

남극 중층대기 중력파 특성 및 원천 연구

Characteristics and sources of atmospheric gravity
waves in the Antarctic middle atmosphere



연세대학교 산학협력단

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “우주환경과 저층대기에 의한 극지고층대기변화 규명” 과제의 위탁연구 “남극 중층대기 중력파 특성 및 원천 연구” 과제의 최종보고서로 제출합니다.



2020 . 01. 29

(본과제) 총괄연구책임자	:	지 건 화
위탁연구기관명	:	연세대학교 산학협력단
위탁연구책임자	:	전 혜 영
위탁참여연구원	:	강 민 지
“	:	유 지 희

보고서 초록

위탁연구과제명	남극 중층대기 중력과 특성 및 원천 연구				
위탁연구책임자	전혜영	해당단계 참여연구원수	2명	해당단계 연구비	50,000,000원
연구기관명 및 소속부서명	연세대학교 산학협력단 지구천문대기학부 (대기과학)		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	128
<ul style="list-style-type: none"> • 선행연구 Mitchell and Beldon (2009)에서 제안한 방법을 개선하여, 2007년부터 2014년까지 세종기지 유성 레이더를 통해 고도 80-100 km에서 관측된 수평 바람 분산으로부터 중력과 활동을 추정하였다. 8월 고도 100 km에서 $409 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$의 최대 수평 바람 분산이 나타남을 통해 중력과 활동이 가장 강함을 알 수 있었으며, 5월과 9월에는 약한 뚜렷한 6개월의 주기성을 보였다. 가능한 원천으로 산악, 극야 제트, 대류가 제안되었다. • Rothera 기지 유성 레이더에서 관측된 중력과 활동을 분석한 결과, 겨울과 여름에 증가하고 봄과 가을에 감소하는 semi-annual 변동성이 나타났다. 최대 중력과 활동은 세종기지에서의 결과와 달리 5월에 나타났다. • 2014년부터 2016년까지 고도 85-94 km까지 유성 레이더로부터 관측된 중력과 운동량속의 시·공간 특성 및 변동성을 살펴보았다. 운동량속의 크기는 주로 $0-20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$의 범위에 속하며, 동서방향 중력과 운동량속은 시간에 대한 변동성이 매우 큰 반면, 남북방향 중력과 운동량속은 지배적으로 양의 값을 보였다. • 유성 레이더를 통해 추정된 중력과 활동이 가장 강했던 2010년 6월 25일 06 UTC 사례에 대한 고해상도 수치 실험이 수행되었다. 해당 사례일에 남반구 상부 성층권의 극 와동 주변에서 중력과의 개집이 뚜렷하게 나타났다. 중력과의 원천으로는 하부 성층권의 극야 제트와 산악이 제안되었다. • 장보고기지에서 25개월(2014년 12월-2016년 12월) 동안 대류권($z = 2-7 \text{ km}$)과 성층권($z = 15-22 \text{ km}$)에서 관측된 관성 중력과의 특성을 분석하였다. 성층권에서 관성 중력과는 5월에서 10월 사이 하향 전파가 증가하는 계절 변동성을 보이며, 하향 전파 파동의 가능한 원천으로 극야 제트가 제안되었다. 대류권(성층권) 관성 중력과의 평균 고유 진동수, 연직파장, 수평파장은 각각 $3.57f$ ($1.93f$), 1.48 km (1.48 km), 63.06 km (221.81 km)이며, 위상속도 및 군속도는 $0-30 \text{ m s}^{-1}$ ($0-80 \text{ m s}^{-1}$)의 크기로 남동(북동)쪽으로 지배적으로 향한다. 성층권에서 파동 에너지는 가을에서 봄 사이 증가하는 계절 변동성을 지닌 반면, 대류권에서는 이 같은 변동성이 나타나지 않았다. 대류권(성층권)에서 평균 동서방향 운동량속과 남북방향 운동량속은 각각 -0.008 (-0.0018) 과 -0.0005 (0.001) $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ 이다. 					

- 장보고기지에서 3년(2014년 12월-2017년 11월) 동안 성층권에서 관측된 관성 중력파의 특성을 초깃값으로 GROGRAT을 이용해 파동의 역추적을 수행하였다. 248개의 관성 중력파 사례 중 112, 68, 68개 파동의 레이가 각각 대류권($z < 8$ km), 대류권계면($z = 8-15$ km), 성층권($z = 15-18.5$ km)에서 추적이 종료되었다. 대류권에서 37개, 35개, 28개의 파동이 각각 전선, 산악, 대류에 의해 유도되었으며, 대류권계면에서는 36개의 파동이 흐름 불균형에 의해 발생하였으며, 그중 11개의 파동은 대류권 제트와 연관된 것으로 추정되었다. 성층권에서는 42개의 파동이 흐름 불균형에 의해 발생했다고 추정되었다.
- 흐름 불균형에 의해 유도된 파동은 주로 낮은 고유진동수($1-2f$), 짧은 연직 파장(1-2 km), 긴 수평 파장(50-1000 km)을 가지는 반면, 대류권 원천에 의해 발생한 파동은 더 넓은 범위의 고유진동수($1-20f$) 및 연직 파장(1-15 km)과 상대적으로 짧은 수평 파장(< 500 km)을 가진다.

색인어 (각 5개 이상)	한글	대기 중력파, 중층대기, 파동 원천, 세종기지, 장보고기지, 유성 레이더, 라디오존데
	영어	atmospheric gravity waves, middle atmosphere, wave sources, King Sejong Station (KSS), Jang Bogo Station (JBS), meteor radar, radiosonde



요 약 문

I. 제 목

남극 중층대기 중력파 특성 및 원천 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

대기 중력파는 하층 대기에서 연직으로 전파해 중층대기의 대규모 순환을 유도하는 강제력을 제공함으로써 하층대기와 고층대기를 역학적으로 연결하는 주요한 역할을 한다. 모델에서 중력파가 명시적으로 분해되지 않음에 따라 중력파의 효과는 모수화를 통해 재현되고 있으나, 그 불확실성이 큰 상황이다. 특히, 극 지역에서 모수화 된 중력파 항력의 부족은 모델에서 과도한 극 와동과 그에 따른 극지 온도의 과소 모의를 야기하고 있다. 이에 따라 본 연구는 남극 중력파에 대한 다양한 관측 연구를 통해 남반구 극 지역의 중력파에 대한 이해를 높이는 것을 목적으로 한다.

III. 연구개발의 내용 및 범위

1. 세종기지 유성 레이더에서 관측된 중간권 중력파의 특성 분석
2. 고해상도 전지구 순환모형을 이용한 중간권 중력파의 특성 분석
3. 장보고기지 라디오존데에서 관측된 관성 중력파의 특성 분석
4. 3차원 레이 추적 모형을 이용한 장보고기지의 중력파 원천 분석

IV. 연구개발결과

- 장보고기지에서 라디오존데를 통해 관측된 관성 중력파의 특성을 분석한 논문이 SCI 저널 Journal of Geophysical Research: Atmosphere에 게재됨
- 장보고기지에서 라디오존데를 통해 관측된 관성 중력파의 원천을 파악한 논문이 Journal of Geophysical Research: Atmosphere에 제출되어 리뷰 중에 있음.
- 세종기지에서 유성 레이더를 통해 관측된 중력파 활동에 대한 논문이 Journal of Geophysical Research: Atmosphere에 제출될 예정임.

V. 연구개발결과의 활용계획

본 연구결과는 관측이 현저히 부족한 남극에서 우리나라 극지연구소에서 운영하는 장보기 기지와 세종기지의 라디오존데와 유성 레이더를 이용하여 대류권부터 중간권까지 전 층을 아울러 중력파의 특성과 원천 및 전파 과정을 통합적으로 분석했다는 점에서 남반구 고위도의 중력파에 대한 이해를 높이는 데에 크게 기여할 것이다. 또한 이를 기반으로 중력파 모수화가 개선된다면, 보다 현실적인 기후모델 개발에 기여할 수 있을 것이다.

S U M M A R Y

(영 문 요 약 문)

I. Title

Characteristics and sources of atmospheric gravity waves in the Antarctic middle atmosphere

II. Purpose and Necessity of R&D

Vertically propagating atmospheric gravity waves play a major role in the dynamic linkage between the lower and upper atmospheres by transferring energy and momentum forcing. As gravity waves cannot be fully resolved in the current general circulation models (GCMs), their effects need to be parameterized in the models. However, there exist uncertainties in the parameterized gravity wave drag. Particularly in the southern hemisphere (SH) polar stratosphere, reported systematic GCM biases such as an excessive polar night jet and associated cold temperature are likely related to the parameterized gravity wave drag. This study aims to improve the understanding of gravity waves in the SH polar regions based on the Antarctic gravity waves observed from radiosonde and meteo-radar at Jang Bogo and King Sejong Station, respectively.

III. Contents and Extent of R&D

1. Analysis of the characteristics of gravity waves in the mesosphere observed by the meteor radar at King Sejong Station
2. High resolution general circulation model simulation for the mesospheric gravity waves observed by the meteor radar at King Sejong Station

3. Investigation of the characteristics of gravity waves in the troposphere and stratosphere using the radiosonde observation at Jang Bogo Station
4. Identification of the potential sources for the stratospheric gravity waves observed by the radiosonde at Jang Bogo Station using a 3-dimensional ray tracing model

IV. R&D Results

- A paper, “Inertia-Gravity Waves Revealed in Radiosonde Data at Jang Bogo Station, Antarctica (74° 37′ S, 164° 13′ E): 1. Characteristics, Energy, and Momentum Flux” is published in a *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*.
- A paper, “Inertia-Gravity Waves Revealed in Radiosonde Data at Jang Bogo Station, Antarctica (74° 37′ S, 164° 13′ E): 2. Potential Sources and Their Relation to Inertia-Gravity Waves” is submitted to *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* and under review (minor revision).
- A paper, “Gravity wave activities in the upper mesosphere observed at King Sejong Station, Antarctica (62.22°S, 58.78°W) and their potential sources in the lower atmosphere” will be submitted to *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*.

V. Application Plans of R&D Results

The results of this study will improve our understanding on gravity waves in Antarctica, given that radiosonde and meteor radar observations are used to investigate the characteristics, sources, and propagation of gravity waves from the troposphere to the mesosphere. Also, improvement of the gravity wave drag parameterization based on these findings can lead to the development of the more realistic climate model.

목 차

제 1 장 서론.....	16
제 2 장 국내외 기술개발 현황.....	17
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과.....	18
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도.....	109
제 5 장 연구개발결과의 활용계획.....	113
제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보.....	114
제 7 장 참고문헌.....	115

Table Caption

Table 1.1. Number of observation days for the meteor radar at KSS each month during 2007–2014. The numbers in bold indicate those used for the monthly average calculations.

Table 1.2. Percentage of days when the rotation of the horizontal wind vector along the northeast side of the KGI is less than 90° at altitudes ranging between 925 hPa and 1 hPa, which are averaged over each season for three years (2012–2014).

Table 2.1. Information on the radiosonde data observed at Jang Bogo Station, Antarctica used in this study.

Table 2.2. The number of available radiosonde soundings launched each month, those passing through the tropospheric and stratospheric analysis layers, and those satisfying IGW conditions in each layer. The superscript * denotes the months when data obtained from the Mario Zucchelli Station (MZS) are included.

Table 2.3. Information on the reanalysis datasets (CFSv2, MERRA, MERRA2, ERA-Interim, and NCEP/DOE R2) used in this study.

Table 2.4. The monthly averaged wave characteristics (intrinsic frequency and wavelengths) and wave energy density (kinetic and potential energy densities) in the lower stratosphere observed using radiosonde data from Antarctic research stations.

Table 2.5. Diagnostic methods used to identify the potential sources of the IGWs within a given horizontal (the spherical area corresponding to the area of a circle with radius R equivalent to a distance of 3° in latitude) and vertical ranges ($z = \pm 2$ km) from the termination position at the nearest time.

Table 2.6. The number of rays categorized in each possible source.

Table 2.7. The number of rays categorized in each possible source in each season.

Figure Caption

Figure 1.1. Time series of (a) wind averaged over a time–height space of 1 hour and 4 km (near a 94-km altitude) and (b) large-scale wind (red) using low-pass filtering superimposed onto the original wind (black) over 8-day time windows centered at 00 UTC on 19 January 2014. (c) Power spectral densities (PSDs) of the hourly zonal wind represented in (a). The

red dotted line denotes the upper bounds for the Markov red noise spectrum at the 95% confidence level. (d) Amplitudes of the large-scale wind components as a function of the wave period.

Figure 1.2. Monthly averaged amplitudes of large-scale zonal winds with periods longer than 5.5 hours observed at KSS during 2007–2014.

Figure 1.3. (a) The same as in Figure 1(b) except that only the echoes observed at an altitude range of 96–100 km are shown. (b) Line-of-sight horizontal velocities (red arrows) for all meteor echoes and large-scale winds (including prevailing winds, the four tidal components, and PWs) interpolated into each meteor echo position (blue arrows). The bottom-right legend represents the time-height bin-averaged values. (c) Green arrows indicate the large-scale wind projected toward the line-of-sight direction. (d) Purple arrows indicate the differences between the red arrows and green arrows in (c). These differences are considered as the small-scale gravity wave (GW) winds. The horizontal wind variance calculated by using all meteor echoes in the altitude range are shown in the bottom right.

Figure 1.4. Time-height cross section of the daily average horizontal wind variances observed from the meteor radar at KSS.

Figure 1.5. (a) Polar stereographic projection maps of seasonal mean $|RNBE|$. The pink arrows indicate seasonal mean horizontal wind at 5 hPa. The longitudinal (latitudinal) grid lines are drawn every 30° (10°) in dotted line. (b) One-point correlation maps of daily mean $|RNBE|$ at 5 hPa with respect to the daily mean horizontal wind variance at 98 km above KSS. The black solid lines in (b) denote statistical significance at 50% confidence level. The pink star denotes the location of KSS (62.22° S, 58.78° W).

Figure 1.6. Polar stereographic projection maps of monthly mean (a) column-maximum deep convective heating rate (DCH), (b) absolute convective gravity wave momentum flux (CGWMF) at 1 hPa in the SH. The purple arrows indicate seasonal mean horizontal wind at 1Pa. (c) One-point correlation maps of daily mean absolute CGWMF at 1 hPa with respect to the daily mean horizontal wind variance at 98 km above KSS. The black solid lines in (c) denote statistical significance at 95% confidence level.

Figure 1.7. Time-height cross section of the daily average horizontal wind variances observed from the meteor radar at Rothera station.

Figure 1.8. (a) September 2014 monthly mean zonal and meridional winds, (b) diurnal (24h), and (c) semidiurnal (12h) tide amplitudes. Hourly zonal and meridional (blue and red) (d) diurnal and (e) semidiurnal tide amplitudes at altitudes from 82 km to 94 km at 3 km intervals. Hourly mean (f)

zonal and (g) meridional winds for a composite day at altitudes from 82 km to 94 km, and hourly mean (h) zonal and (i) meridional GW momentum fluxes for a composite day at 91 km. Offsets of successive altitudes are 50 m s^{-1} in frames f–k.

Figure 1.9. September 2014 monthly mean (a) terdiurnal (8h), and (b) quardiurnal (6h) tide amplitudes. Hourly zonal and meridional (blue and red) (c) terdiurnal and (d) quardiurnal tide amplitudes at altitudes from 82 km to 94 km at 3 km intervals. Overlay of Hourly mean (h) zonal and (i) meridional GW momentum fluxes for a composite day at 91 km.

Figure 1.10. Time–height cross sections of monthly averaged zonal (upper) and meridional (lower) momentum fluxes from 2014 to 2016.

Figure 1.11. Latitude–height cross section of (a) mean zonal wind, (b) mean meridional wind, (c) zonal wind perturbation, and (d) meridional wind perturbation at 58° W on 06 UTC, June 26, 2010. The perturbation is obtained after subtracting the mean field that is defined as the 300 km radius area–averaged value.

Figure 2.1. Map of Antarctica. Meteorological stations conducting radiosonde observations in Antarctica are indicated by red circles. The zoomed map shows the geographical locations of Jang Bogo Station and Mario Zucchelli Station.

Figure 2.2. Trajectories of the soundings each month from 2015 to 2016. The trajectories are plotted in different colors depending on the altitude of the balloons.

Figure 2.3. Time–height cross sections of the (a) zonal wind (U), (b) meridional wind (V), (c) temperature (T), and (d) Brunt–Väisälä frequency (N) at Jang Bogo Station.

Figure 2.4. Time–height cross sections of the zonal wind (U; first column), meridional wind (V; second column), and temperature (T; third column) revealed in the (a) radiosonde observations and the four reanalysis data sets at Jang Bogo Station: (b) Climate Forecast System version 2, (c) Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications, (d) European Centre for Medium–Range Weather Forecasts Interim Reanalysis, and (e) National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Reanalysis 2. The dotted line represents 100 hPa for an easier comparison.

Figure 2.5. Differences in the zonal wind (U; first column), meridional wind (V; second column), and temperature (T; third column) between the radiosonde observations and the four reanalysis data sets at (a) 50, (b) 100, (c) 500, and (d) 700 hPa. The red, blue, cyan, and orange lines represent the CFSv2, MERRA, ERA–Interim, and NCEP/DOE R2 data sets, respectively. CFSv2 = Climate Forecast System version 2; MERRA =

Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications; ERA-Interim = European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis; NCEP/DOE R2 = National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Reanalysis 2.

Figure 2.6. Tropopause height above Jang Bogo Station from December 2014 to December 2016, which is calculated using model-level European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis data.

Figure 2.7. Sample (a) zonal wind (first row), meridional wind (second row), and temperature (third row) profiles displaying the interpolated data (black line) and background profiles (red line). (b) Differences (the red, blue, and gray lines denote the perturbations in the zonal wind, meridional wind, and normalized temperature, respectively) between the interpolated profiles and background profiles. (c) Hodograph of the wind perturbations in the stratosphere on 1 February 2015.

Figure 2.8. Time series of the rotary ratio (R) of the anticlockwise rotating component to the total rotating components (anticlockwise + clockwise) for each observed wave in the (a) stratosphere and (b) troposphere. The black lines across the graphs represent the 0.5 value. The red (blue) circles denote upward (downward) propagating waves with R values greater (less) than 0.5.

Figure 2.9. (a) Time-height cross section of $|RNBE|$ above JBS during the data period. (b) Polar stereographic projection maps of the horizontal wind vector superimposed on $|RNBE|$ (shading) at 3 hPa on 15 October 2016. Yellow circle denotes the location of JBS. JBS = Jang Bogo Station.

Figure 2.10. Distributions of the intrinsic phase velocity (first column), ground-based phase velocity (second column), and ground-based group velocity (third column) for each wave observed in the (a) stratosphere and (b) troposphere. The red and blue circles denote the upward and downward propagating waves, respectively.

Figure 2.11. Scatter plots (left) and histograms (right) of the intrinsic frequency divided by the Coriolis parameter (upper), vertical wavelength (middle), and horizontal wavelength (lower) calculated for each wave observed in the troposphere. The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively. The black lines across the graphs represent the averages for each value regardless of the vertical propagation direction.

Figure 2.12. The same as Figure 2.11 but in the stratosphere.

Figure 2.13. Scatter plots of kinetic energy (first row), potential energy (second row), total energy (third row) per unit mass, and the energy ratio (fourth row) for each wave observed in the (a) troposphere and (b) stratosphere. The black lines across the graphs represent the average for each value.

The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively.

Figure 2.14. Scatter plots of the zonal (left) and meridional (right) momentum fluxes per unit mass averaged in the stratosphere (upper) and troposphere (lower) for each observed wave. The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively.

Figure 2.15. (a) Scatter plots of the intrinsic frequency divided by the Coriolis parameter (first row), vertical wavelength (second row), horizontal wavelength (third row), kinetic energy per unit mass (fourth row), and potential energy per unit mass (fifth row) calculated for each wave in the stratosphere. The black lines across the graphs represent the averages for each value regardless of the vertical propagation direction. The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively. Average values for all, upward, and downward propagating waves are written in black, red, and blue, respectively, on the upper-right side of each panel. The gray vertical line represents the initial date of the additional observations that extend the data. (b) Distributions of the intrinsic phase velocity (first row), ground-based phase velocity (second row), and ground-based group velocity (third row) for each wave in the stratosphere.

Figure 2.16. (a) Geographical distribution of the termination positions of the rays traced down to the troposphere (red cross), tropopause (green cross), and stratosphere (blue cross). Back-trajectories of the rays terminated in the (b) troposphere, (c) tropopause, and (d) stratosphere. The numbers in brackets are the number of rays terminated in each layer. The colors of each line represent the corresponding altitude of the rays at the horizontal location.

Figure 2.17. Vertical locations of the potential sources of IGWs.

Figure 2.18. (a) Ray back-trajectory of the IGW (red line) observed on 16 January 2016. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (red line) of the IGW is superimposed on the topography elevation (brown line), slope (shading), and 850 hPa wind (arrow) at 06 UTC on 11 January 2016. The black circle represents the spherical diagnostic area corresponding to the area of a circle with the radius R of 3° latitude from the termination position. (c) Vertical wind velocity perturbation (shading) at 600 hPa with the horizontal wind vector (arrow) at 04 UTC on 11 January 2016.

Figure 2.19. (a) Ray back-trajectory of the IGW (blue line) observed on 15 February 2017. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of

the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (blue line) of the IGW are superimposed on the FF (shading) and potential temperature (cyan line) at 800 hPa at 00 UTC on 11 February 2017. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation (shading) at 650 hPa with potential temperature (purple line) at 800 hPa at 00 UTC on 11 February 2017.

Figure 2.20. (a) Ray back-trajectory of the IGW (blue line) observed on 31 October 2017. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (blue line) of the IGW are superimposed on the IMERG hourly precipitation at 22 UTC on 28 October 2017. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation at 500 hPa at 22 UTC on 28 October 2017.

Figure 2.21. (a) Ray back-trajectory of the IGW (red line) observed on 26 March 2016. The starting and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (red line) of the IGW are superimposed on the |RNBE| (shading) and horizontal wind speed at 175 hPa at 00 UTC on 21 March 2016. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation (shading) with the horizontal wind speed (purple line) at 150 hPa at 00 UTC on 21 March 2016.

Figure 2.22. (a) Ray back-trajectory of the IGW (red line) observed on 23 November 2015. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (red line) of the IGW are superimposed on the |RNBE| (shading) and horizontal wind speed at 100 hPa at 12 UTC on 18 November 2015. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation (shading) with the horizontal wind speed (purple line) at 100 hPa at 14 UTC on 18 November 2015.

Figure 2.23. Back-trajectories of the rays associated with (a) orography, (b) surface front, (c) convection, (d) flow imbalance in the tropopause, and (e) flow imbalance in the stratosphere. The colors of each ray-trajectory represent the season in which the wave is observed. Blue, green, orange, and red represent summer, autumn, winter, and spring, respectively.

Figure 2.24. Intrinsic frequency divided by Coriolis parameter (first row), vertical wavelength (second row), and horizontal wavelength (third row) for each wave associated with orography (purple circle), front (blue circle), convection (green circle), and flow imbalance (red circle) at the time of (a) generation and (b) observation.

Figure 2.25. Profiles of background wind projected to the horizontal wavenumber vector (first column), square of buoyancy frequency (second column), vertical wavelength (third column), and horizontal wavelength (fourth column) following the rays of observed waves that originate from (a) orography, (b) surface front, (c) convection, and (d) flow imbalance. The colors of the lines represent the seasons in which each wave is observed. Cyan, purple, red, and orange correspond to summer, autumn, winter, and spring, respectively.

Figure 2.26. Distribution of the phase velocities for each wave associated with (a) orography, (b) surface front, (c) convection, and (d) flow imbalance at the time of generation (upper panel) and observation (lower panel). The colors of the circles represent the seasons in which each wave is observed. Blue, green, orange, and red correspond to summer, autumn, winter, and spring, respectively.



제 1 장 서론

대류권의 산악, 대류, 전선 등에 의해 발생하여 연직으로 전파되는 대기 중력파는 파가 소산 되는 중층대기(성층권 및 중간권)에 운동량과 에너지를 전달함으로써 중층대기의 역학적·열적 구조를 결정하고 대규모 대기 순환을 유도하는데 중요한 역할을 한다.

남극 반도와 안데스산맥 남부지역은 전 세계에서 중력파의 강도가 가장 큰 지역임이 최근 인공위성 관측 결과에 드러났으며, 겨울 동안 남극해를 따라 강한 중력파 활동이 관측되고 있다. 남극 세종과학기지에서는 유성 레이더와 airglow를 이용하여 중간권 상부의 중력파 관측을 다년간 수행해오고 있다. 세종과학기지가 위치한 남극 반도에는 여러 나라들의 기지가 위치해 있으며, 유성 레이더와 airglow 이외에도 lidar, VHF radar와 같은 관측 장비를 통하여 중간대기 뿐 아니라 고층대기의 중력파 관측이 수행되고 있다. ANGWIN (ANtarctic Gravity Wave Instrument Network)은 남극 반도뿐만 아니라 남극 대륙 내 여러 기지의 중력파 관측 네트워크로, ANGWIN의 지상 기반 자료와 인공위성 자료의 분석 및 비교를 통한 남반구 고위도의 중력파 연구가 최근 활발히 수행되고 있다.

고층대기에 미치는 중력파의 영향을 파악하는 것은 저층대기(대류권 및 중간대기)와 고층대기 간의 상호작용을 이해하는데 필수적이므로, 이에 대한 관측 및 모델링 연구가 활발히 수행되어져 왔다. 저층 대기에서부터 전리층으로 연직 전파된 대기 중력파는 200 km 이상 고도의 플라즈마 분포를 변화시키고 이동 전리층 교란(traveling ionospheric disturbances, TIDs)을 유도하는 등 고층대기 역학 구조에 중요한 영향을 미치며, 대기 중력파는 전파 통신 및 GPS 장애를 발생시킬 수 있는 equatorial spread F 현상을 유도하여 경제적인 피해를 줄 수도 있다. 태양 활동에 따라 전리층으로 전파되는 중력파의 특성이 달라지는 등 우주 환경이 고층대기로 전파하는 중력파에 영향을 미치기도 한다. 따라서 극지역 중력파의 특성을 연구함으로써 저층대기와 고층대기 간의 상호작용뿐만 아니라 고층대기와 우주환경과의 연계성에 대한 우리의 이해도를 높일 수 있다.

이를 위해 본 연구에서는 남극 중력파 관측 자료들과 고해상도 수치모형 결과를 이용하여, 남반구 고위도 중층대기에서의 중력파 특성을 분석하였다.

제 2 장 국내외 기술개발 현황

유성 레이더를 통해 중간권 바람을 관측함으로써 중간권 대기 중력과 활동을 분석하는 연구는 그동안 다양한 관측 지점에서 활발하게 수행되어져 왔다(Hocking, 2005; Kumar et al., 2007; Beldon and Mitchell, 2009; Mitchell and Beldon 2009; Lee et al., 2013; Song et al., 2017).

ANGWIN은 남극의 중력과 관측 자료를 공유하기 위한 국제 네트워크로써, 2011년 시작되어 현재는 남극뿐만 아니라 북극 지역의 중력과 관측 자료를 활발히 공유하고 있다. ANGWIN에 소속된 세종기지 유성 레이더는 2007년에 설치되어 현재까지 관측을 수행하고 있으며, 본 과제에서는 세종기지 자료에 더해 ANGWIN에 소속된 Rothera 기지의 유성 레이더 관측 자료를 추가적으로 분석하였다.

남극의 여러 과학기지에서는 라디오존데 관측을 이용해 관성 중력파의 특성을 분석해 왔다(Pfenninger et al., 1999; Yoshiki and Sato, 2000; Yoshiki et al., 2004; Innis et al., 2004; Moffat-Griffin et al., 2011; Murphy et al., 2014; Moffat-Griffin and Colwell, 2007).

2014년 한국의 새로운 과학기지인 장보고기지가 남극 내륙의 테라노바 베이에 건설되어, 라디오존데 관측을 수행해 왔다. 서남극과 동남극의 경계이자 극야와 백야가 모두 나타나는 고위도에서 1년 내내 관측이 이루어졌다는 점에서 본 자료를 이용해 중력파의 특성을 연구하는 것은 관측이 부족한 남극 고위도 중력파를 이해하는 데에 크게 기여할 수 있다. 그러므로 장보고기지에서 수집된 고해상도 라디오존데 자료를 이용해 관성 중력파의 특성을 분석하고 가능한 원천을 조사했다.

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1 절 세종기지 대기 중력과 특성 분석

2007년 남극 세종과학기지(62.22° S, 58.78° W)에 설치되어 현재까지 운용 중인 유성 레이더를 이용하면 중간권 중력과 활동을 추정할 수 있다. 본 절에서는 세종기지 유성 레이더를 통해 관측된 남극 반도 중간권 상부의 중력과 특성을 분석하였으며, 고해상도 전지구 수치모형 결과를 추가로 분석하였다.

1. 세종기지 유성 레이더에서 관측된 중력과 활동 분석

1.1 세종기지 유성 레이더 자료

유성이 우주에서부터 지구 대기로 들어오면, 유성과 대기 사이의 마찰로 인하여 플라즈마 꼬리가 형성된다. 다섯 개의 수신안테나로 구성된 유성 레이더를 이용하면 유성 에코로부터 유성의 공간 정보(방위각, 천정각, 유성고도)와 시선속도(radial velocity)를 측정할 수 있으며, 이로부터 중간권 상부의 바람을 추정할 수 있다. 세종기지 유성 레이더는 날씨와 관계없이 하루에 15,000개에서 28,000개의 유성 에코를 약 2분 간격으로 관측할 수 있다.

Table 1.1은 본 연구에서 사용된 세종기지 유성 레이더의 월별 관측 날짜 수를 정리한 표이다. 2007년부터 2014년까지 총 8년의 자료가 사용되었으며, 2007년 3월과 2009년 8월 자료는 각각 소프트웨어와 하드웨어 문제로 인한 에러를 포함하고 있기 때문에 분석에 사용되지 않았다 (Lee et al., 2013).

1.2 바람의 variance를 통한 중력과 활동 특성

유성 레이더를 이용해 중력과 활동을 분석하기 위해 관측된 바람의 분산(wind variance)을 중력과 활동을 나타내는 지수로써 사용하였다. Wind variance를 계산

Table 1.1. Number of observation days for the meteor radar at KSS each month during 2007–2014. The numbers in bold indicate those used for the monthly average calculations.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
2007			31	30	31	4	-	-	-	-	24	31
2008	10	-	-	-	16	7	17	31	30	31	30	19
2009	19	28	31	30	31	30	31	31	30	29	3	-
2010	-	13	19	2	3	18	31	27	22	31	30	24
2011	31	28	19	30	31	30	31	30	30	31	29	31
2012	31	29	29	30	31	30	31	31	30	31	30	31
2013	26	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31
2014	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31

하기 위하여 먼저 관측된 유성 에코로부터 수평 바람을 추정하였다. Hocking and Thayaparan (1997)에서 제시한 방법론을 이용하면, 1 시간–4 km 고도의 bin내에서 관측된 모든 유성 에코들의 시선속도 자료로부터 해당 시공간 내에서 평균 된 수평 바람을 추정할 수 있다. 이를 통하여 전체 관측 기간 동안 1 시간 간격의 수평 바람 자료를 계산하였으며, 80–100 km 관측 고도 내에서 2 km 간격 (2 km 씩 bin 중첩)의 바람 자료를 얻어내었다.

수평 바람 중에서 대규모 성분을 제거하고 남은 소규모 바람 성분들의 분산을 이용하면, 중력파의 활동을 간단하게 추정할 수 있다(Mitchell and Beldon, 2009; Lee et al., 2014). 본 연구에서는 Song et al. (2017)에서 제시한 대규모 바람 성분의 기준을 따라서, 주기가 5.5 시간 이상인 성분을 대규모 바람 성분으로 정의하고, 관측된 전체 수평 바람에서 이를 제거함으로써 소규모 중력파 활동을 추정하였다. 관측된 수평 바람의 장주기 성분을 분석하기 위하여, 미리 계산된 수평 바람 자료에 8 일(192 시간)의 시간 window를 취하고, 해당 window 내에서 Fourier 변환을 통하여 5.5 시간 이상인 성분들만을 추출해 낸 뒤, window의 중심에 해당하는 시각의 대규모 바람 성분 값으로 정의하였다. 이러한 Fourier 분석은 8 일 시간 window를 1 시간씩 이동하면서 전체 관측 기간 및 관측 고도에서 반복 수행되었다. 해당 window 내에서는 극지역 중간권에서 흔히 관측되는 24 시간, 12 시간, 8 시간 및 6 시간 주기의 조석과(tide) 성분뿐만 아니라 2일, 4일 주기의 행성과

성분들도 포함된다.

Figure 1.1은 관측된 수평 바람으로부터 장주기 대규모 바람 성분을 추출하는 과정을 나타내는 예시로서, Figure 1.1a와 1.1b는 2014년 1월 19일 00 UTC를 8일 시간 window의 중심 시각으로 하여 94 km 고도에서 관측된 전체 동서 바람 성분(검정 실선)과 대규모 바람 성분(붉은 실선)의 시계열을 나타낸다. 전체 바람 성분의 주기 분석 결과, Figure 1.1c와 같이 8 시간, 12 시간 및 2 일 주기의 유의미한 주기성이 확인되었다. Figure 1.1d는 해당 시각과 관측 고도에서 정의된 대규모 바람 성분들의 크기를 나타낸다. 여기서 12 시간 주기의 조석과 성분은 약 12 m s^{-1} 의 크기를 가져 4가지 조석과 성분들 중에서 가장 큰 값을 보였으며, 이는 선행연구들의 조석과 관측 결과와도 일치하였다(Riggin et al., 2003; Hibbins et al., 2007; Beldon and Mitchell, 2009). 한편, 2일 주기의 행성과 성분 크기는 22.5 m s^{-1} 로 대규모 바람 성분들 중에서 가장 큰 값을 보였으며, 4일 주기 행성과 성분 크기도 5 m s^{-1} 이상으로 비교적 큰 값을 보였다. 2일 및 4일 주기 행성과 활동은 극지역의 여름과 겨울철 중간권에서 강하다는 사실은 몇몇 선행연구들을 통해서 밝혀진 바 있다(Phillips, 1989; Nozawa et al., 2003; Manson et al., 2004; Murphy et al., 2007; Baumgaertner et al., 2008; Sandford et al., 2008; Tunbridge and Mitchell, 2009).

Figure 1.2는 전체 관측 기간 동안 월평균 한 대규모 동서 바람 성분의 크기를 나타낸다. 가장 큰 대규모 바람 성분은 12 시간 주기의 조석과 성분으로써, 계절과 상관없이 전체 관측 고도에서 극값이 두드러지게 나타났다. 특히, 이러한 12 시간 주기의 조석과는 5월에 94 km 이상의 고도에서 최댓값을 보였는데, 이는 Hibbins et al. (2007)과 Lee et al. (2013)의 관측 결과와 일치한다. 한편, 1월에는 2일 주기 행성과 성분이 96 km 아래 고도에서 최댓값을 보였으며, 앞에서 언급했듯이 여름철과 겨울철에 극값을 보이고 봄철과 가을철에 최솟값을 보이는 계절 변동성이 뚜렷하게 나타났다. 이는 세종기지 주변에 위치한 영국 Rothera 기지의 관측 결과와도 일치한다(Baumgaertner et al., 2008).

Figure 1.3은 위에서 정의한 대규모 바람 성분들을 전체 바람 관측값에서 제거한 뒤 바람 분산을 구함으로써 중력과 활동을 추정하는 방법을 나타낸 것이다. 먼저, 특정 시각과 고도 범위(주어진 예시는 2014년 1월 15일 00-01 UTC의 96-100 km 고도) 내에서 관측된 유성 에코들의 시·공간 정보를 파악했다(Figure 1.3a).

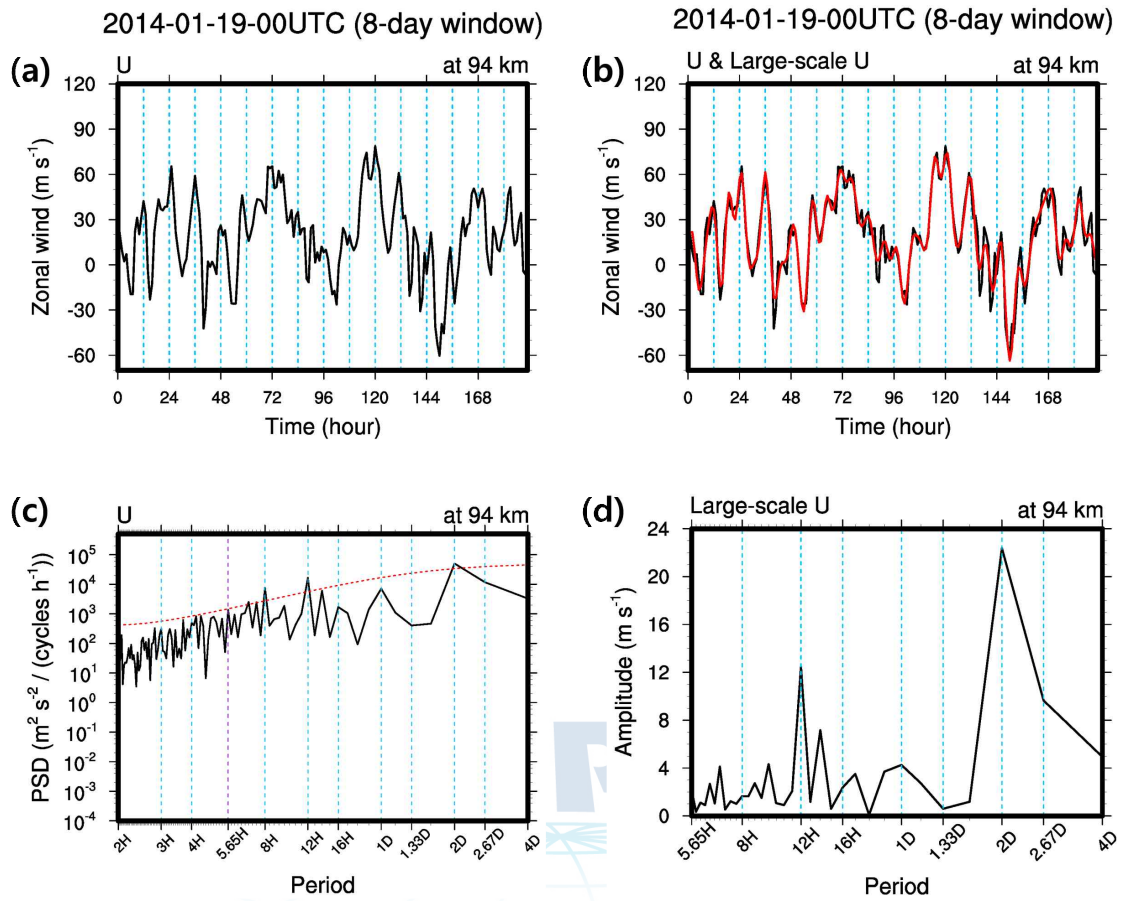


Figure 1.1. Time series of (a) wind averaged over a time–height space of 1 hour and 4 km (near a 94–km altitude) and (b) large–scale wind (red) using low–pass filtering superimposed onto the original wind (black) over 8–day time windows centered at 00 UTC on 19 January 2014. (c) Power spectral densities (PSDs) of the hourly zonal wind represented in (a). The red dotted line denotes the upper bounds for the Markov red noise spectrum at the 95% confidence level. (d) Amplitudes of the large–scale wind components as a function of the wave period.

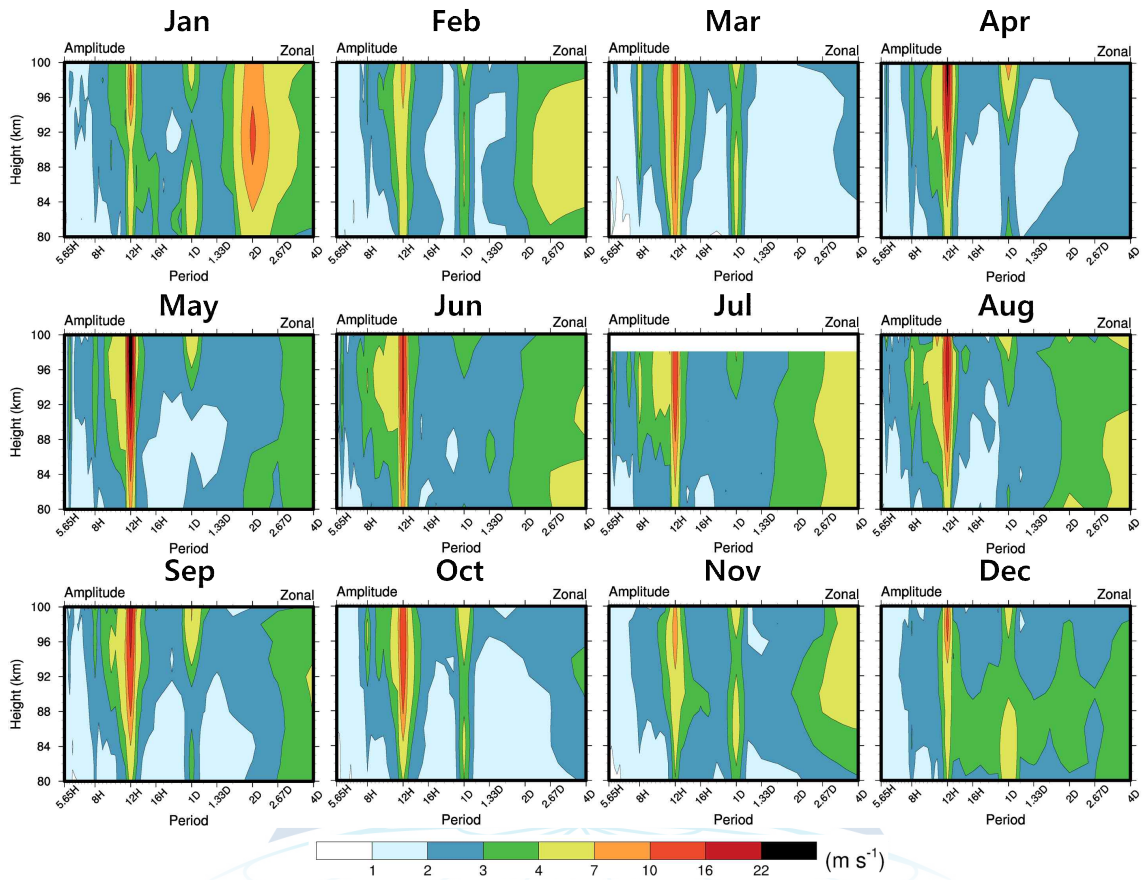


Figure 1.2. Monthly averaged amplitudes of large-scale zonal winds with periods longer than 5.5 hours observed at KSS during 2007–2014.

