

GNSS 気候学：可降水量の長期変動と
大気遅延勾配の地域性

GNSS climatology : Long-term behavior of precipitable
water vapor and regionality of atmospheric delay gradient

北海道大学 理学部 地球惑星科学科

宇宙測地学研究室 4 年

02132024

佐藤 諒太

指導教官名 日置 幸介

要旨

近年、様々な異常気象が世界各地で問題になっている。その原因の一つとして考えられているのは、地球温暖化である。IPCC（Intergovernmental Panel on Climate Change）第五次評価報告書の WG1 によると、1880～2012 年において世界平均地上気温は 0.85°C 上昇し、さらに最近 30 年の各 10 年間の世界平均地上気温は、1850 年以降のどの 10 年間よりも高温である。そして、地球温暖化については「疑う余地はない」ものとしている。

大気中の水蒸気量の変化が与える地球温暖化への影響を知ることは、気象学分野において重要な課題である。広範囲での水蒸気分布やその変動を観察することで、気候変動との関連性を見出し、降水予報等の精度の向上へ貢献できるかもしれない。また、長期的な水蒸気の変動を見ることで、より長い時間スケールでの気候変動の予測の可能性も期待される。

GNSS（Global Navigation Satellite System）のマイクロ波が大気を通る際に受ける遅延量から乾燥大気による遅延量を差し引くと、水蒸気による遅延量を求めることができる。本研究では、GEONET（GNSS Earth Observation Network）による大気遅延データや、気象庁による気圧データを基に、1996～2016 年の大気中の水蒸気の変動を推定した。すると、ある程度の周期を持った変動であるようすが見られる。また、日本国内の複数の観測点での大気遅延量の変動を比較すると、様々な要素が遅延量に影響していることが分かった。

また、大気遅延勾配は、より詳細な遅延量推定において非常に重要な要素である。視線方向の大気遅延は衛星の仰角のみに依存すると長らく仮定されていたが、実際には方位角にも依存する。天頂での遅延量を見る際に、その方位角依存性を表す大気遅延勾配も合わせて推定することにより、上空の長期平均的な水蒸気分布の偏在がわかるようになる。そのため、GEONET による大気遅延勾配のデータを用い、日本上空の長期平均的な勾配の様子から、水蒸気の分布や偏在の推定を試みた。大気遅延勾配も大気遅延の変動と同様にある程度の規則性はあるが、時間によって大きく変化する様子も見られた。

本稿では、各観測点で推定した大気による遅延量と、大気遅延勾配の解析という 2 つの観点から、大気中の水蒸気の動向を推定し、その変動にどのような要素が関わりあって起きているのかを議論した。

目次

1. はじめに.....	1
1.1 水蒸気と地球温暖化との関係.....	1
1.2 宇宙測地技術による大気中の水蒸気の推定.....	3
1.3 大気中の水蒸気研究の歴史.....	4
2. GNSS の原理.....	7
2.1 GNSS のシステム.....	7
2.2 観測量.....	10
2.3 干渉誤差の原理.....	12
2.4 数学モデルとパラメータ推定.....	14
2.5 大気遅延量の補正.....	16
3. 天頂湿潤遅延の推定.....	19
4. 大気遅延勾配推定の原理.....	24
4.1 マッピング関数.....	24
4.2 大気遅延の方位異方性.....	25
5. 解析手順.....	27
5.1 天頂湿潤遅延推定.....	27
5.2 大気遅延勾配解析.....	30
6. 天頂湿潤遅延推定結果.....	33
6.1 天頂全遅延推定.....	33
6.2 ZTD 変化率の時間変化.....	36
6.3 天頂静水圧遅延と天頂湿潤遅延の推定.....	38
7. 大気遅延勾配推定結果.....	42
7.1 大気遅延勾配時系列モデル.....	42
7.2 大気遅延勾配ベクトル.....	45
8. まとめと今後の展望.....	50
9. 謝辞.....	52
10 参考文献.....	53

1. はじめに

1.1 水蒸気と地球温暖化との関係

近年、様々な異常気象が世界各地で問題になっている。その原因の一つとして考えられているのは、地球温暖化である。IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 第五次評価報告書の第1作業部会 (WG1) によると、1880～2012年において世界平均地上気温は0.85°C上昇し、さらに最近30年の各10年間の世界平均地上気温は、1850年以降のどの10年間よりも高温である。そして、地球温暖化については「疑う余地はない」ものとしている (図 1.1)。

地球温暖化は、大気中の温室効果ガスが地表面から地球の外へ放出される赤外線を吸収し、地表へ反射することで起こる。代表的な温室効果ガスとしては、CO₂やCH₄が挙げられるが、最も温室効果が高いとされているのは水蒸気 (H₂O) である。水蒸気は、気温が上昇すると大気中の水蒸気が増加し、より温室効果が強まるという正のフィードバックをもたらす。一方で水蒸気量はCO₂等のように直接人為的に増減を決定することはできないため、季節変化を含め地球の気候変動と密接に関わっている。

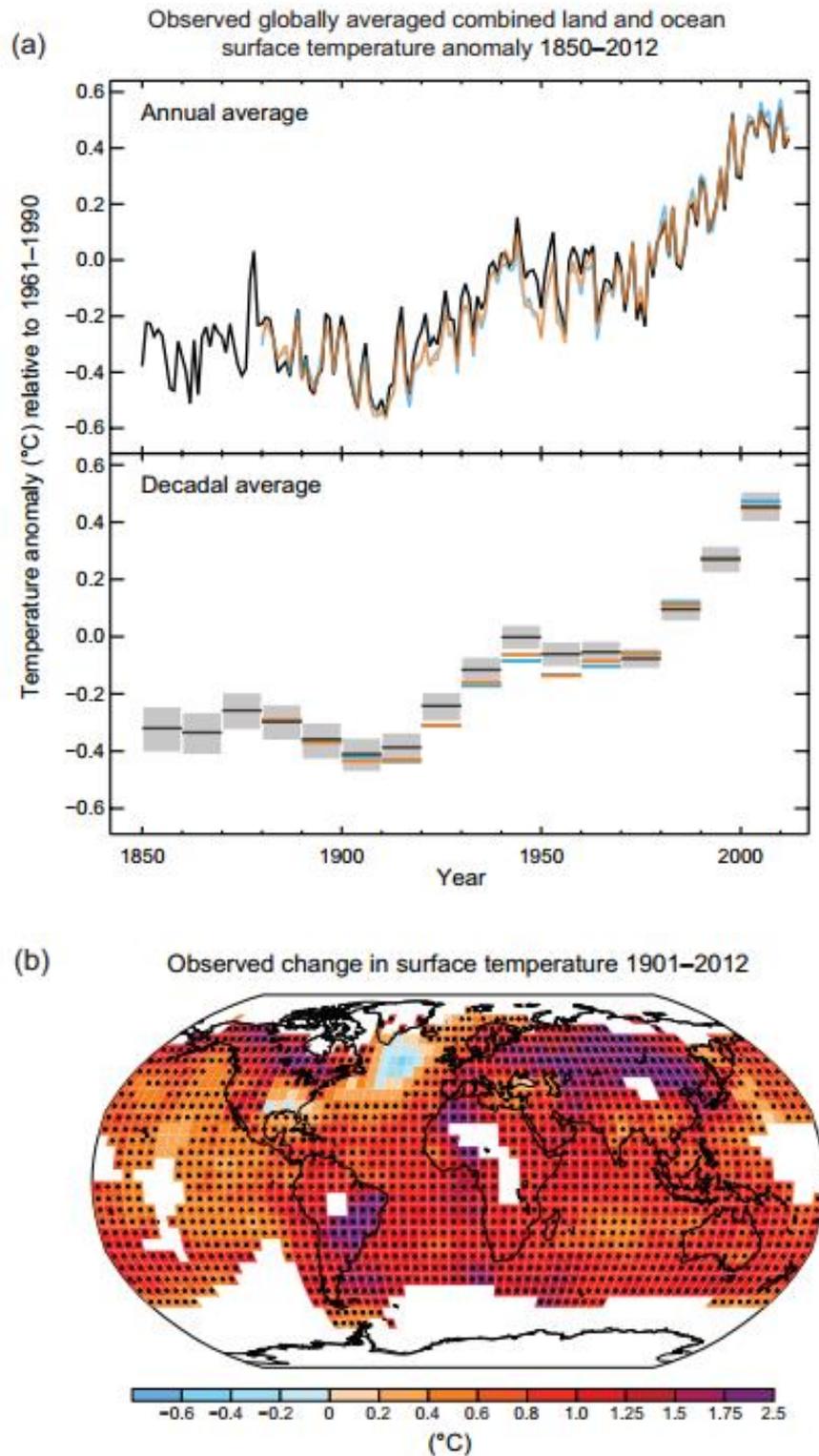


図 1.1 : (a)1850～2012 年に観測された世界平均地上気温の 1961～1990 年の平均からの気温偏差。上図が年毎の偏差で、下図が 10 年毎の偏差。横軸[年]、縦軸[°C]。
 (b)1901～2012 年の地上気温変化の分布。(IPCC, 2013)

大気中の水蒸気量の変化が与える地球温暖化への影響を知ることは、気象学分野において重要な課題である。広範囲での水蒸気分布やその変動を観察することで、気候変動との関連性を見出し、降水予報等の精度の向上へ貢献できるかもしれない。また、長期的な水蒸気の変動を見ることで、より長い時間スケールでの気候変動の予測の可能性も期待される。

1.2 宇宙測地技術による大気中の水蒸気の推定

大気中の水蒸気の分布は一様でなく、時間や気候に大きく左右されるため、地上での気象観測から広大な面積での上空水蒸気積分量を一度に把握することは容易ではない。もっとも観測の歴史が長いのはラジオゾンデによる観測だが、宇宙測地技術が登場した 1980 年代からは超長基線電波干渉法 VLBI (Very Long Baseline Interferometry) を用いた水蒸気量の推定も行われてきた。一方で全地球航法衛星システム GNSS (Global Navigation Satellite System) については、1970 年代に米国で全地球測位システム GPS (Global Positioning System) の開発が始まり、1993 年に正式に運用が開始され全地球上で使用できるようになった。現在までに、既に 20 年以上経過しており、ある程度長期間でのデータが得られるようになってきた。そのため、GNSS による大気水蒸気の長期変動の研究は、最近になって注目されるようになってきたが、これまで長期変動に注目した研究はまだ多くはない。

GNSS は日本国内だけでも観測点が約 1300 点あり、常に 4 機以上の GNSS 衛星を観測できるように衛星が配置されている。そのため、大気水蒸気変動の観測には、観測間隔が長くかつ不定期な VLBI や、一日あたりの観測回数が 2 回しかなく観測点も国内に 16 点しかないラジオゾンデと比べ、観測頻度、観測点の空間密度の双方で GNSS が最適である。

地球上にある各観測点で GNSS のマイクロ波を観測すると、大気によって遅延を受ける。衛星と地上局を結ぶ視線にそった遅延は、真上 (天頂) 方向における遅延 (天頂遅延) に仰角の関数であるマッピング関数を掛けたものとなる。大気全体 (電離圏のプラズマを除く) による天頂遅延量は天頂全遅延 ZTD (Zenith Total Delay) とよばれる。ZTD は水蒸気による遅延量である天頂湿潤遅延 ZWD (Zenith Wet Delay) と、乾燥大気による遅延量である ZHD (Zenith Hydrostatic Delay) との和で表すことができ、2400mm 前後であることが知られている (「遅延」は時間の概念だが、しばしば光速をかけて距離で記述される)。その内 ZWD は、300mm 程度と全遅延の 1 割以上を占めている。これは、一般的な大気 (25°C, 1atm) の飽和水蒸気量が約 23g/m³ であり、大気の水蒸気が占める体積比は約 0.3% 程度と非常に小さい値であることを考えると、水蒸気の伝搬遅延への寄与は意外に大きなものであることがいえる。

また、視線方向の大気遅延は衛星の仰角のみに依存すると長らく仮定されていたが、実際には方位角にも依存する。天頂での遅延量を見る際に、その方位角依存性を表す大気遅延勾

配も合わせて推定することにより、上空の長期平均的な水蒸気分布の偏在がわかるようになる。また、勾配を推定しなかった場合との比較によって、勾配が測位誤差に与える影響が掴めるようになる。本論文では、最初に天頂大気遅延の長期的変化について議論し、大気遅延勾配についての詳細な議論は後の章で行うこととする。

1.3 大気中の水蒸気研究の歴史

天頂湿潤遅延は単位面積当たりの大気の柱に含まれる水蒸気の総量に比例するため、適当な係数を掛けることによって、それらの水蒸気が降水となった場合に地表に溜まる水の厚さである「可降水量」(PWV、Precipitable Water Vapor) に換算することができる。宇宙測地技術を用いて PWV の長期間の変動をみると、季節変動に加え、緩やかな増加傾向にあることが過去の研究で報告されている (Haas et al., 2003)。図 1.2 にその例を示す。

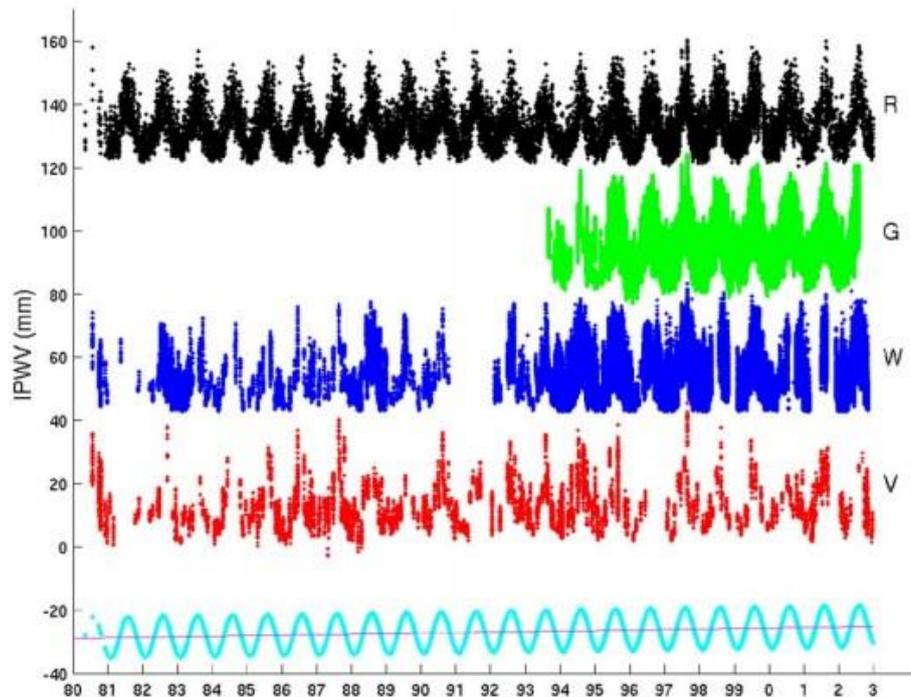


図 1.2 : 横軸は時間[年]、縦軸は様々な技術で得られた PWV[mm]を表す。上から、R : ラジオゾンデ、G : GPS、W : 水蒸気ラジオメーター、V : VLBI から推定した可降水量の変動。一番下の曲線は上記 4 つの可降水量変動を平均して季節変動と線形関数にモデル化したもの。また、この表は各観測法のデータを見やすくするために、データに offset 補正がなされており、それぞれ R : +120mm、G : +80mm、W : +40mm、V : ±0mm、モデル : -40mm の補正が加わっている。(Haas et al., 2003)

しかし、そこでは PWV の直線的な増加しか考慮しておらず、高次項を考慮したより詳細

な変動を見るに至っていなかった。その後、GNSS が導入されてから 10 年以上が経過し、長期間での連続した大気遅延データを得られるようになると、PWV の増加は単調増加でなく、十年程度の周期をもつ変動成分が重なっていることがわかってきた (吉田, 2010; 吉田・日置, 2012)。図 1.3 に、様々な時間スケールでみた稚内上空の ZTD の変化の様子を示す。

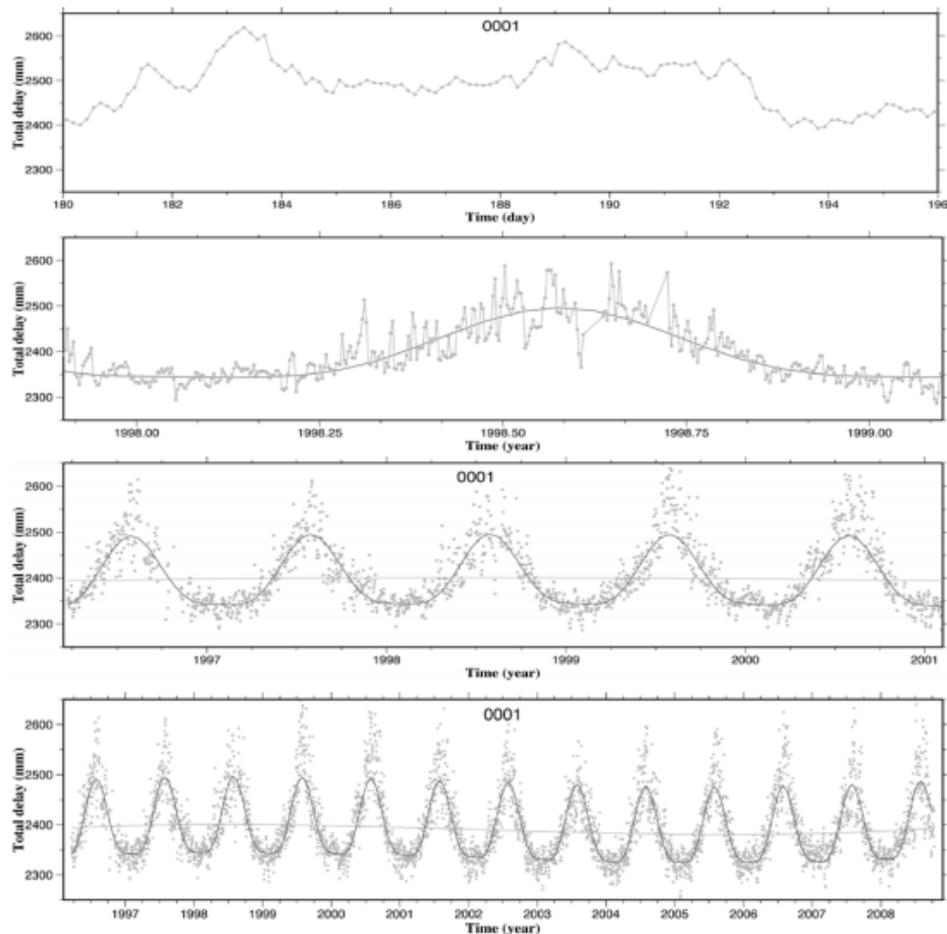


図 1.3 : 横軸は時間[単位は一番上が日、下の三つは年]、縦軸は稚内 (北海道) にある GNSS 局である 940001 観測点で求められた ZTD [mm] をあらわす。それぞれ期間の長さを変えてプロットした時系列。上から 15 日間の 3 時間ごとの時系列、約 1 年間の日平均の時系列、同じく約 5 年間、全データ期間 (約 12 年間) の時系列。(吉田・日置, 2012)

