# 台風の測地学的研究

大気中の水蒸気分布および荷重による局位置変化の解析

北海道大学 理学部 地球惑星科学科 4 年

宇宙測地学研究室

02160119 吉田美月

指導教員 日置幸介

#### 要旨

近年、異常気象とも思われるような記録的な豪雨や水害が頻繁に発生している。前線や台 風通過による記録的な豪雨や、ゲリラ豪雨のような予測が困難な突発的な強い降雨も珍し くないものとなった。西日本では夏から秋にかけて、前線の通過に伴う豪雨によって毎年の ように土砂災害が発生しており、2018年の西日本豪雨では九州から中国地方にかけて前線 が長期間停滞し、記録的な降雨が観測された。

GNSS(Global Navigation Satellite System)は本来地殻変動を捉えるために設置された衛 星観測システムで、地上の観測局と衛星との距離をマイクロ波を用いて測定し、各観測局の 位置を推定している。マイクロ波が大気中を通過する際に水蒸気から受ける影響は天頂大 気遅延 ZTD(Zenith Total Delay)や大気遅延勾配などを用いて補正されるが、これらの情報 には大気中の水蒸気量についての情報が含まれているため、気象予報にも利用されている。 しかし、ZTD は実際の水蒸気量を反映するという特性から標高に依存して変化するため、 降水予測に利用する場合は山間部と平地での精度の差に問題があった。そこで、Arief & Heki (submitted)の方法を用いて山間部の ZTD を平地の ZTD と大気遅延勾配で補正し、海抜 Om 地点での ZTD に変換した。これによって、標高に依存しない新たなパラメータを得る ことができた。この値を利用することにより、豪雨地域の予測・観測における空間分解能に 大きな進歩が期待される。

本稿の前半では ZTD と大気遅延勾配を用いた水蒸気分布の解析と降水予測の可能性に ついて議論する。

また、2019年には9個の台風が日本列島に接近、3個が上陸した。特に、台風 19号では 広い地域で記録的な豪雨となり、多くの河川が氾濫するなど甚大な被害をもたらした。この ような豪雨の場合では地中への水の貯留や洪水により地面の荷重が大きく変化するため、 荷重への応答として地殻変動が起こると考えられる。そこで、GNSSのデータを用いて台風 通過時の各局の動きを解析し、その特徴について調べた。GNSS局の動きから土壌水や表層 水等の陸水量を推定することができれば、豪雨時の洪水の予測や河川の流量変化の予測、土 砂災害への対策などにも役立てられると考えられる。

本稿の後半では台風19号通過時の地殻の動きと陸水貯留量の変化について議論する。

目次

1. 初めに														
1.1	宇宙測地技術を用いた水蒸気分布の推定と降水予測・・・・・・・・4													
1.2	荷重変形による局位置の変化・・・・・・・・・・・・・・・・5													
2. GN	2. GNSS の原理													
2.1	GNSS について・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・7													
2.2	ZWD と大気遅延勾配の推定・・・・・・・・・・・・・・・・・・7													
2.3	マッピング関数・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・10													
3. 水蒸気解析の手順														
3.1	使用データ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・11													
3.2	台風通過時の ZWD と大気遅延勾配の変化・・・・・・・・・・・11													
3.3	水蒸気のスケールハイトの推定・・・・・・・・・・・・・・・・11													
3.4	標高による ZWD 変化の補正・・・・・・・・・・・・・・・・13													
3.5	ZWD convergence index の推定・・・・・・・・・・・・・・・・14													
4. 解	所結果													
4.1	台風通過時の ZWD と大気遅延勾配の変化・・・・・・・・・・・16													
4.2	水蒸気のスケールハイト推定結果・・・・・・・・・・・・・・・18													
4.3	ZWD の標高ゼロ換算値推定結果・・・・・・・・・・・・・・・ 20													
4.4	ZWD convergence index 推定結果・・・・・・・・・・・・・・・21													
5. 水	蒸気の分布に関する考察・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 23													
6. 地刻	6. 地殻変動解析の手順													
6.1	使用データ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・27													
6.2	系統誤差の補正・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・28													
6.3	各局 1 か月での局位置変化の解析・・・・・・・・・・・・・・28													
6.4	全国の局位置解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・29													
7. 地疗	設変動解析結果													
7.1	系統誤差の補正結果・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・31													
7.2	各局 1 か月での局位置変化の解析結果・・・・・・・・・・・・・32													

	7.3	全国の	の局位	置	解析	f結	果	•	•	• •	•••	•	•	•	•	٠	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	36
	7.4	陸水貯	留量	<b>L</b> の	推定	結	果	•	• •	• •	•••	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	38
8	地	設変動	に関	する	3考	察	• •	• •	•	•	• •	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	• 4	40
9	). 謝	揺・・	••	•	• •	•	•	•	•	•	٠	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	42
1	0. 参	考文南	۴	•	•	••	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	42

## 1. 初めに

#### 1.1 宇宙測地技術を用いた水蒸気分布の推定と降水予測

GNSS は地殻変動の研究のために運用されているシステムである。日本では衛星と全国 1300 点以上設置された観測局との距離をマイクロ波を用いて測定し、局位置の変化を観測 している。マイクロ波は大気中を通過する際に水蒸気の影響を受けて経路や到達時間に変 化が生じるため、水蒸気や緯度経度、気圧等の様々な関数を用いてこの変化を補正している。 これらの値から逆に大気中の水蒸気についての情報を入手し、気象予報に役立てることを 目的として提唱されたのが GPS 気象学である(Bevis et al.,1992)。現在では GPS だけでな く様々な衛星が利用されているため、以後 GNSS 気象学と呼ぶこととする。

GNSS 気象学では天頂大気遅延量 ZTD や、ZTD から求められる可降水量 PWV(Precipitable Water Vapor)、ZTD の方位角依存性を示す大気遅延勾配 G などの値が 利用され、水蒸気量やその水平分布、動きなどが推定される。GNSS 気象学の誕生以前では これらの水蒸気に関するデータはラジオゾンデによる直接観測が主流であった。ラジオゾ ンデによる観測は直接計測をしているため正確だが、一般に 09JST と 21JST の 1 日 2 回し か観測が行われないうえにコストが大きいため高密度で観測することが難しく、時空間分 解能が低いという問題点があった。しかし、GNSS を利用することにより全国に 1300 点以 上という高密度での観測が可能になり、時間分解能も向上した。また、GNSS を用いた水蒸 気観測の精度については Nishimura et al. (2003)にて検証が行われている。



図 1.1:ラジオゾンデ観測による PWV と GPS データから推定した PWV の相関(Nishimura et al., 2003)。(a)全データ、(b)は 09JST、(c)は 21JST のデータを示す。ラジオゾン デによる PWV 観測量と GPS による PWV 推定量に系統的な差はみられない。

