

2011 年東北沖地震前に発生したとされる
重力勾配変化と特異な地殻変動の検証

Verification of Gravity Gradient Changes and Peculiar Crustal Movements
Reported to Have Preceded the 2011 Tohoku-Oki Earthquake

北海道大学大学院理学院 自然史科学専攻

地球惑星ダイナミクス講座

宇宙測地学研究室

20193130

蓮實尚輝

指導教員名 日置 幸介

概要

巨大地震は最も破壊的な自然災害の一つであり、その発生を予測することができれば人類にとって大きな進歩となる。地震による質量移動で重力は変化する。2002年に打ち上げられた重力衛星 GRACE(Gravity Recovery And Climate Experiment)は地震発生時における瞬間的な重力変化と地震後に発生する長期的な重力変化を二次元的に観測することができ、これまでに多くの報告例があり、そのメカニズムもある程度理解されている。一方、地震前の重力変化に関しては、Panet et al. (2018)が 2011 年東北地方太平洋沖地震(M_w 9.0)(以降、東北沖地震と呼ぶ)に数か月先立つ重力勾配の変化を報告したのが初めてである。Panet et al.(2018) の手法は、これまでの GRACE を用いた重力の時間変化の研究方法とは異なり、(1)これまでの研究より時間空間的にも広い範囲で解析を行ない、(2)特定の空間波長の重力に注目し、かつ(3)重力そのものではなく重力勾配の時間変化に注目する、という三つの異なる点を持つ。その結果、2010 年後半から日本海で重力勾配の急激な増加が、日本列島を挟むように太平洋側では重力勾配の減少が地震発生まで継続して見られ、Panet et al. (2018) はこの重力勾配の変化が東北沖地震に先立つものと考えている。

Wang & Bürgmann (2019)は Panet et al. (2018) を追試し、東北沖地震前に同様の重力勾配の変化を確認しているが、その重力勾配の変化は時間的空間的にありふれた現象でありユニークなものではないと結論づけている。しかしどれほどユニークであるかは、問題の重力勾配変化が地震に関連したものかという議論とは別である。GRACE で観測できる重力変化の最大要因は陸水循環による土壌水分量等の変化であり、地震による質量変化より大きな信号が時間的空間的に広範囲で見られるのは自明である。東北沖地震前の重力勾配変化が地震に関係したものかを確かめるには、同規模

の地震で同じような重力勾配の変化が見えているかを調べる必要がある。本研究では 2010 年チリ・マウレ地震(M_w 8.8)(以降マウレ地震と呼ぶ)前の重力勾配の変化を解析した。その結果、東北沖地震の時ほど顕著ではない地震前の重力勾配の小さな変化を南アメリカでも検出したが、その統計的な有意性は高くない。

地震に伴う地殻変動は GNSS(Global Navigation Satellite System : 全地球航法衛星測位システム)で観測されるが、日本では全国に展開されている約 1,300 カ所の連続観測点のデータを利用できる。GNSS 観測による地殻変動の時間及び空間分解能は GRACE に比べて高く、GRACE で重力変化が観測できない規模の地震でも地殻変動が観測できることが多い。Bedford et al. (2020)は、東北沖地震及びマウレ地震が発生する数ヶ月前から数千キロメートルの広範囲に渡って GNSS 観測点が異常な変動を示していたことを報告した。本研究では彼らが用いた F3 解(国土地理院の正式な解)及び他機関から提供されている精密単独測位(PPP : Precise Point Positioning)解を用いて日本各地の GNSS 観測点の地震前数か月の変位を調べた。その結果 F3 解では 2010 年 9 月頃から日本中の GNSS 観測局の局位置が一斉に東西方向にゆらぐ現象 (Bedford et al. (2020)はそれらを Wobble と呼んでいる) が確認できた。一方、PPP 解を用いた解析では F3 解に類似した変化を観測することはできたが、変化の振幅が小さくあまり有意と言えるレベルではなかった。このことから F3 解の局位置で見えたとされていた地震前の観測点の東西のゆらぎは基準局であるつくばの動きを反映したものである可能性を否定できない。

目次

1. はじめに

1.1 Wang & Bürgmann.(2019) の要約

1.2 Bedford et al.(2020)の要約

- 1.3 地震時重力変化のメカニズム
- 1.4 地震前の重力変化の仮説
- 1.5 地震前の地殻変動の仮説
2. GRACE の原理
 - 2.1 GRACE が重力を測定する仕組み
 - 2.2 重力勾配
3. GNSS の原理
 - 3.1 相対測位
 - 3.2 PPP
4. GRACE のデータ解析
 - 4.1 GRACE データ
 - 4.2 GRACE データから重力勾配へ
 - 4.3 縦縞除去フィルター
 - 4.4 ファンフィルター
 - 4.5 バンドパスフィルター
 - 4.6 GLDAS による補正
5. 結果
 - 5.1 マウレ地震前の重力勾配変化
 - 5.2 GLDAS による補正後のマウレ地震前の重力勾配変化

5.2 GNSS 観測点間の距離変化

5.3 GNSS 観測点単一の位置変化(F3 解)

5.4 GNSS 観測点単一の位置変化(PPP 解)

6. 考察

7. 参考文献

本論分の 1.3、4.3、4.4 の項を作成するにあたり、東京大学地震研究所の田中優作特別研究員の

「2010 年チリ地震における地震時および地震後の重力変化：重力衛星 GRACE による観測」(2011 年北海道大学卒業論文)、及び田中・日置 (2016)の「GRACE 地震学 –衛星重力観測による地震研究のこれまでとこれから–」を大いに参考にした。

1. はじめに

気象庁の震源データによると、世界ではマグニチュード 7 以上の地震は年に約 17 回、マグニチュード 8 以上の巨大地震は年に 1 回程度発生している。巨大地震は最も破壊的な自然災害の一つであり、その発生を事前に知ることができれば未然に犠牲を防ぐことも可能であり人類にとって大きな利益が得られる。地震による質量移動によって地球の重力は変化し、巨大地震ともなれば重力衛星 GRACE でその質量変化の様子を重力変化として観測することができる。GRACE 衛星による地震時重力変化は 2004 年スマトラ・アンダマン地震 (M_w 9.2) で Han et al. (2006) により初めて検出され、その後発生した 2010 年チリ地震 (M_w 8.8) と 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) に関しても地震時重力変化が GRACE によって観測されている (Heki & Matsuo, 2010; Matsuo & Heki, 2011)。地震後重力変化は 2004 年スマトラ地震後に Ogawa and Heki (2007) によって GRACE で初めて検出され、その後の 2010 年チリ (マウレ) 地震と 2011 年東北沖地震に関してもそれぞれ、地震後の重力変化が報告されている (Tanaka & Heki, 2014)。GRACE データを用いて巨大地震発生時・発生後の重力変化を報告した論文は数多く報告されているが、地震前の重力変化について報告したものは 2018 年まで殆ど報告されていなかった。しかし、Panet et al. (2018) で 2011 年東北沖地震前に日本周辺で大規模な重力勾配変化が生じており、その変化が地震発生まで続いていたことが報告された (図 1-1)。筆者は卒業研究において、GRACE データを自ら解析することによってその検証を行った。また、Panet et al. (2018) を追試し

た Wang & Bürgmann.(2019) でも同様の解析が行われており、Panet et al. (2018) と調和的な日本周辺の重力勾配変化の様子が報告されているが、東北沖地震前に観測された重力勾配変化は時間的・空間的に独自性のある変化ではないと結論づけられている。しかし、観測された重力勾配変化が地震によるものかを検証するにはその変化の独自性を調べるより、他の同規模の地震で同様の重力勾配変化が観測されるかが重要である。そこで、本研究では Panet et al. (2018) で行われた解析を参考にし、本研究では同様の解析をマウレ地震(Mw. 8.8)が発生した南アメリカに対して行った。

また、地震に先立って生じた重力勾配の変化が Panet et al. (2018)の主張するようにスラブのゆっくりした伸長が原因であれば、その影響は重力変化だけでなく地殻変動としても現れるはずである。その後、東北沖地震の数か月前に日本全国に設置されている GNSS 観測局が特異な東西方向の振動(かれらは Wobble と呼んでいる)を行っていたことが Bedford et al. (2020) で報告された。このような変動が実際に東北沖地震前に生じており、それが地震に先立つものであるなら、今後発生する巨大地震の前にも同様の現象が発生する可能性がある。そこで Bedford et al. (2020)で新たに報告された Wobble の信憑性を検証するのは非常に重要であるため、本研究の後半でその追試を行った。

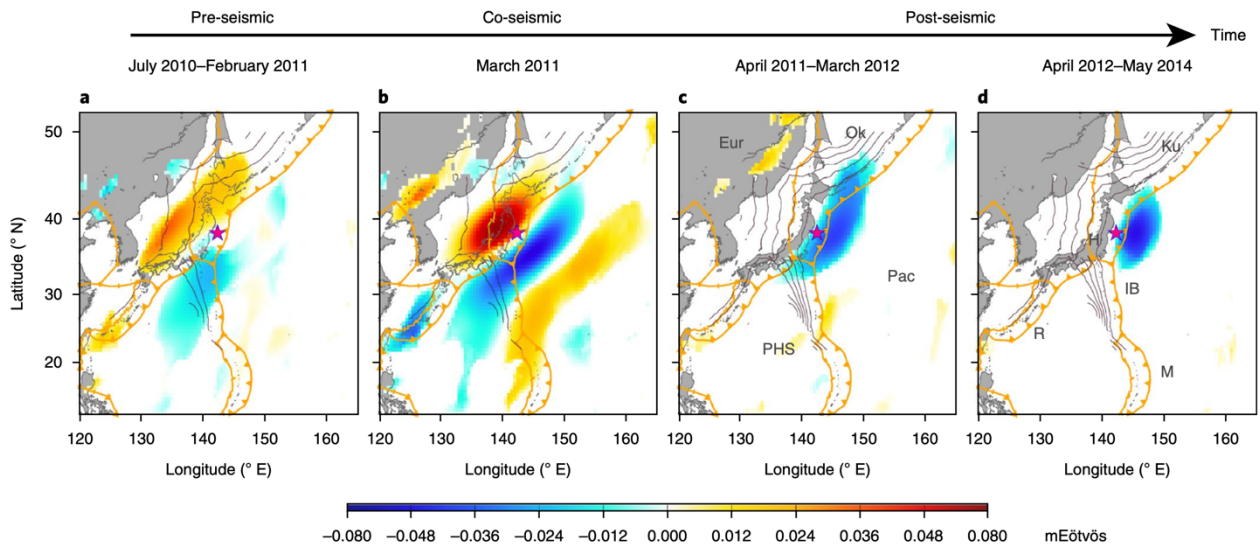


図 1-1 2011 年東北沖地震前に日本周辺で重力勾配が急激に変化している様子。

(Panet et al., 2018)

1.1 Wang & Bürgmann.(2019)の要約

本研究は Lei Wang 博士と Roland Bürgmann 博士が執筆し、2019 年 6 月 5 日に Geophysical Research Letters 誌に掲載された “Statistical Significance of Precursory Gravity Changes Before the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki Earthquake” と Jonathan R. Bedford 博士他が執筆し、2020 年 4 月 29 日に Nature 誌に掲載された “Months-long thousand-kilometre-scale wobbling before great subduction earthquakes” を追試したものであるため、まずは Wang & Bürgmann.(2019) 及び Bedford et al.(2020)の内容を要約して紹介する。

地震前における重力勾配の変化は Panet et al. (2018)で初めて報告された。Panet et al. (2018) ではこれまでの GRACE を用いた地震発生時、発生後の重力観測とは異なる三つの手法が用いられている。一つ目は、これまでの GRACE を用いた地震時及び地震後の重力変化の研究は、地震発生時

以降の重力変化だけを対象に研究を行っていたが Panet et al. (2018) では地震前を含む数ヶ月から数年の変化に注目した点である。二つめに、従来の研究では単にノイズの大きな短波長成分の影響を小さくするファンフィルタが用いられていたが、Panet et al. (2018) では波長が 800~1600km の重力成分を強調するバンドパスフィルタを用いて解析を行なっている。三つ目に従来の研究では重力ベクトルに注目して解析を行なった研究が多くを占めていたが、Panet et al. (2018) では重力ベクトルを空間微分したテンソルである重力勾配を求め、その時間変化を解析している。これらの手法を用いて解析した結果、Panet et al. (2018) では東北沖地震が発生する数ヶ月前から日本周辺で重力勾配の変化が生じていたという観測結果を報告した。

Wang & Bürgmann.(2019)は、この Panet et al. (2018) を追試した論文である。Wang & Bürgmann.(2019) は Panet et al. (2018) が用いたフランス国立宇宙研究センター (CNES : Centre National d'Études Spatiales) が解析した RL03-v1 データに加えて、テキサス大学の宇宙研究センター (CSR : Center for Space Research) が公開している Level-2 データの Release (RL) 06 データの両方を用いて解析を行なっている。ちなみに、本研究でも CSR が公開している RL06 データを用いて解析を行なっている。その結果 Wang & Bürgmann.(2019)は、東北沖地震前以外にも様々な時間軸において有意水準を超える重力勾配の変化が観測されており、また日本周辺だけでなく全世界で重力勾配を解析し、日本だけでなく世界中のあらゆる場所で有意水準を超える重力勾配の変化が確認されていることを指摘した。これらのことから Wang & Bürgmann.(2019)は、東北沖地震前に観測された重力勾配の変化は珍しいものではないことを主張し、さらにこの重力勾配の変化は

Panet et al. (2018) で仮説として挙げられていた沈み込み帯における巨大地震の準備過程の影響によるものではないと結論づけている。

1.2 Bedford et al.(2020)の要約

東北沖地震前の重力勾配の変化だけでなく、東北沖地震及びマウレ地震の数か月前に特異な地殻変動が起こっていたことが Bedford et al. (2020)で報告された。この研究では GNSS 観測点の動きに注視しており、日本の GNSS 観測点に関しては国土地理院が提供している F3 解を主に使用しているが、ネバダ測地研究所（NGL : Nevada Geodetic Laboratory）が提供している PPP（Precise Point Positioning : 精密単独測位）解の結果も付録に示し、同様の変化を見せていると主張している。マウレ地震が発生した南アメリカにおいては、EPOS（Earth Parameter and Orbit System）ソフトウェアを使用して解析したものを使用している。これらのデータから GNSS 観測点の変動を時系列で表し、そこから季節変化などの周期的成分や共通測位誤差(common mode error)、中小地震に伴う地震時変動や地震後変動などを除去した。その結果、日本では東北沖地震が発生する 2009 年 7 月頃から 2010 年 9 月頃までの間に日本全国の GNSS 観測点が一斉に東に移動した後西へ移動し、その後再度東へ移動するという現象を見出し、この GNSS 観測点の移動を時系列上の動きから”wobble”と名付けた。さらに、2010 年 10 月から地震が発生するまでに、日本中でより急激で大規模な wobble が観測されており、これは垂直成分と水平成分(東西方向)の両方で観測されている。また、日本と同様に南米においてもマウレ地震が発生する 7 ヶ月前から東西方向の wobble

が発生していたことを報告した。さらに、2010年10月から日本で観測された wobble は場所によってその発生時期にズレがあり、日本の南西部で wobble が始まった2週間後に日本の北東部で wobble が始まっている。このことから Bedford et al. (2020) では wobble は日本の南西部で発生し、2週間かけて北東部に伝搬していったと考察している。なお、南アメリカにおいては GNSS 観測点が日本よりはるかに少なく疎らであるため、wobble の伝搬は確認されていない。

1.3 地震時重力変化のメカニズム

地震による断層運動に伴い、周辺の重力が急激に変化する原因は主に二つある。一つ目は、断層運動によって起こった密度不連続面（図 1.3-1 では地表面とモホ面）の隆起と沈降による質量の再配置である。そして、二つ目は断層運動で質量が移動したことにより地下で岩石の体積が膨張または収縮し、その結果地下の岩石の密度が変化することである。

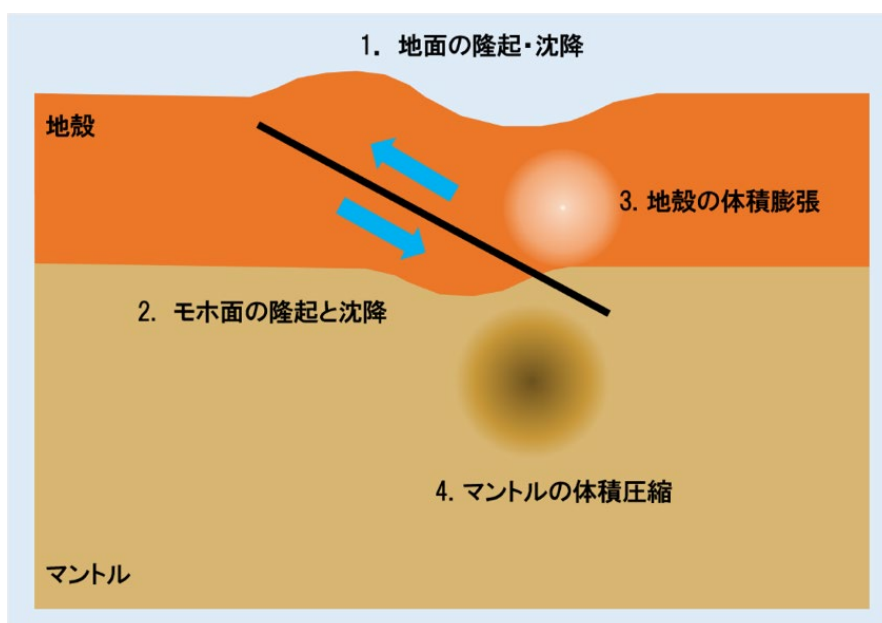


図 1.3-1 地震に伴い重力が変化するメカニズム。密度コントラストがある層境界の変形（地表やモホ）と岩石の体積ひずみにともなう密度変化が重力変化の直接的な原因となる。

2 GRACE の原理

2.1 GRACE 衛星が重力を測定する仕組み

2002 年にアメリカ航空宇宙局（NASA）とドイツ航空宇宙センター（DLR）が共同で打ち上げた人工衛星 GRACE（Gravity Recovery And Climate Experiment）は、同一軌道上を周回する双子の人工衛星から成り、地球重力場とその時間変化の観測を目的としている。GRACE-A と GRACE-B は高度約 500 km の極軌道を約 200 km 離れて周回しており、24 GHz と 32 GHz のマイクロ波を用いて衛星間の距離を測定するマイクロ波測距装置が搭載されている。GRACE 衛星は 2017 年秋まで運用され、様々な成果を生み出した。

本研究と直接関係はないが、2018 年 5 月に GRACE の後継機として打ち上げられた GRACE FO（Gravity Recovery And Climate Experiment Follow-On）には、マイクロ波測距装置だけでなく、新たにレーザー測距装置が搭載され、衛星間距離を精密に測距できる。このことから、GRACE FO は GRACE より高精度に重力を計測できることが期待されている。

2.2 重力勾配

地球物理分野では重力加速度の単位としてガル(gal, cm/s^2)や、そこから派生する mgal, μgal などの単位がよく用いられる。一方 Panet et al. (2018) や本研究では、重力加速度が空間的に変化する割合を表す重力勾配(単位はエトベス、Eötvös : $1\text{ Eötvös} = 10^{-9}\text{Gal/cm} = 10^{-9}\text{s}^{-2}$)を用いる。Panet et al. (2018)では、重力勾配を用いることにより、1.1章で述べた沈み込み帯における質量欠損をより高い信号対雑音比で観測できると考えている。質量欠損は重力勾配を用いると図 2.2-1 のように正の勾配変化として見える。