また、大気遅延勾配は、より詳細な遅延量推定において非常に重要な要素である。1990 年代前半頃から VLBI の観測データを用いて大気遅延勾配についての議論が進められてきた (MacMillan, 1995)。図 1.4 はスウェーデン南西部の Onsala 局における大気遅延勾配の 2 成分の二週間の間の変化の例である。我が国では国土地理院の GNSS 連続観測システム GEONET (GNSS Earth Observation Network) が平成 21 年から新しい解析戦略 (第 4 版)

を運用開始し、今まで行われていなかった大気遅延勾配の推定が導入された(中川他, 2009)。

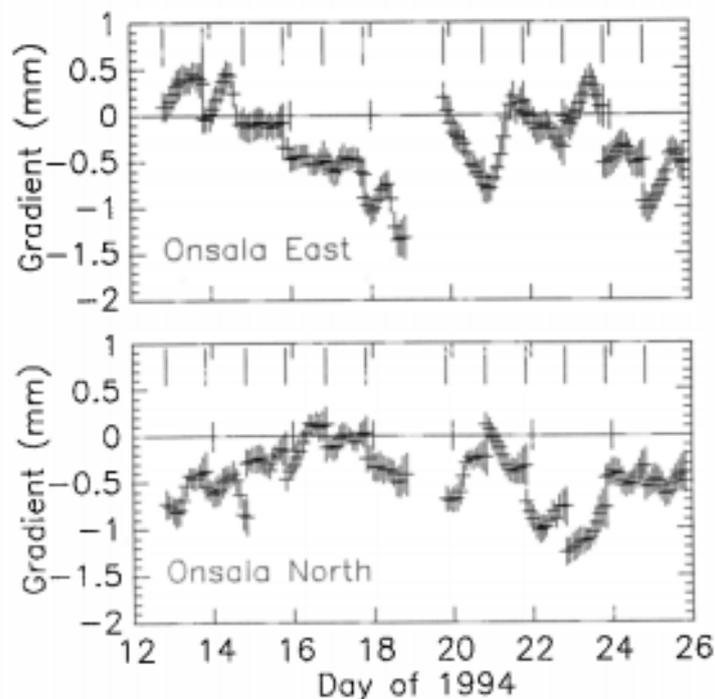


図 1.4：横軸[日]、縦軸は大気遅延勾配の大きさを表す量[mm]。スウェーデンの Onsala 局上空における 1994 年 1 月の大気遅延勾配の東西成分と南北成分(MacMillan, 1995)。(なお、ここで大気遅延勾配の量の単位を[mm]としているが、後の章で大気遅延勾配の推定原理を説明する際に合わせて具体的に説明する。)

GNSS が発達してからは、GNSS 解析による大気遅延の観測精度の向上に伴い、遅延量を可降水量に変換して、気象学分野に利用する「GNSS 気象学(当初は GPS 気象学)」という学問が発達してきた。我が国でも、1990 年代からこの学問に積極的に取り組まれており、現在では気象庁が運用する数値気象モデルに、GEONET で推定された PWV の値が取り込まれており、降雨の予測等に貢献している。また長期の PWV データを用いた大気中水蒸気の時間的、空間的な不均一性についての研究も行われている(小司, 2013)。

なお、本研究は同研究室の平成 22 年度修士である吉田清人氏の修士論文「GPS 気候学：日本の GPS 観測網から得られた大気遅延とその勾配の長期的変動」(吉田, 2010) をベースとして、同氏の研究内容を新しいデータやモデルを取り入れて発展させたものである。特に吉田(2010)では、1996~2008 年の約 13 年分の GPS による大気遅延データから PWV の長期変動を観察しているのに対し、本研究ではさらに観測期間を延長して 1996~2016 年の 20 年分のデータを扱う。より長期間での変動を見ることで、2008 年までのデータで見えていた長期的変化の最近の動向を明らかにし、当時の結論が現在でも有効であるか等を議論する。

2. GNSS の原理

本章では、全地球航法衛星システム GNSS (Global Navigation Satellite System) の原理を「気象研究ノート」第 192 号第 1 章 (辻, 1998) と、「衛星測位入門 -GNSS 測位のしくみ-」(西, 2016) を引用しつつ、それに基づきながら説明していく。

GNSS は、米国の全地球測位システム GPS (Global Positioning System) をはじめとした、人工衛星による位置決定システムの総称である。代表的な GNSS である GPS やロシアの GLONASS では高度 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、受信点位置や現在位置を知ることができる。ちなみに昨今は、日本の準天頂衛星システム (QZSS) や中国の Beidou のように準天頂軌道や静止軌道をもつ GNSS も増えてきた。本研究で扱う過去 20 年間のデータは、そのほとんどが GPS によるものなので、本卒業論文に含まれる技術的な記述も、GPS を想定したものとなっていることをお断りしておく。

GNSS の利用方式を大きく 2 つに分けると、単独測位 (point positioning) と干渉測位 (相対測位ともいう) になる。最も一般的な利用方式は、カーナビに代表される単独測位である。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、測量や地殻変動観測など高精度が要求される分野では、静止干渉測位 (static relative positioning) と呼ばれる方式が用いられ、GNSS 気象学でも主にこの手法が利用される。この方式は、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されている。また、各観測点にアンテナと受信機を設置し、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解析すれば、アンテナ間の相対的な位置関係が cm から mm オーダーの精度でわかる。

なお、干渉測位には、静止干渉測位の他に、参照地点に 1 組のアンテナと受信機を固定しておいて、他の組を多数の観測点に移動させながら測定していくキネマティック測位という方式や、更に固定観測点の観測データを移動観測点に無線で送信しデータを逐次解析することによって、即座に測量結果を得るリアルタイム・キネマティック測位等の方式がある。本章では、GNSS 気象学で主に使われる静止干渉測位を「干渉測位」として扱うものとする。

2.1 GNSS のシステム

この節では、主に GPS を GNSS を代表するものとして、そのシステムの説明をする。システムとしての GPS は、宇宙部分、制御部分、利用者部分の 3 つから構成される。

2.1.1 宇宙部分（衛星）

宇宙部分では、図 2.1 のように昇交点赤経を 60° 毎にとった 6 つの軌道面のそれぞれに 4 個ずつ、合計 24 個の衛星が配備され、すべてがほぼ円軌道を描いている。軌道長半径は約 26,600km で、11 時間 58 分 (=0.5 恒星日) の周期で地球を公転する。これによって、地上のどこでも常時最低 4 個の衛星を観測できる。

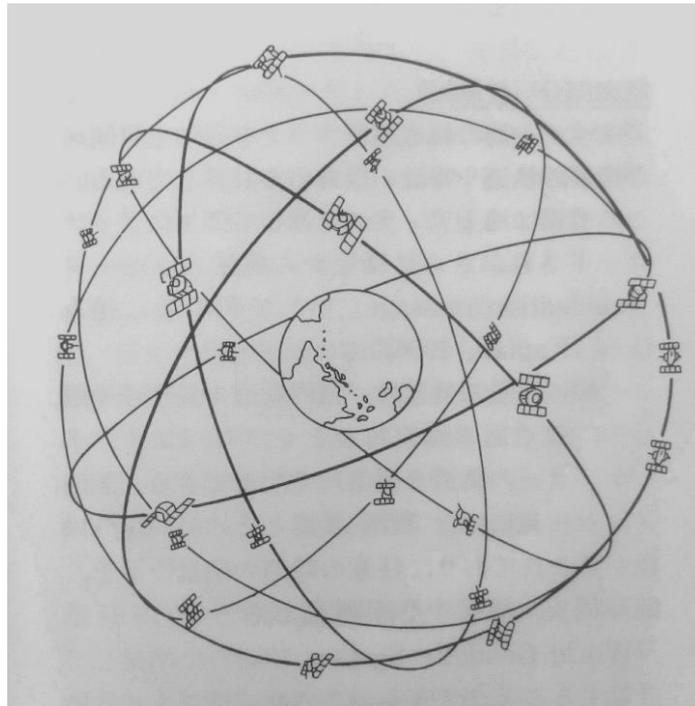


図 2.1 : GPS 衛星の軌道 (辻, 1998)

GPS 衛星には周波数標準として高い安定度を持つ原子時計（セシウムおよびルビジウム時計）が搭載されている。測位に必要な信号と情報は、2 つの L バンド搬送波 L1、L2 に載せられて放送されるが、この原子時計の基本周波数 (=10.23MHz) を 154 倍、120 倍してそれぞれを L1、L2 バンドの搬送波としている。全ての衛星で同一の周波数で送信しているため、混信せずにそれぞれを識別できるようにするために、各衛星固有の疑似乱数符号 PRN (Pseudo Random Noise) によって位相変調されている。そこで用いられる一連の乱数には、周期の長い C/A (Coarse/Acquisition) コードと周期が短い P (Protected) コードの二種類がある。C/A コードは民生用に公開されていて、1ms の周期で 1023 ビットの 0 と 1 の繰り返しでできている。各衛星に割り当てられている C/A コードは全部で 37 種類用意されている。P コードは本来軍用のコードで、周期は 37 週間であるが、1 週間毎に分割して各衛星に割り振っている。L1 搬送波には、C/A コード、P コード、航法メッセージ (navigation message) が載せられ、L2 搬送波には、P コードと航法メッセージが載せられている。また、

航法メッセージとは放送歴とも呼ばれ、GPS 衛星の位置計算に必要な軌道要素とその補正量や衛星時計の補正情報等が含まれている。

2.1.2 制御部分（管制局）

制御部分では、モニター局の軌道追跡データを元に主管制局が衛星の軌道や時計の振舞いを計算している。この情報は地上アンテナを通して衛星にアップロードされ、さらに衛星から航法メッセージとして利用者に送られる。

一般に衛星の軌道は、ケプラーの軌道 6 要素の 6 つのパラメータで記述できる。航法メッセージにはケプラー要素とそれらの時間変化率が含まれており、任意の時刻の衛星位置を、地球固定・地球中心座標系である WGS84（World Geodetic System 1984）系に準拠して計算することができる。GPS では衛星の位置を基準にして地上の位置を求めるため、測位結果は使用した軌道情報が準拠する座標系で与えられる。すなわち、この測位結果は WGS84 系での座標となる。

2.1.3 利用者部分（受信機）

利用者部分は、衛星からの信号を受信するアンテナと信号を解釈・記録する受信機本体からなる。単独測位用の受信機では、内部に用意されている 37 種類すべてのコードと相関器に通され相関係数が計算される。C/A コードの相関を計算する際、異なる 2 つの C/A コードの相関は常に 0 で、自己相関は時間的に同期している時だけ 1、それ以外は 0 となるように作られている。相関器にかけられた結果、相関をとるコードと同じコード番号を持つ衛星からの電波だけが、位相変調が正しく復調され、正弦波として再生された搬送波が出力として出てきて、搬送波位相を用いた後の解析に利用可能となる。干渉測位用の受信機では、このようにして再生された搬送波の位相を用いる（復調前の信号は周波数拡散を受けており、そのままでは位相を利用できない）。干渉測位の原理を理解するには、あたかも衛星から正弦波が送り出されていると考えても問題ない。

送られてきたコードと受信機のコードが同期するまでにずらしたコードのビット数に対応する時間（1 ビットのシフトは $1\mu\text{s}$ に相当）が、衛星から出たコードが受信機に到着するのに要した時間ということになり、これに光速を掛ければ衛星と受信機間の距離が得られる。しかし実際には衛星と受信機の時刻を完全に同期させるのは困難なので、得られた距離には時計のずれによる距離測定誤差も含まれている。そのため、この距離は疑似距離（pseudo range）と呼ばれる。コードを用いた単独測位では、4 個以上の衛星を用いて観測した疑似距離を用いて、アンテナの位置(XYZ)と受信機の時刻ずれの四つの未知数を推定している。

2.2 観測量

2.2.1 搬送波位相の定義

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）の信号とのビート（beat）をとっている。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。GNSS 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、

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

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 : 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がどこにあるかを表す言葉であるが、GNSS では位相を波数で表し、単位としてサイクルを用いる。

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

2.2.2 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波数で表したものと解釈できる。(2.1) 式第二項の $\phi^j[t]$ 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（原子周波数標準）が搭載されており、その時計の出力を元にして作られた搬送波が送信される。時刻 t における衛星時計の位相を $\phi^j[t]$ 、受信された信号が伝搬した距離を ρ_i^j 、真空中の光速を c とすると、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 ρ_i^j/c となるから、衛星がこの信号を出したのは時刻 $t - \rho_i^j/c$ 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、

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

が成り立つ。ここで、 ρ^j は約 20,000km、 c は約 300,000km/s であることから、 ρ^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、

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

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。(2.3) 式を (2.1) 式に代入すると、

$$\phi^j_i[t] = \phi_i[t] - \phi^{sj}[t] + f\rho^j/c + N_i \quad (2.5)$$

となる。最初の二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、 $\delta_i[t]$ 、 $\delta^j[t]$ はそれぞれ受信機および衛星の時計の誤差である。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 λ は $\lambda = c/f$ で与えられるから、(2.6)、(2.7) 式を (2.5) 式に代入すれば、搬送波位相のモデル式が得られる。

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

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。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、多くの場合後出の二重位相差などを使って消去する。

以上から、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波数で表したものであるが、波数不確定と時計時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時差がわかれば、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。

また、(2.8) 式を導く際に、電波が電離層や対流圏を通過する際の速度変化による遅延量を無視していたため、2.4 節でこれらの効果を入れたモデル式を示す。

2.3 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。本研究で利用した国土地理院の GNSS 網の測位解（F 3 解）は、スイスのベルン大学が作成した計算機プログラム(Bernese Software)で得られたものであるが、そのプログラムでも以下に述べる二重位相差を観測量としている。

2.3.1 位相差観測量

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 (図 2.2 左)。

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

ただし、

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

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

共通する衛星の時計誤差 $\delta^j[t]$ が相殺できる。

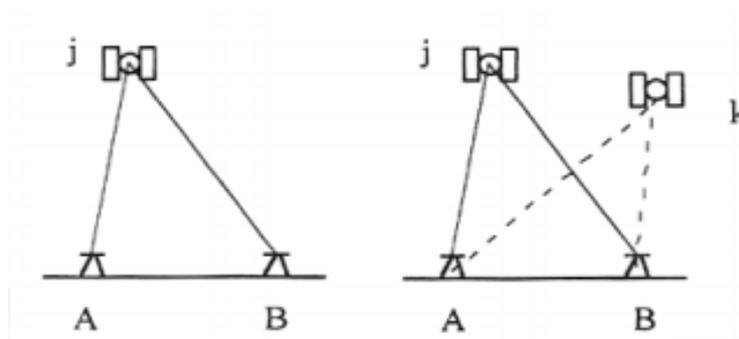


図 2.2 : 一重位相差 (左) と二重位相差 (右)

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 (図 2.2 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、 $\phi^{jk}_{AB}[t]$ で表す。

$$\begin{aligned}\phi^{jk}_{AB}[t] &\equiv \phi^{k}_{AB}[t] - \phi^{j}_{AB}[t] \\ &= \{\rho^{k}_{B}[t] - \rho^{j}_{B}[t] - \rho^{k}_{A}[t] + \rho^{j}_{A}[t]\} / \lambda + N^{jk}_{AB}\end{aligned}\quad (2.12)$$

ただし、

$$N^{jk}_{AB} \equiv N^{k}_{B} - N^{j}_{B} - N^{k}_{A} + N^{j}_{A}\quad (2.13)$$

共通する受信機時計の誤差 $\delta_{AB}[t]$ 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。

2.3.2 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.) を書き直し、 N^{jk}_{AB} を既知として、左辺に未知量、右辺に既知量に移すと、

$$\rho^{k}_{B} - \rho^{j}_{B} = \lambda \phi^{jk}_{AB} + \rho^{k}_{A} - \rho^{j}_{A} + \lambda N^{jk}_{AB}\quad (2.14)$$

右辺の ρ^{k}_{A} や ρ^{j}_{A} 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 ϕ^{jk}_{AB} の測定により、 $\rho^{k}_{B} - \rho^{j}_{B}$ の値を定めることができる。 $\rho^{k}_{B} - \rho^{j}_{B}$ 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 ϕ^{jk}_{AB} 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。このことを利用して、真の未知点を求める（日本測地学会, 1989）。

2.4 数学モデルとパラメータ推定

2.4.1 数学モデル

1) 搬送波位相

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

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

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[m]

λ : 搬送波の波長[m]

N_i : 波数不確定[サイクル]

f : 搬送波の周波数[Hz]

$\delta^j[t]$: 衛星 j の時計誤差[s]

$\delta_i[t]$: 受信機 i の時計誤差[s]

Δ_{ion}^j : 電離層遅延量[m]

Δ_{trop}^j : 対流圏遅延量[m]

である。電離層遅延量の符号が負であるのは、電離層内で位相は進むからである（逆にコード信号は群遅延を受けるから正の遅延となる）。

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こともあるが、通常は適当な仰角依存性を仮定して天頂方向の遅延量を観測点毎に適当な時間間隔で推定する。電離層遅延量は後述の 2 周波

データの線形結合により消去する。衛星や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。

2) 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、

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

である。ただし、

$$\begin{aligned} \Delta_{ion}^{jk}_{AB} &\equiv \Delta_{ion}^k_B - \Delta_{ion}^j_B - \Delta_{ion}^k_A + \Delta_{ion}^j_A \\ \Delta_{trop}^{jk}_{AB} &\equiv \Delta_{trop}^k_B - \Delta_{trop}^j_B - \Delta_{trop}^k_A + \Delta_{trop}^j_A \end{aligned} \quad (2.17)$$

$\Delta_{ion}^{jk}_{AB}$ 、 $\Delta_{trop}^{jk}_{AB}$ は微小ではあるが、A、B 観測点が同一でない限り、0 にはならない。

2.4.2 パラメータ推定

1) 観測量ベクトル

干渉測位では、GNSS 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、一斉に各衛星からの搬送波位相を記録する。しばしば位相を記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。

セッション中の位相の観測量をエポック順に並べたものを観測量ベクトルと呼ぶ。それを作るには、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。

2) 伝搬距離

宇宙空間に固定された慣性座標系 (Conventional Inertial System) において時刻 t の衛星位置が $\mathbf{X}[t]$ 、観測点位置が $\mathbf{X}_i[t]$ 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 $\rho_i^j[t]$ 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。

$$\rho_i^j[t] = |\mathbf{X}[t - \rho_i^j[t]/c] - \mathbf{X}_i[t]| \quad (2.18)$$

地上の位置は地球固定座標系 (Conventional Terrestrial System) で与えた方が便利なの

で、GNSS 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、GNSS 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 \mathbf{X}_{CIS} と地球固定座標系 \mathbf{X}_{CTS} との変換は、

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

ただし \mathbf{R} は[]で表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。

2.5 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 GNSS データから推定する必要がある。

2.5.1 電離層

電離層（電離圏）による遅延を補正するため、L1 および L2 バンドにおける搬送波位相 ϕ_1 、 ϕ_2 の線形結合（linear combination）を観測量に選ぶ。 ϕ_1 、 ϕ_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 搬送波の周波数とすると、二周波データの線形結合 ϕ （サイクル）は、

$$\begin{aligned} \phi &\equiv n_1 \phi_1 + n_2 \phi_2 \\ &= n_1 f_1 t + n_2 f_2 t \\ &= (n_1 f_1 + n_2 f_2) t \end{aligned} \quad (2.20)$$

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 λ は、

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

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

と定義できる。よく使われる線形結合を表 2.1 に示す。

記号	名称	n_1	n_2	波長 (cm)
L1	L1 搬送機	1	0	19.0
L2	L2 搬送機	0	1	24.4
L1+L2	ナローレーン	-1	1	10.7
L1-L2(L5)	ワイドレーン	1	-1	86.2
LC(L3)	電離層補正	1	$-f_2/f_1$	48.4 *
LG(L4)	電離層遅延	1	$-f_2/f_1$	∞

* Hofmann-Wellenhof et al.,(1992) の定義.

