

GNSS 신호의 대류층 지연오차 보정을 위한 기상 정보 생성

정성욱^{1†}, 백정호^{1,2}, 조중현¹, 이재원^{1,2}, 박인관¹, 조성기¹, 박종욱¹

¹한국천문연구원

²과학기술연합대학원대학교

Generation of Meteorological Parameters for Tropospheric Delay on GNSS Signal

Sung-Wook Jung^{1†}, Jeongho Baek^{1,2}, Jung Hyun Jo¹, Jaewon Lee^{1,2},
In-Kwan Park¹, Sungki Cho¹, and Jong-Uk Park¹

¹Korea Astronomy & Space Science Institute, Yuseong-gu, Daejeon 305-348, Korea

²Korea University of Science and Technology, Yuseong-gu, Daejeon 305-333, Korea

E-mail: astroyorong@kasi.re.kr

(Received April 26, 2008; Accepted June 02, 2008)

요 약

대류층의 중성 대기는 전자기파의 신호 지연을 일으키기 때문에, GNSS(Global Navigation Satellite System)를 이용한 정밀측위의 가장 큰 오차요인으로 작용한다. 대류층 지연오차는 대류층의 굴절률과 연관 있으며, 대류층의 굴절률은 경험적으로 압력, 온도 및 수증기 분압으로 표현된다. 따라서 GNSS 안테나 위치의 기상 정보를 알고 있다면, 대류층 지연오차는 경험적 법칙에 의해 산출될 수 있다. 이 연구에서는 임의의 장소와 시간에 대한 대류층 지연오차를 생성하기 위한 기상 정보 생성에 대하여 연구하였다. 한국천문연구원이 운영하는 9개의 상시 관측소에 설치된 디지털 기상 센서의 관측값을 가지고 범용 크리깅(Ordinary Kriging)을 적용하여 기상 정보를 생성하였고, 상시 관측소의 데이터 공백을 메우기 위해 각 상시관측소의 기상 데이터를 분석하여 수치 모델을 만들어 보완하였다.

Abstract

The GNSS (Global Navigation Satellite System) signal is delayed by the neutral atmosphere at the troposphere, so that the delay is one of major error sources for GNSS precise positioning. The tropospheric delay is an integrated refractive index along the path of GNSS signal. The refractive index is empirically related to standard meteorological variables, such as pressure, temperature and water vapor partial pressure, therefore the tropospheric delay could be calculated from them. In this paper, it is presented how to generate meteorological data where observation cannot be performed. KASI (Korea Astronomy & Space Science Institute) has operated 9 GPS (Global Positioning System) permanent stations equipped with co-located MET3A, which is a meteorological sensor. Meteorological data are generated from observations of MET3A by Ordinary Kriging. To compensate a blank of observation data, simple models which consider periodic characteristics for meteorological data, are employed.

Keywords: GNSS meteorology, troposphere, interpolation

[†]corresponding author

1. 서 론

중성 대기는 전자기파가 통과하는 기하학적 길이를 연장시키기 때문에, GNSS(Global Navigation Satellite System) 신호가 위성으로부터 사용자의 안테나까지 도달하는 동안 대류층 지연오차를 발생시킨다. 대류층 지연오차는 GNSS 위성의 궤도력 오차, GNSS 위성의 시계 오차, 전리층에 의한 지연 오차, 다중 경로 오차 및 수신기의 시계 오차와 더불어 GNSS를 이용한 정밀 측위에서 보정해야 할 오차 요인이며, 전형적인 천정 방향의 대류층 지연오차(ZTD, Zenith Tropospheric Delay)는 2 ~ 3m이다.

1.1 대류층 지연오차의 기본원리

대류층 지연오차, d_{trop} 은 다음과 같이 진공에서의 전자기파 속도, c 와 지연된 시간, τ 의 곱으로 표현된다.

$$d_{trop} = c\tau = 10^{-6} \int N(s)ds \quad (1)$$

여기서 s 는 전자기파가 통과하는 경로를 의미하며, N 은 굴절도(refractivity)로서 굴절률 n (refractive index)과 다음과 같은 관계를 갖는다.

$$N = 10^6(n - 1) \quad (2)$$

대류층 지연오차는 산소나 질소와 같은 건조 성분과 수증기에 의한 습윤 성분으로 나누어진다.

$$d_{trop} = d_d + d_w \quad (3)$$

여기서 d_d 와 d_w 는 각각 건조지연과 습윤지연을 나타낸다. 건조 성분에 의한 대류층에 비하여 습윤지연은 시공간적 변화가 크기 때문에 예측이 어렵고(Parkinson & Spilker 1996), GPS(Global Positioning System)를 이용한 정밀측위의 가장 큰 오차요인으로 작용한다(박관동 외 2003). 그러나 대류층 지연 오차는 기존의 경험적 모델들(Hopfield 1971, Saastamoinen 1973, Davis et al. 1985)로부터 보정 가능하며, 역으로 추정된 대류층 지연오차로부터 오차 요인인 기압, 온도 및 수증기량을 결정할 수 있다. 특히 GPS를 이용한 준 실시간 가가수량(PWV, Precipitable Water Vapor) 생성은 실제 기상 수치예보모델의 초기값으로 적용될 수 있다(백정호 외 2007).

경험적으로 굴절도 N 은 기상 변수들과 관계가 있음이 알려져 있으며, 그 관계는 다음과 같다(Thayer 1974, Davis et al. 1985).

$$N = k_1 \left(\frac{P_d}{T} \right) Z_d^{-1} + \left[k_2 \left(\frac{e}{T} \right) + k_3 \left(\frac{e}{T^2} \right) \right] Z_w^{-1} \quad (4)$$

여기서 k_i ($i = 1, 2, 3$)는 경험적으로 얻어지는 상수이고, P_d 는 건조 공기의 부분압, e 는 수증기의 부분압, T 는 절대온도를 나타낸다. 또한 Z_j ($j = d, w$)는 이상기체로부터의 이탈에 대한 압축률로서 d 와 w 는 각각 건조 성분과 습윤 성분을 나타낸다. 식 (3, 4)에서 건조지연은 대기압과 온도, 습윤지연은 온도와 수증기량과 관계가 있다는 사실을 알 수 있으며, 대부분의 대류층 지연 모델에서 이와 같은 사실을 반영하고 있다(Hopfield 1971, Saastamoinen 1973, Davis et al. 1985). 20GHz 이하의 전파는 분산성이 없기 때문에 주파수에 따라 굴절률의 차이가 없다(Smith & Weintraub 1953, Parkinson & Spilker 1996). 따라서 식 (4)와 같은 굴절도 표현은 L-밴드를 사용하는 GPS, L1, E1, E5a, E5b 및 E6를 사용하는 Galileo 등 모든 GNSS에 적용이 가능하다.

1.2 연구 배경 및 중요성

GNSS 안테나가 설치된 지역의 기상 정보가 주어진다면, ZTD는 Hopfield(1971)나 Saastamoinen (1973) 모델을 통하여 얻어질 수 있다. 그러나 대부분의 경우 GNSS 안테나와 더불어 기상 관측 장비가 수반되지 못하기 때문에, 표준 기압 등을 이용하여 ZTD를 보정한다.

