HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	衛星観測による南極氷床質量収支
Author(s)	福田, 洋一
Citation	低温科学, 76, 187-204
Issue Date	2018-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.76.187
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/70335
Type	departmental bulletin paper
File Information	20_Lowtemsci76_P187-204.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 76 （2018） 187-204
doi: 10.14943/lowtemsci. 76. 187

衛星観測による南極氷床質量収支

福田　洋一[1)]

地球温暖化による南極氷床質量変動は，海面上昇の要因として大きな関心事である．地上での観測データが極めて乏しい南極で氷床質量収支を見積もることは，長らくほとんど不可能な課題であったが，1990 年代以降，衛星観測を利用することで，まだ不確定性は残るものの大陸スケールでの質量収支の見積もりも可能となっている．ここでは，まず，氷床質量収支の研究に利用される衛星高度計，合成開口レーダー，衛星重力の３つの観測手法について述べ，これらの手法を利用した南極氷床質量収支に関する最近の研究について紹介する．

Satellite Observations of the Antarctic Ice-sheet Mass Balance

Yoichi Fukuda[1]

The contribution of the ice-sheet melting is a key factor to the sea level issue. Before the 1990's, it had been almost impossible to estimate the ice-sheet mass balance in Antarctica where in-situ observations were very limited. Recent satellite observations have enabled us to estimate the mass balance in Antarctica, although there still remain several uncertainties. We first discuss three satellite observation methods, which are employed for estimating the ice-sheet mass balance, and then review the recent studies of the ice-sheet mass balance in Antarctica.

キーワード：氷床質量収支，海面上昇，衛星高度計，合成開口レーダー，衛星重力
Ice-sheet Mass Balance, Sea Level Rise, Satellite Altimetry, Synthetic Aperture Radar, Satellite Gravimetry

1．イントロダクション

南極氷床は地球上にある淡水のおよそ６割を占め，それがすべて融解すると約 60 m の海面上昇を招くと言われている．南極氷床の増減は海水準変動と直結しており，その変動を正確にモニターすることは大変重要な課題である．氷床氷の増減は，氷床が新たに得た氷の質量と失った質量の差である質量収支（Mass Balance）として表される．現在の南極氷床が増大しているのか減少しているのかを知ることは，原理的には極めて単純で，質量収支が正であるか負であるかが判ればよい．しかしながら現実問題として，南極での質量収支を正確に見積もることは決して容易なことではない．氷床の表面における質量収支は，表面質量収支（SMB：Surface Mass Balance）と呼ばれ，これは，降雪量・昇華凝結量と昇華蒸発量・融解量，さらには風による積雪再配分量の和として表される．ところで，南極の現場で実際に観測されるのは降雪量ではなく積雪量であり，しかもその観測が行われているのはごく限られた場所だけで，SMB の見積もりは，気象モデルや氷床流動モデルによる推定に頼らざるを得ない．さらに，トータルな質量収支（NMB：Net Mass Balance）は，SMB から氷河や氷床縁辺部からの流出量を差し引いたものであり，流出量の見積もりには，氷床・氷河の流動速度はもちろん，棚氷と氷床の境界，すなわち大陸と海洋とが接する接地線の位置や，そこでの氷厚・地形などについても正確な情報が必要である．広い棚氷を持つ南極大陸周辺では，そもそも接地線の位置を決めることすら難しい問題であり，南極の現場

連絡先
福田　洋一
京都大学　大学院理学研究科
〒606-8502　京都府京都市左京区北白川追分町
Tel. 075-753-3912
e-mail：fukuda@kugi.kyoto-u.ac.jp
１）京都大学　大学院理学研究科
Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto, Japan

観測からNMBを見積もることが如何に困難かは，容易に想像がつくであろう．

南極でのNMBの見積もりに衛星観測が積極的に利用されるようになったのは衛星高度計（Satellite Altimetry）や合成開口レーダー（SAR：Synthetic Aperture Radar）が本格的に利用できるようになった1990年代以降のことである．特に21世紀になり，まったく異なった発想に基づくNMBの推定方法として，衛星による重力観測が登場した．衛星重力観測では，衛星軌道から地球重力場の時間的変化を直接測定することで，後述する幾つかの問題はあるものの，対象とする領域全体で積分値としての質量変化を知ることができる．これはNMBを直接測定していると考えてよい．一方，衛星高度計による観測では，やはり幾つかの仮定は必要であるが，現場観測では困難な空間的に均質なSMBのデータが得られ，さらに，SARや他のリモートセンシングデータを利用すると，接地線の位置の同定も含め，氷河や氷床の流動に関するより詳細な情報を取得することができる．現在では，これらの衛星観測データに地上観測やモデルを組み合わせることで，より正確なNMBの見積もりが可能となっている．

本稿では，近年，南極氷床質量収支の研究に広く用いられ，また，欠かすことができない手段となっている，衛星高度計，合成開口レーダー，衛星重力などの衛星観測について，その歴史，原理，特徴，限界や問題点について述べ，次に，これらの衛星観測を利用した最近の南極氷床質量収支に関する研究について紹介する．なお，氷床変動については本巻の杉山も合わせて参照されたい．

2. 衛星観測

2.1 衛星観測の歴史

衛星観測が始まったのは，もちろん史上初の人工衛星であるスプートニック1号が打ち上げられた1957年10月4日以降のことであるので，その歴史は高々60年ほどである．しかしながら，1960年代には，すでにリモートセンシングという言葉が使用されており，気象観測を目的としたTIROS（Television Infrared Observation Satellite）/ESSA（Environmental Science Services Administration），TIROS/NOAA（National Oceanic and Atmospheric Administration）シリーズでは，雲の写真撮影などが行われた．その後，1970年代にはLANDSAT（Land Remote-Sensing Satellite）による地下資源探査やSkylabでの様々な研究など，気象観測以外の衛星観測も本格化した．（マイクロ波）レーダー高度計は，1973年のSkylabで最初の実験が行われ，その後，1975年に打ち上げられたGEOS-3（Geodynamics Experimental Ocean Satellite）では，3年以上の長期にわたり実用的なデータを得ることに成功した（例えば，福田，2000）．また，1978年に打ち上げられたSEASATは，GOES-3に比べはるかに高精度なレーダー高度計に加え，初のSAR（L-Band）も搭載され，電源装置の不良のため約3ヵ月程度と短期の運用となったが，レーダー高度計データとともにSARデータの取得にも成功している．

1990年代に入ると，レーダー高度計とSARを搭載したERS（European Remote Sensing Satellite）-1/2が1991年7月と1995年4月に，またSARを搭載したRADARSAT-1が1995年11月に打ち上げられ，レーダー高度計やSARが南極氷床変動の研究に本格的に用いられるようになった．その後，これらの観測は，2002年3月打ち上げのEnvisat（Environmental Satellite）ASAR（Advanced Synthetic Aperture Radar）やRA-2（Radar Altimeter 2），2006年1月打ち上げのALOS（Advanced Land Observing Satellite）PALSAR（Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar），2007年12月打ち上げのRADARSAT-2，2010年4月に打ち上げの干渉合成開口レーダー高度計を搭載したCryoSat-2などに引き継がれている．また，2003年1月には，レーザー高度計GLAS（Geoscience Laser Altimeter System）を搭載したICESat（Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite）が打ち上げられ（Schutz et al., 2005），レーザーの不調で当初予定されていた十分なデータこそ得ることはできなかったが，氷床変動の研究に新たな観測手法をもたらした（Shuman et al., 2006）．

レーダー高度計やSARは，いずれも1970年代に実現し，1990年代に大きく進歩したが，衛星重力観測のアイデアそのものは古くからあるものの，その実現は21世紀に入ってからである．歴史上初めて衛星重力観測を実現したのは，2000年7月に打ち上げられたCHAMP（CHAllenging Minisatellite Payload）であり，その後，2002年3月にGRACE（Gravity Recovery And Climate Experiment），2009年3月にはGOCE（Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer）が，それぞれ打ち上げられた．この内，GRACE（Tapley et al., 2004）は，様々な原因によって生じる質量移動（質量再分配）に伴う極めて微小な重力場の時間的変化の検出を可能とし，氷床質量変動の研究に限らず，陸水変動，海面変動，さらには巨大地震による地殻変動など，多くの研究分野で革新的な成果を挙げている（例えば，Chen et al., 2006;

Han et al., 2006; Yamamoto et al., 2007; Ramillien et al., 2008; Chambers et al., 2017）．15 年以上の長期にわたって継続した GRACE の観測ミッションは 2017 年 10 月に終了し，その役目は 2018 年打ち上げ予定の GRACE-FO（Follow On）に引き継がれることになっている（https://gracefo.jpl.nasa.gov/mission/overview/）．

重力場の時間変化の観測による質量移動のモニタリングを第一の目的とした GRACE とは異なり，GOCE は高空間分解能かつ高精度な静的重力場の情報を得ることを目的とした衛星である．このため GRACE とは相補的な役割を果たし，2013 年 10 月のミッション終了までの間に得られたデータは，グローバルな重力モデルの改良に大きく貢献し，南極においても重力異常やジオイドの研究（Fukuda et al., 2016），氷床基盤地形や地殻構造の研究などに寄与している．

2.2　衛星高度計

衛星高度計とは衛星軌道から地球表面までの距離を測る装置のことであり，通常，距離の測定にはマイクロ波周波数帯の Ku バンド（～13.8 GHz）や C バンド（～5.3 GHz）などのレーダー高度計が使用される．一方，ICESat にはレーザー高度計 GLAS が搭載され，緑色レーザー（波長 532 nm）と赤外線レーザー（波長 1064 nm）により，雲やエアロゾルなど大気の観測とともに，空間分解能 70 m，測定精度 1 m 以上と，レーダー高度計に比べ高空間分解能，高精度での地形や氷床のマッピングが行われた．レーザー高度計の測定原理は，衛星から照射したレーザーパルスの散乱反射を受信し，その往復時間から距離を測定するというもので，マイクロ波電波の替わりにレーザー光を使用することによる装置やデータ処理など技術的な差異を除くと，基本的な測定原理はレーダー高度計と同様である．また，レーダー高度計は，歴史的に海面の高度測定を主目的として利用されてきたことから，氷床観測への利用では注意すべきことも少なくない．そこで，以下では，主にレーダー高度計についてその測定原理について述べることにし，レーザー高度計については，レーダー高度計との比較において幾つかの特徴に触れるに留める．

2.2.1　レーダー高度計

レーダー高度計の測定原理そのものはいたって簡単で，図 1 に示すように，衛星の直下に発射したマイクロ波レーダーパルスが地球の表面（主に海面）で反射して衛星に戻るまでの往復時間から距離を測定するものである．このとき衛星の軌道を既知とすると，反射点における座標の基準となる地球楕円体からの距離，楕円体高が得られる．

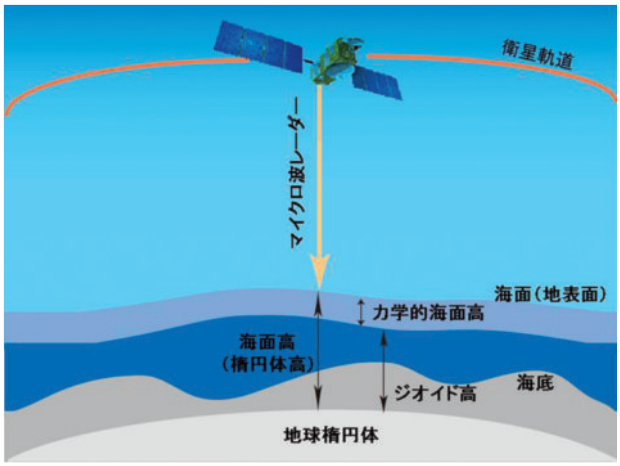

図 1：衛星高度計による測定の概要．

歴史的にも応用面でも，レーダー高度計の最も重要な研究対象は海洋であり，楕円体から海面までの距離である海面高を測定することから，レーダー高度計はしばしば海面高度計とも呼ばれている．海面高が特別な意味を持つ 1 つの理由は，図 1 にも示されているように海面の形状が重力の等ポテンシャル面であるジオイドの形に大変近く，海面高度計は，第 1 近似として力学的海面高（海流によって生じる海面の凹凸）を無視すれば海域でのジオイド高を直接測定していると考えられるからである．ジオイド高がわかれば，それをもとに海域の重力異常が計算でき，重力異常からは海底地形を知ることができる．海面高度計は測地学や固体地球物理学の分野にも大きな貢献を果たしている（例えば，福田，2000）．

