

SUPERDARN과 GREENLAND 자력계를 이용한 전리층 전기전도도의 추정

이은아¹†, 안병호², 이 유¹

¹충남대학교 천문우주과학과

²경북대학교 지구과학교육과

ESTIMATION OF IONOSPHERIC CONDUCTIVITY BASED ON THE MEASUREMENTS BY SUPERDARN HF RADARS AND GREENLAND MAGNETOMETERS

Eun Ah Lee¹†, Byung-Ho Ahn², and Yu Yi¹

¹Dept. of Astronomy and Space Science, Chungnam National University, Daejeon, Korea

²Kyungpook National University, Daegu, Korea

E-mail: ealee@kao.re.kr

(Received April 22, 2002; Accepted May 28, 2002)

요 약

전리층은 우주환경의 변화에 매우 중요한 역할을 하고 있다. 특히 전기전도도 분포에 관한 정보는 자기권-전리층 상호작용을 이해하는데 필수적이다. 이러한 요구에 부응해서 전기전도도를 구하려는 다양한 시도가 있었다. 본 연구에서는 SuperDARN(Super Dual Auroral Radar Network) 레이더망 중 Goose Bay 및 Stokkseyri 레이더에서 관측한 전기장과 Greenland의 서부해안에 설치된 지자기 관측소에서 동시에 얻은 지상 지자기 기록을 이용하여 전기전도도를 추정하였다. 또한 전리층을 흐르는 전류를 무한관상으로 가정하고 Biot-Savart 및 Ohm의 법칙을 적용하여 Hall 및 Pedersen 전기전도도를 추정하였다. 예상한대로 Hall 전기전도도는 오로라 제트전류대의 중심을 따라 상당히 강화됨을 알 수 있었다. 그러나 Pedersen 전기전도도는 광범위한 지역에서 음의 값이 나타났다. 이러한 문제를 보완하기 위해서 지자기 변화 성분인 ΔD 에 연자기력선 전류의 효과를 고려하였다. 그 결과 이전에 음으로 나타난 지역이 상당히 감소되었다. 따라서 지상 지자기 변화 자료와 레이더에서 관측된 전기장을 이용해서 전기전도도를 구하는 경우 연자기력선 전류의 효과를 고려해야 한다.

ABSTRACT

The ionosphere plays an important role in the electrodynamics of space environment. In particular, the information on the ionospheric conductivity distribution is indispensable in understanding the electrodynamics of the magnetosphere and ionosphere coupling study. To meet such a requirement, several attempts have been made to estimate the conductivity distribution over the polar ionosphere. As one of such attempts we compare the ionospheric plasma convection patterns obtained from the Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN), from which the electric field distribution is estimated, and the simultaneously measured ground magnetic disturbance. Specifically,

†corresponding author

the electric field measured from the Goose Bay and Stokkseyri radars and magnetic disturbance data obtained from the west coast chain of Greenland are compared. In order to estimate ionospheric conductivity distribution with these information, the overhead infinite sheet current approximation is employed. As expected, the Hall conductance, height-integrated conductivity, shows a wide enhancement along the center of the auroral electrojet. However, Pedersen conductance shows negative values over a wide portion of the auroral oval region, a physically unacceptable situation. To alleviate this problem, the effect of the field-aligned current is taken into account. As a result, the region with negative Pedersen conductance disappears significantly, suggesting that the effect of the field-aligned current should be taken into account, when one wants to estimate ionospheric conductance based on ground magnetic disturbance and electric field measurements by radars.

Key words: ionosphere, conductance, field aligned current

1. 서 론

전리층은 우주환경의 변화에 매우 중요한 역할을 하고 있다. 더욱이 전리층의 전기전도도는 전리층의 전류분포, 전기장, 연자기력선 전류의 분포에 영향을 미쳐서 전리층의 전자기학적 특성을 결정하고 나아가 태양-지구 우주환경을 이해하는데 필수적인 요소로 등장하게 되었다. 이러한 요구에 부응하여 전기전도도를 추정하려는 다양한 시도가 있었다. Vickery et al.(1981) 그리고 Vondrak & Robinson(1985)은 incoherent scatter radar로 관측된 고도에 따른 전자밀도의 분포로부터 전기전도도를 계산하는 방법을 제시한바 있다. 한편 Spiro et al.(1982), Robinson et al.(1987), Fuller-Rowell & Evans(1987) 및 Hardy et al.(1987)은 극궤도를 선회하는 인공위성에서 측정된 하강 오로라입자의 분포로부터 이들이 유발시킬 이온화 정도를 계산함으로써 전기전도도 분포를 구할 수 있었다. 또한 incoherent scatter radar에서 추정된 전기전도도와 지상 지자기 변화 사이의 경험관계를 토대로 한 전기전도도 모델이 제안되었다(Ahn et al. 1983). Ahn et al.(1998)은 Chantanika 레이더 자료에서 얻은 전기전도도와 College 지자기 관측소의 지자기 변화로부터 이전 연구보다 더 많은 자료들을 통해 지자기 지방시(Magnetic Local Time; MLT)를 고려한 경험식을 도출하였다. 한편 Kamide et al.(1981)은 전기전도도 분포를 가정하고 지자기 변화로부터 극지방 전리층의 3차원적인 분포, 전기장, 연자기력선 전류 등을 추정하였다. 그들은 전리층 전류분포에는 전기전도도 모델의 채택에 별로 영향을 받지 않지만, 전기장 및 연자기력선 전류에 매우 민감하게 변한다는 문제점을 지적했다(Kamide & Richmond 1982). 이는 곧 상이한 전기전도도 모델을 채택함으로써 서로 다른 결과를 낳게 된다는 뜻을 의미한다. 따라서 실질적인 전기전도도 모델 추정은 극지방 전리층의 전자기학적 연구뿐만 아니라 우주환경을 이해하는데 필수적인 과제로 등장하게 되었다.

