

国土地理院の重力測量の展望—測定技術と重力基準の将来像— Future Perspective for Gravity Measurements in Geospatial Information Authority of Japan —Emerging Technology and Future Vision for Gravity Standard—

測地部 宮原伐折羅¹・吉田賢司²・山本宏章³

Geodetic Department Basara MIYAHARA, Kenji YOSHIDA and Hiroaki YAMAMOTO

地理地殻活動研究センター 松尾功二・宮崎隆幸⁴・宗包浩志⁵

Geography and Crustal Dynamics Research Center

Koji MATSUO, Takayuki MIYAZAKI and Hiroshi MUNEKANE

要 旨

国土地理院は、全国に正確な重力の基準を与えるため、重力加速度を地上で測定する重力測量を1950年代から継続して行ってきた。重力測量では、国土地理院が設置した基準及び一等重力点において絶対及び相対重力値を測定し、測定した重力値を網平均処理することで重力の基準を構築する。最新の重力の基準は、「日本重力基準網2016 (JGSN2016)」で、計量機器の校正や地下の質量分布探査の基準など、様々な社会及び科学分野において重力の基準を提供している。重力測量の測定の精度は、計測機器と技術の高度化に伴って向上を続けており、国土地理院は、これらを取り入れることで測定を高度化し、現在は技術的に可能な限り高い精度で重力測量を達成している。一方、重力観測衛星や航空機搭載型の重力計など、近年の急速な重力観測技術の高度化に伴い、重力の詳細な時空間分布の把握が可能となってきた。GRACE衛星やGOCE衛星といった重力観測衛星ミッションの実現によって、地球規模の重力分布とその時間変化の解明が進むとともに、航空重力測定の高度化によって沿岸域や山岳域といった、これまでの技術では重力分布の把握が困難であった場所で詳細な測定が可能となった。観測精度や時空間解像度など、これらの技術の現在の性能と特徴を解説するとともに、各々の技術の特徴を生かしてこれらの測定を適切に統合することで、国土地理院が今後目指していく重力測量と重力基準の将来像を議論する。

1. はじめに

国土地理院の重力測量は、日本全国に等しく正確な重力の基準を与えることを目的として、1950年代に開始された。重力測量では、重力値の空間分布を把握し、それを重力の基準として広く公開するために、全国を概ね平均100km間隔で網羅する基準及び一等重力点において重力値を測定する。測定は、基準重力点では絶対重力計、一等重力点では相対重力計を用いて行い、得られた測定値を網平均計算する

ことで、重力の基準となる重力基準網を構築する。最も新しい重力基準網は、「日本重力基準網2016 (JGSN2016 : Japan Gravity Standardization Net 2016)」で、おおむね20 μ Gal程度の精度で全国に重力の基準を与えている(吉田ほか, 2018)。この重力基準網は、日本の重力の基準として、計量機器の校正や地下の重力探査の基準など、様々な分野で広く用いられている。日本の重力値の骨格となる重力基準網としての役割に加え、国土地理院の重力測量のもう一つの役割は、高精度な標高の基準であるジオイド・モデルの基盤の構築である。国土地理院の重力基準網を基盤として様々な機関が詳細な重力データの測定を実施しており、日本のジオイド・モデルはこれらに基づいて構築されている(Kuroishi, 2009)。

重力測量の精度は、測定に用いる重力計の性能に大きく支配されるため、国土地理院では、測定方法を高度化するとともに、重力計の性能を評価し、機器の更新を続けてきた。これらの高度化によって、現在では μ Gal、すなわち10⁻⁶Galの精度で測定が達成されている。陸域の重力測定は、従来、重力計を用いて地上の観測点で行う測定が中心であったが、近年、人工衛星や航空機を用いて重力の空間分布を広範囲で効率的かつ統一的に把握する新たな測定技術の高度化が進んでいる。こうした高度化に伴い、GRACE衛星(以下「GRACE」という。)やGOCE衛星(以下「GOCE」という。)といった重力観測衛星のミッションや航空機搭載型重力計を用いた航空重力測定が行われ、重力の時空間分布をこれまでより詳細に把握することが可能となってきた。衛星重力ミッションの実現によって、地球規模の重力分布とその時間変化の把握が急速に進むとともに、航空重力測定の高高度化によって、これまで地上重力測定では重力分布の把握が困難であった、沿岸域や山岳域において詳細な重力分布の把握が可能となってきた。本稿では、地上重力測定、衛星重力測定及び航空重力測定といった測定技術の現状を解説するとともに、これらの測定を各々の技術の特徴を生かして適切に統合することによって国土地理院が今後目

指す重力基準の将来像を議論する。

2. 地上重力測定

地上で行う重力測定の精度は、おおむね、測定に用いる重力計の性能と観測回数によって決まる。測定の原理は、機器によって異なるが、重力計は、大きく分けて、測定点の重力加速度を測定する絶対重力計と測定点間の重力加速度の差を測定する相対重力計の二つに分けられる。重力計は、測定の原理に応じて様々な特性を持つため、国土地理院では、測定の精度、国際的な重力測定との整合性、観測に要する時間と測定精度の費用対効果などを考慮して、Micro-g Lacoste 社の FG5 絶対重力計（以下「FG5」という。）と LaCoste-Romberg 社のラコスト G 型重力計（以下「ラコスト重力計」という。）を用いて陸上の重力測量を実施し、地上重力データを整備・提供している。地上重力測定は、測定した地点の高精度な重力値を得られる点において、他の重力測定技術より優れているため、超精密な計量機器の校正や地球科学観測といった高精度な重力の基準が必要となる用途では、地上重力測定で得られる精度の良い重力値が不可欠である。

2.1 絶対重力測定

国土地理院が絶対重力測定に用いている、落下式の FG5（写真-1）は、世界各地で広く用いられる絶対重力測定の事実上の標準である。



写真-1 FG5 絶対重力計（Micro-g Lacoste 社製、国土地理院所有#203）

国際度量衡局（BIPM : Bureau International des Poids et Mesures）の支援で各国の計量機関が参加して実施される絶対重力測定の国際比較は、主にこの FG5 を用いて行われている。この観測（ICAG : International

Comparison of Absolute Gravimeters）は、おおむね 4 年毎に実施され、2013 年 11 月にルクセンブルクで開催された第 9 回（ICAG2013）の観測では、7 台の FG5 を含む 10 台の絶対重力計の比較から、FG5 の機器間の較差は、標準偏差で $1.9\mu\text{Gal}$ 、正の最大較差は $+1.7\mu\text{Gal}$ 、負の最大較差は $-3.7\mu\text{Gal}$ と報告され、FG5 間の整合が数 μGal の範囲で確認されている（Francis et al., 2015）。

国土地理院は、1993 年に FG5 を導入して測定を開始し、それ以降、全国の基準重力点で繰り返し測定を実施している。国内の FG5 の精度は、産業技術総合研究所計量総合標準センター（以下「産総研計量センター」という。）など、FG5 を保持する国内の関係機関と連携して、国土地理院が 2001 年から毎年実施している FG5 の比較観測を通じて確認されている。国土地理院が保持する 3 台の FG5 の精度は、概ね $5\mu\text{Gal}$ の不確かさの範囲で、国内のほかの FG5 と整合することを確認している。産総研計量センターは、日本の度量衡を所掌する国家計量標準機関で、前述の国際比較観測に参加していることから、同センターの FG5 と比較することで、国内のほかの FG5 も国際比較観測との整合性が確認されている。また、FG5 を製造する Micro-g Lacoste 社が示す計測機器の精度は、FG5 間の測定の整合が $2\mu\text{Gal}$ 程度、確度は、振動の小さな場所で観測した場合に 3.75 分間で $1\mu\text{Gal}$ である（Micro-g LaCoste, Inc., 2014）。観測では、一定の時間間隔で真空槽内を自由落下する落体の重力加速度を継続して測定し、得られた測定値を統計処理することで正確な重力加速度を測定する。国土地理院の測定では、ほぼ 1 週間の継続した測定を行い、約 20,000 回の測定値を用いて重力の平均値を計算する。測定値の時系列は、潮汐、極運動、大気圧で生じる重力変化を含むため、理論的、経験的なモデルを用いてこれらに起因する重力変化を推定して取り除いたうえで、統計検定による外れ値処理を行って平均値を得る。