現在，レーダー高度計による海面高の測定精度は 2～3 cm に達しており，海面高の変動を定常的にモニターし，それを海洋力学モデルに取り込むことで海洋学的に意味のある様々な情報が得られるようになっている．これらの情報は，エルニーニョなどの気候変動とも関連した広域の海洋場変動や海水準変動などの研究はもちろん，海況の監視や漁場の探査など，現業でも広く利用されている．海洋学やそれに関連した分野では，海面高度計は今や欠かせない観測手段となっている（例えば，市川，2014）．

レーダー高度計で海面高がこのように高精度に測定できるのには，幾つかの理由がある．レーダー高度計の測距精度は，衛星から発射したレーダー波が海面で反射し，衛星に戻るまでの往復時間を如何に正確に測るかにかかっている．測定精度を向上させるためには，大電力の鋭いパルスを作り出す必要があるが，パルス幅を狭めると送信電力も落ちてしまう．このため，レーダー高度計

では，送信波として，チャープ信号と呼ばれる時間とともに周波数が変化する波で周波数変調した電波を用い，受信波にはそれを復調するフィルターを施し，周波数領域において合成するチャープ圧縮という手法が用いられている．これは，送信波と受信波のパターンを比べることで往復時間を正確に測定するということで，これにより送信出力を落とすことなく，見かけ上，鋭いパルスを用いたのと同じ効果を得ている．このような送信波を連続的に照射し，多数の受信波を重ね合わせることで測定精度を上げている．

図２は，ある幅を持つ衛星からの送信波が，海面の照射領域（footprint）で反射（後方散乱）し，衛星で受信された場合の受信強度の時間的変化を示したものである．衛星から発射された電波の受信強度は，海面での反射の面積に比例するので，直下の海面からの反射を受信し始める図中の A 点から増加をはじめ，パルスの後縁が直下の地点に達し反射面積が最大となる B 点で最大となり，その後，直下からの反射がなくなり C 点に向かい徐々に減少する．実際の海面高度計では，多数の受信波の合成で平均的な受信強度としてこのような受信波形

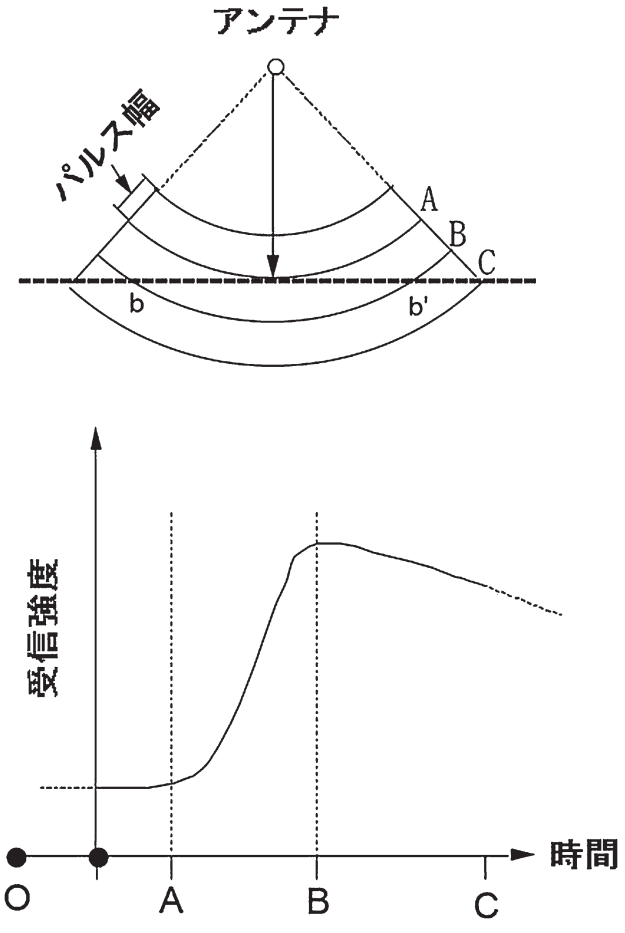

図２：マイクロ波レーダー高度計による測定と受信波形．

（waveform）の時系列データが得られ，A 点と B 点の中心位置からレーダー波の往復時間，すなわち測距データを求めることができる．さらに，受信波形は反射点の海況を反映しており，受信波形の傾きから海面の波浪の状態，また，受信信号の強度から海上風の強さを推定することも可能である．なお，マイクロ波電波を使うレーダー高度計では，GNSS（Global Navigation Satellite System）や SAR の観測と同様に，電離層中の荷電粒子や大気中の水蒸気による電波伝播遅延の影響を受ける．この内，荷電粒子の伝搬遅延については，GNSS と同様に観測に異なる周波数の電波を使うことでその影響を補正することが可能で，Envisat では Ku-band と S-band の２周波が使用された．また，水蒸気については，衛星に搭載した水蒸気ラジオメーターや，大気数値モデルを用いるなどで補正が行われている．レーダー高度計のデータは，通常，高度の測定値や軌道情報に加え，このような測定値に関連した補正量，地球潮汐や海洋潮汐などの既知の地球物理学的現象に対する補正量などを含め GDR（Geophysical Data Record）として提供されている．

さて，海面には波浪やうねりが存在するものの，半径数キロ程度のレーダー高度計の footprint のサイズでは海面はほぼ平坦と見なすことができる．その為，受信波形の形状もよく揃っており，海面高の測定精度が 2〜3 cm に達するのは，このような好条件での数キロ以上の広い領域の平均値としての精度ということにもよる．しかしながら，氷床を対象とした観測では，waveform の形状やその特徴が海面からの反射とは異なり単純ではない．また，マイクロ波の散乱反射は表面散乱のみならず雪氷表面からある深さまでの体積散乱も合わさったものになり，マイクロ波の波長や雪面の状態により，雪面からどの深さを測定しているのかも異なる．さらに，平坦でない地形の測定値がどの地点の高さを表すのかといったことや，また，傾斜の急な斜面ではそもそも反射波が得られないなど，氷床の観測は海面に比べ遥かに困難である．

レーザー高度計の測定では，反射は氷床表面からに限られることや footprint のサイズがレーダー高度計に比べてはるかに狭いことなどで，レーダー高度計に比べ高精度な測定が可能である．しかしながら，高度計による氷床質量変動の研究で最大の問題は，このような衛星高度計の測定上の問題より，高度変化をもたらす氷床の正確な密度が不明なことである．衛星高度計が測定するのは高度変化であり，すなわち氷床の体積変化である．従って，衛星高度計の観測から質量変化を求めるためには高さを変化させた原因となる物質の密度情報が必要と

なる．この為，通常は測定場所の情報をもとにフィルンや氷の密度を仮定したり，圧密モデルを用いたりするが，これらは場所や気象条件，雪氷の状況等で異なり，高度計による質量変動の推定で最も大きな誤差源となっている．後でも述べるが，衛星高度計を用いたSMBの研究では，最も注意を要する点である．

2.3　合成開口レーダー（SAR：Synthetic Aperture Radar）

2.3.1　SARリモートセンシング

SARは，もともとマイクロ波レーダーを用いたリモートセンシング手法の1つで，LANDSATなど光学センサーを用いた観測と同様に，観測エリアでの画像が得られるとともに，後述するInSARでは，様々な原因による変動を観測することが可能である．さらに，受動的な光学センサーと異なり能動的なマイクロ波レーダーを用いることから，天候に左右されずにデータが得られるという大きな利点がある．このことは，冬季にはまったく太陽が出ず，また，白夜の夏期でも天候の影響を受けやすい南極氷床の観測では特に重要である．電磁波を用いたセンサーの分解能は，利用する電磁波の波長が短いほど，またアンテナの口径（開口）が大きいほど高くなる．これは，大きなアンテナほど指向性を絞った細いビームを照射できるからである．このため，光学センサーでは比較的小さなレンズを用いても高い空間分解能が得られるが，マイクロ波を使うレーダーでは，同じ分解能を得るためには巨大なアンテナが必要となる．実際，人工衛星からマイクロ波レーダーを照射して，地表で10 m程度の照射幅（分解能）を得るには，10 km以上の開口のアンテナが必要であり現実的でない．このため，SARでは，衛星の軌道運動を利用して，小さな開口のレーダーからマイクロ波電波を連続的に照射し，受信信号を後で電子的に合成することで，見かけ上，大きな開口を持つレーダーと等価な観測ができるように工夫されている．

SAR観測では幾つかの専門用語が用いられるので，図3をもとにその説明から始めよう．まず，衛星の進行方法のことをアジマス（azimuth）方向と呼び，衛星の進行方向に直交する方向をレンジ（range）方向と呼んでいる．これは，対象物までの距離を測定する方向という意味で，衛星からレーザーを照射する視線方向の対象物までの距離をスラント・レンジ（slant range），それを地表に投影した距離をグランド・レンジ（grand range）と呼ぶ．SARでは対象物からの後方散乱で戻ってきたレーダー波を受信するが，レーダーを真下に向けて照射すると軌道の両側の等しい距離の地点からの反射波を区別することができなくなるため，レーダーを斜め下に向けて照射する．このようなレーダーをサイドルッキングレーダー（side looking radar）と呼び，衛星直下とレー

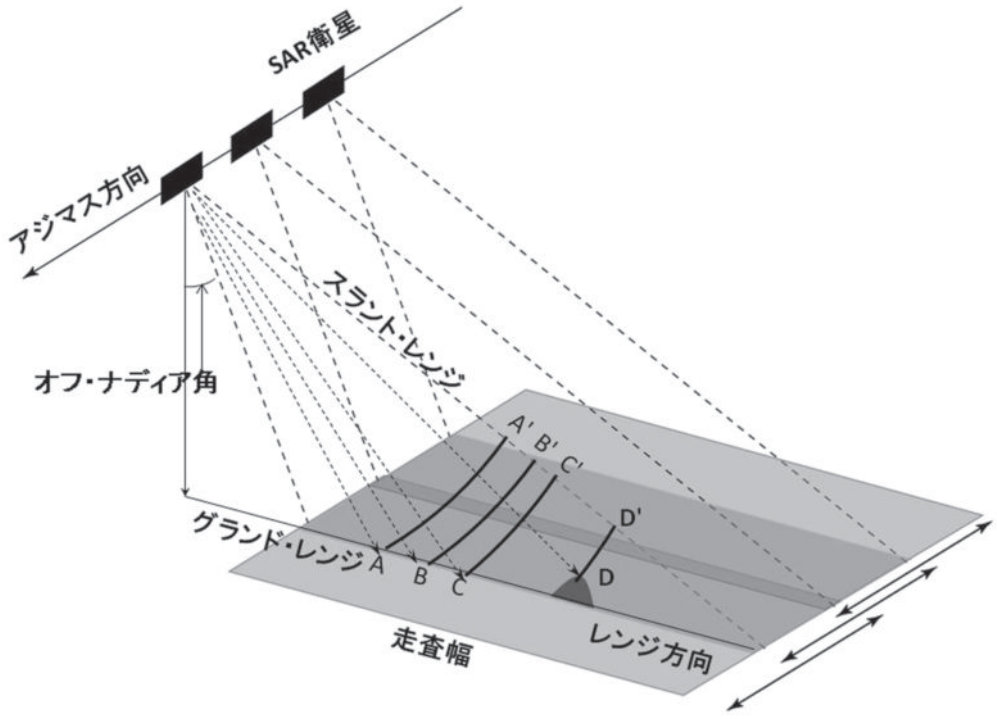

図3：合成開口レーダーの測定概要．

ダー照射方向のなす角をオフ・ナディア（off nadir）角と呼ぶ．

SAR もレーダー高度計も，マイクロ波レーダーを用いた計測装置であり，その意味で幾つかの共通点を有している．例えば，SAR で空間分解能を上げるためにビーム幅を絞った鋭い信号を得るということは，レーダー高度計で測距精度を上げるためにパルス圧縮の技術を使い鋭いパルスを得ているのと同じことである．レーダー高度計のパルス圧縮では，送出されるレーダーをチャープ信号で周波数変調し，受信した信号にマッチングフィルターを掛けることで実現していた．チャープ信号は，周波数が時間の一次関数として変化する信号であるが，SAR のアジマス方向の信号は，衛星の運動によるドップラー効果により，自動的にチャープ変調されたシグナルと見なすことができ，連続的に受信したある目標からの反射波にマッチングフィルターを掛けることで，見掛け上，鋭いパルスの信号を得ることが可能である．SAR では，これをアジマス圧縮と呼んでいる．一方，レンジ方向には，レーダー高度計と同様にチャープ波によるパルス圧縮技術が使用される．

