

이천관측소에서 측정된 지자기장 및 지자기 전달함수의 시간적 변동성

양준모^{1,*} · 이덕기¹ · 권병두² · 윤용훈¹

¹기상연구소 해양기상지진연구소, 156-720 서울특별시 동작구 신대방 2동 460-18

²서울대학교 지구과학교육과, 151-748 서울특별시 관악구 신림9동 산 56-1

On the Temporal Variability of Geomagnetic Field and Transfer Function at Icheon Observatory

Junmo Yang^{1,*}, Duk-kee Lee¹, Byung-doo, Kwon², and Yong-hoon Youn¹

¹Marine Meteorology & Earthquake Res. Lab., Meteorological Research Institute, 460-18, Shindaebang-Dong, Dongjak-Gu, Seoul 156-720, Korea

²Department of Earth Science Education, Seoul National University, Shinlim 9-Dong, Gwanak-Gu, Seoul 151-748, Korea

Abstract: Using three-components geomagnetic data from a permanent geomagnetic observatory in Icheon, we have computed the power spectrum of each geomagnetic component, amplitude, phase and estimation error of transfer function for each day in the 6 months period July 2002-December 2002. The temporal variations of power spectrum have random appearances with repeating relative strong and weak magnitude, which is considered as solar activities. However, there is no clear long-term trend. In the case of amplitude, phase and error of transfer function, even though there are some random patterns over the periods of 1000 s and under 100 s, they seem to be comparatively stable without manifest temporal changes. Furthermore, we have estimated electrical field by assuming P_1^0 spherical harmonics and then calculated the approximated apparent resistivity for each day. As a result, the variations of resistivity depend on the temporal magnitude of spectral power in horizontal magnetic fields rather than hydrological changes in near surface.

Keywords: geomagnetic field, power spectrum, geomagnetic transfer function, Icheon observatory

요약: 경기도 이천에서 2002년 7월부터 12월까지 총 6개월 동안 측정된 지자기 3성분 자료를 이용하여 일별 각 성분의 스펙트럼, 지자기 전달함수의 크기, 위상, 오차 등을 계산하였다. 지자기 스펙트럼은 관측기간 동안 태양활동에 의한 무작위적 강약이 반복되는 형태를 보여주었고, 유의미한 시간적 변동은 존재하지 않았다. 지자기 전달함수의 크기, 위상, 오차의 경우, 주기 100초 이하와 주기 1000초 이상에서 부분적으로 무작위적인 경향을 확인할 수 있었으나, 시간에 따른 증감추세 없이 대체로 안정적인 값을 보였다. 이와 더불어, 전기장의 P_1^0 소스(zonal harmonics) 가정을 통하여 시간에 따른 근사적인 걸보기 전기비저항의 변동을 조사했는데, 근사된 전기비저항의 변화는 지각의 자체적인 물성 변화보다는 수평 자기장 성분의 시간적 강약에 지배적임을 확인할 수 있었다.

주요어: 지자기장, 파워 스펙트럼, 지자기 전달함수, 이천 관측소

서론

지진활동이 활발한 일본, 미국, 그리스 등에서는 지진 전조현상으로 제시되는 여러 요소 중, 정량적인

접근이 가능하며 지속적인 모니터링에 적합하다고 생각되는 전자장의 계측이 1970~1980년대 이후 활발히 진행되고 있다. 이러한 지속적 전자장 계측의 성과로 임박지진의 경우 지진 발생 전 ULF대역(0.01~10 Hz)에서 전자장의 교란이 관측된 사례가 수차례 보고되었다(Fraser-Smith et al., 1990; Park et al., 1993). 또한 USGS(United State Geological Survey)의 Park

Field 관측소 경우처럼, 장기적이며 지속적인 전자장 계측은 지진 전조현상뿐 아니라 관측점 하부의 지하 구조를 반영하는 임피던스 및 임피던스의 시간적 변동 및 안정성에 대한 정량적 정보를 제공한다(Eisel and Egbert, 2001). 국내의 경우, 역사지진에서 발견되는 적지 않은 강진과 1990년대 중반이후 증가세에 있는 지진발생 횟수는 지진 전조현상 연구에 대한 동기를 부여하고 있다. 그러나 다양한 지구물리적 계측 자료의 부족과 전조현상에 대한 정량적 접근 방법의 어려움으로 관련된 연구 및 성과는 상당히 부족한 실정이다.

본 연구에서는 전조현상의 원인 규명보다는 지자기장 및 전달함수의 시간적 안정성 및 변동성에 중점을 둔다. 물론 추정된 전달함수의 시간적 변동이 지진 전조현상에 대한 어떤 단서를 가지고 있을 수 있으나, 전조현상은 매우 다양한 원인으로 설명될 수 있고 그 원인에 대한 일치된 동의는 어렵기 때문이다. 이에 따라 지진 전조현상 연구의 기본적인 단계로서 이천에서 획득된 6개월간의 지자기장 자료를 분석하였다. 장기간에 걸쳐 획득된 지자기장 자료의 분석은 그에 파생되는 다양한 파라미터(파워 스펙트럼, 유도 지시자의 크기, 위상, 근사된 가전기비저항 등)의 시간적 변동 및 안정성을 살펴볼 수 있는 매우 드문 기회이고, 지자기장의 분석 결과는 한반도에서 관측되는 전자장 변동에 대한 기본적인 정보를 제공할 것이라 기대된다.

지자기장의 스펙트럼 및 전달함수 분석

전파연구소에서는 총 3개의 고정 지자기관측소를 운영하고 있는데, 본 연구에서는 다른 두 관측소에 비하여 관리가 잘 되고 있고 비교적 자료의 질이 양호하다고 판단되는 이천 지자기관측소 자료를 이용하였다. 이천 관측소의 자기장 측정 장비는 플럭스 게이트(Flux-Gate)이며 자료의 측정 간격은 5초, 측정 정밀도는 0.01 nT이다. 본 연구에서는 남북(H_x), 동서(H_y), 수직(H_z) 방향의 지자기 3성분 자료를 사용하였으며 측정 기간은 2002년 7월부터 12월까지 총 6개월이다.

지자기 스펙트럼

이천 관측소에서 획득된 총 6개월(약 180일)의 지자기자료는 분석을 위해 하루 단위로 나뉘었고, 장비

자체의 문제 때문에 신호가 들어오지 않은 구간과 잡음이 매우 심한 구간은 분석에서 제외하였다. 또한 본 연구의 관심 주파수 대역은 0.0001 Hz 이상이기 때문에 그 이하의 저주파수 성분은 필터링을 통하여 제거하였다. 그 후 총 관측기간 동안 각 주파수 대역에서 중간(median) 파워 값을 기준으로 계산된 성분별 분산을 구하여 일정 문턱값(threshold)을 초과하는 성분을 제거하였다. 중간 파워값을 기준으로 한 이유는 에러를 포함하고 있는 강한 파워(outlier)에 의해서 분산이 편향되는 것을 방지하기 위해서이다(Eisel and Egbert, 2001). 주파수 성분 추정에 관한 방법은 다음 절에 자세히 기술하였다.

