

衛星重力計測で捉える日本列島の重力変化
とその原因について

北海道大学 理学部地球科学科

宇宙測地学研究室

学生番号 22070316

本間佑貴

指導教官名 日置幸介

概要

全地球測位システム(GPS)データ中から、日本列島を横断する基線(女川-鳴子-飛島, 山田-雫石-五城目)で、基線長の季節変化が観測された。そして、太平洋側と日本海側の基線長の長さの変動が逆位相になっている。また、鳴子や雫石の上下変動が冬に下降し、春～夏にかけて上昇していることが観測されている。このことから、季節的な地殻変動の原因は雪の荷重でないかという仮説が提唱された(Heki, 2001; Heki, 2004)。

本研究では、この仮説の妥当性を確かめるために、重力の時間変化を計測するために打ち上げられた Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)衛星のデータを使って、冬と夏の荷重差を求め、それらを日本全国に展開された積雪計データから推察された荷重差と比較する。

積雪計データと GRACE データを比較するために、積雪データによって得られた各地の雪の深さから雪によるおおよその荷重差を求め、GRACE データと同じ空間フィルターをかけた。両者は定性的に一致することが分かったが、定量的に比較するために、緯度が 38～40 度におけるそれぞれの荷重差のプロファイルの比較を行った。その結果、GRACE データによって求められた荷重差のピークは、積雪計データから求めた荷重差のピークの約 7 割であった。本来積雪計データから推察した積雪荷重には 3 割程度の誤差が含まれるため、両者は誤差範囲内で一致しているといえる。本研究の結果から、東日本で季節的な地殻変動が生じる原因を積雪荷重に求める仮説は妥当であると確信できた。

目次

1	はじめに	3
1.1	人工衛星による地球重力場観測	3
1.2	季節による基線長の変化	4
1.3	本研究目的	7
2	重力解析	8
2.1	GRACE データによる重力解析	8
2.2	様々な要因による重力変化	9
2.2.1	重力の永年的な変化	9
2.2.2	地震に伴う急激な変化	11
2.2.3	ENSO に伴う重力の変化	11
2.3	季節による重力変化	14
2.4	季節による重力変化（水厚変換）	15
3	日本列島の積雪による重力変化	16
3.1	日本列島の重力変化	16
3.2	AMeDAS データと GRACE データによる比較	18
3.3	1996～2002 年と 2002～2008 年による比較	20
4	考察	25
4.1	1996～2002 年と 2002～2008 年の積雪深の比較の考察	25
4.2	AMeDAS データと GRACE データによる比較の考察	26
5	結論と課題	30
6	謝辞	31
7	参考文献	31

1 はじめに

1.1 人工衛星による地球重力場観測

もし地球を全質量が重心にある質点と仮定すると、衛星軌道はケプラー運動に従い、面積速度が一定の楕円を描くことになる。しかし、地球を構成する物質の質量分布には様々な偏りがあるため、重力場は非球対象成分を持つ。そのため、現実の衛星軌道は一定の楕円軌道を描くのではなく、離心率や近地点引数などの軌道要素が常に変化している。逆に、人工衛星の軌道の変化を観測することで、地球の重力場の測定が可能になる。

地球重力場を利用した重力場の観測は、1975年の旧ソ連によるスプートニク1号の打ち上げ直後から行われている。衛星の軌道を追跡する方法として、当初は大口径の衛星追跡カメラが用いられた。これは、地球の自転運動に同期させた追跡カメラで、恒星をバックに衛星の軌道を乾板上に焼き付けるという方法である。初期の成果として、1958年にアメリカから打ち上げられたバンガード1号の軌道解析による重力ポテンシャル J_2 項の値が精密に決定されたことや、重力ポテンシャルの西洋梨型成分の J_3 項が発見されたこと(古在由秀, 1973)等が挙げられる。その後、1970年代には衛星に軌道追跡に衛星レーザ測距(SLR, Satellite Laser Ranging)が用いられるようになった。SLRは地上局から人工衛星に向けてレーザーパルスを照射し、衛星表面の鏡に反射して戻ってくるまでの往復時間を測ることで、地上局と衛星間の距離を計測する方法である。この方法で測定が従来に比べて高精度になり、地球の扁平の度合いを表す係数である J_2 等の低次の重力場については時間変化の検出も可能になった(Yoder et al., 1983)。しかし、地上に設置された局の数が限られているために衛星軌道を連続的に追跡することが不可能であり、さらにSLR用の衛星の軌道高度は高く、高次(短波長)の重力場に対する感度が低かった。

しかし1980年代以降に、H-L SST(High-Low satellite Tracking)という衛星重力測定方法が実現した。この測定では、高高度(約20000km)の衛星軌道にGPSから、高度数100kmの低軌道衛星に搭載されたGPS受信機で、その軌道を連続的に追跡するという、地上からの追尾に頼らない重力測定方法である。このH-L SSTによる重力測定は2000年7月に打ち上げられたCHAMP(Challenging Minisatellite Payload)で初めて実現した。高感度の加速度計を衛星に搭載することで、残留大気による摩擦や太陽風の輻射圧による影響の補正を行っている。

H-L SSTでは、地球重力モデルの高次の係数やその時間変化まで求めることは不可能であった。そこで、L-L SST(Low-Low Satellite to Satellite Tracking)による衛星重力測定を実現するために、2002年3月にGRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment, 図1)が打ち上げられた。GRACEは高度約450kmの極軌道に投入された200km離れた二機の衛星からなる双子衛星である。衛星間の距離や、距離の時間変化を極めて正確に測定する。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はエネルギー保存から一定であるため、衛星間の距離の変化を正確に測定することで、重力ポテンシャルの変化を知ることができる。測定量が比較的近くにあ

る衛星間の距離であるので、重力のわずかな変化を高感度で測定することができる。このような L-L SST では、二次成分等の長波長の重力成分に関する感度が低くなる。それを補うために SLR や H-L SST との併用が必要になる。

GRACE では、衛星間の距離測定にマイクロ波レーダーを用いて、数秒程度の測定時間で距離変化率として $\mu\text{m/sec}$ 以上の精度を得ている。このようにして、一カ月の時間分解能で、空間スケール数 100km 程度以上の重力の時間変化が検出できるようになっている。