前述の通り、GNSS 気象学には ZTD や PWV などの値が利用されていたが、2013 年に PWV の勾配の発散を取った WVC (Water Vapor Concentration) index という値が新たに提 唱された(Shoji, 2013)。この値は水蒸気の短波長の濃集の程度を示し、降雨の発生予測に有 用であることがわかった。そこで、本研究では WVC index で用いられている PWV を ZWD (Zenith Wet Delay) で置き換えた ZWD convergence index を新たに推定し、それらの値 と降雨との関係について調べた。Shoji (2013)が利用している PWV は ZTD から乾燥大気 分を除去した ZWD を基に温度などの気象条件を用いて変換される値だが、WVC index を ZWD convergence index で代用することができれば計算の手間を省くことができる。また、 ZWD の標高依存性によって山間部での可降水量の値に見かけの過小評価が生じる問題を 踏まえ、山間部の ZWD を海抜 0m 地点での ZWD 値に変換する手法を用いた。

#### 1.2 荷重変化による局位置の変化

降雪や氷河などの荷重の変化については以前から GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)衛星での重力観測や GNSS データを利用して研究が進められてきた。たとえ ば日本では冬季、日本海側を中心に降雪等の荷重の増加により最大で 1~2 cmもの沈降が あることが知られている(Heki, 2001)。

これまで研究されてきた降雪や氷河等の季節に依存した長期的な変化に対し、本研究で は台風による豪雨とそれに伴う洪水という短期間の現象に着目した。荷重の原因が水の場 合、河川への流出や蒸発散、地下水脈への浸透などによって短時間で大きな変化が生じるた め、時間分解能の高い GNSS のデータを用いて解析を行った。

例えば 100 mmの降水がありそれらがすべて表層に滞留する場合、地表にかかる圧力は 1000 N/m<sup>2</sup> (1 kPa)に相当する。これは地面の変形を引き起こす荷重としては十分な大きさ である。今回取り扱った 2019 年台風 19 号の事例では多摩川や相模川での 2 日間降水量が 450mm 以上など各地で記録的な値となり、長野県や福島県を中心に大規模な洪水が発生し た。

降雨による荷重変形についての研究はこれまでほとんど行われていないが、Miliner et al. (2018)はアメリカを通過した台風での降雨による荷重変形についての研究が行われており、 GPS を用いて計測された地殻変動から逆問題を解くことで地上および地下の貯水量 TWS (Terrestrial Water Storage)を推定する方法が提案されている。

GPS 局位置データは鉛直成分、南北成分、東西成分の3つの成分を持つ。3成分のうち 荷重変形の影響が大きく現れるのは鉛直成分であるが、水平成分の標準偏差1 $\sigma$ =2mm に 対し鉛直成分では1 $\sigma$ =5 mmとノイズが大きいことが解析の際には問題となる。ノイズの大 部分は CME(common-mode error)と呼ばれるもので、時間的に非一様かつ空間的な相関を 持つ。そこで、先行研究においては ICA(independent component analysis)というフィルタ ーを利用し、EOF 解析によってノイズの除去を行っていた。これにより、水文学的荷重に よるシグナルと CME を分離することが可能となっている。ICA 補正データにおける GPS 局位置の変化から水荷重の大きさを推定し、局位置と地殻変動モデルとの比較や、補正デー



タから求めた TWS と実際の降水量との比較を通して妥当性が評価された。

図 1.2: GPS 局の鉛直変動(A-E,K-O)とモデルによる鉛直変動予想(F-J,P-T)の比較。赤い線は台 風の目の軌跡を示す。台風の進行に伴って沈降する地域が変化していくことがわかる。L および Q の図で台風が通過した後も水の荷重による沈降は数週間残った。(Miliner et al.,2018)



図 1.3:GPS 局の動きから推定した TWS(A-E,K-O)と、衛星観測と雨量計によって推定された降

水量(F-J,P-T)との比較。1日の累積降水量を左下に赤字で示す。TWS の値が大きい地域 と降水地域がおおむね一致する。

# 2. GNSS の原理

#### 2.1 GNSS について

GNSS (Global Navigation Satellite System/全地球航法衛星測位システム)は、アメリカに よる GPS、ロシアによる GLONASS、EU による Galileo、中国による北斗(Beidou)、日本 による QZSS などの衛星測位システムの総称である。GPS では高度 20000m、軌道傾斜角 55°の6つの軌道面に各4機ずつの衛星が周回しており、このような地球全体を周回する 軌道は MEO (Medium Earth Orbit/中高度軌道)と呼ばれる。一方、日本の QZSS や中国の BeiDou の軌道は IGSO(Inclined Geo Synchronous Orbit/傾斜対地同期軌道)と呼ばれ、8の 字を描きながら一定の地域の上空に滞在する。また、GEO(Geo Stationary Orbit/静止軌道) と呼ばれる軌道を取る衛星もある。各軌道にはそれぞれ特徴があるが、3 つの軌道すべてに 共通するのがつねに上空に4 機の衛星が見えるようになっている点である。この4 機の衛 星と地上の観測局との間でマイクロ波を送受信し、時計の誤差等を考慮しながらその距離 から局の位置を推定する。

GNSS による測位の方法は、単独測位と相対測位の2つに大別される。単独測位では、コ ードを用いて衛星から送信されたマイクロ波が観測局で受信されるまでにかかる時間から 距離を導出することで局位置の推定を行う。これは単一局の位置を測定するため、単独測位 と呼ばれる。コードを用いた単独測位では 10m程度の推定誤差が発生するが、位相を用い た精密単独測位の精度は相対測位と遜色ない。一方、相対測位では 2 点以上の観測局を利 用し、マイクロ波の位相差から観測局間の相対的な位置関係を求める。相対測位では数 mm 単位の測位が可能であるが、固定点の局位置に誤差が生じると全体の局位置推定に影響が 出るという欠点がある。

本研究においては、水蒸気解析についてはネバダ大学リノ校が発表している UNR 解を、 局位置変動解析については国土地理院が発表している F3 解を利用しているが、これらはそ れぞれ精密単独測位と相対測位によって求められたデータである。

2.2 ZWD と大気遅延勾配の推定

ZWD と大気遅延勾配 G の導出について、Shoji(2013)を参考に説明する。

天頂大気遅延 ZTD は、大気中をマイクロ波が伝搬する際に生じる衛星視線方向の遅延量 SPD(Slant Path Delay)を天頂方向の遅延量に変換した値である。伝搬経路における実際の 水蒸気量に伴って変化するため、湿度が等しい場合でも低温かつ衛星までの距離の短い高 地や山間部の観測局では低標高の観測局よりも ZTD が小さくなるという特徴がある。衛星 の仰角を $\theta$ 、方位角を $\phi$ 、残差を $\varepsilon$ とすると変換式は以下のように表される。