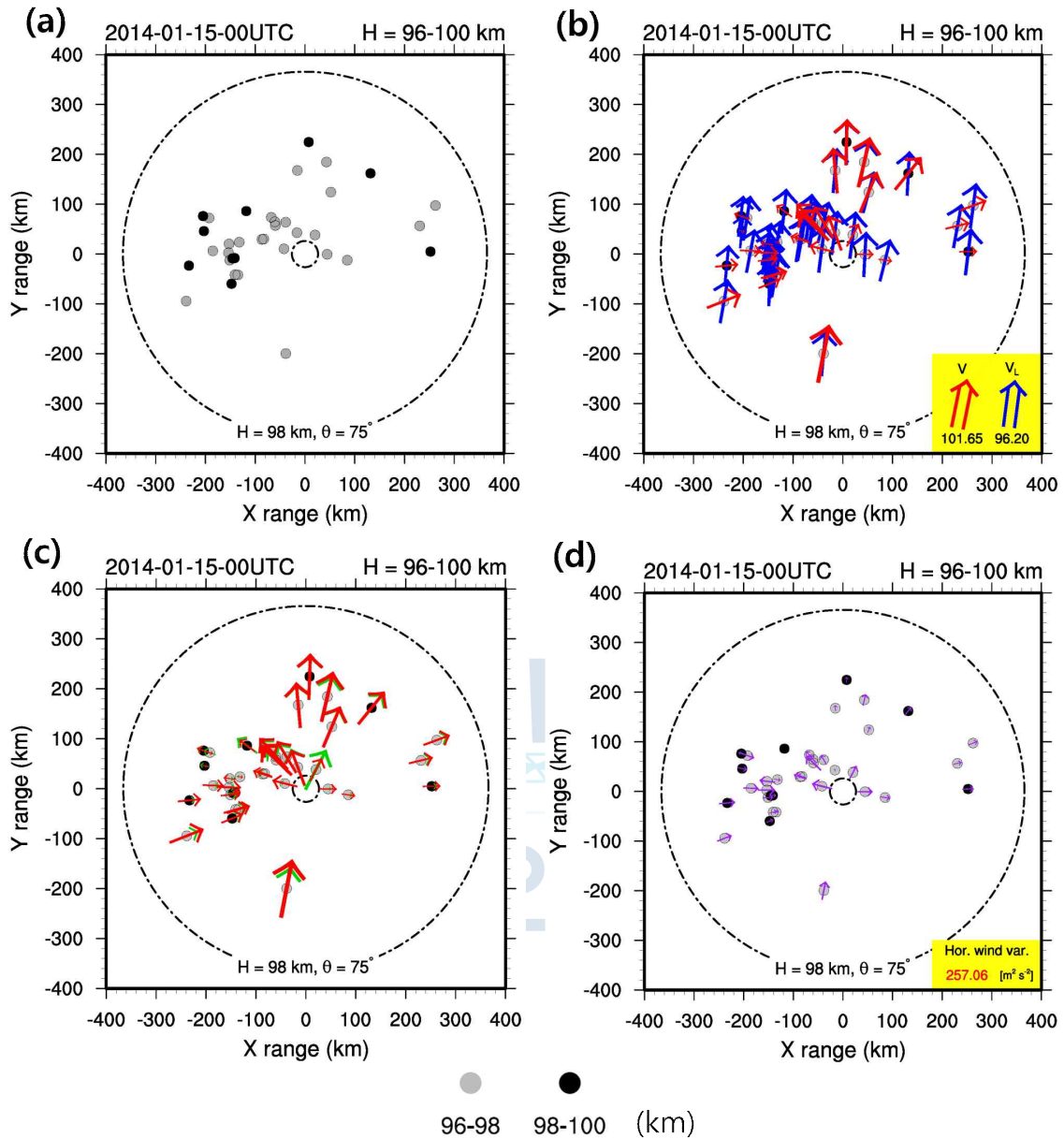


Figure 1.3. (a) The same as in Figure 1(b) except that only the echoes observed at an altitude range of 96–100 km are shown. (b) Line-of-sight horizontal velocities (red arrows) for all meteor echoes and large-scale winds (including prevailing winds, the four tidal components, and PWs) interpolated into each meteor echo position (blue arrows). The bottom-right legend represents the time-height bin-averaged values. (c) Green arrows indicate the large-scale wind projected toward the line-of-sight direction. (d) Purple arrows indicate the differences between the red arrows and green arrows in (c). These differences are considered as the small-scale gravity wave (GW) winds. The horizontal wind variance calculated by using all meteor echoes in the altitude range are shown in the bottom right.

각 유성 에코들에서 관측된 시선속도(Figure 1.3b의 각 에코들 위의 작은 붉은 화살표)를 이용하여 해당 bin에서 평균 된 수평 바람을 계산한 뒤(Figure 1.3b 하단의 큰 붉은 화살표), 앞에서 정의한 방법론을 따라 bin 평균 대규모 바람 성분을 계산한다(Figure 1.3b 하단의 큰 파란 화살표). 2 km 간격의 총 11개 층과 1 시간 간격의 총 2 시간 동안에 계산된 bin 평균 대규모 바람 성분들과 해당 bin 사이에서 관측된 유성 에코들의 시공간 정보들을 이용한 내삽 과정을 통하여, 각 에코들의 관측 시·공간에 대응되는 대규모 바람 성분을 추정한다(Figure 1.3b의 각 에코들 위의 작은 파란 화살표). 이렇게 계산된 대규모 바람 성분을 시선속도 방향으로 사용하여(Figure 1.3c의 초록 화살표) 실제 관측된 시선속도 값에서 제거함으로써(Figure 1.3d의 보라 화살표), 중력파에 의한 wind variance 값을 계산한다. 이를 통해 Mitchell and Beldon (2009)에서 제시한 중력과 활동 분석 방법을 개선하여, 대규모 바람 성분이 보다 적절히 제거된 정밀한 중력과 활동 분석이 가능하였다.

Figure 1.4는 지난 8년 동안 고도 80–100 km에서 관측된 수평 wind variance의 시간-고도 단면도이다. 본 연구에서 개선한 방법론으로 계산된 wind variance의 최댓값은 8월에 100 km 고도에서 약 $409 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 로, 세종기지에서 5월과 9월에 98 km 고도에서 약 $700 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 의 최댓값을 보인 Lee et al. (2013)이나 남극 반도 Rothera 기지에서 6월과 12월에 약 $850 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 의 최댓값을 보인 Mitchell and Beldon (2009)에 비해서 상대적으로 작았다. 한편, 5월에 매우 활동적인 12 시간 주기 조석과 성분을 비롯한 대규모 바람 성분을 적절히 제거한 뒤 중력과 활동을 계산함으로써, 선행연구들보다 뚜렷한 중력과 활동의 6개월 주기성을 확인할 수 있었다.

1.3 세종기지에서 관측된 중력파의 가능한 원천 파악

세종기지 유성 레이더를 통해 관측된 중간권 상부 중력파의 가능한 원천으로써, 산악, 극야 제트, 대류를 고려하였다.

1.3.1 산악

세종기지가 위치한 킹 조지섬(King George Island)에 가파른 산이 존재한다는

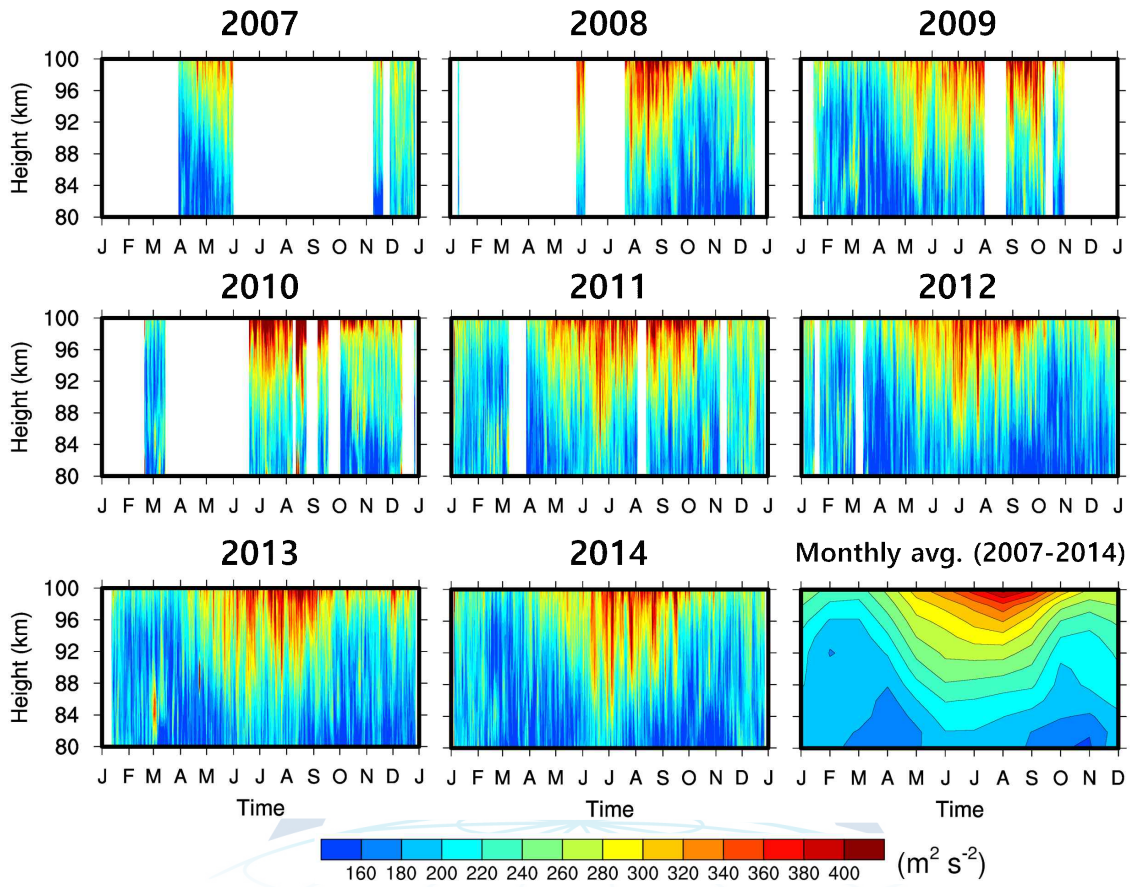


Figure 1.4. Time–height cross section of the daily average horizontal wind variances observed from the meteor radar at KSS.

점에서 유성 레이더를 통해 관측된 중력파가 산악에 의해 유도되었을 가능성을 분석하였다. 산악 원천의 가능성을 조사하기 위하여 지표면에 가까운 925 hPa 고도에서 ERA-Interim의 수평 바람과 지표부터 고도 100 km까지 산악파의 critical-level filtering 가능성을 살펴보았다. Yamashita et al. (2009)에서 제시한 방법론을 따라, 925 hPa 부터 1 hPa 까지 수평 바람 벡터가 90도 이상 회전하는 날의 수를 파악하여 각 계절 동안 critical-level filtering의 가능성을 계산했다.

Table 1.2는 각 계절별로 산악파의 critical-level filtering이 발생 되지 않을 가능성을 비율로 나타낸 것이다. 그 결과 하층부터 중층대기까지 꾸준한 서풍이 부는 가을철과 겨울철 동안에 산악파가 critical-level filtering 되지 않을 확률이 각각 67.4%와 77.2%로 크게 나타난 반면에, 봄철과 여름철에는 27.1%와 32.6%의 작은 확률을 보였다. 따라서, 세종기지 주변의 산악을 가을과 겨울에 관측된 중력파의 중요한 원천으로 고려할 수 있다.

Table 1.2. Percentage of days when the rotation of the horizontal wind vector along the northeast side of the KGI is less than 90° at altitudes ranging between 925 hPa and 1 hPa, which are averaged over each season for three years (2012–2014).

	DJF	MAM	JJA	SON	(%)
2012	17.6	58.7	78.3	25.3	
2013	28.6	79.3	80.4	27.5	
2014	51.6	64.1	72.8	28.6	
Average	32.6	67.4	77.2	27.1	

1.3.2 극야 제트

극야 제트는 산악과 마찬가지로 남극에서 중력파를 발생시키는 주요한 원천으로 제안되어왔다. 제트에 의한 중력파 발생 가능성은 대기 흐름의 불균형 정도를 나타내는 비선형 균형 방정식의 잔여항(The residual of the nonlinear balanced equation; RNBE)을 계산함으로써 평가되었다(Chun et al., 2019).

Figure 1.5a는 2012년부터 2014년 사이 각 계절별 5 hPa에서의 |RNBE|와 수평 바람 벡터를 나타내며, Figure 1.5b는 5 hPa에서의 일평균 |RNBE|와 세종기지 98 km 고도에서의 수평 wind variance의 상관계수이다. RNBE의 크기와 수평 바람 속도는 극야 제트가 가장 활발한 겨울에 최댓값을 보이며, 여름에는 최솟값을 보였다. 그러나 RNBE와 고도 98 km의 수평 wind variance의 상관성은 겨울에 작게 나타났으며, 봄과 가을에 제트류 위치를 따라서 유의미하게 나타났다. 이는 극야 제트가 각각 붕괴되고 형성되는 봄과 가을에 제트에 의해 발생한 중력파가 중간권과 하부 열권(Mesosphere and lower thermosphere; MLT) 지역까지 연직 전파하여 관측되었을 가능성이 있음을 암시하는 결과이다. 한편, 겨울에 관측된 MLT 지역의 중력파 활동이 극야 제트에 의해 발생 되었을 가능성이 낮은 원인으로서는, 겨울 동안 성층권 상부에서 중간권 상부까지 강하게 존재하는 연직 바람 shear에 의한 critical-level filtering 효과를 생각해 볼 수 있다. 강한 연직 바람 shear가 존재할 경우 제트에 의해 생성된 중력파가 MLT까지 전파하지 못하고 하층 대기에서 대부분 filtering 될 수 있다. 또한, 강한 배경 바람에 의해 중력파가 Doppler shifting 됨에 따라 제트에 의해 유도된 중력파의 연직 파장이 매우 길어지므로, 중력파가 수평으로 먼 거리를 전파하기 전에 급속히 연직으로 전파하게 되어 남반구 전체에서 상관계수가 낮게 계산될 수 있다.

1.3.3 대류

본 연구에서는 Kang et al. (2017)에서 offline 대류 중력파 모수화를 이용하여 계산된 대류 중력파 운동량속(convective gravity wave momentum flux; CGWMF)을 이용하여, 남반구 고위도 중력파의 대류에 의한 발생 가능성을 살펴보았다. Figure 1.6a는 deep convective heating rate로, 여름철에는 주로 적도에서 대류 활동이 크게 나타나지만(보이지 않음), 가을과 겨울철에는 중위도의 storm-track 지역에서 대류 활동이 활발히 일어남을 알 수 있다. Figure 1.6b는 1 hPa에서 계산된 CGWMF의 크기와 수평 바람 벡터이다. 특히 겨울철에 storm-track 지역에서 큰 CGWMF와 극으로 향하는 수평 바람을 확인할 수 있으며, 이를 통해 중위도 지역 대류에서 유도된 중력파가 극지역 MLT로 전파될 가능성을 고려해 볼 수 있다. Figure 1.6c는 98 km 고도에서 수평 wind variance와 1 hPa에서의 CGWMF의 상관계수를 나타낸다. 95 % 이상의 신뢰도를 가지는(검

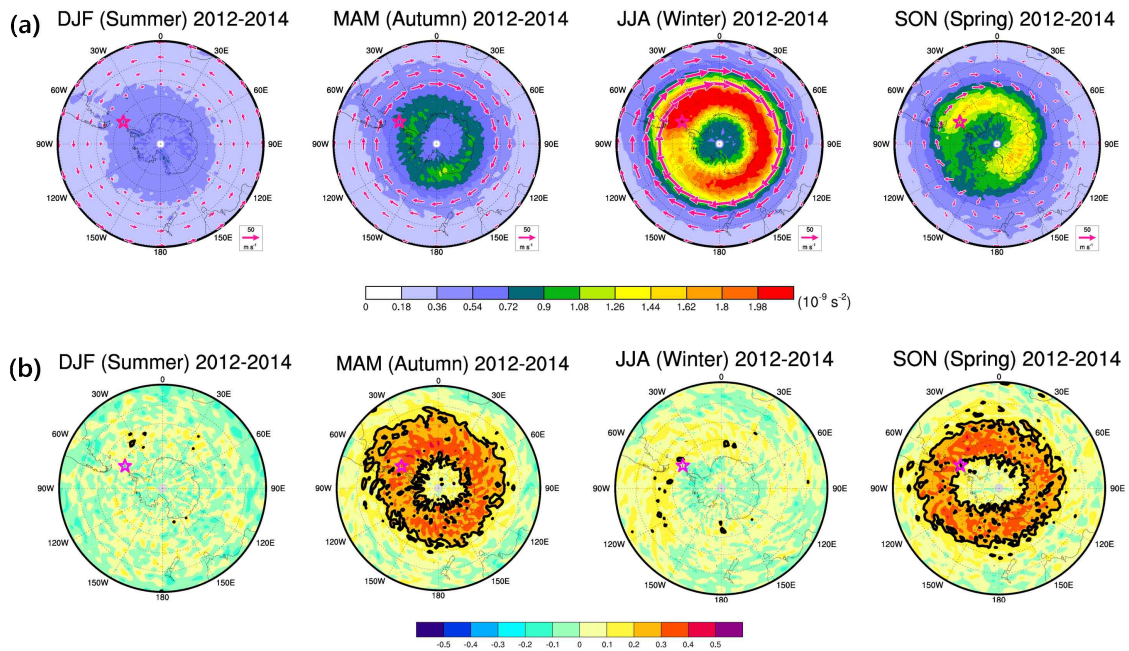


Figure 1.5. (a) Polar stereographic projection maps of seasonal mean $|RNBE|$. The pink arrows indicate seasonal mean horizontal wind at 5 hPa. The longitudinal (latitudinal) grid lines are drawn every 30° (10°) in dotted line. (b) One-point correlation maps of daily mean $|RNBE|$ at 5 hPa with respect to the daily mean horizontal wind variance at 98 km above KSS. The black solid lines in (b) denote statistical significance at 50% confidence level. The pink star denotes the location of KSS (62.22° S, 58.78° W).

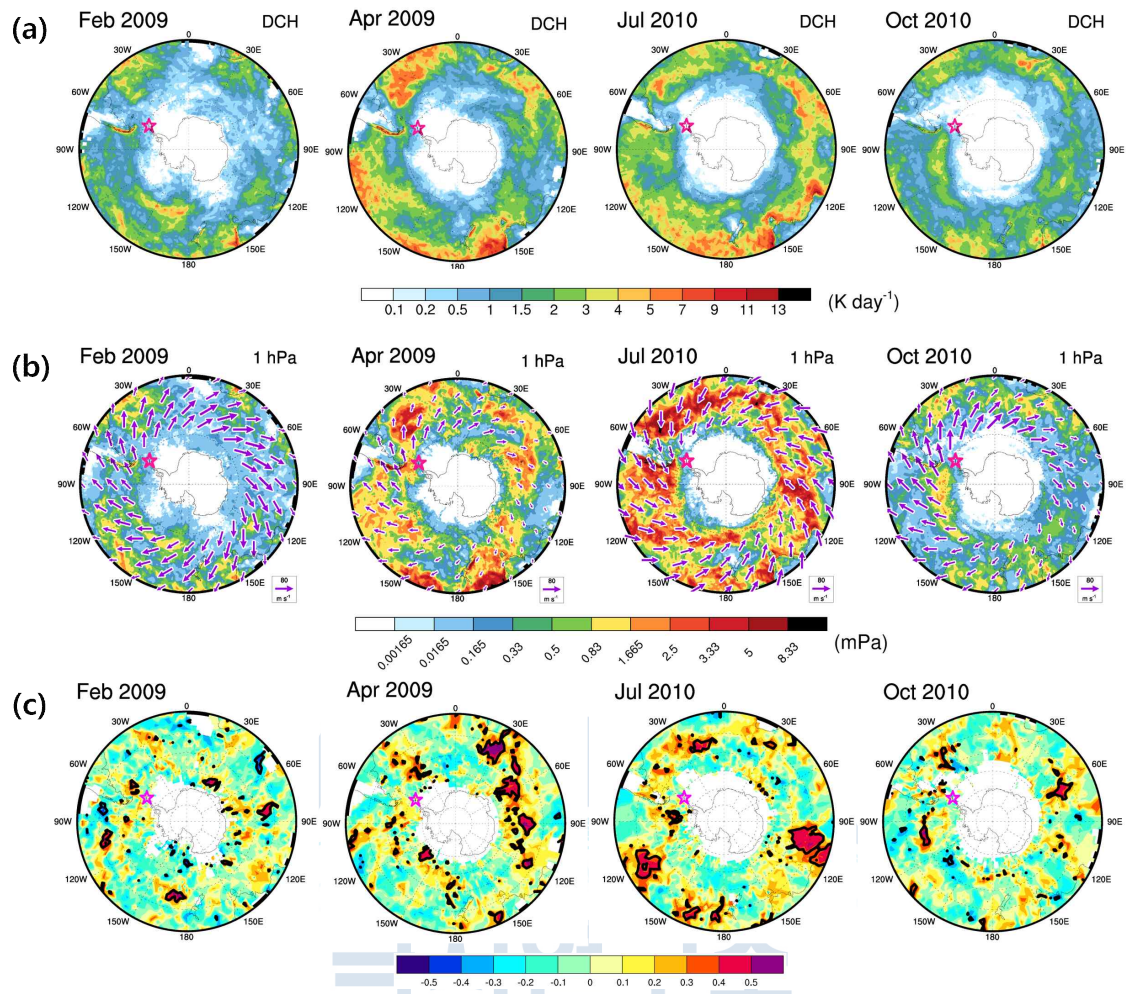


Figure 1.6. Polar stereographic projection maps of monthly mean (a) column-maximum deep convective heating rate (DCH), (b) absolute convective gravity wave momentum flux (CGWMF) at 1 hPa in the SH. The purple arrows indicate seasonal mean horizontal wind at 1Pa. (c) One-point correlation maps of daily mean absolute CGWMF at 1 hPa with respect to the daily mean horizontal wind variance at 98 km above KSS. The black solid lines in (c) denote statistical significance at 95% confidence level.

은선) 높은 양의 상관성이 가을과 겨울에 중위도 storm-track 지역에서 주로 나타남을 알 수 있다. 이는 storm-track 지역에서 대류에 의해 발생한 중력파가 극으로 이동하여 세종기지 MLT에서 관측되었을 가능성을 암시한다. 더불어, 봄과 여름에도 지역적으로 유의미한 상관관계가 존재하는 것을 통해, 이 시기의 전선과 몬순 시스템 역시 중요한 중력파 원천이 될 수 있음을 확인하였다.

1.4 Rothera 기지 유성 레이더에서 관측된 중력파 활동 분석

Rothera 기지는 위도 67.34° S, 경도 68.07° W에 위치한 영국의 남극 과학기지로써, 2005년 2월부터 유성 레이더를 이용한 중간권 바람 관측을 수행하고 있다. 세종기지에 설치된 ATRAD사의 유성 레이더와는 달리 Rothera 기지는 All-Sky Interferometric Meteor Radar (SKiYMET) 유성 레이더를 운용하고 있으며, SKiYMET 유성 레이더의 기본 관측 요소들은 Beldon (2008)에 정리되어있다. 본 분석에서는 2005년 2월부터 2017년 9월까지의 유성 레이더 관측 자료를 사용하여, 중력파 상부의 특성을 분석하고, 세종기지에서의 관측 결과와 비교하였다.

Figure 1.7은 Figure 1.4와 동일한 시기에 Rothera 기지에서 관측된 수평 바람 variance의 시간-고도 단면도이며, 마지막 그림은 2007-2014년 동안의 월평균 값을 나타낸다. Rothera 기지에서 관측된 유성 에코수는 하루에 3,000-7,000개로 (Mitchell and Beldon, 2009), 15,000-28,000개의 유성 에코를 관측하는 세종기지보다 현저하게 작기 때문에, 관측된 에코 수가 특히 적은 80 km와 100 km 부근 값은 분석에 사용하지 않았다. Rothera 기지에서 관측된 중력파 활동의 계절 변동성은 세종기지와 전반적으로 비슷한 경향을 보였다. 겨울철과 여름철에 극댓값이 나타나고, 봄철과 가을철에 극솟값이 나타나는 semi-annual 변동성이 뚜렷하게 나타났는데, 특히 90 km 이상 고도에서는 겨울철이 여름철보다 큰 값이 나타났고, 90 km 이하 고도에서는 여름철에 겨울철보다 더 큰 중력파 활동이 관측되었다. 다만 세종기지의 관측 결과와 차이를 보이는 것은 Rothera 기지는 8-9월이 아니라 5월에 최댓값이 나타났다는 점이다.

Rothera 기지는 세종기지와 같이 남극 반도에 위치하고는 있지만, 남극반도 최북단 섬에 위치한 세종기지보다 약 750 km 이상 남쪽에 Rothera 기지가 위치해 있다는

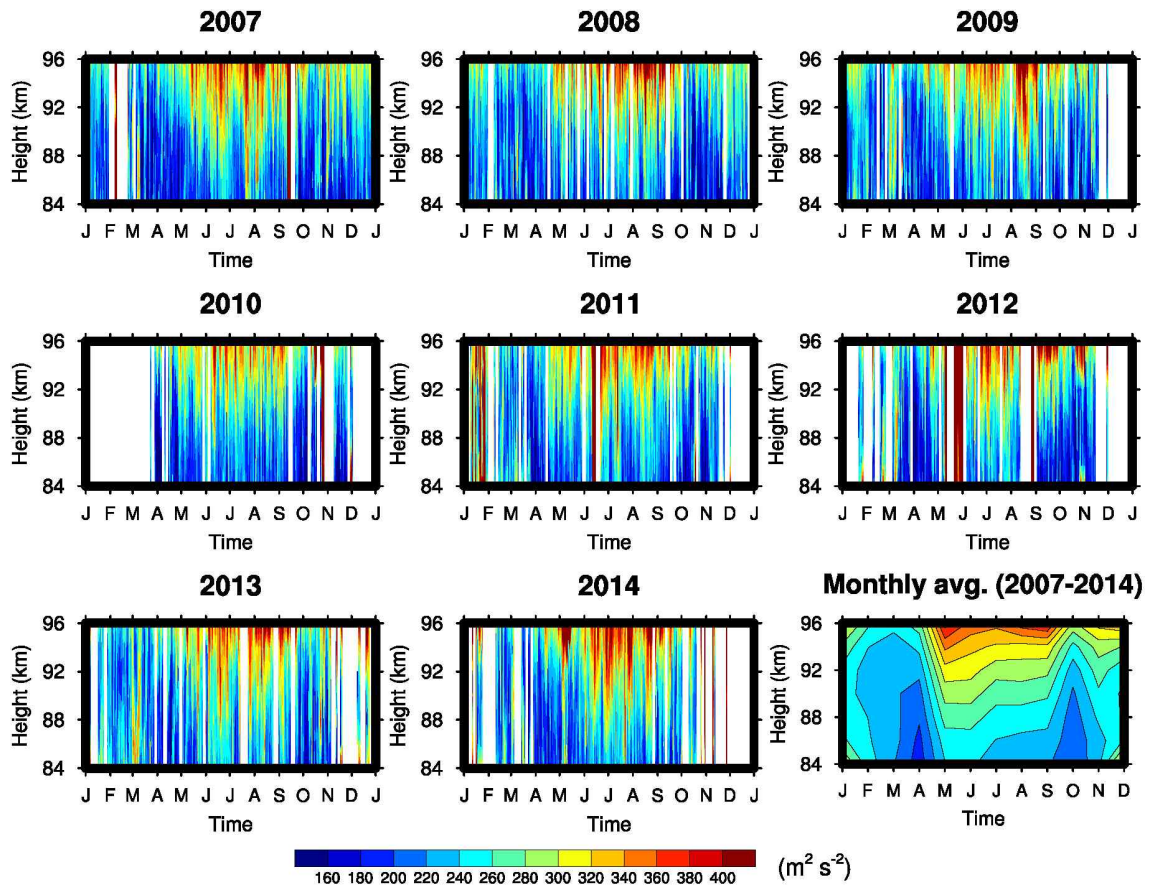


Figure 1.7. Time–height cross section of the daily average horizontal wind variances observed from the meteor radar at Rothera station.

점을 고려해 봤을 때, 두 기지에서의 주요한 중력과 원천이 서로 다를 수 있으며, 이로 인하여 유성 레이더로 관측된 중력과 활동이 최대가 나타나는 시기가 다를 수 있다. 특히 남극 대륙을 감싸며 회전하는 극야 제트가 봄철과 가을철에 약해지고 강해지면서 제트가 위치하는 위도대가 남북으로 이동하기 때문에, 제트에 의해서 발생하는 중력파가 두 기지에 미치는 영향이 시기별로 다르게 나타날 수 있다.

1.5 유성 레이더를 이용한 중력과 운동량속 분석

1.5.1 중력과 운동량속 추출 및 검증

선행연구 Hocking (2005)에서 제안한 유성 레이더 관측 자료로부터 중력파의 운동량속을 추출하는 방법은 다음과 같다. 1 시간-3 km 격자 내에서 관측된 유성 에코의 시선속도($v_{rad} = U\sin\theta\cos\phi + V\sin\theta\sin\phi + W\cos\theta$)를 이용하여 격자 내에서 일정한 바람(U, V, W)을 구한다. 그 중 조석파(24시간, 12시간, 8시간, 그리고 6시간 주기의)를 포함한 대규모 바람의 시선 방향에 대한 성분(v_{radm})을 각 유성 에코의 위치에서 제거하면, 각 에코 위치에서의 섭동($v'_{rad} = v_{rad} - v_{radm}$)을 구할 수 있다. 각 위치에서 얻어진 섭동은 중력파에 의해 발생한 것으로 정의되며, 1 시간-3 km 격자에서의 섭동(v'_{radm})은 $\Lambda = \sum((v'_{rad})^2 - (v'_{radm})^2)$ 를 최소화하는 값으로 정의된다. 이때, $u'^2, v'^2, w'^2, u'v', u'w', v'w'$ 는 Λ 를 최소화하는 값으로, Λ 를 각 변수로 미분하여 얻어진다.

유성 레이더에서 중력파의 운동량속을 정확하게 측정하기 위해서는 시간당 높은 에코 수와 작은 off-zenith angle이 요구된다. 그러므로 유성 레이더 자료가 중력파의 운동량속을 정확히 측정할 수 있을 만큼의 충분한 에코 수와 위치정보를 가지는지 검증하는 절차가 선행되어야 한다. Fritts et al. (2010)에서 제안한 방법을 따라 검증을 수행한 결과, 시공간 격자 1 시간-3 km에서 유성 레이더를 통해 관측된 에코 수가 200개 이상인 경우 운동량속이 유의미하게 추출되었다. 그러나 그 이하일 경우 wind variance (u'^2, v'^2 , 그리고 w'^2)가 음의 값을 가지는 unphysical한 경우가 발생했다. 그러므로 중력파의 운동량속을 구하기 위해 필요한 최소 에코 수(에코 수의 임계값)는 200개로 결정되었다. 더불어 중력파 운동량속이

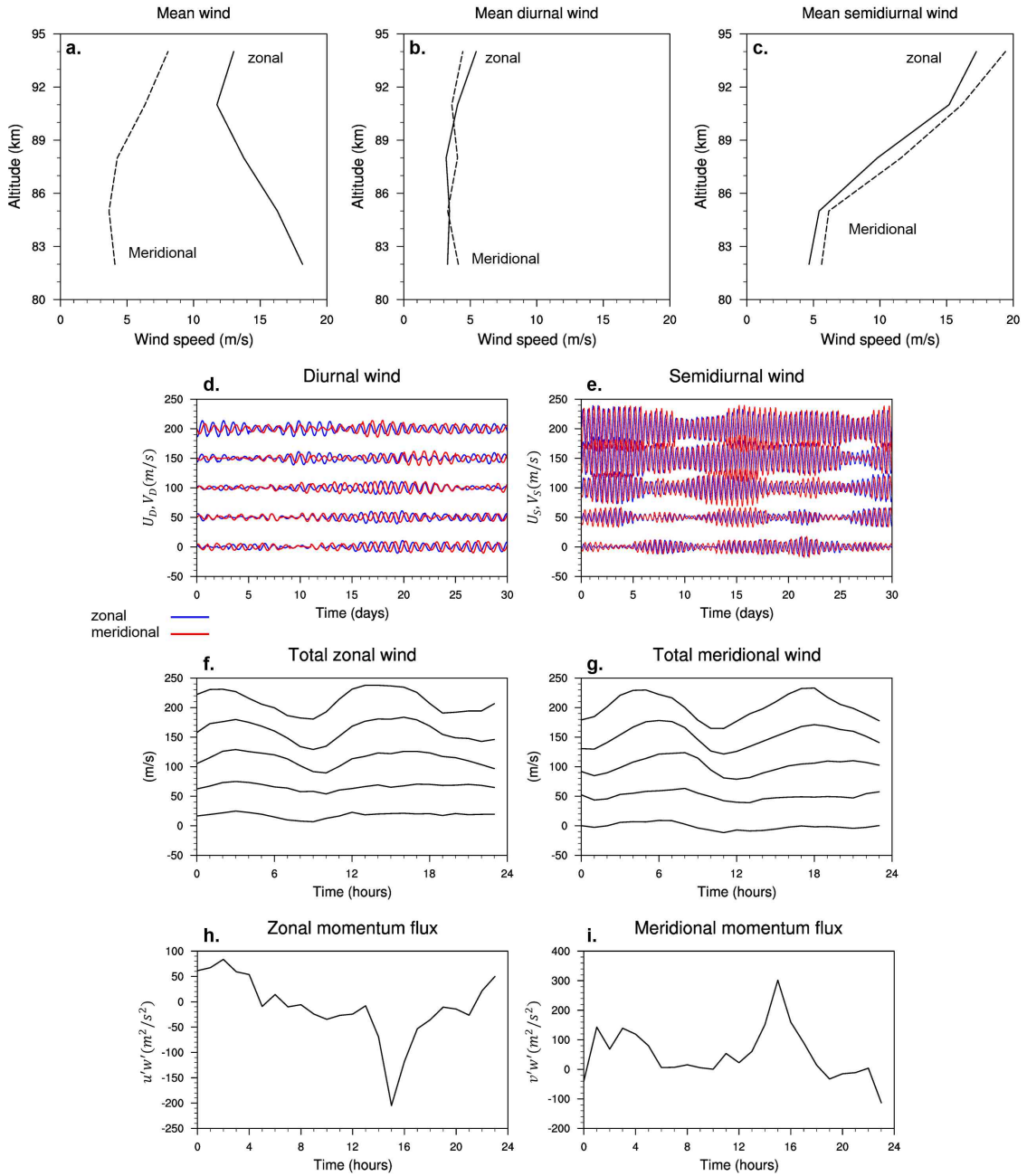


Figure 1.8. (a) September 2014 monthly mean zonal and meridional winds, (b) diurnal (24h), and (c) semidiurnal (12h) tide amplitudes. Hourly zonal and meridional (blue and red) (d) diurnal and (e) semidiurnal tide amplitudes at altitudes from 82 km to 94 km at 3 km intervals. Hourly mean (f) zonal and (g) meridional winds for a composite day at altitudes from 82 km to 94 km, and hourly mean (h) zonal and (i) meridional GW momentum fluxes for a composite day at 91 km. Offsets of successive altitudes are 50 m s^{-1} in frames f–k.

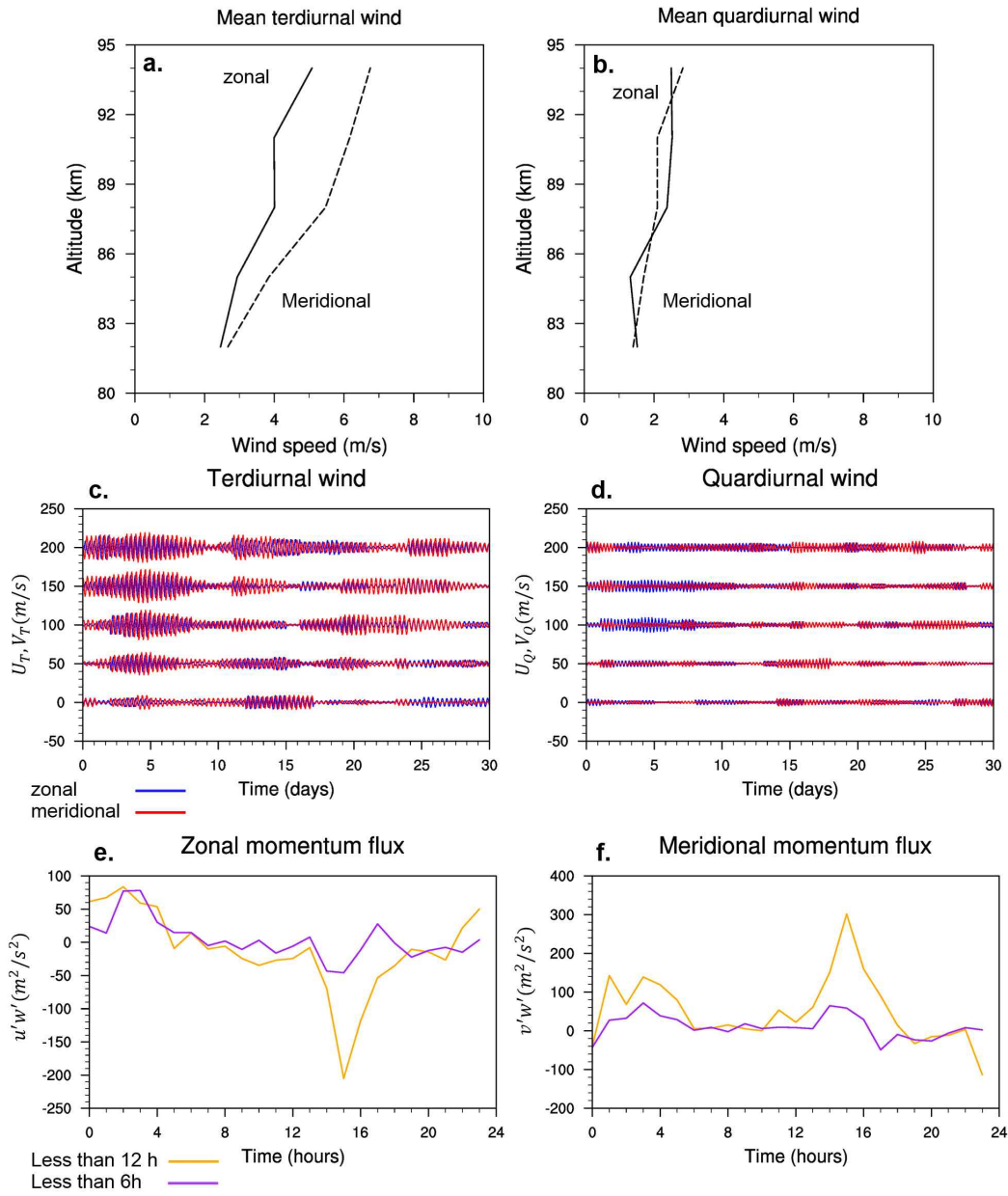


Figure 1.9. September 2014 monthly mean (a) terdiurnal (8h), and (b) quadriurnal (6h) tide amplitudes. Hourly zonal and meridional (blue and red) (c) terdiurnal and (d) quadriurnal tide amplitudes at altitudes from 82 km to 94 km at 3 km intervals. Overlay of Hourly mean (h) zonal and (i) meridional GW momentum fluxes for a composite day at 91 km.

큰 시간 변동성을 가지므로, 통계적으로 유의미한 값을 얻기 위해 30일의 합성 (composite) 결과로 분석을 수행하였다.

Figure 1.8은 2014년 9월 고도 91 km에서 세종기지에서 관측된 유성 레이더로부터 구한 월평균 바람, 24 시간, 12 시간, 8 시간 주기의 바람과 중력파의 운동량속을 나타낸 그림이다. 중력파 운동량속은 시간에 따라 $-90 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 에서 $90 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 까지 큰 변동성을 가진다(Figure 1.8h, 1.8i). 고도에 따라 중력파의 운동량속은 평균류를 감소시키는 경향성을 보였으며, 계절 변동성은 크게 두드러지지 않았다 (보이지 않음). 세종기지에 매우 가까이 위치한 Comandante Ferraz 기지 (62.0° S , 58.23° W)에서 2년(2010–2011년)동안 유성 레이더를 이용해 같은 방법으로 중력파 운동량속을 계산한 Fritts et al., (2012)의 9월 결과와 비교해 보았을 때, 20 m s^{-1} 이하의 크기를 가지는 월평균 및 24 시간 주기의 바람 및 고도에 따라 8시간 주기의 바람이 증가하는 경향성이 일치하였다. 중력파 운동량속의 크기 또한 15시에 나타난 이례적으로 큰 값을 제외하고 비슷한 규모를 가짐을 확인할 수 있었다.