表 2.1 : 周波数による線形結合 (辻, 1998)

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 2.1 の LC は電離層の影響を受けない観測量になる。このため 10 km 以上の長い基線の解析には LC を用いる。ちなみに LG から電離層の全電子数が求められ、様々な研究に用いられる。

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（線形結合の係数が整数でないため）、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（それらの線形結合の係数が整数であるため、線形結合をとったのちも波数不確定性は整数である）。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

$$LC = f_1^2 / (f_1^2 - f_2^2) L1 - f_2^2 / (f_1^2 - f_2^2) L2 \quad (2.23)$$

と定義することもある (Beutler et al., 1989)

2.5.2 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式が作られている。いずれも衛星の天頂角 z の関数として表される。例えば Saastamoinen (1973) は、対流圏遅延量を

$$\Delta_{\text{trop}} = 0.002277 / \cos z [P + (1255/T + 0.05)e^{-\tan^2 z}] \quad (2.24)$$

で与えている。単位は [m]。ただし、

z : 衛星の天頂角

P : 気圧 [hPa]

T : 気温[K]

e : 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、そこそこに良い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標準的な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、天頂方向の遅延量を GNSS データ自体から推定することがある。本研究ではそのようにして求められた天頂遅延をそもそもの観測量としている。

3. 可降水量の推定

この章では、GNSS の観測による大気遅延データから、可降水量を推定する原理を「気象研究ノート」第 192 号第 2 章（大谷・内藤, 1998）の記述を参考に説明する。

一般に大気遅延は、電離層（電離圏）に起因するものと非電離の中性大気に起因するものに分けられる。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。こうした特性が遅延による水蒸気量の測定を効果的なものになっている一つの理由である。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（後述の静水圧遅延）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、遅延全体からその分を差し引くことによって水蒸気のみによって生じる遅延量（湿潤遅延）を分離することができる。

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

$$L = \int_S n ds$$

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 ΔL は、

$$\Delta L = \int_S n ds - G = \int_S (n - 1) ds + [S - G] \quad (3.1)$$

とあらわせる。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、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 $S=G$ となり、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搬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 度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、減速による遅延がほとんどを占める（Ichikawa et al., 1995）。一般に精密測位を目的とする GNSS 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 度以上

の衛星のみを観測対象とすることが多い。そのため、GNSS 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)。

$$10^6[n - 1] = k_1 \left(\frac{P_d}{T}\right) Z_d^{-1} + k_2 \left(\frac{P_v}{T}\right) Z_v^{-1} + k_3 \left(\frac{P_v}{T^2}\right) Z_v^{-1} \quad (3.2)$$

ここで、

T : 気温 [K]

P_d : 乾燥大気分圧 [hPa]

P_v : 水蒸気分圧 [hPa]

Z_d : 乾燥大気圧縮率

Z_v : 水蒸気圧縮率

である。2つの Z が示す圧縮率は、理想気体からのずれを表すパラメータである。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。水蒸気の質量が大気中に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影響してくる。 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規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、GNSS 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。ここでは、Boudouris (1963) になら

$$k_1 = 77.60 \pm 0.08 [\text{K/hPa}]$$

$$k_2 = 71.98 \pm 10.82 [\text{K/hPa}]$$

$$k_3 = (3.754 \pm 0.036) \times 10^5 [\text{K}^2/\text{hPa}]$$

とする。天頂方向における大気遅延を考えると、(3.1)、(3.2) 式及び状態方程式から次式を得る。

$$\Delta L_{\text{Zenith}} = 10^{-6} \left[\int_{\text{Zenith}} k_1 \frac{R}{m_d} \rho dz + k_2 \int_{\text{Zenith}} \left(\frac{P_v}{T}\right) Z_v^{-1} dz + k_3 \int_{\text{Zenith}} \left(\frac{P_v}{T^2}\right) Z_v^{-1} dz \right] \quad (3.3)$$

$$k_2' \equiv (k_2 - k_1 \frac{m_v}{m_d})$$

ここで、

ρ : 水蒸気も含めた大気密度
 $m_d=28.9644[\text{kg/kmol}]$: 乾燥大気分子量
 $m_v=18.0152[\text{kg/kmol}]$: 水蒸気分子量
 $R=8314.34[\text{J/kmol K}]$: 普遍気体定数

である。(3.3) 式の右辺第 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、(3.3) 式右辺第 1 項を ZHD とおき、高さを z 、気圧を P とし、静水圧平衡

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

を仮定すれば、

$$\text{ZHD} = 10^{-6} k_1 \frac{R}{m_d g_m} P_0 \quad (3.4)$$

となる。ただし、 P_0 は地上気圧で、 g_m は

$$g_m = \frac{\int \rho(z)g(z)dz}{\int \rho(z)dz} \quad (3.5)$$

で与えられる。更に、(3.5) 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

$$\text{ZHD} = (2.2779 \pm 0.0024) \frac{P_0}{f(\varphi, H)} \quad (3.6)$$

$$f(\varphi, H) = (1 - 0.00266 \cos 2\varphi - 0.00028H)$$

と表すことができる (Elgered et al., 1991)。ここで $f(\varphi, H)$ は観測局の緯度 φ 、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 (3.3) 式の右辺第 1 項と、水蒸気と気温による (3.3) 式の右辺第 2・3 項とに分けられることがわかる。前者を天頂静水圧遅延 (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、このように地上における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ことが分かる (Askne and Nordius, 1987)。

$$\begin{aligned}
 \text{ZWD} &= 10^{-6} \left[k_2' \int_{\text{Zenith}} \left(\frac{P_v}{T} \right) Z_v^{-1} dz + k_3 \int_{\text{Zenith}} \left(\frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} dz \right] \\
 &= 10^{-6} R_v \left(k_2' + k_3 \frac{\int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{T^2} dz}{\int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{T} dz} \right) \times \int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{R_v T} Z_v^{-1} dz \\
 &= \Pi^{-1} \times \text{PWV}
 \end{aligned} \tag{3.7}$$

ここで、

$$\begin{aligned}
 \Pi &= \frac{10^5}{R_v(k_2' + \frac{k_3}{T_m})} \\
 T_m &= \frac{\int \frac{P_v}{T} dz}{\int \frac{P_v}{T^2} dz}
 \end{aligned} \tag{3.8}$$

と定義される。 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 Π 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 (図 3.1)。

GNSS による解析からはトータルとしての大気遅延量が推定できる。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 GNSS 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 (3.7) 式を用いて変換すれば、観測局上空の可降水量が求められることになる。

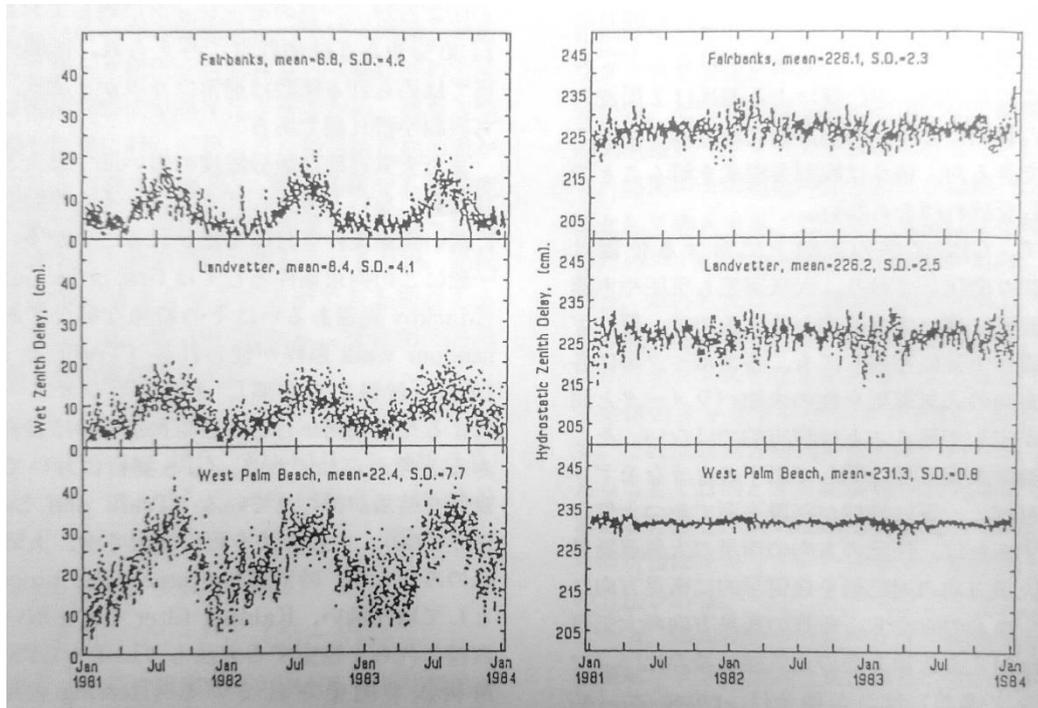


図 3.1 : VLBI で求められた 1981 年から 1984 年までの三年間の天頂湿潤遅延 (左)、天頂静水圧遅延 (右) の時系列。上から順にアラスカ、スウェーデン、フロリダでの観測 (Elgered et al., 1993)。変動は左が大きい、絶対量は右が大きいことに注意。

4. 大気遅延勾配推定の原理

日本において、大気遅延勾配は国土地理院の GEONET が平成 21 年から新しい解析戦略（第 4 版）を運用開始し、初めて大気遅延勾配の推定が導入された。本章では、初めて大気遅延勾配の議論が行われた論文 “Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations” (D. S. MacMillan, 1995) と、「気象研究ノート」第 192 号第 3 章（市川・田中, 1998）に基づきながら、大気遅延勾配推定の原理を説明する。

4.1 マッピング関数

宇宙測地技術において従来取られてきた大気遅延除去法は、天頂方向の正確な遅延推定と“マッピング関数 (mapping function)”と呼ばれる遅延の仰角依存性を表す大気モデルに基づく。

そもそもマッピング関数は、人工衛星の軌道追跡を精度良く行う目的で 1970 年代当初に開発され、実用に供されるようになった。大気構造を方位による変化がなく無限に水平一様と仮定すれば、電波源の方向の大気遅延、すなわち視線方向の大気遅延は、天頂遅延にその時の仰角 θ の正弦の逆数、すなわち $(1/\sin(\theta))$ を乗じることで一時近似的に得ることができる（図 4.1）。

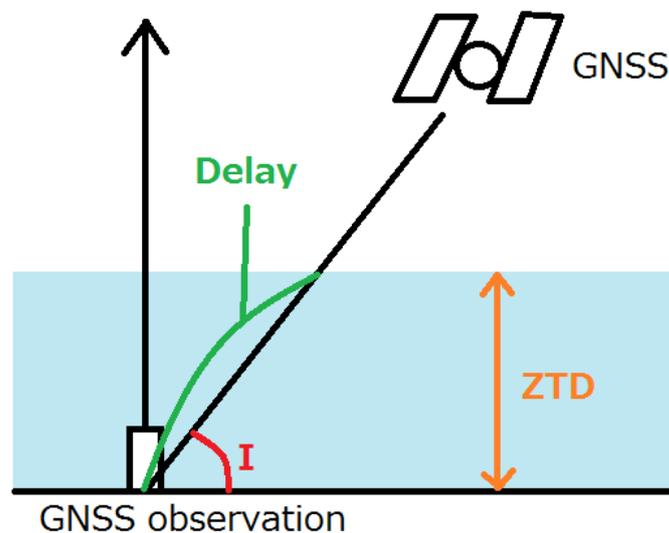


図 4.1：マッピング関数の模式図。仰角 $I=90^\circ$ の時の全遅延量を ZTD としたとき、視線方向の大気遅延量 (Delay) は、 $ZTD/\sin(I)$ で一時近似的に求められる。

仰角 10 度以上の電波源を観測対象とする限りは、遅延の長さで 10 cm 以下、曲率の角度で

5 分以下の精度が確保され、当時の要求精度から考えればこの仮定は十分なものであった。

その後、金星や火星などの惑星探査が行われるようになり、こうした探査船の追跡を行う上でより低仰角の観測が要求されるようになってきた。低仰角観測では、マイクロ波が大気中でより長い経路をたどるため、伝搬経路が曲がる（視線に曲率が生じる）影響が大きくなる。その結果、曲率の効果による遅延が指数関数的に増大する。しかも、地表が水平ではなく曲率をもっていることの影響も無視できなくなる。そこで、単純な「仰角の正弦の逆数」ではなく、下記の (4.1) 式のように分母を連分数で拡張したマッピング関数が提唱された。

$$m(\theta) = \frac{1}{\sin \theta + \frac{a}{\sin \theta + \frac{b}{\sin \theta + c}}} \quad (4.1)$$

この形で開発された最初のマッピング関数が、Marini (1972) によるマッピング関数である。以後、多くのマッピング関数がこの形を基本型として開発された。各項の係数 (a、b、c) は、球対称大気モデルから得られる屈折率プロファイルに基づき Snell の法則に従って逐次屈折角を計算する波線追跡法 (ray tracing) を用いて求めた大気遅延とマッピング関数とを比較し、双方が一致するように最小二乗法を用いて決められる (Davis et al., 1985)。したがって、マッピング関数、波線追跡法のそれぞれによって得られた大気遅延の差の大きさが、マッピング関数の適用範囲、すなわち推定精度を示すことになる。その後マッピング関数は新しいものが提案されてきたが、現在良く用いられているものとして Niell (1996) による NMF (New Mapping Function), Boehm et al. (2006) による GMF (Global Mapping Function) などがある。

4.2 大気遅延の方位異方性

GNSS は距離を隔てた 2 地点のアンテナで電波を受信し、その位相差を観測量とするため、各々のアンテナ周辺での大気構造の相違が誤差源として影響する。気象学的には大気の大気空間構造は一様ではないため、この影響の度合いは大気変動の空間スケールに依存する。

より詳細な地殻変動の進行を検知するために必要とされる 1～数時間の時間分解能での観測や上下方向の測位精度向上のために推奨される低仰角観測で mm の測位精度を 3 次元的に達成する上では球対称大気の仮定は大きな障害となる。これらの観測では、数時間程度で変動するメソスケール、あるいはローカルスケール現象による大気の大気非一様性が上下成分のみならず、水平成分にも系統誤差を与える恐れがある。また、こうした現象は 24 時間観測においてもランダム誤差を増大させる要因となりうる。

大気勾配をモデル化したマッピング関数 (これを方位依存マッピング関数、あるいは異方

性マッピング関数と呼ぶ)は、米国の研究者が中心となって開発し、実用に供されている。異方性マッピング関数は、Gardner et al. (1978) や Davis et al. (1993) が提唱するように、大気の一様性を単純な平面勾配で近似して構築され、MacMillan (1996) を例に挙げると以下の式で表される。

$$m(\varepsilon, \phi) = m_0(\varepsilon) + m_0(\varepsilon) \cot \varepsilon [G_N \cos \phi + G_E \sin \phi] \quad (4.2)$$

ここで、 ε は仰角、 ϕ は方位角である。右辺第 1 項が従来の球対称大気モデルのマッピング関数、右辺第 2 項が大気の一様性 (勾配) の効果を示す。この第 2 項を求める手順としては、まず平面近似された大気勾配の大きさと向きをベクトル \mathbf{G} で表す。上式で、 \mathbf{G} の南北成分が G_N 、東西成分が G_E となる。次に電波の到来方向 ϕ の単位ベクトルを考慮して大気遅延の水平勾配の強度と方位を表す量を求める。即ち、 \mathbf{G} と電波到来方向の単位ベクトルとの内積をとることになる。この第 2 項で乗じられている $\cot \varepsilon$ は、仰角が減少するにしたがって水平方向の伝搬経路が長くなる結果、水平勾配の強度が強調される効果を考慮した項、及び $m_0(\varepsilon)$ は以上のすべての効果を天頂遅延に投影するための項である。 $m_0(\varepsilon)$ には従来の球対称マッピング関数を用いる。ここで、本来は第 2 項の $\cot \varepsilon$ に含まれる ε の大きさは、大気の一様性を考慮したときの仰角 ε' を用いるべきである。しかしながら、双方の差 ($\varepsilon - \varepsilon'$) は仰角 5 度でも 0.03 度程度に過ぎないため、近似的に ε が使用されている (Davis et al., 1993)。