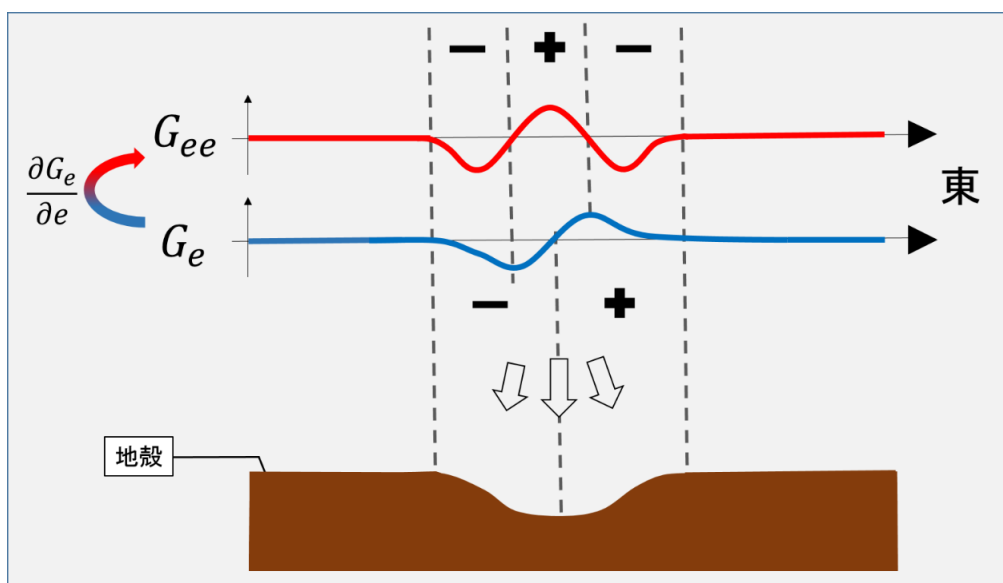


図 2.2-1 質量の欠損と重力加速度・重力勾配の関係。地殻の凹みによる質量欠損が南北に伸びると仮定し、重力東向き成分を G_e 、重力勾配はその成分の東西空間勾配 G_{ee} を表している。

仮に南北に伸びた構造があり、東西方向に切断した断面が図 2.2-1 のようになっているとする。このとき、東方向を正とした重力加速度の東西成分(G_e)は青色の曲線で表されるように質量

欠損の西側で負、東側で正の値を示す。重力勾配は重力加速度が空間的に変化する割合であるが、重力加速度(G_e)を東西方向に空間微分($\frac{\partial G_e}{\partial e}$)することで東を正とした東西方向の重力勾配(G_{ee})が得られ、図 2.2-1 中の赤い曲線のように質量欠損の真上で正の値を示す。その幅は重力で見た時より狭く、空間分解能が高いことを意味する。また重力勾配の正／負の値が質量の欠損／余剰を表すことに注意が必要である。

Panet et al. (2018)及び本研究では重力加速度、重力勾配ともに負の値を青色、正の値を赤色でプロットしている。また、Panet et al. (2018)では、日本列島に全体的に沿った走向の構造の変化に対する感度を上げるため、北の方角を 0 度として時計回りに 130 度の方角(N130E)の重力水平成分を、同じ方向に空間微分した重力勾配に注目して解析を行っているが、本研究の対象の一つである 2010 年マウレ地震では、震源地付近のプレート境界の走向に沿った構造に対する感度を上げるため、北の方角を 0 度として 90 度方向(E)の重力水平成分を同じ方向に空間微分した重力勾配に注目して解析を行う。

3 GNSS の原理

本章では、GNSS(Global Navigation Satellite System : 全地球航法衛星システム)の原理と相対測位、精密単独測位について「測地学テキスト」と「動く地球の測り方 -宇宙測地技術が明らかにし

動的地球像-」(河野・日置,2017)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説明していく。

GNSS はアメリカが軍用目的で打ち上げた GPS (Global Positioning System: 全地球測位システム)をはじめとし、ロシアの GLONASS や欧州の Galileo などの人工衛星による測位システムの総称である。GPS 衛星は高度約 2 万 km、軌道傾斜角 55 度で 6 種類の軌道面に 4 機ずつの計 24 機(予備機も含めるとそれ以上)が配置されており、観測を行なっている。なお最近では日本の QZSS (Quasi-Zenith Satellite System: 準天頂衛星システム)や中国の BeiDou (BeiDou Navigation Satellite System: 北斗衛星測位システム)などのように準天頂軌道や静止軌道を含む衛星も打ち上げられている。

GNSS の利用方式は大きく二つに分けられ、一つ目は、単一の受信局で 4 つ以上の GNSS 衛星から電波を受信し、そのコード情報から各衛星と受信局の間の距離を計算して受信局の座標を算出する単独測位があり、その精度は数十 cm から十 m 程度である。単独測位は地球に対して静止、または運動している物体の概略位置を決定するのに用いられる。二つ目は複数の受信機で 4 つ以上の衛星から電波を受信して、搬送波の位相から受信機間の相対的な位置関係を計測する相対測位(干渉測位とも言う)があり、精度は 10 km 離れた二点間で 1 cm 以下と高精度である。単独測位はカーナビなど運動している物体の概略位置を決定するために用いられるのに対して、相対測位は地球に対して静止している物体の精密位置やその時間変化を決定するのに用いられる。

またこれらの利用方式以外にも精密単独測位（Precise Point Positioning : PPP）と呼ばれる単独測位でありながら相対測位並みの精度を有する方式もある。本研究では相対測位と精密単独測位で求めた解を使用しているので本章ではこの二つの手法について説明する。

3.1 相対測位

大まかな位置がわかれば良い航空機や船舶、自動車のナビゲーションなどと異なり、プレート運動や地殻変動の研究では cm 以下の精度が求められる。しかし、コード擬似距離を使用する単独測位の手法では精度が足りないため、より高い測位精度を持つ搬送波位相を用いた相対測位を用いて GNSS 観測局の位置を決定する。相対測位では GNSS 衛星から送られてくる L バンドのマイクロ波の搬送波位相を連続的に追跡することで GNSS 衛星と受信機間の距離の変化を測定している。

位相観測で用いる基本となる式は次の式で表される。

$$\Phi = \frac{1}{\lambda} \sqrt{(x^s + x_R)^2 + (y^s + y_R)^2 + (z^s + z_R)^2} + \frac{c}{\lambda} (\delta_R + \delta^s) + N \quad (3.1-1)$$

ただし

λ : 搬送波の波長 [m]

Φ : 到達した搬送波の位相

x^s, y^s, z^s : GNSS 衛星 s の座標

x_R, y_R, z_R : 受信機 R の座標

c : 約 300,000km/s

N : 整数値アンビギュイティー

δ_R : 受信機 R の時計誤差

δ^s : GNSS 衛星 s の時計誤差

位相に搬送波の波長 λ をかけた $\lambda\Phi$ は位相擬似距離と呼ばれる。(3.1-1)式が位相観測の基本式であり、地殻変動など高い精度が求められる測位で重要である。単独測位では4つの衛星から単独の観測局の座標を導き出すが、相対測位では既に位置の決定している観測局を基準とし、座標が未知の観測局と基準局で同時に同じGNSS衛星からのシグナルを観測することで座標を導き出す。

衛星測位によって観測局の座標を求める際に、単独測位では衛星・受信機時計のゆらぎが測位誤差となるが、相対測位では二重位相差をとることでそれらを相殺させることによって問題を解決している。基準となる観測局を A 、未知の観測局を B とし、時刻 t にGNSS衛星 j と k に対して位相擬似距離観測を行ったとする。この時、衛星2機、観測局2機で以下の4つの位相観測方程式が得られる。

$$\Phi_1 = \Phi_A^j(t) = \frac{1}{\lambda}\rho_A^j(t) + f(\delta_A(t) - \delta^j(t)) + N_A^j \quad (3.1-2)$$

$$\Phi_2 = \Phi_B^j(t) = \frac{1}{\lambda}\rho_B^j(t) + f(\delta_B(t) - \delta^j(t)) + N_B^j \quad (3.1-3)$$

$$\Phi_3 = \Phi_A^k(t) = \frac{1}{\lambda}\rho_A^k(t) + f(\delta_A(t) - \delta^k(t)) + N_A^k \quad (3.1-4)$$

$$\Phi_4 = \Phi_B^k(t) = \frac{1}{\lambda}\rho_B^k(t) + f(\delta_B(t) - \delta^k(t)) + N_B^k \quad (3.1-5)$$

ρ_R^s : 衛星 s と受信機 R の距離

ここで上の添字は衛星の記号、下の添字は観測局の記号とリンクしている。上記の(3.1-2)、(3.1-

3)式と(3.1-4)、(3.1-5)式を組み合わせると、それぞれ一重位相差 $\Phi_{AB}^j(t)$ と $\Phi_{AB}^k(t)$ が得られる。

$$\Phi_{AB}^j = \Phi_A^j(t) - \Phi_B^j(t) = \frac{1}{\lambda}(\rho_A^j(t) - \rho_B^j(t)) + f(\delta_A(t) - \delta_B(t)) + (N_A^j - N_B^j) \quad (3.1-6)$$

$$\Phi_{AB}^k = \Phi_A^k(t) - \Phi_B^k(t) = \frac{1}{\lambda}(\rho_A^k(t) - \rho_B^k(t)) + f(\delta_A(t) - \delta_B(t)) + (N_A^k - N_B^k) \quad (3.1-7)$$

一重位相差をとることで上記の式のように衛星の時計誤差の項 δ^s (式の取り方によっては受信機の時計誤差)を消去することができる。さらに(3.1-6)式と(3.1-7)式の差を二重位相差とよび、次の式で表される。

$$\Phi_{AB}^{jk} = \Phi_{AB}^j - \Phi_{AB}^k = \frac{1}{\lambda}(\rho_A^j(t) - \rho_B^j(t) - \rho_A^k(t) + \rho_B^k(t)) + (N_A^j - N_B^j - N_A^k + N_B^k) \quad (3.1-8)$$

上記のように二重位相差 Φ_{AB}^{jk} をとることにより、位相観測方程式に含まれる衛星・受信機の時計誤差を共に取り去ることができる。この時、 $N_A^j - N_B^j - N_A^k + N_B^k$ を一括りに N_{AB}^{jk} とすると、(3.1-8)式に含まれる未知数は観測局 B の座標 (x_B, y_B, z_B) と整数値アンビギュイティー N_{AB}^{jk} である。未知数を求めるためには、未知数の数以上の方程式が必要であるため、観測する GNSS 衛星を増やすと同時に、これまでの t とは別のエポック(観測時間)でも観測を行う。衛星 l, m を追加し、4つの衛星を観測局 B で観測すると二重位相差は Φ_{AB}^{jk} 、 Φ_{AB}^{jl} 、 Φ_{AB}^{jm} のように3つでき、次のように表せる。

$$\Phi_{AB}^{jk} = \Phi_{AB}^j - \Phi_{AB}^k = \frac{1}{\lambda}(\rho_A^j(t) - \rho_B^j(t) - \rho_A^k(t) + \rho_B^k(t)) + N_{AB}^{jk} \quad (3.1-9)$$

$$\Phi_{AB}^{jl} = \Phi_{AB}^j - \Phi_{AB}^l = \frac{1}{\lambda}(\rho_A^j(t) - \rho_B^j(t) - \rho_A^l(t) + \rho_B^l(t)) + N_{AB}^{jl} \quad (3.1-10)$$

$$\Phi_{AB}^{jm} = \Phi_{AB}^j - \Phi_{AB}^m = \frac{1}{\lambda}(\rho_A^j(t) - \rho_B^j(t) - \rho_A^m(t) + \rho_B^m(t)) + N_{AB}^{jm} \quad (3.1-11)$$

このとき、未知数は観測局 B の座標 (x_B, y_B, z_B) の3つと整数値アンビギュイティー N_{AB}^{jk} N_{AB}^{jl}

N_{AB}^{jm})の3つと合わせて6つあることになる。ここで、整数値アンビギュイティーは同じ衛星を追

跡していた場合、エポックを変えても同じ値をとるため、エポックを変えて観測することで未知数が6つのままで6つの観測式を得ることができ、観測局 B の座標を求めることができる。

このように、4つの衛星で2つのエポックの二重位相差を観測すれば未知点の座標を求めることができるが、実際には多数の衛星・エポックで観測し、莫大な数の観測方程式をたてて最小二乗法的に解を決定している。相対測位は単独測位と比較して精度が高いことが利点である。しかし、上記の式群を見てもわかるように、未知点の座標を求めるのに基準局の座標を必ず使用する必要がある。そのため、基準局だけが独立した挙動を示した場合、全ての未知点の座標に影響が現れるのが欠点である。また、本研究で使用している F3 解はここで述べた二重位相差を用いた相対測位によってつくばに設定した基準点に対して求められたものであり、国土地理院 (GSI) から公開されている (F3 の次の世代の解である F5 解の公開が進みつつあるが 2011 年頃の測位データはまだ紅海されていない)。

3.2 精密単独測位

学術用途で GNSS データを解析するソフトウェアは複数あり、カリフォルニア工科大学ジェット推進研究所 (Jet Propulsion Laboratory) で開発された GIPSY-OASIS、マサチューセッツ工科大学で開発された GAMIT、スイスのベルン大学で開発された Bernese software など様々なソフトウェアが開発されている。それらに対応している衛星は、GIPSY-OASIS は GPS と GLONASS、

GAMIT は GPS のみ、そして Bernese は GPS と GLONASS と Galileo というようにそれぞれ異なっている。さらに GIPSY には単独測位と同じく基準局を必要とせずに相対測位と同程度の精度で座標を導く精密単独測位 (Precise Point Positioning : PPP) が初めて実装された (Zumberge et al., 1997)。ここで精密単独測位について簡単に説明する。単独測位と異なり精密単独測位は搬送波位相を観測し、位相擬似距離を解析している。ここで対流圏・電離層遅延を考慮しない位相擬似距離は

$$\lambda\Phi = \rho + c(\delta_R - \delta^s) + \lambda N \quad (3.2-1)$$

λ : 搬送波の波長 [m]

Φ : 到達した搬送波の位相

ρ : 衛星と受信機間の距離

c : 約 300,000km/s

N : 整数値アンビギュイティー

δ_R : 受信機 R の時計誤差

δ^s : GNSS 衛星 s の時計誤差

一方、コード信号から求めるコード擬似距離の観測式は

$$R = \rho + c(\delta_R - \delta^s) \quad (3.2-2)$$

と表すことができる。ここで対流圏遅延 T と電離層遅延 I を考慮し、さらに GNSS 衛星と受信機間の距離と比較して、電離層遅延の分だけ位相擬似距離は短めに、コード擬似距離は長めに観測されるため I_{ph} は $-I$ 、 I_{gr} は I とすることが出来るため、それぞれ

$$\lambda\Phi = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + \lambda N + T - I \quad (3.2-3)$$

$$R = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + T + I \quad (3.2-4)$$

と書き換えることができる。ここで、 $\lambda\Phi$ を Ψ と置き、 L_1 と L_2 の二つの搬送周波数で観測が行われ

るとすると、観測式はそれぞれ

$$\Psi_1 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + \lambda_1 N_1 + T - I_1 \quad (3.2-5)$$

$$\Psi_2 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + \lambda_2 N_2 + T - I_2 \quad (3.2-6)$$

$$R_1 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + T - I_1 \quad (3.2-7)$$

$$R_2 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + T - I_2 \quad (3.2-8)$$

と表すことができる。ここで、 $I_2 = \left(\frac{f_1}{f_2}\right)^2 I_1$ と書き換えられることを考慮すると(3.2-5)から(3.2-

8)の式はそれぞれ

$$\Psi_1 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + \lambda_1 N_1 + T - I_1 \quad (3.2-9)$$

$$\Psi_2 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + \lambda_2 N_2 + T - \left(\frac{f_1}{f_2}\right)^2 I_1 \quad (3.2-10)$$

$$R_1 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + T + I_1 \quad (3.2-11)$$

$$R_2 = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + T + \left(\frac{f_1}{f_2}\right)^2 I_1 \quad (3.2-12)$$

と変形することができる。ここで、(3.2-9)及び(3.2-10)から

$$\Psi_{LC1} = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \Psi_1 - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \Psi_2 \quad (3.2-13)$$

という線形結合を定義する。ここで、

$$\Psi_{LC1} = \rho + c(\delta_R - \delta^S) + T + \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} (\lambda_1 N_1) - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} (\lambda_2 N_2) \quad (3.2-14)$$

と表すことができる。ここで

$$\Psi_{LC2} = \Psi_1 - \Psi_2 \quad (3.2-15)$$

で定義される線型結合を考えると(3.2-15)はさらに

$$\Psi_{LC2} = \Psi_1 - \Psi_2 = \left(1 - \frac{f_1^2}{f_2^2}\right) I_1 + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (3.2-16)$$

とできる。この時、(3.2-14)式には電離層遅延が含まれておらず、(3.2-16)式では対流圏遅延が含まれていない。コード観測でも同様に電離層・対流圏遅延を含まない線型結合 R_{LC1} 、 R_{LC2} が定義でき、その式は

$$R_{LC1} = \rho + c(\delta_R - \delta^s) + T \quad (3.2-17)$$

$$R_{LC2} = (1 - \alpha_f) I_1 \quad (3.2-18)$$

と表すことができる。(3.2-14)式と(3.2-17)式は電離層遅延を含まず、対流圏遅延と衛星・受信機の時計の誤差のみが含まれている。衛星の時計誤差はデータセンターからダウンロードできるので既知であり、残りの遅延・誤差を補正することで相対測位並みの精度を持ちながら計算量は遥かに少なく済む測位手法を導くことができる。この測位手法を精密単独測位と呼び、本研究ではネバダ測地研究所(Navada Geodetic Laboratory : NGL)が GIPSY を用いて解析した精密単独測位解を F3 解に加えて解析し、結果を比較した。

4. GRACE のデータ解析

4.1 GRACE データ

双子衛星の GRACE は軌道上の重力の水平成分が進行方向を向く地域に近づくときは加速し、離れるときは減速する。この加速減速が二つの衛星でわずかにタイミングがずれるため、衛星間に相対速度が生じ、その距離がわずかに変動する。GRACE は、この衛星間の距離とその変化をマイクロ波測距装置で精密に計測している。

GRACE の元データである Level-0 データは一般に公開されておらず、Level-0 データに一次処理を施した Level-1B データから公開されている。Level-1B データは衛星間の距離や速度、速度の変化率（加速度）などを含んでおり、それを用いて重力異常をマッピングすることもできる。しかしその解析には高度な技術と知識が必要であるため、Level-1B データにさらに処理を加え、球面調和関数(Legendre 関数)の係数(Stokes 係数)に変換した Level-2 データが公開されており、一般の研究者はそれらを用いることが多い。

この Level-0 データから Level-2 データへの解析は世界中の様々な機関で行われており、Panet et al. (2018)はフランス航空宇宙センター(CNES)が解析した RL03-v1 データを使っている。また、本研究で解析に用いた Level-2 データは米国テキサス大学の宇宙研究センター(CSR Center for Space Research)のページ(<http://www2.csr.utexas.edu/grace/>)で公開されている Release (RL) 06 データを使用した。

4.2 GRACE Level-2 データから重力勾配へ

CSR のページからダウンロードした GRACE Level-2 (RL06)データは、60 次までの球面調和関数の係数(C_{nm} と S_{nm})を与えている。このストークス係数を次の球面調和関数の(4.1)式に当てはめることで地球の重力場を表現することができる。

$$U = -\frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a_e}{r}\right)^n \left(\overline{C_{nm}} \cos m\varphi + \overline{S_{nm}} \sin m\varphi \right) \overline{P_{nm}}(\sin\theta) \right] \quad (4.1)$$

ただし、 U は重力ポテンシャル、 θ は緯度、 φ は経度、 r は地球中心からの距離を表す。 M は地球の質量($5.974 \times 10^{24} \text{kg}$)、 G は万有引力定数($6.674 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$)、 a_e は地球の平均半径、 n は次数 (degree)、 m は位数 (order)、 $\overline{C_{nm}}$ と $\overline{S_{nm}}$ はストークス係数、 $\overline{P_{nm}}$ はルジャンドル陪関数である。