Fig. 1은 일별 주파수에 따른 정규화된 로그 파워 스펙트럼을 나타낸 것이고, 세로 방향의 화살표는 한반도에서 일어난 지진 이벤트를 표시한 것이다. 파워 스펙트럼의 정규화는 각 주파수별 중간 파워, 즉 정상 상태에 대한 일별 파워값의 강약을 효과적으로 보기 위함이다. 따라서 정규화 된 값이 1보다 큰 값은 그 때의 파워가 정상상태 보다 강하고 1이하의 약함을 의미한다. Fig. 1에서 볼 수 있듯이 일별 파워의 강약은 무작위적으로 나타나며 주파수별로도 상당히 일정함을 확인할 수 있다. Egbert(2002)와 이천기 외(2003)은 단층대나 지진이 발생하는 지역에서 전기전도도의 급격한 변동은 자기장의 이상을 일으키고, 이는 ULF 대역에서 자기장의 세기를 증폭시킬 수 있다고 보고하였다. Fig. 1에서 볼 수 있듯이 몇몇 지진 이벤트들은 강한 파워를 가지는 구간(90~130일)과 관련지을 수 있으나, 파워의 증폭이 전 주파수 대역에서 모두 나타나고, 전기 전도도 변동에 의한 자기장의 증폭이 매우 작으며, 일별 파워값의 강약이 무작위적인 점을 고려한다면 이러한 파워값의 변동 양상은 태양활동에 기인하는 것으로 생각된다(Vozoff, 1986). 그러나 지속적인 지자기장의 관측과 분석은 지자기장의 정상상태 및 시간적 변동에 대한 이해를 증진시키며 지진과 관련된 전조 현상의 규명에 기여할 것으로 판단된다.

지자기 전달함수 추정

Egbert and Booker(1986)와 Chave et al.(1987)는 전통적인 최소자승 추정 방법은 외치(outlier)에 민감하며 오차가 가우스 분포를 따르지 않는 경우 편향되고 안정적이지 못하다고 보고하였다. 한편 Jones et al.(1989)은 전통적인 최소자승 방법, 로버스트 방법,

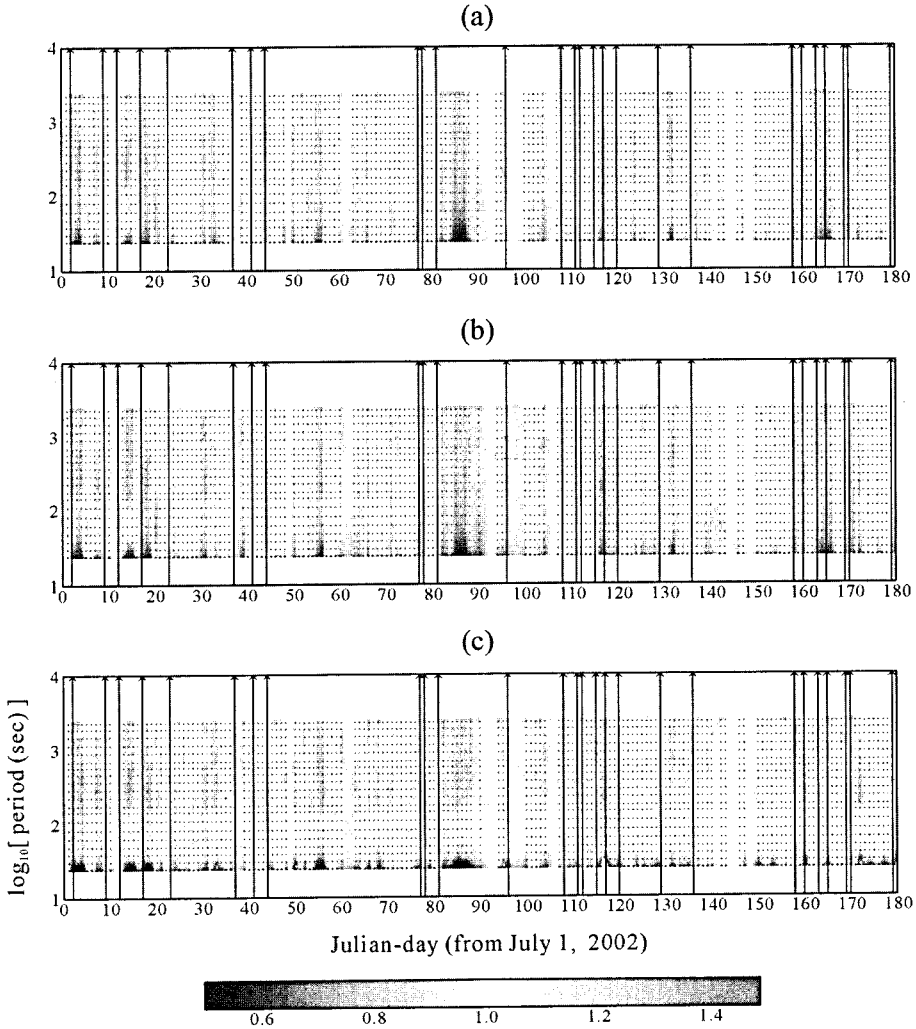


Fig. 1. Normalized amplitude spectra of geomagnetic field for day-to-day variations over the broad period bands. Each panel shows the normalized one of (a) H_x (northward), (b) H_y (eastward) and (c) H_z (vertical) field, respectively.

원격참조(remote reference)를 이용한 최소자승 및 로버스트 방법 등을 비교·분석하였는데, 원격참조를 이용한 로버스트 방법이 추정결과의 편향을 최소화하며 부드러운 해를 도출한다고 결론지었다. 본 연구에서는 원격참조할 추가적인 관측자료를 획득하지 못하여 단일 로버스트 추정 방법(Single Robust Estimation Method)을 적용하여 지자기 전달함수를 추정하였다. 단일 로버스트 추정 방법에 대한 자세한 설명은 양준모 외(2002)에서 확인할 수 있으므로 본 연구에서는 사용된 주파수 성분 추정 방법과 지자기 전달 함수 및 오차 추정 과정을 간단히 소개하기로 하였다.

주파수 성분 추정: 시간영역에서 관측된 지자기 3

성분은 주파수 영역으로 변환되는데, 이 때 정확한 주파수 성분을 얻는 것은 매우 중요하다. 본 연구에서는 관심주파수 대역이외의 성분은 필터링을 통해 제거하였고, 평균값 제거(demean), 추세 제거(detrend), 초기백색화(whitening), π -장형 윈도우(π -prolate window) 적용의 순서로 각 주파수 성분을 얻었다. 또한 π -장형 윈도우는 30% 비율 이내로 중첩(overlap)을 할 경우 인근 윈도우와의 유의미한 영향이 없으므로(Thomson, 1982), 본 연구에서는 이를 고려해 25%의 비율로 중첩을 하였다.

