

# GPS, VLBI を用いた、地球温暖化に伴う 水蒸気量変化の推定と考察

北海道大学理学部 地球科学科 宇宙測地学研究室 4年 吉田 清人

Observations of long-term changes in atmospheric water vapor  
content with GPS and VLBI

Kiyoto Yoshida

Space Geodesy Research Section, School of Earth Sciences, Hokkaido University

## 要旨

近年、地球温暖化に伴う異常気象が大きな問題となっている。

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) WG1 の第四次評価報告書によると、気候システムの温暖化に疑う余地はないとしている (IPCC, 2007)。このことは、大気・海洋の世界平均温度の上昇、平均海水面の上昇、積雪面積の減少、氷河・氷床の融解などの観測からも明らかである。

地球温暖化に対する水蒸気の関与は深く、水蒸気の効果は二酸化炭素をはじめとする様々の温室効果ガスの効果全体の 60%程度を占めると考えられている。また、水蒸気は雲と密接な関係があり、かつ雲の地球温暖化に対する働きが複雑なため、それらは温暖化の将来予測における最大の不確定性をもたらしている。

水蒸気量は乾燥大気と違い、地上での気象観測だけでは鉛直方向の全体量を求めることはできない。GPS (Global Positioning System)、VLBI (Very Long Baseline Interferometry) で用いる電波 (マイクロ波) が水蒸気による遅延を受けることを利用して、観測局上空の水蒸気の積分量を求めることができる。本研究では、これらの宇宙測地観測で得られた水蒸気量の時間変化から、観測点上空の可降水量の時間変化を推定する。IVS (International VLBI Service) による VLBI 再解析データに含まれる湿潤遅延量より 1984 年～1992 年、1992 年～2004 年、1995 年～2004 年の 3 つの期間で可降水量の時間変化を推定し、NCEP (National Centers for Environmental Prediction) の気温データと比較を行った。その結果、両者に弱い相関は見られたが、相関の強さは推定期間によってかなり異なっていた。

GPS による推定は、GEONET (GPS Earth Observation NETwork) による大気遅延量のデータと気象庁の 10 地点での月平均気圧のデータをもとに 1996 年～2008 年、1998 年～2008 年、2000 年～2008 年の 3 つの期間でその時間変化を推定した。その結果、2000 年～2008 年での増加量は他の 2 つの期間に比べて大きく、同じく加速度的な上昇を示す NCEP の気温データによる変化と傾向が一致した。しかし、各観測点での気圧、気温データを得ることができなかつたため、大きく分けた地域ごとの気圧の値を用いて湿潤遅延を可降水量に換算した。

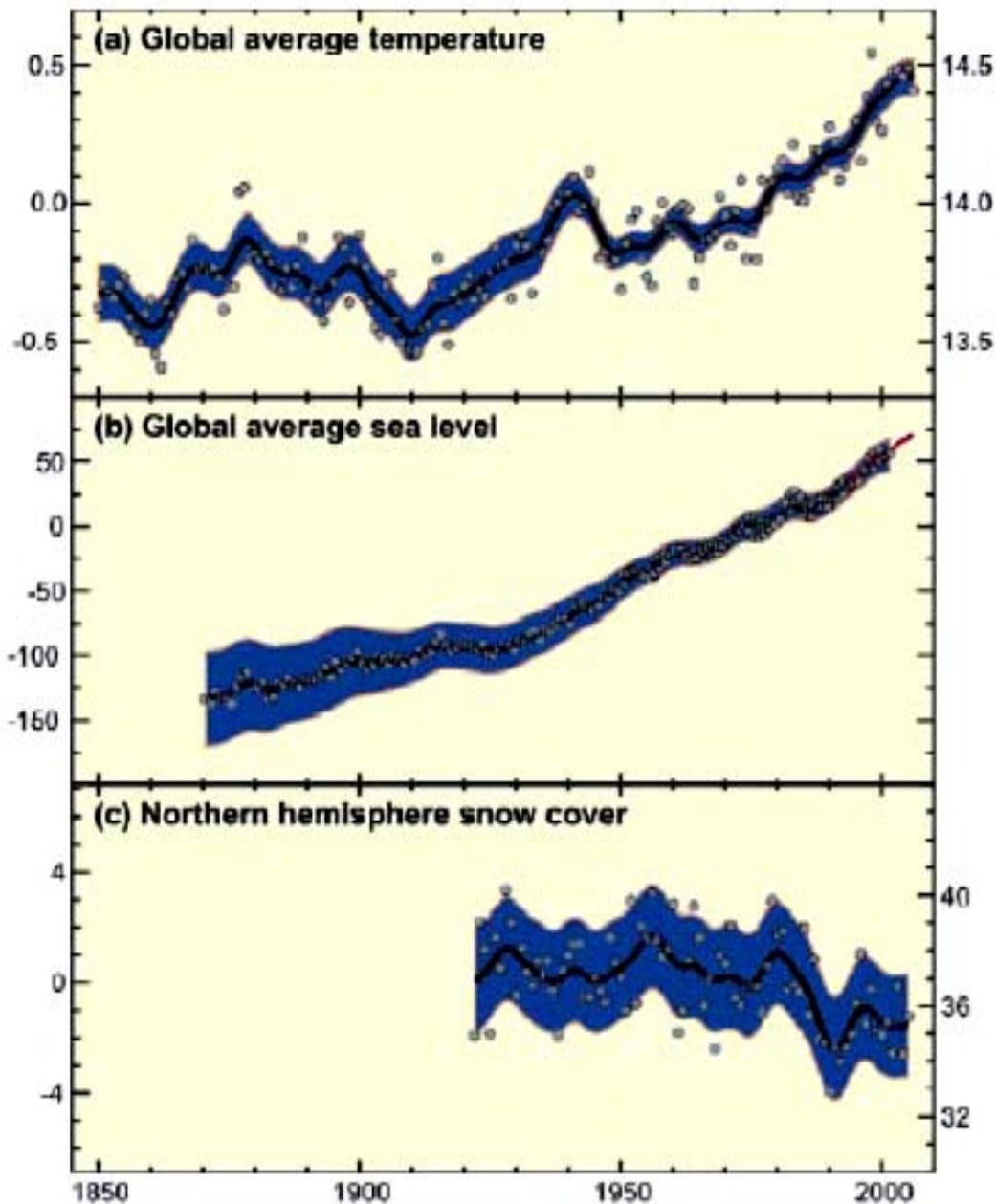
## 目次

<b>1</b>	<b>はじめに</b>	・ ・ ・ ・ ・ 3
1.1	地球温暖化	・ ・ ・ ・ ・ 3
1.2	水蒸気と地球温暖化の関係	・ ・ ・ ・ ・ 4
1.3	宇宙測地技術による水蒸気の計測	・ ・ ・ ・ ・ 6
<b>2</b>	<b>GPS の原理</b>	・ ・ ・ ・ ・ 7
2.1	GPS のシステム	・ ・ ・ ・ ・ 7
2.2	測位の原理	・ ・ ・ ・ ・ 9
2.3	数学モデルとパラメータ推定	・ ・ ・ ・ ・ 11
2.4	大気遅延量の補正	・ ・ ・ ・ ・ 13
<b>3</b>	<b>VLBI の原理</b>	・ ・ ・ ・ ・ 15
3.1	VLBI のシステム	・ ・ ・ ・ ・ 15
3.2	数学モデル	・ ・ ・ ・ ・ 16
3.3	大気遅延量の補正	・ ・ ・ ・ ・ 19
<b>4</b>	<b>GPS, VLBI を用いた水蒸気量推定法</b>	・ ・ ・ ・ ・ 21
<b>5</b>	<b>推定結果</b>	・ ・ ・ ・ ・ 25
5.1	VLBI を用いた可降水量推定	・ ・ ・ ・ ・ 25
5.2	GPS を用いた可降水量推定	・ ・ ・ ・ ・ 32
<b>6</b>	<b>考察</b>	・ ・ ・ ・ ・ 39
6.1	VLBI	・ ・ ・ ・ ・ 39
6.2	GPS	・ ・ ・ ・ ・ 39
<b>7</b>	<b>謝辞</b>	・ ・ ・ ・ ・ 41
<b>8</b>	<b>参考文献</b>	・ ・ ・ ・ ・ 42

## 1 はじめに

### 1.1 地球温暖化

近年、地球温暖化に伴う異常気象が大きな問題となっている。IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) WG (Working Group) 1 の第四次評価報告書 (IPCC, 2007) によると、現在の気候システムの温暖化に疑う余地はないとしている。このことは、大気・海洋の世界平均温度の上昇、平均海水面の上昇、積雪面積の減少、氷河・氷床の融解などの観測からも明らかである (第 1.1 図)。以下に IPCC (2007)における第 3.4.2 章の要点をまとめる。



第 1.1 図：(上) 世界平均温度の推移、横軸[年]、縦軸[°C]、(中) 世界平均海面水位の推移、横軸[年]、縦軸[m]、(下) 北半球の積雪面積、横軸[年]、縦軸[k m<sup>2</sup>] (IPCC, 2007)

世界平均地上気温は、1906年から2005年までの100年間で $0.74^{\circ}\text{C}$ 、1956年から2005年までの50年間では、10年間で $0.13^{\circ}\text{C}$ の上昇と、上昇が加速している。また、世界平均海洋温度も、少なくとも水深3000mまでは上昇しており、気候システムに加わった熱量の8割以上を吸収している。

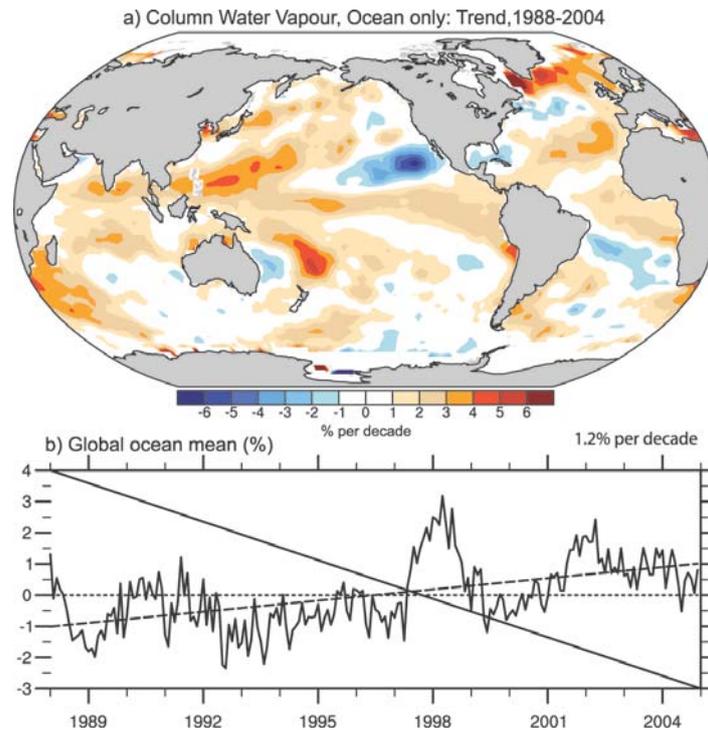
さまざまなガスやエアロゾルが気候に及ぼす影響について理解が進展し、1750年以降の人間活動（温室効果ガス、エアロゾル、対流圏オゾンハロカーボン類等）が、温暖化の効果をもたらしたことの信頼性はかなり高いと評価されている。

## 1.2 水蒸気と地球温暖化の関係

地球温暖化に対する水蒸気の影響は深い。下部対流圏では降水に先立って生じる水蒸気の凝結に伴う潜熱の解放が大気を温める。さらに水蒸気は赤外線を吸収し、晴れた空では温室効果全体の60%程度を占めると考えられている。水蒸気自体が温暖化に伴って増加するため、水蒸気は温暖化に正のフィードバックをもたらす重要な要因といえる。

水蒸気が凝結して生じる雲も温暖化と関係していると考えられている。大気下層の雲は太陽光を反射するため負のフィードバック（寒冷化をもたらす）をもたらすが、高層の雲は太陽光をあまり反射せずに赤外線を吸収し正のフィードバックとなる。雲は大気中の水蒸気が凝縮、凝結した水滴、氷の粒であるので、水蒸気とのかかわりは大きい。雲の温暖化に与える影響は温暖化の最大の不確実性であり、研究、議論がなされている。

過去の観測に基づいてなされた水蒸気量変化の推定を以下に概観する。IPCC 第三次評価報告書（TAR : Third Assessment Report, 2001）では北半球表面の広範囲で水蒸気量の増加が報告された。この結果はアメリカでの Robinson (2000) による特性湿度（Specific Humidity: 大気中で水蒸気が占める重量の割合）の解析、中国での Wang & Gaffen (2001) による1951年～1994年の期間の特性湿度の解析により確認された。また、Philipona et al. (2004) は1995年～2003年の期間における中央ヨーロッパの快晴時の長波放射フラックス測定より、地表の水蒸気量が急激に増加していると推測した。また彼らは後の解析で、中央ヨーロッパ地域の水蒸気積分量の変化は気温変化と良く相関していることを確認した (Philipona et al., 2005)。また Ishii et al. (2005) は、1950年～2000年期間の海上の全球平均露点温度が $0.25^{\circ}\text{C}$ 上昇したと報告した。Dai (2006) はほぼ全球（ $60^{\circ}\text{S} \sim 75^{\circ}\text{N}$ ）の、1976年～2005年期間、船、ブイ、15000点以上の陸上観測点における特性湿度、気温、相対湿度のデータを解析した。その結果、地表付近の相対湿度変化は大変小さいが、特性湿度は地上気温に伴って増加し、 $1^{\circ}\text{C}$ の気温上昇で4.9%増加を示すことを見出した。相対湿度が変化しておらず特性湿度が増加しているのは、大気全体の水蒸気量が増加していると考えられる。衛星を用いた観測では、TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder)、SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer)、SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) のデータから、熱帯海域の水蒸気量は1982年～1983年、1986年～1987年、1997年～1998年のエルニーニョ現象で1～2[mm]増加し (Soden and Schroeder, 2000; Allan et al., 2003; Trenberth et al., 2005)、1991年のピナツボ火山の噴火で小規模な減少 (Soden et al., 2002; Trenberth and Smith, 2005) がみられた。1988年～2004年期間の海上の月ごとのSSM/Iデータの直線トレンドは10年間で1.2% ( $0.40 \pm 0.09[\text{mm}]$ ) の上昇トレンドであると報告された (第1.2図)。



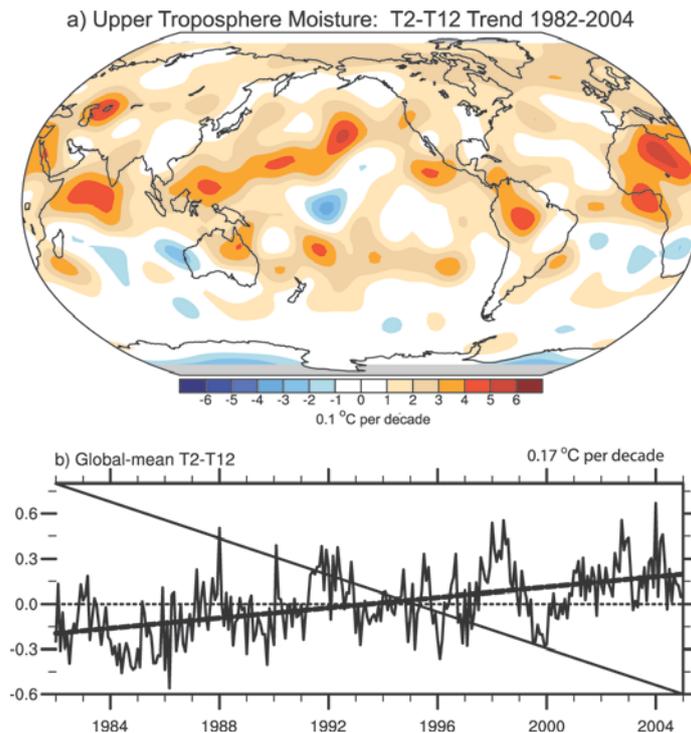
第 1.2 図：(上) 可降水量（鉛直大気中の水蒸気の合計量）の直線トレンド[%/10 年]、  
 (下) 全球海洋平均の月時系列[%]（IPCC, 2007）

中部、上部対流圏の水蒸気は温室効果の大部分を占め、気候変動を増幅する要因であるとされる（Held and Soden, 2000）。上部対流圏の水蒸気量の変化と温暖化への影響は重要な議題として議論がなされている。

上部対流圏の相対湿度の変化量は  $6.7 \mu\text{m}$  の熱放射を測定することで得られ、Meteosat (Picon et al., 2003) や NOAA の管理する極軌道衛星である High-resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) によってもたらされる (Bates and Jackson, 2001)。これらの情報は、多くの多様な衛星が単一の校正を保証することによっている。

特に HIRS の T12 (channel 12) のデータはもっとも大規模な水蒸気変化の解析が行われており、さまざまな緯度での  $\pm 1\%$ /10 年のオーダーの直線トレンドを得られる (Bates and Jackson, 2001)。しかし、これらのトレンドは ENSO などによる大きなうねりと分離することが困難であり (McCarthy and Toumi, 2004)、熱帯太平洋では有意なものとならない (Allen et al., 2003)。

