

고위도 열권 바람에서 소용돌이를 일으키는 강제항들에 대한 분석

곽영실¹, 안병호², 김관혁¹
¹한국천문연구원 태양우주환경연구그룹
²경북대학교 지구과학교육과

Analysis of Forcing Terms Determining the Thermospheric Wind Vortices at High Latitudes

Young-Sil Kwak¹†, Byung-Ho Ahn², and Khan-Hyuk Kim¹

¹Solar and Space Weather Research Group, KASI, Daejeon 305-348, Korea

²Department of Earth Science, Kyungpook National University, Daegu 702-701, Korea

E-mail: yskwak@kasi.re.kr

(Received October 31, 2008; Accepted November 13, 2008)

요 약

곽영실 등(2008)의 연구로부터 고위도 하부 열권의 평균 수평바람 형태는 발산적인 흐름보다는 회전적인 흐름에 더 강하게 지배된다는 것이 확인 되었다. 이 연구에서는, 곽영실 등(2008)의 연구의 연장으로, 회전적인 흐름의 척도인 소용돌이도(vorticity)를 유지시켜주는 강제(forcing) 항들을 정량화하고 서로 비교 분석함으로써, 고위도 하부 열권에서의 전체 수평 바람장의 강한 회전 흐름을 유발시키는 주된 물리적인 과정을 규명하였다. 이 연구를 위하여 미 국립대기연구소(NCAR)의 열권-이온권 전기역학적 대순환 모델(Thermosphere-Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model, TIEGCM)을 이용하였다. 고위도 하부 열권의 소용돌이의 변화를 결정하고 유지시켜주는 주된 강제항은 이온항력(ion drag)항과 수평이류(horizontal advection)항으로 확인되었다. 늘림(stretching)항 또한 뚜렷한 기여를 하는 것으로 확인되었다. 소용돌이도 강제에 대한 IMF의 영향이 고도 105–110km 부근까지 뚜렷하게 나타남이 확인되었다.

Abstract

Kwak et al. (2008) found that the mean neutral wind pattern in the high-latitude lower thermosphere is dominated by rotational flow than by divergent flow. As an extension of the our previous work (Kwak et al. 2008), we performed a term analysis of vorticity equation that describes the driving forces for the rotational component of the horizontal wind in order to determine key processes that causes strong rotational flow in the high-latitude lower thermospheric winds. For this study the National Center for Atmospheric Research Thermosphere-Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model (NCAR-TIEGCM) is used. The primary forces that determine variations of the vorticity are the ion drag term and the horizontal advection term. Significant contributions, however, can be made by the stretching term. The effects of IMF on the vorticity forces are seen down to around 105–110 km.

Keywords: high-latitude lower thermosphere, vorticity forcing, ion-drag force

†corresponding author

1. 서 론

지구의 초고층인 열권은 중성대기와 이온화된 물질이 포함된 이온권이 공존하는 영역으로 중성대기와 플라즈마 사이에 매우 복잡한 상호작용이 일어나고 있다. 특히 태양활동이 활발해지면, 태양풍과 지구자기장과의 상호작용에 의해 전기장과 고에너지 입자가 자기권으로부터 유입되어 고위도 이온권에는 빠른 플라즈마 대류와 강한 전류가 발생된다. 전기장과 자기장 속에서 빠르게 표류하는 양이온은 중성대기와 충돌하여 이온항력가속(ion-drag acceleration) 및 줄가열(joule heating) 과정을 통하여 운동량 및 에너지를 전달함으로써 고위도 열권 바람에 강하게 영향을 준다(e.g. Thayer et al. 1987, Rees & Fuller-Rowell 1989, Killeen et al. 1995). 뿐만 아니라 고위도 이온권의 전기장이 저위도로 전파됨에 따라 전지구적인 열권과 이온권의 성분, 밀도, 역학 및 구조에도 큰 변화가 일어난다.

고위도 열권의 역학을 좌우하는 물리적 과정을 이해하기 위하여 소용돌이도(vorticity)와 발산(divergence) 분석을 이용한 많은 연구가 있었다(Mayr & Harris 1978, Roble et al. 1982, Larsen & Mikkelsen 1983, 1987, Mikkelsen & Larsen 1983, Clark et al. 1988, Thayer & Killeen 1991, 1993). 소용돌이도는 회전적인 흐름의 척도이며 발산은 발산적인 흐름의 척도로서, 중성대기의 수평면상의 흐름을 파악하는 데는 소용돌이도와 발산 분석이 중요한 도구가 된다(Thayer & Killeen 1991, 1993). 선행 연구들에 의하면, 고위도 열권의 평균 수평바람 형태는 발산적인 흐름보다는 회전적인 흐름에 더 강하게 지배된다. 특히 광영실 등(2008)은 미 국립대기연구소(NCAR)의 열권-이온권 전기역학적 대순환 모델(Thermosphere-Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model, TIEGCM)(Richmond et al. 1992)을 이용하여 행성간 자기장(Interplanetary Magnetic Field, IMF)의 조건과 고도에 따른 남반구 고위도 하부 열권에서의 대규모의 연직성분 소용돌이도와 발산을 분석하였다. 그들의 연구에 따르면, 모든 IMF 조건의 경우 고위도 열권 바람장에서 소용돌이도가 발산보다 훨씬 강하게 형성되는 것으로 확인되었으며, IMF의 조건과 고도에 따라 소용돌이도 차이(difference vorticity)의 양상이 매우 달랐다. 그리고 비록 고도 130km 이하에서는 고도가 감소함에 따라 소용돌이의 세기가 급격히 약해지긴 하였지만, 그러한 양상은 고도 106km 까지 나타났다.