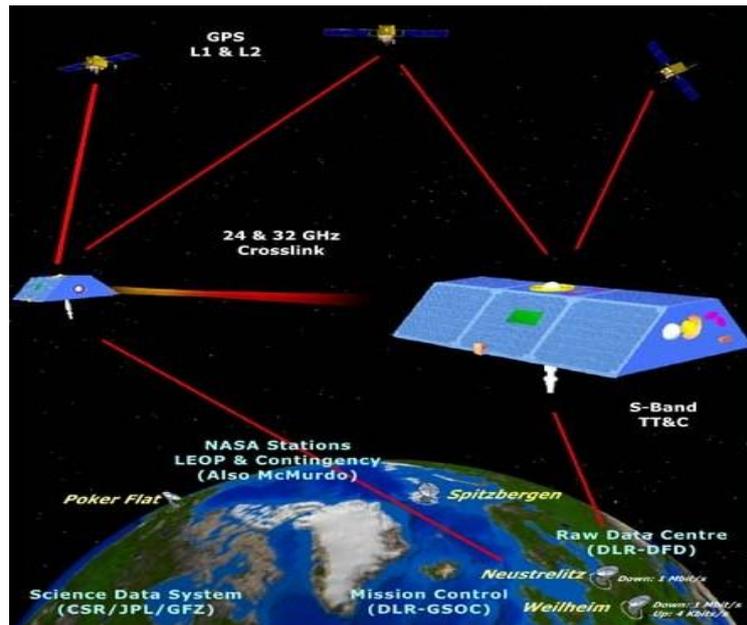


図1 GRACE のイメージ(UTCSR の HP(<http://www.csr.utexas.edu/>)より)

1.2 季節による基線長の変化(Heki (2001))

Heki (2001)は、日本列島を横断する基線長(図2, 山田-雫石-五城目、女川-鳴子-飛鳥)を GPS データから調べ、有意な一年周期の基線長変化があることを見出した(図3)。さらに、太平洋側((A)女川-鳴子、(D)山田-雫石)と、日本海側((B)鳴子-飛鳥、(E)雫石-五城目)の基線長の長さの変動が逆位相になっていることを報告した。さらに上下変動をみると、図3の(C)、(F)から鳴子、雫石の上下変動が冬に下降し、春~夏にかけて上昇していることが分かる。このことから、基線長の長さが日本海側で冬に短くなり、太平洋側で長くなる理由が奥羽脊梁山脈の西麓に冬季に積もる雪の荷重のためであると推論した。

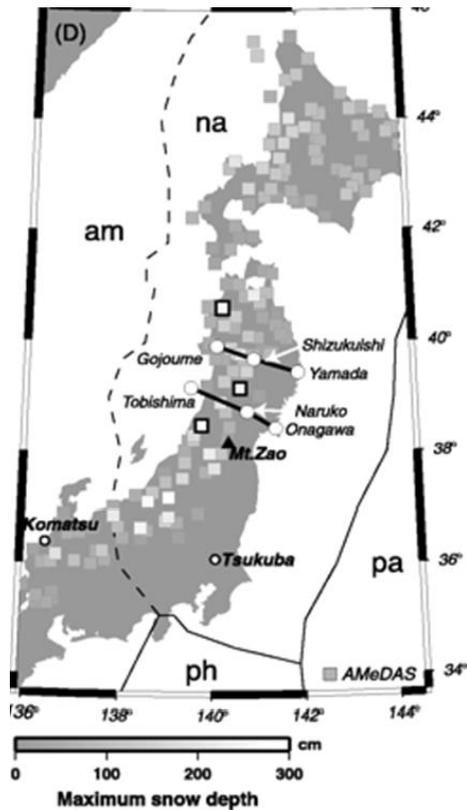


図2 図3で示した基線とアメダス点における最大積雪深度(Heki, 2001)。図中の na, am, pa, ph はそれぞれ北アメリカプレート, アムールプレート, 太平洋プレート, 点線と実線はそれぞれのプレートの境界である。

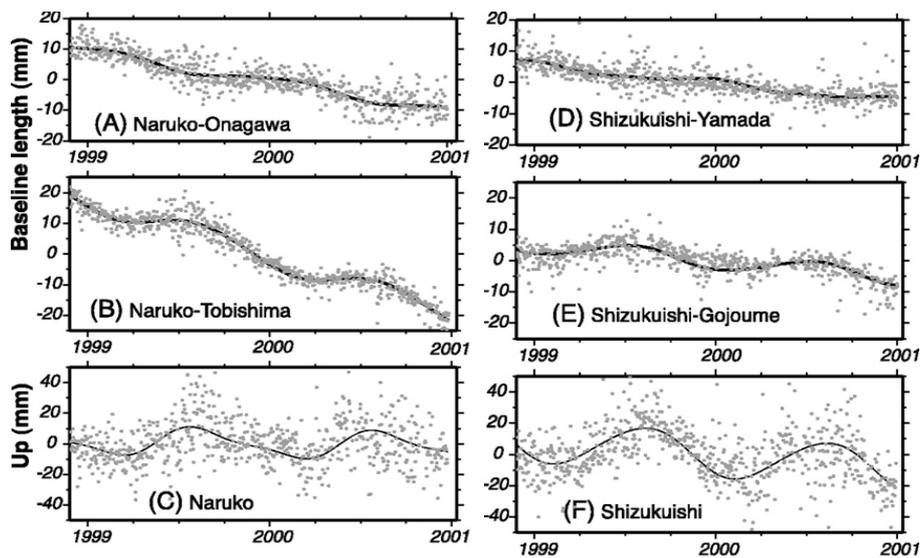


図3 図2で示した基線の基線長(A,B,D,E)および鳴子(C)と雫石(F)の上下位置の季節変動(Heki, 2001)

図4の obs.と書かれたものは、GPS による極位置季節変化の観測値の鉛直成分(A)と水平成分(D)である。そこで、Heki (2001)は仮定した雪の荷重から、冬季の地殻変動を計算し(図4の calc)、Calc.と obs.の差(図4の(C), (F))を最も小さくするような荷重分布を最小二乗法で推定した。