FG5 は、現在最も精度良く陸上の重力の絶対値を測定できる重力計であるが、信頼度の高い重力値を得るためには、一定期間、測定を継続したうえで統計処理を行ってノイズを除く必要がある。また、FG5 は、振動や温度変化といった環境の変化に敏感で継続した電源供給も必要なことから、信頼できる重力値を測定するには、環境が安定した室内で一定の期間継続して測定を行う必要がある。さらに、FG5 は、重力値の変化に対して非常に感度が高いため、例えば降雨で陸水が増加して重力値が変化するなど、周辺の環境変化による重力値の変化を敏感に検出する。安定した基準となりうる重力値を広く提供する、という国土地理院の目的にとっては、一過性の時間変化を多く含んだ重力値を基準値とすることは望まし

くない。そのため、基準重力点には、環境の変動ができるだけ少ない場所を選定している。

2.2 相対重力測定

相対重力計は、異なる測定点間の重力値の差を測定する機器で、一般には、重力加速度の変化に応じたスプリングの伸び縮みを重力値の相対的な差に換算して重力差を測定する。国土地理院は、測定者が目視で値を読定するラコスト重力計（写真-2）、機器が自動で値を読定する Scintrex 社の CG-5 重力計の二つの重力計を用いて測定を行っている。これらの相対重力計はコンパクトで可搬性が高いため、広範囲の重力分布の把握に適している。いずれの重力計でも測定は比較的簡便で、測定の精度は、国土地理院が重力測量で主に用いるラコスト重力計では、 $30\mu\text{Gal}$ 程度で、絶対重力計と比較して一桁程度精度が低い。これらの重力計では、スプリングの特性、すなわち重力に対する応答が時間とともに変化するため、あらかじめ正確な重力値の差が得られている二点間で、測定前に校正を行ってスプリングの特性を把握する必要がある。また、測定中にも時間とともにスプリングの状態が変化するため、二点間を往復で測定してその平均をとるなど、測定方法を工夫して精度の向上を図っている。相対重力計による測定は、絶対重力計と比べて環境に左右されずに安定した測定が行えるが、大きな振動や日照は読定の妨げとなるため、信頼性の高い測定値を得るには、安定した環境で測定することが望ましい。



写真-2 ラコスト G 型重力計（2013 年 6 月 15 日撮影）

落下式の絶対重力計でもスプリング式の相対重力計でも繰り返し測定や連続測定を行うことで重力値の時間変化を測定することは可能であるが、落体を測定するレーザの長期的な不安定性やスプリング自体の長期的な時間変化といった、主に機器的な要因

で長期間の安定稼働は難しい。そのため、重力の連続観測では、多くの場合、超伝導重力計が用いられている。超伝導重力計は、超伝導状態での永久電流磁場によるマイスナー効果（完全反磁性）による磁気反発力を利用した相対重力計で、永久電流磁場の中で釣り合っている超伝導体のおもりに生じる位置（上下）の変化を測定して重力の変化を求める。従来の相対重力計と比べて 3～4 桁感度が良く、また連続観測を行った場合の長期的な安定性もはるかに高い。しかし、感度が非常に高いために周囲の環境に起因するノイズを敏感に検出することから、FG5 と同様に多くの安定した環境を満たす測定点の選定が必要となる。また、冷却部など超伝導状態の維持に要する器機が大型であるために、ラコスト重力計のように異なる測定点間の重力差を測定する用途には使用できない。さらに、長期間測定を続けると、重力値に若干のドリフトが生じることがあるため、絶対重力計による定期的な校正が必要となる。

超伝導重力計は、重力の微小な時間変化を把握することが可能な観測機器として、地球潮汐の観測をはじめとする地球科学の様々な分野で用いられているほか、近年では CO_2 地中貯留（CCS: Carbon Capture Storage）の貯留量監視にも活用されている。国内では、1980 年代後半から観測が開始され、主に地球科学的なシグナルの検出を目的に国立天文台水沢、VERA 石垣島観測局などで連続観測が行われている。南極昭和基地では、1992 年から OSG 超伝導重力計（写真-3）を用いた連続観測が、FG5 の繰り返し測定とあわせて行われ、国際測地学協会（IAG: International Association of Geodesy）の事業の一つである、国際地球力学及び地球潮汐事業（IGETS: International Geodynamics and Earth Tide Service）を通じて、全球統合測地観測システム（GGOS: Global Geodetic Observing System）の一環として地球の形状と重力場の把握に貢献している（Aoyama et al., 2015）。



写真-3 OSG 超伝導重力計（GWR instruments 社製、南極昭和基地設置（Aoyama et al, 2015））

3. 衛星重力測定

人工衛星による重力測定の歴史は古く、1957 年の旧ソビエトによる Sputnik 衛星の打ち上げに始まる。Sputnik 衛星の周回軌道の揺らぎから、地球重力場の扁平成分 (J_2 項) が初めて宇宙から計測され、その後、1959 年に古在由秀によってアメリカの Vanguard 衛星から地球重力場の南北非対称成分 (J_3 項) が発見された (Kozai, 1959)。衛星重力測定は、レーザ発振器の発明、衛星測位技術の発展、小型重力計の開発といった様々な技術革新の恩恵を受けて、飛躍的な進歩を遂げてきた。測定精度は、地上重力測定には及ばないが、広い空間を網羅的に測定できるという点や、長期間にわたり一定の頻度で連続して測定できるという点において優れた技術である。その測定手法は大きく分けて、1) 衛星軌道解析による手法、2) 衛星搭載の重力計測機器を用いた手法、3) 海面形状計測に基づく手法、の三つに分類できる。手法によって得意な観測領域や重力成分が異なり、互いに相補的な役割を果たすため、いずれも重力場の把握に必須の測定技術である。

3.1 衛星軌道解析による重力測定

人工衛星には、様々な外力が作用している。その外力には、地球の引力 (二体問題)、他天体の引力 (三体問題・多体問題)、他天体の引力から生じる潮汐力 (固体地球潮汐・海洋潮汐・極潮汐)、太陽輻射圧、大気摩擦、相対論効果などがある。地球重心を中心に円運動する人工衛星は、慣性力と上記の外力が常に均衡を保つように力学状態の調整を図る性質を持つ。人工衛星における慣性力とは、円運動による遠心力であり、これは衛星速度の 2 乗に比例し、衛星高度に反比例する。つまり、人工衛星は、外力の変化に対し、速度と高度 (軌道運動) を変化させることで、力学状態の均衡を保つ。このような性質から、衛星の軌道運動を精密に計測することにより、衛星に作用する外力を逆算することができ、さらに物理モデルなどを用いた様々な補正を施すことで、地球の引力すなわち重力に関する情報を抽出することができる (Kaula, 1966)。

ごく初期の衛星軌道測定は、望遠レンズやカメラを用いて行われており、その測定誤差は数 km を超えていたが、1960 年にレーザ発振器が発明され、1964 年に衛星レーザ測距 (SLR : Satellite Laser Ranging) が登場すると、その測定誤差は 1cm を切るまでに向上した (大坪ほか, 2013)。SLR とは、再帰反射鏡を搭載した人工衛星の軌道を、地上のレーザ測距儀を用いて計測する技術である。2018 年現在、全世界で約 40 局の SLR 観測局が展開されており、そのうち日本は、和歌山県の下里局 (写真-4)、鹿児島県種子島の増田局、東京都の小金井局の計 3 局を

運用している。SLR 専用衛星には、1976 年と 1992 年にアメリカが打ち上げた LAGEOS-1,2 衛星、1986 年に日本が打ち上げた測地実験衛星「あじさい」

(EGS, 写真-5)、1975 年にフランスが打ち上げた STARLETTE 衛星などがあり、これらの衛星は高度 800~6,000km の比較的高い軌道を周回している。一般に、衛星は軌道高度が高くなるほど重力の長波長成分への感度が増し、低くなるほど短波長成分への感度が増す。そのため、SLR は重力の長波長成分の測定に適している。特に、地球の重力定数 (GM : 0 次成分)、重心成分 (1 次成分) 及び扁平成分 (J_2 : 2 次成分) の測定精度は、全ての測地技術の中で最も高い。しかし、観測局が少なく、局の分布が陸域、主に北半球に偏っていることから、SLR で衛星を連続的に追尾することは難しく、また、衛星高度が低くなるほど短時間で遮蔽し追尾が難しくなるため、SLR は重力の短波長成分の測定には向かず、SLR で測定可能な重力は、球面調和関数の次数にして、せいぜい 30 次 (約 666km の分解能) が限界である (Sosnica et al., 2015)。



写真-4 海上保安庁下里観測所の SLR 測距装置 (WEB テキスト測地学 http://www.geod.jpn.org/web-text/part3_2005/sengoku/sengoku-1.html)



写真-5 測地実験衛星「あじさい」(EGS, JAXA の HP <http://global.jaxa.jp/projects/sat/egs/index.html>)

