



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	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
Author(s)	田中, 優作; 日置, 幸介
Citation	地震. 2輯, 69(5), 69-85 https://doi.org/10.4294/zisin.69.69
Issue Date	2017-01-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/67855
Type	journal article
File Information	Zisin69 69-85.pdf



総合報告

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——

北海道大学 理学院 自然史科学専攻* 田中 優作 (JSPS Research Fellow)・日置 幸介

GRACE Seismology:

Review and Perspective of Satellite Gravimetry for Earthquake Sciences

Yusaku TANAKA (JSPS Research Fellow) and Kosuke HEKI

Dept. Natural History of Sciences, Hokkaido University

N10W1, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido, Japan

E-mail: u39_tanaka@frontier.hokudai.ac.jp

(Received October 12, 2016; Accepted October 31, 2016; published online on December 19, 2016)

The Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite system was launched in 2002, and has been playing important roles in various disciplines of earth and environmental sciences through measuring time-variable gravity field of the earth. It also offers a unique viewpoint to study earthquakes in terms of mass redistribution. We provide a review of earthquake studies with GRACE, *e.g.* basic facts of the satellite system and available data types, several kinds of non-earthquake gravity changes which may mask the earthquake-related signals. We also summarize past researches about co- and postseismic gravity changes. Two dimensional coseismic gravity changes were first observed with GRACE for the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. After that, GRACE has caught coseismic gravity changes of the 2010 Maule, the 2011 Tohoku-oki, the 2012 Indian-ocean, and the 2013 Okhotsk deep-focus earthquakes. Such coseismic gravity changes are due mainly to two factors, *i.e.*, the density changes around the fault edges, and the vertical deformations of boundaries with density contrasts such as the surface and the Moho. Short- and long-term postseismic gravity changes are considered to stem from afterslip and viscoelastic relaxation, respectively, but further studies are needed to quantitatively explain the observations.

Key words: Gravity change, Large earthquake, GRACE, Ground deformation, Density change, Afterslip, Viscous relaxation, Hydrology

§1. はじめに

地震観測の手法として広く行われているのは、地震計を用いて地表の揺れ(地震波)を観測する手法と、全球航行衛星システム(GNSS, Global Navigation Satellite System)や合成開口レーダ(SAR, Synthetic Aperture Radar)搭載衛星、伸縮計、傾斜計などを用いて地表の変形(地殻変動)を観測する手法の二つである。本稿では、これから発展を見せると考えられる第三の手法として、衛星を用いた重力とその時間変化の観測について紹介す

る。この手法は、地震を質量移動の観点から観測するものであり、地震現象を多角的に研究するために意義がある。しかし、重力観測による地震の研究は地震波や地殻変動による研究と比べ、研究者数も少なく良く知られているとは言い難い。そこで重力観測の中でも、特に巨大地震の研究に有効な衛星重力観測による地震研究に注目し、その理解のために有用な重力観測衛星 Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) の観測データを用いた研究や解析手法をいくつか紹介した上で、これまでの重力観測に基づいた地震研究の成果と現在の課題をまとめ、地震学の今後の発展に役立たせるべ

* 〒060-8120 北海道札幌市北区北10条西8丁目 北海道大学理学院自然史科学専攻

く報告する。

§2. 人工衛星 GRACE とそのデータ

重力観測は地震に伴う質量移動を観測できる手段であるが、地上に重力計を設置して観測する方法と、人工衛星を用いて地球の重力場を観測する方法がある。地上観測による重力の時間変化の観測の歴史は古く [例えば 飯田・他 (1951)]、地下の質量分布とその変化に関する知見を与えてきた。

一方、衛星重力観測は 1957 年にソビエト連邦によって打ち上げられた Sputnik 衛星に端を発する。衛星重力観測は、まず重力の空間変化の観測で大きな成果を上げた。それは、Sputnik 衛星のデータに基づいて地球の扁平率が測定されたことである (例えば Merson and King-Hele, 1958)。同時期に地球重力場の非球対称成分による衛星軌道の摂動が Kozai (1959) によって定式化された。また、人工衛星のデータに基づいた地球重力の時間変化の追跡は、1976 年に打ち上げられた LAGEOS-1 衛星によって可能になった。この衛星にはコーナークューブリフレクタ (入射した方向に光を反射する反射鏡) が設けられており、地上からレーザーパルスを発射し、衛星に反射して返ってきたパルスをつかえると、その往復時間から地上局と衛星の間の距離が求められる。この技術は衛星レーザー測距 (Satellite Laser Ranging, SLR) と呼ばれ、現在でも衛星軌道の精密決定に欠かせない技術である。衛星の軌道要素の時間変化から、地球重力が持つわずかな非球対称成分を推定することができる。また、LAGEOS-1 の高度は 5,900 km であり、一般的に SLR 衛星の高度は何千 km という大きな値を取ることが多い。SLR 衛星は後述するように GRACE 衛星が苦手とする重力の 2 次までの項に対して GRACE 衛星よりも優れた感度を持つため、GRACE 衛星に対する補助的な役割を担うことができる。しかし、その観測局は世界でも 50 局程度しかない上に地理的な偏りが大きく、また観測条件は天候に依存する。かすかで局所的な地震に伴う重力変化を SLR 観測のみに基づいて捉えることは極めて難しいのである。

その後も衛星重力観測は進歩を続けた [例えば 福田 (2000)] が、地震に伴う重力変化を十分に観測できるようになったのは、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) が共同して打ち上げた人工衛星 GRACE の登場による。尚、重力変化の観測から地震学に寄与する衛星は、ほぼ GRACE に限られるため、本稿の題名にも GRACE 地震学の語を用いた。GRACE は高度約 500 km の極軌道を、二つの衛星が進行方向に 200 km ほど離れて飛ぶ GRACE-A と GRACE-

The distance between the twin satellites (A & B) becomes

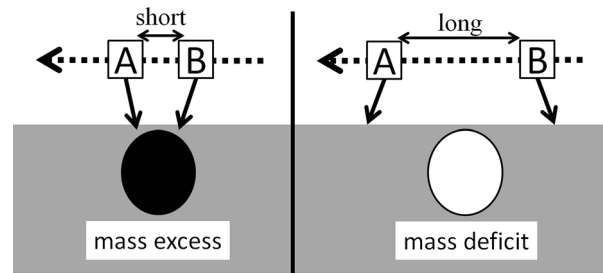


Fig. 1. The GRACE satellite system is composed of twin satellites, GRACE-A and GRACE-B. This figure shows how the inter-satellite distance change reflects the local gravity field. The gravity irregularities let the two satellites in the same orbit accelerate or decelerate with a certain time lag, and the distance between the two satellites changes in time.

B から成る双子型の衛星システムである。個々の衛星は地球重力場の不均一によって加減速を繰り返しながら飛行するが、二つの衛星で加減速の時間がずれるため、衛星間の距離がわずかに変化する (Fig. 1)。GRACE は、その衛星間距離の時空間変化をマイクロ波によって精密に計測することによって地球重力場の観測を行う。その空間分解能は、静的な地球重力場であれば 100 km 程度、月毎のデータであれば 300 km~500 km 程度、週毎のデータであれば 700 km 程度である。したがって、多くの場合、地震に起因する重力の時間変化を追跡するためには月毎のデータが使われる。また、GRACE 衛星は極軌道を通るため、極域の観測が赤道域の観測より密となり、高緯度地域ほど得られた重力モデルの精度が高い。

GRACE の Level-0 データと呼ばれる元データは、双子衛星間の測距値である。地球の重力以外にも気圧分布や海洋潮汐等によって衛星間距離は短期的に影響を受ける。Level-0 データにはそのような信号が多く含まれており、そのままでは不便であるため公開されていない。それらに二段階に分けた処理が施され、その一段階目が済んだものは Level-1A データ、二段階目まで済んだものは Level-1B データと呼ばれ、公開されている。さらに Level-1B データは、重力場を球面調和関数に展開した時の係数 (ストークス係数)、すなわち波数領域のデータに変換され、Level-2 データとして公開される。一般的に Level-2 データは一月刻みで公表され、その月の平均的な地球重力場を知ることができる。それらを時間順に並べれば、重力の時間変化を月毎の時間分解能で追うことができる。

GRACE 衛星は、その名の “C” が Climate を示すこ

とからわかるように、全球的な水の動態を監視して気候変動の研究に役立てるために打ち上げられた。その成果の一例は §3 で記述する温暖化に伴う氷河・氷床の減少を二次元的かつ定量的に捉えたことである。GRACE を用いたこのような研究の多くは、Level-2 データを出発点とする。また、水の移動に興味を持つ研究者は、Level-2 データから計算された重力分布を、それと等価な水厚変化に換算する。その際に、水の荷重による固体地球の変形に起因する二次的な重力変化を、荷重ラプ数を用いて補正する必要がある (Wahr *et al.*, 1998)。

Level-2 データを使う時には、GRACE データに含まれる様々な系統誤差やランダム誤差を低減するための様々な処理が必要である。最も波長の長い重力の非球対称成分は、地球の赤道部分のふくらみを示す C_{20} 項 (符号を反転させて J_2 項と呼ばれることが多い) である。この成分は空間波長が長く、また衛星軌道の昇交点黄経を移動させるため、GRACE のような低高度で極軌道を持つ衛星より、高高度で軌道傾斜角がより小さい LAGEOS のような衛星の SLR 観測の方が高精度に観測できる。そのため、GRACE の C_{20} は通常 SLR で得られた値に置き換えられる (Cheng and Tapley, 2004)。また、GRACE データは空間分解能が低いため、高次のストークス係数の誤差が大きい。そのため、次数に合わせて重みを下げて空間平滑化をはかる二次元のガウシアンフィルター (§4 参照) を施す (Wahr *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 2009)。さらに、極軌道であることから生じる GRACE に特有の縦縞誤差を除去するフィルターも必要である (Swenson and Wahr, 2006)。さらに C_{10} , C_{11} , S_{11} 項は地球の重心位置を反映しており、南半球と北半球間の季節の差異に伴う水移動に起因した地球の重心の移動が反映されている。しかし重力場は一般的に地球重心を原点とした座標系で表現されるため、これらの項はデータ解析の際には禁止項として除外される。