이러한 요구에 부응하여 본 연구에서는 전기전도도를 추정하기 위한 새로운 방법을 제시하고자 한다. Ohm의 법칙에 의하면 전류는 전기전도도와 전기장의 곱으로 나타낼 수 있다. 또한 전류가 전리층을 따라 비교적 얇은 무한판상에서 흐른다고 가정하면 Biot-Savart 법칙에 의해 전류와 지

상 지자기 변화 값 사이에 간단한 식이 성립이 된다(Kamide & Brekke 1975). 따라서 전기장과 지상 지자기 변화 값을 알면 전기전도도 값을 추정하는 것이 가능하다. 전기장 값을 구하기 위하여 SuperDARN(Super Dual Auroral Radar Network)의 Goose Bay와 Stokkseyri에서 얻은 플라즈마 대류 속도를 이용하였으며, 지상 지자기 변화 값은 그린란드 자력계에서 동시에 관측된 값을 이용하였다.

2. 자 료

2.1 SuperDARN Radar 전기장 자료

SuperDARN은 전리층의 플라즈마 대류를 측정하기 위해 사용되는 고주파수(HF; 12MHz) 레이더이다. 남극대륙의 몇몇 적합한 지역에서부터 북극의 오로라 영역까지 걸치는 넓은 영역에 설치되어 있으며, 플라즈마의 대류 속도를 구하기 위해서 한쌍을 이루는 두 개의 레이더가 공동영역에서 시선방향 속도(line-of-sight velocity)를 관측한다. 본 연구에서는 Goose Bay와 Stokkseyri 레이더로부터 측정된 Greenland 상공의 플라즈마 대류 값을 이용하였다.

플라즈마의 운동은 정지좌표계의 관측자에게 $\mathbf{E} = -\mathbf{V} \times \mathbf{B}$ 로 표현되는 전기장을 야기시킨다. 이 식의 양변에 \mathbf{B} 를 벡터적으로 취한 후, $\mathbf{V} \cdot \mathbf{B} = 0$ 인 경우를 가정하면 속도 \mathbf{V} 는 다음과 같은 식으로 쓸 수 있다.

$$\mathbf{V} = \frac{\mathbf{E} \times \mathbf{B}}{B^2} \quad (1)$$

여기서 진북방향 N 을 x 축으로, 정동방향 E 를 y 축으로 잡으면 전기장은 $\mathbf{E} = E_N \mathbf{i} + E_E \mathbf{j}$ 로 표현될 수 있다. 그리고 연직 하방을 z 방향으로 취하면 지자기장은 $\mathbf{B} = B \mathbf{k}$ 가 된다. 이들을 식 (1)에 대입하면

$$V_N \mathbf{i} + V_E \mathbf{j} = \frac{(E_N \mathbf{i} + E_E \mathbf{j}) \times B \mathbf{k}}{B^2} \quad (2)$$

이 된다. 따라서 성분별로 분해하면 전기장은 다음과 같이 나타난다.

$$\begin{aligned} E_E &= V_N B \\ E_N &= -V_E B \end{aligned} \quad (3)$$

위 식에 SuperDARN에서 관측된 플라즈마 대류속도를 대입하면 전기장 분포를 구할 수 있다. 여기서 자기장 B 는 IGRF(International Geomagnetic Reference Field) Model에 기초한 지자기장의 값을 사용하였다. 그림 1(a)는 식 (3)을 이용하여 1999년 1월 20일 18:00-21:00UT 사이에 얻은 전기장의 시간에 따른 분포이다. 횡축은 관측시간이고 종축은 수정지자기 좌표에서의 위도이며 오른쪽에 그린란드 자력계망의 위치를 나타내고 있다. 상단의 그림은 전기장의 남북방향 성분을 나타낸 것으로 푸른색은 남쪽 성분을 그리고 붉은색은 북쪽 성분을 나타낸다. 하단은 전기장의 동서방향 성분으로 푸른색은 동쪽 성분을 그리고 붉은색은 서쪽 성분을 나타낸다. 상단의 남북방향 성분의 위도에 따른 분포의 경우 수정지자기 좌표계(CGM: Corrected Geomagnetic Coordinate)로 위도 약 75° 를 경계로 적도 쪽에서는 북쪽을 향하고, 극쪽 영역에서는 남쪽을 향하는 전기장이 형성되고 있다. 이처럼 전기장의 방향이 바뀌는 경계를 convection reversal이라고 하며, 이 경계의 위쪽과 아래쪽에서 서로 다른 방향의 대류가 일어나고 있음을 의미한다. 이 경계를 기준으로 적도쪽에서는 북쪽을 향하는 평균 19mV/m 의 전기장이 형성되고, 최대값 63mV/m 을 기록했다. 한편 극쪽에서는 남쪽을 향하는 평