その後、衛星重力測定は、GPS (Global Positioning System) をはじめとした衛星測位技術の確立で新たな局面を迎える。GPS は、高度約 20,000km を周回する測位衛星が送信するマイクロ波を用いて衛星とアンテナ間の測距を行うシステムで、30 機以上からなる衛星配置によって全球にわたって連続的に測位することが可能である。これを利用し、低軌道衛星の GPS 追尾観測にもとづく重力測定を初めて実施したのが、2000 年の欧州宇宙連合 (ESA : European Space Agency) による CHAMP 衛星 (以下「CHAMP」という。) である。CHAMP は、高度約 400km の極軌道上を 10 年以上にわたり周回することで、地球の重力成分を最大 100 次 (約 200km の分解能) まで測定することに成功した (Prange, 2011)。この分解能での測定精度は、重力値で約 2.7mGal、ジオイド高で約 19cm である。なお、CHAMP には加速度センサーも搭載されており、このセンサーによる摂動力補正が行われたことも、観測精度の向上に大きく寄与している。このような衛星追尾方式を、High-Low Satellite to Satellite Tracking (H-L SST) と呼ぶ。H-L SST による衛星追尾は、SLR と違って、天候や人間活動の影響を受けにくい。一方、GPS の技術的な性質上、高次の電離層擾乱やアンテナ位相中心変動の影響などを強く受けるという欠点もある。これらの影響は衛星軌道の決定精度に 3~5cm 程度の誤差をもたらし、結果として導出される重力解の大きな誤差要因となっている。

次に登場したのが、2002 年にアメリカ・ドイツが共同で打ち上げた GRACE である (図-1)。GRACE は、2 つの同じ衛星が同じ軌道上を周回する tandem 衛星で、重力測定に特化した設計となっている。2 つの衛星は、高度約 500km の極軌道上を約 220km 離れて周回する。双方にマイクロ波測距装置を搭載し、周回軌道上で衛星間距離の変化つまり衛星間の相対速度を計測する。このシステムは GPS と異なり、大気や電離層の影響を受けにくく、またアンテナ位相中心変動の影響も受けない。そのため、衛星の相対速度を約 0.3 μ /s という極めて高い精度で計測することができる。このような衛星追尾方式を、Low-Low Satellite to Satellite Tracking (L-L SST) 方式と呼ぶ。GRACE では、L-L SST に加え、H-L SST による衛星追尾も同時に行われており、また加速度センサーを用いた摂動力補正も行われている。その結果、地球の重力場成分を最大 200 次 (約 100km の分解能) まで測定することに成功している (Mayer-Gurr et al., 2014)。この分解能での測定誤差は、重力値で約 5.8mGal、ジオイド高で約 20cm である。GRACE の特筆すべき成果は、地球重力場の時間変化が、かつてない精度で計測されるようになった点である。これにより衛星重力測定が、測地学に留まらず、水文

学、雪氷学、海洋学、地震学などの幅広い学際領域まで活躍の場を広げることとなった (宗包, 2013)。特に、GRACE は、気候変動に伴う極域氷床の質量移動を高い精度で計測できることから、地球環境科学の分野では欠かすことのできない存在となっている。

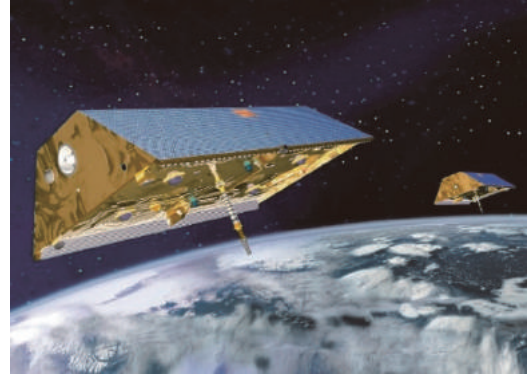


図-1 GRACE 衛星のイメージ図 (アメリカ NASA JPL の WEB サイト <http://grace.jpl.nasa.gov/multimedia/>)。

現在、衛星軌道解析に基づく重力測定は、SLR, GRACE, そして CHAMP の後継機である SWARM 衛星で行われている。原理的には、3.3 節で後述するアルティメトリ観測の TOPEX/Poseidon 衛星 (以下「T/P 衛星」という。) の軌道決定に用いる測位技術 DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellites) でも重力測定が可能であるが、衛星軌道の決定精度が 1 桁ほど低いため、重力測定の精度も CHAMP や GRACE には遠く及ばない。衛星軌道解析に基づく手法の中では、現段階では GRACE 衛星が最優の技術であると言える。

3.2 衛星搭載の重力計測機器による重力測定

衛星搭載の重力計測機器による重力測定は、人工衛星に搭載した重力計測機器で直接的に重力を測定する手法で、原理的には次章で述べる航空重力測定の手法の一つと同じである。発想自体はごくシンプルだが、実現されたのは比較的最近で、2009 年に ESA の GOCE によって初めて実施された。GOCE は、搭載した重力偏差計を用いて重力偏差を計測する。重力偏差は、重力ポテンシャルの 2 階空間微分 (2 階のテンソル) であり、直交 3 軸に対する重力勾配を表す。GOCE の重力偏差計は 3 軸に加速度計を 2 組ずつ計 6 台配置したもので、それぞれで 3 軸方向の加速度変化を測定する。これらの測定値を組み合わせることで重力ポテンシャルの 2 階テンソル成分 ($V_{xx}, V_{xy}, V_{xz}, V_{yy}, V_{yz}, V_{zz}$) が計測され、また、それぞれの測定値の摂動力への感度の違いを利用することで摂動力補正が行われる。重力ポテンシャルは空間微分されると、短波長成分が次数倍だけ強調される (Heiskanen and Moriz, 1978)。そのため、重力偏差

計は重力の短波長成分の測定に適している。一方、長波長成分への感度は相対的に低くなるため、重力の長波長成分の測定には適していない。GOCE では、重力偏差計による測定に加え、H-L SST による衛星軌道解析も行っている。そのため、重力の短波長成分は重力偏差計で把握し、長波長成分は衛星軌道解析によって把握することができる。加えてGOCEは、高度約 260km という従来の重力観測衛星では例がない低い軌道に投入され、さらにミッション終盤には高度を約 220km まで下げている。このような設計により、GOCE は、地球の重力を最大 300 次(約 66km の分解能)の成分まで測定することに成功している (Bruinsma et al., 2013)。この分解能での測定誤差は、重力値で約 2mGal、ジオイド高で約 5cm である。陸域に限れば、衛星を用いた全ての重力測定の中で、GOCE が最も優れた観測性能を持つ。しかし、低い軌道に投入されたため、ミッション期間は短く、2009 年 3 月～2013 年 10 月の 4 年半ほどであった。

3.3 海面形状計測による重力測定

静止した仮想的な平均海水面は、一つの重力等ポテンシャル面に一致し、これをジオイドと呼ぶ。つまり、理想的には、海面形状を計測することで、地球のジオイド起伏及び重力分布を求めることができる。現実の地球海面は、海流や潮汐の影響を受けてジオイドから 1m 近く変動する場合もあるが、大きく変動する場所は比較的限られており、またジオイド起伏は 100m にも及ぶため、実際上も海面形状の計測からジオイド起伏と重力分布を求めることが可能である。

人工衛星で海面形状を計測する代表的な方法は、衛星高度計を用いたアルティメトリ観測 (以下「衛星アルティメトリ」という。) である。衛星高度計とは、衛星直下にマイクロ波を照射し、地表で反射し再帰するまでの時間を計測することで、衛星－地表間の高度を測る計測機器である。衛星高度計は、地球上のあらゆる領域を計測することができるが、システムの設計上、表面起伏の変化に弱く、起伏が険しい陸域では計測精度が落ちるという性質がある。一方で、起伏の変化がなだらかな海域では、計測精度が非常に良く、1～2cm の精度で表面高度を計測することが可能である。つまり、衛星アルティメトリは、海面形状の計測に最適な技術と言える。

衛星アルティメトリによる海面形状計測は、アメリカが打ち上げた 1973 年の Skylab 衛星と 1975 年の GEOS-3 衛星によって試験的な観測が実施され、その後 1978 年の Seasat 衛星によって公式な観測が実施された。Seasat 衛星は、わずか 3 か月ほどの運用であったが、最終的な計測精度は 10cm に達し、衛星アルティメトリが海面形状計測に極めて有効であ