これらの処理は初学者には面倒であるので、大気の影響と後氷期回復の影響 (§3 参照) の補正と上記の各種フィルターを施し、さらに空間領域で表した重力分布をあらかじめ等価な水厚変化に換算した Level-3 データも最近では公開されている (詳細は下記 GRACE Tellus のページを参照のこと)。Level-1B, Level-2 データは <http://podaac.jpl.nasa.gov/> や <http://isdc.gfz-potsdam.de/> から、Level-3 データは GRACE Tellus (<http://grace.jpl.nasa.gov/data/>) やコロラド大学の HP (<http://geoid.colorado.edu/grace/>) からダウンロードできる。また球関数の計算プログラムは測地学会の HP (<http://www.geod.jp.org/contents/book/program.html>) から取得できる。

尚 GRACE データの処理は、公式な解析センターである NASA のジェット推進研究所 (JPL)、テキサス大学宇宙研究センター (UT CSR)、ドイツ地球物理研究センター (GFZ) の三か所で独自に行われており、どのデータもダウンロードすることができる。また非公式な解析センターであるが、<http://grgs.obs-mip.fr/grace> からフランス国立宇宙研究センター (Le Centre national d'études spatiales, CNES) の研究グループ (Groupe de Recherche de Geodesie Spatiale, GRGS) が処理した Level-2 データを得ることができ、CNES/GRGS が作成した Level-3 データは <http://www.thegraceplotter.com> で閲覧することができる。更にドイツのボン大学が算出した解が、ftp://skylab.itg.uni-bonn.de/data_and_models/ITG-Grace 2010 から得ることができる。その他にも複数の研究機関が算出した GRACE の重力場の解が <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/> で入手可能である。

GRACE のデータには更に、空間的な重力分布が地球表面の質量の集中に起因するという仮定の上で、その質量分布を求めたマスコン解 (マスコンは mass concentration の略) が存在する (Chao, 2016)。しかしこれは地下深部の質量移動を含めて議論する重力観測に基づいた地震研究には不向きであり、ここではこれ以上の取り扱いは避ける。

さて、先述した SLR と GRACE の空間分解能の差は、重力場を球関数に展開する際の式を使って以下のように理解できる。重力場は、球関数を用いて以下の式で与えられる [例えば Wang *et al.* (2012a)]。

$$\begin{aligned} \text{Gravity}(\theta, \phi) = & -\frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^N (n+1) \left(\frac{R}{R+h} \right)^{n+2} \\ & \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\phi + S_{nm} \sin m\phi) P_{nm}(\cos \theta) \end{aligned}$$

ここで ϕ は経度、 θ は余緯度、 G は万有引力定数、 R は地球の平均半径、 h は球体地球の表面を基準にした高度、 n は次数、 m は位数、 C_{nm} , S_{nm} はストークス係数、 P_{nm} はルジャンドル陪関数である。衛星高度に伝わる重力のシグナルは、衛星高度を h として考えれば良い。 $R=6,370\text{ km}$ 程度に対し、代表的な SLR 衛星の h は $6,000\text{ km}$ 程度、一方 GRACE の h は 500 km 程度である。衛星高度が高いほど、短波長の (すなわち n が大きい) 信号は急速に減衰していく。従って、 n が大きな短波長成分に対して、低高度の GRACE は SLR より高い感度を持つのである。

この GRACE データを使うことにより、それまで SLR 衛星では不可能だった地震に伴う重力変化が二次元的に追跡できるようになり、現在までに地震時や地震後の重

力変化に注目した研究結果が報告されている。先述の通り本来 GRACE 衛星は水の移動監視を主な目的として打ち上げられたものであり、2002 年の打ち上げ時には地震の研究に本格的に応用される事は想定されていなかった。しかし、打ち上げ二年後から 2004 年スマトラ-アンダマン地震 (M_w 9.2), 2010 年マウレ地震 (M_w 8.8), 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0), 2012 年インド洋 (スマトラ島沖) 地震 (M_w 8.6) などの大地震が続発し、その地震に伴う質量移動を重力変化として捉えることができた。GRACE は既に老朽化しており、2017 年にはその後継機 GRACE-FO (FO は Follow On) が打ち上げられる予定である。GRACE-FO は軌道や重力の測定方法が基本的に GRACE と同じであるため、性能の劇的な向上は期待できない。それでも衛星間距離を測定する精度が向上する上に、衛星間距離の時間変化データから重力場モデルを求める際に用いられる大気や海洋潮汐のモデルの改良は現在も進められているため、現在より詳細な研究が可能になるだろう。

以降、地震に伴う重力変化の理論と、地上重力観測によって捉えられた地震に伴う重力変化の報告を踏まえつつ、GRACE の衛星重力観測によって捉えられた地震に伴う重力変化についてこれまでの成果を概観する。

§ 3. GRACE 衛星データに含まれる多様なシグナル

GRACE 衛星のデータを利用すれば、使用するフィルターにもよるものの、一般的に地球重力の変化を 1 マイクロガル (μGal) 程度の精度まで検出することができる。ただし、1 Gal とは 1 cm 毎秒毎秒で、地震学では加速度の単位として慣例的に多く使われている。また地表重力が約 980 cm 毎秒毎秒であるため、1 μGal は地表重力の十億分の一程度という、非常に微小な単位である。GRACE 衛星がこれほど微小な重力を測定できるため、その成果は地球物理学の多分野にわたって活発に利用されている。これは、GRACE 衛星のデータには地震以外の地球物理学的な信号が多く含まれているということを意味する。そこで、地震以外の分野での GRACE 衛星の代表的な成果から、後述の地震に関連する部分の理解に有意義なものを紹介する。GRACE 衛星の多様な成果の詳細は、宗包 (2013) の総合報告や、日本測地学会がウェブで公開している「測地学テキスト」(日本測地学会編, 2014, <http://www.geod.jpn.org/web-text/>) の「GRACE がもたらしたもの」を参照されたい。

ここで紹介するのは、(1) 重力の季節変化の主要因である降水による土壌水分量の変化 (*e.g.* Tapley *et al.*, 2004), (2) 人為的なくみ上げによる地下水の枯渇 (*e.g.* Rodell *et al.*, 2009), (3) 温暖化等に原因をもつ長期的な氷

床や氷河の融解 (*e.g.* Jacob *et al.*, 2012), (4) 後氷期回復に関するもの (*e.g.* Tamisiea *et al.*, 2007) の四つである。

陸域に限定すると、土壌水分量の変化が大きく寄与する GRACE のデータは、GNSS の測位データと比べ、季節変化を中心とする短期的な変動が大きい。こういった変化を追跡することで、全球的な水収支を追跡することができる。この変化は陸域でも熱帯モンスーン気候や亜寒帯湿潤気候の地域で大きく、砂漠気候の地域や降水の拡散が速い海域で小さい。

温暖化に伴うと考えられる氷床や氷河の融解の信号はグリーンランドや西南極、アラスカ、パタゴニア、アジア高山域で顕著で、GRACE データから毎年の氷の融解量を推定できる (松尾・日置, 2014)。しかし GRACE の空間分解能が低いため、アジア高山域の山岳氷河の融解量を推定する際に、氷の融解による重力減少とインド西北平野部における地下水枯渇による重力減少 (Rodell *et al.*, 2009) との分離が難しい。また融解で生じた水は海に流れ込み、わずかではあるが世界中の海域で一様な重力の増加をもたらす。

後氷期回復とは、氷期に高緯度地域を覆っていた氷床が融解した結果、その加重で沈降していた地殻が長い時間を掛けて回復 (隆起) する現象である。隆起に伴って周辺域からマントル物質がゆっくりと流れ込むため、重力変化は経年的な増大として捉えられる。この現象はカナダ北東部やスカンジナビア半島で、最大で年間 1 cm 程度の継続的な隆起として GNSS でも観測される (Milne *et al.*, 2001)。

このように GRACE のデータの中には、陸水の季節変化や、気候変動の短期的な結果として現れる氷の融解や、長期的な結果である後氷期回復などの様々な信号が含まれている。特に陸水は陸域で大きな信号強度を持ち、様々な気候変動による降水量の年々変動を反映して季節変化の振幅も不規則に変化する。これらは地球科学的また環境科学的に重要であるものの、地震に伴う重力変化を研究する GRACE 地震学には誤差をもたらす。従って、これらの寄与を適切に除去するために、その動態をある程度深く理解しておく必要がある。

§ 4. GRACE データに含まれる誤差とその低減法

GRACE のデータに含まれる誤差 (ノイズ) で重要なのは二種類ある。第一のものは衛星高度から来る空間分解能の限界 (300 km 前後) に由来する、短波長成分 (高次の成分) で大きくなるランダムな誤差である。第二のものは、GRACE が計測するデータが重力値そのものではなく、極軌道を飛ぶ GRACE 衛星間の測距値であることからくる縦縞誤差である。

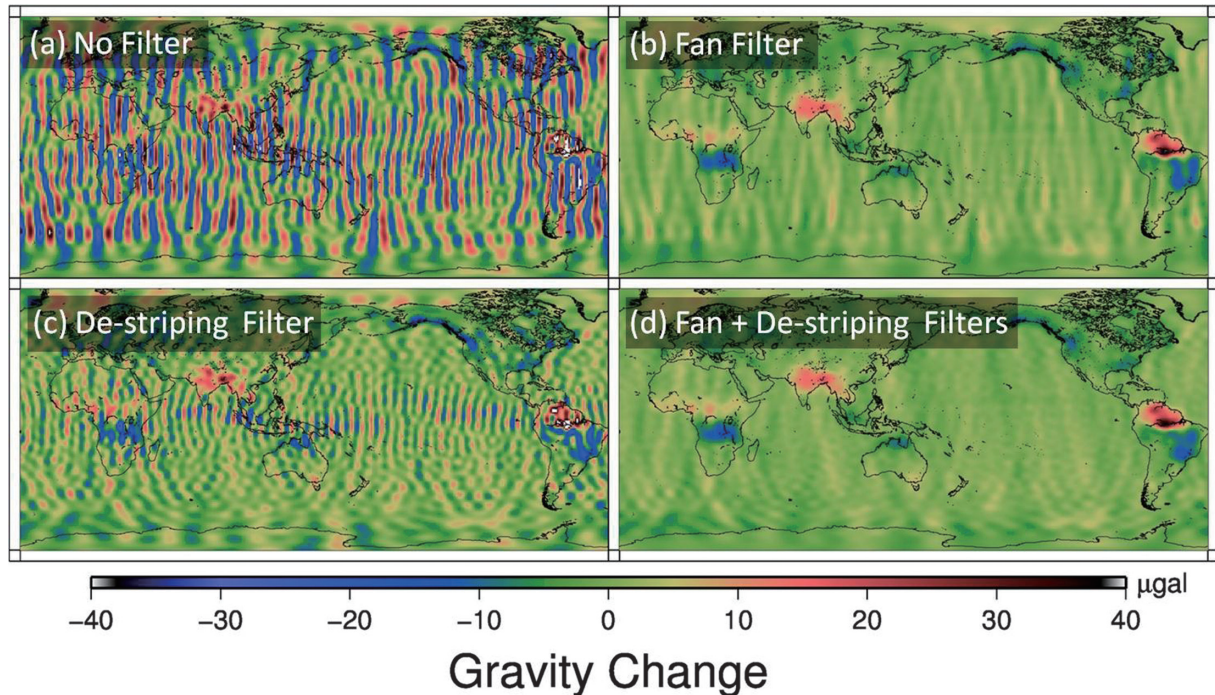


Fig. 2. The demonstration of the two filters widely used in the GRACE data processing. Here we compare the gravity fields between August 2015 and February 2016. The four panels show: (a) no filters, (b) only the fan filter (anisotropic Gaussian filter, averaging radius is 250 km) (Zhang *et al.*, 2009), (c) only the de-stripping filter (cubic function is fitted on degrees and orders of 15 and more), (d) both the fan filter and the de-stripping filter. We used the Release 5 Level-2 GRACE data from CSR with degrees and orders complete to 60.

