続の式から求めた鉛直風速と一致する結果となっ

た。加えて、得られた2つ重力波の鉛直・水平波長のアスペクト比は100より大きく、重力波の分散関係で用いられている静水圧平衡の仮定を十分満たしているといえる。

最後に、ストークスパラメータ解析から重力波のパラメータを推定した結果を記述する。まず4つのストークスパラメータは以下のように定義できる (Eckermann 1996; Murphy *et al.* 2014)。

$$I = \overline{u'^2} + \overline{v'^2} \quad (7)$$

$$D = \overline{u'^2} - \overline{v'^2} \quad (8)$$

$$P = 2\overline{u'v'} \quad (9)$$

$$Q = 2\overline{u'v'_H} \quad (10)$$

ここで u' と v' は擾乱の東西・南北風速、 v'_H はヒルベルト変換した擾乱の南北風速、 I は全分散、

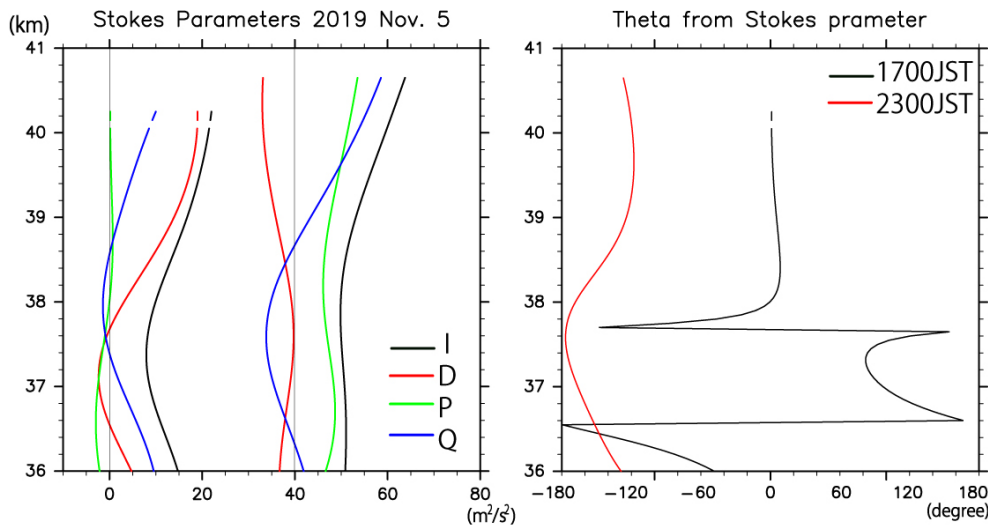


図 12 11 月 5 日 17 時と 23 時の (左) ストークスパラメータ (I: 黒線, D: 赤線, P: 緑線, Q: 青線) と (右) 17 時 (黒線) と 23 時 (赤線) の重力波の水平伝播方向の鉛直プロファイル。

D は軸方向異方性, P は同位相の共分散, Q は直角位相の共分散を表す。さらに重力波の水平伝播方向 θ は次のように得られる。

$$\theta = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{P}{D}\right) \quad (11)$$

本研究において、ストークスパラメータはバンドパスフィルターをかけた観測データに対して、鉛直方向に 4 km のローパスフィルターをかけることで求めている。図 12 は 11 月 5 日の 17 時と 23 時のストークスパラメータの鉛直分布である。17 時では D は I に近く、 P はほぼゼロ、 Q は擾乱の南北風速が小さいため 38–40 km で正であることがわかる。この正の Q は北半球で重力波が上向きに伝播していることを表す。一方、23 時の D は負値、 P は正の値で大きく、 Q は正値となっている。これらの結果は、 hodograph 解析で得られた特性とよく対応していることがわかる。

高度 38–40 km の水平伝播方向 θ に着目すると、17 時頃に東方向、23 時頃に南西または南南西方向であることがわかる。推定された伝播方向と群速度から、重力波の発生源について簡単に考察す