광영실 등(2008)의 연구의 연장으로, 이 연구에서 최초로 회전적인 흐름의 척도인 소용돌이도를 강하게 유지시켜주는 강제(forcing) 항들을 정량화하고 서로 비교 분석함으로써, 고위도 하부 열권에서의 전체 수평 바람장의 강한 회전 흐름을 유발시키는 주된 물리적인 과정을 규명하고자 한다. 이 연구를 위하여 NCAR-TIEGCM을 이용하였다. NCAR-TIEGCM은 광영실 등(2008)에서 자세히 소개되었으며, 모델에 대한 입력자료 및 시뮬레이션 조건들은 광영실 등(2008)의 연구에서와 동일하다.

2. 소용돌이도 방정식(Vorticity Equation)

고위도 하부 열권의 평균 바람 형태는 발산적인 흐름보다는 회전적인 흐름에 더 지배된다는 것이 확인되었다(광영실 등 2008). 이 연구에서는 고위도 하부 열권의 바람장에서 그러한 회전적인 흐름을 의미하는 강한 소용돌이도를 유발시키는 주된 물리적 과정을 밝히기 위해서 고위도 하부 열권의 회전성 흐름을 유지시키는 힘들을 정량화 하고자 한다. 소용돌이도를 유발시키는 근본적인 힘들의 상대적인 기여도를 조사하기 위해서는 소용돌이도 방정식의 각 항들에 대한 분석이 필요하다. 이

는 소용돌이도 방정식은 수평 바람의 비발산(irrotational) 성분을 유발시키는 힘들로 표현되기 때문이다.

연직성분의 소용돌이도 방정식은 수평운동량 방정식에 수평 $\text{curl}(\mathbf{k} \cdot \nabla \times)$ 을 취함으로써 유도될 수 있으며, 식 (1)과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \omega_a}{\partial t} = & -\mathbf{V} \cdot \nabla_z \omega_a - \omega_a \nabla_z \cdot \mathbf{V} - W \frac{\partial \omega_a}{\partial Z} + \mathbf{k} \times \partial \frac{\mathbf{V}}{\partial Z} \cdot \nabla_z W + \mathbf{k} \cdot \nabla_z \times \frac{1}{\rho} \nabla(\mu \nabla \mathbf{V}) \\ & + \mathbf{k} \cdot \nabla_z \times \left[\frac{\sigma_P B^2}{\rho} (\mathbf{U} - \mathbf{V}) + \frac{\sigma_H B}{\rho} \mathbf{B} \times (\mathbf{U} - \mathbf{V}) \right] \end{aligned} \quad (1)$$

여기서 ω_a 는 절대소용돌이도이고, \mathbf{V} 는 중성대기의 속도이며 $W = dZ/dt$ 는 연직 속력이다. Z 는 $\log_e(P_0/P)$ 이며 P_0 는 기준 기압면($= 50\mu\text{Pa}$)이다. ρ 는 대기밀도이고 μ 는 분자 및 난류점성계수의 합이며 σ_P 와 σ_H 는 각각 Pedersen과 Hall 전기전도도이다. \mathbf{U} 는 전자기적인 플라즈마 대류 속도이며, \mathbf{B} 는 지자기장이다. 좌변항은 시간에 따른 절대소용돌이도의 변화율을 나타낸다. 우변의 첫째 항은 절대소용돌이도의 수평이류(horizontal advection)항이고, 둘째 항은 늘림(stretching)항으로 수평발산에 의한 소용돌이도의 생성항이다. 셋째 항은 절대소용돌이도의 연직이류(vertical advection)항을 나타내며, 넷째 항은 절대소용돌이도의 비틀림(tilting)항으로 이 강제항은 불규칙한 연직운동에 의하여 수평적으로 편향된 소용돌이도 성분이 연직으로 비틀어짐으로써 발생하는 연직성분 소용돌이도항이다. 절대소용돌이도의 연직이류 및 비틀림항은 운동량의 연직이류로부터 결정된다. 다섯째 항은 절대소용돌이도에 대한 점성력(viscous force)으로 운동량의 점성으로부터 결정된다. 마지막 항은 이온항력(ion drag force) 효과 항으로 전리층의 플라즈마 대류로 인한 이온항력으로부터 결정된다.