SBAS(Satellite Based Augmentation System)의 일종인 유럽의 EGNOS(European Geostationary Navigation Overlay Service)와 북미 지역의 WAAS(Wide Area Augmentation System)는 실제 누적된 기상관측정보를 이용한 경험적 대류층 지연오차 모델인 UNB(University of New Brunswick) 모델(Collins 1999)을 사용하고 있다. UNB 모델은 기상 정보들의 1년 주기성만을 고려하고 있고, 전 지구를 위도별로 5개 구간으로 나누어 기상정보를 생성하기 때문에 시공간적으로 변동이 큰 기상정보를 구현하는데 한계가 있다. Farah, Moore, & Hill(2005)는 GPS 데이터의 시뮬레이션을 위해 UNB 모델을 사용하였으며, 대류층 지연 모델의 공간적 변화를 구현하기 위해 가우스 임의장(Gaussian Random Fields) 이론을 사용하였다. Bai & Feng(2003)은 GPS를 이용한 수증기량 추정을 위해 AWS(Automatic Weather Station)의 기상 자료를 내삽하였다. 기상 자료의 내삽 방법으로는 Jarvis & Stuart(2001)가 제안한 범용 크리깅(Ordinary Kriging) 방법을 사용하였으며, 변동도(variogram) 모델은 선형 모델을 사용하였다. 그러나 선형 변동도 모델의 경우, 기상 정보 특성상 가까운 거리에서의 변동도가 큰 경우가 많으며, 이에 따라 변동도의 기울기가 커지기 때문에 내삽 과정의 오차가 커지게 된다.

이 연구에서는 대류층 지연오차 보정을 위한 기상 정보 생성에 관한 연구를 수행하였다. 한국천문연구원 이운용연구원이 운용중인 GPS 상시 관측소에 설치된 디지털 기상 센서로부터 수집된 정보들을 범용 크리깅 방법을 사용하여 산출하였고, Bai & Feng(2003)가 사용한 선형 변동도 모델의 단점을 극복하기 위해 지수함수 형태의 변동도를 사용하였다. 기상 데이터의 공백을 메우기 위하여 기상 관측데이터를 이용한 조화 모델을 구현하였으며, 12시간 주기성까지 고려되었다. 실제 관측값과 내삽된 값들을 비교하여, 내삽 방법과 조화 모델의 타당성을 검증하였다.

2. GPS 데이터 처리 및 분석

관측값 공백의 보안을 위한 모델 구현을 위해 GPS 데이터 처리를 통해 ZTD의 주기성을 분석하였다. 한국천문연구원은 9개의 GPS 상시 관측소를 운영중이고, 그 분포는 그림 1과 같다. 이 중 DAEJ은 IGS(International GNSS Service)에 등록되어 있는 국제 GPS 기준점이다. GPS 신호의 ZTD의 주기성 및 주기를 확인하기 위해 DAEJ에 대한 ZWD(Zenith Wet Delay)를 2000년부터 2007까지의 GPS 관측 데이터를 이용하여 추정하였다. Jin et al.(2007)과 Feng et al.(1978)은 시간 t 에서의 ZTD를 기준 시점 t_0 에 대하여 다음과 같은 모델로 표현하였다.

$$ZTD_t = a + bt + \sum_{k=1}^2 \left[c_k \sin \left(2\pi \cdot \frac{t - t_0}{p_k} + \phi_k \right) \right] + \epsilon_t \quad (5)$$

여기서 a 와 b 는 선형 항의 상수, c_k, p_k 및 ϕ_k 는 각각 k 번째 성분에 대한 진폭, 주기 및 위상, ϵ_t 는 잔차를 나타낸다. Jin et al.(2007)은 359.5일과 180.1일에 해당하는 주기를 얻었으며, 식 (5)에서 $p_1 = 1$ 년, $p_2 = 0.5$ 년으로 하였다.

이 연구에서는 GPS 자료처리를 위해 미국 JPL(Jet Propulsion Laboratory)에서 개발한 GIPSY-

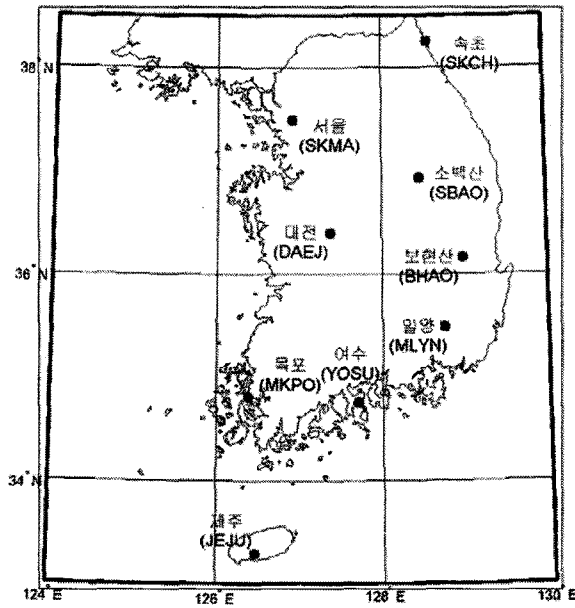


그림 1. 한국천문연구원에서 운영중인 9개의 GPS 상시 관측소.

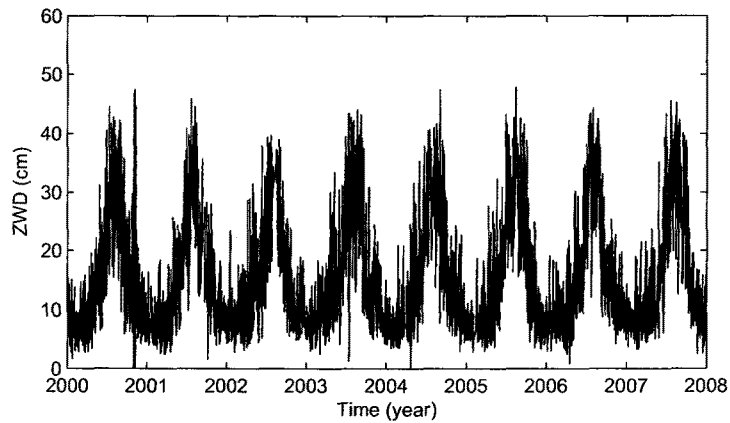


그림 2. 대전(DAEJ)의 ZWD 시계열.

OASIS II(Webb & Zumberge 1993)를 사용하였다. 사용된 궤도력은 JPL에서 제공하는 정밀 궤도력을 사용하였으며, 시계 오차 및 지구 자전 계수 등의 산출물들 모두 JPL에서 제공하는 값들을 사용하였다. 추정 파라미터로는 ZWD 이외에도 수신 안테나의 위치, 수신기 시계 오차 등이 있으며, 추정 시

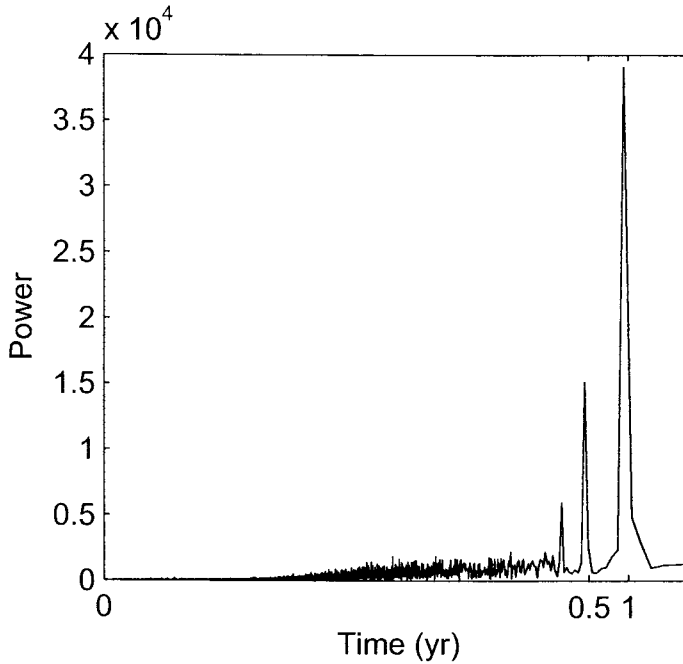


그림 3. 대전(DAEJ)의 ZWD 시계열의 주기성.