Fritts et al. (2010)에서는 월평균, 24 시간, 12 시간 주기의 바람을 제거한 섭동을 이용해 중력파 운동량속을 정의하였다. 그러나 Song et al. (2017)에서는 유성 레이더 자료를 이용해 스펙트럼 분석을 수행하였을 때, 8 시간과 6 시간 주기의 바람에서 중요한 peak가 나타남을 보고한 바 있다. 이를 참고하여, Figure 1.9는 8 시간과 6 시간 주기의 바람과 이를 제거한 섭동을 이용해 6 시간 이하의 주기를 가지는 중력파의 운동량속을 계산한 결과를 나타낸 것이다. Figure 1.9c를 통해 8 시간 주기의 파동이 12 시간 주기의 파동이 가진 진폭만큼 큰 크기를 가짐을 통해, 선행연구 Song et al. (2017)에서 보고된 바와 일치함을 알 수 있었다. 그럼에도 불구하고, 6 시간과 8 시간 주기의 파동 성분을 추가적으로 제거한 후 얻어진 중력파 운동량속은 이를 제거하지 않은 결과와 큰 차이를 보이지 않았다.

1.5.2 중력파 운동량속의 시·공간 분포

Figure 1.10은 2014년부터 2016년까지 월평균 된 단위 질량당 동서방향($\overline{u'w'}$)과 남북방향($\overline{v'w'}$)의 중력파 운동량속이다. $\overline{u'w'}$ 는 뚜렷한 주기 없이 그 부호가 빈번히 변하는 경향성을 보였다. 2014년과 2016년 여름(12월에서 2월; DJF)에는 양의

$\overline{u'w'}$ 이 상층으로 갈수록 감소하여 음으로 바뀌는 경향성(2014년 1월 85 km에서 94 km까지 고도가 증가함에 따라 $\overline{u'w'}$ 은 $12 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 에서 $-18 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 로 감소)을 보였으나, 2015년에 이와 같은 경향성은 나타나지 않았다. 한편, 2015년과 2016년에는 겨울(6월부터 8월; JJA) 동안 전 고도에 대해서 $5-10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 크기의 음의 $\overline{u'w'}$ 이 나타났으나, 이는 2014년에는 뚜렷하게 나타나지 않았다. 시간에 대한 변동성이 큰 $\overline{u'w'}$ 과 달리 $\overline{v'w'}$ 은 주로 하층에서 겨울과 여름에 음의 값이, 가을과 봄에 양의 값이 변갈아 나타났고, 이는 상층으로 갈수록 양의 값(northward)이 점차 증가하는 경향성을 보였다. 최대 $\overline{v'w'}$ 은 2015년 6월, 고도 94 km에서 $32 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 로 나타났다. $\overline{v'w'}$ 의 고도 분포에서 드러난 경향성은 Comandante Ferraz 기지와 Tierra del Fuego 기지($53^\circ \text{ S } 70^\circ \text{ W}$)에서 2010년과 2011년에 유성 레이더를 통해 관측된 $\overline{v'w'}$ 이 고도가 증가함(79.5 km에서 91.5 km)에 따라 $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 에서 $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 로 증가했다는 Fritts et al. (2012)의 결과와 일치한다. de Wit et al. (2017) 또한 Tierra del Fuego 기지에서 2008년부터 2013년까지 8년간 유성 레이더를 이용해 단위 질량당 중력과 운동량속을 계산하여 양의 $\overline{v'w'}$ 이 고도에 따라 증가함을 보고한 바 있다.

앞서 언급한 두 논문에서 제안한 바와 같이 중력과 원천과 배경 대기의 계절 변동에 따른 critical level filtering, 그리고 성층권에서 생성된 secondary 중력과 고려하여, 주기가 뚜렷하지 않은 동서방향 운동량속과 고도에 따라 증가하는 남북방향 운동량속 분포의 원인에 대해 추가적인 연구가 필요할 것으로 보인다.

한편, Trinh et al. (2018)은 Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry (SABER)를 통해 관측된 온도에서 조석파와 행성파를 제거한 온도 섭동과 연직 파장 그리고 수평 파장을 이용해 중력과 운동량속을 추정하였다. Trinh et al. (2018)의 Figure 2와 4는 각각 1월과 7월의 중력과 운동량속의 전구 분포를 고도에 따라 나타낸 그림이다. 세종기지 위치의 고도 85 km에서 추정된 1월과 7월의 중력과 운동량속은 각각 $10^{-4.87} \text{ Pa}$ 와 $10^{-4.42} \text{ Pa}$ 로, 본 연구와의 비교를 위해 단위 질량당 중력과 운동량속으로 환산하면, 각각 $1.91 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 와 $5.42 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 에 해당한다. 같은 방법으로 고도 90 km에서 계산된 단위 질량당 중력과 운동량속은 1월에는 $3.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 이고, 7월에는 $6.86 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 으로 나타났다. 본 연구에서 계산된 중력과 운동량속의 크기가 $0-20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 의 범위를 가진다는 점에서, Trinh et al. (2018)에서 추정된 중력과 운동량속의 크기는 이와 비슷하게

나 다소 작은 것을 알 수 있다. 이는 인공위성으로 관측된 온도로부터 추출할 수 있는 중력파의 파장이 200 km 이상임에 따라 small-scale의 중력파가 충분히 관측되지 않아 운동량속이 과소 모의된 결과로 생각된다(Hertzog et al., 2012; de Wit et al., 2017).



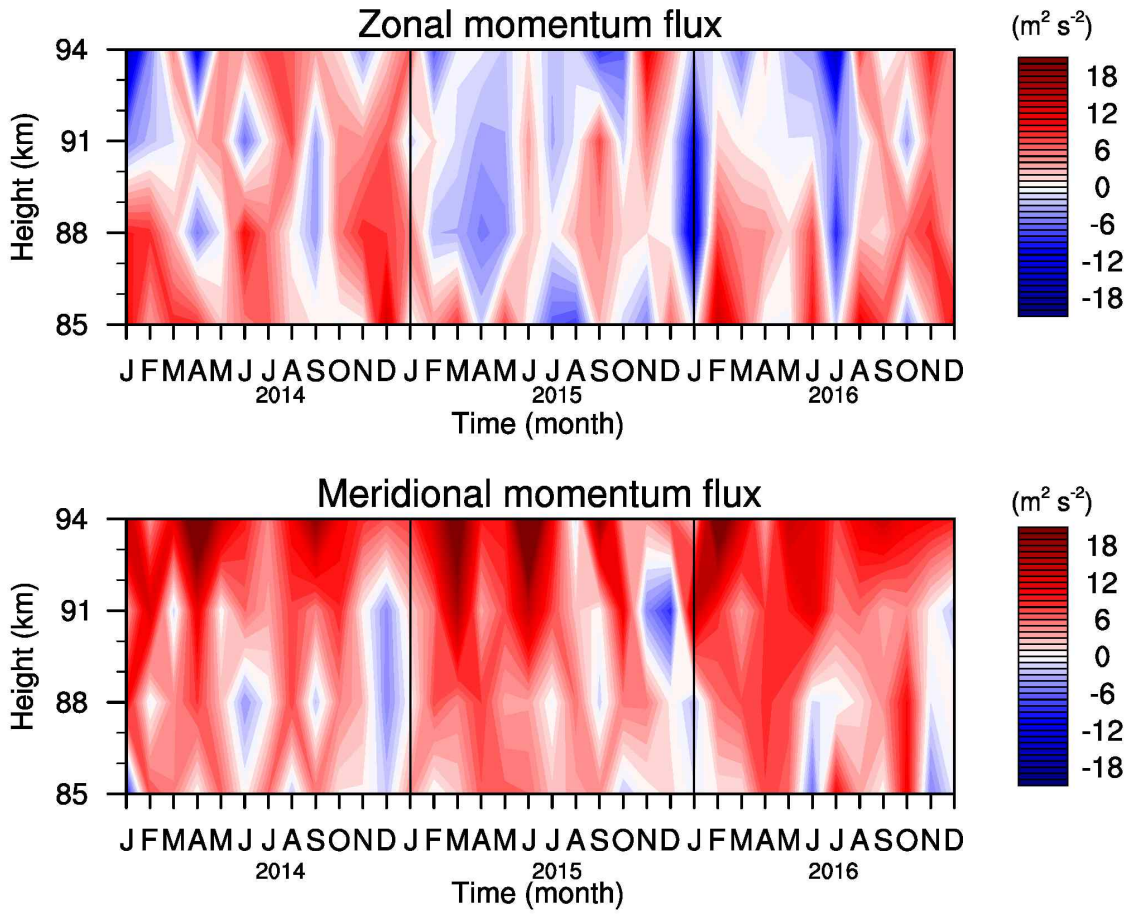


Figure 1.10. Time–height cross sections of monthly averaged zonal (upper) and meridional (lower) momentum fluxes from 2014 to 2016.

2. 고해상도 전지구 수치모형에서 드러난 세종기지 중력과 특성

2.1 고해상도 전지구 수치모형

세종기지 유성 레이더를 통한 중간권 상부 중력과 관측 연구에 더하여, 고해상도 SC-WACCM (Simplified Chemistry Whole Atmosphere Community Climate Model; Smith et al. 2014)을 이용한 중력과 분석을 수행하였다. 본 연구에서 사용된 SC-WACCM의 수평해상도는 육면체구 격자 체계에서 약 25 km이며, 지면에서부터 고도 135 km까지 0.2-5 km 간격의 248개 연직 층으로 구성되었다.

2.2 유성 레이더로 관측된 중력과 최댓값 사례에서의 수치모형 결과

세종기지 유성 레이더의 8년(2007-2014) 관측을 통해 드러난 수평 바람 variance는 2010년 6월 25일 06 UTC에 100 km 고도에서 $1092.08 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 로 가장 큰 값을 보여, 본 연구에서 해당 사례로 SC-WACCM 모델링을 수행하였다. Figure 1.11은 2010년 6월 25일 06 UTC에 세종기지가 위치한 경도 58° W 에서 성층권의 대규모 바람장과 바람 섭동장을 나타낸다. 여기서 대규모 바람장은 반경 300 km에서 평균한 값으로 정의하였으며, 중력과 섭동은 전체 바람장과 대규모 바람장의 차이로 정의하였다. Figure 1.11(a)-(b)와 1.11(c)-(d)를 통해 남반구 상부 성층권의 극 와동 주변에서 중력과 활동이 뚜렷하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 본 사례에서 나타난 중력파는 위도 30° S 부근 하부 성층권에 위치한 제트류에 의해 발생한 것임을 Figure 1.11(c)-(d)를 통해 추정할 수 있다. 또한, 중위도 지역에서 발생한 중력파가 수평적으로 멀리 전파하여 고위도 지역 중간권까지 도달할 수 있음을 본 실험을 통해 확인하였다. 다만, 이러한 제트류에 의해 발생한 중력파는 세종기지 유성 레이더가 위치한 위도 62° S 에서는 이미 조금 더 남쪽으로 전파되어가고 있기 때문에, 해당 시기에 세종기지 유성 레이더에서 관측된 강한 중력파 활동은 제트 중력파뿐만 아니라 산악 중력파 혹은 중력파의 깨짐 이후에 생성된 2차 중력파가 기여했을 가능성도 존재한다고 볼 수 있다.

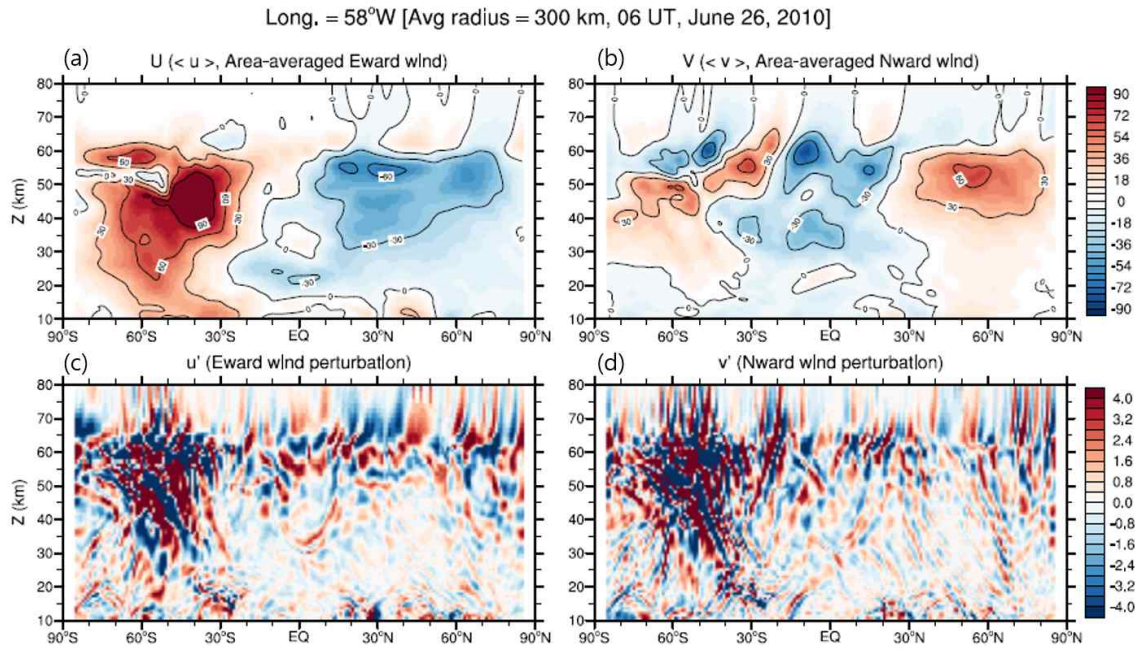


Figure 1.11. Latitude–height cross section of (a) mean zonal wind, (b) mean meridional wind, (c) zonal wind perturbation, and (d) meridional wind perturbation at 58° W on 06 UTC, June 26, 2010. The perturbation is obtained after subtracting the mean field that is defined as the 300 km radius area-averaged value.

극지연구소

제 2 절 장보고기지 라디오존데에서 드러난 관성 중력파의 특성 및 원천 파악

2014년 대한민국의 새로운 과학기지인 장보고기지(74° 37.4'S, 164° 13.7'E)가 남극내륙의 테라노바 베이에 건설되어 라디오존데 관측을 수행하고 있다. 본 절에서는 장보고기지 라디오존데 관측을 통해 드러난 관성 중력파의 특성을 분석하고, 가능한 원천을 조사하였다.

1. 라디오존데를 통해 드러난 대류권과 성층권에서의 관성 중력파 특성

1.1 라디오존데 관측 자료 및 분석 방법

본 연구에서는 2014년 12월부터 2016년 12월까지 지난 25 개월간 장보고기지에서 다양한 라디오존데 관측 자료가 사용되었다. Figure 2.1은 장보고기지의 위치와 함께 라디오존데 관측을 수행하고 있는 다른 기지의 위치를 나타낸 것이다. 관측은 Vaisala RS92G를 이용해 하루에 한 번 23 UTC에서 01 UTC 사이에 수행되었다. 존데는 5-6 m s⁻¹의 속도로 상승하며 매 2초 간격으로 관측이 수행되어, 연직으로 10 m 간격의 온도, 압력, 상대습도, 수평 바람 등의 자료가 수집되었다. 라디오존데 자료에 대한 상세한 설명은 Table 2.1에 기술되어있다.

Figure 2.2는 관측 기간 동안 매월 다양한 라디오존데의 개수와 궤도를 나타낸 것이다. 2014년 12월에 다양한 존데는 GPS(Global Positioning System) 정보가 없어 본 그림에서 나타내지 않았다. 대부분의 존데는 상승하는 동안 지배적인 서풍에 의해 동쪽으로 전파하였다. 배경 바람의 계절 변동에 따라, 존데의 수평 이동 거리는 1월에 최소 30 km에서 9월에 최대 306 km까지 변동하였다. 존데는 여름철에는 고도 30-35 km까지 상승하는 반면, 겨울철에는 고도 20 km 이상으로 상승하지 못했다. 이는 남극의 겨울 성층권 하부의 온도가 급격히 낮아짐에 따라 풍선의 탄성이 줄어들어 더 높이 상승하지 못하고 터짐에 기인한다. 한편, 장보고기지에서 남서쪽으로 약 10 km 떨어진 마리오 주켈리 기지(74° 4' S, 164° 00E)에서는 1998년부터 하계 기간(11월부터 1월) 동안 라디오존데 관측을 수행해 왔다.

Table 2.1. Information on the radiosonde data observed at Jang Bogo Station, Antarctica used in this study.

Vaisala RS92G			
	Variables	Resolution	Accuracy
Observation	Temperature (° C)	0.1	0.5
	Pressure (hPa)	0.1	1 (1,080–100)
	Wind direction (deg)	1	0.6 (100–3)
	Wind speed (m s ⁻¹)	0.1	2 0.15
Launch frequency	Once a day (between 23 and 01 UTC)		
Resolution	Temporal (s)		2
	Vertical (m)		~10

두 기지에서 동시에 비양한 61개의 존데 관측 자료(바람과 온도)를 비교하였을 때, 두 관측 자료가 충분히 일치하는 결과를 보였다(보이지 않음). 그러므로, 본 연구에서는 12월과 1월 중 장보고기지에서 관측이 수행되지 않은 날에 대해서 마리오 주켈리 기지에서 관측된 존데 자료를 이용하였다. 마리오 주켈리 기지의 관측 자료를 포함하여 본 연구에서 사용된 총 존데의 개수는 Table 2.2에 기재되어 있다. 본 연구에서는 분석의 편의를 위해 3차원 cubic-splint 내삽법을 이용해 관측된 온도와 바람 자료를 모두 20 m 간격으로 균일하게 내삽하여 사용하였다. 또한, noise를 제거하기 위해 200 m의 이동 평균(moving average)이 적용되었다(Ki and Chun, 2011).

1.1.1 관측된 수평바람과 온도

본 연구에서 사용된 라디오존데 자료는 장보고기지에서 직접 측정된 최초의 바람과 온도 자료이다. 또한 중력파의 발생과 전파는 배경 대기에 크게 의존한다는 점에서, 관성 중력파의 특성을 조사하기에 앞서 라디오존데를 통해 관측된 바람과 온도 및 안정성의 특성을 먼저 조사하였다. Figure 2.3은 장보고기지에서 관측된 동서바람(U), 남북바람(V), 온도(T), 안정도(N) 이다.

대류권에서 서풍과 동풍은 계절에 상관없이 번갈아 나타나며, 크기는 서풍이 동풍보다 더 큰 경향성을 보였다. 고도 15 km 이상의 성층권에서는 3월부터 11월까지

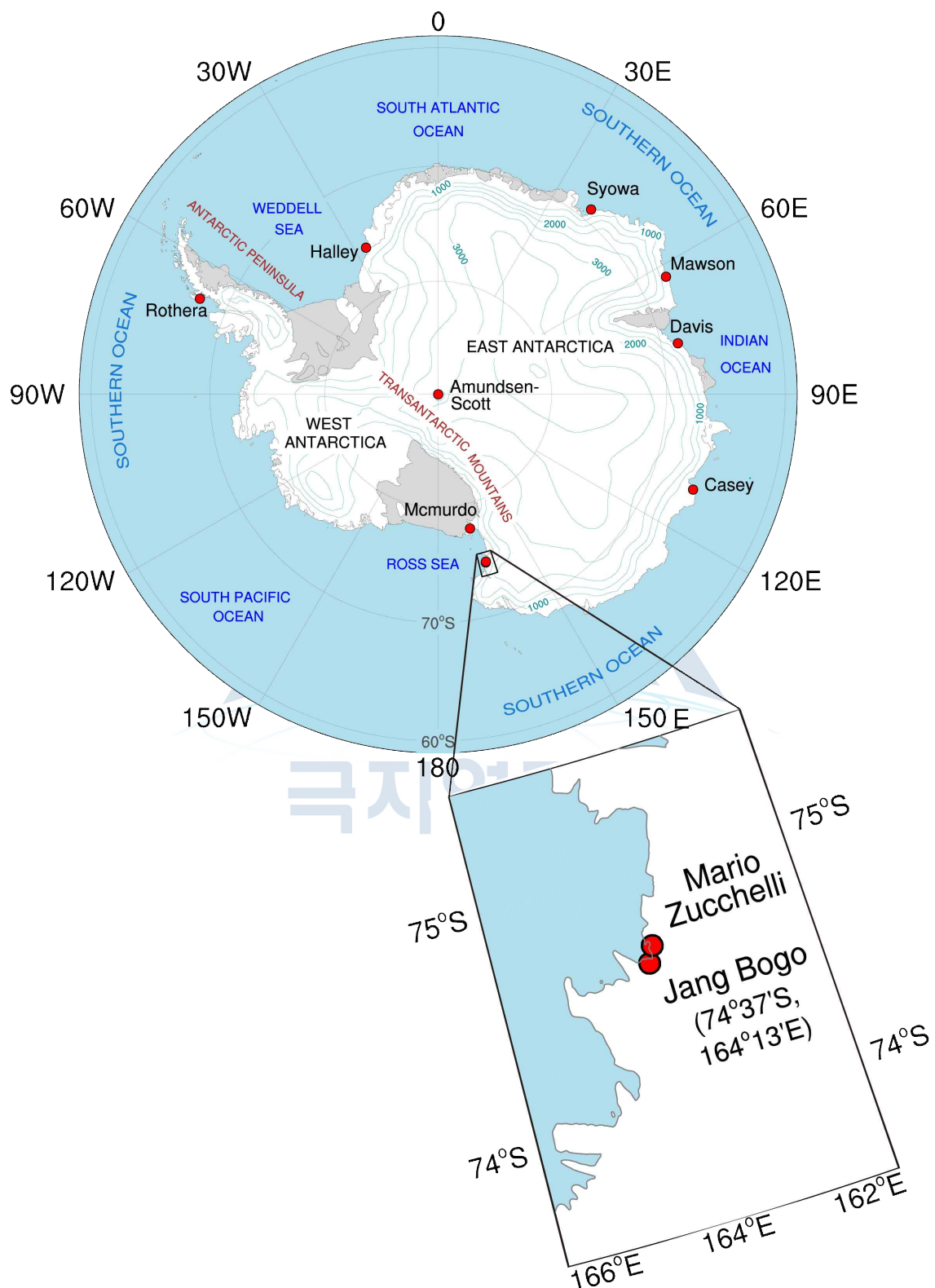


Figure 2.1. Map of Antarctica. Meteorological stations conducting radiosonde observations in Antarctica are indicated by red circles. The zoomed map shows the geographical locations of Jang Bogo Station and Mario Zucchelli Station.

지배적인 서풍이 나타나는 반면, 12월부터 2월 사이에는 보다 약한 동풍이 나타났다. 5월부터 10월까지 성층권의 서풍은 2016년(2015년) 9월 약 $122(78) \text{ m s}^{-1}$ 의 최댓값을 보이며 극야제트로 강화되었다. 동서바람과 비교하여 남북바람은 높이에 상관없이 큰 변동성을 보였으며, 2016년 강한 극야 제트가 나타난 10월 9일 고도 29 km 부근에서 78 m s^{-1} 에 달하는 최대 풍속을 보였다.

남극 대기의 온도는 태양의 일주운동에 따른 계절적 변동성을 보인다. 장보고기지의 지표 온도는 6월에서 9월 사이 최저 $240 \text{ K}(-33^\circ \text{C})$ 에서 12월과 2월 사이 최대 $263 \text{ K}(-10^\circ \text{C})$ 까지 변동하였다. 대류권에 비해 성층권에서 계절에 따른 온도의 변동폭은 더 커진다. 극야가 시작되는 5월부터 성층권의 온도는 점차 감소하며, 겨울동안에는 공기가 극 와동 안에 갇혀 $179 \text{ K}(-94^\circ \text{C})$ 까지 감소한다. 극야가 끝나는 9월 초 극 와동이 붕괴되고, 봄철 성층권 상부에서부터 기온이 상승하여 하층으로 전파됨에 따라 강한 연직 온도 경도가 발생하는 것을 알 수 있다.

안정도 N 은 온위의 연직 경도($N^2 = g\partial \ln \theta / \partial z$, 여기서 g 는 중력가속도로 9.8 m s^{-2} , θ 는 온위, z 는 고도)로부터 계산되었다. 평균적으로 대류권의 안정도는 0.01 s^{-1} 이고, 성층권의 안정도는 그 2 배인 0.02 s^{-1} 였다. 2월부터 5월 사이에는 고도 9 km 부근에서 안정도의 강한 연직 변화와 함께 대류권계면이 뚜렷하게 나타나는 반면, 6월부터 11월까지는 하부 성층권의 온도가 매우 낮아짐에 따라 온도의 연직 경도가 작아져 대류권계면이 뚜렷하게 나타나지 않았다. 높은 안정도는 대류권계면뿐만 아니라 지표 부근에서도 나타난다. 극야 동안 안정도가 0.03 s^{-1} 에 달하는 매우 안정한 대기는 강한 장파 복사 냉각에 의해 형성된다(King, 1990). 이는 장보고기지에서 대류 활동과 지표의 전선 형성을 억제하는 역할을 한다. 한편, 성층권에서 봄철에 발생한 강한 연직 온도 경도(Figure 2.3c)에 의해 시간이 지남에 따라 하층으로 전파하는 높은 안정도가 나타났다. 이는 남극의 다른 여러 기지에서 수행한 기후 연구를 통해서도 보고된 바 있다(Pfenninger et al., 1999; Yoshiki and Sato, 2000; Yoshiki et al., 2004 등).

1.1.2 라디오존데 관측과 재분석장 자료의 비교

최근까지도 전지구 순환 모형(general circulation model; GCM)에서는 남반구의 겨울 극 성층권에서 과도한 극 와동이 나타나며, 봄철 극 와동의 깨짐이 느리게 나

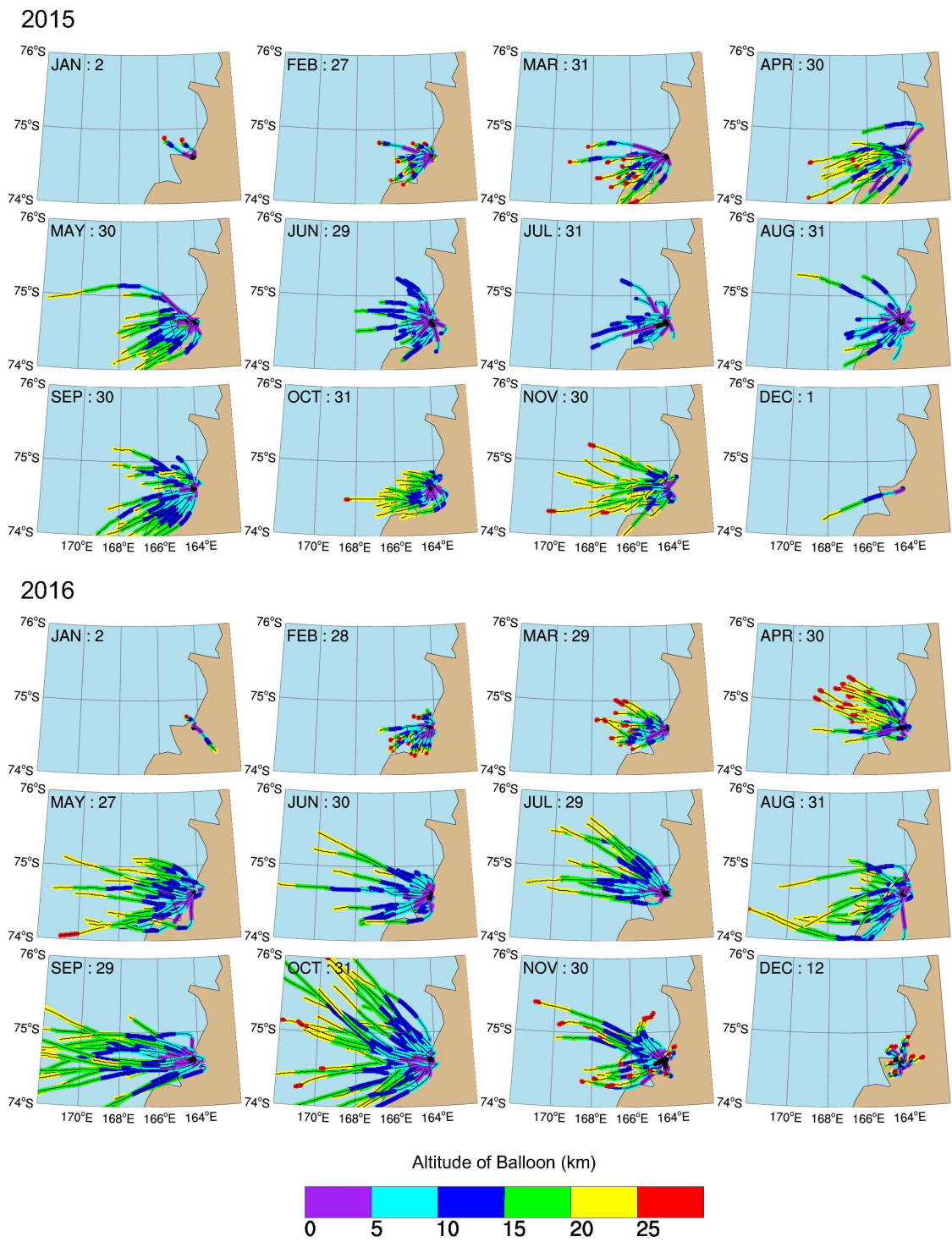


Figure 2.2. Trajectories of the soundings each month from 2015 to 2016. The trajectories are plotted in different colors depending on the altitude of the balloons.

Table 2.2. The number of available radiosonde soundings launched each month, those passing through the tropospheric and stratospheric analysis layers, and those satisfying IGW conditions in each layer. The superscript * denotes the months when data obtained from the Mario Zucchelli Station (MZS) are included.

Year	Month	Total profiles	Troposphere (2–7 km)		Stratosphere (15–22 km)		
			No. of available profiles	No. of profiles for IGW analysis	No. of available profiles	No. of profiles for IGW analysis	
2014	December*	28	28	11	25	19	
	January*	18	18	5	15	15	
	February	27	27	14	27	27	
	March	31	31	13	31	26	
	April	30	30	16	28	24	
	May	30	30	14	24	8	
	2015	June	29	29	15	2	1
		July	31	31	12	0	0
		August	31	31	8	5	1
		September	30	30	14	23	12
		October	31	31	15	28	21
		November	30	30	11	30	18
December*	31	31	16	24	14		
2016	January*	29	29	13	22	22	
	February	29	29	17	28	26	
	March	29	29	14	27	25	
	April	30	30	12	30	26	
	May	27	27	14	26	9	
	June	30	30	16	8	2	
	July	29	28	10	15	7	
	August	31	31	13	22	9	
	September	29	29	16	29	10	
	October	31	31	14	31	16	
	November	30	29	16	29	27	
	December*	28	28	15	25	22	
Total		729	727	334	554	387	

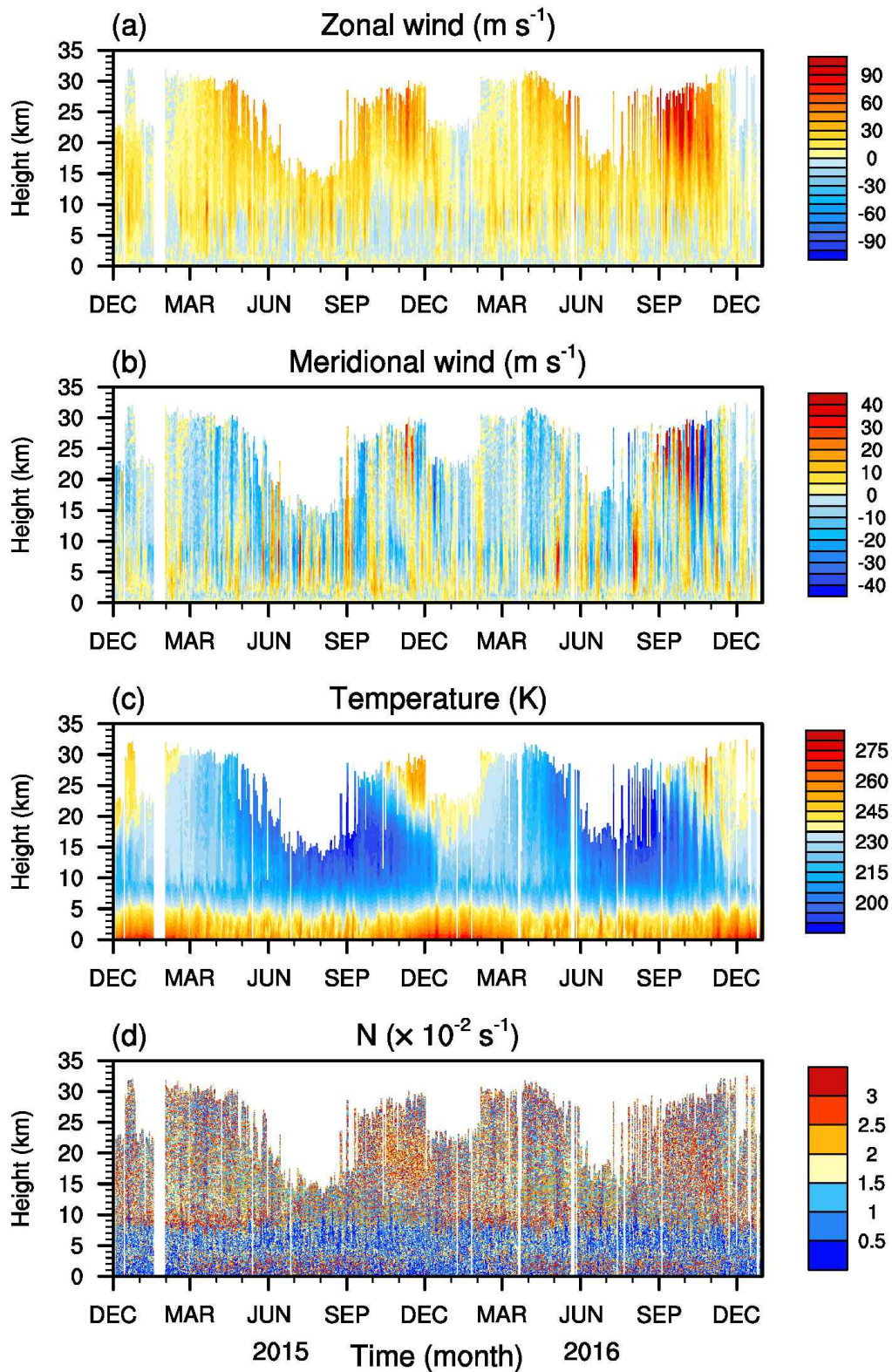


Figure 2.3. Time–height cross sections of the (a) zonal wind (U), (b) meridional wind (V), (c) temperature (T), and (d) Brunt–Väisälä frequency (N) at Jang Bogo Station.

타남에 따라 극 성층권의 온도를 실제보다 낮게 모의하는 현상이 발생하고 있다. 따라서 본 절에서는 라디오존데 관측 자료를 이용해 남극 대륙의 기상과 기후 연구에 널리 사용되고 있는 여러 재분석장 자료가 얼마나 장보고기지의 대기를 잘 나타내는지 평가했다. 본 연구에는 4개의 재분석장이 사용되었다: National Centers for Environmental Prediction (NCEP)의 Climate Forecast System version 2 (CFSv2; Saha et al., 2010, 2014), National Aeronautics and Space Administration (NASA)의 Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA; Rienecker et al., 2011), European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim Reanalysis (ERA-Interim; Dee et al., 2011), NCEP/Department of Energy Reanalysis 2 (NCEP R2; Kanamitsu et al., 2002). MERRA 재분석장이 2016년 2월로 종료됨에 따라 본 연구에서는 2016년 3월부터 후속 재분석장인 MERRA-2 (Gelaro et al., 2017) 자료가 사용되었다. 각 재분석장의 세부 설명은 Table 2.3에 기술되어 있다.

Figure 2.4는 라디오존데(Figure 2.3a-2.3c와 동일)와 4개의 재분석장(CFSv2, MERRA, MERRA-2, ERA-Interim, NCEP R2)에서 드러난 동서바람(U), 남북바람(V), 온도(T)의 시간-고도 단면도이다. 비교를 위해 재분석장 자료는 장보고기지에서 가장 가까운 4개 격자점의 값을 기지의 위치로 2차 선형 보간법

Table 2.3. Information on the reanalysis datasets (CFSv2, MERRA, MERRA2, ERA-Interim, and NCEP/DOE R2) used in this study.

Dataset	CFSv2	MERRA	MERRA 2	ERA-Interim	NCEP/DOE R2
Variable	Zonal wind (U), meridional wind (V), and temperature (T)				
Period	14 December 2014 - 31 December 2016 (25 months)				
Temporal resolution	Four times a day (6 hour)				
Model resolution	T382 64 levels	0.5°×0.667° 72 levels	0.5°×0.625° 72 levels	T255 60 levels	T62 28 levels
Available horizontal resolution	0.5°×0.5°	1.25°×1.25°	0.5°×0.625°	1.5°×1.5°	2.5°×2.5°
Available vertical resolution	37 levels (1 hPa)	42 levels (0.1 hPa)	42 levels (0.1 hPa)	37 levels (1 hPa)	17 levels (10 hPa)
Data assimilation	3DVAR	GEOS IAU	3DVAR	4DVAR	3DVAR

(Bracegirdle and Gareth, 2012)을 이용해 내삽하였다. 또한 라디오존데는 10 hPa 이상의 고도까지 상승하지 않아 자료가 없으나 재분석장 자료는 각 모델의 정상까지 모두 살펴보았다. MERRA 재분석장의 경우 지표의 높이를 고려함에 따라 Figure 2.4에서 지표 부근에는 바람과 온도의 값이 표시되지 않았다. 4개의 재분석장에서 모의된 바람과 온도의 일 변동 및 연 변동은 라디오존데에서 관측된 변동성과 대체로 일치하였다. 또한, 겨울부터 봄까지 나타나는 매우 강한 극야 제트와 겨울철 성층권에서 크게 감소하는 온도가 재분석장에서 대체로 잘 나타났다. 그러나 800 hPa 이하의 대류권 하부에서 CFSv2와 ERA-Interim의 동서바람은 대체로 관측보다 낮은 변동성을 보였고, NCEP R2의 동서바람은 관측보다 대체로 작은 크기의 동풍이 지배적으로 나타났다. NCEP R2의 남북바람은 남풍으로 크게 편향되는 경향성을 보였는데, 이는 CFSv2와 ERA-Interim에서도 나타나지 않은 극심한 편향이다. 이처럼 지표 근처에서 수평 바람이 가지는 불확실성은 장보고기지를 둘러싼 복잡한 지형(예를 들어, 로스해의 해안선 및 남극 횡단 산맥의 급경사)을 모델이 잘 모의하지 못함에 기인했을 수 있다. 수평 해상도가 넓은 모델의 경우 복잡한 지형 위의 저고도 바람을 잘 모의하지 못함이 선행연구 Elvidge et al. (2016)을 통해 밝혀진 바 있다. 또한, 장보고기지를 둘러싼 4개의 모델 격자에서 평균 지형 높이가 800 m로, 실제 기지가 위치한 고도(36 m)보다 상당히 높다. 이 또한 내삽의 과정을 통해 지표 근처에서 바람의 편향을 발생시키는 원인으로 작용했을 가능성을 지닌다.

더욱 상세한 비교를 위해, Figure 2.5는 대류권 하부와 상부, 그리고 성층권 하부와 중반부를 대표하는 700, 500, 100, 50 hPa에서 재분석장과 관측의 동서바람, 남북바람, 온도의 차를 나타낸 것이다. 비교를 위해 존데 자료는 해당 4개의 고도로 내삽 되었고, 재분석장은 존데가 비양함에 따라 수평으로 이동한다는 점을 고려해(Figure 2.2) 각 고도에서 존데의 위치로 내삽되었다. 또한, 마리오 주켈리 기지에서 비양한 존데 자료의 경우 GPS 정보가 유실되어, 장보고기지에서도 2015년 1월부터 2016년 12월까지 2년 동안 비양한 존데 자료에 대해서만 비교가 수행되었다. 라디오존데 관측과 재분석장 자료 사이의 연평균 편향도(bias), 최소 제곱근 오차(root mean square error; RMSE), 그리고 상관계수(correlation coefficient)는 Table 2.4에 기재되어 있다.

대류권 하부(700 hPa)에서 NCEP R2는 다른 재분석장에 비해 관측된 동서바람(남북바람)을 크게 과소(과대) 모의함에 따라 최대 RMSE를 보였다 (Table 2.4).

