

学位論文

地上測地観測およびリモートセンシング観測を
用いた南極氷床質量変動と GIA 変動の研究
Investigation of GIA and Antarctic ice sheet mass change
using satellite and in-situ geodetic measurements

服部 晃久

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

令和 4 年度

(2022)

目次

要旨	1
第 1 章 序論	5
1.1 背景	5
1.1.1 現在の南極氷床変動	5
1.1.2 <i>Glacial Isostatic Adjustment (GIA)</i>	8
1.1.3 南極の GIA 研究	11
1.1.4 南極の測地観測網	12
1.2 目的	15
第 2 章 理論	17
2.1 弾性変形	17
2.2 粘弾性変形	18
第 3 章 観測	22
3.1 GNSS 観測	22
3.2 絶対重力測定	26
3.3 超伝導重力観測	27
3.4 衛星観測および推定された表面質量変動	28
3.4.1 <i>GRACE</i>	29
3.4.2 衛星高度計	31
3.5 無人航空機による航空写真測量および数値地形モデルの作成	33
第 4 章 LÜTZOW-HOLM 湾周辺での観測と GIA	41

4.1	LÜTZOW-HOLM 湾周辺での観測	41
4.2	GNSS 観測.....	44
4.2.1	解析.....	44
4.2.2	GNSS で推定された変位	45
4.2.3	氷床荷重変化とそれに伴う弾性変形補正.....	50
4.2.4	既存の GIA モデルとの比較	53
4.3	絶対重力観測	55
4.3.1	絶対重力測定による重力変化.....	55
4.3.2	衛星観測から計算される現在の氷床変動の影響.....	57
4.3.3	既存の GIA モデルとの比較.....	58
4.4	超伝導重力観測	60
4.4.1	超伝導重力計	60
4.4.2	無人航空機による積雪調査.....	64
4.4.3	重力観測と積雪引力効果.....	67
4.5	考察	70
4.5.1	氷床史の変更	73
	77
	第 5 章 総括及び今後の展望.....	78
	謝辞.....	80
	参考文献.....	82
	付録.....	93

図表目次

図 1-1 GRACE-FO イメージ図(© NASA and JPL/Caltech).....	5
図 1-2 氷床融解によって生じる GIA のイメージ図。	9
図 1-3 ITRF2014 および絶対重力観測が実施された南極観測基地。	14
図 1-4 公開されている主要な南極の GNSS 観測点。	15
図 2-1 A: 深度ごとのラメ定数。B: PREM から計算される次数ごとの Love 数 h , k および志田数 l 。	18
図 2-2 地球内部構造モデル VM5a および W12 モデルにおける深度ごとの粘性率(A) と VM5a におけるそれぞれの次数ごとの Love 数 h の時間変化 (B)。	19
図 2-3 ICE-6G (Peltier et al., 2015) および W12 (Whitehouse et al., 2012) における LGM 以降の 5000 年ごとの南極氷床の氷床厚変化。	20
図 2-4 本研究で行った GIA モデルの計算スキーム。粘弾性地球モデルから計算される次数ごとの粘弾性荷重 Love 数と、氷床融解史モデルから計算される荷重の時間変化を畳み込み積分することで固体地球の粘弾性変形の計算を行い、過去の相対海水準とそれによる海水荷重変化、また現在予測される地殻変動、地表面重力変動の計算を行った。	21
図 3-1 露岩観測点 Rundvågshetta での太陽光発電による連続無人観測システム。	23
図 3-2 Lützow-Holm 湾の GNSS 観測点。本研究で使用した観測点はオレンジ、使用していない点は緑で表す。	25
図 3-3 第 59 次南極地域観測隊での昭和基地重力計室で実施された重力測定の様子。	27
図 3-4 JPL GRACE グローバルマスコン解 RL6 (Watkins et al., 2015; Wiese et al., 2018) での南極における表面質量変動。下段は Lützow-Holm 湾周辺の表面質量変動。色	

は質量変動と等価な水厚変化を表す。	30
図 3-5 Schröder et al. (2019) での南極氷床の表面高度変化。下段は Lützow-Holm 湾周 辺の表面高度変化。	31
図 3-6 Ligtenberg et al., (2011) で与えられる南極氷床表面、フィルン層の密度。	33
図 3-7 本研究で使用した無人航空機。左が SenseFly 社“eBee Plus”、右が DJI 社“Inspire 2”。	34
図 3-8 SfM 手法によって推定された 2018 年 1 月 24 日の昭和基地の数値地形モデル (A) と 2018 年 5 月 28 日の数値地形モデル (B)。C は 1 月 24 日から 5 月 28 日に かけての高度変化分布で、赤は高度が低下した場所、青は高度が上昇した場所を示 す。D は本文中に記載した地面の高さに基づいた高さ補正を行ったあとの高度変 化。	39
図 4-1 GNSS 観測結果から推定された各観測点の水平変位方向 (A) と鉛直変位の時 系列変化 (B)。	46
図 4-2 Langhovde における方向ごとの時系列変化。上から東西成分、南北成分、鉛直 成分。	48
図 4-3 Lützow-Holm 湾周辺の GRACE マスコン解での表面質量変動 (A) と衛星高度 計による表面高度変化 (C)、またそれらを荷重として仮定した場合に GNSS 観測 点で生じる弾性変形の時系列 (GRACE: B、高度計: D)。	52
図 4-4 GNSS 観測および弾性変形補正から推定された各観測点での鉛直変位速度と、 GIA モデルから予測される鉛直変位速度の比較。GIA モデルは ICE-6G では粘弾性 構造に VM5a を、W12 では Whitehouse et al. (2012) で最適化された粘弾性構造をバ ーで示し (図 2-2)、粘性構造を変化させた場合の最大値と最小値で示す。	54
図 4-5 GIA モデル ICE-6G (A) と W12 (B) で予測される Lützow-Holm 湾の現在の隆起 速度分布のコンター図。点は GNSS 観測点の位置を示し、各点の色は GNSS で観	

- 測された鉛直変位速度に対して GRACE マスコン解を荷重として考えた場合の弾性変形を補正した値を表す。55
- 図 4-6 昭和基地の重力点 (IAGBN-A) での絶対重力計 FG5 測定の結果。黒線は最小二乗法で推定される重力変化を示し、灰色部は標準誤差を示す。56
- 図 4-7 Lützow-Holm 湾周辺の GRACE マスコン解での氷床表面質量変動 (A) と衛星高度計による氷床表面高度変化 (C)、またそれらを荷重として仮定した場合に昭和基地内の重力観測点で生じる重力擾乱の時系列 (GRACE: B、高度計: D)。57
- 図 4-8 昭和基地の重力基準点で観測された重力変動と、GIA モデルから予測される重力変動の比較。GIA モデルは ICE-6G では粘弾性構造に VM5a を、W12 では Whitehouse et al. (2012) で最適化された粘弾性構造をバーで示し (図 2-2)、粘性構造を変化させた場合の最大値と最小値で示す。59
- 図 4-9 超伝導重力計 OSG#058 によって観測された重力変動 (A) と、日周までの潮汐成分 (B)、半年周期までの潮汐成分 (C)、気圧に対する重力応答 (D)、潮汐・気圧応答を分離した後の重力変化 (E)。61
- 図 4-10 図 4-9 E と長周期潮汐成分との比較 (A)、長周期潮汐を取り除いた後の重力変化と極潮汐の比較 (B)、極潮汐を取り除いた後の重力変化と昭和基地内での積雪計との比較 (C)。62
- 図 4-11 それぞれの日付に実施された空撮画像に対して SfM 手法を用いて作成した数値地形モデルと、2018 年 1 月 24 日の数値標高モデルに対する高度変化。エラー！
ブックマークが定義されていません。
- 図 4-12 無人航空機観測によって捉えた昭和基地内重力計室近傍の積雪分布の時間変化。I: 2018 年 1 月 24 日の空撮画像から作成したオルソ画像。II: 2018 年 7 月 31 日の空撮画像から作成したオルソ画像。III: I 中の A-B 測線、C-D 測線での表面高度の時間変化。66

- 図 4-13 積雪計によって観測された積雪変化（赤線）と、空撮画像から作成した数値地形モデルから計算される積雪計の位置における高さ変化（青点）。67
- 図 4-14 超伝導重力計で観測された重力残差（青線）、無人航空機による積雪調査から計算される積雪変化による引力効果（各点）、昭和基地内での積雪計（赤線）の比較。68
- 図 4-15 超伝導重力計によって観測された重力残差と積雪分布から計算された重力変化の比較。各点の色は図 4-15 に対応する。69
- 図 4-16 A:昭和基地 SYOG での GNSS 観測と弾性変形補正から推定された鉛直変位速度と GIA モデルの予測値。B:昭和基地重力計室での絶対重力測定と弾性変形補正から推定された重力変化と GIA モデルの予測値。C:ICE-6G と W12 の氷床融解史をそれぞれ仮定し、上部マントル、下部マントルの粘性を変化させた場合の GIA モデルから予測される鉛直変位速度。D:ICE-6G と W12 の氷床融解史をそれぞれ仮定し、上部マントル、下部マントルの粘性を変化させた場合の GIA モデルから予測される重力変化。71
- 図 4-17 左:ICE-6G モデルにおける 2 万年前（最終氷期最盛期）と現在の氷床量の差。右:氷床融解史を ICE-6G から変更する領域。74
- 図 4-18 ICE-6G モデルにおける図 4-15 右で示される領域内での各グリッドにおける氷床厚の時系列（灰色）、および Kawamata et al. (2020) で提唱される氷床融解のタイミングに変更後の氷床厚の時系列（水色）。黒線、青線はそれぞれ Skarvsnes における氷床厚変化を示している。75
- 図 4-19 GNSS 観測および絶対重力観測から推定された変動速度と、GRACE および衛星高度計のリモートセンシング観測データを用いて現在の南極氷床変動による影響を補正した変動速度、および Lützow-Holm 湾周辺の氷床融解史を修正した ICE-6G から計算される GIA モデル予測値。 7568

表 3-1	本研究で使用した Lützow-Holm 湾沿岸に位置する GNSS 観測点。	24
表 3-2	本研究で使用した露岩観測点での GNSS 観測の実施日および使用した受信機、 アンテナ。	26
表 3-3	昭和基地で実施された無人航空機による空撮の実施日と撮影枚数。	36
表 3-4	本研究で GCP として使用した測量基準点の位置。	38
表 4-1	GNSS 観測結果から推定された各観測点での方向ごとの変位速度。	48
表 4-2	GNSS 観測結果から推定された各観測点での方向ごとの変位速度。 エラー! ブ ックマークが定義されていません。	
表 4-3	本研究で使用した観測点ごとの水平方向の変位速度 (mm/year)。本研究で GNSS 観測から推定された変位速度と、Ohzono et al. (2006) の結果、および No-net- ration 系でプレートモデル (ITRF2014) から計算される変位速度。	49
表 4-4	観測点ごとの観測期間に応じた弾性変形によって生じる鉛直方向の変位速度。 衛星高度計では高度変化から荷重を計算する際にフィルンの密度を仮定した場合 と氷の密度を仮定した場合の 2 通りを示している。	52
表 4-5	GNSS 観測から推定される鉛直方向の変位速度に対して弾性変形を補正した 場合の変位速度。	53
表 4-6	衛星観測から推定される 2002 年から 2018 年の南極氷床質量変動による荷重 変化から昭和基地での絶対重力測定に生じる重力擾乱 (単位は $\mu\text{Gal}/\text{year}$)。ただし 観測点直近のグリッドでの質量変動による引力効果を含まない。	58
表 4-7	海洋潮汐未補正の分潮ごとの潮汐ファクターと位相遅れ (遅れを正とする)。	63

要旨

南極氷床は現存する最大の大陸氷床であり、全球の海水準を 60 m 上昇させるほどの大量の淡水を保持している。近年、観測技術の発達により人工衛星による観測から、南極氷床の質量は減少傾向にあることが明らかにされてきた。南極氷床の融解は、全球的な海面の上昇につながるため、地球科学的な見地のみならず、社会的見地からも重要視されている問題である。そのため、南極氷床の変動をより正確に捉えることが求められている。

GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) は 2002 年に打ち上げられ 2017 年にミッションが終了されるまでの間、地球重力場の時間変動を推定することで、それまで調べることが難しかった南極氷床の変動の空間分布、時間変化を観測することに成功した。これは地球重力場の変動から、その重力変化を引き起こす表面質量の増減が推定されたことを意味する。しかしながら、観測される重力変動には、南極氷床の増減だけでなく固体地球の変形によって生じる重力変動も含まれるため、GRACE による衛星重力観測だけではこれらの要因を分離できない。現在の南極氷床変動を正確に捉える上で、南極における固体地球の変形、特に約 2 万年前の最終氷期最盛期 (Last Glacial Maximum: LGM) 以降の南極氷床変動による固体地球の粘弾性応答である GIA (Glacial Isostatic Adjustment) 変動を、適切なモデル化によって観測値を補正することが必要である。

本研究では、日本の南極地域観測隊が Lützow-Holm 湾周辺で実施してきた測地観測データの解析を通じて、GIA による地殻・重力変動の検出と、既存の GIA モデルとの比較を通じて、当地域の GIA の特徴を明らかにすることを試みた。

まず、昭和基地および Lützow-Holm 湾沿岸に位置する露岩観測点 (Langhovde、Skarvsnes、Padda、Rundvågshetta) で実施された GNSS 観測から、2010 年以降の当地域における地殻変動を求めた。本研究が対象とする GNSS 観測データは、精密単独測位 (Precise Point Positioning) 手法を適用して測位を行うことで、各 GNSS 観測点において少なくとも数 cm 程度の精度で

地球上での位置を決定することができる。連続的に取得されたこの GNSS 観測データを精密軌道暦や適切な大気及び電離層遅延モデルを用いて処理することで、観測点の変位速度を 1 mm/year より良い精度で推定することが可能である。本研究では、南極における GNSS 観測から推定される鉛直方向の変位速度を、GIA による地殻変動と、現在の南極氷床変動による弾性変形の合算であると考え、各観測点における鉛直方向の変位速度を用いて GIA の議論を行った。

次に、近年の質量変動に対する弾性変形を議論した。そのために荷重変化として、GRACE による衛星重力観測、および複数の人工衛星で実施されてきた衛星高度計観測データから得られた氷床質量変動を用いた。これらのデータは、現在の南極氷床において、西南極側での急激な融解と東南極の Dronning Maud Land における降雪増加による表面質量の増加を示す。本研究では、これら衛星観測から明らかにされた現在の南極氷床変動と、標準的な地球の弾性構造を仮定した弾性応答を比較した。その結果、Lützow-Holm 湾では 2010 年から 2017 年の間におおよそ 1 mm/year の速度で沈降する向きの弾性変形が生じていることが明らかになった。

GIA による地殻変動を推定するため、GNSS 観測から推定された変位の時系列に対しこの弾性変形を補正した。その結果、いずれの GNSS 観測点においても微小ながら隆起の傾向が検出され、当地域における GIA が、弾性変形による沈降を打ち消すほど大きい隆起を生じさせていることが明らかになった。例えば、昭和基地内の International GNSS Service (IGS) 観測網の一点である IGS 点 SYOG では GNSS 観測から 0.85 ± 0.75 mm/year の隆起傾向が検出されているが、これに現在の弾性変形による影響を補正すると、昭和基地における GIA に伴う地殻変動は約 2 mm/year ほどの隆起となり、現在に至るまで地殻の隆起が継続していることを示唆する。これは現在一般的に用いられている GIA モデルから求められる予測値よりも大きな値であるため、現在提唱されている LGM 以降の氷床融解史に疑問を投げかける結果である。また、露岩観測点での結果ではどの観測点においても約 1~4 mm/year の GIA

による隆起傾向が検出された。特に、より南側の観測点である Rundvågshetta では SYOG よりも大幅に速い 2.31 ± 0.45 mm/year の隆起が推定された。このような地域性は過去の氷床分布を反映しているものと考えられ、Lützow-Holm 湾沿岸での南北方向に見られた地殻変動の特徴は、GIA モデルからも十分予測されるにおいても見られるものであった。

本研究では GNSS 観測での結果と同様に、昭和基地で実施された重力観測の結果に基づいて、昭和基地の地表面での重力変動から、GIA による重力変動の検出と GIA にモデルとの比較による議論を行った。

昭和基地では絶対重力計 FG5 による絶対重力測定が過去複数回実施されている。2018 年までに行われた FG5 による重力測定の結果から、当地域における地表面での重力変動が -0.22μ Gal/year (重力の増加する方向を正の方向)と推定され、GNSS 観測の結果が隆起傾向にあることと整合的な結果が得られた。重力観測における現在の南極氷床変動による重力擾乱の影響は、荷重による弾性変形と変形に伴うポテンシャルの変化だけを考えた場合には、その影響は $0.1 - 0.3 \mu$ Gal/year の重力増加の影響となる。しかし、質量の存在自体による引力効果を含めると、観測点近傍の質量分布変化に大きな影響を受けるため正確な補正が難しい。そこで本研究では、昭和基地内で連続観測が実施されている超伝導重力計による重力観測と、無人航空機を用いた空撮調査を行うことで、昭和基地内の積雪分布変化によって超伝導重力計で観測された重力変化の一部を説明できることを明らかにした。これは、昭和基地で実施される重力測定には、 2μ Gal 程度が近傍の積雪の増減に伴う引力効果として含まれている可能性を指摘するものである。

本研究によって、測地観測データから推定される GIA が引き起こした地殻・重力変動は、観測推定誤差、また積雪分布の時間変化による影響を考慮しても、既存の GIA モデルよりも絶対値として大きい変動であることが明らかになった。これは、現在提唱されている Lützow-Holm 湾の氷床融解史では十分に再現できていない、過去の氷床融解過程が存在する可能性を示唆している。そこで、本研究では Kawamata et al. (2020) が提唱する約 9 千年前

から 6 千年前までに生じた Skarvsnes での急激な氷床融解を考慮した氷床融解史モデルの再構築を行った。その結果、GIA モデルから予測される現在の GIA の変動の大きさは、既存の氷床融解史モデルを使用した場合よりも大きな値を示し、測地観測から推定された GIA 変動を説明可能であることを明らかにした。本研究で得られた結果を踏まえて過去の氷床融解史モデルを再構築することで、より詳細な LGM 以降の南極氷床融解過程が明らかになることが実証された。また、より正確な GIA による重力変動が明らかにされることで、GIA のモデルエラーが軽減されることが見込まれ、現在の南極氷床変動の理解が進むことが期待される。

第1章 序論

1.1 背景

1.1.1 現在の南極氷床変動

南極氷床は地球上で現存する最も大きな氷床であり、海水準にして約 60 m 上昇させる規模に相当する量の氷を持つ(たとえば Fretwell et al., 2013)。南極氷床変動は、近年の地球温暖化とそれに伴う海水準変動を評価する上で重要な要素である。2000 年代以降、人工衛星による観測技術が発達し、南極氷床変動の研究が格段に進んだ (福田, 2018)。特に、Gravity

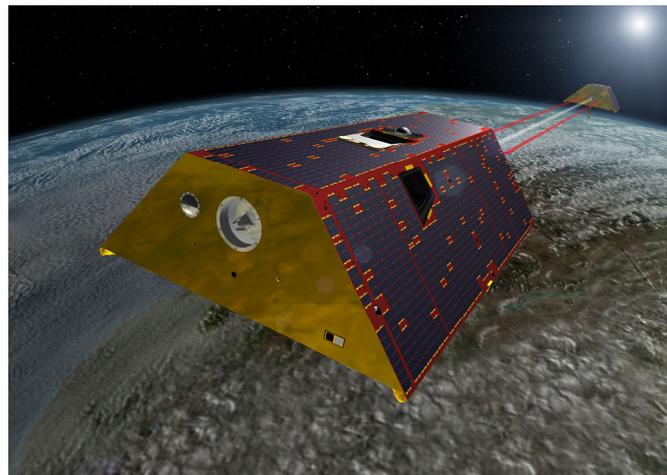


図 1-1 GRACE-FO イメージ図(© NASA and JPL/Caltech)

Recovery and Climate Experiment (GRACE) とその後継である Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-on (GRACE-FO) は、氷床質量変動研究に大きなインパクトを与えた。GRACE によって地球重力場の時間変化が約一ヶ月おきに、約 300-500 km の空間解像度で推定され、これまで観測することが難しかった南極氷床やグリーンランド氷床の時間的・空間的変動を詳らかにした (たとえば Velicogna, 2009 など)。また、Envisat や Ice, Cloud and land Elevation Satellite (ICESat)、CryoSat-2 など人工衛星による高度計観測データを用いるこ

とで、南極氷床の表面高度の変化から氷床質量変動を推定する研究も行われている(Schröder et al., 2019)。衛星高度計による観測では、人工衛星の軌道傾斜角に依存して高緯度領域での観測に欠損が生じること、また高度変化から質量変動を計算するために密度の仮定が必要になることなど課題もあるが、GRACE による衛星重力観測よりも高い空間解像度 (~10 km) を実現している。一方で、合成開口レーダー観測による南極氷床変動研究も進み、Rignot et al. (2011) は南極氷床表面全域の流動速度を求めた。流動速度から氷河末端からの質量損失を推定し、表面質量収支を合計することで南極氷床の質量収支を求める研究も行われている (たとえば Rignot et al., 2019 など)。近年、このように人工衛星による多様な観測から南極氷床の時間的・空間的な変動の様子が明らかになりつつあり、特に西南極で顕著に確認されている氷床融解と海面上昇に与える影響が注目されている(The IMBIE team, 2018)。

南極氷床は過去数十万年の全球的な気候変動と対応して、拡大・縮小を繰り返している。直近では約 2 万年前の最終氷期最盛期 (Last Glacial Maximum: LGM) に最も南極氷床は拡大しており、比較的温暖な現在にかけて氷床融解が進んできたと考えられている。氷床の成長・融解過程は、氷の流動を力学的に再現する手法 (齋藤 & グレーベ, 2018) や、氷床変動によって生じる粘弾性地球の変形から過去の荷重としての氷床の融解史を推定するという手法によって、様々な融解史モデルが提案されている。しかし、採用する手法によって、最終的に得られる氷床融解史は大きく異なり、特に南極氷床においてはモデル間の不一致が大きい (たとえば Whitehouse et al., 2019)。低緯度・中緯度域の海水準記録から、全球的海水準は LGM 以降に約 130 m 程度の上昇に相当する氷河・氷床が融解したことが明らかになっているが (たとえば Ishiwa et al., 2019)、それぞれの氷床ごとの融解量推定は困難である。特に南極氷床に関しては、現在に至っても活発な議論がなされており、全球的な海面上昇への寄与が約 10 m 以下から 30 m までと、モデル間で大きく異なった値が提唱されている (たとえば奥野, 2018 など)。

過去の氷床分布を推定する観測データとして、氷床変動によって生じる地殻変動がしば

しば用いられる。地球表面で質量が移動することで固体地球に多様な時空間スケールでの変形が生じる。かつて北米大陸にローレントイド氷床と呼ばれる大陸氷床が存在したが、この氷床が融解したことによる固体地球の変形は、GPS 観測によって現在でも確認されており(Sella et al., 2007)、地球は粘弾性の性質を持っていることが確認されている。このような特に過去の氷床変動に起因する固体地球の粘弾性応答は Glacial Isostatic Adjustment (GIA) あるいは Post Glacial Rebound (PGR) と呼ばれている。この GIA による固体地球の変形は、現在も氷床が存在している南極、グリーンランドのほか、アラスカ(たとえば Sato et al., 2012) やスカンジナビア半島(たとえば Lidberg et al., 2007) などかつて大陸氷床に覆われていた地域やその縁辺部でも大きな変動が観測されている。

LGM 以降の大陸氷床の融解による GIA は、それによって生じる海水準変動を地形・地質学的な調査・観測から明らかにすることによって確認される。また、上述した固体地球の粘弾性的性質により、現在においてもその地殻変動が継続しているため、測地観測からも GIA は現在の地殻変動として観測される。特に、現在でも氷床が存在する地域(南極、グリーンランド)では、現在観測される地殻変動に GIA による変動と現在の氷床変動による変動がともに含まれている。このため、測地観測から現在の氷床変動と GIA を個別に議論するためには、観測された地殻変動からこれらの各要因を分離する必要がある。たとえば Wahr et al. (1995)や van Dam et al. (2017) では、GIA による地表面における重力変動が鉛直変位に比例関係にあるという単純化した仮定を置くことで、鉛直変位と地表面での重力変動から GIA と現在の質量変動による地殻変動を分離する方法が提案されている。GIA による変動と現在の氷床変動の分離は一般的に難しく、GRACE による重力変動と衛星高度計による高度変化の2つの観測値から GIA と氷床変動を分離する場合には、氷床表面の密度も推定する必要がある。すると、3つの未知数が現れるため2種類の観測だけから完全に分離することは不可能となり、様々な仮定や拘束条件を置く必要がある(たとえば Velicogna & Wahr, 2002; Riva et al., 2009 など)。氷と固体地球の密度差は、重力場変動に大きく影響するため、GIA

による変動は衛星重力観測で現在の氷床変動を推定する際、より顕著な問題となることが指摘されている (Wahr et al., 2000)。

1.1.2 Glacial Isostatic Adjustment (GIA)

氷床は水を氷として大陸上に固定する。この氷床が成長・融解することで氷と海水が交換され、地球表面上で水の再分配が起こる。水の移動によって生じる荷重分布の変化は、GIA と呼ばれる固体地球の変形を引き起こし (図 1-2)、かつて大陸氷床が存在していたような地域 (北米やスカンジナビア半島など) では、顕著な隆起が観測される。このような GIA による固体地球の変形は、表層の荷重変化としての過去の氷床融解史と、地球内部の粘弾性構造に依存して変化する。そのため、GIA による変形を地形的・地質的調査や測地観測からその詳細を抽出することで、これらのパラメータを制約できる。たとえば、Kierulf et al. (2014) は、スカンジナビア半島で 1990 年代から多点展開された GNSS 観測から鉛直変位速度を求め、ボスニア湾を中心とした GIA による隆起を明らかにし、複数の氷床融解史モデルを用いた GIA フォワードモデル計算との比較から地球内部マンツルの粘性構造の議論を行っている。Milne et al. (2001) では、GNSS 観測と北欧の潮位観測から、2000 年代の全球的な海面上昇についても議論している。さらに Sella et al. (2007) では、ハドソン湾周辺での GNSS 観測から、最終氷期に北米大陸に存在したローレンタイド氷床の形状と地球の粘性構造について議論している。北米大陸での GNSS 観測に加えて、絶対重力計による重力測定の結果も合わせて検討した Mazzotti et al. (2011) では、ハドソン湾周縁域の広大な領域において、現在観測される隆起の大部分が LGM からの氷床融解に伴う粘弾性変形成分で説明できることを観測・モデル双方からの議論によって初めて示した。このように GIA による変動は、測地観測による検出・検証が可能である。特に、現在は氷床に覆われていないが LGM には大陸氷床が発達していた北米大陸やスカンジナビア半島など北半球のいくつかの地域では、氷床融解史・地球内部粘性構造ともに、観測値をよく説明できるモデルの構築に成功してい

るといえる。一方で、現在も氷床が存在する南極大陸やグリーンランドでは、観測される地殻変動を説明する要因として GIA による変動に加えて、後述するように、現在の氷床変動による地殻変動が存在するため、北半球の場合のような GIA のモデルパラメータの制約は容易ではない。