る。観測期間中の対流圏では、低気圧が北海道付近を東進するのに伴い、つくば放球所の北側において寒冷前線が西から東に通過していた。これは、重力波の励起源の候補の一つと考えられる。また成層圏では、日本の北西に極夜ジェットがあり、強い風速領域が徐々に東に移動していた。この強い極夜ジェットも、重力波の励起源の候補として考えられる。

4. まとめと 2021 年に実施した高高度ラジオゾンデ観測の概要

本稿では、つくば放球所で行った高高度ラジオゾンデ試験観測により、地上から高度 40 km 以上の高分解能の風速・温度データの取得に成功した結果を報告した。4 回の試験観測から、40 km 以上の高度まで観測するためには、TX3000 (3 kg ゴム気球) を用いて浮力を 1600 ~ 2000g に設定する必要があると考えられる。得られたラジオゾンデのデータを衛星データや再解析データと比較した結果、高度 30–40 km の風速・温度データが他のデータと整合的な値を取るだけでなく、他のデータでは

捉えることのできない鉛直波長の短い擾乱も捉えられており、大気波動の解析に有用であることを示した。この結果からラジオゾンデによる上部成層圏の観測は、中層大気の大循環を駆動する波の活動を理解するために重要であるといえる。具体的には、観測高度領域における擾乱の風速と温度成分から、運動量フラックス、波エネルギー、波活動密度などを推定することができる。また、Kawatani *et al.* (2020) で示された異なる再解析データセット間のSAOの構造のばらつきをより良く理解するためにも、高高度ラジオゾンデ観測が重要であると考えられる。

最後に、YMCキャンペーンの一環として2021年5-7月に海洋地球研究船「みらい」の航路上で実施した高高度ラジオゾンデ観測の概要を紹介する。この観測では、清水港から赤道への南下、そこからフィリピン東部への移動、フィリピン東部での定点観測、最後に清水港までの移動という航路の中で合計27回の高高度ラジオゾンデ観測を実施した。

その結果、夜間に放球すると、対流圏界面高度付近で気球が割れてしまう現象が見られた。これは対流圏界面温度が、つくば放球所における観測より得られた圏界面温度(約 -65°C)よりも低い(約 -80°C)ことによるものと考えられる。そこで、対流圏では日射を受け、成層圏ではその影響を極力減らす日没前に放球時刻を変えたところ、高度40kmを超えるデータを複数取得することが出来た。今後は、「みらい」で取得した観測データを用いて高高度ラジオゾンデ観測の有用性のさらなる検証を行う。また、観測データに含まれる高度30km以上に存在する大気波動とQBOなどの大規模場との相互作用を調べる予定である。

参考文献

[1] Baldwin, M. P. and Gray, L. J. (2005), Tropical stratospheric zonal winds in ECMWF ERA-40 reanalysis, rocket-sonde data and rawinsonde data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09806, <https://doi.org/10.1029/2004GL022328>.
 [2] Baldwin, M. P. and Coauthors (2001), The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, 39, 179-229.