ることを示した (Haxby et al., 1983)。その後、1985 年に GEOSAT 衛星、1991 年に ESA により ERS-1 衛星が打ち上げられ、そして、1992 年にアメリカ・フランスが共同で実施した T/P 衛星の打ち上げによって、現在のような本格的な観測体制が築かれた。T/P 衛星の性能は非常に優れており、GPS, SLR, DORIS による徹底した精密軌道決定に加えて、2 周波マイクロ波 (Ku バンドと C バンド) を利用したマイクロ波伝搬遅延の高精度補正が施され、結果として、海面形状を 2～3cm 以内の精度で計測することに成功している (Fu et al., 1994)。T/P 衛星は、海面形状計測を通じて、海上ジオイド分布及び重力分布を精微に描き出すことに成功し、また、1992 年以降、海水位が年間 3mm の速度で上昇し続けている事実も明らかにした (Nerem et al., 1997)。T/P 衛星の成功を受け、世界各国で衛星高度計が打ち上げられ、2016 年現在、アメリカの JASON 衛星 (以下「JASON」という。) (図-2)、ESA の Cryosat-2 衛星 (以下「Cryosat-2」という。)、フランス・インド共同の SARAL 衛星などが常時観測を行っている。

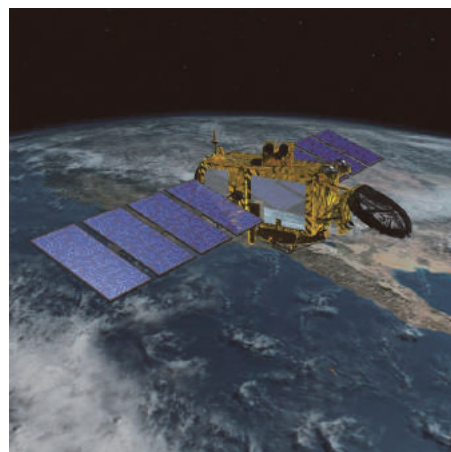


図-2 JASON 衛星のイメージ図 (アメリカ NASA JPL の WEB サイト <http://sealevel.jpl.nasa.gov/gallery/>)

衛星アルティメトリによる海上重力場モデルは、最新のプロダクトとして、オランダ・デルフト工科大学から DTU10 モデル、アメリカ・スクリプス海洋研究所から GMG-v23.1 モデルなどが公開されている。これらのモデルでは、マイクロ波伝搬遅延及び衛星間バイアスといったシステム起源の誤差、海洋潮汐及び大気圧応答 (Inverted Barometer) といった地球起源の誤差などが適切に補正されている。DTU10 モデルは、T/P 衛星、ERS, JASON などを用いて導出されており、1 分角 (1～2km) 間隔の海上重力データを約 4mGal の精度で提供する (Andersen et al., 2010)。一方、GMG-v23.1 モデルは、JASON と Cryosat-2 を用いて導出されており、1 分角 (1～2km) 間隔の海上重力データを、約 2mGal の精度で提供す

る (Sandwell et al., 2014). このように衛星アルティメトリは、海域に限定されるが、衛星を用いた全ての測定手法の中で、最も高分解能で高精度な重力測定を行うことができる技術である。

4. 航空重力測定

航空重力測定は、航空機に相対重力計を搭載し、重力を測定しながら航空機を飛行させることによって、航路 (測線) に沿った重力値を得る測定技術で、一回の飛行で測線沿いの重力値を一度に測定することができる。そのため、重力分布を把握したい地域を網羅するように測線を設計すれば、対象とする地域の重力分布を効率的に得ることができる測定技術である。航空機は移動に伴って運動に応じた加速度を受けるため、航空機に搭載した重力計が測定した値には、測定の対象とする地球の重力場に加え、航空機の運動に起因した加速度が含まれている。航空重力測定の測定値から地球の重力分布を得るには、測定値から運動に起因する加速度を取り除く必要がある。機体の運動で生じる加速度は、航空機の位置の変化から計算することができるため、航空重力測定を行う航空機には、GNSS (Global Navigation Satellite System) を用いて測位を行う機器や加速度計が搭載されている。これらによって航空機 (重力計) の正確な位置と姿勢を求めることで運動の影響を除いた正確な重力値を求めることができる。また、航空機の振動によって測定値に間欠的なノイズが生じるため、細かな振動起源のノイズをローパスフィルターで除去することが必要となる。

4.1 相対重力計による航空重力測定

航空重力測定に用いる測定機器は、重力計の筐体を航空機の振動による影響を軽減する構造に改造したスプリング式の相対重力計が一般的で、地上重力測定と同じく測定に先立って校正を行いスプリングの特性を把握する必要がある。また、測線の一部を地上の基準とする重力点と重複させることで、測定値が地上の重力の基準と整合するように校正を行う。航空機の速度が遅いほど、また高度が低いほど敏感に重力の変化を検出するため、航空機の運航のやり方に応じて異なるが、測定の精度はおおむね $1\sim 5\text{mGal}$ である。通常測線は、目的とする空間解像度に応じて一定間隔で平行に配置し、さらに直交する方向にも一定間隔で配置してその交点で測定した値を比較して測定の再現性を確認する。航空重力測定で求めた重力分布の空間解像度は、航空機の測線をどれだけ密に配置するかで決まるが、測定自体の精度が高々 1mGal 程度であることから、短波長成分の検出は難しく、有意な解像度は最大で $5\sim 10\text{km}$ 程度である。

4.2 重力偏差計による航空重力測定

航空重力測定で一般的に用いられるもう一つの測定機器は、重力偏差計である。重力偏差計は、GOCE が衛星重力測定で用いる機器と同じ原理で、3 軸の加速度計を用いて重力の勾配を測定する。重力偏差計は、重力の勾配を測定するため、短波長成分には感度が高いが、長波長成分では相対的に精度が低くなる。そのため、広域で正確な重力分布を求めるには、一定の間隔ごとに地上重力測定と校正を行う必要がある。校正が必要な間隔は、機器の性能や航空機の運航方法によって異なるため、最適な間隔は実際の測定で検証する必要がある。衛星重力測定の解像度が十分に高ければ、衛星重力測定を校正に利用できる可能性もある。

重力偏差計では、測定値が重力勾配であることから、重力値を求めるために積分計算を行う必要があるが、重力勾配を積分して重力値を得ると、誤差の原因となりうる過程が一つ増えるため、重力の基準を与える目的では、煩雑な計算過程を要しない相対重力計を用いて航空重力測定を行うことが多い。一方、重力偏差計は、スプリング式の相対重力計と比べて振動に強いことから比較的悪い飛行条件でも航空機の運航が可能で、飛行速度が速くとも運用ができることから一回の飛行で測定可能な範囲が広い。そのため、地下資源の分布の探査、断層及び火山周辺の地下構造の把握など、一定範囲で重力勾配の詳細な分布を効率的に把握する目的で使用されている。

4.3 航空重力測定の歴史

航空重力測定では、沿岸部、山岳地帯など、地上重力測定が困難、又は不可能な地域において、効率的に重力分布を測定できるため、古くから優位性が認識され、1960 年代の初めには測定が開始されている (Thompson and LaCoste, 1960)。

1980 年代後半以降になると、GPS など衛星測位の発展に伴って航空機の正確な位置決定が可能となったことで、さらに正確な航空重力測定が可能となった (Bell et al., 1999)。国内では、1990 年代後半からヘリコプターを用いた航空重力測定が行われ、重力値の不在な半島部周辺や稠密な地下構造の把握が必要となる活断層周辺において、重力分布の把握に成果を挙げてきた (瀬川ほか, 2000; 駒沢ほか, 2010)。海外でも重力分布の把握を目的に航空重力測定が行われており、特に極域では、人工衛星の軌道の制限のために衛星重力測定ができずに生じるデータの不在、いわゆる “polar gap” の解消を目的として、古くから航空重力測定が行われてきた。北極域では、デンマークが 1996 年からグリーンランドで行ってきた航空重力測定を初め、周辺国が 1990 年代から航空重力測定を行っている (Brozena and Salman, 1996)。

これらの測定は、Arctic Gravity Project (ArcGP) としてアメリカの国家地理空間情報局 (NGA : National Geospatial-Intelligence Agency) にとりまとめられ、北極域全域の重力分布が公開されている (Kenyon and Forsberg, 2001). 南極域でもデンマークとアメリカが測定を行っているほか、2006 年に日本とドイツが共同で Micro-g Lacoste 社の Air-Sea II 重力計 (写真-6) を用いて東部の航空重力測定を行い、地質構造の把握が行われている (Nogi et al., 2013).