相対湿度に大きな変化がなく、対流圏で気温上昇が観測されていることは上部対流圏での特性湿度の増加を暗示している。上部対流圏が潤うと、衛星照準線上の水蒸気の不透明度の増加により T12 の観測する放射強度は強まる。一方、MSU (T2) は酸素の放射を主に観測し、その放射強度は感知できるほどの変化がないため放射強度は一定のままである。したがって、もし大気が潤っているならば、T2 と T12 の観測した放射強度の違い ( $T2 - T12$ ) はその観測対象の放射強度の相違により時間がたつと大きくなる (Soden et al., 2005)。この上部対流圏の湿潤の放射は 1982 年～2004 年の時間窓で得られた  $T2 - T12$  の値より、明らかな正のトレンドである (第 1.3 図)。もしこの期間の上部対流圏の特性湿度が上昇していなかったとすれば、T12 の観測した放射強度に変化は見られず、 $T2 - T12$  のトレンドも小さい値となったであろう。



第 1.3 図：(上) T2-T12 で与えられた上部対流圏の湿潤変化量の直線トレンド[0.1°C/10 年]、  
(下) 全球平均 (80° N~80° S) のずれの値の月時系列[°C] (IPCC, 2007)

### 1.3 宇宙測地技術による水蒸気の計測

宇宙技術を用いた測位法である全地球測位システム GPS (Global Positioning System)、超長基線電波干渉法 VLBI (Very Long Baseline Interferometry)では、観測するマイクロ波が水蒸気による遅延を受けるが、その遅延量を推定することができる。遅延は乾燥大気と水蒸気の双方によるものであるが、乾燥大気は静水圧平衡を仮定すると地上の気圧観測から鉛直上方の全体量を求めることができる。従って観測された遅延から乾燥大気遅延を差し引けば、観測点上方の水蒸気の全体量 (可降水量) を推定することができる。

水蒸気の分布は時間空間的に不規則性が高く地上の気象観測から全体量を求めることが困難である。そのため、従来はラジオゾンデや水蒸気ラジオメータなどの機器を用いて観測が行われてきたが、長期間、連続した観測網の構築は難しい。そこで GPS や VLBI を用いた水蒸気量の推定は 1990 年代前半頃から脚光を浴びてきた。我国でも 1990 年代より測地学者、気象学者の多くが GPS 気象学に取り組んだ。

GPS、VLBI は地殻変動観測のため連続し、安定した観測を行っており、特に国土地理院が運用している日本の稠密連続 GPS 観測網 (GEONET) は世界有数の高い観測点密度を持っており、その生データやデータ解析結果が一般研究者にオンラインで提供されている。また VLBI は 1980 年代からの長い期間運用されており、そのデータ解析結果も国際 VLBI サービス (IVS) を通じて一般に提供されている。

本研究では、これらの GPS、VLBI で得られた湿潤遅延量のデータを取得し、それらから可降水量の時間変化を推定し、地球温暖化による気温変化等との関わりを考察する。

## 2 GPS

本章では GPS の原理を、文献として「気象研究ノート」第 192 号第 1 章（辻，1998）より引用しつつ詳しく説明する。GPS（Global Positioning System：全方位測位システム）は、高度 2 万 km を周回する衛星群からのマイクロ波を受信することにより、受信点位置や現在時刻を知ることができる、人工衛星による位置決定システムである。

GPS の方式は単独測位（point positioning）と干渉測位（relative positioning）の 2 つの方式があり、最も一般的な利用方法は、カーナビに代表される単独測位（point positioning）である。衛星群から送信されている距離測定用に変調された信号（C/A コード）を、受信機で受信することにより、地上の 3 次元位置を瞬時に約 100m の精度で測定できる。

一方、干渉測位は測量や地殻変動観測など高精度が要求される分野で利用されている。GPS 気象学では、静止干渉測位（static relative positioning）と呼ばれる方式が用いられ、分解能の高い搬送波位相（carrier phase）を観測し、2 台の受信機を同時運用し受信機間の相対的な位置関係を求め、観測時間を長くするなどの工夫がなされている。この方式では、アンテナと受信機を各観測点に設置し、同時に 30 分から数時間、場合によっては 24 時間、継続して衛星からの搬送波位相を記録する。その後、各観測点で記録したデータを集めて計算機で解析すれば、アンテナ間の相対的な位置関係、つまりアンテナ間を結ぶ基線（baseline）のベクトル成分が、mm から cm オーダーの精度でわかる。

干渉測位用の受信機では搬送波の位相そのものを測定している。コードによって変調された信号は周波数拡散を受けており、そのままでは測定できないが、コードパターンがわかっているならば位相を再生できる。L2 において P (Y) コードのパターンが不明な場合でも二乗検波やクロスコリレーションと呼ばれる技法により位相は再生できる（土屋 et al., 1995）。

### 2.1 観測量

受信機のハードウェア内部では、衛星からの信号と受信機時計（局部発信器）の信号とビート（beat）を取っている。すなわち、2 つの信号の掛け算を作り、両者の周波数の和と差の信号を取り出す。GPS 測量に限らず特殊な受信機以外では和の信号は利用しないので、フィルターで差の信号だけを取り出す。

したがって、ある時刻  $t$  に受信機  $i$  で衛星  $j$  からの信号を受信したときに測定される搬送波位相  $\phi_i^j[t]$  は、

$$\phi_i^j[t] = \phi_i[t] - \phi^j[t] + N_i^j \quad (2.1)$$

ただし、

$\phi_i[t]$  : 受信機  $i$  の時計の位相、

$\phi^j[t]$  : 衛星  $j$  から入射した電波の位相、

$N_i^j$  : 整数値バイアス（波数不確定）

である。電気工学や物理学では、波の位相とは、うねっている波の山や谷のどこにあるかを表す言葉であるが、GPS では位相を波数で表し、単位としてサイクルを用いる。

第3項の  $N_i^j$  は位相測定に特有の波数不確定 (phase ambiguity) である。すなわち、搬送波位相の測定を開始した瞬間には、 $\phi_i$  と  $\phi^j$  の整数部にどれだけの差があるかわからない。しかし、いったん測定が始まれば、小数部での繰り上がりや繰り下がり様子から、どれだけ整数部で位相が変化したかがわかる。 $N_i^j$  は測定開始時の  $\phi_i - \phi^j$  の整数部をあらわしている。

物理的意味

搬送波位相は、物理的には衛星と受信機との距離を搬送波の位相で表したものと解釈できる。

式 (1.1) 第2項の  $\phi^j [t]$  は、時刻  $t$  に衛星  $j$  からやってきた信号の位相である。衛星には原子時計が搭載されており、その時計の位相を元にして搬送波が送信される。時刻  $t$  における衛星時計の位相を  $\phi^{sj} [t]$ 、受信された信号が伝搬した距離を  $\rho_i^j$ 、真空中の光速を  $c$  とする。電離層や対流圏による伝搬遅延を無視すれば、伝搬に要する時間は  $\rho_i^j / c$  となるから、この信号が衛星を出たのは時刻  $t - \rho_i^j / c$  のことである。時刻  $t$  に受信された信号の位相は、時刻  $t - \rho_i^j / c$  に送信された信号の位相に他ならないから

$$\phi^j [t] = \phi^{sj} [t - \rho_i^j / c] \quad (2.2)$$

が成り立つ。

ここで  $\rho_i^j$  は約 20,000km、 $c$  は約 300,000km/s であるから、 $t - \rho_i^j / c$  は 0.07 秒程度となる。衛星時計はこの時間内では十分安定しているから、1次までのテーラー展開によって、

$$\begin{aligned} \phi^j [t] &= \phi^{sj} [t] - (d\phi^{sj} / dt)_t \rho_i^j / c \\ &= \phi^{sj} [t] - f \rho_i^j / c \end{aligned} \quad (2.3)$$

と近似できる。ただし  $f$  は、

$$f = (d\phi^{sj} / dt)_t \quad (2.4)$$

で定義される衛星時計の周波数である。

式 (2.3) を式 (2.1) に代入すると、

$$\phi_i^j [t] = \phi_i [t] - \phi^{sj} [t] + f \rho_i^j / c + N_i^j \quad (2.4)$$

となる。最初の2項は衛星時計と受信機時計の時刻  $t$  における位相の違いである。衛星と受信機の時計の位相が、それぞれ次式で表される時間変化をしているとする。

$$\phi_i [t] = f(t - \delta_i [t]) \quad (2.6)$$

$$\phi^{sj} [t] = f(t - \delta^j [t]) \quad (2.7)$$

ただし、 $f$  は搬送波の周波数、 $\delta_i^j[t]$ 、 $\delta^j[t]$  は受信機および衛星時計の誤差である。実際の位相には、周波数自体の誤差や、時計の初期位相定数が含まれるが、それらはすべて時計の誤差に押しつけられている。

搬送波の真空中の波長  $\lambda$  は  $\lambda = c/f$  で与えられるから、式 (2.6)、(2.7) を式 (2.5) に代入すれば、搬送波位相のモデル式が得られる。

$$\phi_i^j[t] = \rho_i^j/\lambda + N_i^j + f\delta^j[t] - f\delta_i^j[t] \quad (2.8)$$

第 1 項は、搬送波が衛星を出て受信機に入るまでに伝搬した距離を、搬送波の波数で表したものである。第 2 項は位相測定につきものの波数不確定（整数値バイアス）である。位相測定が連続して行われる限り、一連の搬送波位相に対しては、定数となる。位相測定が中断された場合は、サイクルスリップが生じて整数値バイアスの値が整数分だけ変わる。残りの項は、受信機および衛星の時計の誤差である。この関数形を知ることは困難なので、後出の二重位相差などを使って消去する。

以上より、測定される搬送波位相は、「衛星と受信機間の距離を搬送波の位相で表したものであるが、波数不確定と時計誤差による下駄をはいている」と解釈できる。何らかの方法で波数不確定や時計誤差がわかれば、搬送波位相は衛星と受信機間の距離そのものということになる。

実際の干渉測位では、時計誤差を消去するため、衛星間・受信機間で搬送波位相の差分（二重位相差）を作る。したがって個々の搬送波の波数不確定を解くのではなく、波数不確定の差分を解くことになる。

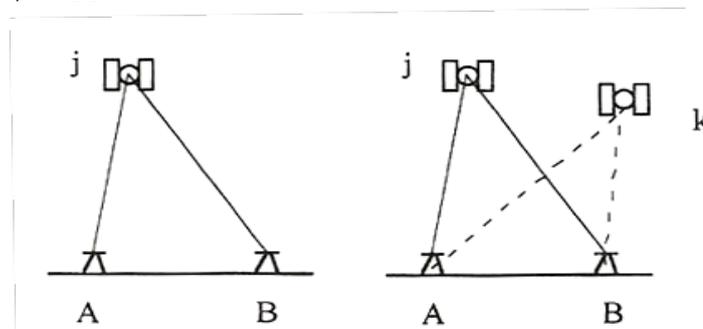
## 2.2 干渉測位の原理

干渉測位に用いる搬送波位相には、衛星や受信機の時計誤差が含まれている。この時計誤差を扱うために、搬送波位相を直接の観測量とするのではなく、衛星間・受信機間で搬送波位相の差分を作り、この差分を新たな観測量と見なして測位を行うのが普通である。

### 位相観測量

#### 1) 一重位相差 (single difference)

時刻  $t$  に 2 つの受信機 A、B で受信された衛星  $j$  の搬送波位相を考える。両者の差をとったものを一重位相差といい、 $\phi_{AB}^j[t]$  で表す（第 2.1 図左）。



第 2.1 図：(左) 一重位相差、(右) 二重位相差 (辻、1998)

$$\begin{aligned}\phi_{AB}^j[t] &\equiv \phi_B^j[t]\phi_A^j[t] \\ &= \{\rho_B^j[t] - \rho_A^j[t]\}/\lambda + N_{AB}^j - f\delta_{AB}[t]\end{aligned}\quad (2.9)$$

ただし、

$$N_{AB}^j \equiv N_B^j - N_A^j \quad (2.10)$$

$$\delta_{AB}[t] = \delta_B[t] - \delta_A[t] \quad (2.11)$$

共通する衛星の時計誤差  $\delta^j[t]$  が相殺できる。

## 2) 二重位相差 (double difference)

時刻  $t$  に受信機 A、B で受信された衛星  $j$ 、 $k$  の搬送波位相を考える (第 2.1 図右)。2 つの衛星について、それぞれ前述の一重位相差が定義できる。二重位相差とは、これらの一重位相差の差をとったものと定義され、 $\Phi_{AB}^{jk}[t]$  で表す。

$$\begin{aligned}\Phi_{AB}^{jk}[t] &\equiv \phi_{AB}^k[t] - \phi_{AB}^j[t] \\ &= \{\rho_B^k[t] - \rho_B^j[t] - \rho_A^k[t] + \rho_A^j[t]\}/\lambda + N_{AB}^{jk}\end{aligned}\quad (2.12)$$

ただし

$$N_{AB}^{jk} = N_B^k - N_B^j - N_A^k + N_A^j$$

共通する受信機時計  $\delta_{AB}[t]$  が相殺できる。この結果、下駄の部分は整数値バイアスの和と差による整数値となる。このようにモデルを簡略化できるので、干渉測位の計算では二重位相差を使うことが多い。

## 二重位相差による測位の原理

ある時刻に 4 つの衛星 1, 2, 3, 4 を、2 つの受信機 A、B で観測したとする。衛星の位置は軌道情報から既知である。干渉測位では A の位置を与えて、B の位置を求めることになる。二重位相差の式 (2.12) を書き直し、左辺に未知量、右辺に既知量を移し、 $N_{AB}^{jk}$  を既知とすれば、

$$\rho_B^k - \rho_B^j = \lambda\phi_{AB}^{jk} + \rho_A^k + \rho_A^j + \lambda N_{AB}^{jk} \quad (2.14)$$

右辺の  $\rho_A^k$  や  $\rho_A^j$  は衛星位置と A の座標から求めることができるから、二重位相差  $\Phi_{AB}^{jk}$  の測定により、 $\rho_B^k - \rho_B^j$  の値を定めることができる。 $\rho_B^k - \rho_B^j$  は、点 B から点  $k$ 、 $j$  までの距離の差を意味する。この値が一定ということは、幾何学的には点 B が点  $k$ 、 $j$  を焦点とする双曲面上にあることを意味する。つまり、二重位相差  $\phi_{AB}^{jk}$  の測定により、未知点 B が衛星  $k$ 、 $j$  のペアで定められる、ある双曲面上に存在することがわかる。したがって、線形独立な 3 つの二重位相差が測定できれば、3 つの双曲面の交点として、未知点の位置が決まる。3 つの線形独立な二重位相

差を作るためには、衛星が 4 つ必要となる。

実際には  $N^{jk}_{AB}$  は未知数なので、二重位相差が観測できても、双曲面は 1 枚に定まらない。この結果、未知点の位置の候補が格子状に多数存在することになる。しかし、真の未知点の位置は、時間が経過して衛星の配置が変わっても、不変のはずである。そのことを利用して、真の未知点を求める（日本測地学会，1989）。

## 2.3 数学モデルとパラメータ推定

### 2.3.1 数学モデル

GPS のデータを解析するには、観測可能な量と未知のパラメータとを結びつける数学モデルが必要である。例えば、

搬送波位相 = 数学モデル[衛星位置，観測点座標，大気遅延量，波数不確定，...] + 誤差  
のような形で観測方程式を立て、未知のパラメータについて線形化し、最小二乗法などでパラメータ推定を行う。未知パラメータに観測点の位置を選べば基線解析、衛星の位置（軌道積分の初期条件）を選べば軌道決定、天頂方向対流圏遅延量を選べば GPS の可降水量センサーとしての利用が可能である。

搬送波位相

大気による遅延も含めた、受信機  $i$  で時刻  $t$  に受信された衛星  $j$  からの搬送波位相のモデル式は、

$$\phi_i^j[t] = \rho_i^j[t]/\lambda + N_i^j + f\delta^j[t] - f\delta_i[t] - \Delta_{ion}^j/\lambda + \Delta_{trop}^j/\lambda \quad (2.15)$$

と書ける。ただし、

$\rho_i^j[t]$  : 受信機  $i$  で時刻  $t$  に受信した衛星  $j$  の電波の伝搬距離

$\lambda$  : 搬送波の波長

$N_i^j$  : 波数不確定

$f$  : 搬送波の周波数

$\delta^j[t]$  : 衛星の時計誤差

$\delta_i[t]$  : 受信機の時計誤差

$\Delta_{ion}^j$  : 電離層遅延量

$\Delta_{trop}^j$  : 対流圏遅延量

である。電離層内で位相は進むため電離層遅延量の符号は負となる。

搬送波位相を観測量に選ぶ場合、それぞれの観測時刻毎に衛星と受信機の時計誤差を推定する。対流圏遅延量はモデルで与えるか、適当な仰角依存性を仮定して天頂方向の遅延量を各観測点ごとに適当な時間間隔で推定する。電離層遅延は後述の 2 周波データの線形結合により消去する。衛星の観測点位置に関するパラメータ（WGS84 系での  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ）は  $\rho_i^j[t]$  の中に含まれる。