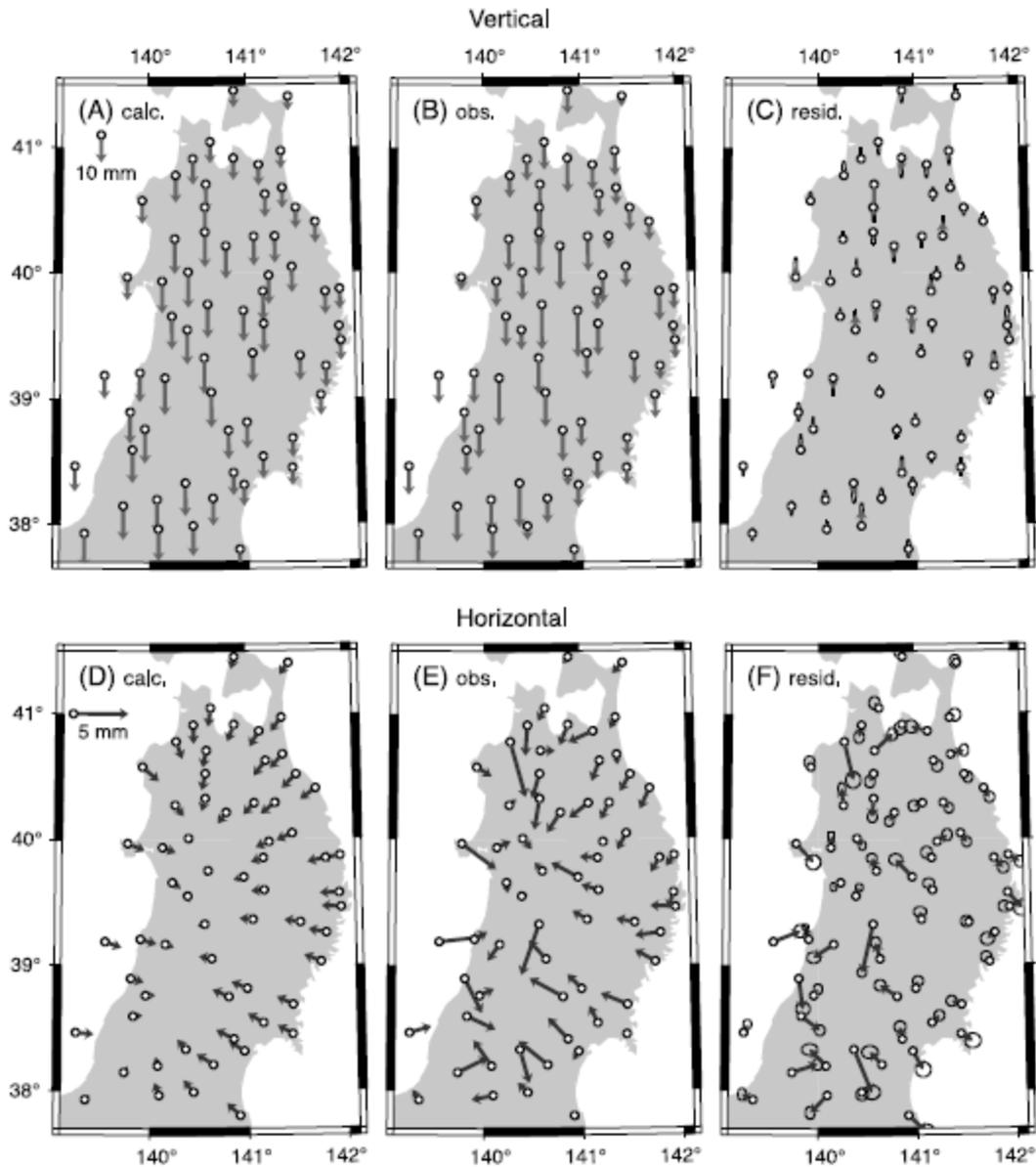


図4 (A)～(C)は鉛直成分、(D)～(F)は水平成分の季節変動(Heki, 2001)(夏を基準に冬の変位を見たもの)。(A), (D)はそれぞれGPS による極位置季節変化の観測値の鉛直成分と水平成分、(B), (E)はそれぞれ仮定した雪の荷重から計算した冬季の地殻変動、(C), (F)は観測値と計算値の差の水平成分と鉛直成分。

また、AMeDAS による雪の深さの観測値(図5の(A))と、このようにしてGPS データから推定された

荷重と適切な積雪密度を用いて得られた雪の深さ(図5の(B))を比べると、両者がよく一致していることが分かる。これらのことから Heki (2001)は積雪荷重が基線長の季節変化をもたらす原因だと考えた。

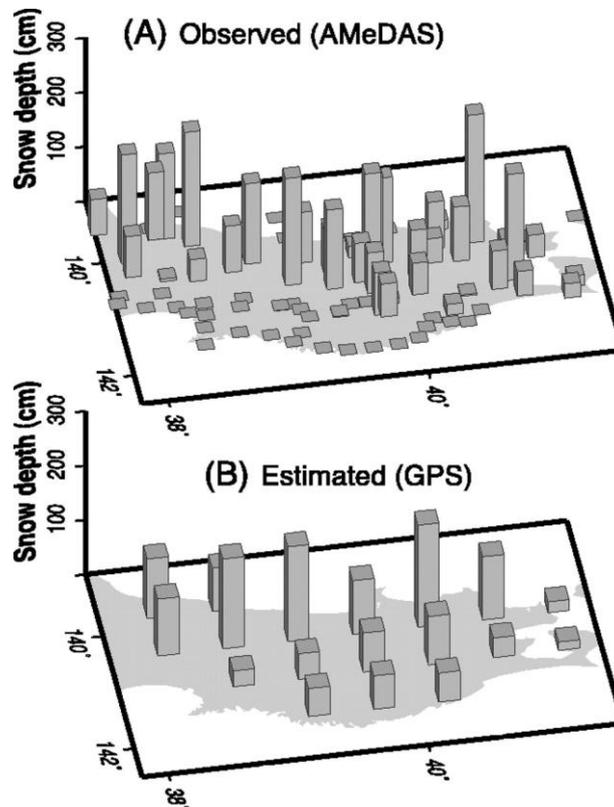


図5 雪の深さ(Heki(2001)) (A)は AMeDAS による雪の深さの観測値, (B)は GPS データから推定された荷重を適切に求めた積雪密度で割って得られた雪の深さ

1.3 本研究の目的

Heki (2001)では、GPS データ中から発見された年周地殻変動が雪の荷重によるものだと考えたが、それに疑問を持つ研究者もあり、例えば Murakami & Miyazaki (2001)は、海溝での太平洋プレート沈み込みに伴う地震間地殻変動が何らかの原因で季節変化していると考えた。2002 年になると重力の時間変化を計測するための GRACE 衛星が打ち上げられ、積雪を荷重変形から見るのではなく、積雪がもたらす重力変化を直接観測できる可能性が生じた。本研究では、日本列島の季節的地殻変動の原因を GRACE の重力季節変化データから検証する。

また GRACE は様々な重力変化の信号を捉えていることが知られている(永年的な重力変化, 突発的な重力変化, エルニーニョやラニーニャによる重力変化)が、本研究ではそれらをなるべく簡単なデータ解析手法で検出する試みを行ったので、それらについても簡単にレビューする。

2 重力解析

2.1 GRACE データによる重力解析

GRACE のデータは、カリフォルニア工科大学ジェット推進研究所(JPL),テキサス大学宇宙研究センター(UTCSR),ドイツ地球物理研究センター(GFZ) の三つの機関で解析され現在も最新のデータが JPL ホームページ(http://podaac.jpl.nasa.gov/grace/data_access.html)で公開されている。本研究では UTCSR による 2002 年 4 月から 2010 年 2 月までの Level-2(RL4)データを用いて解析を行った。Level-2 データは、60 次までストークス係数(地球重力場を球関数で展開した際の係数)で構成されており、空間解像度は~300km 四方、時間分解能は一カ月となっている。ストークス係数の平均値からのずれ(ΔC_{nm} , ΔS_{nm})は以下の式を用いて月毎の重力のずれ Δg に変換できる。

$$\Delta g(\theta, \phi) = \frac{GM_{\text{earth}}}{R^2} \sum_{n=2}^{n_{\text{max}}} (n+1) \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\phi + \Delta S_{nm} \sin m\phi) P_n^m(\cos\theta) \quad (1)$$