写真-6 Air-Sea II 相対重力計 (Micro-g Lacoste 社製、国立極地研究所所有)

アメリカでは、北米全土のジオイド・モデルの構築と 2022 年の基準座標系の再定義を目的に国家プロジェクト GRAV-D が 2012 年に開始され、2022 年のプロジェクトの完了に向けてその根幹となる北米大陸の重力分布の把握が重力偏差計による航空重力測定で行われている (Smith and Roman, 2010). ニュージーランドでは、ジオイドに基づく基準座標系の再定義を目標として、2013~2014 年に Air-Sea II 重力計を用いて国土全域で航空重力測定が行われ、2016 年に全国のジオイド・モデルが公開されるとともに、ジオイドを基準とした高さ基準系への移行がなされた。アジアでは、デンマークの技術協力とアメリカ NGA の資金援助のもと、2003~2004 年にマレーシア、2004~2005 年に台湾 (Hwang, 2007), 2005 年にモンゴル (Forsberg, 2007), 2008~2010 年にインドネシア (Pahlevi et al., 2015), 2010 年にネパールなど、各国で航空重力測定が行われ、重力分布の把握とジオイド・モデルの開発が行われている。韓国でも 2008 年に国土地理情報院が航空重力測定を実施し、ジオイド・モデルが開発された (Bae et al.,

2012). このように、地上重力測定が困難な地域の重力分布を把握する目的だけでなく、国土を網羅する高精度なジオイド・モデルを構築する目的で航空重力測定を行う取組が世界各地で進められている。

5. 国土地理院の重力測定の将来像

本章では、地上重力測定、衛星重力測定及び航空重力測定の各々に関して今後の利活用が期待される機器、技術を示す。さらに、これらの技術を用いて国土地理院が目指す重力の基準の展望を議論する。

5.1 地上重力測定

地上重力測定では、誤差の少ない安定した測定を効率よく行うことによって高精度な重力分布の把握が可能となるため、測定機器の特性を活かして最適な組み合わせで効率よく測定を行うことが重要である。国土地理院では、従来の測定機器を用いて効率の良い最適化された測定を実施するよう努めている (山本ほか, 2018). 今後は、開発が進む新たな機器の活用も検討を行う必要がある。

5.1.1 可搬型絶対重力計

第 2 章では、地上重力測定で用いる重力計に関して、絶対重力計は高精度だが精度が測定環境に大きく依存すること、相対重力計は可搬性が高いが精度は絶対重力計と比べて一桁程度低いことを述べた。日本での導入実績はまだ少ないが、この課題をある程度解消する重力計に、可搬型の絶対重力計である、Micro-g Lacoste 社の A10 絶対重力計 (以下「A10」という。) (写真-7) が挙げられる。

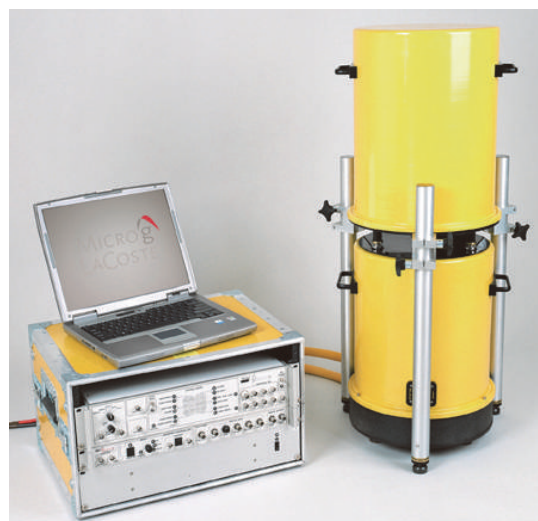


写真-7 A10 絶対重力計 (Micro-g Lacoste 社の WEB ページ, <http://www.microglacoste.com/a10.php>)

A10 は、FG5 と同じく落下型の原理で測定を行う絶対重力計であるが、落下槽を初めとする筐体が小

型化され、気温、風などの測定環境が変化する場所でも安定した測定が行えるように設計されている。製造者が示す測定の精度は $10\mu\text{Gal}$ 、確度は、振動の小さな場所で観測した場合に 10 分間で $10\mu\text{Gal}$ である (Micro-g LaCoste, Inc., 2014)。車両のバッテリーに接続して電源を確保すれば、屋外の観測点に車両を横付けして観測が可能である。さらに、ラコスト重力計を用いた重力測量では、精度を確保するために必須となる往復観測が不要であるため、従来の相対重力測定と同等以上の精度で機動性の高い重力測量を簡便に行うことが可能となる。重力は、地球上の位置の基準として、その形状と変化を与える測地基準座標系の構築と維持に重要であるが、基準としての役割を果たすためには、重力値と正確な座標値の関連付けが必須である (IAG, 2015)。A10 を活用して屋外で効率的に重力測量を行い、正確な座標値を持つ電子基準点の付属金属標に重力値を与えることで、このような要請に応える正確な位置と重力を兼ね備えた基準の整備を進めることが期待できる。

5.1.2 原子干渉計を用いた絶対重力計

絶対重力測定は、現在、FG5 を実質の標準として行われており、 μGal 精度の測定を行う際には、FG5 がほぼ唯一の選択肢である。FG5 の精度は、主に FG5 間の測定の整合から確認されているが、試験落体を機械的に開放して自由落下する構造であることから、FG5 間の測定が数 μGal の高い精度で整合したとしても、全ての FG5 に機械的な構造に起因した同程度の系統誤差が生じている可能性は否定できない。また、機器のメンテナンスが難しく、安定して長期間稼働させるために定期的な保守が必要であることも課題である。そこで、FG5 と同程度の精度を達成する新たな絶対重力測定の機器として開発が進められているのが、原子干渉計を用いた絶対重力計である。

原子干渉型の絶対重力計では、レーザ冷却した ^{87}Rb の原子を用いた原子干渉計によって重力加速度を測定する。測定の際には、冷却した原子を自由落下させ、原子干渉を用いて重力加速度を測定する。フランスの国立計量標準研究所 (LNE-SYRLE) は、原子干渉計を用いた絶対重力計 CAG (Cold Atom Gravimeter) を開発しており、2013 年には CAG を用いて BIPM が支援する国際比較観測に参加している。この観測では、7 台の FG5 を含む 10 台の絶対重力計と CAG の間で比較が行われ、測定値は $5.9\mu\text{Gal}$ で一致し、95% の信頼区間で $11.1\mu\text{Gal}$ の拡張不確かさが得られている (Francis et al., 2015)。同じくフランスの μQuanS 社ではすでに、LNE-SYRLE が開発した CAG を小型化した絶対重力計 AQQ (Absolute Quantum Gravimeter) の販売を行っている (写真-8)。

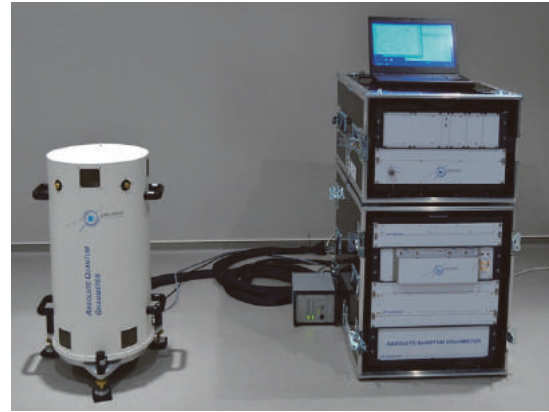


写真-8 絶対重力計 AQQ (フランス μQuanS 社の HP <http://www.muquans.com/index.php/products/aqq>)

原子干渉型の絶対重力計は、近年開発が進んでおり、アメリカ、ドイツ、中国の研究者からも学会で開発状況の報告がなされ、各国が競って活発に開発を進めていることがうかがえる。原子干渉型の絶対重力計には、機器の機械的な構造に起因する系統誤差が生じないという、FG5 と異なる原理で行う測定によって FG5 と相互に精度を確認ができることから、FG5 に依存した絶対重力測定に新たな選択肢を与えることが期待されている。

5.1.3 光格子時計を用いた重力ポテンシャル差計測

近年の超精密な時刻標準の開発に伴い、従来の重力加速度を測定する手法に加え、全く異なる原理で重力場を把握する技術も実現可能となってきた。一般相対性理論によれば、時計の進み方 (歩度) は、相対論効果によって重力ポテンシャルの違いに応じて相対的に変化する。重力ポテンシャルが相対的に大きくなると時計の進み方は基準位置のそれに比べて遅くなり、小さくなると速くなる。地球上にある時計で考えると、重力ポテンシャルの小さい場所、すなわち標高の高いところでは時計は速く進み、標高が低いところでは時計は遅く進む。非常に安定した時計が実現して微小な時計歩度の差が検出可能となり、その進み方をリアルタイムで比較できれば、検出された差から二つの地点の重力ポテンシャルの差を計測することが可能となる。