サイドルッキングレーダーを使用した SAR では，取得されるレーダー画像に特徴的な幾何学的歪が生じる．図 3 に示すように，SAR ではオフ・ナディア角を変えながら，ある走査幅の領域での対象までの距離がスラント・レンジとして得られる．このため，図 3 で，地上で等間隔にならんだ対象物 A，B，C もスラント・レンジとしては等間隔にはならない．また，起伏のある対象を観測すると，標高の高い D は衛星に近づくため，レーダーに面した斜面では見掛け上距離が短くなるフォア・ショートニング（foreshortening）と呼ばれる現象が生じる．同様の理由で，斜面の傾斜角がレーダーの入射角よりも大きくなった場合，標高の高い地点が麓よりも衛星に近づくため位置が逆転するレイオーバー（layover）や，反対側では斜面が見えなくなるレーダーシャドウ（radar shadow）という現象が生じる．これらは，いずれも SAR が対象物までの距離，すなわちスラント・レンジを測定するというレーダー観測の性質に起因している．なお，マイクロ波レーダーを使用する SAR の宿命として，レーダー高度計と同様に電離層や大気による伝搬遅延の影響，また，氷床ではレーダーの雪面への浸み込みの影響を受け，これらも SAR 観測の誤差要因となる．

2.3.2　干渉 SAR（InSAR：Interferometric Synthetic Aperture Radar）

図 4（a）（矢来，2015）に示す SAR 画像は，対象物からの後方散乱の強度を画像として表しており，いわばマイクロ波を使った写真画像とみなせるが，その画素の分解能は上述のとおり 10 m 程度である．一方，SAR のデータとしては，このような画像の濃淡，すなわち反射波の強度データ以外に，反射波の位相の情報も記録されている．SAR 衛星は，一定の周期で同一の軌道に戻って観測を続けているので，同一軌道から同じ対象に対して異なる時期のデータを取得できるが，時期の異なる 2 つの SAR 画像を干渉させると，同位相で強めあい，逆位相で弱めあうという干渉縞の画像が得られる．SAR でよく用いられるマイクロ波の波長は，約 3 cm（X-band），約 6 cm（C-ban），約 24 cm（L-band）などであり，干渉縞はこのスケールでの対象までのスラント・レンジの差を表したもので，画素の分解能よりはるかに高分解能の変動を捉えることができる．

2 回の SAR 観測からどのような干渉縞画像が得られるかを考えてみよう．一般に 2 回の観測での衛星軌道は完全には一致しないので，衛星と対象物との距離もわずかに異なり，反射波の位相にもその分だけずれが生じる．このため，2 つの SAR 画像を干渉させると，まず，この

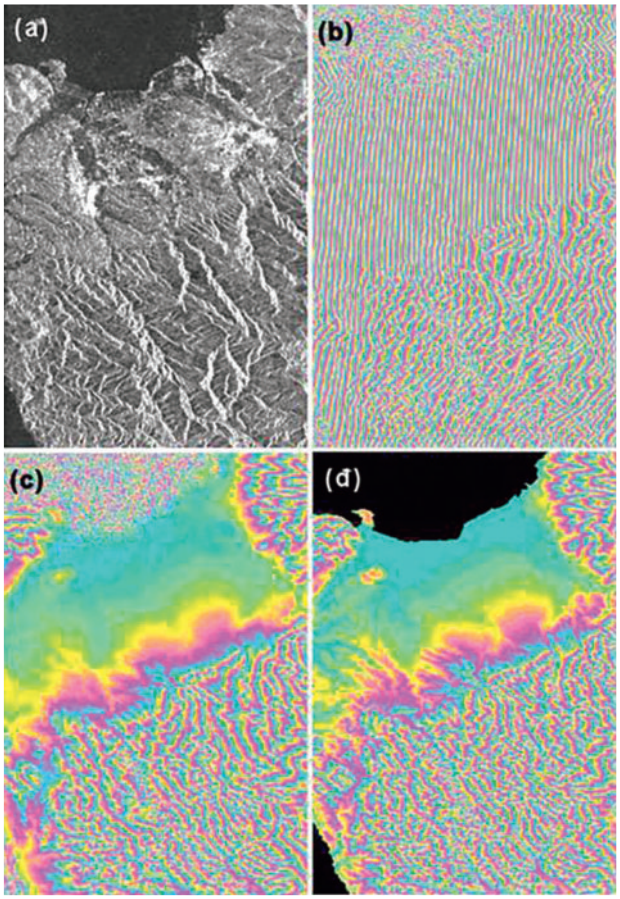

図 4：合成開口レーダーの画像例，矢来博司（2015）より引用．（a）強度画像，（b）初期干渉画像（軌道縞＋地形縞），（c）地形縞，（d）地形縞シミュレーション．

軌道の差による干渉縞（軌道縞）が得られる．さらに，地表面に起伏（地形）がある場合，その影響による地形縞も含まれる．図 4(b) は軌道縞と地形縞を含んだ画像の例であるが，図の中央部，平坦な部分での縦縞が軌道縞で，図の下部，山地での複雑な模様が地形縞である．軌道縞は，地表面が平坦であれば衛星の軌道情報から理論的に計算できる．しかし，地表面に起伏（地形）がある場合，その影響は軌道情報では除かれないため，軌道縞から，軌道情報から計算した干渉縞を差し引くと，図 4(c) に示す地形に起因する地形縞が得られる．これは，写真測量のステレオ写真で標高が得られるのと同じ原理で，2 回の SAR 観測による地形縞から，その間に地表面での変動が生じていないとする仮定すると，面的な地形標高モデル（DEM：Digital Elevation Model）を作成することが可能である．一方，2 回の観測の間に，地殻変動や氷床変動で地表面に変動が生じた場合，図 4(d) に示すように，別途 DEM からシミュレートした地形縞を差し引くか，あるいは変動が生じていない別の期間の干渉画像との差をとることで，その間に生じた地表面での変動を検出することが可能である．これが InSAR による地殻変動や氷床変動検出の原理であり，変動を調べるためには，2 回の観測と別に求めた対象地域の DEM，あるいは，3 回以上の観測データが必要である．

InSAR を利用して地形縞から標高を求めるアイデアは古くからあり，Goldstein et al. (1988) は SAESAT データを用いた干渉処理で米国の Death Valley での標高データを得ている．一方，InSAR 解析が地表面の変動の検出に利用されるようになったのは 1990 年代に入ってからで，Nature の表紙を飾った Massonnet et al. (1993) の Landers 地震による地殻変動の研究が有名であるが，同年，Goldstein et al. (1993) は，Science 誌に InSAR 解析による西南極の Rutford 氷河での流動速度の分布や接地線の位置同定に関する研究を発表している．それ以降，氷床変動の研究でも InSAR 解析は欠かせない手法となっている．

2.3.3 ピクセルオフセット法

InSAR 解析では，マイクロ波の位相差を利用することでわずかな変動量を検出することが可能であるが，一方，位相差は $-\pi$〜$+\pi$ でしか与えられないので，干渉縞画像では，変動量はすべて波長の $-1/2$〜$+1/2$ 倍の範囲に折り畳まれた形で表現される．このような画像から実際の変動量を得るためには，干渉縞の空間的な連続性から位相の情報を元に戻す作業が必要となり，これを位相アンラッピングと呼んでいる．しかしながら 2 回の観測の間に，マイクロ波の波長に比べ大きい変動量が生じた場合には，位相差には波長の整数倍の不確定性があるため，正しい変動量を推定することが不可能な場合が生じる．このため大地震や地滑りなどの大きな地殻変動や流動速度の速い氷河の流動などは，InSAR では正しく検出できないことがある．

このような場合，変動の検出に位相の情報を使うのではなく，反射の強度，すなわち画像の情報そのものを利用するのが画像相関法，あるいはピクセルオフセット法（http://www.gsi.go.jp/cais/pixel_offset.html）などと呼ばれる手法である．この手法では，まず，2 枚の SAR 画像について変動が無い（小さい）と思われる領域で強度の相関が最大となるように画像の位置合わせを行い，その後，変動が生じていると思われる領域で，2 枚の画像をずらせながら強度の相関を調べることで変動量を計測する．この場合，変動量は画素（ピクセル）の大きさを基準とした画像のズレとして検出されるため，搬送波の波長の位相差を利用した InSAR よりは検出精度は悪くなるが，波長の整数倍の不確定性はなく，変動量が大きい場合にも利用可能である．最近では，画像相関法と InSAR 手法を組み合わせ，変動量の大きさに応じて使い分けることも行われている（例えば，Qu et al., 2016）．

2.4 衛星重力

2.4.1 衛星軌道追跡による重力場研究

リモートセンシングとは，狭義には「電磁波の反射・放射を用いて，非接触で対象の情報を得る技術」（ERSDAC 編，2001）とされており，レーダー高度計も SAR も，衛星から発射した電磁波（マイクロ波レーダー）の地球表面からの反射を利用したもので，この定義に合致している．一方，衛星重力は，「非接触で対象の情報を得る技術」であるので，広義でのリモートセンシングと言えるが，「電磁波の反射・放射」を用いている訳ではなく，実は衛星そのものがセンサー（重力を感じる錘の意味でテスト・マスと呼ぶ）となり，その運動解析から重力場の情報を得るものである．

重力測定に特化した衛星観測が実現したのは 21 世紀に入ってからであるが，しかし，それまで地球重力場の観測に衛星が利用されなかったということではない．衛星の運動解析による重力場観測の歴史はずっと古く，最初の人工衛星スプートニク 1 号の直後まで遡る．1958 年 3 月に打ち上げられたバンガード 1 号では，その軌道追跡データの解析から，後述する地球重力場の球関数展開係数のうち，地球の偏平率（楕円の潰れ具合）と関連した 2 次の項（$J_2 = -C_{20}$）が求められ，地球の扁平率が