간 간격은 5분이다. 그림 2는 이 연구에서 구한, 2000년부터 2007년까지의 5분 간격 ZWD 시계열을 나타낸다. 그림 상에서 1년의 주기성을 확인할 수 있으며, 다른 주기성을 찾기 위해 FFT(Fast Fourier Transform)을 사용하였으며, 그 결과는 그림 3과 같다. 1년 주기와 더불어 반년 주기 및 120일(1/3년) 주기가 발견되었다.

3. 기상 정보 생성 방법

GNSS 신호의 ZTD를 생성하기 위해서는 GNSS 안테나가 위치한 곳과 동일한 지점에서 관측된 지상 관측 기상 데이터가 필요하다. 한국천문연구원은 9개의 상시 관측소에 디지털 기상센서를 설치하여 운영 중에 있으며, 이 중 IGS 상시 관측소로 등록되어 있는 DAEJ 데이터는 IGS GDC(Global Data Center)로부터 제공된다. 그림 4는 DAEJ에 설치된 MET3와 SKCH에 설치되어 있는 MET3A 장비의 모습을 나타낸다. 9개 관측소의 기상 데이터를 내삽함으로써 기상 관측 정보가 없는 곳에서의 기상 정보를 산출할 수 있다. 그러나 각 관측소의 기상 데이터에 공백이 있기 때문에 각 관측소별로 기상 모델을 생성하여 보완하였다.

3.1 기상 모델 생성

이 연구에서는 ZTD에 영향을 미치는 기상 정보 생성을 위해 천문연구원에서 운영하는 9개의 GPS 상시 관측소 기상 데이터를 사용하였다. 사용된 데이터는 2006년부터 2007년까지의 2년 동안의 데이터이며, DAEJ의 기상 데이터의 시계열을 그림 5에 나타내었다. 기상 데이터에서 제공되는

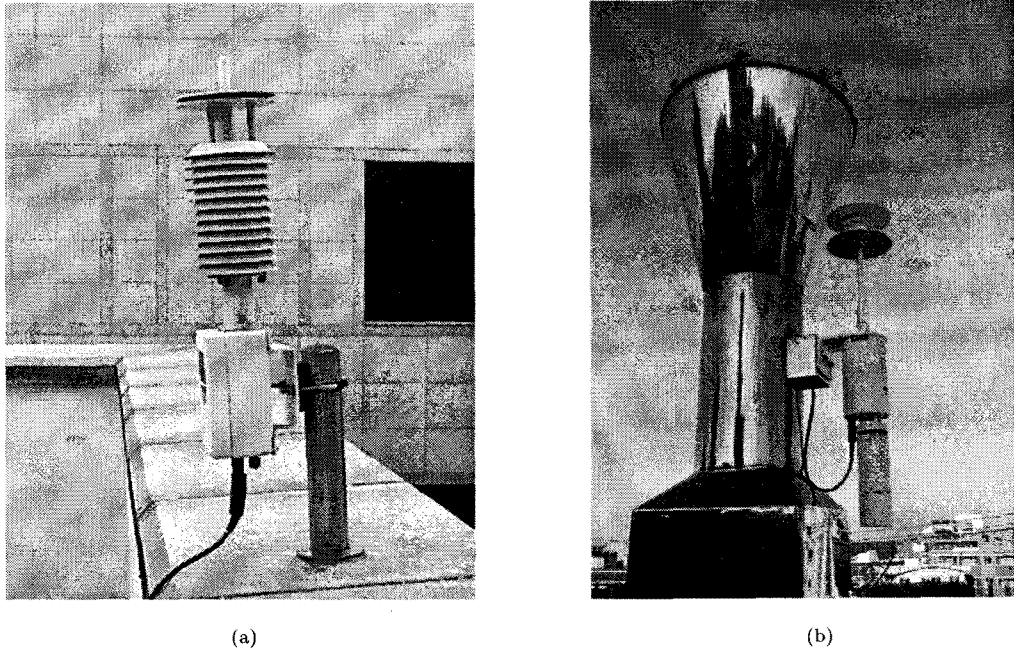


그림 4. 디지털 기상 센서. (a) DAEJ 상시 관측소의 MET3, (b) SKCH 상시 관측소의 MET3A.

기상 정보는 대기 압력, 온도 및 상대 습도이다. 그러나 앞서 이야기한 바와 같이 대류층 지연오차 증 습윤지연은 수증기 분압과 연관되기 때문에 주어진 기상 정보로부터 포화 수증기량을 구해야 한다. 이 연구에서는 포화 수증기량을 구하기 위해 Murray(1967)의 모델을 사용하였으며, 다음과 같다.

$$\log e_{sat} = \frac{7.5T}{T + 237.5} + 0.7858 \quad (6)$$

여기서 e_{sat} 은 포화 수증기량(hPa)을, T 는 온도($^{\circ}\text{C}$)를 나타낸다. 그림 5의 가장 아래 그림은 각 시점의 온도로부터 구한 포화 수증기량과 상대습도의 곱을 통해 산출된 수증기 분압을 나타낸 것이다.

그림 5에서 네 그림 모두에서 1년 주기성을 확인할 수 있으며, 기체의 상태 방정식에서 알 수 있듯이 압력과 온도는 반대 경향을 갖고 있음을 확인할 수 있다. 또한 포화 수증기량은 식 (6)에서와 같이 온도와 연관되며, 특히 온도 T 를 포함하는 첫 번째 항에서 분모보다 분자에 더 민감하기 때문에 수증기 분압의 시계열은 온도와 같은 경향을 갖는다. 또한 상대습도의 경우 일변화가 크고, 일일 최대값이 최소값에 비하여 작은 변화를 보이지만, 최대값 최소값 모두 온도와 비슷한 연간 변화를 보인다. 특히 그림 5에서 습도, 온도, 압력 순으로 시계열의 변동 모양이 커진다는 것을 확인할 수 있으며, 모델화 과정에서 습도에 대한 모델에 가장 많은 요소들이 포함되어야 한다는 것을 예상할 수 있다.