したがって、大気遅延勾配を推定したときの仰角 ε 、方位角 ϕ の視線方向の全遅延量 SPD (Slant Path Delay) は、

$$\begin{aligned} \text{SPD}(\varepsilon, \phi) &= \text{ZTD} \cdot m(\varepsilon, \phi) \\ &= \text{ZTD} \cdot m_0(\varepsilon) \cdot [1 + \cot \varepsilon (G_N \cos \phi + G_E \sin \phi)] + \mu \end{aligned} \quad (4.3)$$

と表せる。ただし、 μ は残留位相で、位相の誤差を表す。

5. 解析手順

5.1 天頂湿潤遅延推定

天頂大気遅延データは、国土地理院による GEONET から、F3 解を入手し、F3 解で 3 時間ごとに推定している ZTD の値を用いた。本研究では、その 3 時間ごとのデータの連続した 8 個を平均して 1 日分のデータとして用いた。日本国内には約 1300 点の GNSS 観測点が存在するが、その内データ欠損等で ZTD 値が使用できない観測点を除き、約 1000 か所で 1996~2016 年の 20 年分のデータを入手した（ただし、一部で 20 年分に満たないデータも存在する）。

ZHD 推定には (3.6) 式で示したように、地表面での気圧の値が必要であるが、GNSS では地表面気圧の推定はできない。そこで、気圧は気象庁が公開しているアメダス (AMeDAS: Automated Meteorological Data Acquisition System) の観測によるデータを用いた。ただし、アメダスと GNSS 観測点と同じ場所にあるとは限らないため、今回はお互いの距離が 1km 以内にあるものを、同じ場所にあるとみなしてデータを用いることにした。すると、図 5.1 の赤点で示す 13 か所の GNSS 観測点で、半径 1km 以内にアメダス観測所があることがわかり、データを使うことができた。

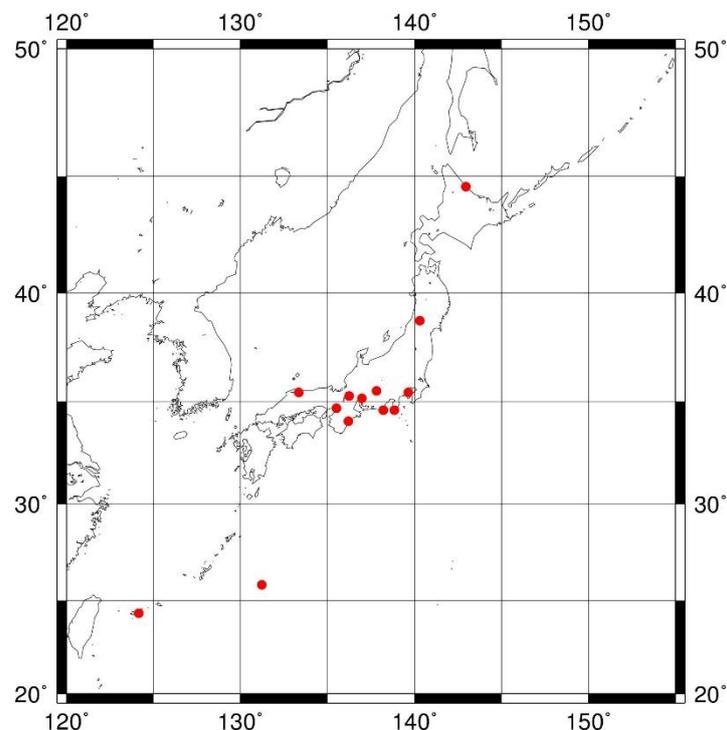


図 5.1：半径 1km 以内にアメダス観測所が存在する GNSS 観測点

1) ZTD のモデル化

約 1000 点ある GNSS 観測点の ZTD データを時系列にプロットした。その際、時間の多項式と季節変化（年周+半年周）を組み合わせてモデル化した。また、同時に多項式のみのも曲線も示し、20 年間でどのような変動をしているかを見た。各観測点のデータを同様にモデル化し、場所によってどのような違いが生まれるか比較を行った。

また、このときほとんどの観測点で 2002 年頃と 2012 年頃に遅延量のデータが最大で 30mm 程度ジャンプしている様子が見られた。この時期を調べてみると、各観測点のアンテナ交換の時期と一致していることがわかった。よってこのデータのジャンプをアンテナ交換イベントによるものと判断し、多項式にオフセットを加えた（図 5.2）。

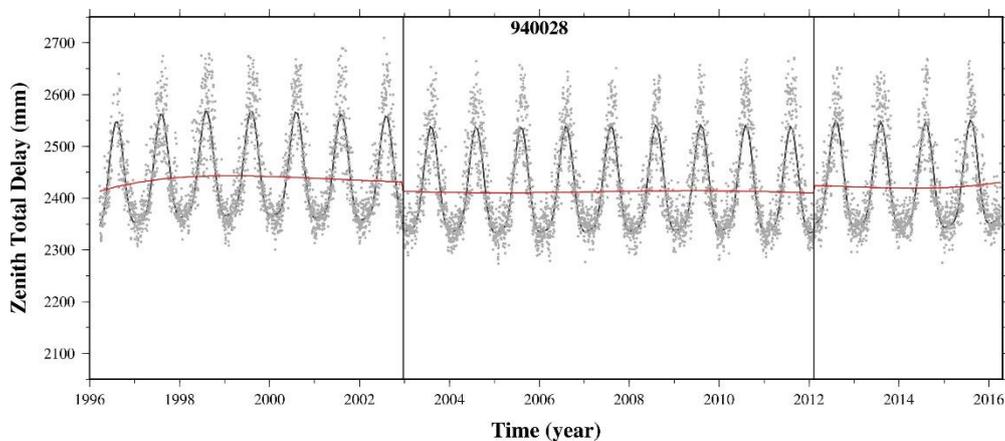


図 5.2 : 岩手県宮古市にある 940028 局の ZTD 時系列。横軸は時間[年]、縦軸は ZTD[mm] を表す。縦線が入ってデータのジャンプが起こっているところがアンテナ交換のあった時期である。アンテナ交換の正確な日付は国土地理院のウェブページで公開されている。

2) 多項式の次数と残差の関係

1) で ZTD をモデル化した時間の多項式で、何次の項まで計算するのが適切であるかの判断を行った。多項式の次数は、上げれば上げるほどデータとのずれが少なくなり、残差の二乗平均平方根 RMS (RMS: Root-Mean-Square) が減少していくのは自明である。しかし、どこまでも次数を上げて計算しても際限がないため、適当な次数を決め、そこで区切る必要がある。そのため、多項式の最大次数と、その次数の時の季節変化を含めた多項式で表したモデルと実際のデータとの残差の RMS の関係をグラフ化した（図 5.3）。なお、RMS の絶対値は、対象とするデータによって大きさが異なるため、次数が 1 の時を 1.0 とした時の割合で表している。

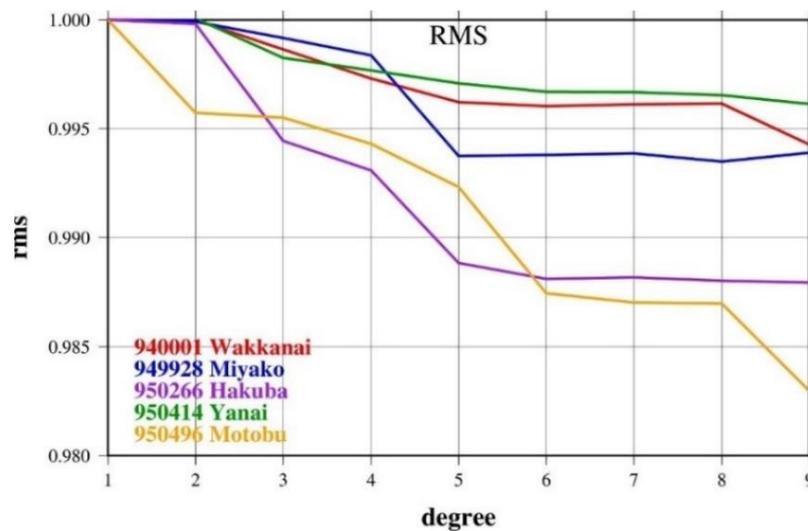


図 5.3：モデル化した多項式の残差の二乗平均平方根と次数の関係。横軸が多項式の最大次数、縦軸が残差の二乗平均平方根で、次数が 1 の時を 1.0 とした時の割合である。

この図では、ほぼ全ての観測点で 6 次付近を境に RMS の減少量が少なくなっているのがわかる。そのため、適切な多項式の次数を 6 次と判断し、モデル化した時間の多項式の最大次数を 6 次まで計算することとした。よって、以降に出てくる ZTD 時系列の図はすべて時間の多項式を 6 次まで計算している。

3) ZTD 変化率の時間変化

データが得られた全観測点で、ある時期での短期的な ZTD の変化率を、多項式を時間微分することによって計算し、カラーパレットを用いて地図上にプロットした。複数のエポックでそれらと比較し、時期による変化率の違いや、地域性をみた (図 5.4)。これによって、ZTD 時系列からのみではわかりづらかった長期的・全国的な遅延量変動の傾向をつかむことができる。

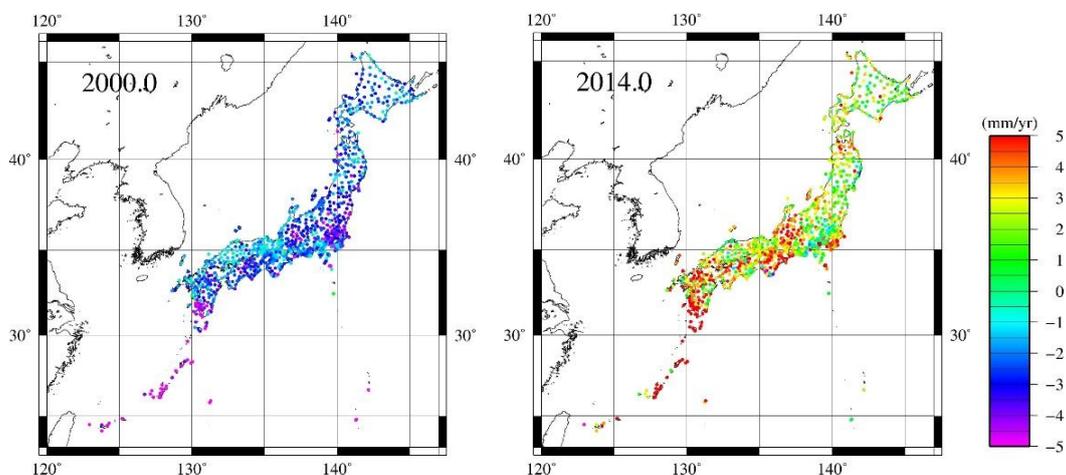


図 5.4 : 2000 年 1 月 1 日 (左)、2014 年 1 月 1 日 (右) 時点のモデルの季節変化を除いた時間の多項式部分を時間微分したもの。時期や地域によって変化率に大きな差が出ることが分かる。

4) ZHD のモデル化と ZWD の変動

気象庁のホームページから 1 日毎の気圧のデータを手し、GNSS 観測点の位置情報と (3.6) 式から ZHD を計算した。ZTD と同様に時系列にプロットし、変動の仕方とその特徴を捉えた。また、1) の ZTD 時系列に重ねてプロットし、その 2 つの差を見ることで ZWD の 20 年間の長期変動の様子や地域性を観察した (図 5.5)。この図から、ZHD には季節変化があるものの長期的な変動はみられず、ZTD に見えていたうねりは ZWD に起源をもつことが示唆される。

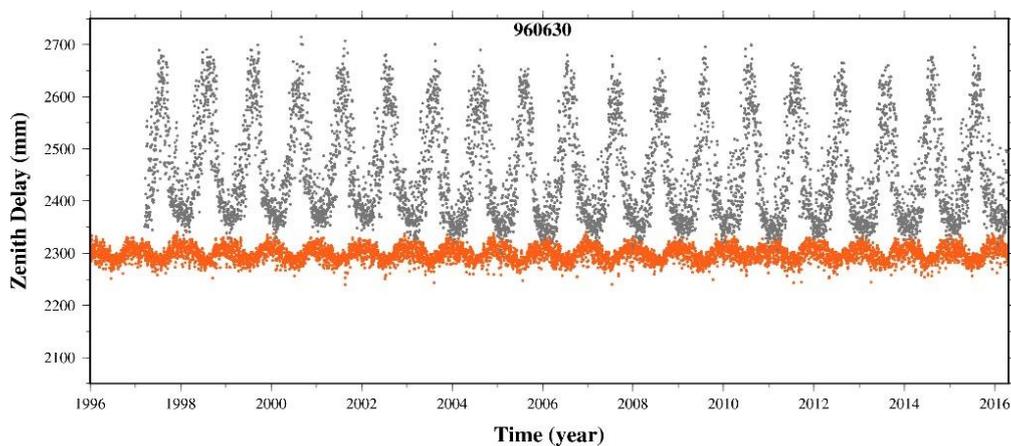


図 5.5 : 愛知県名古屋市 960630 局上空での ZTD と ZHD の時系列。灰色が ZTD、橙色が ZHD である。横軸は時間[年]、縦軸は遅延量[mm]を表す。この 2 つの差にあたる部分が ZWD である。

5.2 大気遅延勾配解析

大気遅延勾配データも、天頂大気遅延データと同様に GEONET の F3 解に含まれている。GEONET による大気遅延勾配の推定は、平成 21 年から運用され始めた新しい解析戦略 (第 4 版) から導入されたものである。解析戦略第 4 版では、各セッションに 1 回、線形関数として大気遅延勾配を推定している (中川他, 2009)。すなわち、各観測点で 1 日に 1 回、大気遅延勾配を勾配ベクトルの南北成分、東西成分として推定している。

1) 大気遅延勾配のモデル化

ZTD と同様に、各観測点での大気遅延勾配の南北成分、東西成分をそれぞれ時系列にプロットし、季節変化と一次関数でモデル化した。また、こちらも同様にアンテナ交換に伴うデータのジャンプが見受けられる (図 5.6)。このようなジャンプは GEONET のすべての局で見られるが、一般的にアンテナ交換を重ねるたびに勾配の値が 0 に近づいているように見える。これは、アンテナが改良されて偽の勾配 (たとえば位相中心に方位依存性があれば大気遅延勾配に漏れ込む) が出ないようにってきたためであると考えられる。そのため、これ以降の結果、議論には、2012 年頃のアンテナ交換以降のデータを用いることとする。

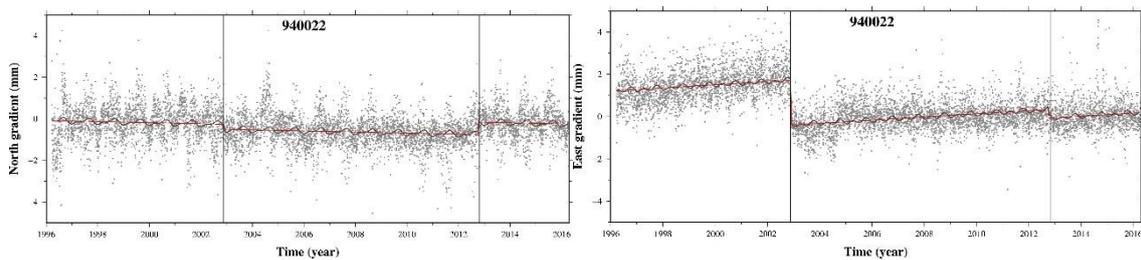


図 5.6：北海道函館市の 940022 局で推定した南北勾配 (左) と東西勾配 (右)。横軸は時間 [年]、縦軸は大気遅延勾配の量 [mm]。

2) 勾配ベクトルのプロット

最後のアンテナ交換以降の各勾配成分を時間平均し、大気遅延勾配の長期平均的な勾配ベクトルとして地図上にプロットした。データを得ることができた全観測点で同様にベクトルをプロットし、広範囲で勾配の様子を観察し、水蒸気の長期平均的な分布や偏在の地域性を見出した。

また、このときベクトルに平均半径 30km で空間平滑化処理を施した。空間平滑化とは、設定範囲でのデータ中のランダムノイズを減らし、滑らかに見やすくする手法である (図 5.7)。

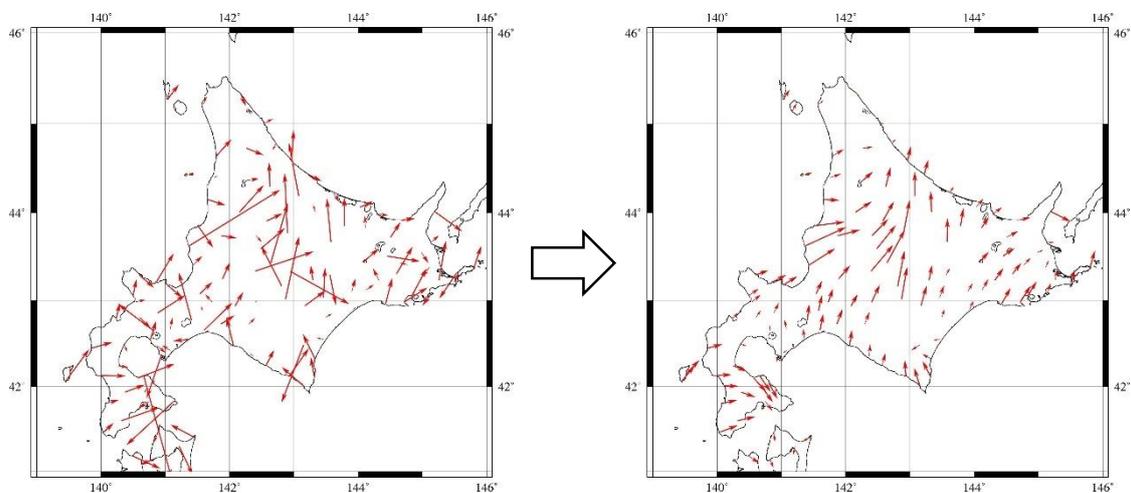


図 5.7: 大気遅延勾配の勾配ベクトルに空間平滑化処理を施す前 (左) と後 (右) の画像例。

ただし、この処理をすることによって見かけはきれいになるが、その場所で特異的に勾配に影響を及ぼしているかもしれないサインも消してしまう可能性もあるため、注意が必要である。今回は、広範囲での水蒸気の分布を見やすくするため、空間平滑化処理を採用した。