 $SPD(\theta, \varphi) = m(\theta) \cdot [ZTD + \cot \theta (Gn \cos \varphi + Ge \sin \varphi)] + \varepsilon$ 

m(θ)はマッピング関数であるが、これについては次項で詳しく説明する。

ここで求められた ZTD は ZWD (Zenith Wet Delay)と ZHD (Zenith Hydrostatic Delay) の和で表される。ZWD は大気中の水蒸気による遅延量を、ZHD は乾燥大気による遅延量 を表し、ZHD は以下の式で導出される(Askne and Nordius,1987)。

ZHD(Psfc, $\Phi$ ,ht) = 0.0022768·Psfc/(1-0.00266·cos 2 $\Phi$ -0.00028·ht)

Psfc は地表での気圧、  $\phi$  は緯度、ht は海抜の標高を示す。

一方 ZWD は計算で求めることができないため ZTD から ZHD を差し引くことで求めら れる。GPS 気象学では求められた ZWD にある係数をかけて可降水量 PWV(Precipitable Water Vapor)に変換する場合が多い。

また、大気遅延勾配 G は水平方向の大気遅延の勾配を表し、東西成分 Ge と南北成分 Gn の 2 つに分けられる。大気遅延勾配は以下の式より導出が可能である(Ruffini et al., 1999)。

$$G = 10^{-6} \int z^* g(z) dz$$

ここで z は標高、g(z)は標高 z における水平方向の屈折率の勾配を表す関数である。g(z)に 標高 z を掛けることにより主に高度 2 km付近での g の値が強調される一方、地表付近の g は強調されないため、標高によらず水蒸気分布の水平空間微分を与える。



図 2.1:水蒸気の水平勾配の高度分布 g(z)[a]と z\*g(z)[b]の比較。g(z)で 2 km付近から生じ る指数関数的な急激な減衰が z\*g(z)では消える (Shoji, 2013)。

また、大気の厚みを表すスケールハイト H と ZTD を用いると、大気遅延勾配は以下のように表すことができる(Ruffini et al.,1999)。

## $G{=}H^*\nabla ZTD$

大気遅延勾配のうち大気遅延勾配によるものを $G_d$ 、湿潤大気によるものを $G_w$ 、乾燥大気の スケールハイトを $H_d$ 、湿潤大気のスケールハイトを $H_w$ とすると、空間勾配を $\nabla$ として以下 のように表すことができる(Shoji,2013)。

$$\mathbf{G} = \mathbf{G}_{d} + \mathbf{G}_{w} = H_{d} * \nabla Z H D + H_{w} * \nabla Z W D$$

乾燥大気のスケールハイトは以下の静水圧近似を用いて導出することが可能だが、水蒸気 は乾燥大気と振舞いが異なるためスケールハイトを同じように導出するのは不可能である。 そこで、上記の式を用いて大気遅延勾配と $\nabla ZWD$ より水蒸気スケールハイトの導出を試み た。また、乾燥大気に起因する大気遅延勾配 Gd は 90%が 0.5mm 以下であり全体に及ぼす 影響は湿潤大気による影響に比べて極めて小さいため、今回は乾燥大気による大気遅延勾 配を無視し、G=Hw\* $\nabla ZWD$ として湿潤大気による影響のみで議論することとする。

# 2.3 マッピング関数

マッピング関数は 2.2 で述べたように、SPD と ZTD を変換する際に用いる関数である。 衛星の仰角 θ に依存するほか、気圧、温度、湿度等の大気の状態によって変化する。世界で は NMF(Niell Mapping Function, Niell, 1996)や IMF(Isobaric Mapping Function, Niell et al., 2001)、VMF(Vienna Mapping Function, Boehn and Schuh, 2004)、GMF(Global Mapping Function, Boehm et al., 2006)など様々なバージョンが発表・使用されているが、その基本 となるのは以下の式である。

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

式中の a,b,c の 3 つの係数が上記のような大気の状態によって決定し、関数全体が決定する。 2001 年に発表された IMF 以降のバージョンでは数値天気予報データから求められた情報 を用いて計算が行われるなど、精度の向上が進んだ。しかし、これらの関数を利用するには 観測局それぞれの大気の情報を逐一入力する必要があるため、多少精度は下がるものの現 在も気象条件の入力なしで計算可能な NMF を利用している解析ソフトウェアも多い (Ichikawa, 2008)。



図 2.2:各マッピング関数の時間変化。緑の実線が NMF,青の波線が GMF,赤の実線が VMF。VMF が最も時間分解能が高い。VMF と GMF はおおむね一致するが、 NMF との間では冬季に 0.015 程度の系統差が生じることが分かっている。これは 観測局での鉛直変動に直すと 15 mmに相当する。

# 3. 水蒸気観測の解析手順

3.1 使用データ

水蒸気の解析においてはネバダ大学リノ校(UNR)の NGL (Nevada Geographic Laboratory)が発表するデータを用いた。このデータについて、以下 UNR 解と呼ぶこととする。UNR 解の解析環境は以下のとおりである。

- ・解析ソフトウェア:GYPSY-OASIS II
- ・解析手法: PPP (Precise Point Positioning 精密単独測位)
- ・暦・衛星軌道モデル:IERS2010/ IGS08 standard model
- ・潮汐モデル:FES2004
- ・マッピング関数:GMF (tropospheric mapping function)

UNR 解は地球全体の 10,000 局以上の観測局のデータについて、300 秒ごとに自動解析で推定される。日本には約 1300 点の観測局があるが、今回は欠損したデータ等を除いた 1202 局のデータを利用した。UNR 解では大気遅延量、大気遅延勾配東西成分、大気遅延勾配南北成分と各データの標準偏差の計 6 種のデータが公開されている。今回はその中から標準偏差以外の 3 種を使用した。

#### 3.2 台風通過時の ZWD と大気遅延勾配の変化

まず、2018 年 9 月に日本列島に上陸し大きな被害をもたらした台風 21 号通過時につい て、台風通過時の水蒸気分布の変化を調べるために ZWD および大気遅延勾配を地図上に プロットした。対象としたのは日本列島への上陸~放散までの期間にあたる 2018 年 9 月 4 日~5 日である。スカラー量である ZWD はカラープロットによる描画、ベクトル量である 大気遅延勾配は矢印による描画を行った。また、作成した図との比較に使う天気図は、日本 気象協会がホームページ上で公開している天気図を利用した。この天気図が 3 時間ごとの データであるため、UNR 解によるプロットも 3 時間ごとに行った。