GRACE 衛星は、ほぼ極軌道を飛行しながら衛星間測距を行なって重力を観測している。すなわち GRACE 衛星は、重力の南北方向の空間変化を連続的に観測している。このため、重力の空間変化の南北成分には系統誤差が入り込む余地が少ない。一方、GRACE 衛星の軌道と直交する東西方向の空間変化は、ある地点での GRACE 衛星の測距データと、GRACE 衛星が地球を南北方向に一周して同一の緯度に再帰した際の測距データから求められる。すなわち東西方向の空間変化は軌道も時間も異なる測距データに基づいて求められることになる。このため、重力の空間変化の東西成分には系統誤差が出やすい。その結果、ある異なる時期の重力推定値の差分を取り、それを地図上にプロットすると強い縦縞（南北に走る筋状の模様）が現れる (Fig. 2 a)。この二つの誤差を低減する方法はこれまでに多く考案されている（宗包, 2013）が、ここでは地震の信号を抽出する際に行われる代表的な処理を紹介するにとどめる。

第一の誤差である短波長成分に大きく含まれるランダム誤差は、二次元のガウシアンフィルターを用いた空間平滑化によって低減できる。ただし実際には波数領域のデータについて、短波長成分を人為的に小さくしてそれ

らの重みを下げることによって行われる (Wahr *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 2009)。第二の誤差である縦縞誤差は、主に二つの方法で解決されている。一つ目は縦縞除去フィルターを使用する方法で、二つ目は重力の南北成分（鉛直線偏差の南北成分に相当）に注目してデータを解析する方法である。

一つ目の縦縞除去フィルターは、波数領域で見た縦縞ノイズが、同じ位数を持つストークス係数の値が偶数の次数と奇数の次数の間の系統的なずれとして現れることに着目したものである (Swenson and Wahr, 2006)。GRACE の Level-2 データ（球面調和関数の係数）の同じ位数のストークス係数を次数の順番に並べ、次数が偶数の係数と奇数の係数に分け、その各々に対して次数に関する多項式を最小二乗法で当てはめ、元々の係数を多項式からの残差に置き換えてしまうのである。ただし GRACE が十分に感度を持つ低次成分にはそのような誤差が少ないため、このフィルターもある値（15 次程度にとることが多い）より高い位数のストークス係数のみに施す。縦縞除去フィルターと、先述の平滑化を組み合わせることで GRACE データに含まれる二種類の誤差はかなり軽減される (Fig. 2)。その一方で、フィルターの

使用は誤差と同時に信号をも弱めてしまうことに注意を払わなければならない。

重力の南北成分に注目する方法は、縦縞除去フィルターを使用せずに縦縞誤差の問題を避ける方法である。南北成分は GRACE の軌道に沿った方向の成分であり縦縞誤差の影響を受けにくい。したがって、縦縞除去フィルターを使用する必要が無く、信号を弱めずに済むという大きな利点がある。

さらに、ガウシアンフィルターや縦縞除去フィルターを使用せずに重力の上下成分に注目して解析する手法として、本来ストークス係数によって全球的に与えられている GRACE のデータから、数学的な処理によって特定の狭い領域の変化を取り出して解析する方法がある (e.g. Longuevergne *et al.*, 2010)。地震時重力変化の信号を検出する場合に良く用いられる関数がスレピアン関数 (球面上のデータに対する空間成分のウェーブレット解析で用いられる関数群) (Simons *et al.*, 2006) であり、震源域周辺の重力場をこれらの関数で展開することによって、局所的な変化成分を効率的に取り出すことができる (e.g. Han *et al.*, 2013; 2015)。これは地震時重力変化を、単純な空間パターンから成るいくつかの基底関数に分解し、その成分を抽出することに相当する。この手法を採用した研究には、地震学以外の分野でも、たとえばグリーンランドやアラスカ、カナダ、南極の水床変動シグナルを捉え、その変動量を見積もった例が上げられる (Harig and Simons, 2012; 2015)。そして特に地震研究では、GRACE で捉えられる地震時重力変化の比較的長波長の成分は空間パターンが単純なので、この方法はその検出に適している。

また、GRACE のノイズが短波長成分にランダムに現れることに着目し、その誤差の分散行列を用いてノイズを消去する確率論的なフィルターも提案されている (Wang *et al.*, 2016)。このフィルターは統計学的な原理に基づいており、この手法が近年以降における GRACE のデータ解析の主要な方法の一つになるだろう。

このように、短波長のランダム誤差と GRACE 特有の縦縞誤差が低減すべき誤差であるが、地震の信号を抽出する際には、更に §3 で述べた多様な地球物理学的信号が環境誤差となる。特に GRACE 衛星の本来の対象である陸水の寄与を考慮しなければならない。その補正は、たとえば観測データに基づいて作成された全球的な陸水分布モデルである Global Land Data Assimilation System (GLDAS) (Rodell *et al.*, 2004) などを用いて行う場合もある。陸水モデルには他にも Water-Global Assessment Prognosis (WaterGAP) (Döll *et al.*, 1999; Ausder Beek *et al.*, 2011) などがある。しかし、いずれも降

水量等の気象観測データに基づいているため観測点が少ない所では誤差が大きい。そのような場合、かえって誤差を強めてしまう可能性もあり、使用に際しては注意が必要である。

§ 5. 地震に伴う重力変化のメカニズム

5.1 地震時の急激な重力変化

断層運動に伴って地震時に重力が急激に変化することは古くから知られている (e.g. Matsuzawa, 1964)。地表で重力を観測する場合は、地殻上下変動によって重力計の上下位置が地震前後で変わることによって、重力がみかけの変化を示す事があるが、ここでは同じ空間座標の点における重力の変化を論じる。地震に伴う重力変化の主な原因は二つあり、断層運動に伴う密度の不連続面 (地表・モホ面等) の隆起・沈降と、断層運動に伴う地下の岩石の圧縮・膨張である。矩形断層の食い違いがもたらす重力変化を計算するモデルは、半無限弾性体を仮定したものが Okubo (1992) によって求められ、その後 Sun *et al.* (2009) によって球対称な層構造を持った現実的な地球におけるモデルに拡張された。これらのモデルは計算機プログラムとしても入手可能である。ちなみに巨大地震でも重力変化は数 μGal から数十 μGal である。

隆起・沈降と圧縮・膨張という二つの要因に加えて、海底で発生する地震では、海底の地殻上下変動に伴う海水の移動が二次的な重力変化をもたらす。これは Okubo (1992) や Sun *et al.* (2009) のプログラムでも考慮されていないため、計算結果に海水移動の補正を加える必要がある (Broerse *et al.*, 2014)。詳細は §6 に譲るが、現在までに GRACE 衛星で観測された様々な巨大地震に伴う地震時重力変化は、このような弾性変形に基づくモデルで説明できることが分かっている。

5.2 地震後の長期的な重力変化

地震に伴う重力変化は、地震時の断層運動に起因するステップ状の変化に加えて地震後にゆっくり起こる成分もある。これは GNSS 等で計測される地殻変動に、地震時の不連続変化だけでなく地震後のゆっくりした変動が見られるのと同じである。地震後の重力変化の要因も地殻変動と似ており、余効すべり (アフタースリップ)・間隙弾性反発 (間隙水の拡散)・マンツルの粘性緩和という物理過程が提唱されている。特に GRACE で重力変化が観測されるような大地震に関して、地震後に十年以上にも渡って進行する長期的な重力変化の主要因であると考えられているのはマンツルの粘弾性緩和である (観測報告の詳細は §7)。粘弾性緩和の球体地球モデルを用いた理論は、後氷期回復に関する Peltier (1974) のノーマルモード法を用いた理論を基にして、Pollitz (1992; 1997;

2003) や Tanaka Y. -Y. *et al.* (2006; 2007; 2015) が発展させてきた。特に Tanaka Y. -Y. *et al.* (2006; 2007; 2015) は、ノーマルモード法を用いた場合にマンツルの圧縮性の効果を理論の中に自然に取り込むことができなかった問題を解決し、更に有限要素法と組み合わせて岩石の自己重力と圧縮性、球体地球の成層構造をまとめて計算する方法を確立した (田中, 2013)。これらの理論は 2004 年スマトラ・アンダマン地震の地震後に進行している重力変化に対して適応され、検証されている (Pollitz *et al.*, 2006; 田中, 2013; Tanaka Y. -Y. *et al.*, 2015)。

§ 6. 地震時の重力変化とデータ解析法

6.1 地上観測の成果

地震時重力変化を検出する試みは古くから行われてきた。Barnes (1966) は 1964 年アラスカ地震 (M_w 9.2) に伴う重力変化を相対重力計で捉え、水準測量に基づく地殻上下変動の値と重力変化の値を比較している。日本でも、Tanaka Y. -Y. *et al.* (2001) が M 6.1 の地震に伴う重力変化を絶対重力計で捉えた。また、地震時重力変化を複数の観測点から捉えた最初の報告として、Imanishi *et al.* (2004) が日本各地に展開した超電導重力計で 2003 年十勝沖地震 (M_w 8.0) に伴う重力変化を検出した例が挙げられる。衛星重力計測と異なり、地表での重力計測では地殻上下変動に伴うみかけの重力変化も観測されてしまうため、GNSS 観測等を併用したそれらの補正が重要となる。最近では Zhang *et al.* (2016) が地上に設置された相対重力計と絶対重力計を用いて合計 30 箇所で 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う地震時の重力変化を捉え、地表の変位と合わせてモデル計算と比較検証した結果を報告した。

