

低高度地球周回衛星電波を用いた 大気水蒸気分布観測システムの研究

2008年 3月

南 竹 力

目次

第1章 序論	1
1.1 背景	1
1.2 本研究の目的及び意義	2
1.3 本論文の概要	2
第2章 従来の大気水蒸気の研究及び観測方法	4
2.1 大気水蒸気と屈折率	4
2.1.1 電波伝搬遅延	4
2.1.2 空気の誘電率	5
2.1.3 大気の屈折率	6
2.1.4 大気下層の鉛直構造	9
2.2 大気水蒸気分布の観測法	10
2.2.1 各種水蒸気観測の分解能・精度	10
2.2.2 ラジオゾンデによる気象観測	11
2.2.3 マイクロ波放射計	11
2.2.4 GPSによる方法	12
2.2.5 電波干渉計を用いる方法	13
第3章 観測システム	15
3.1 システム構成	15
3.1.1 システムの基本構成	15
3.1.2 Globalstar 衛星	16
3.1.3 アンテナ配置	17
3.1.4 観測高度と観測範囲	18
3.2 システム各部の機能と性能	19
3.2.1 受信システムのブロック構成	19
3.2.2 アンテナ	20
3.2.3 低雑音増幅器及び周波数変換器	20
3.2.4 A-D 変換器及びデータ収集装置	22
3.2.5 データ構造	22

3.2.6	周波数スペクトル	23
3.3	相互相関処理	24
3.3.1	ソフトウェアの構成	25
3.3.2	相関処理ソフトウェアの評価	26
3.4	システムの特長	28
3.4.1	受信電力	28
3.4.2	衛星の移動による光路長の変化と自由空間損失	29
3.4.3	パラボラアンテナの利得	30
3.4.4	衛星の等価等方放射電力	31
第 4 章	観測精度とデータ解析法	32
4.1	大気水蒸気の測定に影響する誤差要因	32
4.1.1	電離層による測定誤差要因	32
4.1.2	降雨減衰	32
4.1.3	受信機の温度特性	32
4.1.4	アンテナ系の機械的振動	33
4.1.5	パラボラアンテナのビーム幅と焦点歪み	33
4.1.6	受信機の入力雑音と内部雑音	34
4.2	観測仰角の影響	36
4.3	観測データから得られた位相変動の検出感度	38
4.4	位相変動の統計的処理	39
4.4.1	位相変動の仰角補正	39
4.4.2	アラン標準偏差	41
4.4.3	時間構造関数	42
4.4.4	平均周波数	43
4.4.5	アラン標準偏差と時間構造関数の時間変動の比較	44
4.5	天候と位相変動	45
4.5.1	位相変動の時間的及び空間的变化	45
4.5.2	secZ 効果	47
4.6	まとめ	48
第 5 章	気象観測への応用の試み	50
5.1	気象条件による位相変動幅の変化	51
5.1.1	1日の気象変化と位相変動	51
5.1.2	台風接近時の位相変動	54
5.2	気象データと位相変動との相関	58

5.2.1	温度・気圧・相対湿度との相関	58
5.2.2	風速との相関	62
5.2.3	ラジオゾンデの可降水量との相関	64
5.2.4	シュワルター安定指数	65
5.2.5	まとめ	66
第6章 結論		67
謝辞		69
参考文献		70

第 1 章

序 論

1.1 背 景

電波天文観測において電波干渉計（特にミリ波・サブミリ波帯干渉）による電波干渉計位相の時間的，空間的な揺らぎは，高空間分解能観測の妨げばかりでなく，コヒーレンス損失（可干渉性の低下）の原因であるため，大気による電波位相ゆらぎの補償法を開発することは非常に重要である．ミリ波，サブミリ波帯での位相変動は大気中の水蒸気による電波伝播の遅延量超過によるものであり，大気中の水蒸気分布の空間的・時間的揺らぎが直接の原因である [1]–[3]．このことは電波伝播の遅延量超過を算出することで大気水蒸気による位相変動を推定することができるので，気象観測の分野において大気の水蒸気分布や梅雨時期の湿潤な大気水蒸気の変動を観測する方法が開発され，現在までいくつかの観測方法が提唱されてきている．[4]–[7]．

これまでに行われてきた大気中の水蒸気の時間的，空間的揺らぎを測る方法としては水蒸気ラジオメータを用いる方法，静止衛星のビーコン電波を利用した大気シーイングモニタによる方法，低軌道周回衛星（LEO）を用いる方法，高層気象観測ゾンデによる方法，地上気象観測データを用いる方法，水蒸気ラジオメータを用いる方法，静止衛星のビーコン電波を利用した大気シーイングモニタによる方法，GPS 衛星を用いる方法などがある [8]．

対流圏下層における水蒸気が増加することは潜在的な大気不安定性の増大を意味しており，その動きや量の変化の把握は，豪雨の予測などにとって重要である．気象庁のラジオゾンデ観測（全国 18ヶ所，1日2回）は時空間分解能がやや不十分であり，地上に置く水蒸気ラジオメータは，時間分解能は高いが降雨時に使えない．GPS 観測による大気水蒸気量（可降水量）の推定が行われていて，観測点上空半径 10km 程度の範囲にある水蒸気を平均的な量として推定されている．水蒸気の分布は不規則であり，高度，仰角，地域，季節，更に1日の中でも時間によっても，あるいは雨や風や温度などの気象条件によっても状態が変わるので，モデル化が非常に難しい．そのため異なる観測手法による観測データの相互比較などを行い，個々の手法特有の誤差を分離・抽出が必要である [9]．

今までの研究から，数 km から数 10km の範囲で水蒸気は細かく変動しており，大気の水蒸気分布や梅雨時期の湿潤な大気場での水蒸気の変動を解明するには，対流圏下層の高感度・高時間分解能の観測が重要な課題となっている．

1.2 本研究の目的及び意義

空間的な大気水蒸気揺らぎを測定する方法として、低高度地球周回 (LEO) 衛星が送出する電波を短基線の結合型電波干渉計により観測する方法を開発し、大気中水蒸気のダイナミクスの解析を進めている [10][11][15]。本研究は地上から低中高度における大気水蒸気の揺らぎを広範囲、高精度で短時間に計測できるシステムの確立を目指している。

本研究の目的として、

(a) 水蒸気分布を計測するために開発された観測システムについて、検出感度に影響を及ぼすシステムの特性に関する定量的検討を行う。

(b) 長期間にわたる観測データに基づいた検出感度の評価し、観測システムの有効性に関する検討をする。

(c) 気象観測へ応用の試みとして、本システムで得られた観測データと気象データとの比較検討を行う。

本システムは、従来の観測システムに比べて、高時間分解能、高精度で観測点上空を実時間で計測できることが研究結果より明らかになった。今後、期待できる発展として、観測システムは新しい水蒸気観測の手法として位置づけることができ、局地的な集中豪雨などの予測、解明や大気水蒸気観測の精度向上に役立てることができる。

1.3 本論文の概要

従来の気象観測において、大気の大気圏下層部の水蒸気分布を観測する手段が少ない。大気水蒸気の空間的分布を測定する方法として、低高度地球周回 (LEO) 衛星からのビーコン電波を用いた電波干渉計による大気水蒸気揺らぎの空間的および時間的変動の高感度観測システムが提案され開発されている [12][13][14][15]。

本論文は、大気水蒸気分布の高感度観測を目指して開発されたシステムの性能評価とその応用方法について述べたものであり、全文は6章より構成されている。

第1章では序論として、大気水蒸気観測システムの開発に至った背景、本研究の目的と意義及び本論文の概要について述べる。

第2章は、本観測システムの観測原理である大気水蒸気による伝搬遅延の理論、及び伝搬遅延量の気象パラメータ依存性について述べている。また、従来の大気水蒸気分布の観測法を紹介し、分解能や精度について述べている。

第3章は、本観測システムの構成を示し、システム各部の機能と性能について述べ、観測データを観測するために開発された相互相関処理ソフトウェアの位相誤差を評価し、2つのアンテナの受信信号データから位相差を検出するのに有効であることを述べている。

第4章は、検出感度に影響を及ぼすシステムの特性に関する定量的検討を行い、観測データから得

られた相関位相の変動特性や変動幅の仰角依存性等から，大気水蒸気の空間的及び時間的変動等に起因する微小な位相変動量を検出できる十分な感度を有していることを実証している．また，本研究で用いた位相変動の統計的処理法について述べている．

第5章は，気象観測への応用の試みとして，本システムで得られら観測データと気象データとの比較検討を行い，高層及び地上気象データと観測された位相変動との相関について検討している．

第6章では，低高度地球周回衛星のビーコン電波を用いた大気水蒸気分布観測システムの観測精度及び大気水蒸気揺らぎの検出感度についてまとめ，本観測システムが大気水蒸気の空間分布やその時間変動の検出に有効な観測方法の一つであることを述べている．また，今後の研究の展開を述べている．

第 2 章

従来の大気水蒸気の研究及び観測方法

2.1 大気水蒸気と屈折率

2.1.1 電波伝搬遅延

(a) 電離圏による伝搬遅延

宇宙からの電波源と地表との間には、主に電波伝搬遅延を起こす要因として電離圏と対流圏の影響がある。電離圏が電波に及ぼす主な影響として、偏波面が回転するファラデー回転があり、振幅に短周期の変動をもたらす電離圏シンチレーションや伝搬遅延がある。ファラデー回転角度や伝播遅延はほぼ周波数の 2 乗に反比例し、また、数 GHz より高い周波数での電波伝搬の影響は、対流圏の影響に比べると小さい [17]。

1 ~ 10 GHz において見込まれる電離圏の影響 (最大値) とその周波数特性を表 2.1 に示す [18]。

表 2.1 電離圏の影響 (最大値) とその周波数特性 [18]

(仰角 30 度, CCIR Rep.263-5 による)

電離圏の影響	周波数特性	最大値		
		1 GHz	3 GHz	10 GHz
ファラデー回転	f^{-2}	100 deg	10 deg	1 deg
シンチレーション	$f^{-1.5}$	< 20 dB _{p-p}	10 dB _{p-p}	4 dB _{p-p}
吸 収	f^{-2}	< 0.01 dB	< 0.001 dB	< 0.0001 dB
伝搬遅延	f^{-2}	0.3 μ S	0.03 μ S	0.003 μ S
到来角変動	f^{-2}	10''	1''	0.1''

(b) 対流圏による降雨減衰と伝搬遅延

降雨時の電波伝搬特性に与える影響の主なものは降雨減衰や到来角変動などである．電波の波長が雨滴の粒径に比べて十分長い場合，吸収による降雨減衰が大きく，波長が短くなるとともに散乱減衰が大きい．電波が降雨域を通過するとき，雨滴による電波の散乱が発生し到来角変動が生じる [18][19]

本研究で用いた観測周波数 6 GHz 帯における降雨強度と降雨減衰の関係を図 2.1 に示す．降雨が 10 mm/h 程度以下の比較的弱い雨は一般に層状性降雨でその雨域が広く，減衰の仰角特性はほぼ cosec 曲線に一致する．降雨が 20 mm/h 程度以上の雨は一般に対流性降雨の場合が多い．雨域はかなり狭いので，降雨減衰の仰角特性は cosec 曲線よりもかなり平坦なものになる．降雨強度は時間的にも空間的にも均一ではなく，また，それぞれの地域や季節によっても大きく異なるので，呼応減衰特性を明らかにするには，各地での長期間にわたる観測が必要である．

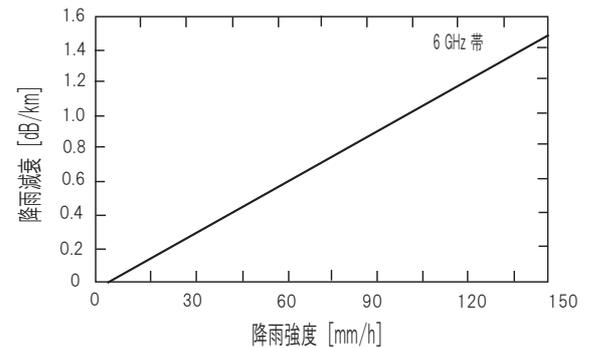


図 2.1 降雨強度と降雨減衰

降雨をもたらす雲による伝搬遅延の影響ついて，雲は水粒や氷粒であり，水蒸気と水の分子分極率を比較すると，水蒸気が約 5 倍大きく，また，大気の水の成分である雲の分子密度は大気の水蒸気量に比べると密度が小さいので，雨雲による減衰は，上記の降雨減衰に比べて非常に小さい [20]．

対流圏遅延は，入射した電波によって中性の気体分子の分子分極によって生じる静水圧遅延と大気中の水蒸気分極によって生じる湿潤遅延がある．静水圧遅延は乾燥大気成分による遅延，湿潤遅延は水蒸気成分による遅延を表す．静水圧遅延による天頂方向の超過光路長が，地表気圧が 1013 hPa のとき，約 231 cm に対して，湿潤遅延による超過光路長の変動範囲は数 m ~ 20 cm 程度までである．水蒸気の大気中に占める比率は小さいものの，水蒸気の対流圏遅延への寄与は全体の 2 割程度に達することがある．地上の気圧に比例する静水圧遅延に比べ，水蒸気分布によって決まる湿潤遅延の空間的・時間的な揺らぎは大きい． [45][29]．

2.1.2 空気の誘電率

気体の場合，その比誘電率 ϵ_r は分子数密度を N ，分子分極率を α ，永久双極子能率を μ とすると，

$$\frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} = \frac{4\pi}{3} N \left(\alpha + \frac{\mu^2}{3k_B T} \right) \quad (2.1)$$

で与えられる (Debye の式) [16]． k_B はボルツマン定数， T は絶対温度である．

気体では $\epsilon_r - 1 \ll 1$ なので，Debye の式は

$$\epsilon_r - 1 = \frac{4\pi}{3} N \left(\alpha + \frac{\mu^2}{3k_B T} \right) \quad (2.2)$$

というように近似できる．空気のような混合気体の場合，比誘電率は各気体の分子分極率を α_i ，永久双極子能率 μ_i とすると，

$$\epsilon_r - 1 = \frac{4\pi}{3} \sum_i N_i \left(\alpha_i + \frac{\mu_i^2}{3k_B T} \right) \quad (2.3)$$

と与えられる．水の永久双極子能率は 1.79 である．一方、酸素及び窒素の永久双極子能率は 0 であり，式 (2.3) より酸素及び窒素は温度の依存性を持たないことがわかる．

空気は乾燥空気と水蒸気を含んだ混合気体であり，空気の密度を $\rho[\text{kg}/\text{m}^3]$ とすると，気圧 $p[\text{Pa}]$ ，温度 $T[\text{K}]$ ，気体定数 R により，

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (2.4)$$

で与えられる．

また，気体の比誘電率 ϵ_r と屈折率 n の関係は，

$$\epsilon_r = n^2 \quad (2.5)$$

である．

2.1.3 大気の屈折率

(a) 大気の屈折率と伝搬遅延

大気遅延は大気屈折率 n が 1 でないことから，大気中を伝わる電波が真空中に比べて遅くなるために起こる．電波が大気中を通過するとき起こる大気遅延 τ_a は，通過する大気の層の屈折率 n の違いを伝搬経路に沿って積分することで，以下の式で求まる．[21]．

$$\tau_a = \frac{1}{c} \int (n - 1) dl \quad (2.6)$$

$$n - 1 = \frac{77.6 P_d}{T} \times 10^{-6} + \frac{0.373 e}{T^2} \quad (2.7)$$

ここで， T は気温， P_d は乾燥大気分圧， e は水蒸気圧， c は光速を示す．式 (2.7) の第 1 項は窒素・酸素など中性の気体分子の静水圧遅延であり，第 2 項は水蒸気による湿潤遅延を表す．

大気の屈折率は 1.000325 程度と 1 に近いので，次式で定義される屈折指数 (Ratio Reflectivity) $N[\text{NU}]$ という単位を用いて，以下の式で表す．

$$N \equiv (n - 1) \times 10^6 [\text{NU}] \quad (2.8)$$

大気圧は，乾燥大気分圧 P_d と水蒸気圧 e の和であり， P を大気圧とすると，屈折指数 N は式 (2.7) より，以下の式で与えられる．

$$N = \frac{77.6}{T} \left\{ (P - e) + \frac{4810e}{T} \right\} \quad (2.9)$$

これを用いると，大気遅延 τ_a は，

$$\tau_a = \frac{1}{c} \int (N) dl \times 10^{-6} \quad (2.10)$$

となる．実際の大気は高度とともに希薄であるため，屈折指数 N は指数関数的に減少し，その高度特性は以下のような実験式

$$N(h) = N_s e^{-C_e h} [NU] \quad (2.11)$$

$$C_e = \ln \left(\frac{N_s}{N(h_0)} \right) \quad (2.12)$$

で与えられる．ここで， N_s は地表面における屈折指数， h は地表面からの高さ [km]， $h_0 = 1 \text{ km}$ である． N_s 及び C_e は地域によって異なるが，年間の平均値は $N_s = 315$ ， $C_e = 0.316$ であって，この状態を基本大気 (Reference Atmosphere) と呼んでいる [20]．大気による天頂方向の遅延 (超過光路長は，230 cm (= 約 7 ns) 程度になる [1]．

(b) 屈折指数と温度，気圧，水蒸気圧の関係

一般的に得られる気象情報は観測点での気温，気圧，相対湿度などであり，以下では、これらの気象データと屈折率との関係について示す．

気圧 P は乾燥大気圧 P_d と水蒸気圧 e が含まれるので，

$$P = P_d + e \quad (2.13)$$

と表される．ある温度において空気中に含まれる最大の水蒸気圧を飽和水蒸気圧 $e_s(T)$ と呼び，クラジウス - クラペイロンの式から

$$\ln \left(\frac{e_s(T)}{e_{s0}} \right) = \frac{L}{R_V} \frac{T - T_0}{T_0 T} \quad (2.14)$$

として求めることができる．ここで， L は水蒸気潜熱 ($= 2.50 \times 10^6 \text{ [J} \cdot \text{kg}^{-1}]$)， R_V は水蒸気の気体定数 ($= 461 \text{ [J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}]$) である [22] [23]．また， e_{s0} は温度 $T_0 = 273.2 \text{ [K]}$ における飽和水蒸気圧であり，

$$e_{s0} = e_0(273.2) = 6.11 \text{ [hPa]} \quad (2.15)$$

となる．相対湿度 r (%) は，

$$r = \frac{e}{e_s(T)} [\%] \quad (2.16)$$

であることから， r より e を求めることができる．式 2.14 により求めた温度と総和水蒸気圧の関係を，図 2.2 に示す．

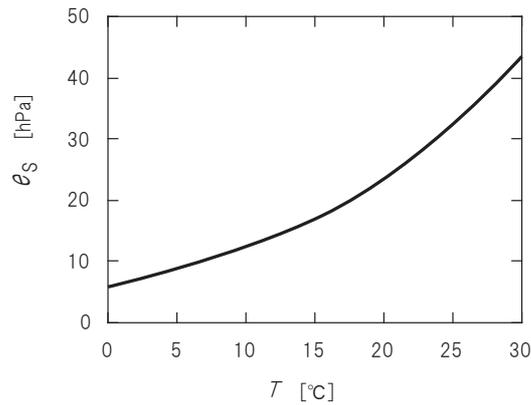


図 2.2 飽和水蒸気圧と気温の関係

ある高度での気温 T , 水蒸気 e , 気圧 P の変動が独立であるとする と ,

$$dN = \frac{\partial N}{\partial T} dT + \frac{\partial N}{\partial e} de + \frac{\partial N}{\partial P} dP \quad (2.17)$$

式 (2.9) より ,

$$\frac{\partial N}{\partial T} = -77.6 \frac{P}{T^2} - 7.46 \times 10^5 \frac{e}{T^3} + \frac{77.6e}{T^2} \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial N}{\partial e} = \frac{3.73 \times 10^5}{T^2} - \frac{77.6}{T} \quad (2.19)$$

$$\frac{\partial N}{\partial P} = \frac{77.6}{T} \quad (2.20)$$

であり , 地表面での平均気圧 1007 hPa , 平均気圧 20 , 平均相対湿度 70 % (水蒸気圧 16.58 hPa) において , $\partial N/\partial T = -1.381$, $\partial N/\partial e = 4.07$, $\partial N/\partial P = 0.264$ である。すなわち , 気温の変化と水蒸気圧と飽和水蒸気圧の比である相対湿度の変化が屈折指数 N の変化に大きく寄与することがわかる。

2.1.4 大気下層の鉛直構造

2004年の1月22日・8月22日に鹿児島気象台で測定されたラジオゾンデによる気温、気圧、相対湿度及び水蒸気圧の高層分布の例を図2.3～図2.5に示す。図2.4より、温度傾斜は高度1500mで10℃程度の下がることわかる。また、図2.5より、高度2700m～3000mの付近から不連続層があり、水蒸気揺らぎが大きく変化している[24]。図2.3より、気圧と高度は地上から高度3000mまでは比例関係にあると考えて良い。

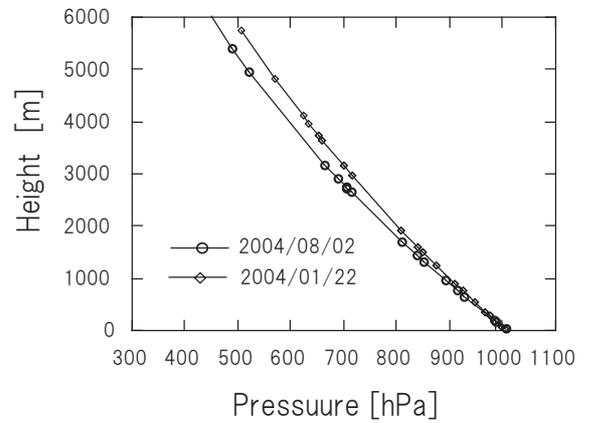


図 2.3 気象観測データの一例（気圧と高度）

大気境界層は地表面から数10mに接地層、高度約1500mまで対流混合層がある。対流混合層は日射や不規則な地表面の凸凹によって、絶えず乱されている。その上層に雲が発生する移行層（遷移層）及び自由大気層が存在する[22]。大気の気温変化を決めるものは、大規模な気圧配置による水平移流、対流による鉛直運動、日射・蒸発・降水などでの冷却による非断熱効果がある[25]。

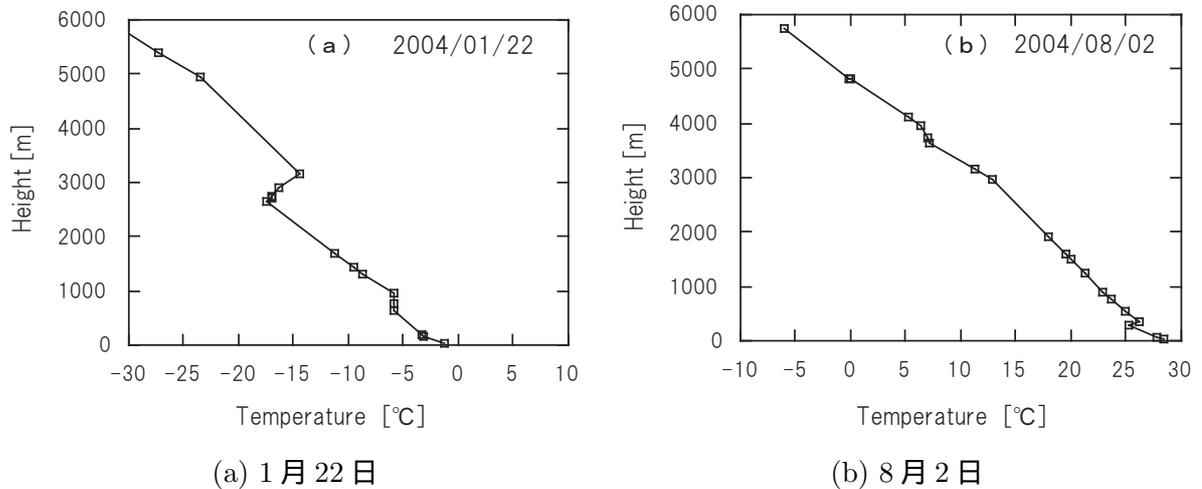


図 2.4 気象観測データの一例（気温と高度）

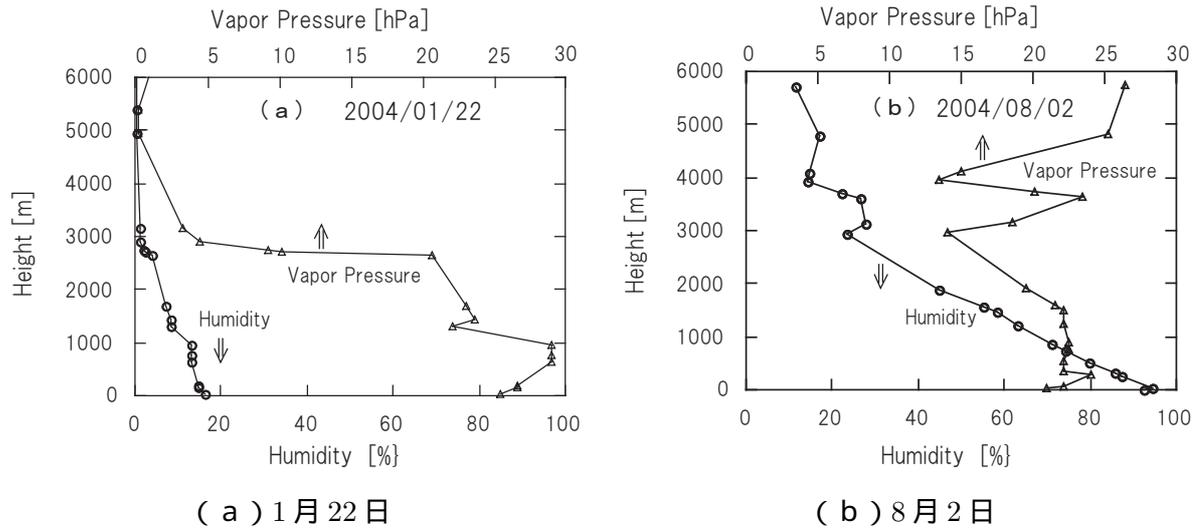


図 2.5 気象観測データの一部 (水蒸気圧と相対湿度)

2.2 大気水蒸気分布の観測法

2.2.1 各種水蒸気観測の分解能・精度

表 2.2 各種水蒸気観測の精度 [9]

	ラジオゾンデ	マイクロ波放射計 (地上観測)	地上 GPS
解析要素	相対湿度プロファイル	マイクロ波領域の放射輝度温度	約 20 km (国土地理院の GPS 観測網)
水平分解能	数 100 km		GPS 電波の位相
鉛直分解能	30 m	鉛直積算水蒸気量	鉛直積算水蒸気量
時間分解能	6, 12 時間	1 ~ 数分	数分
精 度	相対湿度 5 %	可降水量 2 ~ 3 mm	可降水量 2 ~ 3 mm
備 考	海上観測が少ない	降雨, 厚い雲が無い場合	

各種水蒸気観測の分解能・精度などを表 2.2 に示す [9]。表 2.2 から、精度を示す可降水量 2 ~ 3 mm は伝搬光路長の変化 (超過光路長) に換算すると地上気温 20 ~ 30 °C では 40 ~ 60 mm 程度と見積もることができる。佐藤らは多チャンネル水蒸気ラジオメータによる超過光路長の推定精度として、超過光路長が 30 mm 以上で 4 ~ 8 mm の誤差を検出している [42]。Larson らは、米国カリフォルニア州内の 22 地点に設置された GPS により得られた約 4 年間の観測データをもとに、基線ベクトルの

高さ方向の再現性として数日単位では基線長に依存せずに 17 mm rms, 年単位では短基線において 11.7mm rms が得られることを報告している [32]. 畑中らは, 国土地理院の GPS 連続観測システム GEONET により得られたデータの解析手法を改良し, 高さ方向の年単位での再現性として 6.0 mm rms を報告している [44].