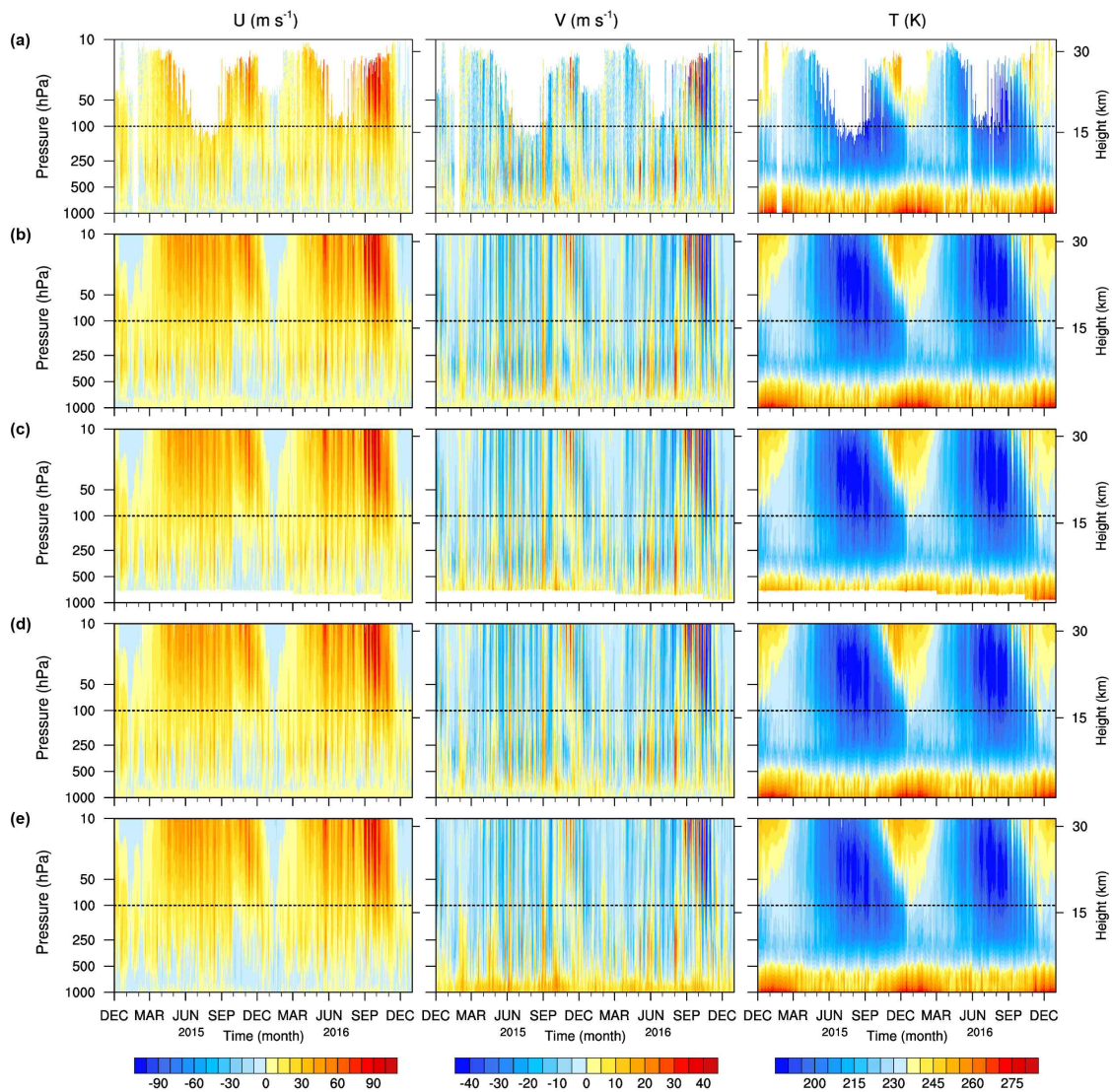


Figure 2.4. Time–height cross sections of the zonal wind (U ; first column), meridional wind (V ; second column), and temperature (T ; third column) revealed in the (a) radiosonde observations and the four reanalysis data sets at Jang Bogo Station: (b) Climate Forecast System version 2, (c) Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications, (d) European Centre for Medium–Range Weather Forecasts Interim Reanalysis, and (e) National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Reanalysis 2. The dotted line represents 100 hPa for an easier comparison.

이 같은 바람의 편향은 500 hPa까지 계속되지만, 편향의 정도는 상대적으로 작아 재분석장과 관측의 차이가 가장 작았으며, 편향성도 나타나지 않았다. 그러나 다양한 물리 작용이 일어나는 대류권에서 수평 해상도가 재분석장의 정확도를 결정하는 유일한 요인이라 언급하기는 어렵다. 예를 들어, ERA-Interim은 MERRA보다 높은 수평 해상도를 가지지만, ERA-Interim 동서바람의 편향도(1.08 m s^{-1})는 MERRA의 동서바람의 편향도(1.37 m s^{-1})보다 낮게 나타났다. 대류권 온도의 경우 모든 재분석장에서 주로 음의 편향성을 보였으며(-1.05 K 에서 -0.02 K), 바람보다 관측과 모델의 상관성이 매우 높게 나타났다.

성층권에서는 모든 재분석장의 동서바람이 관측을 크게 과소 모의하였으며, 재분석장과 관측의 차이에서 눈에 띄는 계절 변동성이 나타났다. 동서 바람의 세기가 증가하는 기간 동안 관측과 재분석장의 차이가 증가하였다. 이 같은 경향성은 성층권 상부인 50 hPa에서 더욱 명확하게 나타났다. 2016년 9월 16일 50 hPa 고도에서 관측과 재분석장의 차이는 30 m s^{-1} 이상에 달하였으며, 6 m s^{-1} 이상의 높은 RMSE가 나타났다. 반면, 성층권의 남북바람은 2016년 9월 16일 50 hPa에서 나타난 -16 m s^{-1} 의 과소 모의를 제외하고, 주로 계절에 관계없이 관측을 과대 모의하는 경향성을 보였다. 이를 통해, 전반적으로 재분석장이 20 m s^{-1} 이상의 강한 바람을 잘 모의하지 못하는 경향성을 지님을 알 수 있었다.

대류권에서와 달리 성층권에서 관측과 재분석장의 온도 차이는 뚜렷한 계절 변화를 보였다. 재분석장은 4월부터 8월까지 온도를 작게 과대 모의하는 반면, 9월에서 11월까지 크게 과소 모의하였다. 온도의 과대 모의는 극야가 시작되어 성층권의 온도가 급격히 감소하는 기간과 일치하는 반면, 과소 모의는 성층권의 온도가 극와동의 붕괴 이후 급격히 증가하는 기간과 일치한다. 이를 통해 온도의 급격한 변화를 재분석장이 여전히 잘 모의하지 못함을 알 수 있었다. 한편, 봄철 온도의 과소 모의는 선행연구 Garcia et al. (2017)에서 보고된 cold pole problem과 일치한다. 모델에서 극 성층권의 온도가 오존의 양을 결정한다는 점에서, 온도를 실제보다 과소 모의함에 따라 모델이 봄철 극지 성층권에서 비현실적인 오존 손실을 모의할 가능성이 있음도 알 수 있었다.

재분석장이 더욱 현실적으로 극지의 대기 상태를 모의하기 위해서는, 극 지역의 관측 자료가 더 많이 동화되어야 한다. 실제로 장보고기지는 2015년 11월 이후 세계 기상 기구(World Meteorological Organization; WMO)에 라디오존데 관측 기지

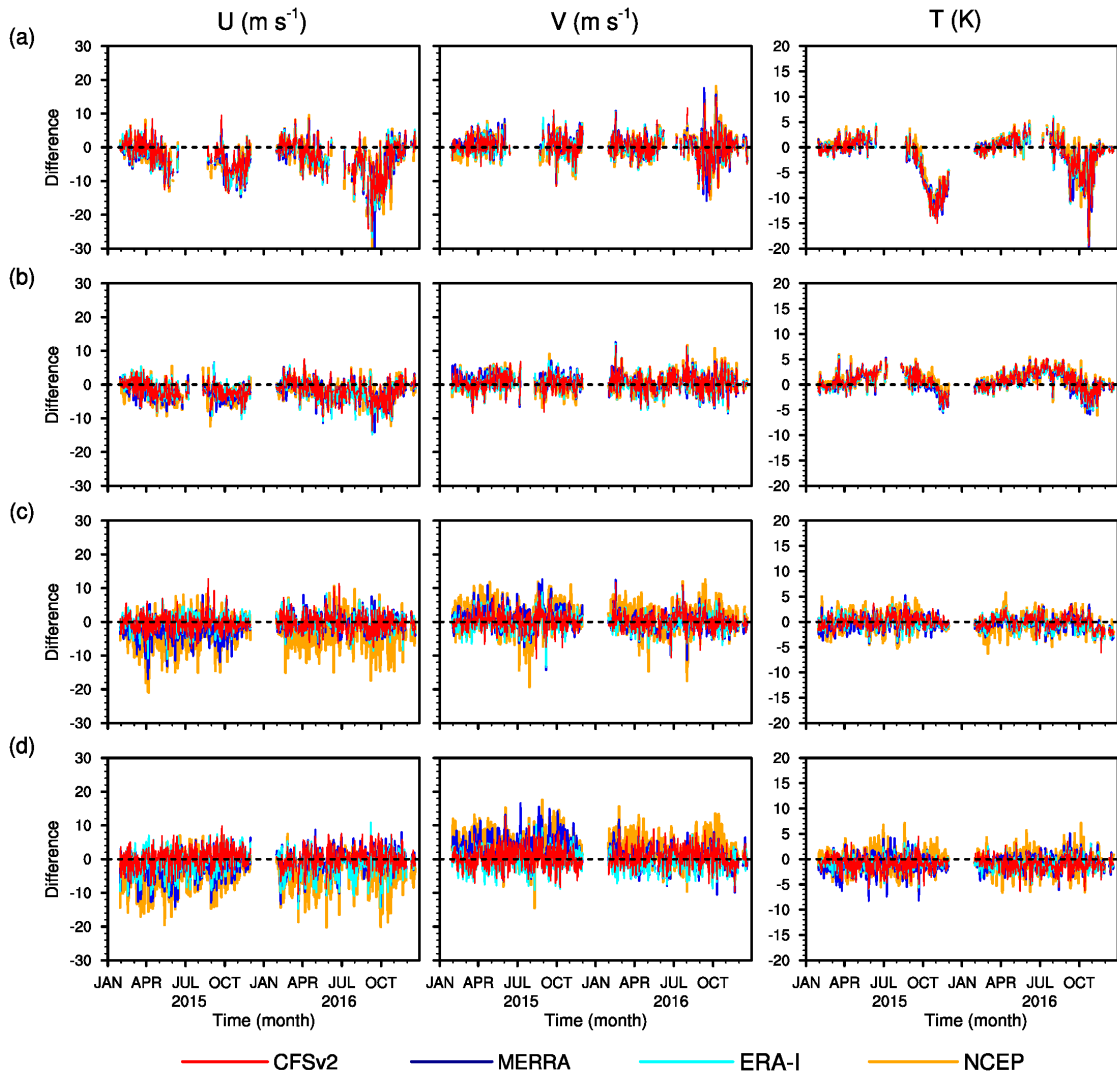


Figure 2.5. Differences in the zonal wind (U ; first column), meridional wind (V ; second column), and temperature (T ; third column) between the radiosonde observations and the four reanalysis data sets at (a) 50, (b) 100, (c) 500, and (d) 700 hPa. The red, blue, cyan, and orange lines represent the CFSv2, MERRA, ERA-Interim, and NCEP/DOE R2 data sets, respectively. CFSv2 = Climate Forecast System version 2; MERRA = Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications; ERA-Interim = European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis; NCEP/DOE R2 = National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy Reanalysis 2.

로 등록되었다. 본 연구에 사용된 관측 자료가 앞서 언급한 4개의 재분석장 자료에 동화되었는지는 알 수 없다. 그럼에도 불구하고 라디오존데 관측을 이용해 재분석장의 평가를 한 결과, 남반구 극지역의 온도와 바람을 모의하는 전구 모델이 지닌 일반적인 문제점을 확인할 수 있었다.

1.1.3 라디오존데 관측으로부터 관성 중력과 추출

라디오존데를 통해 관측된 관성 중력과의 특성 분석은 온도와 바람이 급격히 변하는 대류권계면의 영향을 피하기 위해 대류권과 하부 성층권을 나누어 수행하였다. 앞서 언급했듯이 동절기에는 대류권의 높이가 뚜렷하지 않으므로 (Figure 2.3d), 분석 구간을 결정하기 위해 장보고기지에서 대류권계면의 높이를 조사하였다. 대류권계면의 높이는 일반적으로 온도와 잠재 와도를 이용해 결정된다. 본 연구에서는 WMO (1957)에 근거해 연직 온도 경도가 2 K km^{-1} 이하인 고도를 찾고, 그 고도로부터 2 km 위까지 모든 고도의 연직 온도 경도의 평균값이 2 K km^{-1} 를 넘지 않을 때, 처음의 가장 낮은 고도를 열적 대류권계면으로 정의하였다. 역학적 대류권계면의 경우 선행연구 Zängl and Hoinka (2001)를 따라 잠재 와도가 3.5 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) 이상인 고도를 찾고, 그 고도로부터 2 km 위까지 모든 고도의 잠재 와도 평균값이 3.5 PVU를 넘을 때, 처음의 가장 낮은 고도로 정의하였다.

Figure 2.6은 장보고기지에서 월평균 된 열적 그리고 역학적 대류권계면의 높이를 나타낸 것이다. 월평균 열적(역학적) 대류권계면의 높이는 여름철에는 7-8 km(8-9 km)로 최솟값을, 겨울철에는 11-12 km(10-11 km)로 최댓값을 보였다. 대류권계면의 높이가 가지는 연 변동성은 남극 지역 전체의 대류권계면 높이를 조사한 선행연구 Zängl and Hoinka (2001)에서 보고된 계절 변동성과 일치하였다. 남극에서 기후학적인 대류권계면의 두께가 여름철에는 약 7.5 km, 겨울철에는 약 5 km라는 점을 고려해(Feng et al., 2012), 대류권과 성층권의 분석구간은 각각 2-7 km와 15-22 km 고도 영역으로 설정되었다. 대류권 분석구간의 하한(2 km)은 행성 경계층 근처에서 발생하는 교란 효과를 피하기 위해 표면으로부터 2 km 위로 설정되었으며, 성층권 분석구간의 상한(22 km)은 통계적으로 의미 있는 결과를 얻을 수 있는 충분한 수의 존데가 포함되도록 설정되었다. 그러므로 대류권 분석에는 총 729개의 존데 중 727개(99%)가 사용되었으며, 성층권 분석에는 고

Monthly mean tropopause height

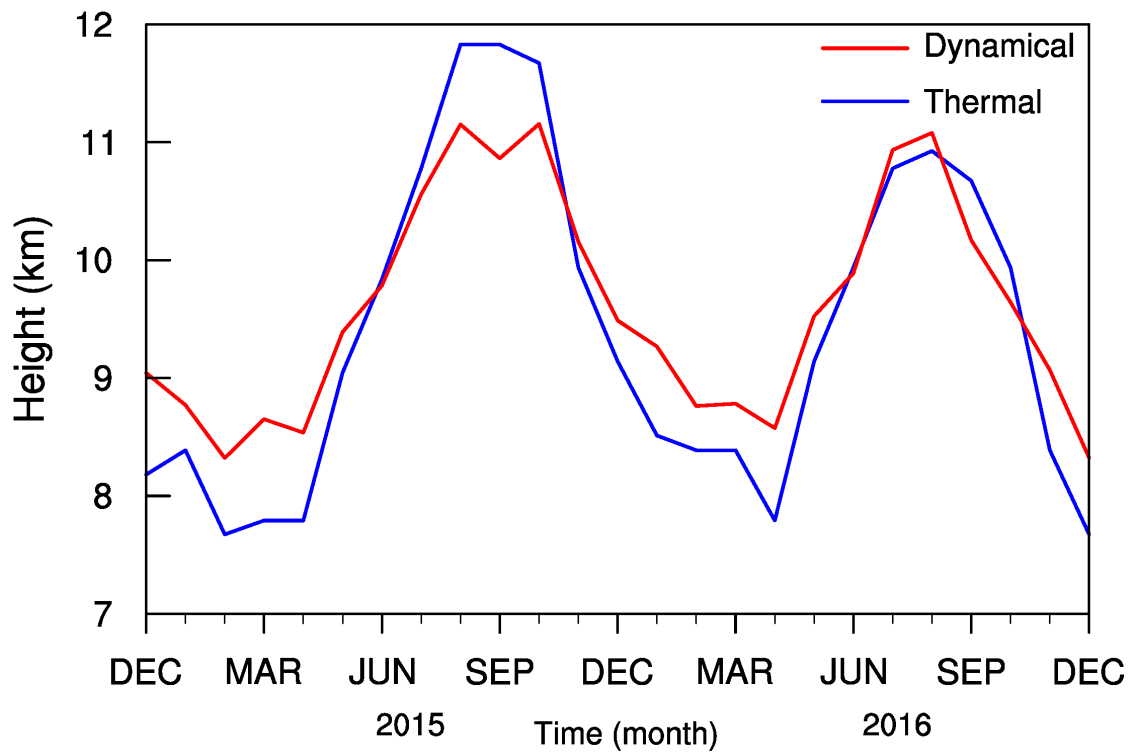


Figure 2.6. Tropopause height above Jang Bogo Station from December 2014 to December 2016, which is calculated using model-level European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis data.

도 22 km까지 상승한 554개(75%)의 존데가 사용되었다(Table 2.2).

Figure 2.7은 2015년 2월 1일 00 UTC에 관측된 바람과 온도의 프로파일을 이용해 존데로부터 관성 중력파를 추출하는 방법을 나타낸 것이다. 중력과 성분은 존데로부터 관측된 온도 및 바람의 원래 프로파일로부터 평균 프로파일을 뺀 섭동 (u', v', T')으로 정의된다. 이때 평균 프로파일은 선행연구 Vincent et al. (1997)을 따라 각각의 분석구간에서 최소 제곱법을 사용한 3차원 polynomial fitting을 적용해 결정되었다. 한 예제로, Figure 2.7a는 관측된 동서바람, 남북바람, 그리고 정규화된 온도 프로파일(검은색 실선)과 그것들의 평균 프로파일(빨간색 실선)을 나타낸 것이다. Polynomial fitting을 통해 얻어진 평균 프로파일은 연직으로 smooth하게 변하는 대규모 흐름의 형태로, Wenzel-Kramers-Brillouin (WKB) 가정을 만족하는 것을 알 수 있다. 바람과 정규화된 온도의 섭동을 나타낸 Figure 2.7b를 통해 연직으로 진폭이 변하는 명확한 파동의 구조가 나타남을 알 수 있다. 수평 바람 섭동과 정규화된 온도의 최대 크기는 각각 4 m s^{-1} 와 0.0014이며, 수평 바람 섭동의 연직 구조로부터 유추한 파동의 연직 파장은 약 1.5 km에 해당하였다. 한편, 고도 18 km 위에서 동서바람과 남북바람은 1/4 파장의 위상 차이를 보였다. 고도 18–22 km 구간에서 고도가 증가함에 따라 수평 바람 섭동의 호도그래프는 타원 형태를 보였으며, 반시계방향으로 회전하였다(Figure 2.7c). 호도그래프의 회전 방향은 곧 파동의 연직 에너지 전파 방향을 결정하며, 남반구에서 반시계(시계)방향으로 회전하는 호도그래프는 관성 중력파의 연직 상향(하향) 전파를 의미한다.

본 연구에서 중력과 성분을 추출하기 위해 적용한 Vincent et al. (1997)의 방법은 단일파 이론에 근거한다. 하지만 실제 대기는 여러 파동들의 중첩으로 이루어져 있다는 점에서, 최근 연구들은(Moffat-Griffin et al., 2011; Murphy et al., 2014; Moffat-Griffin and Colwell, 2017 등) 웨이브릿(wavelet) 방법(Zink and Vincent, 2001)을 이용해 중첩된 파동을 개별 파동으로 식별해 중력과 분석을 수행하고 있다. 하지만 웨이브릿 분석에 사용되는 Morlet 웨이브릿은 분해 가능한 연직 파장의 최댓값을 분석 층 깊이의 1/5 미만으로 제한하는 특성을 지니고 있다. 본 연구에서 설정된 대류권(5 km)과 성층권(7 km) 분석 구간에서 웨이브릿 분석을 통해 분해 가능한 연직 파장은 각각 1 km와 2 km 미만으로, 보다 긴 연직 파장을 가진 파동의 분석을 제한한다. 그러므로 본 연구에서는 분해 가능한 연직 파장의 최댓값을 분석구간의 깊이까지 가능하게 하는 Vincent et al. (1997) 방법을 적용하였다.

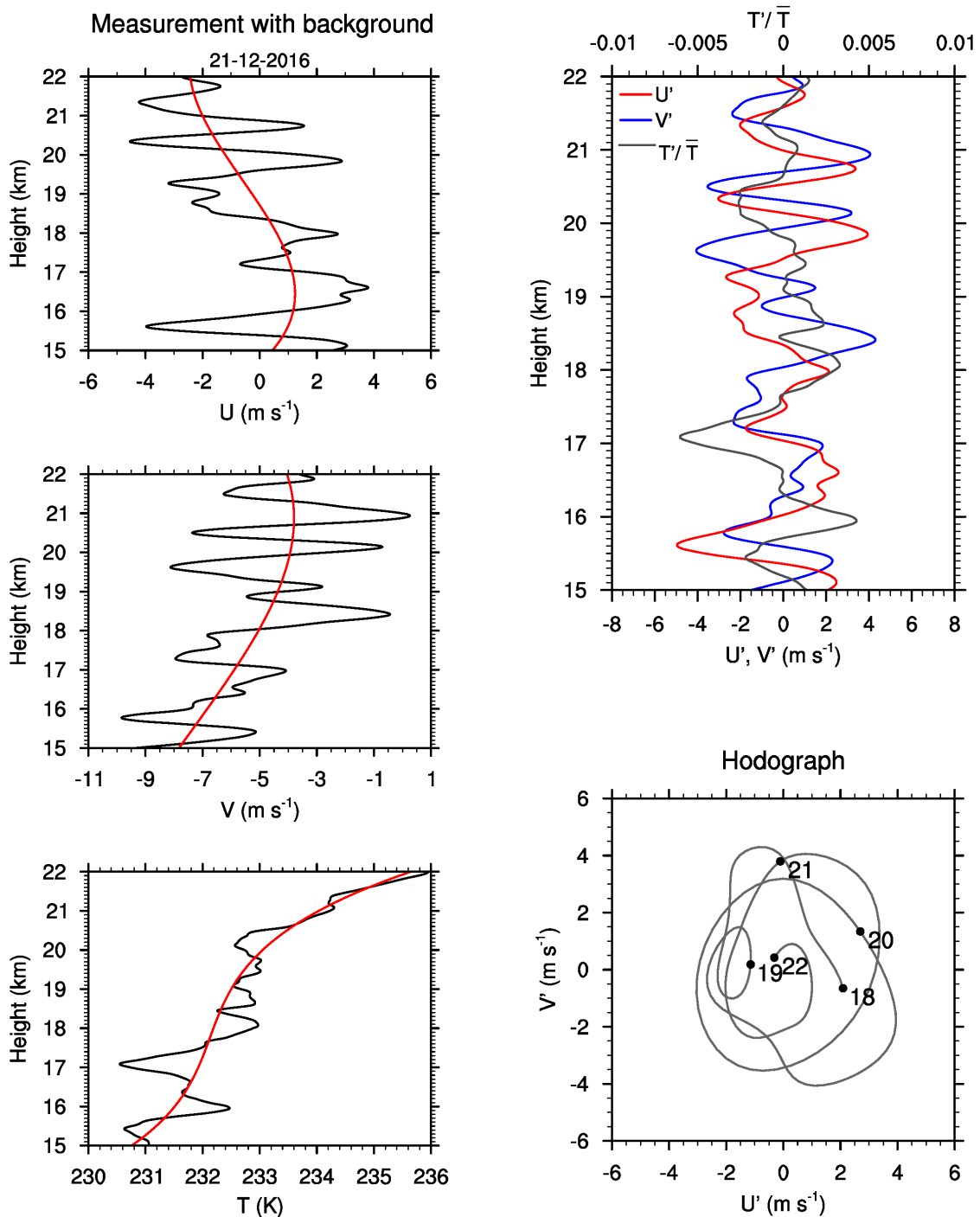


Figure 2.7. Sample (a) zonal wind (first row), meridional wind (second row), and temperature (third row) profiles displaying the interpolated data (black line) and background profiles (red line). (b) Differences (the red, blue, and gray lines denote the perturbations in the zonal wind, meridional wind, and normalized temperature, respectively) between the interpolated profiles and background profiles. (c) Hodograph of the wind perturbations in the stratosphere on 1 February 2015.

관측된 섭동으로부터 관성 중력파를 식별하기 위해 본 연구에서는 Eckermann (1996)의 Stokes parameter spectra 방법론을 이용해 섭동의 편광 정도(degree of polarization; dp)를 계산하였다. Stokes parameter I, D, P, Q 는 아래와 같다.

$$I = \int_m |\hat{u}(m)|^2 + |\hat{v}(m)|^2, \quad (2.1)$$

$$D = \int_m |\hat{u}(m)|^2 - |\hat{v}(m)|^2, \quad (2.2)$$

$$P = \int_m 2\text{Re}[\hat{u}^*(m)\hat{v}(m)], \quad (2.3)$$

$$Q = \int_m 2\text{Im}[\hat{u}^*(m)\hat{v}(m)]. \quad (2.4)$$

여기서, I 는 throughput parameter, D 는 throughput anisotropy parameter, P 는 linear polarization parameter, Q 는 circular polarization parameter이고, \hat{u} 와 \hat{v} 는 각각 동서바람과 남북바람의 Fourier coefficient, 위첨자 *는 켈레 복소수를 나타낸다. Stokes parameter를 이용해 dp 는 다음과 같이 정의되며,

$$dp = \frac{(D^2 + P^2 + Q^2)^{1/2}}{I}, \quad (2.5)$$

범위는 $0 \leq dp \leq 1$ 이다. $dp = 1$ 인 경우, 관성 중력파의 수평 바람 섭동이 완벽히 편광 관계를 만족하는 반면, $dp = 0$ 인 편광 관계를 전혀 만족하지 못함을 의미한다. 그러므로 본 연구에서는 dp 가 0.5를 초과할 경우, 추출된 파동을 편광 관계를 만족하는 관성 중력파로 간주하였다. 동서바람 섭동과 남북바람 섭동의 호도그래프가 가지는 축의 비(Axial ratio; $AXR = \text{Minor axis} / \text{Major axis}$)는 코리올리 파라미터 f 를 관성 중력파의 고유진동수로 나눈 것($f/\hat{\omega}$)과 일치하며, Stokes parameter를 이용해서 다음과 같이 계산된다(Eckermann and Vincent, 1989).

$$AXR = \tan \xi, \quad (2.6)$$

$$\xi = \frac{1}{2} \arcsin\left(\frac{Q}{\sqrt{D^2 + P^2 + Q^2}}\right). \quad (2.7)$$

본 연구에서는 파동의 전파 방향을 가로지르는 바람의 shear 효과(Hines, 1989)를 고려해, 축의 비(AXR_{corr})를 다음과 같이 수정해 고유진동수를 계산하였다.

$$AXR_{corr} = \left| AXR - \frac{1}{N} \frac{dV_T}{dz} \right|, \quad (2.8)$$

여기서 V_T 는 파동의 전파 방향에 대한 평균 transverse 바람을 나타낸다. 관측된 바람에 존재하는 error는 AXR 의 정확도를 제한하는 요인으로 작용하므로, 고유진동수의 값이 일정값 이상일 경우에는 의미 있는 결과로 간주할 수 없어 평균 파동 특성을 계산하는 데에서 제외되어야 한다(Vincent and Alexander, 2000). 수평바람 섭동의 평균 최소 제곱근은 대류권과 성층권에서 각각 1.58 m s^{-1} 와 2.50 m s^{-1} 이므로, 바람 섭동의 최소 제곱근을 바람 관측의 정확도(0.15 m s^{-1} ; Table 2.1)로 나눈 값으로 정의되는 고유진동수의 상한은 각각 $10.5f$ 와 $16.6f$ 에 해당한다. 그러나 본 연구에서는 대류권과 성층권에서 일관된 분석을 위해 동일하게 $10f$ 를 고유진동수의 상한으로 정하였다. 그러므로 대류권과 성층권에서 편광 관계를 만족하는 727개와 554개의 파동 사례 중, 고유진동수가 $f < \hat{\omega} \leq 10f$ 의 범위에 속하는 334(46%)개와 387(70%)의 파동만이 특성 분석에 사용되었다. 두 조건을 만족하는 파동의 개수가 Table 2.2에 월별로 기재되어 있다.

1.2 관성 중력파의 특성

1.2.1. 관성 중력파의 연직 전파

남반구($f < 0$)에서 연직 상향(하향)으로 에너지를 전파하는 관성 중력파의 수평 바람 벡터는 고도가 증가함에 따라 반시계(시계)방향으로 회전한다. 파동의 움직임을 시계방향과 반시계방향 성분으로 나누는 rotary spectrum 분석을 통해 관성 중력파의 수평 바람 벡터의 회전이 정량화될 수 있다(Vincent, 1984).

Figure 2.8은 관성 중력파의 rotary ratio R 을 나타낸 것이다. 여기서 R 은 반시계방향 성분을 시계방향 성분과 반시계방향 성분의 총합으로 나누어 계산되어, R 이

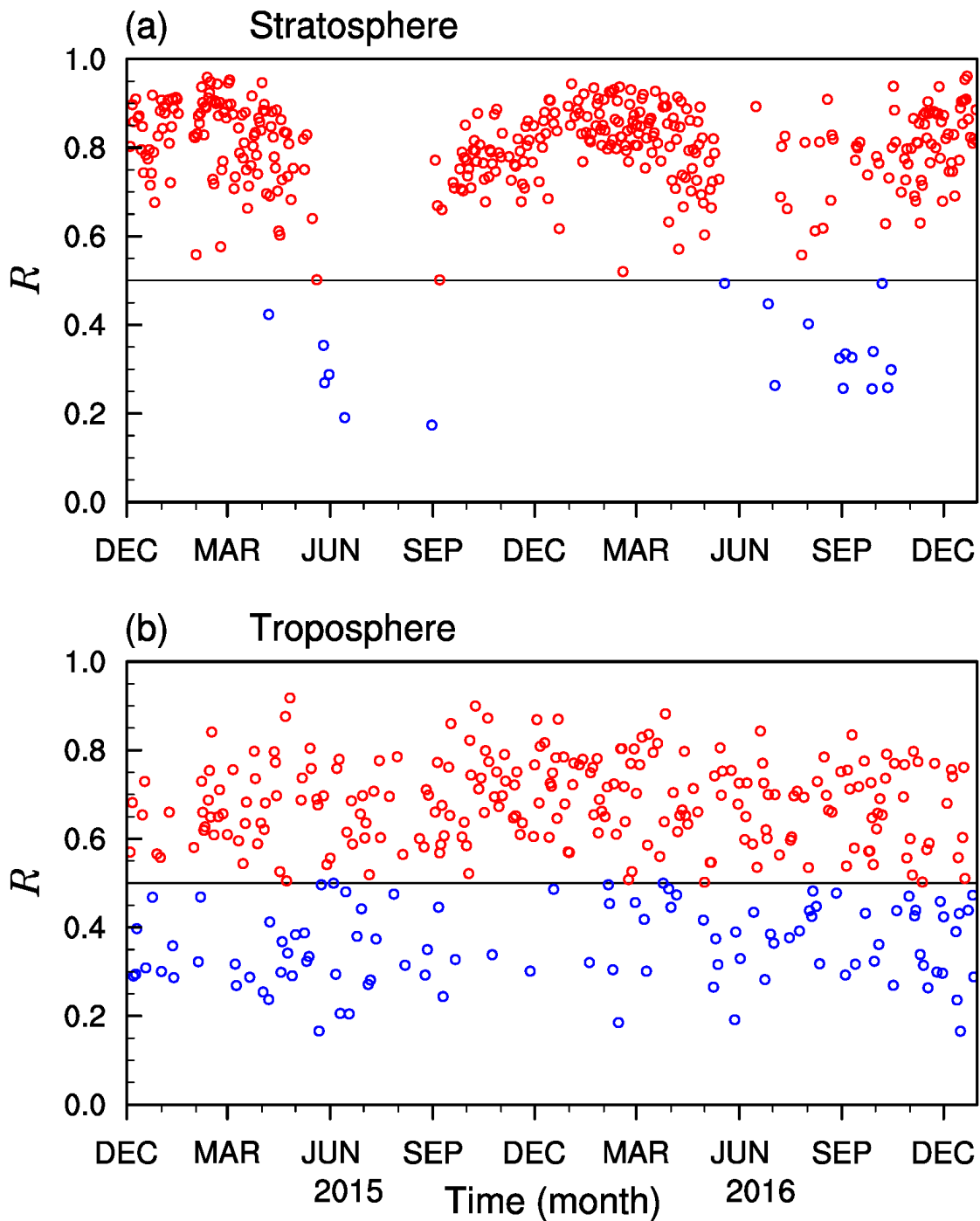


Figure 2.8. Time series of the rotary ratio (R) of the anticlockwise rotating component to the total rotating components (anticlockwise + clockwise) for each observed wave in the (a) stratosphere and (b) troposphere. The black lines across the graphs represent the 0.5 value. The red (blue) circles denote upward (downward) propagating waves with R values greater (less) than 0.5.

0.5를 넘을(넘지 않을) 경우 관성 중력파가 상향(하향) 전파한다고 간주하였다.

성층권에서는 상향으로 전파하는 파동이 지배적으로 나타나는 반면, 하향으로 전파하는 파동은 주로 5월에서 10월 사이에만 나타났다. 이는 남극의 Davis 기지 (Murphy et al., 2014), Syowa 기지(Sato and Yoshiki, 2008), Rothera 기지 (Moffat -Griffin et al., 2011) 등 다른 여러 기지(Figure 2.1)에서 라디오존데 관측을 통해 중력파의 연직 전파를 분석한 결과와 일치한다. 관성 중력파의 하향 전파 사례가 나타난 시기가 주로 극야 제트가 나타나는 시기와 일치한다는 점에서, 이 기간 동안 극야 제트는 하향으로 전파하는 관성 중력파의 가장 유력한 원천으로 제안되어 왔다(Sato and Yoshiki, 2008; Murphy et al., 2014; Plougonven and Zhang, 2016). 그 가능성을 파악하기 위해, 앞서 1절에서 언급된 바 있는 제트 및 전선과 관련된 흐름 불균형(Zhang, 2004)을 나타내는 RNBE를 6 시간 간격의 ERA-Interim 자료를 이용해 계산하였다. 구면 좌표계에서 정의된 RNBE는 다음과 같다(Chun et al., 2019):

$$RNBE = 2J(u,v) + f\zeta - \nabla^2\Phi - \beta u + X - D^2 - \frac{\partial \vec{V}}{\partial P} \cdot \vec{\nabla} \omega, \quad (2.9)$$

$$X = \frac{(u^2 + v^2)\tan^2\phi}{a^2} - \frac{u^2 + v^2}{a^2\cos^2\phi} - \frac{2\tan\phi}{a^2} \left(u \frac{\partial u}{\partial \phi} + v \frac{\partial v}{\partial \phi} \right), \quad (2.10)$$

$$D^2 = (\vec{\nabla} \cdot \vec{V})^2 = \left(\frac{\partial u}{a\cos\phi\partial\lambda} + \frac{\partial(v\cos\phi)}{a\cos\phi\partial\phi} \right)^2. \quad (2.11)$$

여기서, $J(u,v)$ 는 동서바람 u 와 남북바람 v 의 자코비안이다. ζ 는 상대 와도의 연직 성분, Φ 는 지위고도, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 는 코리올리 인자의 남북방향 미분항, D 는 발산항, P 는 기압, ω 는 연직 속도, a 는 지구의 반지름 (약 6,371 km), λ 는 경도, ϕ 는 위도이다. RNBE의 계산에 있어 동서파수 22 이상의 파동 성분을 제거한 대규모 흐름만이 고려되었다(Sato et al., 2009).

Figure 2.9a는 장보고기지로부터 고도 2 hPa까지 계산된 RNBE의 크기의 연직 분포를 나타낸 것이다. Figure 2.8에서 연직 하향으로 전파하는 관성 중력파가 성층권 하부에서 나타난 가을부터 봄까지 매우 강한 RNBE의 증가가 고도 29 km 위에서 발생하였다. Figure 2.9b는 2016년 10월 15일 하향으로 전파하는 관성 중력



Figure 2.9. (a) Time-height cross section of $|RNBE|$ above JBS during the data period. (b) Polar stereographic projection maps of the horizontal wind vector superimposed on $|RNBE|$ (shading) at 3 hPa on 15 October 2016. Yellow circle denotes the location of JBS. JBS = Jang Bogo Station.

파가 관측된 사례일에 3 hPa 고도에서 RNBE를 극 좌표평면에 나타낸 것이다. $3 \times 10^{-9} s^{-2}$ 이상의 매우 큰 RNBE가 장보고기지 부근에서 나타났다. 하향으로 전파하는 관성 중력파가 관측된 모든 사례일에 대해서(Figure 2.8), 상대적으로 높은 RNBE가 장보고기지의 성층권 분석 구간(15–22 km) 위에서 나타났다. 이는 성층권 상부의 극야 제트와 관련된 불균형한 흐름에 의해 하향으로 전파하는 관성 중력파가 발생했을 가능성을 암시한다.

성층권과 대조적으로, 대류권에서는 상향으로 전파하는 파동과 하향으로 전파하는 파동의 비율이 각각 60%와 40%로 비슷하게 나타났으며, 계절에 관계없이 하향으로 전파하는 파동들이 나타났다. 이는 대류권 상부에 대류권 제트 또는 대규모 흐름의 교란(Yoshiki et al., 2004)과 같은 원천에 의해 대류권으로 하향 전파하고 성층권으로 상향 전파하는 중력파가 생성됨을 암시한다. 상향 전파 파동의 반사 또한 하향 전파 파동의 원인으로 고려해볼 수 있다. 앞으로 분석된 관성 중력파의 특성은 파동을 연직 전파 방향에 따라 나누어 수행되었다.

1.2.2. 관성 중력파의 수평 전파

관성 중력파의 고유 위상 속도(\hat{c}), 위상 속도(c), 군속도(c_g)는 아래와 같다.

$$\hat{c} = \hat{\omega} \frac{k_h}{|k_h|^2}, \quad (2.12)$$

$$c = (\hat{\omega} + k_h \cdot V) \frac{k_h}{|k_h|^2}, \quad (2.13)$$

$$c_g = V + \hat{c}_g = V + \left(1 - \frac{f^2}{\hat{\omega}}\right) \hat{c}. \quad (2.14)$$

여기서 V 는 연직으로 평균한 수평 바람의 벡터, $k_h = k_h(\cos\psi, \sin\psi)$ 는 수평 파수 벡터이다. ψ 는 중력파의 수평 전파의 방위각으로 $\psi = \tan^{-1}(y/x)$ 로 정의되며, $x = \overline{u' T'_{+90}}$ 이고 $y = \overline{v' T'_{+90}}$ 이다. T'_{+90} 는 힐버트 변환방법을 통해 온도 섭동의 모든 스펙트럼 성분을 $+90^\circ$ 만큼 전환한 것이다(Vincent et al., 1997).

Figure 2.10은 장보고기지지에서 관측된 관성 중력파의 고유 위상 속도(\hat{c}), 위상 속도(c), 군속도(c_g)를 나타낸 것이다. 파동의 고유 위상 속도는 대류권에서 연직 전파 방향에 관계없이 등방성의 분포를 보이며, 크기는 $2-4 \text{ m s}^{-1}$ 였다. 반면 성층권에서는 상향으로 전파하는 파동의 경우 음의 위상 속도를, 하향으로 전파하는 파동의 경우 양의 위상 속도를 더 많이 가졌으며, 크기는 $4-8 \text{ m s}^{-1}$ 였다.

중력파의 위상 속도는 대류권과 성층권에서 배경 바람에 지배되는 경향성을 보였다. 동풍과 서풍이 번갈아 나타나며, 서풍이 동풍보다 조금 더 강한 대류권 배경 바람의 경향성을 반영하여 대류권의 위상 속도는 동쪽으로 전파하는 파동($c=0-40 \text{ m s}^{-1}$)이 서쪽으로 전파하는 파동($c=0-20 \text{ m s}^{-1}$)보다 넓은 크기의 범위를 가졌다. 성층권에서는 가을부터 봄까지 지배적인 서풍에 의해 주로 양의 위상 속도가 지배적으로 나타났으며, 그 크기는 대류권에서 나타난 위상 속도 범위보다 훨씬 넓었다($c=0-80 \text{ m s}^{-1}$). 성층권의 지배적인 서풍 하에서 연직 상향으로 전파하는 파동의 고유 위상 속도가 음의 값을 가진다는 것을 통해, 배경 바람보다 작은 양의 위상 속도를 가진 파동들이 주로 critical-level filtering되지 않고 연직으로 전파하는 경향성을 가짐을 알 수 있었다.