기상 파라미터들의 주기성을 좀 더 명확히 알아보기 위하여 FFT를 수행하였으며, 그 결과는 그림 6과 같다. 네 가지 기상 파라미터 모두 1년 주기성이 강하게 나타났다. 대기압은 연간 변화 이외에 어떤 주기성도 나타나지 않았다. 온도의 경우 연간 변화 이외에도 약한 일변화가 나타났으며, 상

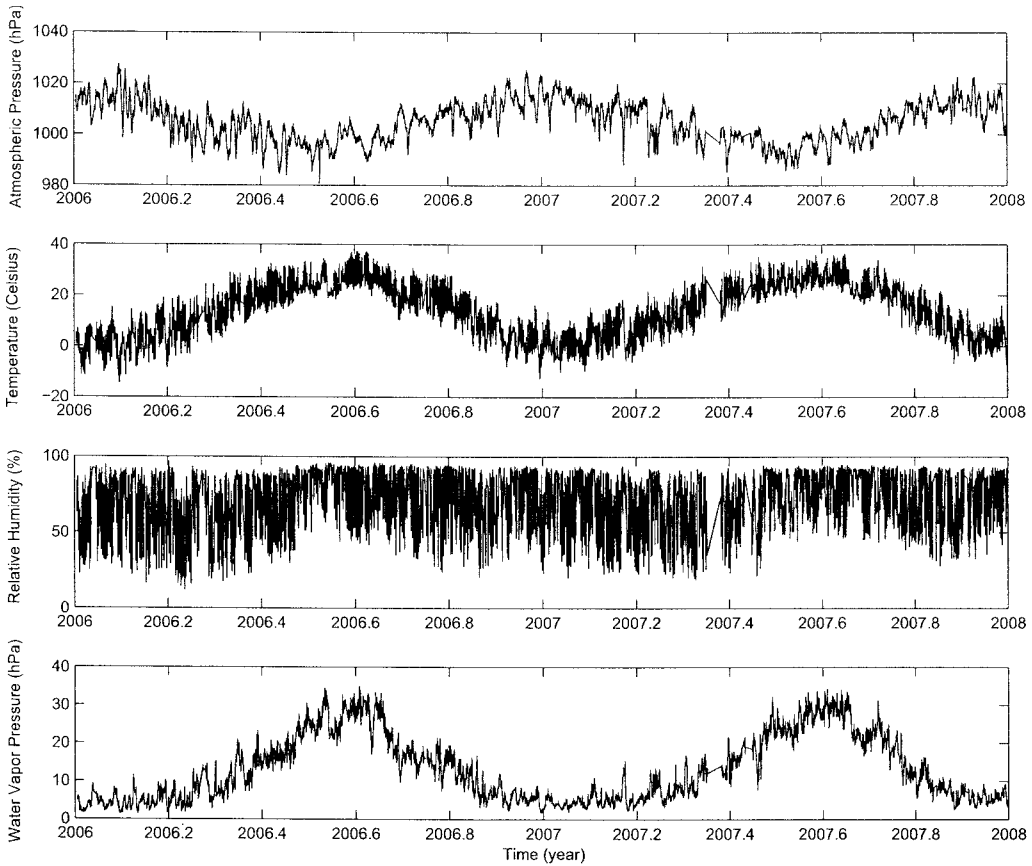


그림 5. DAEJ(경도: 127.37°, 위도: 36.40°)의 기상 데이터.

대습도는 1년 주기 및 일변화 뿐 아니라, 0.5년 주기와 0.5일 주기가 나타났다. 상대습도와 온도로부터 구한 수증기 분압의 경우, 상대 습도보다는 약하지만 역시 1년과 1일 주기와 더불어 0.5년 주기와 0.5일 주기가 나타났다. 수증기 분압은 선형적 관계에 있는 상대습도보다 지수함수 관계를 갖는 온도에 더 민감하기 때문에 온도와 그 형태가 유사하게 나타나며, 수증기 분압의 0.5년 및 0.5일의 주기성이 습도보다 약하게 나타난다. 1년 주기와 1일 주기의 원인은 태양 복사압의 영향으로 잘 알려져 있다. 0.5년의 주기 역시 태양 복사압의 영향 때문이다. 적도 지방의 경우 태양의 일주권이 지평선과 수직을 이루기 때문에 태양 복사압의 변화가 일 년에 두 주기를 갖게 되고, 따라서 적도 지방에서의 0.5년 주기성이 전 지구적으로 영향을 미치게 된다(Schwerdtfeger & Prohaska 1956). 또한 0.5일의 주기성의 첫 번째 원인은 태양이 떠 있을 때와 지평선 아래로 내려가 있을 때, 온도에 미치는 요소가 달라진다는 점이다. 태양이 떠 있는 낮 동안에는 태양 복사압과 지구 복사, 두 요소가 온도를 결정하는 데 반하여, 태양이 지평선 아래에 머무는 밤 동안에는 오직 지구 복사만이 온도에 영향을 미치기 때문이다(Pernter 1914). 0.5일 주기의 두 번째 원인은 태양과 달의 대기 조석(air tide)에 의한 효과

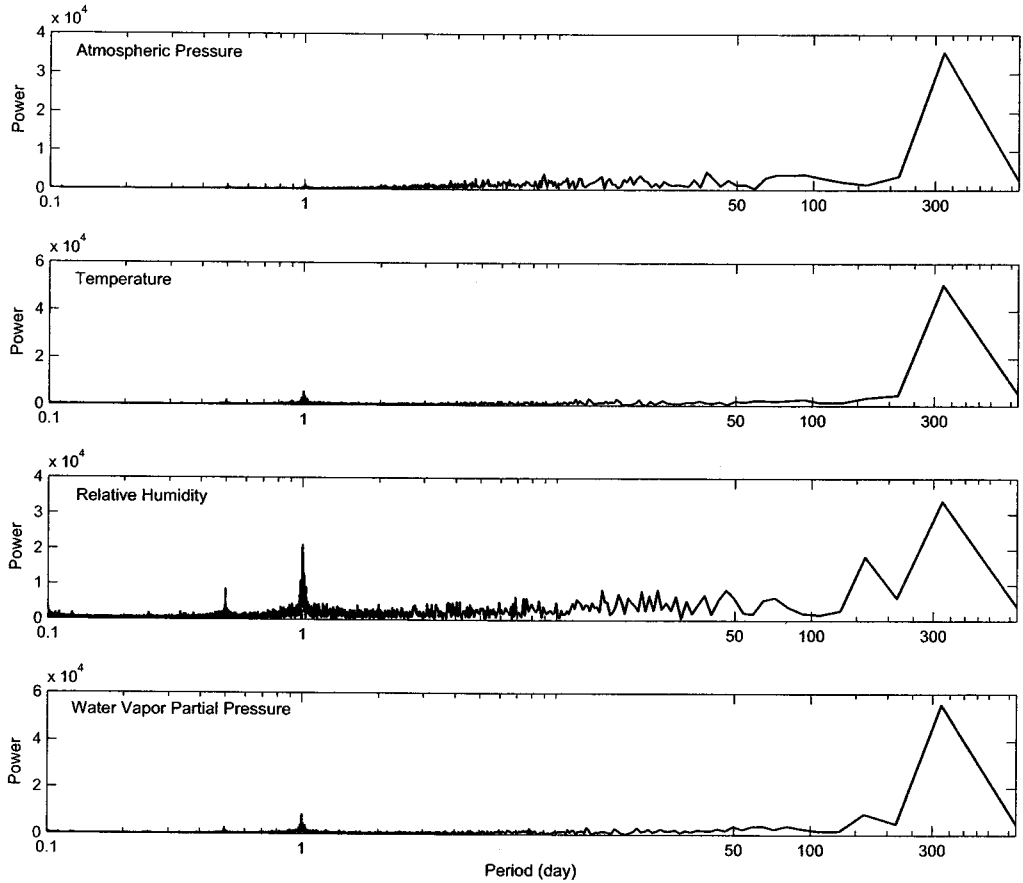


그림 6. DAEJ(경도: 127.37°, 위도: 36.40°) 상시 관측소의 기상 정보들의 주기성.