2.2.2 ラジオゾンデによる気象観測

気球に気象測器を吊して飛ばし, 上空の気温, 湿度, 気圧を測り地上に送ることで気象データを得る. 気象庁によるラジオゾンデによる観測では, 全国 18ヶ所で毎日 2 回 (9 時, 21 時), 気球にレーウィンゾンデと呼ばれるラジオゾンデを吊り下げたものを飛揚し, 約 1 時間半かけて高度約 30 km の高さまでの大気の状態を観測している. 風向・風速は, 気球の位置を測定し, その気球の動きから算出する. この観測方法で気温, 水蒸気分圧の垂直分布を得て水蒸気成分による電波遅延を推定することができるが, 1 回の観測に時間がかかることや一般に行われる定常観測は 1 日に 2 回~4 回だけなので, 大気水蒸気揺らぎの短時間変動の特性を調べるのには適していない. ラジオゾンデによる高層気象観測により, 各高度での気圧, 気温, 露点温度, 湿度, 飽和水蒸気密度, 風向, 風速などを得ることができる. これらのデータをもとに, 大気安定の指標であるシュワルター安定指数 (SSI: Showalter's Stability Index) のなどが求められている.

SSI は 500 hPa の高度の周囲の温度と 850 hPa の高度の空気を 500 hPa の高度まで持ち上げたときの空気の温度の差として表す. SSI が負なら大気の成層が不安定になる. 夏は積乱雲が発生しやすい. また, SSI が-3 程度になると雷雨が発生しやすい [26].

2.2.3 マイクロ波放射計

マイクロ波放射計 (水蒸気ラジオメータ) では水分子吸収線付近の特定周波数での大気輝度温度の測定から大気超過光路長を推定し, 鉛直積算水蒸気量として可降水量を見積もることができる. 水蒸気成分に起因する電波伝搬経路の超過光路長の変化は天空輝度温度の変化に比例する. マイクロ波放射計を利用して, 天空輝度温度を測ることにより, 超過光路長の変化を推定することができる [27][28].

輝度温度の変化に影響を与えるものは水蒸気だけでなく, 雲や霧などの液相の水もある. そのため, 水蒸気成分の効果と水滴など液相成分の効果とを分離する必要がある. 水蒸気成分と雨滴成分の寄与を分離することができるようにした差動ラジオメータが提案され, 実用化されている. しかしながら, この差動ラジオメータを用いた場合でも雨滴成分が多いときには水蒸気成分の検出が非常に困難であり, 観測する周波数の組み合わせと超過光路長推定精度との関係が明確とはなっていない. 観測時間分解能は 1 分~数分であり, 可降水量の分解能は 2 ~ 3 mm である.

2.2.4 GPS による方法

地球大気中の水蒸気密度の空間的な不均一さとその時間変化は、地球大気中を通過する電波の伝搬速度の時間的・空間的な揺らぎを引き起こす。これは、全地球測位システム（GPS）における測位誤差の要因のひとつであり、電波干渉計による天体観測における感度や観測精度の低下の要因でもある。GPS による測位においては、受信機の進歩と普及、解析ソフトウェアの進歩などにより、本来、測位誤差として扱われてきた短時間の位置変動量をもとに、総水蒸気量などの大気パラメータを定常的かつ高精度で得る手法が開発され、GPS の新たな利用方法としても広く利用されるようになってきた [29][31][32]。

この手法は、開発当初は観測地点上空の平均的な総水蒸気量（可降水量）を与えるものであったが、GPS 衛星と観測点を結ぶ光路上の総水蒸気量を求める手法 [31] が開発されている。また、低高度地球周回衛星に搭載した GPS 受信機により大気温度構造等を求める手法 [32] なども試みられている。

可降水量 PWV は、天頂湿潤遅延 ZWD より、

$$PWV = \Pi \cdot ZWD \quad (2.21)$$

で与えられる。一方、天頂湿潤遅延 ZWD は、天頂大気遅延 ZTD 、天頂静水圧遅延 ZHD を用いて、

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad (2.22)$$

で与えられる。ここで、 Π は比例定数であり、水蒸気の固有気体定数 R_V 、水蒸気と乾燥空気の分子量比 m_V/m_d 、水蒸気重み付き大気平均気温 T_m および比例定数 k_1, k_2, k_3 を用いて、

$$\Pi = 10^5 / \{R_V(k_2 - k_1 m_V/m_d + k_3/T_m)\} \quad (2.23)$$

により与えられる [33]。

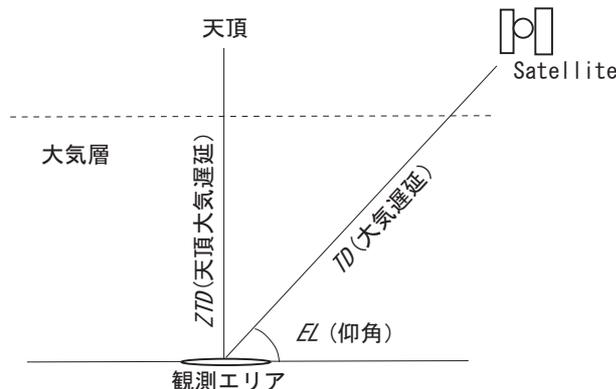


図 2.6 GPS により得られた遅延量と天頂大気遅延量の関係

GPS 衛星は、地表高度約 20,000 km の 6 つの軌道面に 4 個ずつ、計 24 個が投入されている。2 つの観測点の座標と GPS 測位で得られた座標点から与えられた距離誤差から大気遅延が見積もられる。

受信機の時間のずれによる距離誤差から見積もられた天頂方向の遅延量は、電離層で1~10 m程度、対流圏で2.5 m程度であるが、衛星の天頂角 z が大きくなるにつれて遅延量も概ね $1/\cos(z)$ の割合で大きくなるので、補正が必要である。可降水量 PWV は、図 2.6 で示すように、得られた大気遅延量を天頂大気遅延量に変換し、式 (2.21)、式 (2.22)、式 (2.23) を使うことにより求められる。

GPS を用いた方法では、観測点上空での平均可降水量が得られる。平均される範囲は凡そ 20 km であり、空間分布を求めるためにはこの間隔で GPS 受信機を配置している。

2.2.5 電波干渉計を用いる方法

大気圏の外から到来する電波をアンテナで受信するとき、電波源とアンテナ間の電波の位相差 ϕ は、

$$\phi = \phi_g + \phi_i + \phi_a \quad (2.24)$$

で与えられる。ここで、 ϕ_g は電波源とアンテナ間の幾何学的距離による位相差、 ϕ_i は電離層を通過することによる位相変化、 ϕ_a は中性大気を通過することによる位相変化である。高マイクロ波帯の場合、 $\tau_i \ll \tau_a$ であり、上式は、

$$\phi \sim \phi_g + \phi_a \quad (2.25)$$

となる。

この電波を地上に離して設置した2台のアンテナ（アンテナ1およびアンテナ2）で受信したとき、それらのアンテナで受信した電波の位相差 $\Delta\phi$ は、

$$\begin{aligned} \Delta\phi &= \phi_2 - \phi_1 \\ &= \Delta\phi_g + \Delta\phi_a \end{aligned} \quad (2.26)$$

で与えられる。ここで、 ϕ_1 は電波源とアンテナ1間の電波の位相差、 ϕ_2 は電波源とアンテナ2間の電波の位相差、 $\Delta\phi_g$ は電波源とアンテナ1間および電波源とアンテナ2間の幾何学的距離の差により生じる位相差、 $\Delta\phi_a$ は電波源とアンテナ1を結ぶ光路上および電波源とアンテナ2を結ぶ光路上にある中性大気の状態の差により生じる位相差である。

式 (2.26) の右辺のうち、 $\Delta\phi_g$ は電波源の位置とアンテナの位置が分かれば計算により推定することができる。したがって、 ϕ を観測により測定すれば、

$$\phi_a = \phi - \phi_g \quad (2.27)$$

により、電波源とアンテナ1を結ぶ光路上および電波源とアンテナ2を結ぶ光路上にある地球の大気（中性大気）の状態の差による位相差 $\Delta\phi_a$ を推定することができる。

この方法の測定原理を図 2.2.5 に示す。この図では、観測点間の距離（基線長）に対して十分遠方に電波源があるとし、電波は平面波として扱っている。幾何学的な光路長の違いによる位相差 ϕ_g は、基線長を D 、電波源との仰角を α 、光速 c をとすると、

$$\tau_g = \frac{D}{c} \cos\alpha \quad (2.28)$$

で求められる。西尾らは、静止衛星から送出される電波を超長基線電波干渉計 (VLBI) により受信することにより、地球中性大気で生ずる位相変動を観測する方法を開発した [2][3][4][5]。この方法を用いた観測により、伝搬時間の揺らぎを引き起こすと考えられている数 km までの空間構造の 1 秒以下から数 1000 秒までの広い時間変動範囲にわたる統計的な性質を得ている [6]。

一方、受信装置として結合型電波干渉計を用いた観測は、Ishigro らや Masson らなど多くの研究者により行われ、数 10 km までの広がり的大気に対する位相変動特性が報告されている [34][35]。これらの観測では、電波源として天体からの電波あるいは静止衛星からの電波が用いられているが、西尾らは電波源として低高度地球周回 (LEO) 衛星が送出する電波を利用する方法を開発している [7]。

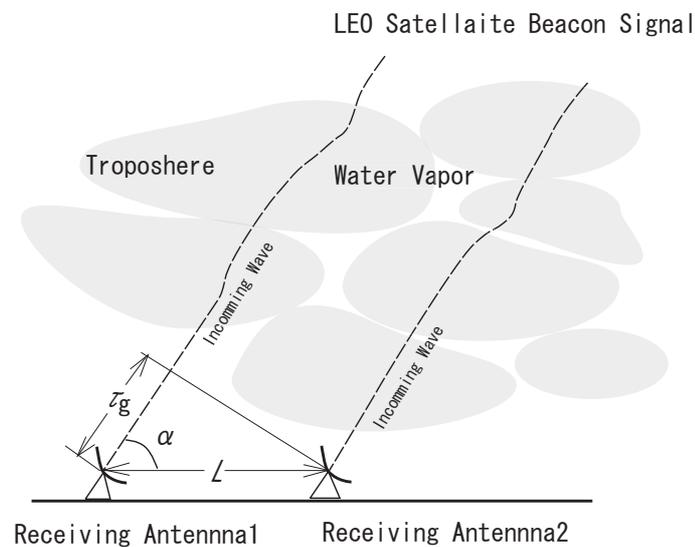


図 2.7 電波干渉計による大気水蒸気分布の観測法

第 3 章

観測システム

本章では，本観測システムのハードウェア構成及びソフトウェア構成を示し，システム各部の機能と性能について述べる．また，観測システムの特長について述べる．

3.1 システム構成

3.1.1 システムの基本構成

本システムは，低高度地球周回衛星（LEO 衛星）から放射されるビーコン波を，衛星を追跡しながら連続的に受信する結合型電波干渉計である．本システムの基本構成を図 3.1 に示す．

各アンテナで受信されたビーコン波を，受信装置で増幅し，基準信号発生装置から供給される基準信号を利用して位相情報を保持したまま周波数変換する。この信号をデジタル信号に変換し，相関処理装置へ送る．2 機のアンテナで受信されたビーコン波間の位相差を計算する．データ処理装置において相関位相から衛星の軌道運動による位相変化を取り除くことにより、大気により位相揺らぎを求めらる．

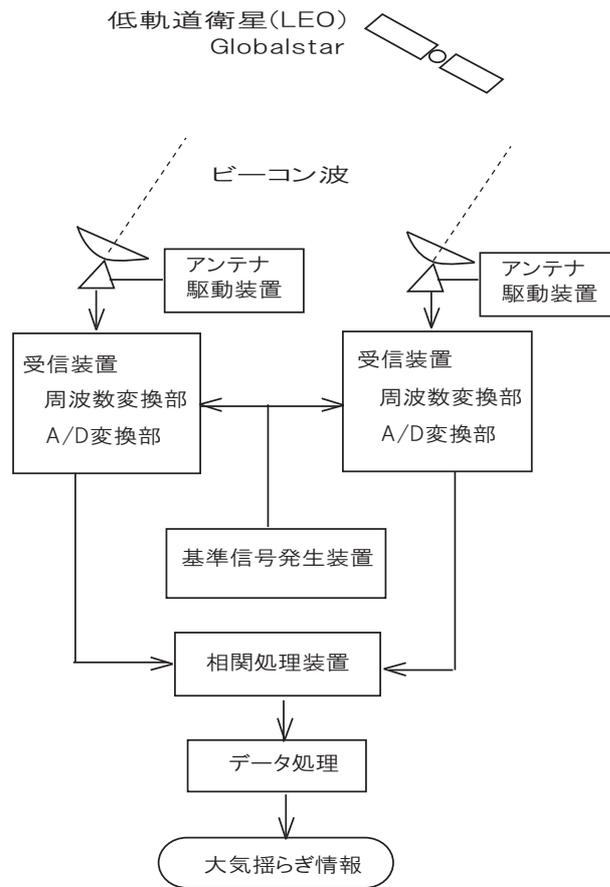


図 3.1 システムの基本構成

3.1.2 Globalstar 衛星

本システムでは、受信する電波として衛星携帯電話システムのひとつである Globalstar のビーコン電波を使用している。

Globalstar の諸元を表 3.1 に示す。Globalstar の各衛星は約 110 分で地球を 1 周し、鹿児島で可視となる周回は 1 日 6 回ある。衛星数は 48 機であり、鹿児島では常に 1 機以上の衛星のビーコンを受信することができる。Globalstar 衛星の軌道情報は、インターネットによって逐次取得することができる。

図 3.2 は、観測地点である鹿児島から上空を見上げたときのある 1 機の Globalstar 衛星が 1 日の間に描く軌跡の例を示したものである。図の上側が北、右側が西方向に対応する。図中に示した数字は衛星が出現した順番を示す。この例では、第 1 周回において、衛星は南南西の方向の地平線から出現し、天頂のやや南東側を通過して、北東の方向

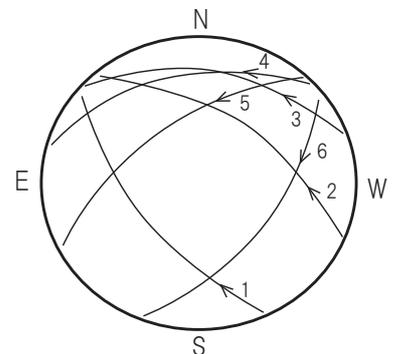


図 3.2 衛星の軌跡

で地平線下に沈んでいる．その後の周回では，出現方向は西南西から西回りで徐々に北西方向に移動していき，消失方向は北東から東回りに徐々に南に移動している．図 3.2 より，Globalstar 衛星の軌跡は，天空の全域をカバーしていることがわかる．48 機の衛星を順次追跡することにより観測点上空の様々な方向での水蒸気密度の揺らぎを捉えることができる．

表 3.1 Globalstar の諸元

SystemNumber of Satellites	48 (+4 backup satellites)
Altitude	1,414 km
Number of orbital panes	8
Inclination	52 degrees
Period	~ 110 min
Visible Time	~ 15 min
Feeder Link Freq.	5 GHz (up link) 7 GHz (down link)
Beacon Freq.	6.85 GHz

3.1.3 アンテナ配置

受信アンテナの外観を図 3.3 に示す．アンテナは，鹿児島大学郡元キャンパス内の建物屋上に設置されている．本システムの製作当初，2 機のアンテナが東西方向に配置されていたが，2003 年度に行われた建物改修工事に合わせて 2004 年 4 月に設置位置を移動させ，アンテナ数も 3 機に増設した．図 3.4 に増設後のアンテナ配置を示す．最大基線長は東西方向に 47 m であり，3 機のアンテナが東側から 8 m および 39 m の間隔で設置されている．2005 年から 3 機のアンテナのうち内側にあるアンテナを北側に移動し，L 字形の配置と変更している．



図 3.3 受信アンテナ

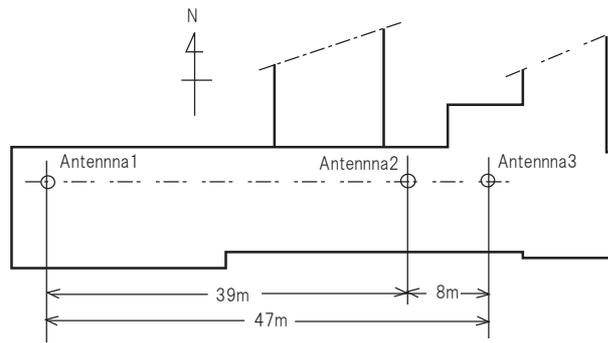


図 3.4 アンテナ配置（理学部1号館南側）

3.1.4 観測高度と観測範囲

大気水蒸気により発生する位相揺らぎは主に、地上からの高度が 1000 m から 2000 m の範囲で生起していると報告されている [36] . この高さは、大気の高高度構造のうち、移行層と呼ばれる領域に対応している。

本システムにより観測される位相揺らぎも、この領域で起こっていると考えられる。観測される層の高さを 2000 m とし、観測点でアンテナ仰角 30 deg まで衛星を追跡とした場合、観測範囲は観測点を中心として半径 4000 m の範囲となる。図 3.4 に、観測点（鹿児島大学郡元キャンパス）を中心とした水平方向の観測範囲を示す。

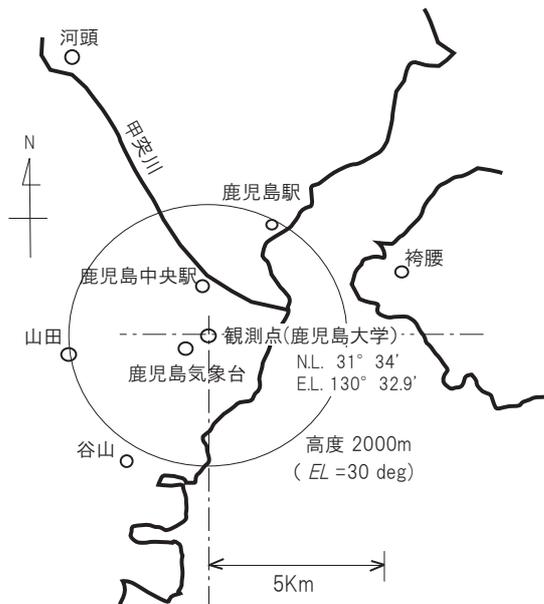


図 3.5 アンテナ仰角 30 deg のときの高度 2000 m の水平空間の広がり

3.2 システム各部の機能と性能

3.2.1 受信システムのブロック構成

受信システムのブロック構成を図 3.6 に示す。受信システムは、各アンテナに取り付けられた低雑音増幅器 (LNA)、周波数変換器 (Down Converter)、A-D 変換器 (A-D Converter)、データ収集装置 (Data Acquisition Unit) 及び、観測室に設置された相関処理装置 (Cross-Correlator)、参照信号発生装置 (Reference Signal Oscillator) で構成されている。

観測室から各アンテナに向け、周波数変換器の参照信号 (1 GHz および 850 MHz)、A-D 変換器の同期信号 (1 MHz、観測開始パルス、1 秒同期パルス) が光ファイバにより送られる。一方、データ収集装置で収集された受信信号は光ファイバによるギガビット LAN を経由して相関処理装置に送られる。

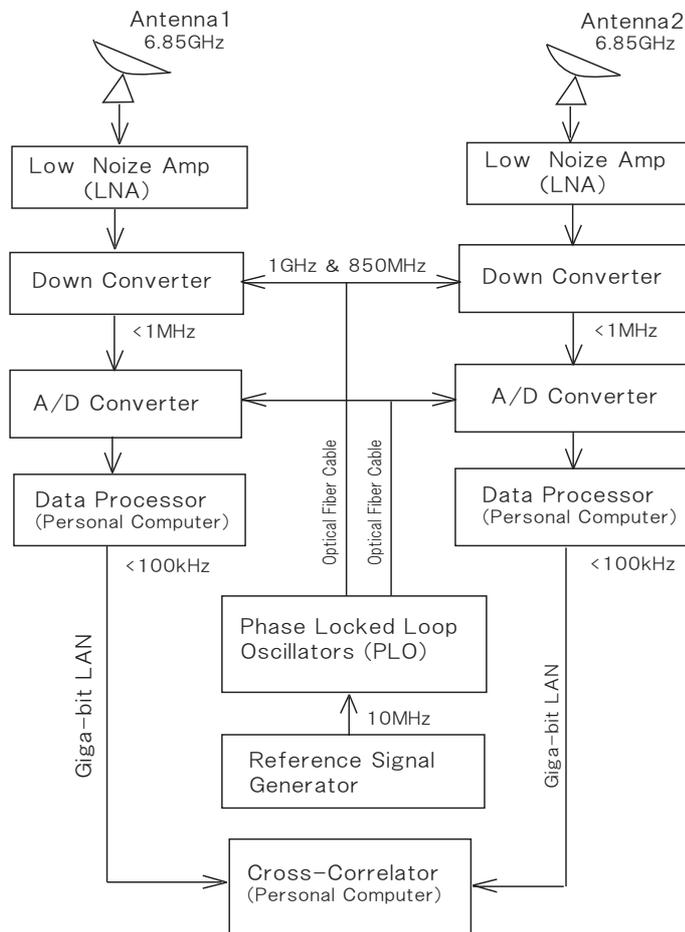


図 3.6 受信システムのブロック構成図

3.2.2 アンテナ

アンテナ主鏡の口径は 1.4 m，光学系はカセグレン光学系である．アンテナマウントは，仰角 - 方位角マウント方式を採用している．アンテナの仰角および方位角の校正は、アンテナで太陽を追尾しながら、副鏡部に取り付けた方位検出部に太陽光が入るように調整することで行っている．