## 二重位相差

対流圏遅延・電離層遅延を含めた二重位相差のモデルは、

$$\phi_{AB}^{jk}[t] = \{\rho_B^k[t] - \rho_B^j - \rho_A^k[t] + \rho_A^j[t]\} / \lambda + N_{AB}^{jk} - \Delta_{ion}^{jk}{}_{AB} + \Delta_{trop}^{jk}{}_{AB} \quad (2.16)$$

である。ただし、

$$\begin{aligned} \Delta_{ion}^{jk}{}_{AB} &\equiv \Delta_{ion}^k{}_B - \Delta_{ion}^j{}_B - \Delta_{ion}^k{}_A + \Delta_{ion}^j{}_A \\ \Delta_{trop}^{jk}{}_{AB} &\equiv \Delta_{trop}^k{}_B - \Delta_{trop}^j{}_B - \Delta_{trop}^k{}_A + \Delta_{trop}^j{}_A \end{aligned} \quad (2.17)$$

$\Delta_{ion}^{jk}{}_{AB}$ 、 $\Delta_{trop}^{jk}{}_{AB}$  は A、B 観測点が同一でない限り、0 にはならない。

### 2.3.2 パラメータ推定

最小二乗法によってパラメータを推定するには、観測量ベクトル、観測量の分散共分散行列、未知パラメータの近似値、数学モデルによる観測量の近似値、モデルを各パラメータで偏微分した計画行列が必要である。

#### 観測量ベクトル

干渉測位では、GPS 受信機を各観測点に設置し、あらかじめ定められた間隔毎に（たとえば 30 秒）、いっせいに各衛星からの搬送波位相を収録する。位相を収録した時刻のことをエポック（epoch）、一連の観測のことをセッション（session）と呼ぶ。観測時間は要求精度や観測点間の距離で異なるが、通常 30 分から 24 時間の間である。

観測量ベクトルを作るには、各エポックの搬送波位相から線形独立な二重位相差を作って列ベクトルに並べる。

#### 観測量の分散共分散行列

同じエポックに得られた搬送波位相には物理的に何らかの相関がありうるが、数学モデル上は相関がないと見なす。しかし搬送波意相関に相関がなくても、それらを組み合わせて作る位相差には相関が生じる。したがって観測量の重みを求めるのに観測量の分散共分散を考慮する必要がある（Remondi, 1984）。

#### 物理モデル

数学モデルによる観測量の近似値の計算には、地球や衛星に関する物理モデルも必要となる。IERS（国際地球回転事業）では、地殻のプレート運動、地球重力場、固体地球潮汐、海洋荷重変形、対流圏遅延モデル、太陽輻射圧モデルなど、宇宙測地技術のデータ解析に必要な物理モデルを IERS Standards としてまとめている（McCarthy, 1992）。

伝搬距離

宇宙空間に固定された慣性座標系 (Conventional Inertial System, 例えば j2000 系) において時刻  $t$  の衛星位置が  $X^j[t]$ 、観測点位置が  $X_i[t]$  で与えられるとき、時刻  $t$  に受信機  $i$  で受信された搬送波が衛星  $j$  から伝搬した距離  $\rho^j_i[t]$  は、次の方程式をイテレーションで解くことにより得られる。

$$\rho^j_i[t] = \left| X^j[t - \rho^j_i[t]/c] - X_i[t] \right| \quad (2.18)$$

地上の位置は地球固定座標系 (Conventional Terrestrial System, 例えば WGS-84 系) で与えたほうが便利なので、GPS の解析にあたっては慣性座標系と地球固定座標系との変換がしばしば必要になる。この変換の中に地球回転に関するパラメータ (極運動, 歳差, 章動) が入ってくる。逆に言うと、GPS の解析から地球回転パラメータを推定することができる。慣性座標系  $X_{\text{CIS}}$  と地球固定座標系  $X_{\text{CTS}}$  との変換は、

$$X_{\text{CTS}} = R [\text{極運動}] R [\text{地球自転}] R [\text{章動}] R [\text{歳差}] X_{\text{CIS}} \quad (2.19)$$

ただし  $R$  は [ ] であらわされる地球回転パラメータを引数とする回転行列で、時間の関数である。

## 2.4 大気遅延量の補正

衛星を出発したマイクロ波は、地表付近で電離層や対流圏に遭遇するが、このときにマイクロ波の伝搬速度や経路が変化し、距離測定に影響を及ぼす。電離層の影響は遅延時間の周波数依存性を利用して 2 周波のデータから補正できる。しかし、周波数依存性のない中性大気による対流圏遅延は残るので、適切な物理モデルを与えて補正するか、未知パラメータとして GPS データから推定する必要がある。

### 2.4.1 電離層

電離層による遅延を補正するために、L1 および L2 バンドにおける搬送波位相  $\phi_1$ 、 $\phi_2$  の線形結合 (linear combination) を観測量に選ぶ。 $\phi_1$ 、 $\phi_2$  を波数 (サイクル) で表し、 $n_1$ 、 $n_2$  を任意の実数、 $f_1$ 、 $f_2$  を L1、L2 を搬送波の周波数とすると、二週はデータの線形結合  $\phi$  (サイクル) は、

$$\begin{aligned} \phi &\equiv n_1\phi_1 + n_2\phi_2 \\ &= n_1f_1t + n_2f_2t \\ &= (n_1f_1 + n_2f_2)t \end{aligned} \quad (2.20)$$

と表せる。したがって線形結合された位相の周波数  $f$  および波長  $\lambda$  は、

$$f = n_1 f_1 + n_2 f_2 \quad (2.21)$$

$$\lambda = c/f \quad (2.22)$$

と定義される。

電離層による位相の遅延量は周波数に反比例するので、表の LC は電離層の影響を受けない観測になる。そのため概ね 10[km]以上の長い基線の解析に LC を用いる。

LC を使用する場合、LC そのものの波数不確定は整数値ではないが、ワイドレーン (wide lane) およびナローレーン (narrow lane) を用いて L1、L2 の波数不確定を整数化できる。ワイドレーンやナローレーンは LC を使用する際に L1、L2 に含まれる波数不確定を整数化するのに用いる。

L1、L2 の搬送波位相を長さ [m] で表して、電離層補正済み観測量 LC [m] を

$$LC = f_1^2 / (f_1^2 - f_2^2) L1 = f_2^2 / (f_1^2 - f_2^2) L2$$

と定義することもある (Beutler et al., 1989)。

## 2.4.2 対流圏遅延

大気の物理に関する考察から、様々な対流圏遅延量のモデルが作られている。いずれも衛星の天頂角の関数  $z$  として表される。たとえば Saastamoinen (1973) は、対流圏遅延量を

$$\Delta_{\text{trop}} = 0.002277 / \cos z [P + (1255/T + 0.05) e - \tan^2 z]$$

で与えている。単位は [m]。ただし、 $z$ 、 $P$ 、 $T$ 、 $e$  はそれぞれ、衛星の天頂角、気圧 [hPa]、気温 [K]、水蒸気分圧 [hPa] である。それほど精度を要求されないか、または短距離の GPS 測量においては、こうしたモデル式を用いて対流圏遅延を補正する。もともと二重位相差の中では対流圏遅延は差分によって小さな値となっているので、それなりにより測位精度を与えることができる。なお、地表における気象要素の測定は電波の経路の気象を代表しないので、通常は、気象要素には実測値ではなく、デフォルト値を入力することが多い。

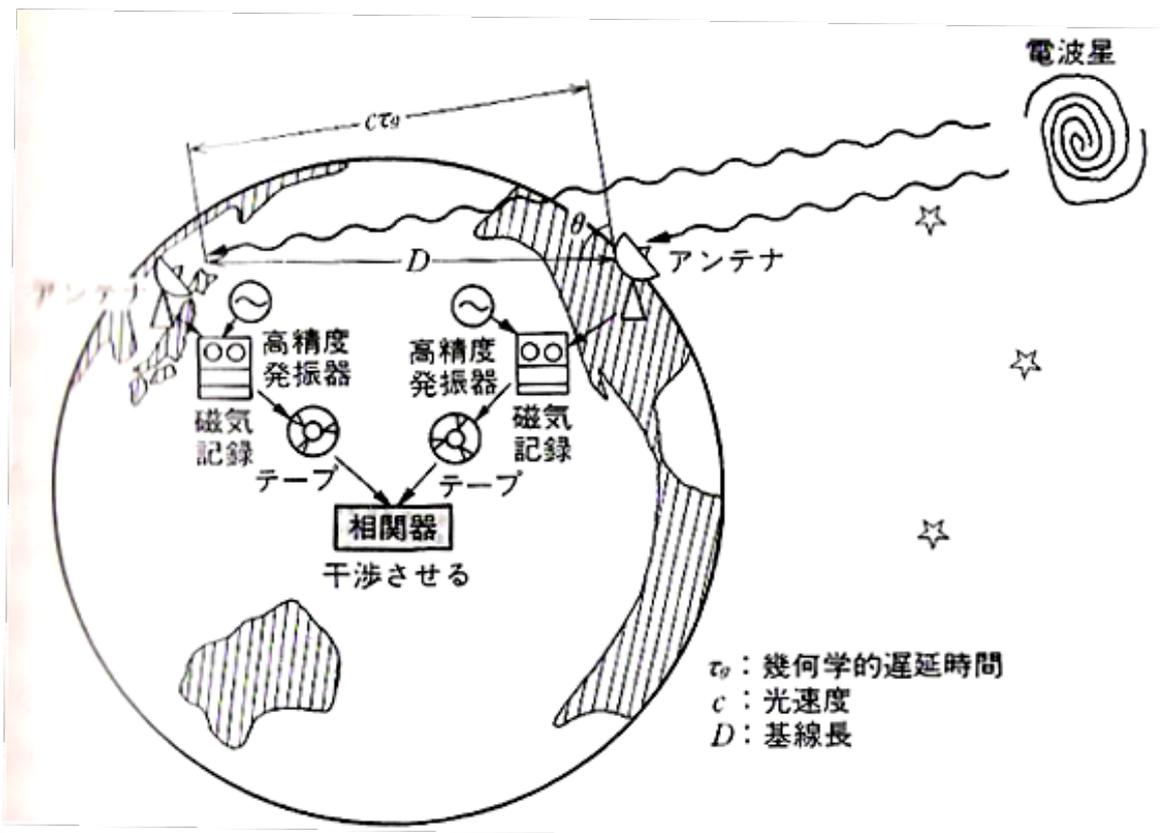
しかし、精度が要求される地殻変動観測では、モデル式に頼らずに、衛星があちこちに見えることを利用して、適当な天頂角依存性を与えて、天頂方向の遅延量を GPS データ自体から推定することができる。

### 3 VLBI

VLBI の原理について、オーム社より刊行された教科書「VLBI 技術」(高橋富士信, 近藤哲朗, 高橋幸雄, 1997) を要約しながら概要を説明する。

#### 3.1 VLBI の原理

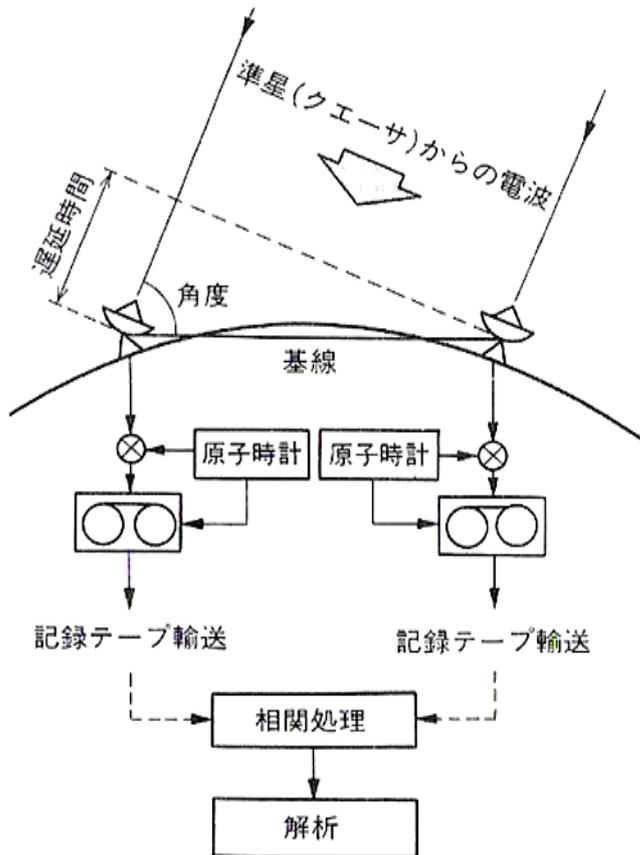
VLBI (Very Long Baseline Interferometry ; 超長基線電波干渉計) とは、数億光年という超遠方に存在する電波星 (準星とも言う) からの電波を 2 箇所以上のアンテナで同時に受信し、その遅延量を解析することで基線長を求める技術である (第 3.1 図)。多数存在する電波星の中から、観測に適した星を選択し、観測スケジュールを作り、世界各地の観測点がスケジュールにのっとり観測を行っている。



第 3.1 図 : VLBI の原理図 (高橋、1997)

### 3.2 数学モデル

VLBI では、一辺と 1 角を既知とする直角二等辺三角形の原理と、線形最小二乗法による最適パラメータの推定という解析方法が使用される。(第 3.2 図)



第 3.2 図 : VLBI の観測から解析への流れ (高橋、1997)

測地 VLBI での主な観測量は、宇宙の果てからやってきた雑音信号からなる電波と同じ波面が地球上の 2 つのアンテナに到達する時間差 (遅延時間:  $\tau$ ) と、その時間変化量である。時間差は、地球のジオイド面上の時系で測定される。

宇宙の果てにある電波源からやってくる電波を地球上で見ると、地球の公転軌道の動きなどで場所や時間によって電波源の方向が変化するため、記述が複雑になる。一方、太陽系重心に固定した座標系では、電波源の方向が変化して見えることはない。ただし、太陽重心近傍では、太陽の重力により空間が歪んでしまうため、場所によっては電波源の方向が異なって見える。そこで、太陽系慣性座標系 (太陽系の重力場は無視できるほど遠ざかった太陽系重心に固定した座標系) を用いる。VLBI では、測定時間は地球の時系で、電波源位置は太陽系慣性系で記述されるように、2 つの異なる座標系を結びつける必要がある。

太陽系慣性座標系で見た 2 つのアンテナに同じ信号が到達する遅延時間  $T_g$  は、単純に幾何学遅延として、

$$T_g = (S(X_1(t) - X_2(t + \tau_g))) / c$$

$$= (\mathbf{S} \cdot \mathbf{B}(t)) - (\mathbf{S} \cdot \mathbf{V}_2(t))\tau_g/c$$

$$\mathbf{B}(t) = \mathbf{X}_1(t) - \mathbf{X}_2(t) \quad (3.1)$$

となる。ここで $\mathbf{S}$ は、電波源位置を、 $\mathbf{X}_{1,2}(t)$ は、太陽系慣性座標系における基準局（基線の2局のうち基になる局）及び基線のもう一方の相手局の位置を、 $\mathbf{V}_2(t)$ は、太陽系慣性座標における相手局の速度ベクトルを示す。 $c$ は光速である。この中には、遅延時間の遅れによる観測局の位置変化も含まれている。相手局の時間の遅れは、最終的には地球固定基準座標系での幾何学的な遅延時間 $\tau_g$ で考えるので、引数は地球固定系での時系である。

次に、この太陽系慣性座標系での遅延時間を、実際に観測される地球ジオイド面上の時形で刻まれる幾何学的な遅延時間 $\tau_g$ への時系変換が必要になる。高精度が要求されるVLBIでは、この変換には相対論的効果を考慮しなければならない。地球の動きの加速度は影響は無視できるほど小さいので、時系変換に関してはほぼ等速運動のみによる特殊相対性理論をもとに考えられる。ただし、太陽重力場における時系の進み方の補正は行わなければならない。

時系変換として、 $v^2/c^2$ 項を用いて、特殊相対論のローレンツ変換から次のように求める。ただし、特殊相対論では出てこない太陽重力場の影響は、運動エネルギーを表す $v^2$ 項を、 $v^2 + 2U$ （ $U$ ：重力場ポテンシャル）に置き換えて対応し、

$$\tau_g = (1 - v^2/c^2 - 2(1 + \gamma)GM_{\text{sum}}/R_{\text{sum}}/c^2)^{1/2} T_g + (\mathbf{v} \cdot \mathbf{B}(t))/c^2 \quad (3.2)$$