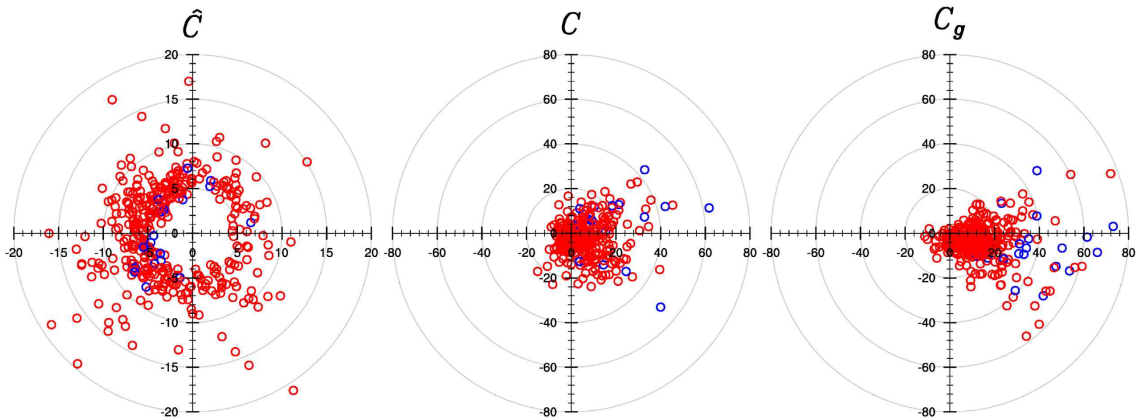
중력파의 에너지 전파 또한 배경 바람에 의해 지배되어, 군속도는 주로 동쪽과 남쪽방향을 가졌다. 수평 군속도의 평균 크기는(성층권과 대류권에서 각각 16.55 m s^{-1} 와 9.66 m s^{-1}) 연직 군속도(성층권과 대류권에서 각각 0.05 m s^{-1} 와 0.08 m s^{-1})보다 매우 크다는 것을 통해 관측된 관성 중력파가 연직보다 수평으로 이동하는 경향성이 있음을 알 수 있다. 이는 Davis 기지에서 관측된 중력파가 파동의 원천으로부터 매우 완만한 각으로 전파한다고 보고한 선행연구 Murphy et al. (2014)의 결과와 일치한다. 그러므로 관측된 관성 중력파는 장보고기지로부터 수평으로 멀리 위치한 원천으로부터 발생했을 가능성이 있음을 알 수 있다.

1.2.3. 관성 중력파의 고유진동수와 파장

관성 중력파의 분산관계로부터 수평 파수 k_h 는 다음과 같이 정의된다.

$$k_h^2 = \frac{m^2 f^2 [(\hat{\omega}/f)^2 - 1]}{N^2}, \quad (2.15)$$

(a) Stratosphere



(b) Troposphere

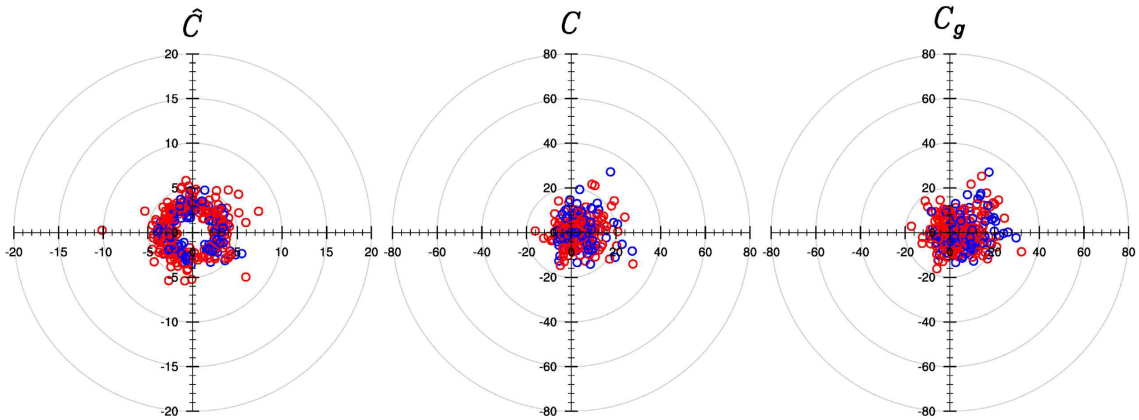


Figure 2.10. Distributions of the intrinsic phase velocity (first column), ground-based phase velocity (second column), and ground-based group velocity (third column) for each wave observed in the (a) stratosphere and (b) troposphere. The red and blue circles denote the upward and downward propagating waves, respectively.

여기서 m 은 연직 파수이며, 아래와 같이 계산된다.

$$m = \frac{\sum_i (|\hat{u}_i|^2 + |\hat{v}_i|^2) m_i}{\sum_i (|\hat{u}_i|^2 + |\hat{v}_i|^2)}. \quad (2.16)$$

여기서 \hat{u}_i 와 \hat{v}_i 는 i 번째 연직 파수 m_i 의 Fourier coefficient이다. Figure 2.11 (Figure 2.12)는 대류권(성층권)에서 관측된 관성 중력파의 고유진동수를 코리올리 인자로 나눈 값($\hat{\omega}/f$), 연직 파장, 수평 파장을 나타낸 것이다.

대류권에서(Figure 2.11) 관측된 관성 중력파의 $\hat{\omega}/f$ 는 연직 전파 방향에 관계없이 10까지 고른 분포를 보이며, 평균값은 3.57로, 주기로 환산했을 때 3.49 시간이었다. 관성 중력파의 연직 파장은 평균 1.48 km이며, 수평 파장은 주로 200 km 이하로 평균 63.06 km이다. 하향 전파 파동은 상향 전파 파동보다 다소 높은 고유진동수를 가지는 반면, 연직 파장은 연직 전파 방향에 따른 차이가 크지 않았다. 그러므로 분산관계를 통해 얻어진 하향 전파 파동의 수평 파장은 상향 전파 파동보다 다소 짧았다. 계절에 따른 변동성은 두드러지지 않았다.

성층권에서(Figure 2.12) 관측된 관성 중력파의 평균 $\hat{\omega}/f$ 는 1.93으로, 6.45 시간의 주기를 가졌다. 연직 파장은 대류권에서의 값과 비슷하게 1-2 km의 범위를 지배적으로 가졌으며, 평균값은 1.48 km였다. 대부분의 관성 중력파는 500 km보다 짧은 수평 파장을 가지며, 그 평균값은 221.81 km였다. 한편, 고유진동수와 연직 파장은 가을(3월부터 5월)부터 봄(9월부터 11월)까지 높은 값을 보이고, 그에 따라 수평 파장은 3월부터 9월(10월부터 2월)까지 감소(증가)하는 계절 변동성이 나타났다. 대류권과 성층권에서 연직 파장은 거의 동일하나, 성층권에서의 고유진동수가 대류권에서의 값의 약 1/2배이고, 안정도는 2배임에 따라 수평 파장은 성층권에서의 값이 대류권에서의 값보다 약 3배 이상으로 나타났다. 한편, 성층권에서 상향 전파 파동과 하향 전파 파동은 비슷한 연직 파장을 가지나, 하향 전파 파동의 고유진동수가 상향 전파 파동보다 상대적으로 높음에 따라, 하향 전파 파동의 평균 수평 파장이 상향 전파 파동보다 더 길게 나타났다. 그러나 하향으로 전파하는 파동의 수가 상향으로 전파하는 파동의 수보다 매우 적으므로, 비교 결과 분석에 있어 주의가 필요하다.

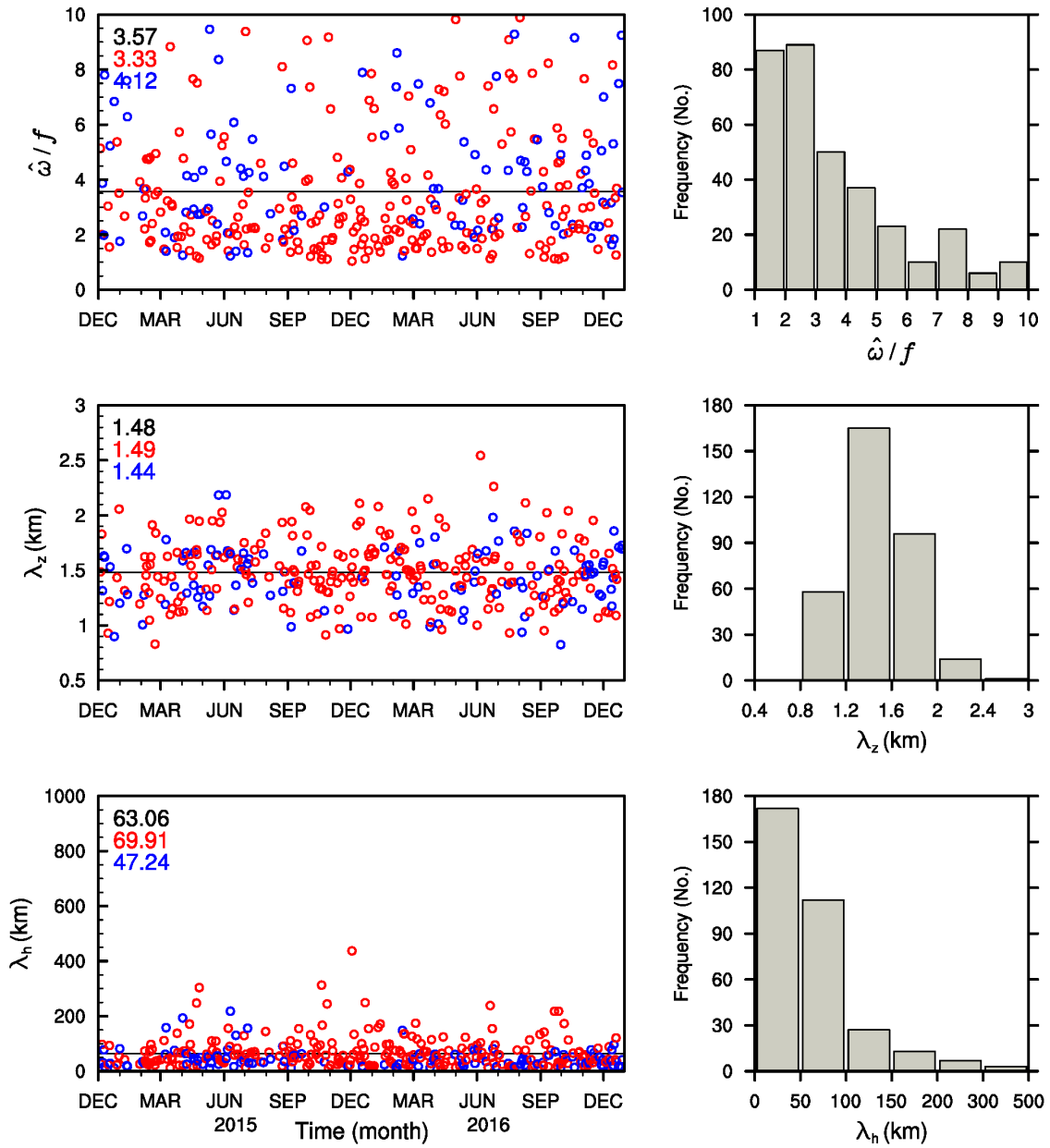


Figure 2.11. Scatter plots (left) and histograms (right) of the intrinsic frequency divided by the Coriolis parameter (upper), vertical wavelength (middle), and horizontal wavelength (lower) calculated for each wave observed in the troposphere. The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively. The black lines across the graphs represent the averages for each value regardless of the vertical propagation direction.

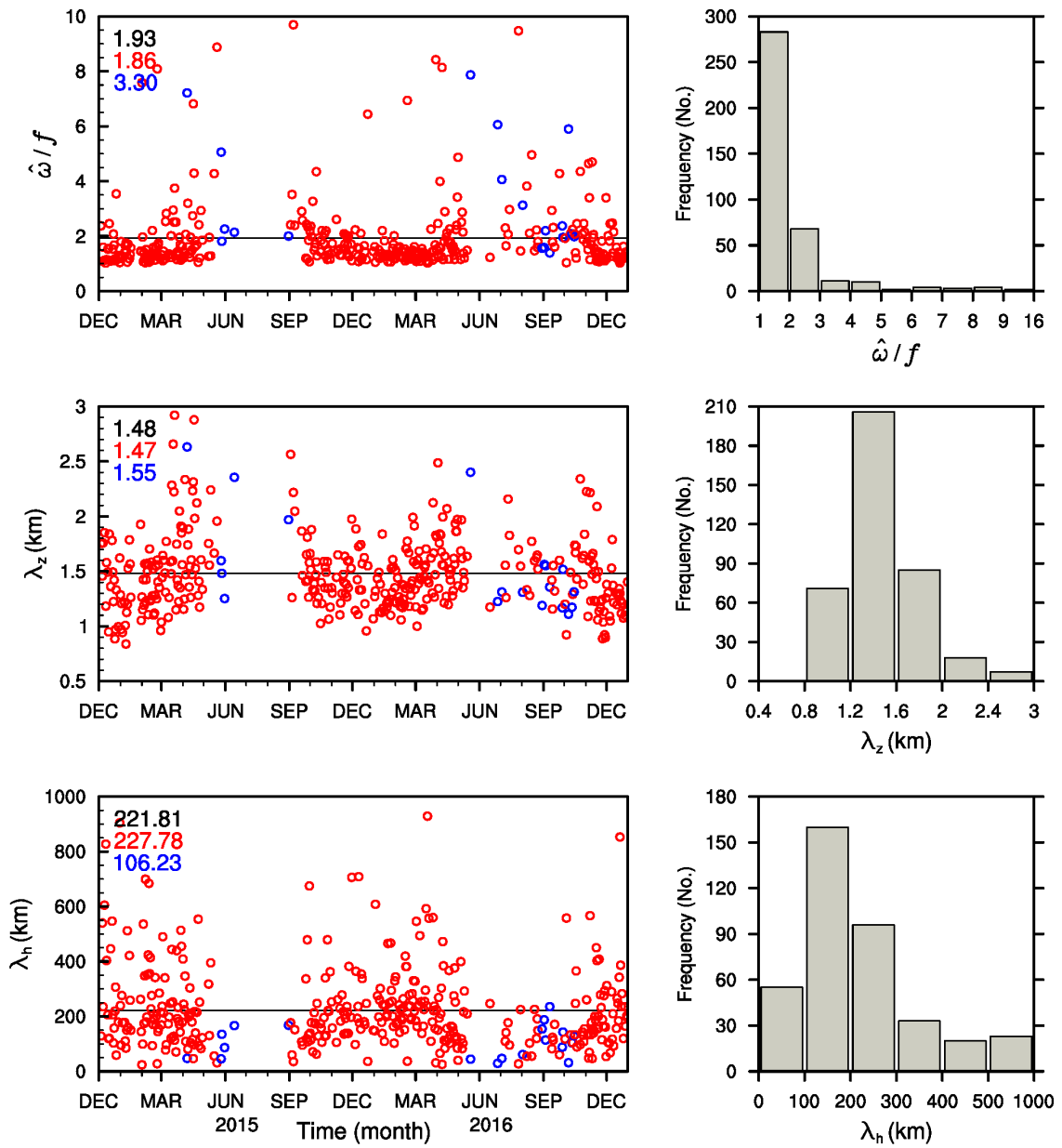


Figure 2.12. The same as Figure 2.11 but in the stratosphere.

1.2.4. 관성 중력과의 에너지

중력과 활동을 추정하는 단위 질량 당 잠재에너지(E_P), 운동에너지(E_K), 총에너지(E_T)는 다음과 같다.

$$E_P = \frac{1}{2} \overline{\left(\frac{g}{N} \frac{T'}{T} \right)^2}, \quad (2.17)$$

$$E_K = \frac{1}{2} \overline{(u'^2 + v'^2)}, \quad (2.18)$$

$$E_T = E_K + E_P \quad (2.19)$$

식 (2.17)–(2.19)의 $\bar{\quad}$ (overbar)는 분석구간의 연직 평균을 의미한다. Figure 2.13은 E_K , E_P , E_T 와 운동에너지와 잠재에너지의 비(E_K/E_P)를 산점도로 나타낸 것이다.

대류권에서 관성 중력과의 운동에너지는 주로 5 J kg^{-1} 보다 작으며, 평균값은 1.42 J kg^{-1} 이다. 성층권에서는 10 J kg^{-1} 이상의 운동에너지를 가진 몇몇의 파동에 의해 대류권보다 높은 평균값을 가졌다(3.27 J kg^{-1}). 잠재에너지는 일반적으로 대류권과 성층권에서 비슷한 값의 범위를 가지며, 평균값은 각각 1.36 J kg^{-1} 과 1.14 J kg^{-1} 로 나타났다. 고도가 증가함에 따라 밀도는 감소하여, u' , v' , T'/\bar{T} 는 증가하지만 성층권에서 T'/\bar{T} 의 증가는 안정도 N 의 증가에 의해 크게 감쇄됨에 따라 대류권에서의 잠재에너지와 같거나 오히려 더 작은 잠재에너지를 보였다. 파동의 총에너지는 운동에너지에 의해 성층권에서 평균 4.41 J kg^{-1} 으로 대류권의 총에너지 평균인 2.78 J kg^{-1} 보다 높게 나타났다. 성층권에서 평균 E_K/E_P 는 5.18로 대류권에서의 평균값인 1.82보다 높게 나타났다. 대류권에서 하향 전파 파동과 상향 전파 파동 에너지는 비슷하게 나타난 반면, 성층권에서는 상향 전파 파동의 운동에너지와 잠재에너지의 평균값이 모두 하향 전파 파동의 평균값들보다 높게 나타났다. 그러나 앞서 언급했듯이 하향 전파 파동의 수가 상향 전파 파동의 수보다 적으므로 해석에 있어 주의가 필요하다. 성층권에서 총에너지는 가을에서 봄 사이에 증가하고 여름에는 감소하는 명확한 계절 변동성을 보이지만, 대류권에서는 이와 같은 변동성이 나타나지 않았다.

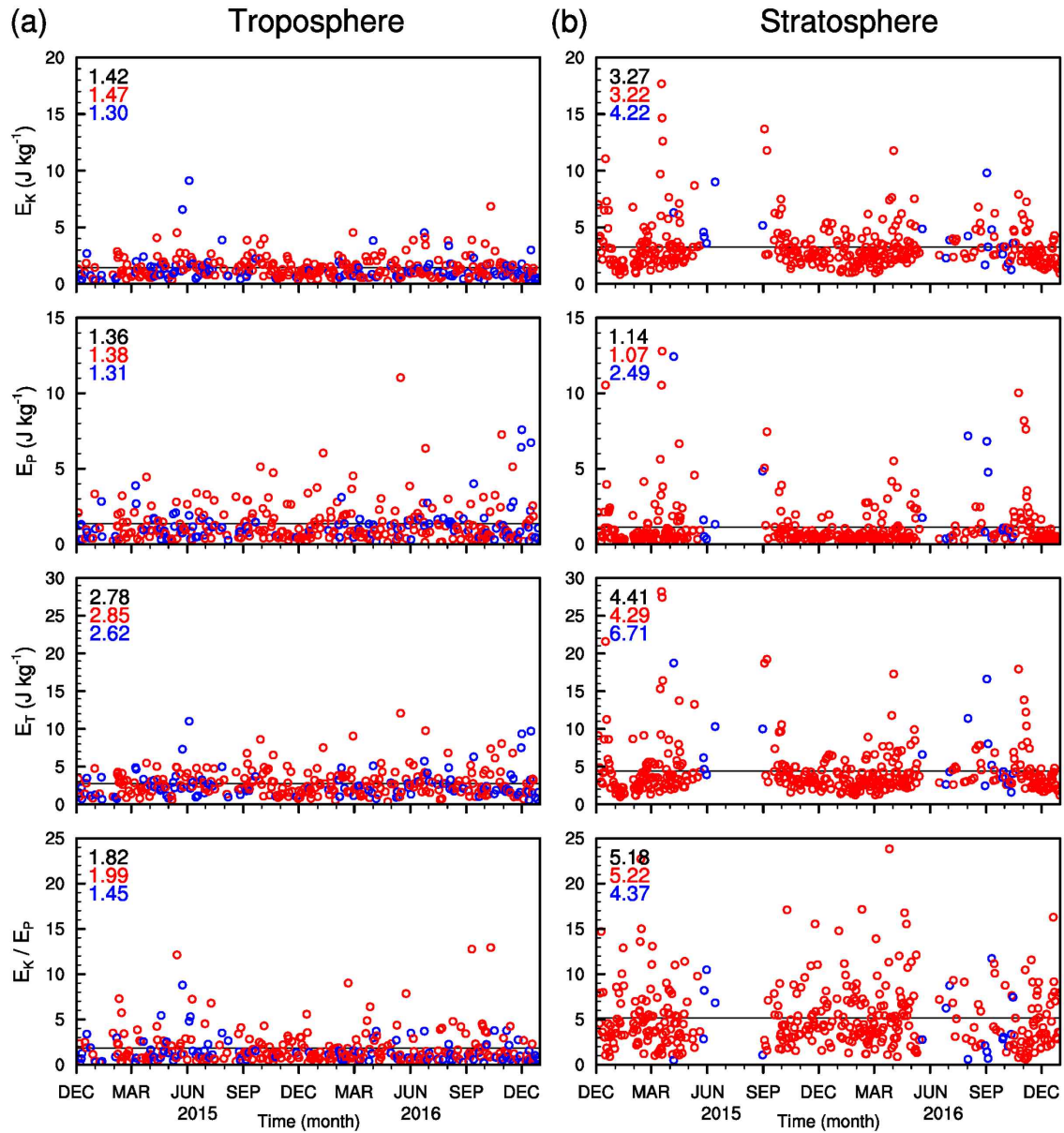


Figure 2.13. Scatter plots of kinetic energy (first row), potential energy (second row), total energy (third row) per unit mass, and the energy ratio (fourth row) for each wave observed in the (a) troposphere and (b) stratosphere. The black lines across the graphs represent the average for each value. The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively.

1.2.5. 관성 중력과의 운동량속

중력과 운동량속의 크기와 부호는 대규모 평균장에 대한 중력과의 기여도를 추정하기 위해 필수적이다. 단위 질량당 동서방향($\overline{u'w'}$)과 남북방향($\overline{v'w'}$)의 연직 운동량속은 다음과 같이 계산된다.

$$\overline{u'w'} = \frac{g\hat{\omega}}{N^2} \overline{u' \left(\frac{T'}{T} \right)_{+90}} \left[1 - \left(\frac{f}{\hat{\omega}} \right)^2 \right], \quad (2.20)$$

$$\overline{v'w'} = \frac{g\hat{\omega}}{N^2} \overline{v' \left(\frac{T'}{T} \right)_{+90}} \left[1 - \left(\frac{f}{\hat{\omega}} \right)^2 \right], \quad (2.21)$$

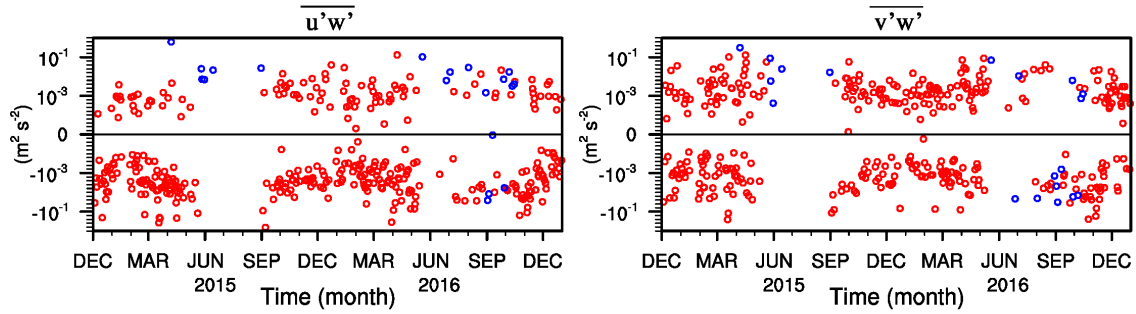
Figure 2.14는 각 분석구간에서 평균 된 단위 질량 당 동서방향과 남북방향의 연직 운동량속을 산점도로 나타낸 것이다.

성층권에서 $\overline{u'w'}$ 과 $\overline{v'w'}$ 의 평균은 각각 $-0.008 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 과 $-0.0005 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 이다. 하향 전파 파동의 $\overline{u'w'}$ 과 $\overline{v'w'}$ 은 모두 양의 값인 반면, 상향 전파 파동의 $\overline{u'w'}$ 은 음의 값이 양의 값보다 빈번히 나타나고, $\overline{v'w'}$ 은 양의 값과 음의 값이 비슷한 빈도로 나타났다. 상향 전파 파동의 $\overline{u'w'}$ 은 주로 10^{-4} – $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 의 값을 가지며, 종종 $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 에 달하는 매우 큰 음의 값을 가졌으며, $\overline{v'w'}$ 의 크기는 $\overline{u'w'}$ 의 크기와 비슷하게 나타났다. 대류권에서 $\overline{u'w'}$ 과 $\overline{v'w'}$ 의 평균 크기는 각각 $-0.0018 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 과 $0.001 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 이며, 상향 전파 파동과 하향 전파 파동 모두 뚜렷한 방향성을 보이지 않았다. 대류권에서 고유진동수는 성층권의 3배이며, 안정도는 1/2 배임에 따라 대류권에서 상향 전파 파동과 하향 전파 파동 모두 성층권보다 더 높은 $\overline{u'w'}$ 과 $\overline{v'w'}$ 이 나타났다.

1.3 관성 중력파 특성의 비교

장보고기지에서 관측된 관성 중력파의 특성(고유진동수, 연직 파수, 수평 파수)과 파동 에너지를 다른 남극기지에서 라디오존데를 통해 관측된 결과와 비교하였다.

(a) Stratosphere



(b) Troposphere

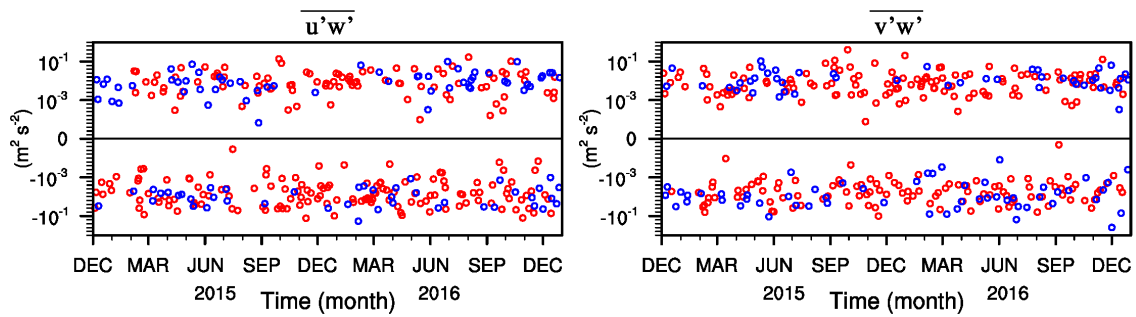


Figure 2.14. Scatter plots of the zonal (left) and meridional (right) momentum fluxes per unit mass averaged in the stratosphere (upper) and troposphere (lower) for each observed wave. The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively.

비교를 위해 Rothera, Halley, Casey, Davis, Mawson, Syowa, Amundsen-Scott 기지(Figure 2.1)에서의 연구결과가 사용되었다.

Table 2.3은 각 기지에서 중력파를 분석한 연직 구간과 관측된 파동의 평균 고유진동수, 연직 파장, 수평 파장, 파동 에너지를 나타낸 표이다. 분석구간의 깊이와 중력파를 추출하는 방법론에 따라 관측으로부터 분해 가능한 파동의 최대 연직 파장이 달라지고, 더불어 파동 에너지에도 차이가 발생하므로, 선행연구와의 비교에 있어 방법론, 분석구간, 기지의 위치가 고려되었다.

장보고기지에서 관측된 중력파는 주로 관성 주파수($1f-2f$)를 가지며, 연직 파장은 1-2 km, 수평 파장은 1000 km 이내의 작은 규모를 보였다. 이는 다른 기지에서 관측된 중력파의 특성과 대체로 일치하였다. 분석구간의 깊이가 16 km로 가장 깊었던 Murphy et al. (2014)에서도 관측된 중력파의 연직 파장은 본 연구결과와 거의 일치하였다. 그 이유는 앞서 언급했듯이 wavelet 분석 방법으로 중력파를 추출함에 따라 분해 가능한 파동의 연직 파장이 분석구간의 1/5로 제한되었기 때문이다. 한편, Yoshiaki and Sato (2000)은 연직 파장을 결정하는 데에 2-8 km의 band pass filter를 적용하여, 장보고기지에서 관측된 것보다 큰 규모(4 km의 연직파장과 2000 km이상의 수평파장)의 파동이 관측되었다.

장보고기지에서 관측된 관성 중력파의 고유진동수는 여름(1월)에 $1.5f$ 로 최솟값을, 겨울(6월)에는 $3.5f$ 의 최댓값을 보였으며, 연직 파장 또한 여름(1월)에 1.1 km로 최솟값을, 가을(4월)에는 1.7 km로 최댓값을 보였다. 분산관계를 통해 계산된 수평 파장은 1월에 240 km로 최댓값을, 6월에 120 km로 최솟값을 가졌다(보이지 않음). 이와 같은 계절 변동은 Innis et al. (2004), Moffat-Griffin and Colwell (2017)의 결과와 일치한다. 겨울에 관측된 파동이 더 긴 연직 파장과 높은 고유진동수를 가지는 이유는 배경 바람이 겨울에 크게 증가함에 따라 Doppler shifting이 발생하였기 때문이다.

장보고기지에서 관측된 운동에너지는 $2-5 \text{ J kg}^{-1}$ 이고, 잠재에너지는 $0.5-1.5 \text{ J kg}^{-1}$ 이다. 이는 Innis et al. (2004)와 Pfenninger et al. (1999)에서 얻어진 중력파 에너지의 크기와 비슷하지만, Moffat-Griffin et al. (2011), Moffat-Griffin and Colwell (2017), Murphy et al. (2014)에서 얻어진 에너지보다 큰 값이다. 이처럼 연구마다 중력파 에너지가 다른 이유는 중력파의 성분을 정의하는 방법이

Table 2.4. The monthly averaged wave characteristics (intrinsic frequency and wavelengths) and wave energy density (kinetic and potential energy densities) in the lower stratosphere observed using radiosonde data from Antarctic research stations.

Reference	Station	Analysis altitude range	Intrinsic frequency	Wavelength (km)		Wave energy (J kg ⁻¹)	
				λ_z	λ_h	E_K	E_P
Yoo et al. [2018]	Jang Bogo (75°S, 164°E)	15-22 km	1.5-3.5 <i>f</i>	1-2	50-500	2-5	0.5-1.5
Moffat-Griffin and Colwell [2017]	Halley (75°S, 26°W)	15-22 km	1-2 <i>f</i>	1-2	50-150	0.6-1.9	0.04-0.2
Innis et al. [2004]	Casey (66°S, 110°E) Davis (68°S, 77°E) Mawson (67°S, 62°E)	13-20 km	1.5 <i>f</i> (summer) 3 <i>f</i> (winter)	1-2	80-120	2-6	0-1
Yoshiki and Sato [2000]	Syowa (69°S, 39°E)	15-20 km	10/9-2 <i>f</i>	4	200-2000	0.1-0.8	0.2-0.5
Murphy et al. [2014]	Davis (68°S, 77°E)	15-31 km	1-2 <i>f</i>	1-2	100-600	0.3-0.4	0.1-0.13
Pfenninger et al. [1999]	Amundsen-Scott (90°S)	15-25 km	X	X	X	1-11	0.5-3
Moffat-Griffin et al. [2011]	Rothera (67°S, 68°W)	15-22 km	X	X	X	0.2-0.6	0.2-0.6

달랐기 때문이다. 더 큰 에너지 분포를 보인 선행연구(Pfenninger et al., 1999; Innis et al., 2004; Yoo et al., 2018)들은 중력과 성분이 분석구간의 대기 성분에서 배경 대기 성분을 뺀 섭동으로 정의된 반면(Vincent et al., 1997), 작은 에너지를 보인 세 연구(Moffat-Griffin et al., 2011; Murphy et al., 2014; Moffat-Griffin and Colwell, 2017)는 wavelet 분석 방법을 적용함에 따라 섭동 중 spectral energy의 peak가 나타나는 wavelet만을 추출하여 중력과 성분으로 결정하였기 때문이다. Yoshiki and Sato (2000) 또한 band-pass filter를 적용함에 따라 에너지가 상대적으로 작게 나타났다.

장보고기지에서 관측된 중력파의 월평균 운동에너지, 잠재에너지, 총에너지의 계절 변동성을 살펴보면, 9월에 최댓값을, 5월에는 두 번째 최댓값을 보였다. 이는 남극 반도에 위치한 Rothera 기지에서 나타난 중력파 에너지의 계절 변동성과 일치하는 반면(Moffat-Griffin et al., 2011), 주로 9월에 한 번의 peak를 보이는 다른 기지와 결과와는 다르게 나타났다. Moffat-Griffin et al. (2011)은 극야 제트가 붕괴되

면서 높은 에너지를 가진 파동이 발생하여 하향으로 전파됨에 따라 9월에 peak가 나타나고, 5월에 발생한 두 번째 peak는 극야 제트가 생성되면서 높은 에너지를 가진 파동이 하향으로 전파하고, 산악에 의해 발생한 중력파가 filtering되지 않고 상향으로 전파한 두 가지 원인에 의한 것으로 설명한 바 있다. 장보고기지에서 5월에 나타난 두 번째 peak의 원인에 대해서는 추가적인 분석이 필요할 것으로 보인다.



2. 장보고기지의 성층권에서 관측된 관성 중력파의 원천

앞서 장보고기지에서 수집된 라디오존데 자료를 이용해 대류권과 성층권에서 관측된 관성 중력파의 특성을 분석하였다. 본 절에서는 성층권에서 관측된 관성 중력파에 초점을 두어 그 원천을 분석하고, 원천에 따른 특성을 살펴보았다.

2.1 파동의 역추적 분석 방법

본 연구에서는 앞서 중력파의 분석에 사용된 25 개월(2014년 12월-2016년 12월)의존데 자료에 11 개월(2017년 1월-2017년 11월)의 자료를 더해 총 3년의 라디오존데 관측 자료를 사용해 관성 중력파의 가능한 원천을 파악하였다.

지난 3년 동안 수집된 1006개의 라디오존데 자료 중 성층권 분석구간(15-22 km)의 상한까지 비양한 806(80%)개의 존데 자료가 본 분석에 사용되었다. 806개 중 편광 관계를 만족하고, 고유진동수가 $1.1f-10f$ 의 범위에 속하는 547(67%)개의 관성 중력파의 특성을 파악하기 위해 사용되었다.

Figure 2.15는 총 3년간의 추가된 11개월의 관측 자료에서 드러난 관성 중력파 특성(고유진동수, 연직 파장, 수평 파장, 에너지 및 수평 전파 방향)을 포함하여 지난 3년간의 중력파 특성을 나타낸 것이다. 중력파의 고유진동수, 파장, 에너지 및 수평 전파 방향의 크기와 시간에 따른 변동성은 앞서 2장 1절의 1에서 분석된 결과와 대체로 일치하였다. 고무적인 점은 2017년 겨울에 성층권 분석구간의 상한까지 비양한 존데의 수가 이전 기간에 비해 크게 증가함에 따라 하향 전파 파동의 특성에 대해 보다 통계적으로 의미 있는 분석을 수행할 수 있었다는 점이다.

본 연구에서는 상향으로 전파한 파동의 원천을 파악하기 위해 지구의 곡률 효과를 포함한 버전의 Gravity wave Regional or Global Ray Tracer (GROGRAT)을 이용해 파동의 역추적 분석을 수행하였다. GROGRAT 역추적은 다음의 지배 방정식을 따른다(Lighthill, 1978):

$$\frac{dx}{dt} = C_{gx_i} = \frac{\partial \omega}{\partial k_i}, \quad (2.22)$$



Figure 2.15. (a) Scatter plots of the intrinsic frequency divided by the Coriolis parameter (first row), vertical wavelength (second row), horizontal wavelength (third row), kinetic energy per unit mass (fourth row), and potential energy per unit mass (fifth row) calculated for each wave in the stratosphere. The black lines across the graphs represent the averages for each value regardless of the vertical propagation direction. The red and blue circles denote upward and downward propagating waves, respectively. Average values for all, upward, and downward propagating waves are written in black, red, and blue, respectively, on the upper-right side of each panel. The gray vertical line represents the initial date of the additional observations that extend the data. (b) Distributions of the intrinsic phase velocity (first row), ground-based phase velocity (second row), and ground-based group velocity (third row) for each wave in the stratosphere.

$$\frac{dk_i}{dt} = -\frac{\partial\omega}{\partial x_i} \quad (i = 1, 2, 3). \quad (2.23)$$

여기서, $(x_1, x_2, x_3) = (x, y, z)$ 는 파속의 위치이고 $(k_1, k_2, k_3) = (k, l, m)$ 은 동서, 남북, 연직 파수이다. ω 는 진동수이고, $(C_{gx}, C_{gy}, C_{gz}) = (\frac{\partial\omega}{\partial k}, \frac{\partial\omega}{\partial l}, \frac{\partial\omega}{\partial m})$ 는 군속도의 동서, 남북, 연직 성분이다. 모델은 비정수 관성 중력파의 분산 관계를 기반으로 한다.

$$(\hat{\omega})^2 = (\omega - Uk - Vl)^2 = \frac{N^2(k^2 + l^2) + f^2(m^2 + \alpha^2)}{k^2 + l^2 + m^2 + \alpha^2}. \quad (2.24)$$

여기서 U 와 V 는 각각 배경 동서 바람과 남북 바람이고, N 은 부력 진동수, $\alpha^2 = 1/(2H)^2$ (H 는 밀도 스케일 높이)이다. 식 (2.3)을 이용하면 지배 방정식 (2.1)과 (2.2)는 아래와 같이 표현되며,

$$\frac{dx}{dt} = C_{gx} = \frac{\partial\omega}{\partial k} = U + \frac{k(N^2 - (\hat{\omega})^2)}{\hat{\omega}\sigma^2}, \quad (2.25)$$

$$\frac{dy}{dt} = C_{gy} = \frac{\partial\omega}{\partial l} = V + \frac{l(N^2 - (\hat{\omega})^2)}{\hat{\omega}\sigma^2}, \quad (2.26)$$

$$\frac{dz}{dt} = C_{gz} = \frac{\partial\omega}{\partial m} = -\frac{m((\hat{\omega})^2 - f^2)}{\hat{\omega}\sigma^2}, \quad (2.27)$$

$$\frac{dk}{dt} = -\frac{\partial\omega}{\partial x} = -k\frac{\partial U}{\partial x} - l\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{1}{2\hat{\omega}\sigma^2} \left[\frac{\partial N^2}{\partial x} (k^2 + l^2) - \frac{\partial \alpha^2}{\partial x} ((\hat{\omega})^2 - f^2) \right], \quad (2.28)$$

$$\frac{dl}{dt} = -\frac{\partial\omega}{\partial y} = -k\frac{\partial U}{\partial y} - l\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{1}{2\hat{\omega}\sigma^2} \left[\frac{\partial N^2}{\partial y} (k^2 + l^2) - \frac{\partial \alpha^2}{\partial y} (m^2 - \alpha^2) \right], \quad (2.29)$$

$$\begin{aligned} \frac{dm}{dt} = & -\frac{\partial\omega}{\partial z} = -k\frac{\partial U}{\partial z} - l\frac{\partial V}{\partial z} \\ & - \frac{1}{2\hat{\omega}\sigma^2} \left[\frac{\partial N^2}{\partial z} (k^2 + l^2) - \frac{\partial \alpha^2}{\partial z} ((\hat{\omega})^2 - f^2) \right] \frac{k(N^2 - \hat{\omega}^2)}{\hat{\omega}\sigma}, \end{aligned} \quad (2.30)$$

여기서 $\sigma^2 = k^2 + l^2 + m^2 + \alpha^2$ 이다.

직교 좌표계의 GROGRAT을 구면 좌표계로 확장하였을 때 (Hasha et al., 2008), 파수 성분의 굴절은 아래와 같다.

$$\frac{dk}{dt} = -\frac{k}{r \cos \theta} \frac{\partial U}{\partial \lambda} - \frac{l}{r \cos \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda} - \frac{1}{2\hat{\omega}\sigma^2} \left[\frac{(k^2 + l^2)}{r \cos \theta} \frac{\partial N^2}{\partial \lambda} - \frac{((\hat{\omega})^2 - f^2)}{r \cos \theta} \frac{\partial \alpha^2}{\partial \lambda} \right] - \frac{k}{r} \frac{dr}{dt} + k \tan \theta \frac{d\theta}{dt}, \quad (2.31)$$

$$\frac{dl}{dt} = -\frac{k}{r} \frac{\partial U}{\partial y} - \frac{l}{r} \frac{\partial V}{\partial y} - \frac{1}{2\hat{\omega}\sigma^2} \left[\frac{(k^2 + l^2)}{r} \frac{\partial N^2}{\partial \theta} - \frac{((\hat{\omega})^2 - f^2)}{r} \frac{\partial \alpha^2}{\partial \theta} - \frac{(m^2 + \alpha^2)}{r} \frac{\partial f^2}{\partial \theta} \right] - \frac{l}{r} \frac{dr}{dt} - k \sin \theta \frac{d\lambda}{dt}, \quad (2.32)$$

$$\frac{dm}{dt} = -k \frac{\partial U}{\partial r} - l \frac{\partial V}{\partial r} - \frac{1}{2\hat{\omega}\sigma^2} \left[(k^2 + l^2) \frac{\partial N^2}{\partial r} - ((\hat{\omega})^2 - f^2) \frac{\partial \alpha^2}{\partial r} \right] - l \frac{d\theta}{dt} + k \cos \theta \frac{d\lambda}{dt}, \quad (2.33)$$

구면 좌표계에서 파수 벡터는 $\vec{k} = k\hat{\lambda} + l\hat{\theta} + m\hat{r}$ 이고, $\hat{\lambda}, \hat{\theta}, \hat{r}$ 은 각각 동서, 남북, radial 방향의 단위 벡터이며, 좌표계의 공간에 따른 변화는 아래와 같다.

$$\frac{d\lambda}{dt} = \frac{1}{r \cos \theta} \left[U + \frac{k(N^2 - (\hat{\omega})^2)}{\hat{\omega}\sigma^2} \right], \quad (2.34)$$

$$\frac{dy}{dt} = \frac{1}{r} \left[V + \frac{l(N^2 - (\hat{\omega})^2)}{\hat{\omega}\sigma^2} \right], \quad (2.35)$$

$$\frac{dr}{dt} = -\frac{m((\hat{\omega})^2 - f^2)}{\hat{\omega}\sigma^2}, \quad (2.36)$$

본 연구에서 파동의 역추적에 사용 될 배경 바람, 안정도, scale-height는 위·경도로 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 의 수평 해상도와 1000-1 hPa에서 37개의 연직층을 가지는 6시간 간격의 ERA-Interim 자료를 이용해 계산되었다. 배경 대기가 중력파를 제외한 종관 규모의 구조를 가지도록, 배경 바람과 온도는 원래의 수평 해상도보다 낮

은 $2.5^\circ \times 3.75^\circ$ 의 수평 해상도와 2.5 km 의 연직 간격을 갖도록 내삽되었다. 본 연구에서는 배경 바람, 안정도, scale-height의 시간에 따른 변화를 고려되지 않았다. 그러므로, 관성 중력파가 관측되었을 때의 배경 대기를 이용해 파동의 역추적이 수행되었으며, 그에 따라 관성 중력파의 진동수 ω 는 시간에 따라 변하지 않았다.