모델결과로부터 식 (1)을 이용하여 각 주어진 기압면 고도와 UT에 대해서 각 격자점에서의 소용돌이도 강제항들을 구하였다. 각 격자점에서의 수평 및 연직 방향으로의 편미분 값을 구하기 위해서는 유한차분법(finite difference method)을 이용하였다. 계산된 소용돌이도 강제항들을 준쌍극자(Quasi-Dipole, QD) 좌표계(Richmond 1995)를 이용하여, QD 위도(λ_q)와 자기지방시(Magnetic Local Time, MLT)상에 나타내었다.

3. 소용돌이도 강제(Vorticity Forcing)

TIEGCM으로 구현된 고위도 열권 바람의 양상이 실제로 관측된 바람 양상과 얼마나 잘 일치하는가를 보기 위하여, TIEGCM에서 구현된 바람 분포를 UARS(Upper Atmospheric Research Satellite)에 탑재된 WINDII(Wind Imaging Interferometer)에 의해 관측된 바람 분포(Richmond et al. 2003)와 비교하였다. 그림 1a,b는 IMF(B_y, B_z)가 (0.0, -2.0)nT인 경우, 각각 WINDII 자료와 TIEGCM 시뮬레이션으로부터 구한 남반구의 고도 169-170, 140-142, 123-125 그리고 111km에서의 수평바람 분포이다. 그림 1에서 나타내는 모든 속도분포의 투영은 아래에서 위로 열권을 올려다 보는 것과 같다. TIEGCM 바람은 다음과 같은 점에서 WINDII 관측과 일치한다: 고도 169-170km에서, 저녁 영역에는 시계방향의 소용돌이가 나타나고, 이른 아침시간대에는 자기 위도 -55° 까지 확장되는 강한 적도쪽으로는 흐름이 있다. 저녁 영역의 시계방향 소용돌이는 고도가 감소함에 따라 점점 약화되어, 고도 111km에서는 그러한 양상이 나타나지 않고 대기조석과 관련되어 태양 반대쪽으로 부는 배경 바람(background wind)이 뚜렷하다. TIEGCM 모델 결과를 관측 결과와 비교해 보았을 때, 모델에서 구현된 바람의 세기가 다소 약하긴 하지만 양상은 관측된 바람과 매우 유사하다. 따

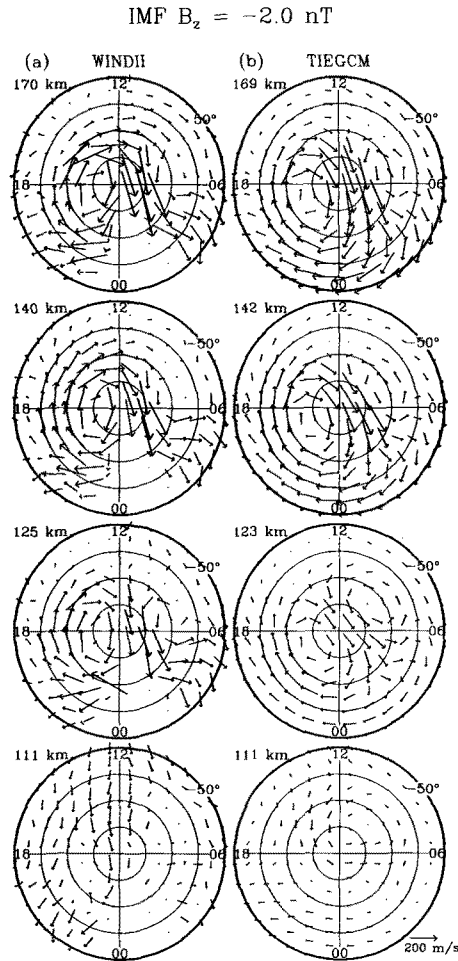


그림 1. IMF (B_y, B_z)가 (0.0, -2.0)nT인 경우, (a) WINDII 자료(Richmond et al. 2003)와 (b) TIEGCM 시뮬레이션으로부터 구한 남반구의 고도 169-170, 140-142, 123-125 그리고 111km에서의 수평바람 분포.

라서 여름철 하부 열권의 고도에 따른 역학적 또는 운동학적 연구를 위해서 TIEGCM 결과를 이용할 수 있으리라 판단된다.