6. 天頂湿潤遅延推定結果

6.1 天頂全遅延推定

以下に示す図 6.2～6.6 は、日本国内の GNSS 観測点から図 6.1 の赤点で示した 5 点を選び、それぞれで観測した天頂全遅延 ZTD をプロットしたものである。黒い線で表された曲線は、時間の多項式と季節変化（年周+半年周）を組み合わせてモデル化したものである。赤い曲線は、季節変化を除いて時間の多項式のみで表したものである。それぞれのデータで、2002 年頃と 2012 年頃に 2 回または 3 回、アンテナ交換によるデータのジャンプが発生している。その点では縦の黒線を引き、その前後でモデルの多項式にオフセットを加えている。

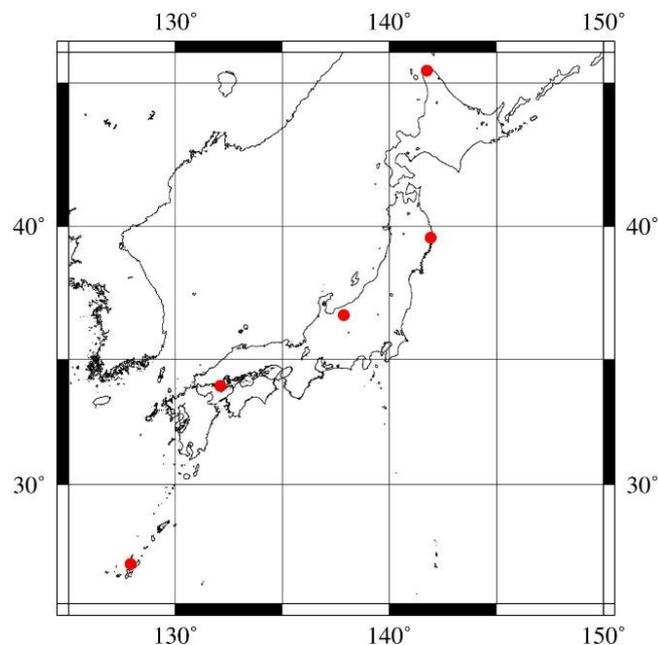


図 6.1: 今回 ZTD データを用いた GNSS 観測点の場所。北から、北海道稚内市 940001 局、岩手県宮古市 940028 局、長野県白馬村 950266 局、山口県柳井市 950414 局、沖縄県本部町 950496 局である。

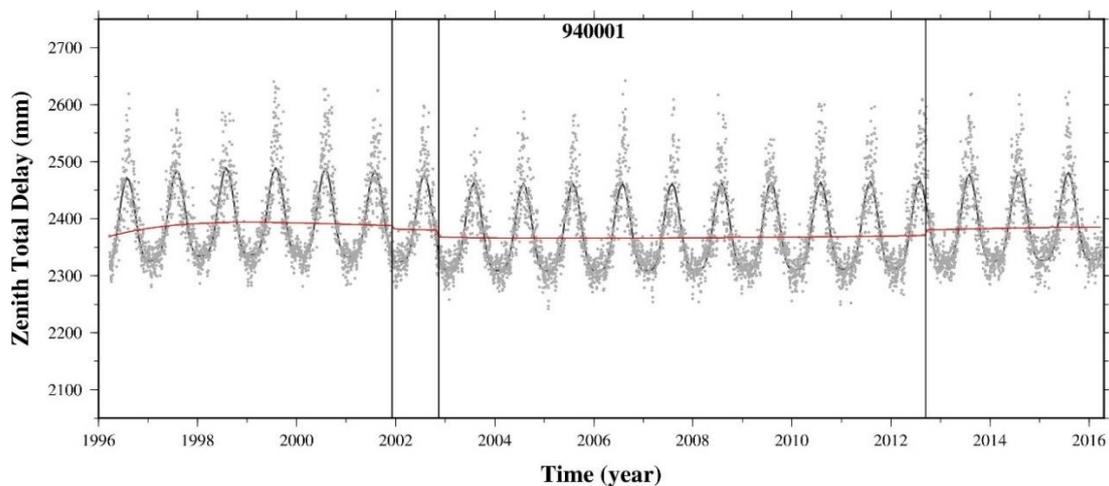


図 6.2：北海道稚内市 940001 局の ZTD 時系列。横軸が時間[年]、縦軸が遅延量[mm]。赤い曲線は平均的な季節変化を取り除いた（時間の多項式成分のみを取り出した）モデル（図 6.3-6.6 も同様）。縦の筋はアンテナ交換時期を示し、それらに伴うオフセットが見えている。

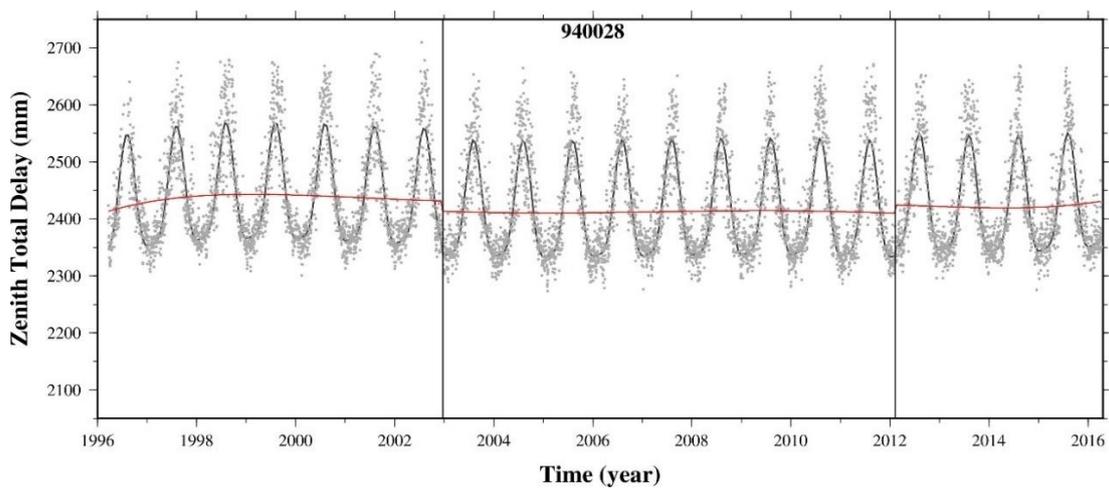


図 6.3：岩手県宮古市 940028 局の ZTD 時系列。

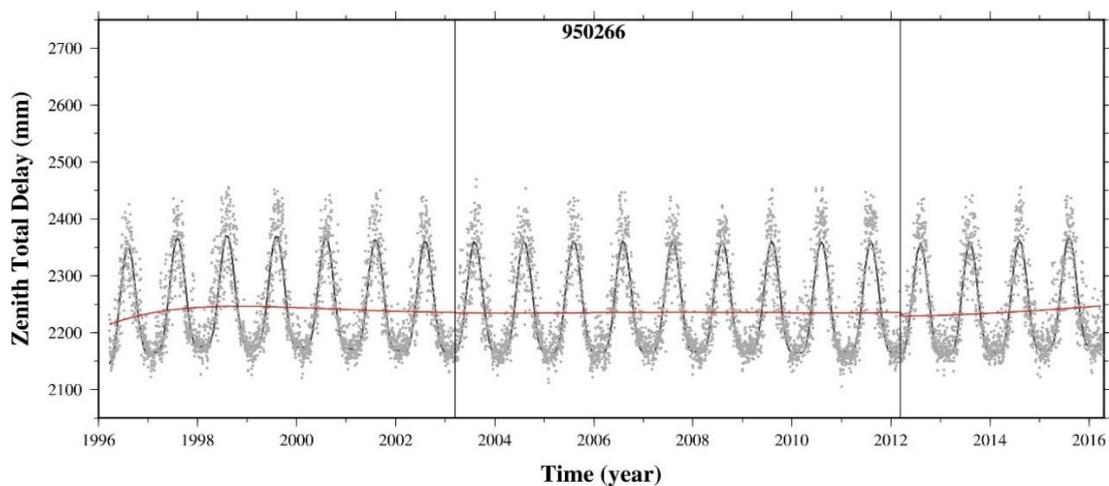


図 6.4：長野県白馬村 950266 局の ZTD 時系列。

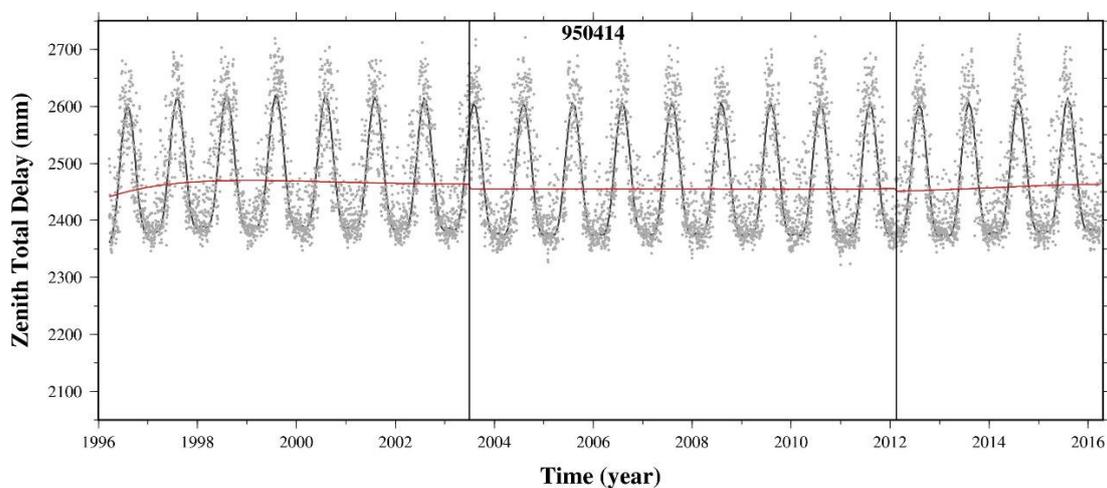


図 6.5：山口県柳井市 950414 局の ZTD 時系列。

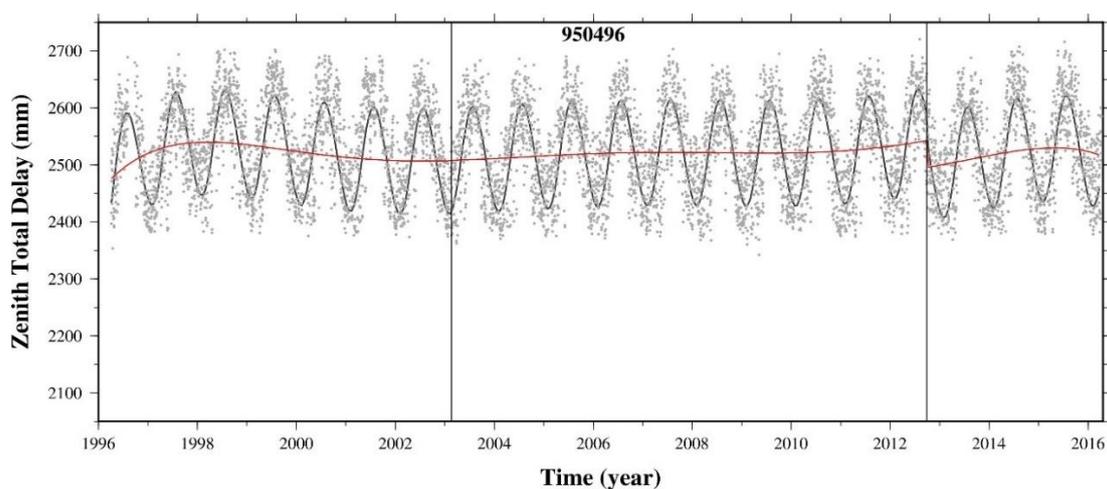


図 6.6：沖縄県本部町 950496 局の ZTD 時系列。

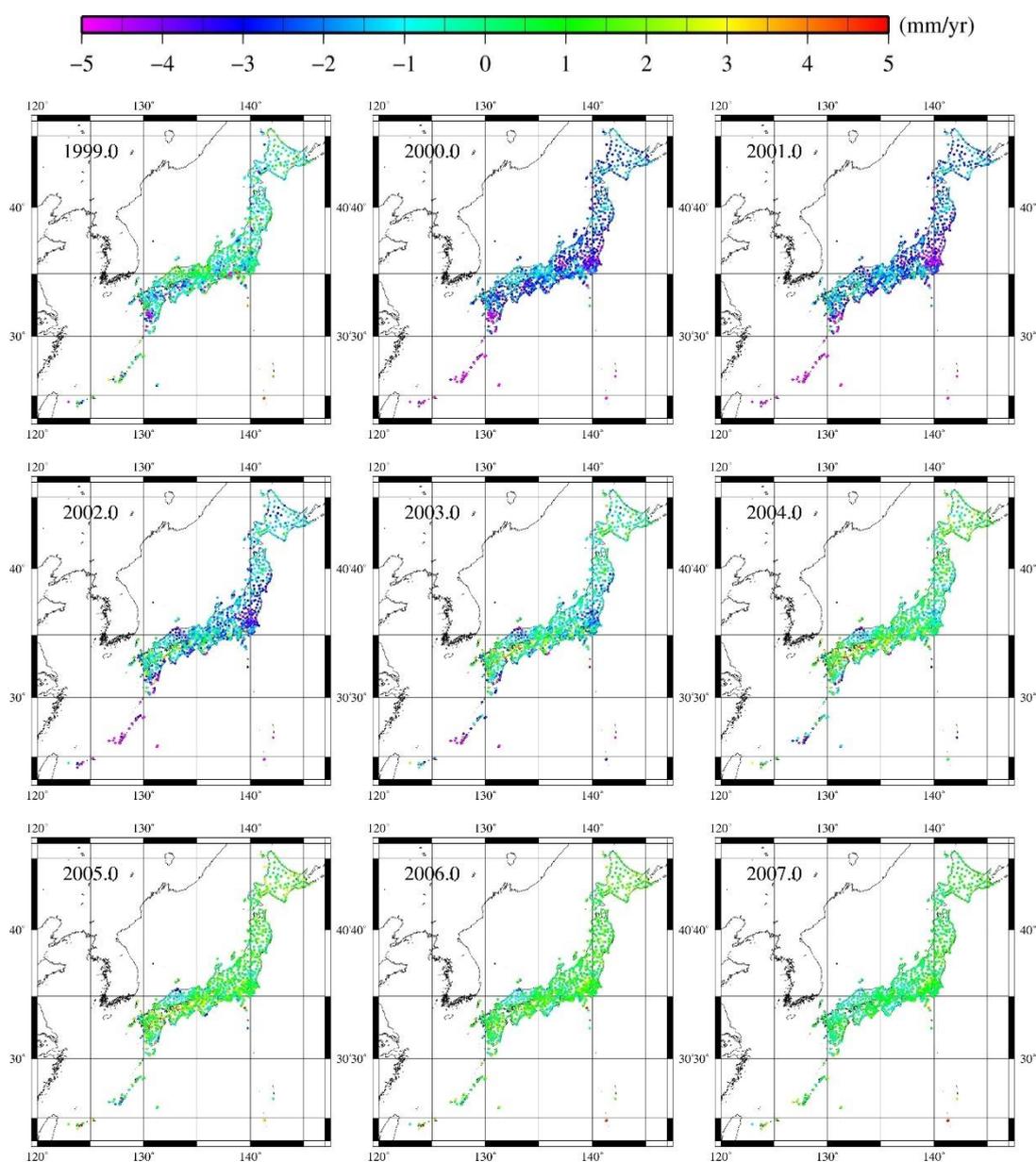
全体に共通する季節変化の特徴として、夏季は遅延量が増加し、冬季は減少している。これは、夏季の気温の上昇によって大気中に含まれる水蒸気量が増加するのに伴って遅延量が増加するためである。ZTD の振幅は 300mm 程度もあり、季節変化に伴う気温変化による ZTD への影響はかなり大きいことが分かる。

季節変化を除いた部分で比較してみると、白馬村を除く 4 点は、緯度が低くなるほど ZTD の絶対値は上昇しているように見える。これは、緯度が低くなるに従って気温が高くなり、季節変化同様に大気中に含まれる水蒸気量が増加するためである。白馬村は、他の観測点よりも極端に ZTD 値が低い。これは、他の 4 点は観測点の標高が 100 m 以下の場所に位置しているのに対し、白馬村の観測点は標高 700 m 程の場所にあるためである。標高が高くなると、観測点のアンテナより上の大気が少なくなり、その分全体の遅延量が減少するため、

観測される ZTD は他の地点よりも少なくなる。

6.2 ZTD 変化率の時間変化

以下の図 6.7 の画像群は、日本国内すべての観測点で、時系列モデルの季節変化を除いた時間の多項式部分を各年の 1 月 1 日時点で時間微分したもの、すなわち、6.1 節における赤い曲線で示されたモデルをそれぞれの時点で時間微分したものである。