ただし、 θ は余緯度、 ϕ は経度、 R は地球の平均半径(6378km)、 G は万有引力定数、 M_{earth} は地球の質量、 P_n^m はルジャンドル陪関数(日本測地学会ホームページ内の『球関数に関するプログラム集』でサブルーチンが公開されており、それを参考にした)、 n_{max} は最大次数は(60次)を表わし、 n , m , は次数、位数を表わす。GRACE データにおける ΔC_{20} 項に関しては精度が低いと見做して除外した。

また、GRACE データは次数、位数が高くなるにつれてノイズが大きくなってしまふ。そこで、ガウシアンフィルター(Wahr et al.,1998)とファンフィルター(Zhan et al.,2009)という手法を用いてそのノイズを軽減・除去する。

ガウシアンフィルターは以下のような次数 n における重み関数である漸化式 W_n で表わせる。

$$W_0 = 1 \quad (2)$$

$$W_1 = \frac{1 + e^{-2b}}{1 - e^{-2b}} - \frac{1}{b} \quad (3)$$

$$W_{n+1} = -\frac{2n+1}{b} W_n + W_{n-1} \quad (4)$$

$$b = \frac{\ln(2)}{1 - \cos(r/R)} \quad (5)$$

ただし、 R は地球の半径、 r は空間的な平滑化を行うガウス関数の幅を示す量で averaging radius と呼ばれる。本研究では r を 400km とした。ガウシアンフィルターは高次になるにつれて重みが 0 に近づく(図6)。式(1)にこの重み関数を施すと以下の式になる。

$$\Delta g(\theta, \phi) = \frac{GM_{\text{earth}}}{R^2} \sum_{n=2}^{n_{\text{max}}} (n+1)W_n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\phi + \Delta S_{nm} \sin m\phi) P_n^m(\cos\theta) \quad (6)$$

次数 n だけではなく、位数 m も高次になるにつれてノイズが大きくなるので、位数 m に考慮した重み関数であるファンフィルターを式(1)に施すと以下の式になる。

$$\Delta g(\theta, \phi) = \frac{GM_{\text{earth}}}{R^2} \sum_{n=2}^{n_{\text{max}}} (n+1)W_n \sum_{m=0}^n W_m (\Delta C_{nm} \cos m\phi + \Delta S_{nm} \sin m\phi) P_n^m(\cos\theta) \quad (7)$$

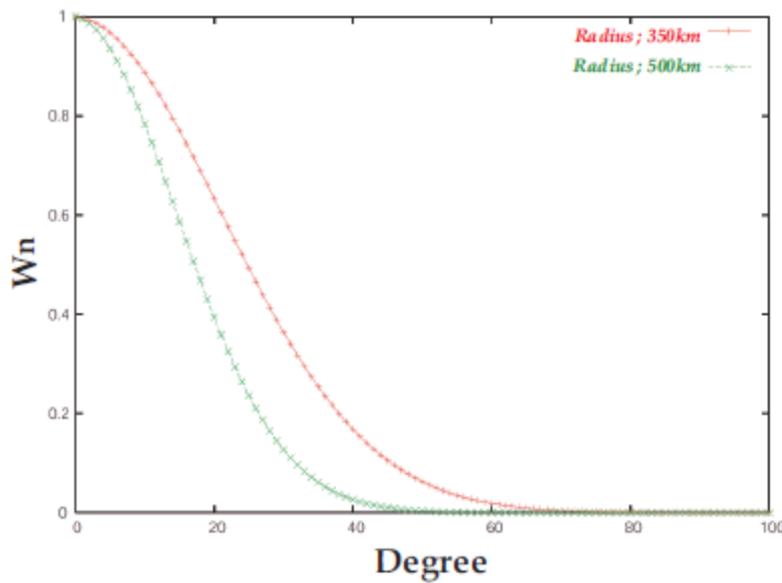


図 6 r が 350km, 500km のときの重み関数 W_n

2.2 様々な要因による重力変化

様々な要因で重力の時間変化が起こる。本研究の主題である日本列島の重力季節変化をみる前に、氷床の融解による永年の重力変化(図 7)、スマトラ地震による突発的な重力変化(図 8)、エルニーニョやラニーニャによる重力変化(図 10(c), (d))について、GRACE データを使って簡単に解析してみる。通常は月毎の重力の値を時系列解析し、季節変化に加えて突発的な変化(地震の場合)や永年の変化(気候変動)等をパラメータ推定する。本研究ではそれらと異なる簡単な方法を用いる。まず、(6)式を使ってある年月の $\Delta g(\theta, \phi)$ と別の年月の $\Delta g'(\theta, \phi)$ を求め、単純にそれらの差をとることで特定の重力変化を取り出すこととする。

2.2.1 重力の永年の変化

最初に温暖化等の影響による重力の永年の変化を見る。季節による重力変化の影響が入らな

いようにするために、異なる年(ここでは打上間もない 2003 年と 2010 年)で同じ月の重力の差をとった。図 7 では、赤丸で囲ったところに注目すると、青くなっている(重力が減少した)ところ(アラスカ南部とグリーンランド)と、赤くなっている(重力が増加した)ところ(カナダ北部)がある。前者の地域では、現在地球温暖化に伴って進行している山岳氷河や氷床の融解によって氷の質量が減少し、その上空で重力が減少していることを示す。

後者の原因としては、最終氷期の終わりに氷河が融解し、最終氷期の終わりに氷河が融解し、現在アイソスタシー回復のための Post Glacial Rebound (PGR) に伴って地表のゆっくりした隆起が生じているため重力が増加していると考えられる。ちなみにこの地域で重力計を地表に設置すると重力値は隆起による減少を示す。GRACE のように宇宙から重力を見ると、逆に地殻の隆起がもたらす質量増加によって重力値が増加するのである。また、同じように前者の地域でも、氷床荷重の減少による大地の隆起によって重力が増加する分もあるはずであるが、その影響よりも現在の氷床や氷河の融解による質量の減少の影響のほうが大きいと、重力が減ると考えられる。

なお、この図では西南極や南極半島、パタゴニア等でも重力の減少が顕著に見えている。Tamisiea et al (2005) ではアラスカ南部での山岳氷河の融解に伴う重力減少を、Velicogna & Wahr (2006) ではグリーンランドの重力減少を GRACE のデータから検出している。また、Matsuo & Heki (2010) ではアジア中央部の氷河の融解量、Chen et al. (2006, 2007) ではそれぞれアラスカ、パタゴニアの氷河融解量が GRACE データを用いて求められた。さらに Tamisiea et al. (2007) で、カナダでの PGR に伴う重力増加がモデルと比較されている。そして、南極の氷の融解と PGR も検出されている(Riva et al., 2009)。