Vozoff(1986)에 의하면, 일반적으로 신호의 강약은 각 자료의 기여도에 비례하고 가장 큰 신호들이 불

규칙한 잡음의 분출에 기인하는 경우가 적지 않다. 잡음에 기인하는 신호들을 구별하는 과정은 상당히 주관적이고 불확실하지만, 동일 주파수 밴드에서 각 파워의 분포는 가우스 분포를 따른다는 가정은 일반성을 잃지 않는다. 본 연구에서는 이러한 신호들의 영향을 최소화하고 안정적인 추정값을 획득하기 위해 각 주파수 밴드에서 중간(median) 파워값을 계산하여 표준편차의 3배를 초과하는 성분들은 주파수 성분 추정 단계에서 제거하였다.

한편 Egbert and Booker(1986)는 비균질한 소스의 영향을 줄이고 부드러운 해를 얻기 위해서는 최대한 짧은 자료 길이를 분석하는 것이 유리하다고 보고하였다. 따라서 본 연구에서는 자료 길이를 128(약 11분)개로 결정하였고, 인수(factor) 4의 병렬 십분지일 제거(Cascade Decimation) 기법을 이용하여 24시간 길이의 자료에서 약 2500초까지의 저주파수 성분을 추정하였다. 또한 통계적 안정성 및 신뢰성 향상을 위해 각 주파수별로 밴드 평균(band averaging)과 블록 평균(block averaging)을 실시하였다.

지자기 전달함수의 로버스트 추정: 관측된 3성분 지자기장 자료는 주파수 영역에서 식 (1)과 같은 선형관계를 만족한다.

$$\begin{pmatrix} H_{z1}(f) \\ \vdots \\ H_{zi}(f) \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} H_{x1}(f) & H_{y1}(f) \\ \vdots & \vdots \\ H_{xi}(f) & H_{yi}(f) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} T_1(f) \\ T_2(f) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \eta_1(f) \\ \vdots \\ \eta_i(f) \end{pmatrix} \quad (1)$$

여기서, f 는 주파수, i 는 주파수 f 에서의 자료 개수이며 모든 수는 복소수(complex number)이다. 식 (1)을 행렬형태로 간단히 표현하면,

$$Z - HT = \eta \quad (2)$$

여기서, Z 는 자기장의 수직 성분, H 는 자기장의 수평 성분, η 는 잔차, T 는 지자기 전달함수를 의미한다. 전통적인 최소자승 추정에서는 식 (3)과 같이 잔차의 제곱을 최소화 시키는 관점에서 전달함수를 추정하며, 이는 잔차가 동일한 분산을 가지고 가우스 분포를 따를 때 최적의 추정이다.

$$\sum_i \eta_i^2 \rightarrow \min, \quad \check{T} = (H^T H)^{-1} (H^T Z) \quad (3)$$

일반적인 경우, 최소자승 추정은 외치(outlier)에 민감하고 잔차에 대한 위의 두 조건을 만족하지 못하는 경우가 발생하므로 안정적이고 부드러운 해의 도출이 어렵다.

반면 로버스트 방법은 잔차를 최소화 시키는 관점에서, 식 (4)에서 볼 수 있듯이 L_1 -노름(norm)과 L_2 -노름이 결합된 형식을 갖는다.

$$\sum_i \rho(\eta_i / \check{\sigma}) \rightarrow \min, \quad \rho(\eta) = \begin{cases} \eta^2, & |\eta| < \eta_0 \\ \eta_0 |\eta| - \eta_0^2 / 2, & |\eta| \geq \eta_0 \end{cases} \quad (4)$$

여기서, ρ 는 손실 함수(loss function)이고, $\eta_0 = 1.5$, $\check{\sigma}$ 는 적절한 오차 스케일이다(Huber, 1981). 또한 영향 함수(influence function)는 $\psi(r) = \partial \rho(r) / \partial r$ 으로, 가중치 함수(weighting function) $w(r) = \psi(r) / r$ 으로 정의된다. 따라서 가중치 함수는

$$w(\eta) = \begin{cases} 1, & |\eta| < \eta_0 \\ \eta_0 / |\eta|, & |\eta| \geq \eta_0 \end{cases} \quad (5)$$

로 표현될 수 있다. 식 (4)와 (5)에서 볼 수 있듯이, 로버스트 추정은 각 잔차가 각기 다른 분산을 가질 수 있도록 허용하며 큰 잔차를 가진 자료에는 작은 가중치를 부여하므로 외치에 의한 영향을 최소화 할 수 있다. 위의 과정은

$$\sum_i |w_i \eta_i|^2 \rightarrow \min, \quad \check{T} = (H^T W H)^{-1} (H^T W Z) \quad (6)$$

$$W = \text{diag}[w(\eta_1), \dots, w(\eta_i)]$$

으로 요약된다. 식 (6)은 반복적인 가중 최소자승(weighted least square)으로 구현이 가능하며, 마지막 반복단계에서 외치로 판단된 자료를 완전히 제거한 후 최종적인 로버스트 추정값을 얻는다(Chave et al., 1987; 양준모 외, 2002).

추정된 전달 함수의 에러(error): Chave and Thomson (1989)와 Eisel and Egbert(2001)에 의하면, 식 (1)의 공분산은 최소자승법의 경우 에러 전파(error propagation)의 원리로부터 식 (7)로 추정된다.

$$\text{Cov}(\check{T}) = \check{\sigma}^2 (H^T H)^{-1}, \quad \check{\sigma} = (I - 2)^{-1} \sum_i \eta_i^2 \quad (7)$$

그러나 로버스트 방법이 적용될 경우 공분산은 자료에 선형적으로 표현할 수 없기 때문에, Huber (1981)는 다음과 같이 근사적인 공분산을 제시하였다.

$$Cov(\check{T}) = \frac{\sigma^2 E(\Psi^2)}{(E\Psi)^2} (H^T H)^{-1} \quad (8)$$

여기서, E 는 기대값을, Ψ 는 영향함수를 나타낸다. Egbert and Booker(1986)에 의하면, 식 (8)은 다음과 같이 근사될 수 있다.

$$Cov(\check{T}) = \frac{(I-2)^{-1} \sum_i w_i^2 \eta_i^2}{\left[\Gamma^{-1} \sum_i \Psi'(\eta_i/\check{\sigma}) \right]^2} (H^T H)^{-1} \quad (9)$$

여기서 w_i 는 가중치, η_i 는 잔차, Ψ 는 영향함수를 나타낸다. 또한 로버스트 과정의 마지막 단계 가중치 (거의 0 또는 1)와 본 연구에서 사용된 영향함수를 고려하면 최종적인 전달함수 의 공분산은

$$Cov(\check{T}) = (I-2)^{-1} \sum_i w_i^2 \eta_i^2 (H^T W H)^{-1} \quad (10)$$

으로 대체될 수 있다.