1/298.25 と計算された．また，3 次の項（$J_3 = -C_{30}$）から，古在由秀は地球の形が赤道対称な楕円型ではなく西洋梨型であることを見出した．これらは，衛星による重力場観測の初期の成果であり，この間の事情については古在（1973）に平易に記載されている．その後も，全球的な重力場の決定には，地球上からの衛星軌道追跡データが用いられ，1980 年代以降には，衛星レーザー測距（SLR：Satellite Laser Ranging）による高精度なデータから J_2 の時間変化項も求められた（Yoder et al., 1983）．それによると，地球の偏平率は徐々に小さくなる，すなわち地球が両極が潰れた回転楕円体から球に近づいており，これは最終氷期に両極を覆っていた氷床の融解にともなう固体地球のリバウンド，GIA（Glacial Isostatic Adjustment）の効果によると考えられている（GIA の詳細は本巻の奥野を参照）．空間分解能や精度の違いはあれ，現在の衛星重力観測による氷床変動研究の先駆けとも言えるであろう．実際，2 次の項に限れば，現在でも SLR による値は衛星重力の観測値より精度が良いことが知られており，またごく低次の項（空間分解能が低い）には限られるが，その時間的変化から衛星重力観測が実現する以前のグリーンランドの氷床変動に関する研究もなされている（Matsuo et al., 2013）．

2.4.2　衛星による重力観測

地上からの衛星軌道追跡ではなく，衛星そのものによる重力観測を最初に実現したのは 2000 年に打ち上げられた CHAMP（https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/champ）である．CHAMP は，重力場以外にも磁場の測定など多目的な衛星で，磁力計なども搭載されているが，重力場の測定用に重力計が搭載されたわけではなく，GPS（Global Positioning System）受信機と加速度計が用いられた．CHAMP の説明の前に，衛星の軌道追跡からどのようにして地球の重力場が求められるかを見てみよう．

簡単のために，図 5 に示すように，地球の重心を原点とする地心座標系を考え，慣性系における衛星の位置座標を **X**，衛星の質量を m，**X** における地球の引力ポテンシャルを V とすると，衛星の運動方程式は，

$$\frac{m d^2\mathbf{X}}{dt^2} = \nabla V + \mathbf{Acc} \qquad (1)$$

と書くことができる．ここで **Acc**（Acceleration）は，太陽，月，その他の主要天体の引力，固体・海洋潮汐，残留大気ドラッグや太陽輻射圧など，衛星に作用する地球の引力以外のすべての力の合力である．また V は，球座標系での **X** を（r, φ, λ），地球の平均半径を R，地球の質量を M，万有引力定数を G とすると，

$$V = \frac{GM}{R}\sum_{l=0}^{\infty}\sum_{m=0}^{l}\left(\frac{R}{r}\right)^{l+1} P_{lm}(\sin\varnothing)(C_{lm}\cos(m\lambda) + S_{lm}\sin(m\lambda)) \qquad (2)$$

で表される．（2）式は，重力ポテンシャルの球面調和関数展開での表現であり，（2）式での次数 l，位数 m の展開係数（C_{lm}，S_{lm}）は Stokes 係数とよばれ，通常，地球重力場モデルはこのような Stokes 係数として与えられる．

今，地球を質点と仮定すると（2）式の l = 0 に相当し，V = GM/r である．また，（1）式の右辺の **Acc** が無視できるとすると，（1）式は質点の力学での衛星軌道の問題となり，その解からケプラーの法則が得られる．しかしながら，実際の地球の重力ポテンシャルは（2）式で与えられるので，衛星の軌道追跡データとして得られる（1）式左辺の **X** を観測値として，運動方程式を数値的に解くことで（C_{lm}，S_{lm}）を求めることができる．これが軌道追跡による重力場決定の基本的なアイデアで，精密に地球重力場を決めるということは，（2）式の（C_{lm}，S_{lm}）を，高次まで如何に精度よく決定するかということである．上述のバンガード 1 号の解析では，l = 2, 3, m = 0 の C_{20}, C_{30} が得られたということである．

CHAMP では，それまでの地上からの軌道追跡の替わりに高精度な GPS 受信機を搭載することで（1）式左辺の **X** を連続的に高精度に測定することを可能とした．このような方法は，高高度（約 20000 km）の GPS 衛星から，高度数 100 km の低軌道衛星（LEO：Low Earth Orbiter）の軌道を連続的に追跡することから，H-L SST

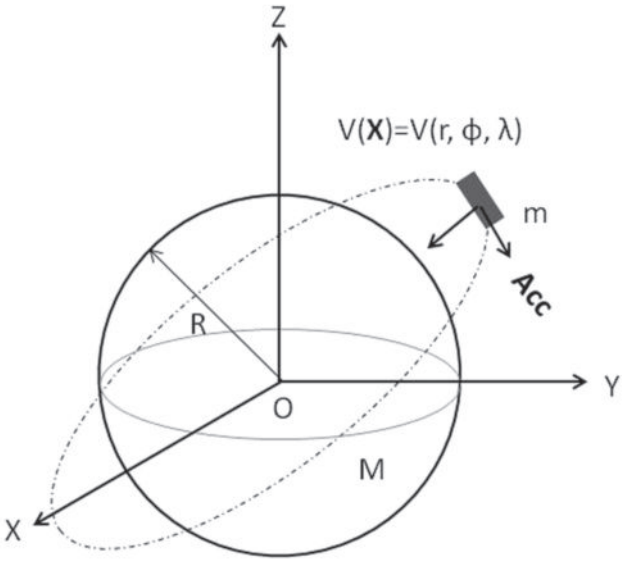

図 5：衛星軌道運動と重力．

（High Low Satellite to Satellite Tracking）と呼ばれている．ところで，次数 l の地球重力場は，(2) 式に示されるように $(R/r)^{l+1}$ で減衰するので，衛星軌道が低いほど高次の重力場の減衰は小さい．軌道高度の高い衛星を用いる従来の軌道追跡と比べ，軌道高度が低い CHAMP の有利な点の一つである．この他に，CHAMP には新開発の高感度加速度計が搭載され，残留大気摩擦や太陽風の輻射圧の影響など，軌道の揺らぎの原因となる非重力場加速度成分 Acc を計測・補正することで，高精度な重力場決定を実現した．

CHAMP 以前の最も精密な重力モデルの 1 つである GRIM5-S1 重力モデル（Biancale et al., 2000）では，30 年間にわたる 21 衛星の軌道追跡データを使用し，ようやく次数 99 次（位数 95 次）までの Stokes 係数が得られたに留まっていた．一方，CHAMP では，地上からの追跡に比べはるかに膨大な軌道データを取得したことで，わずか数年間の観測で次数 120 次までの地球重力場モデルが得られ，GRIM5-S1 に比べ 1 桁以上の精度向上を成し遂げた（例えば，Reigber et al., 2004）．

CHAMP はこのような成功を収めたものの，H-L SST は，観測量が GPS による衛星の位置座標であり，衛星運動と直接関連する加速度はその 2 階微分を計算する必要があるといった原理的な問題や，また GPS 測位そのものの精度の限界もあり，地球重力モデルの高次の係数やその時間的変化までを求めることは困難である．このため GRACE では，H-L SST に加え，数 100 km 離れて同じ軌道上にある 2 つの LEO 衛星（GRACE-A，-B の双子衛星）間の距離を，マイクロ波レーダーにより μ meter オーダーで極めて正確に測定する L-L SST（Low-Low Satellite to Satellite Tracking）とよばれ方法が採用された．L-L SST による重力場の測定原理を簡単に説明すると次のとおりである．衛星が持つ重力ポテンシャルによる位置エネルギーと運動エネルギーの和は，エネルギー保存則により一定である．従って，地球の質量が過剰で位置エネルギーが大きいところでは系としてもつ衛星の運動エネルギーが小さくなり，すなわち衛星の速度が小さくなり衛星間の距離が縮まる．逆に，質量欠損のところでは位置エネルギーが小さくなり衛星間の距離が大きくなる．そこで，衛星間の距離の変化を正確に測定すれば重力場の変化を知ることができる．

L-L SST では，測定量は同一軌道上にある衛星間の距離だけであるので，重力場のわずかな変化を高感度で測定することが可能である．このように，L-L SST は重力場の相対的な変化には感度が高いが，一方，長波長の低次の重力場成分については感度が低くなる．このため H-L SST との併用が必要であり，GRACE には CHAMP で成功した H-L SST の技術が受け継がれた．なお，L-L SST でも H-L SST と同様に，非重力場加速度成分の補正が必要であり，そのために高感度な加速度計が搭載された．

GRACE では衛星間の距離測定にマイクロ波レーダーが用いられたが，2018 年に打ち上げ予定の GRACE FO では，実証実験装置としてレーザー干渉計（Laser Ranging Interferometer）が搭載されることになっており，将来的にはレーザー干渉計の利用が主流になると思われる．GRACE による実際の重力場観測やその応用研究については後述するが，レーザー干渉計による衛星間の測距精度はマイクロ波を用いた GRACE に比べ 2〜3 桁も向上するといわれており，氷床変動の監視においても，大幅な精度の向上が期待できる．

ところで，L-L SST で衛星間の距離，あるいはその変化の測定をするということは，衛星の進行方向に沿っての重力の差，すなわち重力偏差を測定していると解釈することができる．そこで，L-L SST の双子衛星間の距離を 1 m 程度までに縮め，1 成分のセンサーとして双子衛星に相当する 2 つのテスト・マスを 1 つの衛星内に搭載したと考えると，これは 1 成分の重力偏差計（Gradiometer）に対応する．GOCE では，L-L SST の替わりにこのような重力偏差計が採用された．実際の GOCE の重力偏差計では，多成分の重力勾配の測定のため，直交する 3 軸に 2 組ずつ 6 台の加速度計が配置され，これらの組み合わせにより重力ポテンシャル V の 6 個の 2 階微分成分，V_{xx}，V_{yy}，V_{zz}，V_{xy}，V_{xz}，V_{yz} のすべてが計測され，また，これらの組み合わせにより，重力場と非重力場加速度成分を分離することが可能である．

GOCE は特に短波長での静的な重力場の改良を目的とし（Drinkwater et al., 2003），空間分解能 100 km で重力異常の精度 1 mgal，ジオイド高の精度 1〜2 cm が目標とされた．このため，重力場の空間 2 階微分を測定し，衛星の軌道高度を CHAMP や GRACE よりさらに低く約 250 km と設定するなど，空間分解能に優れた設計となっている．逆に，テスト・マス間の腕の長さが短いため長波長域での高感度な測定は困難で，また，軌道高度が極めて低いことから衛星の寿命も短く，氷床変動など重力場の時間的変化の監視には適していない．このため，本稿ではこれ以上詳しく触れないが，その意義等については，例えば，福田（2015）を参照されたい．

2.5 GRACE データとその利用

GRACE では，空間分解能が数 100 km，時間分解能が

1ヶ月程度で，地球表面での水の厚さ変化（水等量換算，EWT：Equivalent Water Thickness）にしてmmオーダーに対応する重力変化（質量移動）が検出可能である．GRACEの初期の成果として，Tapley et al.（2004）が南米アマゾン流域で陸水の季節変動を重力の変化として捉えることに成功して以来，GRACEデータを利用した研究は，すでに述べたように，様々な分野で目覚しい成果を挙げている．GRACEデータの利用に関しては，最近では，任意の領域でのEWTや重力異常などの時系列が簡単に得られるwebサービスも出現しており（GRACE plotter，http://www.thegraceplotter.com/），もはや特別な技術は不要になったともいえる．しかしながら，これらのサービスを適切に利用し，得られた結果を正しく理解するためにも，以下に述べる基礎的な事項についての知識は重要である．