그림 2a,b는 그림 1b의 TIEGCM 수평바람분포로부터 유도된 IMF(B_y, B_z)가 (0.0, -2.0)nT인 경우, 남반구의 고도 169, 142, 123, 그리고 111km에서의 평균발산 분포와 평균소용돌이도 분포를 각각 나타낸 것이다. 비록 고도 123km 이하에서는 고도가 감소함에 따라 소용돌이도의 세기가 급격히 약해지긴 하지만, 곽영실 등(2008)의 연구에서 확인된 바와 같이, 고위도 열권 바람장에서는 소용돌이도가 발산보다 훨씬 강하게 형성된다.

소용돌이도 방정식의 각 항들에 대한 분석을 통하여, 고위도 하부 열권의 바람장에서 강한 소용돌이도 즉 회전적인 흐름을 생성·유지시키는 강제항들을 정량화 하고, 그러한 근본적인 힘들의 상대적인 기여도를 조사하였다. 그림 3은 그림 2b에서 보여진 IMF(B_y, B_z)가 (0.0, -2.0)nT인 경우 남반

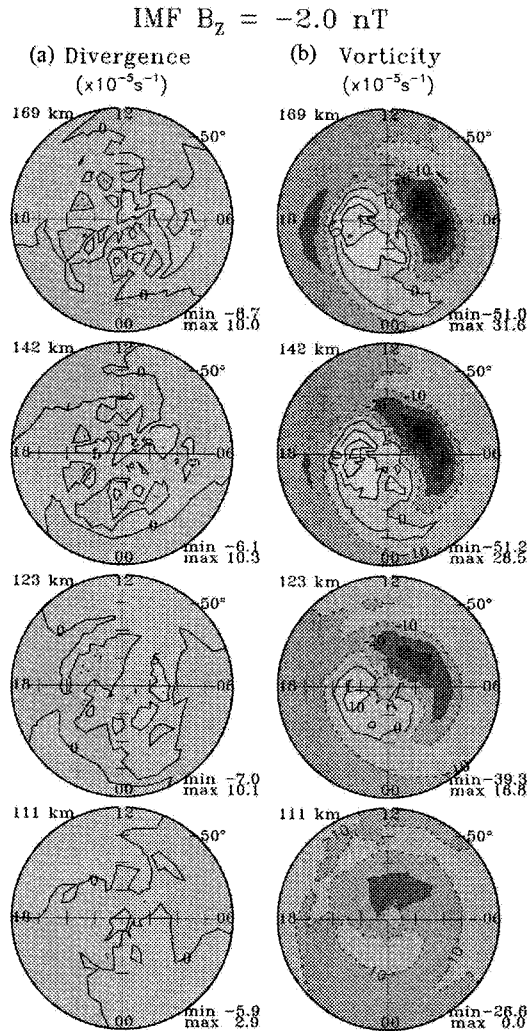


그림 2. IMF (B_y, B_z)가 (0.0, -2.0)nT인 경우, 남반구의 고도 169, 142, 123 그리고 111km에서의 (a) 수평발산 분포와 (b) 소용돌이도 분포.

구 고위도 하부 열권에서의 소용돌이도에 대한 강제항들의 분포를 각각 나타낸 것이다: (a) 이온항력(ion drag)항, (b) 수평이류(horizontal advection)항, (c) 늘림(stretching)항, (d) 연직이류(vertical advection)항, (e) 비틀림(tilting)항, (f) 점성(viscous)항. 최소 및 최대 소용돌이도 강제 값을 각 그림의 우측 하단에 나타내었다.

그림 3a는 이온항력항의 분포로 등치선 간격을 $10^{-8} s^{-2}$ 로 나타내었다. 소용돌이도에 대한 이온항력항의 강제는 이온항력 전단변형(shear)에 의해 유발되기 때문에 양과 음의 값은 각각 시계방향과 반시계방향으로의 이온항력을 의미한다. 0인 등치선은 이온항력이 극관 내에서 태양반대쪽으로 최대가 되거나 새벽과 저녁영역에서 태양 쪽으로 최대가 될 때 전단변형의 역전이 일어나는 지역을 의미한다.