南極やグリーンランドなど、現在もその中心域が 3000m を超える厚さの氷床が存在する地域では、現在観測される地殻変動に、現在の氷床変動によって生じる固体地球の短期的な成分と、LGM 以降の氷床変動に起因する長期的な成分が含まれている。そのため、このような地域で現在・過去の氷床変動や地球内部の粘性構造を推定するには、観測された地殻変

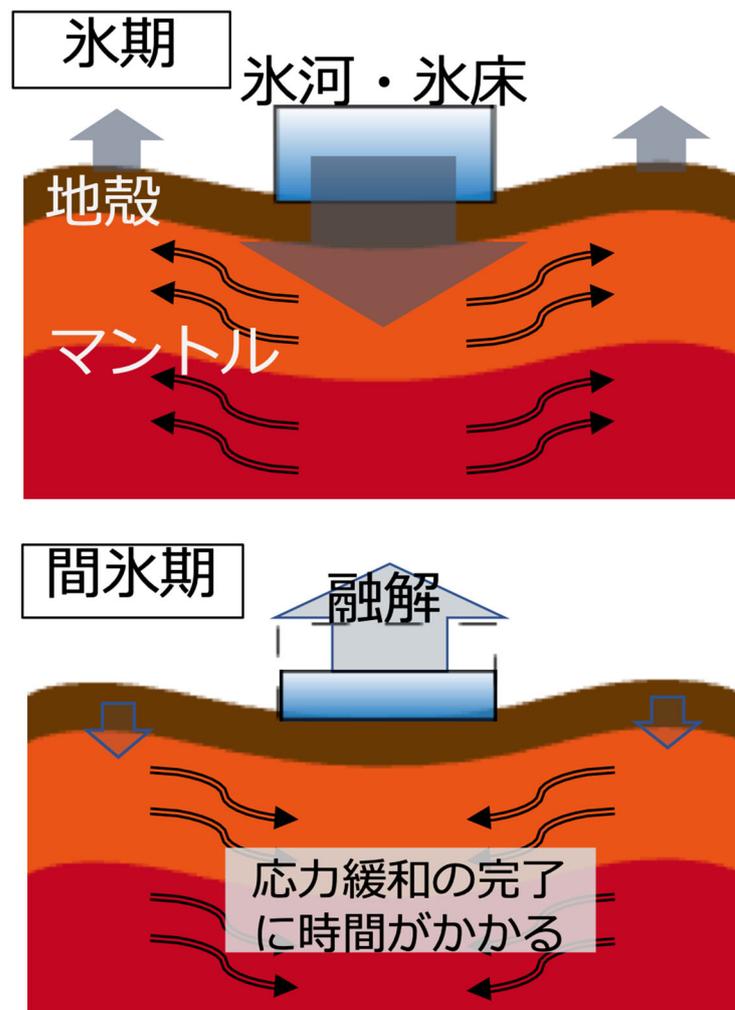


図 1-2 氷床融解によって生じる GIA のイメージ図。

動からそれぞれの成分を分離することが必要である。また、GIA は氷床融解史と地球内部の構造の双方に依存しており、観測からこれらを同時に推定する上でトレードオフの関係が存在する。たとえば、仮定する地球内部の粘性構造に、硬い地球を仮定した場合には、荷重変化に対する固体地球の緩和時間が長くなり、過去の荷重変化の影響が現在の地殻変動に大きく影響する。一方で、軟らかい地球を仮定した場合には、数万年～数千年といった荷重変化に対し、比較的急速に緩和が進むことから、現在の地殻変動への影響が小さくなる。このため、現在観測される地殻変動だけの議論では、正確な粘性構造推定は難しい。最終的に、氷床融解史と地球内部構造を詳細に決定するためには、現在の地殻変動と独立なデータを必要とする。たとえば、人工衛星によって観測される近年の氷床変動を荷重変化とみなし、それに伴う弾性変形を計算し、観測された地殻変動に補正することで、GIA による変動を抽出するという方法がある (Hattori et al., 2021 など)。弾性変形は、地球内部の弾性定数によって振る舞いが決定されることから、平均的な地球の弾性構造は粘性構造に比べて、地震学的手法から比較的明らかになっている背景もあり (たとえば PREM; Dziewonski & Anderson, 1981)、弾性変形は一意的に決定可能である。このため現在の測地観測に基づいて、氷床変動や GIA を明らかにするためには、近年の荷重変化による弾性変形を正確に求めることが重要となる。本研究では、GRACE および衛星高度計のデータを用いて、弾性変形成分を求める方法を採用した。弾性変形の計算方法を第 2 章に、また荷重として用いる衛星観測データについて第 3 章でその詳細と解析について記述し、第 4 章にて解析結果の解釈を詳細に述べる。

この現在の質量移動によって生じる固体地球の弾性変形は、GIA による地殻変動を研究する上では大きなノイズ (あるいはコンタミネーション) となる。たとえば、グリーンランドには現在においても最大で約 3000m を超える厚さを持ち、南極氷床にも匹敵するような厚さの氷床が存在する。このグリーンランド氷床は、その全体が融解した場合、全球的な海水準を約 7m 程度上昇させる氷床量であると言われている。近年、グリーンランド氷床の急

激な変動が観測されており (Sasgen et al., 2020)、グリーンランドで現在生じている地殻変動には、GIA による変動に加えて現在の氷床変動の影響が大きいと考えられる。グリーンランド大陸は大部分が氷床に覆われているものの、縁辺部には南極と同様に露岩が存在しており、Greenland GNSS Network (GNET)による観測点を主とした GNSS 観測のネットワークが構築されている (Wake et al., 2016)。これらの観測点では場所によっては 30 mm/year を超える隆起が観測されている。2000 年代後半よりグリーンランド氷床の融解が加速しており、それに伴う弾性変形による隆起が、観測される地殻変動の 95%を占めており、その割合が増加している可能性が示唆されている (Bevis et al., 2019)。しかしながら、グリーンランド氷床の LGM 以降の氷床融解史については、未だ統一の見解が得られておらず、それぞれの氷床融解史モデルを仮定した場合での GIA による地殻変動も大きく異なる。そのため、グリーンランドにおける GIA は現在も議論が続いている。

1.1.3 南極の GIA 研究

北半球とは異なり、南極周辺では過去の海水準変動を示す地形・地質学的データが少ない。これは、現在も厚い氷床に覆われていることから大陸全体に対して調査可能な露岩が限られていること、また南極大陸が他の大陸から隔絶されており調査・観測が容易ではないことが原因として挙げられる。このため、南極の GIA モデルは北半球にくらべて不確実性が大きい。南極大陸沿岸域での海水準変動のデータから LGM 以降の南極氷床融解史を推定する研究はさまざまな研究グループから提案されているが、制約条件となる過去の海水準記録が少ないため、その時系列や氷床融解量、融解した領域などがモデルごとに大きく異なり、それにより予測される現在の地殻変動も、融解史モデルごとに大きな違いが生じる (Whitehouse et al., 2019)。

これまで、さまざまな LGM 以降の南極氷床融解史が提案されてきた (たとえば、ICE-4G: Peltier, 1994, ANT series: Nakada et al., 2000, ICE-5G: Peltier, 2004, IJ05: Ivins & James, 2005, W12:

Whitehouse et al., 2012, ICE-6G: Argus et al., 2014 など)。これらのモデルはそれぞれ、LGM からの氷床融解量やその分布などが大きく異なっている。特に、LGM からの融解量については、海水準相当で 8~30m と大きく幅がある。また、南極氷床が融解を始めるタイミングも 1,6000~10,000 年前とばらつきが大きい。融解領域は総じてどのモデルでもロス海、ウェッデル海に集中しているが、IJ05 モデルは東南極をほぼ沿岸域のみの融解としており、他のモデルと傾向が異なる。このような融解史モデルの相違により、GIA フォワードモデルの入力として使用した場合、現在の地殻変動速度、海水準変動曲線、重力場変化のいずれにおいても、結果に大きな違いが生じる (Whitehouse et al., 2019)。このような背景から、本研究では現在一般的に用いられている ICE-6G、W12 を使用して GIA シミュレーションを行い、現在の地殻変動、表面重力変動の計算を行った。

このようなモデルの構築について、GIA の数値モデリングのみで構築している場合、地球内部の粘弾性構造の不確定性が問題となる。上記に挙げた融解史モデルは、総じて地球内部の粘弾性構造については、半径方向にのみ変化する一次元球対称地球モデルを適用している。しかしながら、南極大陸下の特に上部マントルに著しい水平不均質構造の存在が、地震波の解析から明らかになっている (たとえば Lloyd et al., 2020)。このような地球内部の不均質構造を考慮した GIA モデルの構築も研究が近年進められてきているが、三次元不均質構造をもつ粘弾性球殻の変形問題は、一次元球対称地球モデルと比較して、複雑な定式化と多くの計算資源を必要とし、数値計算が難しい。そのため、現状では標準的に用いられるモデルの提案までは至っていない。また近年では、その進展が著しい氷床力学モデルと GIA モデルを結合させ、北半球氷床や南極氷床の成長・衰退を再現するシミュレーションが行われている (たとえば北半球氷床については Abe-Ouchi et al., 2013)。

1.1.4 南極の測地観測網

測地学的な観測によって検出される南極の地殻変動は、GIA や現在の氷床変動を把握す

る上で重要な情報を与える。図 1-3 に ITRF2014 (Altamimi et al., 2016) で座標値が与えられている観測点、また絶対重力測定が実施されている観測点 (Mäkinen et al., 2013) の位置を示す。観測点ごとに実施されている観測手法を異なる色で表し、また絶対重力測定の有無をマーカーで表している。これらの観測点は観測基地内で行われているものがほとんどであるため、南極氷床縁辺に位置している点が多い。また観測点分布も、南極半島や Ross 海沿岸部のように観測点が集中している地域があるが、全体的に見れば観測点は疎で観測空白域は広い。

2007-2008 年の International Polar Year (IPY) では、南極横断山脈を中心に地震計と GNSS 観測点を展開する POLENET (The Polar Earth Observing Network) 観測網が構築された。他にもイタリア観測隊が北部 Victoria Land を中心に VLNDEF (The Victoria Land Network for DEformation control) 観測点を展開するなど西南極では多数の GNSS 観測点の設置が進んでいる (図 1-4)。これらの観測は氷床と基盤岩の相互作用や GIA の検出などを目的として行われている。

Thomas et al. (2011) では、これらの南極全体に展開された GPS 観測データの解析から 1995 年から 2011 年にかけての鉛直変位速度を求め、GIA モデルと比較を行うことで、IJ05 や ICE-5G などの南極氷床融解史モデルが観測値よりも鉛直変位速度を平均して 5 mm/year 程度過大評価する傾向があると報告した。Martín-Español et al. (2016) では 2009 年から 2014 年にかけて GPS で観測された鉛直変位を、南極氷床の流域ごとにグループ分けし、GIA モデル計算の結果と比較することで、領域ごとに GIA モデルを評価している。特に南極半島周辺では観測値と GIA モデルの計算値に系統的な違いが生じており、南極大陸下部の粘性構造の水平不均一性が観測結果との比較から議論されている。また Zanutta et al. (2017) では、VLNDEF 観測網から推定された変位の空間分布と、Victoria Land 周辺の断層モデル、火山活動の影響について議論を行い、GPS 観測と GIA モデルを単純に比較することが難しいことを指摘した。現在複数の GIA モデルが提案されているものの、南極全体の GPS 観測

の結果を統一的に説明するフォワードモデルの構築は依然実現できていない。

GNSS 以外の観測では昭和基地、南極半島の O'Higgins 基地の 2 点で VLBI 観測が行われている他、DORIS 定常観測点が機器更新に伴う観測点変更を除いて 4 点存在している。Mäkinen et al (2007, 2013) に南極で実施された絶対重力測定についてまとめられているが、昭和基地をはじめとしたいくつかの点で複数回の絶対重力測定が実施されており、重力変化が検出されている。しかしながら、現状として GIA モデルと組み合わせた研究は未だなされていない状況である。

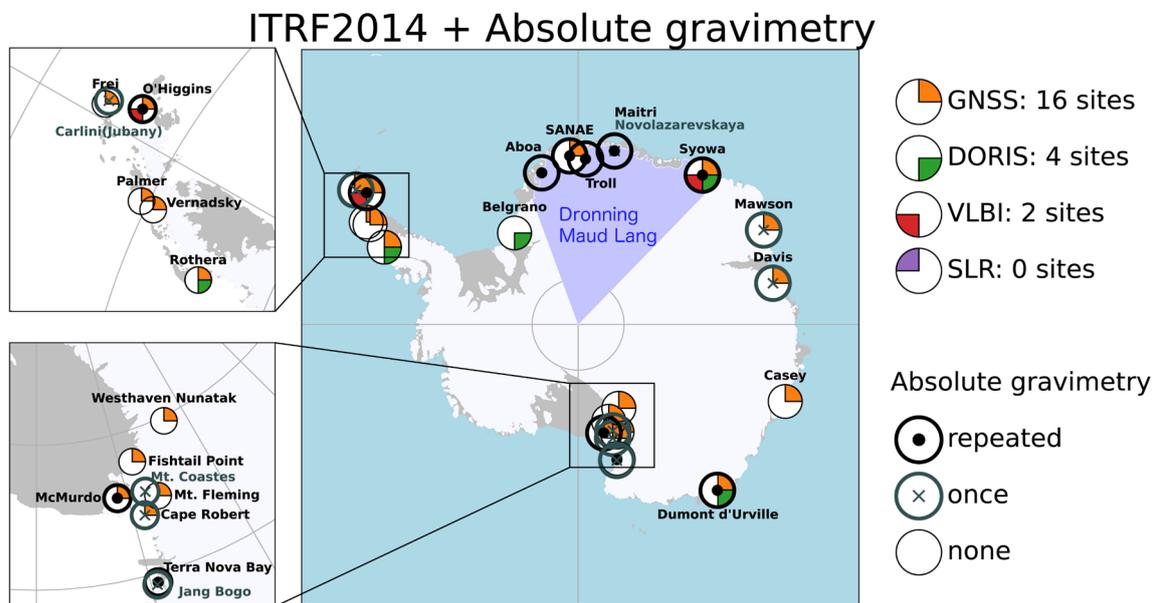


図 1-3 ITRF2014 および絶対重力観測が実施された南極観測基地。

日本の南極観測拠点である昭和基地では古くから多様な測地観測が実施されてきた（神沼 2008）。1990年代から VLBI（Fukuzaki et al., 2005 など）、GPS、DORIS の観測点が実施され、また絶対重力観測（東ら, 2013 など）、超伝導重力計(Sato et al., 1995 など)による連続重力観測も行われている(Shibuya, 1993; Shibuya et al., 2003 など)。また、昭和基地以外においても Ohzono et al. (2006) は Lützow-Holm 湾の沿岸（宗谷海岸）露岩域での GPS 観測結果を報告している。Kazama et al. (2013) では可搬型絶対重力計 A-10 を用いて野外での重力測定を実施している。このように Lützow-Holm 湾は、昭和基地内外で盛んに測地観測が実施されてきた南極大陸でも稀少な地域と言える。

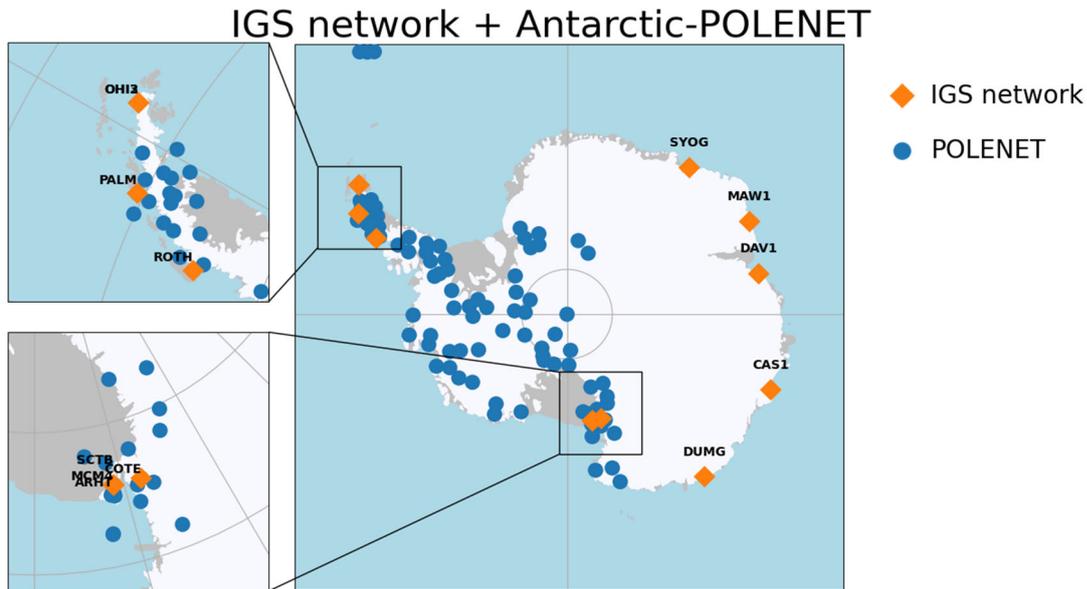


図 1-4 公開されている主要な南極の GNSS 観測点。

1.2 目的

南極における GIA の正確な理解は、過去から現在にかけての氷床変動、また地球内部の粘弾性構造に関する重要な知見を与える問題である。本研究ではまず、Lützow-Holm 湾での測地観測データから、GIA による変動を明らかにすることを目指す。昭和基地および沿岸露岩域で実施された GNSS 観測、また昭和基地で実施された絶対重力測定から当地域で観測

される地殻変動の推定を行う。Lützow-Holm 湾を含む東南極 Dronning Maud Land (図 1-3) と呼ばれる領域は、積雪増加によって表面質量が増加傾向にあると考えられていることから、この現在の氷床変動によって生じた弾性変形成分を、GRACE、衛星高度計観測のデータから補正することで、GIA による地殻変動の分離を行う。得られた GIA 成分と、既存の氷床融解史モデルから予測される変動量を比較することで当地域における GIA の特徴、また現在のモデルの問題点について議論を行う。また、測位観測と同様に重力観測との比較も行うが、重力観測は観測点近傍の質量移動の影響をより強く受けるため、無人航空機を用いた積雪分布変化調査を行い、超伝導重力計で観測される重力変化と比較することで、積雪が重力観測に与える影響について議論する。

最後に本論文で得られた成果と今後の展望についてまとめる。

第2章 理論

本章では、本研究で使用した地球表面による荷重の変化によって生じる、固体地球の弾性変形、粘弾性変形について論ずる。

2.1 弾性変形

地球表面での荷重分布の変化の仕方が短期的に生じたものである場合、固体地球は弾性的に応答することが知られている。荷重による固体地球の変形は、古くから研究が盛んに行われており、半無限弾性体表面での荷重による変形は Boussinesq 問題として知られている。

Longman (1962, 1963)、Farrell (1972)では、球殻における荷重による弾性変形問題の定式化を行った。球対称・非回転・等方弾性体地球モデル SNREI (Spherical, Non-Rotating, Elastic and Isotropic)における地表面での荷重によって生じる荷重変形は、一次の連立微分方程式に帰着される。

図 2-1 に PREM (Dziewonski & Anderson, 1981) の地震波速度モデルから計算される地球の深度ごとの弾性構造と、それから計算される次数 1 万次までの荷重 Love 数および荷重志田数を示す。この荷重 Love 数 h 、 k を用いて、単位質量の点荷重によって生じる鉛直方向の変形 u および地表面での重力変化 g 、海水準 s の荷重 Green 関数は次のように表される。

$$u(\theta) = \frac{a}{m_e} \sum_{n=0}^{\infty} h_n P_n(\cos \theta)$$

$$g(\theta) = \frac{g}{m_e} \sum_{n=0}^{\infty} (n + 2h_n - (n + 1)k_n) P_n(\cos \theta)$$

$$s(\theta) = \frac{a}{m_e} \sum_{n=0}^{\infty} (k_n - h_n) P_n(\cos \theta)$$

地球の弾性構造 → 弾性荷重 Love 数

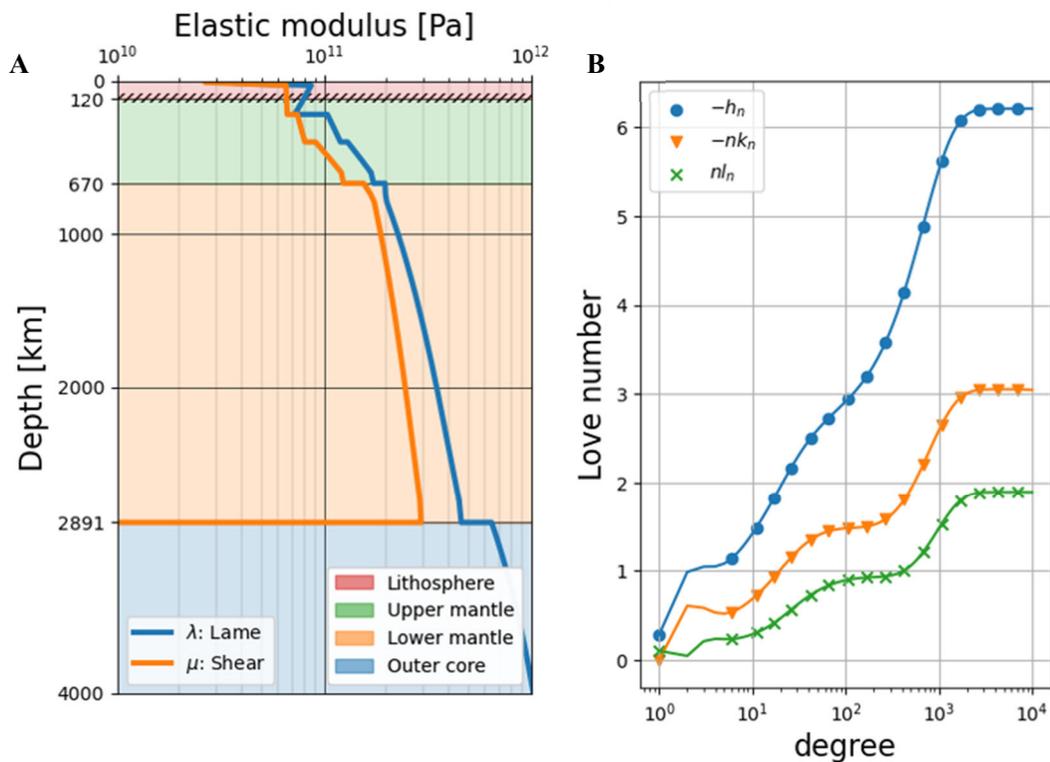


図 2-1 A：深度ごとのラメ定数。B：PREM から計算される次数ごとの Love 数 h 、 k お

よび志田数 l 。

本論文第 4 章以降で議論する、近年の荷重変化による弾性変形の評価は、この定式化に基づいて計算を行っている。本研究では、次数 10^4 までの荷重 Love 数を使用し、REAR (Melini et al., 2014) を用いて弾性変形の計算を行った。また、本研究では計算する弾性変形は、南極氷床の質量変動による変形のみを対象として計算を行った。

2.2 粘弾性変形

Peltier (1974) は Maxwell 粘弾性体における応力ひずみ関係式に対して Laplace 変換を行い、Laplace 領域における弾性体の変形問題に帰着されることで、荷重による固体地球の粘弾性応答の定式化を行った。

図 2-2 (A) に Argus et al. (2014) 等で提案されている標準的な地球内部の粘弾性構造モデルである VM5a と W12 モデルに最適化された粘弾性構造 (Whitehouse et al., 2012) を、図

2-2 (B)に VM5a から計算される次数ごとの荷重 Love 数 h_n^V の時間変化を示す。

粘弾性地球モデルにおける変形や地表面重力変化を計算する Green 関数は、弾性地球モデルにおける荷重 Love 数の組み合わせと同様に表現することができる。それぞれの荷重 Love 数を逆 Laplace 変換することで時間ドメインの荷重 Love 数となり、結果として鉛直変位等のレスポンスの時間変化を計算することができる。

本研究では、過去の氷床変動として代表的なモデルとして知られている ICE-6G (Peltier et al., 2015) と W12 (Whitehouse et al., 2012) を用いて、GIA によって現在生じる変形量および重力変化を計算した。図 2-3 に本研究で使用したそれぞれの氷床変動モデルにおける、LGM 以降の南極氷床変動を示す。この 2 つのモデルは、過去の南極氷床の空間的分布が明瞭に異なっており、W12 モデルに関しては、特に内陸部において LGM 以降に氷床厚が増加したと

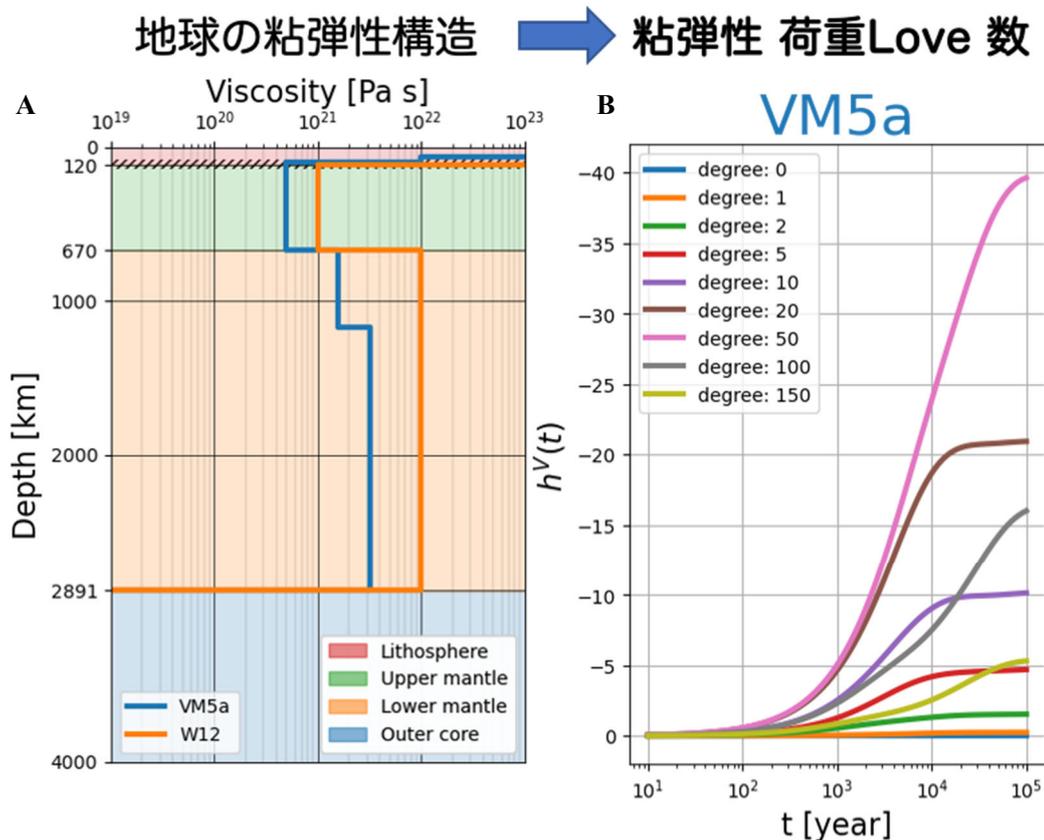


図 2-2 地球内部構造モデル VM5a および W12 モデルにおける深度ごとの粘性率(A)と VM5a におけるそれぞれの次数ごとの Love 数 h の時間変化 (B)。