2.5.1　GRACEデータの概要

GRACEに限らず衛星データでは，一般に，Level-0と呼ばれる衛星での取得データそのものから，処理の過程を経て，Level-1，Level-2，Level-3とユーザーがより利用しやすい形に加工されたものが公開されている．GRACEの場合，データの取得から，その処理，保管，公表などはGRACE SDS（Science Data System）で行われているが，GRACE SDSは1つの組織ではなく，その役割は，米国のJet Propulsion Laboratory（JPL），University of Texas Center for Space Research（UTCSR），およびドイツのGeoForschungsZentrum Potsdam（GFZ）が，それぞれ分担して担っている．これら3機関は，GRACEデータのオフィシャルな配布機関としても機能しており，GRACEデータとしてこれらの機関名を冠したものが配布されている．

GRACEの場合，Level-0に相当するデータは，マイクロ波（Ku-Band）の10 Hzサンプリング位相データ，軌道決定のためのGPS受信データ，衛星搭載の加速度計データなどで，軌道のパス毎に地上に転送されたこれらの情報は，ドイツ航空宇宙センター（DLR：Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt）のRDC（Raw Data Center）でLevel-0データとして一時的に保管され，その後，JPLとGFZのGRACE SDSでは，RDCからLevel-0のデータを取得し，永久的に保管する．さらに，Level-0データのフォーマット変換や時刻タグの付け直し，不良データの編集などを行い，Level-1Aデータに変換する．

Level-0あるいはLevel-1Aデータは，一般のユーザーが利用することは現実的には不可能であり，公開されていない．かわりにJPLとGFZのSDSでは，Level-0およびLevel-1Aデータを，一般ユーザーでも使用できる衛星の位置や衛星間の距離（Ku-Band Ranging）などに変換し，さらに，地球潮汐，海洋潮汐，大気圧など，その後の補正に必要なデータをすべて含め，Level-1Bデータとして公開している．現在では，JPL，UTCSR，GFZ以外にも，CNES/GRGS（French National Space Center/Research Group for Space Geodesy），AIUB（Astronomical Institute at the University of Bern），HUST（Huazhong University of Science Technology）などの機関からもLevel-2に相当する重力モデル（Stokes係数）が公開されているが，これらは，Level-1Bデータを用い，それぞれの機関で作成されたものである．また，JPLでは，球関数モデルとは別に，マスコン（mascon：mass concentration）解と呼ばれるグリッドデータも公開しているが（https://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/jpl_global_mascons/），これらもLevel-1Bを用い，異なったアルゴリズムで計算されたものである．

Level-1Bデータには，ユーザーが必要とする情報はすべて含まれているが，一般ユーザーがLevel-1Bデータを利用するには，なお，高度の知識や技術が必要であり，実際にLevel-1Bを利用しているのは上述の研究機関など，ごくわずかに限られている．このため，JPL，UTCSR，GFZの3つのSDSでは，Level-1Bデータから約1ヶ月毎にStokes係数を求め，GRACEの時系列データとして公開しており，これが一般に最も広く利用されているGRACEデータである．

GRACEが測定しているのは衛星間のrange（距離）であり，それをもとに2衛星を結ぶ方向のrange rate（距離変化速度），range acceleration（距離変化加速度）が得られる．これらの観測量から重力場を求める場合も，(1)式の運動方程式が基本である．詳細は省くが，(1)式左辺の観測量としてrange accelerationが与えられると，それは(2)式の（C_{lm}，S_{lm}）と線形の関係にあり，range accelerationを観測値とした線形最小2乗法を解くことでStokes係数（C_{lm}，S_{lm}）が得られる．このことからも判るように，GRACEのデータは，時間分解能はStokes係数が計算される間隔で，また，空間分解能は係数の次数・位数で与えられるものであり，衛星が通過した瞬間のfootprintの重力値が得られるわけではない．

GRACEのオフィシャルなLevel-2データ（Stokes係数）は，各データセンターでデータ処理方法や補正処理に使用するデータが異なることから，3種類存在する．さらに，各データセンターでは，適宜，データ処理方法

の見直しを行っており，その都度，全データの再処理結果を公開している．これらは，公開の順に，Release（RL）1，2，……と呼ばれ，現在，RL-5 まで公開されている．GRACE の観測はすでに終了しているが，今後，これまでに得られた知見を生かしたデータの再処理が行われ，最終的には RL-7 まで公開される見込みである．このように複数存在する GRACE の Level-2 データは，通常，UTCSR RL-2，GFZ RL-3 などとデータセンター名と RL 番号を附して区別される．

最近では，先に述べた“Grace Plotter”のように，Level-2 データの Stokes 係数を処理し，様々な形に加工したデータも公表されるようになっており，このような Level-2 データを処理・加工したものを，一般に Level-3 データと呼んでいる．また，JPL などが提供しているマスコン解は，Level-1 B データから（2）式の球面調和関数を介さずに，GRACE の観測量と地表に配置した質量異常（マスコン）が衛星に及ぼす力学的関係から，逆問題の解として直接グリッド上の質量変化量を求めたものであり，マスコン解は，Level-1 B から計算されるが，このようなグリッドデータは，質量変化量としてユーザーがそのまま利用できるので，Level-3 データとみなされる．

2.5.2 Level 2 データの処理と利用

GRACE の SDS データセンターで公開されている Level-2 データは，約 1 月毎に計算された 60～120 次（データセンターによって異なる）までの Stokes 係数である．（2）式の Stokes 係数は，静的な重力場を含んだ地球重力場そのものを表すため，そこから変動成分を取り出すためには，変動しない静的な重力場成分を差し引く必要がある．この場合の変動の基準となる平均的な Stokes 係数をどのように決めるかは，解析の目的によっても違ってくるが，使用する全期間の Stokes 係数の平均値を基準として，そこからの偏差を変動成分として用いることが多い．

具体的には，ある期間の算術平均を av ｛･｝で表すことにすると，

$$\Delta C_{lm}(t)=C_{lm}(t)-\mathrm{av}\{C_{lm}(t)\}$$
$$\Delta S_{lm}(t)=S_{lm}(t)-\mathrm{av}\{S_{lm}(t)\} \qquad (3)$$

で計算される Stokes 係数の平均値からの差を，重力場の変動成分として用いればよい．

このようにして，$\Delta C_{l,m}$（t），$\Delta S_{l,m}$（t）を計算し，これらの原因となる質量変動が地球表面で生じていると仮定すると，

$$\Delta\sigma(\varnothing,\lambda,t)=\frac{a\rho_{ave}}{3}\sum_{l=0}^{n}\sum_{m=0}^{l}\frac{2l+1}{1+k_l'}P_{lm}(\sin\varnothing)(\Delta C_{lm}(t)\cos(m\lambda)+\Delta S_{lm}(t)\sin(m\lambda)) \qquad (4)$$

により，重力変化の原因を面密度変化 $\Delta\sigma$（φ，λ，t）として一意的に計算でき（Wahr et al., 1998），EWT が求まる．ただし（4）式で，a は地球の平均半径，ρ_{ave} は地球の平均密度，k'_l は荷重ラブ数と呼ばれる地球の弾性的性質を表した定数で，表面荷重の変化で地球が変形したことによる重力への寄与を表している．

さて，GRACE で得られた Stokes 係数が全ての次数において十分な精度を有していれば，地表での質量変動の計算は，（4）式を用いるだけで十分である．しかしながら，実際に提供されている GRACE の Stokes 係数をそのまますべて使用し，質量変化を計算すると，図 6 に示すような意味のない図が得られる．図 6 では縦縞のノイズが目立つが，これはストライピングノイズと呼ばれ，ほぼ極軌道の GRACE の観測では，それに直交する経度方向の情報が得られにくいために生じる．このようなノイズは，球関数の次数が高くなるほど大きくなることが知られており，ノイズの低減方法としてはローパス空間フィルターが有効で，処理の簡単なガウスフィルター（Jekeli, 1981）がしばしば用いられる．しかし空間特性が等方的なガウスフィルターだけでは，ストライピングノイズを効率的に軽減させることは難しく，経度方向のデータの相関性に着目したフィルター（Swenson and Wahr, 2006）や，GRACE の観測誤差に基づく非等方的なフィルター（Kusche, 2007; Kusche et al., 2009）が開発され，このようなフィルターを施した Stokes 係数も公開されるようになっている．

一方，次数 l での地球重力場の信号の強さを表す

$$\sigma^2(l)=\frac{1}{2l+1}\sum_{m=0}^{l}(C_{lm}^2+S_{lm}^2) \qquad (5)$$

は，Degree Variance と呼ばれ，Kaula の経験則（Kaula, 1966）として $1/l^4$ で減衰することが知られている．そこで，Stokes 係数の計算に際して，このような拘束条件付きで解を求めることも行われている．さらに CNES/GRGS では，時間軸に対してもスムージングの拘束条件を附すことで，1 月より短い時間間隔での解も計算している．このような解では，もともとスムージング処理が施されているので，後のフィルタリング処理は不要となる．ただし，このような拘束条件を附すことで，本来含まれるべき信号が失われる可能性もあり，拘束条件の無い解については必要なら後にフィルター処理を施せば良いことなので，どちらが望ましいかは議論の分かれると

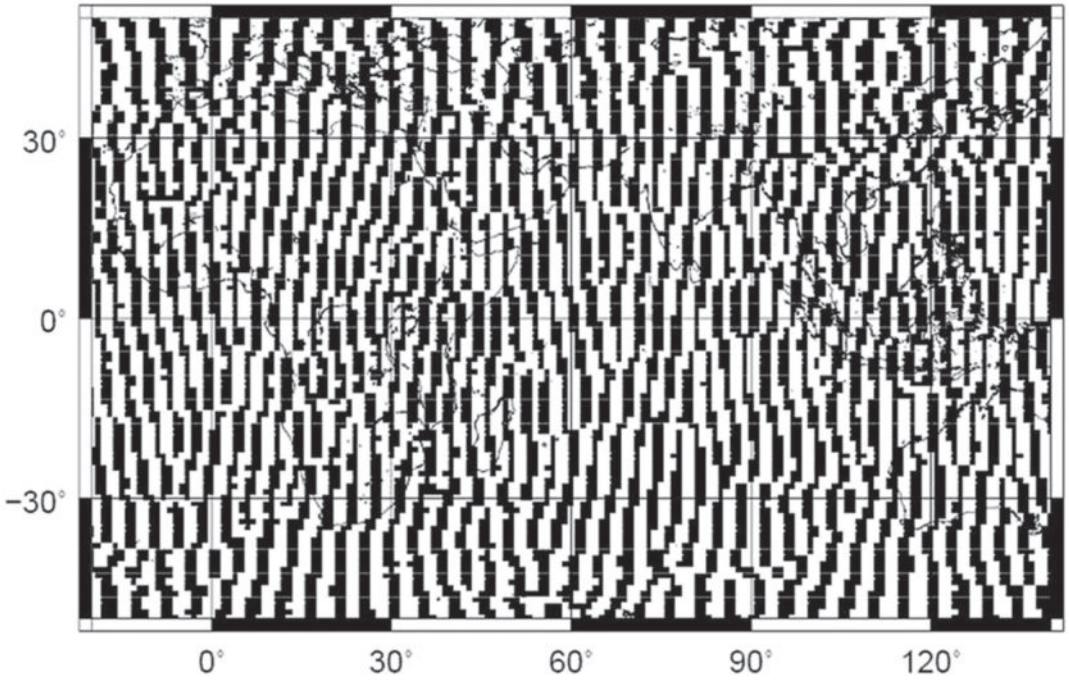

図 6：GRACE のストライピングノイズ．

ころである．

GRACE データの利用にあたってもう 1 つ注意すべきことは，データに施される地球物理学的な諸補正である．先に述べたように，GRACE データはレーダー高度計や SAR と異なり，ある瞬間の footprint での重力場データが提供されている訳ではなく，通常は 1 ヶ月程度の観測データを用い，月平均値としての Stokes 係数が提供される．このため，GRACE データは，主に陸水や氷床の変動，海洋でも 1 月より長い周期の現象の研究に利用されているが，逆に，1 ヶ月より短い周期の地球潮汐や海洋潮汐，大気の運動（気圧変化）や短周期の海洋変動などは，それぞれ，潮汐，大気，海洋モデルなどを用いた補正がなされている．これらの補正が完全に正しければ良いが，補正誤差は見えない形で Stokes 係数に含まれる危険性は常に存在する．データセンター毎に Level-2 のデータに違いが生じる 1 つの原因は，このような補正方法の違いやその誤差によるものである．

