

2011 年東北地方太平洋沖地震の数か月前 から生じていたとされる重力勾配の変化

北海道大学理学部 地球惑星科学科

宇宙測地学研究室

学生番号 02150802

蓮實 尚輝

指導教官 日置 幸介

概要

2002年に重力を測定する目的で打ち上げられた GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) と呼ばれる人工衛星は、陸水や雪氷による様々な質量再配分を重力変化として捉えることによって様々な成果を挙げてきた。地震に伴う断層運動も質量の再配分をもたらし、重力を変化させる。なかでも、巨大地震と同時に起こる瞬間的な重力の変化(地震時重力変化)と地震後に起こる長期的な重力の変化(地震後重力変化)は、これまでに GRACE のデータを用いて二次元的に観測された事例がいくつか報告されており、地震学に貢献してきた。

一方、地震に先立って起こる重力の変化(地震前重力変化)は今まで発見されていなかったが、最近 Panet et al. (2018) によって、2011年東北地方太平洋沖地震の数カ月前から重力が変化していた可能性が報告された。これは GRACE の衛星データによる研究であるが、重力そのものではなく、より空間分解能の高い重力勾配の変化として捉えられたものである。本研究は、GRACE の Level 2 データを用いて Panet et al. (2018) の内容を追試したものであり、東北地方太平洋沖地震の数カ月前から発生しているとされる重力勾配の変化を検出できるかを検証する。その結果、Panet et al. (2018) の報告に近い重力勾配変化が地震前に生じたことを見出した。なお本研究の手法は Panet et al. (2018) のそれと多少異なる部分が残っており、結果についても微妙に異なる部分も見られた。

目次

1. はじめに
 - 1.1 Panet et al. (2018)の要約
 - 1.2 地震時に重力が変化するメカニズム
 - 1.3 地震に先駆けて重力勾配が変化するメカニズム
 - 1.4 GRACE が重力を測定する仕組み
 - 1.5 重力勾配
 - 1.6 本研究の目的
2. データ解析の方法
 - 2.1 GRACE データ
 - 2.2 GRACE Level-2 データから重力勾配へ
 - 2.3 縦縞フィルター
 - 2.4 ファンフィルター
 - 2.5 Panet et al. (2018)で使用されたバンドパスフィルター
3. 結果
 - 3.1 日本周辺の六つの座標における重力勾配の時間変化
 - 3.2 2010年1月ごろ～地震発生時までの重力勾配の変化
4. 考察
5. 謝辞
6. 引用・参考文献

本論分の 1.2、2.3、2.4 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

1.1 Panet et al. (2018)の概要

本研究はパリ第七大学の Isabelle Panet 博士他が執筆し、2018年4月9日に Nature Geoscience 誌に掲載された“Migrating pattern of deformation prior to the Tohoku-Oki earthquake revealed by GRACE data”という題名の論文を追試したものである。まずその論文の内容を要約して紹介する。

地震の前後における、地下深くのプレート境界付近でゆっくり起こる質量移動はこれまで良くわかっていない。そのためプレートの動きによって蓄積したひずみが、いつどのようにして沈み込み帯での巨大地震を引き起こすのかを解明することは難しい。これまで、GRACEを用いた地震時(coseismic)及び地震後(postseismic)の震源付近の重力の変化については、様々な観測や理論的考察に基づく多くの研究がなされていたが、地震前(preseismic)の重力変化に関する研究はされていなかった。そこで Panet et al. (2018)は、日本周辺の時間的空間的にこれまでより広い範囲を、従来とはやや異なる手法を用いて GRACE 衛星による重力の時系列データを解析したところ、東北地方太平洋沖地震(2011/3/11 $M_w9.0$)が発生する数か月前から、日本列島周辺で大規模な重力勾配の変化が始まっていたことがわかった。

Panet et al. (2018)が解析で用いた手法が従来の手法と大きく異なる点は三つある。一つ目は、従来は単にノイズの大きな短波長成分の寄与を小さくするフィルターが用いられていたが、この研究では波長が 800~1600km の重力成分をバンドパスフィルターで取り出して解析を行った点である。二つ目は、これまで地震時および地震後数年間だけを注目してきたが、この研究では地震前を含む数か月から数年の変化に注目した点である。三つ目は、重力ベクトルそのものではなくそれ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することで特定の走向を持つ短波長の構造の信号を強めた点である。これらの手法を用いて解析した結果、東北地方太平洋沖地震は、日本列島および日本海の地下深くで始まった非地震性の変形が表層まで伝わって発生した地震であると主張している。また Panet et al. (2018)では、一般に良く使われる GRACE の正式なデータ解析センターの解ではなくフランスの宇宙機関(CNES)が求めた解を用いている。この研究で用いられた手法は、地下深部やプレート境界近くで

の地震前後のゆっくりした質量移動に関する独自の情報をもたらすと期待される。

1.2 地震時重力変化のメカニズム

断層運動に伴い、地震時に重力が急激に変化する主な原因は二つある。一つ目は、断層運動により密度不連続面(図1の地面とモホ面)の隆起と沈降による質量の移動である。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・隆起することで地下の岩石の密度が変化することである。

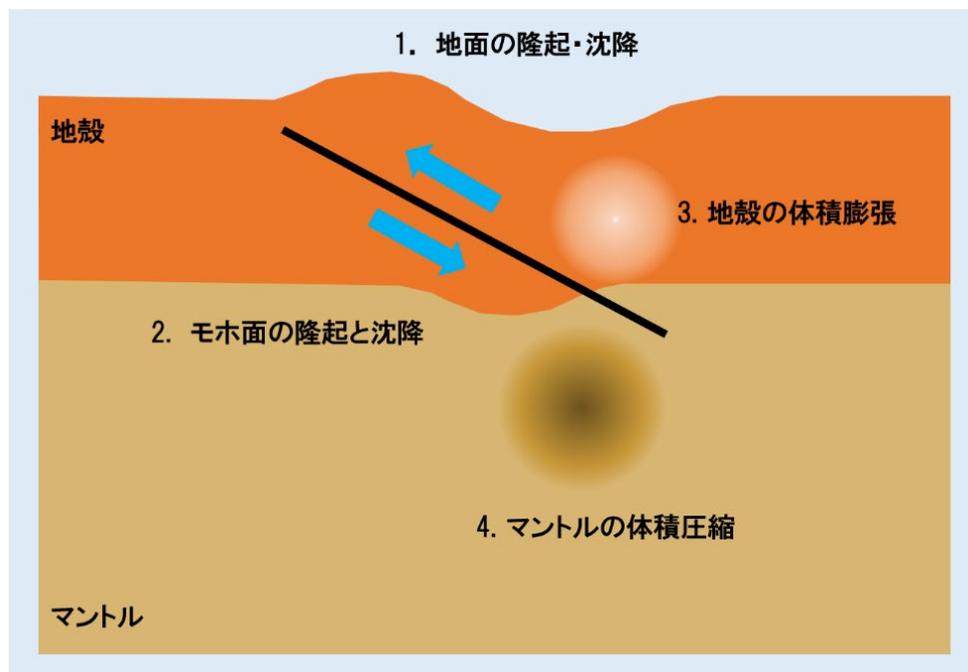


図1 地震に伴い重力が変化するメカニズム。密度コントラストがある層境界の変形(地表やモホ)と岩石の体積ひずみにともなう密度変化が重力変化の直接的な原因となる。

1.3 東北沖地震に先駆けて重力勾配が変化したメカニズム

地震前の重力変化については多くの研究者が共有する一般的なモデルは存在しないが、Panet et al. (2018)は、東北地方太平洋沖地震の数か月前から生じていた重力勾配の変化の原因として以下のような過程を提唱している(図2)。まず、日本海溝から北米プレートに沈み込んでいる太平洋プレートのスラブが進行方向へ引っ張られ、スラブが伸長する。これにより太平洋プレートは薄くなり、一方周辺のマントル物質は体積膨張する。その結果密度が低下し、質量の欠損が重力勾配を変化させる。

Panet et al. (2018)は、この重力変化をもたらしたものは深さ245-330 kmで60度傾いた縦100 km、横1200 kmの断層面が40 cmほど動いたことに相当すると考え、そのエネルギー量を地震の M_w に換算すると8.4に相当するとしている