されている領域も存在する。

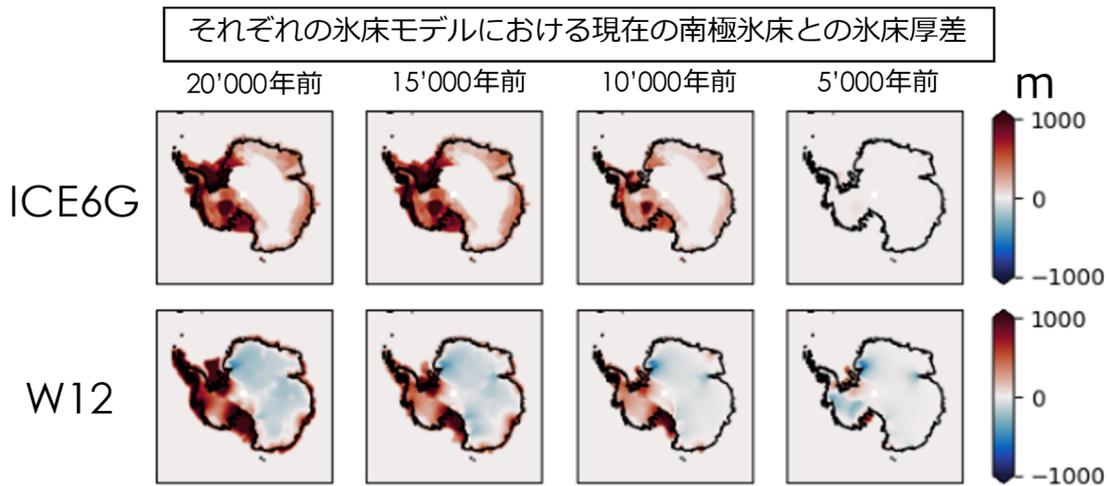
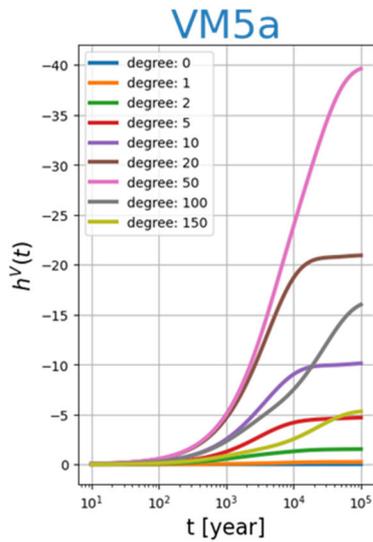


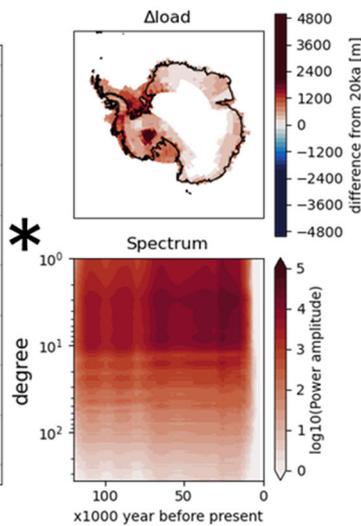
図 2-3 ICE-6G (Peltier et al., 2015) および W12 (Whitehouse et al., 2012) における LGM 以降の 5000 年ごとの南極氷床の氷床厚変化。

過去の氷床変動によって生じる固体地球の粘弾性変形を議論するには、氷床変動自体によって生じる変形に加えて、氷床変動に伴って変化する海水荷重の変化による変形も考慮する必要がある。このため、粘弾性地球モデルにおける荷重 Love 数を用いた形での海水準のレスポンスを海水荷重の変化として、その荷重応答を計算する必要がある。粘弾性を仮定した地球の海水高は、Farrell & Clark (1976) によって定式化された海水準方程式より求めることが可能である。これは、海水準は常に等ポテンシャル面を形成するという物理学的根拠に基づいた積分方程式である。さらに近年では、荷重変化や固体地球の変形による地球回転変動による効果も取り入れた定式化がなされている（たとえば奥野，2018）。海水準変化は則ち海水荷重の変化であるため、それ自体によって生じる固体地球の変形にも影響を受け、結果的に反復的に海水準方程式を解くことが必要となる（たとえば Nakada & Lambeck, 1987 など）。本研究では、Okuno & Nakada (2001) の計算スキームを用いて、海水準方程式を 3 回のイテレーションさせることで海水荷重を評価した。図 2-4 に示すように、荷重 Love 数と荷重変化のコンボリューションにより、求めたい地球のレスポンス（たとえば鉛直変位や海水準、重力変化など）を数値的に評価している。

粘弾性構造から
計算されるGreen関数



氷床融解史
≈荷重分布変化



GIAモデル
出力

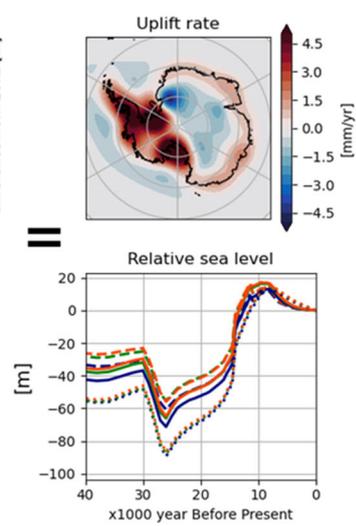


図 2-4 本研究で行った GIA モデルの計算スキーム。粘弾性地球モデルから計算される次数ごとの粘弾性荷重 Love 数と、氷床融解史モデルから計算される荷重の時間変化を畳み込み積分することで固体地球の粘弾性変形の計算を行い、過去の相対海水準とそれによる海水荷重変化、また現在予測される地殻変動、地表面重力変動の計算を行った。

第3章 観測

本章では、本研究で使用した測地観測、無人航空機による三次元地形形状の推定についてまとめる。

本研究では、これまでの日本の南極地域観測隊によって実施された、昭和基地および Lützow-Holm 湾沿岸露岩域での GNSS 観測、昭和基地内の重力計室で実施された絶対重力計による重力観測、超伝導重力計による重力観測を用いて、各観測点における地殻変動、また重力変動を求めた。

これら地上観測で観測された地殻・重力変動のうち、現在の南極氷床変動に起因する弾性変形の効果を補正するため、衛星重力観測 GRACE によって観測された表面質量の移動、衛星高度計によって観測された南極氷床の高度変化のデータセットを利用した。これらの観測データを荷重分布として与えることで、現在の南極氷床変動による影響を観測点ごとに求めた。

また、重力観測では氷床荷重による弾性変形による影響に加えて、雪氷質量自体による引力効果が観測値に影響を与える。これは特に近傍での質量の分布を強く反映するため、引力効果を正確に補正するには、現在の衛星観測の空間的分解能では不十分である。このため、昭和基地上空で無人航空機による空撮を実施し、昭和基地内での積雪分布の変化を高精度で抽出した。

3.1 GNSS 観測

Global Navigation Satellite System (GNSS) 観測についての概略を示す。GNSS とはアメリカの GPS (Global Positioning System) やロシアの GLONASS、EU の Galileo や日本の「みちび

き」などを総称する衛星測位観測手法であり、人工衛星が発信する搬送波をアンテナで受信することで、受信機の位置を決定する。GNSS 衛星は、自身を含む各 GNSS 衛星の軌道情報および、搬送時の時刻情報を発信する。光速度で伝搬する搬送波が GNSS 衛星から発信され、受信機のアンテナが受信するまでにかかった時刻を計測することで、GNSS 衛星とアンテナの位相中心までの距離を算出する。最低 4 機以上の複数の GNSS 衛星から発信された搬送波を受信することで、観測点の 3 次元での位置座標 (x,y,z) と受信機の時計誤差 (Δt) を推定する。

高緯度地域では、GNSS 衛星の軌道傾斜角が浅い場合、受信機から GNSS 衛星が見えづら、あるいは低い仰角に集中するといった問題が生じる。一般に高精度に位置決定を行うには、より多くの GNSS 衛星が、受信機からみて均等に分布することが理想的であるため、高緯度地域における観測点の位置決定は、低緯度地域に比べ不利である。

加えて、南極において GNSS の観測点を設置する場合には、アンテナや受信機の電力確保が問題となる。IGS 点のように観測基地に設置される観測点では、電力を安定して供給することが可能であるが、露岩ではバッテリーや太陽電池による電力供給を必要とする。さらに、高緯度域では極夜（たとえば昭和基地では 6、7 月にあたる）の存在など、時期により日照時間が大幅に制限されるため、太陽光発電では一年を通して安定した電力供給は難しい。日本の南極地域観測隊で実施している露岩での GNSS 観測では、このような問題から主に夏期間（12—2 月）にキャンペーン的に GNSS 観測が行われてきた。

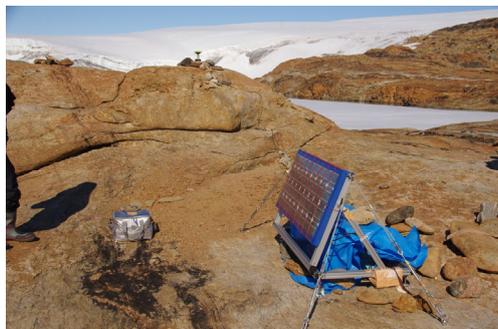


図 3-1 露岩観測点 Rundvågshetta での太陽光発電による連続無人観測システム。

Lützow-Holm 湾沿岸では、1998 年から露岩観測点でのキャンペーン観測が実施されている (Ohzono et al., 2006)。このキャンペーン観測は 12 月から 2 月の期間を主として、おおよそ 1、2 年おきに数日間の観測が実施されてきた。キャンペーン観測では、各観測で GNSS 受信アンテナを再設置するため、正確に地殻変動による位置情報の変化を捉えるためには、観測ごとにアンテナ高の補正を行う必要がある。また、観測が実施される時期に偏りが生じ、年周変動などを捉えることができない。これらの問題を解決し、露岩の地殻変動を正確に検出するため、Lützow-Holm 湾沿岸のいくつかの露岩観測点では、太陽光発電と鉛蓄電池を用いて、通年で連続的に観測が実施できるよう、観測設備の切り替えが行われ、無人観測点化が進んでいる (図 3-1)。図 3-2 および表 3-1 に本研究で使用した GNSS 観測点 (SYOG および各露岩観測点 Langhovde、Skarvsnes、Padda、Rundvågshetta) のおおまかな位置と使用した観測データの期間を示す。また、露岩観測点についてはそれぞれの点で連続観測に移行した時期を示している。表 3-2 に本研究で使用した露岩観測点での観測実施日、使用した受信機、アンテナをまとめる。露岩観測点での連続観測に移行後は、JAVA GrAnt-G3T アンテナに接続された GNSS 受信機に一定の周期 (1 週間おき) で電源が供給されるようタイマーと、太陽光発電と鉛蓄電池が接続されている。これらの観測データは受信機に保存され、定期的に南極地域観測隊によってデータが回収されている。

表 3-1 本研究で使用した Lützow-Holm 湾沿岸に位置する GNSS 観測点。

観測点	緯度 [deg]	経度 [deg]	期間	
SYOG	-69.0070	39.5837	2007-2018	連続観測
Langhovde	-69.2428	39.7141	2011-2018	2014 年以降連続
Skarvsnes	-69.4738	39.6071	2011-2018	2014 年以降連続
Padda	-69.6182	38.2760	2011-2018	2015 年以降連続
Rundvågshetta	-69.9076	39.0399	2010-2018	2014 年以降連続

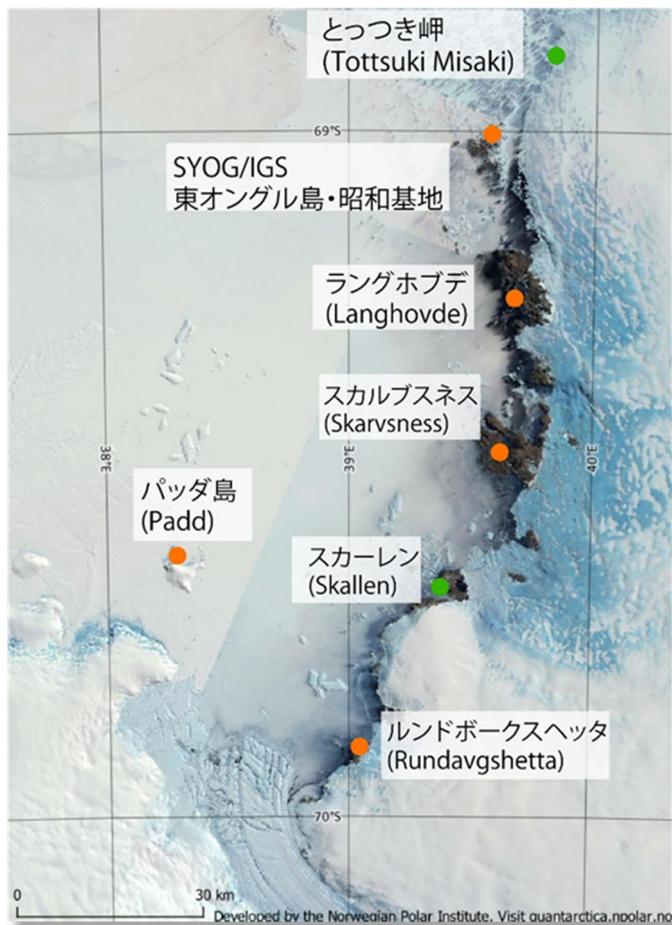


図 3-2 Lützow-Holm 湾の GNSS 観測点。本研究で使用した観測点はオレンジ、
使用していない点は緑で表す。

表 3-2 本研究で使用了した露岩観測点での GNSS 観測の実施日および使用了した受信機、アンテナ。

Site name	Observation date	Antenna	Receiver
Langhovde	2011.01.02 - 01.05	ASH 700936E	Ashtech UZ-12
	2012.01.07 - 01.08	ASH 700936E	JAVAD TR-G2TH
	2013.01.05 - 01.07	ASH 700936E	JAVAD TR-G2TH
	2013.07.29 - 07.30	ASH 700936E	JAVAD TR-G2TH
	2014.07.31 - 08.01	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2TH
	after automated	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2TH
Skarvsnes	2010.12.25 - 12.26	ASH 700936E	Ashtech UZ-12
	2012.01.15 - 01.16	ASH 700936E	JAVAD TR-G2TH
	2014.08.24	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2TH
	2014.10.27	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2TH
	after automated	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2TH
Padda	all	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2TH
Rundvågshetta	2010.02.19 - 02.20	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2T
	2010.10.05	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2T
	2010.10.18 - 10.19	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2T
	after automated	JAVAD GrAnt-G3T	JAVAD TR-G2TH

3.2 絶対重力測定

昭和基地は基地開設以来、古くから重力測定が実施されている（たとえば神沼 (2008) などに詳しい）。1991 年には国際絶対重力基準点網 IAGBN (International Absolute Gravity Basestation Network) の Category-A の重力点が設置され、1990 年代以降現在まで、絶対重力計の事実上の標準として用いられている Micro-g Lacoste 社の FG5 による絶対重力観測が複数回実施されてきた。東ら (2013) は 1991 年から 2013 年までに実施された昭和基地における FG5#104、#203、#210 での絶対重力測定の結果をまとめ、昭和基地における重力変化を $-0.26 \mu\text{Gal/year}$ と求めている。

FG5 はいわゆる自由落下方式の絶対重力計である。レーザー光を入射した向きと同じ向

きに反射する性質を持つコーナーキューブリフレクターを真空チャンバー内で自由落下させ、設置した地面の振動の影響を軽減するためにスーパースプリング内に吊るされた参照コーナーキューブリフレクター間との距離の変化を、安定した波長を持つレーザー光を発信するヨウ素安定化ヘリウムネオンレーザーの干渉計（長さの基準）と、安定したルビジウム時計（時間の基準）を用いて正確に測定することで、観測点での重力加速度を測定する。現在の FG5 の公称精度は $2\mu\text{Gal}$ と高い精度で絶対重力値が決定されるが、使用する機器ごとに測定される絶対重力値にオフセットが生じる器差の存在も知られている。

本研究では、東ら (2013) の結果に加えて、筆者自身が参加した第 59 次南極地域観測事業の夏季行動（2017 年 12 月-2018 年 1 月）において FG#210 によって実施された重力観測の結果を使用した（図 3-3）。第 59 次南極地域観測隊では FG5#210 での測定を 10 秒ごとに 1 回の落下、100 回の落下を 1 セットとして 30 分ごとに 1 セットの繰り返しを 1 日間連続して測定する設定で、2017 年 12 月から 2018 年の 1 月にかけて複数回実施した。得られた重力変化については 4.3 で議論する。

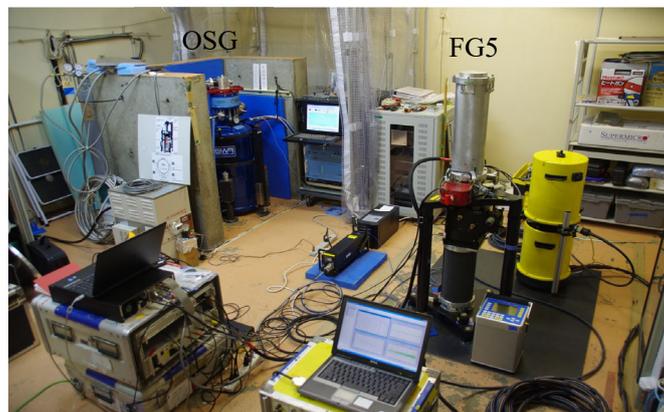


図 3-3 第 59 次南極地域観測隊での昭和基地重力計室で実施された重力測定の様子。

3.3 超伝導重力観測

昭和基地では 1993 年から超伝導重力計による重力観測が実施されている。超伝導重力

計 TT-70#016 は 1993 年に最初に昭和基地に設置され、2003 年まで連続観測が行われた。TT-70#016 と交代して設置された CT#043 は 2003 年から 2009 年まで観測が実施された (Shibuya et al., 2003; Doi et al., 2008, 2010 などに詳しい)。2009 年 12 月に OSG#058 が設置され連続観測を開始し、2018 年 9 月まで観測が行われた。

超伝導重力計は絶対重力計とは異なり、重力値の相対変化を測定する相対重力計である。極低温に冷却した超伝導球を、超伝導磁場内で重力と釣り合わせることで、超伝導球の位置の変化から、それに応じた重力変化が測定される。測定されるのは重力値そのものではなく電気的な変化であるため、絶対重力計との比較観測によって電圧変化を重力変化に変換するための超伝導重力計のスケール値を決定する必要がある (昭和基地では Iwano et al., 2003; Fukuda et al., 2005 などが報告している)。超伝導重力計は長期間に安定して連続重力値を観測できる利点があり、昭和基地での超伝導重力観測データから昭和基地における潮汐ファクターの決定 (Iwano, 2005) や、常時地球自由振動 (Nawa et al., 1998) などの研究が行われてきた。また Aoyama et al. (2016) では 2010 年から 2015 年までの OSG#058 で観測された重力変化と GRACE や積雪計との比較から、昭和基地周辺の積雪増加が重力変化として捉えられていることを指摘している。

本研究では、2010 年 1 月から 2018 年 9 月までに OSG#058 によって観測された連続重力値を用いて潮汐解析を行い、重力変化から非潮汐成分 (重力残差) を求めた。2018 年 1 月から 9 月までの重力残差を用いて、2018 年に実施した無人航空機による積雪分布調査と比較を行い、昭和基地における積雪分布の変化が重力観測に与える影響について 4.4 で議論する。

3.4 衛星観測および推定された表面質量変動

人工衛星による観測から Lützow-Holm 湾を含む Dronning Maud Land (図 1-3) と呼ばれる

一帯では表面質量の増加傾向にあることが示唆されている（たとえば Velicogna et al., 2020 など）。これは近年の降雪量増加に伴い、積雪が増加しているのが原因であると考えられている。これは GRACE による衛星重力観測のみならず、衛星高度計による表面高度変化からも観測されている。この近年の表面質量の変動は、その荷重変化による弾性変形として現在の地殻変動にあらわれていると考えられるため、本研究では、GRACE による重力場変動から推定された地球表面での質量変動と、衛星高度計による南極表面高度変化を用いて、近年の南極氷床変動による弾性変形を計算した。

本研究では、これら衛星観測から推定された現在の南極氷床変動を実際の荷重変化だと考え、測地観測から観測された地殻・重力変動量に補正を施すことで、残った成分を GIA による変動だと考えた。次項ではそれぞれ使用したデータセットについて説明する。

弾性変形の計算に必要な現在の質量変動として GRACE マスコン解(JPL GRACE Mascon Release 06: (Watkins et al., 2015; Wiese et al., 2018)と、Schröder et al. (2019) による衛星高度計から観測された表面高度変化と南極氷床の密度 (Ligtenberg et al., 2011) を用いて、現在の南極氷床の質量変動を計算し表面荷重とした。この2つの表面荷重をそれぞれ入力として、各観測点に生じる弾性変形成分の計算を行い、比較を行った。

3.4.1 GRACE

GRACE による衛星重力観測のデータは、それぞれ処理の段階に応じて Level-0 から Level-4 までに段階づけられて公開されている。Level 0 は GRACE の Raw Data である双子衛星間の距離変化、Level-1 は Level-0 データに一次処理を行ったもの、Level-2 は地球重力場を球面調和関数展開の係数として表してもの、Level-3 は地球表面の各グリッドで質量変化の時系列データ、Level-4 は南極やグリーンランドなど特定の領域全体での質量変動の時系列である。本研究では GRACE Level-2 データ、マスコン解から得られる南極氷床の表面質量変動を用いた。NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL) によって提供される JPL GRACE グロ

ーバルマスコン解 Release 6（以降 JPL マスコン解）の、海岸線の補正を行ったデータセットを使用した(Watkins et al., 2015; Wiese et al., 2018)。本研究では 2002 年から 2017 年までの GRACE による観測データのみを使用し、GRACE-FO による観測データは使用していない。

JPL マスコン解は地球表面を $3^\circ \times 3^\circ$ ごとに分割し、それぞれのグリッドでの質量変動を推定し、その後 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ に分割し海岸線に沿って陸との境界での分解能を向上させている。図 3-4 に JPL マスコン解で推定されている南極全体および Lützw-Holm 湾周辺における表面質量変化の分布を示す。図中の赤い部分が表面質量の減少、南極氷床の融解を反映しており、青い部分が表面質量の増加、積雪の増加を反映していると考えられる。西南極で急激な融解が観測されている一方で、Lützw-Holm 湾周辺では質量の増加が観測されている。GRACE で観測される地球重力場から、地球表面での質量変動のみを推定する際、固体

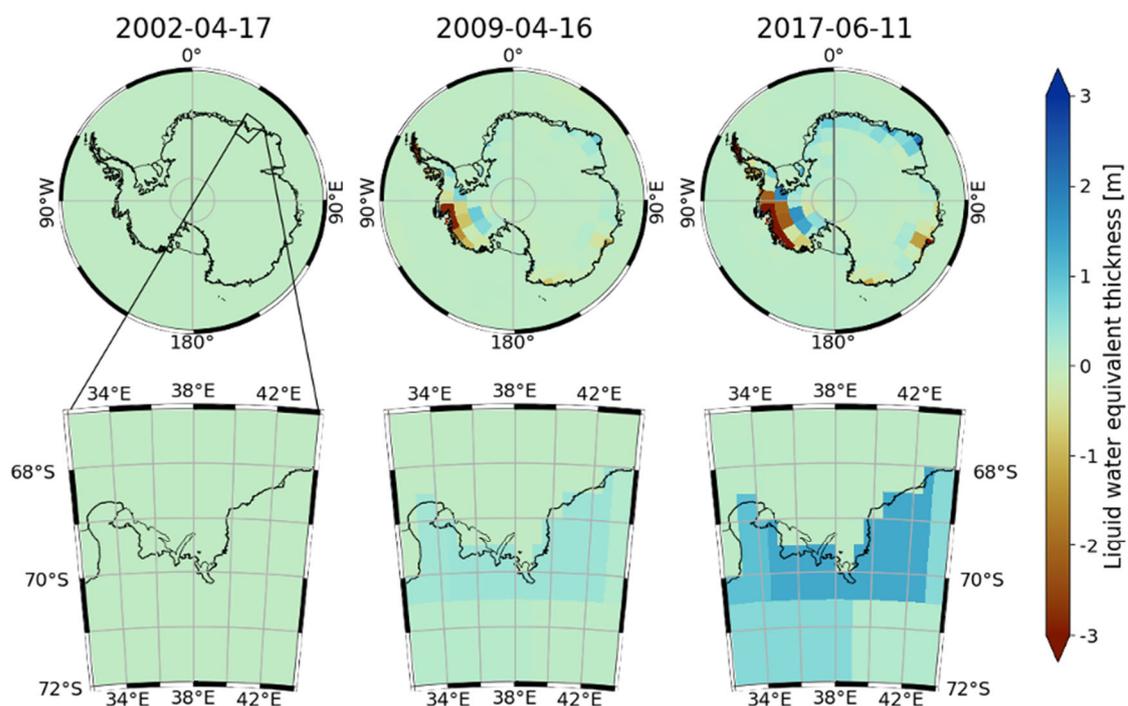


図 3-4 JPL GRACE グローバルマスコン解 RL6 (Watkins et al., 2015; Wiese et al., 2018) での南極における表面質量変動。下段は Lützw-Holm 湾周辺の表面質量変動。色は質量変動と等価な水厚変化を表す。

地球による重力変動、特に GIA による重力変動を補正する必要がある。JPL マスコン解では GIA モデル ICE-6G_D (Peltier et al., 2018) から予測される重力変化をあらかじめ補正して提供されている。

3.4.2 衛星高度計

本研究では Schröder et al. (2019) によってコンパイルされた南極氷床の表面高度変化を用いた。Schröder et al. (2019) では、1978 年から 2017 年までの間に南極氷床表面での高度計観測が行われた Seasat、Geosat、ERS-1、ERS-2、ICESat、CryoSat-2 の高度計観測データを、それぞれの衛星ごとのオフセットを推定することで、時間的に連続した南極氷床高度変化を $10\text{ km} \times 10\text{ km}$ のグリッドごとに与えている。図 3-5 に Schröder et al. (2019) で推定された南極氷床の表面高度変化の空間分布を示す。JPL マスコン解による図 3-4 と同様に、西南極