この他，例えば南極大陸での氷床変動のようにある領域での変化を求めようとする場合，せいぜい数 10 次程度の Stokes 係数として与えられる GRACE データの空間分解能が低いため，周辺の海洋変動の影響なども含まれる可能性がある．これは leakage とよばれ，やはり誤差の原因の 1 つで，その低減のため，後にふれる空間的な窓フィルターなどが利用される．

GRACE で得られる質量変化は，通常，(4) 式で与えられる面密度変化を水等量換算 EWT に変換して与えられる．これは，質量変化の大部分の原因が，大気，陸水・雪氷，海洋などの地球表層流体の変動によると考えられるためである．しかしながら，実際にはこれ以外に固体地球で生じる質量変化も含まれ，その代表が GIA の影響であり，また，大地震によって生じる質量変化も観測される．図 7 は，GRACE によって得られた 2003 年から 2013 年の間の経年的な重力変化をプロットしたものである（松尾，2015）．図 7 の（C）で示されたグリーンランドや（f）のアラスカ，さらに，（g）や（h）での重力変化は，明らかに氷床融解や山岳氷河の後退によるものであるが，(a) や (b) は GIA による質量増加を示している．南極での変化には，氷床変動と GIA の両方の影響が含まれ，後述するように，GRACE データを利用した南極での氷床変動の研究で，GIA の影響を如何に除くかが最も大きな問題である．

3. 南極氷床質量収支の研究

46 人の共著者が名を連ねる Shepherd et al. (2012) は，ESA/NASA のサポートによるグリーンランドおよび南極氷床の質量収支についてのキャンペーン比較研究 IMBIE（Ice Sheet Mass Balance Intercomparison Experiment；http://imbie.org/）2012 の結果をまとめたもので，氷床質量収支に関する最も包括的な研究の 1 つ

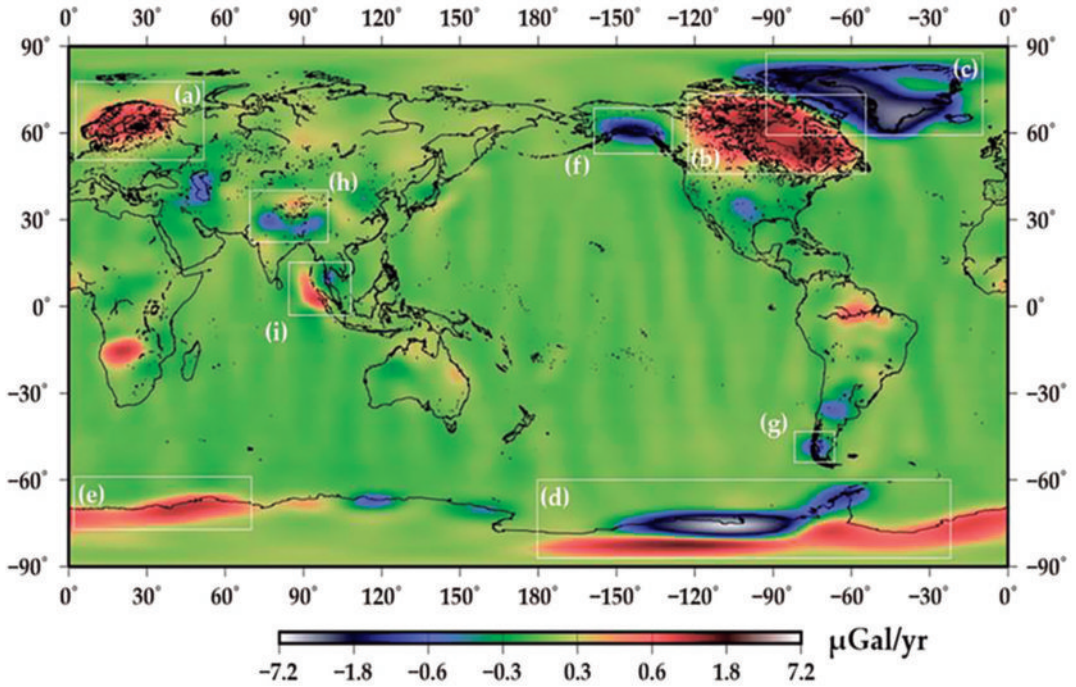

図 7：GRACE による重力の経年変化，松尾功二（2015）より引用．

である．また，Hanna et al.（2013）では，Shepherd et al.（2012）も参照しながら，将来予測までを含めたレビューが行われている．氷床質量収支の研究には，衛星高度計観測，衛星重力観測，SAR と SMB モデルを用いた質量収支法の 3 つが主に用いられるが，IMBIE 2012 では，これらの方法の特性を踏まえた上で，可能な限り条件を統一した相互比較が行われている．以下では，主に Shepherd et al.（2012）を参考に，それぞれの方法による氷床質量収支推定の特徴について述べ，最近の研究結果の幾つかを紹介する．

3.1　衛星高度計観測

レーダー高度計，レーザー高度計による氷床高度の計測では，高度変化からまず氷床の体積変化を求め，それに適当な密度を掛けることにより質量変化が求められる．レーダー高度計による氷床高度の測定は，衛星観測としては最も長い歴史を有し，また，適当なデータ処理・補正を施すことで比較的高い測定精度と均質な空間分解能でデータを得ることができる（Remy and Frezzotti, 2016）．衛星高度計観測による質量収支の見積もりで最も大きな誤差要因は，先にも述べたように体積変化を質量変化に換算する際の密度にある．簡単な例について考えてみよう．東南極の面積はおよそ 10×10^6 km^2 であるが，ここで平均的に 10 mm/yr の高度変化が生じたとすると，それによる体積変化は 10×10^6 km$^2\times10^{-5}$ km/yr = 100 km^3/yr である．この変化が氷床面での密度 350 kg/m^3 の降雪によるものと仮定すると，質量変化に換算すると 35 Gt/yr に対応する．一方，この変化が密度 900 kg/m^3 の氷の高さ変化によると仮定すると，質量変化は 90 Gt/yr，また，高さの減少がフィルンの圧密による密度変化によるものとすると質量変化は伴わない．このように，高度変化の原因や体積変化を質量変化に換算する際の密度の違いで，推定値に何倍もの大きな違いが生じる可能性があり，その影響は，場合によっては後述する東南極での質量変化の推定値の誤差と同程度にもなる．降雪やフィルンの厚さ分布，氷の密度推定などのため様々な試みが行われているものの，実測値が限られた南極の広い領域で，これらの情報を精度よく得ることは容易なことではない．ここで述べたほか，レーダー高度計の利用研究やその問題点などについては Remy and Parouty（2009）に詳しいレビューがある．

3.2　質量収支法

質量収支法での氷床質量収支は，簡単には，降雪（水）として得られる質量増加と，昇華・蒸発，氷河や氷床末端からの流出水（氷）質量として失われる質量減少の差として求められる．実際には，南極大陸で降雪量や昇華･蒸発量が直接測定されているところは限られており，流出水質量以外については RACMO（Regional Atmospheric Climate Model；Lenaerts et al., 2012）のよ

うな領域大気数値モデルに基づくSMBモデルを利用することになる．これらのモデルの検証には，雪尺による実測値（Wang et al., 2015；本山，2017）や，衛星高度計データも利用される．

一方，流出水質量については，氷河や氷床の縁辺から流出する氷床の質量の他に，氷床底面から大陸縁辺域を経て流出する融水も考えられる．しかし，後者は量的な見積もりは困難なため，一般的には前者のみが考慮される．その場合，流出水質量の見積もりに必要なものは，氷床・氷河の流動速度，接地線における氷厚，また，接地線そのものの位置などである．しかしながら，SARが利用できるようになるまでは，南極での地上観測だけからこれらの情報を得ることは極めて困難であった．

1990年代以降，InSARを利用することで，南極氷床全域での氷床・氷河の流動速度が得られるようになっている（Rignot et al., 2011）．また，接地線を境として大陸側と海側では高さの急激の変化が地形縞として表れることや，海洋潮汐による上下動は変動縞として検出できることから，InSARデータを利用して接地線の精密な位置を知ることも可能である（Yamanokuchi et al., 2005）．さらに，南極の地図としてよく利用されるRAMP（RADARSAT Antarctic Mapping Project）画像も，RADARSAT-1衛星のC-band SAR画像をモザイク合成したもので，SAR観測の成果である．なお，衛星観測だけから氷厚を知ることは難しいが，現場観測に加え航空機によるアイス･レーダー観測などを利用することで，多くの氷河・氷床での氷厚マッピングが行われている（Fretwell et al., 2013）．

質量収支法の利点は，流域毎の詳細な質量収支が得られることで，Rignot and Thomas（2002）では，流域毎の質量収支から東南極，西南極での質量収支が求められ，Rignot et al.（2008）では，さらに詳細な見積もりが行われている．このような詳細な質量収支の見積もりは，氷床変動メカニズムを研究する上でたいへん有効である．一方，質量収支法の欠点として，流入量の見積もりにおけるSMBモデルの精度の問題や，また，流出量についても，例えば上記の氷床底面での融解水の流出などは，見積もりそのものが極めて困難である．これらは，衛星重力のような積分値の観測と異なり，質量収支法の避けがたい弱点である．

3.3　衛星重力観測

質量変化を重力の変化として観測するGRACEの衛星観測では，Stokes係数として与えられるLevel-2データについては，積算する領域からのシグナルだけを分離するリージョナル・フィルター（Swenson et al., 2003）を施すことで，また，マスコン解については対象領域での値を積算することで，その領域での積分値としての質量変化を直接求めることができる．このため，データの空間分解能や周辺からの信号のleakageの問題はあるにせよ，質量変動の原因がすべて氷床の変動にあると仮定するかぎり，NMBが直接測定できることになる．図8に2002年から2015年のGRACEデータを用いて得られた質量変動を示すが，この図には西南極，南極半島での大きな質量減少と東南極・エンダービー・ランドでの質量増加といった大局的な氷床質量変動の様子が良く表れている．しかし問題は，図8には氷床変動以外にGIAによる質量変動も含まれていることである．GRACEデータから氷床の質量変動を得るためには，GIAモデルを用いてその影響を取り除く必要があるが，図9に示すように，南極大陸ではGIAモデル間の差が大きく，数10 Gt/yrにも達する場合がある．GRACEデータそのものについては，使用するLevel-2データの違いや，処理方法では大きな差はなく，GRACEによるNMB見積もりでの最大の誤差要因は，GIAの不確かさにある．

2002年に打ち上げられたGRACEの現状でのもう1つの欠点は，観測期間がまだ15年と短いことである．GRACEは，当初は5年間の計画で開始されたものであるが，その後，後続ミッションの遅れもあり，期間を大幅に延長して観測が続けられたが，2017年についに観測ミッションを終了した．15年の観測期間は，GRACEの運用としては限界であったが，長期間のNMBを議論するには十分ではなく，今後の後続ミッションに期待が寄せられている．GRACEのデータを利用した研究は膨大な数にのぼるが，GRACE Tellus のPublicationsのページ（https://grace.jpl.nasa.gov/ publications/）から容易に検索することができる．