となる。ここで、 $v$ は地球重心の太陽系慣性座標系での速度、 $\gamma$ は相対論係数、 $G$ は重力定数、 $M_{\text{sum}}$ は太陽質量、 $R_{\text{sum}}$ は太陽から地球までの距離を表す。式の最後の項は、光行差と呼ばれる相対論のドップラーシフト効果である。この式では、地球固定基準座標系で同時刻でも、光行差により、太陽系慣性系では同時刻の現象ではなくなることが示されている。したがって、同時刻での地球上の位置といっても、座標系によって異なってしまう。ここでは観測点位置を、地球固定基準座標系で見た同時刻の位置で定義する。これが式(3.1)において、1階微分項に表れる遅延時間は、太陽系慣性座標系での遅延時間 $T_g$ でなく、地球固定基準座標系での遅延時間 $\tau_g$ となる理由である。

すなわち、基線ベクトルを定義する2局の位置は、地球固定基準座標系での時系を引数にしなければならない。

式(3.1)に含まれる太陽系慣性座標系での基線ベクトル $\mathbf{B}(t)$ を地球固定基準座標系での基線ベクトル $\mathbf{b}$ に変換するには、各観測局ごとの位置変化から求めた基線ベクトル補正 $\Delta\mathbf{b}(t)$ を加える。各観測局ごとの位置変化としては、月・太陽の引力による地球潮汐効果、海洋の重みによる海洋潮汐負荷変形、大気の影響による大気荷重変形などである。

$$\mathbf{b}(t) = \mathbf{B}(t) + \Delta\mathbf{b}(t) \quad (3.3)$$

次に、太陽系慣性座標系への変換を行う。これは地球回転に相当する回転座標変換である。並行移動座標変換に関しては、VLBI のような 2 局の相対位置しか関与しない場合は、相殺され表に出てこない。回転座標変換  $\mathbf{R}(t)$  に関しては、歳差  $\mathbf{R}_p$  ・章動  $\mathbf{R}_n$  ・日周運動  $\mathbf{R}_d$  ・自転軸揺らぎ  $\mathbf{R}_w$  による回転行列で記述される。特に、不規則な変化を行い観測量が不可欠な日周運動 (UT1) と自転軸の揺らぎを、地球回転パラメータと呼ぶことにする。この回転行列の逆変換行列が、地球上から見た電波源の動きを表している。

$$\mathbf{B}_0(t) = \mathbf{R}(t) \cdot \mathbf{b}(t)$$

$$\mathbf{R}(t) \equiv \mathbf{R}_p \cdot \mathbf{R}_n \cdot \mathbf{R}_d \cdot \mathbf{R}_w \quad (3.4)$$

地球固定基準座標系が太陽系慣性座標系に対して動いていることによる相対論効果としての長さの補正、ローレンツ短縮  $\Delta \mathbf{R}_1$  が必要になる。

$$\mathbf{B}(t) = \mathbf{B}_0(t) + \Delta \mathbf{B}_1$$

$$\Delta \mathbf{B}_1 \equiv \mathbf{v}[(\mathbf{B}_0(t) \cdot \mathbf{v})/v^2(1 - (\mathbf{v}/c)^2)^{-1/2} - 1] \quad (3.5)$$

以上の式を組み合わせ、影響の少ない項を省き、地球ジオイド面で見つ幾何学的遅延時間  $\tau_g$  は、

$$\tau_g = \frac{\{(\mathbf{S} \cdot \mathbf{B}_0(t))/c[1 - v^2/(2c^2) - (1 + \gamma)GM_{\text{sum}}/R_{\text{sum}}/c^2] + (\mathbf{v} \cdot \mathbf{B}_0(t))/c^2[1 + (\mathbf{S} \cdot \mathbf{v})/c]\}}{1 + (\mathbf{S} \cdot (\mathbf{v} + \dot{\mathbf{A}}_2(t)))/c^2} \quad (3.6)$$

となる。ここで  $\dot{\mathbf{A}}_2(t)$  は、地球固定基準座標系における相手局の速度を示す。この式に含まれる電波源位置は、空を球面に投影したときの球面 (天球) における方向を示す赤緯  $\delta$ 、赤経  $\alpha$  で、次式で表される。これは、天空上の番地を表し、地球表面の緯度・経度に相当する。基準の電波源は非常に遠いので、太陽系慣性座標系から見ると動かないと考えられている。

$$\mathbf{S} = (\cos\alpha\cos\delta, \sin\alpha\cos\delta, \sin\delta) \quad (3.7)$$

これで、地球ジオイド上での幾何学的な遅延時間の厳密な計算が可能になった。実際の遅延時間は、これに太陽・地球などの重力による空間の歪みによる相対論的伝搬路歪曲補正、大気遅延時間、電離層遅延時間、各局の時計の時間差を含めた遅延時間  $\tau$  となる。

$$\begin{aligned}
\tau &= \tau_g && \text{(地球上における幾何学的遅延時間)} \\
&+ \tau_{\text{grav}} && \text{(相対論的伝搬路歪曲補正)} \\
&+ (\tau_{a,2} - \tau_{a,1}) && \text{(大気遅延補正)} \\
&+ (\tau_{i,2} - \tau_{i,1}) && \text{(電離層遅延補正)} \\
&+ (C_{o,2} - C_{o,1}) + (C_{r,2} - C_{r,1})\Delta T && \text{(時系)} \tag{3.8}
\end{aligned}$$

ここで、 $C_o$ 、 $C_r$ は時系差のオフセットと変化率である。

### 3.3 大気遅延量の補正

#### 3.3.1 大気遅延

大気遅延は、大気中を伝わる電磁波が大気屈折率により真空中に比べて遅くなるため起こる。大気中の遅延は、屈折率  $N$  の違いを伝搬経路に沿って積分していくことで求められる。

$$\begin{aligned}
\tau_a &= \frac{1}{c} \int (N-1) dl \\
N-1 &= 77.6 \times 10^{-6} P_d / T + 0.373 P_e / T^2 \tag{3.9}
\end{aligned}$$

ここで、 $P_d$ 、 $P_e$ 、 $T$ は、伝搬路における乾燥大気圧、水蒸気圧、気温を示す。

一般的に得られる気象情報は、観測点での気温、気圧、湿度などである。水蒸気以外の乾燥大気の部分については、大気の標準モデルに従う。乾燥大気による遅延は、1気圧 0°Cで 1km 距離に対して約 29cm の遅延を発生させる。また、乾燥大気は高さ 50km でも 1mhPa と厚く地球を覆っているため、球状層の補正として複雑な仰角依存性（マッピング関数）が必要となる。

#### 3.3.2 電離層遅延

通常の VLBI 観測では、S バンド (2GHz) と X バンド (8GHz) の 2 周波数帯で観測される。この 2 周波数帯での遅延時間を  $\tau_x$ 、 $\tau_s$  とすると、X バンドでの電離層遅延と、電離層遅延を除いた遅延時間  $\tau_0$  は、次のように求められる。

$$\tau_i(\mathbf{X}_{\text{band}}) = -\frac{f_s^2}{(f_x^2 - f_s^2)}(\tau_x - \tau_s)$$
$$\tau_0 = \frac{\tau_x f_x^2 - \tau_s f_s^2}{f_x^2 - f_s^2} \quad (3.10)$$

ここで、 $f_s$ 、 $f_x$ 、 $\tau_s$ 、 $\tau_x$ は、SバンドとXバンドの周波数及び遅延時間を表す。

## 4 可降水量推定の原理

GPS観測データから可降水量推定の原理を説明する。なお気象研究ノート第192号第2章「GPS可降水量の物理と評価」（大谷，内藤，1998）の記述を要約しつつ、その概略を述べる。可降水量測定の基本原理は、既知のマイクロ波の大気による伝搬遅延（大気遅延）を「位相の遅れ」として測定することにある。この点が大気からの熱放射の「強度（振幅）」を測定する水蒸気ラジオメータ等と大きく異なる点である。そのため、キャリブレーションをしなくても長期にわたって安定した計測が行える。地球温暖化時代を迎えて、全天候型の水蒸気センサーとして期待されるのはまさにこうした測定特性にある。

一般に大気遅延は、電離層に起因するものと非電離の中性大気に起因するものとに分けられる。電離層による遅延は、マイクロ波に対する電離層媒質の屈折率に分散性があることから、異なる周波数の電波を用いることによって、推定・除去することができる。一方、こうした分散性を持たない中性大気による遅延は大気中の気体分子の誘導双極子の励起によって生じるが、大気を構成する気体の中で水蒸気のみには更に分子構造に由来した永久双極子を有し、マイクロ波はこれを効率的に励起する。その結果、大気中において水蒸気の占める割合は大きくないにもかかわらずその電波の伝搬遅延への寄与は相対的に大きくなる。こうした特性が水蒸気の測定を効果的なものにしていく一つの理由である。大気全体による遅延量は天頂方向で約 2,400mm 程度であるが、このうち水蒸気による遅延量は 2 割程度にまで及ぶ。ここで大気が静水圧平衡の状態にあるならば、誘導双極子に起因する大気遅延の天頂方向の大きさは地上の気圧値だけで表されるので、水蒸気のみによって生じる遅延量を分離することができる。

### 4.1 大気遅延量の物理と可降水量との関係

電波の伝搬距離  $L$  は、経路を  $S$  とし大気中の任意の場所での屈折率を  $n$  とすると、以下のよう表せる。

$$L = \int_S n ds \quad (4.1)$$

衛星と地上の受信機の幾何学的な直線距離を  $G$  とすると、大気遅延  $\Delta L$  は、

$$\begin{aligned} \Delta L &= \int_S n ds - G \\ &= \int_S (n-1) ds - [S - G] \end{aligned} \quad (4.2)$$

と表せる。

ここで、右辺第 1 項は、大気中での電波の伝搬速度が真空中に比べて減速する効果を表すのに対して、右辺第 2 項は伝搬経路が湾曲する効果を表し、幾何学的遅延（geometric delay）または湾曲による遅延（delay due to bending）と呼ばれることがある。水平成層構造を持つ大気では、

天頂方向においては  $S$  と  $G$  は一致し、幾何学的遅延はゼロとなる。仰角が低くなるほど、大気中を通過する電波の伝播経路が長くなるので大気遅延は大きくなり、減速による遅延と幾何学的遅延はともに増大するが、仰角  $10^\circ$  以下の低仰角でなければ、幾何学的遅延が大気遅延全体に占める割合は十分小さく、減速による遅延がそのほとんどを占める (Ichikawa et al., 1995)。一般に GPS 観測においては、低空の障害物やマルチパスの影響等を避けるため、仰角にして  $15^\circ$  以上の衛星のみが観測対象となる。そのため、GPS 観測においては、主に減速による遅延の効果のみを考えればよいことになる。

大気の屈折率は、気温、乾燥大気分圧、水蒸気分圧の関数で以下のような関係があることが知られている (Thayer., 1974 等)。

$$10^6[n-1] = k_1 \left( \frac{P_d}{T} \right) Z_d^{-1} + k_2 \left( \frac{P_v}{T} \right) Z_v^{-1} + k_3 \left( \frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} \quad (4.3)$$

ここで、 $T$  は気温、 $P_d$ 、 $P_v$  は各々乾燥大気、水蒸気分圧である。また  $Z_d$ 、 $Z_v$  は乾燥大気、水蒸気の圧縮率であり、理想気体からのずれを表している。右辺最初の 2 項は分子の誘導双極子によって生じた効果であるのに対して、右辺第 3 項は水分子がもともと分極していることによる永久双極子によるものである。水蒸気が大気中に占める割合は小さいが、永久双極子の効果が大きいので水蒸気は大気遅延に大きく寄与してくる。 $k_1$ 、 $k_2$ 、 $k_3$  は実験的に求められる係数で一般

に Thayer (1974) によるものがよく知られているが、これは可視領域での測定値をマイクロ波領域に内挿して求められた値であるため、GPS や VLBI の解析においてはマイクロ波領域で直接求められた Boudouris (1963) による値が使われることもある。Boudouris (1963) にならい、

$k_1 = 77.60 \pm 0.08 \text{K/hPa}$ 、 $k_2 = 71.98 \pm 10.82 \text{K/hPa}$ 、 $k_3 = (3.754 \pm 0.036) \times 10^5 \text{K}^2/\text{hPa}$  とする。

今、特に天頂方向における大気遅延を考えると、式 (4.2)、式 (4.3) 及び状態方程式から次式を得る。

$$\Delta L_{\text{Zenith}} = 10^{-6} \left[ \int_{\text{Zenith}} k_1 \frac{R}{m_d} \rho dz + k_2' \int_{\text{Zenith}} \left( \frac{P_v}{T} \right) Z_v^{-1} dz + k_3 \int_{\text{zenith}} \left( \frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} dz \right]$$

$$k_2' \equiv \left( k_2 - k_1 \frac{m_v}{m_d} \right) \quad (4.4)$$

ここで  $\rho$  は水蒸気も含めた大気の密度、 $m_d$ 、 $m_v$  はそれぞれ乾燥大気 ( $28.9644 \text{kg/kmol}$ )、水蒸気の分子量 ( $18.0152 \text{kg/kmol}$ )、 $R$  は普遍気体定数 ( $8314.34 \text{J/kmol K}$ ) である。式 (4.4) の右辺第 1 項は、大気中の空気分子 (水蒸気も一部含む) の誘導双極子に起因する遅延量であり、右辺第 2 項、第 3 項は大気中の水蒸気のみ起因する遅延量である。

ここで、上式第 1 項を ZHD とおき、高さを  $z$ 、気圧を  $P$  とし、静水圧平衡

$$\frac{dP}{dz} = -\rho(z)g(z) \quad (4.5)$$

を仮定すれば

$$\text{ZHD} = 10^{-6} k_1 \frac{R}{m_d g_m} P_0 \quad (4.6)$$

となる。ただし、 $P_0$  は地上気圧、 $g_m$  は次式で与えられる。

$$g_m = \frac{\int \rho(z)g(z)dz}{\int \rho(z)dz} \quad (4.7)$$

さらに、この式を展開した一次の項は気柱の重心における重力加速度と近似できるから(Davis et al.,1985)、ZHD は

$$\begin{aligned} \text{ZHD} &= (2.279 \pm 0.0024) \frac{P_0}{f(\varphi, H)} \\ f(\varphi, H) &= (1 - 0.00266 \cos \varphi - 0.00028H) \end{aligned} \quad (4.8)$$

と表すことができる (Elgered et al., 1991)。ここで、 $f(\varphi, H)$  は観測点の緯度  $\varphi$ 、楕円体高  $H$ [km] における重力加速度の違いの効果を表している。

以上より、天頂方向における大気遅延量は、地上気圧に比例する式 (4.4) の右辺第 1 項と、水蒸気と気温による式 (4.4) の右辺第 2・第 3 項に分けられる。前者は天頂静水圧遅延 (Zenith Hydrostatic Delay ; ZHD)、後者は天頂湿潤遅延 (Zenith Wet Delay ; ZWD) と呼ばれる。

天頂静水圧遅延量は、このように地上の気圧値が与えられれば、高い精度で計算することができる。一方、天頂湿潤遅延量は、単位面積の大気の柱に含まれる水蒸気の総量である可降水量 (Precipitable Water Vapor ; PWV) と次のような関係がある(Askne and Nordius, 1987)。

$$\begin{aligned} \text{ZWD} &= 10^{-6} \left[ k_2' \int_{\text{Zenith}} \left( \frac{P_v}{T} \right) Z^{-1} dz + k_3 \int_{\text{Zenith}} \left( \frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} dz \right] \\ &= 10^{-6} R_v \left( k_2' + k_3 \frac{\int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{T^2} dz}{\int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{T} dz} \right) \cdot \int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{R_v T} Z_v^{-1} dz \\ &= \Pi^{-1} \cdot \text{PWV} \end{aligned} \quad (4.9)$$

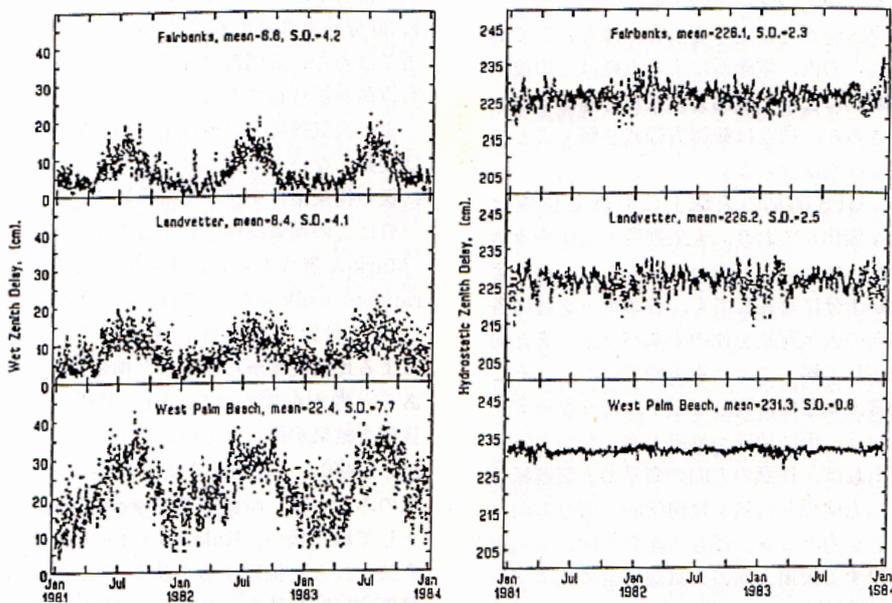
ここで、

$$\Pi = \frac{10^5}{R_v \left( k_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)} \tag{4.10}$$

$$T_m = \frac{\int \frac{P_v}{T} dz}{\int \frac{P_v}{T^2} dz} \tag{4.11}$$

である。  $R_v$  は水蒸気の気体定数であり、  $T_m$  は観測局上空の水蒸気分圧で重みづけられた平均気温（加重平均気温）を表している。即ち、天頂湿潤遅延量は、観測局での可降水量と、上空の気温と水蒸気分圧の鉛直分布から定義される加重平均気温によって決定される比例常数  $\Pi$  の積で表される。