라디오존데로부터 얻어진 파동의 특성값($k, l, \hat{\omega}$)과 이를 이용해 분산관계로부터 얻어진 연직 파수 m 이 파동의 역추적 계산의 초깃값으로 사용되었다. 파동의 추적은 (1) 파동이 물리적 영역(남위 87.5° 에서 북위 87.5°)을 벗어나거나 지표에 도달하였을 때, (2) WKB 조건을 위배했을 때, (3) 관성 중력파가 evanescent가 될 때, (4) 파동이 critical-level에 도달하였을 때, (5) 역추적이 120 시간을 넘었을 때 종료되도록 설정되었다.

파동의 역추적은 초깃값에 크게 영향을 받는다. 그러므로, 관성 중력파의 특성이 내재하고 있는 관측 error를 고려하여, 그 error가 역추적 결과에 크게 영향을 미치는 사례를 분석에서 제외하기 위해 민감도 테스트를 수행하였다. 선행연구 Ki and Chun (2011)을 따라 관측을 통해 얻어진 파동의 특성값에 각각 $\pm 1\%$ 와 $\pm 3\%$ 의 불확실성을 더해, 아래와 같이 한 파동 사례에 대해 총 125개의 레이 set가 구성되었다.

$$k_0 = k \pm 0.01k \times n, \quad (2.37)$$

$$l_0 = l \pm 0.01l \times n, \quad (2.38)$$

$$\hat{\omega}_0 = \hat{\omega} \pm 0.01\hat{\omega} \times n, n = 0, 1, 3. \quad (2.39)$$

125개의 레이는 장보고기지의 수평 위치와 성층권 분석구간의 중심인 18.5 km 고도에서 동시에 15분 간격으로 시간에 대해 역으로 적분 되었다. 125개의 레이 중 70%(87개) 이상의 레이가 원래의 특성값($k, l, \hat{\omega}$)을 지닌 파동의 레이가 종료된 위치로부터 (1) 수평으로 위도 3° 에 해당하는 거리를 반지름으로 가지는 원과 (2) 연직으로 2 km의 영역 내에서 종료될 경우, 이 파동 사례를 수렴 사례로 정의하였다. 총 480개의 상향 전파 파동 중 수렴 사례에 해당하는 248개의 파동이 본 연구에서 원천을 파악하는 데에 이용되었다.

Figure 2.16은 대류권($z < 8\text{ km}$), 대류권계면($z = 8 - 15\text{ km}$), 성층권($z > 15\text{ km}$)

에서 레이의 역추적이 종료된 레이의 추적 종료 위치와 궤적을 나타낸 것이다. 각 층은 앞서 Figure 2.6의 대류권계면의 변동성을 고려해 설정되었다.

총 248개의 파동 사례 중 45%(112개)의 파동이 대류권까지 역으로 전파해 종료된 반면, 대류권계면과 성층권에서는 각각 27.5%(68개)로 동일한 수의 파동이 역추적을 종료하였다. 파동의 대부분이 역추적 지점까지 서쪽으로 전파한 것을 통해, 관성 중력파가 대류권 상부와 성층권 하부에 지배적인 서풍의 영향으로 주로 동쪽으로 전파하는 경향성이 있음을 알 수 있다. 대류권에서 종료된 파동 사례 중 50° S 보다 저위도까지 전파한 몇 개의 파동을 제외하면, 대부분의 종료 지점이 남극 대륙 위 90° E- 180° 의 경도 영역에 위치하였다. 반면, 대류권계면과 성층권에서 종료된 파동 사례들의 경우 종료 지점이 50° S보다 고위도의 전 경도 영역에 걸쳐 위치하였다. 특히, 남인도양 위의 종료 위치들은 선행연구 Hendricks et al. (2014)에서 보고된 바 있는 비산악 중력파의 주요한 원천 위치와 일치하였다. 대류권까지 역으로 전파한 파동의 레이는 수평으로 상대적으로 짧은 거리를 전파한 반면, 대류권계면과 성층권에서 종료된 파동의 레이는 수평으로 훨씬 먼 거리를 전파해 온 경향성을 보였다. 한편, 대류권에서 종료된 파동은 대류권에서 대류권계면까지 매우 빠르게 연직으로 상승한 후, 대류권계면과 성층권 사이에서는 주로 수평으로만 전파하는 경향성을 보였다. 대류권과 대류권계면(대류권계면에서 성층권) 사이에서 파동의 연직 전파가 강화(약화)되는 경향성은 연직 파수의 증가(감소)를 통해 연직 군속도가 증가(감소)함에 기인한다. 이는 부력진동수의 감소(증가)와 더불어 연직 파수 벡터로 정사영 한 배경 바람의 증가(감소)에 의해서 발생한다.

2.2 관성 중력파의 원천 식별

관성 중력파는 산악 위의 흐름, 전선, 대류, 제트 기류 등 다양한 원천으로부터 발생할 수 있다. 본 연구에서는 역추적이 종료된 지점을 중력파의 발생 위치로 간주하여, 관측된 관성 중력파의 원천을 파악하였다.

Figure 2.17은 분석구간(지표에서 파동의 역추적이 시작된 고도까지)을 관성 중력파의 원천 지역으로 나눈 것이다. 대류권(0-8 km), 대류권계면(8-15 km), 성층

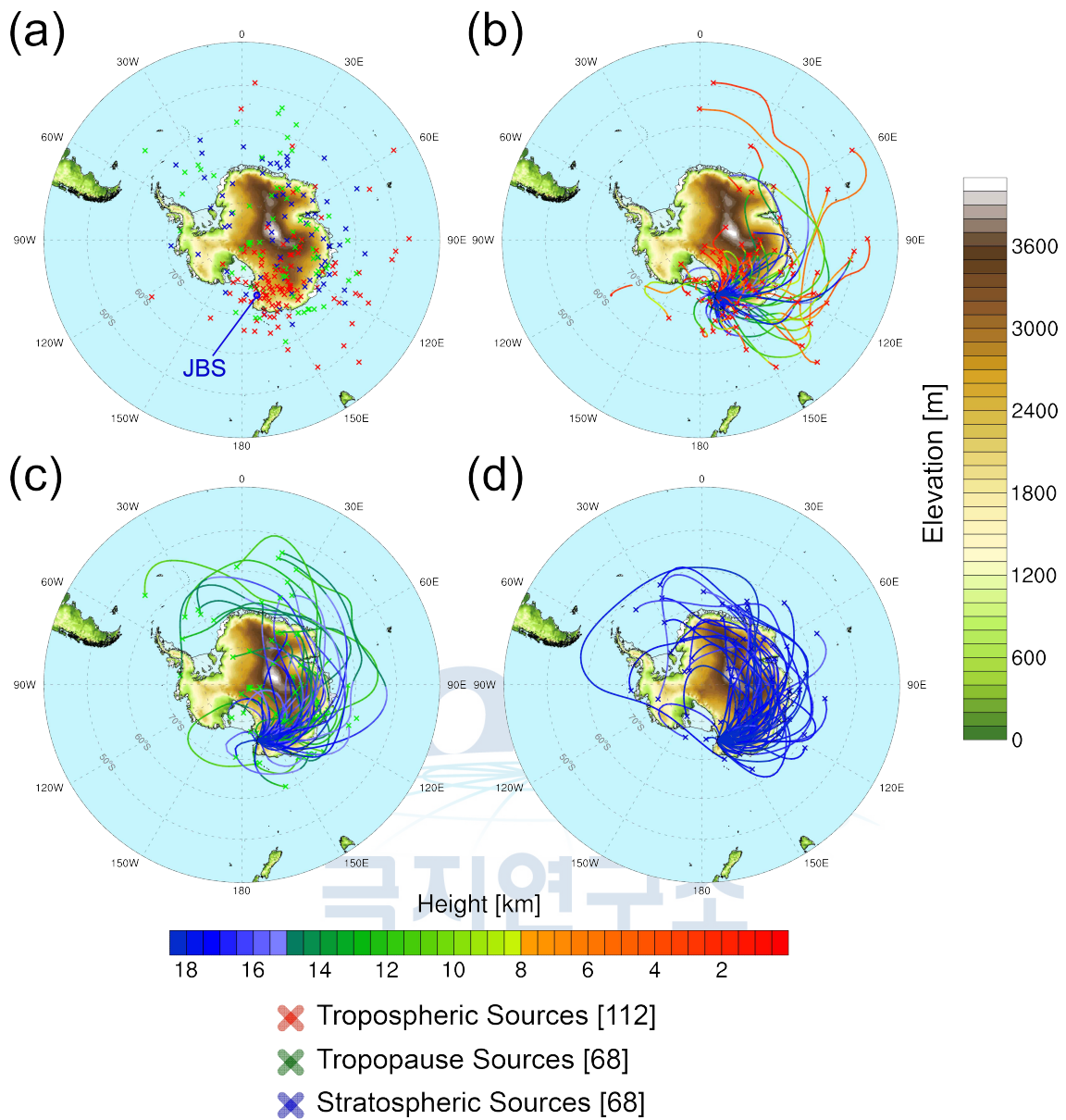


Figure 2.16. (a) Geographical distribution of the termination positions of the rays traced down to the troposphere (red cross), tropopause (green cross), and stratosphere (blue cross). Back-trajectories of the rays terminated in the (b) troposphere, (c) tropopause, and (d) stratosphere. The numbers in brackets are the number of rays terminated in each layer. The colors of each line represent the corresponding altitude of the rays at the horizontal location.

권(15-18.5 km)으로 분류된 세 층에서 가능한 파동의 원천으로 산악, 전선, 대류, 제트 기류를 포함한 대기 불균형이 제안되었다.

대류권에는 산악 중력파를 발생시키는 주요한 원천인 남극 횡단 산맥과 더불어 경사가 매우 높은 지형이 존재한다. 남극 횡단 산맥의 최고 높이가 4 km라는 점에서, 산악 중력파의 진단구간은 0-6 km로 결정되었다. 전선의 경우, 주로 대류권 하부의 전선을 고려해, 산악 중력파와 동일한 진단구간에서 전선에 의한 중력파 발생을 조사하였다. 대류 중력파에 대해서는 대류 활동이 대류권계면까지 도달할 가능성을 고려해 대류권 전체 구간에서 발생 가능성을 진단하였다. 대류권계면과 성층권 분석 구간(8-18.5 km)에서는 흐름 불균형을 중력파의 주요한 원천으로 제안하였다. 대류권계면에서는 흐름 불균형이 대류권 상부의 제트 기류와 연관되어 있는지 추가적으로 조사되었다. 레이의 추적 종료 시각과 공간의 불확실성을 고려해, 원천의 파악은 추적 종료 시각으로부터 3 시간 이내에 민감도 테스트가 수행된 영역에서 이루어졌다. Table 2.5는 각각의 원천을 진단하는 방법을 정리한 것으로, 아래 다섯 개의 대표적인 파동 사례를 들어 상세히 설명될 것이다.

또한, 본 연구에서는 다섯 개의 대표적 사례에 대해서 제안된 원천으로부터 실제로 중력파가 발생하였는지 살펴보았다. 여러 선행연구에서는 관측을 뒷받침하여 중력파의 특성을 추정하고, 중력파의 발생 메커니즘을 보다 면밀하게 이해하기 위해 중규모 수치 실험을 수행해 왔다. 한 예로, Spiga et al. (2008)은 Weather Research Forecast (WRF) 모델을 이용하여 중규모 수치 실험을 수행해 안데스 지역에서 라디오존데와 원격 위성으로부터 관측된 중력파를 재현하고 가능한 원천과 발생 메커니즘을 고찰한 바 있다. ERA5는 ECMWF로부터 생산된 다섯 번째 재분석장으로(Hersbach and Dee, 2016), 기존의 ERA-Interim보다 훨씬 높은 시공간 해상도를 갖도록 개선되었다. ERA5는 연직으로 지표부터 0.01 hPa까지 137 개의 hybrid sigma-pressure level을 가지며, 수평 해상도가 약 31 km(T_{639} 스펙트럼 격자)인 ECMWF Integrated System (IFS) 모델을 통해 생산되었다. 해상도의 개선으로 ERA5에서는 기존의 재분석장보다 작은 규모의 중력파를 더 잘 모의할 수 있게 되었다(Hoffmann et al., 2019). 그러므로, 본 연구에서는 ERA5를 이용해 대표 파동 사례에 대해 제안된 원천과 관련된 중력파가 실제로 존재했는지 조사하였다. Forecast ERA5에서 중력파는 원래의 연직 바람(w)으로부터 배경 연직 바람(\bar{w})을 뺀 연직 바람 섭동(w')으로 정의되었다. 여기서 배경 연직 바람은 위도 3° 의 거리(약 333 km)를 반지름으로 하는 구면 영역에서 이동 평균 된 연

Possible source region

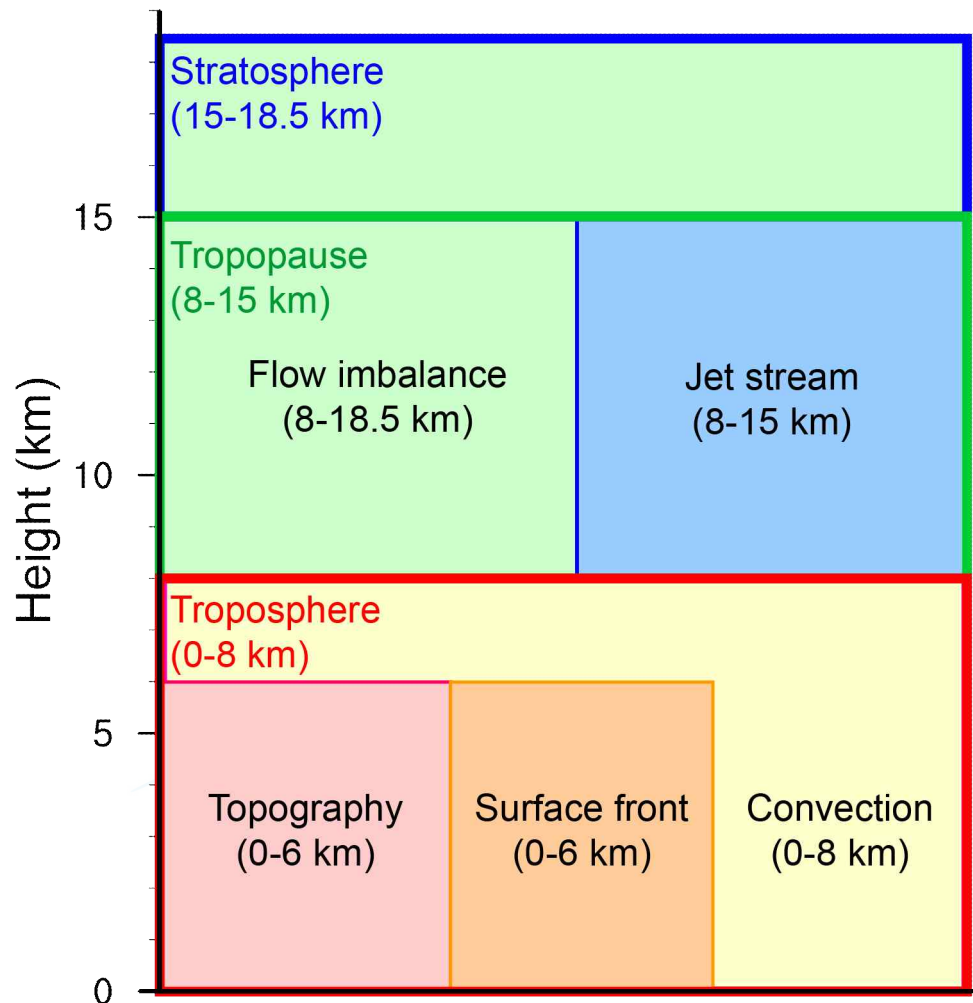


Figure 2.17. Vertical locations of the potential sources of IGWs.

Table 2.5. Diagnostic methods used to identify the potential sources of the IGWs within a given horizontal (the spherical area corresponding to the area of a circle with radius R equivalent to a distance of 3° in latitude) and vertical ranges ($z = \pm 2$ km) from the termination position at the nearest time.

	Source	Diagnostic method
i	Orography	i) Slope of the topography ii) Gravity wave phase velocity < 10
ii	Surface front	$FF \geq 0.1 K^2 (100 \text{ km})^{-2} h^{-1}$
iii	Convection	hourly < ipitation $\geq 2.5 \text{ mm hour}^{-1}$
iv	Flow imbalance	$ \Delta NBE \geq 1.5 \times 10^{-9} s^{-2}$
v	Jet stream	i) ii) Wind speed > 20

직 속도로 정의되었다. ECMWF에서 제공되는 ERA5 자료는 0.25°의 수평 해상도를 가지며 1000-1 hPa까지 37개의 연직 층을 가지므로, 분해 가능한 최소 수평 파장 및 연직 파장은 120 km와 1-3 km에 해당한다.

극지연구소

2.2.1 산악 원천 식별

2.2.1.1 진단 방법

위상 속도가 0인 산악 중력파의 소산은 대류권과 성층권의 겨울 제트 기류를 감속시키는 주요한 항력을 제공한다. 앞서 언급했듯이 남극 대륙에는 남극 반도와 남극 횡단 산맥을 포함한 산악 지형과 더불어 해안선을 따라 매우 강한 산악 중력파 활동이 나타남이 고해상도 전지구 순환 모형 실험(Watanabe et al., 2006)과 위성 관측(Wu and Jiang, 2002)을 통해 밝혀진 바 있다.

선행연구 결과를 기반으로, Vincent et al. (2007)은 NOAA 5' × 5' 격자의 지형 자료로 지형의 경사도를 계산해 남반구를 산악과 비산악 중력과 원천 지역으로 구분한 바 있다. 본 연구에서는 Vincent et al. (2007)의 방법론을 적용해 산악 중력파의 발생을 진단하는 조건을 다음과 같이 결정하였다. 레이가 0-6 km의 고도 구

간에서 종료한 파동 사례들에 대해서(Figure 2.17), 진단 영역 안에서 (1) 1' 격자의 ETOPO1 지형 자료(Amante and Eakins, 2009)를 이용해 계산된 산악의 경사도가 5 m km^{-1} 이상이고, (2) 역추적 종료 지점에서 중력파의 위상 속도가 10 m s^{-1} 보다 작은 경우 본 파동 사례는 산악에 의해 발생했다고 제안하였다.

2.2.1.2 산악 중력파 사례

Figure 2.18은 산악 중력파 사례를 나타낸 것이다. Figure 2.18a는 파동의 역궤적을 나타낸 것이다. 본 사례의 관성 중력파는 2016년 1월 16일 00 UTC에 비양한 라디오존데를 통해 관측되었다. 역추적 종료 고도는 2.16 km, 위도 및 경도는 76.04° S , 164.72° E 였다. 총 역추적 시간은 116 시간으로 중력파의 발생은 2016년 1월 11일 04 UTC 부근에서 발생했다고 추정되었다. Figure 2.18b는 Figure 2.18a의 부채꼴 영역에서 산악의 경사도와 850 hPa 고도의 수평 바람 속도를 나타낸 것이다. 검은색 원으로 표시된 진단 영역 내에서, 로스해의 서쪽 해안을 따라 15 m km^{-1} 를 넘는 매우 높은 경사면이 존재하며, 지표의 바람은 약 15 m s^{-1} 의 속력으로 경사면에 수직으로 불어 산악 중력파의 발생이 가능함을 알 수 있다. 또한, 역추적의 종료 위치에서 중력파의 위상 속도는 3.5 m s^{-1} 였다. 진단 영역 내에 전선과 대류 활동이 존재하지 않았음을 통해 관측된 파동의 가장 유력한 원천은 산악으로 제안되었다.

Figure 2.18c는 진단 영역 내에서 산악에 의해 발생한 파동이 존재하는지 조사하기 위해 ERA5 자료로부터 얻어진 2016년 1월 11일 04 UTC의 연직 속도 섭동을 600 hPa(중력파 발생 지점 위의 고도)의 수평 바람 벡터와 함께 나타낸 것이다. 진단 영역 내에서 급격한 경사면을 타고 올라간 동풍의 풍하 지역($72^\circ \text{ S}-74^\circ \text{ S}$, $160^\circ \text{ E}-170^\circ \text{ E}$)에 매우 명확한 파동 활동이 존재함을 알 수 있다. 이는 Figure 2.18b에서 높은 경사면을 타고 올라간 흐름이 중력파의 발생을 야기했다는 진단 결과를 뒷받침한다. 마지막으로, ERA5와 GROGRAT으로부터 식별된 중력파의 특성이 일치하는지 살펴보았다. 먼저, ERA5의 연직 속도 섭동으로부터 추정된 수평 파장은 약 100–125 km로, GROGRAT에서 계산된 수평 파장(70 km)보다 다소 길다는 것을 알 수 있다. 또한, ERA5의 연직 해상도가 낮음에 따라 GROGRAT에서 추정된 연직 파장보다 ERA5에서 나타난 중력파의 연직 파장이 약 4배 이상 길게 나타났다. ERA5 중력파의 파수 벡터는 북서쪽으로 향하는 반면, GROGRAT에서 나타난 중력파의 파수 벡터는 남서쪽으로 향하였다. 이를 통

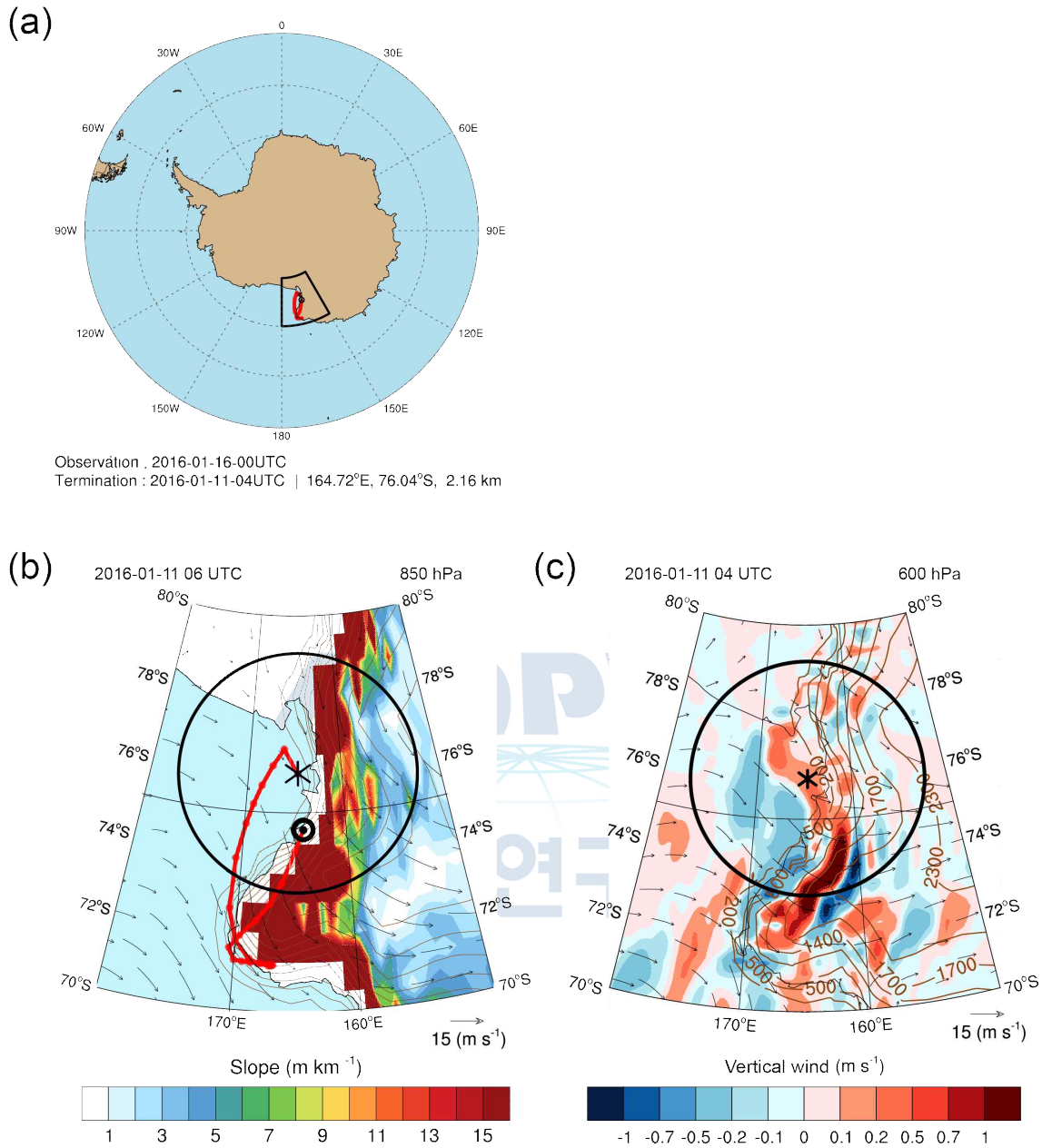


Figure 2.18. (a) Ray back-trajectory of the IGW (red line) observed on 16 January 2016. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (red line) of the IGW is superimposed on the topography elevation (brown line), slope (shading), and 850 hPa wind (arrow) at 06 UTC on 11 January 2016. The black circle represents the spherical diagnostic area corresponding to the area of a circle with the radius R of 3° latitude from the termination position. (c) Vertical wind velocity perturbation (shading) at 600 hPa with the horizontal wind vector (arrow) at 04 UTC on 11 January 2016.

해, ERA5는 산악과 관련된 파동의 발생을 비교적 잘 표현하지만, 모든 정량적 특성을 정확하게 모의하지는 못한다는 것을 알 수 있다. 그럼에도 불구하고, 중력파의 발생과 특성에 대한 통찰을 얻는 데에 ERA5가 유용하게 사용될 수 있음을 알 수 있었다.

2.2.2 전선 원천 식별

2.2.2.1 진단 방법

남극해의 40° S-60° S 위도구간에서 전선 활동이 활발히 일어난다는 점에서, 전선은 관측된 중력파의 가능한 원천으로 제안되었다. 고해상도 수치 실험과 파동의 역추적 분석을 통해 Griffiths and Reeder (1996)과 Reeder and Griffiths (1996)은 전선 발달(frontogenesis)을 동반하는 전선을 가로지르는 방향의 비지균 순환이 성층권 관성 중력파의 유력한 원천이라 제안한 바 있다. Charron and Manzini (2002)는 전선 발달 함수(frontogenesis function: FF)를 이용해 전선에 의한 중력파 발생 가능성을 진단하여 전선 중력파 모수화를 개발한 바 있다. 전선 발달 함수는 아래와 같다(Miller, 1948; Hoskins, 1982):

$$FF = \frac{1}{2} \frac{D|\nabla\theta|^2}{Dt} = - \left(\frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial\theta}{\partial\lambda} \right)^2 \left(\frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial u}{\partial\lambda} - \frac{v \tan\phi}{a} \right) - \left(\frac{1}{a} \frac{\partial\theta}{\partial\phi} \right)^2 \left[\frac{1}{a} \frac{\partial v}{\partial\phi} \right] - \left(\frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial\theta}{\partial\lambda} \right) \left(\frac{1}{a} \frac{\partial\theta}{\partial\phi} \right) \times \left(\frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial v}{\partial\lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial\phi} + \frac{u \tan\phi}{a} \right) \quad (2.40)$$

여기서, θ 는 온위, u 와 v 는 동서바람과 남북바람, λ 와 ϕ 는 경도와 위도, a 는 지구 반지름이다.

본 연구에서는 FF를 이용해 전선 중력파의 발생을 진단하는 조건을 다음과 같이 결정하였다(Charron and Manzini, 2002). 진단 영역 내에서 레이의 추적 종료 시점으로부터 3시간 이내에 추적 종료 고도로부터 2 km 내의 모든 고도에서 한 번이라도 계산된 FF가 임계치인 $0.1 K^2(100 km)^{-2} h^{-1}$ 일 경우, 전선을 파동의 원천으로 제안하였다. 본 연구에서 75° S 보다 고위도에서는 자료 동화의 불확실성에 대한 민감도가 매우 높아 재분석장의 신뢰도가 떨어지므로, 전선의 존재를 고려하

지 않았다(Charron and manzini, 2002). 또한, 남극 대륙의 해안선을 따라서 강한 온도 경도에 의해 야기되는 매우 작은 규모의 이례적인 전선 지역은 전선 활동으로 간주될 수 없다. 그러므로, 지형의 경사도가 15 m km^{-1} 이상인 지역에서 발생한 전선 지역 또한 제외되었다.

2.2.2.2 전선 중력과 사례

Figure 2.19는 전선에 의해 발생한 파동 사례를 나타낸 것이다. 본 파동은 2017년 2월 15일 00 UTC에 비양한 라디오존데를 통해 관측되었다. 파동의 레이는 0.16 km의 고도, 46.51° S , 136.23° E 에서 추적이 종료되었다(Figure 2.19a). 총 역 추적 시간은 95.05 시간으로 본 파동은 2017년 2월 11일 00 UTC 부근에서 발생한 것으로 추정된다. Figure 2.19b는 Figure 2.19a의 부채꼴 영역에서 파동의 발생 시각에 850 hPa 고도에서의 온위와 FF 를 나타낸 것이다. 40° S 에서 48° S 까지 위도가 증가함에 따라 매우 급격한 온위의 감소(306 K에서 286 K)가 나타났다. $3 \text{ K}^2(100 \text{ km})^{-2} \text{ h}^{-1}$ 이상의 FF 를 보이는 강한 전선 발달이 나타났다. 추적 종료 위치가 산악 지형으로부터 멀리 있고, 대류 활동이 나타나지 않았다는 점에서, 본 관성 중력파의 가장 유력한 원천으로 전선이 제안되었다.

전선 활동에 의한 중력파 발생 가능성을 파악하기 위해 Figure 2.19c는 2017년 2월 11일 00 UTC에 800 hPa 고도(전선에 의한 중력파 발생 고도인 850 hPa 위의 고도)에서 연직 속도 섭동과 온위를 함께 나타낸 것이다. 강한 전선 발달 지역 위에 명확한 파동 활동이 나타났다. 파동의 위상선은 along-front선에 대해 연직으로 향하며, 0.3 m s^{-1} 에 달하는 강한 연직 속도 섭동이 나타났다. 이는 이상화 된 경압 불안정 실험을 통해, 하층의 경압 파동에 의해 발생한 전선 중력파가 등온위면에 평행한 위상선을 가졌다는 선행연구 Kim et al. (2016)의 결과와 일치한다(Kim et al., 2016의 Figure 2). 이는 ERA5에서 식별된 중력파 사례가 전선 활동에 의해 발생했을 가능성을 암시한다. 연직 속도 섭동으로부터 추정된 파동의 수평 파장은 약 170–190 km로, GROGRAT에서 추정된 120 km의 수평 파장보다 다소 길었다. Cross-front선에 평행한 연직 속도 섭동의 위상선은 GROGRAT으로부터 추정된 남서 파수 벡터와 일치하였다.

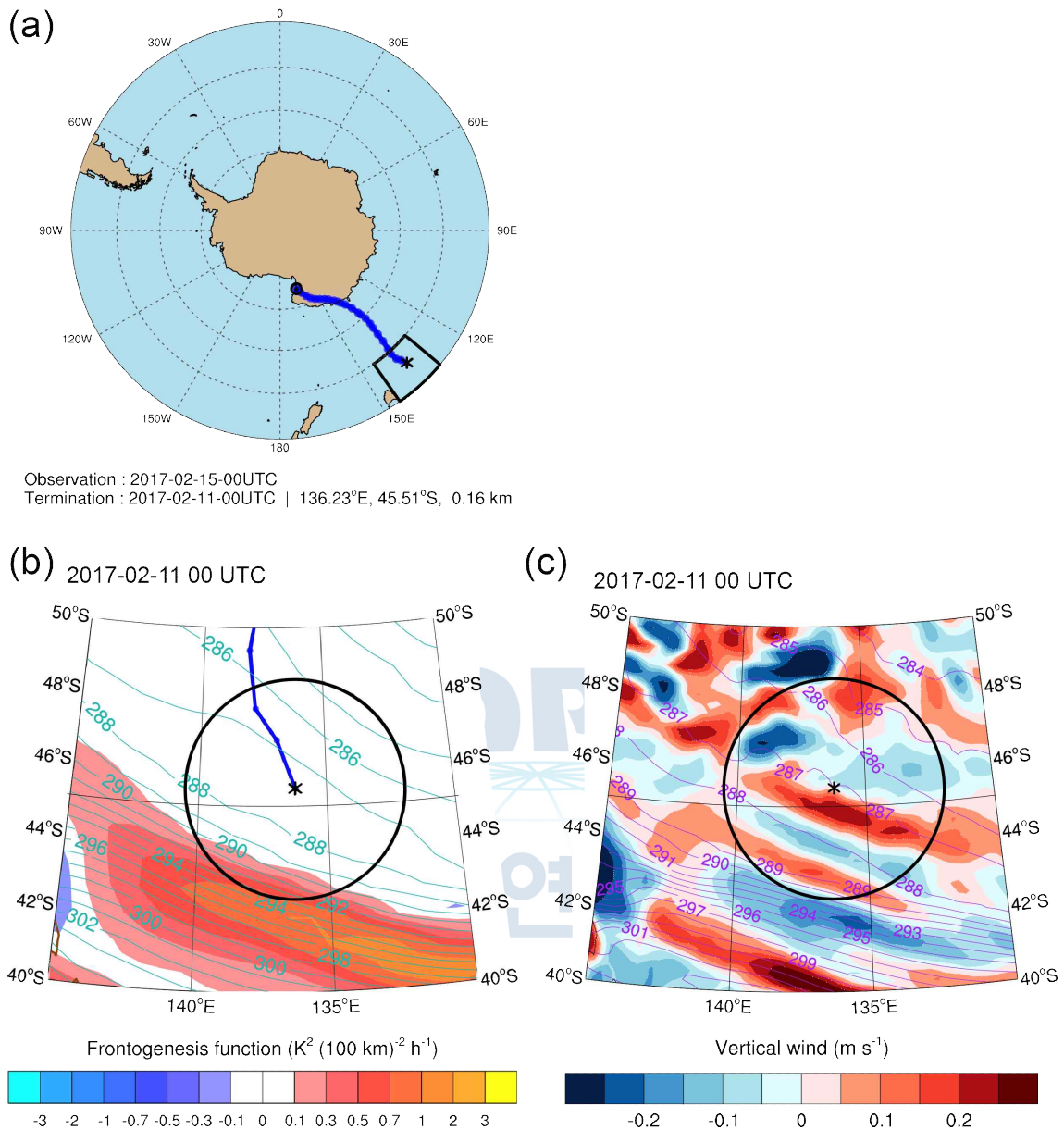


Figure 2.19. (a) Ray back-trajectory of the IGW (blue line) observed on 15 February 2017. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (blue line) of the IGW are superimposed on the FF (shading) and potential temperature (cyan line) at 800 hPa at 00 UTC on 11 February 2017. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation (shading) at 650 hPa with potential temperature (purple line) at 800 hPa at 00 UTC on 11 February 2017.

2.2.3 대류 원천 식별

2.2.3.1 진단 방법

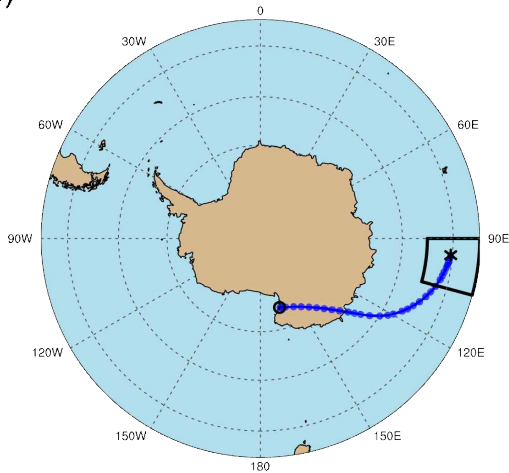
장보고기지 부근의 매우 춥고 건조한 대기는 대류의 발달을 저지한다. 그러나 관측된 관성 중력파가 원천 지역으로부터 수평으로 먼 거리를 전파하는 경향성을 지닌다는 점에서 관측된 중력파의 원천으로 대류의 가능성을 완전히 배제할 수는 없다. 선행연구 Ern et al. (2011)는 적도와 아열대 지역에서 깊은 대류에 의해 발생한 중력파가 중위도를 넘어 극 지역까지 전파할 수 있음을 보고한 바 있다.

본 연구에서는 선행연구 Chun et al. (2006, 2007a)를 따라 level 3 Integrated Multi-satellite Retrievals for Global Precipitation Measurement (IMERG) precipitation version 5 (0.1°의 수평 해상도)의 시간당 강수 자료를 이용해 대류 중력파의 발생을 진단하는 조건을 다음과 같이 설정하였다. 0-8 km의 고도 구간 내에서(Figure 2.17) 레이가 종료된 파동 사례 중, 추적 종료 시간으로부터 3시간 이내에, 진단 영역 안에서 강수가 시간당 2.5 mm 이상인 경우(UKMO, 2007), 대류를 관측된 파동의 가능한 원천으로 제안하였다.

2.2.3.2 대류 중력파 사례

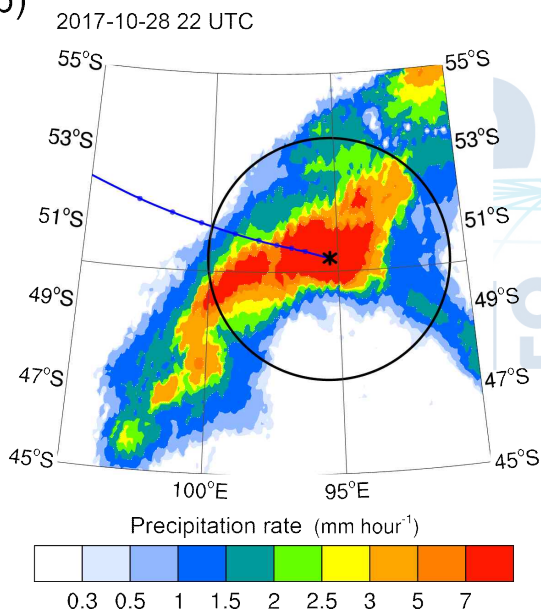
Figure 2.20은 대류 중력파 사례를 나타낸 것이다. 본 파동은 2017년 10월 31일에 비양한 라디오존데를 통해 관측되었다. 파동의 레이는 3.14 km의 고도, 50.33° S, 95.35° E에서 추적이 종료되었다(Figure 2.20a). 총 역추적 시간은 49.18 시간으로 본 파동은 2017년 10월 28일 22 UTC 부근에서 발생한 것으로 추정된다. Figure 2.20b는 Figure 2.20a의 부채꼴 지역에서 2017년 10월 28일 22 UTC에서 1 시간 동안 축적된 강수량을 나타낸 것이다. 파동의 발생 가능 시각에 시간당 10 mm 이상의 매우 강한 강수가 레이의 종료 지점을 중심으로 나타났다. 임계값을 훨씬 넘는 강한 강수는 진단 영역 내에 대류가 존재함을 암시한다. 산악으로부터 멀리 떨어진 남극해 위에 레이 추적 종료 지점이 위치하며, 전선 활동이 나타나지 않았다는 점에서 강한 강수를 동반한 대류가 관측된 중력파의 가장 유력한 원천으로 제안되었다.

(a)



Observation : 2017-10-31-00UTC
Termination : 2017-10-28-23UTC | 95.35°E, 50.33°S, 3.14 km

(b)



(c)

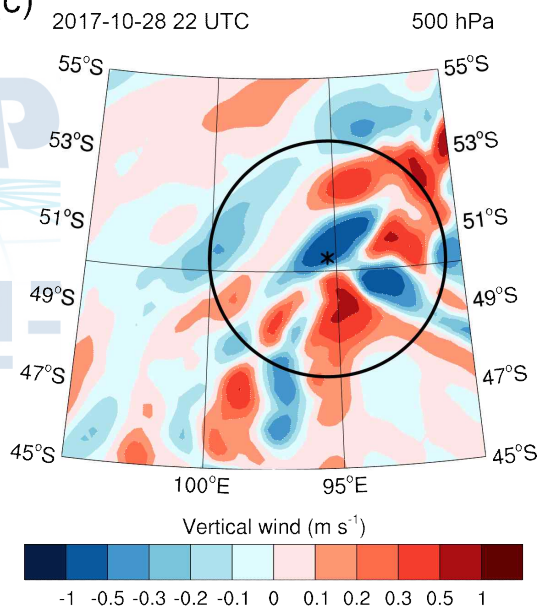


Figure 2.20. (a) Ray back-trajectory of the IGW (blue line) observed on 31 October 2017. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (blue line) of the IGW are superimposed on the IMERG hourly precipitation at 22 UTC on 28 October 2017. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation at 500 hPa at 22 UTC on 28 October 2017.