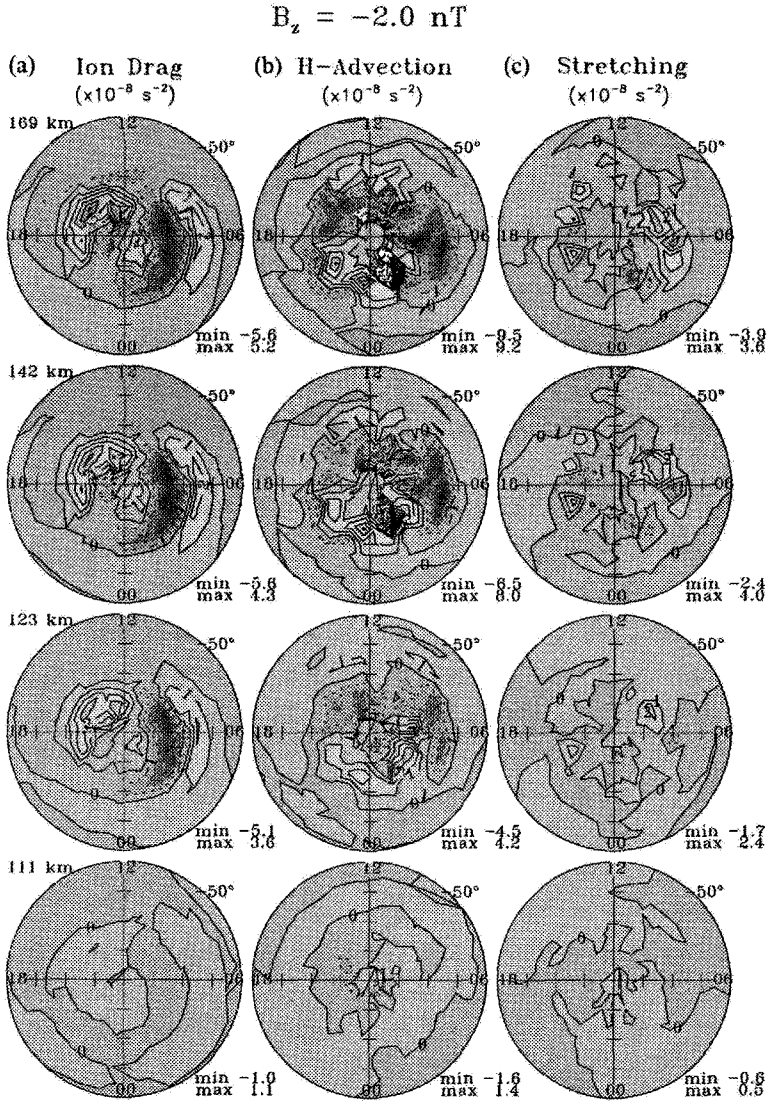


그림 3. IMF (B_y, B_z)가 (0.0, -2.0)nT인 경우, 남반구의 고도 169, 142, 123 그리고 111km에서 소용돌이도 강제항들의 분포: (a) 이온항력항, (b) 수평이류항, (c) 늘림항, (d) 연직이류항, (e) 비틀림항, (f) 점성항. 실선 및 점선으로 나타낸 등치선들은 각각 양과 음의 강제를 의미한다.

고도 169km의 경우를 보면, 오후영역에서는 지자기 위도 $-70^\circ \sim -80^\circ$ 영역에 최대 $5.2 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 로 강한 양의 이온항력 강제가 나타난다. 반면, 오전영역에서는 지자기 위도 $-60^\circ \sim -70^\circ$ 영역에 양의 이온항력 강제가 작용하지만 $-70^\circ \sim -80^\circ$ 위도 영역에 최소 $-5.6 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 정도로 강한 음의 이온항력 강제가 작용함을 볼 수 있다. 대체로 지자기 위도 -60° 이상의 고위도열권에서 이온항력 강제 세기가 뚜렷한 양상을 보이는데, 이것은 IMF B_z 가 약 -2.0nT의 경우 대체로 지자기 위도 -60°