3.4　最近の研究結果

Shepherd et al.（2012）では，グリーンランドと南極でのNMBについて，上記の3つの方法の包括的な比較研究が行われ，その主要な結論として，いずれの方法によるNMBも，ほぼ誤差の範囲で一致しており，特にグリーンランドおよび西南極で良く一致することが示されている．それぞれの領域や異なる期間でのNMBはShepherd et al.（2012）のTable 1にまとめられているが，最終的な結果として示された1992年～2011年全期間での南極およびグリーンランドでの氷床質量の減少は，それぞれ1350±1010 Gt，2700±930 Gtであり，南極全体では，グリーンランドの約1/2程度で推定誤差も大

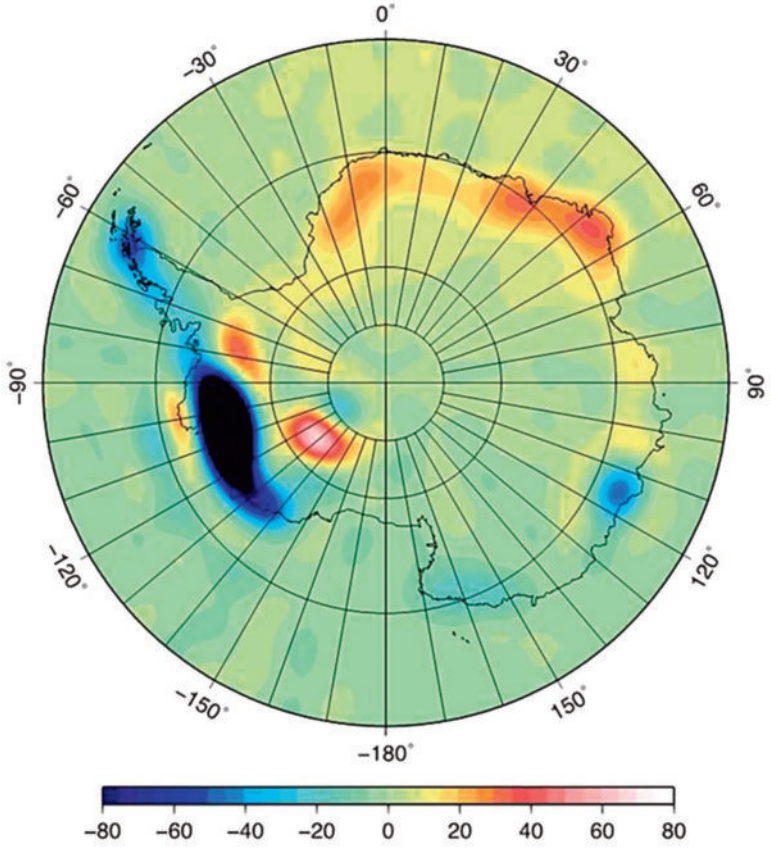

図 8：GRACE による南極での質量経年変化．変動量は EWT（mm/yr）で示されている．

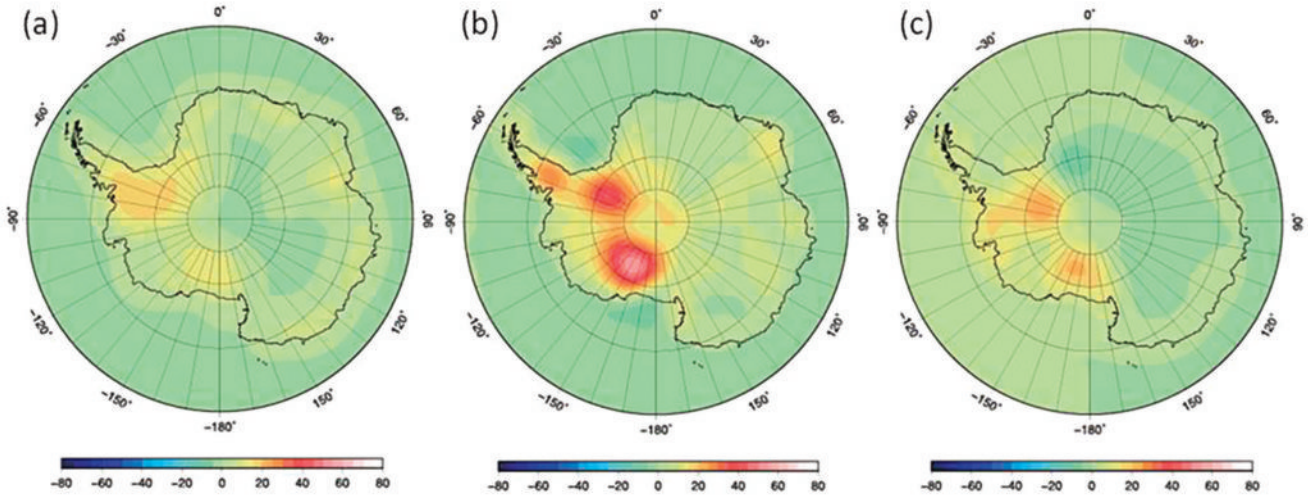

図 9：GIA モデル間の差．変動量は EWT（mm/yr）で示されている．
（a）Ivins and James（2005）；（b）A et al.（2013）；（c）Whitehouse et al.（2012）

きいものの，氷床が減少しているという結果である．さらに，2005–2010 年は，東南極では 58 ± 31 Gt/yr と増加であるが，西南極では − 102 ± 18 Gt/yr，南極半島では − 36 ± 10 Gt/yr と，いずれもそれ以前の期間に比べて減少が加速している傾向が示されている．

東南極での質量増加の一因は，昭和基地を含むドローニング・モード・ランドからエンダービー・ランド地域にかけての降雪量が多いことで（Yamamoto et al., 2008），特に 2008 年頃から 2011 年頃には異常な降雪増加が記録された．この影響は，Shepherd et al.（2012）の Fig. 2 に示されているように，RACMO，レーダー高度計，GRACE の何れでも明瞭で，同時期の昭和基地での超伝導重力観測でも捉えられている（Aoyama et al., 2016）．

長期的な氷床変動を考える場合，このような比較的短期の気候の揺らぎの影響をどのように評価するかは重要な問題である．Zwally et al.（2015）では，主に衛星高度計のデータを用い，高さ変動の原因の一部として長期間にわたる氷厚の定常的な増加を考え，東南極では定常的に 147 Gt/yr の質量増加があると見積もっている．これは，西南極および南極半島での質量減少を上回るものであり，南極全体としては現在も質量増加の傾向にあるというのが Zwally et al.（2015）の結論である．一方，同様の見積もりについて，Martin-Español et al.（2017）では，2003–2013 年の東南極での質量増加を異なった方法で推定し，仮定の違いにより 17 ± 10 Gt/yr および 57 ± 20 Gt/yr の 2 つの結果を得ている．これらは，いずれの場合でも Zwally et al.（2015）よりはるかに小さな値で，南極全体としては質量減少を示す結果である．

また，Forsberg et al.（2017）では，質量変動の検出能力が高い GRACE データと空間分解能の高いレーダー高度計のデータを組み合わせることで，2002–2015 年の間のグリーンランドと南極全体での NMB を見積もり，それぞれ − 265 ± 25 Gt/yr，− 95 ± 50 Gt/yr と，質量の減少を示す結果を得ている．GIA の不確かさはあるものの GRACE データを用いた研究でほぼ共通した結論は，少なくとも GRACE の観測期間については，南極全体として氷床質量が減少しているということである．

南極，とくに東南極での NMB については，依然として不確かな点も多く，議論もあるが，最近の研究の多くでは，東南極で若干の増加，西南極での大幅な減少により，南極全体としては質量減少という結果である．何れにしろ，不確定性が大きい東南極での研究が重要なことは確かである．

4. まとめと今後の展望

南極氷床質量収支について，衛星観測による研究手法と最近の結果について紹介した．衛星観測を利用した研究の歴史は，GRACE が 15 年，衛星高度計でも高々 20 数年と，衛星観測の成果はまだ出始めたばかりで，今後その重要性は益々高まるであろう．一方，観測期間の短い衛星データを有効に利用するためには，雪尺のような長期の地上データや RACMO に代表される SMB モデルとの比較・併用が重要である．

2002 年に打ち上げられた GRACE は，2017 年ついに運用を停止したが，幸い，2018 年前半には GRACE FO の打ち上げが決まっており，今後，より長期間の継続観測が期待できる．さらに，2018 年には新たなレーザー高度計衛星，ICESat-2 の打ち上げも予定されている．衛星重力観測による氷床質量変動の研究では，高精度な GIA モデルの開発が不可欠であるが，衛星重力と衛星高度計データを組み合わせることで，GIA の影響を衛星データからある程度見積もることも可能である（例えば，Yamamoto et al., 2011）．今後，これらの新しい衛星データが利用できるようになれば，南極の NMB についてもより正確な値が得られるものと期待できる．

謝辞

国立天文台の山本圭香氏，北海道大学の大島慶一郎氏には，原稿について有益なコメントをいただいた．また，図 8，図 9 は山本氏に準備していただいたものである．ここに記して謝意を表したい．

参考文献

A, G., J. Wahr and S. Zhong (2013) Computations of the Viscoelastic Response of a 3-D Compressible Earth to Surface Loading: An Application to Glacial Isostatic Adjustment in Antarctica and Canada. *Geophys. J. Int.*, **192**, 557–572, doi:10.1093/gji/ggs030.

Aoyama, Y., K. Doi, H. Ikeda, H. Hayakawa and K. Shibuya (2016) Five Years' Gravity Observation with the Superconducting Gravimeter OSG#058 at Syowa Station, East Antarctica: Gravitational Effects of Accumulated Snow Mass. *Geophys. J. Int.*, **205**(2), 1290–1304, doi:10.1093/gji/ggw078.

Biancale, R., G. Balmino, J. M. Lemoine, J. C. Marty, B. Moynot, F. Barlier, P. Exertier, O. Laurain, P. Gegout, P. Scheintzer, Ch. Reigber, A. Bode, Th. Gruber, Koig, R., F. H. Massmann, J. C. Raimondo, R. Schmidt and S. Y. Zhu (2000) A New Global Earth's Gravity Field Model from Satellite Orbit Perturbations: GRIM5-S1. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3611–3614.

Chambers, D. P., A. Cazenave, N. Champollion, H. Dieng, W. Llovel, R. Forsberg, K. von Schuckmann and Y. Wada (2017) Evaluation of the Global Mean Sea Level Budget between 1993 and 2014. *Surv. Geophys.*, **38**(1), 309–327, doi:10.1007/s10712-016-9381-3.

Chen, J. L., C. R. Wilson and B. D. Tapley (2006) Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet. *Science*, **313**, 1958–1960.

Drinkwater, M. R., R. Floberghagen, R. Haagmans, D. Muzi and A. Popescu (2003) GOCE: ESA's First Earth Explorer Core mission. In: Beutler, G., M. R. Drinkwater, R. Rummel and R. von Steiger (eds.) *Earth Gravity Field from Space - from Sensors to Earth Sciences, In the Space Sciences Series*

of ISSI, **18**, 419–432. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

ERSDAC 編（2001）宇宙からの地球観測．資源・環境リモートセンシング実用シリーズ(1)，財団法人資源観測解析センター（ERSCAC），東京.