Figure 2.20c는 대류에 의해 발생한 중력파가 존재하였는지 살펴보기 위해 2017년 10월 28일 22 UTC에 500 hPa(대류에 의한 파동의 발생 가능 고도 위) 고도에서 ERA5의 연직 속도 섭동을 나타낸 것이다. 진단 지역 안에서, 크게 두 파동이 중첩된 매우 복잡한 파동의 형태가 나타났다: (1) 진단 영역의 동쪽에 위치한 남서쪽에서 북서쪽으로 향하는 위상선을 갖는 파속, (2) 진단 영역의 왼쪽에 위치한 북동쪽에서 남서쪽으로 향하는 위상선을 가지는 파속. GROGRAT으로부터 추정된 수평 파수 벡터가 남동쪽으로 향한다는 점을 고려하였을 때, 첫 번째 파속이 GROGRAT을 통해 역으로 추적된 파동의 특성과 더욱 일치하였다. GROGRAT으로부터 추정된 수평 파장은 95 km로 ERA5로부터 추정된 수평 파장 180 km보다 짧았다.

2.2.4 흐름 불균형 원천 식별

2.2.4.1 진단 방법

대류권 상부의 제트/전선 시스템은 중력파의 주요한 원천 중 하나이다. 여러 관측 (Fritts and Nastrom, 1992; Guest et al., 2000 등)과 모델링 연구(Plougonven and Snyder, 2007; Sato et al., 2012 등)를 통해 제트/전선 시스템에 의한 중력파 발생 메커니즘이 조사되어왔다. 제트/전선 시스템에 의해 유도된 중력파는 주로 낮은 고유진동수와 짧은 연직 파장 및 상대적으로 긴 수평 파장을 가지며 제트의 출구 지역에서 주로 발생하는 경향성을 보였다.

본 연구에서는 중력파를 발생시키는 흐름 불균형의 진단 지수로 앞서 언급된 바 있는 비선형 균형 방정식의 잔차인 RNBE를 사용해 진단 조건을 다음과 같이 설정하였다. 8–18.5 km의 고도 구간 내에서(Figure 2.17) 레이가 종료된 파동 사례 중, 진단 영역 내에서 레이의 추적 종료 시점으로부터 3시간 이내에 추적 종료 고도로부터 2 km의 고도 내의 모든 고도에서 한 번이라도 계산된 RNBE가 임계값인 $1.5 \times 10^{-9} s^{-2}$ 를 넘을 경우, 흐름 불균형을 관측된 파동의 가능한 원천으로 제안하였다. 또한, 대류권계면 지역에서(8–15 km), 흐름 불균형을 원천으로 가지는 파동 중 배경 바람의 속도가 20 m s^{-1} 이상일 경우 대류권 상층 제트가 흐름 불균형의 원인으로 제안되었다. 앞서 전선 사례에서 언급된 이유와 마찬가지로 75° S 보다 고위도에서 RNBE에 의한 흐름 불균형의 진단은 이루어지지 않았다.

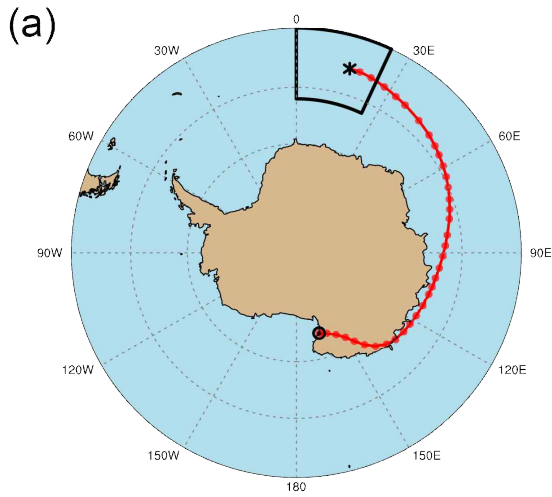
2.2.4.2 대류권계면에서 제트 기류에 의해 유도된 흐름 불균형과 관련된 증력파 원천 사례

Figure 2.21은 대류권계면에서 흐름 불균형에 의해 발생한 증력파 사례이다. 본 파동은 2016년 3월 26일에 비양한 라디오존데를 통해 관측되었다. 파동의 레이는 13.17 km의 고도, 55.53° S, 16.14° E에서 추적이 종료되었다(Figure 2.21a). 총 역추적 시간은 119 시간으로 본 파동은 2016년 3월 21일 00 UTC 부근에서 발생한 것으로 추정된다. Figure 2.21b는 파동의 발생 추정 시간에 175 hPa 고도에서 계산된 RNBE의 크기와 동서 바람의 분포를 나타낸 것이다. 57° S-63° S, 5° E-20° E 지역에서 $3 \times 10^{-9} s^{-2}$ 이상의 최대 RNBE를 가진 불균형한 흐름이 나타났다. $45 m s^{-1}$ 이상의 최대 풍속이 나타나는 제트 streak의 출구 위치에 흐름 불균형이 존재한다는 점을 통해서, 파동의 원천 지역에서 나타난 흐름 불균형은 제트에 의해 유도되었음을 알 수 있다. 그러므로, 관측된 관성 증력파는 제트의 출구 지역에서 발생하는 극심한 흐름 불균형에 의해 유도되었다고 판단되었다.

Figure 2.21c는 흐름 불균형에 의해 발생한 증력파를 파악하기 위해, 150 hPa(13.6 km 고도; 제트에 의한 증력파 발생 고도 위) 고도에서 ERA5의 연직 속도 섭동과 동서 바람을 나타낸 것이다. 진단 지역에서 흐름 불균형의 풍하 측에 최대 $0.05 m s^{-1}$ 크기의 파동이 복잡한 형태로 나타났다. 파동의 위상선이 등풍속선과 평행한 특성은 선행연구 Wang et al. (2009)에서 보고된 바 있는 제트 출구 지역에서 자발적으로 발생한 파동의 특성과 일치하였다. 연직 속도 섭동으로부터 추정된 증력파의 수평 파수는 약 206 km로 GROGRAT을 통해 추정된 수평 파장 300 km와 비슷했다. 그러나 GROGRAT의 파수 벡터는 동쪽으로 향하는 반면, ERA5에서 식별된 지배적인 증력파의 파수 벡터는 북동쪽으로 향하였다.

2.2.4.3 성층권에서 흐름 불균형과 관련된 증력파 원천 사례

Figure 2.22는 성층권의 흐름 불균형에 의해 발생한 파동 사례이다. 본 파동은 2015년 11월 23일에 비양한 라디오존데를 통해 관측되었다. 파동의 레이는 16.68 km의 고도, 68.23° S, 28.01° E에서 추적이 종료되었다(Figure 2.22a). 총 역추적 시간은 105 시간으로 본 파동은 2015년 11월 18일 14 UTC 부근에서 발생한 것으로 추정된다. Figure 2.22b는 2015년 11월 18일 12 UTC에 100 hPa



Observation : 2016-03-26-00UTC
 Termination : 2016-03-21-01UTC | 16.14°E, 55.53°S, 13.17 km

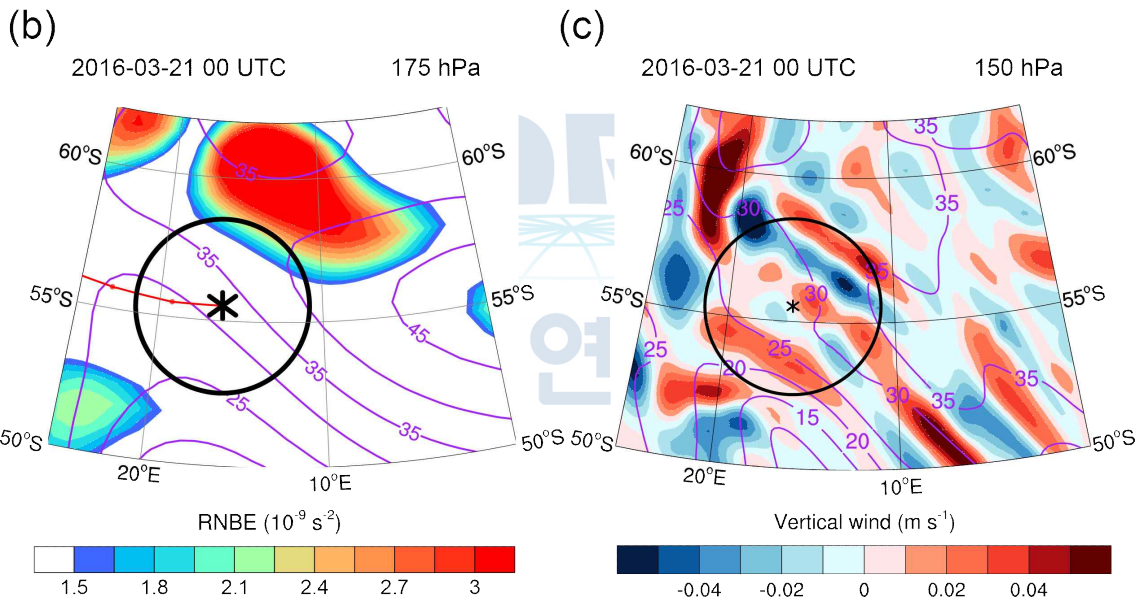
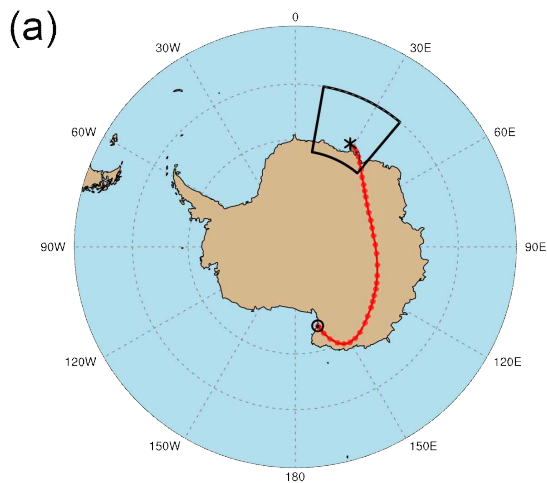


Figure 2.21. (a) Ray back-trajectory of the IGW (red line) observed on 26 March 2016. The starting and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (red line) of the IGW are superimposed on the $|RNBE|$ (shading) and horizontal wind speed at 175 hPa at 00 UTC on 21 March 2016. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation (shading) with the horizontal wind speed (purple line) at 150 hPa at 00 UTC on 21 March 2016.



Observation : 2015-11-23-00UTC
 Termination : 2015-11-18-14UTC | 28.01°E, 68.23°S, 16.68 km

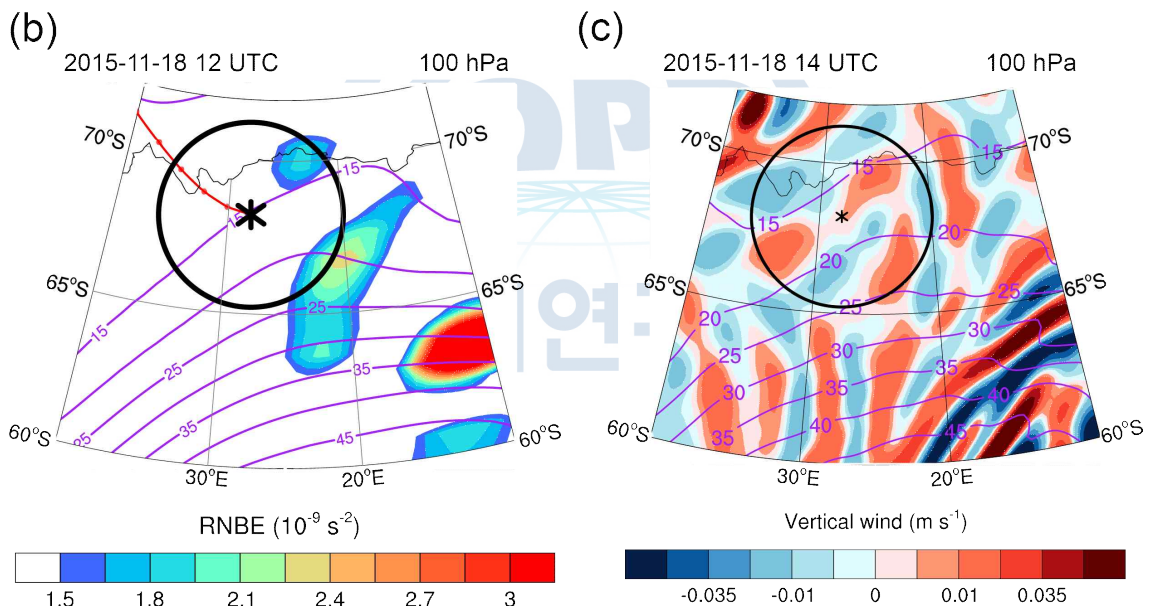


Figure 2.22. (a) Ray back-trajectory of the IGW (red line) observed on 23 November 2015. The start and termination positions of the ray are marked with black double circles and asterisks, respectively. (b) Zoomed map of the black fan-shaped area in (a). The ray back-trajectory (red line) of the IGW are superimposed on the $|RNBE|$ (shading) and horizontal wind speed at 100 hPa at 12 UTC on 18 November 2015. The black circle represents the diagnostic area. (c) Vertical velocity perturbation (shading) with the horizontal wind speed (purple line) at 100 hPa at 14 UTC on 18 November 2015.

고도에서 계산된 RNBE의 크기와 수평 바람 속도를 나타낸 것이다. 진단 영역의 북동쪽에서, 45 m s^{-1} 이상의 최대 풍속이 나타나며, 강한 수평 바람 shear와 함께, $2.4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 의 최대 RNBE가 나타남을 통해 극심한 흐름 불균형이 존재함을 알 수 있다.

Figure 2.22c는 흐름 불균형에 의해 발생한 중력파를 파악하기 위해, 2015년 11월 18일 14 UTC에 100 hPa 고도에서 ERA5의 연직 속도 섭동과 수평 바람 속력을 나타낸 것이다. 최대 풍속이 나타나는 지역($60^\circ \text{ S}-65^\circ \text{ S}$, $10^\circ \text{ E}-20^\circ \text{ E}$)에서 0.05 m s^{-1} 이상의 크기로 연직 속도 섭동의 강한 진동이 나타났다. 강한 진동으로부터 뺀어 나온 상대적으로 약한 진동이 진단 영역의 북서쪽에서 나타나며, 임계값을 넘는 RNBE가 나타났다. ERA5 연직 속도 섭동으로부터 추정된 중력파의 수평 파장은 200–300 km로, GROGRAT으로부터 추정된 120 km보다 다소 길었다. GROGRAT으로부터 추정된 파수 벡터는 남쪽으로 향하는 반면, ERA5로부터 추정된 파수 벡터는 지배적으로 남동쪽으로 향하였다.

2.3 중력파 원천에 대한 통계적 분석

앞서 2.2에서 설명한 중력파 원천 파악 방법을 바탕으로, 관측된 관성 중력파를 가능한 원천으로 구별하고, 통계적인 특성을 조사하였다. Table 2.6은 원천별로 구분된 관성 중력파의 개수를 기재한 것이다. 하나의 파동 사례에 대해 동시에 다중 원천이 제안된 사례도 존재한다.

대류권에서 발생한 112개의 파동 사례 중, 37(33%), 35(31%), 28(25%)개의 관성 중력파가 전선, 산악, 대류 원천에 의해 발생했다고 구분되었다. 11(9%)개 파동에 대해 전선과 대류가 동시에 가능한 원천으로 제안되었고, 5(4%)개 파동 사례에 대해서는 산악과 전선이, 6(5%)개의 파동 사례에 대해서는 산악과 대류가 동시에 원천으로 제안되었다. 한편, 성층권에서 발생한 68개의 파동 사례 중 42(61%)개의 파동이 흐름 불균형에 의해 유도된 반면, 대류권계면에서는 상대적으로 적은 비율(52%; 36/68)의 파동이 흐름 불균형에 의해 발생하였고, 그중 11개의 파동 사례가 제트 기류에 의해 유도된 흐름 불균형에 기인하였다.

Table 2.6. The number of rays categorized in each possible source.

Termination layer	Possible source	The number of GWs	Uncategorized
Stratosphere [68]	Flow imbalance	42	26
Tropopause [68]	Flow imbalance / Jet stream	36 / 11	32
	Orography	35	
Troposphere [112]	Surface front	37	35
	Convection	28	

대류권에서 발생한 파동 중 31% (35/68)의 원천이 파악되지 않았고, 대류권계면과 성층권에서는 각각 47% (32/68)와 38% (26/68)의 파동의 원천이 파악되지 않았다. 원천이 파악되지 않은 파동 중 대부분은 남극 고원 위에 역추적의 종료 위치가 존재했다. 남극 고원은 평평한 지표로 산악 중력파가 거의 발생하지 않고, 매우 차고 안정한 대기로 대류와 전선 활동이 거의 발달하지 않는 지역이다. 이는 본 연구에서 고려하지 않은 중력파의 또 다른 원천의 가능성을 암시한다. 또한, 중력파 사례 수는 중력파의 원천 파악 방법에 사용된 임계값에 영향을 받기도 하였다.

2.3.1 파동 원천의 분포

Figure 2.23은 원천에 따라 분류된 파동의 역추적 궤적을 나타낸 것이다. 파동의 원천과 전파 특성이 지니는 계절 변동성을 조사하기 위해, 파동이 관측된 계절에 따라 다른 색으로 파동의 역궤적을 나타냈다.

파동의 발생 위치와 장보고기지까지의 궤적은 원천에 따라 매우 다르게 나타났다. 산악 중력파는 주로 로스해의 서쪽에 지표 경사도가 매우 높은 지역 위에서 발생한 반면(Figure 2.23a), 대류 중력파는 해양 위에서 주로 발생하였다(Figure 2.23c). 60° S보다 저위도에서 전파한 30% (8/28)의 대류 중력파는 선행연구 Choi and Chun (2013)에서 보고된 바 있는 남반구 storm-track 지역으로부터 발생한 대류

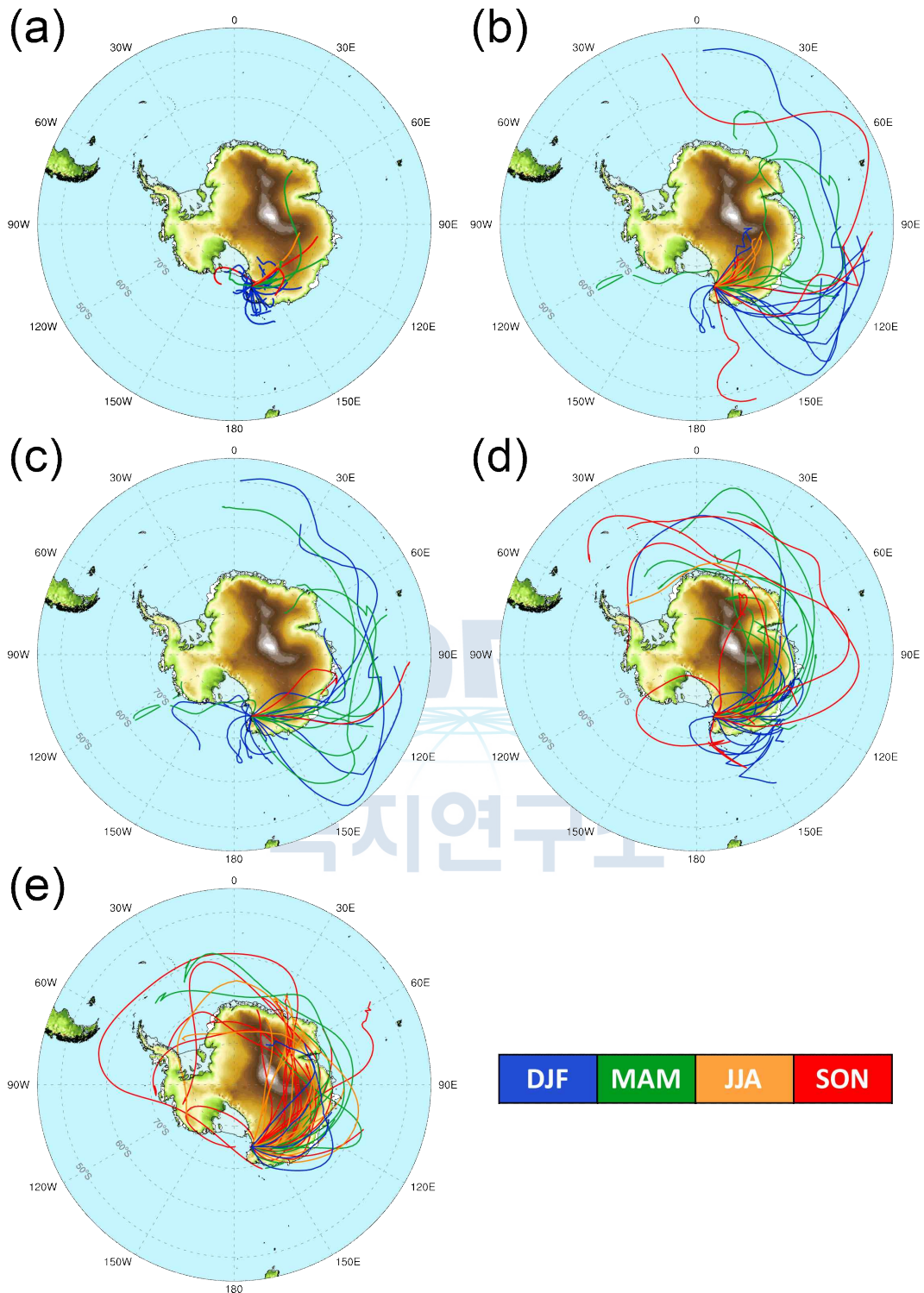


Figure 2.23. Back-trajectories of the rays associated with (a) orography, (b) surface front, (c) convection, (d) flow imbalance in the tropopause, and (e) flow imbalance in the stratosphere. The colors of each ray-trajectory represent the season in which the wave is observed. Blue, green, orange, and red represent summer, autumn, winter, and spring, respectively.

중력파가 남극 지역까지 전파한 결과와 일치한다. 전선 중력파는 중위도 남극해부터 남극 대륙까지 넓은 지역에서 발생하였다(Figure 2.23b). 다수의 대류 중력파와 전선 중력파가 발생한 남인도양은 활발한 비산악 중력파의 발생 지역에 해당한다(Hendricks et al., 2014). 대류권 원천에 의해 발생한 파동의 대부분은 동쪽 반구에서 전파해온 반면, 대류권계면과 성층권에서 흐름 불균형에 의해 발생한 파동들은 50° S 보다 고위도로의 전 경도에서 발생해 전파해 왔다. 비록 전파의 특성은 원천에 따라 다르지만, 중력파가 수평으로 멀리 전파하는 경향성이 지배적임을 통해 레이 이론에 기반을 둔 중력파 항력의 모수화가 전지구 순환 모형에서 중력파를 더 잘 모의하기 위해 필수적임을 알 수 있다(Song and Chun, 2008; Senf and Achatz, 2011; Choi and Chun, 2013).

2.3.2 중력파 발생의 계절 변동성

Figure 2.23에서 보여진 바와 같이, 각 원천에 따라 발생 빈도뿐만 아니라 발생 위치와 그에 따른 관측 지점까지의 전파에 계절 변동성이 나타났다. Table 2.7은 각 원천과 계절에 따라 발생한 중력파의 빈도수를 나타낸 것이다. 파동의 역추적 분석에 사용된 파동의 수가 다른 계절(여름, 가을, 봄에 각각 87개, 77개, 65개)에 비

Table 2.7. The number of rays categorized in each possible source in each season.

Termination layer	Possible source	Summer (DJF)	Autumn (MAM)	Winter (JJA)	Spring (SON)
Troposphere	Orography	23	6	1	5
	Surface front	13	12	4	8
	Convection	17	8	0	3
	Total including uncategorized	49	29	5	29
Tropopause	Flow imbalance/ jet stream	12 / 1	14 / 4	2 / 1	8 / 5
	Total including uncategorized	23	28	4	13
Stratosphere	Flow imbalance	6	10	9	17
	Total including uncategorized	15	20	11	23

해 겨울(20개) 동안 훨씬 적으므로, 중력파의 발생에서 나타난 계절 변동성 분석에 있어 주의가 필요하다.

대부분의 산악 중력파(65%; 23/35)는 여름에 발생하는 반면, 겨울에 발생한 중력파는 단 한 사례였다. 비슷하게, 대류 중력파는 주로 여름에 발생하는 반면(60%; 17/28), 겨울에는 발생 사례가 없었다. 전선 중력파는 겨울철 그 수가 적음을 제외하고, 계절에 따른 발생 빈도의 차이가 적었다. 대류권 원천 사례와 달리, 제트 기류에 의해 유도된 흐름 불균형에 의해 발생한 파동의 발생 빈도는 다른 계절에 비해(가을, 겨울, 봄에 각각 28%, 50%, 62%) 여름에 가장 낮게 나타났다(8%; 1/12). 성층권에서 흐름 불균형에 의해 발생한 중력파는 봄철에 가장 빈번하게 나타났다(40%; 17/42), 겨울에 관측된 총 20개 파동 사례 중 11개의 사례가 성층권에서 발생하였고, 그중 대부분이(81%; 9/11) 흐름 불균형에 의해 발생하였다.

중력파의 발생 빈도에서 나타나는 계절 변동성은 다음 두 가지 요인에 의해 기인한다(Kang et al., 2017): (1) 중력파 원천 자체가 가지는 변동성, (2) 원천에서 관측 고도까지의 전파 조건(예를 들어, 바람과 안정도의 효과). 선행연구 Watanabe et al. (2006)은 로스해로 대류권 상층의 제트가 접근할 때 강화된 카타바틱 바람으로 인해 로스해의 서쪽 해안 지역에서 주로 겨울과 봄 동안 산악 중력파의 발생과 연직 전파가 강화된다고 밝힌 바 있다. 이는 본 연구에서 산악 중력파가 주로 여름에 빈번히 발생했다는 결과와 다르다. 그 원인은 다음과 같이 추론해 볼 수 있다. 먼저, 산악 중력파의 critical level이 존재해 하부 성층권까지 전파하지 못했을 가능성이 있다. 선행연구 Hertzog et al. (2008)은 남극 대륙의 해안선에서 산악 중력파 활동이 거의 나타나지 않은 것에 대해 고도가 증가함에 따라 남쪽 또는 남동쪽으로 향하는 카타바틱 바람이 성층권의 지배적인 서풍으로 적어도 90° 이상 veering 함에 따라 산악 중력파의 critical level filtering이 영향을 미쳤을 가능성을 보고한 바 있다. 그러나, 이는 산악 중력파의 발생 빈도가 가지는 계절 변동성을 설명하기에는 충분치 않다. 더욱 적절한 원인으로는 doppler shifting 효과가 있다. 정수 관계를 만족하는 중력파의 연직 파장은 다음과 같다:

$$\lambda_z = \frac{2\pi(C - U\cos\phi)}{N} \quad (2.41)$$

여기서, N 은 배경 부력 진동수, C 는 수평 위상 속도, U 는 배경 수평 바람 속도,

ϕ 는 수평 파수 벡터와 바람 벡터 사이의 각도이다. 산악 중력파가 주로 0에 가까운 위상 속도를 가진다는 점에서, 겨울 동안 지배적으로 나타나는 매우 강한 배경 서풍은 산악 중력파를 더 긴 연직 파장을 갖도록 굴절시킬 뿐만 아니라 파동의 연직 전파를 강화한다. 라디오존데가 주로 낮은 진동수의 중력파를 관측한다는 점을 고려하였을 때, 긴 연직 파장과 높은 진동수로 굴절된 산악 중력파는 라디오존데를 통해 관측되기 어렵다. 게다가, 기지로부터 먼 거리에서 발생한 산악 중력파의 경우 수평보다 연직 전파가 강화됨에 따라 장보고기까지 도달하지 않아 관측되지 않을 가능성이 크다.

한편, Figure 2.23c에서 보여진 바와 같이, 대류 중력파는 주로 남극 극지 전선 (Antarctic polar frontal zone) 지역에서 발생하였다. 이 지역에서 대류의 존재를 진단하기 위해 사용된 강수는 1월부터 4월(5월부터 12월)까지 증가(감소)하는 큰 계절 변동성을 가진다(Yuan and Miller, 2002). 그러므로, 여름철 가장 큰 대류 중력파의 발생 빈도는 다른 계절에 비해 여름 동안 더욱 빈번히 발생한 강수의 경향성을 반영한 결과로 생각된다. 전선 중력파의 발생 또한 대류 중력파와 같이 남 인도양에서 주로 여름에 발생하였다(Figure 2.23b). 대류와 전선이 동시에 원천으로 제안된 6개의 중력파는 모두 여름과 가을 동안 남극해에서 발생하였다. 이는 남극 storm-track 지역에서 전선과 대류 사이에 강한 연관성이 존재하며, 두 원천이 동시에 중력파를 발생시킬 수 있음을 암시한다. 이는 Holt et al. (2017)에서 고해상도 전지구 순환 모형을 통해 30°S – 80°S 의 위도에서 전선과 강수에 의해 발생한 중력파의 운동량속이 매우 밀접하게 연관되어 있다는 결과와 일치한다.

대류권계면에서 흐름 불균형에 의해 발생한 중력파의 발생 빈도는 계절 변동성을 보이지 않았다(Table 2.7). 이는 대류권계면에서 모든 계절 동안 높은 RNBE가 나타나며, 흐름 불균형이 지속적으로 발생하는 경향성을 반영하고 있다(보이지 않음). 제트 기류에 의해 발생한 중력파는 봄(여름)에 높은(낮은) 빈도를 보이는 계절 변동성을 가졌다. 이는 늦가을부터 봄까지 남반구 중·고위도 지역으로 대류권 제트의 위치가 이동함에 기인한 결과로 보인다(Gellego et al., 2005). 이는 대류권계면의 제트 기류 이외에도 흐름 불균형을 발생시키는 다른 메커니즘이 존재함을 암시한다. 선행연구 Hertzog et al. (2008)과 Yoshiki et al. (2004)는 남극 성층권에서 급격히 강화되는 중력파 활동이 중관 규모의 대류권 교란에 의해 발생할 수 있음을 언급한 바 있다. 이는 흐름 불균형의 가능한 원천으로 제안될 수 있다. 또한, Hoskins and Hodges (2005)를 통해 언급된 바 있는 산악에 의해 유도된 경

압 파동의 발달도 흐름 불균형의 가능한 원천이라 할 수 있다. 성층권에서 흐름 불균형에 의한 중력파의 발생이 여름에 비해 겨울과 봄에 빈번히 나타나는 계절 변동성은 극야 제트가 나타나는 늦가을부터 봄까지 RNBE가 증가하는 변동성을 반영한 결과로 생각된다.

2.3.3 원천에 따른 중력파의 특성

2.3.3.1 고유진동수와 파장

Figure 2.24는 파동이 라디오존데를 통해 관측되었을 때와 발생했을 때 고유진동수, 연직 파장, 수평 파장을 각 계절과 원천에 따라 나누어 산점도로 나타낸 것이다. 대류권의 원천에 의해 발생한 중력파는 $1f-20f$ 와 0.5-10 km의 넓은 고유진동수와 연직 파장을 가졌다. 반면, 흐름 불균형에 의해 발생한 파동은 $2f$ 와 3 km 이하의 낮은 고유진동수와 짧은 연직 파장을 가졌다. 이에 따라, 대류권의 원천에 의해 발생한 파동(≤ 200 km)이 흐름 불균형에 의해 발생한 파동(≤ 1000 km)보다 더 작은 수평 파장의 범위를 보였다. 흐름 불균형에 의해 발생한 중력파의 특성(낮은 고유진동수, 짧은 연직 파장, 긴 수평 파장)은 수치 모델링(Plougonven and Snyder, 2007; Zhang, 2004)과 관측(Guest et al., 2000; Plougonven and Teitelbaum, 2003)으로 보고된 바 있는 대류권 상부 제트 기류에 의해 발생한 중력파의 특성 결과와 일치한다.

서로 다른 원천으로부터 발생한 파동들이 라디오존데를 통해 관측되었을 때(Figure 2.24b), 파동은 $4f$ 이하의 고유진동수와 3 km 이하의 짧은 연직 파장을 지배적으로 가졌다. 게다가, 파동의 특성은 원천보다는 계절에 따른 변동성을 더 크게 보였다. 이는 관측 고도까지 중력파가 전파하는 동안 배경 대기가 중력파의 특성에 크게 영향을 미쳤음을 암시한다. Figure 2.25는 서로 다른 원천으로부터 발생한 중력파의 레이를 따라 수평 파수 벡터로 정사영한 배경 바람($V_{proj} = \vec{V} \cdot \vec{K}_h / |\vec{K}_h|$, 여기서 \vec{K}_h 는 수평 파수 벡터), 부력진동수의 제곱, 연직 파장, 수평 파장의 연직 프로파일을 나타낸 것이다. 수평 파장은 전파에 따라 크게 달라지지 않는 반면, 대류권 원천에 의해 발생한 중력파의 연직 파장은 전파하는 동안 매우 크게 달라졌다(Figure 2.25a, 2.25b, 2.25c). 이 같은 경향성은 선행연구 Ki and Chun (2011)

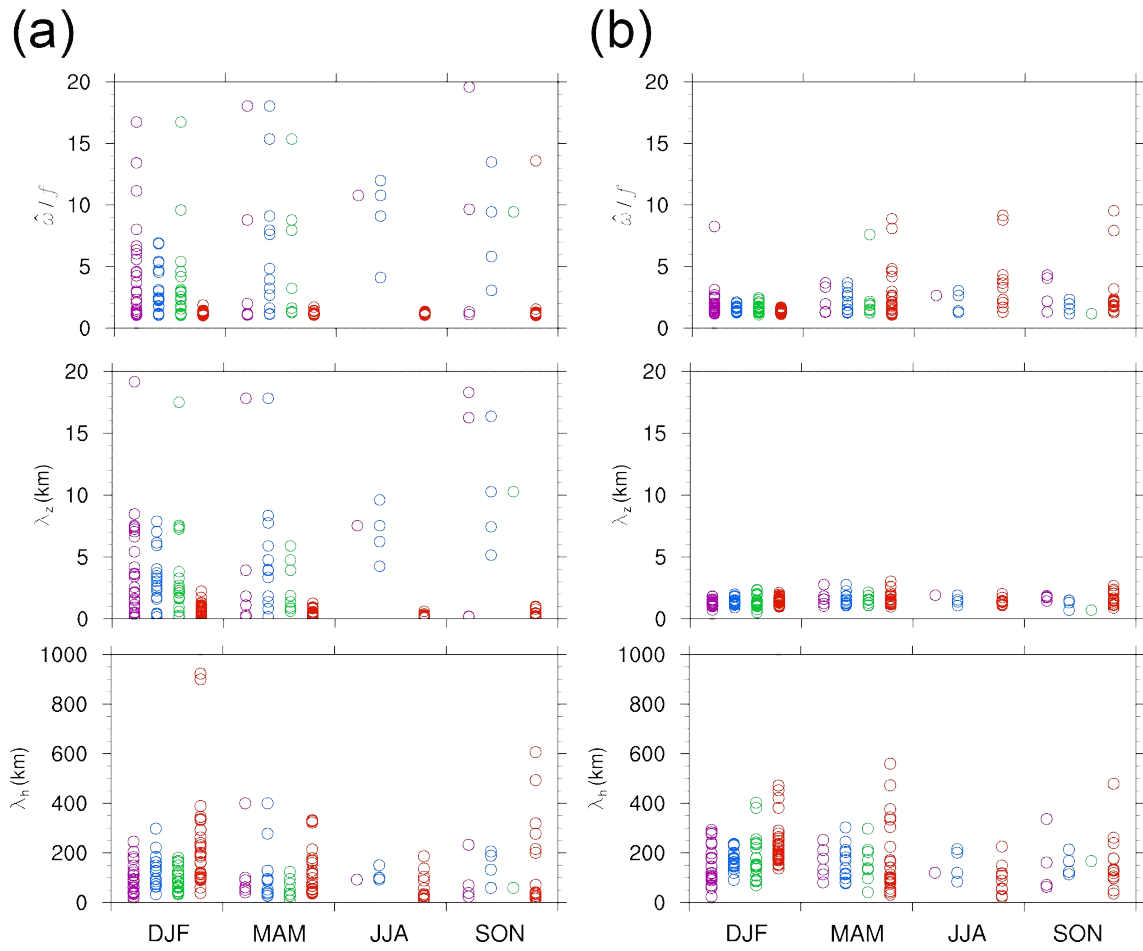


Figure 2.24. Intrinsic frequency divided by Coriolis parameter (first row), vertical wavelength (second row), and horizontal wavelength (third row) for each wave associated with orography (purple circle), front (blue circle), convection (green circle), and flow imbalance (red circle) at the time of (a) generation and (b) observation.

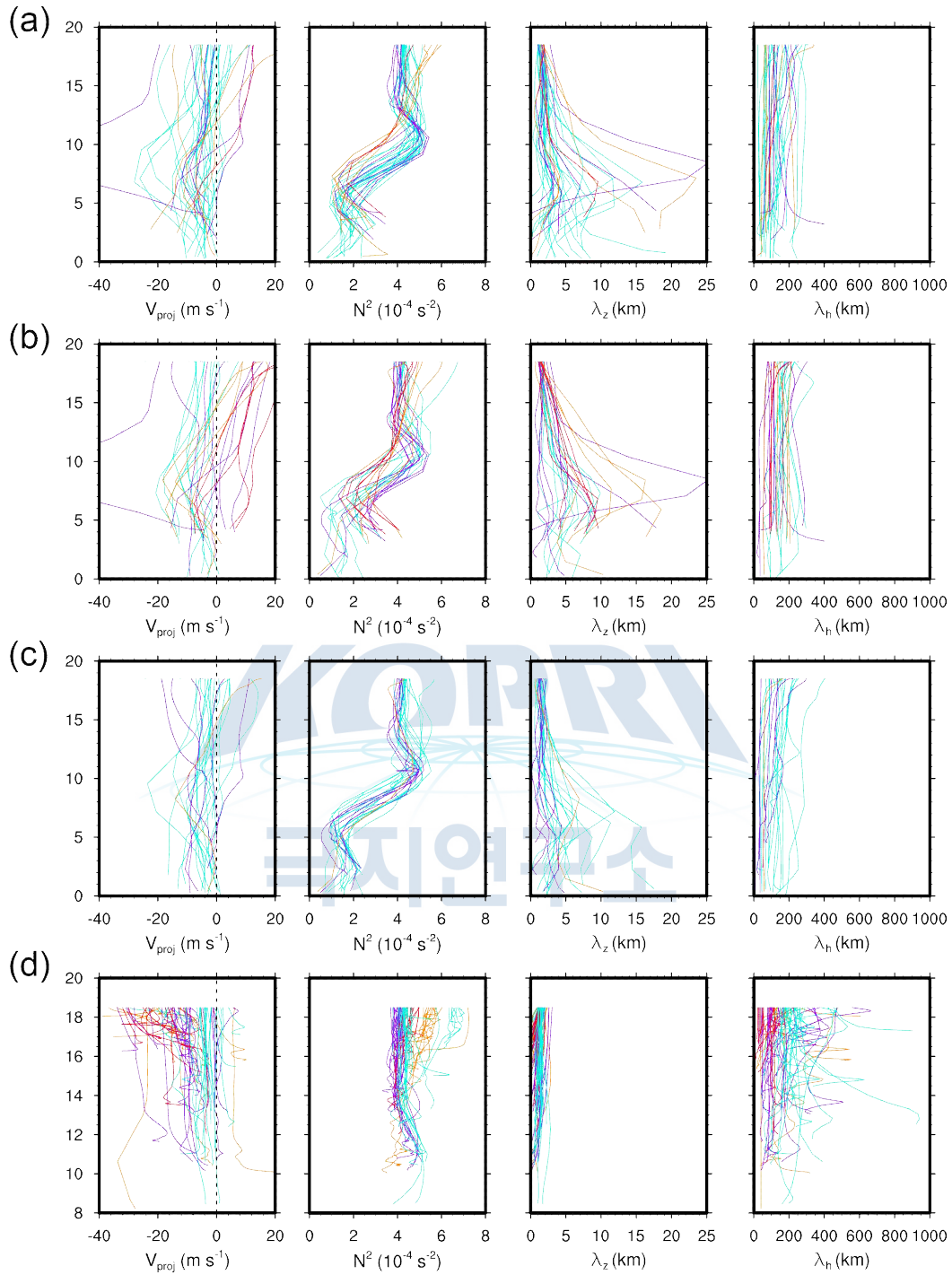


Figure 2.25. Profiles of background wind projected to the horizontal wavenumber vector (first column), square of buoyancy frequency (second column), vertical wavelength (third column), and horizontal wavelength (fourth column) following the rays of observed waves that originate from (a) orography, (b) surface front, (c) convection, and (d) flow imbalance. The colors of the lines represent the seasons in which each wave is observed. Cyan, purple, red, and orange correspond to summer, autumn, winter, and spring, respectively.

의 파동 역추적 분석에서 보고된 결과와 일치한다. 그들은 파동의 수평 파수가 원천에 의해 지배적으로 결정되는 반면, 연직 파수는 주어진 수평 파장에 대해 분산 관계를 통해 V_{proj} 와 부력진동수에 크게 영향을 받는 경향성이 있다고 추론한 바 있다. 대류권 원천에 의해 발생한 중력파의 연직 파장은 부력진동수가 최솟값을 가지고, 음의 V_{proj} 가 최대 크기를 가질 때 최댓값을 보이고, 성층권까지 고도가 증가함에 따라 안정도가 증가하고 음의 V_{proj} 가 감소함에 따라 감소하였다. 그러므로, 중력파가 라디오존데를 통해 관측되었을 때 그 특성의 계절 변동성이 성층권의 V_{proj} 와 부력진동수의 계절 변동성에 기인한 결과로 보인다.