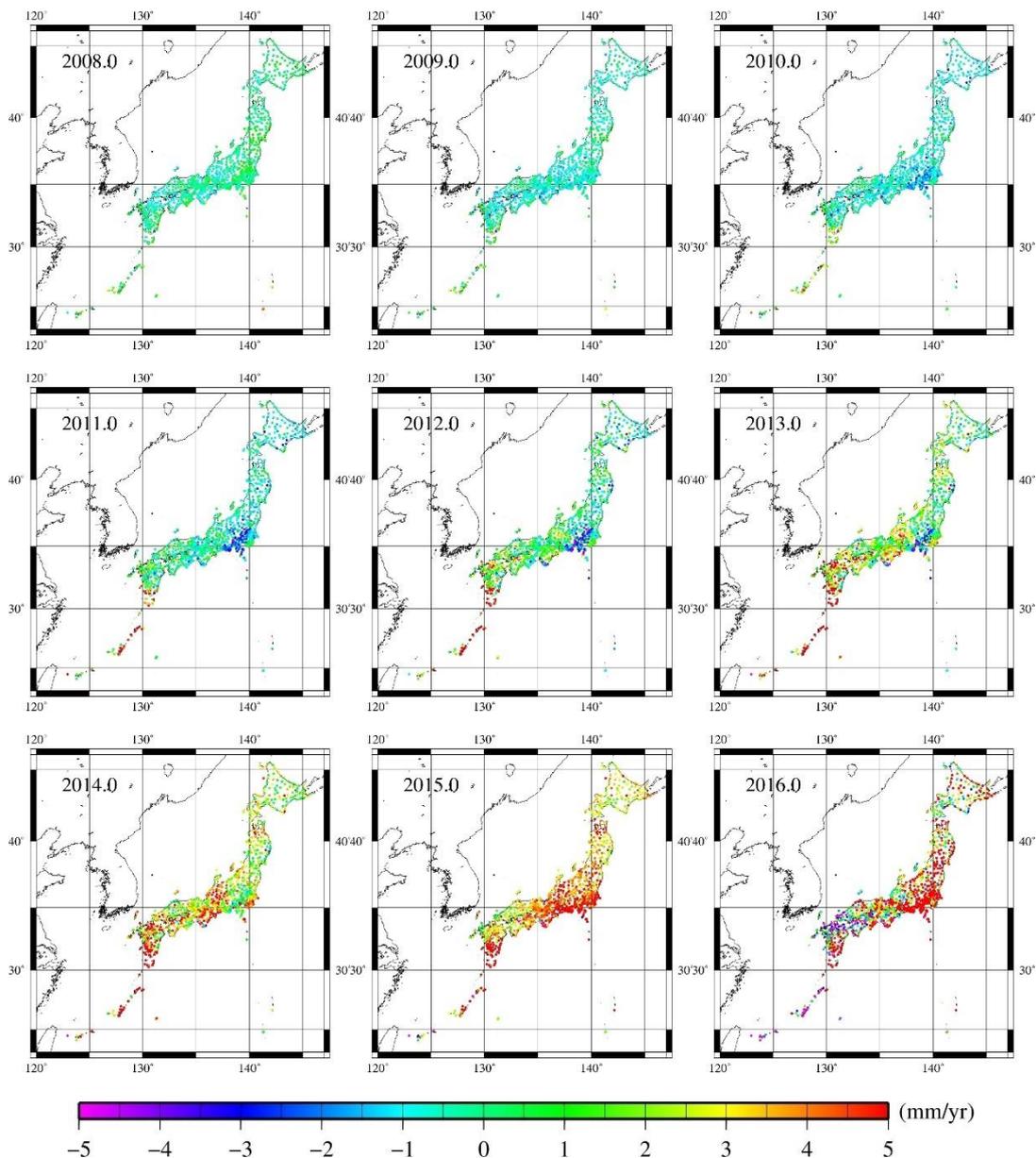


図 6.7 : 1999 年から 2016 年の各年の 1 月 1 日時点の ZTD の変化率。各 GNSS 局の ZTD にフィットしたモデルから、季節変化を除いて時間の多項式部分のみを取り出したのちにそれらを時間微分し、時間にこれらのエポックの値を入れて求めたもの。

これらを見ると、1999～2002 年頃にかけて全国的に ZTD は下降傾向にあり、2003～2007 年は微量ではあるが上昇傾向、2008～2011 年頃は再び下降傾向...と、ある程度の周期を持って上昇と下降を繰り返しているように見える。また、近年になって全国的に ZTD が急激に増加している様子も伺える。

また、地域性については、2010～2013 年頃に、全国的に ZTD の変動傾向が下降から上昇へ徐々に切り替わってきているが、関東地方だけ下降傾向が止まらず、2014 年頃から急

激な上昇を見せている。そこに限らず、関東地方では常に変化率の絶対値は他の地域よりも大きくなりやすい傾向にあるように見える。

6.3 天頂静水圧遅延と天頂湿潤遅延の推定

以下に示す図 6.9～6.13 は、図 5.1 で示した、気圧のデータを得ることができた 13 点の GNSS 観測点の中から、図 6.8 の 5 点を選び、それぞれで計算した天頂静水圧遅延 ZHD を ZTD の時系列に重ねてプロットしたものである。灰色が ZTD、橙色が ZHD である。

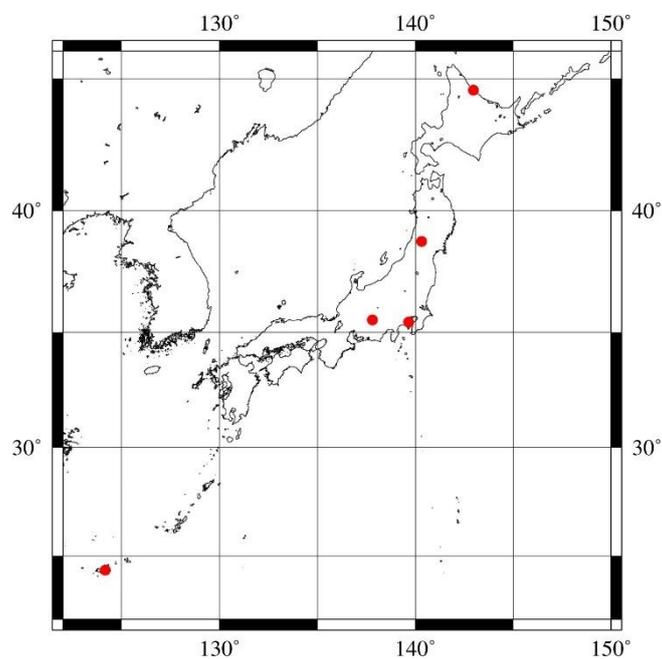


図 6.8：今回 ZHD 推定を行った GNSS 観測点の場所。北海道雄武町 960502 局、山形県新庄市 940033 局、神奈川県横浜市 93032 局、長野県飯田市 950276 局、沖縄県石垣島 960750 局の 5 か所である。

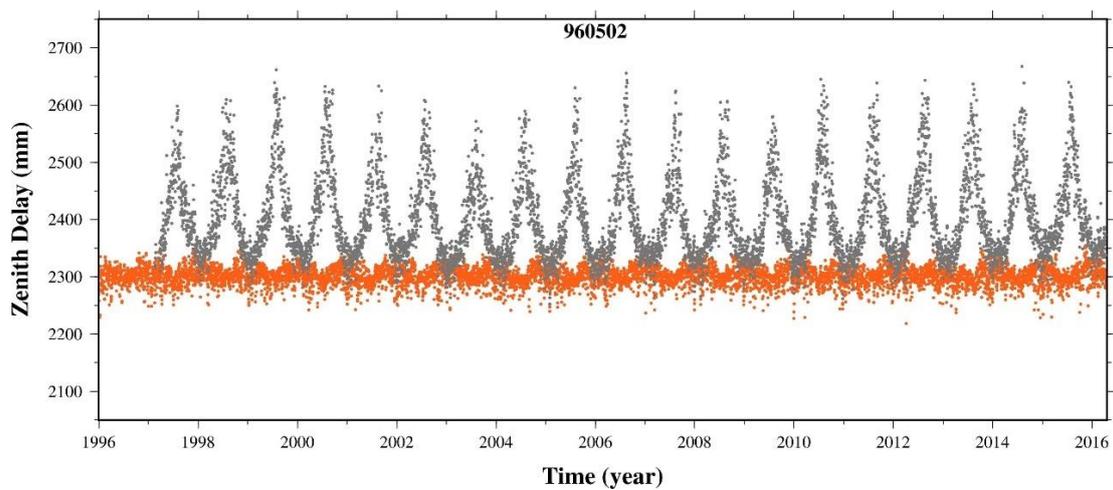


図 6.9：北海道雄武町 960502 局の ZTD（黒丸）と ZHD（オレンジ色の丸）の時系列。横軸が時間[年]、縦軸が遅延量[mm]。

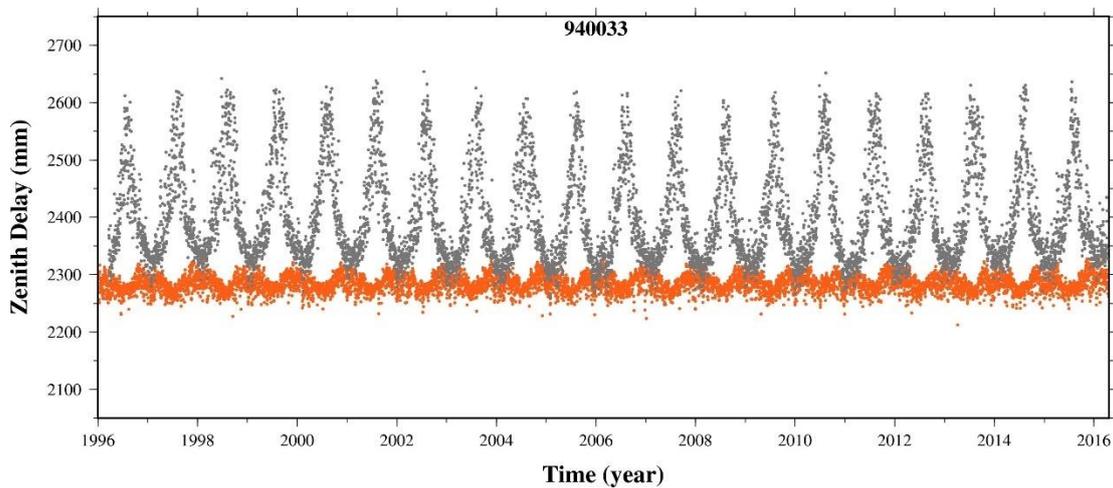


図 6.10：山形県新庄市 940033 局の ZTD と ZHD の時系列。

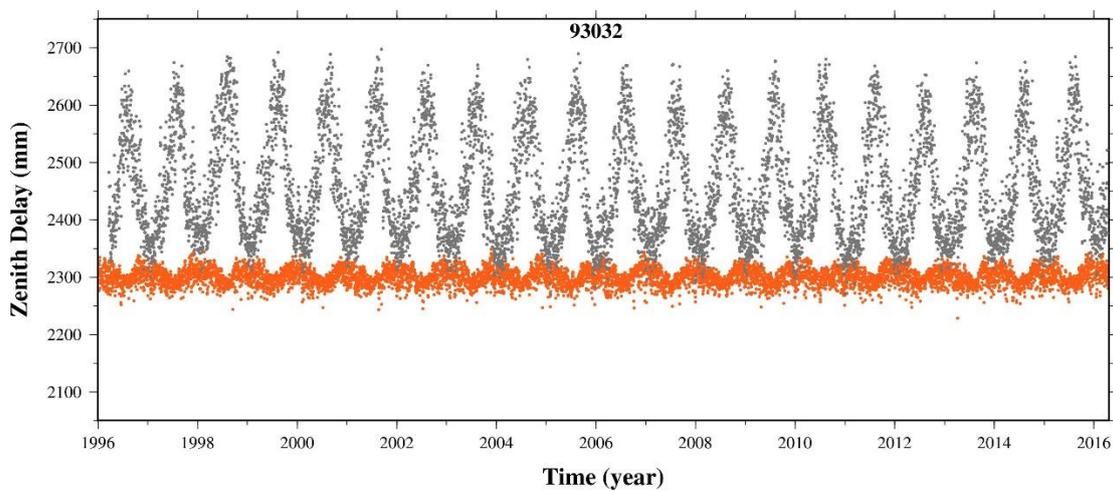


図 6.11：神奈川県横浜市 93032 局の ZTD と ZHD の時系列。

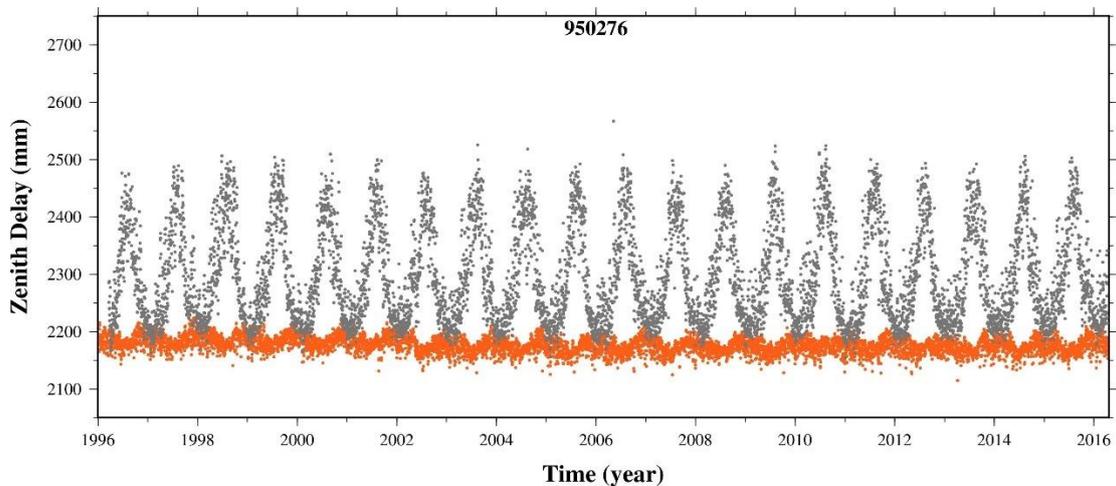


図 6.12：長野県飯田市 950276 局の ZTD と ZHD の時系列。2002 年 5 月ごろに ZHD のデータが 20mm ほど下方へジャンプしているように見えるが、これは 5 月 27 日にアメダスの観測点が馬場町から高羽町へ移転したために生じたものである。

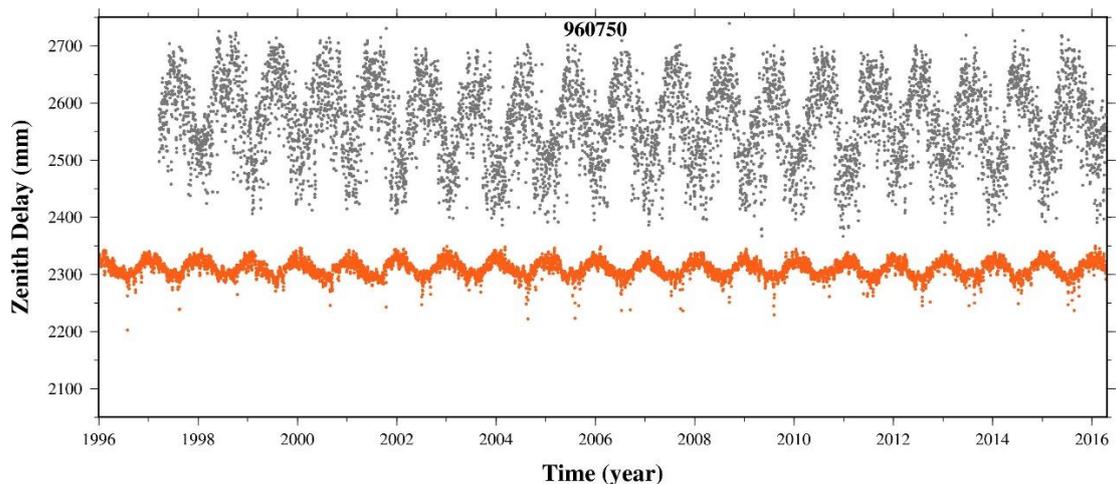


図 6.13：沖縄県石垣島 960750 局の ZTD と ZHD の時系列。

まず ZHD についてだが、ZTD 同様季節変化は見られるが、振幅は 100mm 程度と非常に小さく、また長期的な変動も無いように見える。また、ZHD の季節変化は、ZTD と逆の位相を持っていることが分かる（冬季に大きくなる）。(3.6) 式を見てわかるように、ZHD は気圧に比例する。気圧は長期的な変動はなく、一般的に冬季の方が高気圧になる傾向にあるため、このような特徴が見られるのである。

飯田市を除いて ZHD は常に 2300mm 付近の値を保っている。ZHD は気圧に比例する一方で、緯度へ依存する部分は他の部分と比べて非常に小さい値をとるため、ZHD そのものへの影響はほとんどない。緯度の変化による気圧の変化はあまり大きなものでないため、緯度の差による ZHD の差はほとんど無いように見えるのである。飯田市は横浜市とほぼ同緯

度に位置しているにもかかわらず、他の観測点よりも ZHD 値が低い。これは、ZTD 同様、標高に対する依存性によるものである。飯田市は、ここにあげた他の観測点よりも標高が高い（約 570m）ため、観測点における地表気圧が低くなり、ZHD 値もそれに応じて減少している。

続いて天頂湿潤遅延 ZWD の変動を見る。ZWD=ZTD-ZHD と表せるように、ZTD と ZHD の差にあたる部分を見ることで推定できる。ZWD 値は ZTD と同様に、緯度が低くなるほど大きくなり、標高が高くなるほど小さくなるのが分かる。また、夏季はどの地点でも約 300 mm 程度とあまり差が出ないのに対し、冬季は北海道でほぼ 0 mm、沖縄県で約 100 mm と、緯度依存性は冬季に顕著に表れるようである。ここから可降水量 PWV を計算するには、(3.8) 式から、

$$\Pi = \frac{10^5}{R_v \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)} \quad (6.1)$$

であるが、加重平均気温 T_m を 260K で一定と仮定すると、 $\Pi \sim 0.15$ となり、(3.7)式より

$$\text{PWV} = 0.15 \times \text{ZWD} \quad (6.2)$$

と表すことができる。これを用いると、PWV は夏季で 45 mm 程度の値となることがわかる。

7. 大気遅延勾配推定結果

7.1 大気遅延勾配時系列モデル

以下の図 7.1～7.5 は、6.1 節と同じ 5 点での観測点上空の大気遅延勾配の南北成分と東西成分をプロットしたものである。黒い曲線は一次関数と季節変化（年周+半年周）を組み合わせモデル化したものである。赤い線は季節変化を除いたものであり、時間の多項式は考慮していない。また、この図は 2012 年以降の期間を表示しているが、議論で使うのは最後のアンテナ交換（黒い縦線が入っている場所）以降の部分である。