様々な方向で方位検出部への太陽光の入射状態を調べることで、アンテナの追尾精度を評価することができる．この方法により評価した追尾精度は 0.1 度以下であった．

3.2.3 低雑音増幅器及び周波数変換器

低雑音増幅器は、アンテナの輻射器の部分に、周波数変換器はアンテナ主鏡面の背部に取り付けた箱内に設置されている．図 3.7 に低雑音増幅器、周波数変換器のブロック構成を示す．周波数変換器では、衛星のビーコン波 (6.85 MHz) を 1 GHz の参照信号に位相同期した位相ロック発信器により生成した 6 GHz の信号により、850 MHz の中間周波信号に変換し、更に観測室から光ファイバにより送られてくる 850 MHz の局部発信信号により、数 100 kHz の信号に変換する．受信されたビーコン波の周波数は衛星の軌道運動によるドップラーシフトのため、数 100 kHz の範囲で変化している．出力段の通過帯域は 100 kHz ~ 500 kHz (帯域幅 400 kHz) であり、Globalstar のビーコン波のドップラ周波数範囲より狭い．このため、観測室から光ファイバにより送られてくる 850 MHz の局部発信信号をステップ状に切り替えて、所要の周波数帯域内に入るように調整している．

受信した電波の位相情報を保持するため、局部発信周波数は基準信号発生器 (Reference Signal Generator) の 10 MHz を参照して発生させる PLL 発信器 (PLO) により、第 1 局部発信周波数 6 GHz の発信器 PLO (Phase Locked Loop Oscillator) の同期周波数 1 GHz と第 2 局部発信周波数 850 MHz を光接続でダウンコンバータに供給している．

アンテナ受信部から周波数変換部までの利得は 118.5 dB であり、3.2.2 項で述べるアンテナの受信電力は -132 dBm なので、ダウンコンバータの出力は -14 dBm (0.04 mW) 程度と見積もることができる．50 ㉿端で発生する受信電圧は 45 mV (rms) である．

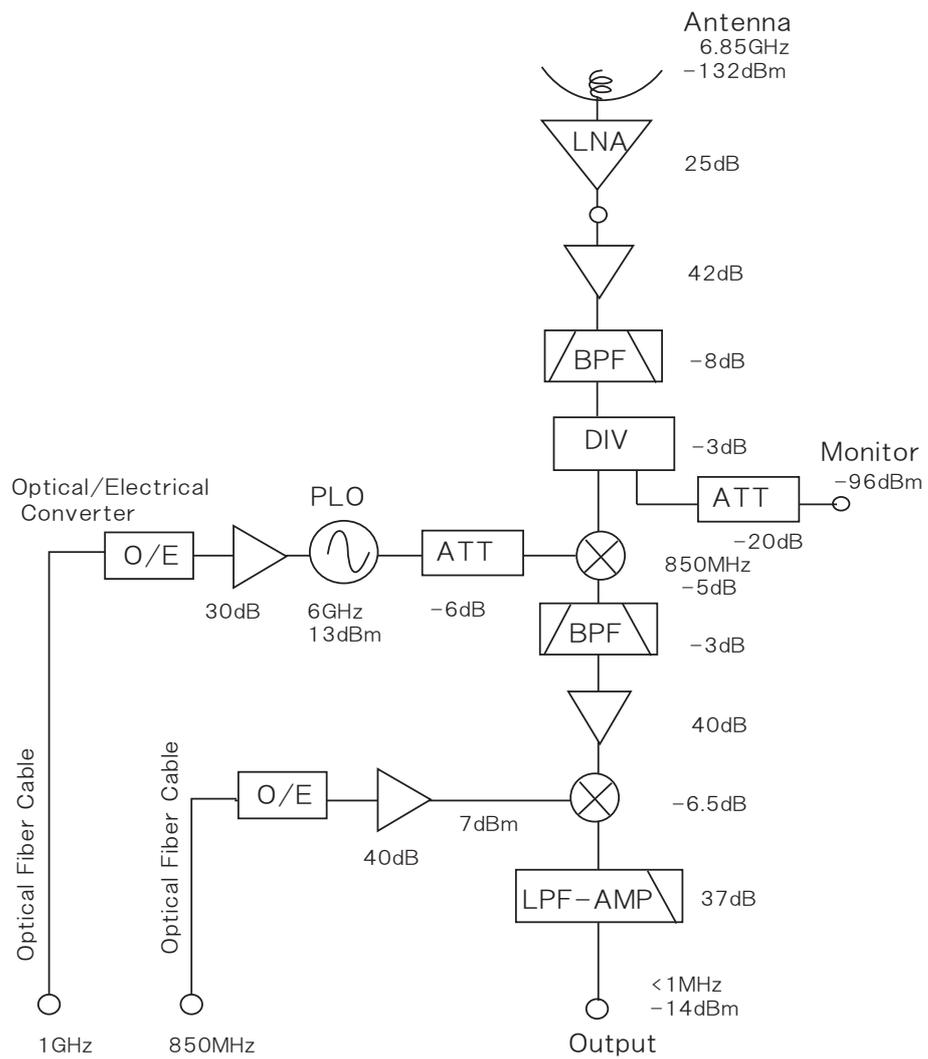


図 3.7 低雑音増幅器及び周波数変換器

3.2.4 A-D変換器及びデータ収集装置

A-D変換器では、観測室から光ファイバにより送られてくる1 MHzのサンプルクロックをもとにして周波数変換器の出力をサンプルする。A-D変換の結果は、12ビットのオフセットバイナリであり、サンプルレートは1 MHzである。これに観測室から光ファイバにより送られてくる1秒同期信号(1 pps)を付加し、2バイト(有効データ13ビット)の情報としてデータ収集装置へ送る。1 ppsをデータに付加することで、 $1\mu\text{s}$ のオーダの精度でサンプルデータを判別できるようにしている。

データ収集装置では、A-D変換器から送られてくるデータに対してソフトウェアによる周波数変換を行なった後、50 kHzで再サンプルし、数10 kHzの信号を得ている。この周波数変換において、局部発信信号をソフトウェアで発生させ、且つこの周波数を衛星の軌道情報をもとに計算したドップラー周波数で連続的に変化させることで、位相情報を保持したままドップラーシフトを打ち消している。この処理によって、相関処理装置に送り出す時点で、ビーコン波の周波数はほぼ一定になっている。この処理の手順を図3.8に示す。

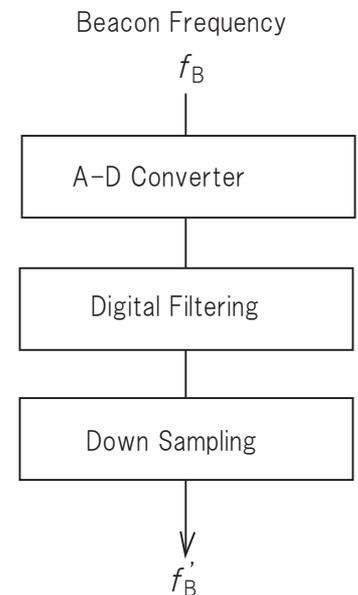


図 3.8 データ圧縮処理

データ収集装置では、衛星番号、衛星の位置情報、観測点での衛星の出現日時、ビーコン中心周波数などをインターネット上の衛星の軌道情報から取得し、これらのデータを衛星追跡アンテナ駆動装置へ送出する。また、軌道データは後述のデータ解析にも使う。

3.2.5 データ構造

データ収集装置により得られた約10 kHzの信号は、ギガビットLANを使って相関処理装置に送られる。相関処理装置では、複数のアンテナから受信信号を受け取り、それらの信号間の相互相関処理を行う。

データ収集装置から相関処理装置へ送られる受信信号のデータ構造を、図3.9に示す。データの先頭1024バイトがヘッダ情報であり、その後に観測終了までのデータが連続して書き込まれる形式となっている。各データは2バイトで構成されており、下位12ビットにビーコン信号、最上位から2ビット目に同期信号が含まれている。各データに同期信号を含めることで、2つのアンテナから送られてくるデータの同期状態を検証している。図3.10に同期信号とビーコン信号の波形を示す。図3.10では、12ビットのオフセットバイナリ形式のデータを直接表示していることから、ゼロレベルが2048となっている。

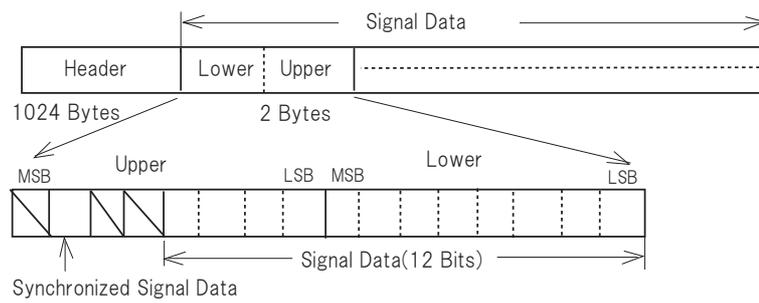


図 3.9 データ構造

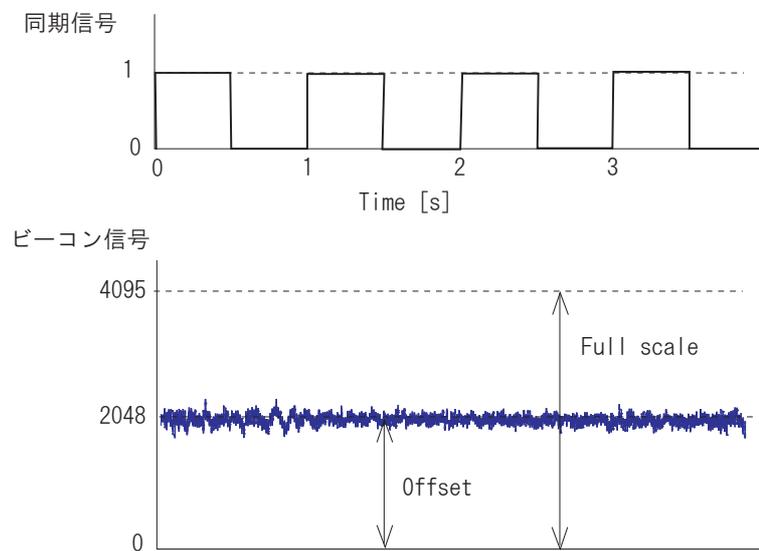


図 3.10 同期信号とビーコン信号

3.2.6 周波数スペクトル

相関処理装置に送られた受信データから 2048 バイト分のデータを抜き出して表示したものを図 3.11 に示す。この図の縦軸はデータのデジタル値、横軸は時間(単位は秒)、サンプリング周波数は 50 kHz である。このデータに対して FFT をかけ、周波数スペクトルを求めた結果を図 3.12 に示す。この図の縦軸はデジタル値に対するスペクトル強度、横軸は周波数である。図 3.12 ではビーコン波が周波数 12.4 kHz の位置に 1 本の線として見えている。

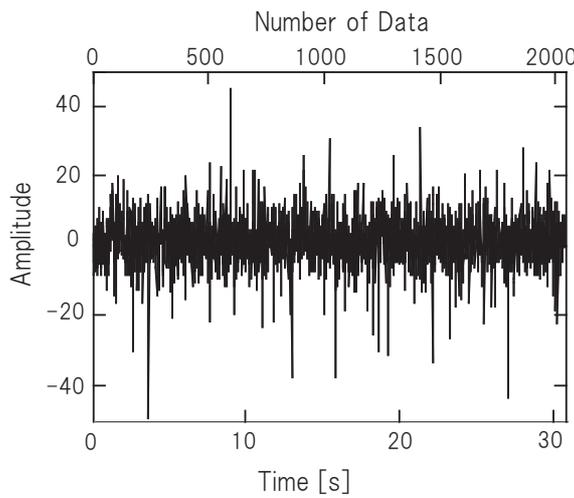


図 3.11 受信データの波形

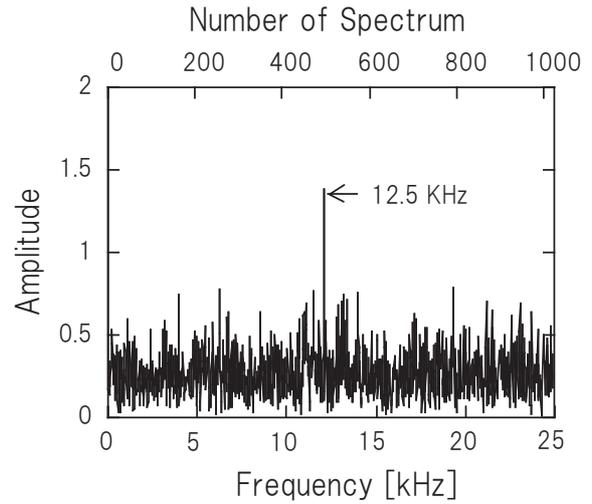


図 3.12 受信データのスペクトル

3.3 相互相関処理

2つのアンテナからの受信信号をそれぞれフーリエ変換し、クロスパワースペクトルを求めた後、スペクトルのピーク検出（ビーコンの中心周波数抽出）をして、位相差を計算して位相変動を検出する。

アンテナ1, 2における時刻 t での受信信号の電圧をそれぞれ $E_1(t)$, $E_2(t)$ とし、周波数を f とすると、クロスパワースペクトル $X(f)$ は、

$$X(f) = F(E_1(t)) \cdot \{F(E_2(t))\}^* \quad (3.1)$$

で求められる。ここで、 $F(x)$ はフーリエ変換の演算を、 $*$ は複素共役を表す。この2つの信号の相関位相 ϕ_{obs} は、

$$\phi_{obs} = \tan^{-1} \left(\frac{Im(X(f))}{Re(X(f))} \right) \quad (3.2)$$

で与えられる。相関処理によって得られた位相差から大気水蒸気による位相変動を抽出するには、ビーコン波の幾何学的遅延時間によって生じる位相差を取り除かなければならない。そのためこの処理ソフトでは、衛星の動きに起因する位相の時間変化を二次関数で近似し、差し引く方法を採用している（フリンジストップング）。また、この処理と同時に測定システムの持つノイズに起因する位相変動の低減のため、移動平均を計算している。

実際に計測されるビーコンは周波数方向にある程度の広がりを持っている。開発したソフトウェアでは、以下の計算を行っている。

$$\phi_{obs} = \tan^{-1} \left(\frac{\sum_i Im(X(f_i))}{\sum_i Re(X(f_i))} \right) \quad (3.3)$$

ここで、 $f_i = f_0 \pm f_i$ 、 f_0 は中心周波数である。

3.3.1 ソフトウェアの構成

周波数変換された数 100 kHz のビーコン信号は、ソフトウェア処理 (ダウンサンプリング) によって更に数 10 kHz の周波数に周波数変換される [40][41]。相関処理のブロックダイアグラムを図 3.13 に示す。受信データを 2048 点ずつ、FFT 変換して、スペクトルのピーク検出をして、ビーコン波の中心周波数を検出する。サンプリング周波数は 50 kHz なので、フーリエ変換したスペクトル 1 bin の帯域幅は 24.41 Hz である。このとき周波数変換しても位相差は保存されている。

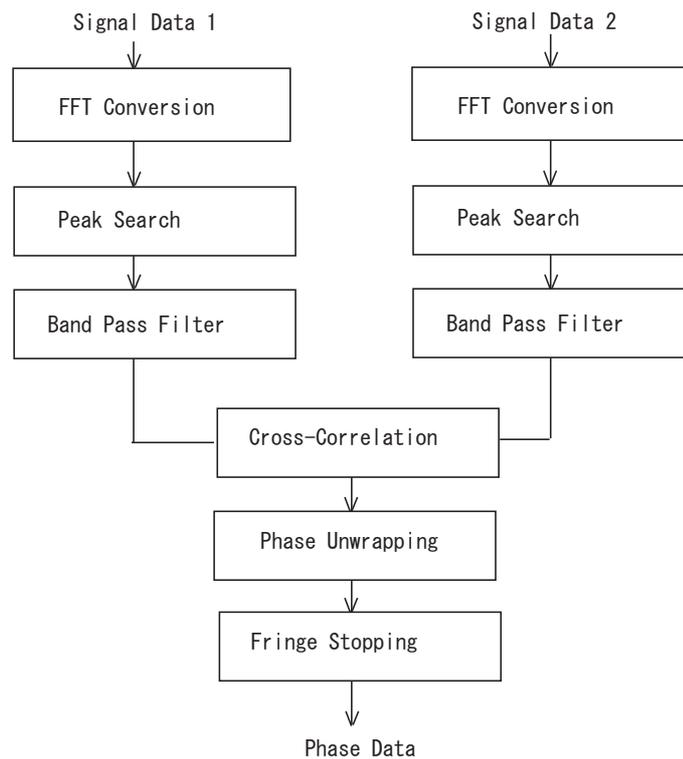


図 3.13 相関処理のブロックダイアグラム

衛星の動きによる位相変動を相関処理した結果は図 3.14 のようにのこぎり波状になる．この位相の折りたたまれている部分を繋ぎ合わせる位相接続（位相アンラップ）を行うと，位相差の時間変化は図 3.15 のように整形される．

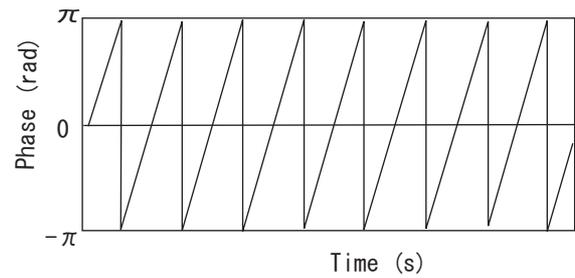


図 3.14 位相接続前の位相

相関処理によって得られた位相差から，大気による位相揺らぎを抽出するには，ビーコンの幾何学的遅延時間によって生じる位相差を取り除かなければならない．この幾何学的遅延時間は衛星の軌道計算により予測可能であるが，大気による位相揺らぎを検出できるほど十分に精度のよい軌道計算によるフリンジストップピングを得ることはできなかったので，衛星の動きに起因する位相の時間変化を 2 次関数で近似し，これを相互相関位相自身から最小二乗法によって推定し，差し引く方法を採用した．また，測定システムノイズに起因する位相揺らぎを除くためにフリンジストップピング処理と同時に移動平均計をしている．フリンジストップピングのための平均化時間と移動平均時間の検討を行った結果，移動平均 RM = 10，移動平均時間 FP = 500 でフリンジストップピングを行うと，有用なデータが得られることを確認した．

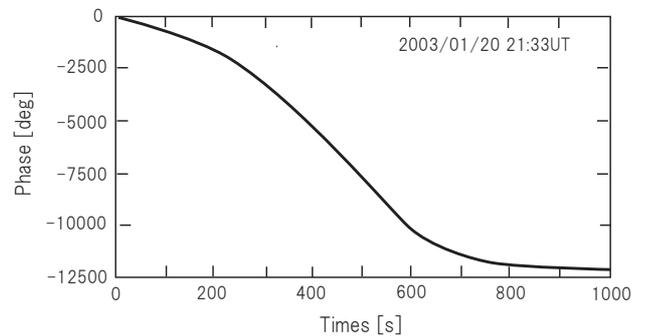


図 3.15 観測された相関位相の一例

3.3.2 相関処理ソフトウェアの評価

受信信号のサンプルデータを作成し，2 つの信号の電圧レベルの違いによる相関位相差の変化，位相接続による位相変動への影響及び同期信号の位相変動への影響について相関処理ソフトウェアの評価を行った．

(a) 2 つの信号の電圧レベルの違いによる相関位相差の変化

2 つの受信機のダウンコンバータの出力電圧は内部特性や増幅度の違いによって一定ではない．このような出力電圧の違いが相関位相差に影響するか評価した．受信信号の最大電圧値（デジタル値）は ±2048 であり，観測された受信信号電圧に近い電圧 と 40 dB 低い最小電圧と比較した．入力信号のスペクトルを図 3.16 に示す．

$$V_1 = \text{Int} [100 \sin(2\pi ft)] + 2048 \tag{3.4}$$

$$V_2 = \text{Int} [\sin(2\pi ft)] + 2048 \tag{3.5}$$

ここで、 $f=12.5$ kHz、 t は 0.02 ms の刻みで 0 から 32 秒まで変化させた。相関処理した結果を図 3.17 に示す。 V_1 と V_2 の相関位相差の最大値は 3×10^{-5} rad であり、受信機内部の増幅度の差による位相雑音への影響は無視できることがわかる。

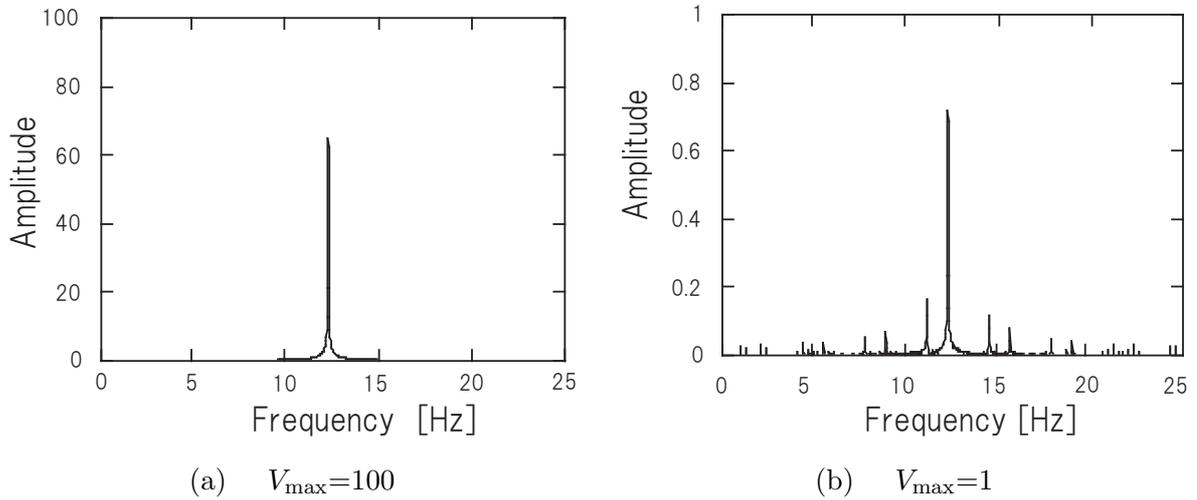


図 3.16 入力信号のスペクトル

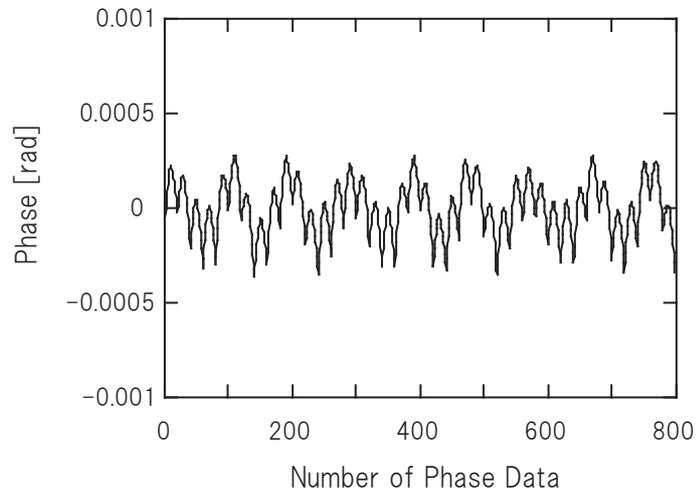


図 3.17 V_1 と V_2 の相関位相差

(b) 位相接続による位相変動への影響

位相接続とフリンジストップピングの影響を、式3.7の ϕ_g を10 deg/sで変化させ、相関位相差を評価した。 V_1 と V_2 の相関位相差を図3.18に示す。 V_1 と V_2 の相関位相差の最大値は 2×10^{-5} radであり、位相接続による影響は無視できる。

$$V_1 = \text{Int} [100 \sin(2\pi ft)] + 2048 \quad (3.6)$$

$$V_2 = \text{Int} [100 \sin(2\pi ft + \phi_g)] + 2048 \quad (3.7)$$

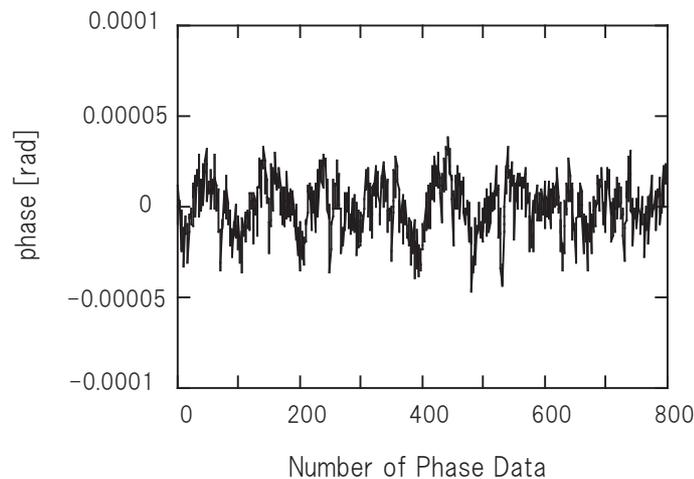


図 3.18 V_1 と V_2 の相関位相差

3.4 システムの特性

3.4.1 受信電力

Globalstar 衛星のビーコン信号の等価等方放射電力 EIRP (Effective Isotropically Radiated Power) が公式に公開されていないため、受信データと衛星の軌道情報から衛星が天頂方向にあるときの受信電力を推定し、この値をもとにシステムの特性的評価を行なった。