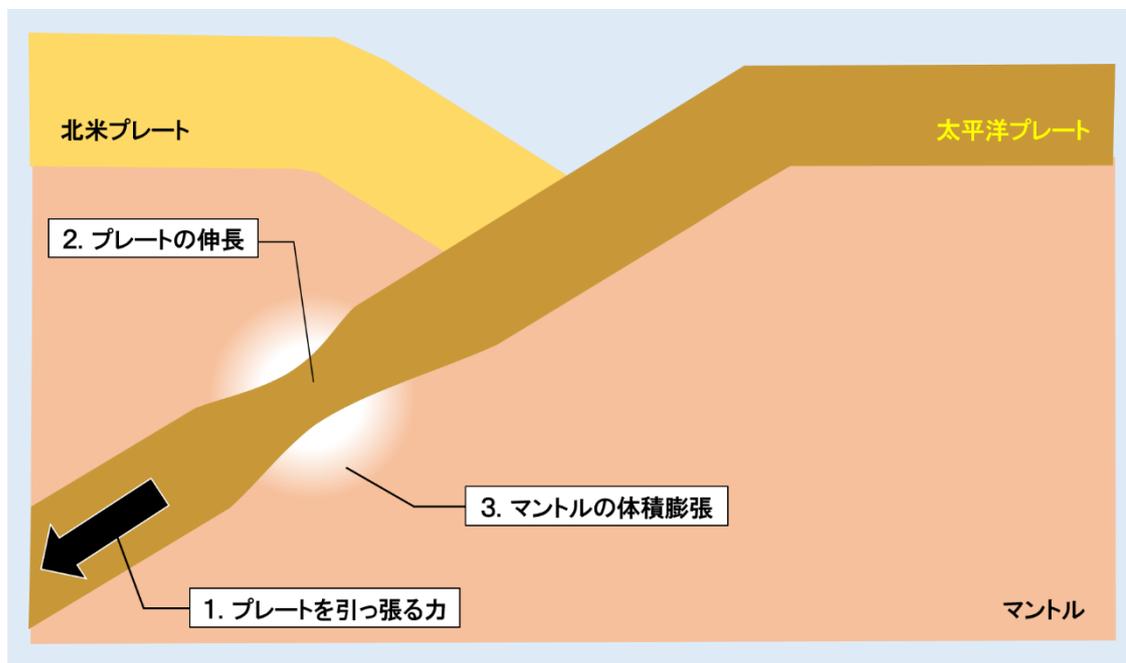


図 2 Panet et al. (2018) が提唱する、地震に先駆けて重力勾配が変化するメカニズム

1.4 GRACE 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 GRACE-A と GRACE-B の双子の人工衛星から成り、地球重力場の観測を目的としている。二つの衛星は高度約 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。

1.5 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(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 3 のように見える。

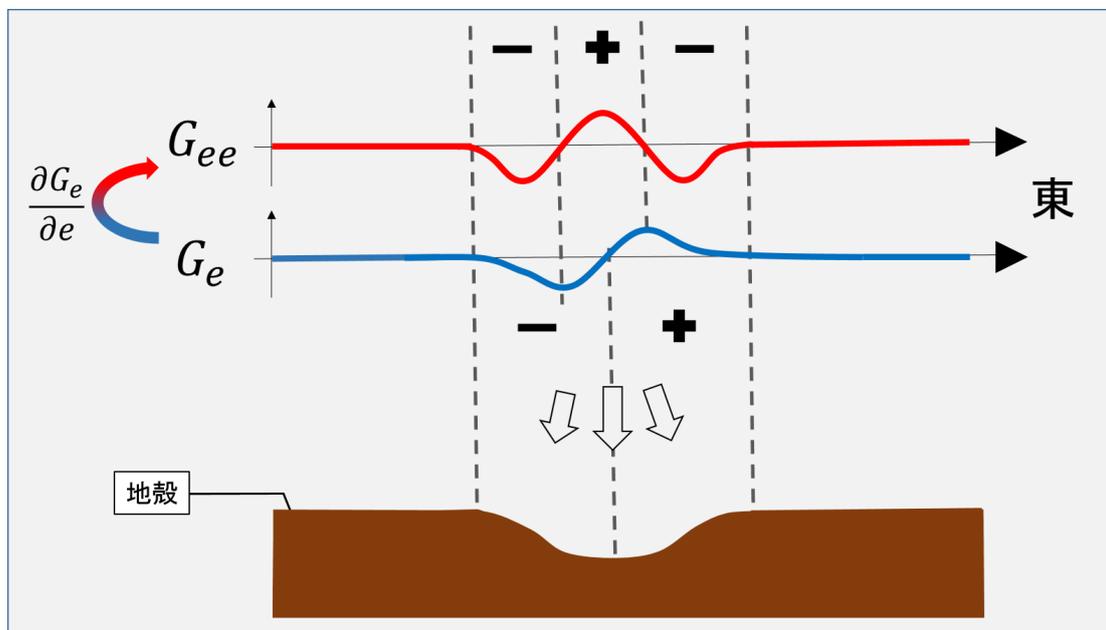


図 3 質量の欠損と重力加速度・重力勾配の関係。重力加速度は質量欠損構造は南北に伸びていると仮定し、重力は東向き成分、重力勾配はその成分の東西空間勾配としている。

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 3 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 3 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／負の値は質量の欠損／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、本研究では、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する。

1.6 本研究の目的

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)。しかし地震の前から始まる重力勾配の変化は Panet et al. (2018)が2011年東北沖地震に関して報告したものが最初であり、2004年スマトラ・アンダマン地震や2010年チリ地震では報告されていない。

Panet et al. (2018)は、2011年東北地方太平洋沖地震の三ヶ月前から、日本海地域で重力勾配の増加が始まったことを示した。地震前に始まる重力勾配の変化はこれまで知られておらず、この報告は重要な発見である可能性が高い。本研究は、Panet et al. (2018)の内容を追試し、再現性を確かめることを目的とする。よって本研究では Panet et al. (2018)と同様の手法で重力勾配を計算して得られた結果を示すとともに、Panet et al. (2018)の結果と共通する点を確認するとともに異なる点についてその原因を考察する。

2. データ解析の方法

2.1 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。

2.2 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(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。

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

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。

r 、 θ 、 λ の方向の重力成分は(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(2)、(3)、(4)の式で表される。

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

.....(2)

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

.....(3)

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

.....(4)

それらは重力加速度の上下、南北、東西成分に相当する。重力加速度の各成分を、さらに r 、 θ 、 λ に対して微分すると重力勾配が得られるが、本研究ではそれらの厳密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度回転した方向を軸として、その向きの重力の水平成分、およびその方向への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のメカニズムで生じていると仮定した時、プレートの走向の方向に延びた構造となると考えたからであろう。本研究でもPanet et al. (2018)と同じ方向の水平重力勾配を計算して比較した。

2.3 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。

2.4 空間平滑化のためのファンフィルター

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の特徴である。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であり、 n や m が大きくなるほど小さな値をとる。

2.5 バンドパスフィルター

Panet et al. (2018)の要約で述べたように、彼女たちの手法が従来と異なる点の一つは、low pass filter ではなく、日本列島規模の重力成分を取り出すために、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し求め (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 である。