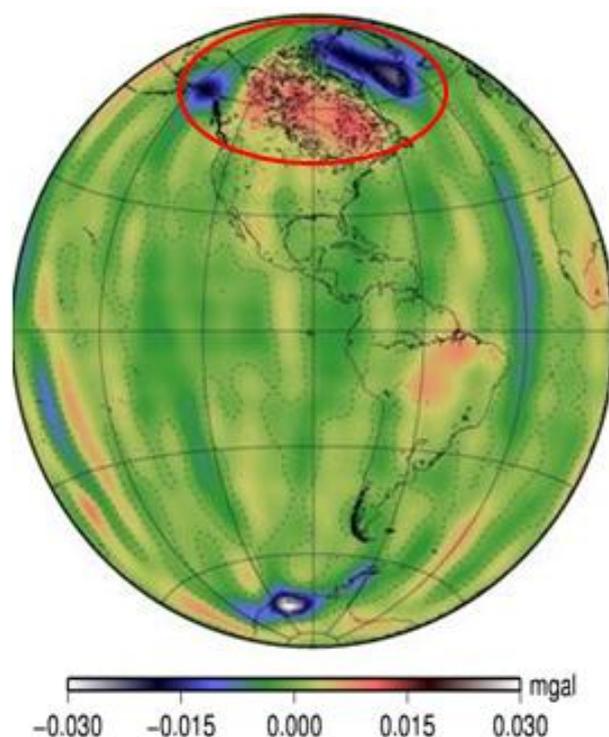


図 7 2010 年 2 月と 2003 年 2 月の重力の差。アラスカ南部, グリーンランド, 西南極, 南極半島,

パタゴニアでは重力減少が見られ、カナダ北部では重力増加がみられる。

2.2.2 地震に伴う急激な変化

2004年12月26日に北緯3度東経95度付近のスマトラ島の西側からアンダマン・ニコバル諸島に沿った長さ千キロにわたるプレート境界で、深さ30kmに震源を持つ M_w 9.1のスマトラ・アンダマン地震が生じた。この地震に伴う重力変化はHan et al. (2006)、また地震に続いて起こったゆっくりした変化はOgawa & Heki (2007)によって報告されている。本研究でも二つのデータの差をとる簡便な手法でこの地震に伴う重力変化が見えるかを検討する。図8では、その時期を挟むデータとして、2005年1月と2004年1月の重力の差をとり、この地震に伴う重力変化を取り出した。赤丸で囲まれた地域が地震の起きた付近で、重力が減少していることが分かる。これはスマトラ地震による体積のひずみに伴う地下の密度変化(Han et al., 2006)が原因と考えられる。

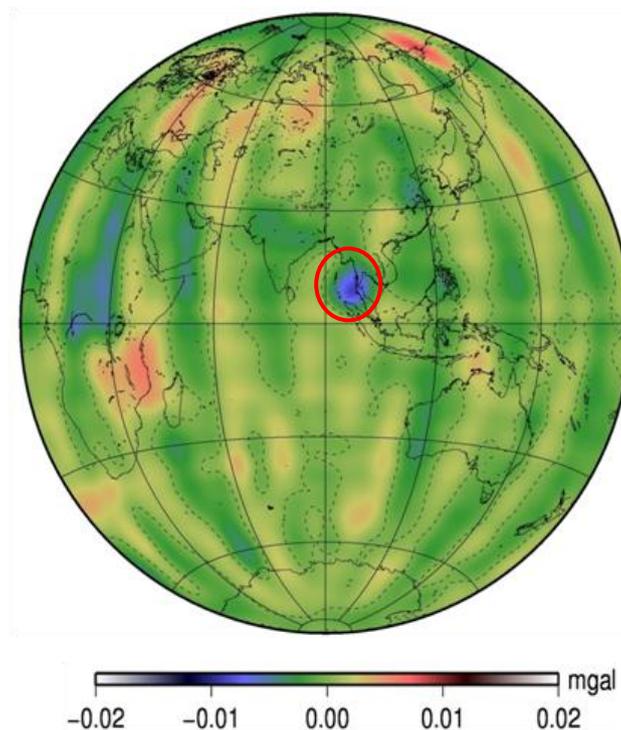


図8 2005年1月と2004年1月の差。赤丸で囲まれた地域が地震の起きた付近で、重力減少がみられる。これはスマトラ地震による体積のひずみに伴う地下の密度変化(Han et al., 2006)が原因と考えられる。

2.2.3 ENSOに伴う重力の変化

エルニーニョ現象とは、太平洋赤道地域の日付変更線付近から南米のペルー沿岸のかけての広い海域で海面水温が平年に比べて高くなり、その状態が一年程度続く減少である。反対に同じ海域で海面水温が平年より低い状態が一年程度続く減少をラニーニャと呼ぶ。エルニーニョが発生する

と、東風が平常時よりも弱くなり、西部に溜まっていた暖かい海水が通常より東へ広がり、東部では冷たい水の湧き上がりが弱まる。これによって太平洋赤道域の中部から東部では、海面水温が平常時よりも高くなる。そのためエルニーニョ現象発生時では、積乱雲が盛んに発生する海域が平常時よりも東へ移る。ラニーニャ時では反対に、通常よりも強い東風によって、太平洋赤道域の中部から東部では海面水温が低く、インドネシア近海の海上で積乱雲が通常時より盛んに発生する。

図9から2008年初めは、ペルー沖の海面水温が基準値を大きく下回り、2010年初めには基準値を大きく上回っていることがわかる。これは、前者がラニーニャの発生した時期で、後者がエルニーニョの発生した時期を示す。

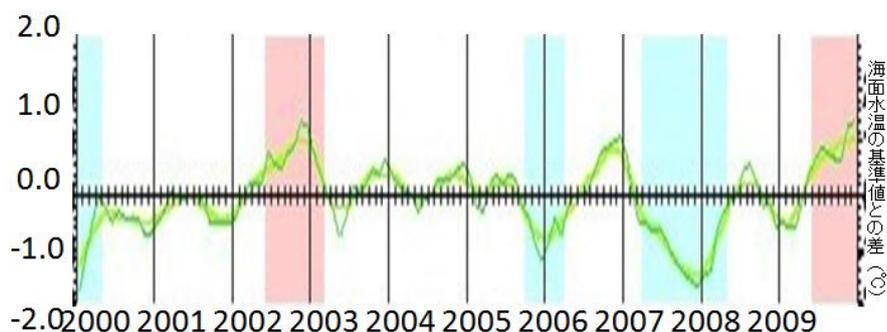


図9 海面水温の基準値との差(気象庁 HP<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>)。北緯5度から南緯5度、西経150度から西経90度の区域の海面水温を示す。

エルニーニョの影響で降雨量が増加すると、土壌水分量が増加し、重力が増加するからである。またラニーニャは逆の傾向があるために、エルニーニョの時に重力が増加していた地域がエルニーニョの時期では減少して、重力の分布も逆の傾向があることが分かる。またこれらの減少は太平洋域だけでなく世界中に様々な気候変動をもたらすことが知られている。図10はRopelewski & Halpert (1987)による、エルニーニョに伴う降雨異常が発生しやすい地域をまとめたものである。