6.2 衛星観測

衛星重力計測は、上に述べた地殻上下変動による見かけの変化が入り込まないだけでなく、空間的に連続な観測が可能となるという利点を持つ。2002 年に GRACE が打ち上げられたのちに発生した超巨大地震の多くについて、地震時重力変化が面的に捉えられている。その最初の報告は Han *et al.* (2006) による、2004 年スマトラ・アンダマン地震に関するものである。

§2 で述べた通り、GRACE 衛星の本来の目的は気候変動の研究のために水の動態を質量移動として捉えることである。従って、地震に伴う重力変化を検出するためには陸水変動による重力変化が大きなノイズとなる。このことは同じ地震時変動を捉えた GNSS 局位置時系列と GRACE 重力時系列を並べてみるとよくわかる (Fig. 3)。Han *et al.* (2006) は、震源域を含む広範囲 (80°E – 110°E , 10°S – 20°N) で、地震前と地震後の同じ季節に取得さ

れた重力データの差を取ることで季節的な陸水変動の成分を取り去って、地震時の重力変化を取り出した。その値と断層運動による重力変化の計算結果を比較し、GRACE で見える地震時の重力変化には地殻上下変動より地下の密度変化がより支配的であると結論づけた。これは GRACE の観測では低次成分ほど強調されるため、長い波長をもつ密度変化由来成分が短い波長をもつ上下変動由来成分を相対的に上回ったことを意味する。

この報告は地震時重力変化を面的に観測した最初の報告として意義が大きい。しかし陸水シグナルを除去するために違う年の同じ月の重力を比べるという手法は、同じ季節変化が毎年繰り返すことを仮定していることに注意が必要である。また、2005 年 3 月に発生したニアス地震 (M_w 8.6) の寄与や、当時は知られていなかった長期的な地震後重力変化 (Ogawa and Heki, 2007) の信号も漏れ込んでいるはずである。これらの観点から、より正確な地震時の重力変化を推定する手法が必要である。現在では、Level-2 データを使って地震時重力変化を求めるために、以下に述べる方法が一般的に用いられる。

6.3 地震時重力変化の推定法

地震時重力変化の推定法は二つある。一つ目は、公開されている GRACE の月毎のストークス係数に球関数を掛けて足しあわせることによって重力値を計算し、グリッド点ごとにこれら月毎の重力値を時系列解析することによって、地震時の不連続変化の分布を明らかにする方法である。この方法では GRACE のデータに含まれるノイズの影響を直接受けるため、それらを §4 で述べたガウシアンフィルターや縦縞除去フィルターを用いてあらかじめ除去する必要がある。ノイズを低減した、グリッド点における重力 G の時系列に、最小二乗法で (1) の関数であてはめる。

$$G = a + bt + c \sin(2\pi t + \theta_1) + d \sin(4\pi t + \theta_2) + H(t - t_{eq}) \times f(t) \quad (1)$$

ただし $a, b, c, d, \theta_1, \theta_2$ は定数、 $H(t - t_{eq})$ はヘビサイドの階段関数である。 $f(t)$ は地震時と地震後のみに当てはめる任意の関数であり、定数とすると地震時のステップ状の変化が推定できる。この方法は GRACE による重力時系列を素直に解析するものであり、幅広く応用できる。グリッド点毎に行った時系列解析の結果を地図上にプロットすれば、地震時重力変化を面的に表示できる。

大きな地震前後の重力時系列として、2004 年スマトラ・アンダマン地震、観測史上最大の横ずれ地震である 2012 年インド洋地震、そして 2011 年東北地方太平洋沖地震の三つの巨大地震の例を Fig. 4 に示す。ここで $f(t)$ は地震時変化を表すステップと地震後のゆっくりした変化を表す指数関数の和とした。2004 年スマトラ・アンダマン

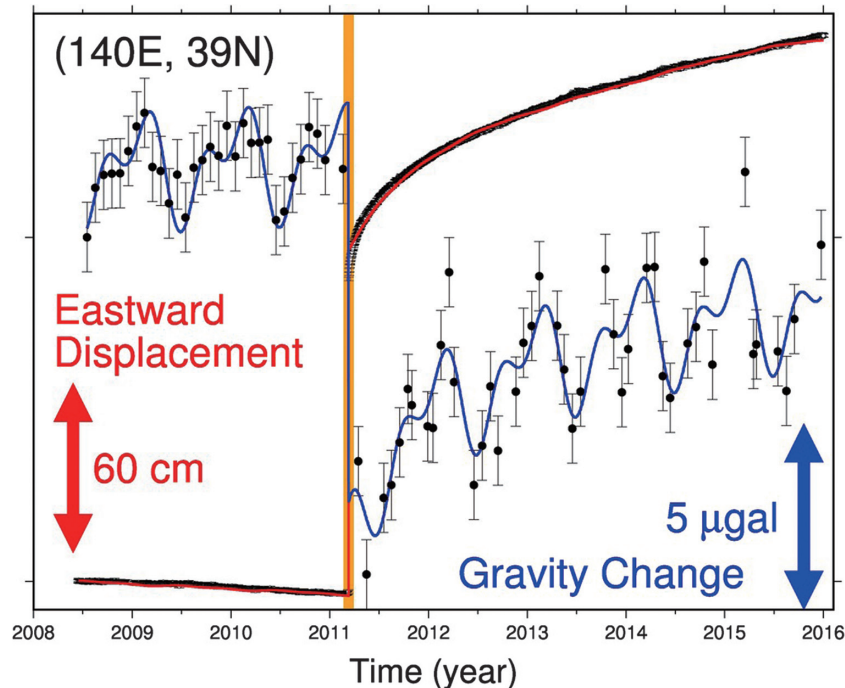


Fig. 3. Time series of the east component of the GNSS station position and the gravity change observed by GRACE at the point (140E, 39N) shown in Fig. 5c as the yellow circle. The GNSS data are from the F3 solution of the GEONET station 960555 (relative to 950462 in Kyushu). For the GRACE gravity data, both of the fan filter (averaging radius is 250 km) and the de-stripping filter (polynomials of degree 3 for coefficients of orders 15 and higher) have been applied. The vertical orange line shows the time of the occurrence of the 2011 Tohoku-oki earthquake, and the blue and red curves show the models fit to the time series of the GRACE and GNSS data, respectively. The ratio of the seasonal changes relative to coseismic steps is much larger in the GRACE data than in the GNSS data.

地震と2011年東北地方太平洋沖地震の例では、二つの異なる時定数（それぞれ0.6年と4年、及び0.2年と2年）を与えてモデル化した。2012年スマトラ沖地震の地震後変化の時定数は単一で、2年とした。

二つ目の地震時重力変化の推定法は、§4で詳しく述べたスレピアン関数を用いて、震源近傍の重力変化を何種類かの簡単なパターンの和として展開し、その係数を時系列解析する方法である。この方法は、空間パターンが単純な地震時のシグナルの抽出に特に適している。

6.4 2010年マウレ地震と2011年東北地方太平洋沖地震の地震時重力変化

2010年2月にチリ中部で起こったマウレ地震 (M_w 8.8) と2011年3月の東北地方太平洋沖地震 (M_w 9.0) の二つの地震に伴う地震時の重力変化の最初の報告は、いずれも一つ目の手法を用いて得られたものであった。Heki and Matsuo (2010) は陸水モデルの一つである GLDAS モデルを用いて GRACE データから土壌水分の変動等のノイズを除去した上で、2010年マウレ地震に伴う地震時の重力変化を抽出した。解析に使用されたデータは

2006年7月から2010年5月までのものであり、地震後のデータが地震前のデータに比べ遥かに短い。このような場合、時間分解能が一か月の GRACE データでは、解析結果が地震後の重力変化に左右されないため、Heki and Matsuo (2010) では式 (1) の $f(t)$ を定数として取り扱った（地震時変化を単純なステップと仮定することに相当）。すなわち、グリッド点ごとに見積もられた $f(t)$ は、その地点における地震時重力変化であり、その値を地図上に示すことでそれらを面的にとらえることができた。

東北地方太平洋沖地震に伴う地震時の重力変化は、同様の手法を用いて Matsuo and Heki (2011) が報告している。尚、この地震に伴う重力変化はもう一つの重力計測衛星 GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) によっても捉えられている (Fuchs *et al.*, 2013)。しかし本来 GOCE は重力の空間勾配を軌道上で計測することによって、地球の静的な重力場モデルを高精度で求める目的で打ち上げられた人工衛星であり、同じ地点の重力勾配を何度も測定する事によって高

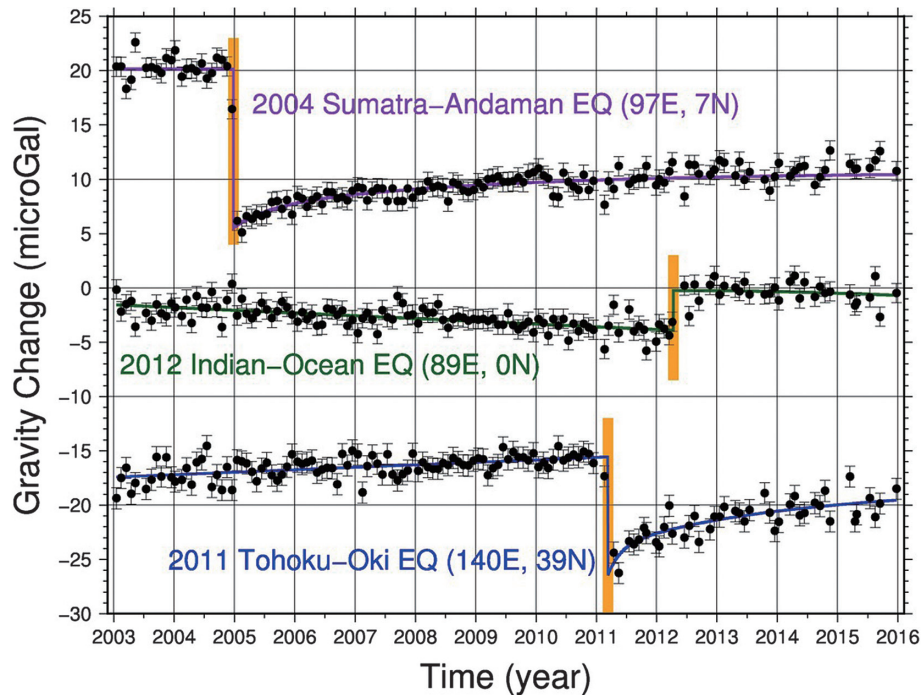


Fig. 4. The time series of the gravity changes before and after the three megathrust earthquakes, i.e., the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, the 2012 Indian-Ocean earthquake, and the 2011 Tohoku-Oki earthquake, at coordinates given after the earthquake names. The average seasonal changes have been removed. The contributions of the 2012 Indian-Ocean earthquake and the 2004 Sumatra-Andaman earthquake have also been removed from the time series at (97E, 7N) and (89E, 0N), respectively. The vertical orange lines show the occurrences of the earthquakes.