光格子時計は、レーザ光を干渉させて作成した光の格子におよそ 100 万個の原子を閉じ込め、原子の熱運動を凍結させてドップラー効果を抑制するとともに、多数の原子を同時に観測して原子が吸収する光の周波数を測定することによって非常に正確な時計を実現する技術である (Katori et al., 2003)。その正確さは、 ^{87}Sr 原子を用いた光格子時計では、原子の振りの振動数を 18 桁の有効数字で正確に計測する精度をすでに達成している (Ushijima et al., 2015)。これは標高差 1cm に相当する重力ポテンシ

ャルの差を検出可能な精度である。国土地理院が水準測量から求めた標高差と 15km 程度離れた二つの光格子時計（理化学研究所（和光市）及び東京大学（文京区本郷））の歩度を比較して求めた重力ポテンシャル差との比較では、両者は 5cm 程度の不確かさで一致しており、光格子時計を用いた重力ポテンシャル差の把握が標高差の決定と監視に求められる精度に迫りつつあることが示されている（Takano et al., 2016）。光格子時計は、正確な高さの基準の決定と維持に活用が可能な新たな技術として大きな可能性が指摘されている（宮原ほか, 2016）。今後も開発の動向を注視していく必要がある。

5.2 衛星重力測定

5.2.1 衛星重力ミッション

衛星重力測定に関しては、結論から言うと、現時点では、測定精度や空間分解能は限界に達したと言える。2018 年には GRACE の後継ミッションである GRACE Follow-on が開始されたが、観測システムは GRACE とほぼ同じ設計であるため、これまで以上の重力データが取得されることを期待するのは難しい。新たな衛星重力ミッションを旗揚げする場合でも、従来以上の重力データを得るためには、衛星をより低い軌道に投入するか、あるいは衛星により高感度な重力センサーを搭載する必要がある、いずれの場合も技術的な課題が大きい。まず、人工衛星をより低い軌道に投入する場合、大気摩擦が強くなることから、衛星速度の維持が難しく、短期間で地上に落下する恐れがある。また、機体の損傷も激しくなるため、長期的な運用が難しくなる。高感度な重力計測機器を搭載する場合、大気摩擦を初めとする摂動力や、地球表層流体（大気、海流など）の素早い動きによる折り返し雑音（エイリアシング）への感度も高くなることから、これらを補正するための高度な加速度センサーと地球物理モデルが必須となる。いずれの課題も解決は極めて難しく、技術的なブレイクスルーがもたらされない限り、当面は衛星重力測定の精度の大きな向上は期待できない。このような現状を考慮すると、衛星重力測定と地上重力測定との間に見られる精度や空間分解能のギャップを埋めるには、航空重力測定を実施することが最も効果的で現実的である。

5.2.2 衛星アルティメトリ

衛星アルティメトリによる海上重力測定には、まだ改善の余地があると推察される。日本は四方が海に囲まれているため、海陸接合域における重力データがジオイド分布の決定に重要な役割を果たす。原理的には、衛星アルティメトリによって海陸接合域の重力データを取得することができるが、解析アル

ゴリズムの問題から、これらを高い品質で導出することは難しい。衛星高度計の 1 回のマイクロ波照射範囲（footprint）は、半径数 km に及ぶ。衛星高度計は、この footprint 内で反射した電波強度の時系列（waveform）を受信し、その反射強度の立ち上がり時間を見ることで衛星—地表間の距離を計測する。footprint 内の表面が海面のように滑らかであれば、waveform は大きく乱れることはなく、単純なアルゴリズムで反射強度の立ち上がり時間を特定することができる。一方、footprint 内に陸域が入ると、waveform が乱れてしまい、反射強度の立ち上がり時間の特定が難しくなる。そのため、従来の解析アルゴリズムでは、高い品質で表面高度を導出できるのは、陸域から 10km 離れた海域までに限られていた（Madsen et al., 2007）。近年、衛星アルティメトリによる観測体制が安定化したことで、次なる研究対象として、沿岸部における海面形状計測の高精度化に注目が集まりつつある（市川, 2014）。例えば、フランス航空宇宙局（CNES）は 2009 年頃から、JASON の waveform データを沿岸部でも適用可能とするための新しいアルゴリズムを開発し、沿岸部における海面形状計測の高精度化を目的とする PISTACH プロジェクトを始動させている（Mercier et al., 2010）。また、高度計自体の改良も行われており、2013 年から運用を開始した SARAL 衛星は、広い帯域幅を持つ Ka バンド電波高度計 AltiKa を搭載することで、waveform の乱れに強いシステムを構築し、陸域近くでも高精度な海面形状計測が可能な設計となっている（Cipollini, 2014）。

このような解析アルゴリズムと観測データを活用することで、衛星アルティメトリによって日本列島とその近海におけるジオイド分布及び重力分布を高い精度で決定することができる。これに加えて、航空重力測定が実施されれば、さらなる高度化が果たされることが期待できる。

5.2.3 重力衛星のデータ解析

以上のように、従来以上に高度な重力データの取得を可能とする新たな衛星重力ミッションが当面見込まれない状況の中で、衛星重力測定として今後取り組むべき課題は、既存の衛星データの解析技術の高度化である。二つの研究要素が挙げられ、一つは、衛星データから重力シグナルを効果的に抽出する解析技術の開発である。これには、上記で挙げた衛星アルティメトリのデータ解析も含まれる。例えば、衛星重力観測の場合、衛星の軌道と速度の変化から最小二乗法的に重力解が推定されるが、最小二乗推定の正則化に地形や 3 次元密度構造といった先見情報を組み込むことで解を安定化させることが可能である。また、H-L 方式の衛星追尾にマルチ GNSS を

導入することも有効と考えられる。

もう一つの研究要素は、異種の重力データを効果的に結合させる手法の開発である。第3章で述べたように、衛星重力データは、測定手法によって、それぞれ得意とする観測領域が異なる。例えば、SLRは汎地球規模（2～30 次）の重力成分の測定を得意とする。また、GRACE は、長波長成分の重力（30～120 次）の測定を得意とし、GOCE は、長～中波長成分の重力（120～300 次）の測定を得意とする。そして、衛星アルティメトリは、海域における中～短波長（300 次以上）の測定を得意とする。このようなデータ特性を踏まえ、計測誤差による重み付けや、ウェーブレット解析（Kuroishi and Keller, 2005）によるシグナル抽出手法などを適用し、全てのデータを最適に結合することができれば、より高精度な衛星重力場モデルが構築できる。さらに、地上重力データと航空重力データも最適に結合することで、高精度な日本の重力モデルとジオイド・モデルを構築することができる。

5.3 航空重力測定

航空重力測定は、航空機搭載の重力計測機器で航路に沿った重力値を測定し、航空機の運動に起因する加速度を測定値から除くことで重力分布を求める手法であるため、精度は、測定に用いる重力計測機器と航空機の性能、航空機の運動決定の正確さによって左右される。航空重力測定では、相対重力計と重力偏差計が用いられるが、第4章で述べたように、重力と高さの基準を求める目的では、直接重力値を測定できる相対重力計を用いることが望ましい。ただし、地上重力測定、又は衛星重力測定と密に校正が可能であれば、重力偏差計を用いても重力の基準と整合した重力分布を求められる可能性がある。

測定に用いる航空機には、ヘリコプター、固定翼の飛行機が挙げられる。航空重力測定の精度は、航空機をできるだけ低く、安定して、可能な限りゆっくり飛行することで向上できる。ただし、飛行中の高度変化は、測定値の大きな変化を生じるため、安定した測定を行うためには、一回の飛行の間は、可能な限り同じ高度を保つ必要がある。また、飛行の速度を遅くすることで細かな重力の変化を検出することが可能となるが、飛行速度が遅くなると航空機の飛行が不安定になるというトレードオフがある。さらに、ゆっくり飛行すると時間当たりの測定範囲が狭くなるため、測定に要する時間と費用が増大する。国内では、1990 年代後半からヘリコプターを用いて mGal、すなわち 10^{-3} Gal の精度で測定が達成され、安定した飛行が可能となる大型ヘリコプターを用いることで良質な測定値を得られることが報告されている。一方、飛行機では、より広い範囲を短い

期間で測定できること、山岳域で必要となる高い飛行高度での測定が容易に可能なことから、国土全域を効率よく測定する目的では、飛行機を用いた航空重力測定が費用対効果がよいと推測される。