이다. 대기 조석은 24시간, 12시간, 8시간, 6시간 주기를 갖고 있으며, 이들 중 가장 그 크기가 큰 주기가 12시간 주기이다. 또한 기상에 미치는 영향은 달의 조석효과보다 태양에 의한 조석 효과가 더 크다(Haurwitz & Cowley 1965).

위와 같은 결과를 바탕으로 파라미터별로 식 (5)와 같은 모델을 구성하였다. 2년이란 기간은 기상 및 기후 변화의 선형 변화를 고려하기에는 짧은 기간이므로, 선형 변화는 고려되지 않았으며, 각 기상 파라미터별 주기는 앞서 설명한 바와 같게 하였다. 또한 기준 시점 t_0 은 2006.0이고, 수증기 분압은 상대습도와 온도로부터 산출되므로 모델화 과정에서 제외하였다.

표 1은 주어진 시간의 기상파라미터를 생성하기 위한 모델에 대한 정보를 나타내었으며, 계수 a, b 및 위상 ϕ 를 결정하여 모델을 구성하였다. 결정된 계수는 표 2와 같다. 표 2에서 a 는 각 상시 관측소의 표준값을 나타낸다. 예를 들어 DAEJ의 표준 기압은 1004.9hPa이며, 표준 온도는 13.6°C, 표준 습도는 70.9%이다. BHAO와 SBAO는 다른 상시 관측소들에 비하여 높은 지역에 위치하기 때문에 표준 기압과 표준 온도가 현저히 작은 것을 확인할 수 있다. 결정된 계수와 위상으로부터 구현된

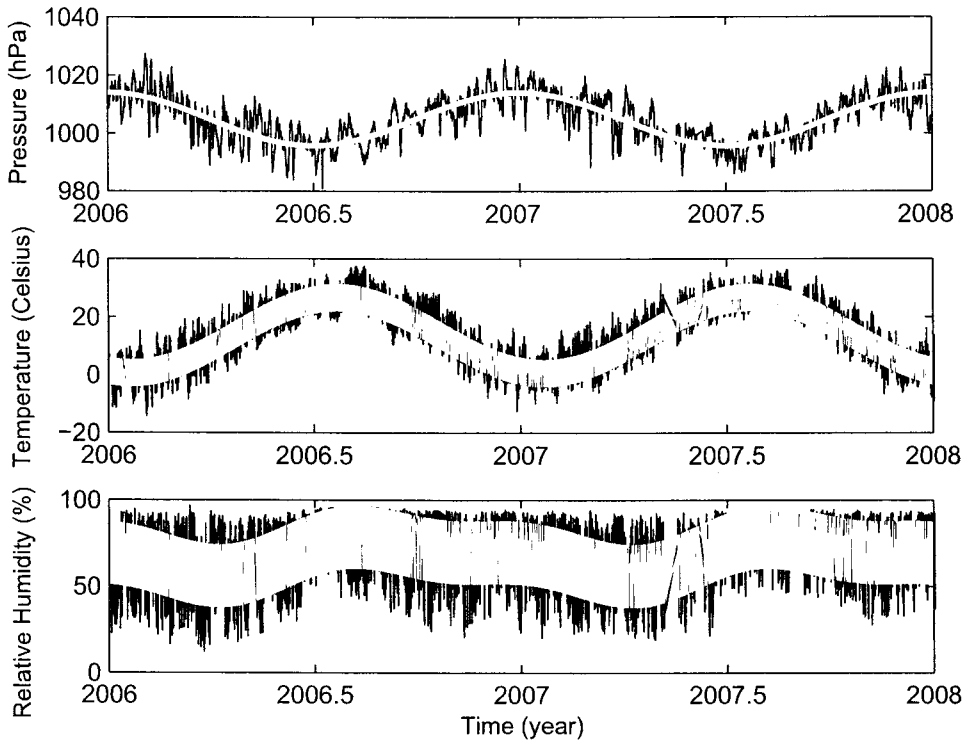


그림 7. 기상 파라미터의 관측값과 최적의 기상 모델.

표 1. 기상 모델 파라미터.

	대기압(hPa)	온도(°C)	상대습도(%)
모델 구현식	$X = a + \sum_{i=1}^n \left[b_i \sin \left(2\pi \cdot \frac{t-t_0}{p_i} + \phi_i \right) \right]$		
주기성 및 주기 개수	$n = 1$ $p_1 = 1년$	$n = 2$ $p_2 = 1일$ $p_2 = 1년$	$n = 4$ $p_1 = 0.5일$ $p_2 = 1일$ $p_3 = 0.5년$ $p_4 = 1년$
변수 설명	X: 각 기상파라미터(대기압, 온도, 습도) a: 표준 계수 b: 진폭 t: 시간 t ₀ : 기준 시점(=2006.0) φ: 위상 n: 주기 개수 p: 주기		

표 2. 각 기상 파라미터별 모델 계수.

		DAEJ	BHAO	JEJU	MKPO	MLYN	SBAO	SKCH	SKMA	YOSU
대기압	a	1004.9	889.2	968.3	1011.4	1014.1	864.1	1012.8	1011.6	1004.8
	b_1	9.2	3.9	6.7	9.3	8.8	3.3	8.0	9.4	8.3
	ϕ_1	1.58	2.09	1.58	1.48	1.56	-3.71	1.66	1.61	1.46
온도	a	13.6	8.0	15.8	14.9	14.3	7.5	13.3	13.9	15.3
	b_1	4.5	2.2	2.5	3.1	5.7	2.2	3.1	3.2	3.4
	ϕ_1	0.00	0.12	0.32	0.10	-0.02	0.05	0.27	-0.09	0.15
	b_2	-13.1	-11.9	-10.3	-11.1	-12.7	-12.2	-11.0	-13.0	-10.9
	ϕ_2	1.22	1.15	1.03	1.08	1.21	1.15	1.14	1.23	1.12
상대 습도	a	70.9	80.0	67.9	79.6	70.2	71.9	67.6	63.9	69.9
	b_1	-4.9	-2.5	-2.3	-4.5	-5.9	2.1	-2.9	-3.3	-3.9
	ϕ_1	-1.01	-0.98	-0.84	-0.89	-0.94	1.86	-0.60	-0.92	-0.60
	b_2	-16.7	-7.6	-4.3	-12.6	-21.3	-5.5	-8.5	-12.6	-12.4
	ϕ_2	-0.03	0.19	0.50	0.17	-0.05	0.30	0.37	-0.11	0.16
	b_3	4.5	7.4	7.8	-2.3	2.1	7.3	2.5	4.4	3.9
	ϕ_3	0.95	0.44	1.05	4.61	0.68	0.80	-0.17	0.73	0.86
	b_4	-8.6	-9.1	-8.3	-6.7	-10.6	-9.5	-16.9	-9.0	-12.7
	ϕ_4	0.29	0.67	1.24	0.60	0.61	0.99	1.08	0.78	1.14

표 3. 기상 관측값에 대한 모델 구현값의 RMS 오차.