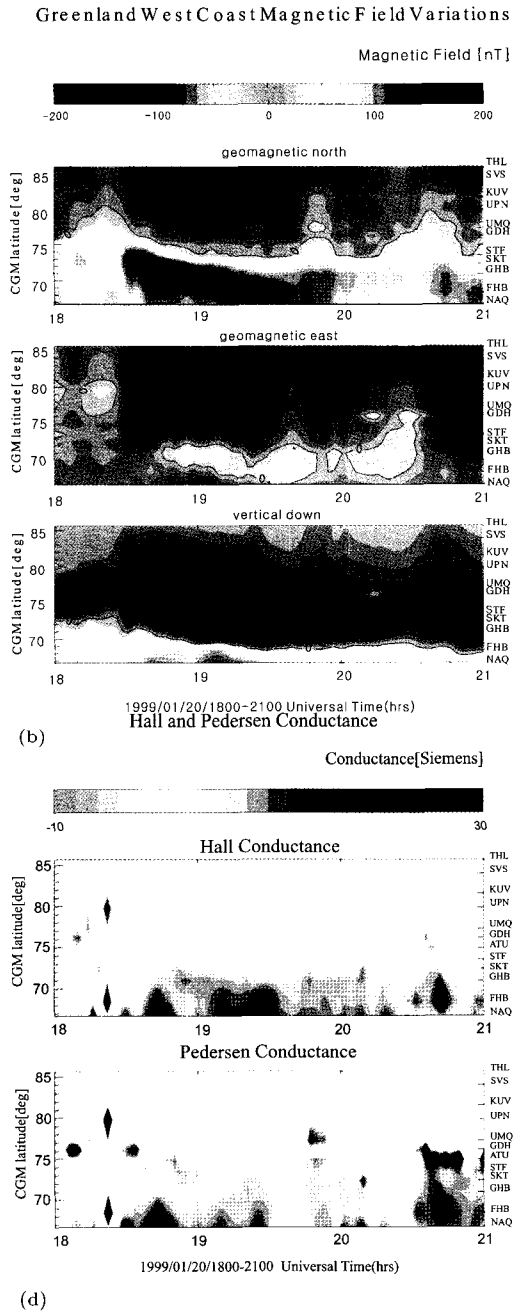
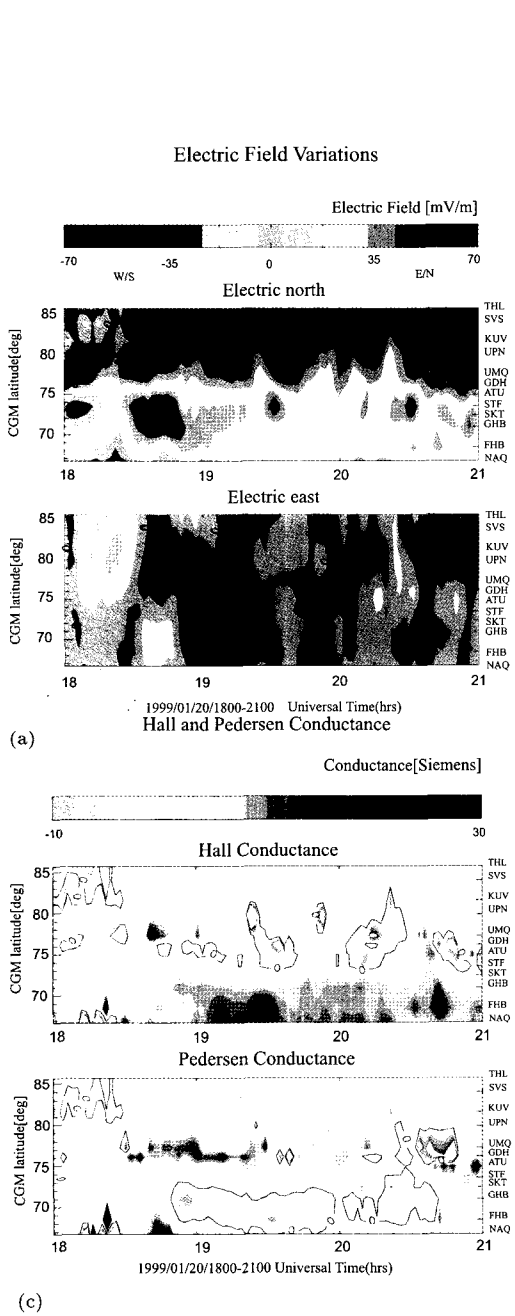