한편, 본 연구에서는 주파수 성분을 계산하는 과정에서 π -장형 윈도우를 적용하였는데, 시간영역에서의 윈도우 적용은 주파수 영역에서는 주변 주파수 성분 간의 상관으로 생각될 수 있다. 따라서 전달함수 추

정치의 공분산 계산 시 주파수 성분간의 상관 효과에 대한 보정이 필요하다. Egbert and Booker(1986)에 의하면, π -장형 윈도우를 적용한 경우 보정된 공분산은

$$Corrected Cov(\check{T}) \approx (1 + \frac{2(I-1)}{I} |\rho_1|^2) Cov(\check{T}) \quad (11)$$

이고, 여기서 I 는 추정되는 주파수 밴드 안의 주파수 개수, π -장형 윈도우의 경우 $|\rho_1|^2 = 0.17$ 로 계산된다.

추정값의 신뢰도를 대표하는 에러바(error bar)는 식 (11)에서 계산된 전달함수 추정값의 분산, σ_T^2 로부터 계산되며 본 연구에서는 95% 신뢰구간을 추정하였다. 통계적으로 σ_T^2 는 모집단의 분산이 아닌 표본 집단의 분산이므로 자유도가 n , 유의 수준 α 인 $t_{\alpha/2, n}$ 분포를 따르며, 자료의 개수가 50개 이상이면 근사적으로 가우스 분포를 따른다(Chave and Thomson, 1989). 이런 조건에서 전달함수 T_1 과 T_2 의 95% 신뢰구간은($\alpha = 0.05$),

$$\begin{aligned} \check{T}_1 - t_{\alpha/2, n} \sigma_{T_1} < T_1 < \check{T}_1 + t_{\alpha/2, n} \sigma_{T_1} \\ \check{T}_2 - t_{\alpha/2, n} \sigma_{T_2} < T_2 < \check{T}_2 + t_{\alpha/2, n} \sigma_{T_2} \end{aligned} \quad (12)$$

으로 추정되며, 에러 전파의 원리에 의해서 실수 유도 지시자의 크기 및 위상의 에러바는 근사적으로 식 (13)과 같다.

$$\begin{aligned} e(|T_R|) &\approx \sqrt{(2(\delta\sigma_{Re(T_1)} Re(T_1) + \delta\sigma_{Re(T_2)} Re(T_2)) + \delta\sigma_{Re(T_1)}^2 + \delta\sigma_{Re(T_2)}^2)} \\ e(\theta_R) &\approx \sin^{-1} \left(\frac{\delta\sigma_{Re(T_2)}}{Re(T_1)} \right) \end{aligned} \quad (13)$$

여기서, $|T_R|$ 은 실수 유도 지시자의 크기, θ_R 은 실수 유도 지시자의 위상을 나타내며, $\delta\sigma_{Re(T_1)} = t_{0.025, n} \sigma_{Re(T_1)}$, $\delta\sigma_{Re(T_2)} = t_{0.025, n} \sigma_{Re(T_2)}$ 이다.

지자기 전달함수의 시간적 변동성 및 안정성

국내외의 문헌들(Fraser et al, 1990; Park et al., 1993; Varotsos et al, 1993; Egbert, 2002; 이춘기 외, 2003)에 의하면, 지진 전조 현상 혹은 관측점 주변의 수리지질학적 변화는 전달함수에서 파생되는 파라미터들의 시간적 변동을 유발한다. 그러나 파라미터 값들의 변동 원인은 장비 및 전원교체, 장비자체의 시간적 변화(temporal drift) 등 여러 요인이 존재하고,

그 변동을 설명하는 메커니즘도 압전(piezoelectric) 효과, 전기역학적(electrokinetic) 효과, 수리자기(hydromagnetic) 효과 등과 같이 다양하다. 따라서 본 연구에서는 전달함수 파라미터들의 시간적 변동의 원인규명보다는 각 파라미터들의 시간에 따른 변화 양상과 안정성 및 신뢰성에 초점을 맞추기로 한다.

시간에 따른 지자기 전달함수의 변동과 안정성을 조사하기 위하여, 실수 유도 지시자의 크기와 위상, 이에 따른 오차 등을 추정하였다. 유도 지시자의 계산은 Vozoff(1972)와 양준모 외(2002)에 자세히 설명되어 있으며, 실수 및 허수 유도 지시자의 위상은 파킨슨(Parkinson)의 전통을 따라 계산하였는데 그 중

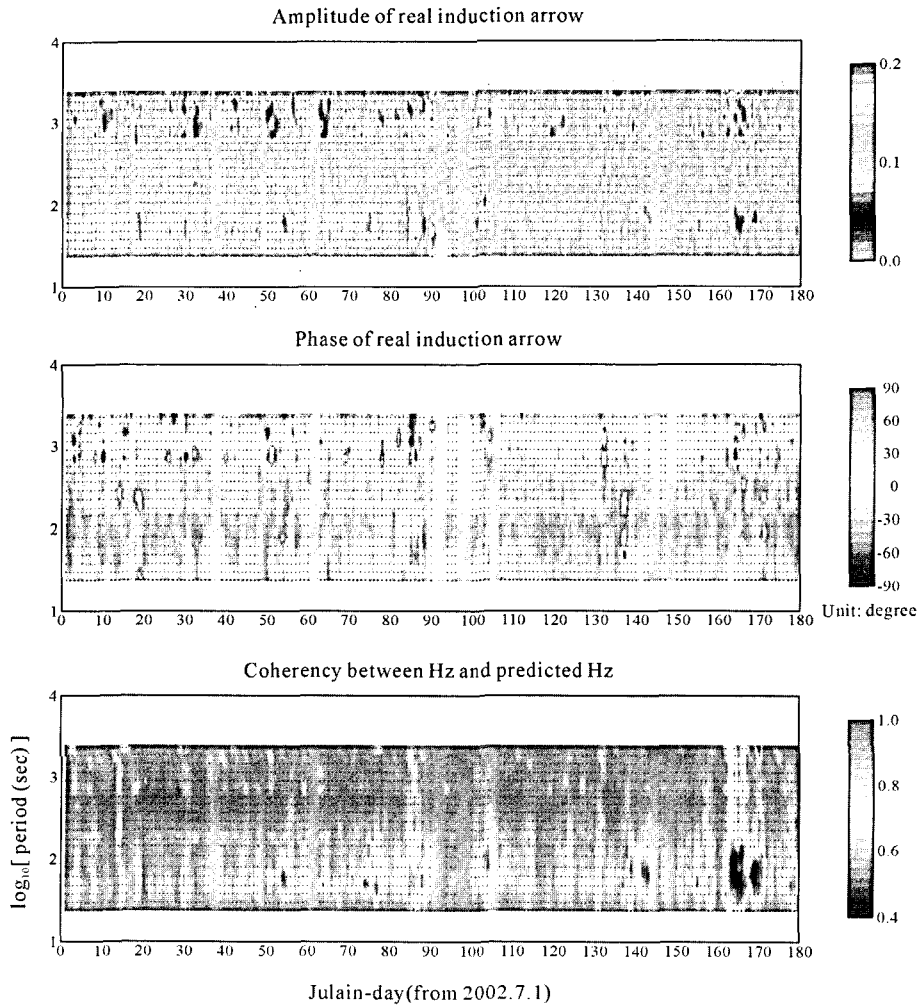


Fig. 2. The daily variations in the amplitude, phase and coherency of induction arrow. The amplitude and phase show somewhat random patterns over the period of 1000 s and under the period of 100 s.