精度の観測を行うものである。このため、時間分解能を上げるためには観測回数の少ない、すなわち精度の低いデータを用いざるを得ず、地震時の重力や重力勾配の変化を観測する目的には不向きである。したがってGOCEのデータは、もし使用するとした場合、GRACEのデータに対して補助的な役割で扱うのが良いとされる(Fuchs *et al.*, 2016)。

さらにGOCEが捉えた地震の信号として、重力とは直接関係ないが興味深い事例が報告されている。GOCEは300kmを下回る低軌道を周回しており、高精度な加速度計を搭載している。その加速度計が、地震発生から30分後と55分後に、それぞれ太平洋上空と欧州上空で、大気中を伝わってきた地震波動を検出したのである(Garcia *et al.*, 2013)。人工衛星が軌道上の地震計として機能した稀有な事例である。

Heki and Matsuo (2010) 及び Matsuo and Heki (2011) では、観測された地震時重力変化と比較するために、GNSSによる地殻変動観測によって求められた断層パラメータとSun *et al.* (2009) のプログラムを用いて計算した重力変化の値を用いた。観測値と計算値は良く一致

し、地震時重力変化については既存の理論と断層モデルで観測結果が十分に説明されることが確かめられた(Fig. 5)。

他の報告例としては、Han *et al.* (2010; 2011) がそれぞれ2010年マウレ地震と2011年東北地方太平洋沖地震に伴う重力の地震時変化をLevel-1Bデータから直接検出した。またCambiotti and Sabadini (2013) は、2011年東北地方太平洋沖地震について、スレピアン関数を用いて震源周囲の重力変化をいくつかの基本パターンに分けてその成分の時系列解析を行った。またSun and Zhou (2012) は、2011年東北地方太平洋沖地震に関して、二次元のガウシアンフィルターを用いてノイズを除去し、重力の南北成分と、縦縞除去フィルターを通した後の上下成分の両方から地震時の変化を求めた。いずれの例も、解析の手法によって多少の差異があるものの、地震時の重力変化については、Heki and Matsuo (2010) と Matsuo and Heki (2011) で最初に検出されたものとあまり変わらない。

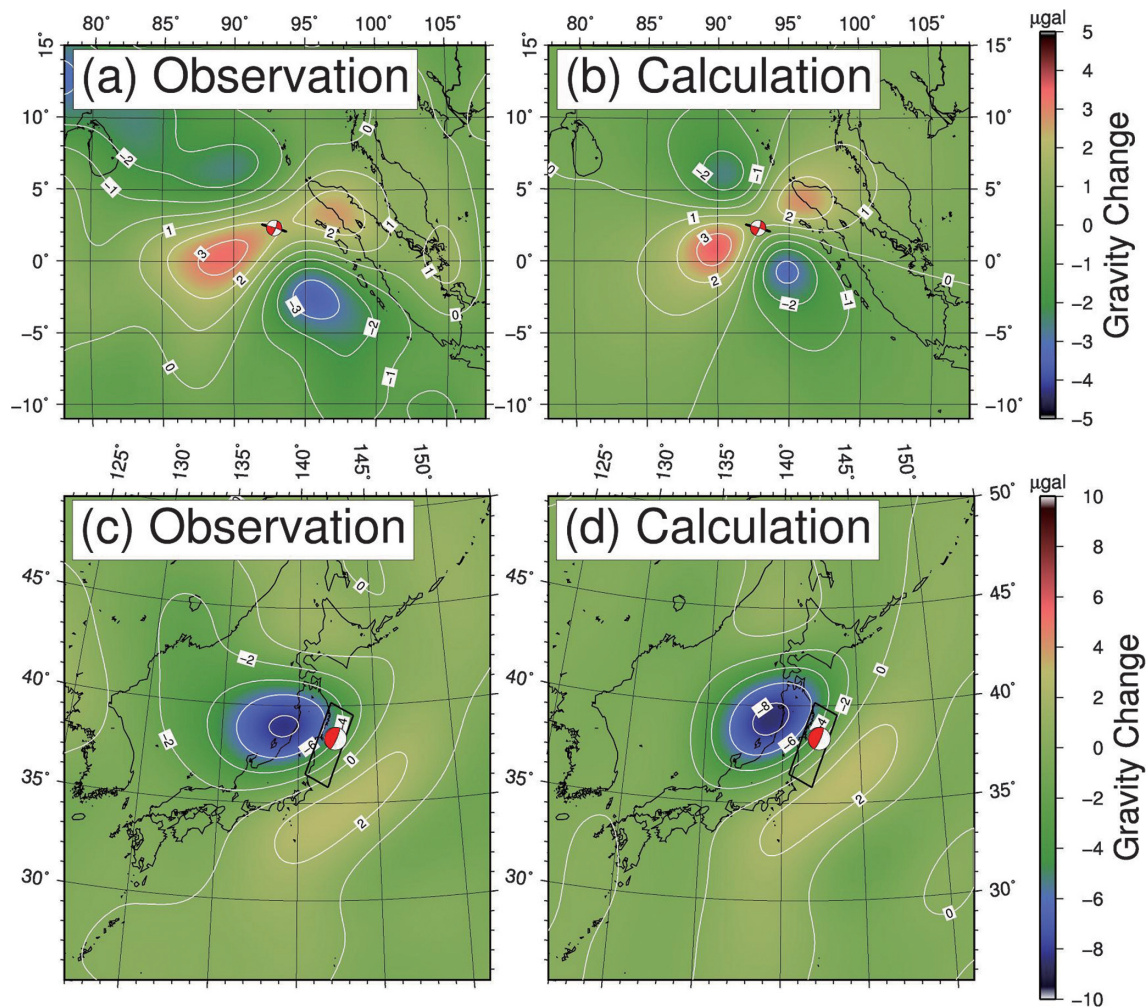


Fig. 5. Examples of the coseismic gravity changes for the 2012 Indian Ocean earthquake (a, b) and the 2011 Tohoku-Oki earthquake (c, d). The contour intervals are $1 \mu\text{Gal}$ in (a) and (b), and $2 \mu\text{Gal}$ in (c) and (d). (a) and (c) are derived from the GRACE observation data by estimating coseismic steps in the gravity time series at grid points from January 2003 to December 2015. In (a), the contribution of postseismic gravity changes of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake have been removed using the method given in Tanaka and Heki [2014]. (b) and (d) are calculated using the algorithm of Sun *et al.* [2009] and the fault parameters shown in Table 1. The yellow circle in (c) shows the point whose gravity change and eastward displacement are given in Fig. 3. At the yellow circles in (a, c), the time series of the gravity changes are shown in Fig. 4. The focal mechanisms are shown at the epicenters of the earthquakes. The black rectangles under beach balls show the faults given in Table 1. The GRACE data have been filtered in the same way as in Fig. 2d.

6.5 2012年インド洋地震と2013年オホーツク深発地震の地震時重力変化

Han *et al.* (2015) は、先述のスレピアン関数を用いた方法で2012年インド洋地震 ($M_w 8.6$) の地震時重力変化を検出した。この地震は観測史上最大の横ずれ地震であり、その地震時重力変化は背弧側の負の変化で特徴づけられる逆断層型地震とは異なる空間パターンを持つ。ただしそれは地震断層の幾何学的な違いによるものであり、地殻上下変動と岩石の密度変化が地震時重力変化を

もたらすという基本的な考え方は逸脱していない (Fig. 5).

Tanaka Y. -S. *et al.* (2015) は、縦縞除去フィルターと二次元のガウシアンフィルターを用いる方法でグリッド点ごとに重力の時系列解析を行い、2013年オホーツク海深発地震 ($M_w 8.3$, 深さ 604 km) に伴うカムチャッカ半島と周辺海域の沈降を捉えた。§5 で述べた通り地震時の重力変化は、地下で起こる岩石の膨張・圧縮と、密度の不連続面（地表とモホ面）の隆起・沈降と、それに伴う

Table 1. Fault parameters used to calculate coseismic gravity changes in Fig. 5. These parameters (rectangular faults with uniform slips) were inferred with the grid-search method using the GRACE observation data. Latitudes, longitudes and depths indicate those of the centers of the faults.