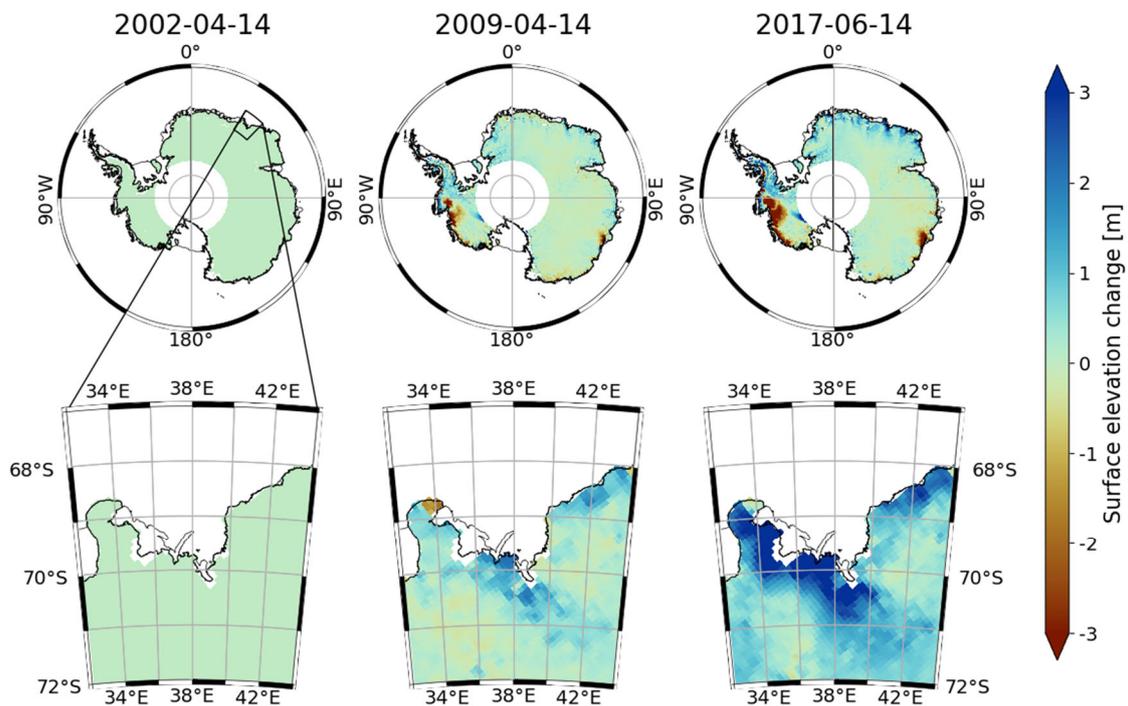


図 3-5 Schröder et al. (2019) での南極氷床の表面高度変化。下段は Lützow-Holm 湾周辺の表面質量変動。

での急激な表面高度の低下、また Lützow-Holm 湾での表面高度の上昇が推定されている。一方で、Schröder et al. (2019) では $10\text{ km} \times 10\text{ km}$ と JPL マスコン解よりも高分解能で高度変化が得られており、Lützow-Holm 湾では東岸と西岸で高度変化に違いが生じているのが確認できる。

GIA による地殻変動、また現在の南極氷床質量変動による弾性変形は、衛星高度計によって観測される表面高度変化に含まれている。しかしながら、予測される GIA による地殻変動の速度や、荷重による弾性変形（数 mm～数 cm）は、衛星高度計から推定された南極氷床の表面高度変化（数 m）に対して小さいため、本研究ではこれらの要因による高度変化を考慮せず、表面高度変化をすべて雪氷の変動だと考えて質量変化を計算する。

衛星高度計で観測される表面高度変化から、それによる質量の時間変化を計算する際、高度変化に寄与した雪氷の密度を仮定する必要がある。本研究では Ligtenberg et al. (2011) の経験的に得られた氷床表面のフィルン層の密度モデル（図 3-6）と、氷の密度（ 917 kg/m^3 ）の 2 つの密度を仮定して質量変化を計算した。フィルン層の密度を仮定した場合が、高度変化から見積もられる質量変化の下限値に、氷の密度が上限値に相当すると考えられるため、実際の質量変化はこの 2 つの密度仮定の間には存在すると考えられる。

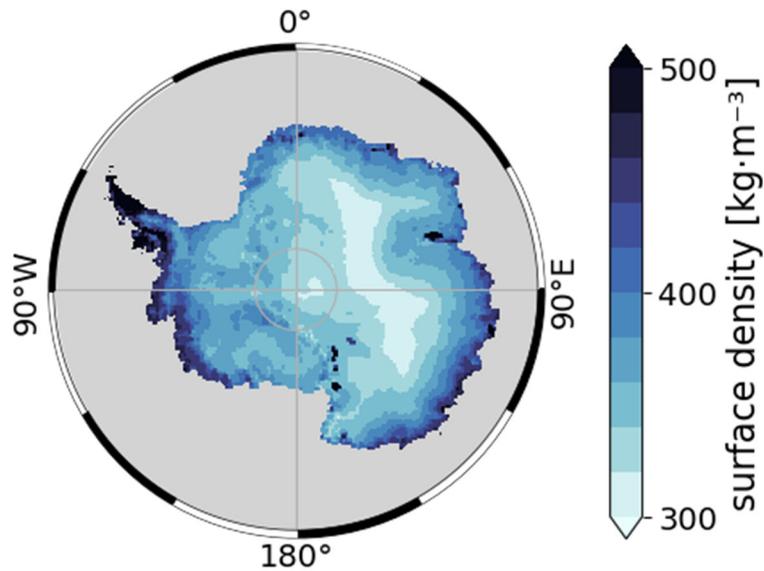


図 3-6 Ligtenberg et al., (2011) で与えられる南極氷床表面、フィルン層の密度。

3.5 無人航空機による航空写真測量および数値地形モデルの作成

日本の南極観測の拠点である昭和基地は、Lützow-Holm 湾内にある東オングル島に位置する (図 3-2)。最も暖かい時期である 1 月においても月の平均気温は摂氏 0 度を下回ることが多く、降水のほとんどは雨ではなく雪として観測される。年間を通じて気温が低いため、積雪として残った雪は夏季においても完全に融雪することはない、昭和基地の一部は常に雪に覆われている。また、昭和基地における積雪の多くは、ブリザード時に発生する。強い風雪が建造物などの地表面の凹凸に当たることによって渦が発生し、その影にドリフトと呼ばれる雪溜まりを形成する。このため積雪は全体に一様に降り積もるのではなく、場所によって大きく異なった成長の仕方を見せる。



図 3-7 本研究で使用した無人航空機。左が SenseFly 社“eBee Plus”、右が DJI 社“Inspire 2”。

昭和基地での重力観測には、この積雪による万有引力効果が重力擾乱の要因のひとつとなる。重力は鉛直下向きを正とし、重力測定点と積雪の位置関係（主に高さ方向）によって、引力効果は観測される重力値を小さくさせる向きに働くこともあれば、大きくさせる向きに働くこともある。正確に積雪による重力擾乱を補正するためには、観測点近傍の詳細な積雪分布変化を明らかにする必要がある。

近年、無人航空機の技術が発展し、比較的容易に空撮の実施が可能となった。また、計算機の処理能力向上によって一般のラップトップコンピュータでも写真から被写体の 3 次元形状を復元する Structure from Motion (SfM) が現実的な時間で処理することが可能になってきている。この SfM 手法は、同じ被写体を異なる角度から複数枚撮影することによって、画像内に共通する特徴点を抽出し、異なる画像間で一致する特徴点の位置をつなげていくことで、もとの三次元形状を復元する写真測量手法である。撮影位置の情報が付与された空撮画像を用いて SfM を実行した場合、空撮範囲内の数値地形モデル (DSM: Digital Surface Model) を作成できる。

第 59 次南極地域観測隊活動中の 2018 年 1 月から 12 月にかけて、昭和基地内の積雪分布を調査するため無人航空機 SenseFly 社の“eBee Plus”および DJI 社の”Inspire 2” (図 3-7) を用いて、表 3-3 に示した日に空撮を実施した。それぞれの空撮から得られた空撮画像を商用ソフトウェアである Pix4D SA 社“Pix4D Mapper”で SfM 処理を行うことで、オルソモザイク画像と数値地形モデルを作成した。異なる日付の数値地形モデルを比較し、表面高度変化を計算することで、積雪分布の時間変化を抽出した。

“eBee Plus”は固定翼型の無人航空機である。L1、L2 搬送波の 2 周波 GNSS を受信することが可能な受信機を搭載しており、地上の基準点との相対測位を行うことで、数 cm 程度の誤差で空撮画像の位置情報を決定できる。2018 年 1 月 24 日に実施した空撮ではこの“eBee Plus”を使用し、昭和基地上空で東西におよそ 1 km、南北に 700 m ほどの矩形範囲で 533 枚の空撮画像を撮影した。同時に昭和基地の西端にある西の浦験潮所に GNSS 基準点を設置し、IGS 最終暦を用いた後処理によって“eBee Plus”で撮影された空撮画像の位置情報を決定した。単独測位による“eBee Plus”の位置決定の精度は、533 枚の画像で平均して 7.650 m で、特に鉛直方向の精度が低くなったが、2 周波相対測位を行うことで平均 0.052 m まで決定精度を向上させた。空撮画像の位置決定精度の向上は、最終的に出力される数値地形モデルの精度に影響する。

“Inspire 2”は回転翼型の無人航空機で 5 月から 12 月にかけての空撮にはこの“Inspire 2”を使用している。“Inspire 2”に搭載されている GNSS 受信機は“eBee Plus”とは異なり 1 周波しか受信できない。そのため、“Inspire 2”で撮影された空撮画像の位置決定は単独測位で行われている。また、“Inspire 2”では GNSS による位置決定を水平方向のみに使用し、鉛直方向は気圧を利用して高度を算出している。“Inspire 2”での GNSS 測位と気圧による高度算出はブラックボックス化した内部処理で実行されており、後処理による補正が行えない。つま

表 3-3 昭和基地で実施された無人航空機による空撮の実施日と撮影枚数。

	撮影日	撮影枚数	使用機体
1	2018-01-24	533	eBee Plus
2	2018-05-12	241	Inspire 2
3	2018-05-28	271	Inspire 2
4	2018-06-04	241	Inspire 2
5	2018-07-02	238	Inspire 2
6	2018-07-13	239	Inspire 2
7	2018-07-31	530	Inspire 2
8	2018-08-02	697	Inspire 2
9	2018-08-16	237	Inspire 2
10	2018-08-31	243	Inspire 2
11	2018-09-04	295	Inspire 2
12	2018-09-23	170	Inspire 2
13	2018-09-24	156	Inspire 2
14	2018-09-29	173	Inspire 2
15	2018-10-16	177	Inspire 2
16	2018-10-21	173	Inspire 2
17	2018-10-25	174	Inspire 2
18	2018-10-26	153	Inspire 2
19	2018-11-27	161	Inspire 2
20	2018-11-29	173	Inspire 2
21	2018-11-30	168	Inspire 2
22	2018-12-07	154	Inspire 2

り“Inspire 2”では収録された GNSS 観測データおよび気圧データを直接出力することができない製品仕様となっている。このため“Inspire 2”で撮影された空撮画像の位置決定精度は、水平方向には 1 周波単独測位での位置決定精度、また鉛直方向ではオフセットが生じる。実際に今回使用した空撮画像ではそれぞれ数十 m オーダーで撮影日ごとに異なるオフセットが生じた。これは昭和基地での気圧が大きく変動することに起因している。

上記の無人航空機によって撮影した空撮画像を SfM ソフトウェア“Pix4D Mapper”によって処理することで、昭和基地の数値地形モデルと地表面のモザイク画像を作成した。“Pix4D Mapper”は Version 4.3.31 を使用し解析を行った。“Pix4D Mapper”は数ある SfM ソフトウェアの中でも、無人航空機等による空撮画像を用いた写真測量を主目的として開発されている商用ソフトウェアである。

SfM 手法を利用した写真測量では、一般に座標が既に知られている参照点 GCP (Ground Control Point) が必要となる。写真上での位置と実際の座標を対応づけることで、SfM によって生成される 3 次元モデルを実際の座標系と結合することができる。より多くの GCP を使用することができれば、SfM によって作成される地形モデルの精度が向上する。そのため高精度での位置決定が行われている GCP が撮影範囲内に均等かつ高密度に存在すれば、出力される該当する範囲の地形モデルと実際の地形との間に生じるズレ・歪みが小さくなる。空撮画像自体の位置決定精度が低く、また高さ方向にオフセットが生じている“Inspire 2”で撮影された空撮画像を用いて SfM を行う場合は、できるだけ多くの GCP を設定することが必要不可欠となる。昭和基地が位置している東オングル島では、国土地理院によって維持管理されている測量基準点が複数存在している。今回の解析では空撮範囲内にあるこれらの基準点(表 3-4) を GCP として使用した。また、“Inspire 2”を使用して撮影した空撮画像を処理する際は、国土地理院の基準点に加えて、1 月 24 日の空撮画像から作成した数値地形モデルおよびオルソモザイク画像から昭和基地内の主要な建造物の位置の高さを抽出し、GCP として追加し使用した。

以上の手法を用いて、撮影日ごとにそれぞれ数値地形モデルとオルソモザイク画像の作成を行った。異なる撮影日の空撮画像から作成された数値地形モデルの差を抽出することで、昭和基地内での積雪分布を求めた。

GCP が撮影範囲内に十分に均等かつ高密度で配置されている場合、SfM によって作成される数値地形モデルは精度良く求められるが、昭和基地では使用できる GCP に空間的な偏りがある。また、積雪が広範囲に広がることで地面一帯が白く染まり、極夜期など太陽光による陰影がつきにくいなどの理由から、昭和基地での SfM では出力される数値地形モデルに無視できない歪みが生じる。そのため、単純に数値地形モデルの差を計算した場合、実際の高さの変化（積雪分布）に加えて、個々の数値地形モデルごとの歪みに起因する系統的なバイアスが生じることになる。この系統的なバイアスを取り除くため、SfM によって出力された数値地形モデルのうち、地面が露出している部分を用いて補正することで、系統的なバイアスの影響を排除した。オルソモザイク画像から地面が露出している部分と、雪に覆わ

表 3-4 本研究で GCP として使用した測量基準点の位置。

基準点名	緯度 [deg]	経度 [deg]	楕円体高 [m]
天測点	-69.00533683	39.58114303	50.184
1030	-69.01221900	39.57871092	56.780
1031	-69.00944011	39.57130539	37.091
1025	-69.00479606	39.57908656	39.049
1026	-69.00499225	39.59133164	36.528
4619	-69.00752358	39.57090925	37.795
1040	-69.00722764	39.56625256	23.399
5101	-69.00851122	39.58871017	54.381
2315	-69.00698264	39.58443589	42.724
3	-69.00610669	39.5750785	54.285
1	-69.00916486	39.57759247	64.402
5001	-69.00505928	39.59255008	39.755
5401	-69.00370656	39.57461131	34.984

れている部分の分離を行い、地面が露出している部分と考えられる場所の高度を基準とする時点の数値地形モデルでの高度に固定して数値地形モデル全体の差分を計算した。地面が露出している部分の高さは、数ヶ月程度の短期間では位置決定精度（0.052 m）を越える大きさの変化を生じないと考えられるため、数値地形モデル間で高さが一定になるように高さ方向の補正を行った。数値地形モデルを 50 m × 50 m の小領域に分割し、小領域ごとに地面の露出部分の高さの差を計算し、その高さの差の分布が正規分布に従うと仮定して平均を計算し、数値地形モデル間の歪み補正量を求めた。

図 3-8 に、2018 年 1 月 24 日 (A) および 5 月 28 日 (B) に実施された空撮から作成した数値地形モデルおよび、同数値地形モデルから抽出された高度分布変化を示す (C、D)。地

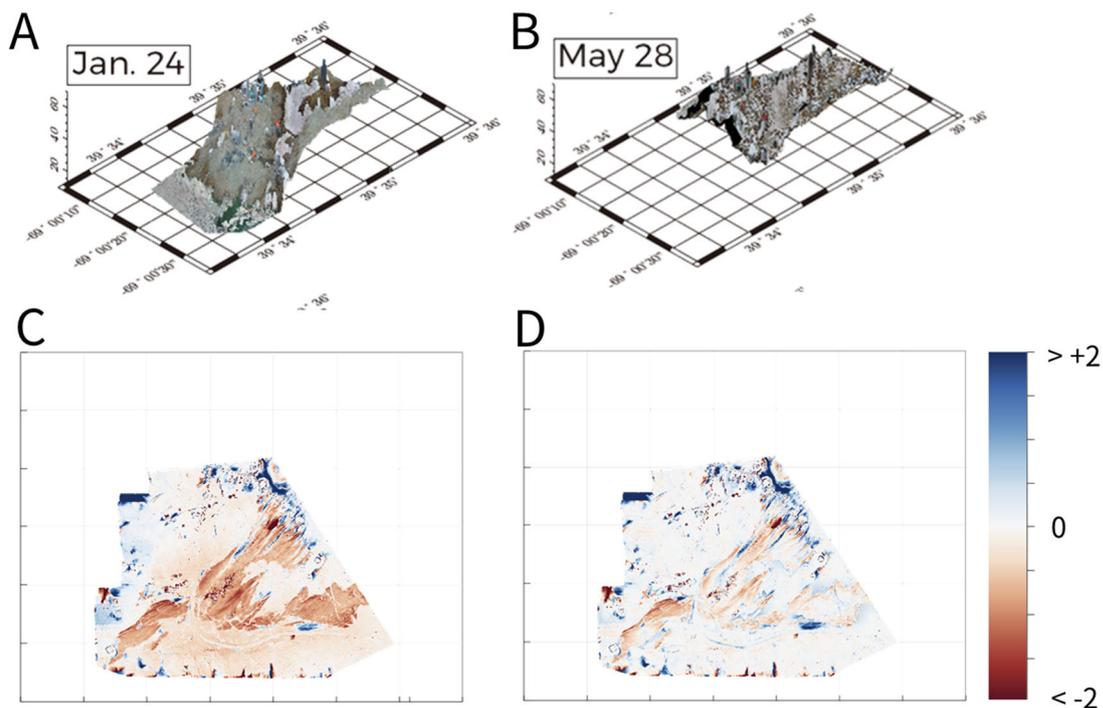


図 3-8 SfM 手法によって推定された 2018 年 1 月 24 日の昭和基地の数値地形モデル (A) と 2018 年 5 月 28 日の数値地形モデル (B)。C は 1 月 24 日から 5 月 28 日にかけての高度変化分布で、赤は高度が低下した場所、青は高度が上昇した場所を示す。D は本文中に記載した地面の高さに基づいた高さ補正を行ったあとの高度変化。

面の露出部分での補正を行った図 3-8D では、図 3-8C に見られる全体的に存在した高度低下が解消されている。本研究では、各日付の組み合わせごとに同様の方法で補正を行い、得られた高度変化を積雪分布変化によるものとした。

第4章 Lützow-Holm 湾周辺での観測と GIA

本章では、昭和基地および Lützow-Holm 湾沿岸露岩域で実施された測地観測のデータから GIA による地殻・重力変動を推定した。これらのデータと GIA のフォワードモデルから予測される予測値と比較を行い、本地域における地球内部粘性構造と氷床融解史について検討した。本章の GNSS の結果に関しては、次の出版済みの論文をもとに記述している。

Hattori, A., Aoyama, Y., Okuno, J., & Doi, K. (2021). GNSS Observations of GIA-Induced Crustal Deformation in Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 48(13). <https://doi.org/10.1029/2021GL093479>

4.1 Lützow-Holm 湾周辺での観測

昭和基地（東経 39.5837° 南緯 69.0070°、図 3-2）は日本の南極地域観測隊によって 1957 年に東オングル島に建設された南極観測基地であり、開設後すぐから天文測量や重力測量が実施されてきた(神沼, 2008)。日本の南極地域観測隊は昭和基地を拠点として、Lützow-Holm 湾を中心に様々な調査・観測が実施されてきた。昭和基地では 1990 年代から GNSS 観測、VLBI (Very Long Baseline Interferometry) 観測、DORIS (Determination d'Orbite et Radiopositionnement Integre par Satellite) 観測といった主要な宇宙測地観測、絶対重力計と超伝導重力計による重力測定が継続的に実施されている(Shibuya et al., 2003)。昭和基地内のみならず、Lützow-Holm 湾沿岸の露岩においても GNSS 観測、重力観測が実施されてきた。このような測地観測に基づいて当地域での地殻・重力変動の研究が盛んに行われてきた。Ohzono et al. (2006) では、1998 年から 2003 年までの、昭和基地の GNSS 観測点である

SYOG を含めた南極プレート上の IGS 点 9 点と Lützow-Holm 湾沿岸の露岩観測点 5 点の GPS 観測データから地殻変動を推定し、南極プレートの移動と GIA について議論している。Fukuzaki et al. (2005) は昭和基地での VLBI 観測と GPS 観測の結果から当地域のプレート運動について議論している。また、東ら (2013) では 1995 年から 2012 年までに行われた絶対重力計 FG5 による絶対重力測定の結果から昭和基地の重力変動を $-0.26 \mu\text{Gal/year}$ と求めた他、Kazama et al. (2013) では絶対重力計 A-10 を用いて露岩での絶対重力測定に成功している。Sato et al. (1997)、Iwano et al. (2005) らはそれぞれ超伝導重力計 TT70、CT043 による昭和基地での連続観測から潮汐解析を行い、昭和基地における潮汐ファクターを求めている。

GIA による地殻変動を推定するためには、地質学的時間スケールでの観測も必要である。このような観点から、Lützow-Holm 湾沿岸では地質学的調査、研究も盛んに実施されている。Miura et al. (1998) は隆起海浜中の貝化石での放射性炭素年代測定から推定された当地域の第四紀後期の相対海水準を報告し、氷床変動による地殻隆起について議論している。また Verleyen et al. (2017) は湖沼堆積物の放射性炭素年代測定による年代と GIA モデルとの比較から当地域の相対海水準変動に対する GIA の効果について議論している。Ishiwa et al. (2021) では最終氷期最盛期以前 (約 3 万年前) にまで遡って GIA モデルのシミュレーション結果を検討することで、当地域における氷床最大拡大の時期が従来提唱されているモデルよりも古い可能性を指摘している。また、Kawamata et al. (2020) は迷子石の表面露出年代を測定することで当地域の詳細な氷床後退時期を明らかにし、約 9 千年前以降に急激な氷床融解が Lützow-Holm 湾で起きていたことを示した。

測地観測から測定される現在の地殻・重力変動や、地質学的調査から明らかにされる過去の海水準記録は、GIA モデルを通じて氷床融解史および地球の内部構造を決定する上で重要な制約を与えるものである。特に東南極には観測例が少ないため Lützow-Holm 湾でのこうした観測の重要性は高い。W12 (Whitehouse et al., 2012) では海水準記録を用いて過去の氷

床分布を制約し、GPS 観測による鉛直変位速度を用いてモデルの評価を行っている。また、ICE-6G (Argus et al., 2014; Peltier et al., 2015; Peltier et al., 2018) では海水準記録と GPS による鉛直変位速度をともに GIA モデル推定の制約条件として用いている。このように SYOG において求められた変位速度は様々な GIA モデルの先行研究に活用されている。

本研究では、第 3 章にまとめた観測、つまり図 3-2 および表 3-1 に示す GNSS 観測点（昭和基地内の IGS 点 SYOG、Langhovde、Skarvsnes、Padda、Rundvågshetta）での GNSS 観測データ、昭和基地で絶対重力計 FG5 を用いて測定された絶対重力値、また超伝導重力計 OSG#058 での重力変化を用いる。

GNSS 観測データの解析には日々の座標値を宇宙測地データ統合解析ソフトウェア“c5++”(Otsubo et al., 2019; Hattori & Otsubo, 2019) を用いる。変位方向ごとの線形トレンドの推定には、SYOG では“Hector”(Bos et al., 2013) を、他の露岩観測点では最小二乗法を用いた。GIA による変動を求めるためには、近年の氷床に伴う弾性変形を評価する必要がある。本章では、第 1 章でも述べたように、人工衛星観測によって観測される近年の南極氷床変動から計算される弾性変形を補正することで GIA による地殻変動を求める。一般的に地殻変動にはテクトニックな影響も含まれる。しかしながら、南極プレートは安定していて動きが小さく、当地域は南極プレート境界から離れており、また 1980 年代以降、大きな余効変動を引き起こす可能性のある地震は報告されていない(Kanao, 2014)。King & Santamaría-Gómez (2016) は、1998 年 3 月 25 日のバレニー島付近の大地震 (MW8.1) による地震後変形が、南極大陸の広い範囲で進行していると報告しているものの、当地域は震源から遠く、この地震による地震後の変形は小さい。そのため、本研究における一連の解析ではこれらの要因による鉛直変位は小さいものとして考慮しない。

昭和基地では絶対重力計による絶対重力測定と、超伝導重力計を用いた連続重力測定が実施されている。絶対重力計は、重力の絶対値が観測でき、2-6 年おきに繰り返し観測が行われている(東ら, 2013)。絶対重力計による観測からは長期の重力変化のトレンドの推定が

可能であるが、測定間の重力変化は不明なため、短期的な変動を捉えることでトレンドを誤推定する可能性がある。一方で超伝導重力計は、相対重力値を観測する手法であり、スケールの決定が必要であること、また観測される重力値にはドリフトが存在している可能性もあるため、絶対重力計による比較観測が必要となる。しかしながら超伝導重力計は連続的かつ絶対重力計よりも高い分解能で重力変動を観測することが可能なため、潮汐による重力変動のように周期性のある変動には、超伝導重力計による連続観測が有利である。また昭和基地での絶対重力測定は南極地域観測事業の夏期間（12月―2月）に集中しているのに対して、超伝導重力計は通年で観測が行われているため、積雪による重力変化の影響を精密に見積もることに適している。

本章では、東ら（2013）以降に実施された絶対重力測定の結果も含めて昭和基地の重力変動を明らかにし、GNSSと同様に人工衛星観測から観測される近年の南極氷床変動による影響の補正を行い、GIAによる重力変動を求めることを試みる。重力観測ではGNSS観測とは異なり、弾性変形による重力変動と、積雪自体による万有引力効果の変動が現れる。観測点近傍の積雪による影響が、重力観測から推定される重力変動トレンドに与える影響を評価するため、超伝導重力計によって観測される重力残差の変化と、無人航空機を用いて調査を実施した付近の積雪分布変化の関係性についても議論を行う。

4.2 GNSS 観測

4.2.1 解析

本研究では、昭和基地内で定常的に観測が行われている IGS 観測点 SYOG (2007- 2018 年) の GNSS 観測データと、2010 年以降の Lützow-Holm 湾沿岸露岩域 (Langhovde, Skarvsnes, Padda, Rundvågshetta) での観測データを用いて精密単独測位を行い、観測点ごとに変位速度を求めた。

本解析では宇宙測地データ統合解析ソフトウェア“c5++”を採用し、精密単独測位（Precise Point Positioning: PPP）によって観測点ごとに IGS14(ITRF2014) 上での日々の座標値を求めた。GPS L1/L2 搬送波を用いて、電離層フリー線形結合を用いて解析を行い、高次の電離層補正は適用していない。軌道暦、時計情報は IGS Final product を使用した。固体地球潮汐の主要潮汐成分（IERS Conventions 2011: Petit & Luzum, 2010）と EOT11a モデル（Savcenko et al., 2012）によって海洋潮汐を除去した。International Mass Loading Service（Petrov, 2015）を用いて非潮汐大気・海洋荷重による補正を行った。対流圏遅延補正には Global Mapping Function（Boehm et al., 2006）を用いた。本研究で使用した“c5++”は GNSS 以外にも SLR（Satellite Laser Ranging）、VLBI（Very Long Baseline Interferometry）など複数の測地観測データを同一のプラットフォーム上で解析することができるソフトウェアである。昭和基地では SYOG での GNSS 観測の他にも、VLBI 観測が実施されており、将来的にこれら異なる観測データの統一的な解析の実施を検討し“c5++”を採用した。

座標値の時系列に対してそれぞれ中央値から 10 cm 以上外れた値を異常値として取り除き、線形トレンドを推定することで各方向の期間を通じての平均変位速度を求めた。SYOG は他の観測点と比較して長期間の観測データがあるため変位速度の推定に“Hector”を用いた信号処理を行った。各方向の時系列を、機器更新のタイミングでのステップ、線形トレンド、年周成分、半年周成分、フリッカ雑音、白色雑音の混合として推定を行った。露岩観測点では線形トレンド、年周成分、半年周成分の各項の係数を最小二乗法によって推定した。

4.2.2 GNSS で推定された変位

エラー! 参照元が見つかりません。に、PPP によって推定された各観測点の変位を示す。
エラー! 参照元が見つかりません。A, B はそれぞれ各観測点の平均した水平変位速度と、鉛直変位の時系列を示している。また、推定された各観測点、各方向の変位速度を表 4-1 にまとめる。