3.3 水蒸気のスケールハイトの推定

スケールハイトの推定は台風通過時のデータと晴天時のデータの2つに分けて行った。 台風時のスケールハイト推定においては、台風に伴う前線面で見えた大気遅延勾配の急変 帯に焦点を当てて行った。まず地図上で任意の長方形を設定し、長方形内の地域の ZWD と 大気遅延勾配についてプロファイルを取った。このプロファイルについて、長方形の短辺に 沿う方向の中心からの距離を横軸、各距離での ZWD および大気遅延勾配の値を縦軸とし てグラフ上にプロットした(図 3.1)。



図 3.1:長方形での切り出しおよび該当地域での ZWD プロファイル(青い点)。 同様に取った遅延勾配のプロファイルから分布を簡単な多項式で表し、ZWD の空間微分が G のプロファイルになるべく一致するようにそれらの間の係数 (スケールハイト)を調整した。

このグラフから推定されたおおまかな $\nabla ZWD$ と大気遅延勾配を利用し、 $\mathbf{G}=\mathbf{H}_{w}*\nabla ZWD$ の関係式よりスケールハイトの推定を行った。

晴天時のスケールハイト推定には、三角形を結ぶ 3 局とその中心に位置する 1 局の計 4 局、5 日分のデータを利用した(図 3.2)。ただし、山間部では ZWD の値が小さくなるため 適切な結果が得られないことが考えられた。よって、この条件を満たす地点のうち山間部を 含まないものとして旭川、標津、埼玉、静岡、愛知の 5 つの地域でのスケールハイトについ て解析した。また、地域によって気圧等の条件に大きな差が生じないよう、全国的に晴天と なった通算日 2017 年 230~234 日の 5 日間と 2018 年 195~199 日の 5 日間のデータを用 いた。

まず、周囲3局のデータからある時刻での∇ZWDを導出する。導出された∇ZWDと中 心局での大気遅延勾配の値を、横軸を大気遅延勾配、縦軸を∇ZWDとしてグラフ上にプロ ットする。これを5日分重ねると以下のようなグラフになる(図 3.3)。



図 3.2:スケールハイト導出に用いた標津4局の例。



図 3.3:標津での $\nabla$ ZWD と大気遅延勾配 **G** の 5 日間データのプロット。多少のばらつきはあるが、おおむね直線上にデータが並ぶ。

G=H<sub>w</sub>\*∇ZWDより、直線の傾きの逆数がスケールハイトにあたる。得られたグラフから 最小二乗法で近似直線を導出し、その傾きからスケールハイトを推定した。

3.4 標高による ZWD の補正

標高に依存ぜずに降水予測を行うことを目的として、全国の ZWD を標高ゼロ換算値と して推定した。また、すべての ZWD を緯度経度 0.15°×0.2° ずつのブロックでグリッドし 直し、空間的に密なデータを作成した。換算には全局の大気遅延勾配と、標高 100m 以下の 観測局の ZWD データを用いた。対象としたのは九州地方を中心に大雨となった 2018 年 7 月 6 日~7 日である。  $G=H_w*\nabla ZWD$ より、スケールハイトを与えると $\nabla ZWD$ は $G/H_w$ として推定される。これは2局の ZWD の差を距離で割った値だから、これに2局間の距離をかけることで2局の ZWD の差が導出される。この差分を基準局の ZWD に足し合わせることにより、標高ゼロ換算値を推定する。実際にはこのプロセスを最小二乗法で一度に行う。詳細の説明は Arief & Heki (submitted)に譲る。



図3.4:標高ゼロ換算値 ZWD の推定方法。大気遅延勾配は標高に依存せず決まる値であるため 内陸でも使用できる。局1の ZWD とGから局2の ZWD (局1と同じ標高に換算したもの)を推定することができる。これを全国的に一斉に行い標高ゼロ換算した ZWD をグリ ッド点毎に求める。

3.5 ZWD convergence index の推定

Arief & Heki (submitted)に倣って、水蒸気の収束・発散の程度を表す値として、Shoji (2013)が定義した WVC index (Water Vapor Concentration index)と同じような意味を持つ ZWD convergence index を導入した。WVC index は Shoji(2013)の中で、GNSS で計測した PWV<sub>G</sub>場の Laplacian として次のように定義されている。

WVC index = 
$$-\nabla^2 PWV_G$$

これを基に、ZWD convergence index は ZWD の空間勾配が  $G/H_w$  であることを利用して、 大気遅延勾配ベクトル場の発散 (極性を変えて収束としている) として次のように定義した。

ZWD convergence index =  $-\nabla^2 ZWD = -\nabla \cdot \mathbf{G}/H_w$ 

ZWD convergence index は divergence にマイナスを掛けた値(convergence)であるので、大 きいほど水蒸気が収束、小さいほど発散する様子を表す。WVC index は PWV を用いて求 められる値だが、PWV の導出には観測点周辺の気温を含む係数が必要となる。ZWD convergence index では PWV 変換用の観測点周辺の気温データが不要であるため、より簡単に計算を行うことができる。

ZWD convergence index 推定にあたり、全国の観測局での大気遅延勾配の値を、規則正し く配置されたグリッド点での値に変換した。変換には全国の G を用いて加重平均を取るが、 求めるグリッド点に近い GNSS 点に大きな重みを取っている。重み付けには以下のガウス 関数に変数 x として局間の距離を代入した値を用いた。

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} exp\left\{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right\}$$

標準偏差は 20 km とした。ZWD の補正と同様に緯度経度  $0.15 \times 0.2$  のブロックごとで推定 を行った。次に、推定されたグリッド点の大気遅延勾配とスケールハイトを用いて  $\nabla$  ZWD を求めた。水蒸気のスケールハイトは一律で 2.5km を与え、 $\nabla$  ZWD=G/H<sub>w</sub>から導出した。 ここで与えた水蒸気のスケールハイト 2.5 km は標準的な値として設定したものである。こ のように求められた  $\nabla$  ZWD ベクトル場の発散を取り、符号を逆にすることで ZWD convergence index を導出した。ZWD convergence index の解析にも 2018 年 7 月 6 日~7 日のデータを用いた。

# 4. 水蒸気解析結果

# 4.1 台風通過時の ZWD および大気遅延勾配の変化

2018 年台風 21 号の通過した 9 月 4 日~5 日にかけて ZWD および大気遅延勾配をプロット した(図 4.1)。



(b)





図 4.1:天気図と、ZWD と大気遅延勾配をプロットした図の比較。ZWD の単位は mm。ZWD は 水蒸気が多いほど寒色系の色となるように表示している。(a)2018/9/4 12 JST、 (b)2018/9/4 21 JST、(c)2018 9/5 03 JST。図中では UT 表記になっていることに注意。

ZWD は台風を囲むようにして大きな値を取っており、台風の移動に伴って ZWD の値も 変化していることがわかる。また、大気遅延勾配の矢印が台風中心に向かって伸びている様 子が見える。また、(b)と(c)では台風周辺での大気遅延勾配の増大のほか、近畿地方にかか る寒冷前線の下でも大気遅延勾配が大きくなっている。