	Lat.	Lon.	Dislocation	Rake	Depth	Strike	Dip	Length	Width
Indian-Ocean	2.35°	92.82°	35.0 m	185°	20 km	106°	80°	200 km	40 km
Tohoku-Oki	28.00°	142.00°	7.5 m	80°	24 km	205°	9°	450 km	180 km

海水の移動によって生じる。2013 年オホーツク深発地震は非常に深い所で起こったため、GRACE 衛星は岩石の密度変化のシグナルは捉えることができなかった。一方地表の隆起と沈降は、地震が深かったため地表では遠く離れた地域で生じ、その距離は GRACE 衛星の空間分解能をはるかに超えていた。そのため、 M_w 8.3 という地震の規模の割に大きな重力変化の信号を GRACE で例外的に捉えることができた。この結果は GRACE 衛星が巨大深発地震に伴う地殻変動を、海域も含めて面的に捉えるセンサーになりうる可能性を示した。

6.6 地震時重力変化に関する展望

以上から地震時重力変化は理論と観測が良く一致していると言える。このため現在では、衛星重力観測から得られる地震時の重力変化の情報を、地震計や GNSS による地殻変動と同様、地震の断層パラメータを推定するための入力データの一つとして用いる事例も増えてきた。例えば Wang *et al.* (2012b) は 2010 年マウレ地震に関して、GRACE のデータから求めたスレピアン関数の係数を時系列解析して地震時重力変化を検出し、それを用いて断層パラメータを最小二乗法で推定した。また Fuchs *et al.* (2016) は、衛星重力観測が陸域のみならず海域の情報も広く面的に捉えることから、GNSS データと衛星重力観測データを組み合わせてインバージョンすることで東北地方太平洋沖地震の断層の滑り分布モデルが改良できると主張している。

Han *et al.* (2013) はスレピアン関数を用いた方法で GRACE のデータを重力の鉛直成分に注目して解析し、2004 年スマトラ・アンダマン地震、2011 年東北地方太平洋沖地震、2010 年マウレ地震、2012 スマトラ沖地震（インド洋地震）、2007 年ブンクル地震という合計 5 つの地震の断層パラメータを推定した。更に Dai *et al.*, (2016) は、重力と重力勾配の南北成分に注目し、Han *et al.* (2013) と同様の方法で、それらが対象とした地震に 2005 年ニアス地震を加えた合計 6 つの地震の断層パラメータを推定した。ただし、ここで報告された断層パラメータは、それ以前に報告されている GNSS や地震計の観測結果から求められた断層パラメータと一致せず、その原因は GRACE が沖合の信号も良く捉えているため

であろうと結論づけているが、その断層パラメータで GNSS や地震計の観測結果を説明できるかどうかには触れられていない。他にも Cambiotti and Sabadini (2012) もスレピアン関数で展開した係数を時系列解析し、2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時重力変化を導き、さらに断層パラメータを推定している。

このように、地震時の重力変化は、既に重力が如何に変化するのかという段階を超え、現在、GNSS や地震計などのデータと組み合わせ、重力変化の情報を地震学的な研究に結びつける段階にある。

衛星重力観測による地震時重力変化の観測データは、時間分解能・空間分解能が各々 30 日程度・300 km 程度である。この時空間分解能は GNSS や地震計による観測網が時空間的に密に整備されている日本国内では不利であるが、衛星重力観測は世界中のデータが取得できる上に、陸域と海域を均一な精度で観測できる点で有利である。したがって、複数の種類のデータを総合して断層の滑り分布を推定する場合や、重力以外のデータから推定された断層パラメータが海域まで含めた重力変化も説明できるかを検証する場合等で威力を発揮すると考えられる。

§ 7. 地震後の重力変化

衛星観測による地震後の長期的な重力変化の観測例は、2004 年スマトラ・アンダマン地震の後、Ogawa and Heki (2007) によって初めて報告された。ただし、この当時のデータ (Level-2 Release 1) は現在と比べ、GRACE 衛星間の測距データからのストークス係数を算出する際に用いる様々なモデルの質が低く、そこから計算される重力値は誤差が大きかった。そこで Ogawa and Heki (2007) では、GRACE データを重力ではなく、より低次成分に感度を持つジオイド高に変換し、その時系列に式 (1) の $f(t)$ に指数関数を用いて以下のように設定し、時系列解析を行なった。

$$f(t) = \alpha + \beta \left[1 - \exp \left(\frac{-(t - t_{eq})}{0.6} \right) \right]$$

ここで α と β は定数であり、0.6 は地震後重力変化の時定数 (年) である。この第一項 (α) は地震時のステッ

プに相当する値であり、第二項 (β 以降) は地震後にゆっくり進行する重力変化に相当する。

Ogawa and Heki (2007) は、見出した地震後のジオイド高変化 (正) が地震時変化 (負) と符号が反対であることに注目し、断層運動に伴って岩石の圧縮と膨張が起こった後に、圧縮した部分から膨張した部分に向かって間隙水が拡散した (地震時に生じた密度の正負の変化を緩和した) ためではないかと推測した。その根拠は、余効すべりでは地震時と同じ極性の変化しか説明できないこと、また時定数がマンツルの粘性緩和とするには短すぎることであった。例えば後者に関しては、1960 年チリ地震から推定されたマンツル粘性 (2.5×10^{19} Pa s) (Hu *et al.*, 2004) が予言するマクスウェル時間は約 20 年という長いものになり、地震後変化は観測よりゆっくり進行するはずである。

しかし、その後多くの研究で沈み込み帯の上部マンツルの粘性が以前より低く想定されるようになり、マンツルの粘性緩和を地震後重力変化の主原因とする考え方が主流となってきた。例えば 2004 年スマトラ・アンダマン地震後の長期的な重力変化については、§5 で述べた通り Tanaka Y. -Y. *et al.* (2006, 2007, 2015) や田中 (2013), Han *et al.* (2014), Pollitz *et al.* (2006) によって、マンツルの粘性を 10^{18} Pa s 程度のオーダーに設定し、その粘性緩和を計算すれば観測と一致することが報告されている。ただしこれは、地震後の重力変化が粘性緩和に起因すると仮定した上で、計算結果が観測に合うように粘性を決定するという手続きに基づくものであり、地殻変動の観測との比較等を通じて今後検証される必要がある。尚、参考のため、現在のデータを用いて Ogawa and Heki (2007) と同じようにスマトラ・アンダマン地震前後の重力変化をモデル化した結果を Fig. 6 に示した。

その他の地震後重力変化に関する報告の代表的なものとして、Tanaka and Heki (2014) や Han *et al.* (2008, 2014, 2016) が挙げられる。Tanaka and Heki (2014) は、2012 年に公開された Release 5 の Level-2 GRACE データを用いてグリッド点毎の重力値の時系列解析を行い、2004 年スマトラ・アンダマン地震、2010 年マウレ地震、2011 年東北沖地震に共通する「重力が地震後の数か月は短期的に減少し、その後、極性を転じて長期的に増大する」特徴を見出した。Tanaka and Heki (2014) はそのメカニズムを、短期的な減少は余効すべりが、その後は粘性緩和が支配的になると考えた。マンツルの粘性緩和が支配的になる以前の短期的な変化については、2010 年マウレ地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震の震央近傍の GNSS の地震後数か月 (余効すべりが卓越する期間) の動きに基づいて決められた時定数が、GRACE で得られ

た短期的な重力変化の時定数と良く一致したことから、余効すべりの寄与が大きいことは間違いなさだろう。Fig. 6 では約 13 年分のデータを使い長期的な地震後重力変化を示したが、Fig. 6 (c) の地震直後の数カ月は、観測値が最小二乗法で当てはめられたモデル曲線より系統的に下にずれており、短期成分の寄与が存在することが示唆される。また、2004 年スマトラ・アンダマン地震の地震後の長期的な変化は、粘性緩和による重力変化を計算した Tanaka Y. -Y. *et al.* (2015) の結果と非常に良く一致していることが確かめられた。

Han *et al.* (2008, 2014) の報告は、それぞれ 2004 年スマトラ・アンダマン地震と 2011 年東北地方太平洋沖地震後の重力変化が粘性緩和と余効すべりの重ね合わせによるものであるとして観測結果をモデルと比較したものである。Han *et al.* (2014) では余効すべりと粘性緩和が同じ極性でフリーエアの重力異常を変化させる可能性が示され、この点が Tanaka and Heki (2014) と異なる。彼らは地震後約 1.5 年分の GNSS 観測 (粘性緩和が入ってくる時間スケールである) を余効すべりと仮定して見積もられたすべり分布を用いている。しかし、陸上の GNSS 点は粘性緩和と余効すべりのいずれでも海溝向きに動くため、観測から余効すべりを分離することは難しいだろう。

Tobita (2016) は 2011 年東北地方太平洋沖地震後の GNSS データの時系列解析を行い、緩和時間が数日の対数関数で近似される非常に短期的な成分と、時定数の比較的短い指数関数で近似される短期的成分、そして時定数がより長い指数関数で近似される長期的成分の三種類が存在する可能性を指摘し、各々が余効すべり、短期的な粘性緩和、長期的な粘性緩和に起因するのではないかと報告した。これは地震後の短期的な変動に Burgers rheology の短期的粘性緩和が寄与している可能性を示した Hoechner *et al.* (2011) や Sun *et al.* (2014) と調和的である。この理論に基づく、GRACE が捉えている地震後の短期的な重力変化は余効すべりと短期的な粘性緩和の双方が効いている可能性があるだろう。

その他の地震後の重力変化の研究では、Han *et al.* (2016) が千島列島中部で相次いで起こった 2006 年 11 月の逆断層地震 (M_w 8.3) と 2007 年 1 月の正断層地震 (M_w 8.1) の地震後の重力の変化量がマグニチュードから想定される変化量を遥かに超えていることを発見した。彼らはその原因が千島列島の地下の特異な粘性構造が引き起こしている大きな粘性緩和だと考え、その場合の地下の粘性構造を推定している。これは地震後重力変化から地下構造を調べる最初の試みの一つである。