$$B_z = -2.0 \text{ nT}$$

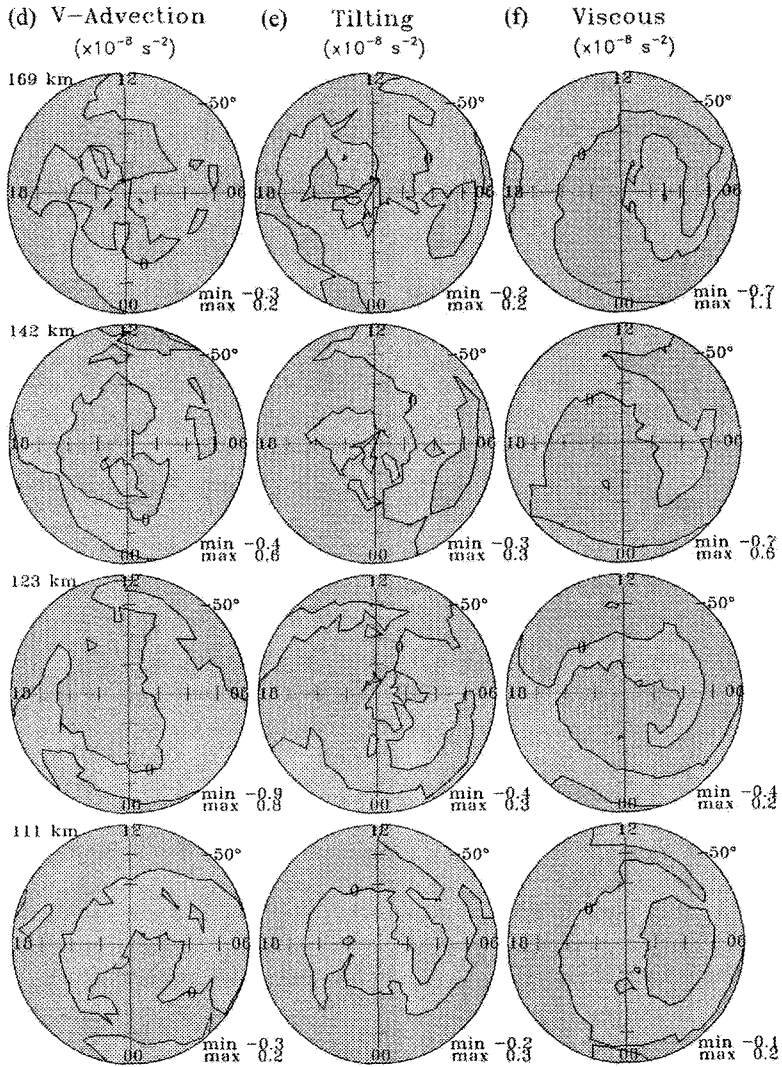


그림 3. (계 속)

이상에서 강한 고위도 전리층의 이온 대류가 공존하는 열권의 소용돌이 발생에 강하게 영향을 끼침을 의미한다. 남향 성분의 IMF B_z 가 강화되는 경우라면, 더 강한 전리층의 이온 대류가 더 낮은 위도 지역까지 확장되며(Kwak & Richmond 2007), 이로 인한 이온항력 강제에 의해 열권의 소용돌이가 더 강화되고 저위도로 확장되어 발생할 것이다. 고도 169km에서 뚜렷하게 나타나는 이온항력 강제의 양상이 고도 123km 이하의 고도에서는 갑자기 감소한다. 이것은 고도가 감소함에 따라 중성대기 밀도가 기하급수적으로 증가하여 고도 $\sim 123\text{km}$ 이하에서는 이온-중성대기의 충돌주파수가 이

은 회전주파수보다 훨씬 더 높아져서 이온 대류가 중성대기와의 충돌에 강하게 영향을 받기 때문이다(Kwak & Richmond 2007).

그림 3b는 소용돌이도에 대한 수평이류강제 분포이다. 고도 169km의 경우, 지자기 위도 $-70^\circ \sim -80^\circ$ 의 자정 부근, 늦은 저녁 및 이른 아침시간대에서 최대 $9.2 \times 10^{-8} \text{s}^{-2}$ 로 강한 양의 값이 분포하는 반면, 음의 값은 최소 $-9.5 \times 10^{-8} \text{s}^{-2}$ 정도로 정오부근과 오전 및 오후 시간대의 오토라 영역에 걸쳐 넓게 분포한다. 이러한 양상이 고도 123km까지는 뚜렷하게 나타나고 있다. 이렇게 수평이류 강제항이 강한 지역에서는 수평 이류시의 전단변형으로 인해 강한 수평 회전흐름이 발생한다. 그림 3c는 늘림항의 분포이다. 고도 169km의 경우, 분리된 섬 형태의 분포가 지자기 위도 -65° 이상의 고위도 지역에 주로 나타나며, 새벽 영역에서 최대 $3.6 \times 10^{-8} \text{s}^{-2}$ 로 다소 강한 양의 값을 보이는데, 이러한 양상이 고도 123km까지 나타나고 있다. 늘림 강제항은 수평 발산과 관련된 소용돌이 생성항으로 출가열 등에 의한 수평 발산시의 전단변형으로 인해 수평 회전흐름이 발생함을 의미한다. 그림 3d,e 및 3f는 각각 연직이류항, 비틀림항, 그리고 점성항으로, 모든 고도에서 최대 및 최소가 각각 $1.1 \times 10^{-8} \text{s}^{-2}$ 이하와 $-0.7 \times 10^{-8} \text{s}^{-2}$ 이상으로 다른 강제항 즉 이온항력항, 수평이류항 및 늘림항에 비해 상대적으로 굉장히 약하다.

그림 3으로부터, IMF B_z 가 약 -2.0nT 정도인 경우, 열권 바람의 소용돌이도에 대한 강제는 고도 123km까지는 지자기 위도 약 -60° 이상의 고위도에서 뚜렷한데, 이것은 회전적인 흐름 또는 소용돌이는 주로 고위도지역에서 생성됨을 나타낸다. 고도 123km까지 강하게 나타나는 소용돌이도의 변화를 결정짓는 주된 강제항은 이온항력과 수평이류항으로, 이것은 중성대기흐름에서 수평적인 회전운동을 일으키는데는 전리층 이온 대류의 영향과 수평이류의 전단변형이 주된 역할을 함을 의미한다. 늘림항 또한 고도 123km까지 소용돌이도의 변화에 뚜렷한 기여를 하고 있는데, 이것은 출가열 등에 의한 수평 발산시 수평적인 전단변형이 존재하면 또한 수평 회전 흐름을 발생시킬 수 있음을 의미한다.