그림 1. (a) 1999년 1월 20일 18:00-21:00UT 기간에 SuperDarn에서 측정된 전기장 분포. (b) 동일기간중 Greenland의 서해안에 설치된 자력계망에서 관측된 지자기 변화. (c) 연자기력선 전류 효과를 고려하지 않은 경우의 전기전도도 분포. (d) 연자기력선 전류 효과를 고려한 전기전도도 분포.

균 -14mV/m 의 전기장이 형성되었고 최대값은 -47mV/m 이었다. 하단의 그림은 전기장의 동서방향 성분으로, 남북방향 성분과는 달리 뚜렷한 경계가 보이지 않으며 대체로 작은 값을 보이고 있다. Convection reversal을 기준으로 적도쪽에서의 평균 -1.2mV/m 그리고 극쪽에서는 0.8mV/m 정도의 미약한 전기장이 형성되어 있다. 종합해보면 극지방의 전기장은 대부분 남북방향임을 알 수 있다.

2.2 그린란드 자력계망(Greenland Magnetometer Chain) 자료

그린란드 자력계망은 덴마크 기상연구소에서 운영하고 있으며, 서부 해안에는 모두 12개의 지자기관측소가 있다. 서부해안의 자력계망은 수정지자기좌표계로 위도 66.3° (Narsarsuaq, NAQ)와 87.4° (Qaanaaq, THL) 사이에 위치한다. 이 자력계들로부터 지자기 변화의 남북성분(H), 동서성분(D) 및 수직성분(Z)의 변화를 관측한다. 그림 1(b)는 그린란드 서부해안의 자력계망으로부터 얻어진 1999년 1월 20일 18:00-21:00UT 사이의 위도에 따른 지자기 변화이다. 세계시 18:00-21:00UT 구간에서는 Greenland는 저녁영역에 위치하게 된다. 예상한 바와 같이 오로라 영역의 저녁영역에서 남북방향의 지자기 변화가 강하게 나타나고 있다. 이는 저녁시간대의 오로라 영역에서는 동향 제트 전류가 흐른다는 것을 알 수 있다. 한편, 자기장의 수직성분 Z가 0이 되는 지점이 오로라 제트전류의 위도방향으로의 중심지역으로 이 부근에서 지자기 변화의 동서방향 성분(D)이 0에 가까운 것을 알 수 있다. 또한 Z가 최대 값을 이루는 양쪽 지점이 오로라 제트전류의 경계부분이므로 오로라 제트전류의 위도방향으로의 범위를 짐작할 수 있다.

3. 전리층의 전기전도도와 전류

전리층의 전기전도도의 원천은 태양의 극자외선과 극지방의 하강 오로라 입자에 의한 이온화에 기인된다. 전리층의 E층에서는 양이온과 중성대기 그리고 전자와 중성대기 사이에 충돌이 빈번하게 일어난다. 이들사이의 충돌빈도와 회전주파수사이의 차이로 인하여 양이온과 전자가 동일한 방향으로 $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ 로 표류하지 않아 전하 분리현상이 일어난다(Brekke et al. 1974). 이러한 운동으로 인하여 E층에는 전류가 흐르게 된다. 고도의 함수로 주어지는 전류밀도 \mathbf{j} 는 Ohm의 법칙에 의하여

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{E}' = \sigma(\mathbf{E} + \mathbf{u} \times \mathbf{B}) \tag{4}$$

와 같이 간단하게 표현될 수 있다. 여기서 σ 는 전기전도도 텐서이고 \mathbf{E}' 는 유효전기장을 나타낸다. 한편 $\mathbf{u} \times \mathbf{B}$ 는 중성풍에 의해 유도된 전기장성분을 나타낸다. 또한 전기장은 자기장에 평행인 성분 \mathbf{E}_{\parallel} , 수직인 성분 \mathbf{E}_{\perp} 으로 나눌 수 있다. 다음은 Ohm의 법칙을 자기장의 방향을 기준으로 나타낸 식이다.

$$\mathbf{j} = \sigma_0 \mathbf{E}'_{\parallel} + \sigma_P \mathbf{E}'_{\perp} + \sigma_H \mathbf{E}'_{\perp} \times \mathbf{B}/B \tag{5}$$

그런데 σ_0 이 매우 크기 때문에 서브스톰이 진행중일 때 일시적으로 형성되는 평형 전기장을 제외하고 오로라 영역에서는 보통 자기력선을 따라서 전기장이 형성되지 않는다. 즉 극지방에서는 대체로 자기력선이 전리층과 직각을 이루어 전리층을 따라 수평방향으로 흐르므로 전류(\mathbf{j})는 다음과 같이 Hall 전류와 Pedersen 전류로 나눌 수 있다.