Fretwell, P., H. D. Pritchard, D. G. Vaughan, J. L. Bamber, N. E. Barrand, R. Bell, C. Bianchi, R. G. Bingham, D. D. Blankenship, G. Casassa, G. Catania, D. Callens, H. Conway, A. J. Cook, H. F. J. Corr, D. Damaske, V. Damm, F. Ferraccioli, R. Forsberg, S. Fujita, Y. Gim, P. Gogineni, J. A. Griggs, R. C. A. Hindmarsh, P. Holmlund, J. W. Holt, R. W. Jacobel, A. Jenkins, W. Jokat, T. Jordan, E. C. King, J. Kohler, W. Krabill, M. Riger-Kusk, K. A. Langley, G. Leitchenkov, C. Leuschen, B. P. Luyendyk, K. Matsuoka, J. Mouginot, F. O. Nitsche, Y. Nogi, O. A. Nost, S. V. Popov, E. Rignot, D. M. Rippin, A. Rivera, J. Roberts, N. Ross, M. J. Siegert, A. M. Smith, D. Steinhage, M. Studinger, B. Sun, B. K. Tinto, B. C. Welch, D. Wilson, D. A. Young, C. Xiangbin and A. Zirizzotti (2013) BEDMAP2: Improved Ice Bed, Surface and Thickness Datasets for Antarctica. *Cryosphere*, **7**, 375e393, doi:10.5194/tce7e375e2013.

Forsberg, R., L. Sørensen and S. Simonsen (2017) Greenland and Antarctica Ice Sheet Mass Changes and Effects on Global Sea Level. *Surv. Geophys.*, **38**, 89–104, doi:10.1007/s10712-016-9398-7.

福田洋一（2000）衛星アルティメトリィと衛星重力ミッション．測地学会誌，**46**，53–67.

福田洋一（2015）GOCE がもたらしたもの．in Web テキスト測地学―新装丁版　第 3 部，日本測地学会，東京，http://www.geod.jpn.org/web-text/part3_2014/fukuda/index.html.

Fukuda, Y., Y. Nogi and K. Matsuzaka (2016) Precise Gravity-field Modeling in the Area of the Japanese Antarctic Station Syowa and Evaluation of Recent EGMs. *Polar Science*, **10**, 101–109, doi:10.1016/j.polar.2016.01.002.

Goldstein, R. M., H. A. Zebker and C. L. Werner (1988) Satellite Radar Interferometry: Two-dimensional Phase Unwrapping. *Radio Science*, **23**, 713–320.

Goldstein, R. M., H. Engelhardt, B. Kamb and R. M. Frolich (1993) Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to An Antarctic Ice Stream. *Science*, **262**（5139），1525–1530，doi:10.1126/science.262.5139.1525.

Han, S.-C., C. K. Shum, M. Bevis, C. Ji and C.-Y. Kuo (2006) Crustal Dilatation Observed by GRACE After the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. *Science*, **313**（5787），658–662, doi:10.1126/science.1128661.

Hanna, E., F. J. Navarro, F. Pattyn, C. M. Domingues, X. Fettweis, E. R. Ivins, R. J. Nicholls, C. Ritz, B. Smith, S. Tulaczyk, P. L. Whitehouse and H. J. Zwally (2013) Ice-sheet Mass Balance and Climate Change. *Nature*, **498**, 51–59, doi:10.1038/nature12238.

市川香（2014）21 世紀初頭の衛星海面高度計．海の研究，**23**，13–27.

Ivins, E. and T. James (2005) Antarctic Glacial Isostatic Adjustment: A New Assessment. *Antarctic Sci.*, **17**(4), 541–553, doi:10.1017/S0954102005002968.

Jekeli, C. (1981) Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field. *Dep. of Geod. Sci. and Surv.*, **Rep.327**, Ohio State Univ., Columbus.

Kaula, W. M. (1966) *Theory of Satellite Geodesy*. Dover Publications, Mineola, New York.

古在由秀（1973）地球をはかる．岩波科学の本，**7**，岩波書店，東京.

Kusche, J. (2007) Approximate Decorrelation and Non-isotropic Smoothing of Time-variable GRACE-type Gravity Field Models. *J. Geod.*, **81**, 733–749. doi:10.1007/s00190-007-0143-3.

Kusche, J., R. Schemidt, S. Petrovis and R. Rietbroek (2009) Decorrelated GRACE Time-variable Gravity Solutions by GFZ, and Their Validation Using a Hydrological Model. *J. Geod.*, **83**, 903–913, doi:10.1007/ s00190-009-0308-3.

Lenaerts, J. T. M., M. R. vanden Broeke, W. J. van deBerg, E. vanMeijgaard and P. Kuipers Munneke (2012) A New, High-Resolution Surface Mass Balance Map of Antarctica (1979–2010) Based on Regional Atmospheric Climate Modeling. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L04501, doi:10.1029/2011GL050713.

Martin-Español, A., J. L. Bamber and A. Zammit-Mangion (2017) Constraining the Mass Balance of East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 4168–4175, doi:10.1002/2017GL072937.

Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Rabaute (1993) The Displacement Field of the Landers Earthquake Mapped by Radar Interferometry. *Nature*, **364**, 138–142, doi:10.1038/364138a0.

Matsuo, K., B. F. Chao, T. Otsubo and K. Heki (2013) Accelerated Ice Mass Depletion Revealed by Low-degree Gravity Field from Satellite Laser Ranging: Greenland, 1991–2011. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1–6, doi:10.1002/grl.50900.

松尾功二（2015）GRACE がもたらしたもの．in Web テキスト測地学―新装丁版　第 3 部，日本測地学会，東京，http://www.geod.jpn.org/web-text/part3_2014/matsuo/index.html.

本山秀明（2017）雪尺観測から見える氷床表面質量収支の変動．気象研究ノート，**233**，377–386.

Qu, T., P. Lu, C. Liu, H. Wu, X. Shao, H. Wan, N. Li and R. Li (2016) Hybrid-SAR Technique: Joint Analysis Using Phase-Based and Amplitude-Based Methods for the Xishancun Giant Landslide Monitoring. *Remote Sens.*, **8**(10), doi:10.3390/rs8100874.

Ramillien, G., J. S. Famiglietti and J. Wahr (2008), Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE: A Review. *Surv. Geophys.*, **29**(4–5), 361–374, doi:10.1007/ s10712-008-9048-9.

Reigber, C., H. Jochmann, J. Wünsch, S. Petrovic, P. Schwintzer, F. Barthelmes, K. H. Neumayer, R. König, C. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J. M. Lemoine, S. Loyer and F. Perosanz (2004) Earth Gravity Field and Seasonal Variability from CHAMP. In: Reigber, Ch., H. Lühr, P. Schwintzer and J. Wickert (eds.) *Earth Observation with CHAMP - Results from Three Years in Orbit*, 25–30. Springer, Berlin.

Remy, F. and M. Frezzotti (2006) Antarctica Ice Sheet Mass Balance. *C. R. Geoscience*, **338**, 1084–1097, doi:10.1016/j.crte.2006.05.009.

Remy, F. and S. Parouty (2009) Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review. *Remote Sens.*, **1**, 1212–1239, doi:10.3390/rs1041212.

Rignot, E. and R. H. Thomas (2002) Mass Balance of Polar Ice Sheets, *Science*, **297**, 1502–1506, doi:10.1126/science.1073888.

Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic Ice Mass Loss from Radar Interferometry and Regional Climate Modelling. *Nat. Geosci.*, **1**, 106–110, doi:10.1038/ngeo102.

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

Schutz, B. E., H. J. Zwally, C. A. Shuman, D. Hancock and J. P. DiMarzio (2005) Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21S01, doi:10.1029/2005GL024009.

Shepherd, A., E. R. Ivins, G. A, V. R. Barletta, M. J. Bentley, S. Bettadpur, K. H. Briggs, D. H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin, M. Horwath, S. Jacobs, I. Joughin, M. A. King, J. T. M. Lenaerts, J. Li, S. R. M. Ligtenberg, A. Luckman, S. B. Luthcke, M. McMillan, R. Meister, G. Milne, J. Mouginot, A. Muir, J. P. Nicolas, J. Paden, A. J. Payne, H. Pritchard, E. Rignot, H. Rott, L. S. Sørensen, T. A. Scambos, B. Scheuchl, E. J. O. Schrama, B. Smith, A. V. Sundal, J. H. van Angelen, W. J. van de Berg, M. R. van den Broeke, D. G. Vaughan, I. Velicogna, J. Wahr, P. L. Whitehouse, D. J. Wingham, D. Yi, D. Young and H. J. Zwally (2012) A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science*, **30**, 1183–1189, doi:10.1126/science.1228102.

Shuman, C. A., H. J. Zwally, B. E. Schutz, A. C. Brenner, J. P. DiMarzio, V. P. Suchdeo and H. A. Fricker (2006) ICESat Antarctic Elevation Data: Preliminary Precision and Accuracy Assessment. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07501, doi:10.1029/2005GL025227.

Swenson, S., J. Wahr and P. C. D. Milly (2003) Estimated Accuracies of Regional Water Storage Variations Inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resour. Res.*, **39**, 1223, doi:10.1029/2002WR001808.

Swenson, S. and J. Wahr (2006) Post-processing Removal of Correlated Errors in GRACE data. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L08402, doi:10.1029/2005GL025285.

Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson and M. M. Watkins (2004) GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System. *Science*, **203**, 503–505, doi:10.1126/science.203.4380.503.

Wahr, J., M. Molenaar and F. Bryan (1998) Time-variability of the Earth's Gravity Field: Hydrological and Oceanic Effects and Their Possible Detection using GRACE. *J. Geophy., Res.*, **103**(B12), 30205–30230, doi:10.1029/98JB02844.

Wang, Y., S. Hou, W. Sun, J. T. M. Lenaerts, M. R. van den Broeke and J. M. van Wessem (2015) Recent Surface Mass Balance from Syowa Station to Dome F, East Antarctica: Comparison of Field Observations, Atmospheric Reanalyses, and a Regional Atmospheric Climate Model. *Clim Dyn.*, **45**, 2885–2899, doi:10.1007/s00382-015-2512-6.

Whitehouse, P. L., M. J. Bentley, G. A. Milne, M. A. King and I. D. Thomas (2012) A New Glacial Isostatic Adjustment Model for Antarctica: Calibrated and Tested Using Observations of Relative Sea-level Change and Present-day Uplift Rates. *Geophys. J. Int.*, **190**, 1464–1482, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x

Yamamoto, K., Y. Fukuda, T. Nakaegawa and J. Nishijima (2007) Landwater Variation in Four Major River Basins of the Indochina Peninsula as Revealed by GRACE. *Earth, Planets and Space*, **59**(4), 193–200, doi:10.1186/BF03353095.

Yamamoto, K., Y. Fukuda, K. Doi and H. Motoyama (2008) Interpretation of the GRACE-derived Mass Trend in Enderby Land, Antarctica. *Polar Science*, **2**(4), 267–276, doi:10.1016/j.polar.2008.10.001.

Yamamoto, K., Y. Fukuda and K. Doi (2011) Interpretation of GIA and Ice-sheet Mass Trends over Antarctica using GRACE and ICESat data as a Constraint to GIA Models. *Tectonophysics*, **511**(3–4), 69–78, doi:10.1016/j.tecto.2010.11.010.

Yamanokuchi, T., K. Doi and K. Shibuya (2005) Validation of Grounding Line of the East Antarctic Ice Sheet Derived by ERS - 1 / 2 Interferometric SAR Data. *Polar Geoscience*, **18**, 1–14.

矢来博司（2015）SAR 地殻変動―干渉画像．in Web テキスト測地学―新装丁版　第 3 部応用編（2004 年版），日本測地学会，東京，http://www.geod.jpn.org/web-text/part3_2005/yarai/yarai-3.html.

Yoder, C. F., J. G. Williams, J. O. Dickey, B. E. Schutz, R. J. Eanes and B. D. Tapley (1983) Secular Variation of Earth's Gravitational Harmonic J_2 Coefficient from Lageos and Nontidal Acceleration of Earth Rotation. *Nature*, **303**, 757–762.

Zwally, H. J., J. Li, J. W. Robbins, J. L. Saba, D. Yi, A. C. Brenner and C. H. J. Zwally (2015) Mass Gains of the Antarctic Ice Sheet Exceed Losses. *J. Glaciol.*, **61**(230), 1019–1036, doi:10.3189/2015JoG15J071.