#### 4.2 水蒸気スケールハイトの推定結果

4.1 において見られた大気遅延勾配の急変帯についてスケールハイトを推定した(図 4.2)。 2018 年 9 月 4 日 21 時について、図 4.2 中-50km 付近で、G=6mm、∇ZWD=90mm/100km より、スケールハイトは Hw=6.7km と推定された。また、翌日 2018 年 9 月 5 日 3 時では 大気遅延勾配のばらつきが大きいため推定精度は下がるが、大気遅延勾配の最も大きい 0km 付近で G=2.6mm、∇ZWD=40mm/100km より、スケールハイト Hw=6.5km と推定 された。この値は前の章で述べた平均的な水蒸気のスケールハイトである 2.5 km より有意 に大きいが、前線構造に伴う勾配であるため水蒸気がより高高度まで持ち上げられている 可能性がある。



図 4.2: (a)2018 年9月4日21 時、(b)2018 年9月5日3時の北陸~関西での大気遅延勾配急変 帯でのスケールハイト推定。左図で矢印が大気遅延勾配、カラープロットが ZWD を示 す。ZWD と大気遅延勾配の単位は mm。ZWD を空間微分したものがG に比例し、その 比例係数がスケールハイトであるので、それぞれの値を近似する多項式がそのような関 係を満たすようにスケールハイトを推定した。

次に平野部における晴天時の水蒸気のスケールハイト解析結果を示す。推定に用いた5地 域およびその観測局は以下の通りである。



図 4.3:水蒸気のスケールハイト推定に用いた局。西日本は山地が多く解析に適する位置関係の局 がなかったため、北海道から中部までの5地域から選出した。

これらの局において、2017 年 230~234 日および 2018 年 195~199 日目の水蒸気のスケ ールハイトは 1.15~3.50 km と推定された(表 1)。これはラジオゾンデによる観測結果とも 整合的であり、また平均的な水蒸気のスケールハイト(2.5 km)に近い。

	旭川	標津	埼玉	静岡	愛知
2017/230~234	2.088	2.420	2.052	2.955	1.947
2018/195~199	2.694	3.500	1.422	1.933	1.155

表 1:各地域において推定された水蒸気のスケールハイト。単位は km。

# 4.3 ZWD の標高ゼロ換算値推定結果

2018 年 7 月 6 日~7 日について、大気遅延勾配を用いた ZWD の標高ゼロ換算値推定結 果を以下に示す(図 4.4)。







図 4.4:UNR 解による GNSS 局の ZWD(a-c、g-i)と標高ゼロ換算後のグリッド点での ZWD (d-f、j-l)。単位は mm。JST で左上から順に 2018/7/6 09:00,12:00,15:00(a-c,d-f)、 18:00,21:00,翌 03:00(g-i,h-l)

補正前の図では長野県や中国地方などの山間部で ZWD の値が小さくなっているが、標高 ゼロ換算値では、中部地方の内陸の局の双方の ZWD を比較すると標高による ZWD の低 下が補正されていることがわかる。

#### 4.4 ZWD convergence index の推定結果

2018 年 7 月 6 日~7 日において推定された ZWD convergence index は以下のようになった(図 4.5)。ZWD の分布よりも空間分解能が高く、細かな変化が現れる点が特徴として挙 げられる。次の章ではこれらの分布を、実際の降雨分布と比較する。



図 4.5:2018 年 7 月 6 日~7 日の ZWD convergence index の 3 時間ごとの推移。 単位は 10<sup>^</sup>3mm/km<sup>2</sup><sup>°</sup> [上段]12:00,15:00 [下段]18:00,21:00,翌 03:00(JST)

# 5. 水蒸気の分布に関する考察

台風や前線通過時の水蒸気分布について、4 つの観点から解析を行った。

台風や前線等の直下では周辺地域に対して大気遅延勾配が大きく伸びる様子が観測され た。またその方向は前線では前線に垂直、台風では台風の中心向きである。これは水蒸気 量の急激な空間変化を反映したものと考えられる。また、寒冷前線のかかる地域ではスケ ールハイトが極端に高くなる現象が見られた。これは前線面によって空気が上空に持ち上 げられることが原因ではないかと考えられる。この場合、空気塊が下に入り込む形の寒冷 前線ではスケールハイトの上昇が見えるが、空気塊が押し合う形の停滞前線など他の前線 ではこのような現象は見られないと考えられる。今回は寒冷前線での例のみを解析した が、他の前線での例を解析することで水蒸気の振舞いが更に解明されるかもしれない。



図 5.1(a)寒冷前線での空気塊上昇のモデルと(b)停滞前線での例

また、晴天時のスケールハイトについて5地域を例に解析した。これにより、晴天時の 水蒸気スケールハイトの標準的な値を得ることができた。これはラジオゾンデによる観測 地と整合的であったことから、この解析方法が有用であること確かめられた。

ZWD の標高ゼロ換算では、長野県や中国地方などの山岳部を中心に ZWD の値が変換 前よりも大きくなる結果となった。この変化によって標高に依存した実際の水蒸気量に惑 わされずに乾燥・湿潤の程度を評価できるようになると考えられる。数値気象予報に組み 込まれる際には、その精度の向上に寄与できるのではないだろうか。

最後に、Arief & Heki (submitted)に倣って標高ゼロ換算値 ZWD と ZWD convergence index の 2 つの指標を用いて降雨の可能性について議論する。平成 3 0 年西日本豪雨にあ たる 7 月 6 日、7 日について、ZWD、ZWD convergence index、アメダスでの降水量の 3 つを比較した(図 5.2)。各図のカラースケールについては 4 章の解析結果と同様である。

3 つの図について、激しい降雨が観測された長崎県~福岡県周辺の九州北部に注目してみると、ZWD の値が大きく、かつ ZWD convergence index も大きくなっていることがわか

る。特に 2018 年 7 月 6 日 18 時の図では ZWD convergence index が極めて大きく、極め て局地的な水蒸気の収束が起こっている様子が見える。一方、ZWD は大きいが ZWD convergence index の小さい大分県~九州南部では弱い降雨か、降雨が観測されていない地 域もある。また、ZWD convergence index が大きい地域でも北海道など ZWD が小さい地 域では降雨は観測されていない。すなわち、水蒸気量が多い地域で水蒸気の収束が起こる という 2 つの条件が揃うと激しい降雨が発生するということがわかる。