Morishita & Heki (2008)によると、2005年～2006年のラニーニャ、2006年～2007年のエルニーニョ発生時に重力変化に一時的な異常を検出した。これらの検出された地域ではエルニーニョ・ラニーニャによって降雨異常が発生する地域とある程度一致した。さらに、その地域における土壌水分量の変化量とその異常を降雨データから推定し、GRACEによって得られた重力変化とその異常に相当する地上の水厚に換算したものと比較して良い一致が見られた。

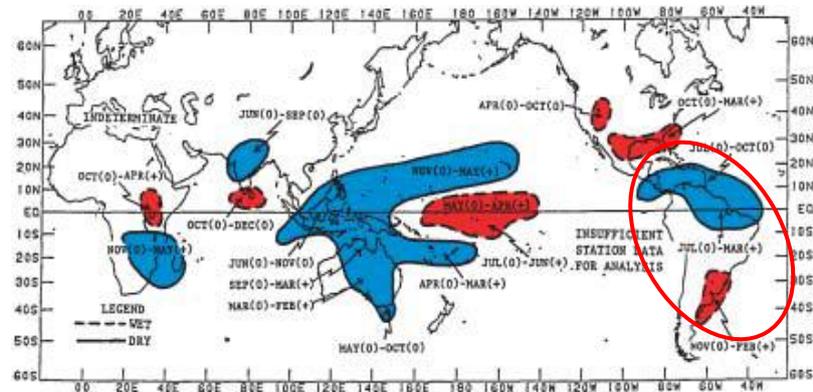


図 10 エルニーニョ発生時に降雨異常が起きやすい地域(Ropelewski and Halpert,1987 より)エルニーニョが発生すると実線で囲まれた地域(赤)は降雨量が多く,実線で囲まれた地域(青)は降雨量が減少する傾向にある。ラニーニャ発生時には逆の傾向になる。

本研究では,やはり二つのデータの差を取る簡便な手法で ENSO に伴う重力の変化を検出することを試みる。GRACE データを使って,エルニーニョ期の 2010 年 2 月とラニーニャ期の 2009 年 2 月の重力差(図 11(a)),ラニーニャ期の 2008 年 2 月(2008-2007(2 月))とエルニーニョ期の 2010 年 2 月(2010-2009(2 月))の重力差(図 11(b))を求めた。図 10 と図 11(a)を比べると,赤丸で囲まれた南米東部で良く似たパターンが見えており,かつ正負が逆転していることが分かる。これは,前者(図 11a)がラニーニャを基準にエルニーニョ期の重力を見たもので,後者(図 11b)がエルニーニョを基準にラニーニャ期の重力を見たものだからである。いずれも図10や Morishita and Heki (2008)で示された ENSO に伴う降雨異常および重力異常と良く一致しており,今回採用した簡便な方法でもかなりの種類の重力変化を検出できることを物語っている。

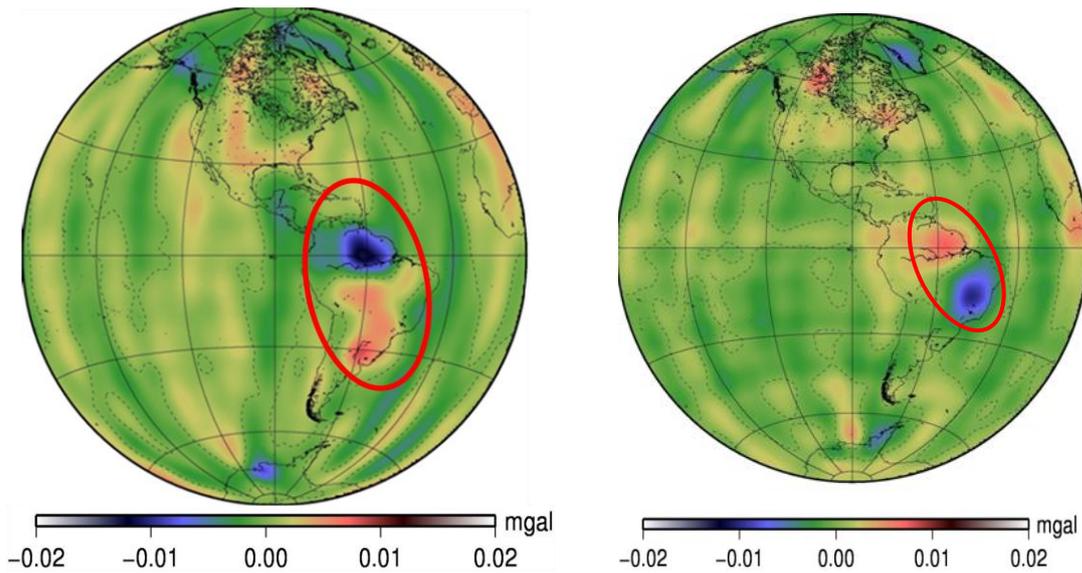


図 11(a)2010年2月と2009年2月の差
(エルニーニョ時の重力変化)

図 11(b)2008年2月と2007年2月の差
(ラニーニャ時の重力変化)

2.3 季節による重力変化

(7)式を使って、2003～2010年の2月の $\Delta g(\theta, \phi)$ をそれぞれ求め、その平均の $\Delta g_{\text{ave}}(\theta, \phi)$ を計算する。そして、2002年～2009年の8月の $\Delta g(\theta, \phi)$ をそれぞれ求め、同様に $\Delta g'_{\text{ave}}(\theta, \phi)$ を計算する。最後にそれぞれの年の2月の平均である $\Delta g_{\text{ave}}(\theta, \phi)$ からそれぞれの年の8月の平均である $\Delta g'_{\text{ave}}(\theta, \phi)$ を引き去る。そうすると図 12 に示すような、2月の平均的な重力の8月の平均的な重力からのずれを求めることができる。こうして北半球の冬に対する重力の変化を議論する。

図 12 を良く見ると、低緯度地域と高緯度地域では信号の現れ方が異なる。低緯度地域では赤道をはさんで夏側(南半球)の重力が増加を、冬側(北半球)の重力が減少を示している(南米、アフリカ、アジア等)。これは熱帯地域で繰り返す雨季と乾季における降水量の差が土壌水分量の差として重力変化をもたらしているものと考えられる。一方高緯度地域に目を向けると、ユーラシア大陸や北米大陸の中高緯度地域で、弱い正の異常が生じているが、これはこれらの地域で冬に積雪の荷重増大することが原因だと考えられる。このように GRACE で地表荷重の季節変化による重力変化をみることができることがわかったが、重力値では表層荷重がどの程度のものなのかイメージしづらい。次の章では重力変化をもたらす荷重を地表の水に換算して、その深さで荷重変化を議論する。