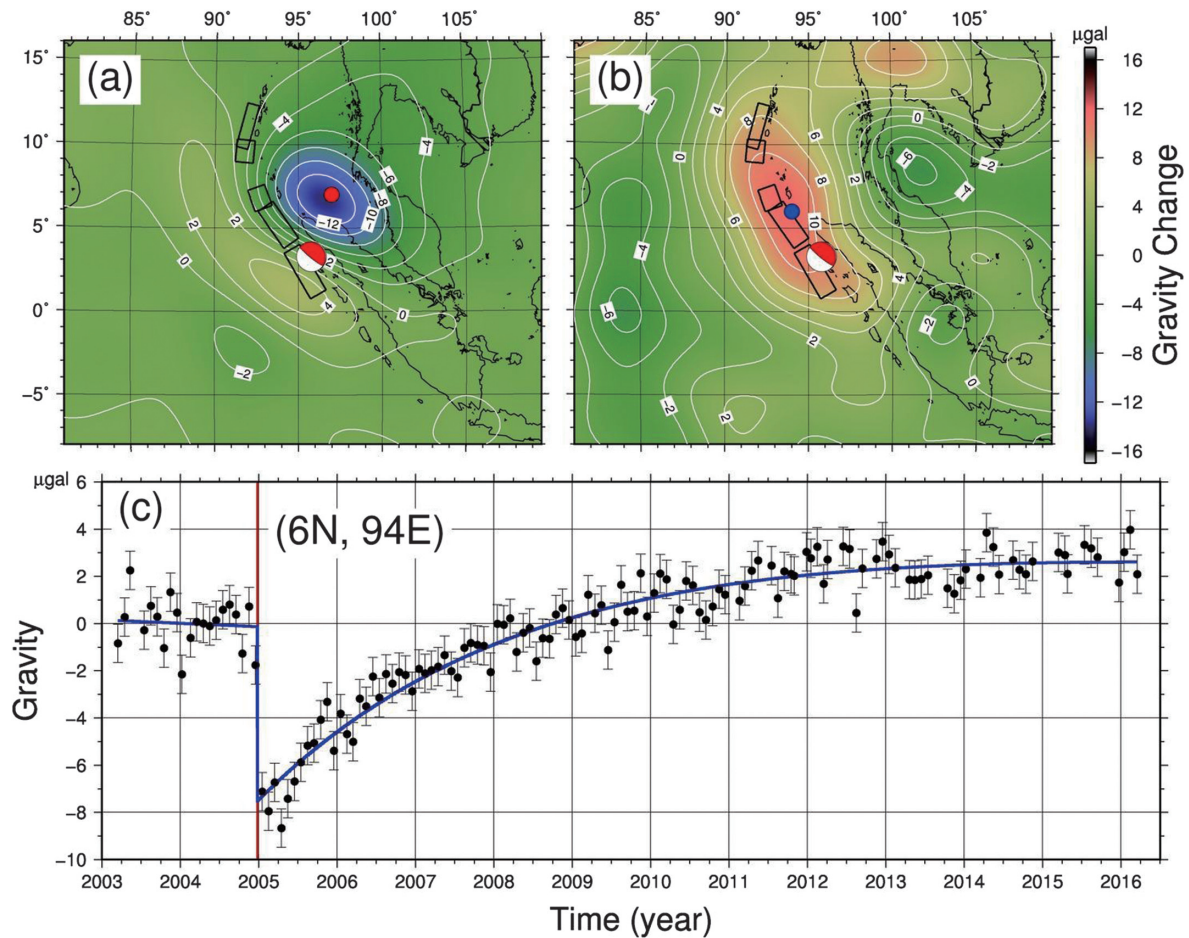


Fig. 6. Examples of the co- (a) and long-term (2004–2015) postseismic (b) gravity changes of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake estimated with the GRACE data from January 2003 to March 2016. (c) The time series of gravity changes at (6N, 94E). The contour intervals are 2 μGal . The focal mechanisms are shown at the epicenters of the earthquakes. The black rectangles under beach balls show the segments of the faults of this earthquake. The contributions of the 2012 Indian-Ocean earthquake have been removed. In (b), the value at each grid shows the amount of the postseismic gravity change over 11 years (2004–2015), estimated by fitting the postseismic data using an exponential function with the time constant of 3.5 years. The red circle in (a) represents the point where the gravity time series shown in Fig. 4 (high) are taken, and the blue circles in (b) represents that of (c). The contributions of the 2012 Indian-Ocean earthquake have also been removed from the time series. The other symbols are same as Fig. 4 and Fig. 5.

§ 8. 地震に伴う重力勾配の変化

§ 7 までは重力の南北成分や上下成分を用いた研究について述べたが、GRACE のデータはストークス係数として与えられているため、それらを組み合わせれば重力の空間微分（重力勾配）が計算できる (Wang *et al.*, 2012a). 重力の上下成分と南北成分に加え、その各々の上下方向の勾配と水平方向の勾配が算出できるのである。それらを利用した研究には、Wang *et al.* (2012a) や Li and Shen (2015) 等がある。Wang *et al.* (2012a) は、地震時重力変化は重力よりその空間勾配の方に大きな短波長成分を持つため、より詳細な空間構造を推定できるこ

とを指摘した。その上で、上下成分と南北成分の重力勾配を使って 2004 年スマトラアンダマン地震に伴う地震時および地震後の変化を解析し、重力勾配を用いた解析の有用性を主張した。これは衛星重力計測データを、より多角的に分析することであり、その有用性は妥当であると思われる。しかし、同じ報告の中で重力と比べ重力勾配は理論的に予測される値が観測値と一致しないことも示されており、重力勾配のみで議論を重ねるのは危険であろう。Li and Shen (2015) は、Wang *et al.* (2012a) と同様の研究を 2011 年東北地方太平洋沖地震について行なった。

また, Shahrisvand *et al.* (2014) は, 一週間ごとの GRACE データ (Kurtenbach *et al.*, 2009) を解析して, 複数の巨大地震の前に重力勾配が異常値を示していたことを示唆した. ただしこの報告では, 異常値を決める閾値が恣意的に定められている上に, 精度が粗い一週間ごとの GRACE のデータを用いていることに注意が必要である. 一週間ごとの重力データが作成される際に行われる時間補間に際して, 地震時の変化が地震前のデータに漏れ込んでいる可能性が排除できない上に, 地震ごとの異常値に規則性が無い等の問題もあり, 参考程度に取り扱うことが妥当だと思われる.

§ 9. まとめと今後の展望

地震時重力変化が岩石の圧縮や膨張, 密度の不連続面の上下変位, 地表の変位に伴う海水の移動というメカニズムに起因するという理論は, これまでに GRACE を始めとした重力観測によって得られた地震時重力変化のデータに基づいて検証され, その妥当性が示された. 今後は地震時重力変化の観測データは地震計や GNSS, SAR といった他の手段で得たデータと組み合わせて地震時の断層運動を解き明かすために用いられるであろう. 衛星重力観測は地上 GNSS や地震計で観測が限られる海域での情報も, 地上同様に得ることができるため (逆に陸水のノイズがない分, 陸域より精度が高い), その意味でも重要性は高い.

地震後の長期的な重力変化はマンツルの粘性緩和が主要因であると考えられている. 今後は地下の粘性構造や物性の知見を深め, 沈み込み帯における地震サイクルを地殻変動だけでなく重力変化からも定量的に理解してゆく必要があるだろう. また, 地震後の重力変化には長期的なものだけではなく, 地震後の数か月間に進行する短期的な重力変化がある. この短期的な重力変化は, 余効すべりや短期的粘性緩和に起因すると考えられているが, 定量的なモデル化はまだ途上であり, より詳細な研究が必要である.

2017 年には GRACE の後継機である GRACE-FO (follow-on) が打ち上げられる予定であり, データの品質が向上してより小さな規模の地震でも重力変化が観測されることが期待できる. 今後発生する巨大地震のシグナルを GRACE-FO が捉え, 上記の様な課題が解決されるとともに, そのデータを利用することによって地震に関する知見が深まることを期待したい.

謝 辞

本総合報告は JSPS 科研費 JP16J02130 の助成を受けて執筆したものです. また, 本稿を校正するにあたって

国土地理院の松尾功二博士と東京大学地震研究所の田中愛幸博士, 並びに編集担当委員である宗包浩志博士から非常に有意義な助言を賜りました. ここに記し, その感謝の意を示します. ありがとうございました.

文 献

- Aus der Beek, T., F. Voß, and M. Flörke, 2011, Modelling the impact of Global Change on the hydrological system of the Aral Sea basin, *Phys. Chem. Earth*, **36**, 684-694
- Barnes, D. F., 1966, Gravity changes during the Alaska earthquake, *J. Geophys. Res.*, **71**, 451-456
- Broerse, T., R. Riva, and B. Vermeersen, 2014, Ocean contribution to seismic gravity changes: the sea level equation for seismic perturbations revisited, *Geophys. J. Int.*, **199** (2), 1094-1109, doi:10.1093/gji/ggu315
- Cambiotti, G. and R. Sabadini, 2012, A source model for the great 2011 Tohoku earthquake ($M_w=9.1$) from inversion of GRACE gravity data, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **335-336**, 72-79, doi:10.1016/j.epsl.2012.05.002
- Cambiotti, G. and R. Sabadini, 2013, Gravitational seismology retrieving Centroid-Moment-Tensor solution of the 2011 Tohoku earthquake, *J. Geophys. Res.*, **118**, 183-194
- Chao, B. F., 2016, Caveats on the equivalent water thickness and surface mascon solutions derived from the GRACE satellite-observed time-variable gravity, *Journal of Geodesy*, **90**, Issue 9, 807-813, doi:10.1007/s00190-016-0912-y
- Cheng, M. and B. D. Tapley, 2004, Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years, *J. Geophys. Res.*, **109**, B09402, doi:10.1029/2004JB003028
- Dai, C., C. K. Shum, J. Guo, K. Shang, B. Tapley, and R. Wang, 2016, Improved source parameter constraints for five undersea earthquakes from north component of GRACE gravity and gravity gradient change measurements, *Earth and Planetary Science Letters*, **443**, 118-128, doi:10.1016/j.epsl.2016.03.025
- Döll, P., F. Kaspar, and J. Alcamo, 1999, Computation of global water availability and water use at the scale of large drainage basins, *Mathematische Geologie*, **4**, 111-118
- Fuchs, M. J., J. Bouman, T. Broerse, P. Visser, and B. Vermeersen, 2013, Observing coseismic gravity change from the Japan Tohoku-Oki 2011 earthquake with GOCE gravity gradiometry, *J. Geophys. Res.*, **118**, 5712-5721, doi:10.1002/jgrb.50381
- Fuchs, M. J., A. Hooper, T. Broerse, and J. Bouman, 2016, Distributed fault slip model for the 2011 Tohoku-Oki earthquake from GNSS and GRACE/GOCE satellite gravimetry, *J. Geophys. Res.*, **121**, 1114-1130, doi:10.1002/2015JB012165
- 福田洋一, 2000, 衛星アルティメトリイと衛星重力ミッション, *測地学会誌*, **46**, 53-67
- Garcia, R. F., S. Bruinsma, P. Lognonné, E. Doornbos, and