解析には、2002年2月1日に10時10分から観測された Globalstar M37 に対する時系列データを用いた。表3.2に観測時のパラメータを示す。ビーコン波の受信電力 P は、受信データに対するパワースペクトルを求め、ビーコン波成分のスペクトル上での積分値 N_s と雑音成分の信号レベル N_n の比より、

$$P = \frac{kTN_s}{N_n/B_{bin}} \quad (3.8)$$

で与えられる。ここで、 k はボルツマン定数 ($1.38 \times 10^{-23} \text{W} \cdot \text{Hz}^{-1} \text{K}^{-1}$)、 B_{bin} はパワースペクトルの1 binの周波数帯域 [Hz] である。

表 3.2 の値を用いて，受信電力 P は，

$$P = \frac{1.38 \times 10^{-23} [\text{W} \cdot \text{Hz}^{-1} \text{K}^{-1}] \times 300 [\text{K}] \times 3.45}{2450.7/24.41 [\text{Hz}]} \sim 131 [\text{dBm}] \quad (3.9)$$

となる．

表 3.2 受信電力の算出に用いた観測データの諸元

衛星	GLOBALSTAR M037
観測開始時間	2002 年 2 月 1 日 10 時 10 分 41 秒
最大仰角	83.8 度（観測開始より 609 秒後）
解析対象時間	観測開始から 492 秒～499 秒の 8 秒間
解析時間帯の衛星の仰角	59 度～61 度（平均 60 度）
衛星とアンテナとの距離	1612 km～1580 km（平均 1596 km）
雑音レベル（デジタル値）	3.45
ビーコンの積分値（デジタル値）	2450.7
受信機のシステム雑音温度	300 K

3.4.2 衛星の移動による光路長の変化と自由空間損失

図 3.19 で示したように，LEO 衛星が天球上を移動するとき，仰角が変化することで衛星と受信アンテナ間の距離，つまり光路長が変化する [18]．

光路長 d は，

$$d = r \cdot \cos(90 [\text{deg}] + EL) + \sqrt{(h + r)^2 - (r \cdot \sin(90 [\text{deg}] + EL))^2} \quad (3.10)$$

で与えられる．ここで， h は衛星の高度 1414 km， r は地球の半径 6378 km である．衛星が観測点より見て水平線上にあるとき（ $EL = 0$ のとき），光路長は 4451.829 km であり，衛星が観測点の天頂にあるときの光路長（1414 km）の約 3.2 倍である．

LEO 衛星が移動するときの自由空間損失 L は

$$L = -20 \log(4\pi d / \lambda) [\text{dB}] \quad (3.11)$$

で与えられる．ここで， λ はビーコン波の波長である．衛星が観測点の天頂にあるとき，光路長は 1414 km，衛星のビーコン周波数（6.876 GHz）における自由空間損失は -172 dB で

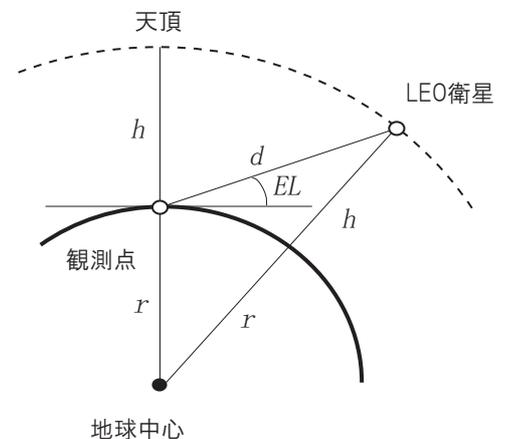


図 3.19 光路長の計算

ある．本研究での観測地点でのアンテナ仰角の最小値は約 20 deg としており，このときの光路長は 2776 km，自由空間損失は-178 dB である．したがって，受信電力は天頂に対して-6 dB である．

図 3.20 に衛星の移動による光路長の変化と LEO 衛星が観測点の天頂にあるときとの自由空間損失の差を示す．

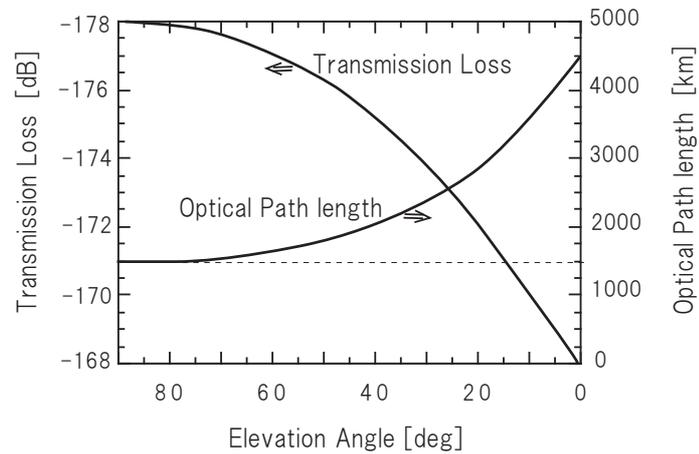


図 3.20 光路長と自由空間損失差

3.4.3 パラボラアンテナの利得

アンテナの実開口面積 A と実効開口面積 A_e の比により定義される開口能率を $\eta (= A_e/A)$ ，アンテナ口径を D ，波長を λ とすると，受信アンテナの利得 G_a は

$$G_a = 10 \log \left(\eta \pi (D/\lambda)^2 \right) \text{ [dB]} \tag{3.12}$$

で与えられる．

アンテナ口径 $D=1.4$ m の場合，アンテナの開口効率 $\eta=0.4 \sim 0.7$ に対するアンテナ利得 G_a を図 3.21 に示す．本システムのアンテナの光学系はカセグレン光学系を採用しており，開口効率として $0.6 \sim 0.7$ が期待できる．図 3.21 より，開口効率 η が 0.6 のとき，受信アンテナの利得は 32.8 dB であることがわかる．

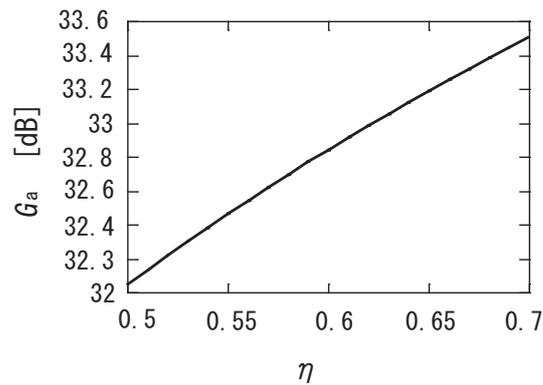


図 3.21 アンテナの開口効率

3.4.4 衛星の等価等方放射電力

以上の結果を用いて、ビーコン信号の等価等方放射電力 EIRP (Effective Isotropically Radiated Power) は、

$$EIRP[\text{dBm}] = P[\text{dBm}] - L[\text{dBm}] - G_a[\text{dBm}] \quad (3.13)$$

で与えられる。

受信電力 $P=131$ [dBm] を得たときに衛星とアンテナとの距離 d は 1596 km であったので、自由空間損失 L は、

$$L = 20 \log \left(\frac{4\pi \times 1.596 \times 10^6 [\text{km}]}{4.38 \times 10^{-2} [\text{m}]} \right) = 173 [\text{dBm}] \quad (3.14)$$

であり、

$$EIRP[\text{dBm}] = 9.2 [\text{dBm}] \quad (3.15)$$

となる。

第 4 章

観測精度とデータ解析法

4.1 大気水蒸気の測定に影響する誤差要因

低軌道周回衛星のビーコン波を電波源とする本観測システムにおいて、大気水蒸気の測定に影響する誤差要因としては、電離層でのファラデー回転、伝搬遅延や大気層での降雨減衰などの要因の他に観測システムの受信機の周囲温度特性、受信機のシステム雑音、機械的振動によるポインティングの変動などがある。これらの誤差要因についての検証を行う。

4.1.1 電離層による測定誤差要因

電離層でのファラデー回転角は周波数の 2 乗に逆比例し、6 GHz 帯でファラデー回転角は 4 deg 程度になる。本観測システムの受信アンテナは円偏波を採用しており、偏波面の回転は無視できる。

電離層での遅延は 6.85 GHz で典型的な値で 2 cm 程度であり、この値は大気水蒸気の超過光路長の典型的な値 20 cm の 10 分の 1 程度であり、影響は少ない。

4.1.2 降雨減衰

降雨強度 60 mm/h のときの降雨減衰は 6 GHz 帯で仰角 30 度 のとき、1.2 dB 以下であるので位相変動の増加分は 0.5 deg 以下になる。位相変動の観測値は典型的な値で 3 deg 程度なので 6 分の 1 以下となる。通常の降雨強度 10 mm/h の場合は、0.1 deg 以下と見積もられ無視できる。

4.1.3 受信機の温度特性

受信機の温度による影響は局部発信部の温度変化に対する出力の位相変動とファイバーケーブルの温度による伸縮がある。局部発信部の周囲温度による位相変動は、受信機の内部位相雑音として、観測精度を劣化させる。周囲温度による局部発信部の位相変動は、VLBI の観測では周囲温度 1 °C あたり数 deg 変化することが報告されている [6]。実際には、受信機は箱の中に収められており、周囲温度よりは温度の時間変動は小さいと考えられる、後述の観測結果から見ると、本装置による観測で得られる大気水蒸気揺らぎによる位相変動は、数秒から数 10 秒の変動周期の成分が主である。一方、受信装置内の温度は数 10 秒では大きくは変化しないと考えられる。したがって、大気水蒸気揺らぎによる位相の時間変動より小さく無視できる。

光ファイバーケーブルは高位相安定光ファイバーケーブルを使用し、ケーブルの温度による伸縮率は 0.2 ppm/ であり、ケーブル長 50 m のとき 0.08 deg/ 程度と見積もられる。二つの受信機それぞれの光ケーブルの長さは同じであり、温度変化もほぼ同じなので光ケーブルの熱による伸縮の影響は無いと考えられる。

4.1.4 アンテナ系の機械的振動

光路方向の機械的振動は幾何学的遅延距離の変動となり、大きさ 0.1 mm の変動は 0.04 rad の位相変動を生じる。機械的振動の原因として回転軸の偏心やアンテナ駆動用パルスモータの低周期の振動がある。回転軸の変動はゆっくりした変動であり、後述のフリンジストップピングによる平均化処理によって無視できる大きさにすることができる。またパルスモータの低周波の振動は 0.1 秒 以下であり、大気水蒸気揺らぎの観測では対象外の周波数である。

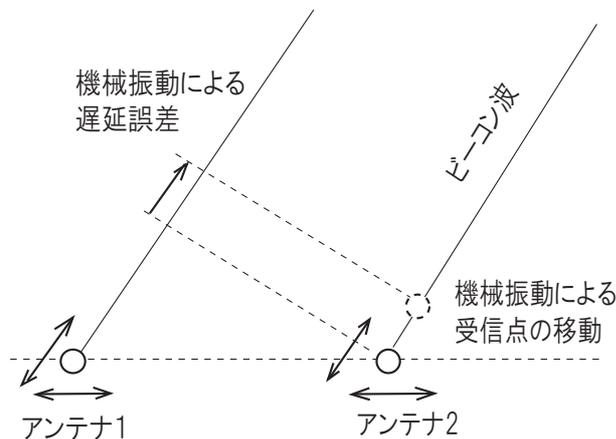


図 4.1 アンテナ系の機械的振動

4.1.5 パラボラアンテナのビーム幅と焦点歪み

LEO 衛星追跡用アンテナの口径は 1.4 m であり、パラボラアンテナなど通常の反射鏡アンテナの半値幅 θ は、近似的に次式で与えられる。

$$\theta = \frac{\alpha\lambda}{D} \quad (4.1)$$

ここで、 D はアンテナ直径、 λ はビーコン波の波長、 α は $65 \leq \alpha \leq 70$ である。

$\alpha = 70$ のとき $\theta = 2.19 \text{ deg}$ となる。衛星の移動角とアンテナの半値幅の概略図を図 4.2 に示す。帯域幅が $20 \sim 30 \text{ Hz}$ のとき、半値幅での位相変動は 0.01 rad 程度の増加が見込まれる。実際にはアンテナの追尾精度は 0.1 deg であり、アンテナの半値幅 2.19 deg に対して十分小さいのでアンテナの追尾誤差や機械振動による観測値への影響は無視できる。また、大気の変化によるビーコン波の到来角

変動があるが，鹿児島において，仰角が約 47 deg の場合，到来角変動は数 10 mm deg であることが報告されている [19][17]．よって，本研究におけるビーコン波の到来角変動の影響は無視できる．

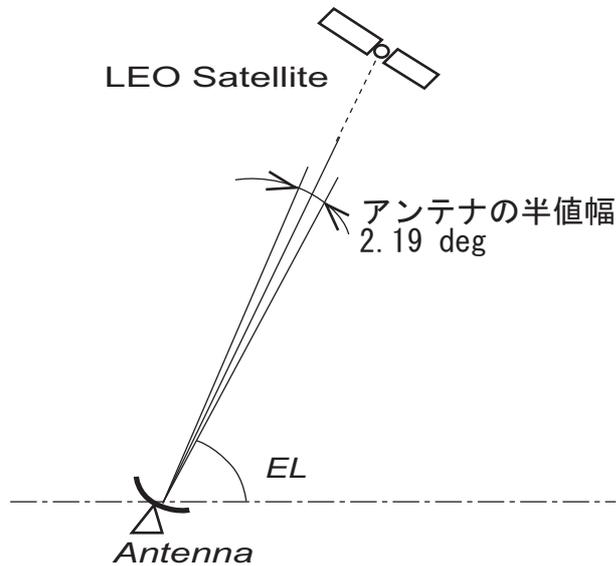


図 4.2 衛星の移動角とアンテナのビーム幅

4.1.6 受信機の入力雑音と内部雑音

受信機の雑音電力 P は，ボルツマン定数 k ($=1.38 \times 10^{-23}$ [J/K])，受信機の雑音温度 T_r [K]，受信帯域幅 B [Hz] により，

$$P = kT_r B \text{ [W]} \tag{4.2}$$

と与えられる．受信機の雑音温度 $T_r=300$ K とし，帯域幅が 0.1 kHz から 100 kHz のときの受信機雑音電力を図 4.3 に示す．Globalstar のビーコン波は 1 kHz 程の帯域に広がっていることから，相関処理において受信帯域幅を約 1.2 kHz に設定しており，図 4.3 より受信機の雑音電力 P は -142 [dBm/Hz/s] となる．アンテナ仰角によって受信電力は -130 ~ -136 dBm の範囲で変化することから，周波数帯域が約 1.2 kHz のときの信号対雑音比は 7 ~ 12 dB である．

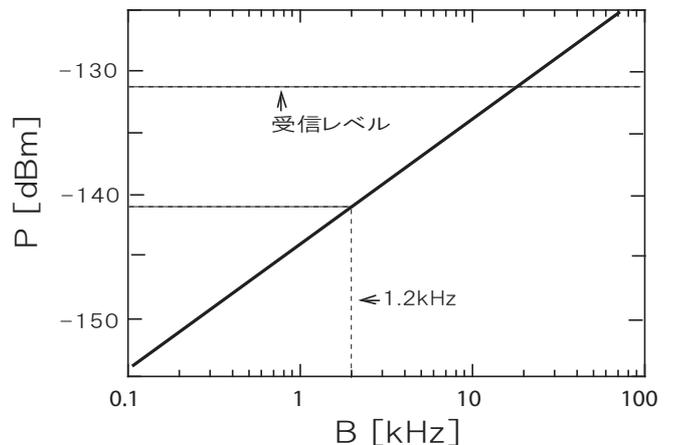


図 4.3 帯域幅と受信機雑音

相互相関処理は FX 方式で行っており，相関処理装置に取り込まれた各アンテナのデータを

2048 サンプリング点ごとに FFT 処理を行った後，複素積を取り，相関位相を求めている。サンプリ

ングクロックが 50 kHz であることから，FFT の 1 bin の帯域幅，すなわち周波数分解能は 24.41 Hz であり，相関位相の信号対雑音比は $\sqrt{24.41} = 4.94$ だけ改善され，11 ~ 18 dB となる。

受信信号電圧と雑音電圧のベクトルの関係を図 4.4 に示す．相関処理後のビーコン信号の相互相関電力を P_x ，複素雑音電力を P とすると，雑音による位相変動は，

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{P}{P_x} \right) \quad (4.3)$$

で与えられる．この式及び式 (4.2) より，位相変動 θ は，相互相関電力の大きさ，受信機のシステム雑音温度の大きさ，受信信号の帯域幅によって変化することがわかる．2 つのアンテナで受信される大気水蒸気揺らぎに起因する位相変動を ϕ_{at} ，受信機の位相雑音を ϕ_r とすると，位相雑音 ϕ_n は

$$\phi_n = \phi_{at} + \phi_r \quad (4.4)$$

で与えられる．

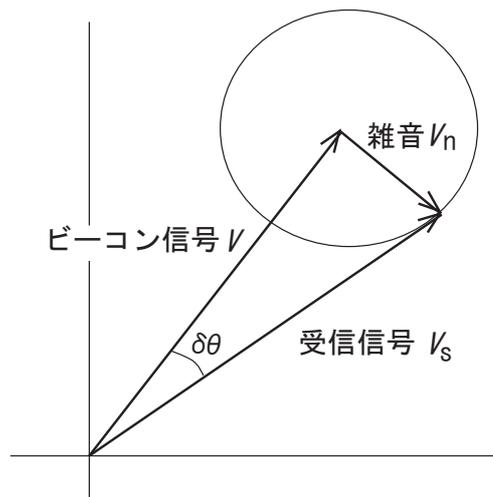


図 4.4 受信信号と雑音

4.2 観測仰角の影響

位相変動の仰角依存性について図4.5に示す．衛星から観測点までの光路長 d の変化による受信雑音による位相変動と水蒸気の粗密構造が存在する領域の光路長 d が長くなることによる位相変動の大きさは仰角に依存する．

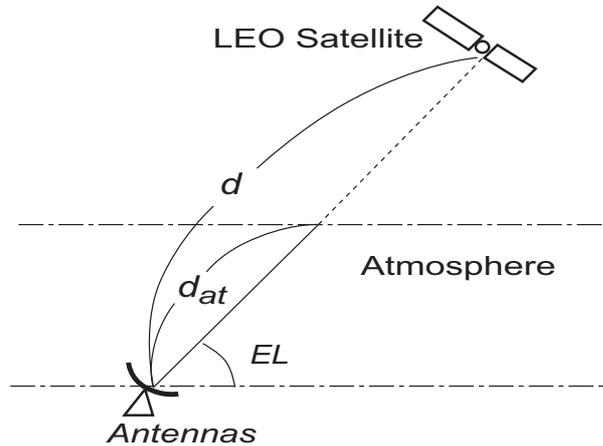


図 4.5 位相変動の仰角依存性

相関位相の変動幅に含まれる観測システムの内部雑音による成分 ϕ_1 は，衛星が天頂方向にあるときの受信信号電力を P_0 ，システム雑音温度を T_S ，受信帯域幅を B とすると，

$$\phi_1 = \arctan \left(\frac{kT_S B d^2}{P_0 h^2 \sqrt{N}} \right) \quad (4.5)$$

と表される．ここで， k はボルツマン定数， h は衛星の軌道高度， d は信号受信時の衛星とアンテナとの距離であり， d は観測点から見た衛星の仰角の関数として表される．また， N は1秒間当たりのデータ取得回数であり，今回の処理では24.41である．一方，相関位相の変動幅の水蒸気の粗密構造による成分 ϕ_2 は，観測点での天頂方向の位相変動幅を ϕ_a ，観測点から見た衛星の仰角を EL とすると，

$$\phi_2 \simeq \phi_a \sec(90 - EL) \quad (4.6)$$

で与えられる．ここで，大気構造は層状であり，平行平面で近似できるとしている．観測システムの内部雑音による成分 ϕ_1 ，および水蒸気の粗密構造による成分 ϕ_2 は仰角が低下するに従って大きくなり，仰角が低いときの相関位相の変動幅の増加割合は，観測システムの内部雑音による成分 ϕ_1 の方がやや大きい．

これらの効果による相関位相の変動幅の変化を，観測値と重ねて図4.6に示した．観測データを40s間の相関位相変動の標準偏差を時間範囲を移動させながら求めたものである．本観測システムの場合，システム雑音温度 $T_R \approx 300$ K，信号受信帯域幅 $B=1.2$ kHzである．衛星が天頂方向にあるとき

受信信号対雑音比は約 28.5 dBc (帯域幅 24.4 Hz) であったことから, 受信信号電力 P_0 は -132 dBm とした. また, Globalstar 衛星の軌道高度 h は 1414 km である. 衛星とアンテナの距離 d および観測点から見た衛星の仰角 EL は, 衛星の軌道要素をもとに求めている. 実線は観測値, 破線は式 (4.5) から求めた ϕ_1 , 一点鎖線は式 (4.6) から求めた ϕ_2 , 二点鎖線は $\sqrt{\phi_1^2 + \phi_2^2}$ である. 式 (4.5) より求めた ϕ_1 の天頂方向での値は 0.6 deg である. また, 式 (4.6) における天頂方向の大気による位相変動幅 ϕ_a を 0.3 deg としている.

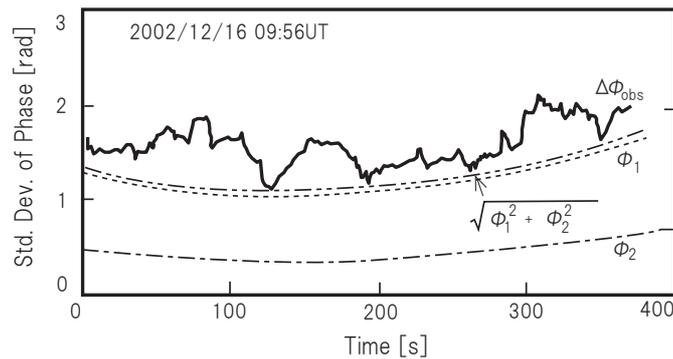


図 4.6 相関位相の変動幅の仰角変化

この図を見ると, 観測された相関位相の全体的な変動傾向は, 観測システムの内部雑音による位相変動と水蒸気の粗密構造による位相変動の両方を考慮して計算した曲線と良く一致している. また, 観測点での天頂方向の大気による位相変動幅が 0.3 deg のとき, $\sqrt{\phi_1^2 + \phi_2^2}$ は観測値の最小値に接する曲線となっている. このことより, 大気水蒸気量の空間的及び時間的変動等に起因する位相変動の最小値は 0.3 deg と推定される. 平均化時間 1 秒における大気水蒸気量の空間的及び時間的変動等に起因する位相変動幅は, 電波天文衛星 HALCA を用いた観測 [38], 静止衛星ビーコンを用いた大気位相変動の VLBI 観測 [37], VERA 望遠鏡による 2 ビーム観測 [39] などの結果をもとに推定することができ, 6.85 GHz においてそれぞれ 0.3 ~ 2 deg, 0.2 ~ 0.6 deg, 0.7 deg 以下となっている. 実際の観測周波数はそれぞれ異なっているものの, 観測点での天頂方向の位相変動幅 $\phi_a = 0.3$ deg は他の観測からも考えられる値である.

本観測システムの場合, アンテナの間隔と同程度の水平方向の空間サイズを持つ大気水蒸気の粗密構造に対して検出感度が最も高くなる. 高さが地上から 2 km のところに, 幅 60 m の大気粗密構造がある場合, 衛星のビーコン波の光路が, この構造を過ぎている時間は 5 s 程度である. したがって, 大気水蒸気の粗密構造による相関位相の変動は主に数秒のオーダーの周期成分として得られると予想される. これに対し, 観測システムの内部雑音に起因する相関位相の変動は白色位相雑音の特性を持っている.