실제적인 해석에 주로 이용되는 실수 유도 지시자의 크기, 위상, 에러를 분석하였다.

Fig. 2는 총 6개월 동안의 실수 유도 지시자의 크기, 방향, 추정된 전달함수로부터 계산된 지자기장 수직성분의 예측값과 관측값 사이의 코히런스(Coherency)를 나타낸 것이다. 유도 지시자의 크기는 전 주기에서 대략 0.12 정도의 값을 보이며 1000초 이상과 100초 이하의 주기에서는 상당히 무작위적인 경향을 보인다. 위상의 경우, 비교적 시간적 변동성이 적어 안정적인 경향을 보이나, 주기 1000초 부근과 주기 50-60초 부근에서 부분적으로 무작위적인 양상이 확인된다. 추정값의 신뢰도를 나타내는 코히런스는 주기 100초 이후에서는 0.9 이상의 높은 값을 보여주나, 주기 50-60초

부근에서 0.5이하의 상당히 낮은 값이 불규칙하게 나타나는 경향을 보여주고 있다. 이는 50-60초 부근의 전달함수 추정값이 하루 단위로는 신뢰성과 안정성을 보장하지는 못함을 의미한다.

일별로 추정된 유도 지시자의 크기, 위상 변동에 대해 장기간의 추세를 조사하기 위하여 중간값 필터(median filter)를 적용하였다. 중간값 필터는 시간 축으로 길이 11일, 주기 축으로는 5개인 필터로서, Eisel and Egbert(2001)가 사용한 필터와 동일하다. Fig. 3은 중간값 필터가 적용된 후의 유도 지시자의 크기 및 위상 변화를 나타낸다. 유도 지시자의 크기의 경우 주기 1000초 이상과 100초 이하에서 시간에 따른 무작위적인 부분들이 관찰되나, 전체적으로 시

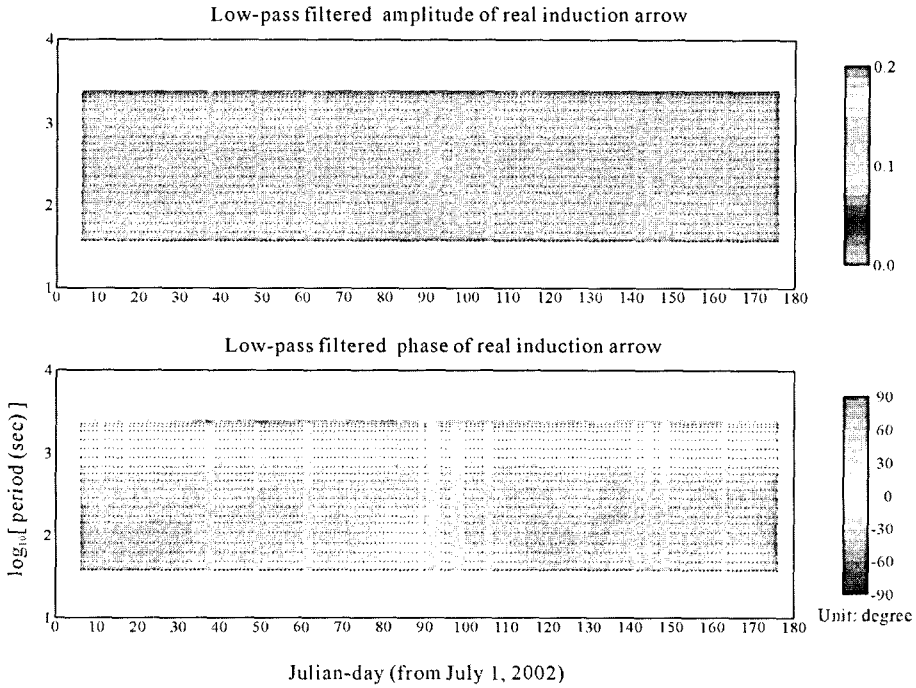


Fig. 3. Low-pass filtered variations in amplitude and phase of induction arrow. A median filter of dimensions 5 (in the period direction) and 11 (in time direction) was applied to the upper two panels of Fig. 2.

간에 따른 유도 지시자 크기의 증감과 같은 유의미한 경향성을 찾기는 어렵다. 위상의 경우도 80~90일의 주기 100초 이하 부분을 제외하고는 시간에 따른 위상값의 변화 없이 일정한 값을 보인다.

이와 더불어 추정된 유도 지시자의 크기 및 위상의 오차에 대한 시간적 변동을 조사하였다. Fig. 4에서 볼 수 있듯이, 부분적으로 약간의 불규칙적인 변화가 보이지만 대체적으로 주기 1000초 이하에서는 시간에 따른 증감추세 없이 크기의 오차는 0.01~0.02 정도의 값을, 위상의 오차는 1~3° 정도로 일정한 값을 나타내었다. 그러나 1000초 이상에서는 크기 및 위상 오차 모두 무작위적인 경향을 보이고 있다. 이는 어떤 물리적인 의미가 있다기보다는 통계적인 자료 부족에 기인하는 것으로 보인다. 즉, 하루 길이의 자료를 이용하여 주기 1000초 이상의 유도 지시자의 크기와 위상을 추정할 때, 저주파수 성분 특성상 수 집된(stacked) 자료가 보다 고주파수 대역에 비해 상대적으로 적어 안정된 값에 수렴하지 못하여 그 오차 또한 무작위로 분포하기 때문이다. 이는 보다 긴 길이의 자료를 추정에 이용함으로써 무작위적인 변동 특성이 사라질 것으로 기대된다.

따라서 관측된 6개월의 기간동안 유도 지시자의

크기, 위상, 그에 따른 오차의 시간적 변동은 부분적으로(주기 1000초 이상과 100초 이하) 무작위적인 경향이 나타나나, 장기적인 관점에서는 시간적인 변동 추세는 거의 없이 안정된 상태를 나타내었다.