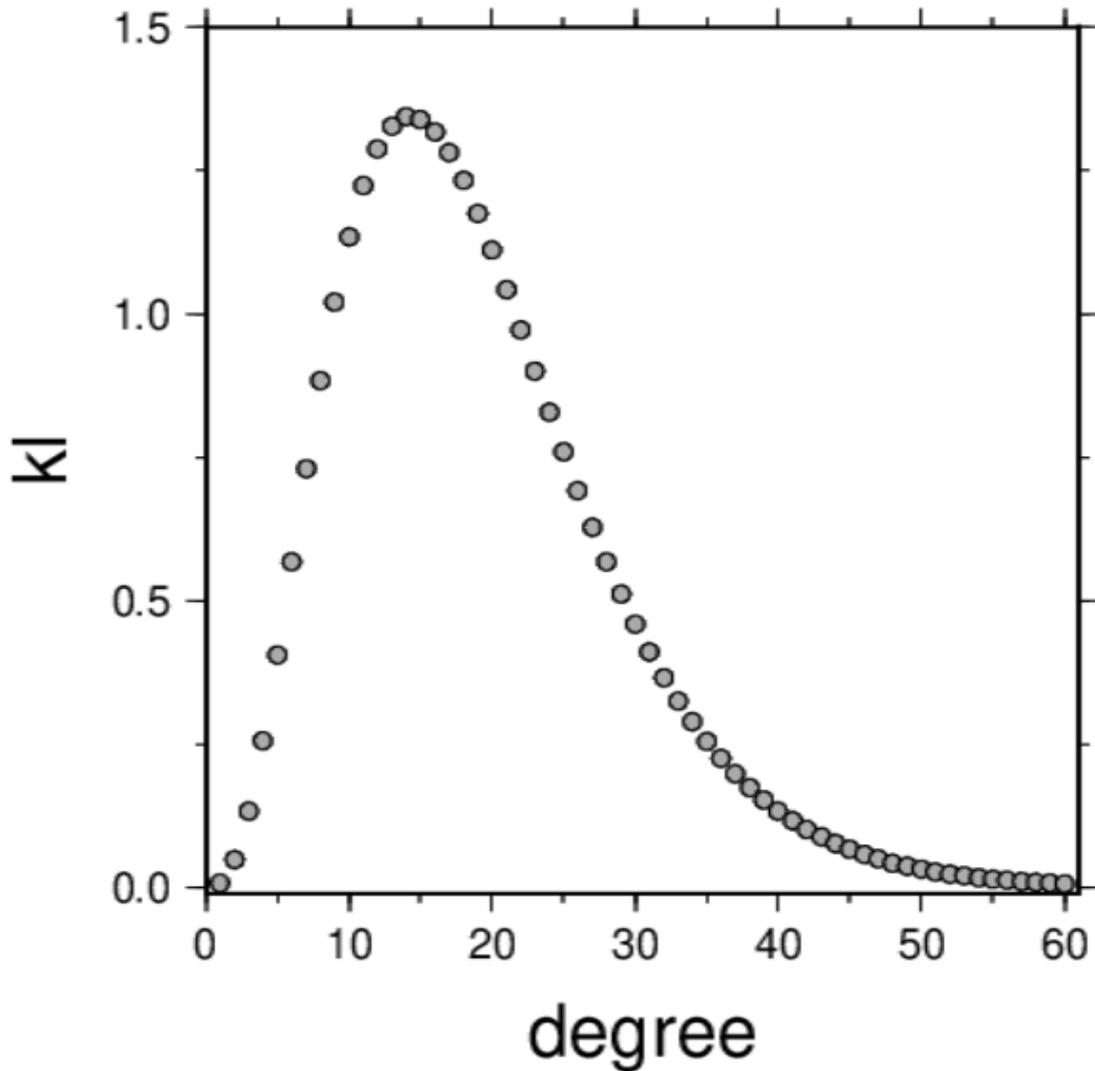


図4 本研究で使用したバンドパスフィルター。横軸の次数(degree)に対応したストークス係数にこのフィルターの値がかけられる。

3 結果

3.1 日本周辺の6つの座標における重力勾配の時間変化

GRACE のデータから地球の重力場を測定する場合、通常は 2.4 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) に倣い、2011 年東北沖地震の数か月前から生じていたとされる重力勾配の変化を再現するために 800~1600km

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おり、ファンフィルターを施していない。また、Panet et al. (2018)では日本列島全体を含む非常に広い範囲で解析を行い、求めた重力勾配の変化を地図上にプロットしている。本研究でも日本周辺の重力勾配の変化をみるため、北緯 10~55 度、東経 110~165 度という広い範囲で解析を行い地図上にプロットした。

さらに Panet et al. (2018)では、作成した日本周辺地域から、地震前に重力勾配が大きく変化している 6 点(図 5 の赤い星) で重力勾配時系列を解析している(図 6)。本研究でも、それら 6 点で重力勾配の時系列を三種類の方法で作成した。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 7)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 8)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 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。そして最後に、2011 年東北沖地震発生前までの GRACE データのみを用いて作成した重力勾配の時系列(図 9)である。

しかし Panet et al. (2018)では 6 つの座標のすべてで地震前に重力勾配の変化が明瞭に表れているのに対し、同じ座標において本研究で作成したグラフで地震前から重力勾配の変化が始まっているといえるのは図 8・図 9 の北緯 44 度・東経 142 度と北緯 42 度・東経 142 度の二点のみである。他の四点では地震前の重力勾配に有意な変化は見られなかった。

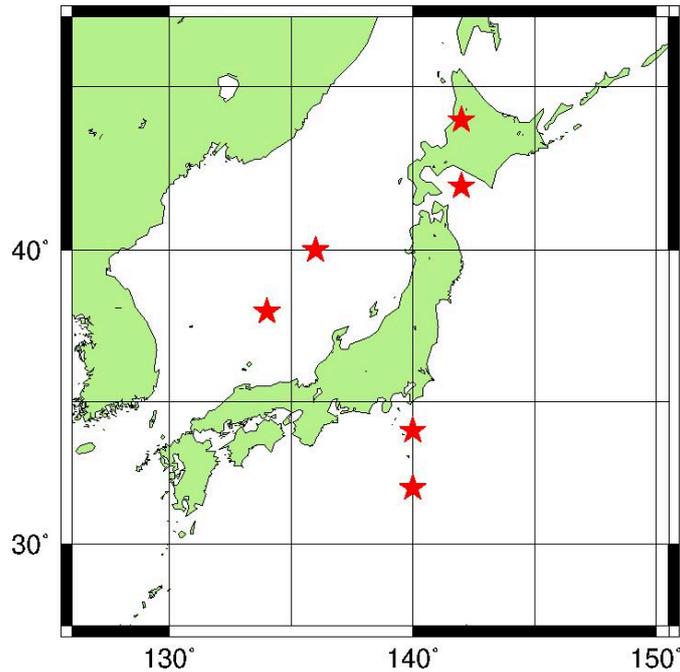


図 5 Panet et al. (2018)で重力勾配の時系列が作成された地点

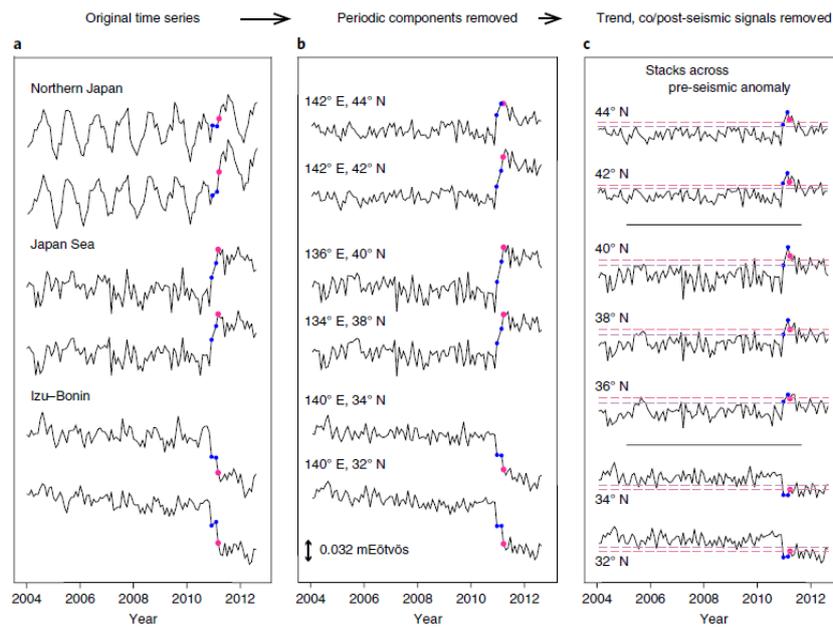


Fig. 2 | Time series of the gravity signals at different stages of their analysis. **a**, Original time series for the 1,400 km scale, A_z , $\varphi\varphi$ gravity gradients (GRACE de-aliasing ocean model restored in the oceanic areas; Supplementary Sections 1 and 4.1). **b**, Time series at the same points, after removing the annual, semi-annual and 161-day cycles. **c**, Time series averaged across the pre-seismic anomaly, for each latitude in the three considered areas, after removing the periodic components, the long-term trend, co-seismic and post-seismic signals. 90th and 97.5th percentiles of the August 2002–May 2010 distribution: violet and pink dashed lines. Blue dots: December 2010 and February 2011 values; pink dots: March 2011 value.

