

特集「物理探査ミッションで知る月の内部構造と進化」

人工衛星測定重力ポテンシャルの解析による地球内部構造の研究(レビュー)

福田洋一¹

1. はじめに

重力ポテンシャルから地球内部の密度構造を推定する問題を考える。地球(惑星の場合も全く同じであるが)の引力ポテンシャル V は、 G を万有引力定数、 $\rho(x,y,z)$ を地球内部での密度分布(位置の関数)、 l を積分点と観測点の距離として

$$V = G \int \int \int \rho(x,y,z) / l d\sigma \quad (1)$$

で与えられる。ここで、もし $\rho(x,y,z)$ の分布が地球内部で完全にわかっていると仮定すると、 V は、単に(1)式の積分を実行すること(積分領域を決めると言う意味で地球の形状もわかっていないといけなが)で完全に決めることができる。しかしながら、 ρ の分布が既知ということはないので、観測値 V から如何に ρ を推定するかということが現実の問題となる。

このような研究でよく用いられる手法としては、適当な ρ の分布を仮定し、(1)式の計算結果と測定値を比較しながら ρ の分布を修正していくforward modelingの手法と、ある条件のもとに V の値から逆問題として ρ の分布を求める手法とに大きく分類することができる。しかしながら、これらの何れの場合にも、地球内部の密度分布に関するある種の仮定ないしは先験的な情報が必要であり、結局、重力ポテンシャルから地球内部構造を推定するという問題は、重力ポテンシャルの観測

値を用いて、解析の際の仮定や先験的な情報の正しさを検証しているということになる。

以下では、地球の重力ポテンシャル(ジオイド高異常、重力異常を含む)を用いた地球内部構造の研究について、2~3の代表的な問題を紹介するが、上記の意味で、それぞれの問題でどのような仮定がおかれ、それがどのように検証されているかの点に特に注意されたい。なお、重力ポテンシャルとして狭義に人工衛星測定によるものだけを用いると、球関数の次数として数10次程度と、空間的な波長を限定することになるので、ここでは、特にその点にはこだわらず、やや広い意味での重力ポテンシャルを用いた問題を取り上げた。

2. 地球深部構造の研究

重力ポテンシャルの解析により地球の深部構造を決定しようとする研究は古くから行われており、例えばHide and Horai [1]は、低次の重力ポテンシャル係数からCMB(Core Mantle Boundary)の形状を求めているし、1970年代には、重力ポテンシャル係数の精度の向上もあり、球関数の次数 n とパワースペクトルの関係から、密度異常の原因の深さを調べる研究(例えば、Allan [2]; Khan [3])などが行われるようになってきている。これらの研究の基本的なアイデアは、地球内部の密度分布はほぼ静水圧的の均衡を保った成層構造にあり、重力ポテンシャル異常は、密度差の大きい境界層(CMBやマ

¹ 京都大学大学院理学研究科

² 地球物理学で言う重力は、重力測定が地表でなされることを想定して、地球の引力と遠心力の合力であるが、遠心力は十分に精度で除去できるので V のみを考える。また、密度異常 $\Delta\rho$ とポテンシャル異常 ΔV の関係には遠心力は入ってこない。

ントル内の遷移層など)の凸凹の空間分布によると仮定していることである。

これらの研究は、一見、もっともらしい仮定に基づいているが、現代的な視点から問題点をあげるとすると、1) 密度異常の原因の深さを単純に球関数の次数 n により分けようとしたこと (短波長の異常の原因が浅いところにあるとする考えは正しいが、長波長の異常の原因が深いところだけにあるとする考えは正しくない)、2) 例えば地球の内部でアイソスタシー的な密度異常のバランスが成り立っている場合には正しい密度差の分布を与えることが不可能であること、などが考えられる。しかし、これらの問題点は、いずれも、重力ポテンシャルデータしか利用出来ない場合には避けようがないことであり、この種の研究には、本質的に、他の付随した情報が必要であることを示している。

1980年代に入ると、全球的な地震波データのトモグラフィからマントル内の3次元構造 (例えば, Dziewonskyi [4]) やCMBの形状 (Morelli and Dziewonskyi [5]) も与えられるようになり、重力ポテンシャルの解析にもこれらのデータが利用できるようになった。これらのデータを用いると、CMBの形状から地表面でのジオイド高を計算することも容易であり、しかしながら、計算されたジオイドの形は、現実の地球のジオイドとは全く異なったものであることもわかってきた。すなわち、少なくとも単一層の密度異常としては地表の重力場を説明できないことが明らかとなった。従って、問題は、地震学的に得られたマントル内の3次元的速度構造と、地表で観測された重力ポテンシャルを如何に結びつけるかということであり、マントル対流を考慮した動的な応答関数を仮定した研究 (例えば, Hager and Clayton [6]) に主流が移っていった。観測値としての重力ポテンシャル係数は、直接地球内部の密度構造を決めるためのもの

のというよりは、マントル対流などの数値モデリングの妥当性や、その際に用いられた粘性率などのパラメータへの拘束条件を与えるものとする方がよいであろう。

3. 地殻構造とアイソスタシー

地球の大陸地殻がどの程度の厚さを持つかといった問題は、地球科学の最も基本的な問題のひとつのように思われるにも関わらず、まだ十分に精度の高い答えは得られていないというのが現状である。