また, Globalstar 衛星の軌道高度は 1414 km である. 衛星とアンテナの距離 および観測点から見た衛星の仰角 EL は, 衛星の軌道要素をもとに求めている. 光路長が長くなる効果, 信号対雑音比

の劣化の効果とも、仰角が低下するに従って相関位相の変動幅を大きくさせるように働き、仰角が低いときの相関位相の変動幅の増加割合は、信号対雑音比の劣化の効果の方がやや大きい。図4.6を見ると、観測された相関位相の全体的な変動傾向は、信号対雑音比の劣化の効果と光路長が長くなる効果の両方を考慮して計算した曲線と良く一致している。したがって、観測結果に見られる相関位相の変動幅の系統的な変化は、信号対雑音比の劣化の効果と光路長が長くなる効果が合成されたものと考えられる。

4.3 観測データから得られた位相変動の検出感度

2002年10月15日より2003年2月4日までの約3.5ヶ月観測した位相変動幅の頻度分布を図5.1に示す。頻度分布の区間幅は0.4 degである。図5.1(a), (b), (c)は、それぞれ衛星の仰角が35 deg, 45 deg, 60 degのときの頻度分布である。変動幅は、衛星がそれぞれの仰角 ± 1 degの範囲にあるときの位相変動の標準偏差として求めた。この図をみると、頻度分布のピークに対応する位相変動は仰角35 degのとき約2.0 deg、仰角45 degのとき約1.5 deg、仰角60 degのとき約1.3 deg、頻度分布の下限に対応する位相変動は仰角35 degのとき約1.1 deg、仰角45 degのとき約0.9 deg、仰角60 degのとき約0.8 degであり、いずれも仰角が高くなるに従って減少している。前者は本観測システムで測定される大気水蒸気量の空間的及び時間的変動等に起因する位相変動の代表値、後者は本観測システムの位相変動の検出感度を表していると考えられる。位相変動が $\sec(90 - EL)$ に比例していると仮定すると、天頂方向での位相変動の代表値及び観測システムの最小検出感度はそれぞれ

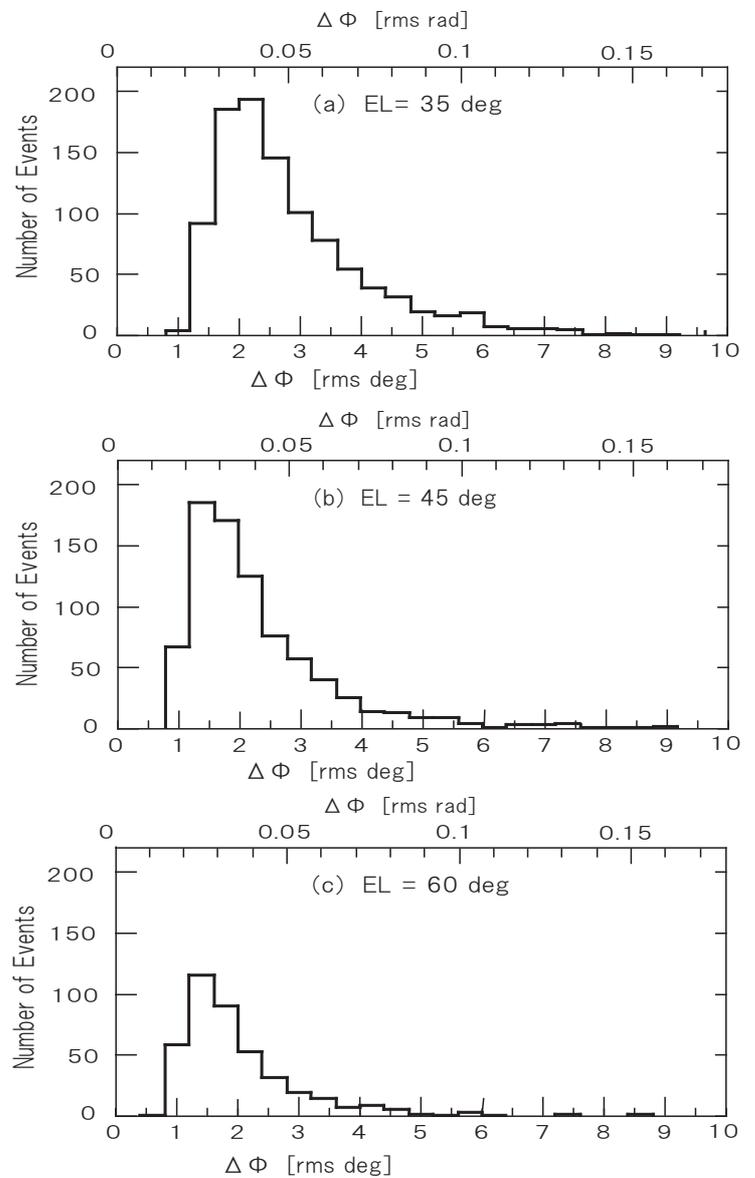


図 4.7 2004年8月19日の位相変動の標準偏差

1.1 deg 及び 0.6 deg と予測され、衛星から送出されるビーコン電波の波長 43.7 mm より、伝搬光

路長に換算した検出された位相変動の代表値は 0.13 mm , 及び最小検出値は 0.07 mm である .

4.4 位相変動の統計的処理

4.4.1 位相変動の仰角補正

天頂方向の位相変動へ補正の説明図を図 4.4.1 に示す . LEO 衛星は様々な軌道を通り、観測点からの仰角も変化する . 図から仰角が低くなると大気層を通過する距離 d_{at} は天頂方向での距離 d'_{at} より長くなるので位相変動は天頂方向で観測した位相変動より大きくなる . 気象データと位相変動を比較して、その相関を評価するためには、観測されたデータから仰角の変化で起こる位相変動の増減を天頂方向に補正する必要がある . 大気揺らぎの起こる地表面から 2000 ~ 3000 m の高度では $\sec Z$ の効果が起こっていると考えられるので、次式で補正を行った .

$$\Delta\phi_{corr} = \Delta\phi \sin(90 - EL) \quad (4.7)$$

ここで、観測された相関位相は $\Delta\phi$, 補正後の位相を $\Delta\phi_{corr}$ である . 図から、観測点 A を観測点 A' 間の位相変動を天頂方向に補正したことがわかる . 仰角補正前の位相変動を図 4.4.1 に、観測開始から終了までの仰角変化を図 4.4.1 に示す . また、仰角補正後の位相変動を図 4.4.1 に示す .

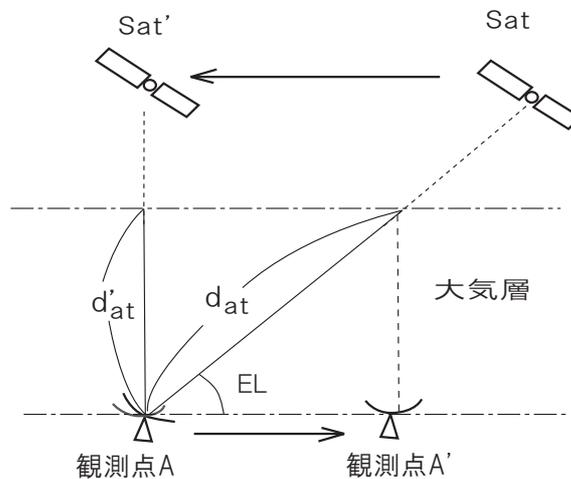


図 4.8 天頂方向の位相変動へ補正

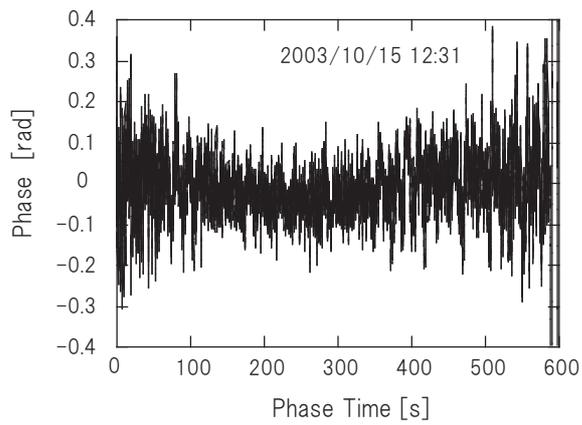


図 4.9 仰角補正前の位相変動

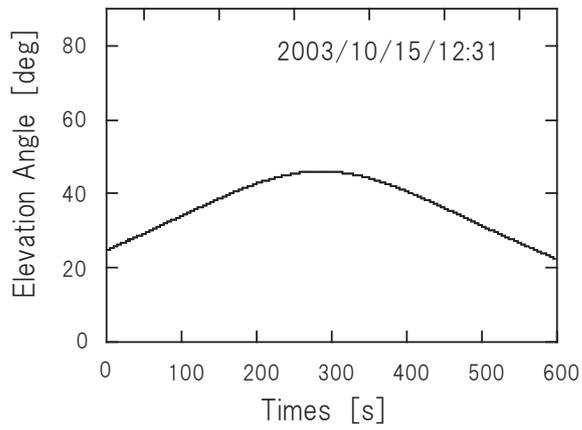


図 4.10 観測時の仰角変化

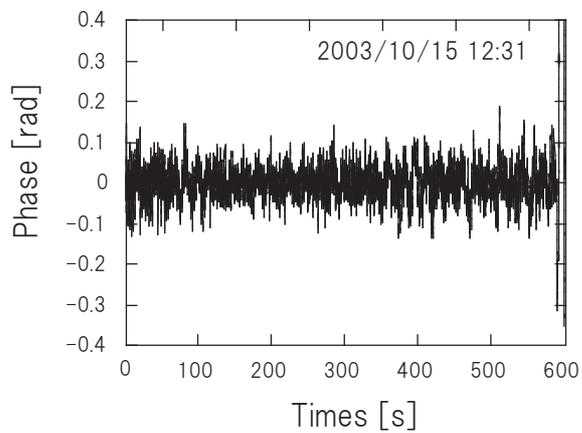


図 4.11 仰角補正後の位相変動

4.4.2 アラン標準偏差

位相変動の振幅を評価する方法として、位相変動のアラン標準偏差 (ASD: Allan Standard Deviation) を求める方法がある。アラン標準偏差 $\sigma_y(\tau)$ は、もともと発信機の周波数安定度を評価する指標として導入された量であり、変動周期 τ ごとに分けた周波数変動幅の実効値 (標準偏差) として、

$$\sigma_y(\tau) = \sqrt{\frac{1}{2} \langle [\nu(t+\tau)/\nu_0 - \nu(t)/\nu_0]^2 \rangle} \tag{4.8}$$

により与えられる。ここで、 ν_0 は観測周波数の中心値、 $\nu(t)$ はある瞬間の周波数、 $\langle \rangle$ は時間平均をとることを表す。変動周期 τ は通常、平均化時間と呼ばれる。測定された位相変動を $\phi(t)$ とすると、

$$\nu(t) = \{\phi(t+\tau) - \phi(t)\} / 2\pi\nu_0\tau \tag{4.9}$$

と表すことができ、アラン標準偏差 $\sigma_y(\tau)$ は、

$$\sigma_y(\tau) = \frac{1}{2\pi\nu_0\tau} \sqrt{\frac{1}{2} \langle [\phi(t+2\tau) + \phi(t) - 2\phi(t+\tau)]^2 \rangle} \tag{4.10}$$

により与えられる。位相変動はこれを適用した場合、アラン標準偏差と大気の水蒸気の関係は、大気が湿潤状態 (moist) のとき偏差値は高くなり、乾燥状態 (dry) のとき偏差値は低くなる。時間間隔 τ に対するアラン標準偏差の傾きなどから、大気攪乱の空間構造に関する情報を得ることができる。 τ を 0.1 秒から 100 秒まで変化させたときの位相変動のアラン標準偏差を図 4.12 に示す。が 10 秒程度で大気水蒸気揺らぎによる位相変動が大きいを示している。位相変動を評価するために時間間隔 τ が 5 秒と 10 秒のときのアラン標準偏差を使用した。図 4.13 に位相変動データの、アラン標準偏差の計算サイズ 5 秒、ステップ間隔 1 秒、平均化時間 τ が 5 秒のときのアラン標準偏差値を示す。図 4.13 (b) では、5 ~ 20 秒の間隔で位相が変動していることを示している。

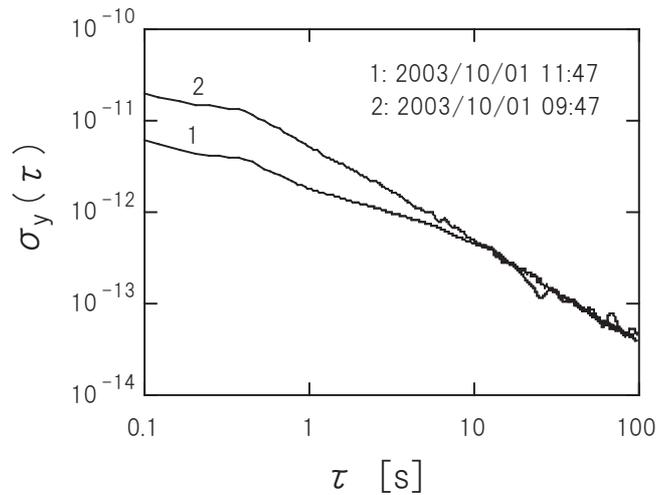


図 4.12 τ を 0.1 ~ 100 秒変化させた時のアラン標準偏差

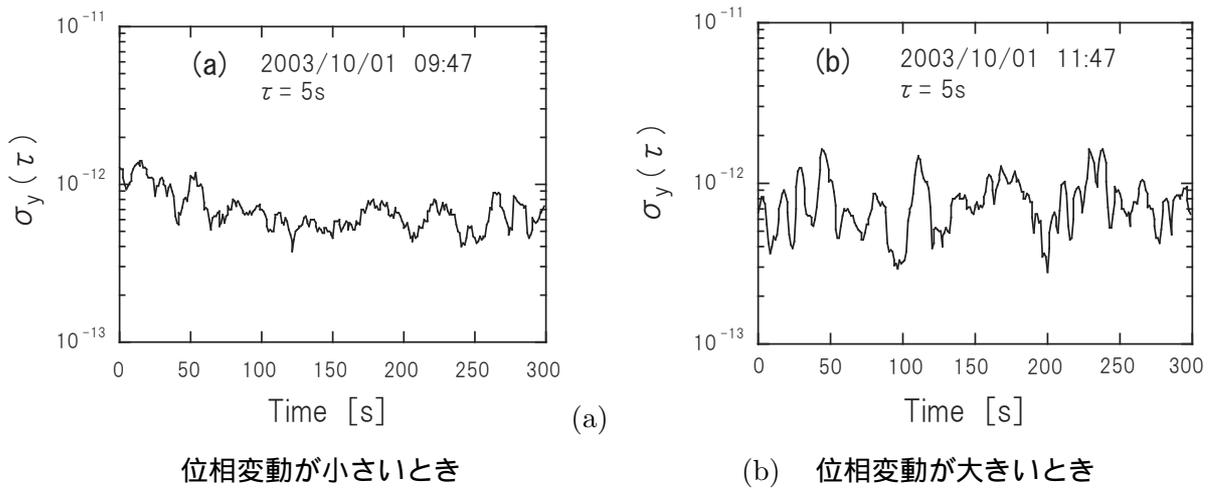


図 4.13 $\tau=5$ s のアラン標準偏差

4.4.3 時間構造関数

大気水蒸気の水平の空間構造を評価するのに大気水蒸気による位相変動の時間構造関数 $D_\phi(\tau)$ は次式で定義される。

$$D_\phi(\tau) = \langle |\phi_{at}(t + 2\tau) - \phi_{at}(t)|^2 \rangle \quad (4.11)$$

$\phi_{at}(t)$ は、ある時間における位相変動であり、 τ は平均化時間である。2003年10月1日の位相変動の例を図4.14に示す。11:47では1秒から平均化時間 τ が10秒の間で大きな位相変動があることを示している。時間構造関数の計算サイズ5秒、ステップ間隔が1秒、平均化時間 τ が5秒のときの位相変動の時間構造関数を図4.15に示す。

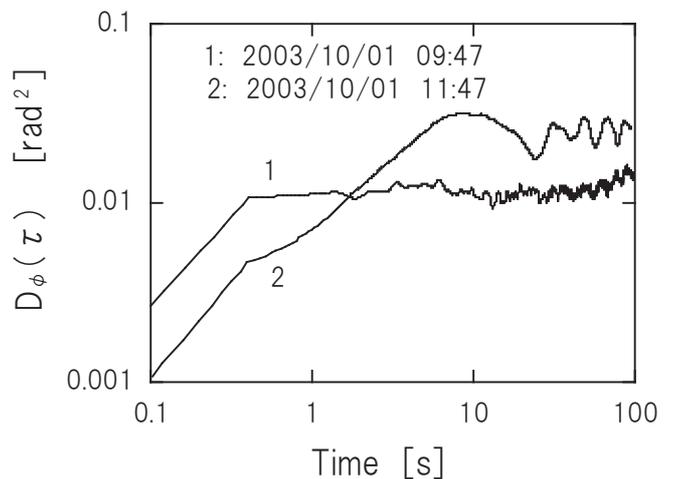


図 4.14 τ を 0.1 ~ 100 秒変化させた時の時間構造関数

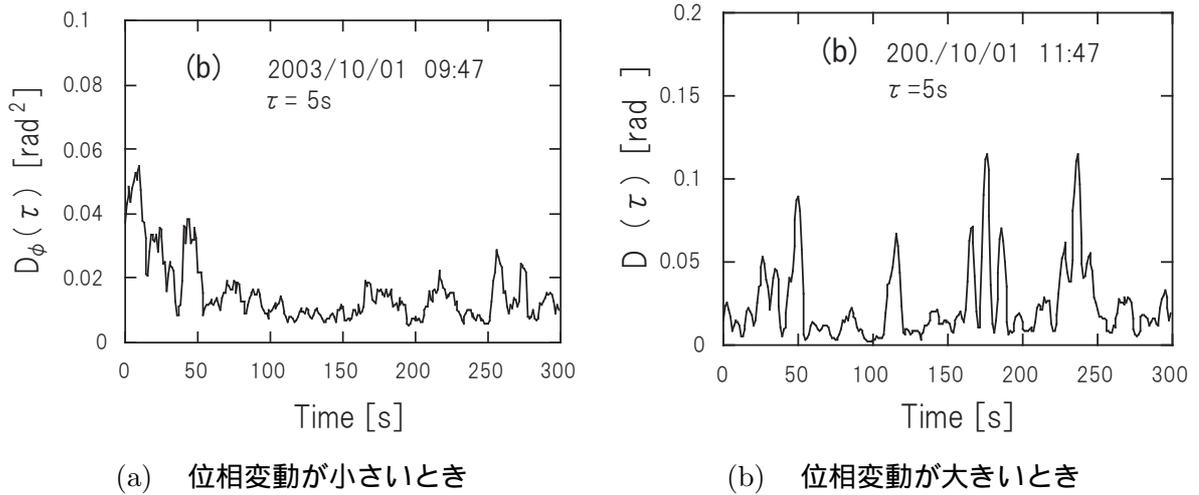


図 4.15 $\tau=5$ s の時間構造関数

4.4.4 平均周波数

時間的に細かな位相変動と緩やかな位相変動の例を図 4.16 に示す。位相変動は、大気水蒸気揺らぎの空間構造によって周期的に変化している。これらの変化を数値化するために、平均周波数の処理を次式によって行った。

$$MPF = \frac{\int_{f_0}^{f_{max}} f \times P(f) df}{\int_{f_0}^{f_{max}} P(f) df} \quad (4.12)$$

$P(f)$ は周波数成分のエネルギーであり、 f は周波数である。図 4.17 (a) の平均周波数 MPF は 0.4 Hz であり (b) の平均周波数は 0.108 Hz である。このように、位相変動が時間的にどのように変動するかを MPF として表すことができる。

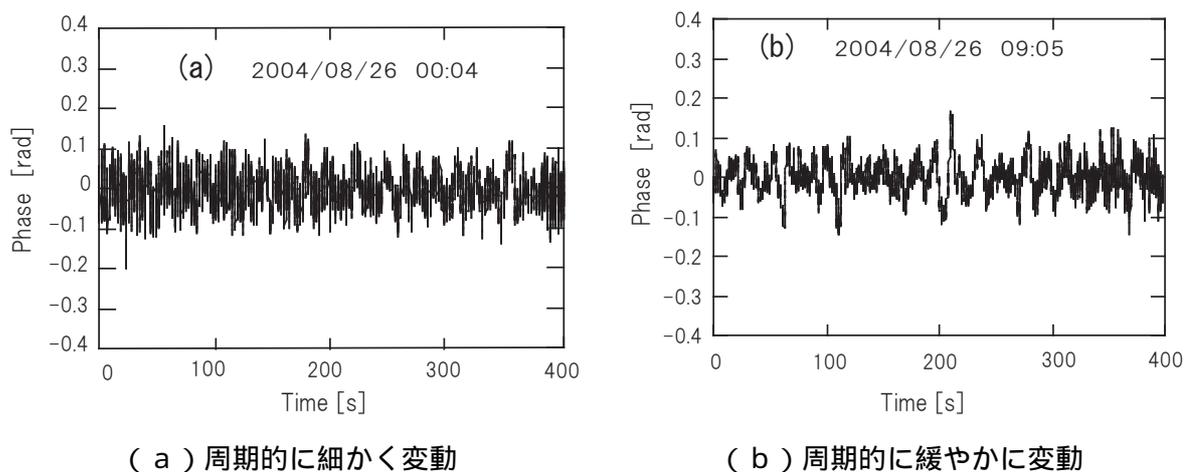


図 4.16 位相変動の周期的な変化

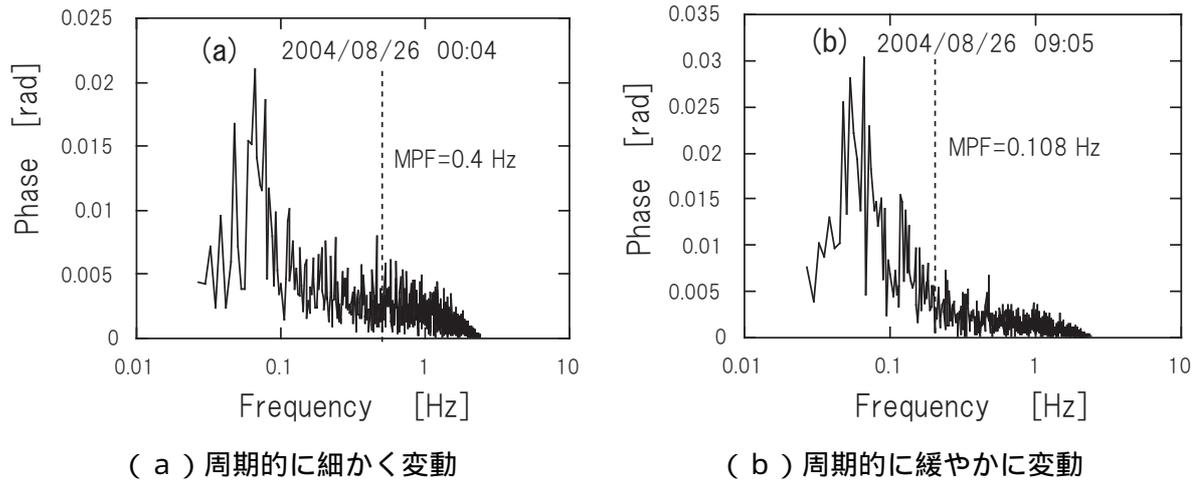


図 4.17 位相変動の周期的な変化

4.4.5 アラン標準偏差と時間構造関数の時間変動の比較

2003年10月1日09:47に観測した位相変動のアラン標準偏差と時間構造関数を図4.18 ($\tau=5s$)、図4.19 ($\tau=10s$)に示す。アラン標準偏差と時間構造関数の周期的な変化は同じであることがわかる。