지자기 전달함수에서 스칼라 MT 임피던스로의 변환

극지방을 제외한 지역에서 전기장의 P_1^0 소스(zonal harmonics) 가정은 비교적 정확한 근사가 될 수 있어, 지자기 전달함수에서 스칼라 MT(Magneto-Telluric) 임피던스로의 변환이 가능하다(Schultz and Larsen, 1987; Neal et al., 2000). 이를 수식으로 표현하면

$$Z_{MT}(w) = \alpha_{mn} Z_{GDS}(w),$$

$$\alpha_{mn} = \frac{iwr[dP_n^m(\cos\theta)/(d\theta)]}{(n+1)nP_n^m(\cos\theta)} \quad (14)$$

이고, Z_{MT} 는 변환된 MT에서의 임피던스, Z_{GDS} 는 GDS에서의 지자기 전달함수, α_{mn} 은 변환 계수, w 는 주파수(Hz), r 은 지구의 반경(km), θ 는 여위도(colatitude)로 정의된다. 전기장이 P_1^0 소스일 때

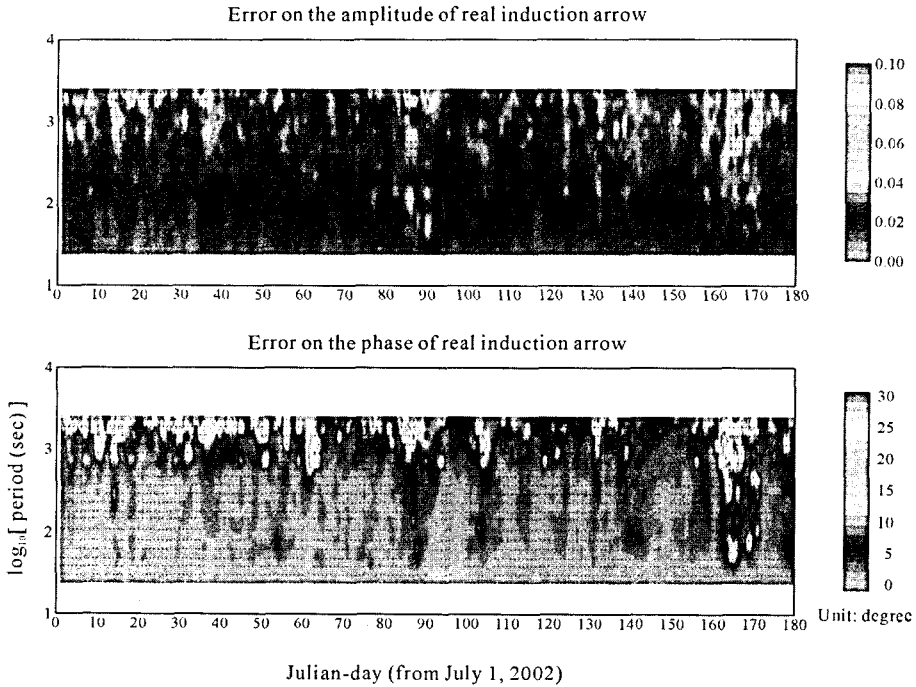


Fig. 4. Daily error variations in amplitude and phase of induction arrow. For periods over 1000 s, day to day variations are essentially random.

$\alpha_{01} = \frac{IWR}{2} \tan \theta$ 이므로 식 (14)로부터 근사적인 겉보기 전기비저항과 위상을 추정할 수 있다.

Fig. 5는 식 (14)를 이용하여 계산된 두 가지 모드 ($Z_{GDS} = H_z/H_x$ [ZX 모드], H_z/H_y [ZY 모드])의 일별 겉보기 전기비저항 및 위상을 도시한 것이다. 시간에 따른 전기비저항 및 위상 변화는 상당히 무작위적이며 시간적인 변화 특성을 발견하기 어렵다. 그러나 전체적으로 전기비저항의 경우 주기 100초 이하는 $1000 \Omega \cdot m$ 이상을, 1000초 이상에서는 $100 \Omega \cdot m$ 이하의 값을 보인다. 위상의 변화는 ZX 모드의 경우 주기 100~1000초에서 75° 안팎의 값을, 1000초 이상에서는 $-30^\circ \sim -45^\circ$ 까지 감소하는 양상을 보여주나, ZY 모드는 120° 안팎의 값들이 전 주파수 범위에 나타나지만 불규칙함이 매우 심해 개략적인 경향을 파악하기 어렵다.

일반적으로 위상의 변화보다는 전기비저항의 변화가 관측점 부근의 수리지질학적 변화(hydrological change)를 반영하기 쉬우므로 일별 근사된 전기비저항의 변화량을 나타낸 것인데, 주파수별로 6개월 동안의 중간값을 구하여 일별로 중간값과의 차이를 백분율로 정규화 시킨 결과이다. 전체적으로 -30°

30% 정도의 변화 폭을 보이며 상당히 무작위적인 특성을 보인다. 장기간에 걸친 전기비저항의 변화 양상을 조사하기 위해 2.3절에서 사용된 중간값 필터를 적용하였고, 그 결과는 Fig. 7과 같다. Fig. 7에서 볼 수 있듯이, 전체적으로 부드러운 변화 양상을 보이나 특징적인 변동을 찾기 어렵다. 그러나 두 모드 모두 110~130일 사이에서 약 10% 이상의 전기비저항 감소를, 160~170일 사이에서는 약 10% 안팎의 증가를 보이고 있다. 일반적으로 지진전조현상으로서 전기비저항의 감소를 고려할 때 이러한 감소가 전조현상과 아무 관련 없다고 할 수 없으나 이는 다른 원인에 기인하는 것으로 생각된다. Fig. 1의 자기장 3성분의 일별 파워값의 변화에서 확인할 수 있듯이, 110~130일 구간은 자기장의 두 수평성분이 정상상태보다 강한 파워를, 160~170일 구간은 약한 파워를 보여주고 있다. 식 (14)에 의해 계산되는 스칼라 임피던스의 형태는 자기장의 수평성분이 분모에 있으므로, 파워의 강약은 곧바로 임피던스의 강약에 반비례하여 나타난다. 따라서 Fig. 7에서 관찰되는 전기비저항의 증감은 Fig. 1에 나타난 지자기 수평성분 파워의 강약에 반비례하는 형태로 생각된다. 결론적으로 본 절에서 계산된 스칼라 MT 임피던스는 파워스펙트럼의