天頂静水圧遅延量は、天頂大気遅延量の中で大きな割合を占めるが、その変動量は小さく、かつゆるやかである。一方、天頂湿潤遅延は数 cm～数十 cm 程度であるが、場所や季節、天候によって大きく変化することが特徴である（第 4.1 図）。



第 4.1 図：(左) 天頂湿潤遅延量、(右) 天頂静水圧遅延の時系列。上から順にアラスカ、スウェーデン、フロリダでの観測 (Elgered et al., 1993)

GPS、VLBI による解析からはトータルとしての大気遅延が推定できる。そこであらかじめ観測局における地上気圧値を精度よく知ることができれば、それから天頂静水圧遅延量を精密に計算でき、これを GPS、VLBI から推定された天頂大気遅延量から差し引くことによって、天頂湿潤遅延量を求めることができる。これを式 (4.9) を用いて変換し、観測局上空の可降水量が求められる。

## 5 推定結果

### 5.1 VLBI を用いた可降水量変化推定

#### 5.1.1 VLBI による可降水量変化推定に用いた方法

IVS (International VLBI Service) が 2005 年に行った再解析のデータを元に、第 5.1 表に示す 14 観測点について可降水量変化推定を行った。

第 5.1 表：VLBI 観測局と位置、データの期間

観測点	データの期間	観測点の位置	
WETTZELL	1984～2004	N49° 09', E12° 53'	ドイツ
NYALES20	1995～2004	N78° 56', E11° 52'	スバルバル諸島
ONSLA60	1983～2004	N57° 25', E12° 02'	スウェーデン
MATERA	1990～2003	N40° 40', E16° 37'	イタリア
PIETOWN	1990～2004	N34° 30', W108° 12'	ニューメキシコ
KOKEE	1984～2004	N21° 53', W159° 26'	ハワイ
GILCREEK	1985～2004	N64° 48', W147° 36'	アラスカ
MOJAVE12	1984～1992	N35° 03', W118° 10'	カリフォルニア
RICHIMOND	1984～1992	N37° 30', W77° 30'	ワシントン
WESTFORD	1983～2004	N42° 35', W71° 26'	マサチューセッツ
ALGOPARK	1990～2004	N45° 57', W78° 04'	カナダ
HARTRAO	1986～2004	S25° 53', E27° 41'	南アフリカ
HOBART20	1990～2004	S42° 48', E147° 26'	オーストラリア
FORTALEZA	1994～2004	S 3° 46', W38° 34'	ブラジル

変換係数  $\Pi$  は、加重平均気温  $T_m$  を 260K で一定と仮定し、0.15 とし、式 (4.9) より、

$$PWV = 0.15 \times ZWD \quad (5.1)$$

とした。

観測期間が観測局によって異なるため、1984 年～1992 年、1992 年～2005 年、1995 年～2005 年の 3 つの時間範囲に区切った。

時間変化のモデルは、トレンド、バイアスを用いて、

$$PWV[t] = a_0 + a_1 t \quad (5.2)$$

として最小 2 乗近似により  $a_0, a_1$  のパラメータを推定し、 $a_1$  を可降水量の変化率とした。

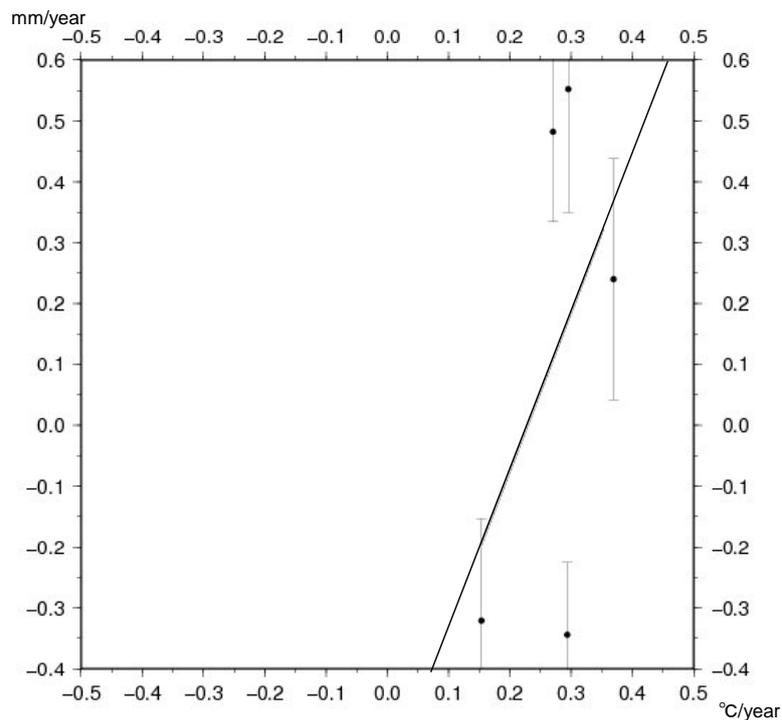
気温のデータは NCEP (National Centers for Environmental Prediction) による 2.5 度間隔のグリッド点における一カ月毎の値をダウンロードして用いた。可降水量の変化率と気温の変化率で相関を取り、気温上昇率 1°C/year あたりの可降水量変化率を各期間について求めた。

### 5.1.2 VLBIによる可降水量変化推定結果

1984年～1992年期間では気温変化はすべて上昇を示しているが、可降水量変化はばらつきがある（第5.2表）。気温変化率と可降水量変化率の相関をとると、相関係数は0.47、傾きは2.53[mm/°C]となった（第5.1図）。気温変化と可降水量変化に弱い相関がみられる。しかし、この期間はデータが存在する観測点が少なく、各観測点の誤差も大きいため、はっきりとした相関関係にあるとはいえない。

第5.2表：1984年～1992年の可降水量変化率、気温変化率

観測点	可降水量変化[mm/year]	気温変化[°C/year]
WETTZELL	-0.344	0.293
ONSALA60	0.24	0.37
MOJAVE12	-0.321	0.154
RICHIMOND	0.522	0.296
WESTFORD	0.482	0.271

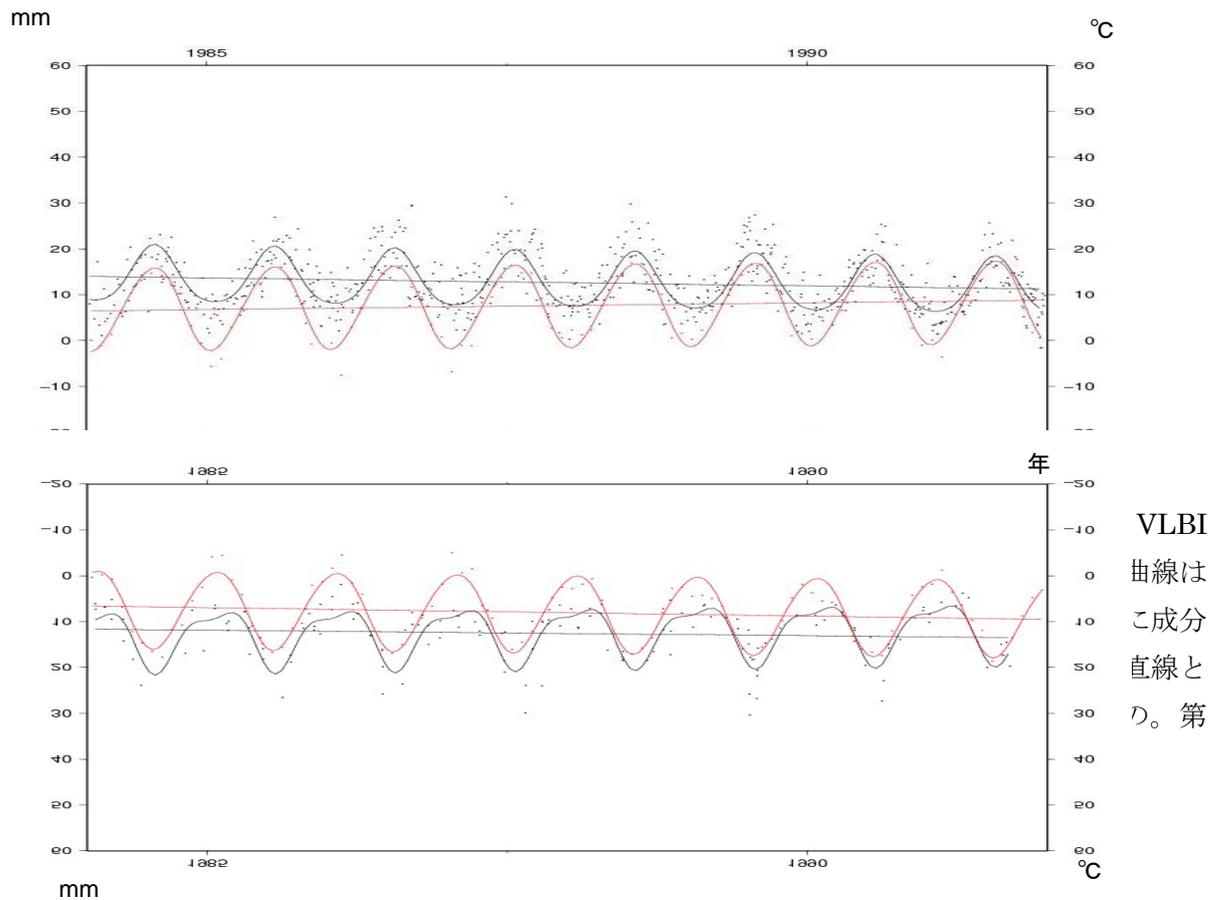


第5.1図：1984年～1992年の気温変化率を横軸に、可降水量変化率を縦軸にとりプロットしたもの。直線はデータの一次回帰直線を示す。

以下に示す第 5.2 図、第 5.3 図、第 5.5 図、第 5.6 図、第 5.8 図、第 5.9 図、は、VLBI のデータをもとに算出した可降水量と、NCEP による VLBI 点近傍地点の気温の時系列である。

1984 年～1992 年の WETZELL 局の可降水量変化は減少のトレンドであるが、気温変化は上昇トレンドを示している（第 5.2 図）。1986 年～1989 年の夏期の可降水量が大きいことが、全体として減少トレンドとなっている要因だと考える。

1984 年～1992 年の ONSALA60 局の可降水量変化、気温変化ともに上昇のトレンドを示しており、よくあっている（第 5.3 図）。可降水量に半年周変化がみられ、気温も 1989 年、1990 年などは半年周変化によくあっている。



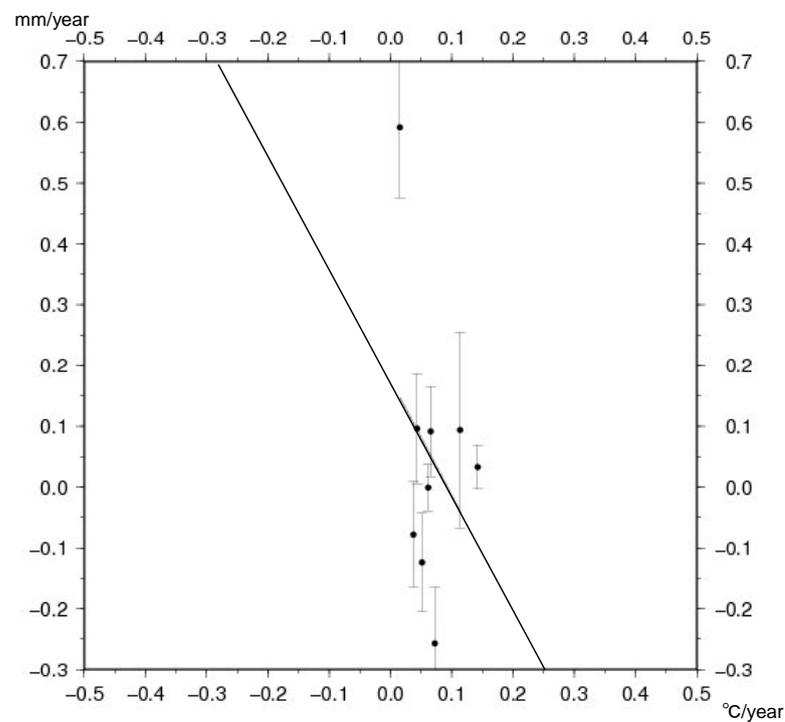
年

第 5.3 図 : ONSALA60 局における可降水量、気温の 1984 年～1992 年の時系列

1992年～2005年期間では気温変化率が最大の観測点で0.143[°C/year]と小さく、可降水量変化はばらつきが大きい(第5.3表)。気温変化率と可降水量変化率の相関をとると、相関係数は-0.31、傾きは-1.39[mm/°C] (第5.4図)。各局の気温変化率が小さい。HARTRAO局が気温変化に対して非常に大きな可降水量変化をした。HARTRAO局を除いた9観測点での相関係数は0.26、傾きは0.8[mm/year]。気温と可降水量の相関は小さい。

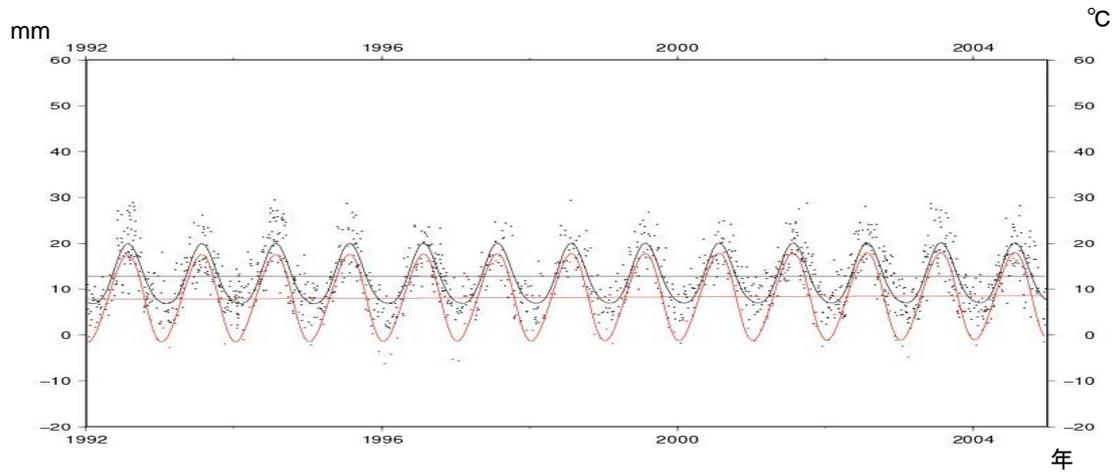
第5.3表：1992年～2005年の可降水量変化率、気温変化率

観測点	可降水量変化[mm/year]	気温変化[°C/year]
WETTZELL	-0.001	0.062
ONSALA60	-0.096	0.038
MATERA	0.092	0.066
PIETOWN	0.094	0.114
GILCREEK	0.033	0.143
WESTFORD	0.096	0.044
ALGOPARK	-0.257	0.073
HARTRAO	0.592	0.015
HOBART20	-0.124	0.051

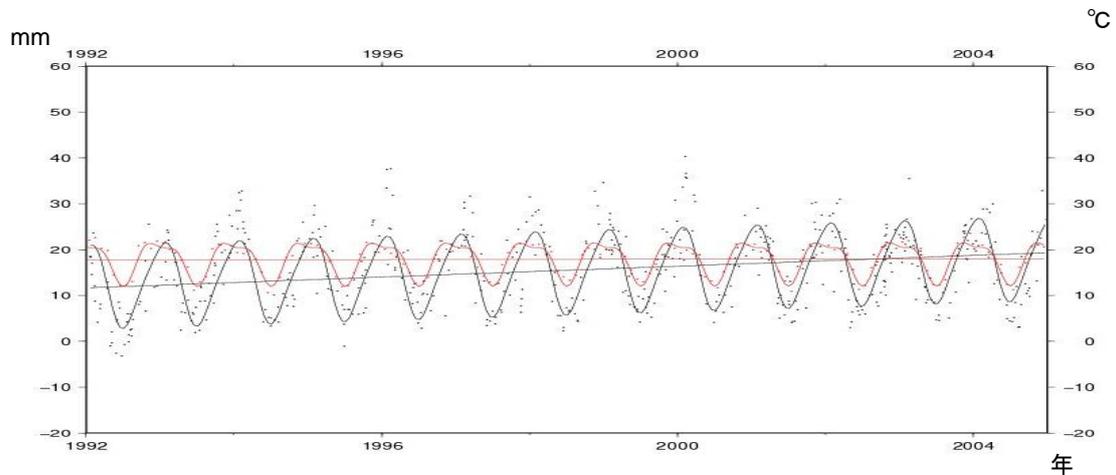


第5.4図：1992年～2005年の気温変化率、可降水量変化率のプロット、一次回帰直線。

WETZELL 局では冬期の可降水量の値はあまり変わらないが、夏期の値は年によってばらつきがみられる (第 5.5 図)。一方 HARTRAO 局の 1992 年冬期の可降水量の値が際立って小さく、1997 年以前の値にばらつきがあることが全体としてのトレンドに影響を与えているものと推測される。特に、気温は半年周変化が顕著に見られ、可降水量変化ではあまり見えないと一致していない (第 5.6 図)。



