

# ジオイドと重力場の時間変動抽出と機構解明に関する研究（第7年次）

実施期間

平成28年度～令和5年度

地理地殻活動研究センター

宇宙測地研究室 松尾 功二

## 1. はじめに

地球の形状の近似としての準拋楕円体及びそれに基づいて定義される座標値（緯度・経度・楕円体高・標高）を複雑な形状を持つ現実の地球へ適切に関連付けるためには、地球の物理的性質である重力場を用いる必要がある。標高は、重力場の等ポテンシャル面の一つとして定義されたジオイドからの距離であるため、特に高さに関しては重力場の影響は大きく、純粋に幾何学的に決定された楕円体高から日常生活に不可欠な標高の値を正確に得るためには精密なジオイドが必要となる。近年 GNSS 観測による標高決定手法が普及し、高さの基準としてのジオイドの重要性は一層増している。地球のジオイド及び重力場は地球内部の質量分布を反映して空間的に大きく変動するが、定常的な地殻変動や地震による質量の再分配によって時間的にも変動する。そのようなジオイド及び重力の時間変化をモデルとして表現することで、ジオイド・重力場はある **Reference epoch** における場とそれからの変化分に分離され、より現実に近い測地基準座標系の基準面を実現するための基礎を与える。また変動場を監視することで地震や定常的な地殻変動といった様々な変動がジオイド変化に与える影響を把握し、ジオイドを高さの基準として構築した測地基準座標系の維持・管理へ反映することができる。

本研究は、ジオイドや重力に関する地球物理学の知見に基づいて、衛星重力測定、衛星アルチメータ、地上重力測定、地殻変動などの多様な測地観測データを同化することでジオイド及び重力の定常モデルと時間変化モデルを作成し、測地基準座標系の更新の要否を判断するための基礎資料とするとともに時間変化の要因に対する解釈を与えることを目的とする。

## 2. 研究内容

本年度は、日本のジオイド変化の定量的把握に関する研究を実施した。ジオイドとは、地球の重力等ポテンシャル面のうち全球平均海面に最も一致する面である。学術的には、重力ポテンシャル値  $62,636,853.4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  を持つ面として定義される (Sánchez et al., 2016)。ジオイド変化は、2つの変化に分けることができる。1つは、ジオイドの定義値そのものの変化である。近年、地球温暖化等に代表される気候変動に伴って顕著な海面上昇が生じている。海面上昇が生じると、ジオイドの定義である「全球平均海面に最も一致する面」も上昇することから、必然的にジオイドの重力ポテンシャル値も変化する。本研究では、これを幾何成分の変化と呼ぶことにする。もう1つは、質量再分配に伴うジオイドの起伏（凹凸具合）の変化である。地球の表層・内部では大規模な物質循環システムが形成され、絶えず質量の再分配が生じている。ジオイドとは地球全質量の空間積分の結果であることから、地球の質量分布が変われば必然的にその起伏が変化する。本研究では、これを質量成分の変化と呼ぶことにする。

ジオイド変化の幾何成分は海面の高さ変化から見積もることができる。一方、ジオイド変化の質量成分は、全球の重力変化から見積もることができる。そこで、日本のジオイド変化について、幾何成分を験潮場の潮位データ等を用いて、質量成分をGRACE/GRACE-FO衛星の重力データを用いて定量的に評価した。

### 3. 計算式

ジオイドと準拋楕円体との間の鉛直距離であるジオイド高は、球面調和関数表現で以下の式で与えられる (e.g. Matsuo and Kuroishi, 2020).

$$N = -\frac{W_0 - U_0}{\gamma_Q} + \frac{GM}{r\gamma_Q} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (1)$$

$W_0$ はジオイドの重力ポテンシャル値、 $U_0$ は準拋楕円体の重力ポテンシャル値、 $\gamma_Q$ は正規重力値、 $GM$ は万有引力定数と地球質量の積、 $r$ はジオイドの地心距離、 $a$ は地球の長半径、 $\bar{C}_{nm}$ と $\bar{S}_{nm}$ は地球の重力場を表す球面調和関数係数 (ストークス係数)、 $n$ と $m$ はストークス係数の次数と位数、 $\theta$ と $\lambda$ は地心余緯度と経度、 $\bar{P}_{nm}$ は $4\pi$ 完全正規化ルジャンドル倍関数である。これらのパラメータのうち、時間変化するものは、 $W_0$ 、 $r$ 、 $\bar{C}_{nm}$ 、 $\bar{S}_{nm}$  である。したがって、ジオイド変化は以下のように表現できる。

$$\Delta N = -\frac{\Delta W_0 - U_0}{\gamma_Q} + \frac{GM}{(r + \Delta r)\gamma_Q} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r + \Delta r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2)$$