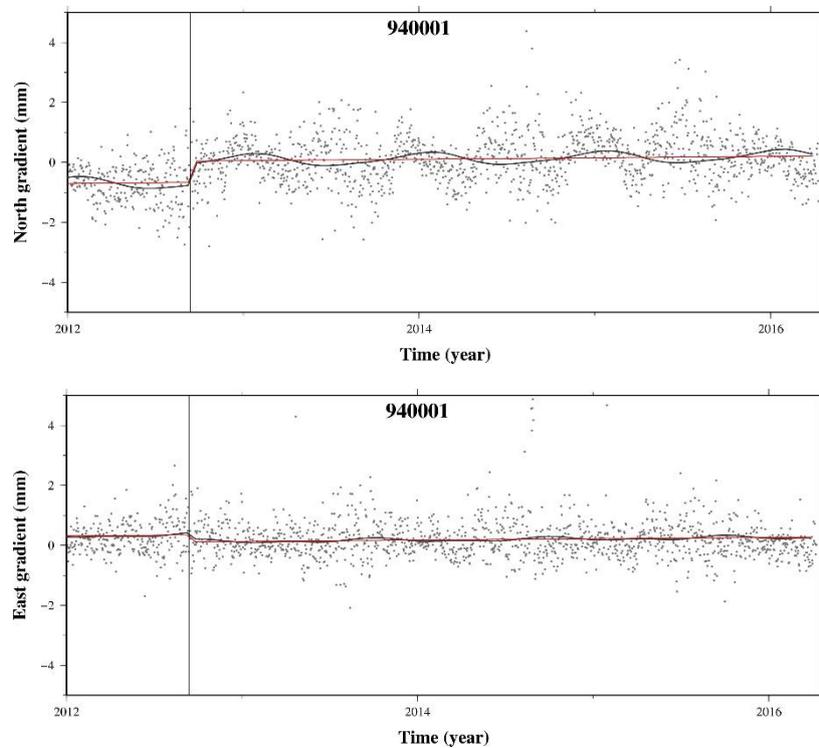


図 7.1：北海道稚内市 940001 局の大気遅延勾配の南北成分（上）と東西成分（下）のモデル。モデルでは直線変化と季節変化、およびアンテナ交換に伴うジャンプが考慮されている。横軸が時間[年]、縦軸が勾配量[mm]。

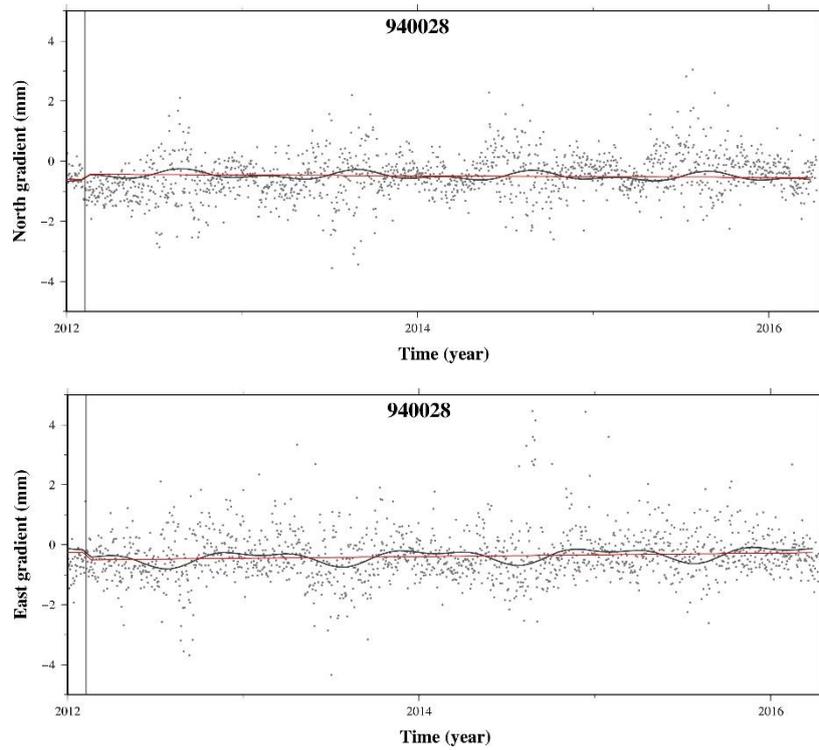


図 7.2 : 岩手県宮古市 940028 局の大気遅延勾配モデル。

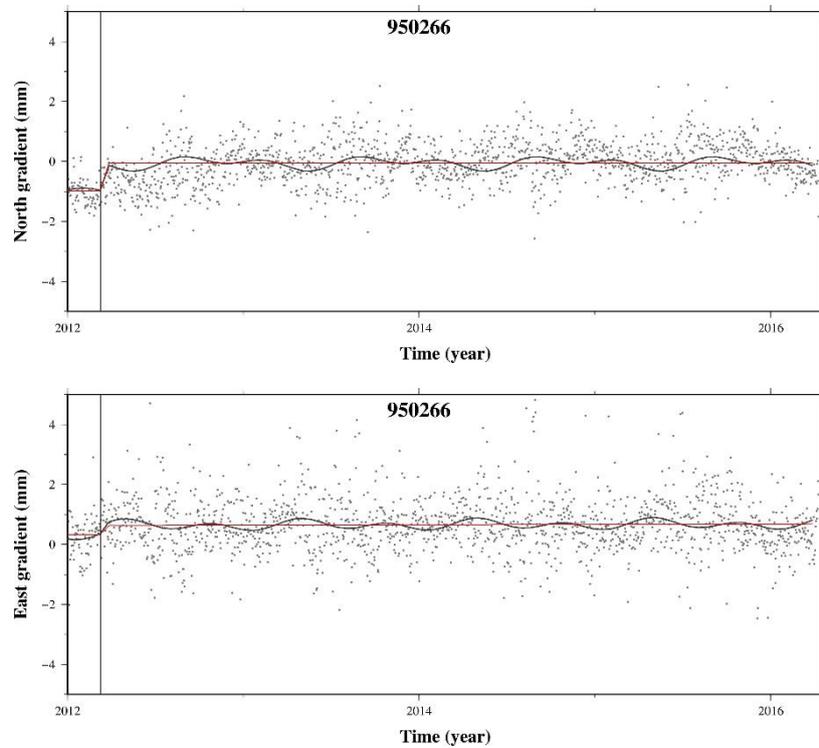


図 7.3 : 長野県白馬村 950266 局大気遅延勾配モデル。

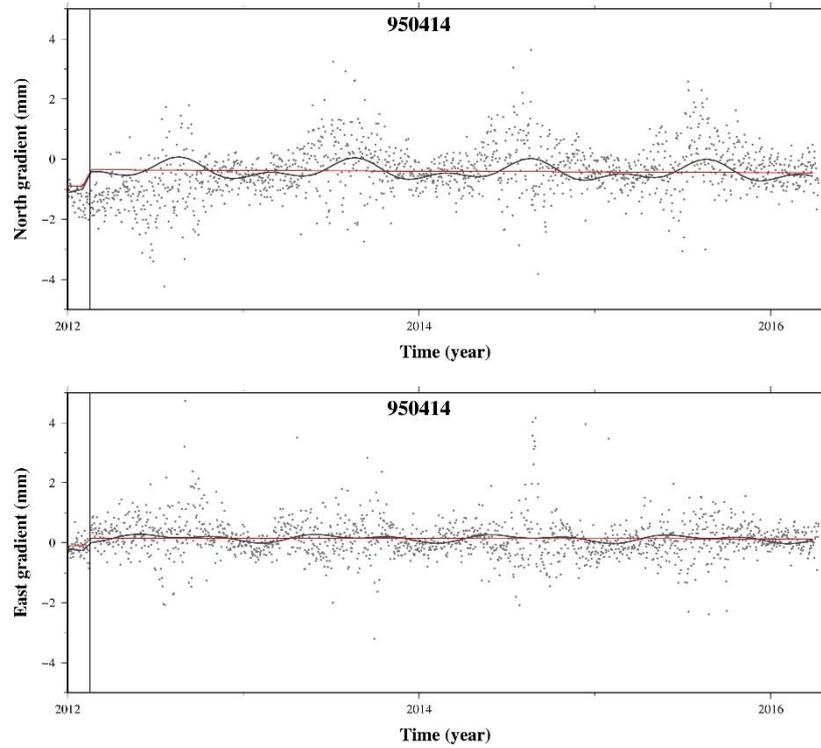


図 7.4：山口県柳井市 950414 局大気遅延勾配モデル。

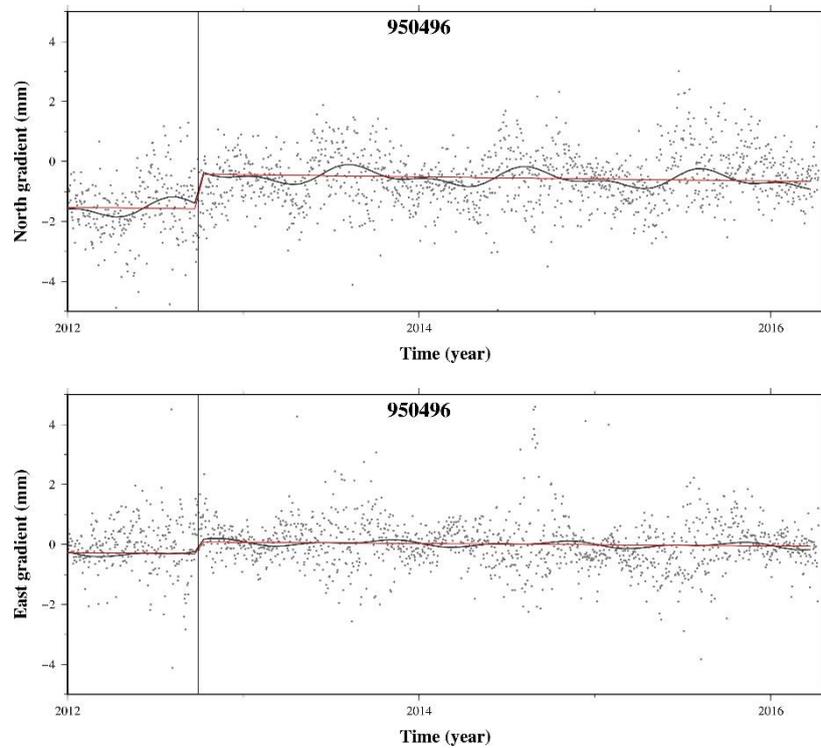


図 7.5：沖縄県本部町 950496 局大気遅延勾配モデル。

これらから、大気遅延勾配には ZTD に見られたような緯度、標高との単純な関連はないことがわかる。また、ある程度の季節変動パターンが見られるが、大気遅延量の時ほどはつきりとしたものでなく、勾配成分の変化は日によって大きく変わることもあるようだ。長期的な変化としては、稚内では北東方向へ、宮古市では、南東方向へ勾配成分が次第に大きくなってきているようであるが、こういった長期的な傾向も地域によってまちまちである。

7.2 大気遅延勾配ベクトル

図 7.6 は、すべての GNSS 観測点上空での大気遅延勾配ベクトルを地図上にプロットした図である。なお、勾配ベクトルは、それぞれの観測点での最後のアンテナ交換以降の勾配成分を時間平均したものである。また、図 7.7~7.13 は、各地方での拡大図である。すべての勾配ベクトルには、空間平滑化処理が施されている。