重力ポテンシャルデータを用いたこの種の問題への一つのアプローチは、重力データと地形データの coherence が空間波長によってどのように変化するかを調べ、荷重のかかった弾性プレート を想定したモデル計算との比較から、弾性地殻の厚さを推定するというものである。すなわち、短波長の領域ではリソスフェアの弾性で地殻の荷重が支えられるのに対して、長波長の領域では、地殻の荷重は主に密度差による浮力で支えられる (アイソスタシーが成り立つ) ので、ブーゲー異常と地形との coherence が空間波長によりどのように変化するかを調べることで地形を支えるリソスフェアの厚さを見積もることが可能である (例えば, Zuber et al. [7])。ここでも、重力データは、地形のデータとともに、弾性プレートの変形とアイソスタシーの概念を用いて、そのパラメータの推定に用いられていることになる。

なお、重力場測定の立場からは、現状の衛星軌道解析による重力ポテンシャルデータは、この種の問題にとって、分解能、精度ともにあきらかに不足している。また、地上での重力測定データについては、一部の地域をのぞき、データ分布の不均質差と全体的な測定点の数が不足である。また関連した問題として、マントル対流モデルの解釈

の上でも、上部マントル、特に大陸下部での地震波速度の変化が単に温度の変化によるものか、成分の変化を伴うのかは重要な問題であり、地震波から推定される構造の分解能の向上とともに、重力異常については波長数100km程度で1 mgal程度の精度が要求されている。これらの問題を含め、今後、GRACE (The Gravity Recovery and Climate Experiment) Missionのような衛星による重力場測定に大きな期待が寄せられている (Dickey et al. [8])。従来、人工衛星の軌道解析から得られる重力ポテンシャルの次数はせいぜい50~70次程度であったが、重力場測定衛星が実用化すると、より高次まで高精度のデータが得られることになり、あらたな研究分野も開けるものと思われる。

4. 海面高度計重力異常と海底地形

表面地形の観察は、地球に限らず惑星科学において最も基本的な手法の一つであるが、地球の表面はその7割を海洋で占めていることから、その地形的な特徴は長らく明らかにされないままであった。ところが、人工衛星海面高度計 (一般的な解説は、福田[9]) を用いることで、まず、極めて詳細な海洋の重力異常 (フリーエア異常) が求められるようになり (Sandwell and Smith [10])、次に、この重力異常から詳細な海底の地形が推定されるようになっている (Smith and Sandwell [11])。

大陸地殻の構造を考える際にもアイソスタシーの概念は重要であったが、アイソスタシーが成り立たない短波長の領域では、地形とフリーエア異常が大変良い相関をもち、この関係を利用し、海面の重力異常から海底の地形を求めることができる。具体的には、まず、実測の海底地形が得られている海域で重力異常とのアドミッタンスを求め、海底地形を推定する海域では、そのアドミッタンスを利用して海底地形を推定することになる。

このアドミッタンスそのものは、海洋プレートの厚さや弾性定数を仮定することである程度理論的に予想できるはずであるが、これらのパラメータはむしろ地形データと重力データとの比較から決められているというのが現状であり、海域毎の最適なアドミッタンスは、実測データとの比較に基づいて経験的に決められている。なお、この方法で推定できる地形は、原理的にアイソスタシーが成立しない短波長の領域であり、その限界の波長として160km程度が想定されている。

5. おわりに

重力ポテンシャルを用いた地球内部構造の研究の幾つかについて概観した。これらは、地球についても解決した問題ではなく、また、重力データそのものも決して十分に得られているわけではない。GRACE Missionのような新しい重力場測定用の衛星観測が計画されているのもそのためである。ただ、GRACE Missionを含め、現在の地球の重力場の研究の主流は、静的な問題よりも重力場の時間的な変化といったダイナミックな問題に移りつつあることも確かである。

参考文献

- [1] Hide, R., and Horai, K., 1968: On the Topography of the Core-Mantle Interface. *Phys. Earth Planet. Interiors* 1, 305-308.
- [2] Allan, R. R., 1972: Depth of Sources of Gravity Anomalies. *Nature Phys. Sci.*, 236, 22-23.
- [3] Khan, M. A., 1977: Depth of Source of Gravity Anomalies. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 48, 197-209.
- [4] Dziewonskyi, A. M., 1984: Mapping the Lower Mantle: Determination of Lateral Heterogeneity in

- P Velocity up to Degree and Order 6. *J. Geophys. Res.*, 89, 5929-5952.
- [5] Morelli, A., and Dziewonskyi, A. M., 1987: Topography of the Core-Mantle Boundary and Lateral Homogeneity of the Liquid Core. *Nature*, 325, 678-683.
- [6] Hager, B.H., and Clayton, R.W., 1989: Constraints on the Structure of Mantle Convection Using Seismic Observations, Flow Models, and the Geoid, in *Mantle Convection, Plate Tectonics and Global Dynamics*, edited by W.R. Peltier, Gordon and Breach Science Publishers, 657-763.
- [7] Zuber, M. T. et al., 1989: Effective Elastic Thicknesses of the Lithosphere and Mechanisms of Isostatic Compensation in Australia. *J. Geophys. Res.*, 94, 9353-9367.
- [8] Dickey, J. O. et al., 1998: Satellite Gravity: Insights into the Solid Earth and Its Fluid Envelope. *Eos. Trans., AGU*, 79, No. 20, 239-243.
- [9] 福田洋一, 1995: 人工衛星アルティメトリー, 月刊地球, 号外, 第II号, 海洋出版, 86-91.
- [10] Sandwell, D. T., and Smith, W.H.F. , 1997: Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102, 10039-10054.
- [11] Smith, W.H.F. , and Sandwell, D. T., 1994: Bathymetric Prediction from Dense Satellite Altimetry and Sparse Shipboard Bathymetry. *J. Geophys. Res.*, 99, 10039-10054.