남반구 여름철 하부 열권의 소용돌이도 강제항들에 대한 IMF B_y 의 영향을 고도 및 위도별로 살펴보기 위하여 B_y -의존 자기지방시 평균 소용돌이도 강제항(또는 지자기 동서평균소용돌이도 강제항(geomagnetic zonal-mean vorticity forcing term))을 조사하였다. 그림 4는 $B_y = 2.6 \text{nT}$ 인 경우에 자기지방시로 평균된 소용돌이도 강제항들의 B_y -의존 성분의 분포이다: (a) 이온항력항, (b) 수평이류항, (c) 늘림항, (d) 연직이류항, (e) 비틀림항, (f) 점성항. 실선 및 점선으로 나타난 등치선들은 각각 양과 음의 강제를 의미한다. 그림 4a의 평균 이온항력 강제항은 지자기 위도 -77° 이상에서 강한 음의 값을 보이며 극부근에서 최소값을 보인다. 그리고 지자기 위도 $-77^\circ \sim -65^\circ$ 에서는 양의 값을 보이며 위도 -75° 부근에서 최대값을 보인다. B_y -의존 이온항력항은 음의 지역에서는 고도 105km까지 그리고 양의 지역에서는 약 110km까지 뚜렷한 양상을 보인다. 그림 4b의 평균 수평이류 강제항은 대체로 음의 값을 보이며, 지자기 위도 -70° 이상의 지역에서 고도 약 120km까지 뚜렷한 양상을 보인다. 135km 부근의 -85° 지자기 위도에서 최대값을 그리고 -75° 지자기 위도에서 두 번째 최대값이 각각 나타난다. 평균늘림항(그림 4c)은 대체로 양의 값으로 지자기 위도 -75° 이상에서 강하며 고도 120km까지 뚜렷하다. 평균소용돌이도의 형성에 대한 평균연직이류 강제항(그림 4d)은 비록 지자기 위도 -80° 이상의 고도 120km 부근에서 다소 강한 값을 보이긴 하지만 앞서 살펴본 세 강제항들, 즉 이온항력항, 수평이류항 및 늘림항에 비해 회전적인 중성대기 흐름의 생성 및 유지에 기

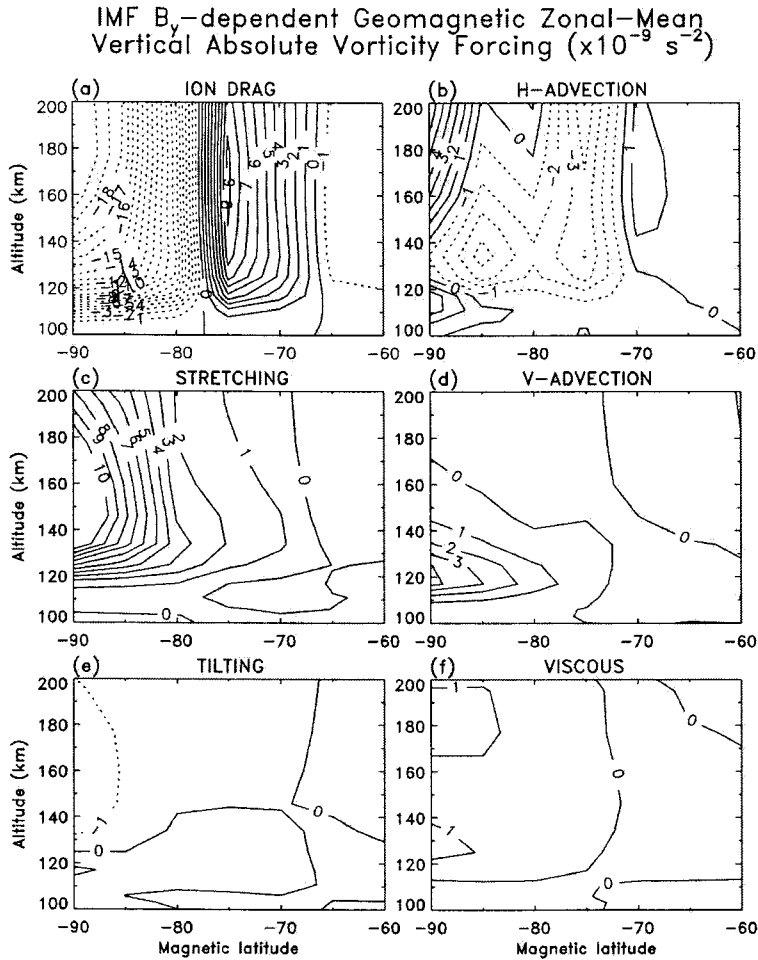


그림 4. 자기지방시 평균(또는 동서평균)된 IMF B_y -의존 소용돌이도 강제력의 분포: (a) 이온항력항, (b) 수평이류항, (c) 늘림항, (d) 연직이류항, (e) 비틀림항, (f) 점성항.