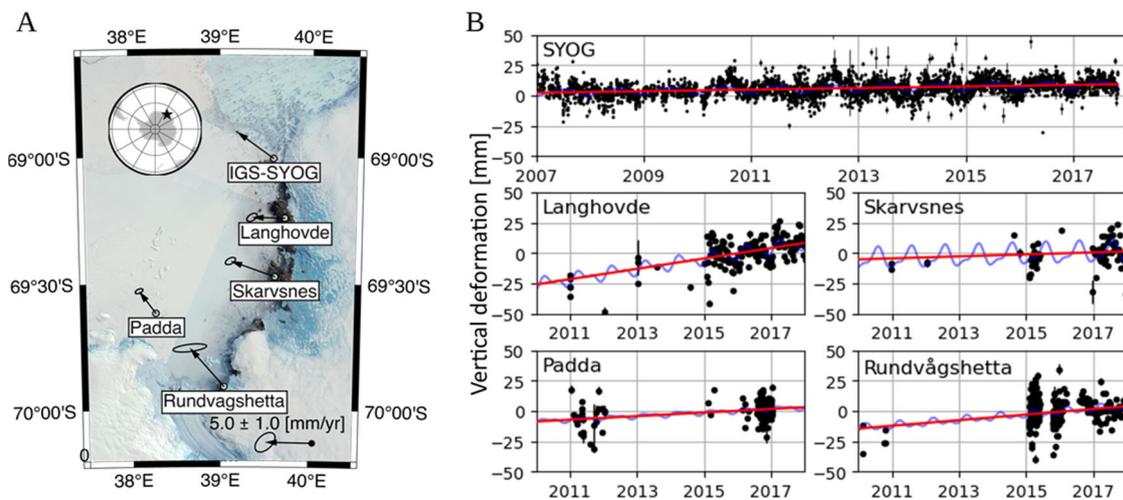


図 4-1 GNSS 観測結果から推定された各観測点の水平変位方向 (A) と鉛直変位の時系列変化 (B)。

水平成分に関しては、すべての観測点で北西方向に 3-5 mm/year で移動していることがわかった。表 4-2 に本研究で推定した水平変位速度と Ohzono et al. (2006) の結果、またプレート運動モデル (ITRF2014: Altamimi et al., 2016、GEODVEL2010: Argus et al., 2010、MORVEL2010: DeMets et al., 2010) から計算される変位速度を示す。SYOG の水平変位は、GNSS 観測の結果を用いたプレート運動モデルである ITRF2014 および GEODVEL2010 の結果と標準偏差の範囲内で一致する結果が得られた一方で、他の観測点ではこれらのプレート運動モデルと大きさ、方向が異なる変位が推定された。これは、ITRF2014 および GEODVEL2010 が SYOG での観測結果からプレートモデルを構築しているため、領域全体が SYOG の変位方向に影響を受けていること、またこれらの動きは南極プレートのプレート運動に加えて GIA に起因した水平変動を反映したものが推定されていると考えられる。鉛直成分については、すべての観測点で隆起傾向が得られた。また、どの点においても顕著な年周変動が観測されているが、この要因については、気候再解析モデル (たとえば庭野ほか、2021) との比較を将来的に検討している。

Langhovde は他の点と水平成分、上下成分ともに異なる傾向を示し、特に上下成分に関し

ては本研究で使用した観測点の中で最も大きな隆起速度を示した。図 4-2 に Langhovde のそれぞれ東西方向、南北方向、鉛直方向の時系列変化を示す。特に南北方向で顕著に見られるように 2017 年 1 月付近でステップ的な変化が生じている。このステップが長期トレンド、また季節変動成分の推定に影響を与え、他の観測点と異なる傾向を示している可能性が考えられる。その他の要因として、数年周期の短期的な変動に影響受け長期トレンドを誤推定している可能性、また Langhovde 氷河の増減に伴う弾性変形のような非常に局所的な荷重の変化を反映している可能性が考えられる。詳しい原因については未だ不明ではあるが、より長期の観測データの蓄積、また異なる観測手法での並行観測の実施を行うことで、変動要因の評価を行い Langhovde における地殻変動を今後再評価する必要がある。

表 4-1 GNSS 観測結果から推定された各観測点での方向ごとの変位速度。

観測点	東西方向 [mm/year]	南北方向 [mm/year]	鉛直方向 [mm/year]
SYOG	-3.96 ± 0.24	2.78 ± 0.22	0.85 ± 0.75
Langhovde	-3.55 ± 0.36	0.01 ± 0.30	4.28 ± 0.55
Skarvsnes	-4.77 ± 0.36	1.62 ± 0.28	0.82 ± 0.78
Padda	-4.64 ± 0.63	3.86 ± 0.21	1.48 ± 0.44
Rundvågshetta	-4.78 ± 0.27	2.40 ± 0.18	2.31 ± 0.45

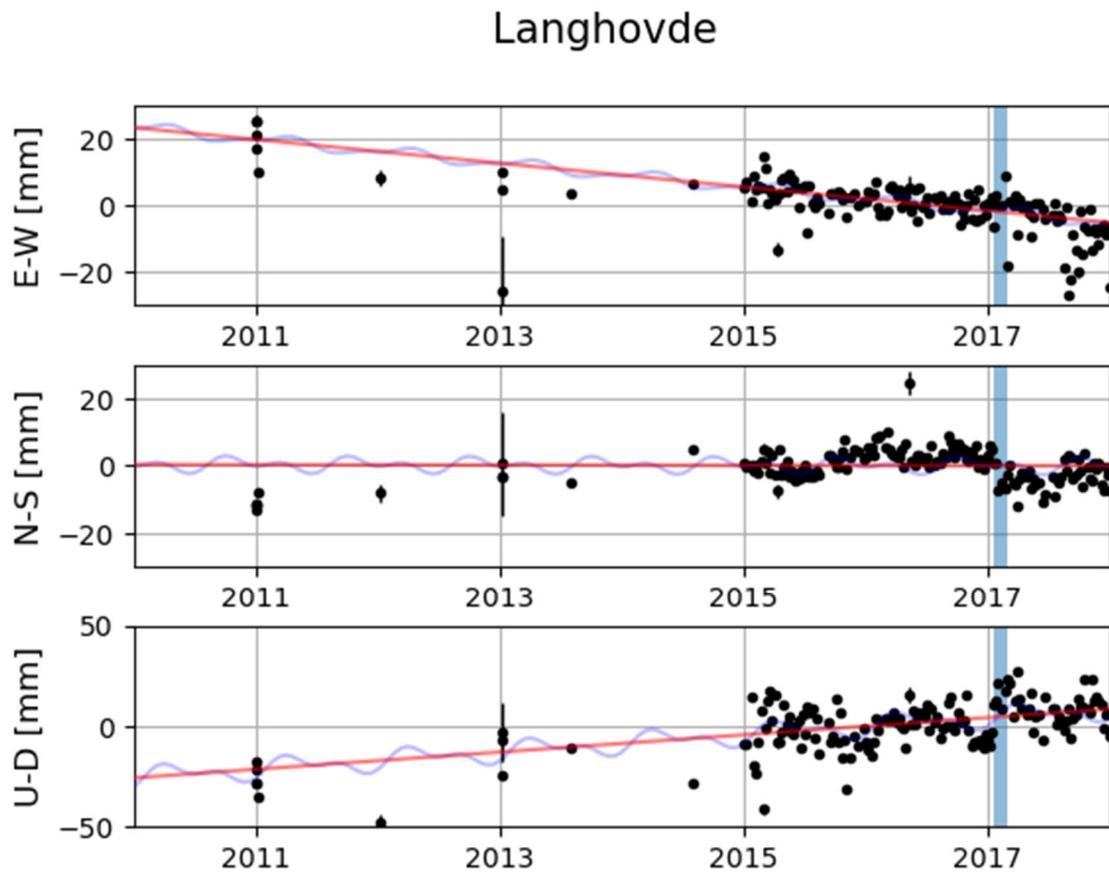


図 4-2 Langhovde における方向ごとの時系列変化。上から東西成分、南北成分、鉛直成分。

表 4-2 本研究で使用した観測点ごとの水平方向の変位速度 (mm/year)。本研究で GNSS 観測から推定された変位速度と、Ohzono et al.

(2006) の結果、および No-net-ration 系でプレートモデル (ITRF2014) から計算される変位速度。

観測点	経度[度]	緯度[度]	本研究		Ohzono et al. (2006)		ITRF2014		GEODVEL2010		MORVEL2010	
			東西方向	南北方向	東西方向	南北方向	東西方向	南北方向	東西方向	南北方向	東西方向	南北方向
SYOG	39.584	-69.007	-3.96	2.78	-4.1	1.1	-3.93	2.83	-3.52	2.77	-0.87	4.38
Langhovde	39.714	-69.242	-3.55	0.01	-4.17	1.36	-4.04	2.80	-3.63	2.74	-0.99	4.36
Skarvsnes	39.607	-69.474	-4.77	1.62	-4.62	1.53	-4.13	2.83	-3.72	2.76	-1.09	4.38
Padda	38.276	-69.618	-4.64	3.86	-	-	-4.12	3.11	-3.72	3.04	-1.06	4.62
Rundvågshetta	39.040	-69.908	-4.78	2.40	-	-	-4.28	2.95	-3.87	2.88	-1.26	4.48

4.2.3 氷床荷重変化とそれに伴う弾性変形補正

GNSS 観測で観測される地殻変動には近年の南極氷床変動による弾性変形成分を含んでいる。弾性変形成分を評価するために、近年の荷重変化を衛星重力観測、衛星高度計観測から仮定し、弾性変形を計算し補正量を求めた。地球の弾性構造には PREM (Dziewonski & Anderson, 1981) を使用し、また荷重と Love 数から弾性変形を計算するために a Regional ElAstic Rebound calculator (REAR) (Melini et al., 2015) を使用した。それぞれの衛星観測データから推定された荷重分布変化を、南極大陸全体で 10 km×10 km グリッドに内挿し、各グリッドと同じ面積を持つ円盤荷重を置くことで、荷重グリーン関数を用いて弾性変形などを求めた。

図 4-A は GRACE で観測された 2002 年から 2017 年の Lützow-Holm 湾地域における表面質量変化を示す(水等厚換算、Liquid Water Equivalent thickness: LWE)。また、図 4-C は、同領域内の衛星高度計によって観測される表面高度変化の二次元ヒストグラムと、平均した表面高度変化 (Surface Elevation Change: SEC) の時系列を示す。図 4-B は各 GNSS 観測点における GRACE で捉えられた質量変化による鉛直方向の弾性変形の時系列を表し、図 4-D は衛星高度計の観測から計算される質量変化のうち、もっとも北側の観測点である SYOG と最も南側の観測点である Rundvågshetta での弾性変形で、氷の密度 (917 kg/m³) とフィルムの密度 (Ligtenberg et al., 2011) を仮定した場合をそれぞれ実線と点線で示している。

GRACE のマスコン解では、Lützow-Holm 湾周辺の地域は、2002 年から 2017 年まで水等厚換算で約 10 cm/year の速度でほぼ単調に表面質量の増加が推定されている (図 4-A)。それにより、当地域は全体的に約 1-2 mm/year の弾性変形による沈降が生じていることが示唆される (図 4-B)。同様に、衛星高度計からも表面高度の継続的な上昇が推定されている (図 4-C)。高度変化から計算される氷床の質量変化は、仮定する氷床表面の密度に依存して変化するものの、同様に沈降の傾向を示す (図 4-D)。当地域で観測されている高度変化

量に対して、生じる弾性変形の大きさが小さいため、荷重弾性変形によって生じる高度変化を考慮せず、高度変化は全て氷床高度の変化を反映していると考えます。各観測点で GNSS 観測と同期間中に生じる弾性変形による鉛直変位を表 4-3 にまとめる。Rundvågshetta においてはフィルンの密度を仮定して高度変化から質量変動を計算すると、弾性変形の大きさは約 0.5 mm/year となり、GRACE マスコン解から計算される弾性変形の約半分の大きさとなり、氷の密度を仮定した場合には GRACE と同等の大きさの弾性変形が生じる。一方で、SYOG ではどちらの密度を採用した場合でも、高度変化から計算される弾性変形は GRACE から計算される弾性変形よりも小さい。どの荷重を仮定した場合でも当地域では沈降のトレンドが同様に得られ、1 mm/year の範囲で整合的な結果が得られている。

GNSS から推定される鉛直変位の時系列に弾性変形を補正し、線形トレンドを再計算した値を表 4-3 にまとめる。以降、この弾性変形補正後の GNSS 観測値の変位速度を、GIA による変動だと考え、今後の議論を行う。

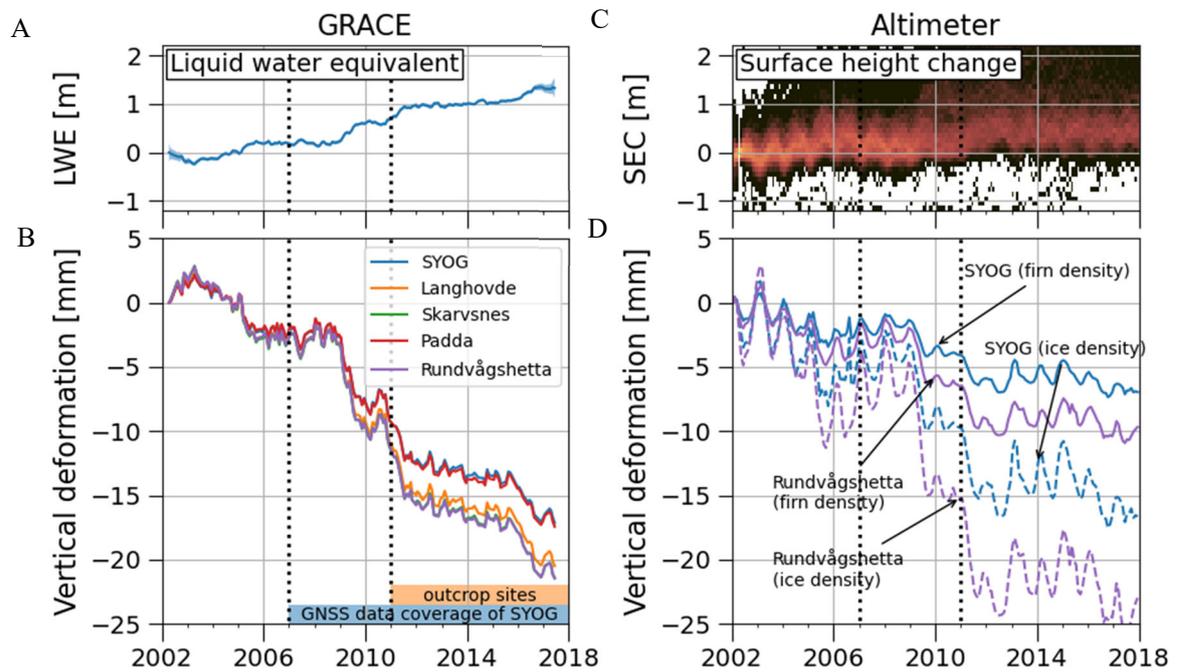


図 4-3 Lützow-Holm 湾周辺の GRACE マスコン解での表面質量変動 (A) と衛星高度計による表面高度変化 (C)、またそれらを荷重として仮定した場合に GNSS 観測点で生じる弾性変形の時系列 (GRACE: B、高度計: D)。

表 4-3 観測点ごとの観測期間に応じた弾性変形によって生じる鉛直方向の変位速度。

衛星高度計では高度変化から荷重を計算する際にフィルンの密度を仮定した場合と氷の密度を仮定した場合の 2 通りを示している。

弾性変形 [mm/year]	衛星高度計 (firnの密度)	衛星高度計 (氷の密度)	GRACE
SYOG	-0.45	-1.07	-1.48
Langhovde	-0.48	-1.16	-1.74
Skarvsnes	-0.52	-1.24	-1.79
Padda	-0.62	-1.45	-1.49
Rundvågshetta	-0.70	-1.66	-1.86

表 4-4 GNSS 観測から推定される鉛直方向の変位速度に対して弾性変形を補正した場合の変位速度(mm/year)。

観測点	弾性変形補正無し	高度計 (firnの密度)	高度計 (氷の密度)	GRACE
SYOG	0.85±0.75	1.36±0.74	2.25±0.74	2.36±0.74
Langhovde	4.23±0.55	4.67±0.54	5.30±0.54	5.87±0.54
Skarvsnes	0.82±0.78	1.24±0.78	1.90±0.79	2.30±0.78
Padda	1.48±0.44	1.73±0.44	2.10±0.44	2.46±0.44
Rundvågshetta	2.31±0.45	3.00±0.45	3.99±0.45	4.05±0.45

4.2.4 既存の GIA モデルとの比較

得られた GIA による地殻変動を現在の GIA モデルと比較するため、現在代表的に用いられている 2 つの氷床融解史モデル ICE-6G (Peltier et al., 2015), W12 (Whitehouse et al., 2012) を用いて、地球の粘弾性構造を変化させた場合に、各 GNSS 観測点における現在の鉛直変位速度の予測値を求めた。弾性層の厚さ、上部 (深さ 670 km 以浅) および下部 (深さ 670 km からコア-マントル境界まで) マントルの粘性によって特徴づけられる 3 層構造モデルを用いて、弾性層の厚さを 50-200km、上部マントル粘性率を $2-10 \times 10^{20} \text{Pa s}$ 、下部マントル粘性を $10^{21}-10^{23} \text{Pa s}$ と変化させて計算を行った。図 4-4 に本研究で得られた GNSS の鉛直変位速度と 2 つの GIA モデルの予測値の比較を示す。GIA フォワードモデルから予測される現在の変位速度は、すべての観測点で $0 \sim +2 \text{ mm/year}$ の範囲でばらつきを示した。一方で、GNSS から得られた GIA の地殻変動は ICE-6G、W12 の双方ともよりも大きい隆起速度を示している。また、図 4-5 に GIA モデルから計算された当該地域の隆起速度の分布と観測結果を示すが、Langhovde を除く観測点では、GNSS 観測から推定された鉛直変位速度と GIA モデルの双方で、北側よりも南側でより大きい隆起を示す空間的特徴が図 4-4 と同様に確認できた。

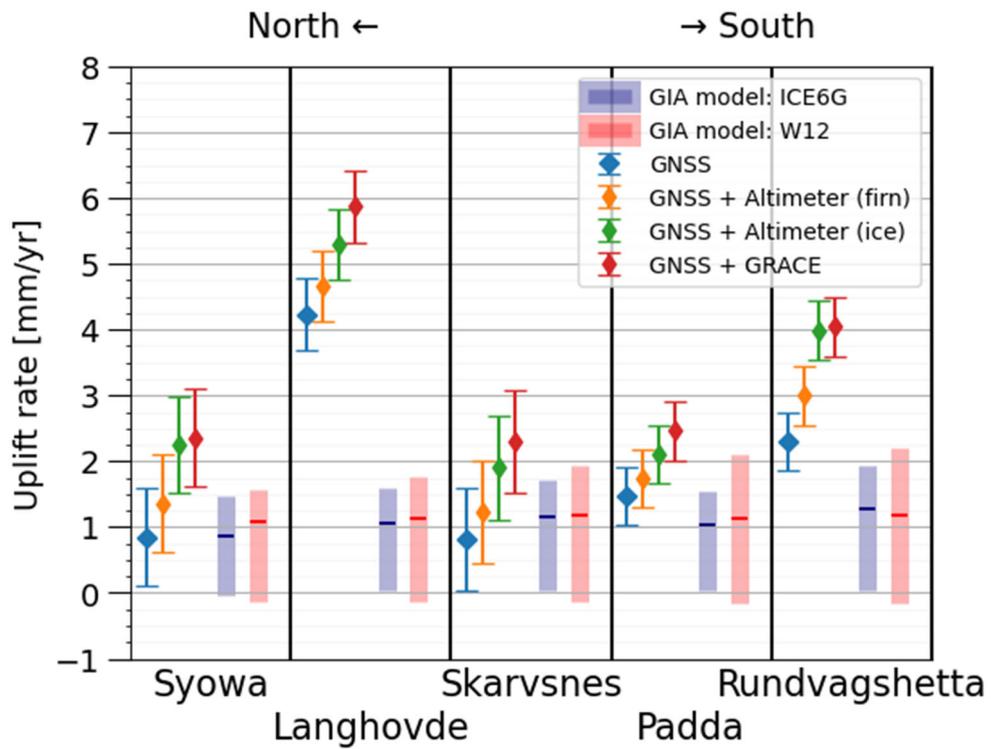


図 4-4 GNSS 観測および弾性変形補正から推定された各観測点での鉛直変位速度と、GIA モデルから予測される鉛直変位速度の比較。GIA モデルは ICE-6G では粘弾性構造に VM5a を、W12 では Whitehouse et al. (2012) で最適化された粘弾性構造をバーで示し (図 2-2)、粘性構造を変化させた場合の最大値と最小値で示す。

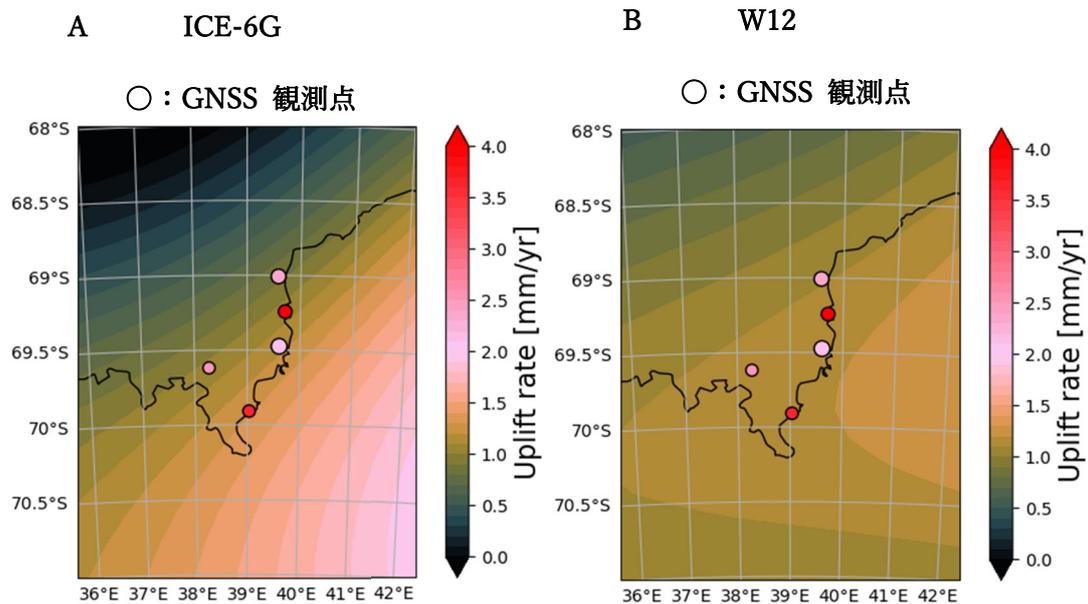


図 4-5 GIA モデル ICE-6G (A)と W12 (B) で予測される Lützow-Holm 湾の現在の隆起速度分布のコンター図。点は GNSS 観測点の位置を示し、各点の色は GNSS で観測された鉛直変位速度に対して GRACE マスコン解を荷重として考えた場合の弾性変形を補正した値を表す。

4.3 絶対重力観測

4.3.1 絶対重力測定による重力変化

昭和基地において絶対重力計 FG5 を用いた観測は、1994–1995 年シーズンから行われた。昭和基地の重力計室に設置されている重力基準点は、国際絶対重力基準網(International Absolute Gravity Basestation Network: IAGBN)の A 重力点として登録され、重要な基準点とされている。これまでに実施されてきた FG5 による観測は、2011–2012 年シーズンまでの結果については、東ほか (2013) に詳しく記述されている。第 59 次南極地域観測隊では、重力値を求める処理ソフトウェアとして g-Soft (version 9) を使用した。図 4-に昭和基地

における絶対重力変化を示す。2013 年以前の観測値については、東ほか（2013）で求められた結果を示し、それに第 59 次南極地域観測隊での観測結果も併せて示す。昭和基地で実施された絶対重力測定には国土地理院の FG5#104、#203 と京都大学（現国立極地研究所）の FG5#210 が使用されている（図 4-7）。絶対重力計には使用した機体ごとに重力値に器差が存在していることが指摘されているが（たとえば今西ほか（2021）など）、これまでの測定結果から昭和基地では約 $-0.22 \mu\text{Gal}/\text{year}$ の重力減少が確認できる。

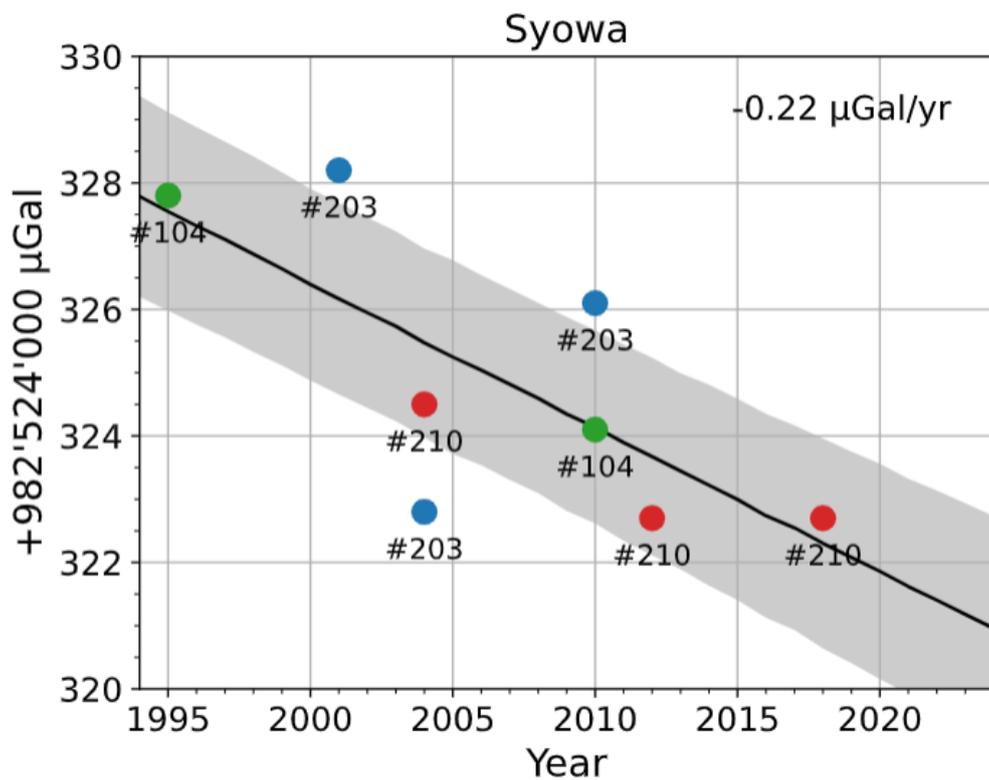


図 4-6 昭和基地の重力点 (IAGBN-A) での絶対重力計 FG5 測定の結果。黒線は最小二乗法で推定される重力変化を示し、灰色部は標準誤差を示す。

4.3.2 衛星観測から計算される現在の氷床変動の影響

絶対重力測定から得られた昭和基地の重力変動に対して、GNSS と同様に近傍の南極氷床変動による重力擾乱を補正することで、GIA による重力変動を求める。重力観測では、荷重によって生じる弾性変形の影響だけではなく、荷重自身による万有引力効果が生じる。本研究では観測点に近いグリッド (10 km 以内) の質量変化による引力効果を考慮せず、それよりも遠いグリッドのよる荷重で生じる引力効果および弾性変形から生じる重力擾乱を、現在の南極氷床変動による重力擾乱とした。この重力擾乱を絶対重力測定から得られた重力変化に補正することで GIA による変動を求めた。図 4-7B は図 4-7A に示される GRACE によって観測された氷床表面質量を荷重として考えた場合に生じる重力擾乱をグリーン関数