	대기압(hpa)	온도(°C)	상대습도(%)
DAEJ	4.7	3.7	12.8
BHAO	4.3	3.8	20.7
JEJU	4.3	3.3	16.3
MKPO	4.5	2.6	12.9
MLYN	4.8	3.9	15.2
SBAO	4.3	4.1	19.9
SKCH	5.3	3.8	18.8
SKMA	4.8	3.5	16.5
YOSU	4.6	3.4	15.0

모델과 관측 데이터를 동시에 나타낸 것이 그림 7이다. 검정 실선은 그림 5와 같은 관측데이터를 나타내며, 흰색 선이 이 연구에서 구현된 모델이다. 기압은 오직 연간 변화만 고려되었기 때문에 가는 선으로 표현되었으며, 온도는 일일변화가, 상대습도는 반일변화, 일일변화 및 반년변화가 추가되었기 때문에 상대적으로 두꺼운 형태를 띤다. 관측값에 대하여 구현된 모델의 RMS 오차는 표 3에 나타내었다.

3.2 기상 정보 내삽

각 관측소의 해발 고도는 각각 다르기 때문에, 기상 정보 내삽을 위해서는 각 관측소의 기상 정보들을 평균 해수면에서의 값으로 변환시켜야 한다. 압력과 온도의 연직 분포에 대하여 표준 대기(U.S. Standard Atmosphere 1976)를, 상대 습도의 연직 분포에 대하여 Klein Baltink et al.(1999)가 제시

한 것을 사용하였으며, 다음과 같다.

$$P_{MSL} = \frac{P_{SL}}{\left(1 + \frac{\lambda}{T_{SL}} H\right)^{-\frac{\lambda g}{R}}} \quad (7)$$

$$T_{MSL} = T_{SL} - \lambda H \quad (8)$$

$$RH_{MSL} = \frac{RH_{SL}}{e^{-6.396 \cdot 10^{-4} \cdot H}} \quad (9)$$

여기서 P, T, RH 는 각각 대기압(hPa), 온도(Kelvin), 상대습도(%)를 나타내며, 아래첨자 MSL 은 평균 해수면(Mean Sea Level)을, SL 은 관측소(Station Level)를 나타낸다. H 는 평균 해수면으로부터의 높이(km)를 나타내며, λ 는 $0 \leq H \leq 11\text{km}$ 에서의 온도 변화율로서 $\lambda = -6.5\text{K/km}$ 이다. g 는 위도 45° 에서의 중력 가속도로서 $g = 9.80665\text{m/s}^2$ 이고, R 은 기체 상수로서 $R = 287.053\text{J/kg}\cdot\text{K}$ 이다. 평균 해수면에서의 기상 정보로부터 내삽된 값은 다시 식 (7,8,9)를 이용하여 사용자의 고도로 변환되어야 한다.

내삽은 관측값이 없는 지점의 관측치를 주변 지역의 관측값을 이용하여 구하는 방법이다. 내삽 방법으로는 가장 가까운 지점의 관측값을 사용하는 방법과 거리에 따른 선형 변화를 적용한 방법, 거리에 대하여 가중치를 주는 방법 등 여러 방법들이 있지만, Jarvis & Stuart(2001)는 기상 정보 내삽 방법으로서 범용 크리깅 방법을 제안하였다. N 개 장소에서 관측값이 존재하고, 각 관측소의 위치벡터 $x_i (i = 1, 2, \dots, N)$ 에 대한 관측값을 $z(x_i)$ 라 할 때, 위치 x 에 대하여 범용 크리깅 방법에 의해 내삽된 관측값 $\hat{z}(x)$ 은 다음과 같다.

$$\hat{z}(x) = [z_1 \quad \dots \quad z_N \quad 0] \begin{bmatrix} \gamma(x_1, x_1) & \dots & \gamma(x_1, x_N) & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma(x_N, x_1) & \dots & \gamma(x_N, x_N) & 1 \\ 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \gamma(x_1, x) \\ \vdots \\ \gamma(x_N, x) \\ 1 \end{bmatrix} \quad (10)$$

여기서 $\gamma(x_i, x_j) (i, j = 1, 2, \dots, N)$ 는 변동도로서 다음과 같다.

$$\gamma(x_i, x_j) = \frac{1}{2} E [|z(x_i) - z(x_j)|^2] \quad (11)$$

여기서 E 연산자는 기대값 연산자이다. 변동도는 공간에 대한 변화율을 나타내며, 경험적으로 변동도는 다음과 같다.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_j)]^2 \quad (12)$$

여기서 h 는 x_i 와 x_j 사이의 거리이며, $N(h)$ 는 h 만큼 떨어진 관측소 쌍(pair)의 수이다. 이 연구에서 사용한 변동도의 수치 모델은 지수함수 형태로서,

$$\gamma(h) = c[1 - e^{-h/a}] \quad (13)$$

와 같다. 여기서 a 와 c 는 수치 모델의 계수로서 식 (12)를 통해 구한 변동도 값을 통해서 결정되어야 하는 값이다. 변동도 모델의 계수를 추정하기 위해서 Levenberg-Marquardt 방법(Levenberg 1944, Marquardt 1963, Press et al. 1992)을 사용하였다.

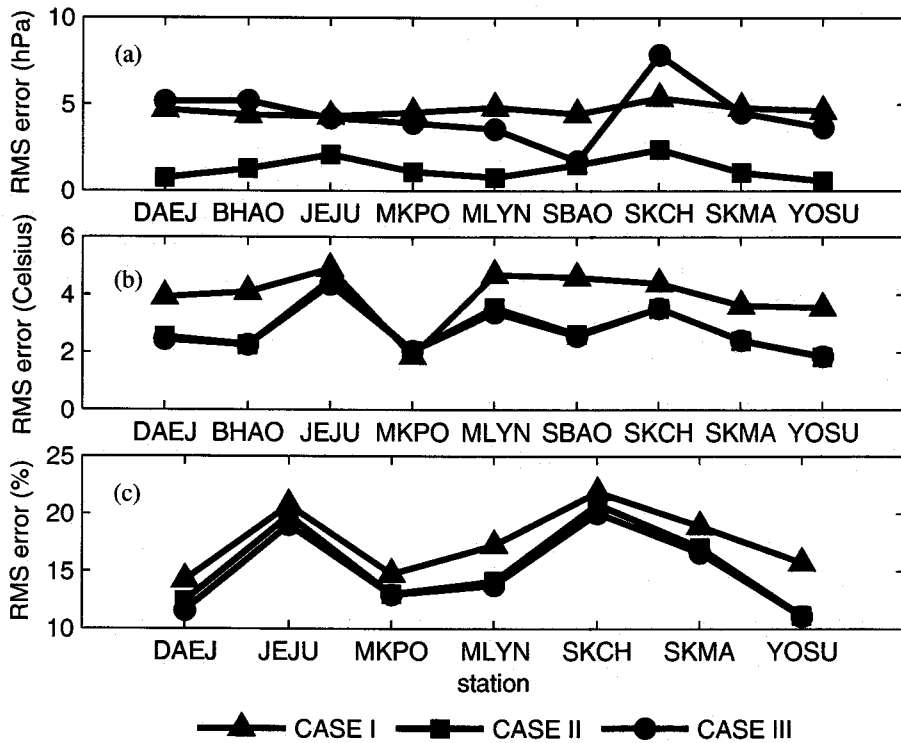


그림 8. 기상 정보 생성 RMS 오차. (a) 대기압, (b) 온도, (c) 상대습도

4. 기상 정보 생성과 검증

이 연구에서는 세 가지 방법으로 기상 정보를 생성하여 그 결과를 비교하였다. 한국천문연구원의 9개의 지상국 중, 8개 지상국의 기상 정보를 내삽하여, 나머지 한 지상국의 위치에 해당하는 기상 정보를 생성하여 관측값과 비교하였다. 이 때, BHAO와 SBAO의 고도는 약 1km에 달하여 구름이 생성 가능한 지역으로, 상대습도가 상대적으로 높고 100%에 달하는 때가 많기 때문에 식 (9)와 같은 거듭제곱 법칙을 사용할 수 없다. 따라서 상대습도 생성 및 비교에서는 제외되어, 6개의 지상국이 상대습도 생성을 위해 사용되었다.