図 6 日本周辺の 6 点における重力勾配の時系列(Panet et al., 2018 の Fig.2)。左に示す生の時系列から季節変化を取り除いたものが真ん中の時系列、さらに同じ緯度の数点をスタックしたのが右の時系列である。

Original time series

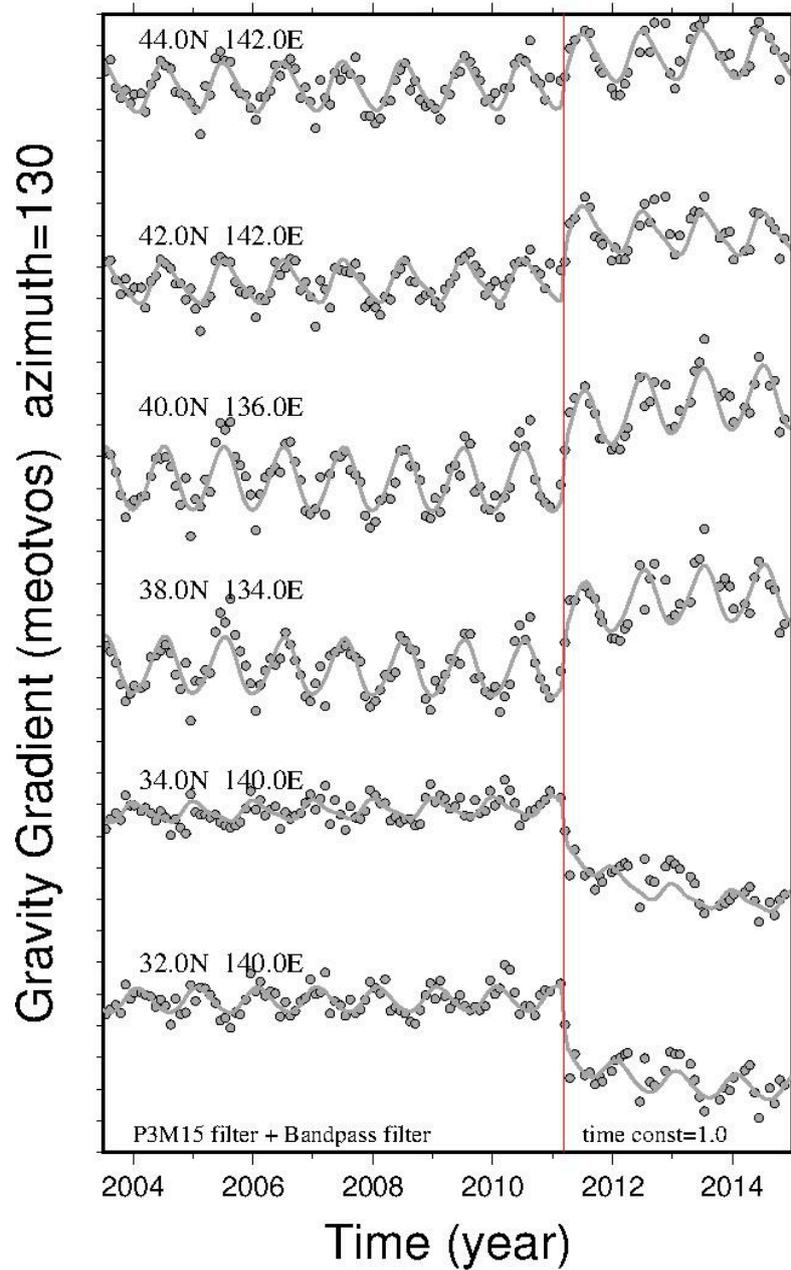


図7 Panet et al. (2018)と同じバンドパスフィルターを施して作成した、季節変化成分を取り除く前の重力勾配の時系列。重力勾配の値を灰色でプロットした(赤線は東北沖地震発生時を示す)。灰色の曲線は最小二乗法により作成した重力勾配の変化のモデル曲線(季節変化と地震時・地震後の変化をモデル)。重力勾配のジャンプは2011年3月11日に起こっていると仮定した。

Periodic components removed

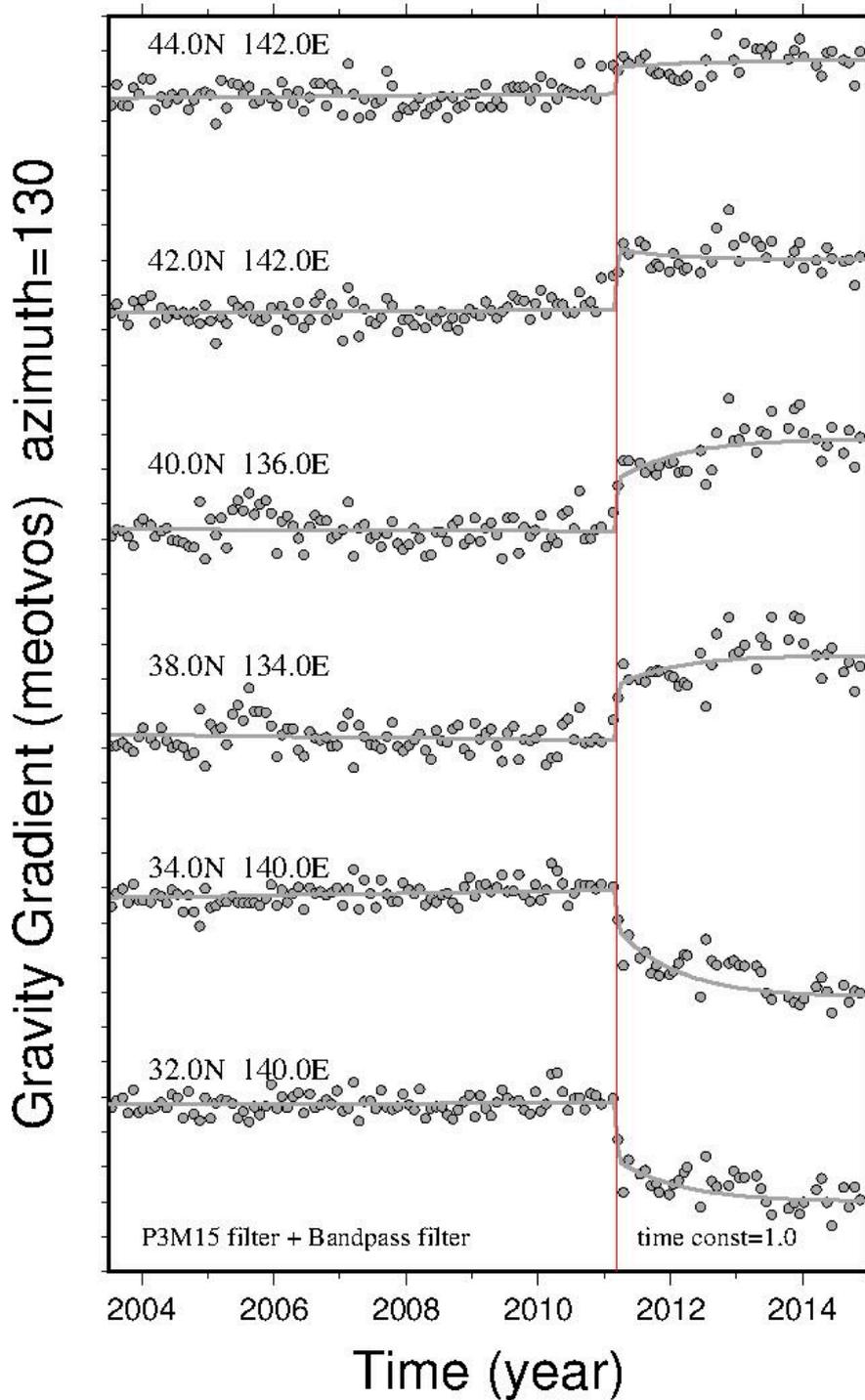


図8 図7から平均的な季節変化成分(年周+半年周成分)を取り除いた重力勾配の時系列。モデル曲線からも季節成分を取り除いてある。また、重力勾配のジャンプについては図7と同様。