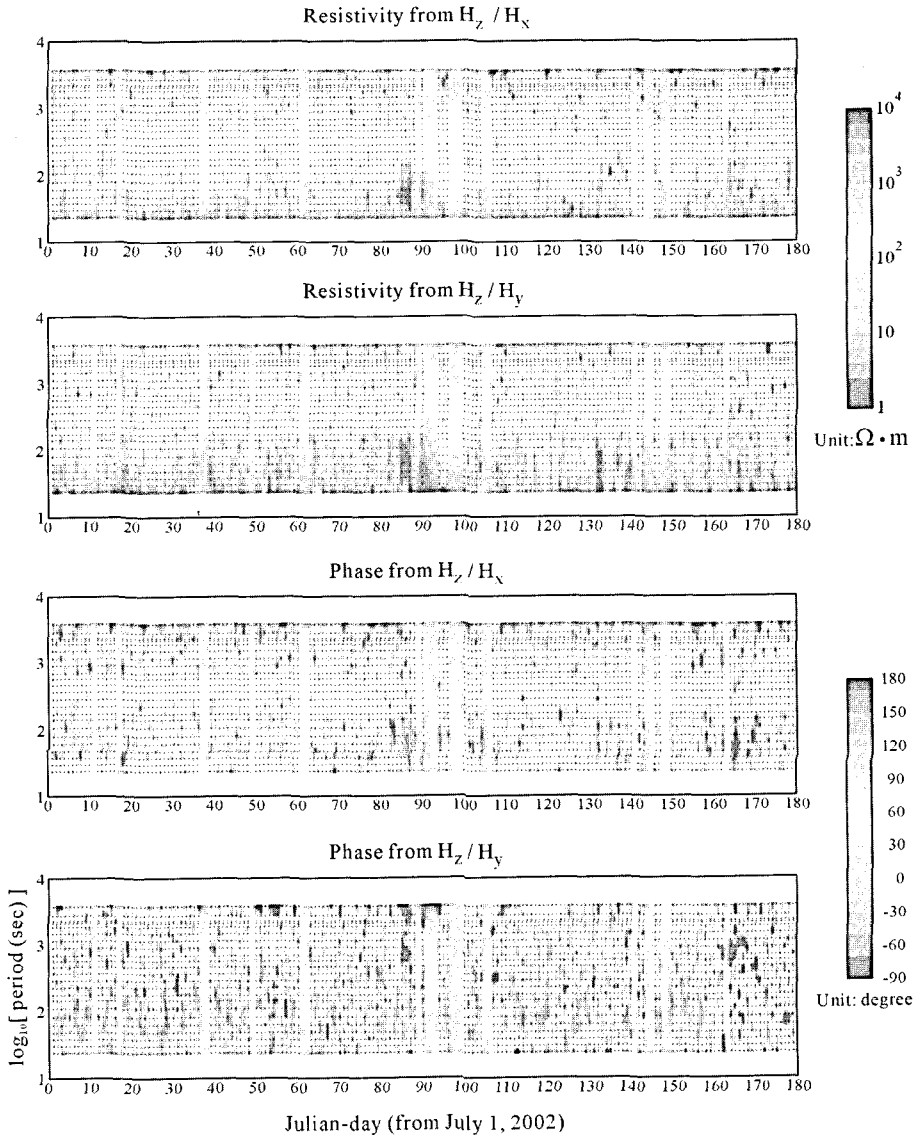


Fig. 5. Daily estimates of approximated resistivity and phase in both mode (ZX and ZY), assuming electrical field to be P_1^0 zonal harmonic source.

또 다른 정규화 형태이며 지하의 일차원 정보를 제외하고 추가적인 정보 추출이 어렵다고 생각된다.

토의 및 결론

장기간 관측된 지자기 3성분으로부터 파생되는 여러 파라미터들의 시간적 변동성을 조사하였다. 지자기 3성분의 정규화된 일별 파워값의 변화는 무작위적인 경향이 강했으나 몇몇 구간에서 파워의 강약을 확인할 수 있었다. 이러한 강약은 이미 언급했듯이 태

양활동에 기인하는 것으로 보이나 보다 정확한 원인 규명과 추가적인 정보를 얻기 위해서는 동일 기간의 다른 관측소 자료가 분석되어야 할 것으로 생각된다. 한편 실수 유도 지시자의 크기, 위상, 오차를 이용하여 전달함수의 시간적 변동을 조사하였는데 3개의 파라미터 모두 부분적인 무작위성(100초 이하, 1000초 이상)이 존재할 뿐 유의미한 시간적 변동이 관찰되지 않았다. Egbert et al.(2000)은 100 km 이상 떨어진 직류 철도 시설이 주기 10~100초의 전달함수에 상당한 영향을 준다고 보고하였다. 이천관측소 주변의 고속

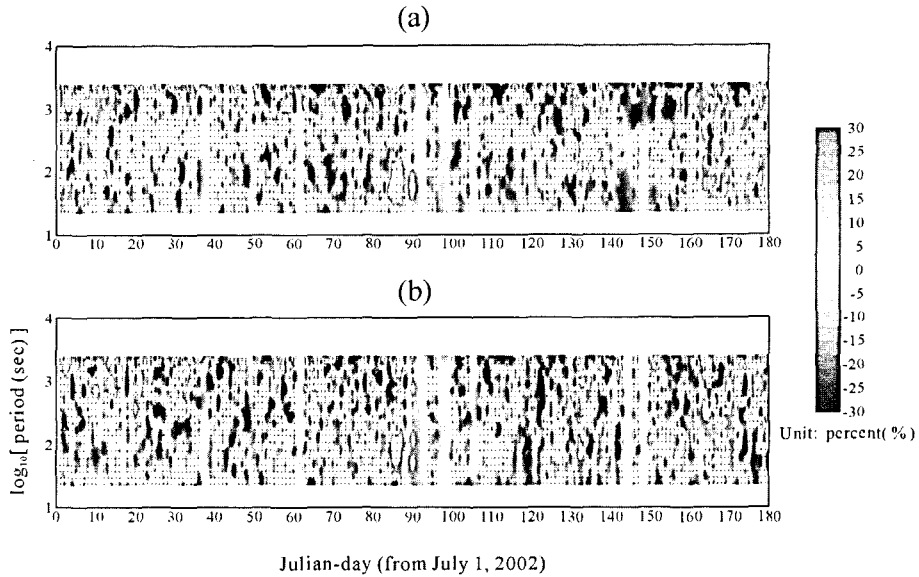


Fig. 6. Deviation of the daily resistivity computed from Fig. 5; (a) in ZX mode and (b) in ZY mode. Residuals are normalized by the long-term average and are expressed in percent. The figure thus gives variations of log approximated resistivity.