航空機の運動を正確に求めるためには、航空機に GNSS 測位機器、加速度計を搭載して航空機の位置と姿勢を正確に求める必要がある。航空機の位置は、GNSS 測位で求めるため、詳細な運動の決定には、GNSS 測位の精度が重要となる。地上の電子基準点網を基準に活用した GNSS 相対測位が最も精度良く航空機の位置を決定できるが、電子基準点の観測データは 1 秒間隔で取得されているため、測定時の航空機の速度が速く、より高い時間分解能で位置を求める必要がある場合には、航空機搭載の GNSS で 1 秒より頻繁に観測を行い、精密単独測位（PPP）で航空機の位置を決定することが必要となる。航空重力測定は、地上重力測定が困難、又は不可能な沿岸部や山岳域で測定が可能であるとともに、衛星重力測定よりも一桁程度高い空間解像度が得られることから、全国を等しく網羅した分解能の高い重力の基準を整備するにあたって不可欠な技術である。

5.4 重力測量の展望

国土地理院の重力測量は、全国に等しく正確な重力の基準を与えることを目的としている。さらに、その基準に基づく高精度かつ詳細な全国の重力分布を用いることで、全国を等しく網羅する正確な標高の基準であるジオイド・モデルを構築、維持することのもう一つの目的である。本章では、これらの目的の達成に、重力測定技術をどのように活用していくか、今後の展望を述べる。

5.4.1 重力基準網の維持に関する展望

国土地理院が整備する重力の基準は、物理的に参照が可能な重力点とその点の重力値からなる全国を網羅する重力網で、平均約 100km の間隔で行う絶対及び相対重力計を用いた地上重力測定に基づいて「日本重力基準網 2016（JGSN2016）」として実現されている。日本列島は、プレート運動に伴う地殻変動に常にさらされているため、地殻変動とそれに起因する地下の質量分布の変化によって、重力分布も継続的に変化している。絶え間なく変動を続ける日本において正確な重力の基準を維持するためには、重力の時空間変化を継続的に把握し、変化がある程度累積した際には、重力の基準を更新する必要がある。重力の詳細な変化を把握するには、高密度な地上重力測定を連続もしくは繰り返して行うことが望ましいが、地上重力測定に要する時間と費用を考慮すると、全国を網羅する測定を継続して行うことは現実的ではない。そのため、広域の重力場の変化は

衛星重力測定で把握し、把握した全体の変化を絶対重力計を用いた地上重力測定によって校正することによって、全国を網羅する正確な重力の変化を把握する。地上で行う絶対重力測定は、衛星重力測定で把握される重力分布の空間波長を考慮した上で、重力変化の大きな地域において効率的に実施する。海溝型巨大地震の発生などによって、広い範囲で大きな重力変化が生じた場合には、その範囲で航空重力測定を実施して地上重力測定で校正することでイベントに伴う重力変化を把握する。

5.4.2 標高基準の維持に関する展望

重力の基準に基づいて全国を網羅する正確な標高の基準を与えるには、基準に整合した全国の重力分布を求め、それに基づいたジオイド高分布、すなわちジオイド・モデルを求める必要がある。正確な標高の基準となりうるジオイド・モデルを作成し、維持するためには、全国を等しく網羅した、正確な重力分布を十分な密度で求め、その変化を把握することが必要である。地上重力測定は、 μGal 精度の高密度な重力分布を陸域で求めることができる唯一の技術であることから、国土地理院を初めとする様々な機関が長期にわたって全国で蓄積してきた数十万点に及ぶ地上重力測定のデータを活用して、陸域の高密度な重力値のデータセットを整備する。これまでに得られた地上重力測定のデータは、従来の重力基準系である「日本重力基準網 1975 (JGSN75 : Japan Gravity Standardization Net 1975)」(国土地理院, 1976) に準拠している。JGSN75 は、構築から 40 年が経過しており、高精度な重力の基準を求める使用者からの要望に応えることが難しく、精度の良いジオイド・モデルの基盤とするためには、新しい重力基準である JGSN2016 に準拠した重力値に変換する必要がある。従来の JGSN75 と新たに構築された JGSN2016 の間の変換パラメータは、JGSN75, JGSN2016 双方に準拠した重力値を持つ、国土地理院の主に基準及び一等重力点において、新旧の重力基準の間の関係を把握し、その関係を全国に展開することで作成することができる。衛星重力測定は、各々の衛星の特長を生かして統合することで、重力の中～長波長成分の把握に活用する。海域に関しては、衛星アルティメトリを活用することで中～長波長成分に加えて短波長成分についても重力分布を把握する。沿岸域及び山岳域については、依然として重力の測定データが不足しているため、今後は航空重力測定を実施することでデータの不在が解消され、沿岸及び山岳域周辺のジオイド・モデルの精度が大きく改善することが期待される。航空重力を実施する際には、データの不足域だけでなく全国を等しく測定することで、全国を等しく網羅する空間解像度の高い重力分

布を得ることができる。航空重力測定で把握した全国を網羅する重力分布は、同じ基準に基づくため、この重力分布を通じて、精度の高い地上重力測定と地球規模の重力場を反映した衛星重力測定を結合することが可能となる。

航空重力測定と衛星重力測定の結合にあたっては、測定値の比較、適切な結合の手法、達成される精度及び分解能など、先行研究から多くを学ぶことができるが、必要となる全てのプロセスを明確に示した先行研究はいまだ少ない。また、高精度な重力の基準と高精度なジオイド・モデルの構築には、測定から結合に至る各々の過程においてデータの品質を検証するとともに、適切な解析手法の開発が必要である。このように、実現に向けて課題があるものの、地上、航空及び衛星重力測定の長所を生かして結合することによって、地球規模の重力場と整合した、全国を等しく網羅する高密度かつ高精度な重力分布の決定を期待することができる。こうして求めた重力分布は、全国に等しく高精度な重力の基準を与えると同時に、高精度な標高の基準を与えるジオイド・モデルの整備を可能とする基盤となる。また、全国の詳細な重力異常の把握にも活用することが可能で、地下の断層や資源の分布など全国の詳細な地下構造の把握に資する基盤にもなる。

6. まとめ

国土地理院が 1950 年代から継続してきた地上重力測定は、陸域の重力を最も精密に測定する技術で、日本の重力の基準は、地上重力測定に基づいて定められ、維持されている。陸域の重力分布は、特に平野部では、地上重力測定によって高密度に把握されているが、沿岸部や山岳域では、測定が困難なため、データが不足もしくは不在である。近年発展が目覚しく、利活用が進む衛星重力測定及び航空重力測定は、このデータの不足を解消することによって、全国を網羅した正確な重力の基準を整備し維持することを可能とする技術で、さらには、地球規模の重力場と整合した日本全国の重力分布の把握、これに基づく高密度で高精度な標高の基準であるジオイド・モデルの開発にも不可欠である。地上重力測定、航空重力測定及び衛星重力測定の長所を生かし、効率的に組み合わせることで、全国を網羅する正確な重力の基準、標高の基準を整備することが可能となる。

謝 辞

本稿の執筆にあたって、京都大学理学研究科の福田洋一教授に様々な助言をいただいた。国立極地研究所の青山雄一助教に航空重力計の写真とともに助言をいただいた。ここに記して感謝いたします。

(公開日：平成 30 年 12 月 27 日)