Trend, co/post-seismic signals removed

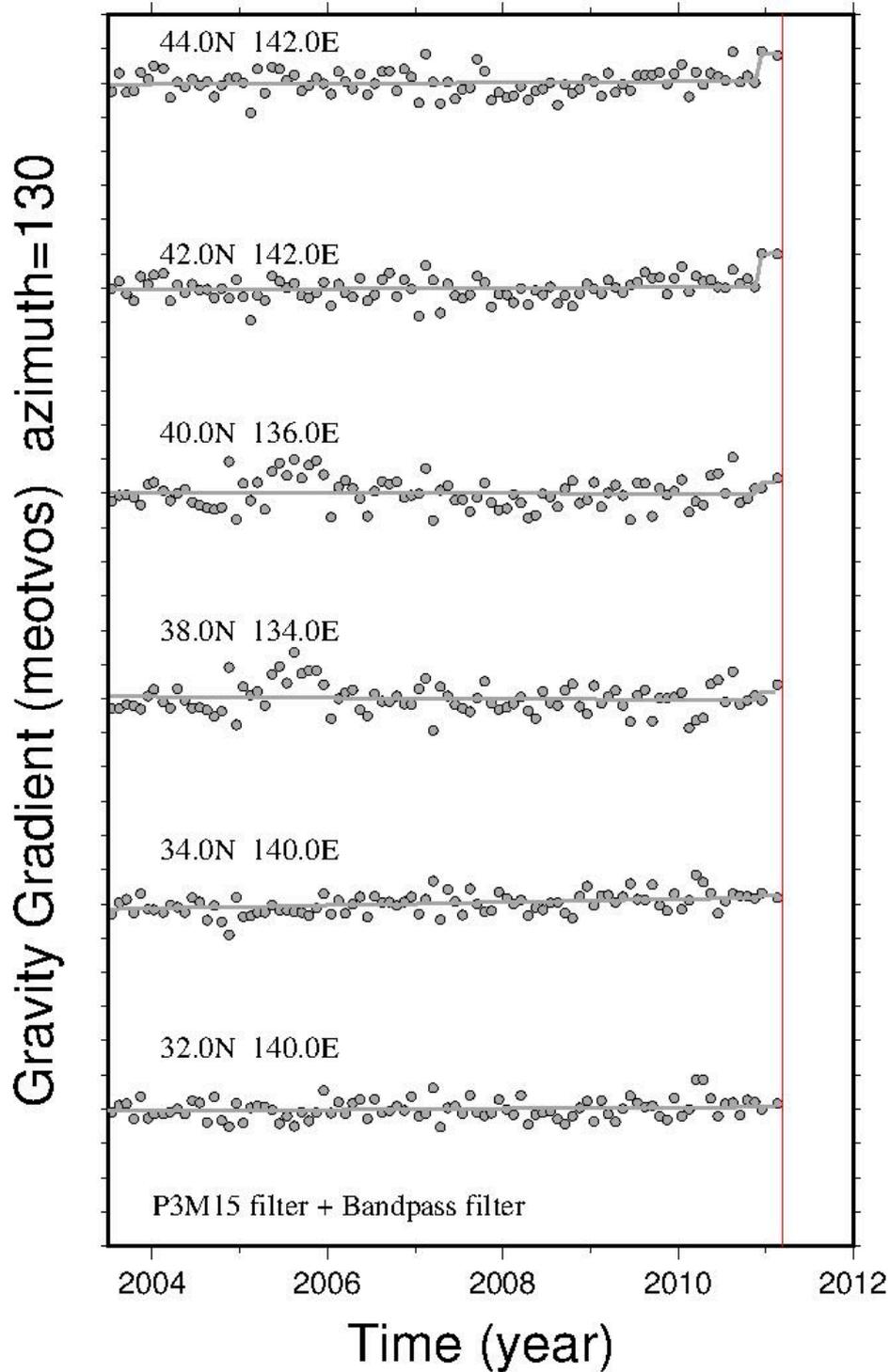


図9 図8と同じだが、2011年3月以降のデータを取り除いたもの。この時系列に対して、重力勾配のステップが2010.917年に起こっていると仮定してフィットしたモデルを灰色の線で示す。

3.2 2010年1月頃から2011年東北沖地震発生時までの重力勾配の変化

Panet et al. (2018)の Fig.1 では、2011年東北沖地震の前後における重力勾配の変化を4つの時期に分けて地図上にプロットしている(図10)。一つ目は地震発生数か月前から地震発生直前までの変化(2010年7月~2011年2月)、二つ目は地震時(2011年3月)に瞬時に起こる変化、三つめは地震発生から数か月かけて起こる短期的な地震後変化(2011年4月~2012年3月)、四つ目は地震発生から数か経過した後起こる長期的な地震後変化である(2012年4月~2014年3月)。本研究ではそれら4つのうち、地震発生前から地震発生までと地震時の重力勾配の時間変化の2つに注目して解析を行い地図上にプロットした(図11・図12)。図11は地震発生前の重力勾配のステップ状の変化の値をプロットしている。北緯42度・東経142度の地点で重力勾配の変化が始まっていると仮定する時期を少しずつずらして作成したグラフが図13である。この図13で示された重力勾配のモデル曲線のジャンプの値を、すべてのグリッド点で求めてそれらを地図上にプロットしたものが図11・図12である。

図10のaは2010年7月~2011年2月までの重力勾配の地震前の変化の分布図を表しているのだが、日本海側で日本列島の大局的な走向に沿った方位に重力勾配が増加しており、一方太平洋側には重力勾配の減少域がある。本研究で作成した図でも、Panet et al. (2018)と同様に2010年の後期から北海道から日本海にかけて重力勾配の増加が見られた(図11)。

図10のbには地震時の重力勾配の変化が表れており、この図を見ると地震時には震源の北西の地域で重力勾配が増加しており、南東部で減少しているのが見られる。そこからさらに南東の地域では重力勾配の増加が観測されている。本研究で求めた地震時の重力勾配のステップ変化も、同様に図12にプロットした。その結果、震源の北西部での重力勾配の増加及び、南東部における重力勾配の減少が確認できた。しかし、本研究で作成した図では、震源南東部の重力勾配減少域のさらに南東の地域(マリアナ諸島北端から東北に伸びる海域)における重力勾配のわずかな増加は確認できなかった。