重力ベクトルの R 、 θ 、 λ の方向の成分は(1)式をそれらの空間座標で偏微分することによって簡単に派生させることができ、それぞれ(4.2)、(4.3)、(4.4)の式で表される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial r} = & \\ & -\frac{GM}{r^2} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n+1) \left(\frac{a_e}{r} \right)^n (\overline{C_{nm}} \cos m\varphi + \overline{S_{nm}} \sin m\varphi) \overline{P_{nm}}(\sin \theta) \right] \end{aligned} \quad (4.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{r \partial \theta} = & \\ & -\frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a_e}{r} \right)^n (\overline{C_{nm}} \cos m\varphi + \overline{S_{nm}} \sin m\varphi) \overline{P'_{nm}}(\sin \theta) \cos \theta \end{aligned} \quad (4.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{r \sin \theta \partial \varphi} = & \\ & \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a_e}{r} \right)^n m (\overline{S_{nm}} \cos m\varphi - \overline{C_{nm}} \sin m\varphi) \overline{P_{nm}}(\sin \theta) / \sin \theta \end{aligned} \quad (4.4)$$

これらは重力加速度の上下、南北、東西成分に相当する。これらの各成分を、さらに r 、 θ 、 λ に対して微分するとテンソルとしての重力勾配が得られるが、本研究ではそれらの解析的な式を導出することはせず、実際に南北や東西にわずかにずれた位置における重力を計算し、それをずらせた距離で割るという数値的な手法で重力勾配を計算した。

Panet et al. (2018)では、北の方角を0度として時計回りに130度回転した方向を新たな座標軸として、その向きの重力の水平成分を、さらにその方向の空間座標で微分した重力勾配を計算してその時系列を議論している。これは地震前の重力勾配の変化が1.3章のメカニズムで生じていると仮定した時、島弧としての日本列島の走向の方向に延びた構造となると考えたからである。その場合、構造の走向と直交する成分がN130Eとなるのである。本研究の対象であるマウレ地震が発生したプレート境界の走向は南北である。そこで本研究では、北の方角を0度として時計回りに90度回転した方向（東）を基本的な座標軸とし、その方向の水平重力勾配を計算した。

4.3 縦縞除去フィルター

GRACEのストークス係数データを使って重力場を復元したときに現れる誤差には2種類ある。一つ目は、GRACEが測定しているものが重力自体ではなくGRACE衛星間の距離であり、かつGRACEが極軌道を周回していることにより生じる縦縞誤差である。GRACEはほぼ極軌道で地球を周回しているため、南北方向には連続的に衛星間測距を行っている。これにより南北方向に離れた点における重力の誤差には共通の成分が多い。一方東西に離れた点の重力はGRACE衛星が異なる軌道上で異なる時刻に計測したものであるため系統誤差が生じやすい。またGRACE衛星の距離を変化させるものは主に南北方向の重力加速度であるため、南北に長くのびた構造にはそもそも感度が弱い。これらの事情のため、GRACEのデータを用いて描いた重力の図にはしばしば強い縦縞のノイズが生じる。

この縦縞誤差をストークス係数で見ると、同じ位数のストークス係数が、次数が偶数の係数と奇数の係数で系統的にずれていることに相当する。従って同じ位数のストークス係数を、横軸に次数

をとってグラフにした際に、顕著なギザギザとして現れる。この縦縞誤差を取り除くために用いられる縦縞除去フィルターは、このグラフを多項式近似してそこからの差としてギザギザを数値的に求め、それをストークス係数から取り除くものであり、本研究でもこのフィルターを施している。GRACE が十分な感度を持つ低次成分では縦縞誤差は少ないため低次成分には縦縞除去フィルターを施す必要がない。よって縦縞除去フィルターはある数以上の次数の係数に対してのみ施す。また、強すぎる縦縞除去フィルターは誤差と同時に信号も取り除いてしまう可能性がある。本研究では 15 次より高い係数について、三次の多項式でギザギザを取り除いた。

4.4 ファンフィルター

GRACE は高度約 500 km の軌道を周回して重力を計測しているため、空間分解能は 300 km ほどが限界であり、それより小さい空間スケールの現象を捉えるのは苦手である。このことも GRACE データにおける主な誤差の原因の一つとなっている。GRACE の空間分解能の限界に由来した誤差は、GRACE データのストークス係数の位数・次数が高くなるほど大きくなる。よって、この誤差を軽減するために GRACE データの解析を行う時は、様々な空間フィルターを用いて、次数の高い係数を人為的に小さくする (Gaussian filter, 一種の low pass filter)。広く用いられているファンフィルター (Zhang et al., 2009) もその一種で、通常の Gaussian filter と違い次数だけでなく位数も考慮に入れる点が特徴である。ファンフィルターを入れた地表における重力の式は、

$$\Delta U(\theta, \varphi) = \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{60} (n+1) W_n \sum_{m=0}^n W_m \{ \Delta C_{nm} \cos(m\varphi) + \Delta S_{nm} \sin(m\varphi) \} P_n^m(\cos\theta)$$

となる。ストークス係数にかかっている W_n, W_m (n, m はそれぞれ次数と位数) がファンフィルター本体であり、 n や m が大きくなるほど小さな値をとる。

4.5 バンドパスフィルター

Panet et al. (2018) の手法が従来と異なる点の一つは、low pass filter ではなく、日本列島規模の空間スケールの重力成分の変化を取り出すために、波長 800~1600km の成分を強調するバンドパスフィルターを施している点である。本研究のバンドパスフィルターは Panet et al. (2018) の補遺にも説明されているが、記述が曖昧であったため、著者に直接具体的な計算式の情報を探求 (pers. Comm. 東京大学地震研究所・観測開発基盤センター 田中優作博士)、それに基づいて作成した。このバンドパスフィルターを施すことで次数が 10 から 20 程度のストークス係数の重みが大きくなる。本研究で使用したバンドパスフィルターは、次数 l のストークス係数に対するバンドパスフィルターを k_l とすると

$$k_l = e^{-al} \times al^{(m_w)}$$

$$a = \frac{D \times 3}{20000}$$

と表される。ただし、 D : 空間スケール(今回は 1400 km)、 $m_w = 3$ (ウェーブレット解析で用いられるパラメータ) である。 k_l の値を l の関数として表示したのが図 4.5-1 である。

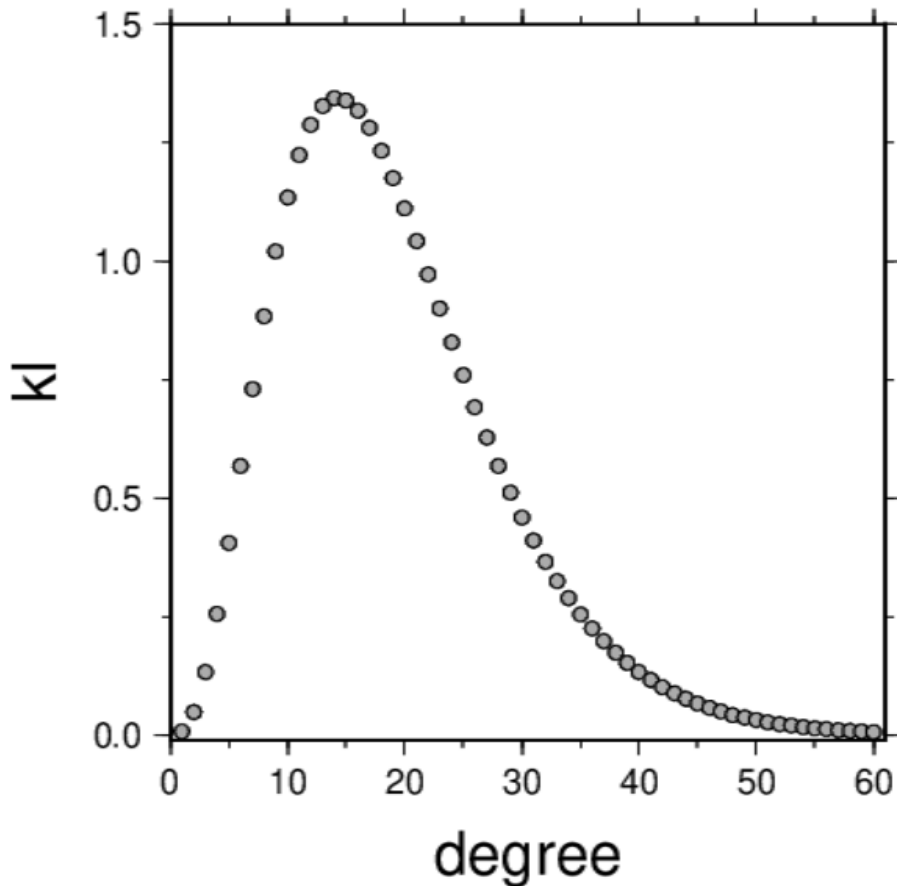


図 4.5-1 本研究で使用したバンドパスフィルター。横軸の次数(degree)に対応したストークス係数にこのフィルターの値を掛けた上でそれらの和を計算する。

4.6 GLDAS による補正

広大で湿潤な大陸である南アメリカを解析するにあたり、陸水循環による土壌水分の移動が GRACE データに与える影響は非常に大きいと考えられる。そこで本研究では GRACE データに含まれる陸水の影響を取り除くために、GLDAS (Global Land Data Assimilation System) のデータを用いて補正を行った(Rodell et al., 2004)。GLDAS はアメリカ航空宇宙局(NASA)のゴダード宇宙飛行センター(GSFC)とアメリカ海洋大気庁(NOAA)の国立環

境予測センター(NCEP)が共同で開発した地表面モデリングシステムであり、複数のモデルを使用して衛星・地上由来の観測データを統合し高解像度で結果を生成するシステムである。GLDAS から与えられる単位は深さであるため重力に換算し、GRACE データのストークス係数の補正に用いている。また、表 4.6-1 の要素を見てもわかるように GLDAS のデータから土壌水分量や雨量、積雪量などのデータは得られるが河川の流量に関するデータは得ることが出来ず、補正することが出来ないため注意する必要がある。

表 4.6-1 GLDAS で得られるデータ (Rodell et al., 2004 より)

TABLE 2. GLDAS forcing and output fields.	
Required forcing fields	Summary of output fields
Precipitation	Soil moisture in each layer
Downward shortwave radiation	Snow depth, fractional coverage, and water equivalent
Downward longwave radiation	
Near-surface air temperature	Plant canopy surface water storage
Near-surface specific humidity	Soil temperature in each layer
Near-surface U wind	Average surface temperature
Near-surface V wind	Surface and subsurface runoff
Surface pressure	Bare soil, snow, and canopy surface water evaporation
	Canopy transpiration
	Latent, sensible, and ground heat flux
	Snow phase change heat flux
	Snowmelt
	Snowfall and rainfall
	Net surface shortwave and longwave radiation
	Aerodynamic conductance
	Canopy conductance
	Surface albedo

5. 結果

5.1 マウレ地震前の重力勾配変化

GRACE のデータから地球の重力場を測定する場合、通常は 4.4 章で述べたように、ファンフィルターをかけたストークス係数を用いて計算することが多い。しかし本研究では Panet et al. (2018) と Wang & Bürgmann.(2019) に倣い、800km ~ 1600km の波長を強調するためのバンドパスフィルターを用いて、マウレ地震前の重力勾配の変化の様子を観測した。そのため、本研究ではファンフィルターを施していない。また、東北沖地震前の重力勾配の変化を解析した Panet et al. (2018) では、日本列島を含む非常に広い範囲で解析を行うことで、東北沖地震前の重力勾配の変化を発見している。そのため、本研究でも南緯 15 度から 50 度、西経 30 度から 85 度の範囲で解析を行い地図上にプロットした。まず、マウレ地震時の重力勾配の変化を観測するため、マウレ地震が発生した 2010 年 2 月 27 日における重力勾配の変化の値を地図上にプロットした図 5.1-1。地図上の星印はマウレ地震の震源を表している。この図 5.1-1 では震源の東側、つまりナスカプレートが沈み込んでいる方向で重力勾配の大規模な増加が現れており、その更に東側では重力勾配の減少が現れている。ここで作成した図の中で地震時に重力勾配が大きく変化している 6 つの点（図 5.1-1 の丸印）で重力勾配の時系列を 4 種類の方法で解析した。

一つ目は年周と半年周成分から成る季節変化成分を含んだままの時系列図 5.1-2 である。二つ目は平均的な季節変化成分を取り除いた時系列図 5.1-3 である。それらの時系列には地震時変動と地

震後変動が含まれており、後者の時定数 τ を 0.15 年と 1.0 年とした指数関数 $1-\exp\{(t-t_0)/\tau\}$ を用いて近似している(参考文献)。三つ目が、マウレ地震発生前までの GRACE データのみを用いて作成した季節変化成分を含んだ重力勾配の時系列図 5.1-4 である。この図は周期的な成分を含んでいるが、西経 71 度、南緯 36 度の地点以外の時系列においては、マウレ地震が発生する前に周期的な成分とするにはかなり大きな重力勾配の変化が生じている。そして最後がマウレ地震発生前までのデータのみを使用し、さらに季節変化成分を取り除いた時系列図 5.1-5 である。この図の時系列では周期的な成分が取り除かれているにもかかわらず、マウレ地震発生の数ヶ月前から図 5.1-4 と近しい規模の重力勾配の変化が生じている。また図 5.1-4 と図 5.1-5 の図の青線は 2009 年 12 月 1 日を表しており、両方とも 2009 年 12 月 1 日に重力勾配のジャンプがあったと仮定してモデルの時系列を作成している。また、2010 年 1 月末までのデータを用いて、2009 年 12 月 1 日の重力勾配の変化の様子をプロットしたのが図 5.1-6 であり、図 5.1-1 と同じく震源の東側で重力勾配の大規模な増加と減少が顕著に現れている。

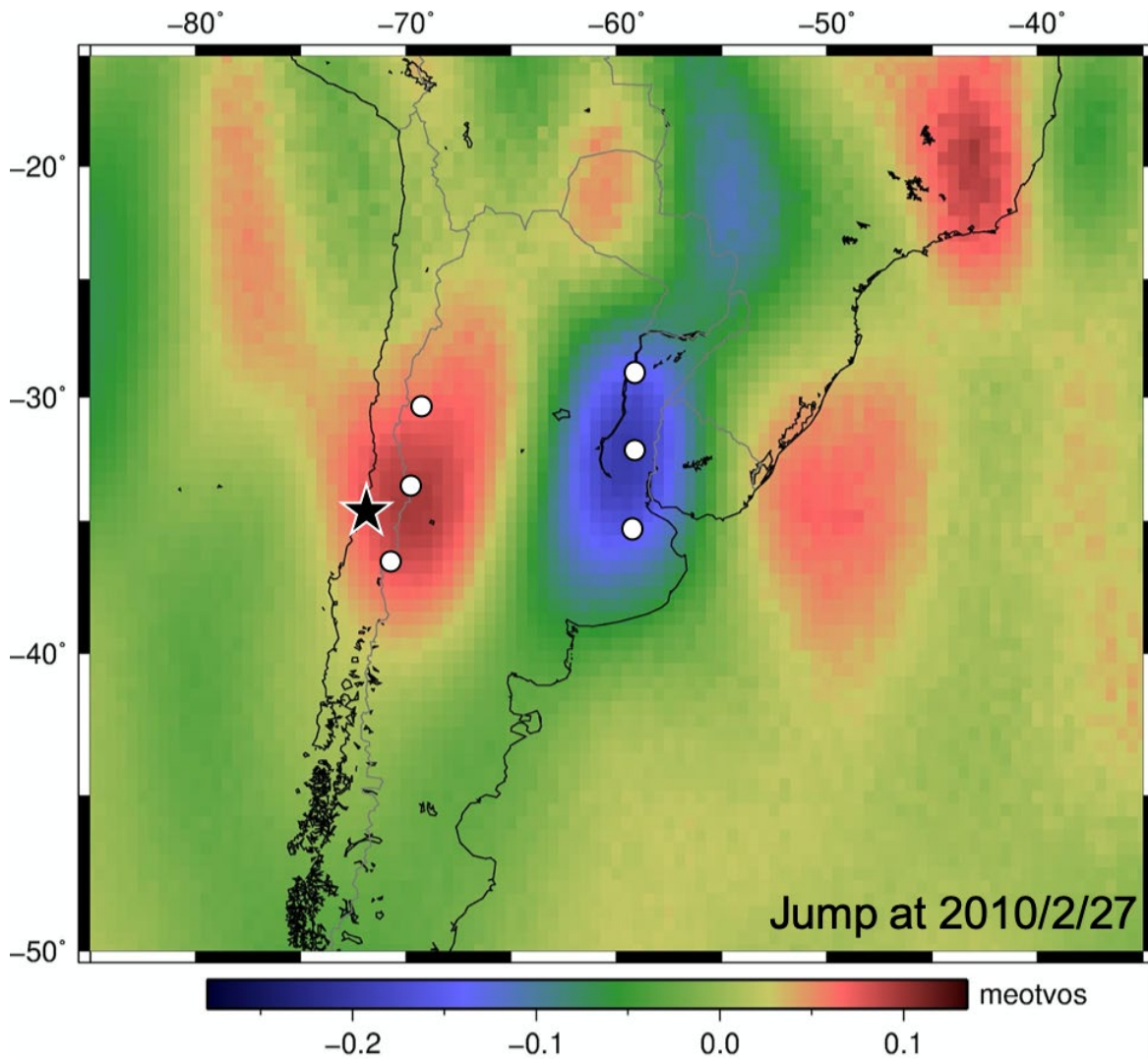


図 5.1-1. マウレ地震発生後の GRACE データも使用して作成した、マウレ地震発生時(2010年2月27日)に重力勾配 G_{ee} にジャンプが生じたと仮定し作成した時の東西方向の水平重力勾配の地震時変化の値の地理的分布。星印はマウレ地震の震源、白丸は図 5.1-2 で時系列を示した点。