$\Delta W$ はジオイドの重力ポテンシャル値の変化、 $\Delta r$ はジオイドの地心距離の変化、 $\Delta \bar{C}_{nm}$ と $\Delta \bar{S}_{nm}$ は地球の重力場の変化である。 $\Delta r$ はジオイドの地心距離と比べて十分に小さいことから、式(2)は以下のように近似することが可能である。

$$\begin{aligned} \Delta N &\cong \frac{g\Delta r}{\gamma_Q} + \frac{GM}{r\gamma_Q} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \\ &\cong \Delta r + \frac{GM}{r\gamma_Q} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} \cos(m\lambda) + \Delta \bar{S}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \end{aligned} \quad (3)$$

$g$ はジオイド面上の重力値である。この第一項が幾何成分であり、第二項が質量成分に当たる。

### 4. データ

式(3)に示される通り、ジオイド変化は、ジオイドの地心距離の変化( $\Delta r$ )と地球の重力場の変化( $\Delta \bar{C}_{nm}$ と $\Delta \bar{S}_{nm}$ )から見積もることができる。

日本の標高の基準面すなわち地域ジオイドは東京湾平均海面である。そのため、ジオイドの地心距離の変化は、油壺験潮場の潮位データから導出できる。本研究では、国土地理院の潮位データ提供サイト (<https://tide.gsi.go.jp/main.php?number=1>) から月平均の潮位データを取得した。なお、大気圧の影響は静水圧平衡の式を用いることで、地殻変動の影響は電子基準点「P 油壺」の F5 解を用いることで除去した。

地球の重力場の変化は、GRACE/GRACE-FO 衛星により観測されている。本研究では、テキサス大学宇宙研究センター (CSR)、ドイツ地球科学研究センター (GFZ)、ジェット推進研究所 (JPL) から提供されている GRACE/GRACE-FO 球面調和関数係数解 (Level-2 RL06) を 60 次まで使用した。なお、高次項に含まれるエイリアシングノイズを抑えるため、GRACE/GRACE-FO データには Kusche(2009) の DDK3 相関除去フィルターを適用した。また、ランダムノイズを抑えるため、GRACE/GRACE-FO データは CSR 解、GFZ 解、JPL 解をスタッキングし使用した。

これらのデータの使用期間は 2003 年 3 月から 2022 年 3 月までである。

## 5. 研究結果

図-1に油壺験潮場の潮位データ等をもとに推定した東京湾平均海面の地心距離の変化，すなわち日本のジオイド変化の幾何成分の月毎変化を示す．月毎変化の時系列は，線形変化に加え，顕著な季節変化を示している．線形変化は主に，近年の地球温暖化に伴う海面上昇と黒潮に代表される海流の年々変動の影響を反映しているものと考えられる．季節変化は主に，気温の変化に伴う海水体積の変化（ステリック変化）と地球表層の水循環システムで生じる海水質量の変化（ユースタティック変化）を反映しているものと推測される．得られたジオイド変化の線形変化率は $7.21 \pm 0.49$  mm/yrであった．また，その季節振幅は $80.87 \pm 5.37$  mmであった．