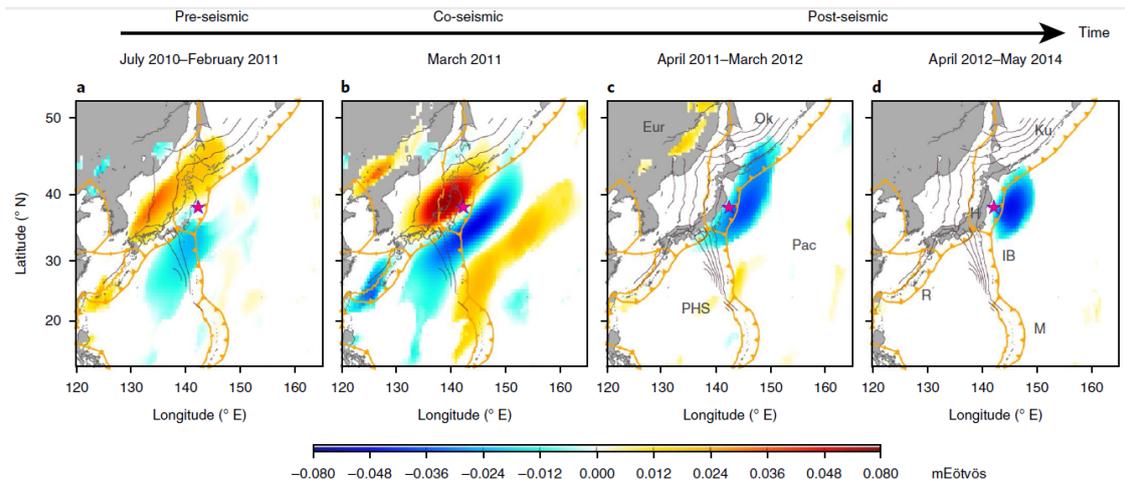
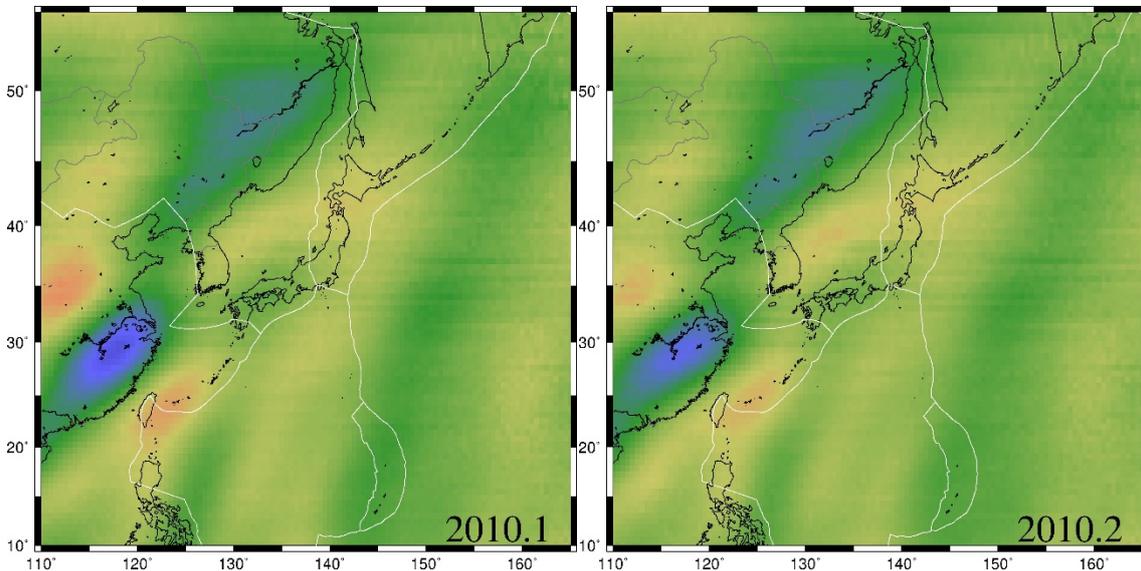
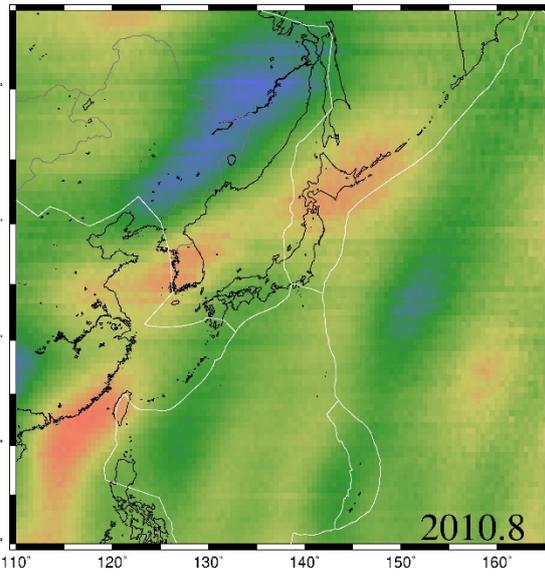
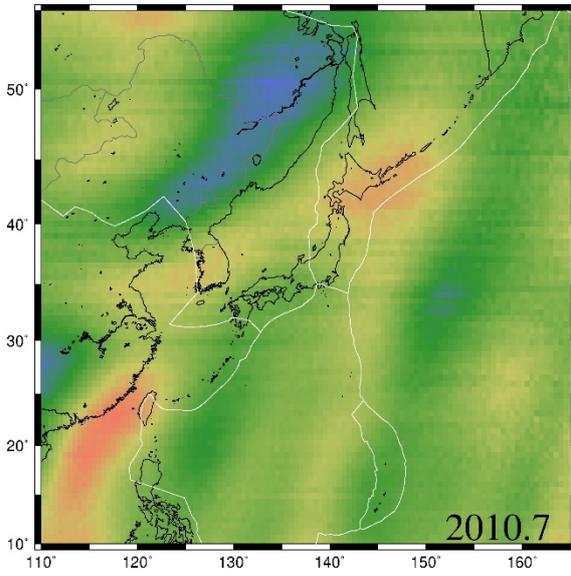
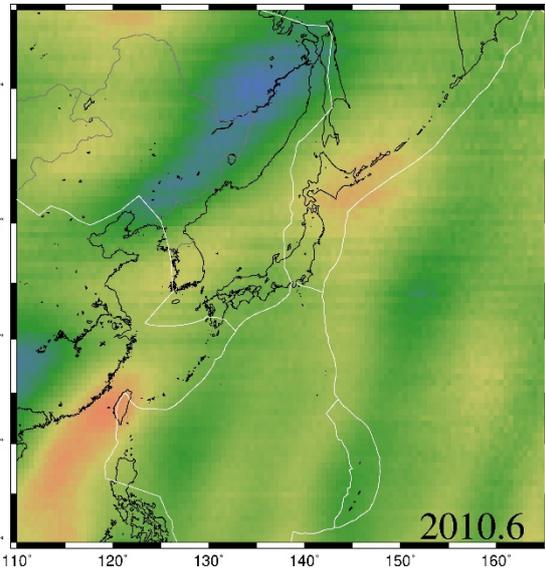
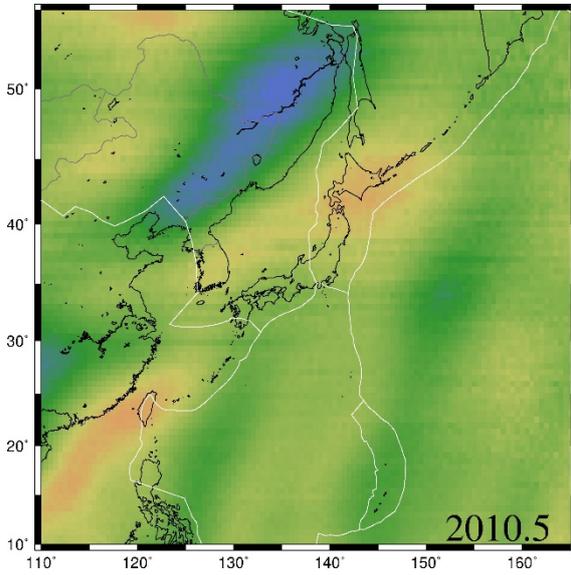
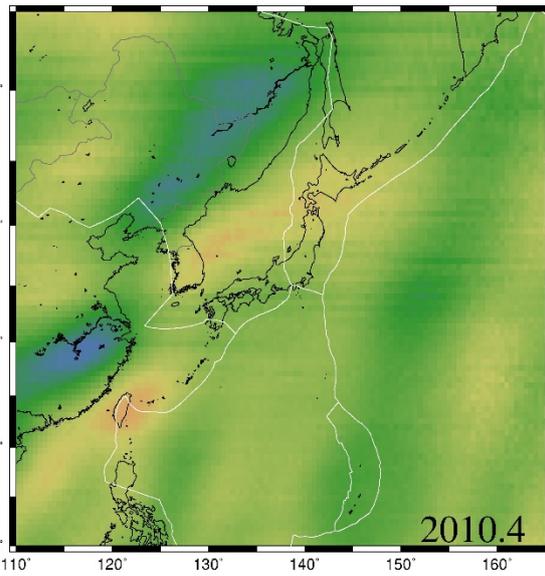
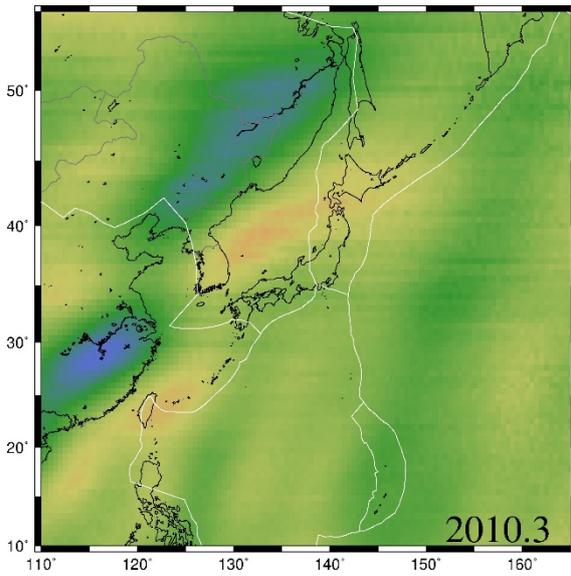


Fig. 1 | Pre-, co- and post-seismic variations of the Tohoku-Oki earthquake gravity signal. **a-d**, Time sequence of the 1,400-km-scale $\varphi\varphi$ gravity gradients in the local south-east-up spherical frame of unit vectors (e_φ, e_ψ, e_r), rotated in the direction Az_1 . They correspond to $\varphi\varphi$ gravity gradients averages for 20–55° clockwise rotations (defining the direction range Az_1) of the frame about the radial axis (Supplementary Section 2.2). Star: 11 March 2011 earthquake epicentre; orange lines: plate boundaries⁴¹; thin violet lines: Pacific slab isodepth contours⁴², every 200 km (**a,b**) or 100 km (**c,d**). Tectonic plates: Pacific (Pac), Philippine Sea (PHS), Okhotsk (Ok), Eurasian (Eur); island arcs: Kuril (Ku), Izu-Bonin (IB), Marianna (M), Ryukyu (R), Honshu (H).