この2量の利用によって、ZWDのみを利用した現在の降水予測に比べ、空間分解能において精度が上昇することが期待される。



(a)2018/7/6 09:00JST







図 5.2:各時間における ZWD 標高ゼロ換算値(上段左),ZWD convergence index(上段右)、 アメダスでの降水量(下段)の比較。

## 6. 地殻変動解析の手順

6.1 使用データ

水蒸気解析には UNR 解を利用したが、地殻変動解析には国土地理院の公式解である F3 解を利用した。UNR 解は PPP(Precise Point Positioning)という手法で解析されている精 密単独測位データであるのに対し、F3 解はつくば 1 局を固定点とした相対測位で解析され ている。また固定点の座標は国際基準座標系(ITRF)の中で日本列島周辺の複数局を基準に 決められている。1 日に 1 つのデータしか発表されない F3 解と比較すると UNR 解は 300 秒ごとの解が発表されるため圧倒的に時間分解能が高いが、単独測位のため相対測位に比 べ測位精度が低い。地殻変動解析においては時間分解能の高さよりも測位精度の高さが重 要だと考え、F3 解を利用することとした。F3 解の解析は固定点であるつくば 1 局を推定 する固定点解析と全局を推定する定常解析の 2 段階に分けて行われる。また、GEONET のサンプリングレートは 30 秒である。解析環境は中川他を引用して紹介する。

#### (1)固定点解析

固定点であるつくば1局の解析は、日本周辺のアジア・太平洋地域の19局を用いたリ ージョナル解析と呼ばれる方法で行われている。解析に利用するソフトウェアおよびモ デルは以下のものが公開されている。

- ・解析ソフトウェア:GAMIT/GLOBK 10.6
- ・基準座標系:ITRF2005(IGS05)
- ・マッピング関数:GMF
- ·大気遅延勾配推定頻度:2時間

(2) 定常解析

固定点のつくば1局を利用した全局の局位置推定は以下のソフトウェア及びモデルを用 いて行われている。

- ・解析ソフトウェア:Bernese ver.5.2
- ・基準座標系:ITRF2005(IGS05)
- ・解析手法:スタティック測位
- ・ 暦:IGS 最終暦

一般に荷重による変形は水平成分よりも鉛直成分で強く影響が現れることが知られてお り、その大きさは水平成分の3倍程度である。しかし、鉛直成分は水平成分と比べて測位 誤差が大きいという特徴がある。今回は両成分を解析し、地殻変動を捉えるのにより便利 な成分を用いることにした。本研究では、中部から東北の広い範囲で豪雨となり、多くの 河川での洪水を引き起こした 2019 年台風 19 号に注目し、その上陸前後での GNSS 局の局 位置変化について調べた。

#### **6.2** 系統誤差の補正

解析にあたって測位解から共通誤差を除去する補正を行ったのでその方法について記 す。F3 解の生データの時系列をプロットすると、全国的に明らかに大きな系統誤差が生じ ている日が多数見つかったため、適当な基準局群を設定し、それらの座標のメジアンに対 して、個々の日々の座標との間のヘルマート変換パラメータを求めた。ヘルマート変換は 平行移動(3成分)、回転移動(3成分)、スケール変化の合計7個のパラメータから成 る。今回は全国から均等に抽出した約100局の測位解を利用し、台風を中心とする約一ヶ 月の座標値のメジアンを取り(その期間では地殻変動はないと仮定している)、それらに 対して個々の日々の座標がなるべく一致するような7個の変換パラメータを最小二乗法で 推定した。この7成分のパラメータを用いて GEONET 全データの変換を行った。補正量 の推定には94001~94099 の GNSS 局を利用したが、94022 はデータが欠損していたため 94022 を除く全 99 局で推定した。

#### 6.3 各局1か月間での局位置変化の解析

台風通過前後での地殻の動きについて、台風を中心とする1か月間の期間の局位置の変 位を解析した。まず、台風上陸前日の2019年10月11日を解析の中心日として設定し、 前後15日間の計31日分のデータを利用して変位のメジアンを求めた。解析の対象地域に は台風が上陸・通過し、豪雨となった地域として福島県、長野県、神奈川県、静岡県、三 重県の5つの地域を選んだ。各地域について、特に強い降雨が観測された地域の中から6 局ずつを選び、横軸を日付、縦軸を31日間のメジアンとの差としてグラフにプロットし た。この解析では東西成分、南北成分、鉛直成分の3つのグラフを作成した。



図 6.1: 台風による局位置変化をいくつかの地域で複数の GEONET 局を用いて解析した。 赤丸で示した局が選択された局。

#### 6.4 全国の局位置解析

台風通過時の日本全体での地殻の動きを調べるため、6.3 と同様の手法を用いて全国の 局を一斉に解析した。この解析には鉛直方向の変位のみを利用し、沈降および隆起の状況 について指定日時におけるメジアンとの差をカラースケールで地図上にプロットした。こ の解析は台風上陸前日から上陸2日後までにあたる2019年10月11日~14日の4日間に ついて行った。なお、F3解を利用しているため日付はUTに基づく。

また、前述の通り鉛直成分はノイズが大きいため、空間的な平滑化を行いノイズを低減 した。今回は全国のデータの加重平均を取ることで平滑化を行った。重み付けには ZWD convergence index の推定時と同様、以下のガウス関数に変数 x として局間の距離を代入し た値を用いた。

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} exp\left\{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right\}$$

標準偏差 σ は 15km に設定した。

6.5 陸水貯留量の推定

今回観測された地殻変動は降雨に伴い水が地面表層や地中に溜まったことで引き起こさ れた荷重変形と考えられる。本稿では荷重となったこれらの水をまとめて陸水と呼ぶこと とする。そこで沈降の原因となった陸水について、モデル計算を用いて台風の影響による 貯留量を推定した。まず緯度1/4°経度1/6ごとのブロックを設定し、荷重分布モデルを 作成した。各ブロックにおける任意の陸水量を深さ100mm単位で指定し、作成したモデ ルを地殻変動量に換算した。地球を弾性体として扱う場合の荷重変形は荷重グリーン関数 を用いて以下のように求められる(Farrell,1972)。

 $L(\theta', \lambda') = \rho \int \int H(\theta', \lambda') GL(\phi) T(\alpha) dS$ 

θ,λ:荷重の位置における余緯度、経度
θ',λ':推定位置における余緯度、経度
ρ:平均密度 H:入力データ(荷重量)
GL: Green 関数 T:方位角 α における三角関数

この地殻変動の計算値が実際の観測値と一致するよう荷重分布モデルを調整し、適当な陸 水貯留量を見積もった。ここでは鉛直成分のみに注目し、変位量を 6.4 と同じスケールで カラープロットした。

# 7. 地殻変動解析結果

## 7.1 系統誤差の補正結果

ヘルマート変換前の生の F3 解での座標値および変換後の座標値を以下に示す(図 7.1)。 変換前の F3 解による図では、2019 年 10 月 11 日には 2 cm程度の隆起、13 日には 2 cm程度 の沈降が日本全国で見えている。これらは実際の地殻変動とは思われず、基準局の座標誤差 や軌道誤差、あるいは長波長の大気遅延のモデル誤差などが重なったネットワーク全体の 共通誤差と思われる。それらを取り除くためのヘルマート変換後は、こういった全体での大 きな変位はみられなくなっている。