参 考 文 献

- Andersen, O.B. (2010): The DTU10 Gravity field and Mean sea surface, Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska.
- Aoyama, Y., H. Ikeda, H. Hayakawa, K. Doi, Y. Fukuda and K. Shibuya (2015): Observation and data archiving system of a superconducting gravimeter at Syowa Station, Antarctica, *Int. J. Geosci.*, 6, 1116–1126.
- Bae T.S., J. Lee, J. H. Kwon and C. K. Hong (2012): Update of the precision geoid determination in Korea, *Geophysical Prospecting*, 60, 555 – 571.
- Bell, R. E., V. A. Childers, R. A. Arko, D. D. Blankenship and J. M. Brozena (1999): Airborne gravity and precise positioning for geologic applications, *J. Geophys. Res.*, 104, 15281-15292.
- Brozena, J. M. and R. Salman (1996): Arctic airborne gravity measurement program, In: Segawa et al., eds.: *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*, IAG series 117, Springer Verlag, 131-139.
- Cipollini, P. S. Vignudelli, J. Benveniste (2014): The Coastal Zone: A Mission Target for Satellite Altimeters, *Eos. Trans. AGU*, 648, 25.
- Forsberg R., A. Olesen., D. Munkhtsetseg and B. Amarzaya (2007): Downward continuation and geoid determination in Mongolia from airborne and surface gravimetry and SRTM topography, *International Forum on Strategic Technology*.
- Francis, O., H. Baumann, C. Ullrich, S. Castelein, M. V. Camp, M. A. Sousa, R. L. Melhorato, C. Li, J. Xu, D. Su, S. Wu, H. Hu, K. Wu, G. Li, Z. Li, W. Hsieh, P. V. Pálkás, J. Kostecký, J. Mäkinen, J. Näränen, S. Merlet, F. P. D. Santos, P. Gillot, J. Hinderer, J. Bernard, N. L. Moigne, B. Fores, O. Gitlein, M. Schilling, R. Falk, H. Wilmes, A. Germak, E. Biolcati, C. Origlia, D. Iacovone, F. Baccaro, S. Mizushima, R. D. Plaen, G. Klein, M. Seil, R. Radinovic, M. Sekowski, P. Dykowski, I. Choi, M. Kim, A. Borreguero, S. Sainz-Maza, M. Calvo, A. Engfeldt, J. Agren, R. Reudink, M. Eckl, D. Westrum, R. Billson and B. Ellis (2015), CCM.G-K2 key comparison, *Metrologia*, 52, 07009, doi:10.1088/0026-1394/52/1A/07009.
- Fu, L.-L., E.J. Christensen and C.A. Yamarone Jr. (1994): TOPEX/POSEIDON mission overview, *J. Geophys. Res.*, 99, 24369-24381.
- Haxby, W.F., G.D. Kamer, J.L. LaBrecque and J.K. Weissel (1983): Digital images of combined oceanic and continental data sets and their use in tectonich studies, *Eos. Trans. AGU*, 64, 995-1004.
- Heiskanen, W.A. and H. Moritz, (1967): *Physical Geodesy*, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Hwang C., Y.S. Hsio, H.C. Shih, M. Yang, K.H. Chen, R. Forsberg and A. Olesen (2007): Geodetic and geophysical results from a Taiwan airborne gravity survey: Data reduction and accuracy assessment, *J Geophys. Res.*, 112, B04407, doi:10.1029/2005JB004220.
- 市川香 (2014) : 21 世紀初頭の衛星海面高度計, *海の研究*, 23, 13-27.
- International Association of Geodesy (2015): IAG Resolution (No.2) for the establishment of a global absolute gravity reference system. http://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/IAG_Resolutions_2015.pdf (accessed at March 24, 2016).
- Katori, H., M. Takamoto., V.G. Pal'chikov and V.D. Ovsiannikov (2003): Ultrastable optical clock with neutral atoms in an engineered light shift trap, *Phys. Rev. Lett.* 91, 173005-173008.
- Kaula, W. M. (1966): *Introduction to Satellite Geodesy*, Blaisdell Publ. Co., Dordrecht, Mass.
- Kenyon, S., and R. Forsberg (2001): Arctic Gravity Project — a status, In: M. Sideris, eds.: *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000*, International Association of Geodesy Symposia, 123, Springer-Verlag, 391–395.
- 国土地理院 (1976) : 日本重力基準網 1975 の設定, *測地学会誌*, 22, 2, 65-76.
- 駒沢正夫, 大熊茂雄, 瀬川爾朗 (2010) : 能登半島北部沖における空中重力探査, *物理探査*, 63, 1, 88-95.
- Kozai, Y. (1959): The earth's gravitational potential derived from the motion of satellite 1958 beta two, *Smithsonian Astrophys. Obs. Spec. Rept.*, 22, 1.
- Kuroishi, Y., and W. Keller (2005): Wavelet approach to improvement of gravity field-geoid modeling for Japan, *J. Geophys. Res.*, 110, B03402.
- Kuroishi, Y. (2009): Improved geoid model determination for Japan from GRACE and a regional gravity field model, *Earth Planets Space*, 61, 807-813.
- Mercier, F., V. Rosemorduc, L. Carrere and P. Thibaut (2010): Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook, CLS-DOS-NT-10-246, SALP-MU-P-OP-16031-CN 01/00.

- Madsen, K.S., J. L. Hoyer and C.C. Tscherning (2007): Near-coastal satellite altimetry: Sea surface height variability in the North Sea-Baltic Sea area, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L14601.
- Mayer-Gurr, T., N. Zehentner, B. Klinger, A. Kvas, (2014): ITSG-Grace2014: a new GRACE gravity field release computed in Graz. - in: GRACE Science Team Meeting (GSTM). Potsdam am.
- Micro-g LaCoste, Inc. (2014): A-10 Gravimeter Features and Specifications, <http://www.microglacoste.com/a10specs.php> (accessed March 26, 2016).
- Micro-g LaCoste, Inc. (2014): FG5 Features and Specifications, <http://www.microglacoste.com/fg5specs.php> (accessed March 26, 2016).
- 宮原伐折羅, 黒石裕樹, 松尾功二, 宗包浩志 (2016) : 光格子時計の測地学への活用における展望, *光学*, 45, 7, 264-267.
- 宗包浩志 (2013) : 下から見た衛星ミッション GRACE, *測地学会誌*, 59, 3, 111-118.
- Nerem, R. S., B. J. Haines, J. Hendricks, J. F. Minster, G. T. Mitchum, and W. B. White (1997): Improved determination of global mean sea level variations using TOPEX/POSEIDON altimeter data, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 1331-1334.
- Nogi, Y., W. Jokat, K. Kitada and D. Steinhage (2013): Geological structures Inferred from airborne geophysical surveys around Lützow-Holm Bay, East Antarctica., *Precambrian Res.*, 234, 279-287.
- 大坪俊通, 中村信一, 佐藤まりこ, 國森裕生 (2013) : 衛星レーザ測距をとりまく世界の情勢と日本の位置, *測地学会誌*, 59, 3, 79-86.
- Pahlevi A., D. Pangastuti, N. Sofia, A. Kasenda, K. Prijatna (2015): Determination of Gravimetric Geoid Model in Sulawesi - Indonesia, FIG Working Week 2015 From the Wisdom of the Ages to the Challenges of the Modern World, https://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/fig2015/papers/ts03g/TS03G_kasenda_pangastuti_et_al_7706.pdf (accessed March 24, 2016).
- Prange, L. (2011): Global Gravity Field Determination Using the GPS Measurements Made Onboard the Low Earth Orbiting Satellite CHAMP. *Geodatisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, vol. 81. <http://www.sgc.ethz.ch/sgc-volumes/sgk-81.pdf>. PhD Thesis.
- Rowlands, D. D., S. B. Luthcke, J. J. McCarthy, S. M. Klosko, D. S. Chinn, F. G. Lemoine, J.-P. Boy, and T. J. Sabaka (2010): Global mass flux solutions from GRACE: A comparison of parameter estimation strategies - Mass concentrations versus Stokes coefficients, *J. Geophys. Res.*, 115, B01403.
- Sandwell, D.T., R.D. Muller, W.H.F. Smith, E. Garcia, R. Francis (2014): New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, *Science*, 346, 65-67.
- 瀬川爾朗, 楠本成寿, ジョセフ E. ジョン, 長谷川博, 関崎征一, 高田和典, 中山英二, 鈴木始, 石原文実, 駒沢正夫, 山本貫志, 佐久間貞臣 (2000) : ヘリコプターを用いた航空重力システム, *測地学会誌*, 46, 3, 223-229.
- Smith, D.A. and D. R. Roman (2010); How NOAA's GRAV-D project impacts and contributes to NOAA science. http://www.ngs.noaa.gov/GRAV-D/pubs/GRAV-D_Contribution_to_NOAA_Science.pdf (accessed March 24, 2016).
- Sosnica, K., A. Jaggi, U. Meyer, D. Thaller, G. Beutler, D. Arnold, R. Dach (2015): Time variable Earth's gravity filed from SLR satellites, *J. Geod.* 89, 945-960.
- Takano, T., M. Takamoto, I. Ushijima, N. Ohmae, T. Akatsuka, A. Yamaguchi, Y. Kuroishi, H. Munekane, B. Miyahara and H. Katori (2016): Geopotential measurements with synchronously linked optical lattice clocks, *Nature Photonics*, 10, 662-666.
- Thompson, L. G. D. and L. J. B. LaCoste (1960): Aerial gravity measurements, *J. Geophys. Res.*, 65, 305-322.
- Ushijima, I., M. Takamoto, M. Das, T. Ohkubo and H. Katori (2015): Cryogenic optical lattice clocks, *Nature Photonics*, 9, 185-189.
- 山本宏章, 宮原伐折羅, 吉田賢司, 菅原安宏, 宮崎隆幸 (2018) : 国土地理院の重力測量, *国土地理院時報*, 131, 21-52.
- 吉田賢司, 矢萩智裕, 平岡喜文, 宮原伐折羅, 山本宏章, 宮崎隆幸 (2018) : 日本重力基準網 2016 (JGSN2016) の構築, *国土地理院時報*, 131, 53-93.