第 5.5 図 : WETZELL 局における 1992 年～2005 年の可降水量、気温の時系列

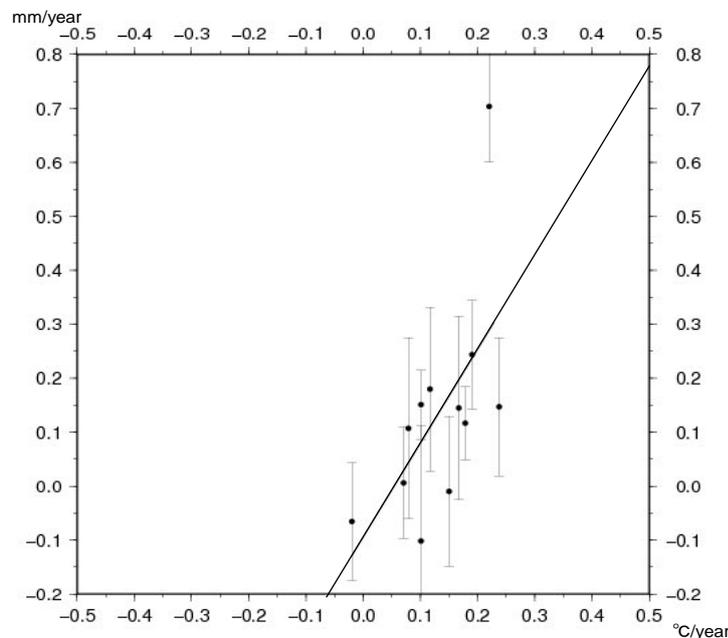


第 5.6 図 : HARTRAO 局における 1992 年～2005 年の可降水量、気温の時系列

1995年～2005年期間は、最も多数の観測点で比較することができた。気温変化は上昇傾向が強くみられ、可降水量も上昇している観測点が多い(第5.4表)。気温変化率と可降水量変化率の相関をとると、相関関数は0.61、傾きは1.74[mm/°C]となる。NYALES20観測局の可降水量変化は例外的に大きく、相関を示す直線から外れている。その他の観測局は良い相関を見せる(第5.7図)。

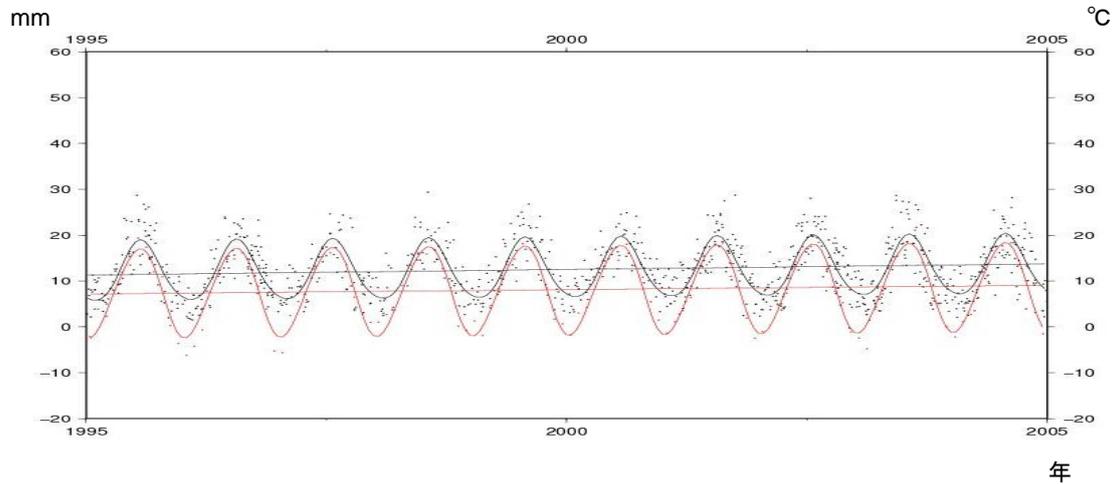
第5.4表：1995年～2005年の可降水量変化率、気温変化率

観測点	可降水量変化[mm/year]	気温変化[°C/year]
WETTZELL	0.224	0.062
NYALES20	0.703	0.22
ONSALA60	0.145	0.167
MATERA	0.147	0.238
PIETOWN	-0.102	0.102
KOKEE	0.151	0.101
GILCREEK	0.116	0.178
WESTFORD	0.18	0.117
ALGOPARK	-0.01	0.15
HARTRAO	0.107	0.079
HOBART20	0.006	0.071
FORTALEZA	-0.066	-0.02

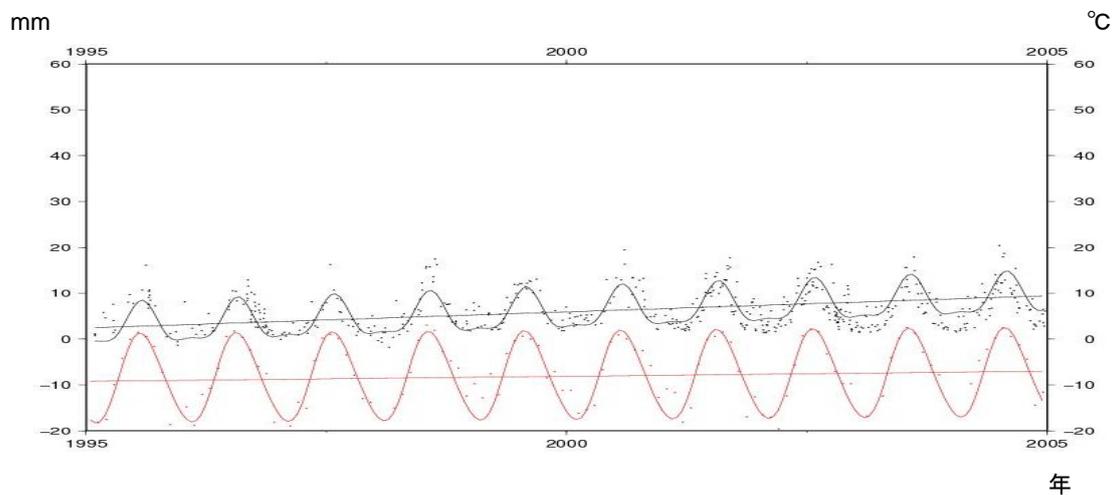


第5.7図：1995年～2005年の気温変化、可降水量変化のプロット。第5.1図や第5.4図に比較すると、気温と可降水量の相関は良い。上方に大きく離れたデータはスバル諸島(北極海)のニーオルスン局(NYALSE20)のもの

WETTZELL 局では可降水量変化、気温変化ともに上昇のトレンドが見える。上昇量は可降水量変化の方が大きい(第 5.8 図)。NYALSE20 局では冬期の可降水量はあまり変化していないが、夏期の可降水量変化は上昇を示しており、全体的には上昇トレンドである。季節変化の振幅が時間とともに増えているが、全体を通して季節変化の振幅を一定としたモデル(黒い曲線)に当てはめたため、最後の方でモデルとデータの一致度が悪くなっている。なお気温変化は可降水量変化から期待されるものよりかなり小さい(第 5.9 図)。



第 5.8 図 : WETTZELL 局における 1995 年～2005 年の可降水量、気温の時系列



第 5.9 図 : NYALSE20 局における 1995 年～2005 年の可降水量、気温の時系列

## 5.2 GPS を用いた可降水量変化推定

### 5.2.1 GPS による可降水量変化推定に用いた方法

国土地理院が運用している連続 GPS 稠密観測網 GEONET (GPS Earth Observation NETwork) のデータから得られた大気遅延量 ZTD の推定値を用いて可降水量変化の推定を行った。ZTD の推定値は国土地理院の解析によって得られたものを使わせていただいた。ZTD は 3 時間ごとの値として与えられているが、本研究ではそれらを平均して一日毎の値として用いた。

ZHD は、気象庁のデータより、札幌、仙台、東京、長野、名古屋、大阪、広島、高知、熊本、那覇の 10 箇所の月平均気圧を用い、式 (4.8) より、

$$\begin{aligned} \text{ZHD} &= 2.279 \times \frac{P_0}{f(\varphi, H)} \\ f(\varphi, H) &= (1 - 0.00266 \cos \varphi - 0.00028H) \end{aligned} \quad (5.3)$$

として、10 地域に分けて算出した。

変換係数  $\Pi$  は、VLBI での推定と同様、加重平均気温  $T_m$  を 260K で一定と仮定し、0.15 とした。時間変化のモデルは、トレンド、バイアス、年周変化、半年周変化を用いて、

$$\text{PWV}[t] = a_0 + a_1 t + a_3 \sin(2\pi t - b_3) + a_4 \sin(4\pi t - b_4) \quad (5.4)$$

として最小 2 乗近似により  $a_0 \sim a_4, b_3, b_4$  のパラメータを推定し、 $a_1$  を可降水量の変化率とした。なお最小二乗法の線形性を保つため、実際には右辺の第三項、第四項は展開して年周項については  $a_3 \cos b_3$  および  $a_3 \sin b_3$ 、半年周項については  $a_4 \cos b_4$  および  $a_4 \sin b_4$  を実際の推定パラメータとしている。

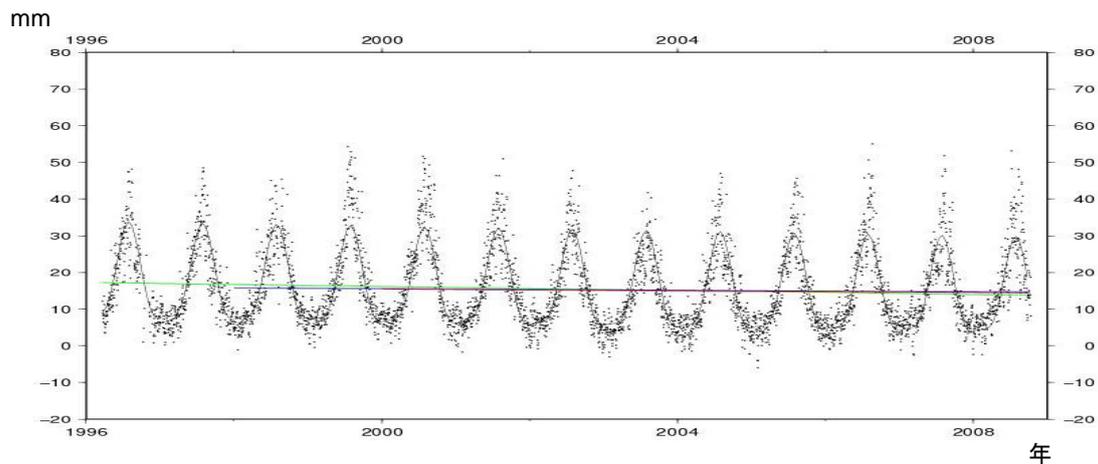
NCEP による気温、可降水量のデータも同様に式 (5.2) のモデルを用いて変化率を推定し、GPS のデータから算出した変化率と比較を行った。

## 5.2.2 GPS による可降水量変化推定結果

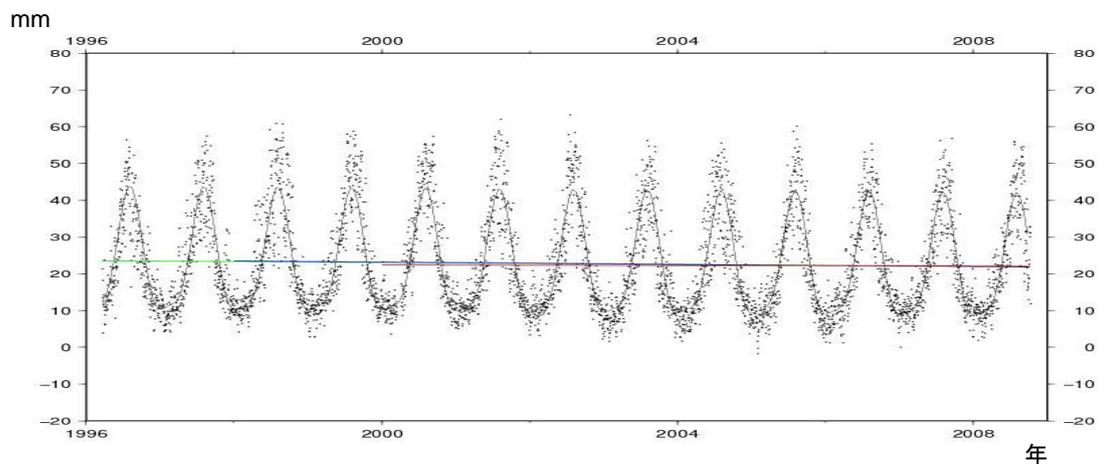
以下に示す第 5.10 図～第 5.15 図は、GPS による大気遅延データをもとに算出した可降水量の時系列である。図中のトレンドを表す直線は、年周、半年周変化を含んでいない。

稚内での可降水量変化はどの期間でも減少を示している。特に 2003 年～2005 年の夏期は小さい値になっている。冬期も 2003 年以降値が小さくなっていることが分かる（第 5.10 図）

気仙沼での可降水量も減少トレンドを示している。2003 年以降、夏期の可降水量の値が小さくなっている。



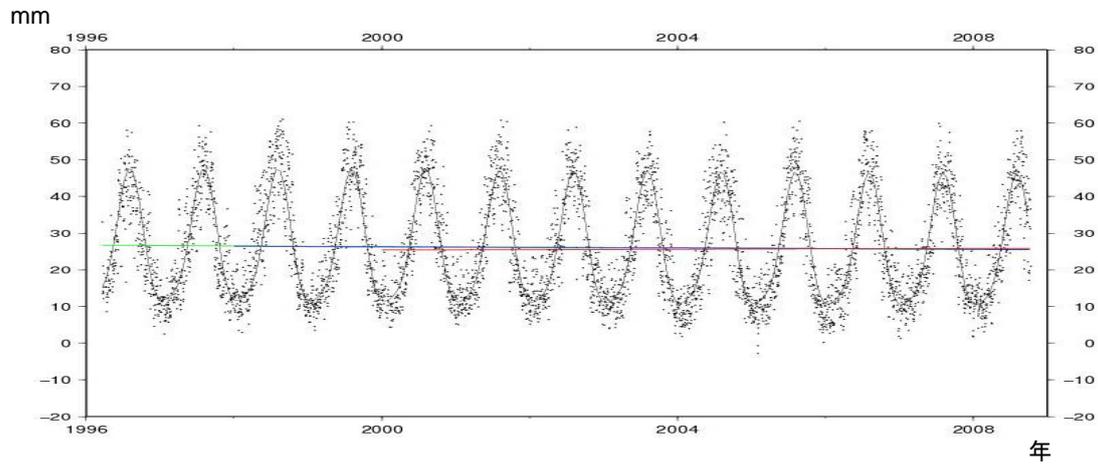
第 5.10 図：稚内 GPS 点での可降水量変化の時系列点は可降水量のデータ、緑、青、赤直線は 1996 年～2008 年期間、1998 年～2008 年期間、2000 年～2008 年期間のデータをそれぞれ最小 2 乗法ではめた直線、黒曲線は可降水量を直線変化成分（バイアスとトレンド）、年周変化成分、半年周変化に成分で最小 2 乗フィットしたもの。第 5.11 図以降も同様。