Original time series

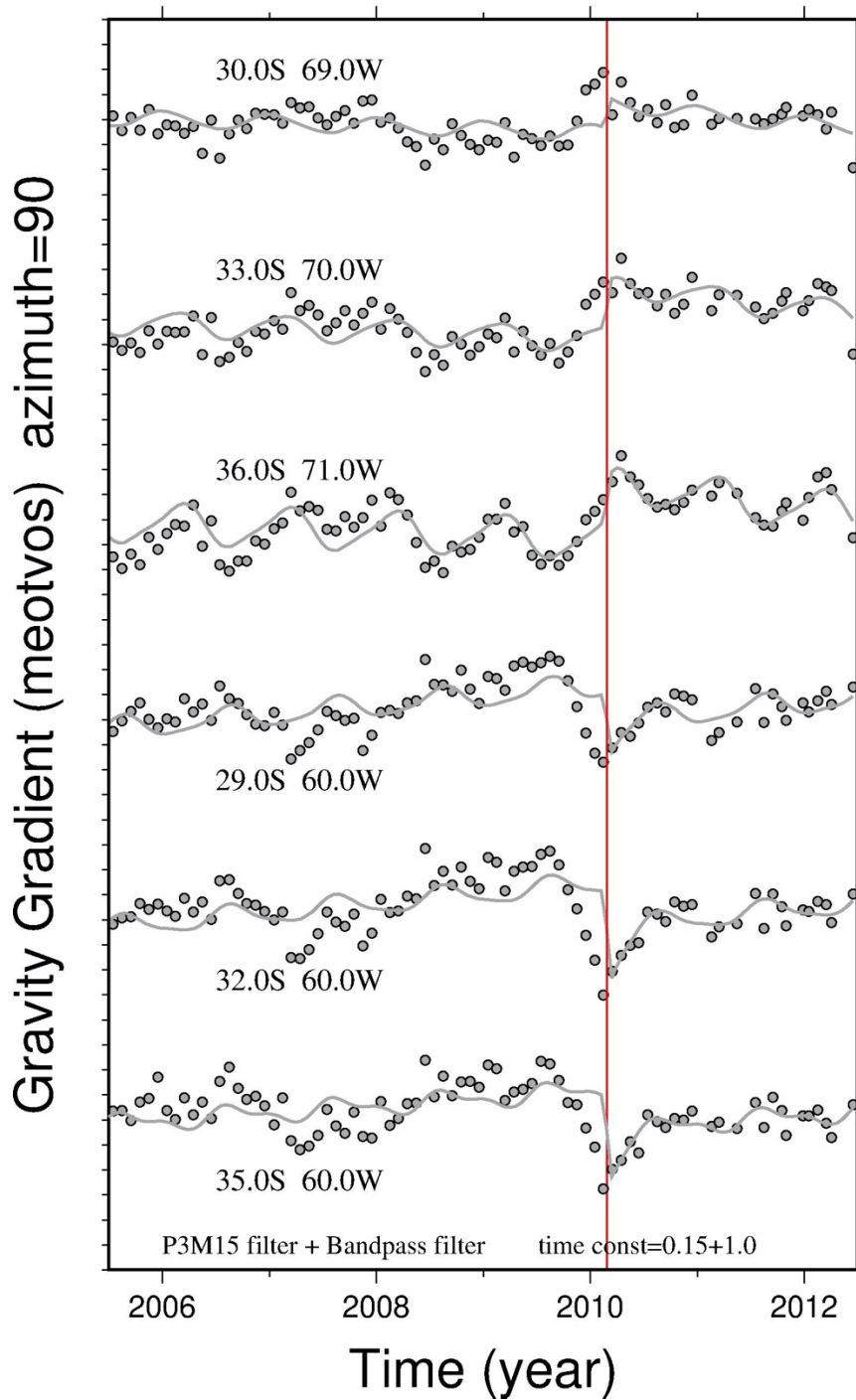


図 5.1-2. 図 5.1-1 の白丸の位置で地震後の GRACE データも使用して作成した重力勾配の時系列。灰色の点は重力勾配の値を、灰色の曲線は季節変化（年周+半年周）と地震

時のジャンプを仮定して最小二乗法でフィットした重力勾配の時間変化のモデル。赤色

の縦線は 2010 年 2 月 27 日。縦軸は 1 目盛 0.05 mEotvos。

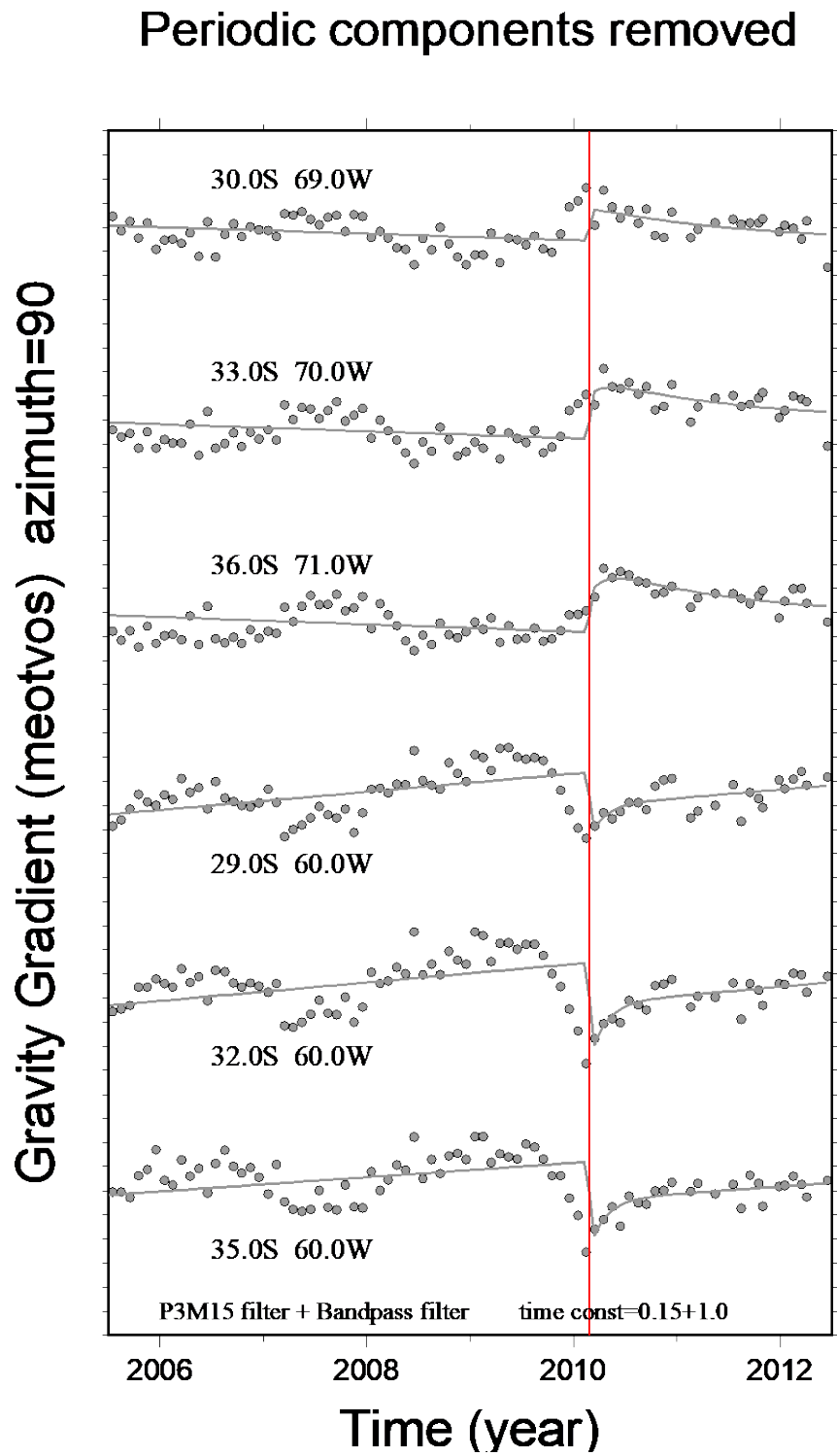


図 5.1-3. 図 5.1-2 の時系列から年・半年周期の季節成分を取り除いてプロットした時系列。重力勾配のモデルからも周期的な成分は取り除いている。縦軸は 1 目盛 0.05 mEotvos 。

Original time series

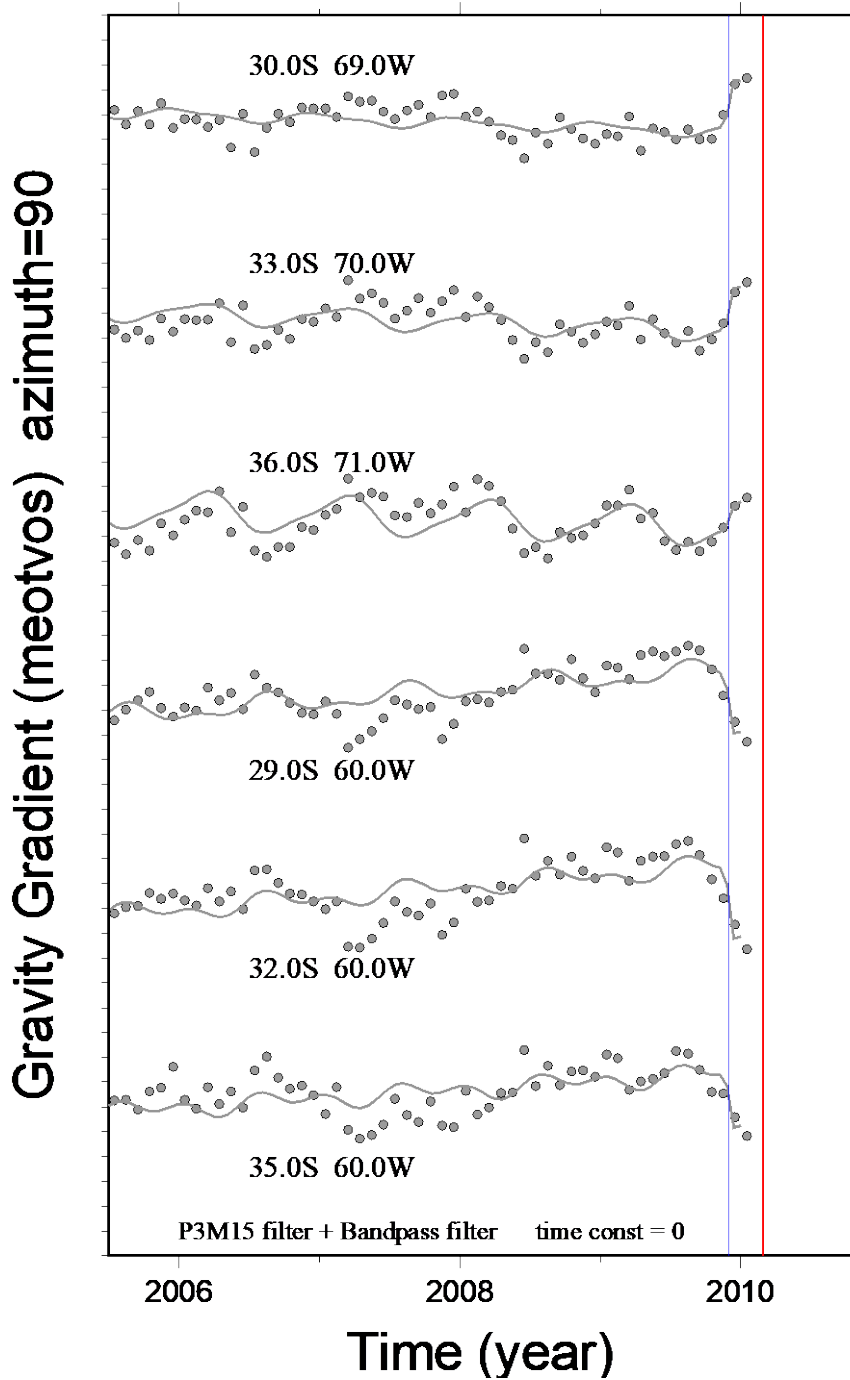


図 5.1-4. マウレ地震が発生する以前のデータのみを用いてプロットした重力勾配の時系

列。周期的な成分は取り除いていない。図中の青線は 2009 年 12 月 1 日で、この時に重力

勾配のジャンプが生じたと仮定してモデルを作成している。変動後の動きを近似するため

の τ は 0。縦軸は 1 目盛 0.05 meotvos。

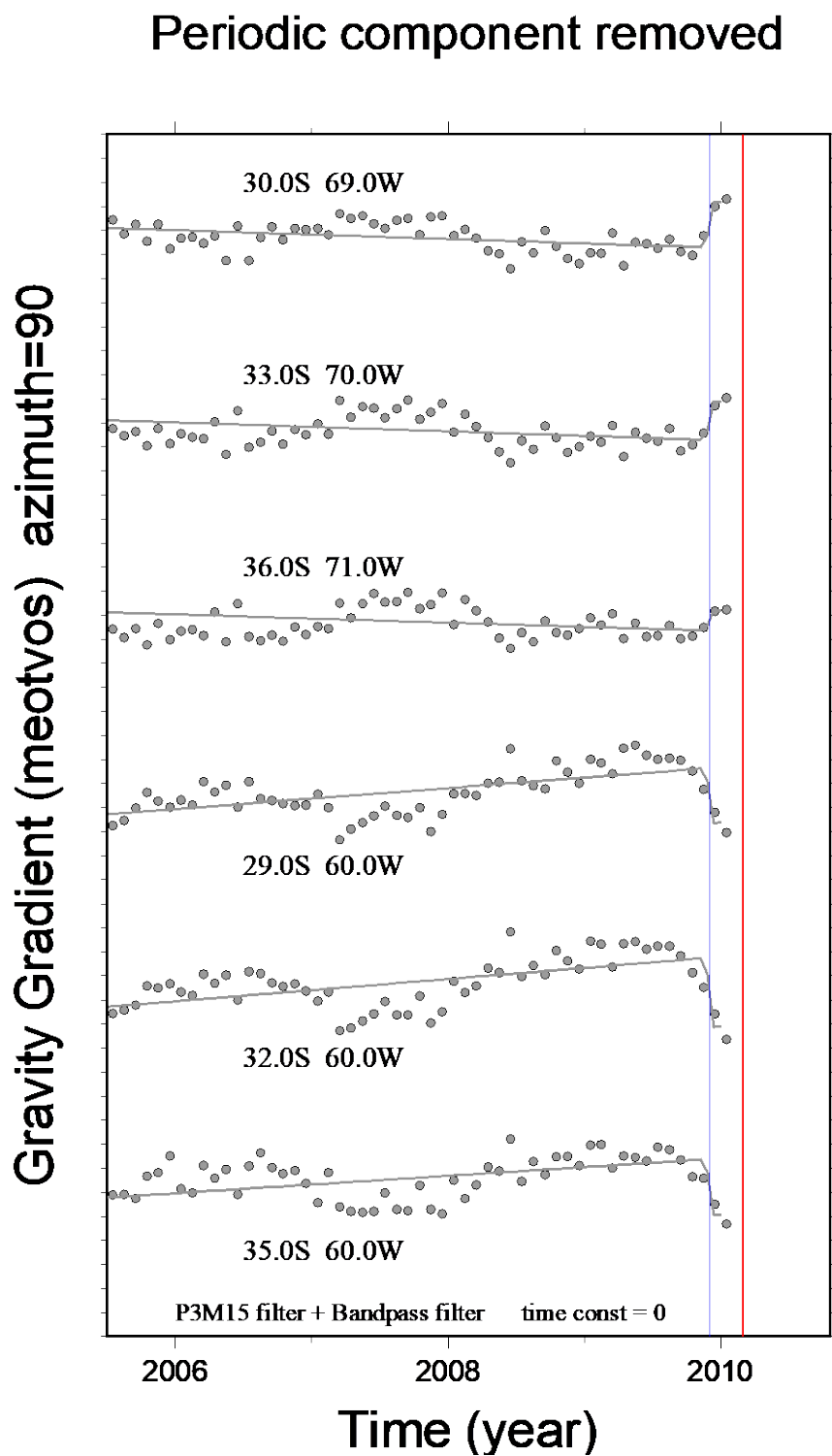


図 5.1-5 図 5.1-4.の時系列から周期的な成分を取り除いた図。青線後の値は一定と仮定している。縦軸は 1 目盛 0.05meotvos。

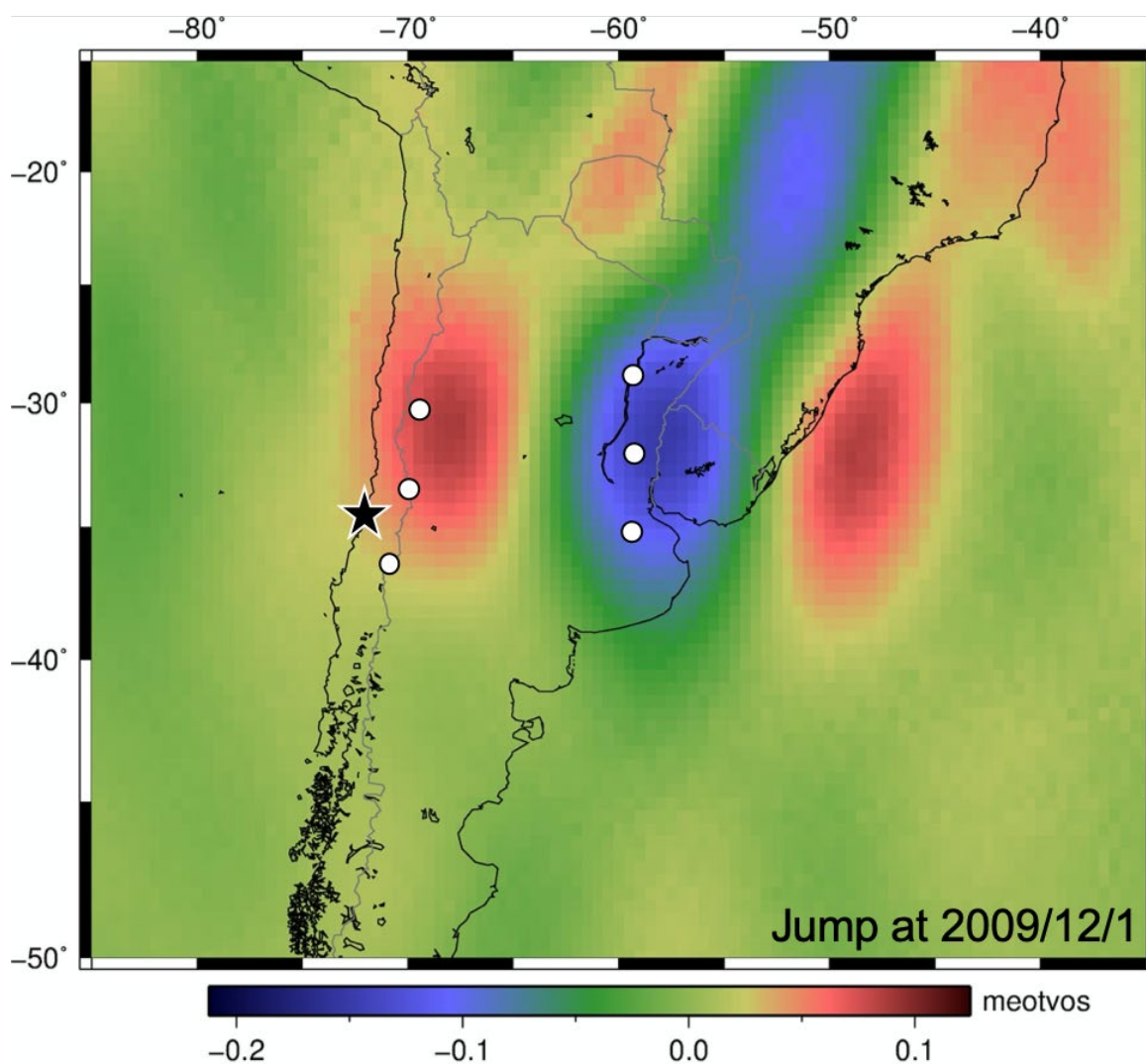


図 5.1-6 地震が発生する以前のデータのみを用いて作成した、2009 年 12 月 1 日に重力勾配のジャンプがあったと仮定した時の重力勾配の変化量。

5.2 GLDAS による補正後のマウレ地震前の重力勾配変化

5.1 章で周期的な成分を取り除いた図(図 5.1-3 と図 5.1-5)では年・半年周成分からなる季節的な成分は取り除かれている。しかし時系列によっては 2~3 年周期の長期的な周期的変化が顕著に現れている。そこで、本研究ではこの周期的な変化を陸水循環による土壌水分量の変化がもたらした質量移動によるものだと考え、GRACE データを 4.6 章で述べた GLDAS データを用いて補正した。まず、マウレ地震発生後のデータも使用した場合の地震発生時の重力勾配の変化の様子を図 5.1-1 と同じ範囲でプロットしたのが図 5.2-1 である。この図では、図 5.1-1 で震源の東側で強く見えていた重力勾配の増加が見られず、震源の北西部で大規模な重力勾配の増加が見られている。また図 5.1-1 でアルゼンチンの東部で見られていた重力勾配の減少は陸水補正後も変わらず同じ位置で生じている。ここで、5.2 章で取り上げた 6 つの座標で再び重力勾配の時系列を作成したものが図 5.2-2 である。さらにマウレ地震前までのデータだけを用い、2009 年 12 月 1 日の重力勾配の変化を地図上にプロットしたものが図 5.2-3 で、2009 年 12 月 1 日に重力勾配のジャンプがあったと仮定して作成した時系列が図 5.2-4 である。図 5.1-6 で震源の東側で見られていた大規模な重力勾配の変化は殆ど見られず、アルゼンチン東部における重力勾配の減少は GLDAS で補正した後も顕著に現れていた。また、図 5.2-4 では図 5.1-5 の時系列に現れていた長期的な周期成分を GLDAS 補正でかなり取り除くことができた。図 5.2-4 の西経 69 度、南緯 30 度の地点における時系列と西経 70 度、南緯 33 度の時系列では、マウレ地震が発生する 3 ヶ月ほど前から重力勾配の増加が見ら