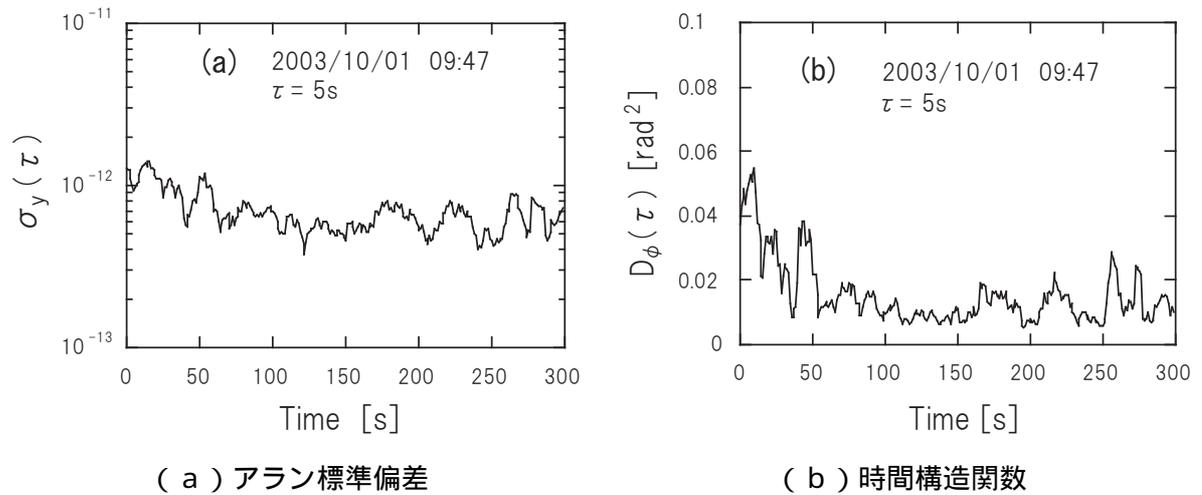


図 4.18 平均時間 τ が 5 秒のアラン標準偏差と時間構造関数

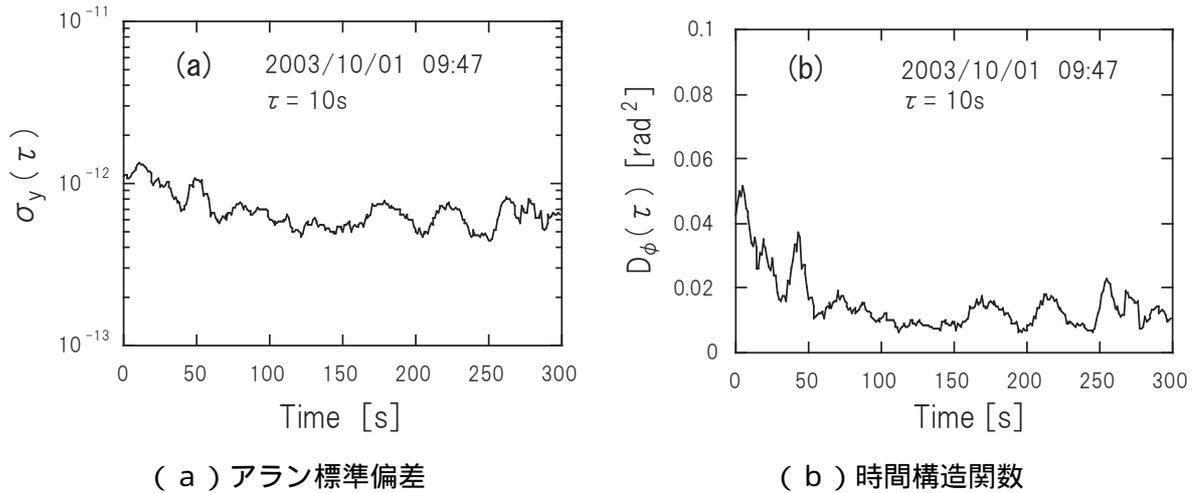


図 4.19 平均時間 τ が 10 秒のアラン標準偏差と時間構造関数

4.5 天候と位相変動

4.5.1 位相変動の時間的及び空間的变化

観測された衛星の軌跡を図 4.20 に，相関位相の一例を図 4.21 に示す．大気水蒸気揺らぎによる位相変動は ± 0.4 rad 以内である．位相のスペクトルを図 4.22 に，位相の時間構造関数を図 5.6 示す．観測結果から，変動は大きさに関わらず，変動分が一樣に変化するのではなく，数秒から数 10 秒の時間変動が見られる．また，周波数 0.02 ~ 1 Hz に位相変動のピークがあることがわかる．

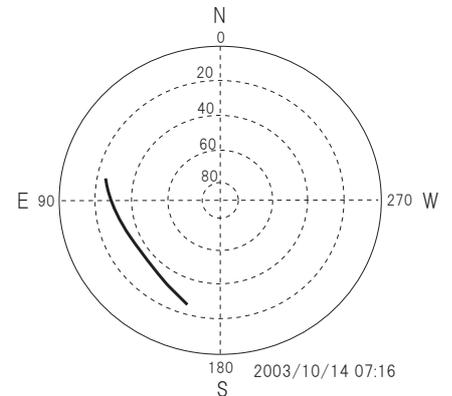


図 4.20 衛星の軌跡

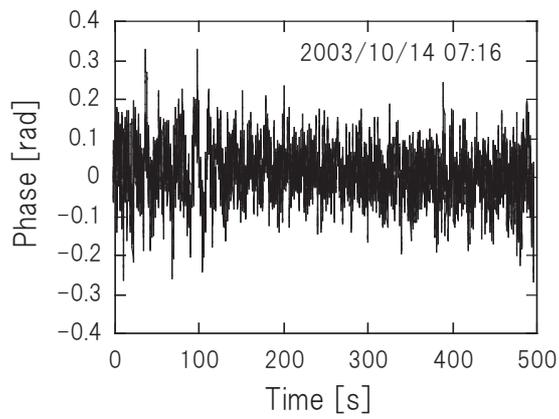


図 4.21 位相変動の一例

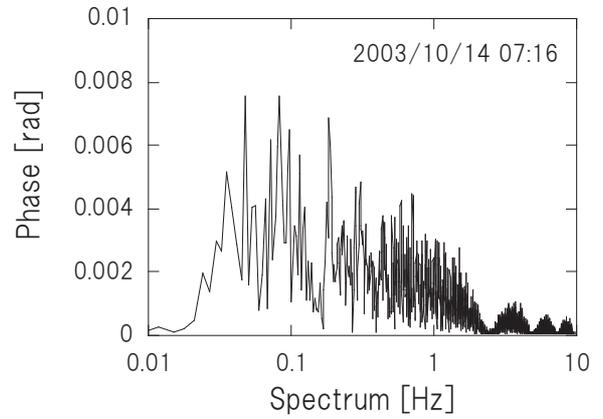


図 4.22 位相のスペクトル

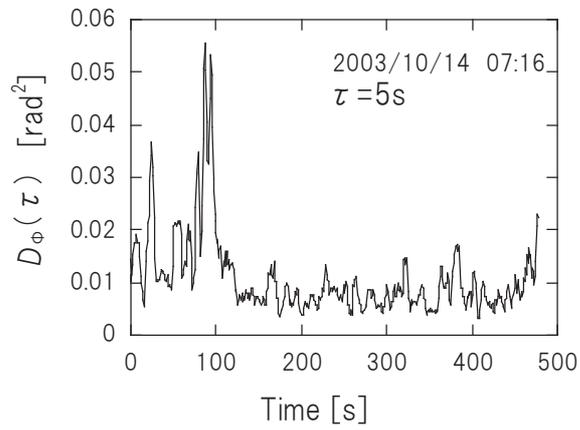


図 4.23 位相変動の時間構造関数

4.5.2 secZ 効果

天体観測においては、天体からの光の通過大気量 X は、仰角 EL 、天体からの天頂距離 $(90 [\text{deg}] - EL)$ を Z をとすると、

$$X = \sec(Z) - 0.001816[\sec(Z) - 1] - 0.002875[\sec(Z) - 1]^2 - 0.0008083[\sec(Z) - 1]^3 \quad (4.13)$$

$$X = \sec(Z) \quad (4.14)$$

となり、式 4.13 は仰角 $30[\text{deg}]$ 以上では式 4.14 で近似できる。式 4.13 からわかるように、天頂においては $X = 1$ となり、 $Z=60 \text{ deg}$ すなわち $EL=30 \text{ deg}$ では、 $X = 2$ である。

2003 年 10 月 14 日と 2003 年 10 月 15 日の観測における天球空上の LEO 衛星の移動軌跡を図 4.24 (a) に、観測点からの LEO 衛星の移動角を図 4.25 に示す。また、仰角の位相変動と時間構造関数の平方根の値を図 4.26、図 4.27 に示す。時間構造関数については第 2 章 データ解析法で述べる。仰角が低くなると衛星と観測点の光路長が長くなり、SN 比が低下し、位相雑音成分が増加するが、仰角が 30 deg より大きい場合は、大気水蒸気の粗密構造を多く通過することによる位相変動成分で近似でき、図 4.26、図 4.27 からわかるように、仰角による位相変動の大きさは式 4.14 で説明できる。

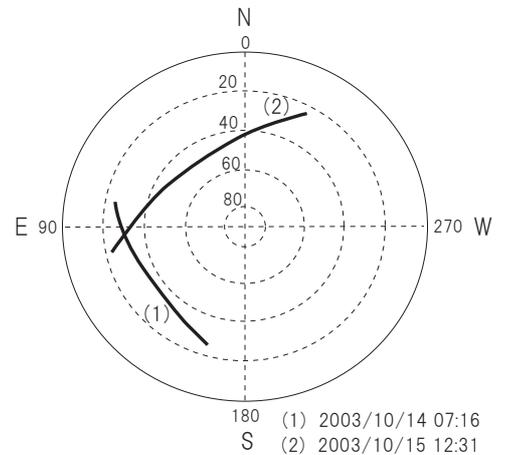


図 4.24 LEO 衛星の移動軌跡

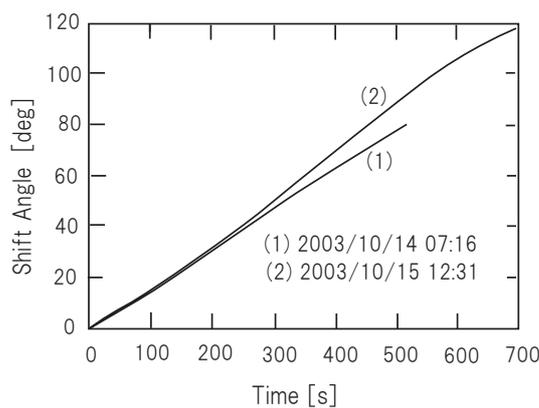


図 4.25 観測点から見た LEO 衛星の移動角

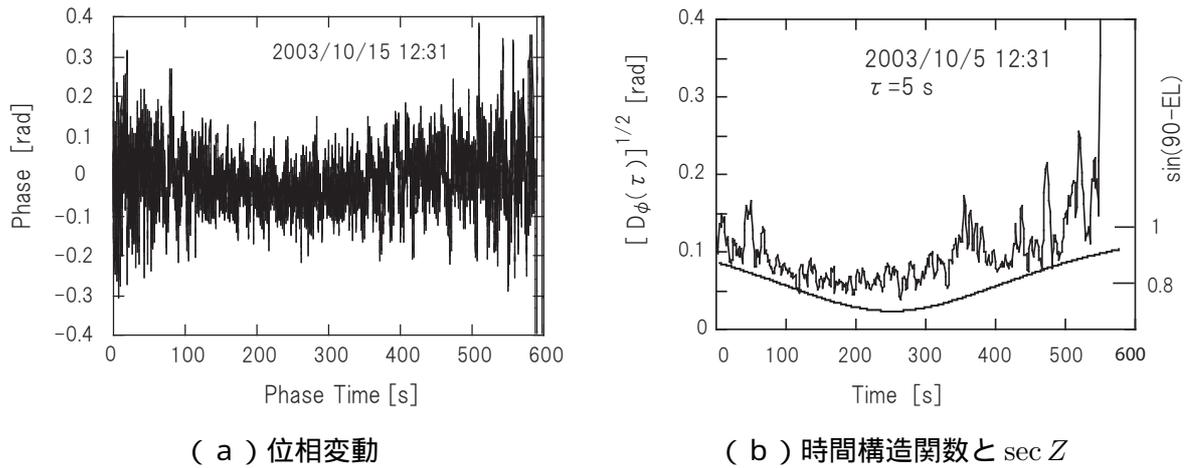


図 4.26 仰角変化が大きいとき

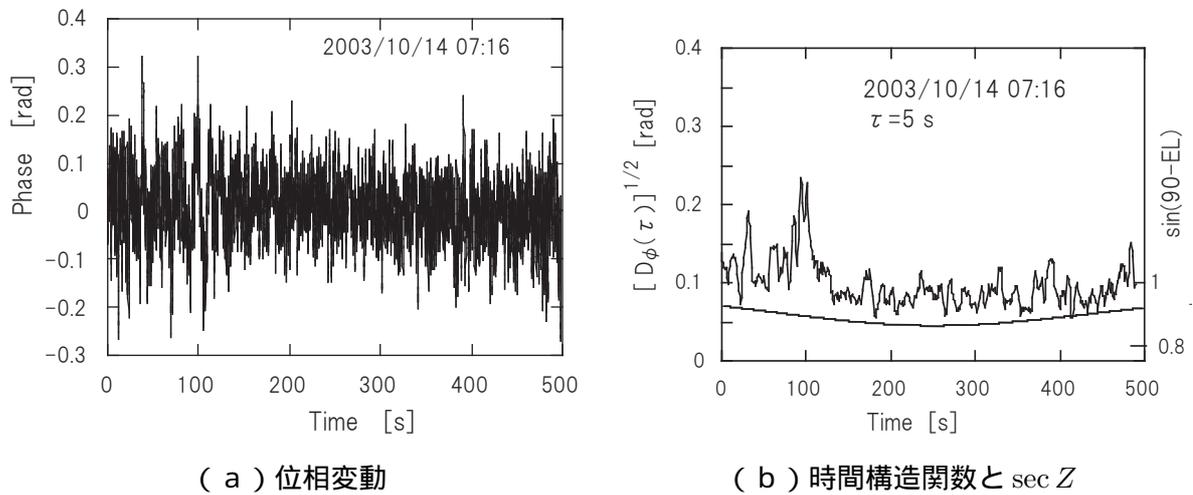


図 4.27 仰角変化が小さいとき

4.6 まとめ

(a) 位相変動の検出感度

このように相関位相の変動幅が仰角変化に対して緩やかに増減する原因として (1) 衛星と観測点の距離が長くなることにより受信信号の強度が低下し、信号対雑音比が劣化したこと、及び (2) 衛星の位置が変化し、水蒸気の粗密構造が存在する領域を通過する光路長が長くなったことの2つが考えられる。

頻度分布より求めた観測システムの最小検出感度の推定値 0.6 deg は、式 (4.5) より求めた相関位相の変動幅に含まれる観測システムの内部雑音による成分 ϕ_1 の天頂方向での値と一致している。以上より、本観測システムによる位相変動の最小検出感度は、主に観測システムの信号対雑音比により与えられ、天頂方向において自乗平均値で 0.6 deg、伝搬光路長に換算して 0.07 mm と推定される。一方、天頂方向での大気水蒸気量の空間的及び時間的変動等に起因する位相変動幅の代表値は、頻度

分布より求めた天頂方向での位相変動の代表値と観測システムの内部雑音による成分より、0.7 deg と推定される。

天頂方向での位相変動の代表値及び観測システムの最小検出感度はそれぞれ 1.1 deg 及び 0.6 deg と予測され、衛星から送出されるビーコン電波の波長 43.7 mm より、伝搬光路長に換算した検出された位相変動の代表値は 0.13 mm、及び最小検出値は 0.07 mm である。

(b) 観測データの統計処理

観測結果から、大気揺らぎによる位相は数秒から数 10 秒の時間的変化を持っていることから、アラン標準偏差と時間構造関数での平均化時間は 5 秒程度が大気位相揺らぎの時間変化を評価するのに最適であることがわかった。また、 τ が 5 ~ 10 秒では、アラン標準偏差と時間構造関数は同じ周期変動を表していて、両者は、大気水蒸気揺らぎの大きさを数値的に表すことができる。また、位相変動の周期的な変化を評価するとき平均周波数は有効である。

第 5 章

気象観測への応用の試み

受信アンテナは北緯 31 度 34 分，東経 130 度 32.9 分に位置する鹿児島大学キャンパス内の建物屋上に設置されている．本研究では，観測精度の評価は，観測期間 2002 年 10 月 15 日より 2003 年 2 月 4 日，鹿児島大学共通教育棟の屋上の基線長 60m で観測されたデータを使用した．また，気象データと位相変動の相関についての評価は，2003 年 10 月，11 月及び 2004 年 4 月～ 8 月 31 日，観測装置を移設した鹿児島大学理学部の屋上の基線長 47 m で観測されたデータを使用した．

地上の気象データおよび高層気象のデータは北緯 31 度 33 分，東経 130 度 32.8 分に位置する鹿児島気象台で観測されたデータを用いた．また，気象データは気象庁の気象情報及びワイオミング大学のインターネットサイトから得た [46][47]．気象庁からのデータでは時間，月，年単位の気圧，海面気圧，気温，湿度，風向，風速，降水量 (mm)，日照時間 (h)，降雪量 (cm) などの天気に関する情報が得られる．ワイオミング大学の気象データでは，地球上の各国の観測点の高層における気圧，温度，露天温度，水蒸気量，湿度，風向，風速の観測データを得ることができる．また，水蒸気画像は高知大学の気象情報ページより引用した [48]．

5.1 気象条件による位相変動幅の変化

5.1.1 1日の気象変化と位相変動

2003年10月1日09:00~18:00の時間構造関数の平均値を図5.1.1に、平均周波数を図5.1.1に示す。時間構造関数の変動幅は14:00において大きくなり、その後、徐々に小さくなっている。また、平均周波数の変動幅も09:00~14:00に大きくなり、その後、徐々に小さくなっていることが図からわかる。位相変動幅の変化と気象パラメータとの関連について比較検討を行った。

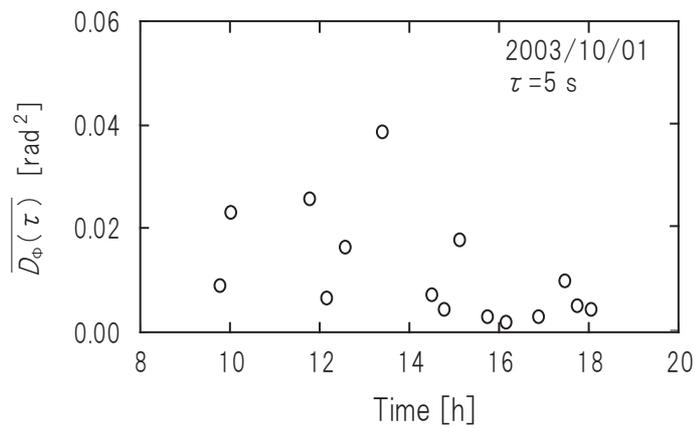


図 5.1 時間構造関数 ($\tau=5$ s)

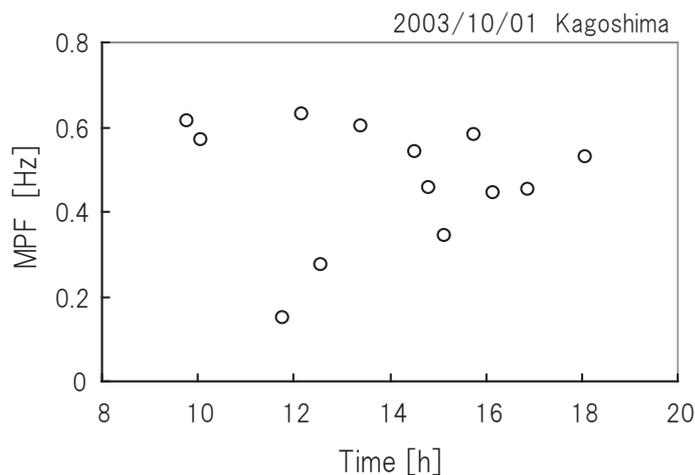


図 5.2 平均周波数

10月1日の気温と気圧の変化と相対湿度と風速の変化を図5.1.1に、観測で得られた位相変動の時間構造関数を図5.1.1に示す。移動性高気圧が9時頃に張り出し気圧が最大になり、湿った暖かい空気とともに気温が上昇し、15時に低気圧が観測点を通過し、気圧が下がってゆく。図中の#1, #2, #3,

#4 は、観測時間 09:47, 11:47, 12:35, 17:45 を示している。時間構造関数は 11:47 の値が大きく、その後、減少している。11:47 では温度と相対湿度の時間傾斜が大きく、その時間傾斜の傾き逆であり、第2章 2.1.3 節で述べられている温度と水蒸気圧の変動である相対湿度の変化が大きく位相変動に寄与している。このような不安定領域では大気水蒸気揺らぎ変動も大きいと考えられる。

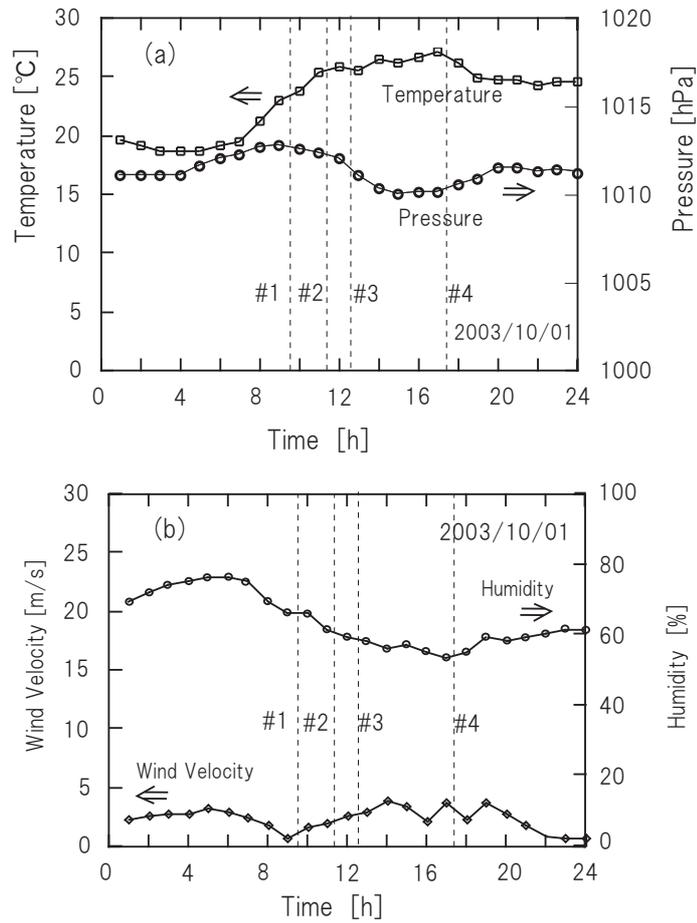


図 5.3 1日の気象変化 (2003年10月1日)

(a) 気温と気圧 (b) 相対湿度と風速

図中の # 1, # 2, # 3, # 4 は、観測時間
09:47, 11:47, 12:35, 17:45 を示している

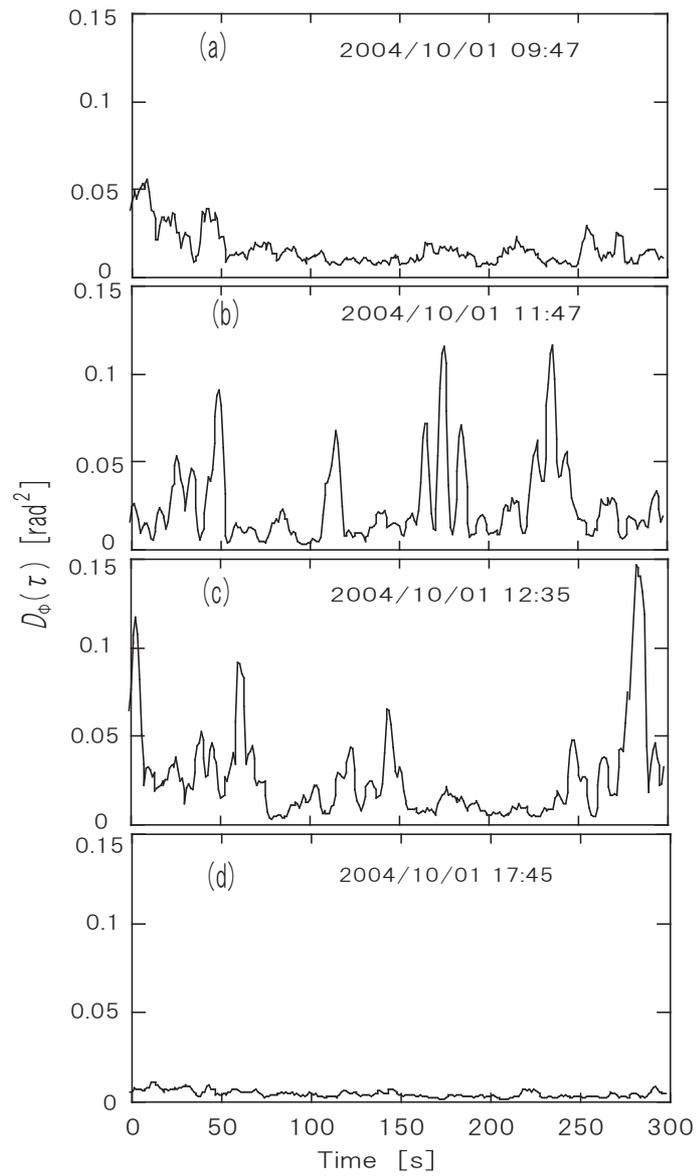


図 5.4 平均化時間 τ が 5 秒の時間構造関数

(a) 09:47 (b) 11:47

(c) 12:35 (d) 17:45

5.1.2 台風接近時の位相変動

2004年8月19日0:00頃、台風が鹿児島島の西方海上にあり、12:00に対馬付近を通過し、21:00に日本海へ移動した。0:00～12:00間の観測点上空における風速は、最大15 m/s、平均7 m/sであった。2004年8月19日の気象データを図5.5に、観測した位相変動の時間構造関数を図5.1.2に、平均周波数を図5.1.2に、標準偏差を図5.1.2に示す。時間構造関数は最大値0.028 rad²になり、変動幅に広がりを持つ。その後、徐々に下がっている。また、平均周波数は05:00に0.1Hzでありその後、徐々に高くなってゆくことがわかる。