- F. Cachoux, 2013, GOCE: The first seismometer in orbit around the Earth, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1015–1020, doi:10.1002/grl.50205
- Han, S. C., Shum C. K., M. Bevis, C. Ji, and C. Y. Kuo, 2006, Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science*, **313**, 658–662, doi:10.1126/science.112866
- Han, S. C., J. Sauber, S. B. Luthcke, C. Ji, and F. F. Pollitz, 2008, Implications of postseismic gravity change following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake from regional harmonic analysis of GRACE intersatellite tracking data, *J. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2008JB005705
- Han, S. C., J. Sauber, and S. Luthcke, 2010, Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, doi:10.1029/2010GL045449
- Han, S. C., J. Sauber, and R. Riva, 2011, Contribution of satellite gravimetry to understanding seismic source processes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi:10.1029/2011GL049975
- Han, S. C., R. Riva, J. Sauber, and E. Okal, 2013, Source parameter inversion for recent great earthquakes from a decade-long observation of global gravity fields, *J. Geophys. Res.*, **118**, 1240–1267, doi:10.1002/jgrb.50116
- Han, S. C., J. Sauber, and F. Pollitz, 2014, Broad scale postseismic gravity change following the 2011 Tohoku-Oki earthquake and implication for deformation by viscoelastic relaxation and afterslip, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5797–5805, doi:10.1002/2014GL060905
- Han, S. C., J. Sauber, and F. Pollitz, 2015, Coseismic compression/dilatation and viscoelastic uplift/subsidence following the 2012 Indian Ocean earthquakes quantified from satellite gravity observations, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 3764–3772, doi:10.1002/2015GL063819
- Han, S. C., J. Sauber, and F. Pollitz, 2016, Postseismic gravity change after the 2006–2007 great earthquake doublet and constraints on the asthenosphere structure in the central Kuril Islands, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 3169–3177, doi:10.1002/2016GL068167
- Harig, C., and Simons F. J., 2012, Ice mass loss in Greenland, the Gulf of Alaska, and the Canadian Archipelago: Seasonal cycles and decadal trends *Geophys. Res. Lett.*, **43** (7), 3150–3159, doi:10.1002/2016GL067759
- Harig, C., and Simons F. J., 2015, Accelerated West Antarctic mass loss continues to outpace East Antarctic gains, *Earth and Planetary Science Letters*, **415**, 134–141
- Heki, K., and K. Matsuo, 2010, Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, doi:10.1029/2010GL045335
- Hoehner, A., S. V. Sobolev, I. Einarsson, and R. Wang, 2011, Investigation on afterslip and steady state and transient rheology based on postseismic deformation and geoid change caused by the Sumatra 2004 earthquake, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **12**, doi:10.1029/2010GC003450
- Hu, Y., K. Wang, J. He, K. Klotz, and G. Khazaradze, 2004, Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2004/JB003163
- 飯田汲事・早川正巳・片寄邦之, 1951, 1950～1951年の三原山活動時における重力測定, *地学雑誌*, **60**, No. 3, 133–136, doi:10.5026/jgeography.60.133
- Imanishi, Y., T. Sato, T. Higashi, W. Sun, and S. Okubo, 2004, A network of superconducting gravimeters detects submicrogal coseismic gravity changes, *Science*, **306**, 476–478, doi:10.1126/science.1101875
- Jacob, T., J. Wahr, W. T. Pfeffer, and S. Swenson, 2012, Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, *Nature*, **482**, 514–518, doi:10.1038/nature10847
- Kozai, Y., 1959, The motion of a close earth satellite, *Astron. J.*, **64**, 367–377.
- Kurtenbach, E., T. Mayer-Gürr, and A. Eicker, 2009, Deriving daily snapshots of the Earth's gravity field from GRACE L1B data using Kalman filtering, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi:10.1029/2009GL039564
- Li, J. and W.-B. Shen, 2015, Monthly GRACE detection of coseismic gravity change associated with 2011 Tohoku-Oki earthquake using northern gradient approach, *Earth, Planets and Space*, **67** (29), doi:10.1186/s40623-015-0188-0
- Longuevergne, L., B. R. Scanlon, and C. R. Wilson, 2010, GRACE Hydrological estimates for small basin: Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer, USA, *Water Resources Res.*, **46**, doi:10.1029/2009WR008564
- Matsuo, K., and K. Heki, 2011, Coseismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi:10.1029/2011GL049018
- 松尾功二, 日置幸介, 2014, アジア高山域の氷河質量収支: 衛星重力観測の再考, *日本雪氷学会誌*, **76** (1), 45–57
- Matsuzawa, T., 1964, A Study of Earthquakes, Uno Shoten, Tokyo
- Merson, R., H. and D. G. King-Hele, 1958, Use of artificial satellites to explore the Earth's gravitational field: results from Sputnik 2 (1957 β), *Nature*, **182**, 640–641, doi:10.1038/182640a
- Milne, G. A., J. L. Davis, J. X. Mitrovica, H.-G. Scherneck, J. M. Johansson, M. Vermeer, and H. Koivula, 2001, Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia, *Science*, **291**, 2381–2385, doi:10.1126/science.1057022
- 宗包浩志, 2013, 下から見た衛星重力ミッション GRACE, *測地学会誌*, **59** (3), 111–118
- 日本測地学会編, 2014, web テキスト「測地学」新装丁版, GRACE がもたらしたもの, <http://www.geod.jp/n.org/web-text/part3_2014/matsuo/>, (参照 2016-10-12)

- Ogawa, R. and K. Heki, 2007, Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake by mantle water diffusion, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2007GL029340
- Okubo, S., 1992, Gravity changes due to shear and tensile faults in a half-space, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7137-7144, doi:10.1029/92JB00178
- Peltier, W. R., 1974, The impulse response of a Maxwell Earth, *Rev. Geophys. Space. Phys.*, **12**, 649-669
- Pollitz, F. F., 1992, Postseismic relaxation theory on the spherical earth, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 422-453
- Pollitz, F. F., 1997, Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth, *J. Geophys. Res.*, **102**, 17921-17941, doi:10.1029/97JB01277
- Pollitz, F. F., 2003, Postseismic relaxation theory on a laterally heterogeneous viscoelastic model, *Geophys. J. Int.*, **155**, 57-78
- Pollitz, F. F., R. Bürgmann, and P. Banerjee, 2006, Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth, *Geophys. J. Int.*, **167**, 397-420
- Rodell, M., *et al.*, 2004, The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 381-394, doi:10.1175/BAMS-85-3-381
- Rodell, M., I. Velicogna, and J. S. Famiglietti, 2009, Satellite-based estimates of groundwater depletion in India, *Nature*, **460**, 999-1002.
- Shafirisvand, M., M. Akhoondzadeh, and M. A. Sharifi, 2014, Detection of gravity changes before powerful earthquakes in GRACE satellite observations, *Ann. Geophys.*, **57**, doi:10.4401/ag-6612
- Simons, F. J., F. A. Dahlen, and M. A. Wieczorek, 2006, Spatio-spectral concentration on a sphere, *SIAM Rev.*, **48**, 504-536, doi:10.1137/S0036144504445765
- Sun, W., S. Okubo, G. Fu, and A. Araya, 2009, General formulations of global and co-seismic deformations caused by an arbitrary dislocation in a spherical symmetric earth model - Applicable to deformed earth surface and space-fixed point, *Geophys. J. Int.*, **177**, 817-833, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04113.x
- Sun, W., and X. Zhou, 2012, Coseismic deflection change of the vertical caused by the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw9.0), *Geophys. J. Int.*, **189** (2), 937-955, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05434.x
- Sun, T., K. Wang, T. Iinuma, R. Hiro, J. He, H. Fujimoto, M. Kido, Y. Osada, S. Miura, Y. Ohta, and Y. Hu, 2014, Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature*, **514**, 84-87, doi:10.1038/nature13778
- Swenson, S. C., and J. Wahr, 2006, Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2005GL025285
- Tamisiea, M.E., Mitrovica, J.X., Davis, J.L., 2007, GRACE gravity data constrain ancient ice geometries and continental dynamics over Laurentia, *Science*, **316**, 881-883
- 田中愛幸, 2013, 巨大地震による長期的な地殻変動及び重力場変動を球体地球モデルを用いて正確に見積もるための理論計算手法について (坪井賞受賞記念論文), *測地学会誌*, **59**, 1-10
- Tanaka, Y.-Y., S. Okubo, M. Machida, I. Kimura, and T. Kosuge, 2001, First detection of absolute gravity change caused by earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **28** (15), 2979-2981, doi:10.1029/2000GL012590.
- Tanaka, Y.-Y., J. Okuno, and S. Okubo, 2006, A new method for the computation of global viscoelastic post-seismic deformation in a realistic earth model (I) - vertical displacement and gravity variation, *Geophys. J. Int.*, **164** (2), 273-289.
- Tanaka, Y.-Y., J. Okuno, and S. Okubo, 2007, A new method for the computation of global viscoelastic post-seismic deformation in a realistic earth model (II) - horizontal displacement, *Geophys. J. Int.*, **170** (3), 1031-1052, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03486.x
- Tanaka, Y.-Y., T. Hasegawa, H. Tsuruoka, V. Klemann, and Z. Martinec, 2015, Spectral-finite element approach to post-seismic relaxation in a spherical compressible Earth: application to the gravity field variations due to the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Geophys. J. Int.*, **200**, 299-321, doi:10.1093/gji/ggu391
- Tanaka, Y.-S. and K. Heki, 2014, Long- and short-term postseismic gravity changes of megathrust earthquakes from satellite gravimetry, *Geophys. Res. Lett.*, **41** (15), 5451-5456, doi:10.1002/2014GL060559
- Tanaka, Y.-S., K. Heki, K. Matsuo, and N. V. Shestakov, 2015, Crustal subsidence observed by GRACE after the 2013 Okhotsk deep-focus earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 3204-3209, doi:10.1002/2015GL063838
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, J.C. Ries, P.F. Thompson, and M.M. Watkins, 2004, GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, **305**, 503-505.
- Tobita, M., 2016, Combined logarithmic and exponential function model for fitting GNSS time series after 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth, Planets and Space*, 2016, **68** (41), doi:10.1186/s40623-016-0422-4
- Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan, 1998, Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, **103**, 205-229
- Wang, L., C. K. Shum, and C. Jekeli, 2012a, Gravitational gradient changes following the 2004 December 26 Sumatra-Andaman Earthquake inferred from GRACE, *Geophys. J. Int.*, **191**, 1109-1118, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05674.x
- Wang, L., C. K. Shum, F. J. Simons, A. Tassara, K. Erkan, C. Jekeli, A. Braun, C. Kuo, H. Lee, and D. Yuan, 2012b, Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maure, Chile earthquake quantified by GRACE observation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **335-336**, 167-179, doi:10.1016/j.epsl.2012.04.044
- Wang, L., J. L. Davis, E. M. Hill, and M. E. Tamisiea, 2016, Stochastic filtering for determining gravity variations for decate-long time series of GRACE gravity, *J. Geophys. Res.*, **121**, 2915-2931, doi:10.1002/2015JB012650

- Zhang, Z. -Z., B. F. Chao, Y. Lu, and H. -T. Hsu, 2009, An effective filtering for GRACE time-variable gravity; Fan filter, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17311, doi:10.1029/2009GL039459
- Zhang, X., S. Okubo, Y.-Y. Tanaka, and H. Li, 2016, Co-seismic gravity and displacement changes of Japan Tohoku earthquake (M_w 9.0), *Geodesy and Geodynamics*, **7**, 95-100, doi:10.1016/j.geog.2015.10.002