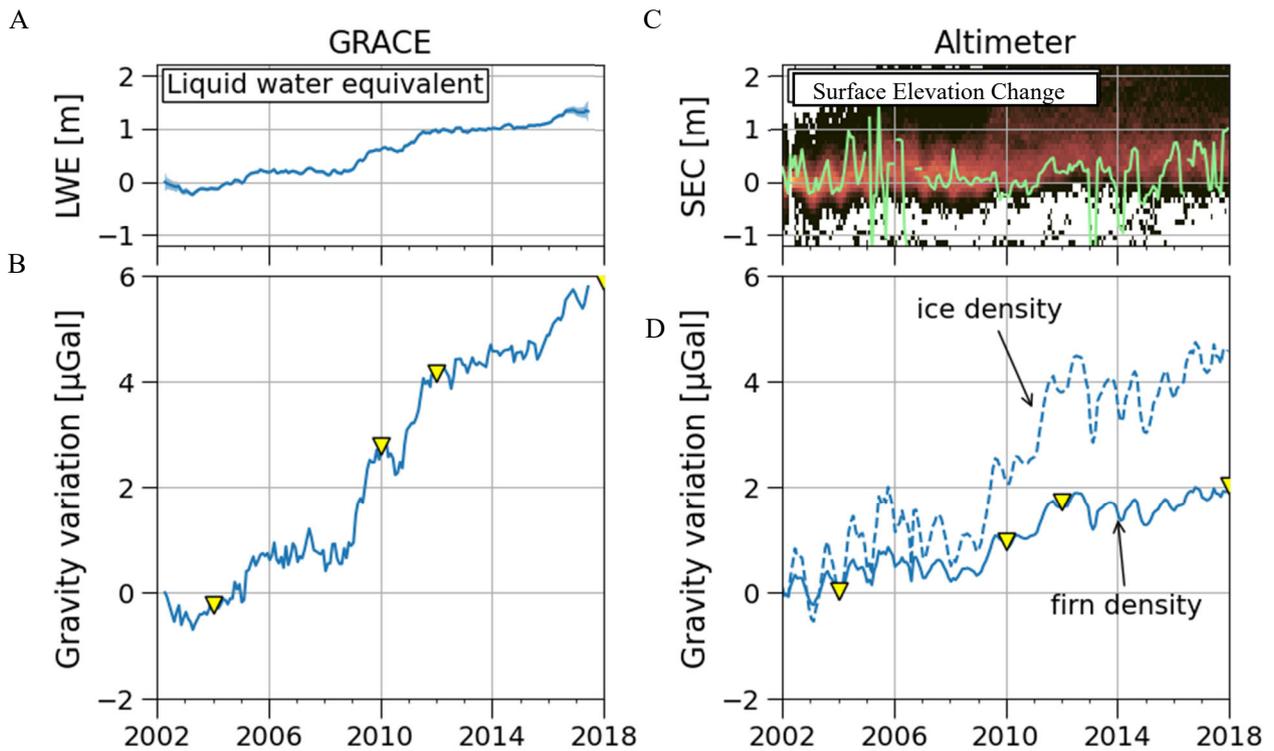


図 4-7 Lützow-Holm 湾周辺の GRACE マスコン解での氷床表面質量変動 (A) と衛星高度計による氷床表面高度変化の二次元ヒストグラムと昭和基地近傍のグリッドにおける表面高度変化 (緑線) (C)、またそれらを荷重として仮定した場合に昭和基地内の重力観測点で生じる重力擾乱の時系列 (GRACE: B、高度計: D)。

から計算したもの、図 4-7D は図 4-7C に示す衛星高度計によって観測された氷床表面の高度変化 (SEC: Surface Elevation Change) から荷重による重力擾乱を示す。表 4-5 に 2002 年から 2018 年までの期間における荷重分布変化による重力変動を示す。荷重分布の変化による重力変化は 2002 年から 2018 年の重力擾乱の時系列に対して線形トレンドを最小二乗法でもとめ、全期間で同じレートで変化するものと仮定した。

表 4-5 衛星観測から推定される 2002 年から 2018 年の南極氷床質量変動による荷重変化から昭和基地での絶対重力測定に生じる重力擾乱 (単位は μ Gal/year)。ただし観測点直近のグリッドでの質量変動による引力効果を含まない。

観測点	高度計 (firnの密度)	高度計 (氷の密度)	GRACE
昭和基地(IAGBN-A)	0.13	0.31	0.46

4.3.3 既存の GIA モデルとの比較

4.2.4 と同様に、得られた GIA による重力変動を現在の GIA モデルと比較するため、現在代表的に用いられている 2 つの氷床融解史モデル ICE-6G (Peltier et al., 2015), W12 (Whitehouse et al., 2012) を用いて、地球の粘弾性構造を変化させた場合に、昭和基地および各 GNSS 観測点で生じていると予測される現在の表面重力変化を求めた。設定した地球の内部構造は 4.2.4 と同様である。図 4-8 は、昭和基地での重力変化と 2 つの GIA モデルの予測値を比較したものである。GIA フォワードモデルから予測される現在の変位速度は、昭和基地において $-0.2 \sim 0 \mu$ Gal/year 程度であるが、重力測定から計算される GIA による重力変動は ICE-6G、W12 の双方の結果と比較して絶対値が大きい減少速度を示している。また、本研究では採用していない重力データとして、昭和基地以外においてもいくつかの露岩 GNSS 観測点 (Langhovde や Rundvågshetta など) で実施された A10 による絶対重力測定値がある。これらの点でも将来的に重力変化の推定が可能となること期待されるため、各露岩観測点で予測される GIA による表面重力変化速度も計算を行った (図 4-8)。その結果、ど

の観測点においても負の重力変化が予測される。

本来、絶対重力測定観測点のごく近傍の積雪分布の変化に伴う引力変化を補正することも必要であるが、過去の詳細な積雪分布の時系列データが存在しないため、残念ながら今回の絶対重力測定結果に適用することはできなかった。しかし、短期間であるが空撮により取得された積雪分布の時系列データを作成することができたため、超伝導重力計のデータを用いて、積雪変化が重力変化に及ぼすについて調べた結果を次項で示す。

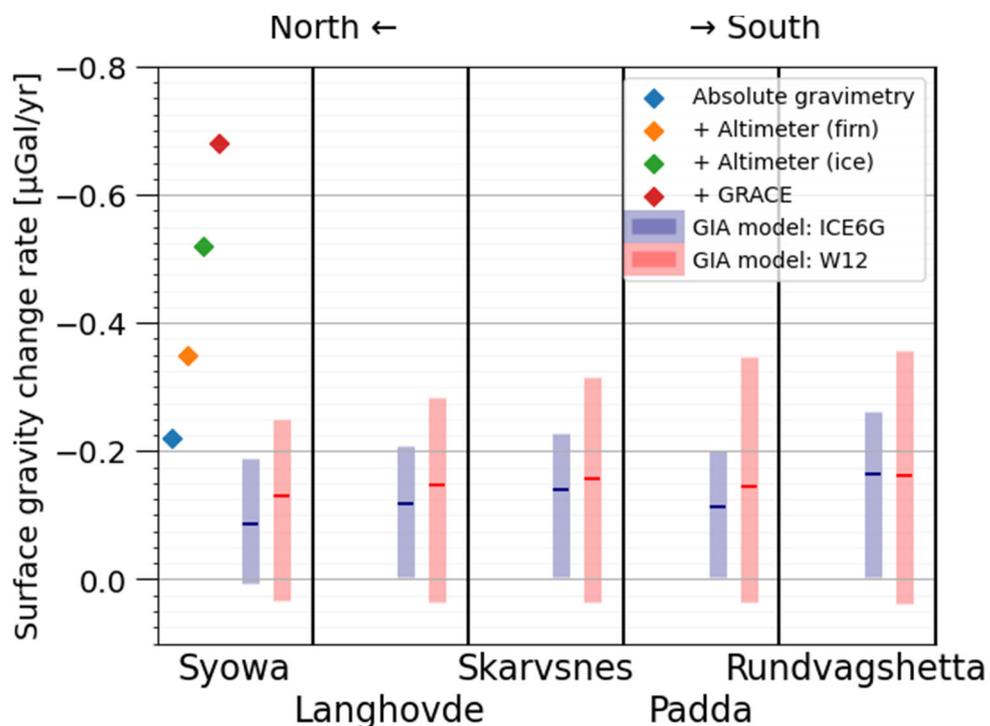


図 4-8 昭和基地の重力基準点で観測された重力変動と、GIA モデルから予測される重力変動の比較。GIA モデルは ICE-6G では粘弾性構造に VM5a を、W12 では Whitehouse et al. (2012) で最適化された粘弾性構造をバーで示し (図 2-2)、粘性構造を変化させた場合の最大値と最小値で示す。

4.4 超伝導重力観測

重力観測では GNSS などの位置を測定する観測に比べて観測点近傍の質量による擾乱が大きく観測結果に影響する。Aoyama et al. (2016) では 2010 年から 2015 年にかけて超伝導重力計 OSG#058 で観測された重力変化が、昭和基地内で連続的に観測している積雪計が示す積雪深計と高い相関関係を示すことを指摘しており、これは観測点近傍の積雪が季節的に変化することで生じる重力擾乱を検出していると考えられる。

本研究では、OSG#058 が観測を開始した 2010 年から、不具合によって観測を中断した 2018 年 9 月までの 8 年間の連続重力測定データに基づいて、潮汐解析ソフト “ETERNA-x” (Wenzel, 1996) を用いて潮汐成分などを分離することで重力変化を求めた。2018 年に昭和基地内で 22 回実施した無人航空機による積雪分布変化と、同時期の重力変化を比較した。本研究では、積雪分布の推定に無人航空機を使用したことで、最大解像度 5cm での詳細な積雪分布変化を面的に捉えることが可能になった。この分布を用いて、観測点周囲の積雪が超伝導重力観測に与える影響について量的評価を行った。

4.4.1 超伝導重力計

超伝導重力計で観測される重力変化には潮汐による重力変化が含まれている。経年的な重力変化を調べるため、OSG#058 の 2010-01-07 から 2018-09-23 までの 8 年間の重力変化を 1 時間値にリサンプリングし、“ETERNA-x” (Schüller, 2020) を用いて潮汐成分の分離を行った。超伝導重力計の電圧値から重力値に変換するキャリブレーションファクターは Aoyama et al. (2016) で使用された値 ($-73.823 \mu\text{Gal/V}$) を用いた。まず日周潮までの短周期潮汐成分の推定を行い、その残差に対して半年までの周期をもつ長周期潮汐成分と、気圧変化に対する応答である気圧アドミッタンス係数の推定を行った。表 4-4 に推定された分潮ごとの潮汐ファクターと位相遅れを示す。また、気圧アドミッタンス係数は $-0.371 \pm 0.009 \mu$

Gal/hPa が得られ、これらの値は Iwano et al. (2005) および Aoyama et al. (2016) の結果と整合的な結果を示している。年周潮および 18.6 年周期の潮汐成分は、それぞれ潮汐ファクター -1.159、1.161 を用いて理論潮汐から計算される理論値により補正を行った。また The International Earth Rotation Service (IERS) の EOP Combined Series C04 を用いて極潮汐の予測値を計算し補正を行った。図 4-9A は観測された 1 時間ごとの重力変化の時系列を示す。図 4-9B は日周までの潮汐成分、図 4-9C は半年周期までの潮汐成分、図 4-9D は気圧による重力応答をそれぞれ観測値から推定した。図 4-A,B はそれぞれ理論潮汐から計算される年周から 18.6 年までの長周期潮汐成分と、極潮汐成分と重力変化との比較を示し、図 4-C は最終的に潮汐成分を除去した重力値の時系列(重力残差)と、昭和基地内で実施されている積雪計観測の時系列を示す。Aoyama et al. (2016) と同様に、重力値と積雪計が似た時間変化を示している。

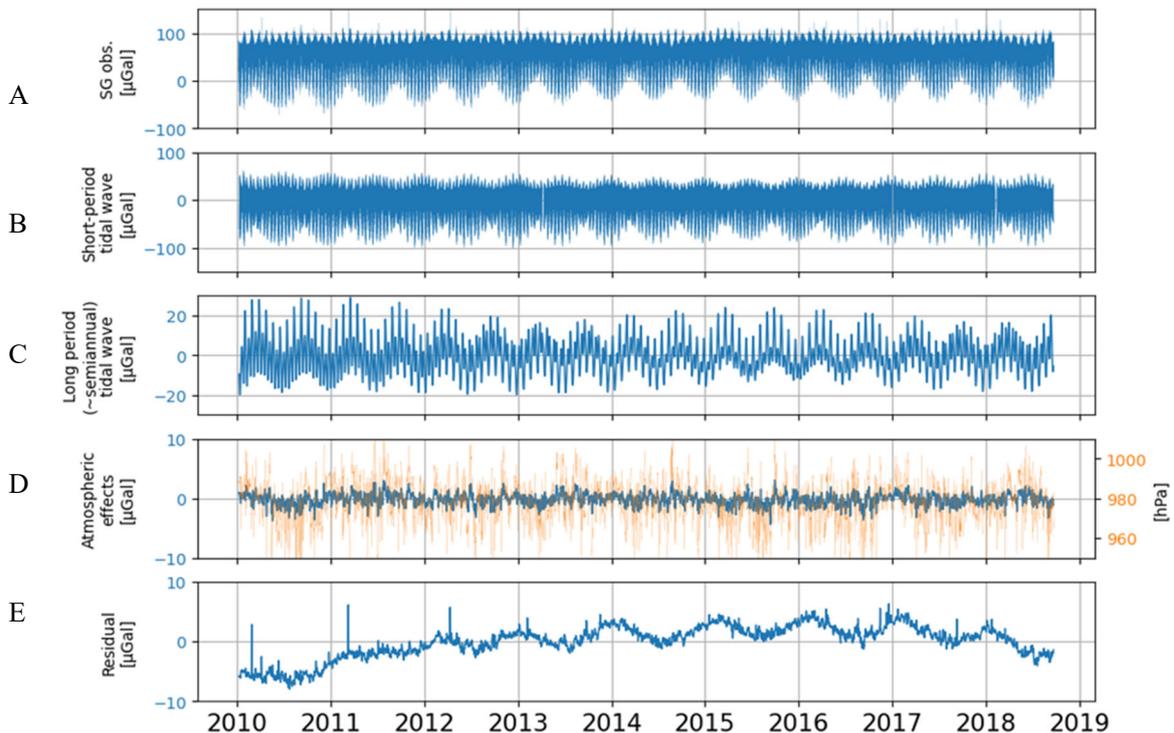


図 4-9 超伝導重力計 OSG#058 によって観測された重力変動 (A) と、日周までの潮汐成分 (B)、半年周期までの潮汐成分 (C)、気圧に対する重力応答 (D)、潮汐・気圧応答を分離した後の重力変化 (E)。

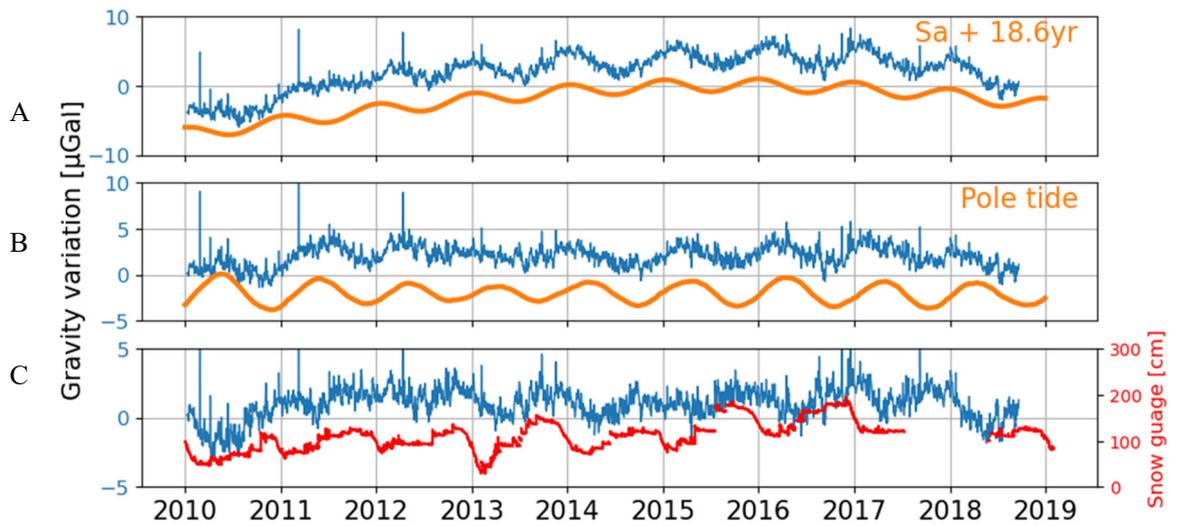


図 4-10 図 4-9 E と長周期潮汐成分との比較 (A)、長周期潮汐を取り除いた後の重力変化と極潮汐の比較 (B)、極潮汐を取り除いた後の重力変化と昭和基地内での積雪計との比較 (C)。

表 4-6 海洋潮汐未補正の分潮ごとの潮汐ファクターと位相遅れ（遅れを正とする）。

Wave	Factor (RMSE)	Phase (RMSE) [deg]
Ssa	1.0496(0.0257)	2.6644(1.3909)
Msm	1.1169(0.1096)	0.1949(5.6245)
Mm	1.1372(0.0208)	-0.2937(1.0493)
Msf	1.1430(0.1365)	-0.1224(6.8385)
Mstm	1.2036(0.4081)	-4.4815(19.4344)
Mtm	1.1494(0.0772)	-0.4564(3.8488)
Msqm	1.0017(0.4798)	-1.9883(27.4361)
Mqm	0.9407(0.5816)	-2.0535(35.4275)
Q1	1.3195(0.00054)	-2.1079(0.02330)
O1	1.2888(0.00010)	-0.7841(0.00450)
M1	1.2534(0.00117)	-0.4401(0.05330)
π 1	1.2352(0.00334)	0.5427(0.15490)
P1	1.2335(0.00020)	-0.1481(0.00940)
S1	1.1677(0.01189)	-8.6262(0.58340)
K1	1.2180(0.00007)	-0.1932(0.00330)
ψ 1	1.2912(0.00829)	0.3960(0.36780)
ϕ 1	1.2342(0.00448)	-0.2875(0.20810)
J1	1.2172(0.00127)	-0.8246(0.05990)
OO1	1.2152(0.00281)	-1.9690(0.13250)
2N2	1.3698(0.00469)	-6.2773(0.19600)
N2	1.4383(0.00065)	-1.5576(0.02570)
M2	1.4096(0.00012)	-0.7720(0.00500)
λ 2	1.4117(0.01649)	-3.0512(0.66930)
L2	1.4274(0.00436)	-2.1072(0.17500)
T2	1.5111(0.00478)	-1.5389(0.18120)
S2	1.5065(0.00041)	1.1095(0.01570)
K2	1.5247(0.00119)	0.6228(0.04480)
M3	1.0783(0.01779)	19.4377(0.94520)

4.4.2 無人航空機による積雪調査

2018年1月から12月、無人航空機 ”eBee Plus” と “Inspire 2” を用いて昭和基地内の空撮を実施し、得られた空撮画像から SfM 手法によって数値地形モデルを作成することで、昭和基地内の積雪の時間変化の推定を行った。

数値地形モデルの時間変化から求めた昭和基地での積雪分布変化を図 4-11 に示す。2018年7月31日に実施した空撮画像から作成される数値地形モデルとの差を、各空撮実施日ごとに示している。青い部分は表面高度が増加した場所、赤い部分は減少した場所に対応している。9/24、11/27 のように数値地形モデルの歪みによって異常な高度変化が検出されている時期があるものの、その他の空撮画像からは安定して数値地形モデルが得られ、昭和基地内の高度変化を抽出している。

昭和基地内で重力観測が行われている重力計室周辺での高度変化を図 4-12 に示す。2本の測線 A-B、C-D について空撮実施日ごとの高度プロファイルを示しており、雪が局所的にドリフトを形成し成長する様子が確認できる。また、オルソ画像からも高度変化と対応して積雪状況が確認できる (図 4-12 I,II)。

積雪計が設置されている地点で検出された高度変化と、積雪計によって観測された積雪深の比較を行うことで、数値地形モデルから検出された高度変化の精度検証を行った (図 4-13)。図 4-13 中、積雪計によって観測された積雪深変化を赤線で、数値地形モデルから検出された7月31日に対しての高度変化を青で示している。積雪計は重力計室の約 200 m ほど北側の場所に設置されている。積雪計の設置場所は1月24日の空撮では範囲外にあり、また図 4-13 中の×印で示されている日付に実施された空撮では、積雪計は空撮範囲の境界付近に位置しており、推定される高さ変化は異常値を示した。また、数値地形モデルから検出された高度変化と、積雪計による積雪深は 10 cm から 20 cm 程度で一致した。積雪計周辺一体が雪に覆われてしまう9月以降は両者の値にオフセットが見られるものの、5月から7月にかけて両者は特に良い一致を示した。

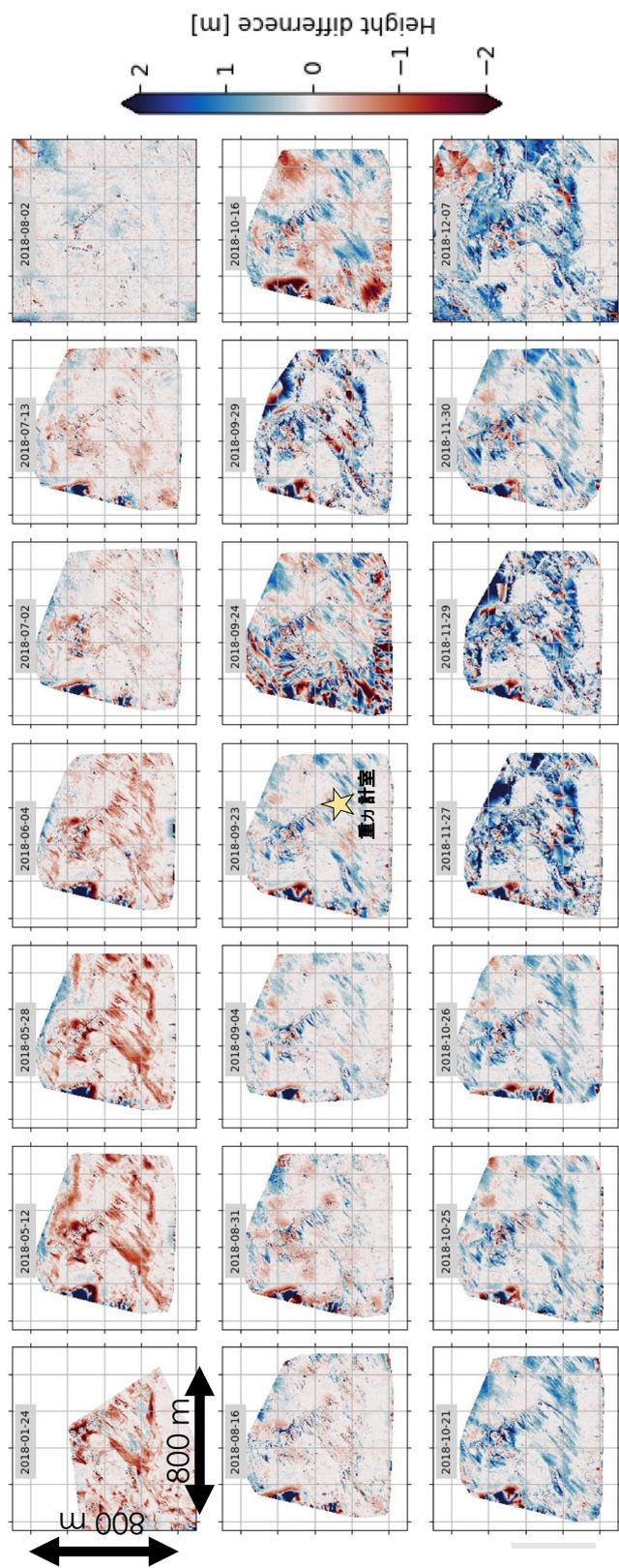


図 4-3 それぞれの日付に実施された空撮画像に対してSIM手法を用いて作成した数値地形モデルと、2018年7月31日の数値標高モデルに対する高度変化。

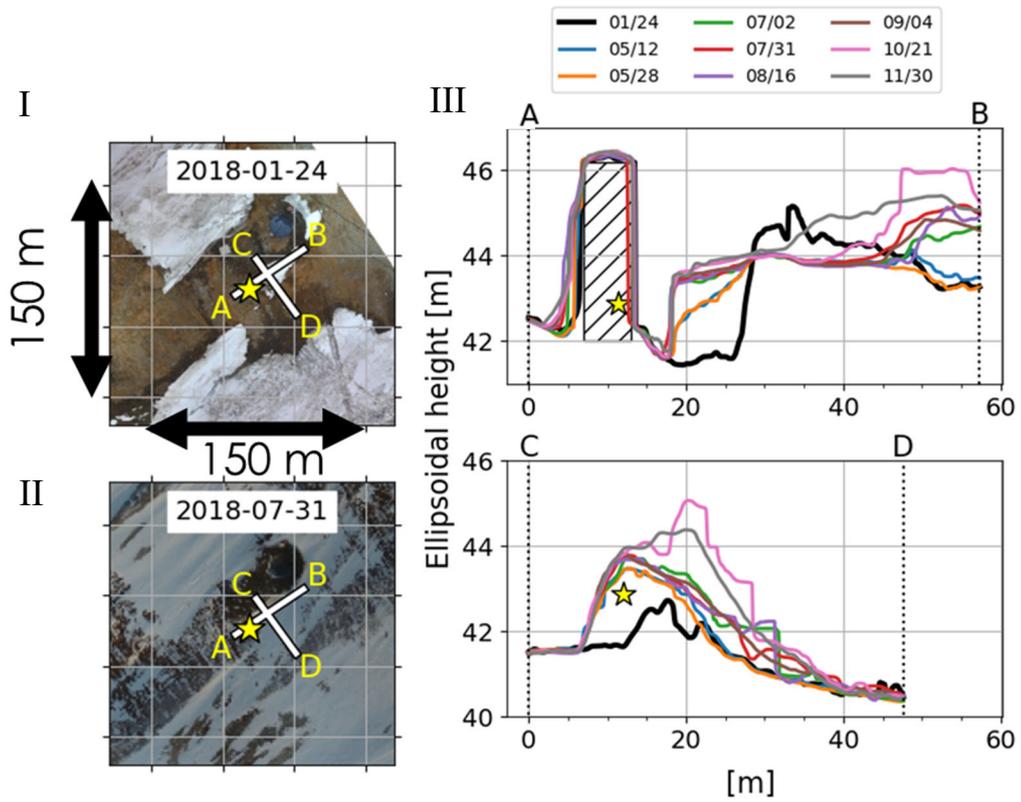


図 4-4 無人航空機観測によって捉えた昭和基地内重力計室近傍の積雪分布の時間変化。

I: 2018年1月24日の空撮画像から作成したオルソ画像。II: 2018年7月31日の空撮画像から作成したオルソ画像。III: I中のA-B測線、C-D測線での表面高度の時間変化。