06:00は気温と、相対湿度が極値を示し、風速が急激に変化している。GOES 9気象衛星の水蒸気画像を図5.1.2に、水蒸気画像と同じ時間帯の時間構造関数を図5.1.2に示す。観測点上空は、南南西の風によって、湿った暖かい空気が流れ込んでいることがわかる。図5.1.2から、台風通過時の風速が大きいとき、位相変動幅及び時間構造関数は大きくなる

傾向にあり、図5.1.2と図5.1.2から、水蒸気量が多いとき時間構造関数値も大きくなることわかる。

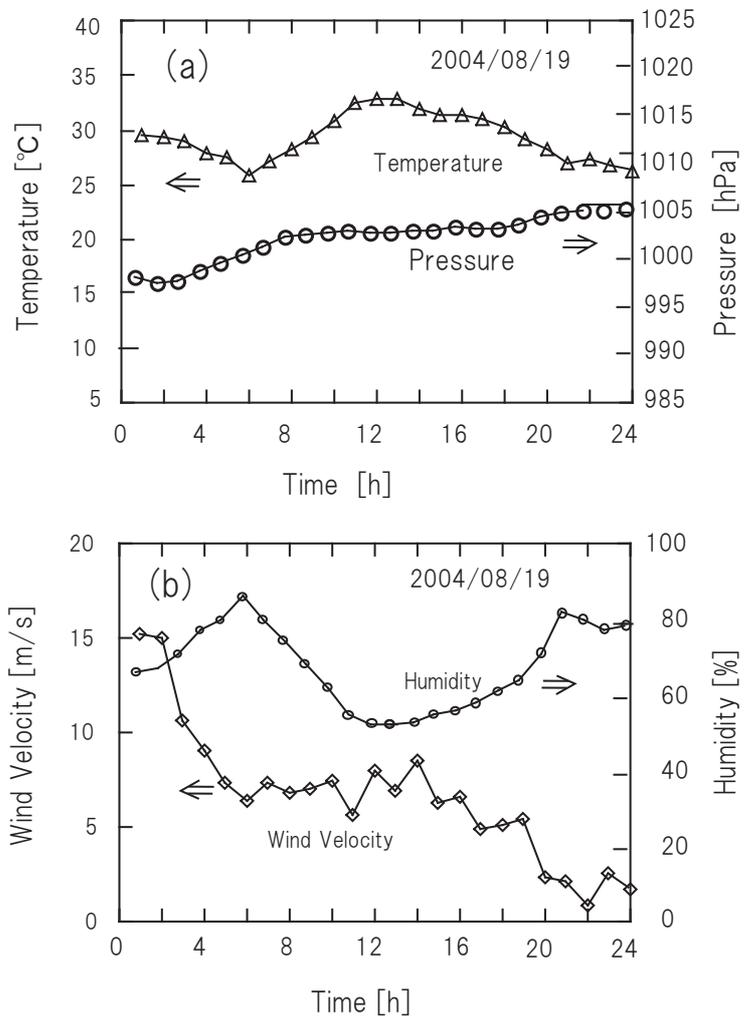


図 5.5 2004年8月19日 8月19日の気象
(a) 温度と気圧 (b) 風速と相対湿度

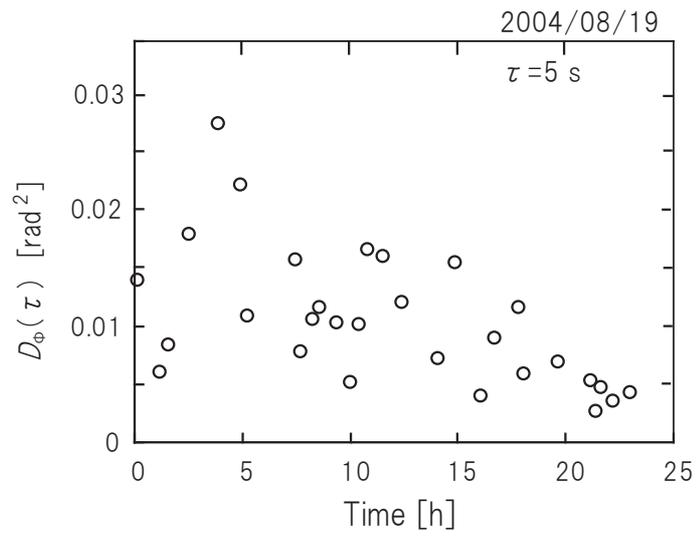


図 5.6 時間構造関数 ($\tau=5$ s)

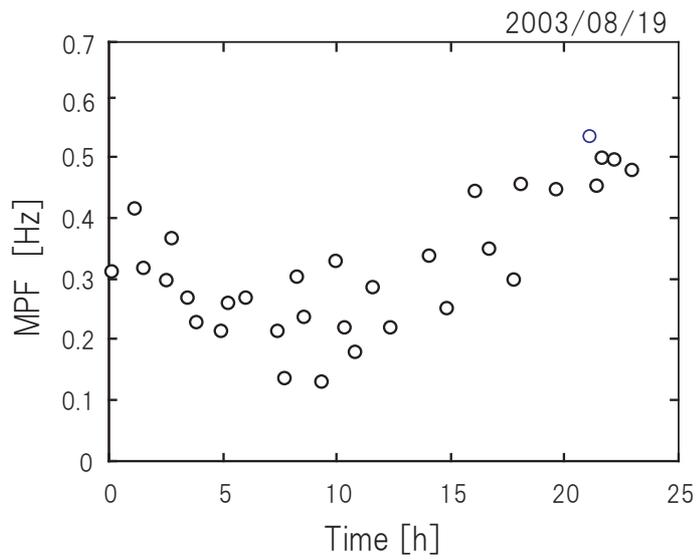


図 5.7 平均周波数

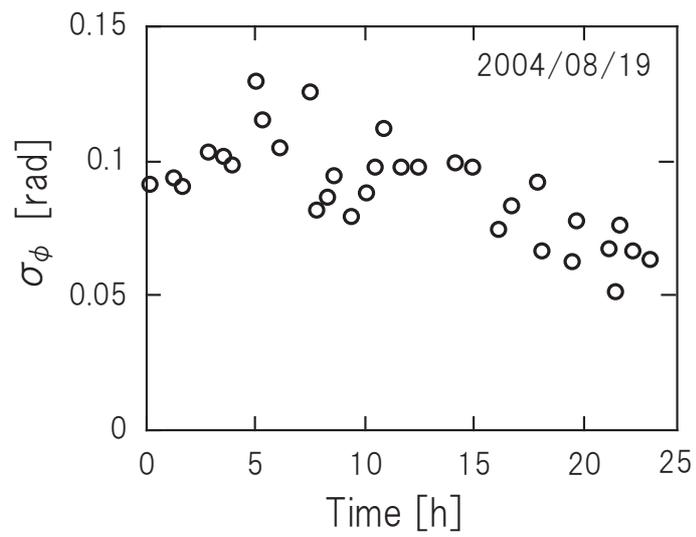


図 5.8 2004 年 8 月 19 日の位相変動の標準偏差

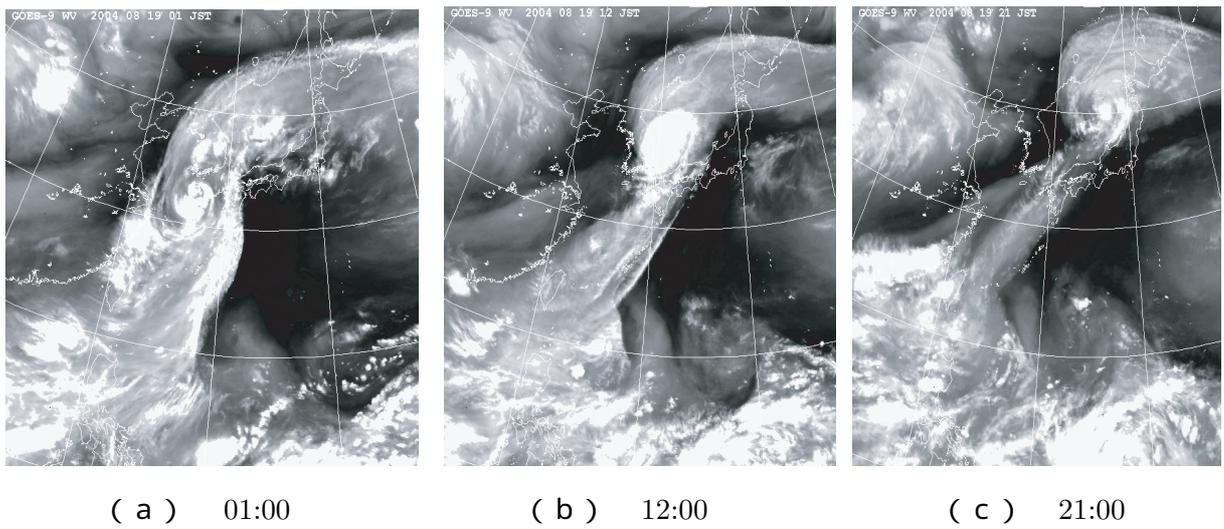


図 5.9 2004 年 8 月 19 日の GOES 9 気象衛星の水蒸気画像
(高知大学 気象情報 [48])

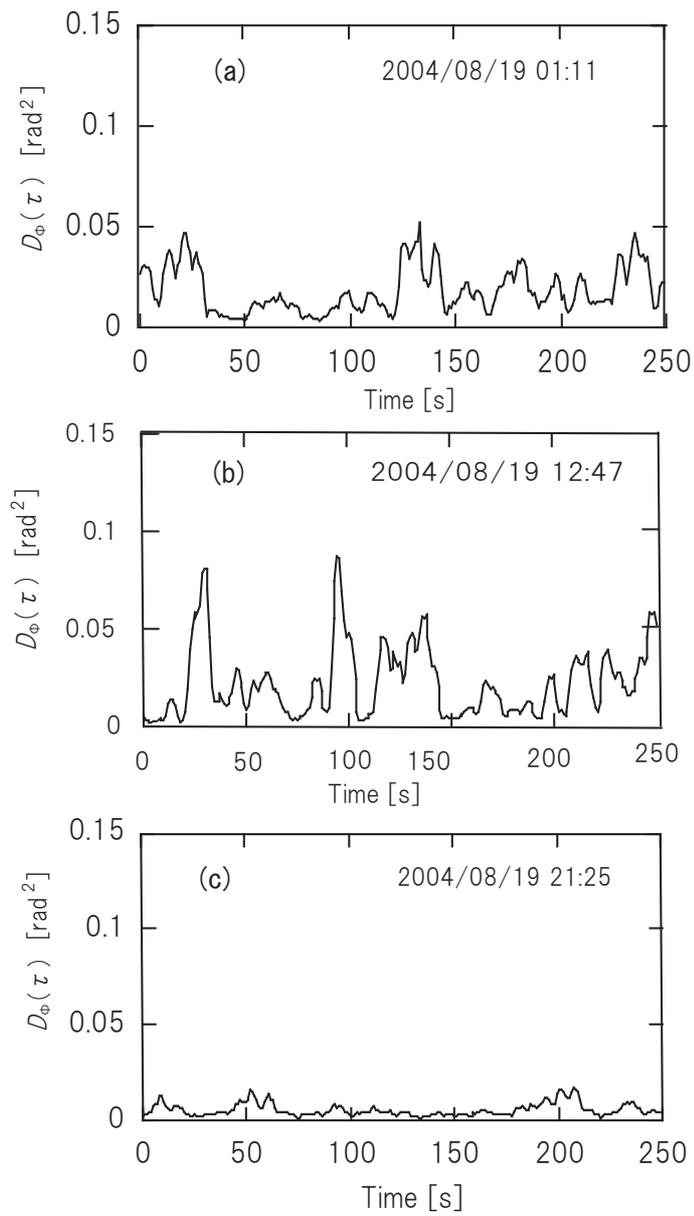


図 5.10 1日の位相変動

(a) 00:11 (b) 12:47 (c) 21:25

5.2 気象データと位相変動との相関

大気位相揺らぎによる位相変動の解析を行う場合、アラン標準偏差および時間構造関数の結果から得られる周期変動はよく一致している。時間構造関数は位相変動値の2乗で表されることから、位相変動値との比較ができる。以下、時間構造関数と平均周波数 (MPF) を用いて考察する。

観測期間 2004 年 4 月 ~ 8 月 31 日で高層 (850 hPa) の気象データと比較のため、09:00 JST と 21:00 JST に近い時刻に観測された位相変動データ 238 点を使用した。また、基線長は 47 m である。

5.2.1 温度・気圧・相対湿度との相関

地上と高層 (850 hPa) での気温と時間構造関数の関係を図 5.2.1 に示す。地上及び 850 hPa の高層において、気温が上昇すると時間構造関数値が分散することが図からわかる。時間構造関数の最大幅は 0.02 rad^2 であり、位相変動に換算すると 0.16 rad (=9.17 deg) である。

地上気温が 10 から 30 と高くなるに従って、時間構造関数は 0.004 rad^2 から最大値で 0.02 rad^2 までのばらつきがある。高層の温度においても 0 から 20 で地表気温と同様の傾向を持つ。これは 2.1.4 節で述べた地上から高層までの高度に対する温度傾斜が同じであることから、地上でも高層でも同様の時間構造関数のばらつきがあると考えられる。

相対湿度と位相変動の関係を図 5.2.1 に示す。地上では相対湿度が上昇すると位相変動は大きい値をとることがわかる。850 hPa の高層においては相対湿度との相関は見られない。

観測時間の前後 1 時間の地上の温度差と気圧差を図 5.2.1 に示す。温度差が 10 変化すると時間構造関数は 0.004 rad^2 から最大値で 0.02 rad^2 の間で分散する。気圧差に対して相関は見られない。地上及び高層の温度及び温度差が高くなる時、あるいは高層の相対湿度が高くなるに従って、大気位相揺らぎによる位相変動値は分散してゆく。

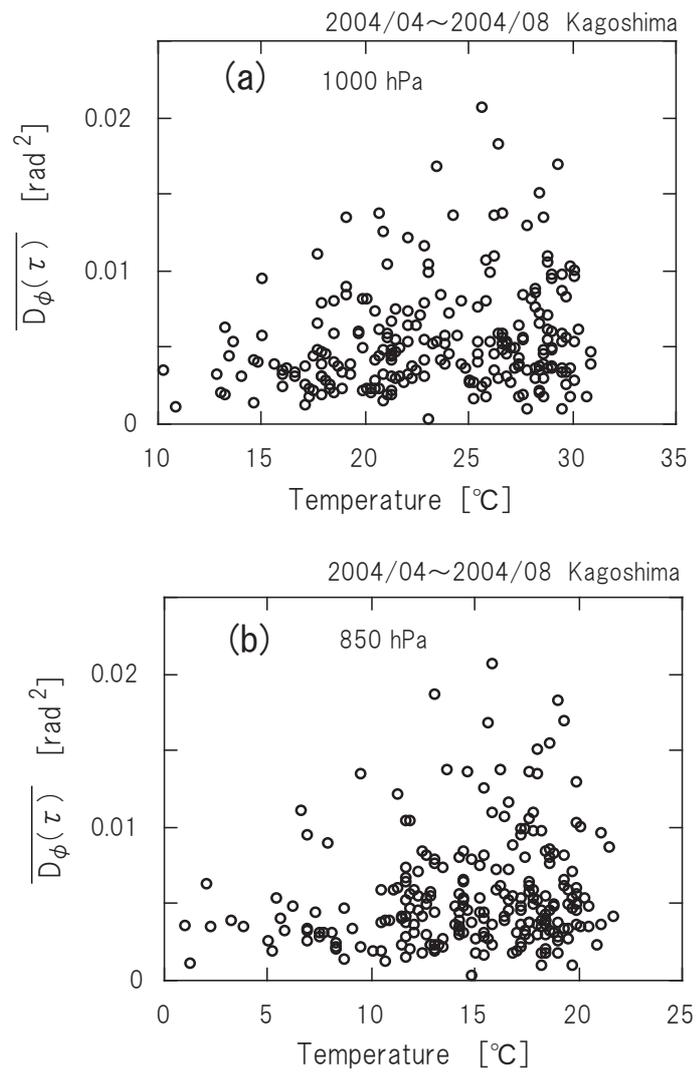


図 5.11 気温と時間構造関数 ($\tau=5$ s)
 (a) 地上 (b) 高層 (850 hPa)

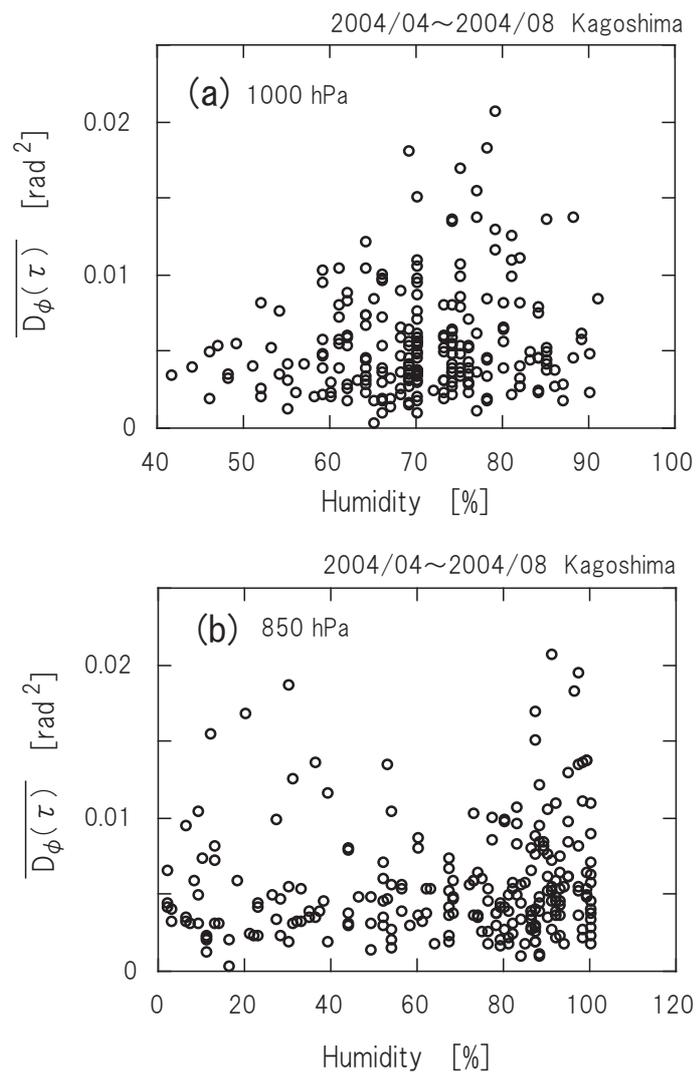


図 5.12 相対湿度と時間構造関数 ($\tau=5$ s)
 (a) 地上 (b) 高層 (850 hPa)

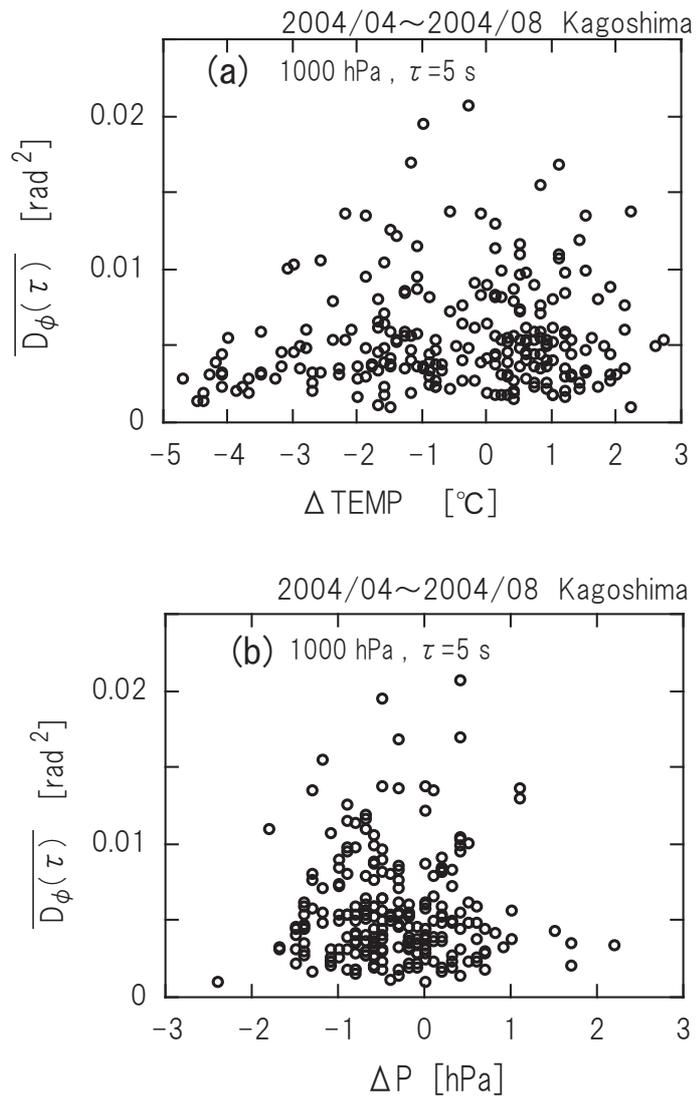


図 5.13 観測時間の前後 1 時間の地表の温度差と気圧差

(a) 温度差 (b) 気圧差

5.2.2 風速との相関

風速と時間構造関数の関係を図 5.2.2 に，風速と平均周波数の関係を図 5.2.2 に示す．高層（850 hPa）の風速が大きくなると時間構造関数はより大きな値をとる．地上風速は 10 knot 以上での観測データ数が不足しているため時間構造関数及び平均周波数から相関があるかどうかは図からは見出せなかった．

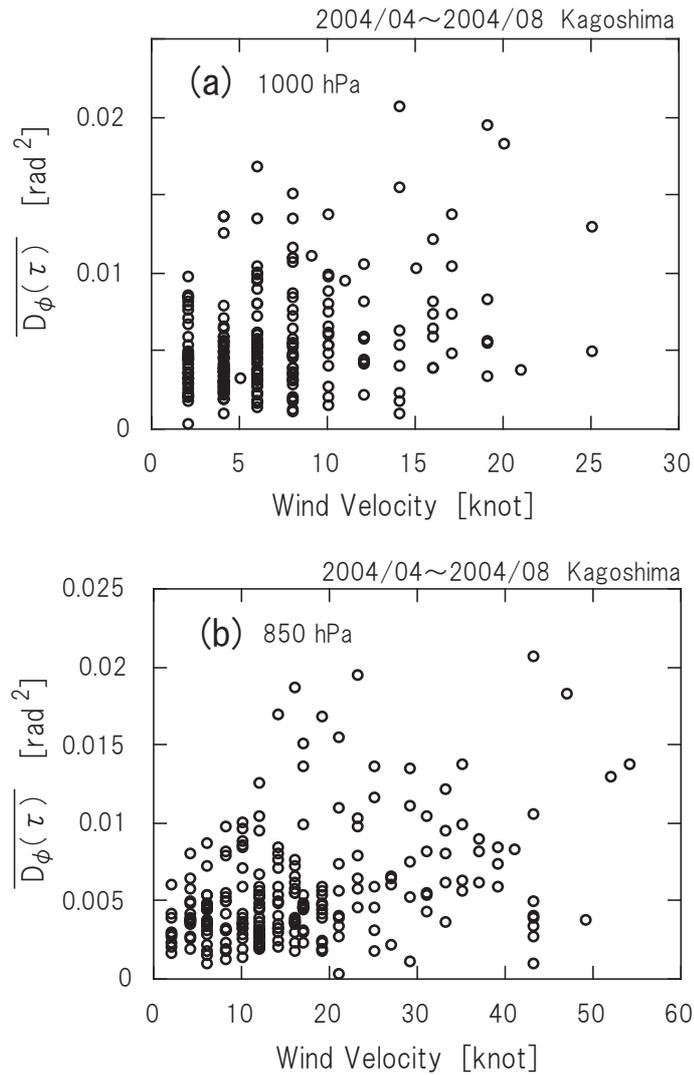


図 5.14 風速と時間構造関数

(a) 地上 (b) 高層 (850 hPa)

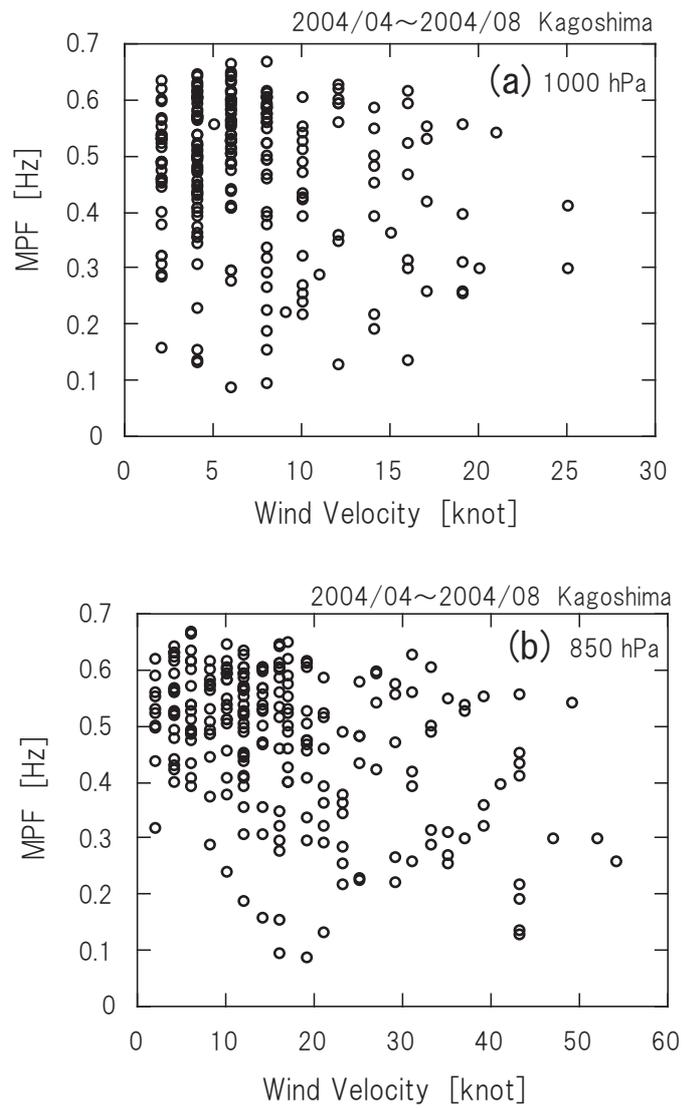


図 5.15 風速と平均周波数

(a) 地上 (b) 高層 (850 hPa)

5.2.3 ラジオゾンデの可降水量との相関

ラジオゾンデによる可降水量 (PWV) と時間構造関数の関係を図 5.2.3 に, PWV と平均周波数の関係を図 5.2.3 に示す. 図から可降水量が増加するのに従って位相変動値は分散し, 可降水量が 10 mm から 60 mm と高くなるに従って, 時間構造関数は 0.005 rad^2 から最大値で 0.02 rad^2 の間で分散する. 平均周波数は可降水量 10 mm で $0.4 \sim 0.7 \text{ Hz}$ の値であったが, 可降水量 60 mm まで増加すると $0.1 \sim 0.65 \text{ Hz}$ の値をとる.