2.3.3.2 고유진동수와 파장

Figure 2.26은 중력파가 각각의 원천에 의해 발생했을 때와 라디오존데를 통해 관측됐을 때 파동의 위상 속도를 나타낸 것이다. 산악 중력파는 발생했을 때 10 m s^{-1} 이하의 등방성을 가진 위상 속도를 보였다. 반면, 전선과 대류에 의해 발생한 중력파의 위상 속도는 주로 동쪽으로 향하며 30 m s^{-1} 의 크기를 가졌다. 흐름 불균형에 의해 발생한 중력파는 지배적으로 양의 위상 속도를 가지며 최대 속력이 60 m s^{-1} 에 달하는 넓은 속력 범위를 가진다. 위상 속도의 크기는 파동이 관측되었을 때뿐만 아니라 발생했을 때에도 가을부터 봄까지 증가하고 여름에는 감소하는 뚜렷한 계절 변동성을 보였다. 이는 배경 바람이 늦가을부터 봄까지 증가하고, 여름에 감소하는 계절 변동성과 일치한다.

Figure 2.25를 통해 보여진 바와 같이 관측된 중력파의 특성은 전파를 통해 배경 대기에 의해 크게 수정되는 경향성을 지닌다. 그러나 파동의 발생시에도, 중력파의 수평 위상 속도는 지역적인 배경 바람의 계절 변동성을 따르는 계절 변동성을 보였다. 파동이 발생했을 때, 파동의 위상 속도와 배경 바람 사이의 관계를 규명하기 위해, Figure 2.27은 배경 바람에 따른 위상 속도의 동서 방향과 남북 방향 성분의 산점도를 나타낸 것이다. 파동이 발생했을 때 배경 바람과 수평 위상 속도 크기의 범위는 거의 일치하며, 명확한 선형 관계를 가졌다. 원천에 관계없이 선형 관계가 존재한다는 점을 통해, 중력파가 전파할 때뿐만 아니라 중력파가 발생할 때도 배경 바람에 의해 중력파의 위상 속도가 결정됨을 알 수 있었다. 그러므로, 중력파가 발생할 때 대규모 흐름과 중력파의 특성 사이에 비교적 간단하고 robust한 관계가 존재함을 알 수 있었다. 이는 선행연구 Plougonven et al. (2017)에서 보고된

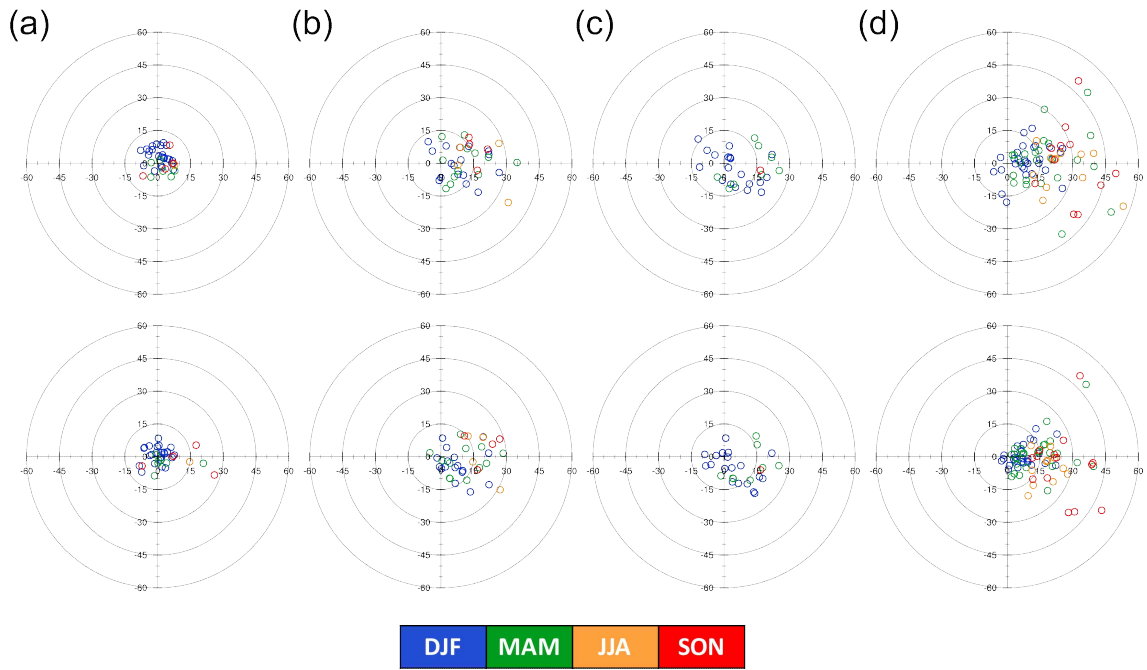


Figure 2.26. Distribution of the phase velocities for each wave associated with (a) orography, (b) surface front, (c) convection, and (d) flow imbalance at the time of generation (upper panel) and observation (lower panel). The colors of the circles represent the seasons in which each wave is observed. Blue, green, orange, and red correspond to summer, autumn, winter, and spring, respectively.

극지연구소

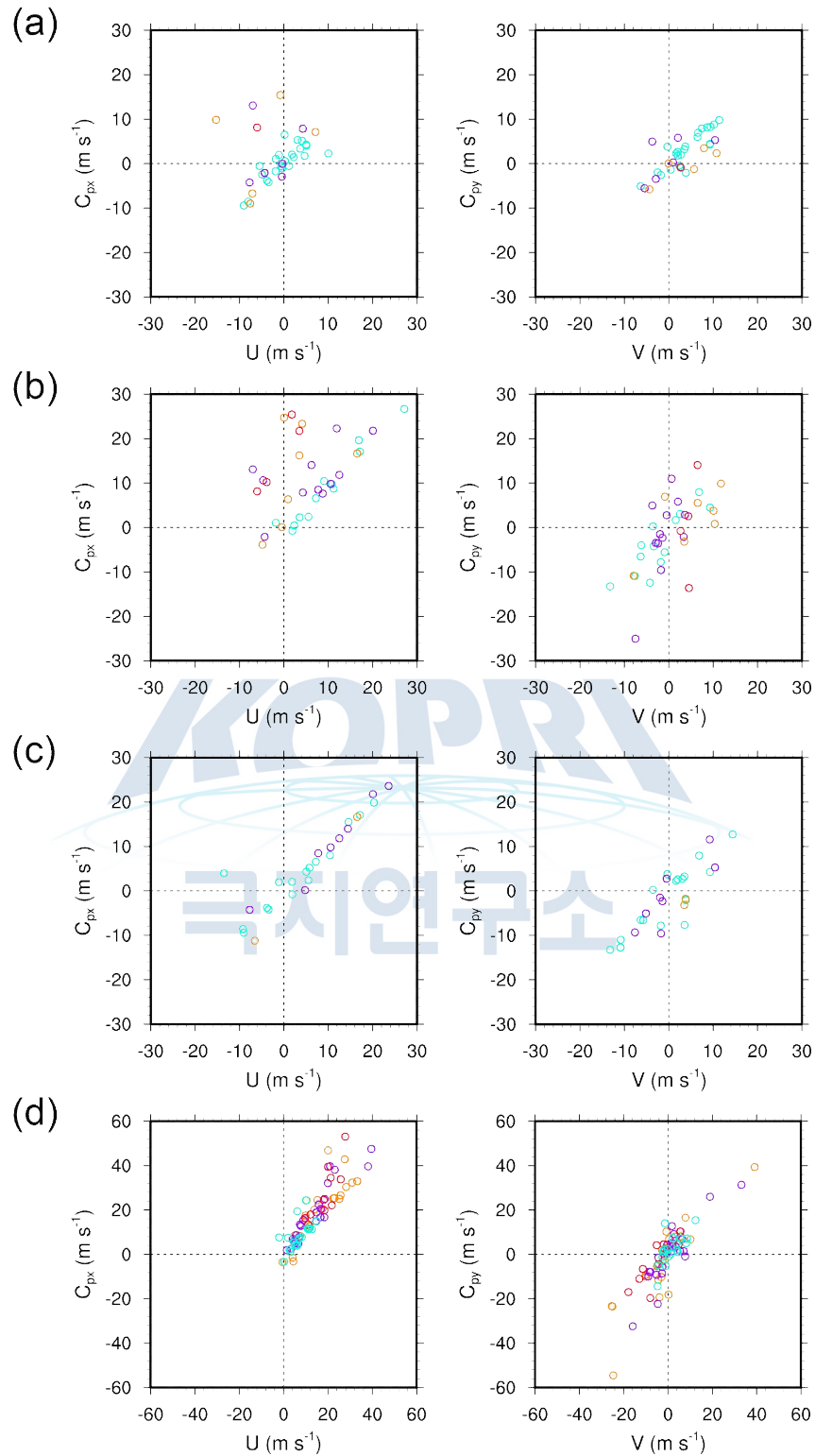


Figure 2.27. Scatter plots showing the linear relations between the background wind and phase velocity of the waves associated with (a) orography, (b) surface front, (c) convection, and (d) flow imbalance at the time of generation. The colors of each mark are the same as those in Figure 2.25.

겨울 동안 남극에서 더 강한 성층권 바람이 존재하는 지역에서 더 강한 중력파의 운동량속이 빈번하게 나타난다는 결과와 비슷한 경향성이다. 그러나, 이 같은 특성은 고유진동수와 파장에서 인지되지 않았다.



제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

1. 목표 달성도

성과목표	세부 내용	달성도 (%)
1. 남반구 고위도 관측 자료 분석	<ul style="list-style-type: none"> • 세종기지 유성 레이더 자료로부터 중력과 활동 및 중력과 운동량속 분석 • Rothera 기지 유성 레이더 자료로부터 중력과 활동 분석 • 장보고기지 라디오존데 자료로부터 남반구 고위도의 중력과 특성 분석 • 남극의 다른 여러 과학기지에서 라디오존데를 통해 관측된 관성 중력과 장보고기지에서의 결과 비교 	100
2. 고해상도 전지구 수치모델링	<ul style="list-style-type: none"> • 유성 레이더로 관측된 중력과 활동 최대 사례일에 대한 수치모형 실험을 통한 특성 분석 	100
3. Ray-tracing 모형을 통한 중력과 원천 파악	<ul style="list-style-type: none"> • 3차원 레이 추적 모형을 이용해 장보고기지에서 라디오존데를 통해 관측된 관성 중력파의 전파 특성 파악 • 레이 추적 종료 지점에서 산악, 대류, 전선, 제트 등 가능한 중력과 원천분석 • 중력과 원천과 특성 사이의 관계 규명 	100

2. 대외기여도

(1) 학술지 논문

1. Chun, H. Y., Song, B. G., Shin, S. W., & Kim, Y. H. (2019). Gravity Waves Associated with Jet/Front Systems. Part I: Diagnostics and their Correlations with GWs Revealed in High-Resolution Global Analysis Data. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 55(4), 589-608.
2. Yoo, J. H., Choi, T., Chun, H. Y., Kim, Y. H., Song, I. S., & Song, B. G.

- (2018). Inertia-Gravity Waves Revealed in Radiosonde Data at Jang Bogo Station, Antarctica ($74^{\circ} 37' S$, $164^{\circ} 13' E$): 1. Characteristics, Energy, and Momentum Flux. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(23), 13–305.
3. Yoo, J. H., Song, I. S., Chun, H. Y., & Song, B. G. (2019). Inertia-Gravity Waves Revealed in Radiosonde Data at Jang Bogo Station, Antarctica ($74^{\circ} 37' S$, $164^{\circ} 13' E$): 2. Potential Sources and Their Relation to Inertia-Gravity Waves. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. (in review)
 4. Song, B. G., Song, I. S., Chun, H. Y., Lee, C., Hindley, N., & Mitchell, N. (2019): Gravity wave activities in the upper mesosphere observed at King Sejong Station, Antarctica ($62.22^{\circ} S$, $58.78^{\circ} W$) and their potential sources in the lower atmosphere. (will be submitted to *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*)

(2) 학술 대회 발표

1. Yoo, J.-H., I.-S. Song, H.-Y. Chun, and B. -G. Song, 2019: Sources of inertia-gravity waves revealed in the radiosonde observation at Jang Bogo Station, Antarctica. 16th Annual Meeting Asia Oceania Geosciences Society, Singapore, (2019. 7. 28 - 2019. 8. 2)
2. Yoo, J.-H., I.-S. Song, H.-Y. Chun, and B. -G. Song, 2019: Characteristics and Sources of Inertia-Gravity Waves Revealed in Radiosonde Observation at Jang Bogo Station, Antarctica ($74^{\circ} 37' S$, $164^{\circ} 13' E$). 27th International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assembly, Canada, (2019. 7. 8 - 2019. 7. 18)
3. Yoo, J.-H., T. Choi, H.-Y. Chun, Y.-H. Kim, I.-S. Song, and B.-G. Song, 2018: Characteristics and Sources of inertia-gravity waves revealed in operational radiosonde at Jang Bogo Station (JBS), Antarctica. 2018 SPARC General Assembly, Kyoto, Japan (2018. 10. 1-5)
4. Yoo, J.-H., T. Choi, H.-Y. Chun, Y.-H. Kim, I.-S. Song, and B.-G. Song, 2018: Characteristics and sources of inertia-gravity waves revealed in operational radiosonde at Jang Bogo Station, Antarctica. 15th Annual Meeting Asia Oceania Geosciences Society, Hawaii, USA (2018. 6. 3 - 2018. 6. 8)
5. Chun, H.-Y., B.-G. Song, J.-H. Yoo, I.-S. Song, T. Choi, C. Lee, and Y.-H. Kim, 2018: Characteristics and sources of gravity waves observed from meteor radar at King Sejong Station ($62^{\circ} 13' S$, 58°

- 47' W) and radiosondes at Jang Bogo station (74 ° 37' S, 164 ° 13' E), Antarctica. The 24th International Symposium on Polar Sciences, Incheon, Korea, 16 (2018. 5. 29-30)
6. Yoo, J.-H., T. Choi, H.-Y. Chun, Y.-H. Kim, I.-S. Song, and B.-G. Song, 2018: Characteristics and sources of inertia-gravity waves revealed in operational radiosonde at Jang Bogo Station, Antarctica. 15th Annual Meeting Asia Oceania Geosciences Society, Hawaii, USA (2018. 6. 3 - 2018. 6. 8) (2018 극지과제)
 7. Song, B.-G., I.-S. Song, H.-Y. Chun, and C. Lee, 2018: Gravity wave activities in the upper mesosphere observed at King Sejong Station, Antarctica (62.22 ° S, 58.78 ° W) and their potential sources in the lower atmosphere. The 24th International Symposium on Polar Sciences, Incheon, Korea, 60 (2018. 5. 29-30)
 8. Song, B.-G., I.-S. Song, H.-Y. Chun, and C. Lee, 2018: Gravity wave activities in the upper mesosphere at King Sejong Station, Antarctica (62.22S, 58.78W) and their correlation with the jet stream in the lower atmosphere. EGU General Assembly 2018, Vienna, Austria, EGU2018-5808 (2018. 4. 8-13)
 9. Song, B.-G., I.-S. Song, H.-Y. Chun, and C. Lee, 2017: Gravity wave activities in the upper mesosphere at King Sejong Station, Antarctica (62.22° S, 58.78° W) and their correlation with the jet stream in the lower atmosphere. 2017 WCRP/SPARC Local Workshop 2017, Incheon, Korea (2017. 10. 19-20)
 10. Yoo, J.-H., T. Choi, and H.-Y. Chun, 2017: Characteristics of inertia-gravity waves revealed in rawinsondes at Jang Bogo Station, Antarctica (74° 37' S, 164° 13.7' E). 2017 WCRP/SPARC local workshop, Incheon, Korea (2017. 10. 19-10. 20)
 11. Yoo, J.-H., T. Choi, and H.-Y. Chun, 2017: Characteristics of inertia-gravity waves revealed in rawinsondes at Jang Bogo Station, Antarctica (74° 37' S, 164° 13.7' E). 2017 EGU general assembly, Vienna, Austria, EGU2017-4308-1 (2017. 4. 24 - 2017. 4. 28)
 12. Yoo, J.-H., H.-Y. Chun, I.-S. Song, B.-G. Song, 2019: Sources of inertia gravity waves revealed in the radiosonde observation at Jang Bogo Station (JBS), Antarctica. 2019년 가을학술대회 (대기역학분과), 한국기상학회, 100. (2019. 10. 30-11. 1)
 13. Yoo, J.-H., H.-Y. Chun, I.-S. Song, B.-G. Song, 2019: Characteristics and sources of inertia gravity waves revealed in the radiosonde observation at Jang Bogo Station (JBS), Antarctica. 제 2회 KGU 연례 학술대회. (2019. 07. 03-05)
 14. Yoo, J.-H., T. Choi, H.-Y. Chun, Y.-H. Kim, I.-S. Song, and B.-G.

- Song, 2018: Characteristics and sources of inertia-gravity waves revealed in operational radiosonde at Jang Bogo Station (JBS), Antarctica. 2018년도 가을학술대회 (대기역학분과), 한국기상학회, 136 (2018. 10. 29-31)
15. Yoo, J.-H., T.-J. Choi, H.-Y. Chun, Y.-H. Kim, I.-S. Song, and B.-G. Song, 2017: Characteristics of inertia-gravity waves observed in rawinsondes at Jang Bogo Station, Antarctic ($74^{\circ} 37.4' S, 164^{\circ} 13.7' E$). 2017년 가을학술대회 (대기역학분과), 한국기상학회, 194-195 (2017. 10. 25 - 2017. 10. 27)



제 5 장 연구개발결과의 활용계획

본 연구에서 사용된 중력과 관측 분석 방법을 남극 대륙을 포함한 남반구 고위도 지역의 다른 관측소에서 관측된 관측 자료에 적용하여, 남반구 고위도 지역의 중력과 특성과 파동 원천 및 전파 과정을 파악함으로써 극지역 중력파에 대한 이해 수준을 높일 수 있다. 본 연구에서는 남극 반도의 영국 Rothera 기지 자료만이 추가로 사용되었으나, 향후 ANGWIN network에 속한 다른 관측소의 자료들을 이용한 연구가 수행될 예정이다. 이는 최근 들어서 급격한 기후 변화가 이뤄지고 있는 남극 지역의 대기 순환에 미치는 중력파의 영향을 보다 자세히 파악하는데 활용될 수 있을 것이다.

뿐만 아니라, 본 연구과제의 결과들은 전지구적 기후 변화가 화두인 현재, 특히 주요한 관심 지역인 남반구 고위도 지역에서의 중력파 특성을 파악하고 극지역을 비롯한 전지구 역학 과정의 이해도를 높임으로써, 국가 정책입안자들의 기후 변화에 따른 사회·경제적 대처를 보다 수월하게 하여 국가 경쟁력을 높이는데 기여할 것이다. 또한, 우리나라에서 운영하는 남극기지의 관측 자료를 적극 사용함으로써, 관련분야에서 국제적 경쟁력을 갖춰 국제적인 공동연구를 활성화시키는 데 기여할 것이다.

극지연구소

제 6 장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

본 연구에서 사용된 남극반도 Rothera 기지의 유성 레이더 자료는 영국 University of Bath의 Department of Electronic & Electrical Engineering 산하 Centre for Space, Atmospheric and Oceanic Science의 Nicholas Mitchell 교수로부터 제공받았다. 또한, 본 연구에서 사용한 레이 추적 모형인 Gravity Wave Regional or Global Ray Tracer (GORGRAT)은 독일 Julich 연구소 산하 Institute of Energy and Climate Research의 IEK-7:stratosphere 그룹으로부터 제공받았다.



제 7 장 참고문헌

- Amante, C., & Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis.
- Baumgaertner, A. J. G., McDonald, A. J., Hibbins, R. E., Fritts, D. C., Murphy, D. J., & Vincent, R. A. (2008). Short-period planetary waves in the Antarctic middle atmosphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70(10), 1336–1350. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2008.04.007>
- Beldon, C. L., & Mitchell, N. J. (2009). Gravity waves in the mesopause region observed by meteor radar, 2: Climatologies of gravity waves in the Antarctic and Arctic. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(8–9), 875–884. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2009.03.009>
- Bracegirdle, T. J., & Marshall, G. J. (2012). The reliability of Antarctic tropospheric pressure and temperature in the latest global reanalyses. *Journal of Climate*, 25(20), 7138-7146. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00685.1>
- Charron, M., & Manzini, E. (2002). Gravity waves from fronts: Parameterization and middle atmosphere response in a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(5), 923-941. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<0923:GWFFPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0923:GWFFPA>2.0.CO;2)
- Choi, H. -J., & Chun, H. -Y. (2013). Effects of convective gravity wave drag in the Southern Hemisphere winter stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(7), 2120-2136. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0238.1>
- Chun, H. -Y., Goh, J. -S., & Kim, Y. -H. (2007). Characteristics of inertio-gravity waves revealed in rawinsonde data observed in Korea during 20 August to 5 September 2002. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D16). <https://doi.org/10.1029/2006JD008348>
- Chun, H. Y., Song, I. S., & Baik, J. J. (2006). Seasonal variations of gravity

waves revealed in rawinsonde data at Pohang, Korea. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 93(3-4), 255-273.

<https://doi.org/10.1007/s00703-005-0164-5>

Chun, H.-Y., Song, B.-G., Shin, S.-W., & Kim, Y.-H. (2019). Gravity Waves Associated with Jet/Front Systems. Part I: Diagnostics and their Correlations with GWs Revealed in High-Resolution Global Analysis Data. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 55(4), 589-608.

De Wit, R. J., Janches, D., Fritts, D. C., Stockwell, R. G., & Coy, L. (2017). Unexpected climatological behavior of MLT gravity wave momentum flux in the lee of the Southern Andes hot spot. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 1182-1191. <https://doi.org/10.1002/2016GL072311>

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Bechtold, P. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>

Eckermann, S. D. (1996). Hodographic analysis of gravity waves: Relationships among Stokes parameters, rotary spectra and cross-spectral methods. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D14), 19169-19174. <https://doi.org/10.1029/96JD01578>

Eckermann, S. D., & Vincent, R. A. (1989). Falling sphere observations of anisotropic gravity wave motions in the upper stratosphere over Australia. *pure and applied geophysics*, 130(2-3), 509-532. <https://doi.org/10.1007/BF00874472>

Elvidge, A. D., Renfrew, I. A., King, J. C., Orr, A., & Lachlan-Cope, T. A. (2016). Foehn warming distributions in nonlinear and linear flow regimes: a focus on the Antarctic Peninsula. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(695), 618-631. <https://doi.org/10.1002/qj.2489>

- Ern, M., Preusse, P., Gille, J. C., Hepplewhite, C. L., Mlynczak, M. G., Russell III, J. M., & Riese, M. (2011). Implications for atmospheric dynamics derived from global observations of gravity wave momentum flux in stratosphere and mesosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D19). <https://doi.org/10.1029/2011JD015821>
- Feng, S., Fu, Y., & Xiao, Q. (2012). Trends in the global tropopause thickness revealed by radiosondes. *Geophysical Research Letters*, 39(20). <https://doi.org/10.1029/2012GL053460>
- Fritts, D. C., & Nastrom, G. D. (1992). Sources of mesoscale variability of gravity waves. Part II: Frontal, convective, and jet stream excitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(2), 111-127. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<0111:SOMVOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<0111:SOMVOG>2.0.CO;2)
- Fritts, D. C., Janches, D., & Hocking, W. K. (2010). Southern Argentina Agile Meteor Radar: Initial assessment of gravity wave momentum fluxes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D19). <https://doi.org/10.1029/2010JD013891>
- Fritts, D. C., Janches, D., Iimura, H., Hocking, W. K., Bageston, J. V., & Leme, N. M. P. (2012). Drake Antarctic Agile Meteor Radar first results: Configuration and comparison of mean and tidal wind and gravity wave momentum flux measurements with Southern Argentina Agile Meteor Radar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D2). <https://doi.org/10.1029/2011JD016651>
- Gallego, D., Ribera, P., Garcia-Herrera, R., Hernandez, E., & Gimeno, L. (2005). A new look for the Southern Hemisphere jet stream. *Climate Dynamics*, 24(6), 607-621. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0006-7>
- Garcia, R. R., Smith, A. K., Kinnison, D. E., Cámara, Á. D. L., & Murphy, D. J. (2017). Modification of the gravity wave parameterization in the Whole

- Atmosphere Community Climate Model: Motivation and results. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(1), 275-291.
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0104.1>
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., ... & Wargan, K. (2017). The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30(14), 5419-5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
- Griffiths, M., & Reeder, M. J. (1996). Stratospheric inertia-gravity waves generated in a numerical model of frontogenesis. I: Model solutions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(533), 1153-1174.
<https://doi.org/10.1002/qj.49712253307>
- Guest, F. M., Reeder, M. J., Marks, C. J., & Karoly, D. J. (2000). Inertia-gravity waves observed in the lower stratosphere over Macquarie Island. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(5), 737-752.
[https://doi.org/10.1175/1520-469\(2000\)057<0737:IGWOIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-469(2000)057<0737:IGWOIT>2.0.CO;2)
- Hasha, A., Bühler, O., & Scinocca, J. (2008). Gravity wave refraction by three-dimensionally varying winds and the global transport of angular momentum. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(9), 2892-2906.
<https://doi.org/10.1175/2007JAS2561.1>
- Hendricks, E. A., Doyle, J. D., Eckermann, S. D., Jiang, Q., & Reinecke, P. A. (2014). What is the source of the stratospheric gravity wave belt in austral winter?. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(5), 1583-1592.
<https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0332.1>
- Hersbach, H., & Dee, D. (2016). ERA5 reanalysis is in production. In ECMWF Newsletter (p. 7). Reading, UK.
- Hertzog, A., Boccara, G., Vincent, R. A., Vial, F., & Cocquerez, P. (2008). Estimation of gravity wave momentum flux and phase speeds from

- quasi-Lagrangian stratospheric balloon flights. Part II: Results from the Vorcore campaign in Antarctica. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(10), 3056-3070. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2710.1>
- Hertzog, A., Alexander, M. J., & Plougonven, R. (2012). On the intermittency of gravity wave momentum flux in the stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(11), 3433-3448. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-09.1>
- Hibbins, R. E., Espy, P. J., Jarvis, M. J., Riggan, D. M., & Fritts, D. C. (2007). A climatology of tides and gravity wave variance in the MLT above Rothera, Antarctica obtained by MF radar. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69(4-5), 578-588. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2006.10.009>
- Hines, C. Q. (1989). Tropopausal mountain waves over Arecibo: A case study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(4), 476-488. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0476:TMWOAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0476:TMWOAA>2.0.CO;2)
- Hocking, W. K. (2005). A new approach to momentum flux determinations using SKiYMET meteor radars, *Annales Geophysicae*, 23(7), 2433-2439.
- Hocking, W. K., & Thayaparan, T. (1997). Simultaneous and colocated observation of winds and tides by MF and meteor radars over London, Canada (43°N, 81°W), during 1994-1996. *Radio Science*, 32(2), 833-865. <https://doi.org/10.1029/96RS03467>
- Hoffmann, L., Günther, G., Li, D., Stein, O., Wu, X., Griessbach, S., ... & Wright, J. S. (2019). From ERA-Interim to ERA5: the considerable impact of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(5), 3097-3124. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3097-2019>
- Hoffmann, L., Xue, X., & Alexander, M. J. (2013). A global view of stratospheric gravity wave hotspots located with Atmospheric Infrared

- Sounder observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2), 416-434. <https://doi.org/10.1029/2012JD018658>
- Holt, L. A., Alexander, M. J., Coy, L., Liu, C., Molod, A., Putman, W., & Pawson, S. (2017). An evaluation of gravity waves and gravity wave sources in the Southern Hemisphere in a 7 km global climate simulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(707), 2481-2495. <https://doi.org/10.1002/qj.3101>
- Hoskins, B. J. (1982). The mathematical theory of frontogenesis. *Annual review of fluid mechanics*, 14(1), 131-151.
- Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2005). A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, 18(20), 4108-4129. <https://doi.org/10.1175/JCLI3570.1>
- Huffman, G. J., D. T. Bolvin, E. F. Stocker, and J. Tan (2017), V05 IMERG Final Run release notes, 5 pp. [Available online at https://pps.gsfc.nasa.gov/Documents/IMERG_FinalRun_V05_release_notes-rev03.pdf].
- Innis, J. L., Klekociuk, A. R., & Vincent, R. A. (2004). Interstation correlation of high-latitude lower-stratosphere gravity wave activity: Evidence for planetary wave modulation of gravity waves over Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D17). <https://doi.org/10.1029/2004JD004961>
- Jiang, J. H., Wu, D. L., & Eckermann, S. D. (2002). Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) MLS observation of mountain waves over the Andes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20). <https://doi.org/10.1029/2002JD002091>
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S. K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., & Potter, G. L. (2002). Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of*

the American Meteorological Society, 83(11), 1631-1643.

<https://doi.org/10.1175/BAMS-83-11-1631>

- Kang, M.-J., Chun, H.-Y., & Kim, Y.-H. (2017). Momentum flux of convective gravity waves derived from an offline gravity wave parameterization. Part I: Spatiotemporal variations at source level. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(10), 3167–3189. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0053.1>
- Ki, M. -O., & Chun, H. -Y. (2010). Characteristics and sources of inertia-gravity waves revealed in the KEOP-2007 radiosonde data. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 46(3), 261–277. <https://doi.org/10.1007/s13143-010-1001-4>
- Ki, M. -O., & Chun, H. -Y. (2011). Ki, M. O., & Chun, H. Y. (2011). Inertia gravity waves associated with deep convection observed during the summers of 2005 and 2007 in Korea. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D16). <https://doi.org/10.1029/2011JD015684>
- Kim, Y. H., Chun, H. Y., Park, S. H., Song, I. S., & Choi, H. J. (2016). Characteristics of gravity waves generated in the jet-front system in a baroclinic instability simulation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 4799-4815. <https://doi.org/10.5194/acp-16-4799-2016>
- King, J. C. (1990). Some measurements of turbulence over an Antarctic ice shelf. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116(492), 379-400. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49711649208>
- Kumar, K. K., Antonia, T. M., & Shelbi S. T. (2007). Initial results from SKiYMET meteor radar at Thumba (8.5°N,77°E): 2. Gravity wave observations in the MLT region. *Radio Science*, 42. <https://doi.org/10.1029/2006RS003551>
- Lee, C., Kim, Y.-H., Kim, J.-H., Jee, G., Won, Y.-I., & Wu, D. L. (2013). Seasonal variation of wave activities near the mesopause region observed at

- King Sejong Station (62.22°S, 58.78°W), Antarctica. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 105–106, 30–38.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2013.07.006>
- Lighthill, J. (1978). *Waves in Fluids*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Manson, A. H., Meek, C. E., Hall, C. M., Nozawa, S., Mitchell, N. J., Pancheva, D., et al. (2004). Mesopause dynamics from the scandinavian triangle of radars within the PSMOS-DATAR project. *Annales Geophysicae*, 22(2), 367–386. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-367-2004>
- Meteorology, W. M. O. (1957). A three-dimensional science: Second session of the commission for aerology. *WMO Bull*, 4(2), 134-138.
- Miller, J. E. (1948). On the concept of frontogenesis. *Journal of Meteorology*, 5(4), 169-171.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0169:OTCOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0169:OTCOF>2.0.CO;2)
- Mitchell, N. J., & Beldon, C. L. (2009). Gravity waves in the mesopause region observed by meteor radar: 1. A simple measurement technique. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(8–9), 866–874.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2009.03.011>
- Moffat-Griffin, T., & Colwell, S. R. (2017). The characteristics of the lower stratospheric gravity wavefield above Halley (75° S, 26° W), Antarctica, from radiosonde observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(17), 8998-9010. <https://doi.org/10.1002/2017JD027079>
- Moffat-Griffin, T., Hibbins, R. E., Jarvis, M. J., & Colwell, S. R. (2011). Seasonal variations of gravity wave activity in the lower stratosphere over an Antarctic Peninsula station. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D14). <https://doi.org/10.1029/2010JD015349>
- Moffat-Griffin, T., Jarvis, M. J., Colwell, S. R., Kavanagh, A. J., Manney, G. L., & Daffer, W. H. (2013). Seasonal variations in lower stratospheric

- gravity wave energy above the Falkland Islands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(19). <https://doi.org/10.1002/jgrd.50859>
- Moore, J. T., & Abeling, W. A. (1988). A diagnosis of unbalanced flow in upper levels during the AYE-SESAME I period. *Monthly Weather Review*, 116(12), 2425–2436.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<2425:ADOUFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<2425:ADOUFI>2.0.CO;2)
- Murphy, D. J., Alexander, S. P., Klekociuk, A. R., Love, P. T., & Vincent, R. A. (2014). Radiosonde observations of gravity waves in the lower stratosphere over Davis, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(21). <https://doi.org/10.1002/2014JD022448>
- Murphy, D. J., French, W. J. R., & Vincent, R. A. (2007). Long-period planetary waves in the mesosphere and lower thermosphere above Davis, Antarctica. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69(17–18), 2118–2138. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.06.008>
- Nozawa, S., Imaida, S., Brekke, A., Hall, C. M., Manson, A., Meek, C., et al. (2003). The quasi 2-day wave observed in the polar mesosphere. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2002JD002440>
- Pfenninger, M., Liu, A. Z., Papen, G. C., & Gardner, C. S. (1999). Gravity wave characteristics in the lower atmosphere at South Pole. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D6), 5963-5984.
<https://doi.org/10.1029/98JD02705>
- Plougonven, R., Jewtoukoff, V., Cámara, A. D. L., Lott, F., & Hertzog, A. (2017). On the relation between gravity waves and wind speed in the lower stratosphere over the Southern Ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(4), 1075-1093. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0096.1>
- Plougonven, R., & Snyder, C. (2007). Inertia–gravity waves spontaneously generated by jets and fronts. Part I: Different baroclinic life cycles. *Journal*

of the atmospheric sciences, 64(7), 2502-2520.

<https://doi.org/10.1175/JAS3953.1>

- Plougonven, R., & Teitelbaum, H. (2003). Comparison of a large-scale inertia-gravity wave as seen in the ECMWF analyses and from radiosondes. *Geophysical research letters*, 30(18). <https://doi.org/10.1029/2003GL017716>
- Plougonven, R., & Zhang, F. (2016). Gravity waves generated by jets and fronts and their relevance for clear-air turbulence. In *Aviation Turbulence* (pp. 385-406). Springer, Cham.
- Preusse, P., Ern, M., Bechtold, P., Eckermann, S. D., Kalisch, S., Trinh, Q. T., & Riese, M. (2014). Characteristics of gravity waves resolved by ECMWF. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(19), 10483-10508. <https://doi.org/10.5194/acp-14-10483-2014>
- Phillips, A. (1989). Simultaneous observations of the quasi 2-day wave at Mawson, Antarctica, and Adelaide, South Australia. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 51(2), 119-124. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(89\)90111-6](https://doi.org/10.1016/0021-9169(89)90111-6)
- Reeder, M. J., & Griffiths, M. (1996). Stratospheric inertia-gravity waves generated in a numerical model of frontogenesis. II: Wave sources, generation mechanisms and momentum fluxes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(533), 1175-1195. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253308>
- Rienecker, M. M., Suarez, M. J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., ... & Bloom, S. (2011). MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of Climate*, 24(14), 3624-3648. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1>
- Riggin, D. M., Meyer, C. K., Fritts, D. C., Jarvis, M. J., Murayama, Y., Singer, W., et al. (2003). MF radar observations of seasonal variability of

- semidiurnal motions in the mesosphere at high northern and southern latitudes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65(4), 483–493. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00340-1)
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... & Liu, H. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015-1058. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., ... & Ek, M. (2014). The NCEP climate forecast system version 2. *Journal of Climate*, 27(6), 2185-2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
- Sato, K., Watanabe, S., Kawatani, Y., Tomikawa, Y., Miyazaki, K., & Takahashi, M. (2009). On the origins of mesospheric gravity waves. *Geophysical research letters*, 36(19). <https://doi.org/10.1029/2009GL039908>
- Sato, K., & Yoshiki, M. (2008). Gravity wave generation around the polar vortex in the stratosphere revealed by 3-hourly radiosonde observations at Syowa Station. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(12), 3719-3735. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2539.1>
- Sandford, D. J., Schwartz, M. J., & Mitchell, N. J. (2008). The wintertime two-day wave in the polar stratosphere, mesosphere and lower thermosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(3), 749–755. <https://doi.org/10.5194/acp-8-749-2008>
- Senf, F., & Achatz, U. (2011). On the impact of middle-atmosphere thermal tides on the propagation and dissipation of gravity waves. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D24). <https://doi.org/10.1029/2011JD015794>
- Smith, K. L., Neely, R. R., Marsh, D. R., & Polvani, L. M. (2014). The specified chemistry whole atmosphere community climate model

- (SC-WACCM). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(3), 883-901.
- Song, I.-S., Lee, C., Kim, J.-H., Jee, G., Kim, Y.-H., Choi, H.-J., et al. (2017). Meteor radar observations of vertically propagating low-frequency inertia-gravity waves near the southern polar mesopause region. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 122(4), 4777–4800.
<https://doi.org/10.1002/2016JA022978>
- Song, I. S., & Chun, H. Y. (2008). A Lagrangian spectral parameterization of gravity wave drag induced by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(4), 1204-1224.
<https://doi.org/10.1175/2007JAS2369.1>
- Spiga, A., Teitelbaum, H., & Zeitlin, V. (2008, September). Identification of the sources of inertia-gravity waves in the Andes Cordillera region. In *Annales Geophysicae* (Vol. 26, No. 9, pp. 2551-2568). Copernicus GmbH.
<https://doi.org/10.5194/angeo-26-2551-2008>
- Trinh, Q. T., Ern, M., Doornbos, E., Preusse, P., & Riese, M. (2018, March). Satellite observations of middle atmosphere–thermosphere vertical coupling by gravity waves. In *Annales Geophysicae* (Vol. 36, No. 2, pp. 425-444). Copernicus GmbH. <https://doi.org/10.5194/angeo-36-425-2018>
- Tunbridge, V. M., & Mitchell, N. J. (2009). The two-day wave in the Antarctic and Arctic mesosphere and lower thermosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9, 6377–6388. <https://doi.org/10.5194/acpd-9-10271-2009>
- UKMO (2007) Fact sheet No. 3 – Water in the atmosphere
- Vincent, R. A. (1984). Gravity-wave motions in the mesosphere. *Journal of atmospheric and terrestrial physics*, 46(2), 119-128.
[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(84\)90137-5](https://doi.org/10.1016/0021-9169(84)90137-5)
- Vincent, R. A., & Alexander, M. J. (2000). Gravity waves in the tropical lower

- stratosphere: An observational study of seasonal and interannual variability. *Journal of Geophysical Research*, 105(D14), 17,971–17,982.
<https://doi.org/10.1029/2000JD900196>
- Vincent, R. A., Allen, S. J., & Eckermann, S. D. (1997). Gravity-wave parameters in the lower stratosphere. In *Gravity Wave Processes* (pp. 7-25). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60654-0_2
- Vincent, R. A., Hertzog, A., Boccara, G., & Vial, F. (2007). Quasi-Lagrangian superpressure balloon measurements of gravity-wave momentum fluxes in the polar stratosphere of both hemispheres. *Geophysical Research Letters*, 34(19).
<https://doi.org/10.1029/2007GL031072>
- Yoshiki, M., & Sato, K. (2000). A statistical study of gravity waves in the polar regions based on operational radiosonde data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D14), 17995-18011.
<https://doi.org/10.1029/2000JD900204>
- Yoshiki, M., Kizu, N., & Sato, K. (2004). Energy enhancements of gravity waves in the Antarctic lower stratosphere associated with variations in the polar vortex and tropospheric disturbances. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D23). <https://doi.org/10.1029/2004JD004870>
- Wang, S., Zhang, F., & Snyder, C. (2009). Generation and propagation of inertia-gravity waves from vortex dipoles and jets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(5), 1294-1314.
<https://doi.org/10.1175/2008JAS2830.1>
- Watanabe, S., Sato, K., & Takahashi, M. (2006). A general circulation model study of the orographic gravity waves over Antarctica excited by katabatic winds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D18).
<https://doi.org/10.1029/2005JD006851>
- Wu, D. L., & Jiang, J. H. (2002). MLS observations of atmospheric gravity

- waves over Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D24), ACL-14. <https://doi.org/10.1029/2002JD002390>
- Yoo, J. H., Choi, T., Chun, H. Y., Kim, Y. H., Song, I. S., & Song, B. G. (2018). Inertia-Gravity Waves Revealed in Radiosonde Data at Jang Bogo Station, Antarctica (74° 37' S, 164° 13' E): 1. Characteristics, Energy, and Momentum Flux. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(23), 13-305. <https://doi.org/10.1029/2018JD029164>
- Yuan, J., & Miller, R. L. (2002). Seasonal variation in precipitation patterns to the global ocean: An analysis of the GPCP version 2 data set. *Global biogeochemical cycles*, 16(4), 50-1. <https://doi.org/10.1029/2001GB001458>
- Zängl, G., & Hoinka, K. P. (2001). The tropopause in the polar regions. *Journal of Climate*, 14(14), 3117-3139. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3117:TTITPR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3117:TTITPR>2.0.CO;2)
- Zhang, F. (2004). Generation of mesoscale gravity waves in upper-tropospheric jet-front systems. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(4), 440-457. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0440:GOMGWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0440:GOMGWI>2.0.CO;2)
- Zink, F., & Vincent, R. A. (2001). Wavelet analysis of stratospheric gravity wave packets over Macquarie Island: 1. Wave parameters. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D10), 10275-10288. <https://doi.org/10.1029/2000JD900847>