$$\mathbf{j} = \sigma_P \mathbf{E}'_{\perp} + \sigma_H \mathbf{E}'_{\perp} \times \mathbf{B}/B \tag{6}$$

한편 E층 110km 근방에서 공기의 밀도($\sim 7 \times e^{-11}$)가 상대적으로 160km 고도의 밀도($\sim 1 \times e^{-12}$)에 비해 크기 때문에 하전입자와 중성 대기의 충돌을 고려해야 하나, 160km 이상의 상공에서는

중성대기의 밀도가 감소하므로 충돌 항을 무시할 수 있다. 즉, 전리층은 연직 상방으로 수백 km에 걸쳐 존재하지만, 전기전도도가 높은 영역이 110km 부근에 한정되므로(Richmond 1995) 전류 역시 비교적 좁은 범위에 한정되어 흐른다. 특히 지상에서 관측된 지자기 변화는 전리층을 따라 흐르는 전류의 적분된 효과이기 때문에 고도에 대하여 적분된 전류(height-integrated current density)만이 의미가 있다. 전기전도도가 최대가 되는 100km 부근의 전기전도도는 10^{-3} 내지는 10^{-4} S/m 인데 비해서 그보다 낮은 고도나 200km 이상의 경우에는 10^{-5} S/m 이하로 감소한다(Richmond & Thayer 2000). 그러므로 적분은 주로 전기전도도가 현저한 100km(z_1)에서 200km(z_2)사이에서 시행한다. 전기장은 고도의 함수가 아니므로 식 (6)을 고도 적분하면,

$$\begin{aligned} \mathbf{J} &= \int_{z_1}^{z_2} \mathbf{j} dz = \mathbf{E}'_{\perp} \int_{z_1}^{z_2} \sigma_P dz + \mathbf{E}'_{\perp} \times \mathbf{B}/B \int_{z_1}^{z_2} \sigma_H dz \\ &= \sum_P \mathbf{E}'_{\perp} + \sum_H \mathbf{E}'_{\perp} \times \mathbf{B}/B \end{aligned} \quad (7)$$

이다. 여기서 \sum_P , \sum_H 를 각각 고도 적분된 Pedersen 전기전도도, Hall 전기전도도라고 부르며, 단위는 S(Siemens)이다. 만일 중성풍의 효과(\mathbf{u})를 무시한다면 $\mathbf{E}' = \mathbf{E}_{\perp} + \mathbf{u} \times \mathbf{B} \approx \mathbf{E}_{\perp}$ 가 된다. 그러면 전류는 다음과 같이 오직 정전기장에만 의존하게 된다.

$$\mathbf{J} = \sum_P \mathbf{E}_{\perp} + \sum_H \mathbf{E}_{\perp} \times \mathbf{B}/B \quad (8)$$

전류의 성분을 동서방향(\mathbf{J}_E)과 남북방향(\mathbf{J}_N)으로 나누어서 나타내면,

$$\begin{aligned} \mathbf{J}_E &= \sum_P \mathbf{E}_E + \sum_H \mathbf{E}_N \\ \mathbf{J}_N &= \sum_P \mathbf{E}_N - \sum_H \mathbf{E}_E \end{aligned} \quad (9)$$

과 같이 쓸 수 있다.

4. 결과 및 분석

4.1 무한판상전류 가정에 의한 전기전도도 추정

지상으로부터 높이 h 에서 전리층을 따라 전류 \mathbf{J} (A/km)가 비교적 얇은 무한 판상으로 흐른다고 가정하면 지상에서 관측되는 자기장의 변화는 Biot-Savart 법칙에 의해 다음과 같이 표현된다.

$$\Delta B = \frac{\mu_0}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Jh}{h^2 + x^2} dx = \frac{\mu_0 J}{2} \quad (10)$$

여기서 ΔB 는 nT의 단위를 갖고, μ_0 는 자유공간에서의 투자율을 나타낸다. 지구내부에 흐르는 유도전류의 효과(k)를 고려하면, 식 (10)은 전류밀도에 대하여 다음과 같이 쓸 수 있다(Kamide & Brekke 1975).

$$J = k(10/2\pi)\Delta B \quad (11)$$

유도전류효과 k 는 부도체로 이루어진 지구의 경우 $k = 1$, 완전도체인 지구에서는 $k = 1/2$ 이다. 만약 50%의 유도전류효과가 있다고 가정한다면 J 와 ΔB 사이에는 다음과 같은 식이 성립한다.

$$J(\text{A/km}) = \frac{2}{3} \frac{10}{2\pi} \Delta B(\text{nT}) = \frac{\Delta B(\text{nT})}{0.943} \approx \Delta B(\text{nT}) \quad (12)$$