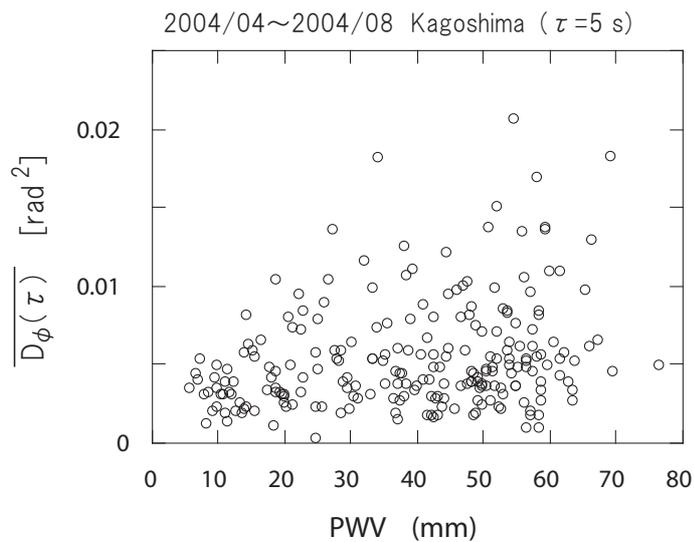


図 5.16 可降水量 (PWV) と時間構造関数

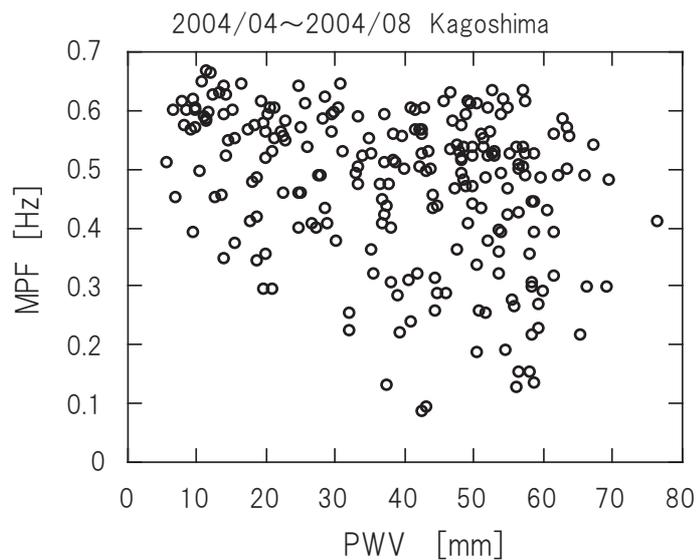


図 5.17 可降水量 (PWV) と平均周波数

5.2.4 シュワルター安定指数

シュワルター安定指数 SSI と平均周波数の散布図を図 5.2.4 に，SSI と時間構造関数の関係を図 5.2.4 に示す．大気が安定している領域の SSI が 10 ~ 20 では，平均周波数の値は 0.4 ~ 0.6 Hz なのが，大気が不安定になる領域の SSI 5 以下では 0.1 Hz ~ 0.6 Hz の間で分散する．同様に時間構造関数値も SSI が小さくなるに従って分散している．

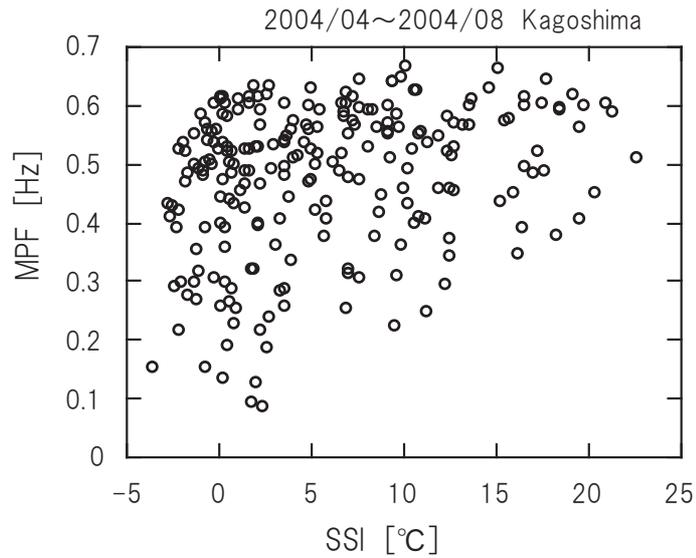


図 5.18 SSI と平均周波数

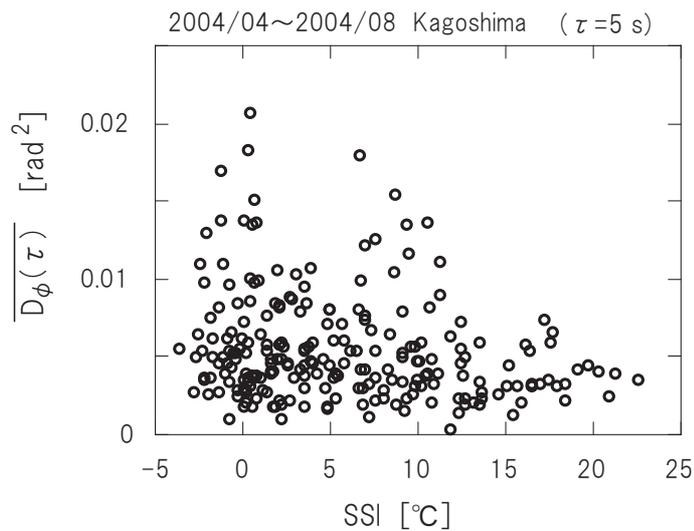


図 5.19 SSI と時間構造関数

5.2.5 まとめ

(a) 観測システムの超過光路長の検出感度

本観測システムによる大気水蒸気の変動等に起因する位相変動の天頂方向で検出された超過光路長の代表値は0.13 mm、最小値は0.07 mmであり、マイクロ波放射計やGPSでの超過光路長の検出感度に比べて非常に高く、新しい大気水蒸気の空間分布の観測システムとしての有効性を検証した。

(b) 大気水蒸気揺らぎによる位相変動の統計的性質

観測結果より大気水蒸気揺らぎによる位相変動の大きさは時間構造関数($\tau=5$ s)で最大0.02 rad²であった。また、平均周波数では0.1~0.7 Hzであったことから、位相変動は1.4~10 sの周期変動を持つ。

(c) 位相変動と気象パラメータ

地上及び高層の温度及び温度差が高くなる時、あるいは高層の相対湿度が高くなる時に、大気位相揺らぎによる位相変動幅は大きくなり、その値は分散する。また、台風などの接近により、地上及び高層で風が強い状態では、風速が大きくなると位相変動幅は大きくなり、その値に分散がみられた。また、大気が安定している領域のSSIが10~20では、平均周波数の値は0.4~0.6 Hzなのが、大気が不安定になる領域のSSI 5以下では0.1 Hz ~ 0.6 Hzと広がりを持つことがわかった。同様にSSIが小さくなるに従って時間構造関数幅は大きくなり、その値も分散している。

第 6 章

結 論

本研究では、地上から低中高度における大気水蒸気の揺らぎを広範囲、高精度で短時間に計測できるシステムを確立するために、観測システムの雑音特性を明らかにした。

観測システムを用いて観測結果をもとに、相関位相の変動特性や変動幅の仰角依存性等から、大気水蒸気揺らぎの空間的及び時間的変動等に起因する微小な位相変動量を検出できる十分な感度を有していることを実証し、大気水蒸気揺らぎによる位相変動の実時間観測を行った。以下、本研究で得られた結果をまとめる。

(a) 観測システムの検出感度

Globalstar 衛星のビーコン電波の観測を使った本観測システムによる大気水蒸気量の変動等に起因する位相変動の天頂方向での代表値及び観測システムの最小検出感度はそれぞれ 1.1 deg 及び 0.6 deg と予測され、衛星から送出されるビーコン電波の波長 43.7 mm から、検出された位相変動を伝搬光路長に換算したときの代表値は 0.13 mm、及び最小検出値は 0.07 mm である。マイクロ波放射計や GPS での超過光路長の検出感度に比べて非常に高い。

(b) 大気水蒸気揺らぎとの相関

- 位相変動はすべての変動成分が一様に増加するのではなく、数秒から数十秒の変動周期の成分が卓越している。この成分は LEO 衛星の軌道空間上での大気水蒸気揺らぎが移動角 1 ~ 4deg 程度の広がりをもつ空間構造に対応する。
- 観測結果より大気水蒸気による位相変動の大きさは、時間構造関数 ($\tau=5$ s) で最大 0.025 rad² であり、平均周波数では 0.1 ~ 0.7 Hz であった。
- 地上及び高層の温度及び温度差が高くなる時、あるいは高層の相対湿度が高くなる時、大気位相揺らぎによる位相変動幅は大きくなり、その値は分散する。また、台風などの接近により、地上及び高層で風が強い状態では、風速が大きくなると位相変動幅は大きくなり、その値に分散がみられた。
- 大気が安定している領域の SSI が 10 ~ 20 では、平均周波数の値は 0.4 ~ 0.6 Hz なのだが、大気が不安定になる領域の SSI 5 以下では 0.1 Hz ~ 0.6 Hz と広がりを持ち、同様に SSI が小さく

なる従って時間構造関数幅は大きくなり、その値も分散している。

気象パラメータと位相変動の相関について、いろんなパラメータが複雑に関与しており、関連性はあるものの相関は見出せなかった。

今後の展望

本研究の成果をさらに発展させるために、次のような研究課題が考えられる。

- 恒久的な観測を行って、天候と位相揺らぎの統計的性質を年変化・季節変化などの気象変動について解明していく必要がある。
- GPSによる可降水量と本観測で得られる位相変動と比較し、大気水蒸気揺らぎとの相関について、更に検討してゆく必要がある。
- 現行の衛星のビーコン波の送信出力ではSN比の向上には限界がある。そのため、新たな電波源となる地球周回衛星を見つけるか、大気水蒸気揺らぎ観測のための専用の小型衛星を低軌道に打ち上げることで、観測精度を上げることができる。現在、鹿児島大学理学部では、小型人工衛星の開発を行っている。このミッションに大気水蒸気観測のためのビーコン波を送出する計画があるので、本研究のシステムが気象観測システムの一つとして確立されることを期待したい。

謝辞

本研究を行うにあたり，社会人入学時からさまざまな方々にお世話になり，ここに深く感謝いたします。

指導教官として，社会人入学を快く引き受けていただき，研究を行うにあたり，終始ご指導いただいた理学部物理科学科 西尾 正則 教授に心から感謝申し上げます。

元 理学部物理科学科教授（現 鹿児島大学理事） 面高 俊宏 先生には電波観測法などのいろいろな助言やご討論をいただき，学術情報基盤センターメディア教育研究部門 鍵山 茂徳 教授には物理計測の手法などのいろいろな面でご指導やご討論をいただき感謝申し上げます。

理学部物理科学科 根建 心具 教授には研究を行う上のご指導やご討論をいただき，電気電子工学科 柚木 謙一 准教授にはご討論をいただき感謝申し上げます。

論文を仕上げるにあたっていろいろとご指導頂いた元 工学部教授 宮崎 智行 先生に御礼申し上げます。

(株)A・R・Pの役員には，入社時に就業しながら大学での研究活動を行うことを許可していただき感謝いたします。

参考文献

- [1] 高橋 富士信, 近藤 哲郎, 高橋 幸雄 ,”VLBI 技術 ,” pp.157-159, オーム社,1997 .
- [2] 西尾 正則, 劉慶会, 宮崎 智行, 川口 則幸, 笹尾 哲夫, 面高 俊宏, 森本 雅樹 ,”公衆通信回線を利用した実時間 VLBI 自己診断システムの開発 ,” 信学論 (B), Vol.J83-B, No.8,pp.1195-1202, Aug. 2000 .
- [3] M. Nishio, A. Liu, T. Miyazaki, N. Kawaguchi, T. Sasao, T. Omodaka, and M. Morimoto, ”Development of Real-time Diagnostic System for VLBI using Public Communication Lines ,”Electronics and Communications in Japan, Part 2, Vol.84, No.6, pp.1-9,June 2001.
- [4] Q. Liu, M. Nishio, T. Miyazaki, and S. Kuji ,”An Approach for Real Time Monitoring of Atmospheric Disturbance on a Very-Long Baseline ,” IEICE Trans. Commun., Vol. E58-B, No.7, pp.1368-1374, July 2002.
- [5] 劉慶会, 西尾 正則, 山村 国広, 宮崎 智行, 久慈 清助, ”超長基線における大気揺らぎの実時間観測 ,” 信学論 (B), Vol. J85-B,No.7, pp.1112-1119, July 2002 .
- [6] Q. Liu, M. Nishio, K. Yamamura, T. Miyazaki, M. Hirata, T. Suzuyama, S. Kuji, K. Iwadate, O. Kameya, and N. Kawano, ”Statistical Characteristics of Atmospheric Phase Fluctuations Observed by a VLBI System Using a Beacons Wave from a Geostationary Satellite ,”IEEE Trans. Antennas Propag., Vol.AP-53, No.4, pp.1519–1527, April 2005.
- [7] 西尾 正則 ,”高速通信網と次世代衛星通信システムを利用した大気リモートセンシングの研究 ,” 科学技術振興機構計算科学技術活用型特定研究開発推進事業, 平成 11 年度
- [8] S. Businger, S.R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R.A. Anthes, C. Rocken, R.H. Ware, M. Exner, T. Van-Hove, and F.S. Solheim, ”The Promise of GPS in Atmospheric Monitoring ,” Bull. Amer. Meteor. Sci., Vol.77, No.1, pp.5-18, Jan. 1996.
- [9] 小司 禎教 ,”水蒸気観測技術の発達とこれから ,” 気象学会, 天気,Vol.54,No.10
- [10] M. Nishio, H. Akasaki, C. Minamitaka and Y. Sumino ,”Spatial and Temporal Variations of Atmospheric Delay Revealed from Interferometric Observations of LEO Satellite Beacons ,”Proc. ISAP04,No.4E3-2, pp.1369-1372, Sendai, Japan, Aug. 2004.

- [11] M. Nishio, T. Suzuyama, H. Kohashiguchi, T. Miyazaki, Y. Sumino, T. Ando, M. Hirata, and Q. Liu ,”Development of Radio Seeing Monitor Using LEO Satellite Beacons ,”Proc. SPIE / Advanced Global Communications Technologies for Astronomy II, No.4845-18, pp.119-125, Hawaii, USA, Aug. 2002.
- [12] F. Dabberdt, and T. W. Schlatt,Research Opportunity from Emerging Atmospheric Observing and Modeling Capabilities: Report of the Second Prospectus Development Team of the U.S. Weather Research Program, Bull. Amer. Meteor. Sci., Vol.77, No.2, pp. 305-323, Feb. 1996.
- [13] K. Emanuel, and Coauthors, Report of the First Prospectus Development Team of the U.S. Weather Research Program to NOAA and NSF, Bull. Amer. Meteor Sci., Vol. 76, No.8, pp.1194-1208, Aug. 1995.
- [14] M. Nishio, H. Akasaki, C. Minamitaka and Y. Sumino ,”Spatial and Temporal Variations of Atmospheric Delay Revealed from Interferometric Observations of LEO Satellite Beacons ,”Proc. ISAP04,No.4E3-2, pp.1369-1372, Sendai, Japan, Aug. 2004.
- [15] C. Minamitaka, M. Nishio, H. Akasaki and Y.Sumino, ”Supersensitive Remote Sensing System of Atmospheric Water Vapor Distributions Using LEO Satellite Beacons ,”Proc. ISAP05, No.FD4-3, pp.1205-1208, Seoul, Korea, Aug. 2005.
- [16] 岡 小天 ,”誘電体論 ,” 現代工学社,pp.91-94,1996 .
- [17] 進士 昌明 ,”無線通信の電波伝搬 ,” 電子通信学会編,1992 .
- [18] 伊藤 泰彦 監修 ,”低軌道衛星通信システム ,” 電子通信学会,1999 .
- [19] 張宰赫 ,”ビーム伝送複数基線電波干渉計応用による高精度大気センシングシステムに関する研究 ,” 鹿児島大学大学院理工学研究科博士論文,2001 .
- [20] 宮 憲一監修 ,”衛星通信技術 ,” 電子情報通信学会,1992.
- [21] A. Richard Thompson, James M. Moran, George W. Swenson, Jr. ,”Interferometry and Synthesis in Radio Astronomy ,” Second Edition, A Wiley-Interscience Publication, JOHN WILEY and SONS, INC.
- [22] 小倉 義光 ,”一般気象学, 東京大学出版会 ,” 2002 .
- [23] 二宮 洗三 ,”気象がわかる数と式 ,” オーム社,2000 .
- [24] ”マイクロ波分光放射計による水蒸気鉛直分布観測に関する研究 (H14-16) ,” 気象庁気象研究所 .
- [25] 櫃間 道夫 ,”気象百科 ,” オーム社,2005 .

- [26] 二宮洗三, "気象解析の基礎," オーム社, 2005.
- [27] C.L. Carilli and M.A. Holdaway, "Tropospheric phase calibration in millimeter interferometry," *Radio Sci.*, Vol.34, pp.817-840, 1999.
- [28] Kazumasa AONASHI, Tetsuya IWABUCHI, Yoshinori SHOJI "Statistical Study on Precipitable Water Content Variations Observed with Ground-Based Microwave Radiometers," *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, No. 1B, pp. 269-275, 2004
- [29] 内藤勲夫 (編), "GPS 気象学" 日本気象学会, 気象研究ノート, 第 192 号, 1998.
- [30] GPS sensing of Atmospheric Water Vapor for Meteorology, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 12, pp.468-478
- [31] R. Ware, C. Alber, C. Rocken and F. Solheim, "Sensing integrated water vapor along GPS ray paths," *Geophys. Res. Lett.*, 24, pp.417-420, 1997.
- [32] R. Ware, M. Exner, D. Feng, M. Gorbunov, K. Hardy, B. Herman, Y. Kuo, T. Meehan, W. Melbourne, C. Rocken, W. Schreiner, S. Sokolovskiy, F. Solheim, X. Zou, R. Anthes, S. Businger, and K. Tenberth, "GPS Sounding of the Atmosphere from Low Earth Orbit: Preliminary Results," *Bull. Amer. Meteor. Sci.*, Vol. 77, No.1, pp.19-40, Jan. 1996.
- [33] M. Bevis, S. Businger, T.A. Herring, C. Rocken, R.A. Anthes, and R.H. Ware, "GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System," *J. Geophysical Res.*, Vol. 97, pp.15787-15801, 1992.
- [34] M. Ishiguro, T. Kanzawa, and T. Kasuga, "Monitoring of atmospheric phase fluctuations using geostationary satellite signals," *Radio Astronomical Seeing*, J.E. Baldwin and Wang Skouguan, Eds., International Academic Publishers, Pergamon Press, Oxford, pp.60-63, 1990.
- [35] C.R. Masson, "Atmospheric effect and calibration in astronomy with millimeter and sub-millimeter wave interferometry," M. Ishiguro and W.J. Welch, Eds., *Astron. Soc. Pacific Conf. Series* 59, pp.87-95, 1994.
- [36] Y. Asaki, H. Kobayashi, M. Ishiguro, H. Hirose, M. Ichikawa, H. Hirabayashi, "Measurements of Atmospheric Phase Delay using 22-GHz Water Vapor Line Emission Comparison Atmospheric Brightness Temperature with "HALCA" Round Trip Phase," *Technical report of IEICE. SANE 100*, No.465, pp.1-6, Nov. 2001.
- [37] M. Nishio, Q. Liu, T. Miyazaki, M. Hirata, Y. Kuroki, M. Kusuhata, N. Iwashita, C. Minamitake, S. Yasuda, N. Iino, T. Omodaka, O. Kameya, N. Kawano, T. Suzuyama, Y. Shibuya and

- N. Kurihara, "Observation Site Atmospheric Phase Fluctuations Observed by Three-Element VLBI," IEEE Trans. Antennas Propag., vol.AP-55. no.7, pp.2056–2063, July 2007.
- [38] N. Kawaguchi, "New VLBI Observing Techniques under Strong Atmospheric Fluctuations," Doctor Dissertation of the Graduate University for Advanced Studies, Mar. 1998.
- [39] Honma M. et al., "First Fringe Detection with VERA's Dual-Beam System and its Phase-Referencing Capability," Publ. Astron. Soc. Japan, vol.55, no.4, pp.L57–L60, July 2003.
- [40] 劉慶会, "実時間 VLBI を用いた超長基線における大気位相揺らぎの研究," 鹿児島大学大学院理工学研究科博士論文, 2003 .
- [41] 西村 芳一, "デジタル信号処理による通信システムの設計," CQ 出版社, 2006.
- [42] 佐藤克久、原忠徳, "多チャンネル水蒸気ラジオメータによる超過光路長の推定精度," 1999 年度 VLBI シンポジウム集録, pp.162-165, 1999
- [43] K. Larson, and D. Agnew, "Application of the Global Positioning System to Crustal Deformation Measurement. Precision and Accuracy," J. Geophys. Res., Vol.96, No.B10, pp.16547-16565, Sep. 1991.
- [44] Y. Hatanaka, T. Iizuka, M. Sawada, A. Yamagiwa, Y. Kikuta, J. Johnson, and C. Rocken, "Improvement of the Analysis Strategy of GEONET," Bulletin of Geographical Survey Institute, Vol.49, pp.11-37, Mar.2003.
- [45] 測地学 (WEB 版), 日本測地学会, 2004 ,
<http://www.soc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/index.html>
- [46] 過去の気象データ, 気象庁 気象統計情報 ,
<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
- [47] 高層気象データ, University of Wyoming, College of Engineering, USA,
<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
- [48] 水蒸気画像データ, 独立法人 高知大学 気象情報 ,
<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>