れているが、他の時期に日常的にみられる変化と比べて特段大きなものではなかった。一方、西経 60 度の三点では地震が発生する 3 ヶ月ほど前から比較的大きな重力勾配の減少が観測された。

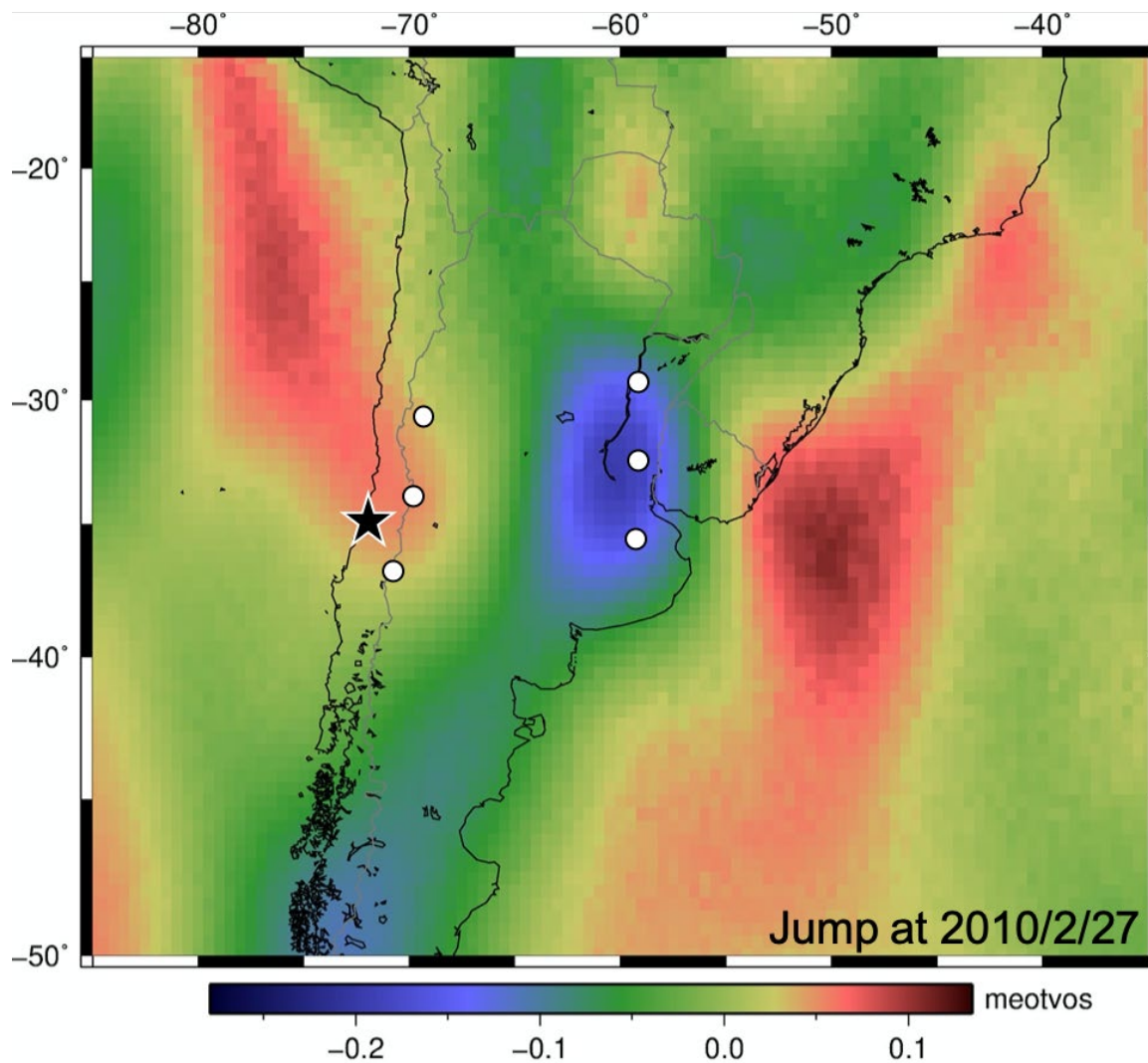


図 5.2-1 GLDAS による補正を行った GRACE データで、マウレ地震発生後の GRACE データも用いた時系列解析で推定された地震時の重力勾配のジャンプ。

Corrected time series

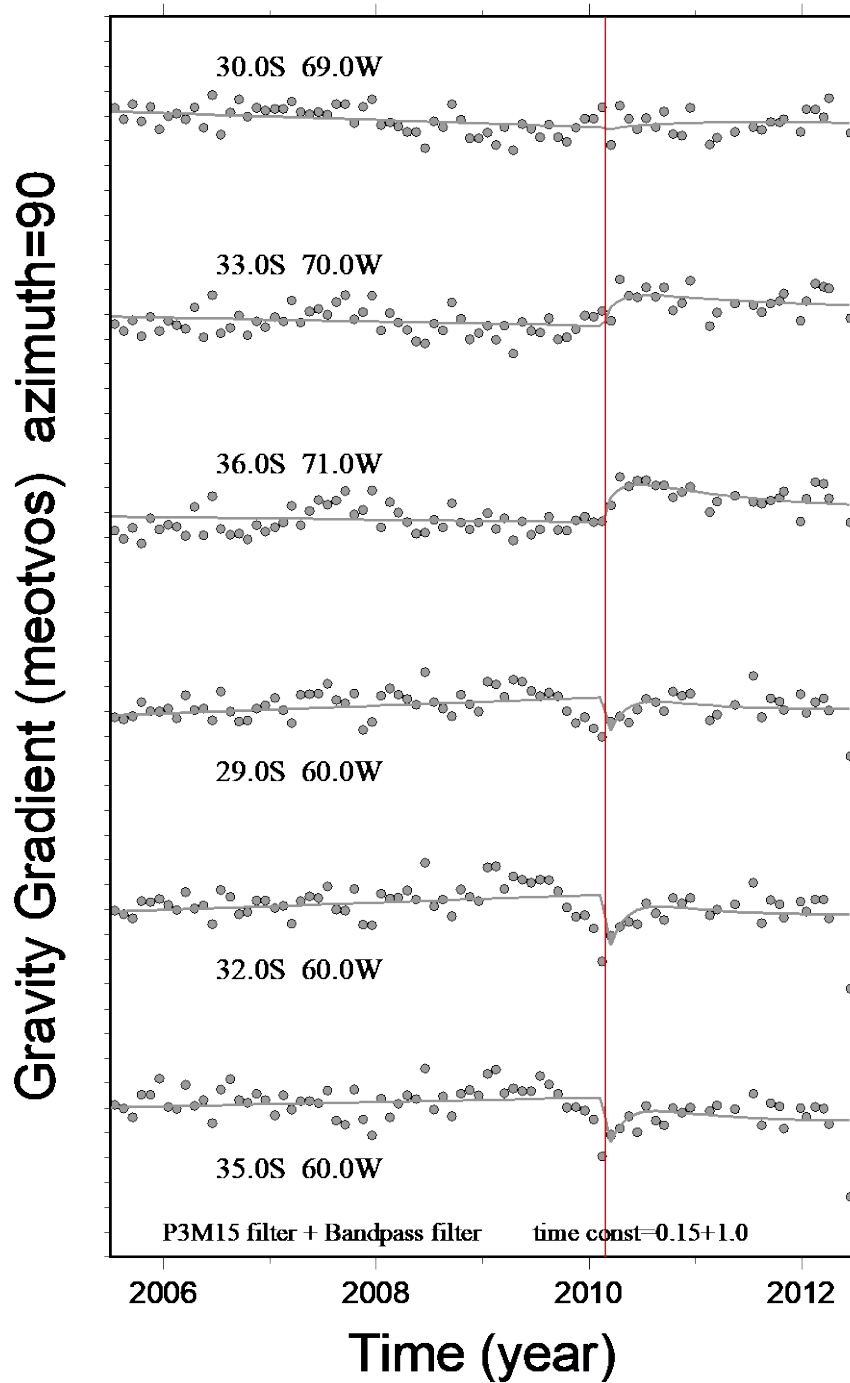


図 5.2-2 GLDAS で補正した GRACE データから求めた重力勾配の時系列を用いて、マウレ地震発生後のデータも使って地震時の重力勾配ジャンプを推定したときの時系列。季節変化成分は取り除いている。縦軸は 1 目盛 0.05 mEotvos

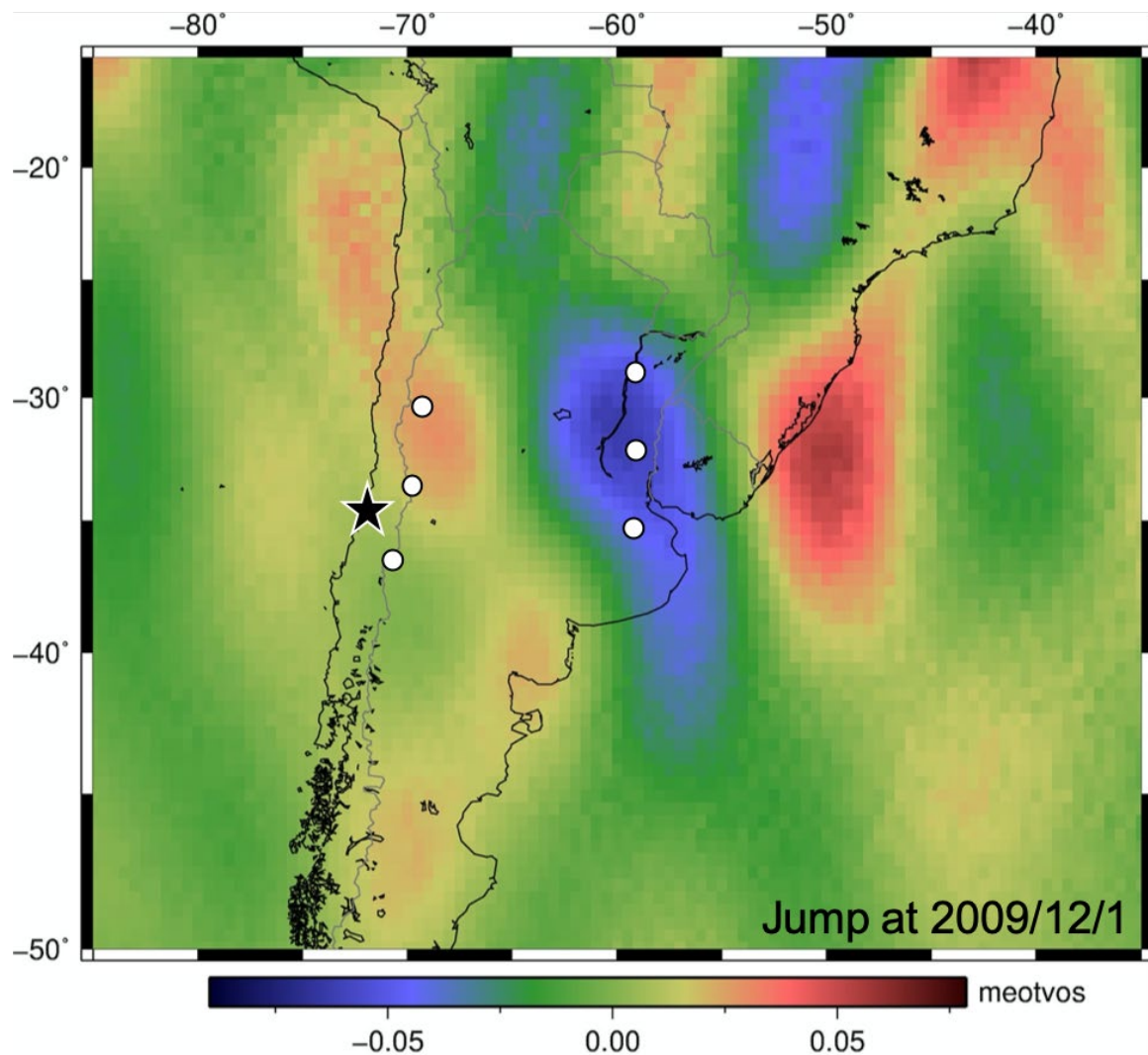


図 5.2-3 GLDAS で補正したマウレ地震発生以前の GRACE 東西重力勾配データに対して、地震約三か月前である 2009 年 12 月 1 日に重力勾配のジャンプがあったと仮定してモデルをあてはめ、推定されたジャンプ量を地図上にプロットしたもの。縦軸は 1 目盛 0.05 mEotvos

Corrected time series

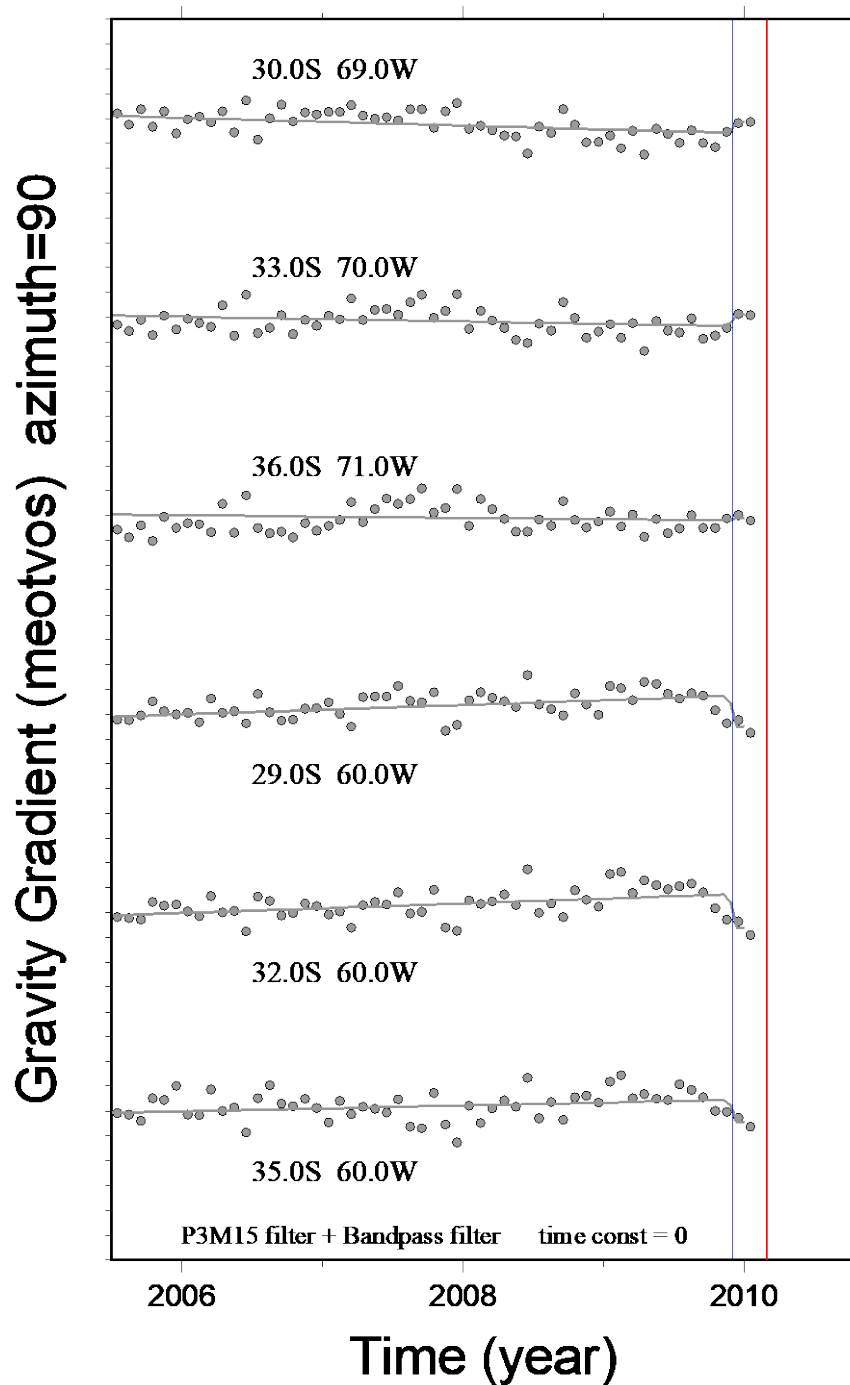


図 5.2-4 マウレ地震発生前の GRACE 重力勾配データに GLDAS 補正を行い、重力勾配が地震約三か月前の 2009 年 12 月 1 日にジャンプしたと仮定してモデルをフィットしたもの。季節変化成分は取り除いている。縦軸は 1 目盛 0.05 mEotvos。

5.3 筑波を固定したときの GNSS 観測点の位置変化

この章からは 2011 年東北沖地震前に見られた特異な地殻変動の検証について述べる。GNSS を用いて地殻変動を観測する際、地殻変動が二つの観測局間で生じている場合、しばしばその二つの観測局間の片方の位置を固定してもう片方の局の位置変化を調べる方法が用いられる。Bedford et al. (2020) では主に GNSS 観測局の東西方向の変位に注目して結果が示されているため、本研究でも観測局の東西方向の位置変化に注目して解析を行った。

Bedford et al. (2020) で述べられているように “wobble” を GNSS 観測局の東西方向の速度で表した場合、図 5.3-1 の様な挙動を示すと述べられている。本研究では局位置変化と比較するために、速度を積分して GNSS 観測局の東西方向変位に変換した。その場合 “wobble” は時系列上で図 5.3-2 で示したような挙動を示すはずである。

本研究では、GNSS 観測局の東西方向の位置変化の時系列に “wobble” が現れるか検証した。まず国土地理院が公開している F3 解をダウンロードし、2009 年 1 月 1 日から 2011 年 3 月 10 日までの部分について解析した。固定局はつくば 3 (960627) とし、Bedford et al. (2020) で時系列が解析されている 17 点(図 5.3-3)の GNSS 点の東西位置を調べた。なお、解析を行う過程で時系列に含まれる季節変化と全体のトレンドは取り除いている。

Bedford et al. (2020) では 2010 年 9 月頃から東西方向の変位に激しい “wobble” が現れていた。しかし、本研究では、つくば 3 を固定したときの観測局の東西方向の動きには Bedford et al.