<https://doi.org/10.1029/1999RG000073>.
 [3] Baldwin, M. P. and Coauthors (2021), Sudden stratospheric warmings. *Rev. of Geophys.*, 59, e2020RG000708. <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>.
 [4] Butchart, N. (2014), The Brewer-Dobson circulation, *Rev. Geophys.*, 52, 157-184. <https://doi.org/10.1002/2013RG000448>.
 [5] Das, S. S., Uma K. N., Bineesha, V. N., Suneeeth, K. V. and Ramkumar, G. (2016), Four-decadal climatology inter-comparison of rocketsonde and radiosonde with different reanalysis data: Results from Thumba Equatorial Station. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 142, 91-101. <https://doi.org/10.1002/qj.2632>.
 [6] Dörnbrack, A. and Coauthors (2018), Gravity waves excited during a minor sudden stratospheric warming, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 12915-12931. <https://doi.org/10.5194/acp-18-12915-2018>.
 [7] Eckermann, S. D. (1996), Hodographic analysis of gravity waves: Relationships among stokes parameters, rotary spectra and cross-spectral methods. *J. Geophys. Res.*, 101, 19,169-19,174. <https://doi.org/10.1029/96JD01578>.
 [8] Fritts, D. C., and Alexander, M. J. (2003). Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. of Geophys.*, 41 (1), 1003. <https://doi.org/10.1029/2001RG000106>.
 [9] Fukao, S., Sato, T., Tsuda, T., Kato, S., Wakasugi, K., and Makihira, T. (1985), The MU radar with an active phased array system, 1. Antenna and power amplifiers, *Radio Science*, 20 (6), 1155-1168. <https://doi.org/10.1029/RS020i006p01155>.
 [10] Fuke, H. (2017), Recent Highlights of Scientific Ballooning in Japan, *Journal of Astronomical Instrumentation*, 6, 1740001. <https://doi.org/10.1142/S2251171717400013>.
 [11] Gallice, A., Wienhold, F. G., Hoyle, C. R., Immler, F., and Peter, T. (2011), Modeling the ascent of sounding balloons: derivation of the vertical air motion, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 2235-2253. <https://doi.org/10.5194/amt-4-2235-2011>.
 [12] Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) (2015), MERRA-2 inst3_3d_asm_Np: 3d, 3-Hourly, Instantaneous, Pressure-Level, Assimilation, Assimilated Meteorological Fields V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [05/12/2020], 10.5067/QBZ6MG944HW0.
 [13] Hersbach, H. and Coauthors (2018), Operational global reanalysis: Progress, future directions and synergies with NWP, ECMWF ERA Report Series, 27, 65. <https://www.ecmwf.int/node/18765>.
 [14] Hitchman, M. H. and Leovy C. B. (1986) : Evolution of the zonal mean state in the equatorial middle atmosphere during October 1978 - May 1979. *J. Atmos. Sci.*, 43, 3159-3176.
 [15] Hirota, I. and Niki T. (1986) : Inertia-gravity waves in