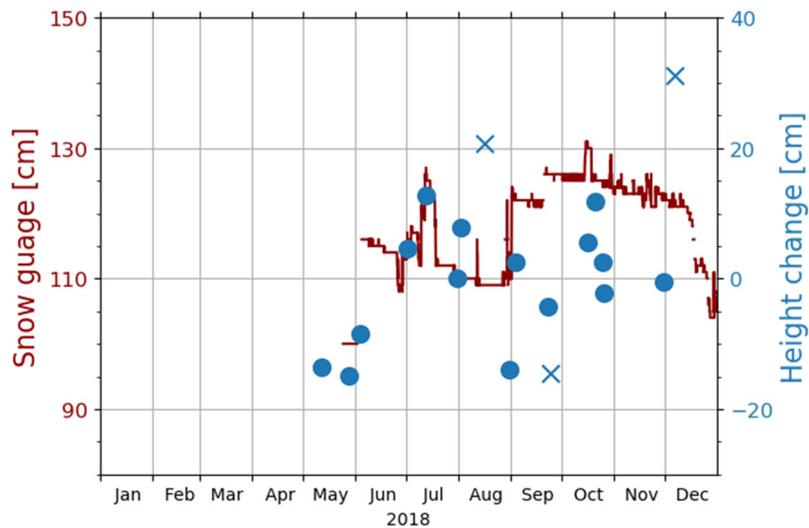


図 4-5 積雪計によって観測された積雪変化（赤線）と、空撮画像から作成した数値地形モデルから計算される積雪計の位置における高さ変化（青点）。

4.4.3 重力観測と積雪引力効果

数値地形モデルを $10\text{cm} \times 10\text{cm}$ のグリッドにリサンプリングを行い、グリッドごとの検出された高度変化に対応する万有引力効果を計算することで、超伝導重力計の観測値に生じる積雪の影響の量的評価を行った。昭和基地の位置する東オングル島内のローカルな積雪荷重による地殻の弾性変形とそれによるポテンシャルの変化では、超伝導重力観測で有意に検出できるほどの大きさには至らないため考慮しなかった (1 nGal 以下)。検出された高度変化はすべて積雪・融雪によって生じた高度変化と考え、その他の要因による高度変化、質量移動は考慮しないものとした。また、雪の密度は時間・場所に依らず一定の値とし、 $0.2, 0.4, 0.6\text{ g/cm}^3$ の 3 つの密度を仮定した条件で計算を行った。超伝導重力計によって観測された重力残差と、積雪分布から計算された重力変化の時系列を図 4-14 に、また横軸に超伝導重力計によって観測された重力残差、縦軸に積雪分布から計算された重力変化をとった散布図を図 4-15 に示す。それぞれ密度に 0.4 g/cm^3 を仮定した場合を中心に、 $0.2, 0.6\text{ g/cm}^3$ の仮定を置いた場合をエラーバーで示している。積雪分布から計算された重力変化は、1月から5月にかけての緩やかな重力減少、7月の急激な重力増加など、超伝導重力計による観

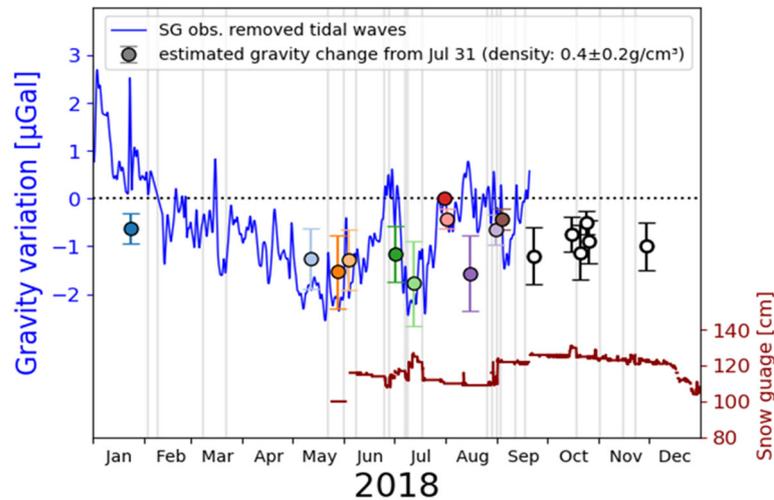


図 4-6 超伝導重力計で観測された重力残差（青線）、無人航空機による積雪調査から計算される積雪変化による引力効果（各点、色は図 4-15 と共通して観測日による違いを表す）、昭和基地内での積雪計（赤線）の比較。ブリザードの発生日をグレーの線で示す。

測結果と整合的な結果を示した。

仮定した積雪密度の中で、 0.4 g/cm^3 の密度を仮定した場合にもっとも良い一致を見せた。本解析では積雪の密度を領域内で一定と仮定して計算しており、このような単純化のための仮定や、取得できた積雪分布の範囲の制限、また高度変化の推定精度等の問題から積雪による実際の重力擾乱を完全には再現できていないものの、積雪による引力効果が超伝導重力観測に与える影響は少なくとも $2 \mu \text{ Gal}$ 程度生じうることを明らかにした。この積雪分布変化による重力観測への影響は超伝導重力計だけでなく、絶対重力計による測定にも同様の影響が生じていると考えられる。昭和基地の絶対重力測定は 1 月から 2 月に実施されるため季節的な積雪変動は小さいものの、重力変化のトレンドを推定するにはこの積雪による影響は無視できない大きさとなる。

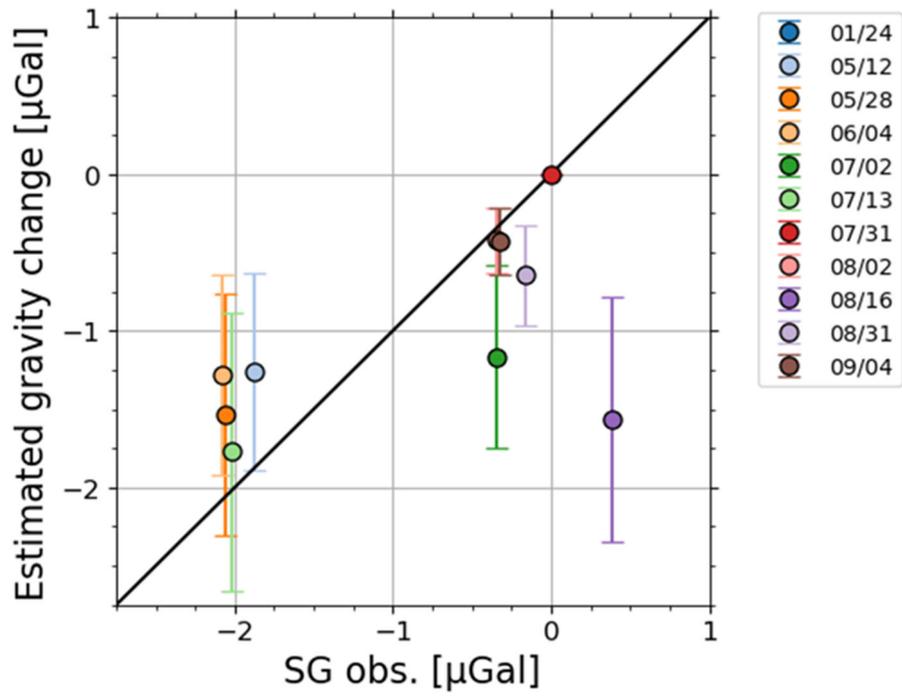


図 4-7 超伝導重力計によって観測された重力残差と積雪分布から計算された重力変化の比較。各点の色は図 4-14 に対応する。

4.5 考察

本章では昭和基地および Lützow-Holm 湾沿岸露岩観測点での GNSS 観測と昭和基地での重力測定解析を行い、現在の地殻・重力変動のトレンドを推定した。観測期間に違いがあるものの、GNSS 観測ではどの観測点においても隆起の傾向が得られ（図 4-1）、また昭和基地での絶対重力測定では重力減少の傾向が見られた（図 4-6）。当地域では 2002 年以降 GRACE、衛星高度計によるリモートセンシング観測から表面質量、氷床表面高度が継続的な増加傾向にあることが観測されており、それにより期待される沈降の弾性変形（図 4-3、4-7）と、測地観測から推定された変動は傾向の向きが異なっている。したがって、GNSS 観測、絶対重力観測から推定された変動には弾性変形以外の要因が含まれていることが明らかである。

本研究が対象とする Lützow-Holm 湾では大きな地震活動は報告されておらず、地震後の余効変動などを要因とする地殻変動が生じているとは考えづらい。そのため、観測によって捉えているのは GIA による地殻変動であると考えられる。現在提唱されている氷床融解史モデルでは、Lützow-Holm 湾周辺の氷床は最終氷期最盛期以降から現在に至るまで氷床は融解してきたと考えられており、既存の GIA モデルからは当地域は上下変動に関しては隆起傾向（図 4-4）、また地表面重力については減少傾向（図 4-8）にあると予測される。これは観測されている変動、また現在の南極氷床変動によって生じる弾性変形補正後の地殻変動と整合的であり、当地域では GIA による地殻変動が現在もなお継続していることが示唆される。

一方で、本研究で測地観測から推定した GIA に起因すると考えられる変動は、既存の氷

氷床融解史モデルである ICE-6G、W12 に基づいた GIA モデルのフォワード計算の結果よりも大きな変動を示した (図 4-4、4-8)。これら既存の 2 つの氷床融解史モデルを用いた場合、現実的な範囲でとりうる 1 次元球対称モデルの地球粘弾性構造を用いた計算では、観測さ

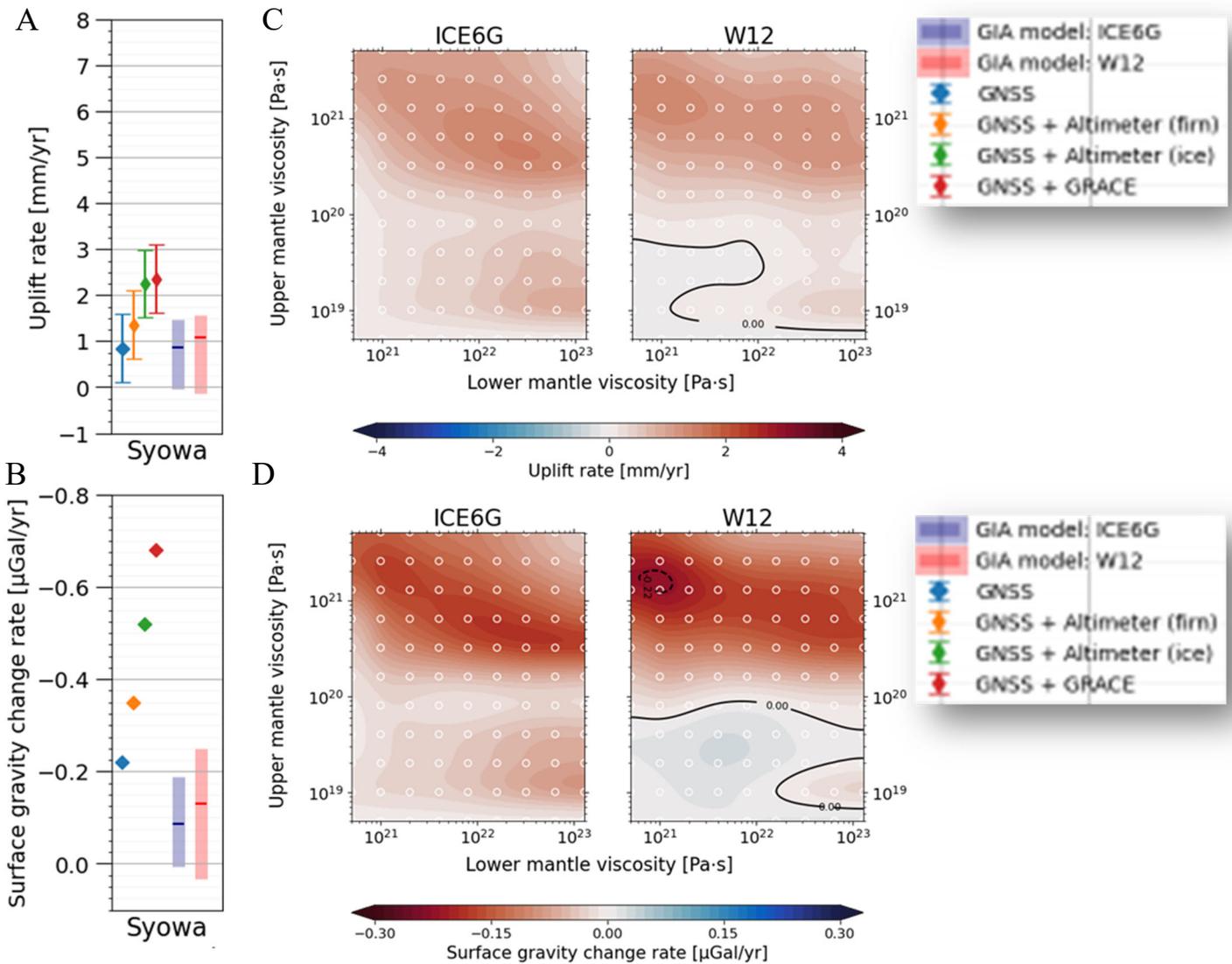


図 4-8 A : 昭和基地 SYOG での GNSS 観測と弾性変形補正から推定された鉛直変位速度と GIA モデルの予測値。B : 昭和基地重力計室での絶対重力測定と弾性変形補正から推定された重力変化と GIA モデルの予測値。C:ICE-6G と W12 の氷床融解史をそれぞれ仮定し、上部マントル、下部マントルの粘性を変化させた場合の GIA モデルから予測される鉛直変位速度。D:ICE-6G と W12 の氷床融解史をそれぞれ仮定し、上部マントル、下部マントルの粘性を変化させた場合の GIA モデルから予測される重力変化。

れた変動を完全に説明することはできない。特に、昭和基地では GNSS 観測・重力観測ともに、ICE-6G および W12 を氷床融解史として仮定した場合でも、観測値を説明する地球内部の粘性構造は得られない (図 4-)。この原因として、現在提唱されている既存の氷床融解史モデルでは、当地域の氷床融解過程を十分に反映していないことが考えられる。この地域における氷床融解のタイミング、また氷床融解量を適切に調整することによって観測値が説明できる可能性があり、たとえば地質学的調査から約 9 千年前以降に急激な氷床融解影響を明らかにした Kawamata et al. (2020) など、近年南極各地で提案されている完新世中期の急激な氷床融解は、その原因となりうる可能性が高いと考えられる。詳しくは 4.5.1 で議論を行う。

また、GNSS 観測の結果から得られた変動の空間的に特徴については、SYOG や Skarvsnes など北側の観測点よりも Rundvågshetta で大きい隆起速度が観測された (図 4-4)。これは ICE-6G、W12 から計算される GIA モデルの結果 (図 4-5) でも同様の空間的特徴が観察され、Lützow-Holm 湾沿岸では南側ほど大きい隆起速度が生じることが予測される。GNSS 観測の結果、GIA モデルの結果の双方の結果から、Lützow-Holm 湾沿岸部分において南北方向に特徴的な空間分布を生じさせる GIA が当地域には生じていることが示唆される。一方で、沿岸からより内陸側に範囲を広げた場合では、ICE-6G と W12 で予測される地殻変動の空間分布は過去の氷床融解過程の分布を反映して大きく異なっている (図 4-5)。現在の観測点配置では ICE-6G、W12 のどちらの氷床融解史モデルにおいても、そのおおまかな荷重分布を積極的に否定するものではないが、今後の GNSS 観測網の拡充、また露岩での絶対重力観測の実施によってより細かな氷床融解の分布について議論することが可能になることが十分に期待される。

また、本研究では地球を一次元球対称の Maxwell 粘弾性体の 3 層モデルとして考え GIA を計算しており、地球内部構造の水平不均質による影響を考慮していない。特に西南極と東南極の地球内部構造には、地震波トモグラフィーの結果より顕著な水平方向不均質が存在

する（たとえば Lloyd et al., 2020）。南極大陸スケールといった比較的の広域な氷床変動による地球の粘弾性応答を考えた場合、その影響が現在の測地観測に現れている可能性がある。水平方向の不均質を考慮した GIA モデルの開発は、現在いくつかの研究グループにて精力的に進められているが、現状では、水平方向不均質の測地観測値への影響について、その定量的評価についての統一的な見解は得られていない状況である (Nield et al., 2018)。

4.5.1 氷床史の修正

従来の氷床融解史モデルを用いた GIA モデルでは、本研究で得られた Lützow-Holm 湾での GNSS 観測、また昭和基地での重力観測から推定した地殻変動を説明できなかった。これは当地域における氷床融解過程を、従来の氷床融解史モデルが十分に反映していないことによる影響が大きいと考えられる。

Kawamata et al. (2020) では、Lützow-Holm 湾沿岸の複数の露岩での表面照射年代測定から、当地域の氷床後退過程を詳らかにした。特に Skarvsnes では 9 千年前から 6 千年前の 3 千年間で 400 m を超える氷床融解を経験したと推定している。これは本研究で使用した既存の氷床融解史モデルである ICE-6G、および W12 が提唱する融解過程とは異なる時期に異なる量の氷床融解が発生したことを示す。

そこで本研究では、Kawamata et al. (2020) で提唱される氷床融解のタイミング、および融解量に基づいた氷床融解史を作成し、現在予測される Lützow-Holm 湾での GIA 変動の計算を行った。図 4-17 右で示される領域（東経 30 度から 48 度、南緯 73.5 度から 67.5 度）の

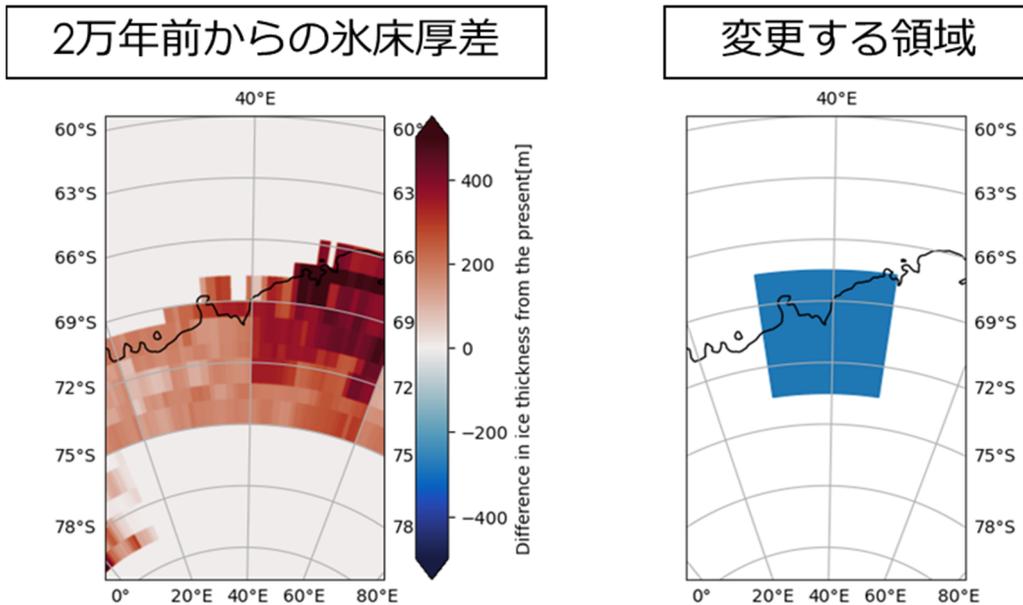


図 4-17 左：ICE-6G モデルにおける 2 万年前（最終氷期最盛期）と現在の氷床量の差。右：氷床融解史を ICE-6G から変更する領域。

氷床融解史を ICE-6G から変更し、その他の領域に関しては ICE-6G を用いて、氷床融解史を作成した。融解史を修正する領域内の各グリッドでは、ICE-6G で提唱される最終氷期最盛期での氷床厚を最終氷期最盛期から 9 千年前まで変化させず、9 千年前から 6 千年前にかけての 3 千年間で現在の氷床厚になるように融解させた（図 4-18）。また ICE-6G では Skarvsnes に最終氷期最盛期に現在よりも 300 m 高い氷床量があったと仮定しているが、Kawamata et al. (2020) では最低でも現在より 400 m 高い氷床があった可能性を指摘しているため、最終氷期最盛期での氷床量を領域全体で 100 m、または 200 m 高くした場合での計算を行った。領域内の氷床厚の変動史に関して、変更前の ICE-6G の変動史と新たに構成したそれぞれの氷床史を図 4-18 に示す。

地球内部の粘弾性構造に VM5a を使用し、新たに構成された氷床融解史それぞれを用いた GIA モデル計算を行い、各露岩観測点で予測される現在の上下変動と昭和基地における重力変動の結果を図 4-19 に示す。変更前の ICE-6G では観測値から大きく乖離していた GIA

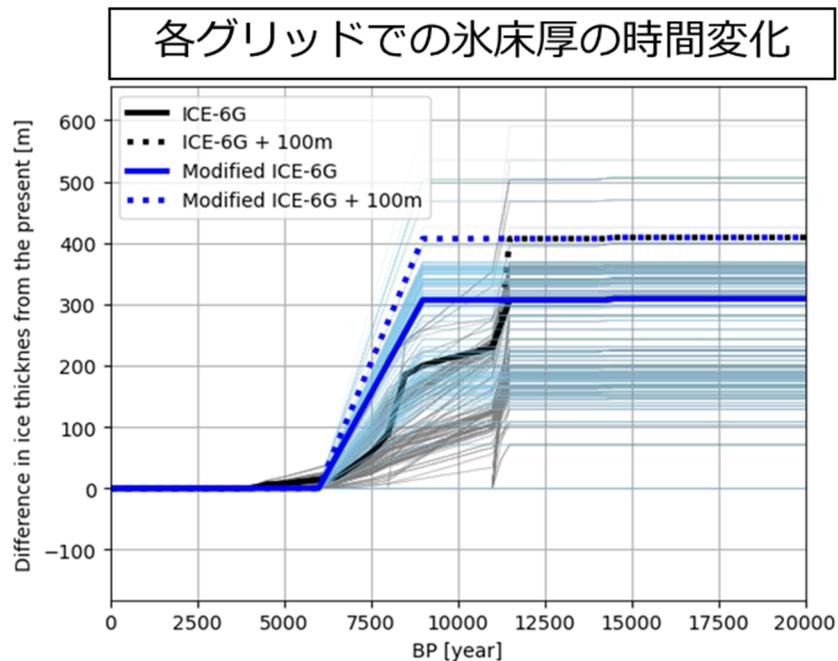


図 4-18 ICE-6G モデルにおける図 4-17 右で示される領域内での各グリッドにおける氷床厚の時系列（灰色）、および Kawamata et al. (2020) で提唱される氷床融解のタイミングに変更後の氷床厚の時系列（水色）。黒線、青線はそれぞれ Skarvsnes における氷床厚変化を示している。

モデル値が（図 4-4）、新たに構成した氷床融解史に変更することで観測値をよく説明する結果が得られた（図 4-19）。図 4-19 中の黒で示す点はそれぞれ ICE-6G の氷床融解時期を変更せず、最終氷期最盛期での氷床史に 0 m、100 m、200 m を追加したもの、青で示す点はそれぞれ ICE-6G の氷床融解時期を 9 千年前から 6 千年前に変更し、最終氷期最盛期での氷床史に 0 m、100 m、200 m を追加したものを示している。

Kawamata et al. (2020) が提唱する氷床融解のタイミング、氷床量への変更は、既存の氷床融解史モデルである ICE-6G を使用した場合と比較して、どちらも現在 Lützw-Holm 湾周辺で予測される GIA による変動を大きくする影響を与えた。また、氷床融解のタイミングを変更し、氷床量を 100 m 増加させた氷床融解史から予測される GIA 変動は、本研究で GNSS 観測から推定された上下変位速度と整合的な結果を示す。これは Kawamata et al.