(2020) で報告された“wobble” のようなものは現れなかった(図 5.3-4)。また、図 5.3-4 では“wobble” を観測する際に視認性が悪いため、時系列に移動平均による平滑化を施した図 5.3-5。しかし、平滑化を施した図においても 2011 年 1 月 1 日頃に西方向に移動している局は無く、反対に全ての局が東方向に移動しており、“wobble” らしい変動は確認できなかった。

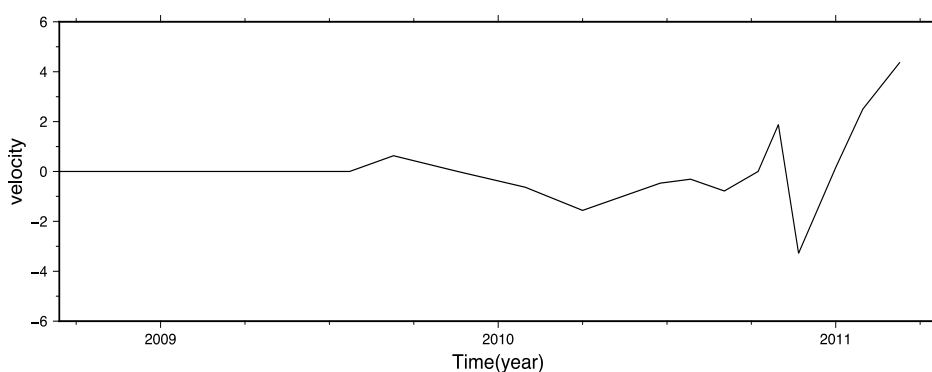


図 5.3-1 Bedford et al.(2020)で示された東西方向の速度の時系列に現れた“wobble”の概略図。

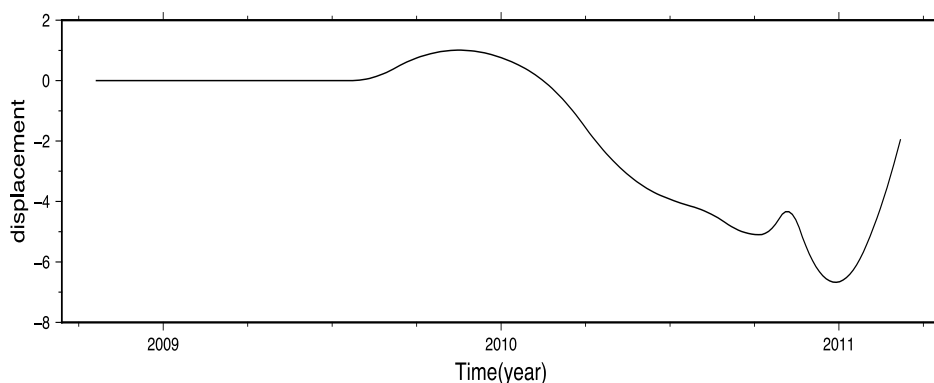


図 5.3-2 図 5.3-1 の速度の時系列を時間で微分することで得られる変異の時系列。速度で図 5.3-1 のように見える“wobble” は変位ではこのような形状となって現れる。

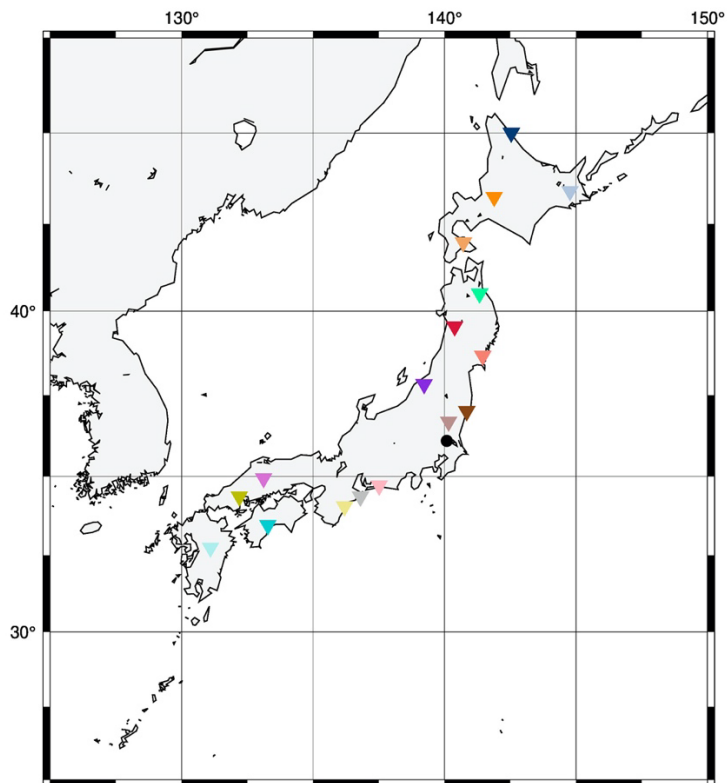


図 5.3-3 三角印は Bedford et al.(2020) で変位の時間変化を時系列で表していた観測局の分布。各観測局の色は図 5.3-4 から図 5.5-2 の時系列でプロットした点の色とリンクしている。黒丸は固定局として用いたつくば 3 (960627)。

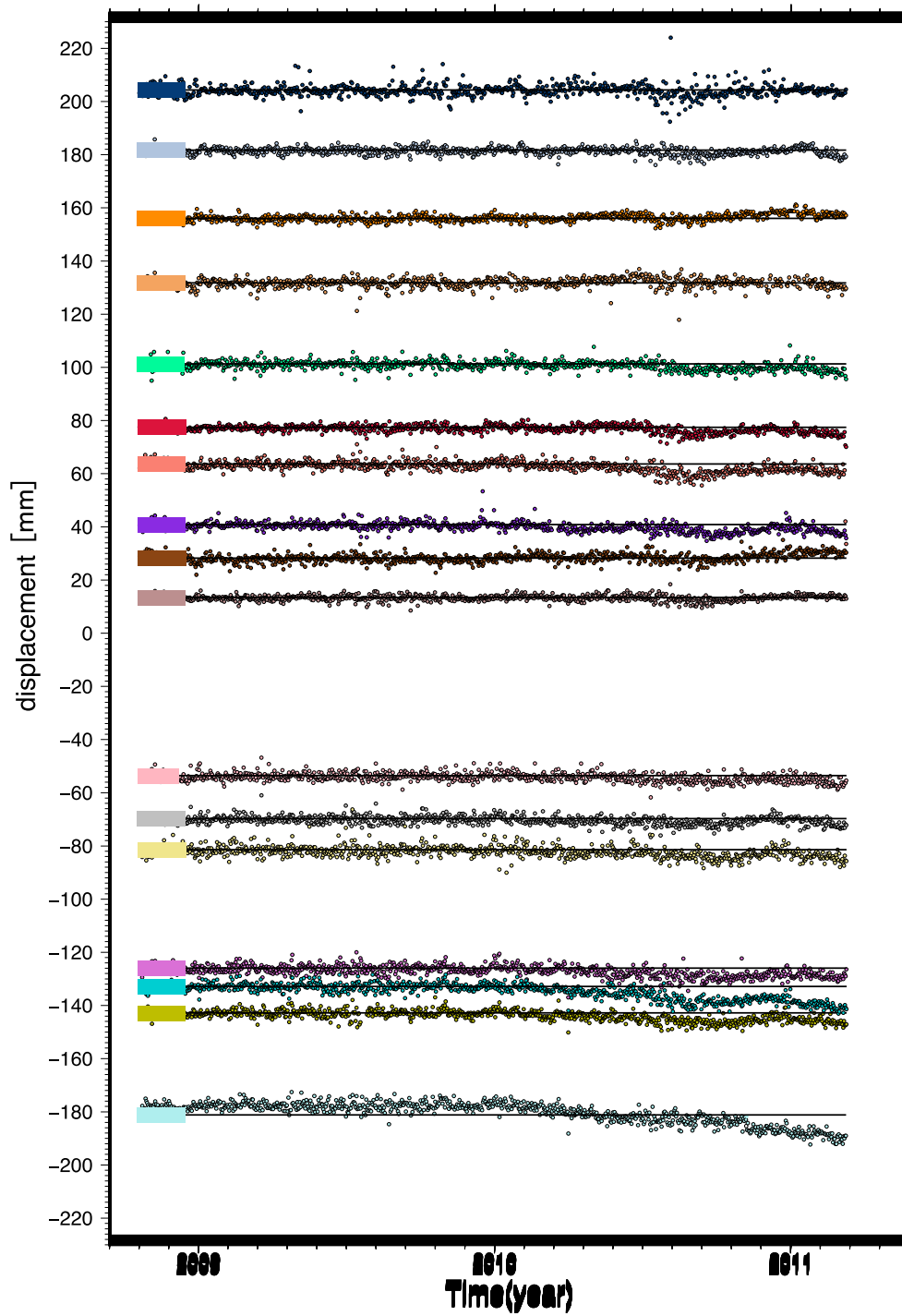


図 5.3-4 各観測局東西位置変化を 960627 局(つくば 3)間を基準としてプロットしたものの。全体的なトレンド及び季節変化は取り除いている。F3 解を使用した。

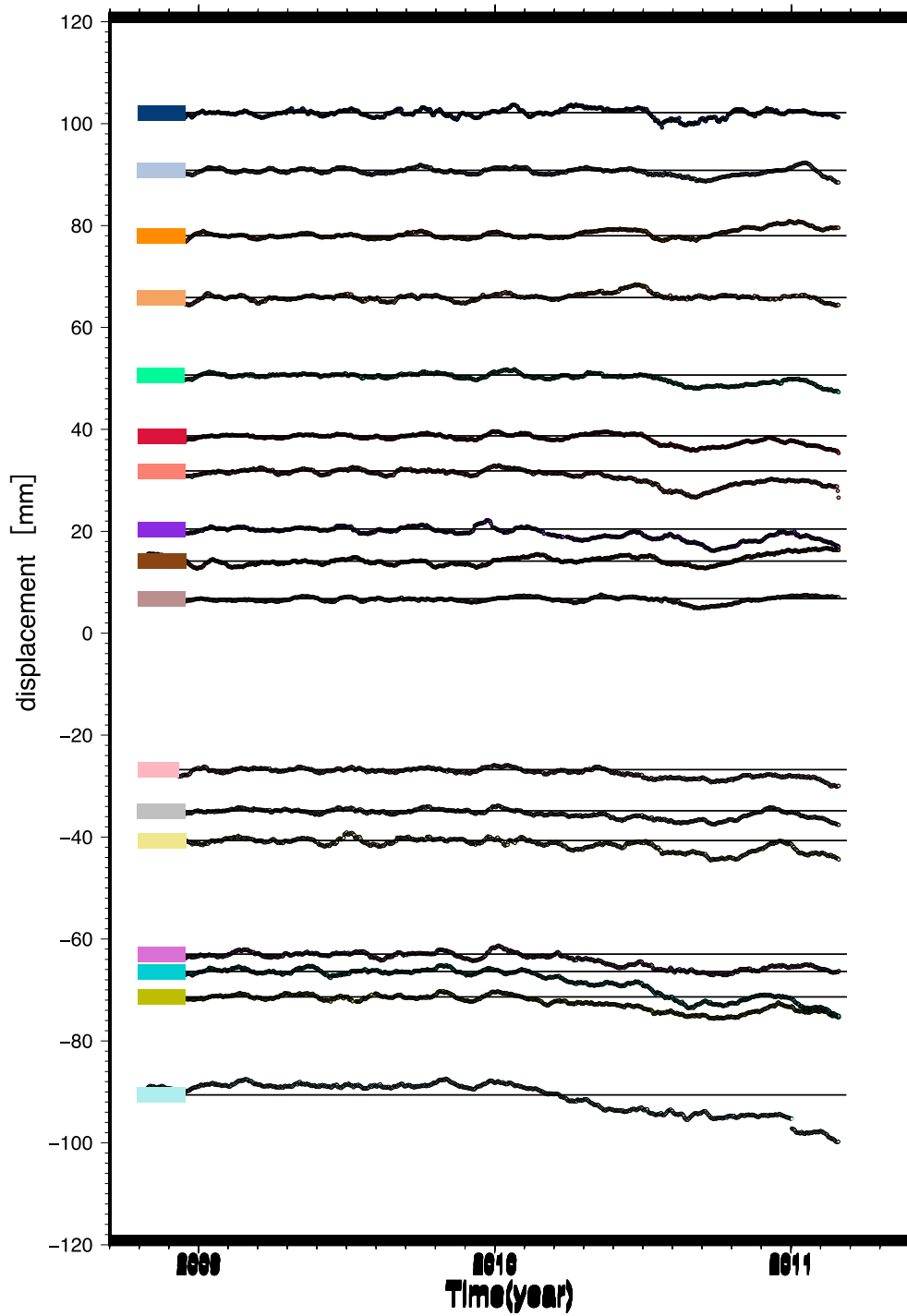


図 5.3-5 各観測局の東西位置を 960627 局(つくば 3)間を基準として求め、移動平均による平滑化を施した時系列。全体的なトレンド及び季節変化は取り除いている。F3 解使用。

5.4 GNSS 観測点単一の位置変化(F3 解)

5.3 章で示した通り GNSS 観測局間の位置変化に“wobble”は現れなかった。これは基準にとつたつくば局が同じ運動をしていることを反映するのだろう。これは“wobble”が非常に地下深くの要因によって発生するものであり、日本全体が変形せずに揺れ動いた可能性を示唆する。そこで次に GNSS 観測局間の距離変化ではなく、単独の GNSS 観測局の東西位置変化を解析し時系列を図 5.4-1 にプロットした。その結果、解析した 17 箇所のうち、950466 局を除いた 16 の観測局で、2010 年 10 月頃まで西方向へ移動した後に東方向へ移動し、2011 年 1 月頃まで再び西方向へ移動した後、東北沖地震が発生するまで東方向へ移動するという挙動を示しており、この挙動は Bedford et al. (2020) が示した速度の“wobble”を変位で表したものと類似している。さらに、図 5.4-1 を平滑化したものが図 5.4-2 であり、この図では 950466 局を除いた全ての観測点で“wobble”が明瞭に現れている。また 950466 局においても、2010 年の初めから西向きの動きが現れているわけではないが、2010 年の 8 月頃から西向きへの動きが明瞭に現れており、その後他の観測局と類似した挙動を示しているため、950466 局においても“wobble”が生じていると考えられる。

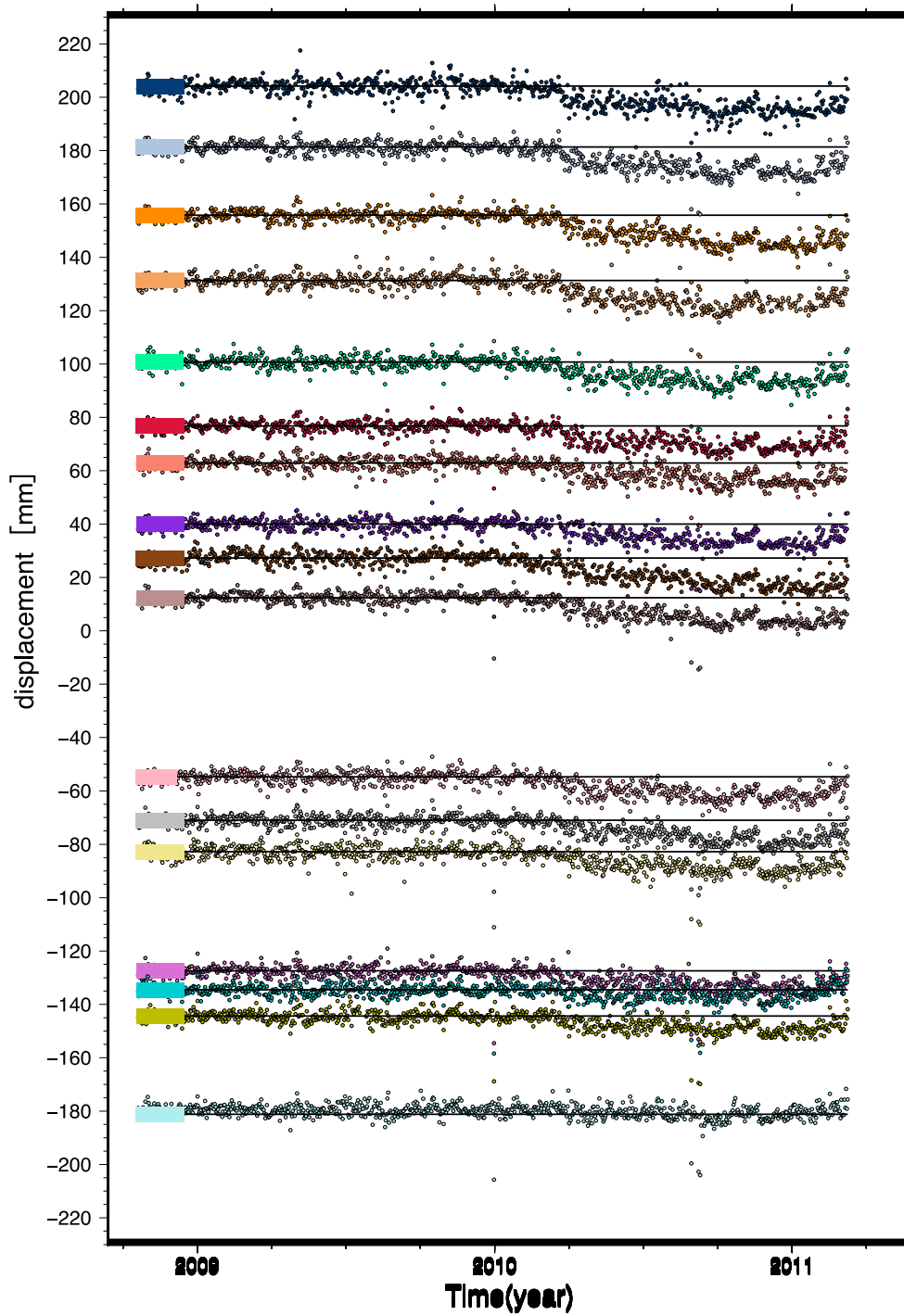


図 5.4-1 各観測局単独の東西位置変化。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。

F3 解を使用。

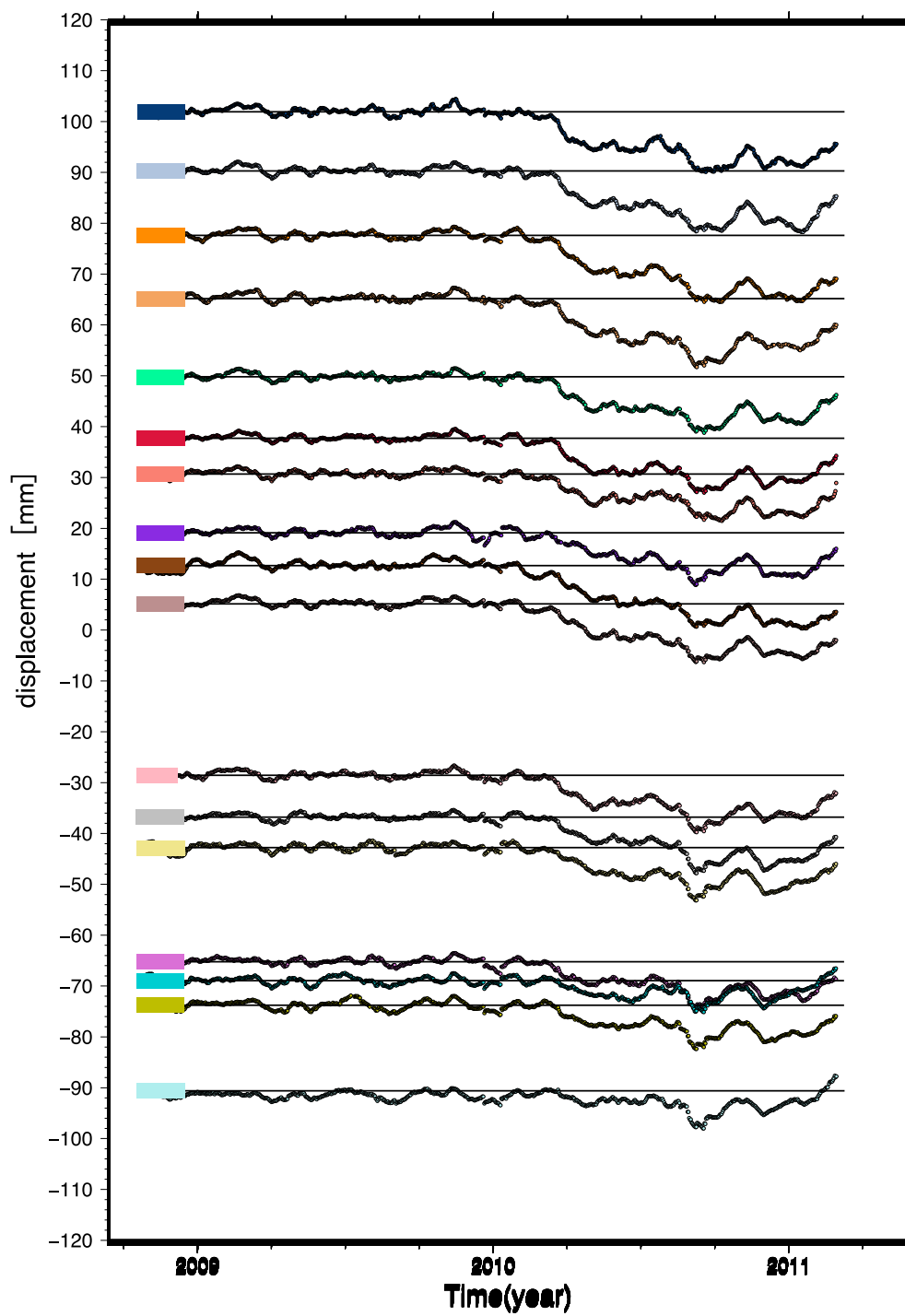


図 5.4-2 各観測単独の東西方向変化に移動平均による平滑化を施した時系列。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。