- the troposphere and stratosphere observed by the MU radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 995-999.
https://doi.org/10.2151/jmsj1965.64.6_995.
- [16] Kawatani, Y., Hirooka, T., Hamilton, K., Smith, A. K., and Fujiwara, M. (2020), Representation of the equatorial stratopause semiannual oscillation in global atmospheric reanalyses, *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 9115-9133.
<https://doi.org/10.5194/acp-20-9115-2020>.
- [17] Kinoshita T., Ogino S.-Y., Suzuki J., Shirooka R., Sugidachi T., Shimizu K., and Hitchman M. H. (2022), Toward standard radiosonde observations of waves and the mean state in the 30–40 km altitude range using 3-kg balloons. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 39 (6), 849-860.
<https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0011.1>
- [18] Kizu, N., Sugidachi, T., Kobayashi, E., Hoshino, S., Shimizu, K., Maeda, R., and Fujiwara, M. (2018), Technical characteristics and GRUAN data processing for the Meisei RS-11G and iMS-100 radiosondes, GRUAN-TD-5, v1.0 (2018-02-21).
- [19] Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K., and Takahashi, K. (2015), The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5-48.
<https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-001>.
- [20] Kodera, K., Eguchi, N., Lee, J. N., Kuroda, Y. and Yukimoto, S. (2011), Sudden changes in the tropical stratospheric and tropospheric circulation during January 2009. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89, 283-290.
<https://doi.org/10.2151/jmsj.2011-308>.
- [21] Lane, T. P., Reeder, M. J., & Guest, F. M. (2003), Convectively generated gravity waves observed from radiosonde data taken during MCTEX. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 1731-1740. <https://doi.org/10.1256/qj.02.196>
- [22] Murphy, D. J., Alexander, S. P., Klekociuk, A. R., Love, P. T. and Vincent, R. A. (2014), Radiosonde observations of gravity waves in the lower stratosphere over Davis, Antarctica, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 11,973-11,996.
<https://doi.org/10.1002/2014JD022448>.
- [23] Nishimoto, E., and Yoden, S. (2017), Influence of the stratospheric quasi-biennial oscillation on the Madden-Julian oscillation during austral summer. *J. Atmos. Sci.*, 74 (4), 1105-1125. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0205.1>
- [24] Park, B. C., H. and Coauthors (2006), Algorithm improvement and validation of National Institute for Environmental Studies ozone differential absorption lidar at the Tsukuba Network for Detection of Stratospheric Change complementary station, *Appl. Opt.*, 45, 3561-3576.
<https://doi.org/10.1364/AO.45.003561>.
- [25] Russell, J. M. III, Mlynczak, M. G., Gordley, L. L., Tansock, J. and Esplin, R. (1999), An overview of the SABER experiment and preliminary calibration results. *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, 3756, 277-288.
- [26] Sato, K. (1994), A statistical study of the structure, saturation and sources of inertia-gravity waves in the lower stratosphere observed with the MU radar, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 755-774.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(94\)90131-7](https://doi.org/10.1016/0021-9169(94)90131-7).
- [27] Sato, K., O' Sullivan, D. J. and Dunkerton, T. J. (1997), Low-frequency inertia-gravity waves in the stratosphere revealed by three-week continuous observation with the MU radar, *Geophys. Res. Lett.* 24,1739-1742.
- [28] Sato, K. and Coauthors (2014), Program of the Antarctic Syowa MST/IS radar (PANSY), *J. Atmos. Terr. Phys.*, 118, 2-15. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.08.022>.
- [29] Sato, K., Yamamori, M., Ogino, S., Takahashi, N., Tomikawa, Y. and Yamaouchi, T. (2003), A meridional scan of the stratospheric gravity wave field over the ocean in 2001 (MeSSO2001). *J. Geophys. Res.*, 108, 4491.
<https://doi.org/10.1029/2002JD003219>.
- [30] Schwartz, M., Livesey, N. and Read, W. (2015), MLS/Aura Level 2 Temperature V004, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed:04/27/2020.
<https://doi.org/10.5067/Aura/MLS/DATA2021>.
- [31] Tateno, S. and Sato, K. (2008), A study of inertia - gravity waves in the middle stratosphere based on intensive radiosonde observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86 (5), 719-732. <https://doi.org/10.2151/jmsj.86.719>.
- [32] Tiefenau, H. K. E., and Gebbeken, A. (1989). Influence of meteorological balloons on temperature measurements with radiosondes: Nighttime cooling and daylight heating. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6 (1), 36-42. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1989\)006<0036:IOMBOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1989)006<0036:IOMBOT>2.0.CO;2).
- [33] Tsuda, T., Murayama, Y., Wirjosumarto, H., Harijono, S. W. B., and Kato, S. (1994). Radiosonde observations of equatorial atmosphere dynamics over Indonesia, 1, Equatorial waves and diurnal tides. *J. Geophys. Res.*, 99, 10,491-10,505. <https://doi.org/10.1029/94JD00355>.
- [34] UCAR COSMIC Program (2019), COSMIC-2 Data Products 11/09/2019. UCAR/NCAR-COSMIC, Access date 05/12/2020, <https://doi.org/10.5065/T353-C093>.
- [35] WMO (1957), Definition of the tropopause. *WMO Bull.*, 6, 136.
- [36] Yoneyama, K. and Zhang, C. (2020), Years of the Maritime Continent. *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2020GL087182. <https://doi.org/10.1029/2020GL087182>.
- [37] Zhou, L., Sheng, Z., Fan, Z. and Liao, Q. (2017), Data Analysis of the TK-1G Sounding Rocket Installed with a Satellite Navigation System, *Atmosphere*, 8, 199.
<https://doi.org/10.3390/atmos8100199>.
- [38] Zink, F., and Vincent, R. A. (2001), Wavelet analysis of stratospheric gravity wave packets over Macquarie Island: 2. Intermittency and mean-flow accelerations, *J. Geophys. Res.*, 106 (D10), 10289-10297, doi:10.1029/2000JD900846. □