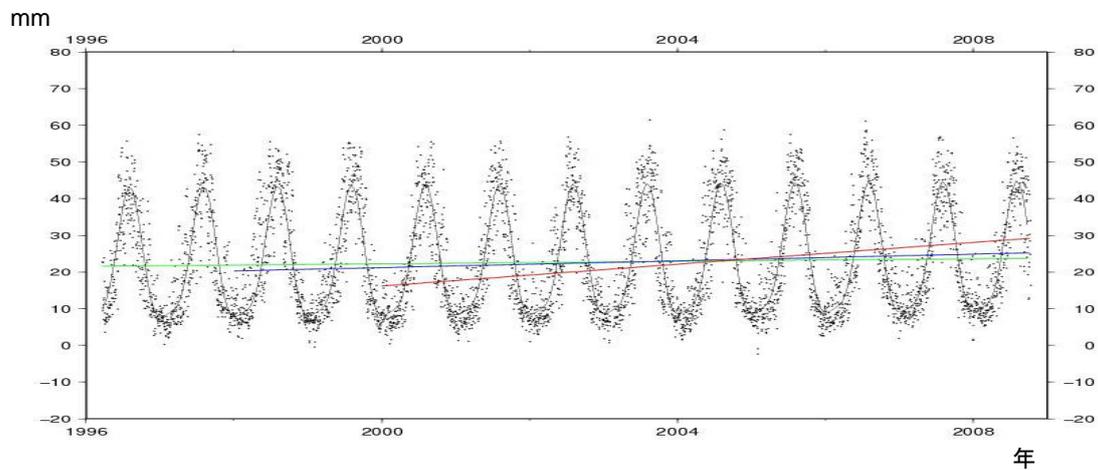
第 5.11 図：気仙沼 GPS 点での可降水量変化の時系列

世田谷での可降水量には大きなトレンドの変化は見られなかった。しかし、1998年の夏期の値が大きいほうに、2005年の冬期の値が小さいほうに偏っているなど、各年での増減が見られる。  
(第 5.12 図)

宝塚での可降水量変化はどの期間でも増加トレンドを示している。特に夏期の可降水量の値に小さいものが少なくなっているのが分かる (第 5.13 図)。



第 5.12 図：世田谷 GPS 点での可降水量変化の時系列。

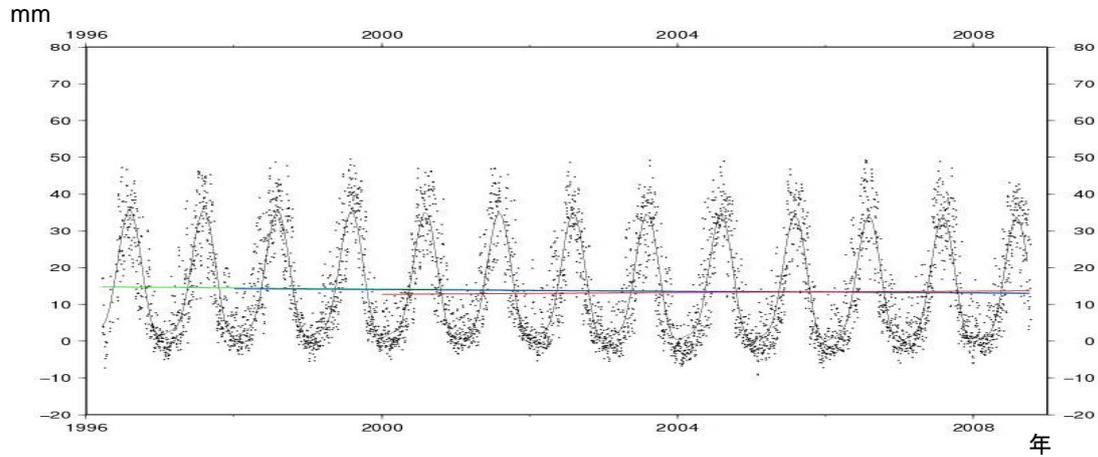


第 5.13 図：宝塚 GPS 点での可降水量変化の時系列

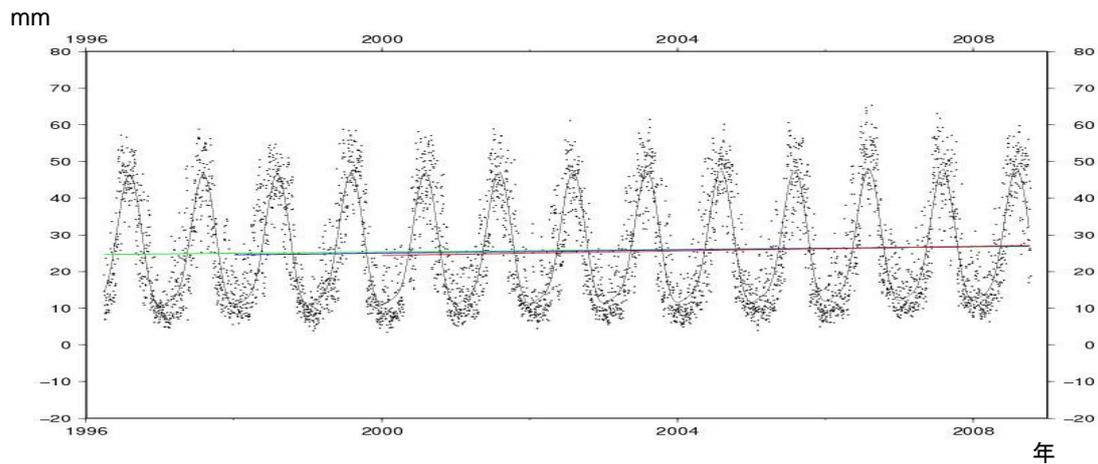
広島熊野での可降水量変化は減少トレンドを示しており、1998年～2008年期間でトレンドが大きい。冬期の値が小さくなっている（第5.14図）。

熊本での可降水量変化のトレンドは小さいが、各年の増減は大きい（第5.15図）。

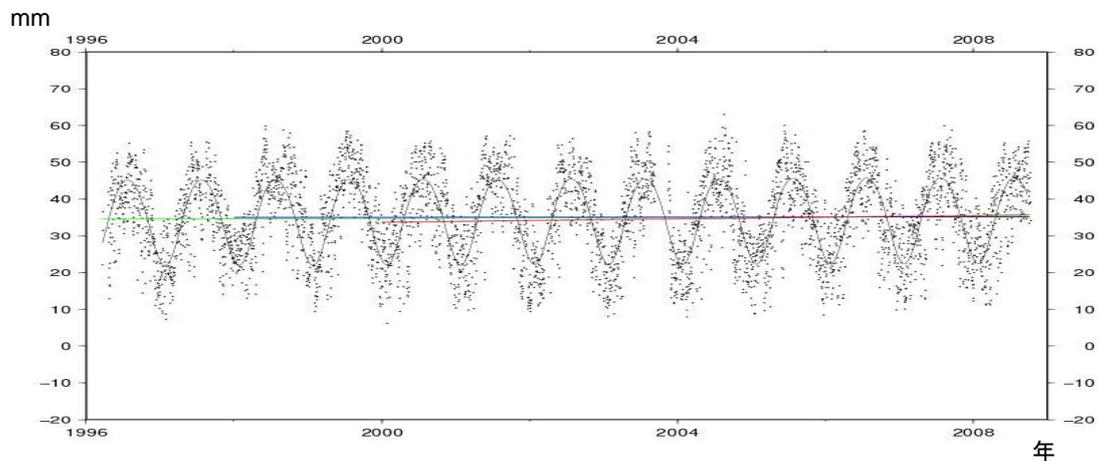
城部での可降水量変化は、半年周の変化がよく見えており、各年での増減が激しい（第5.16図）。



第 5.14 図：広島熊野 GPS 点での可降水量変化の時系列

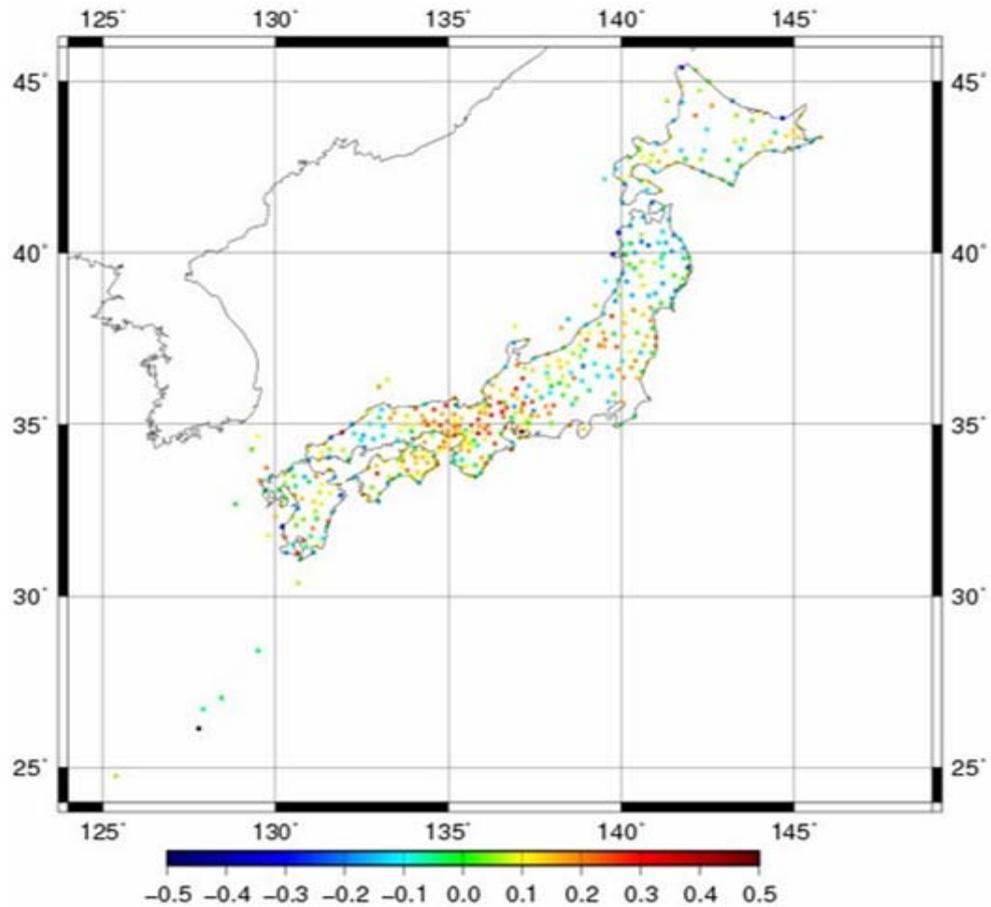


第 5.15 図：熊本 GPS 点での可降水量変化の時系列

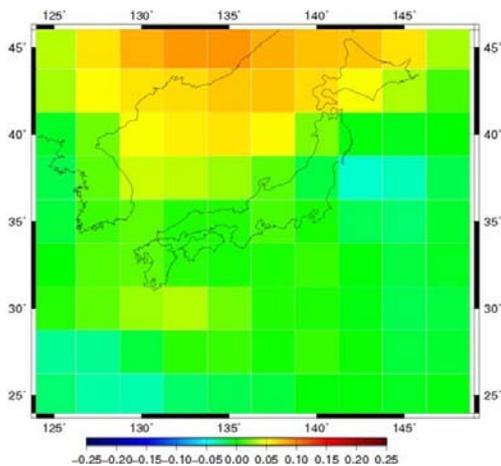


第 5.16 図：城部 GPS 点での可降水量変化の時系列

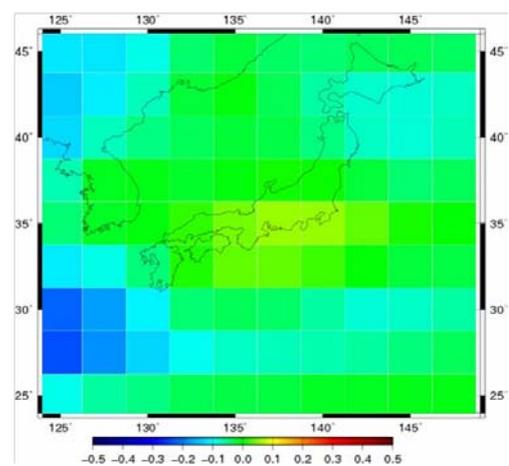
1996年～2008年間のGPSデータによる可降水量は関西地方で特に大きな増加トレンドが見られ、東北、北海道地方では減少トレンドが目立つ（第5.17図）。NCEPのモデルによる気温変化は高緯度ほど増加トレンドであり、北海道で小さな上昇トレンドがある他は日本地域ではほぼ変化がない（第5.18図）。モデルによる可降水量変化は関東～関西にかけて小さな増加トレンド、北海道、九州で小さな減少トレンドである。（第5.19図）



第5.17図：GPSによる1996年～2008年の可降水量変化[mm/year]

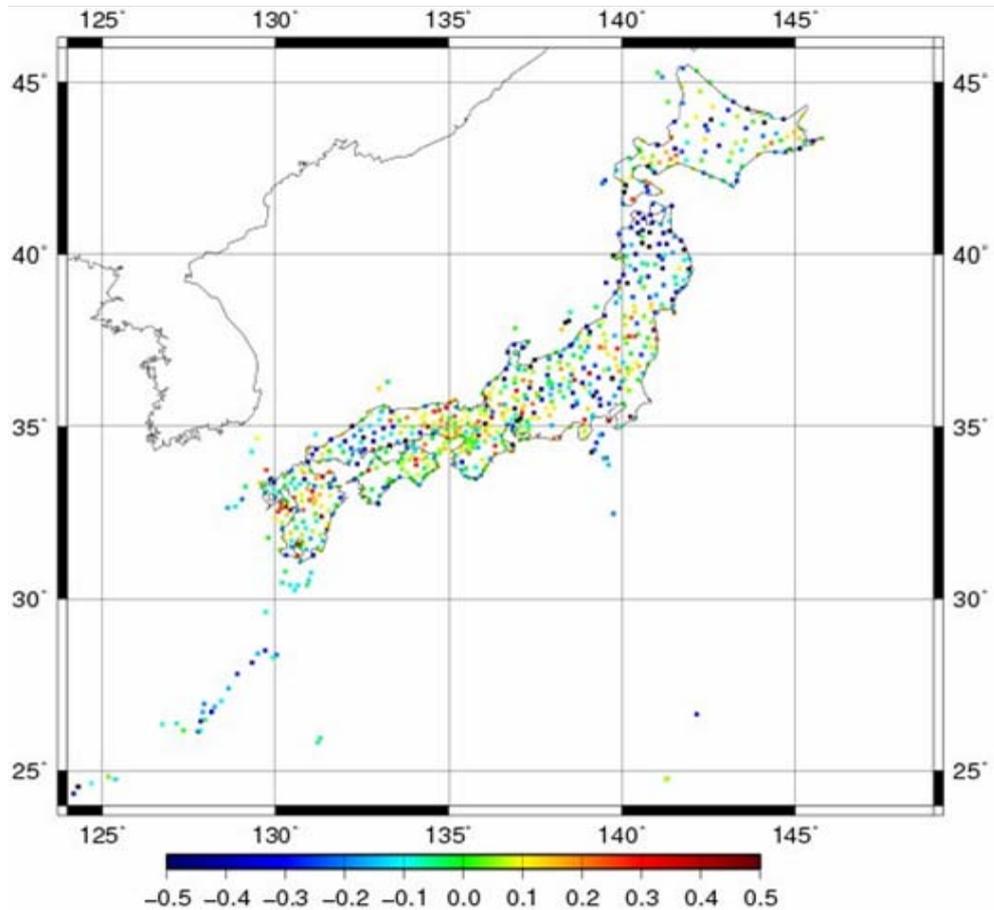


第5.18図：NCEPによる1996～2008年の気温変化[°C/year]

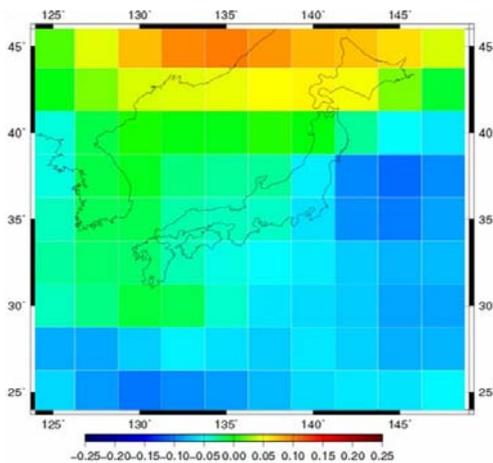


第5.19図：NCEPによる1996～2008年の可降水量変化[mm/year]

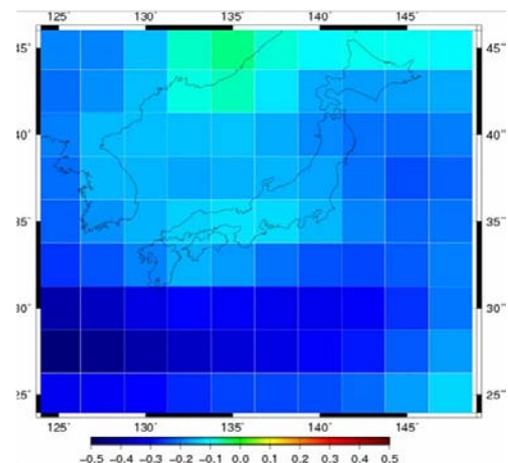
1998年～2008年期間のGPSデータによる可降水量は関西地方、九州の一部で増加トレンドが見られる以外は全体的に減少トレンドである。特に東北、北陸、中国地方では $0.4\sim 0.5$ [mm/year]の大きな減少トレンドが見られた(第5.20図)。NCEPのモデルによる気温変化は北海道で増加トレンドであり、関東地方で小さな減少トレンド、その他の地域ではほぼ変化がない(第5.21図)。モデルによる可降水量変化は全体的に減少トレンドであり、特に東北、九州、沖縄地方の減少が大きい(第5.22図)。