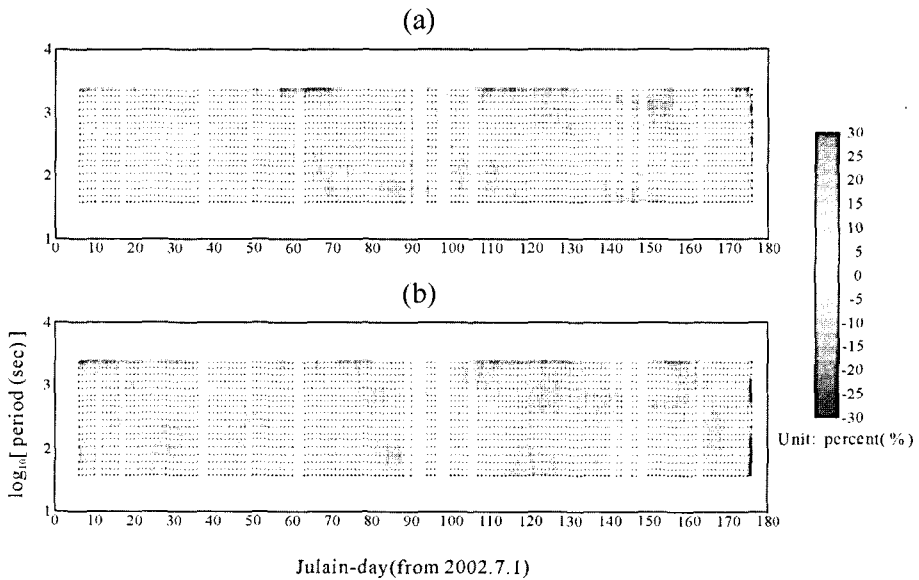


Fig. 7. Low-pass filtered variations in log resistivity expressed in percent; (a) ZX mode and (b) ZY mode. A median filter of dimensions 5 (in the period direction) and 11 (in time direction) was applied to the normalized residuals of Fig. 6.

철도 및 국철 시설을 고려해 볼 때, 100초 이하의 무작위적인 변동은 직류 전원에서 발생하는 불규칙 잡음의 분출로 생각된다. 그러나 1000초 이상에서 발견되는 무작위성은 앞서 언급한 바와 같이 수집되는 자료 개수의 부족으로 생각된다. 향후, 100초 이하의 국지적 잡음을 최소화하기 위해서는 적절한 원격 참조

측점의 결정과 정교한 분석 기술이 필요하다. 또한 본 연구에 사용된 자료의 관측 기간을 국외의 경우와 비교해 보면, 6개월의 기간은 유의미한 계절적 변동의 조사하기에도 상당히 짧은 기간이다. 전조현상에 의한 전자파의 변동의 크기가 정상상태에 비해 매우 작고, 감지하지 어려움을 고려하면 보다 장기간의 관

측 자료를 통하여 한반도내의 전자파 변동의 특성 및 경향에 대한 정보를 획득해야 한다.

한편 본 연구에서는 겉보기 전기비저항의 시간적 변동을 살펴보기 위해 P_1^0 소스가정을 통하여 전기장을 근사하여 겉보기 전기비저항을 계산하였다. 그러나 시간에 따른 전기 비저항의 변화는 수평자기장의 강약이 지배적이었고, Eisel and Egbert(2001)의 연구 결과에 비해 매우 큰 변동 폭을 보여주었다. 이는 명백히 시간적 변동을 반영하지 못하는 근사된 전기장에 기인하는 한계이다. 또한 본 연구의 주파수 대역은 P_1^0 소스 가정이 성립하는 대역에 비해 상당히 높다는 것에도 원인이 있다. 외국의 사례의 경우 (Varotsos et al., 1990; Nagao et al., 1996), 전기장 또는 전기 포텐셜의 관측이 매우 중요한 전조현상의 요소로서 인식, 활용되고 있으며 자료 분석 경험으로부터 도출된 기준에 의한 예측 성과들도 적지 않게 제시되고 있다. 따라서 보다 정량적이고 정밀한 전조현상 연구를 위해서는 지자기장 뿐만 아니라 지속적인 전기장의 관측이 필수적이다.

사 사

이 연구는 기상청 기상연구소 기상지진기술개발 사업의 「지진예지 및 지진해일 예측기술 개발」의 지원으로 수행되었으며 이에 사의를 표합니다.

참고문헌

- 양준모, 오석훈, 이덕기, 윤용훈, 2002, 지자기 전달함수의 로버스트 추정, 대한지구물리학회지, 5 (2), 131-142.
- 이춘기, 이희순, 권병두, 오석훈, 이덕기, 2003, 단층대의 전기전도도 변동에 의한 UHF 전자기장 교란, 한국물리탐사학회지, 6 (2), 87-94.
- Chave, A.D., Thomson, D.J., and Ander, M., 1987, On the robust estimation of power spectra, coherence and transfer functions, Journal of Geophysical Research, 92, 633-648.
- Chave, A.D. and Thomson, D.J., 1989, Some comments on magnetotelluric response function estimation, Journal of Geophysical Research, 99, 4669-4682.
- Egbert, G.D. and Booker, J.R., 1986, Robust estimation of geomagnetic transfer functions, Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 87, 173-194.
- Egbert, G.D., Eisel, M., Boyd, O.S., and Morrison, H.F., 2000, Pc3s: source effects in mid-latitude geomagnetic transfer functions, Geophysical Research Letters, 124, 25-28.
- Egbert, G.D., 2002, On the generation of ULF magnetic variations by conductivity fluctuations in a fault zone, Pure and Applied Geophysics, 159, 1205-1228.
- Eisel, M. and Egbert, G.D., 2001, On the stability of magnetotelluric transfer function estimates and the reliability of their variances, Geophysical Journal International, 144, 65-82.
- Fraser-Smith, A.C., Bernardi, A., McGill, P.R., Ladd, M.E., Helliwell, R.A., and Villard, Jr. O.G., 1990, Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the ML 7.1 Loma Prieta earthquake, Geophysical Research Letters, 17, 12951-12958.
- Huber, P.J., 1981, Robust Statistics, Wiley, New York, 173 p.
- Jones, A.G., Chave, A.D., Egbert, G.D., Auld, D. and Bahr, K., 1989, A comparison of techniques for magnetotelluric response function estimation, Journal of Geophysical Research, 94, 14201-14213.
- Nagao, T., Uyeshima, M. and Uyeda, S., 1996, An independent check of VAN's criteria for signal recognition, Geophysical Research Letters, 23, 1441-1444.
- Neal, S.L., Mackie, R.L., Larsen, J.C., and Schultz, A., 2000, Variations in the electrical conductivity of the upper mantle beneath North America and the Pacific Ocean, Journal of Geophysical Research, 105, 8229-8242.
- Park, S.K., Johnston, M.J.S., Madden, T.R., Morgan, F.D., and Morrison, H.F., 1993, Electromagnetic precursors to earthquake in the ULF band: a review of observations and mechanism, Review of Geophysics, 31, 117-132.
- Schultz, A. and Larsen J.C., 1987, On the electrical conductivity of the mid-mantle: 1. Calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions, Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 88, 733-761.
- Thomson, D.J., 1982, Spectrum estimation and harmonic analysis, Proc. IEEE, 70, 1055-1095.
- Varotsos, P., Alexopoulos, K., Lazaridou, M., and Nagao, T., 1993, Earthquake predictions issued in Greece by seismic electric signals since February 6, 1990, Tectonophysics, 224, 269-288.
- Vozzof, K., 1972, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basin, Geophysics, 37, 98-141.
- Vozzof, K., 1986, Magnetotelluric Methods, Soc. Expl. Geophys. Reprint Ser. No 5, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, OK, 682 p.