(a)2019/10/11,13のF3 解による鉛直方向の変位



(b)同日のヘルマート変換後のデータによる鉛直方向の変位

図 7.1:ヘルマート変換による系統誤差の補正。変位量の差が大きいため(a)と(b)ではカラース ケールが異なる点に注意。ともに単位は cm である。大きな系統誤差が取り除かれ、本 来の地殻変動シグナルが見えている。

このような日本全体で見られる大きな系統誤差について過去のデータをさかのぼって調 べたところ、今回の事例に限らず稀に発生していることがわかった。過去の事例の多くでも、 大きな系統誤差が生じた日には台風や前線の通過が見られており、系統誤差は大気のモデ ル誤差に深く関係することが示唆される。また、系統誤差が見られた日について UNR 解で も解析したところ UNR 解ではこのような全国的な系統誤差は見られず、この系統誤差は F3 解特有のものであることもわかった。

7.2 各局1か月間での局位置変化の解析結果

福島、長野、神奈川、静岡、三重での局位置推移は以下のようになった(図 7.2)。 鉛直成分についてのグラフに着目すると、5 つの地域すべてでグラフ中の+1 日目、すなわ ち台風通過翌日の 2019 年 10 月 12 日に地殻の沈降が見られる。また、沈降の翌日あるいは 2 日後には 0 日目と同じ水準まで沈降が回復していることがわかる。

一方水平成分では明確なシグナルは見られなかった。水平方向の変位は荷重に向かって引 き寄せられる動きとなるはずだが、局と荷重との位置関係は局ごとに異なる。したがって、 例えば荷重の東側に位置する局と西側に位置する局の動きの平均を取った場合シグナルは 消えてしまう。よって水平成分は変位の大きさについてのスカラー量よりもベクトル量と して評価するか、絶対値を取って評価するのが良いだろう。





(b)長野





(c)神奈川











図 7.2:図 6.1 で赤丸で示した、各地域における GNSS 局 6 局の平均位置の推移。縦軸の単 位は cm。上下成分は±2 cm、水平成分は±0.4 cm。+1 日目での沈降が5 地域すべて で観測された。水平成分については平均を取ると明確な動きは消えてしまう。

#### 7.3 全国の局位置解析結果

2019 年 10 月 11 日~14 日までの 4 日間について、ヘルマート変換による系統誤差補正後の局位置の、全期間のメジアンからのずれを地図上にプロットした。ここでは台風通過に関係する地域として東経 136~142 度、北緯 33~40°の地域について示す。また、日本気象協会による 10 月 10 日 1 時~13 日 24 時の解析総雨量分布図(Abe, 2019)と比較した。



図 7.3:局位置の変位の図と4日間の総雨量分布図(Abe, 2019)との比較。総降水量の大きい地域と10月12日に大きな沈降が見られる地域がほぼ一致している。

10 月 12 日には多くの地域で沈降が見られる。沈降の大きい地域と降水量の多い地域が 一致していることから、これらの沈降は降雨による陸水貯留量の増加が原因と考えられる。 その中でも三重県の一部や伊豆半島、信州地方、福島県などでは 2 cm程度の大きな沈降が 見られているが、これらの地域では洪水や冠水が報告されており、極めて大きな荷重となっ ていたことが推測される。

翌日の13日に着目すると、多くの地域で12日に見られた大きな沈降が回復していることがわかる。これは、荷重となっていた陸水が河川や表層水を通じた海への流出、蒸発散などにより1-2日程度で消失し、沈降が解消されたものと考えられる。また、翌々日の14日には沈降が完全に回復していることがわかる。

#### 7.4 陸水貯留量の推定結果

作成した荷重分布モデルとウェザーニュース発表の 10 月 12 日~13 日総降水量を図 7.4 に、荷重分布モデルの計算結果と実際の観測値を図 7.5 に示す。モデル計算から推定された 陸水貯留量は 10 cm~200 cmで、多くの地域では平均水深 100 cmほど増加したと推定された。 陸水貯留量の最も大きかった地域は伊豆半島と福島で水深 200 cm程度だった。長野県では 広い地域で沈降が見られていたが、陸水貯留量は水深 150 cm程度にとどまった。また、モ デルから推定された表示地域全体の貯水量は約 63km<sup>3</sup>≒63Gt であった。



図 7.4:2019/10/12 における荷重分布モデルと 12 日~13 日にかけて観測された降水量。 荷重の大きい地域と降水量の多い地域はおおむね一致する。



図 7.5:2019/19/12 についての荷重分布モデルによる鉛直成分の計算値と GNSS による 観測値の比較。2 つの結果が一致するよう荷重モデルのフィッティングを行った。

### 8. 地殻変動に関する考察

F3 解に含まれたような全国的な系統誤差について過去 3 年分の F3 解データに目を通し たところ、2017~2018 年の 2 年間で 17 例の顕著な全国的な系統測位誤差が見つかった。 これらの日について天気図を調べると、13 例で前線や気圧の谷の通過、大雨など特殊な気 象条件下にあった。これらの系統誤差の原因はまだ解明されていないが、以下の2つの仮説 が考えられる。1 つは、相対測位の固定点となるつくば 1 局の推定誤差である。固定点の位 置が間違って推定されれば、それを基準とするほかの局の推定位置も大きく異なってしま う。日本全体で大きな系統誤差が生じるのはこれが原因だと考えられる。もう 1 つは大気 遅延勾配の影響である。F3 解では 1 日 1 回の局位置推定が行われるが、その際には 2 時間 毎に推定した大気遅延勾配 1 日分の平均を取って利用している。台風や前線など上空の大 気の状態が短時間で急速に変化する場合、平均値は 1 日の代表値としては不適切であるこ ともあるだろう。また、過去には大気遅延勾配を考慮せずに GNSS 局位置の推定を行うと 推定精度が低下するという報告がなされている(Miyazaki et al., 2003)。これがつくば 1 局 の推定に影響している可能性がある。

今回の解析では台風による降雨の翌日に地殻の沈降が確認された。これは降雨によって 地面表層や地中に水が溜まったことによる荷重変形と考えられる。沈降の大きさは、伊豆や 長野、福島などを中心に最大で 2 cm程度となった。沈降の発生した地域はおおむね降雨地 域と一致するが、降水量の大きかった地域の中でも東京や埼玉など一部地域では明瞭な沈 降は観測されなかった。これらの地域は大きな河川が多く、雨水が陸水として留まることな く速やかに流出したことが原因として考えられる。沈降の大部分は 13 日に、遅くても 14 日には解消していることから、荷重となった陸水は 1~2 日で放散したことが分かった。