第 5.20 図 : GPS による 1998 年～2008 年の可降水量変化[mm/year]

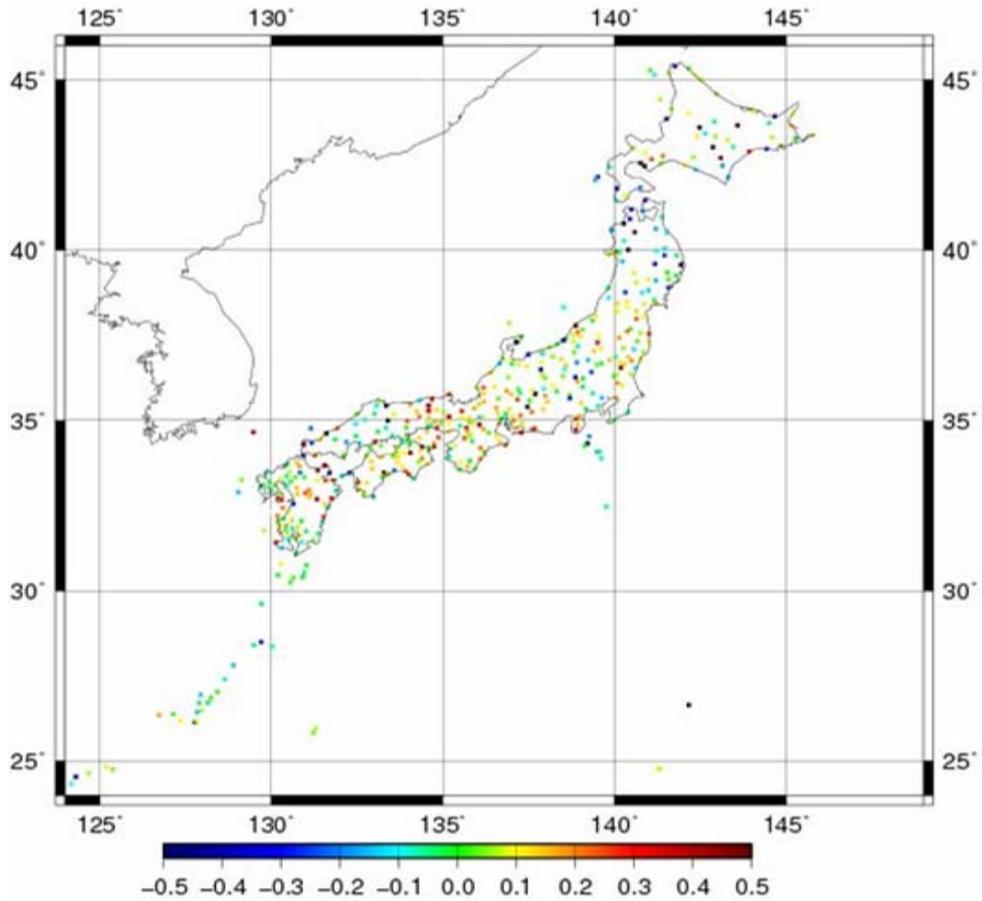


第 5.21 図 : 1998～2008 年の気温変化  
[°C/year]

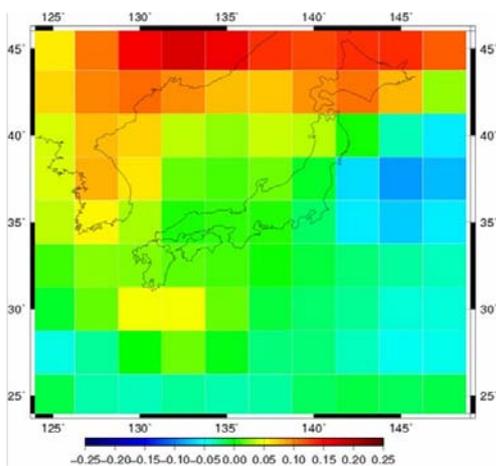


第 5.22 図 : 1998～2008 年の可降水量変化  
[mm/year]

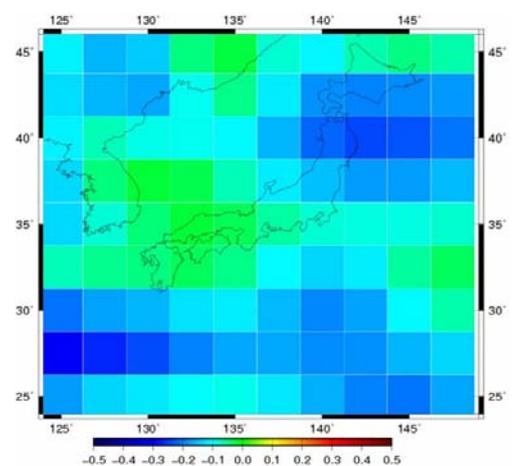
2000年～2008年期間のGPSデータによる可降水量は東北、北海道、中国地方の広い地域で減少トレンドが見られるが、関西、四国地方では増加トレンドを見せている（第5.23図）。NCEPのモデルによる気温変化は北海道で $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$ 以上の大きな増加トレンドであり、その他の地域ではほぼ変化がない（第5.24図）。モデルによる可降水量変化は、関東以北、沖縄地方で減少トレンドを示しており、関西、中国、四国、九州地方は変化が小さい（第5.25図）。



第 5.23 図：2000 年～2008 年の可降水量変化[mm/year]



第 5.24 図：2000～2008 年の気温変化  
[ $^{\circ}\text{C}/\text{year}$ ]



第 5.25 図：2000～2008 年の可降水量変化  
[mm/year]

## 6 考察

### 6.1 VLBI

1984年～1992年のVLBIによる可降水量の時間変化の推定結果は、このような長い観測期間を持つ局が5点だけであったこともあり、可降水量の変化と温度等の変化の相関は良くない(第5.4図)。

同じことを1992年～2004年の時間窓で行ったところ、温度と可降水量のトレンドは負の相関を持つことが示された。しかしこれは南アフリカHARTRAO局の可降水量変化が大きすぎたこと、および観測局の間での気温変化の値が似通っていたため相関をうまく求められなかったことによるものである。(第5.7図)

VLBIで得られた可降水量のトレンドを調べたSchuhらの研究(2003)によると、DGFIO2R02、ITRF2000より、観測局の上下方向の変化速度は最大で0.8[mm/year]とし、これはZWDで0.3[mm/year]に相当すると示唆した。すなわち、ZWDで0.3[mm/year]、PWVで0.045[mm/year]より大きい値のトレンドは有意である。Schuhらは1984年～2002年のWettzell局での可降水量の変化は0.1[mm/year]以上であると推定し、これを有意なものとしたが、本研究ではWettzell局での可降水量のトレンド推定値は0.0[mm/year]となり、有意な増加は見出すことができなかった。しかし、可降水量変化のトレンドが一定ではなく加速度を持っており、減少から増加に変わりつつあることを見いだした。

次に地上気象観測と大気水蒸気量の関係を考えてみる。Trenberth et al., (2007)は最大大気容水量(大気が保持できる水蒸気の最大量)は気温1°Cごとに7%増えることを示唆した。最大大気容水量は25mm程度であるため、1°Cの気温上昇で1.75mm水蒸気の最大量が増える計算になる。可降水量の増加は最大量変化とほぼ一致すると仮定すると、地上気温の変化率と可降水量の変化率の比例係数は1.75mm/°Cとなることが予測される。

VLBIによる測定からこの係数を求めてみる。得られた係数は1984年～1992年の期間では2.598[mm/°C]、1992年～2005年の期間では-1.893[mm/°C]、1995年～2005年の期間では1.737[mm/°C]となり、1995年～2005年の期間では上記のモデルとよく一致した。その他の期間でモデルと合わなかった原因としては、観測点の数が少ないこと、大きな誤差を含む観測点が存在することなどの理由が考えられる。

また、本研究では可降水量及び気温のトレンドを式(5.2)のように年周、半年周変化を含まない形で算出したこともモデルと合わない原因であると考えられる。

### 6.2 GPS

次にGEONETのGPS観測による長期的な水蒸気量変化に関して考察する。まず問題点として与えられたデータが乾燥大気遅延も含んだ全体(ZTD)であり、これらから湿潤大気遅延(ZWD)を求める手法が完全でない可能性がある。それを踏まえて変化率をみると、1998年～2008年期間の変化は他の2つの期間に比べて減少が目立っており、広範囲で大きく減少している。また、NCEPのモデルによる気温変化、可降水量変化も他の期間に比べ減少傾向にある。これは、1998年付近で水蒸気量が大きくなるようなイベントが発生したため(例えば1998年の大規模エ

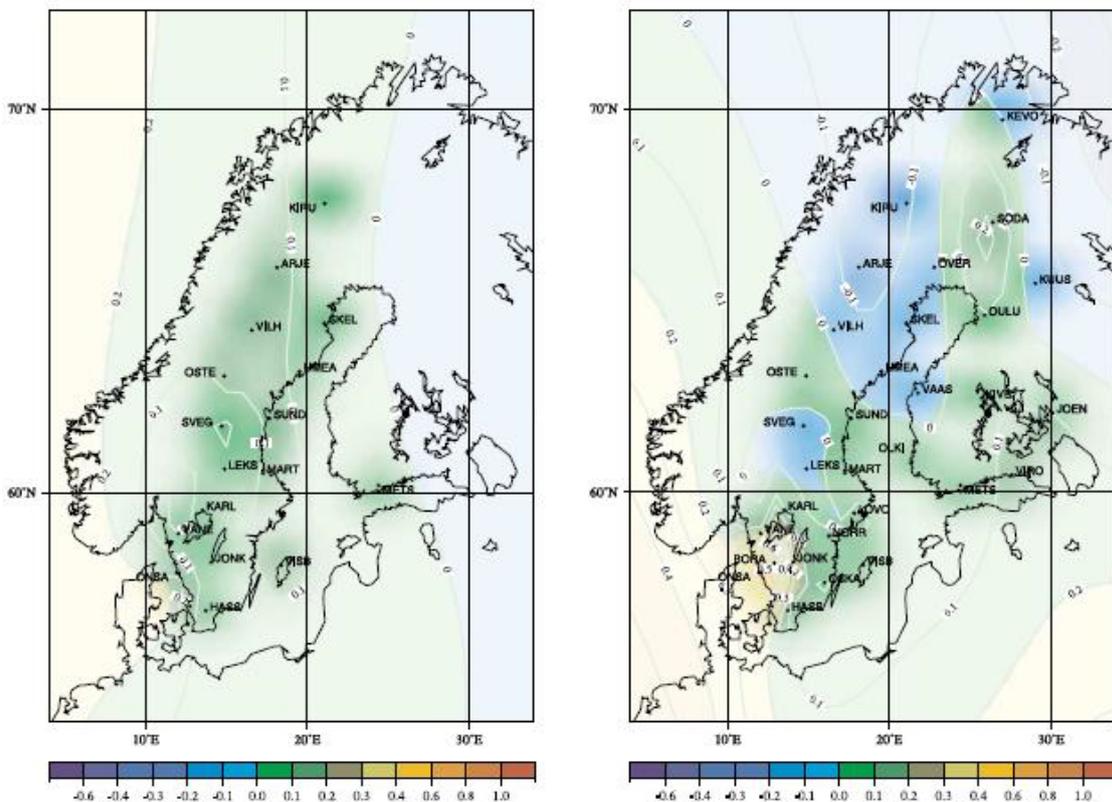
ルニーニョ等)ではないかと考えられる。

いずれの期間においても関西地方は増加のトレンドを示しており、一方東北、北海道、中国地方の広い範囲で減少トレンドを示している。地域ごとに変化の傾向が同じになっているので、乾燥大気遅延の変化率の分を差し引くために用いた気圧のデータが 10 箇所しか用いなかったことで地域ごとの違いが出たのではないかと考えられる。

水蒸気量変化と気温変化の相関に関しては、北海道地方で水蒸気量変化は減少トレンドを、気温変化は増加トレンドを示しているため、逆相関となっている。このことに関しては、本来大気の状態によって変わる遅延量から可降水量への変換係数を一定としたことで北海道地方の減少トレンドが大きくなったと考えられる。

GPS の観測データをもととした可降水量値と、NCEP のモデルによる可降水量値は、モデルが  $2.5^\circ$  刻みと地域ごと程度の解像度であるが、傾向としてはよくあっていると思う。特に、東北地方での減少トレンドや、関西地方での増加トレンドは両方で比較的明瞭に見られた。

Gradinarsky ら (2002) は、スウェーデンを中心としたスカンディナヴィア半島の地域で GPS データを用いて可降水量変化の推定を行った。データ期間に差があるため、1993 年 3 月～2000 年 12 月期間で 17 観測点、1996 年 12 月～2000 年 12 月期間で 31 観測点のデータを用いている。結果、 $-0.1\sim 0.5$  [mm/year] の変化率となり、多くの地点で増加トレンドであった (第 6.1 図)。また、スウェーデンの平均気温は  $0.1\sim 0.2$  [ $^\circ\text{C}/\text{year}$ ] の増加トレンドであり、可降水量のトレンドと一致するとした。しかし、本研究では GPS データによる可降水量変化のトレンドと気温変化のトレンドは一致しなかった。



第 6.1 図：スカンディナヴィア半島の可降水量推定図 (左) 1993 年 3 月～2000 年 12 月期間、17 観測点、(右) 1996 年 12 月～2000 年 12 月期間、31 観測点

## 7 謝辞

本研究をするにあたり、宇宙測地学研究室、固体系ゼミの方々に大きなご支援と助言をいただいたことを感謝いたします。指導教官の日置幸介教授には、テーマ選択、プログラミング、方向性など、さまざまな点で導いていただきました。本当にありがとうございます。固体系ゼミの蓬田清教授、小山順二教授、古屋正人准教授、博士研究員の高田陽一郎さんには、中間発表などでご指摘、助言をいただき、研究の助けとなったことを深く感謝いたします。

同研究室大学院生の小川涼子さん、片岡健さん、菅原守さん、松尾功二さんにはさまざまな面で助力いただき、ありがとうございました。

同じ研究室の4年生、大関優君、木下陽平君、芹沢伸隆君には、助言、助力いただきました。本当にありがとうございました。

## 8 参考文献

- Bates, J.J., and D.L. Jackson, 2001: Trends in upper-tropospheric humidity. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1695-1698
- Dai, A., et al., 2006: Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 597-606
- Gradinarsky, L.P., et al, 2002: Climate monitoring using GPS, PHYSICS and CHEMISTRY of the EARTH, 335-340
- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., p271-274
- Ishii, M., et al., 2005: Objective analysis of SST and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879
- McCarthy, M.P., and R. Toumi, 2004: Observed interannual variability of tropical troposphere relative humidity. *J. Clim.*, **17**, 3181-3191
- 水野亮, 長濱智生, 2005, 地球温暖化 50 のなぜ, 太陽出版株式会社
- 大谷竜, 内藤勲, 1998, GPS 可降水量の物理と評価, 気象研究ノート 192 号, 日本気象学会, 15-33
- 日本測地学会, 1989 : 訂版 GPS-人工衛星による精密測量システム-, 日本測量協会
- Philipona, R., et al., 2004: Radiative forcing - measured at Earth's surface - corroborate the increasing greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15712, doi:10.1029/2003GL018765
- Held, I.M., and B.J. Soden, 2000: Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.*, **25**, 441-475
- Philipona, R., et al., 2005: Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19809, doi:1029/2005GL023624
- Picon, L., et al., 2003: A new METEOSAT "water vapor" archive for climate studies. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4301, doi:10.1029/2002JD002640
- Robinson, P.J., 2000: Temporal trends in United States dew point temperatures. *Int. J. Climatol.*, **20**, 985-1002
- Schuh, H., and J. Boehm, 2003, Determination of tropospheric parameters by VLBI as a contribution to climatological studies, Institute of Geophysics IGG, University of Technology, 1040 Vienna, Gusshausstrasse, 27-29
- Soden, B.J., and S.R. Schroeder, 2000: Decadal variations in tropical water vapor: A comparison of observations and a model simulation. *J. Clim.*, **13**, 3337-3340
- Soden, B.J., et al., 2002: Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, **296**, 727-730
- Soden, B.J., et al., 2005: The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310**, 841-844

高橋富士信, 近藤哲朗, 高橋幸雄, 1997, VLBI 技術, オーム社

Trenberth, K.E., and L. Smith, 2005: The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses. *J. Clim.*, **18**, 864-875

Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

辻宏道, 1998, GPS の原理, 気象研究ノート 192 号, 日本気象学会, 1-13

Wang, J.X.L., and D.J. Gaffen, 2001: Trends in extremes of surface humidity, temperatures and summertime heat stress in China. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**, 742-751.

#### 参考にしたウェブページのURL

気象庁ホームページ

<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

国土地理院 VLBI グループホームページ

<http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/vlbi/ja/index.html>