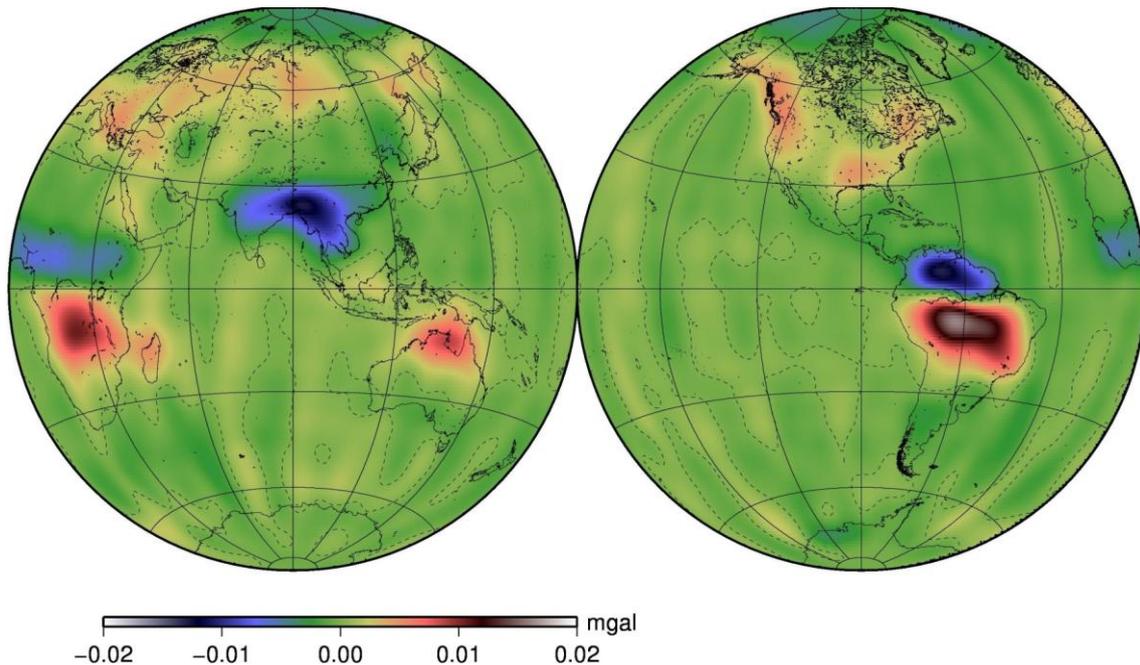


図 12 2003～2010 年(2 月)の重力変化の平均と 2002～2009 年(8 月)の重力変化の平均の差

2.4 季節による重力変化(水厚変換)

本研究では, AMeDAS データを使った日本列島の雪の深さと GRACE データを使った重力変化を比較する. そのためには, 重力変化地表面の水がもたらしたと仮定して, その厚さに変換する必要がある. 重力のずれが式(7)で書けるとき, 相当する地表面質量 $\Delta\sigma$ (面密度)は以下の式(8)のように表わすことができる(Wahr et al.,1998). また, $\Delta\sigma$ を水の密度 ρ_w (=1000kg/m³)で割ることで, 荷重を水(土壌水分や積雪)と仮定したときの水の厚さに変換することができる.

$$\Delta\sigma(\theta, \phi) = \frac{R\rho_{ave}}{3} \sum_{n=2}^{nmax} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} (\Delta C_{nm}\cos m\phi + \Delta S_{nm}\sin m\phi) P_n^m(\cos\theta) \quad (8)$$

ただし, ρ_{ave} を地球の平均的な密度(=5517kg/m³)とし, ΔC_{nm} , ΔS_{nm} は式(6)と同じストークス係数の変化量である. また, k_n は地球の n 次の荷重ラブ数であり, 荷重による固体地球の変形によって生じる二次的な重力変化はこのように荷重ラブ数を用いることによって取り除くことができる.

式(8)を使って, 2003 年～2010 年の 2 月の水厚の 2002 年～2009 年の 8 月の水厚からの差を図 13 に示す. 図 12 と比較すると両者はよく一致していることが分かる. また低緯度地域の重力季節変化をもたらした土壌水分が, 水の厚さにして数十センチに及ぶものであることがわかる. また中高緯度地域の積雪による重力増加は水の厚さにして十センチ内外のものであることもわかる.

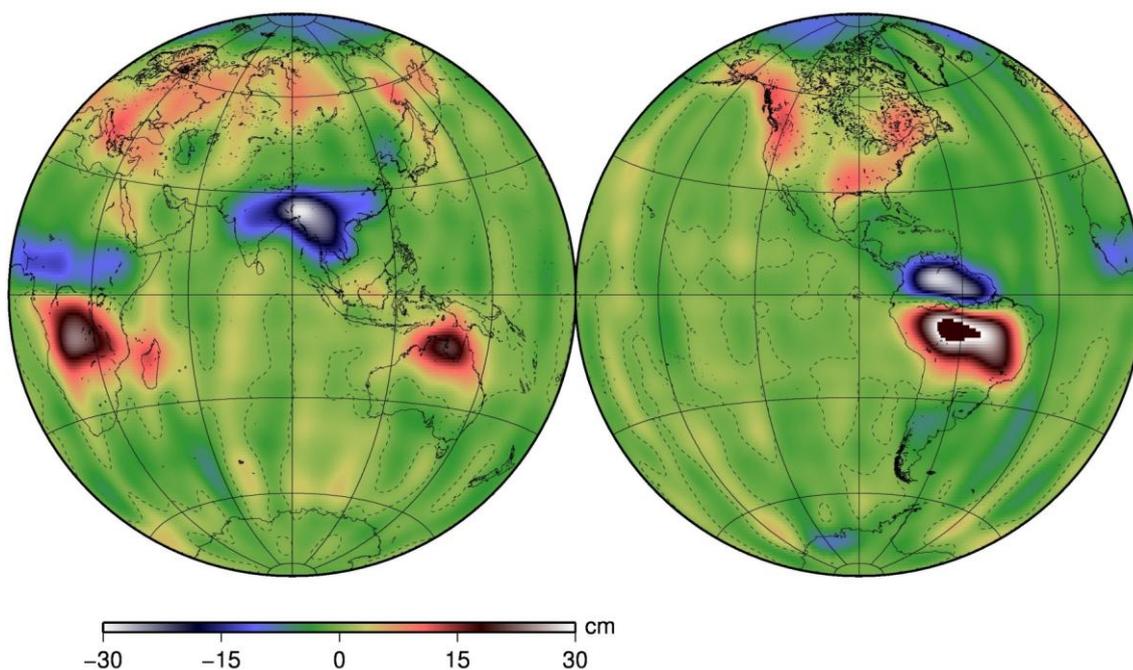


図 13 2003～2010 年(2 月)の重力変化を水厚に変換した変化量の平均の 2002～2009 年(8 月)の重力変化を水厚に変換した変化量の平均からの差。