즉,

$$\Delta B(nT) = J(A/km) \tag{13}$$

이다. 한편 동향 전류 J_E 는 북쪽방향의 지자기 변화(ΔH), 북향 전류 J_N 는 서쪽방향의 지자기 변화($-\Delta D$)를 야기 시킨다. 즉,

$$\begin{aligned} J_N &= -\Delta D \\ J_E &= \Delta H \end{aligned} \tag{14}$$

위의 관계식을 식 (9)에 적용한 후 Pedersen 전기전도도(\sum_P)와 Hall 전기전도도(\sum_H)에 대해 정리하면 아래와 같다.

$$\begin{aligned} \sum_H &= \frac{E_N \Delta H + E_E \Delta D}{E_E^2 + E_N^2} \\ \sum_P &= \frac{-E_N \Delta D + E_E \Delta H}{E_E^2 + E_N^2} \end{aligned} \tag{15}$$

위의 공식을 이용해서 전기장(그림 1(a))과 지자기 변화(그림 1(b))를 입력으로 하여 시간의 경과에 따른 위도별 전기전도도 분포를 구하여 그림 1(c)에 나타냈다. 그림 1(c)에서 Hall 전기전도도와 Pedersen 전기전도도의 분포가 서로 상이할 뿐만 아니라 특히 Pedersen 전기전도도는 광범위한 범위에서 음의 값을 보이고 있다. 상기식 중 \sum_P 의 경우를 살펴보면 E_E 와 ΔD 의 값이 매우 작은 반면 E_N 과 ΔH 는 상대적으로 크다. 따라서 분자에 있는 두개항의 크기가 비슷해지기 때문에 Pedersen 전기전도도가 음수가 나올 수 있다. 그런데 전기전도도는 음의 값이 나올 수 없으므로 상기 추정방법에 문제점이 있음을 알 수 있다. Brekke et al.(1974)은 College의 자력계에서 관측한 자기장으로부터 식 (11)을 이용해서 추정할 전류와 Chatanika radar로부터 관측한 전류를 서로 비교한 결과 동서방향의 전류는 서로 잘 일치하나, 남북방향의 전류는 잘 일치하지 않는다는 점을 확인하였다. 또한 Kamide & Brekke(1975)는 실제 전리층을 흐르는 판상전류는 무한히 넓은 것이 아니고 오로라 타원체를 따라 비교적 제한된 범위 내에서 흐르기 때문에 위와 같이 추정된 전류밀도가 작게 추정된다고 했다. 따라서 정확한 전기전도도 값을 계산하기 위해서는 위의 요인들을 고려한 방법을 생각해보아야 할 것이다.

4.2 연자기력선 전류의 효과를 고려한 전기전도도 추정

연자기력선 전류(field-aligned current; FAC)는 지자기극을 중심으로 두 개의 동심원 지역에 (영역1, 영역2)에 집중되어 있다(Iijima & Potemra 1976). 극쪽에 위치한 전류대를 영역1 전류라고 하고, 적도 쪽에 위치한 전류대를 영역2 전류라 한다. 영역1 전류는 자정에서 정오에 이르는 아침 시간대에 자기권으로부터 전리층으로 유입되고, 반대로 저녁시간대에는 전리층으로부터 자기권으로 유출된다. 반대로 영역2 전류는 아침시간에는 자기권으로 유출되고 저녁시간에는 자기권으로 유입된다. 그림 2는 저녁 영역에서의 연자기력선 전류 분포를 도식화 한 것이다.

문제를 간단히 하기 위해서 연자기력선 전류가 오로라 제트전류대의 극쪽 및 적도쪽 경계를 따라 판상으로 흐른다고 가정한다. 극관영역(영역1)의 $\Delta D'$ 는 위로 향하는 연자기력선 전류(영역1)에 의한 서쪽방향의 지자기 변화를 그리고 아오로라영역(sub-auroral zone; 3)에서의 $\Delta D''$ 는 아래로 향하는 연자기력선 전류에 의한 서쪽방향의 지자기 변화를 나타낸다. 오로라 영역2에서는 영역1 및 영

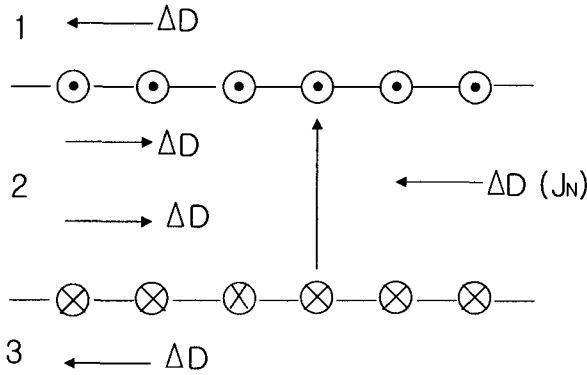


그림 2. 저녁 영역에서의 연자기력선 전류 분포에 따른 동서방향의 지자기 변화.