(2020) の提唱する氷床融解を支持する結果であり、本地域の GNSS 観測が 9 千年前から 6 千年前にかけての急激な氷床融解を捉えていることを示す。同様に、重力変化に関しても、修正した氷床融解史によって GIA モデルから予測される重力変化の絶対値は大きくなり (図?)、観測される重力変化のトレンドに近づく結果となった。観測から推定された重力変化を完全に説明するには、GNSS 観測の結果と整合的になる氷床量よりも大きな量が必要となることが示唆されるが、重力観測からも過去の急激な氷床融解を支持する結果が得られた。

以上の結果から、本研究では Lützow-Holm 湾周辺での測地観測によって、従来の氷床融解史モデルでは考慮されていない急激な氷床融解の存在を強く支持する結果が得られた。

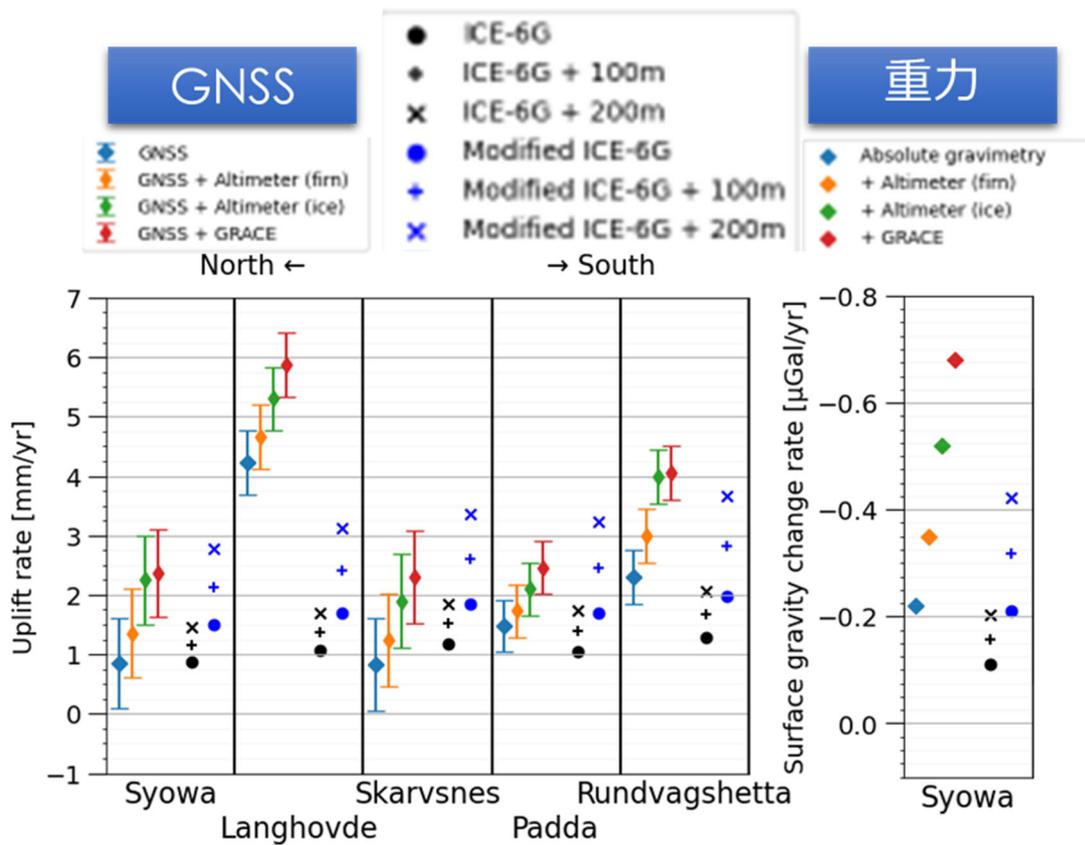


図 4-19 GNSS 観測および絶対重力観測から推定された変動速度と、GRACE および衛星高度計のリモートセンシング観測データを用いて現在の南極氷床変動による影響を補正した変動速度、および Lützow-Holm 湾周辺の氷床融解史を修正した ICE-6G から計算される GIA モデル予測値。

第5章 総括及び今後の展望

本研究では、昭和基地および Lützow-Holm 湾沿岸露岩観測点で実施された GNSS 観測、また昭和基地内での重力観測から、当地域の地殻・重力変動の推定を通じて GIA による変動の抽出を行った。まず、Lützow-Holm 湾を含む東南極 Dronning Maud Land 一帯の広域では、近年降雪増加による表面質量の増加が衛星観測によって捉えられていることから、それによる荷重変形（弾性変形）を評価した。その結果、Lützow-Holm 湾周辺では、およそ 1 mm/year の沈降が生じていることが明らかになった。この弾性変形は、GNSS 観測および重力観測から推定された変動とは符号が異なっており、現在観測されている変動は近年の南極表面質量変動だけでは説明できないことが明らかになった。

現在一般的に用いられている GIA モデルである ICE-6G (Peltier et al., 2018) および W12 (Whitehouse et al., 2012) モデルを用いて、地球の内部粘性構造を変化させながら、予測される現在の変動量を計算した。その結果、本研究において GIA による成分として抽出した値である 2-4 mm/year の隆起を説明することはできなかった。これは、現在提唱されている Lützow-Holm 湾の氷床融解史では再現できていない、過去の氷床融解過程の影響が存在する可能性を示唆するものであると考えられる。そこで、Kawamata et al. (2020)で提唱される Lützow-Holm 湾周辺の急激な氷床融解を踏まえて過去の氷床融解史モデルを修正し、GIA モデルの計算を行うと、観測された変動と整合的な予測値を示す結果が得られた。これにより、測地観測によって当地域の過去の氷床融解過程を十分に検出し、制約しうることが明らかになった。今後のさらなる観測の継続、観測点網の拡充によって、より詳細な LGM 以降の南極氷床融解過程が明らかになることが期待される。また、より正確な GIA による重力変動が明らかにされることで、GIA のモデルエラーが軽減され、現在の南極氷床変動の理解が進むことが期待される。

また、本研究では、無人航空機を用いた昭和基地内の積雪分布調査を実施し、超伝導重力

計 OSG#058 で観測された重力変動との比較を行った。潮汐解析後の OSG#058 の重力残差からは、数 μGal の年周変動が観測されており、観測点近傍の積雪分布の変化でこれが一部説明可能であることを示した。積雪分布が変化することによって生じる重力擾乱は、キャンペーン的に実施される絶対重力測定にも影響していることが考えられる。GIA による長期の重力トレンドを推定する際には、この積雪による重力擾乱は無視できない。今後、重力測定と近傍の積雪分布調査を同時に行うことで、より信頼性の高い重力変化の推定が可能となることが期待される。

南極での GIA モデルは依然解明されていない部分が大きく、Lützow-Holm 湾での GNSS 観測および重力観測の結果も既存の GIA モデルとは異なる結果を示した。このような統合的な測地観測によって現在の地殻変動を正確に捉えることで、GIA モデルを評価、拘束することが可能となる。東南極での観測網は、Lützow-Holm 湾内外ともに未だ疎らな状態であり、地殻変動の空間分布を捉えることが難しい。今後の GIA 研究を進める観測データとして、より広域に、より高い空間的密度で観測点網が拡充され、且つ継続して提供されることが望ましい。

本研究では、GIA モデル計算において、地球内部の粘弾性構造は半径方向にのみ依存する球対称モデルを用い、またその構造も弾性層、上部マントル、下部マントルの3層からなる単純化されたモデルを用いた。西南極と東南極の大陸下では、粘性構造が大きく異なっていることが地震波などから明らかにされてきている。この粘性構造の不均質を考慮した三次元地球モデルでの GIA モデルはまだ研究が進みつつあるのが現状である。GIA モデルの発展、改善によって本研究で得られた観測データを説明可能なモデルを構築し、より正確な GIA モデルを提案することが今後の展望として考えられる。

謝辞

本論文は筆者が総合研究大学院大学複合科学研究科極域専攻五年一貫制博士課程に在籍中の研究成果をまとめたものです。本論文の作成にあたり、多くの方々にご指導ご鞭撻を賜りました。指導教官の同専攻准教授の土井浩一郎先生ならびに同助教の奥野淳一先生には終始適切にご指導を賜りました。ここに深謝の意を表します。博士論文の審査員になっていただきました同専攻准教授の青山雄一先生、一橋大学大学院社会学研究科教授の大坪俊通先生、東北大学大学院理学研究科教授の三浦哲先生には、多くのご助言をいただき、最終的な論文の形に仕上げることができました。感謝申し上げます。また京都大学名誉教授の福田洋一先生には、本論文の作成にあたり多くのご助力をいただきました。感謝申し上げます。最後に、地圏研究グループをはじめとした国立極地研究所の皆様には、本研究の遂行にあたり多大なご助言、ご協力頂きました。ここに誠意の意を表します。

本研究で使用したデータの一部は国立極地研究所と文部科学省の日本南極地域観測隊（Japan Antarctic Research Expedition: JARE）における研究プログラムの協力を得ました。特に、第 59 次南極地域観測隊の NEC ネットエスアイ株式会社の大石孟氏は越冬期間中の無人航空機による空撮を実施していただいたほか、高エネルギー加速器研究機構超伝導低温工学センターの池田博先生、九州大学准教授の西島潤先生、地圏モニタリング隊員の木村亮氏、東野智瑞子氏のご協力のもと、南極での重力観測および GNSS 観測が遂行されました。その他 59 次隊を含め歴々の南極地域観測隊の皆様の協力のもと本研究が遂行されました。伏して感謝申し上げます。

本研究で使用した昭和基地内の GNSS 観測点 SYOG は国土地理院によって保守運営されている観測点であり、またその観測データは NASA Goddard Space Flight Center の the Crustal Dynamics Data Information System (CDDIS) のオンラインアーカイブを通じて取得しました。また、NASA Jet Propulsion Laboratory の GRACE マスコン解を使用させていただきました。

参考文献

Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M. E., Okuno, J., Takahashi, K., & Blatter, H. (2013). Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature*, *500*(7461), 190–193. <https://doi.org/10.1038/nature12374>

Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., & Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions: ITRF2014. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(8), 6109–6131. <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>

Aoyama, Y., Doi, K., Ikeda, H., Hayakawa, H., & Shibuya, K. (2016). Five years' gravity observation with the superconducting gravimeter OSG#058 at Syowa Station, East Antarctica: Gravitational effects of accumulated snow mass. *Geophysical Journal International*, *205*(2), 1290–1304. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw078>

Argus, D. F., Gordon, R. G., Heflin, M. B., Ma, C., Eanes, R. J., Willis, P., Peltier, W. R., & Owen, S. E. (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophysical Journal International*, *180*(3), 913–960. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04463.x>

Argus, D. F., Peltier, W. R., Drummond, R., & Moore, A. W. (2014). The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories. *Geophysical Journal International*, *198*(1), 537–563. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu140>

Bevis, M., Harig, C., Khan, S. A., Brown, A., Simons, F. J., Willis, M., Fettweis, X., van den Broeke, M. R., Madsen, F. B., Kendrick, E., Caccamise, D. J., van Dam, T., Knudsen, P., & Nylén, T. (2019). Accelerating changes in ice mass within Greenland, and the ice sheet's sensitivity to atmospheric forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *116*(6), 1934–1939.

<https://doi.org/10.1073/pnas.1806562116>

Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., & Schuh, H. (2006). Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07304. <https://doi.org/10.1029/2005GL025546>

Bos, M. S., Fernandes, R. M. S., Williams, S. D. P., & Bastos, L. (2013). Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data. *Journal of Geodesy*, 87(4), 351–360. <https://doi.org/10.1007/s00190-012-0605-0>

DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>

Doi, K., Shibuya, K., Aoyama, Y., Ikeda, H., & Fukuda, Y. (2010). Observed Gravity Change at Syowa Station Induced by Antarctic Ice Sheet Mass Change. In S. P. Mertikas (Ed.), *Gravity, Geoid and Earth Observation* (pp. 557–562). Springer Berlin Heidelberg.

Doi, K., Shibuya, K., Ikeda, H., & Fukuda, Y. (2008). Continuous Gravity Observation with the Superconducting Gravimeter CT #043 at Syowa Station, Antarctica. In A. Capra & R. Dietrich (Eds.), *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica: An Overview in the IPY Perspective* (pp. 237–247). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-74882-3_13

Dziewonski, A. M., & Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)

Farrell, W. E. (1972). Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics*, 10(3), 761. <https://doi.org/10.1029/RG010i003p00761>

Farrell, W. E., & Clark, J. A. (1976). On Postglacial Sea Level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46(3), 647–667. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x>

Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J.,

Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., ... Zirizzotti, A. (2013). Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7(1), 375–393. <https://doi.org/10.5194/tc-7-375-2013>

Fukuda, Y., Iwano, S., Ikeda, H., Hiraoka, H., & Doi, K. (2005). Calibration of the superconducting gravimeter CT#043 with an absolute gravimeter FG5#210 at Syowa Station, Antarctica. *Polar Geoscience*, 18, 41–48. <https://doi.org/10.15094/00003148>

Fukuzaki, Y., Shibuya, K., Doi, K., Ozawa, T., Nothnagel, A., Jike, T., Iwano, S., Jauncey, D. L., Nicolson, G. D., & McCulloch, P. M. (2005). Results of the VLBI experiments conducted with Syowa Station, Antarctica. *Journal of Geodesy*, 79(6–7), 379–388. <https://doi.org/10.1007/s00190-005-0476-8>

Hattori, A., Aoyama, Y., Okuno, J., & Doi, K. (2021). GNSS Observations of GIA-Induced Crustal Deformation in Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 48(13). <https://doi.org/10.1029/2021GL093479>

Hattori, A., & Otsubo, T. (2019). Time-varying solar radiation pressure on Ajisai in comparison with LAGEOS satellites. *Advances in Space Research*, 63(1), 63–72. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.08.010>

Higashi T., Doi K., Hayakawa H., Kazama T., Ota H., Ohsono S., Hanyu T., Iwanami S., Aoyama Y., Shibuya K., & Fukuda Y. (2013). Gravity Measurements Using Absolute Gravimeter FG5 and Secular Gravity Changes at Syowa Station, Antarctica. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 59(2), 37–43.

Ishiwa, T., Okuno, J., & Sugauma, Y. (2021). Excess ice loads in the Indian Ocean sector of East Antarctica during the last glacial period. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/G48830.1>

Ishiwa, T., Yokoyama, Y., Okuno, J., Obrochta, S., Uehara, K., Ikehara, M., & Miyairi, Y. (2019). A sea-level plateau preceding the Marine Isotope Stage 2 minima revealed by Australian sediments.

Scientific Reports, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-42573-4>

Ivins, E. R., & James, T. S. (2005). Antarctic glacial isostatic adjustment: A new assessment. *Antarctic Science*, 17(4), 541–553. <https://doi.org/10.1017/S0954102005002968>

Iwano, S. (2005). Long-period tidal factors at Antarctica Syowa Station determined from 10 years of superconducting gravimeter data. *Journal of Geophysical Research*, 110(B10), B10403. <https://doi.org/10.1029/2004JB003551>

Iwano, S., Kimura, I., & Fukuda, Y. (2003). Calibration of the superconducting gravimeter TT70 #016 at Syowa Station by parallel observation with the absolute gravimeter FG5 #203. *Polar Geoscience*, 16, 22–28.

Kawamata, M., Suganuma, Y., Doi, K., Misawa, K., Hirabayashi, M., Hattori, A., & Sawagaki, T. (2020). Abrupt Holocene ice-sheet thinning along the southern Soya Coast, Lützow-Holm Bay, East Antarctica, revealed by glacial geomorphology and surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 247, 106540. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106540>

Kazama, T., Hayakawa, H., Higashi, T., Ohsono, S., Iwanami, S., Hanyu, T., Ohta, H., Doi, K., Aoyama, Y., Fukuda, Y., Nishijima, J., & Shibuya, K. (2013). Gravity measurements with a portable absolute gravimeter A10 in Syowa Station and Langhovde, East Antarctica. *Polar Science*, 7(3–4), 260–277. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2013.07.001>

Kierulf, H. P., Steffen, H., Simpson, M. J. R., Lidberg, M., Wu, P., & Wang, H. (2014). A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(8), 6613–6629. <https://doi.org/10.1002/2013JB010889>

Lidberg, M., Johansson, J. M., Scherneck, H.-G., & Davis, J. L. (2007). An improved and extended GPS-derived 3D velocity field of the glacial isostatic adjustment (GIA) in Fennoscandia. *Journal of Geodesy*, 81(3), 213–230. <https://doi.org/10.1007/s00190-006-0102-4>

Ligtenberg, S. R. M., Helsen, M. M., & van den Broeke, M. R. (2011). An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn. *The Cryosphere*, 5(4), 809–819. <https://doi.org/10.5194/tc-5-809-2011>

Lloyd, A. J., Wiens, D. A., Zhu, H., Tromp, J., Nyblade, A. A., Aster, R. C., Hansen, S. E., Dalziel, I. W. D., Wilson, T. J., Ivins, E. R., & O'Donnell, J. P. (2020). Seismic Structure of the Antarctic Upper Mantle Imaged with Adjoint Tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(3), 2019JB017823. <https://doi.org/10.1029/2019JB017823>

Longman, I. M. (1962). A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research*, 67(2), 845–850. <https://doi.org/10.1029/JZ067i002p00845>

Longman, I. M. (1963). A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads: 2. Computations and numerical results. *Journal of Geophysical Research*, 68(2), 485–496. <https://doi.org/10.1029/JZ068i002p00485>

Mäkinen, J., Amalvict, M., Shibuya, K., & Fukuda, Y. (2007). Absolute gravimetry in Antarctica: Status and prospects. *Journal of Geodynamics*, 43(3), 339–357. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.08.002>

Mäkinen, J., Ravindra, R., Chand, U., Tiwari, V. M., Lukin, V. V., Anisimov, M., & Melv, Y. (2013). *Absolute-gravity stations in Western Dronning Maud Land, Antarctica*. 2.

Martín-Español, A., King, M. A., Zammit-Mangion, A., Andrews, S. B., Moore, P., & Bamber, J. L. (2016). An assessment of forward and inverse GIA solutions for Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(9), 6947–6965. <https://doi.org/10.1002/2016JB013154>

Mazzotti, S., Lambert, A., Henton, J., James, T. S., & Courtier, N. (2011). Absolute gravity calibration of GPS velocities and glacial isostatic adjustment in mid-continent North America: AG CALIBRATION OF GPS AND PGR. *Geophysical Research Letters*, 38(24), n/a-n/a.

<https://doi.org/10.1029/2011GL049846>

Melini, D., Gegout, P., Spada, G., & King, M. (n.d.). *REAR -a Regional ELastic Rebound calculator-* (1.0). <https://github.com/danielemelini/rear>

Milne, G. A., Davis, J. L., Mitrovica, J. X., Scherneck, H.-G., Johansson, J. M., Vermeer, M., & Koivula, H. (2001). Space-Geodetic Constraints on Glacial Isostatic Adjustment in Fennoscandia. *Science*, *291*(5512), 2381–2385. <https://doi.org/10.1126/science.1057022>

Miura, H., Maemoku, H., Seto, K., & Moriwaki, K. (1998). Late Quaternary East Antarctic melting event in the Soya Coast region based on stratigraphy and oxygen isotopic ratio of fossil molluscs. *Polar Geoscience*, *11*, 260–274. <https://doi.org/doi/10.15094/00003033>

Nakada, M., Kimura, R., Okuno, J., Moriwaki, K., Miura, H., & Maemoku, H. (2000). Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations. *Marine Geology*, *167*(1–2), 85–103. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00018-9)

Nakada, M., & Lambeck, K. (1987). Glacial rebound and relative sea-level variations: A new appraisal. *Geophysical Journal International*, *90*(1), 171–224. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb00680.x>

Nawa, K., Suda, N., Fukao, Y., Sato, T., Aoyama, Y., & Shibuya, K. (1998). Incessant excitation of the Earth's free oscillations. *Earth, Planets and Space*, *50*(1), 3–8. <https://doi.org/10.1186/BF03352080>

Nield, G. A., Whitehouse, P. L., van der Wal, W., Blank, B., O'Donnell, J. P., & Stuart, G. W. (2018). The impact of lateral variations in lithospheric thickness on glacial isostatic adjustment in West Antarctica. *Geophysical Journal International*, *214*(2), 811–824. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy158>

Ohzono, M., Tabei, T., Doi, K., Shibuya, K., & Sagiya, T. (2006). Crustal movement of Antarctica and Syowa Station based on GPS measurements. *Earth, Planets and Space*, *58*(7), 795–804. <https://doi.org/10.1186/BF03351984>

Okuno, J., & Nakada, M. (2001). Effects of water load on geophysical signals due to glacial rebound and implications for mantle viscosity. *Earth, Planets and Space*, 53(12), 1121–1135. <https://doi.org/10.1186/BF03352408>

Otsubo, T., Müller, H., Pavlis, E. C., Torrence, M. H., Thaller, D., Glotov, V. D., Wang, X., Sośnica, K., Meyer, U., & Wilkinson, M. J. (2019). Rapid response quality control service for the laser ranging tracking network. *Journal of Geodesy*, 93(11), 2335–2344. <https://doi.org/10.1007/s00190-018-1197-0>

Peltier, W. R. (1974). The impulse response of a Maxwell Earth. *Reviews of Geophysics*, 12(4), 649. <https://doi.org/10.1029/RG012i004p00649>

Peltier, W. R. (1994). Ice Age Paleotopography. *Science*, 265(5169), 195–201. <https://doi.org/10.1126/science.265.5169.195>

Peltier, W. R. (2004). GLOBAL GLACIAL ISOSTASY AND THE SURFACE OF THE ICE-AGE EARTH: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 111–149. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>

Peltier, W. R., Argus, D. F., & Drummond, R. (2015). Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model: Global Glacial Isostatic Adjustment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 450–487. <https://doi.org/10.1002/2014JB011176>

Petit, G., & Luzum, B. (n.d.). *IERS Convention (2010) v1.3.0*. 36, 179.

Petrov, L. (2015). The International Mass Loading Service. *ArXiv:1503.00191 [Physics]*. <http://arxiv.org/abs/1503.00191>

Richard Peltier, W., Argus, D. F., & Drummond, R. (2018). Comment on “An Assessment of the ICE-6G_C (VM5a) Glacial Isostatic Adjustment Model” by Purcell et al.: The ICE-6G_C (VM5a) GIA model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 2019–2028. <https://doi.org/10.1002/2016JB013844>

Rignot, E., Mouginot, J., & Scheuchl, B. (2011). Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 333(6048), 1427–1430. <https://doi.org/10.1126/science.1208336>

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., van den Broeke, M., van Wessem, M. J., & Morlighem, M. (2019). Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(4), 1095–1103. <https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116>

Riva, R. E. M., Gunter, B. C., Urban, T. J., Vermeersen, B. L. A., Lindenbergh, R. C., Helsen, M. M., Bamber, J. L., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M. R., & Schutz, B. E. (2009). Glacial Isostatic Adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3–4), 516–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.013>

Sasgen, I., Wouters, B., Gardner, A. S., King, M. D., Tedesco, M., Landerer, F. W., Dahle, C., Save, H., & Fettweis, X. (2020). Return to rapid ice loss in Greenland and record loss in 2019 detected by the GRACE-FO satellites. *Communications Earth & Environment*, 1(1), 8. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-0010-1>

Sato, T., Miura, S., Sun, W., Sugano, T., Freymueller, J. T., Larsen, C. F., Ohta, Y., Fujimoto, H., Inazu, D., & Motyka, R. J. (2012). Gravity and uplift rates observed in southeast Alaska and their comparison with GIA model predictions: GRAVITY AND UPLIFT RATES IN SE-AK. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008485>

Sato, T., Ooe, M., Nawa, K., Shibuya, K., Tamura, Y., & Kaminuma, K. (1997). Long-period tides observed with a superconducting gravimeter at Syowa Station, Antarctica, and their implication to global ocean tide modeling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 103(1–2), 39–53. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00016-2](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00016-2)

Sato, T., Shibuya, K., Tamura, Y., Kanao, M., Ooe, M., Okano, K., Fukuda, Y., Seama, N., Nawa, K., Kaminuma, K., Ida, Y., Kumazawa, M., & Yukutake, T. (1995). One Year Observations with a Superconducting Gravimeter at Syowa Station, Antarctica. *Journal of the Geodetic Society of Japan*,

41(1), 75–89. <https://doi.org/10.11366/sokuchi1954.41.75>

Savcenko, R., Bosch, W., Dettmering, D., & Seitz, F. (2012). *EOT11a—Global Empirical Ocean Tide model from multi-mission satellite altimetry, with links to model results*. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.834232>

Schröder, L., Horwath, M., Dietrich, R., Helm, V., van den Broeke, M. R., & Ligtenberg, S. R. M. (2019). Four decades of Antarctic surface elevation changes from multi-mission satellite altimetry. *The Cryosphere*, 13(2), 427–449. <https://doi.org/10.5194/tc-13-427-2019>

Sella, G. F., Stein, S., Dixon, T. H., Craymer, M., James, T. S., Mazzotti, S., & Dokka, R. K. (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters*, 34(2), L02306. <https://doi.org/10.1029/2006GL027081>

Shibuya, K. (1993). Syowa Station; observatory for global geodesy in Antarctica (A review). *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, 6, 26–36.

Shibuya, K., Doi, K., & Aoki, S. (2003). Ten years' progress of Syowa Station, Antarctica, as a global geodesy network site. *Polar Geoscience*, 16, 29–52.

The IMBIE team. (2018). Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 558(7709), 219–222. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0179-y>

Thomas, I. D., King, M. A., Bentley, M. J., Whitehouse, P. L., Penna, N. T., Williams, S. D. P., Riva, R. E. M., Lavallee, D. A., Clarke, P. J., King, E. C., Hindmarsh, R. C. A., & Koivula, H. (2011). Widespread low rates of Antarctic glacial isostatic adjustment revealed by GPS observations: ANTARCTIC GLACIAL ISOSTATIC ADJUSTMENT. *Geophysical Research Letters*, 38(22), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL049277>

van Dam, T., Francis, O., Wahr, J., Khan, S. A., Bevis, M., & van den Broeke, M. R. (2017). Using GPS and absolute gravity observations to separate the effects of present-day and Pleistocene ice-mass changes in South East Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 127–135.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.014>

Velicogna, I. (2009). Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophysical Research Letters*, 36(19), L19503. <https://doi.org/10.1029/2009GL040222>

Velicogna, I., Mohajerani, Y., A, G., Landerer, F., Mouginot, J., Noel, B., Rignot, E., Sutterley, T., Broeke, M., Wessem, M., & Wiese, D. (2020). Continuity of Ice Sheet Mass Loss in Greenland and Antarctica From the GRACE and GRACE Follow-On Missions. *Geophysical Research Letters*, 47(8). <https://doi.org/10.1029/2020GL087291>

Velicogna, I., & Wahr, J. (2002). A method for separating Antarctic postglacial rebound and ice mass balance using future ICESat Geoscience Laser Altimeter System, Gravity Recovery and Climate Experiment, and GPS satellite data: GLAS, GRACE, AND GPS IN ANTARCTICA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), ETG 20-1-ETG 20-11. <https://doi.org/10.1029/2001JB000708>

Verleyen, E., Tavernier, I., Hodgson, D. A., Whitehouse, P. L., Kudoh, S., Imura, S., Heirman, K., Bentley, M. J., Roberts, S. J., De Batist, M., Sabbe, K., & Vyverman, W. (2017). Ice sheet retreat and glacio-isostatic adjustment in Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 169, 85–98. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.003>

Wahr, J., DaZhong, H., & Trupin, A. (1995). Predictions of vertical uplift caused by changing polar ice volumes on a viscoelastic Earth. *Geophysical Research Letters*, 22(8), 977–980. <https://doi.org/10.1029/94GL02840>

Wahr, J., Wingham, D., & Bentley, C. (2000). A method of combining ICESat and GRACE satellite data to constrain Antarctic mass balance. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7), 16279–16294. <https://doi.org/10.1029/2000JB900113>

Wake, L. M., Lecavalier, B. S., & Bevis, M. (2016). Glacial Isostatic Adjustment (GIA) in

Greenland: A Review. *Current Climate Change Reports*, 2(3), 101–111.

<https://doi.org/10.1007/s40641-016-0040-z>

Watkins, M. M., Wiese, D. N., Yuan, D.-N., Boening, C., & Landerer, F. W. (2015). Improved methods for observing Earth's time variable mass distribution with GRACE using spherical cap mascons: Improved Gravity Observations from GRACE. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2648–2671. <https://doi.org/10.1002/2014JB011547>

Whitehouse, P. L., Bentley, M. J., Milne, G. A., King, M. A., & Thomas, I. D. (2012). A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: Calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates: A new GIA model for Antarctica. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1464–1482. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x>

Whitehouse, P. L., Gomez, N., King, M. A., & Wiens, D. A. (2019). Solid Earth change and the evolution of the Antarctic Ice Sheet. *Nature Communications*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08068-y>

Wiese, D. N., Yuan, D.-N., Boening, C., Landerer, F. W., & Watkins, M. M. (2018). JPL GRACE Mascon Ocean, Ice, and Hydrology Equivalent Water Height JPL Release 06 Version 1. Ver. 1. *PO.DAAC*. <https://doi.org/10.5067/TEMSC-3MJ06>.

Zanutta, A., Negusini, M., Vittuari, L., Cianfarra, P., Salvini, F., Mancini, F., Sterzai, P., Dubbini, M., Galeandro, A., & Capra, A. (2017). Monitoring geodynamic activity in the Victoria Land, East Antarctica: Evidence from GNSS measurements. *Journal of Geodynamics*, 110, 31–42. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.07.008>

今西 祐一, 西山 竜一, 本多 亮, & 田村 良明. (2021). 絶対重力計 FG5 #109 と #241 の器差の検定について —東京および富士山における相互比較—. *測地学会誌*, 67, 18–28.

奥野淳一. (2018). 南極氷床変動と南極氷床変動収支. *低温科学*, 76, 205–226.

東敏博, 土井浩一郎, 早河秀章, 風間卓仁, 太田晴美, 大藪伸吾, 羽入朋子, 岩波俊介, 青

山雄一, 澁谷和雄, & 福田洋一. (2013). 南極昭和基地における絶対重力計 FG5 による重力測定と重力経年変化. 測地学会誌, 59(2), 37–43. <https://doi.org/10.11366/sokuchi.59.37>

神沼克伊. (2008). 南極大陸のダイナミクス測地学的研究の幕開けとしての 1990 年代の貢献. 測地学会誌, 54(1), 15–30. <https://doi.org/10.11366/sokuchi1954.54.15>

福田洋一. (2018). 衛星観測による南極氷床質量収支. 低温科学, 76, 187–204.

齋藤冬樹, & グレーベラルフ. (2018). 氷床モデリングの基礎. 低温科学, 76, 179–186.