여도가 상대적으로 낮다. 평균비틀림항(그림 4e)과 평균점성항(그림 4f) 또한 굉장히 작아서 평균소용돌이도 형성에 대한 기여도가 상당히 낮다. IMF(B_y, B_z)가 (2.6, 0.0)nT인 경우의 고위도 열권 소용돌이도에 대한 강제항들을 앞서 살펴본 IMF(B_y, B_z)가 (0.0, -2.0)nT인 경우와 비교해 볼 때, 수평이류 강제항의 상대적인 기여도가 이온항력 강제항에 비해 다소 낮은 경향을 보인다.

4. 요약 및 결론

고위도 하부 열권의 평균 수평바람 형태는 발산적인 흐름보다는 회전적인 흐름에 더 강하게 지배된다는 것이 콕영실 등(2008)의 연구로부터 확인되었다. 이 연구에서는, 콕영실 등(2008)의 연구의 연장으로, 소용돌이도 방정식의 각 항들에 대한 분석을 통하여, 고위도 하부 열권의 바람장에서

강한 소용돌이도 즉 회전적인 흐름을 생성·유지시키는 강제항들을 정량화 하고, 그러한 근본적인 힘들의 상대적인 기여도를 조사하였다. 이 연구를 위하여, 광영실 등(2008)에서 사용한 미 국립대기연구소(NCAR)의 열권-이온권 전기역학적 대순환 모델(TIEGCM)을 이용하였다. 열권의 소용돌이도에 대한 강제는 고도 123km 까지는 대체로 지자기 위도 -60° 이상의 고위도에서 뚜렷함을 알 수 있는데, 이것은 회전적인 흐름 또는 소용돌이는 주로 고위도지역에서 생성됨을 의미한다. 고도 123km 까지 강하게 나타나는 소용돌이도의 변화를 결정짓는 주된 강제항은 이온항력과 수평이류항으로 확인되었다. 이것은 중성대기흐름에서 수평적인 회전운동을 일으키는데는 전리층 이온 대류의 영향과 수평이류의 전단변형이 주된 역할을 함을 의미한다. 줄가열 등에 의한 수평 발산시의 수평적인 전단변형과 관련된 늘림항 또한 고도 123km 까지 수평 회전흐름의 변화에 뚜렷한 기여를 하는 것으로 확인되었다. 그리고 소용돌이도 강제에 대한 IMF B_y 의 영향이 고도 105-110km 부근까지 뚜렷하게 나타남이 확인되었다.

감사의 글: 이 논문은 한국천문연구원의 “우주환경예보센터구축사업”과 선도연구사업의 지원으로 수행되었음.

참고문헌

- 광영실, 이재진, 안병호, 황정아, 김관혁, 조경석 2008, 한국우주과학회지, 25, 405
- Clark, M. A., Larsen, M. F., & Mikkelsen, I. S. 1988, JGR, 93, 12893
- Killeen, T. L., Won, Y.-I., Niciejewski, R. J., & Burns, A. G. 1995, JGR, 100, 21327
- Kwak, Y.-S. & Richmond, A. D. 2007, JGR, 112, A01206, doi:10.1029/2006JA011910
- Larsen, M. F. & Mikkelsen, I. S. 1983, JGR, 88, 3158
- Larsen, M. F. & Mikkelsen, I. S. 1987, JGR, 92, 6023
- Mayr, H. G. & Harris, I. 1978, JGR, 83, 3327
- Mikkelsen, I. S. & Larsen, M. F. 1983, JGR, 88, 8073
- Rees, D. & Fuller-Rowell, T. J. 1989, Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 328, 139
- Richmond, A. D. 1995, JGG, 47, 191
- Richmond, A. D., Lathuillère, C., & Vennerstroem, S. 2003, JGR, 108, 1066
- Richmond, A. D., Ridley, E. C., & Roble., R. G. 1992, GRL, 19, 601
- Roble, R. G., Dickinson, R., E., & Ridley, E. C. 1982, JGR, 87, 1599
- Thayer, J. P., Killeen, T. L., McCormac, F. G., Tschan, C. R., Ponthieu, J.-J., & Spencer, N. W. 1987, Ann Geophysicae, 5A, 363
- Thayer, J. P. & Killeen, T. L. 1991, GRL, 18, 701
- Thayer, J. P. & Killeen, T. L. 1993, JGR, 98, 11549