図 10 Panet et al. (2018)の Fig.1 に示された、2011 年東北沖に関する重力勾配変化を、左から地震前・地震時・地震後(短期的)・地震後(長期的)の順に地図上にプロットしたもの。黄色の線はプレート境界と沈み込む方向を示す。赤い星は震源。





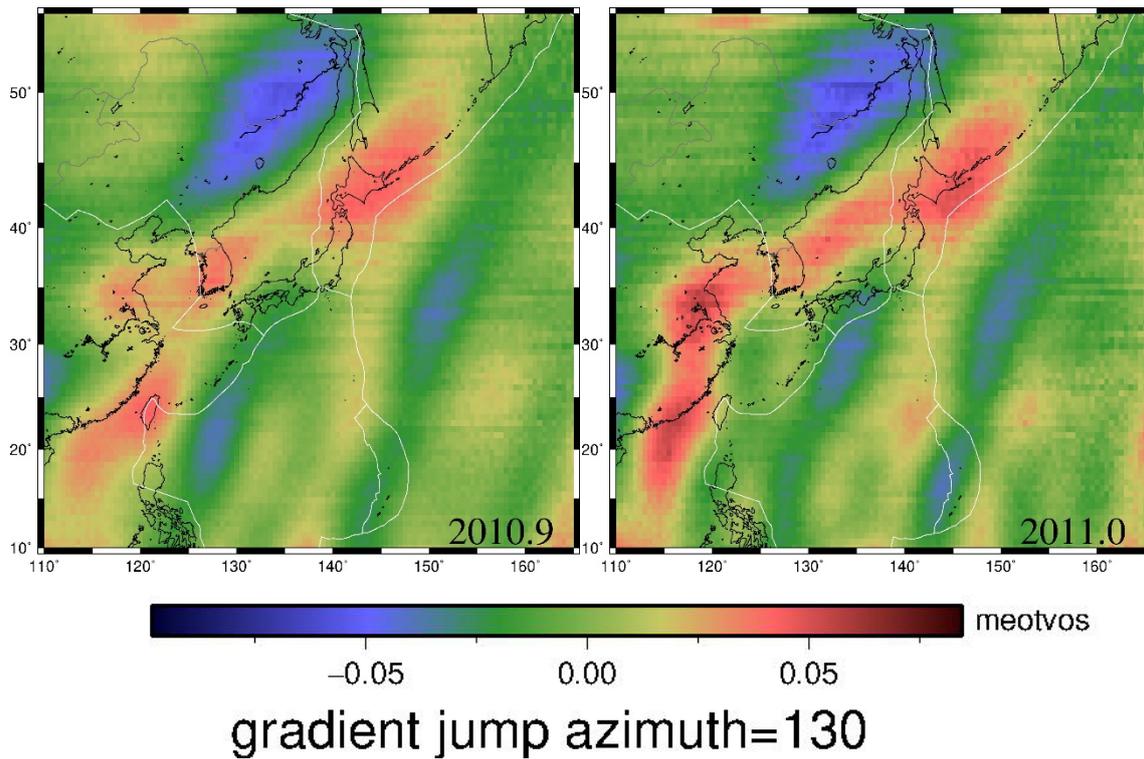


図 11 Panet et al. (2018)と同じバンドパスフィルターを用いて作成した、2011 年東北沖地震発生時までの重力勾配(北から時計回りに 130 度の方向)の時系列を用いて、右下に示す様々なエポック(year)にステップを仮定し(時系列は図 13 参照)、推定されたステップ変化の量の地理的分布を示した図。白線はプレート境界。2010.9 や 2011.0(いずれも地震発生の数カ月前)にステップを仮定した場合の推定値が最も大きいことがわかる。時系列は図13を参照のこと。

Coseismic Gravity Gradient jump

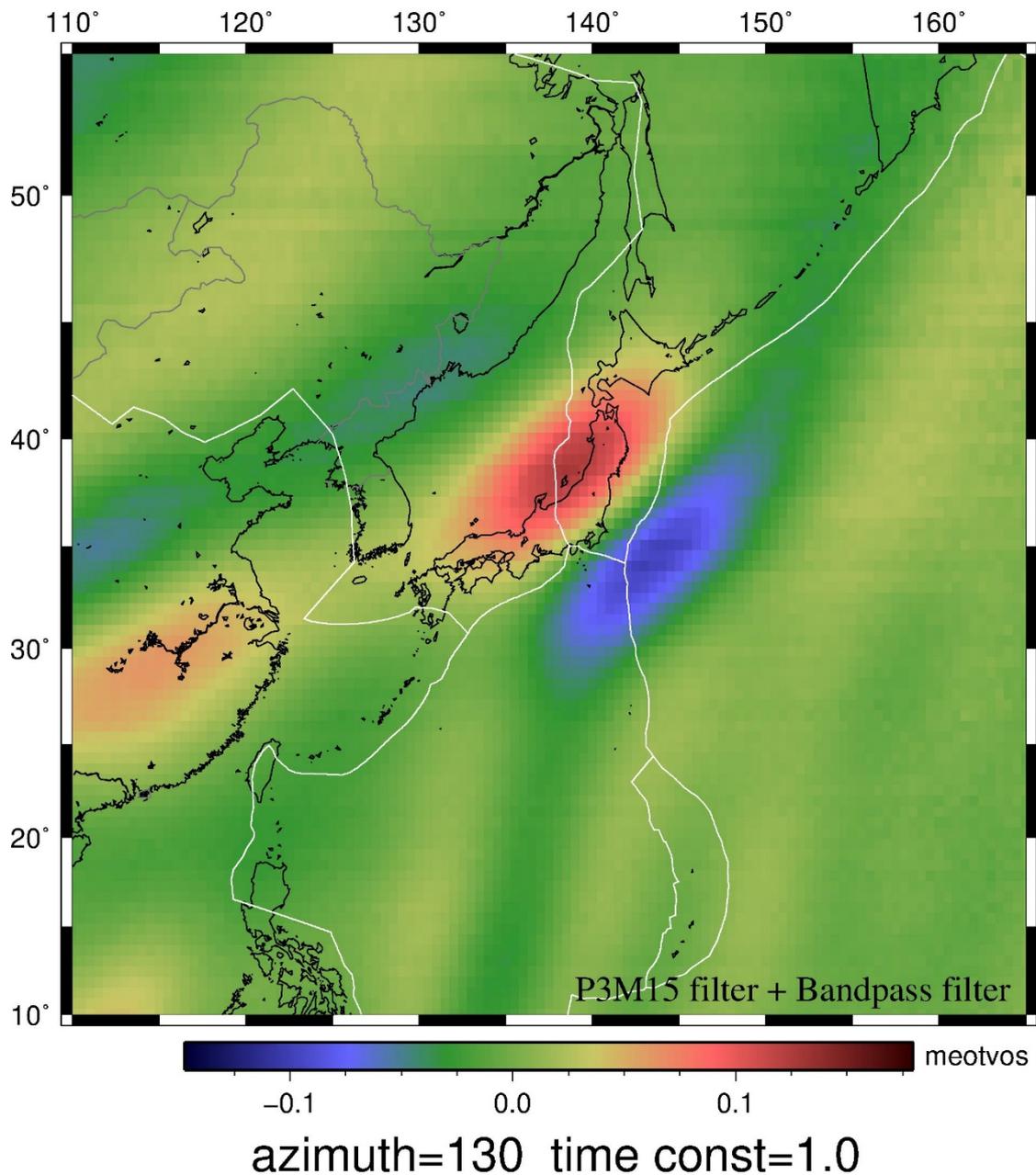


図 12 2011 年東北沖地震時(2011/3/11)の重力勾配のジャンプの地理的分布を地図上に示したものの。白線はプレート境界。重力勾配は Panet et al. (2018)と同様に 130 度の方向にとった。