역2의 연자기력선 전류에 의한 자기장 변화($\Delta D' + \Delta D''$)가 J_N 전류에 의한 지자기 변화(ΔD)와는 반대방향으로 작용하고 있다. 실제 그림 1(b)에서 동서방향의 지자기 변화를 보면 극관 영역에서 서쪽으로 향하며 비교적 일정한 값을 유지하고 있는 것을 알 수 있다. 극관 영역에서는 수평방향으로 흐르는 전류가 거의 없기 때문에 관측된 지자기 변화는 연자기력선 전류에 의한 것이라 추론 할 수 있다. 또한 오로라 영역에서는 0에 가까운 작은 값을 보인다. 그 이유는 관측된 지자기 변화($\Delta D[obs]$)가 식 (16)과 같이 크기가 비슷하며 방향이 서로 반대인 J_N 전류에 의한 지자기 변화($\Delta D[J_N]$)와 연자기력선 전류에 의한 지자기 변화와의 차이이기 때문이다.

$$\Delta D[obs] = \Delta D[J_N] + (-\Delta D'[upFAC]) + (-\Delta D''[downFAC]) \tag{16}$$

따라서 식 (16)의 동서방향 지자기 변화 $\Delta D[J_N]$ 는 관측된 지자기 변화에서 연자기력선 전류에 의한 효과를 고려해주어야 한다. 여기에서 $\Delta D[obs]$ 는 관측자료에서 구할 수 있고, $\Delta D'$ 와 $\Delta D''$ 는 각각 극관 및 아오로라 지역에서 관측된 지자기 변화로부터 유추 해야한다. 그림 1(b)에서 동서방향의 지자기 변화 ΔD 의 위도에 따른 분포를 보면, 극관 영역에서 비교적 일정한 값을 유지하고 있다. 앞에서도 언급했듯이 극관영역에는 수평방향으로 흐르는 전류가 거의 없기 때문에 관측된 지자기 변화는 연자기력선 전류에 의한 것이라 추론할 수 있다. 따라서 이 지역의 동서방향의 지자기 변화 성분을 위도방향으로 평균해서 $\Delta D'$ 의 값으로 사용할 수 있다. 그러나 $\Delta D''$ 는 우리의 관측범위를 벗어나기 때문에 직접적인 크기를 알 수 없다. Iijima & Potemra(1976)은 지자기 활동지수 K_P 의 변화에 따른 영역1과 영역2의 전류 비를 조사하였다. 일반적으로 영역1의 전류는 영역2 전류보다 크며, 예를들면 K_P 지수가 3일 때 영역1 전류가 영역2 전류보다 약 3배정도 크다. 이를 근거로 아오로라 영역에서의 지자기 변화를 유추할 수 있다. 따라서, J_N 전류에 의한 지자기 변화 ΔD 는 다음과 같이 구할 수 있다.

$$\begin{aligned} \Delta D[J_N] &= \Delta D[obs] + \Delta D'[upFAC] + \Delta D'[upFAC]/3 \\ &= \Delta D[obs] + \frac{4}{3}\Delta D'(upFAC) \end{aligned} \tag{17}$$

한편 그림 1(a)에서도 알 수 있듯이 동서방향의 전기장의 세기를 대체로 $E_E \approx 0$ 로 볼 수 있다. 따라서 식 (17) 및 $E_E \approx 0$ 을 식 (15)에 대입하면 Hall 전기전도도와 Pedersen 전기전도도는 다음과

같이 간단한 식으로 표현할 수 있다.

$$\begin{aligned}\sum_H &= \frac{\Delta H}{E_N} \\ \sum_P &= \frac{-(\Delta D + 4 \times \Delta D' / 3)}{E_N}\end{aligned}\quad (18)$$

위 방법으로 구한 전기전도도 분포는 그림 1(d)와 같다. 그림 1(c)와 비교해서 Hall 전기전도도는 큰 변화는 없지만 Pedersen 전기전도도의 음의 값이 상당히 감소했으며, Hall 및 Pedersen 전기전도도의 분포 형태가 비슷하다는 것을 알 수 있다. 또한, Araki et al.(1989)이 EISCAT 레이다 관측으로부터 얻은 결과와 비슷한 분포를 하고 있다. 즉, 연자기력선 전류를 고려함으로써 Pedersen 전기전도도 분포에서 나타난 음수의 문제가 상당히 해결되었다. 뿐만 아니라 Hall 및 Pedersen 전기전도도의 분포가 유사해야 한다는 점(Ahn et al. 1999)도 확인되었다. 한편 극관 영역의 전기전도도에 관한 관측 결과가 없기 때문에 이 영역에서는 Hall 전기전도도를 2S 그리고 Pedersen 전기전도도를 1S로 가정하였다(Ahn et al. 1998).