グリーン関数を用いたモデル計算では、伊豆半島や福島で最大水深 2000 mm 程度の水が 荷重として働いていたと推定された。これらの地域では沈降の大きい地域と小さい地域が 近接しており、一部地域に集中的に水が集積したことが考えられる。一方長野県や山梨県付 近での地下水増加量は大きいところで 1500mm 程度だったが、水の分布は広い地域にわた っていた。また、これらの値から推定された中部~東北にかけての全体での地下水増加量は およそ 62.9Gt と推定された。日本気象協会によれば、これらの地域の大部分での4日間総 降水量は 300~500mm、最も多い神奈川でも 1000mm 程度である。このことから、大きな 沈降が見られた地域では、その地域における降水に加えて他地域から水が流れ込み、大きな 荷重の増加が起こっていることが考えられる。また、今回の研究のよって雨水の地下貯留量 は1日で大きな変化が生じることがわかった。UNR 解など時間分解能のより高いデータを 使えば詳細な地下貯留量の変化や水の動きが捉えられるだろう。

今回の解析を Milliner et al. (2018)と比較する。Milliner et al. (2018)では、2017 年 8 月 末にテキサス南部を襲ったハリケーン HARVEY による降雨とそれに伴う地殻変動につい て議論されている。この例ではヒューストン南部における 7 日間総降水量が 1.54m にもの ぼり、降雨の翌日にヒューストンの GNSS 局 67 局で 21mm の沈降が見られた。また、沈 降の回復には 5 週間程度を要している。これに対し 2019 年台風 19 号では、中部から関東、 東北の一部にかけて 4 日間で 0.3~0.7m の降雨が見られた。これらの地域では降雨の翌日に 2 cm程度の沈降が見られ、降雨の 2 日後か遅くても 3 日後には沈降の回復が見られた。

台風 19 号と HARVEY では総降水量も降雨の期間も異なるため一概には言えないが、日本ではヒューストンに比べて沈降の回復速度が速いことが伺える。これはつまり荷重となっている水の放散が早いことを示している。この原因として考えられるのは日本の標高の空間変化が大きい、つまり急峻な傾斜面が多いことである。日本では山間部や高地での降水は、地面の傾斜に沿って河川へ流出し速やかに海へ放出される。対してヒューストンでは土地の起伏がほとんどなく、水の放出に時間がかかるため沈降が長期化するものと考えられる。



図 8.1:日本列島とヒューストン近郊の標高図。どちらも緯度経度 8°×8°の地域。 標高差が大きく入り組んだ地形の日本に対し、ヒューストンは非常になだらかな 地形である。

GNSS を用いた陸水貯留量の推定の利点は時空間分解能の高さにある。一般に土壌水や 地下水の量は直接観測によって推定することが可能だが、全国的に毎日観測するのは難し い。しかし、GNSS を用いた観測なら毎日観測される全国 1300 点分のデータを利用して陸 水貯留量を推定することができる。また、水文学的な視点を取り入れて土壌浸透後の水の挙 動を調べることができれば、土砂崩れや液状化、斜面崩壊などの災害に備えることができる だろう。

# 9. 謝辞

本研究では GNSS データを国土地理院とネバダ大学リノ校より、天気図等の気象情報を 日本気象協会より提供していただきました。

指導教官の日置幸介先生には研究の進め方や考え方、具体的な手法など多くのこと一か ら教えていただき、質問にも丁寧に対応してくださいました。至らない点ばかりだったかと 思いますが、本当にありがとうございました。Syachrul Arief さんをはじめとする同研究室 の博士課程の方々にもプログラムなど研究中の新しい方法を快く紹介していただき、大変 感謝しております。また、研究室での生活の中で気さくに話しかけてくださった先輩方や同 期の皆さんのおかげで無事に卒業研究を終えることができました。1年間を通して宇宙測地 学研究室、固体地球ゼミのたくさんの方にご指導とご支援をいただきました。本当にありが とうございました。

# 10. 参考文献

- S. Arief, K. Heki, "GNSS meteorology for disastrous rainfalls in 2017-2019 summer in SW Japan: A new approach utilizing atmospheric delay gradients", submitted.
- M.Bevis, S.Businger, T.Herring, C.Rocken, R.Anthes, R.Ware, "GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system", JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH ATMOSPHERES, vol.97, IssueD14, 20 October 1992, Pages15787-15801
- M.Nishimura, T.Iwabuchi, I.Naito, M.Satomura," Recomparison of GPS Retrieved Precipitable Water Vapor with Radiosonde Observations", 天気 50(12), 909-917, 2003-12-28,日本気象学会
- Y.Shoji, "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, Vol. 91, No. 1, pp. 43-62, 2013
- K.Heki, "Seasonal modulation of interseismic strain buildup in northeastern Japan driven by snow load", Science vol.293, Issue5527, 6 July 2001, Pages 89-92
- Y.Shoji," 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, Vol. 91, No. 1, pp. 43-62, 2013
- J.Askne, H.Nordius," Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data", Radio Science 22, 379-386, 1987
- · G. Ruffini, L.P. Kruse, A. Rius, B. Biirki, L. Cucuru, A. Flores, "Estimation of Tropospheric

Zenith Delay and Gradients over the Madrid Area Using GPS and WVR Data", Geophysical Research Letters, Vol. 26, No.4, Pages 447-450, 15 February 1999

- ・R.Ichikawa,H.Thomas,T.Gotoh,Y.Koyama,T.Kondo,"GEONET/PPP 解析における KARAT による大気伝搬遅延除去効果 An Evaluation of Ray-traced Troposphere Delay Correction for PPP Processing of GSI/GEONET data",情報通信研究機構 NICT,2018
- ・K. Kotani, K. Yoshida, Y. Hatanaka, H. Munekane, "GPS 連続観測システム(GEONET) 解析固定点座標算出手法について",国土地理院時報, 2009, No.118, Pages 17-21
- H. Nakagawa, T. Toyofuku, K. Kotani, B. Miyahara, C. Iwashita, S. Kawamoto, Y. Hatanaka, H. Munekane, M. Ishimoto, T. Yutsudo, N. Ishikura, Y. Sugawara, "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,2009,No.118, Pages 1-8
- ・H.Takiguchi," GPS 座標時系列におよぼす地球表層流体の荷重変動影響の補正", 測地学 会誌 52(2), 141-154, 2006-06-25
- W E.Farrell," Deformation of the Earth by surface loads", Res. Geophys. 10, 761-797, 1972
- S. Miyazaki, T. Iwabuchi, K. Heki, I. Naito, "An impact of estimating tropospheric delay gradients on precise positioning in the summer using the Japanese nationwide GPS array", Journal Of Geophysical Research, Vol.108, No. B7,2335,2003
- ・T. Abe, "台風19号の降雨量と一級河川「計画降雨」の比較を行いました", JWA 防災レポート, Vol.1, 11, November, 2019