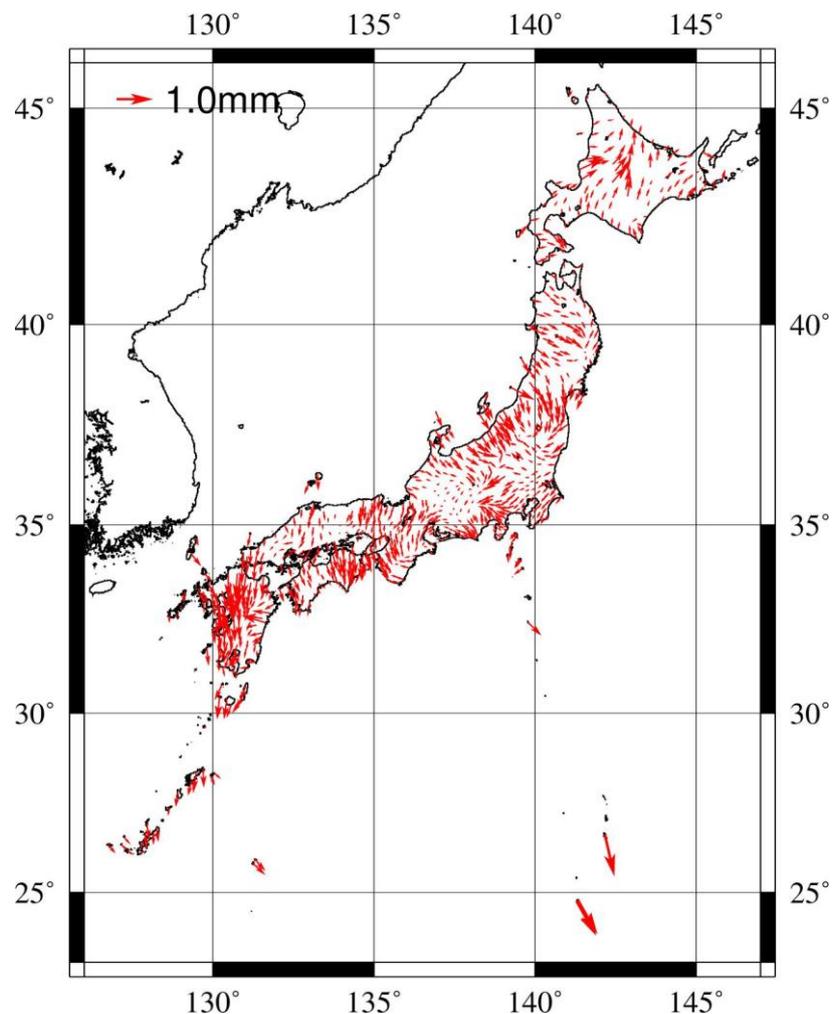


図 7.6：国内すべての GNSS 観測点で時間平均された大気遅延勾配ベクトル。

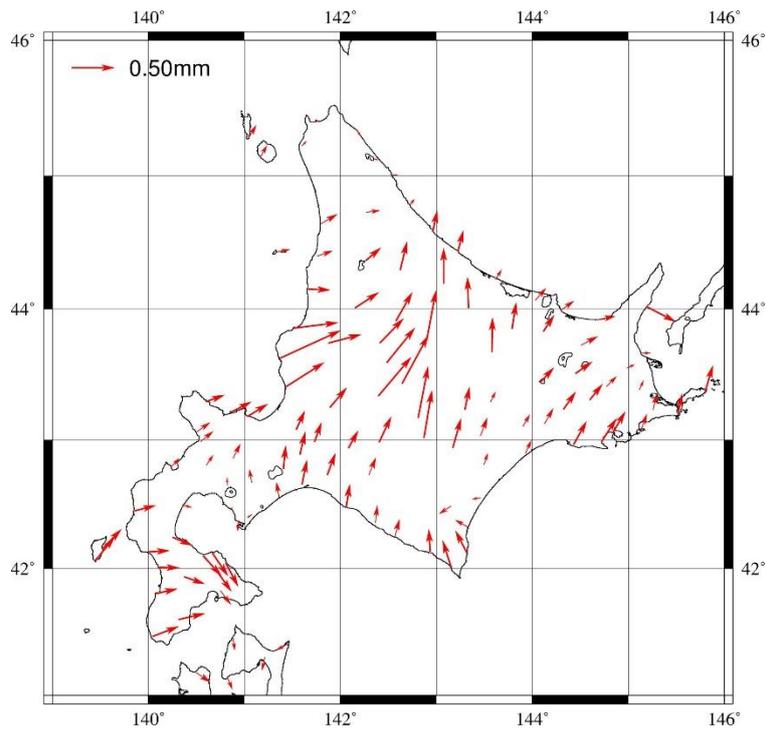


図 7.7：北海道地方の大气遅延勾配ベクトル。

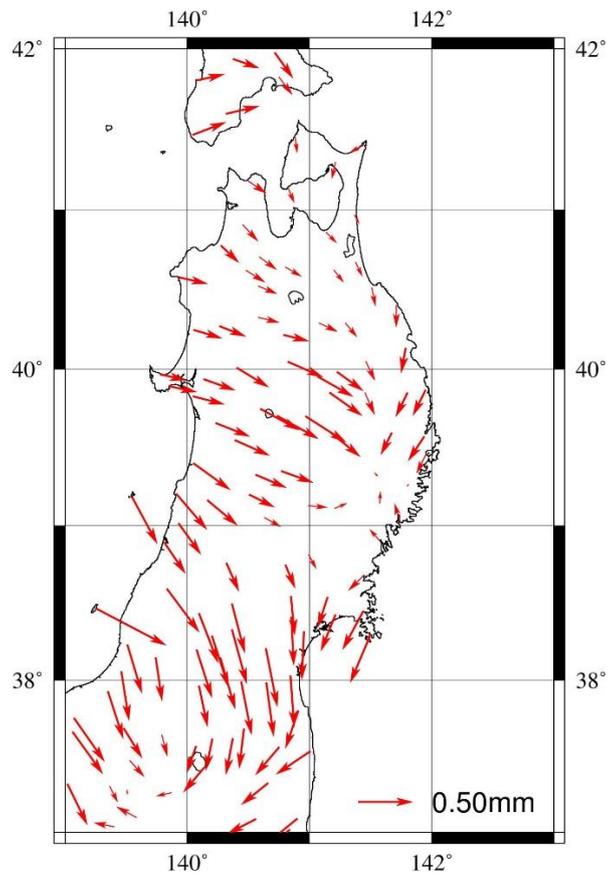


図 7.8：東北地方の大气遅延勾配ベクトル。

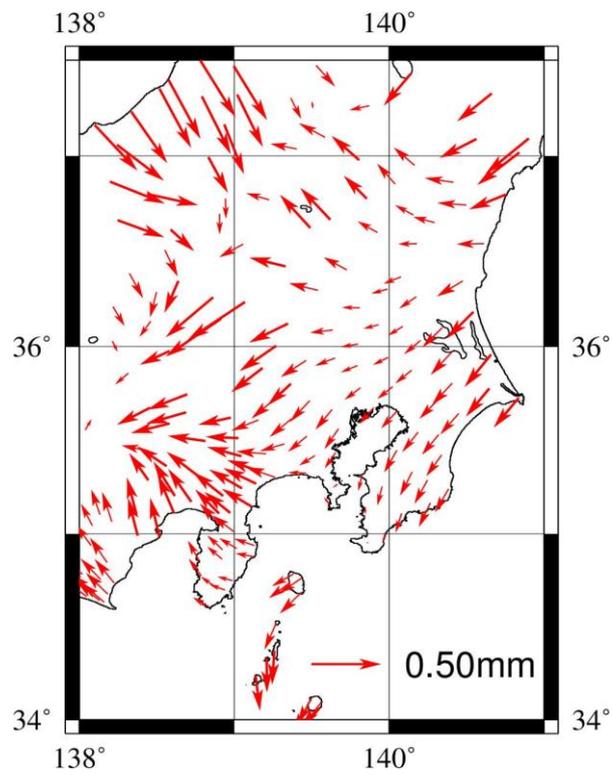


図 7.9：関東地方の大气遅延勾配ベクトル。

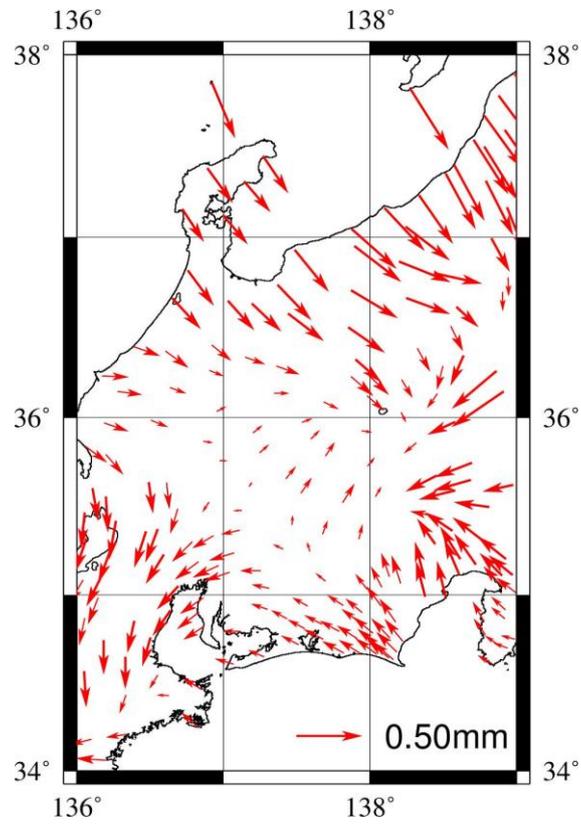


図 7.10：中部地方の大气遅延勾配ベクトル。

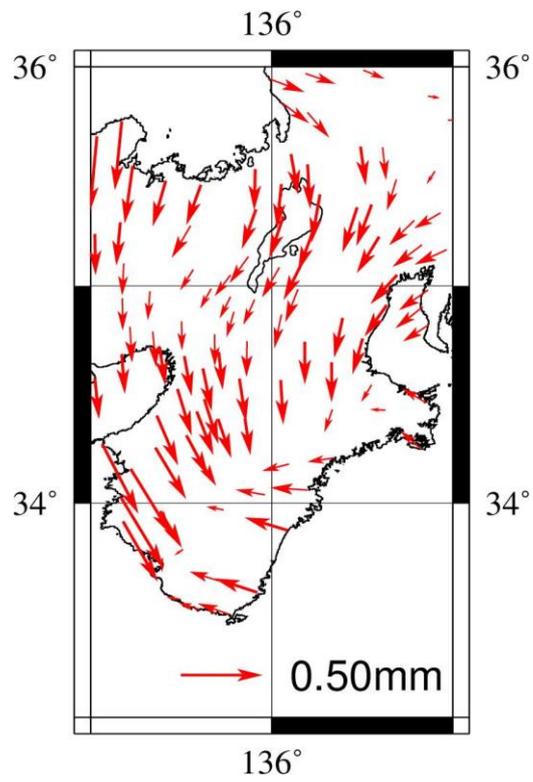


図 7.11：近畿地方の大气遅延勾配ベクトル。

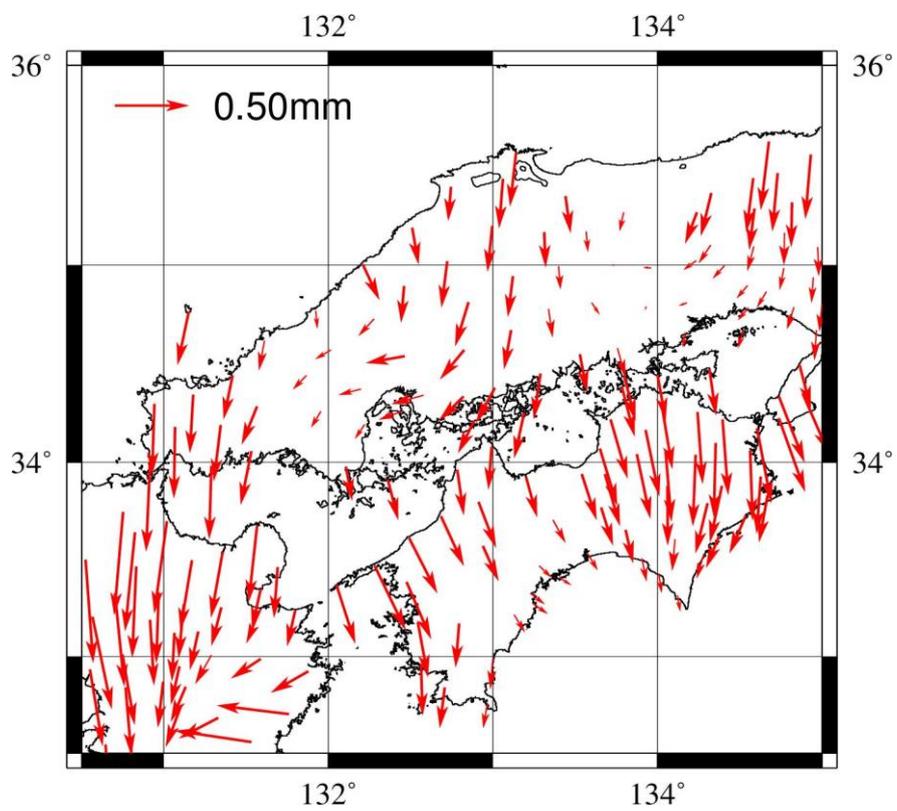


図 7.12：中国・四国地方の大气遅延勾配ベクトル。

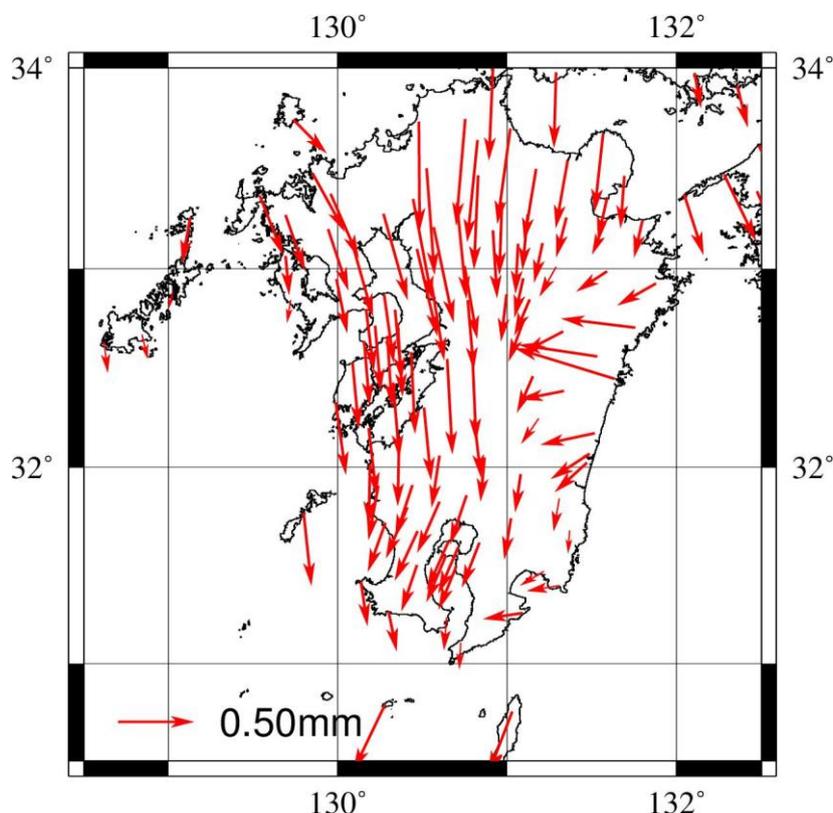


図 7.13：九州地方の大気遅延勾配ベクトル。

大気遅延勾配の地域性としては、新潟県や九州地方、瀬戸内付近で勾配が大きくなっていることが分かる。また、長野県付近の内陸部では、勾配が緩やかであるが、北海道中央部の内陸では、逆に周囲よりも勾配が急になっているように見える。そのため、内陸地域の勾配の傾向は、一概に特徴づけることはできないようである。

北海道を除くほぼ全ての点で勾配ベクトルが南向き成分を持っていることが分かる。これは ZTD 等と同じく、緯度が低くなるほど気温が上昇し、大気中の水蒸気が増加するためであると考えられる。

また、海沿い地域を見てみると、陸向きの成分も持っているようである。東北地方や中部地方では、その様子が顕著に表れている。また、中国・四国地方でも、ほぼ全てのベクトルが南を向いているが、北側に海がある地域はベクトルが大きく、南側に海がある地域はベクトルが小さくなっていることから、やはり陸向きの成分が表れているといえる。陸向き成分が卓越するのは、海域と陸域の温度コントラストの日平均の結果だと思われる。昼間の、陸域の方が温度が高い時間帯は海風が吹き、海上の水蒸気が陸へ運ばれる。夜間の、海域の方が温度が高い時間帯は陸風が吹き、陸上の水蒸気が海へ運ばれる。従ってそれらの時間帯では陸向きおよび海向きの勾配ベクトルが生じる可能性が高い。しかしそれらが完全には打ち消し合わず、温度が全体として高い前者の成分が残り、日平均の水蒸気量の海陸コントラストとして残ったのかもしれない。

8. 結論と今後の展望

本研究では、GEONET の F3 解によって得られた大気遅延データから、天頂湿潤遅延 ZWD の長期変動と大気遅延勾配の地域性を議論した。

先行研究である吉田・日置 (2012) では、ZTD をモデル化する際、時間の多項式を 3 次の項まで計算するのが適切であるとしていたが、本研究では 6 次の項 (局によっては 5 次) まで計算するのが適切であるとした。これは、GEONET から得ることができた大気遅延データが当時の約 13 年分から、現在 20 年分に延びたことを反映した結果である。

ZTD の絶対値は緯度や標高に依存する。これは、低緯度は気温が高く、大気中の水蒸気が増加すること、高地ではアンテナより上の大気が少なくなるためである。ZHD は気圧に比例するため標高には大きく依存するが、緯度依存性は小さい。ZWD は緯度、標高共に大きく依存し、冬季は緯度依存性が顕著である。

ZTD の長期的変化は、地域によって多少の差異はあるが、全国的に 3~4 年毎に上昇と下降を繰り返す周期的な傾向をもつことを観察することができた。しかし、近年 2、3 年ほどの間に、過去にないほどの急激な ZTD の上昇を見せていることから、地球上の平均気温と同様に加速度的に ZTD の上昇が進んでいるのかもしれない。吉田・日置 (2012) では、この ZTD のゆっくりした変化が太平洋十年規模振動 PDO (Pacific Decadal Oscillation) と負の相関を持つことを示唆していた。しかし、近年の ZTD の上昇指向との相関が PDO の変動には見られないため (図 8.1)、この相関関係は明瞭さが薄れてきた。そのため、ZTD の長期変動と他の気象学的現象との相関は、改めて議論の余地があるだろう。

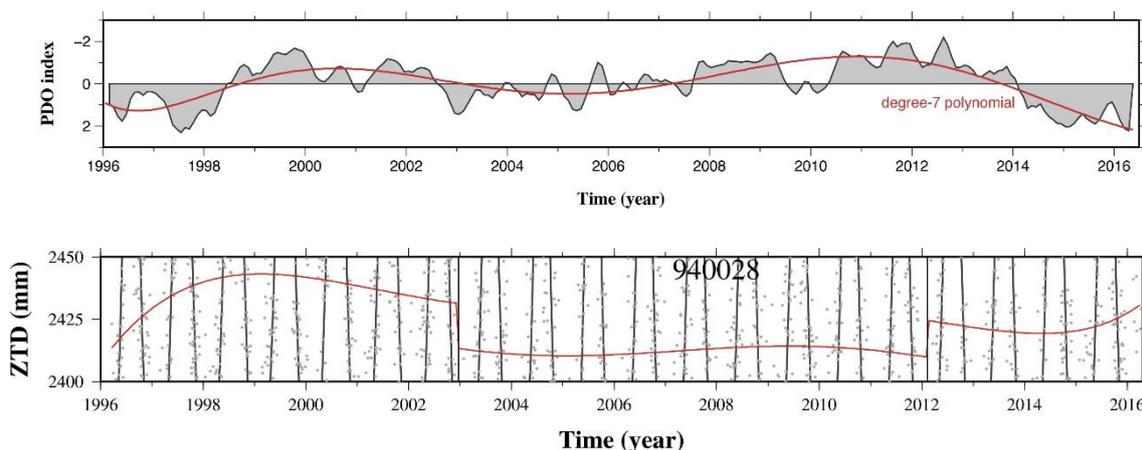


図 8.1 : PDO 指数の変動を、符号を逆にしてプロットしたもの (上) と、宮古市 940028 局の ZTD を時間の多項式でモデル化した部分の拡大図 (下)。ZTD のプロットでは、経年変化を示す赤い曲線を強調するために平均的な値を中心とした 50 mm の範囲を拡大してある。2012 年頃までは互いに相関の高い変動をしているが、最後の数年

間は逆の変動をしていることがわかる。PDO指数に重ねて表示した赤い曲線は、それらをZTDと同様な時間の多項式でモデル化したものである。

大気遅延勾配は、地域によって大きさに差があるが、南向きかつ陸向きの成分が卓越する傾向がある。南向き成分は、気温の緯度依存性を反映しているものと考えられる。陸向き成分が卓越するのは、海域と陸域の温度コントラストの日平均の結果かもしれない。昼間の、陸域温度が高い状態（海風が吹く時間帯）と、夜間の、海域温度が高い状態（陸風が吹く時間帯）が完全に打ち消し合わず、温度が全体として高い前者が勝って、日平均の水蒸気量の海陸コントラストとして残ったのかも知れない。今回は日平均の大気遅延勾配データを用いたため、このような結果になったが、時間帯を区切って推定されたデータを比較することによって、また違った結果を見ることができよう。

大気遅延勾配をベクトルとして地図にプロットする際、勾配データをアンテナ交換以降の時間で平均してプロットし、長期平均的な勾配の様子を観察したが、こちらももっと短い時間で区切ってエポック毎の勾配の様子で比較し、大気遅延勾配の長期変動として観察すると、また新しい発見を見出すことができるかもしれない。また、その変動が他の気象要素と相関が見られるか、さらに勾配の長期平均がジオイドの傾きと相関を持つか等を見たい。これを今後の課題とし、修士課程で取り組んでいく所存である。

9. 謝辞

本研究でを使用した GNSS データは、国土地理院の GEONET より提供していただきました。また、気圧データは気象庁より提供していただきました。

本研究を行うにあたり、指導教官の日置幸介教授には、テーマ設定、プログラミングの作成、研究の方向性など、あらゆる点で導いていただきました。いつも締め切りぎりぎりになっても、見捨てず丁寧に指導していただきました。本当に感謝しております。修士課程でもよろしく申し上げます。ゼミの中間発表等では、同研究室の古屋正人教授や高田陽一郎准教授をはじめ、固体系ゼミの先生方や先輩方には多くのご支援と助言をいただいたことに感謝いたします。普段の研究生活でも、同学生部屋の先輩方や、同期の方々には本当にお世話になりました。皆様のおかげでモチベーションを下げることなく、楽しく研究を進めることができました。これからもご指導ご鞭撻のほどよろしく申し上げます。

10. 参考文献

- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, and H. Schuh (2006), Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2005GL025546.
- Haas, R., G. Elgered, L. Gradinarsky, and J. Johansson (2003), Assessing Long Term Trends in the Atmospheric Water Vapor Content by Combining Data From VLBI, GPS, Radiosondes and Microwave Radiometry, Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry, **16**, 279-288.
- 市川隆一, 田中寅夫 (1998), 大気遅延とマッピング関数, *気象研究ノート*, **192**, 35-48
- MacMillan, D. S. (1995), Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations, *Geophysical research letters*, **22(9)**, 1041-1044
- 中川弘之, 豊福隆史, 小谷京湖, 宮原伐折羅, 岩下知真子, 川元智司(2009), GPS 連続観測システム (GEONET) の新しい解析戦略 (第4版) によるルーチン解析システムの構築について, *国土地理院時報*, **118**, 1-8
- Niell, A. E. (1996), Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3227-3246.
- 大谷竜, 辻宏道, 萬納寺信崇, 瀬川爾朗, 内藤勲夫 (1997), 国土地理院 GPS 観測網から推定された可降水量, *天気*, **44(5)**, 317-325.
- 大谷竜, 内藤勲夫 (1998), GPS 可降水量の物理と評価, *気象研究ノート*, **192**, 15-33
- Shoji, Y. (2013), Retrieval of Water Vapor Inhomogeneity Using the Japanese Nationwide GPS Array and its Potential for Prediction of Convective Precipitation, *Journal of the Meteorological Society of Japan*. **91(1)**, 43-62
- 辻宏道 (1998), GPS の原理, *気象研究ノート*, **192**, 1-13
- 吉田清人, 日置幸介 (2012), GPS 気候学: 日本列島の可降水量の長期変動, *測地学会誌*, **58**, 141-152.

参考にした Web ページの URL

気象庁ホームページ

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