기상 정보 생성 대상이 되는 지상국을 대상 지상국, 기상 정보 생성을 위해 사용된 지상국들을 사용 지상국이라 표현하도록 하자. 이 연구에서 사용한 세 가지 기상 정보 생성 방법은 사용 지상국 데이터의 종류에 따라 분류되었다. CASE I은 사용 지상국들의 기상 정보를 이 연구에서 구현한 모델로 생성하였으며, CASE II에서는 대상 지상국들의 관측값을 통해 생성하였다. CASE III에서는 CASE II를 포함하여, 1개의 대상 지상국의 관측값이 존재하지 않는 경우 모델로 생성하여, 대상 지상국의 관측값과 비교하였다. CASE I, II, II에 대한 결과가 그림 8이다. 결과는 대상 지상국의 관측값에 대한 사용 지상국들로 생성된 기상 정보의 RMS 오차이며, 그림 8a,b,c는 각각 대기압, 온도 및 상대 습

도에 대한 결과를 나타내며 가로축은 대상 지상국을 나타낸다.

그림 8a,b,c에서 CASE I의 경우, 모든 지상국들에 대한 RMS 오차는 대기압이 4.68hPa, 온도가 3.96°C, 상대습도가 17.66%이다. 표 3의 값들과 비교할 때, 이 값들은 모델의 오차를 반영하는 값들이며, 이러한 사실은 내삽 방법에 대한 정밀도와 타당성을 입증시켜준다. 그림 8b,c에서 CASE II와 CASE III의 결과는 거의 일치한다. 따라서 1개의 사용 지상국의 관측값이 존재하지 않는 경우, 이 연구에서 구현한 모델로 생성한 기상 정보를 사용하여 대체할 수 있다. 그러나 그림 8a에서 CASE II와 CASE III의 경향이 나머지 두 그림과 비교했을 때, 차이가 난다는 사실을 알 수 있으며, 이러한 사실은 대기압 모델에서 고려된 주기성의 수가 온도와 상대습도에 비해 작기 때문에 모델 오차가 더 크다는 사실을 반영한다. 그림 8a,b,c 모두에서 JEJU와 SKCH에 대한 오차가 상대적으로 더 크다는 것을 확인할 수 있다. 두 지상국은 그림 1에서 보이듯이 지상국망에서 외각 지역인 최남단과 최북단에 위치하고 있다. 따라서 두 지상국들은 다른 지상국들 사이의 평균 기선 길이가 길기 때문에 내삽에 의한 정밀도가 떨어지게 된다. 그러나 그림 8a의 경우, 이러한 사실이 CASE II의 경우 잘 적용되지만 CASE I과 CASE III의 결과에는 잘 맞지 않는 것을 확인할 수 있는데, 이것 또한 대기압 모델의 정밀도가 떨어지기 때문이다.

5. 기상 정보 오차에 의한 대류층 지연량 오차

GNSS 신호의 대류층 지연 오차는 경험적으로 모델화되었으며, Hopfield(1971)의 모델과 Saastamoinen(1973)의 모델이 널리 쓰이고 있다. 이 두 모델 이외에도 여러 대류층 지연 모델이 있으나, 많은 모델들이 이 두 모델의 개량형이다. 예를 들면, Goad-Gooman 모델(Goad & Goodman 1974), Black(1978) 모델 및 Remondi(1984) 모델은 Hopfield 모델을 개량한 것이고, Ifadis(1986) 모델은 Hopfield 모델의 습윤지연항만을 개량하였다. 또한 Davis 모델(Davis et al. 1985)은 Saastamoinen의 모델을 개량하였다. 이 연구에서는 기상 정보 오차에 의한 대류층 지연량 오차 계산을 위하여, 여러 모델 중 형태가 가장 간단한 Hopfield 모델과 Saastamoinen 모델을 사용하였다.

Hopfield(1971)에 의하면 ZHD(Zenith Hydrostatic Delay)과 ZWD는 다음과 같다.

$$d_d^H = \frac{10^{-6}}{5} h_d c_1 \frac{P}{T} \tag{14}$$

$$d_w^H = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(\frac{c_2}{T} + \frac{c_3}{T^2} \right) h_w e \tag{15}$$

여기서 d 는 지연량을 의미하며, 아래첨자 d 와 w 는 각각 건조지연과 습윤지연, 윗첨자 H 는 Hopfield 모델임을 의미한다. 또한 h_d 는 건조대기의 높이로 $h_d = 40136 + 148.72(T - 273.16)$ 이고, h_w 는 습윤대기의 높이로서 $h_w = 11000$ 이며, 단위는 m이다. Saastamoinen(1973)의 대류층 지연 모델에서 고도에 의한 기압 보정항을 제외한 ZHD와 ZWD는 다음과 같다.

$$d_d^S = fP \tag{16}$$

$$d_w^S = \left(\frac{1255}{T} + 0.005 \right) f e \tag{17}$$

여기서 $f(\phi, H) = 0.002277(1 + 0.0026 \cos 2\phi + 0.00028H)$ 이고, ϕ 는 위도, H 는 km 단위이다. 각 기상 정보 오차에 대한 지연량 오차는 식 (14,15,16,17)을 각 기상 파라미터에 대한 편미분함으로써 얻을 수 있으며, 이때 수증기 분압 e 는 상대습도와 식 (6)을 통하여 얻어진다.

표 4. 기상 데이터 오차에 의한 대류층 지연량 오차.

delay error (mm)	CASE I		CASE III	
	Hopfield	Saastamoinen	Hopfield	Saastamoinen
σ_{d_P}	10.67	10.66	10.08	10.06
σ_{d_T}	0.37	-	0.26	-
σ_{w_T}	23.95	25.71	16.64	17.86
$\sigma_{w_{RH}}$	20.33	20.57	17.25	17.45

표 4는 4장의 CASE I과 CASE III에 대한 결과를 이용하여 계산한 각 기상 파라미터 RMS 오차에 의한 ZHD와 ZWD의 오차이다. σ_{d_P} 와 σ_{d_T} 는 각각 대기압과 온도의 오차에 대한 ZHD의 오차를 의미하며, σ_{w_T} 와 $\sigma_{w_{RH}}$ 는 온도와 상대습도의 오차에 대한 ZWD의 오차를 나타낸다. 기상 정보 생성 방법별로 각 지상국에 대한 지연량 오차를 계산한 후 평균하였으며, 오차가 고려되는 기상 파라미터 이외에 다른 파라미터들은 정확히 알고 있다고 가정하였다. 예를 들면, σ_{w_T} 계산 과정에서는 T 에 대한 오차 σ_T 만 고려하였고, 대기압, 상대습도는 고정된 값을 사용하였다. 사용된 고정값으로 대기압은 1013hPa, 온도는 13°C, 상대습도는 70%를 사용하였고, Saastamoinen 모델의 f 항은 각 지상국 좌표가 사용되었다. 식 (16)에서 알 수 있듯이, Saastamoinen 모델의 ZHD는 온도를 고려하고 있지 않고, Hopfield 모델의 경우도 표 4의 σ_{d_T} 의 값을 보았을 때, ZHD에 대한 온도의 영향이 상대적으로 작다는 것을 확인할 수 있다.