5.5 GNSS 観測点単一の位置変化(PPP 解)

5.4 章で示したように、F3 解を用いて解析した結果、2010 年 4 月頃から東北沖地震が発生するまでにかけて日本各地の GNSS 観測局が一斉に東西方向に大きく揺れ動いている様子が観測され、この動きは Bedford et al. (2020) で報告されていた“wobble”と非常に類似していた。しかし、3.1 章でも述べたように F3 解はつくばを基準とした相対測位で求めた解であり、基準局であるつくばに動きがあった場合その動きが全ての局に反映されることになる。そのため、図 5.4-1 および図 5.4-2 の時系列に現れた“wobble”が基準局(つくば)の揺らぎに由来するものではなく、大規模な地殻変動によるものであるなら、他の手法による結果でも同様の動きが観測されるはずである。

Bedford et al. (2020) は、Nevada Geodetic Laboratory (NGL)が公開している精密単独測位解(PPP 解)を用いて同様の解析を行い、その結果“wobble”を観測したと報告されている。しかし NGL の解を用いた局位置時系列の図は補遺に簡単に紹介されているだけで、詳細な比較はなされていない。よって本研究では、5.3 章と 5.4 章で挙げられた 17 つの観測局図 5.3-3 の東西方向の動きを、NGL が公開している精密単独測位解(PPP 解)の時系列を解析してみた。尚、J398、J466、J805(それぞれ 970805、950398、950466 に相当)以外の局は 2009 年以前の PPP 解が公開されていなかったため 2009 年以降から 2011 年 3 月 10 日までのデータを用いて時系列を作成した図 5.5-1。

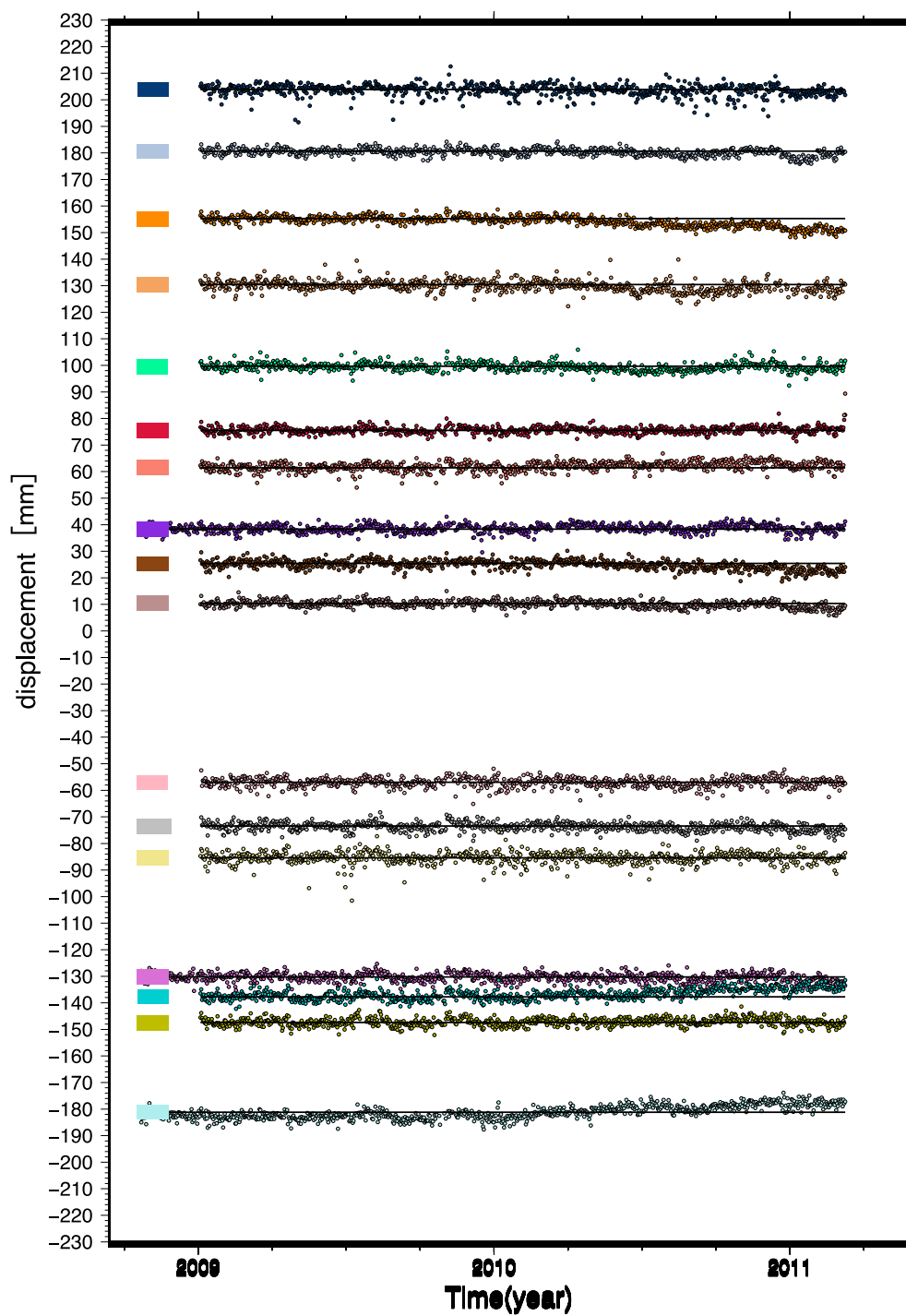


図 5.5-1 NGL の精密単独測位(PPP)解による各観測局の東西位置時系列。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。

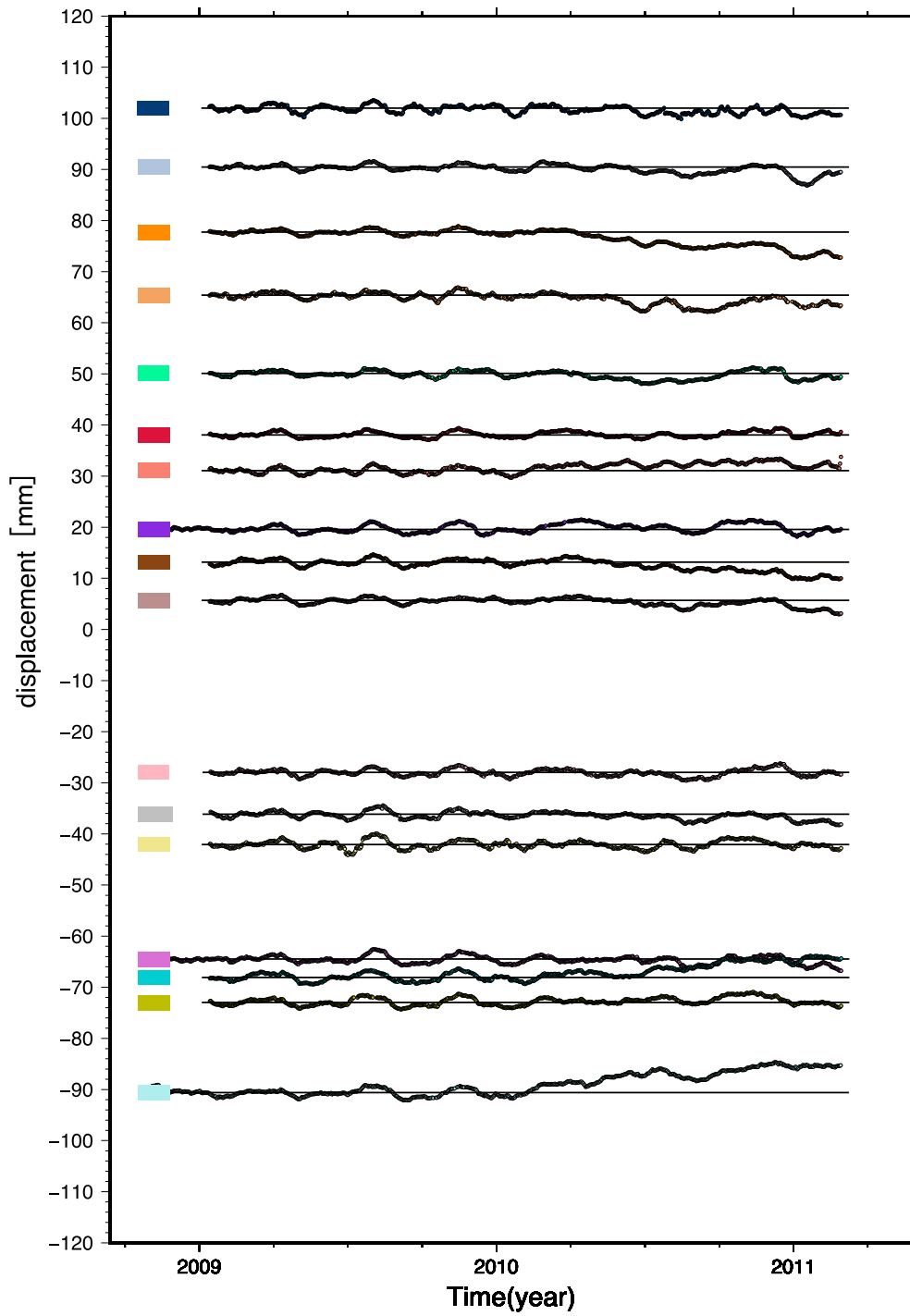


図 5.5-2 NGL の精密単独測位(PPP)解の各観測局の東西位置時系列に移動平均による平滑化を施したもの。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。

そこでは残念ながら図 5.4-1 および図 5.4-2 で見られたような “wobble” は明瞭には見られなかった。これは F3 解で位置の基準としているつくば局の位置をアジア太平洋地域の IGS 点との相対測位によって決定する段階で “wobble” のもとになる系統誤差が生じた可能性を示唆する。なお、一部の観測局(J066、J901、J805、J116)の時系列は図 5.5-1 と図 5.5-2 の対応する時系列(950116、970805、020901、940066)と僅かながら類似した動きが見られた。

5.6 Wobble の伝搬

これまでは複数の手法を用いて時系列に “wobble” が実際に現れるか検証を行なっていたが、Bedford et al.(2020)では “wobble” を単に観測するだけでなく、東向きや西向きの動きが発生する時期が地域によって異なっており、空間的に伝搬するように見えることが報告されている。前の章では、“wobble”が F 3 解で固定したつくば局の位置決定時の誤差を反映している可能性を示唆したが、その場合は全国に一斉に “wobble” が推移するはずである。空間を伝搬すること自体が、“wobble”が単に固定局の位置決定誤差を反映しているのではないという強力な反証になるため、この章ではそれがどの程度明瞭に見えるかを検証する。

“wobble”は初めに九州・沖縄地方などの日本列島の南西部で発生し、その後関西・中部・関東地方でも発生した後に東北地方でも発生したとされている。Bedford et al. (2020) では九州地方と東北地方で “wobble” が発生するまでの時間差が約 2 週間あり、日本の南西部から東北方面

へ “wobble” が二週間かけてゆっくり伝搬していったと報告されている。そこで、本研究で “wobble” の存在が確認された F3 解を用いて発生時刻に時間ラグが生じているかを検討した。

Bedford et al. (2020) で、2010 年の 10 月頃から急激な “wobble” が日本の南西部で始まり、東北方向に伝搬したと報告されていることから、本研究では四国・九州地方から 9 つの観測点(図 5.6-1 左)と関東・東北地方から 9 つの観測点(図 5.6-1 右)のデータを取り上げて比較した。九州・四国地方の観測局の東西位置の時系列を図 5.6-2 に、東北・関東地方の観測局の東西位置の時系列を図 5.6-3 に示す。さらに、この図のままでは “wobble” の発生時期を見極めるのは困難であるため、それぞれに平滑化を施し視認性を高めた(図 5.6-4 と図 5.6-5)。その結果、四国・九州地方の時系列では 10 月初めの時点で東向きの動きがはすでに始まっているが、関東・東北地方の時系列ではそれよりやや遅い時期に東向きの動きが始まっており、その開始時期に隔たりがあるということが確認された。

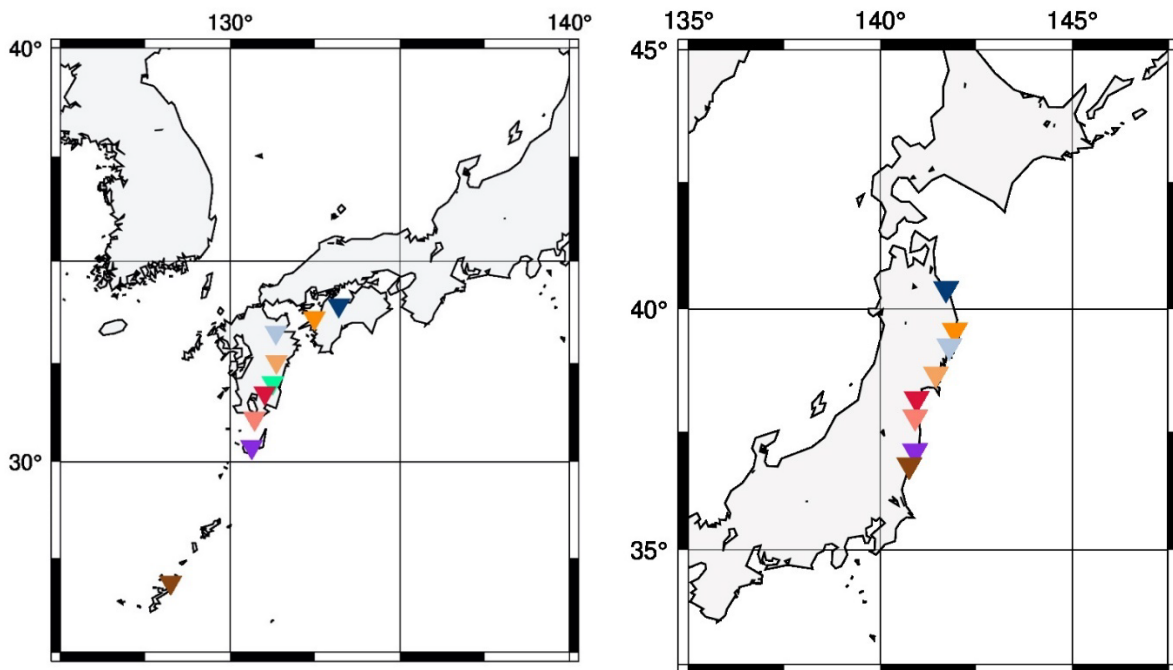


図 5.6-1 (左図)四国・九州沖縄地方で使用した観測局の位置。各観測局の色は図 5.6-2 の時系列の色とリンクしている。(右図)東北・関東地方で使用した観測局の位置。各観測局の色は図 5.6-3 の時系列の色とリンクしている。

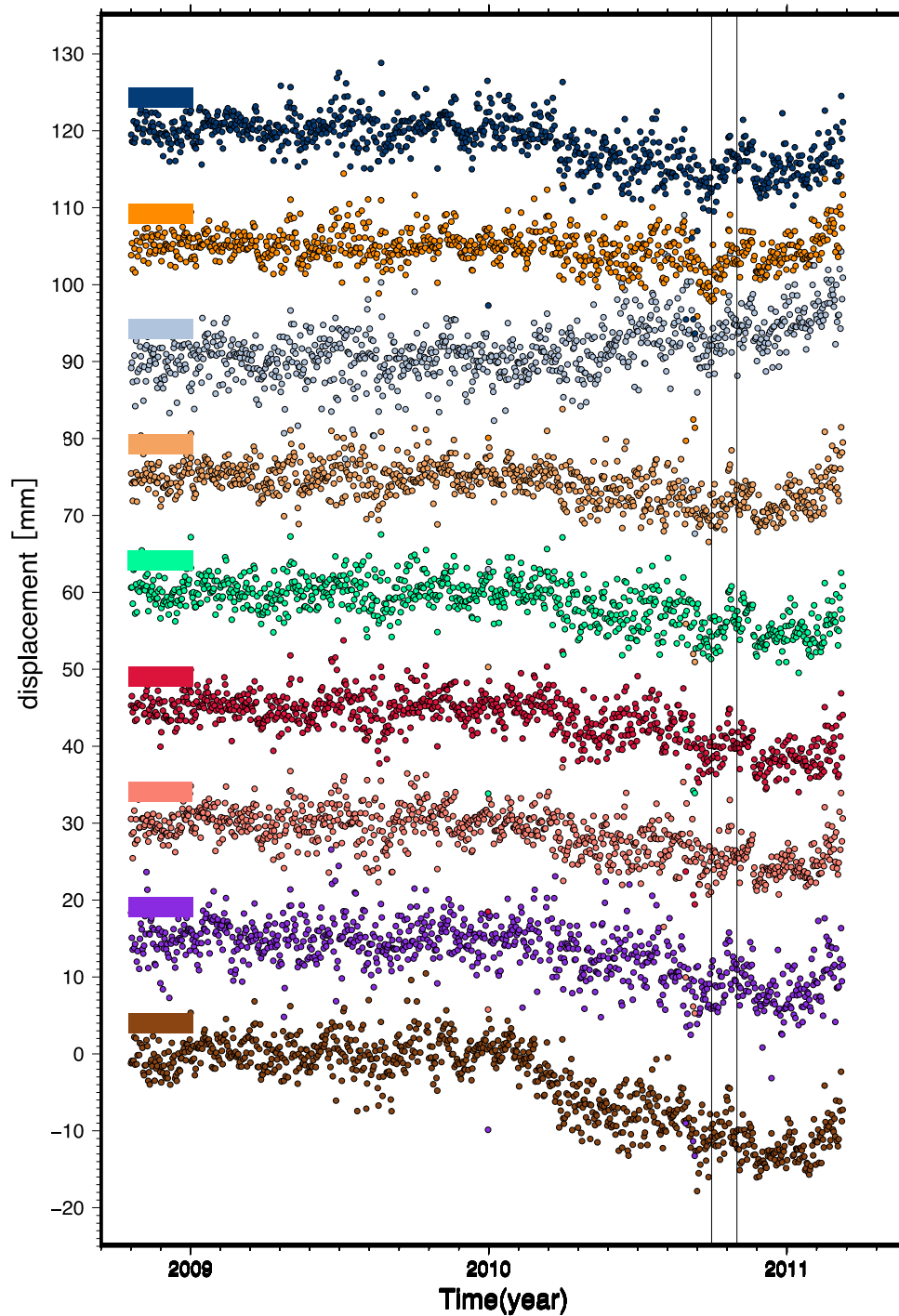


図 5.6-2 図 5.6-1 左で示した四国・九州地方の観測局の東西位置時系列。時系列中の黒色の縦線は 2010 年 10 月 1 日と 2010 年 11 月 1 日。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。F3 解使用。