5. 결론 및 토의

본 연구에서 전리층의 Pedersen 및 Hall 전기전도도 추정을 위해 SuperDARN 레이다에서 관측한 전기장과 그린란드 지자기 관측소에서 동시에 얻은 지상 지자기기록을 이용하였다. 전리층을 흐르는 전류가 무한관상이라고 가정하고, Biot-Savart 및 Ohm의 법칙을 이용하여 Hall 및 Pedersen 전기전도도를 추정하였다. 그 결과 Pedersen 전기전도도가 광범위한 영역에서 음의 값이 나타났다. 이것은 전기전도도를 추정하기 위해 도입된 가정 및 방법에 문제가 있음을 의미한다. 이러한 문제를 보완하기 위해서 연자기력선 전류의 효과를 고려해 보았다. 연자기력선 전류의 효과는 지자기 변화 ΔD 의 변화로부터 추정되었다. 그린란드 자력계에 의해 측정된 지상 지자기 변화 ΔD 의 분포에서 극관 영역에 비교적 일정한 지자기 변화가 나타났다. 그런데 극관 영역에서는 수평방향으로 흐르는 전류가 거의 없기 때문에 관측된 지자기 변화는 오후영역에서는 오토라 제트전류대의 극쪽 가장자리를 따라 위로 흐르는 연자기력선 전류(영역1)에 의한 것이라 추정할 수 있다. 한편 관측범위를 벗어났지만 오토라 제트전류대의 적도쪽 가장자리를 따라 아래로 흐르는 연자기력선 전류(영역 2)에 의한 영향도 받게 될 것이다. 따라서 이 두 전류에 의해서 생기는 지자기 변화의 효과를 제거하고 순수한 J_N 전류에 의해서 생긴 동서방향의 지자기 성분을 이용한 결과, 이전에 Pedersen 전기전도도가 음으로 나타났던 지역이 상당히 감소되었고, Hall 전기전도도와도 비슷한 분포를 보였다. 이 결과는 EISCAT radar 관측을 통해 얻은 전기전도도(Araki et al. 1989)와 비슷한 결과를 보였다. 즉, 연자기력선 전류의 효과를 고려해주면 무한관상 전류 가정에 의한 방법으로 현실적인 전기전도도를 추정하는 것이 가능함을 알 수 있다. 그러나 실제로 전리층을 흐르는 관상전류가 무한히 넓은 것이 아니라 타원체를 따라 비교적 제한된 범위 내에서 흐르며, 오토라 제트전류 중심으로부터의 거리와 전류 밀도의 위도에 따른 변화에도 영향을 받으므로 더욱 정확한 전기전도도 추정을 위해서는 앞으로 이들의 효과도 함께 고려한 전기전도도 모델을 생각해보아야 할 것이다.

감사의 글: 본 연구는 한국과학재단 국제공동연구(20016-134-01-2) 지원으로 수행되었음. Greenland 자력계 자료는 덴마크 기상청의 J. Waterman 박사가 그리고 SuperDARN 전기장 자료는 미국 Johns Hopkins 대학교 산하 APL의 J. M. Rhuohoniemi 박사가 제공 하였다.

참고문헌

- Ahn, B.-H., Akasofu, S.-I., Robinson, R. M. & Kamide, Y. 1983, P&SS, 31, 641
- Ahn, B.-H., Emery, B. A., Kroehl, H. W., & Kamide, Y. 1999, JGR, 104, 10031
- Ahn, B.-H., Richmond, A. D., Kamide, Y., Kroehl, H. W., Emery, B. A., Beaujardiere, O. de la & Akasofu, S.-I. 1998, JGR, 103, 14769
- Araki, T., Schlegel, K., & Luehr, H. 1989, JGR, 94, 17185
- Brekke, A., Doupnik, J. R., & Banks, P. M. 1974, JGR, 79, 3773
- Fuller-Rowell, T. J., & Evans, D. S. 1987, JGR, 92, 7606
- Hardy, D. A., Gussenhoven, M. S., Raistrick, R., & McNeil, W. J. 1987, JGR, 92, 12275
- Iijima, T., & Potemra, T. A. 1976, JGR, 81, 2165
- Kamide, Y., & Brekke, A. 1975, JGR, 80, 587
- Kamide, Y., & Richmond, A. D. 1982, JGR, 87, 8331
- Kamide, Y., Richmond, A. D., & Matsushita, S. 1981, JGR, 86, 801
- Richmond, A. D. 1995, Handbook of Atmospheric Electrodynamics, vol.II, ed. H. Volland (Boca Raton: CRC press), 259
- Richmond, A. D., & Thayer, J. P. 2000, in Magnetospheric Current System, eds. S.-I. Ohtani, R. Fujii, M. Hesse & R. Lysak (Hawaii: AGU), 131
- Robinson, R. M., Vondrak, R. R., Miller, K., Dabbs, T., & Hardy, D. A. 1987, JGR, 92, 2565
- Spiro, R. W., Reiff, P. H., & Maher, L. J. 1982, JGR, 87, 8215
- Vickery, J. F., Vondrak, R. R., & Matthews, S. J. 1981, JGR, 86, 65
- Vondrak, R., & Robinson, R. 1985, JGR, 90, 7505