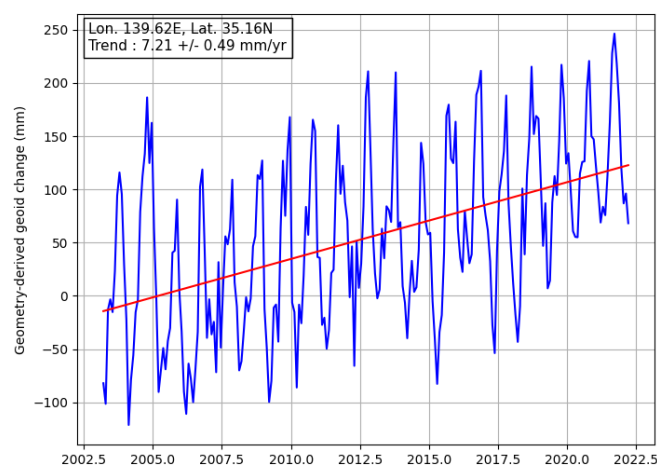


図-1 油壺験潮場の潮位データ等をもとに推定した日本におけるジオイド変化の幾何成分．青線が月毎のジオイド変化を示し，赤線がその線形成分を示す．

図-2に GRACE/GRACE-FO データをもとに推定した日本とその周辺におけるジオイド変化の質量成分を示す．経年変化図（図-2a）を見ると，日本は全体的にジオイドの上昇傾向にあることが分かる．顕著な傾向としては，東北地方の沿岸・沖合域におけるジオイドの上昇である．これは 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴うマントルの粘弾性緩和によるものと考えられる．粘弾性緩和は，地震時に生じた下部地殻と上部マントルにおける応力が地震後に緩和する現象である．震源域では応力緩和でマントル物質の湧昇が生じることから，質量の増加すなわちジオイドの上昇が生じる．その他の海域におけるジオイド上昇は，主に海洋質量の増加が寄与していると推測されるが，長波長なジオイド変化は全球質量変化の積分値であることから，他の質量変化の影響も考えられる．今後，地球表層流体モデル等を用いて評価する予定である．図-2bに油壺験潮場における月毎ジオイド変化の質量成分を示す．月毎変化の時系列を見ると，線形変化と季節変化が確認できる．線形変化の要因は前述の繰り返しとなるが，主に海洋質量の増加とマントルの粘弾性緩和によるものと考えられる．季節変化については，主に海水質量の変化（ユースタティック変化）によるものと考えられるが，全球規模の陸水変動の影響も寄与しているかもしれない．また，幾何成分同様，質量成分でも黒潮等の海流で生じる年々変動が確認できる．油壺験潮場におけるジオイド変化の質量成分の線形変化率として  $0.47 \pm 0.01$  mm/yr という結果を得た．また，季節変化の振幅は  $1.93 \pm 0.14$  mm であった．

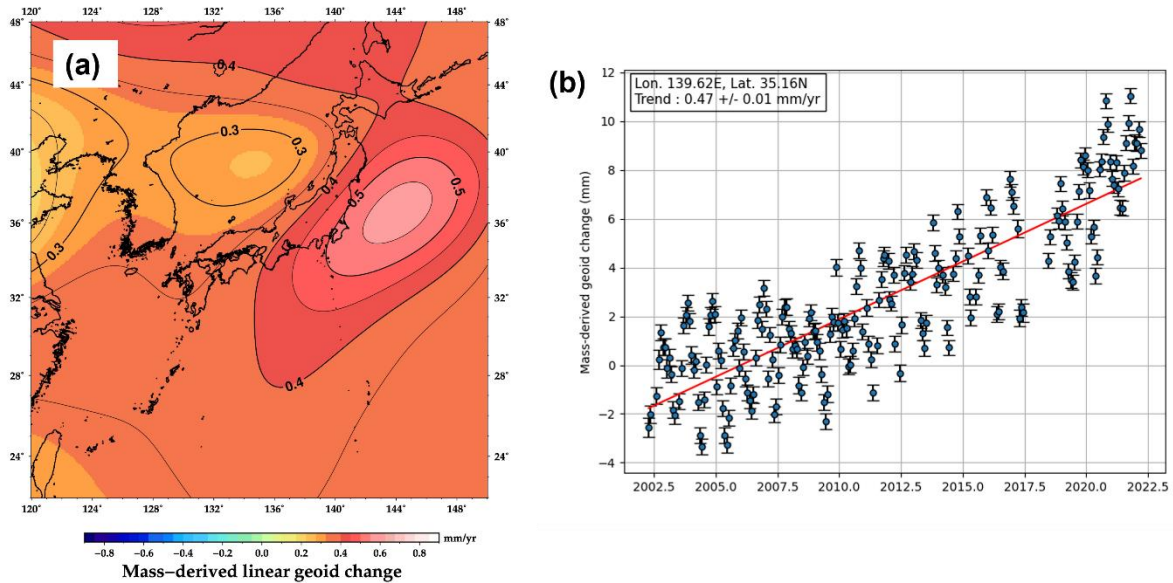


図-2 GRACE/GRACE-FO データをもとに推定したジオイド変化の質量成分。(a)に日本とその周辺の線形変化を示す。なお、コンター間隔は 0.1 mm/yr である。(b)に油壺験潮場における月毎の変化を示す。青のドットが月毎の変化を示し、赤線がその線形変化である。

## 6. 結論

本研究では、ジオイド変化を幾何成分と質量成分に分離し、それぞれの時間変化を験潮データと GRACE/GRACE-FO データから定量的に評価した。その結果、幾何成分としては約 7 mm/yr のジオイド変化を得た。一方、質量成分については場所によって異なるが、0~0.3 mm/yr の変化率を得た。ジオイド変化は、質量成分よりも幾何成分の方が圧倒的に大きい。しかしながら、質量成分は空間分解能約 300km の衛星データに基づくものであることから、実際の値を過小評価している可能性もある。今後、海面高度衛星などの他の測地データや地球表層流体モデルを用いることで、その打ち切り誤差の影響について評価する予定である。併せて、日本とその周辺のジオイド変化の物理的な解釈についても取り組む。

本成果は今後、日本のジオイド・モデルの改定時期の検討や、その事前シミュレーション等への活用が期待される。

## 参考文献

- Kusche, J., Schmidt, R., Petrovic, S., and Rietbroek, R. (2009): Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model. *J Geod* 83, 903–913. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0308-3>.
- Matsuo, K. and Kuroishi, Y. (2020): Refinement of a gravimetric geoid model for Japan using GOCE and an updated regional gravity field model, *Earth Planets Space*, 72, 33.
- Sánchez, R., Čunderlik, R., Dayoub, N., Mikula, K., Minarechová, Z., Šima, Z., Vátrt, V., and Vojtišková, M. (2016): A conventional value for the geoid reference potential  $W_0$ . *J Geodesy* 90:815. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0913-x>.