그림 8과 표 4에서 기상 정보의 정밀도가 낮을수록 ZHD 및 ZWD의 오차가 커진다는 사실을 알 수 있다. 전형적인 ZHD와 ZWD는 각각 2~3m, 10cm이다. 이러한 점과 더불어 대기압에 대한 모델 구현의 정밀도가 상대적으로 낮다는 점을 고려하였을 때, 대기압의 오차에 의한 효과는 1cm 수준으로 ZWD에 대한 온도와 상대습도 오차에 의한 효과보다는 상대적으로 작다는 것을 확인할 수 있다. ZWD 오차에 영향을 미치는 온도와 상대습도의 영향은 수 cm 수준으로 높은 수치를 나타낸다.

1cm 이하의 ZHD 및 ZWD 정밀도를 얻기 위해 필요한 기상 정보 정밀도는 Hopfield 모델을 사용하였을 경우, $\sigma_P < 4.4\text{hPa}$, $\sigma_T < 1.6^\circ\text{C}$, $\sigma_{RH} < 6.7\%$ 의 정밀도가 필요하며, Saastamoinen 모델을 사용하였을 때 DAEJ 지상국의 경우 $\sigma_P < 4.4\text{hPa}$, $\sigma_T < 1.5^\circ\text{C}$, $\sigma_{RH} < 6.7\%$ 의 정밀도가 필요하다. 이 연구에서 산출한 기상 정보 중, 그림 8에서 보는 바와 같이 대기압의 정밀도 σ_P 는 해당 수준에 준하는 값을 갖고 있으나, ZWD의 정밀도에 영향을 미치는 σ_T 와 σ_{RH} 는 충분한 정밀도를 갖고 있지 않다.

6. 결론

각 지상국의 기상 정보 모델에서 나타난 오차는 범용 크리깅 방법을 사용한 내삽 과정 후에도 비슷한 수준의 오차를 발생시키는 것으로 볼 때, 기상 정보에 대한 내삽 방법으로 지수함수 형태의 변동도를 이용한 범용 크리깅 방법이 적절하다는 것을 알 수 있다. 또한 관측 공백이 생겼을 경우, 각 기상정보의 주기성을 이용한 조화모델을 이용하여 보완할 수 있음을 확인할 수 있었다. 온도와 상대습도의 경우 시공간적 변화가 크기 때문에 조화모델을 통한 보완 방법의 정밀도가 상대적으로 낮았으며, 이를 보완하기 위해서는 관측지점의 개수를 늘려야 한다.

이와 같이 기상 정보를 생성 및 보완하는 방법은, GNSS의 대류층 신호 환경 생성이나, 10cm 수

준의 오차 정밀도를 요구하는 측위 과정에 적용될 수 있다. 또한 온도와 상대습도에 대한 오차 정밀도를 높여 ZWD의 오차를 충분히 줄인다면, 이 논문에서 언급된 방법은 고정밀 자료처리와 가강수량 추정에도 사용될 수 있을 것으로 기대한다.

감사의 글: 이 연구는 기초기술연구회의 “소프트웨어 기반 GNSS 공공활용기술 통합 검증시스템 개발” 과제의 세부과제로, “GNSS 신호환경 오차 생성 플랫폼 개발” 과제의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 박관동, 하지현, 조정호, 박필호 2003, 제 10차 GNSS Workshop 학술발표 논문집 (서울: GNSS 기술 협의회), p.279
- 백정호, 이재원, 최병규, 조정호 2007, 한국우주과학회지, 24, 275
- Bai, Z. & Feng, Y. 2003, Journal of Global Positioning System, 2, 83
- Black, H. D. 1978, Journal of Geophysical Research, 89, B4, 1825
- Collins, J. P. 1999, Technical Report of Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick (Assessment and Development of a Tropospheric Delay Model for Aircraft Users of the Global Positioning System), No.203
- Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E. E., & Elgered, G. 1985, Radio Science, 20, 1593
- Farah, A., Moore, T., & Hill, C. J. 2005, The Journal of Navigation, 58, 459
- Feng, K., Zhang, J., Zhang, Y., Yang, Z., & Chao, W. 1978, The Numerical Calculation Method (Beijing: National Defense Industry Press), p.311
- Goad, C. C. & Goodman, L. 1974, Paper presented at the AGU Fall Annual Meeting, 12-17 December, San Francisco, California
- Haurwitz, B. & Cowley, A. D. 1965, Monthly Weather Review, 93, 505
- Hopfield, H. S. 1971, Radio Science, 6, 357
- Ifadis, I. 1986, Technical Report of School of Electrical and Computer Engineering, Chalmers University of Technology (The atmospheric delay of radio waves: Modeling the elevation dependence on a global scale), No.38L
- Jarvis, C. H. & Stuart, N. 2001, Journal of Applied Meteorology, 40, 1075
- Jin, S., Park, J.-U., Cho, J.-H., & Park, P.-H. 2007, Journal of Geophysical Research, 112, D09110
- Klein Baltink, H., Derks, H. J. P., Van Lammeren, A. C. A. P., Ambrosius, B. A. C., Van der Hoeven, Van der Marel, A. G. A., Kleijer, H. F., & Kösters, A. J. M. 1999, Netherlands Remote Sensing Board (GPS water vapour meteorology), Rep. USP-298-27
- Levenberg, K. 1944, Quarterly of Applied Mathematics, 2, 164
- Marquardt, D. W. 1963, Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11, 431
- Murray, F. W. 1967, Journal of Applied Meteorology, 6, 203
- Parkinson, B. W. & Spilker, J. J. 1996, Global Positioning System: Theory and Applications Volume I (Washington, DC: American Institute of Aeronautics and Astronautics), p.524

- Pernter, J. M. 1914, *Monthly Weather Review*, 42, 655
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., & Flannery, B. P. 1992, *Numerical Recipes in Fortran* (New York: Cambridge University Press), pp.678-683
- Remondi, B. W. 1984, PhD Thesis, University of Texas at Austin
- Saastamoinen, J. 1973, *Journal of Geodesy*, 47, 13
- Schwerdtfeger, W. & Prohaska, F. 1956, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 13, 217
- Smith, E. K. & Weintraub, S. 1953, *Proceedings of the I.R.E*, 41 (New York: Institute of Radio Engineers), p.1035
- Thayer, G. D. 1974, *Radio Science*, 9, 803
- Webb, F. H. & Zumberge, J. F. 1993, *An Introduction to GIPSY/OASIS-II* (Pasadena: JPL Publication), D-11088