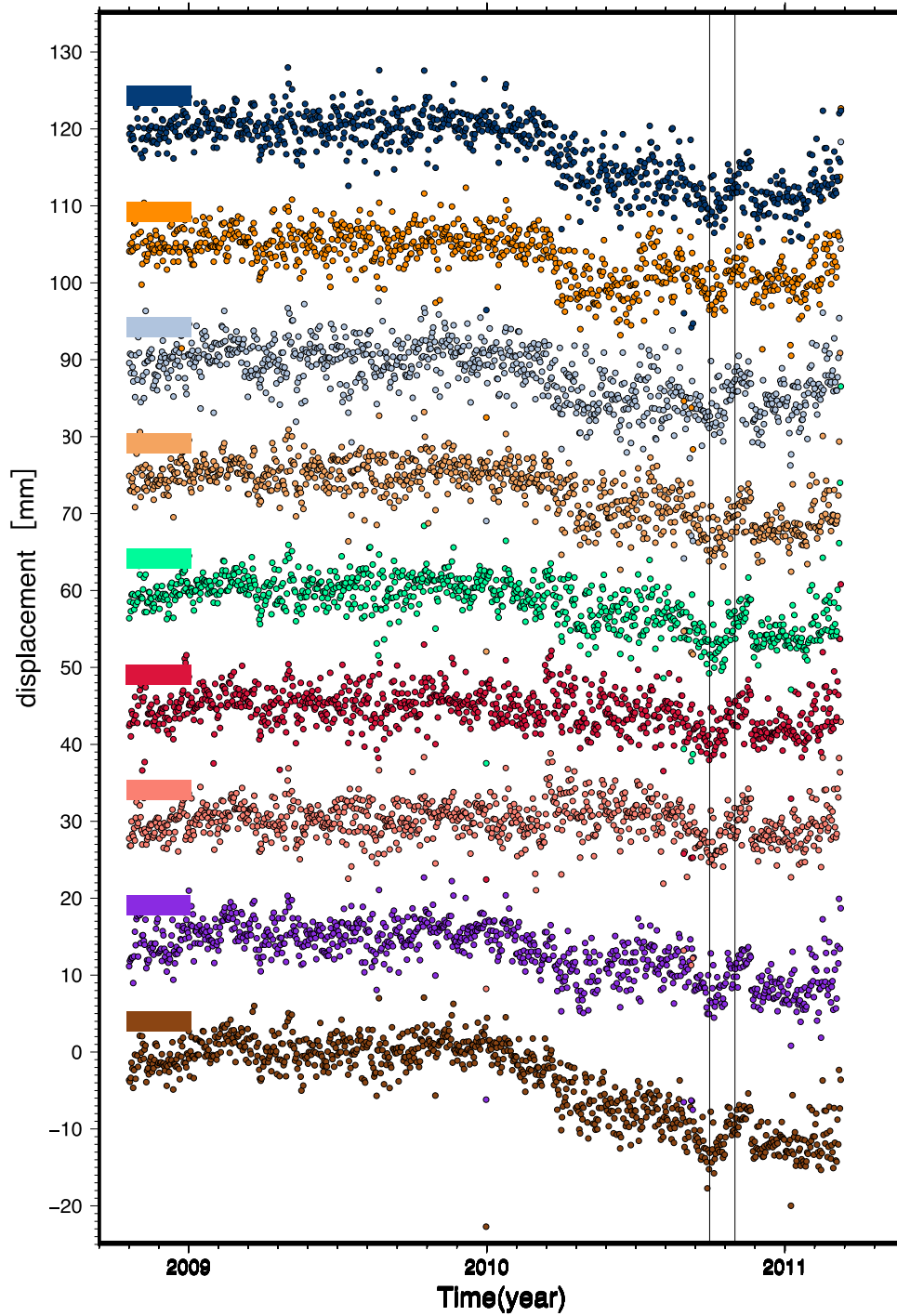


図 5.6-3 図 5.6-1 右で示した東北・関東地方の観測局の東西位置時系列。時系列中の黒色の縦線は 2010 年 10 月 1 日と 2010 年 11 月 1 日。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。F3 解使用。

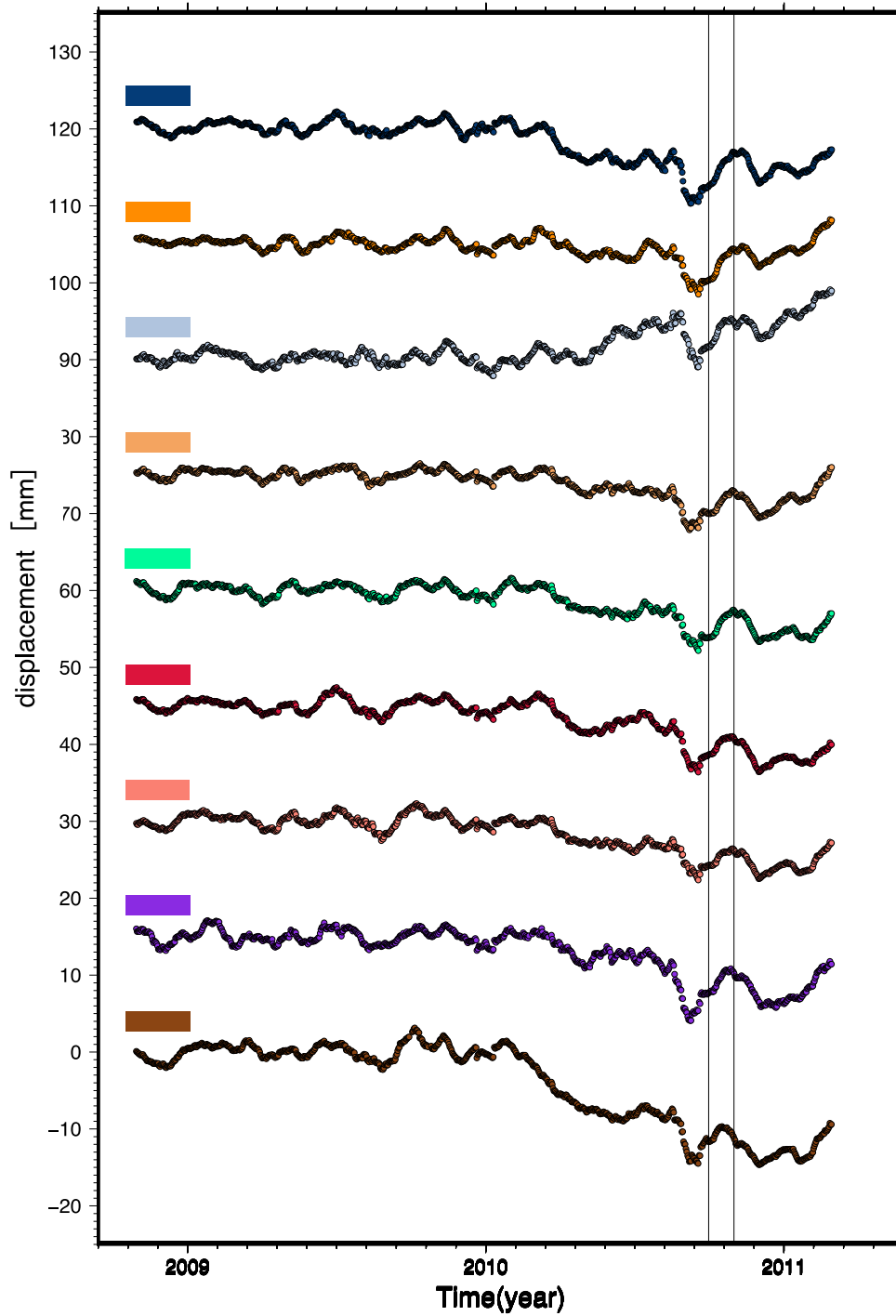


図 5.6-4 図 5.6-1 左で示した四国・九州地方の観測局の東西位置時系列を平滑化したもの。時系列中の黒色の縦線は 2010 年 10 月 1 日と 2010 年 11 月 1 日。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。F3 解使用。

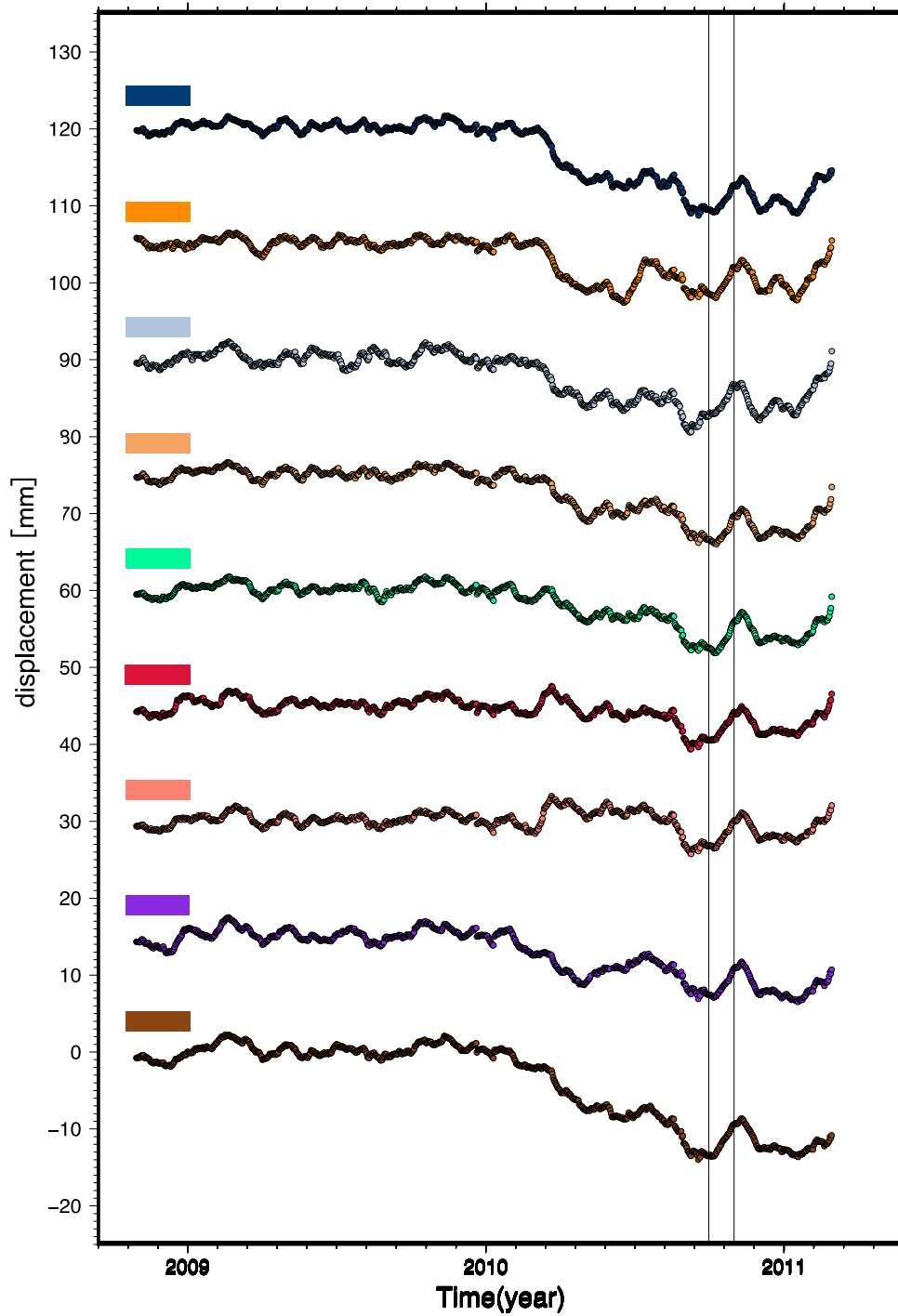


図 5.6-5 図 5.6-1 右で示した東北・関東地方の観測局の東西位置時系列を平滑化したもの。時系列中の黒色の縦線は 2010 年 10 月 1 日と 2010 年 11 月 1 日。全体的なトレンド及び季節変化は除去済。F3 解使用。

6. 考察

6.1 GRACE データを用いたマウレ地震前の重力勾配変化

本研究で作成した南アメリカの 6 つの座標における東西方向の水平重力勾配の時系列（図 5.1-4）では、マウレ地震が発生するより 5 ヶ月ほど前、2009 年 10 月頃から大規模な重力勾配の変化が観測され、この変化は年周期・半年周期の季節的な成分を取り除いた時系列（図 5.1-4）でも顕著に現れていた。その挙動は Panet et al. (2018) で報告された 2011 年東北沖地震前に日本周辺で生じていた重力勾配の変化の様子と非常に類似していた。しかし、日本列島と異なって南アメリカは陸水の影響を大きく受け、（図 5.1-4）の時系列にも 2~3 年周期成分が存在している。そこで GLDAS のデータを用いて GRACE データを補正した結果、これまで見られていた 2~3 年周期の成分が取り除かれた（図 5.2-2）。よって、この周期的な成分は陸水の移動によって生じた質量変化によるものであったと考えられる。また GLDAS で補正した結果、マウレ地震前に見られていた大規模な重力勾配変化も非常に小規模なものになった（図 5.2-4）。マウレ地震前に重力勾配の大規模な増加を示していた座標では補正後、重力勾配の増加は非常に小規模なものとなったが、他の地点と比較して僅かながらも増加を示していた。よって、マウレ地震前に観測された重力勾配の変

化は、Panet et al.(2018)が見出し Wang & Bürgmann.(2019)が確認した日本周辺における重力勾配の変化と別の要因とは断定できず、実際にマウレ地震の先行現象である可能性も捨てきれない。また、アルゼンチン付近で地震前に重力勾配の減少を示していた地点では GLDAS の補正を行った後も比較的大規模な重力勾配の減少が観測されているが、GLDAS は河川の流量の変化による質量変化を含まないため、これはラプラタ川の流量変化による質量変化に起因したものである可能性がある。

6.2 GNSS 衛星による日本周辺における “wobble” の観測

Bedford et al.(2020) は 2010 年初頭から日本各地で GNSS 観測局が東西方向に大きく揺れ動く “wobble” を見出したことを報告した。この現象は東北沖地震に先駆けたものであり、Panet et al. (2018)が見出した重力勾配の変化をもたらした何等かの現象の地殻変動としての現れであることを示唆した。そこで本研究では、まず始めに誤差の少ない相対測位の結果を検討することにし、つくば 3(960627 局)を固定して、Bedford et al. (2020) で取り上げられていた 17 個の観測局の東西位置変化を解析した。その結果、平滑化の有無にかかわらず明瞭な “wobble” は観測されなかった (図 5.3-4) と (図 5.2-5)。基線長の変化に “wobble” が現れなかった理由として “wobble” は空間的に非常に大規模(日本列島より広い範囲)に起こる変動で基線長の変化では現れなかったと解釈した。

そこで、本研究では次に F3 解を用いて単独の観測局の位置変化について解析を行い、その結果、日本全国で 2010 年初頭から Bedford et al. (2020)が報告した “wobble” と似た東西方向の振

動が生じているのが観測できた（図 5.4-1）と（図 5.4-2）。このことから“wobble”の存在が確認できたが、F3 解は相対測位であるため“wobble”は実際には日本全国で生じた地殻変動ではなく、F3 解の基準局(つくば)だけが変動し、その影響が全国の観測局にまぎれ込んだものである可能性も考えられる。

そのため、Bedford et al.(2020) では精密単独測位解 (PPP)解でも“wobble”は確認されたと報告しているが、補遺中の小規模な解析であり詳細な比較は行っていない。そこで本研究でも精密単独測位(PPP)解を用いて GNSS 局の東西位置変化を解析した。しかしその結果 F3 解では見られていた“wobble”は殆ど見られず、950116、970805、020901、940066 局で僅かに類似した動きを示していただけであった（図 5.5-1）と（図 5.5-2）。そのため、“wobble”は F3 解の基準局の揺らぎが全国の観測局に影響を与えて生じた可能性が高いと考えられる。

本研究では“wobble”を F3 解の基準局の揺らぎによるものである可能性を見出したが、Bedford et al.(2020) では“wobble”が単に観測された訳でなく日本の南西部から東北地方に向けて二週間ほどかけて伝搬しているという報告もされていた。そこで本研究でも F3 解を用いて日本列島の南西部と東北地方近辺で 9 点ずつ選んだ GNSS 観測局の東西方向変化を比較し、“wobble”の発生時期に注目した結果、日本列島の南西部の方が東北地方近辺より 1~2 週間程早く進行していたことを見出した（図 5.6-1）と（図 5.6-2）。このことから“wobble”の全体が F3 解の揺らぎによる産物ではないと考えられるが、時間ラグは微小なものなので“wobble”のかなりの部分が artifact である可能性は高いと結論づけられる。

7. 謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方からご指導・助言をいただきましたことにこの場を借りてお礼申し上げたいと思います。

特に、私の指導教官であられる日置幸介教授には大変お世話になりました。日置先生には本研究を行うのに必要な知識だけでなく Linux を用いた解析の仕方や解析プログラムの作成など、あらゆる面でご指導いただきました。学部4年で研究室に配属された頃は研究に必要な知識・技術が全くなかったにもかかわらず、これまでの3年間研究を行うことが出来たのは日置先生のご助力あつてのことと思います。日置先生にご指導いただいたことにより学会発表など非常に貴重な経験をさせていただくことが出来ました。心より感謝申し上げます。

また同じ宇宙測地学研究室の古屋正人教授と高田陽一郎准教授、さらに地震学研究室の蓬田清教授と吉澤和範准教授にもお世話になりました。ゼミ発表の際には研究に関する貴重なご意見・助言頂いたことに心より感謝申し上げます。また、同学生部屋の方々や宇宙測地学研究室の皆様だけでなく地震学研究室の方々にも研究だけでなく様々な面でお世話になりました。ありがとうございます。

8. 参考文献

Panet, I., S. Bonvalot, C. Narteau, D. Remy, and J.-M. Lemoine (2018), Migrating pattern of deformation prior to the Tohoku-Oki earthquake revealed by GRACE data, *Nature Geosci.*, *11*, 367-373

- Wang, L. and R. Burgmann (2019), Statistical significance of precursory gravity changes before the 2011 M w 9.0 Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 7323-7332.
- Bedford, J. R, M. Moreno, Z. Deng, O. Oncken, B. Schurr, T. John, J.-C. Baez, M. Bevis (2020), Months-long thousand-kilometre-scale wobbling before great subduction earthquakes. *Nature* 580, 628–635.
- Ogawa, R. and Heki, K. (2007), Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake by mantle water diffusion, *Geophys. Res. Lett.* , 34, L06313b ,
- Zumberge, J., M.B. Heflin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins, and F. H. Webb(1997), Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *Geophys. Res. Lett.*, 102, 5005-5017.
- Zhang, Z., B.F. Chao, Y. Lu, and H. Hsu (2009), An effective filtering for GRACE time-variable gravity: Fan filter", *Geophys. Res. Lett.*, 36, GL17311.
- Han, S. -C, J. Sauber, S. Luthcke, (2010), Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L23307.
- M. Rodell, P.R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, J.K. Entin, J.P. Walker, D. Lohmann, D. Toll(2004), The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 381-394.
- Heki, K and K. Matsuo. (2010), Coseismic gravity change of the 2010 earthquake in Central Chile from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24306.
- Tanaka, Y and K. Heki. (2014), Long- and short-term postseismic gravity changes of megathrust earthquakes from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5451-5456.
- 田中優作、日置幸介 (2017)、GRACE 地震学 –衛星重力観測による地震研究のこれまでとこれから–、地震 第2輯、69 巻、69-85.
- 田中優作 (2012) 2010 年チリ地震における地震時および地震後の重力変化：重力衛星 GRACE による観測、北海道大学理学部地球惑星科学科卒業論文
- 測地学テキスト GRACE がもたらしたもの(国土地理院 松尾功二) http://www.geod.jp/web-text/part3_2014/matuo/index.html

測地学テキスト 地球計測（高知大学自然科学系 田部井隆雄、神奈川県温泉地学研究所 里村幹

夫、京都大学大学院理学研究科 福田洋一）<http://www.geod.jpn.org/web-text/part2/2->

[4/index.html#1-1](http://www.geod.jpn.org/web-text/part2/2-4/index.html#1-1)