Trend, co/post-seismic signals removed

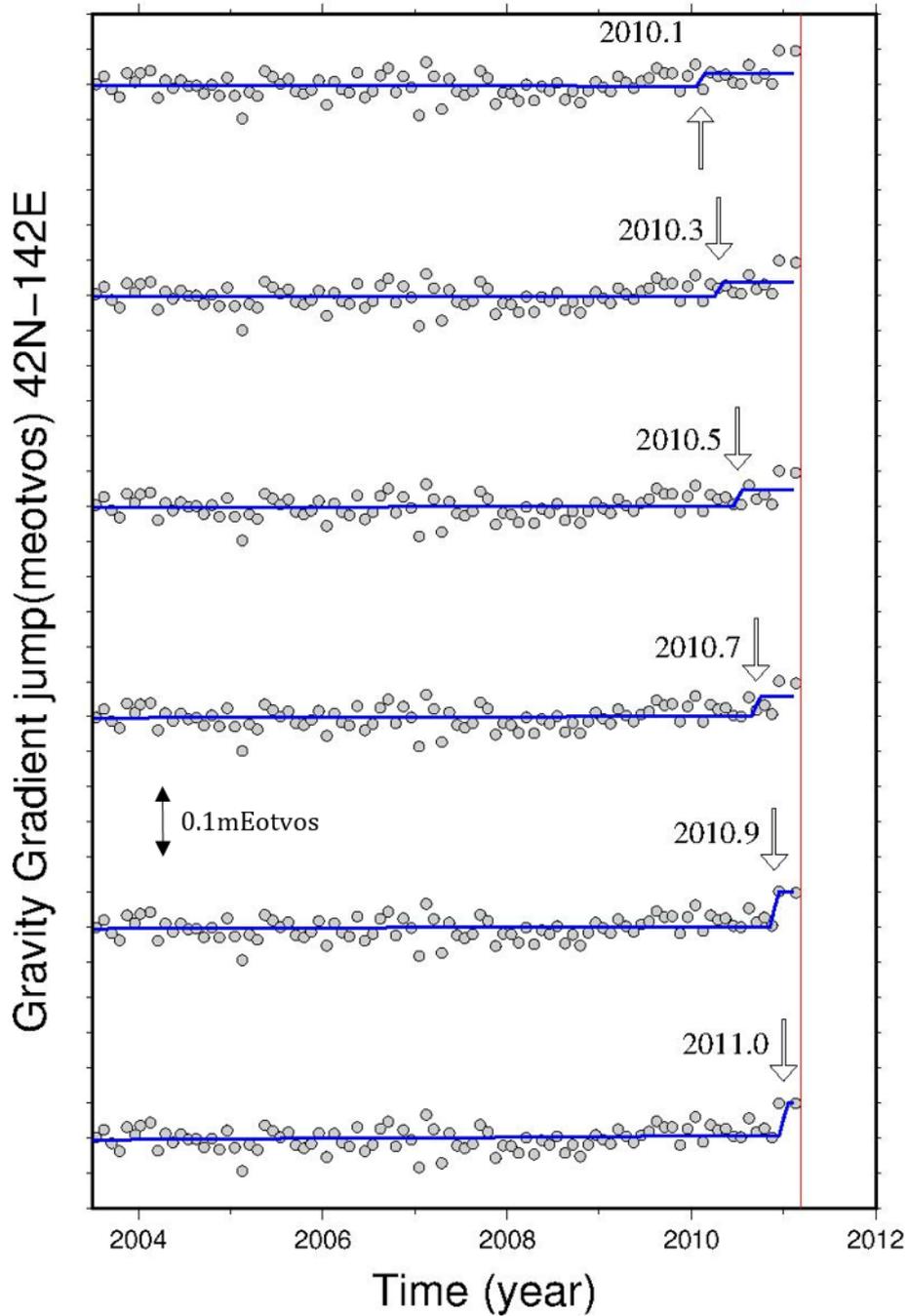


図 13 2011 年東北沖地震後のデータを除去し、地震前のデータのみを用いて作成した、北緯 42 度・東経 142 度の地点における重力勾配の時系列。地震前のある時点で重力勾配にステップが生じたと仮定し、その時間を少しずつ変えて作成。この図では最小二乗法で求めたモデル曲線を青線で表している。青線に生じているステップ量の地理的分布は図11に示している。矢印と数字は重力勾配のステップが起こっていると仮定した時間(year)を指す。

4. 考察

本研究で作成した日本周辺6つの地点における重力勾配の時間変化のグラフ(図7・8・9)のうち、周期成分を取り除いたグラフ(図8)と地震時・地震後の信号を取り除いたグラフ(図9)では北緯44度・東経142度、北緯42度・東経142度の時系列で2010年12月ごろから重力勾配の変化が始まっているように見えたが、その他の時系列では有意な重力勾配の変化が起こっているようには見えなかった。これは本研究と Panet et al. (2018)で、地震前の重力勾配の変化が起こっている地域の分布にやや異なる部分があるためであろう。季節成分を取り除く前の時系列の図では、地震に先駆けて起こっている北緯44度・東経142度と北緯42度・東経142度の重力勾配の変化は年周変化成分より小さく、それらを取り除いて初めて浮かび上がることがわかる。従って地震前に生じた重力勾配変化は、注意深く解析して初めて見いだされるものであることは確かであろう。

次に、重力勾配のジャンプが起こったと想定したエポックを2010.1年から2011.0年まで連続的に変えながらジャンプ量を推定した時系列(図11)では、2010年の上半期には日本海及び北海道付近での重力勾配の増加は見られないが、2010年後半になるにつれ、日本海付近で重力勾配のジャンプ量の増加が見られた。すなわち Panet et al. (2018)が主張する地震前の変化が生じるタイミング(2010年12月頃)は、本研究からもある程度支持される。

本研究で使用したデータは Level2 RL05 データのストークス係数をそのまま用いたものであるが、海洋や大気の補正が既に行われているため、それらを足しもどして再度解析するとやや異なる結論に達する可能性がある。また本研究では陸水モデルの補正を行っていないため、ユーラシア大陸や日本列島における陸水(雪氷や土壌水分)の質量変化をあらかじめモデルから差し引いて解析することも必要かも知れない。さらに、地震に先駆けて起こる重力勾配の変化は2011年東北沖地震でのみ報告されている現象であるため、その真偽を確かめるには他の巨大地震についても同様の現象が見られるか確認する必要がある。よって、GRACEが観測を始めたのちに発生したM9級地震の2004年スマトラ・アンドン地震(M_w 9.1)と2010年チリ地震(M_w 8.8)についても同様の解析を行い、地震に先駆けた重力勾配の変化が見られるか確かめたいと考えている。

5. 謝辞

本研究を進めるにあたり、宇宙測地学研究室及び、固体系ゼミの皆さまに多くのご指導をいただきましたことにこの場を借りてお礼申し上げます。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。日置幸介教授には本研究を行うのに必要な知識だけでなく GRACE データの入手方法や Linux を用いた解析の仕方、さらには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。心から感謝申し上げます。

げます。他にも、同研究室の先輩で博士課程三年の姫松裕志さんにはパソコンの立ち上げから Linux のインストールと設定、ほかにも解析に必要なソフトのインストールまで何かから何までしていただきました。大変感謝しております。また、同研究室の修士課程二年の佐藤諒太さんと地震学研究室の博士課程一年の松澤仁志さんには研究に関してだけでなく大学院入試の勉強など様々な面でご指導いただきました。本当にありがとうございました。

6. 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, Doi:10.1038/s41561-018-0099-3

田中優作, 日置幸介 (2016), 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 2, 第 69 巻, pp.69-85, 2017, Doi:10.4294/zisin.69.69

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, Doi:10.1029/2007GL029340, 2007

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, Doi:10.1029/2009GL039459.

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.jpn.org/web-text/part3_2014/matuo/index.html

本研究で用いた GRACE データはテキサス大学・宇宙研究センター(UTCSR)が解析し公開しているデータを使用した。

<ftp://podaac.jpl.nasa.gov/allData/grace/L2/CSR/RL06>