3 日本列島の積雪による重力変化

3.1 日本列島の重力変化

2.4 章で 2003～2010 年の 2 月と 2002～2009 年の 8 月の重力の差を水の厚さの差として求めたが、本章では日本列島に注目してみる。図 14 は日本列島およびその周辺地域の冬季と夏季の重力差を水厚で表したものである。GRACE 衛星の空間解像度が高々 300km 程度しかないため明瞭ではないが、日本列島の東北地方から北海道にかけて正の異常に覆われていることが分かる。これは、日本列島の北陸地方、東北地方、北海道において冬の積雪の荷重によるものと考えられる。

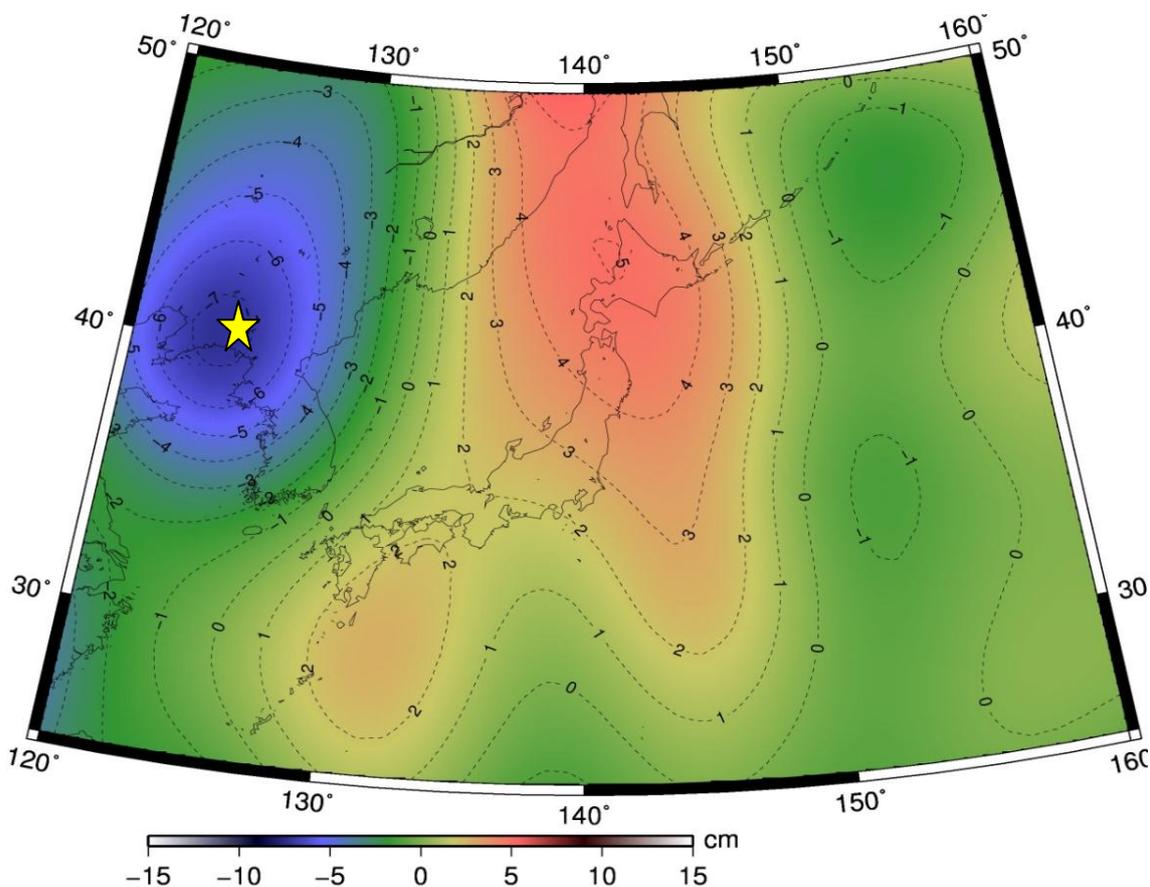


図14 2003年～2010年(2月)の平均と2002年～2009年(8月)の平均の荷重差(水に換算)

また図14で黄色の星で示した地域(朝鮮半島の付け根)では負の異常が検出されている。図15に北緯41.25 東経126.25度の地点における月毎の降水量を示すが、この地域では夏の降水が大きく冬季の降水が極端に小さいことが分かる。このことから、図14の負の異常は、夏に多量の降雨によって増加した土壌水分量が冬季に少量になることによると考えられる。

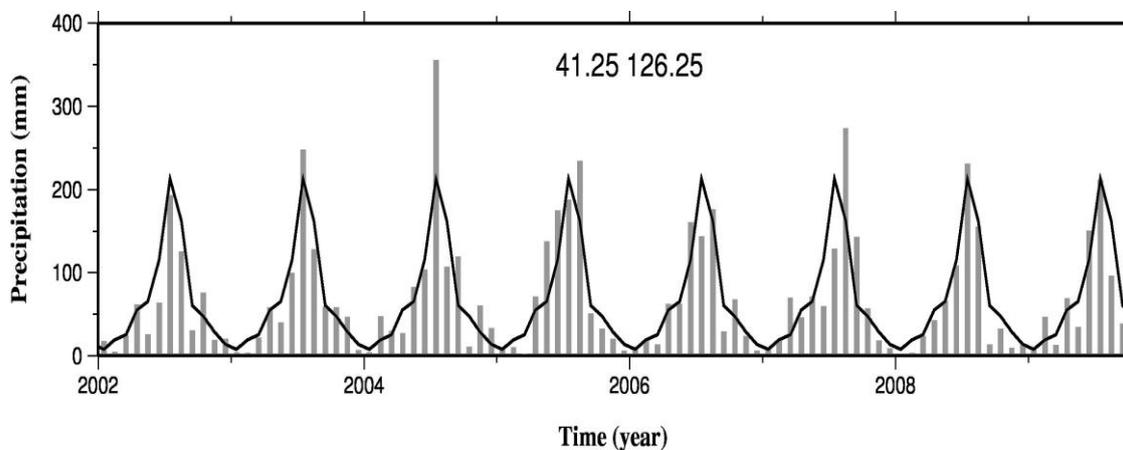


図 15 北緯 41.25 東経 126.25 での月ごとの雨量(CPC Merged Analysis of Precipitation から月ごとの 2.5 度間隔の grid data を入手)【<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>】. 黒い折れ線は平均的な季節変化を表わすカーブ.

3.2 AMeDAS データと GRACE データの比較

GRACE データの空間分解能は数百 km のため、AMeDAS データと直接比較できない。そこで、AMeDAS データから得られた 1996～2002 年の 2 月の積雪深の平均(図 16)(Heki, 2004)に、400km のフィルターをかけた(図 17)。図 14 と図 17 を比べると両者はおよそ一致しているように思える。しかし、図 14 での正の異常が図 17 に比べて、北海道側にずれている等の違いも見える。なお、AMeDAS データは日本国内にしかないため、大陸での負の異常はこの図には含まれない。

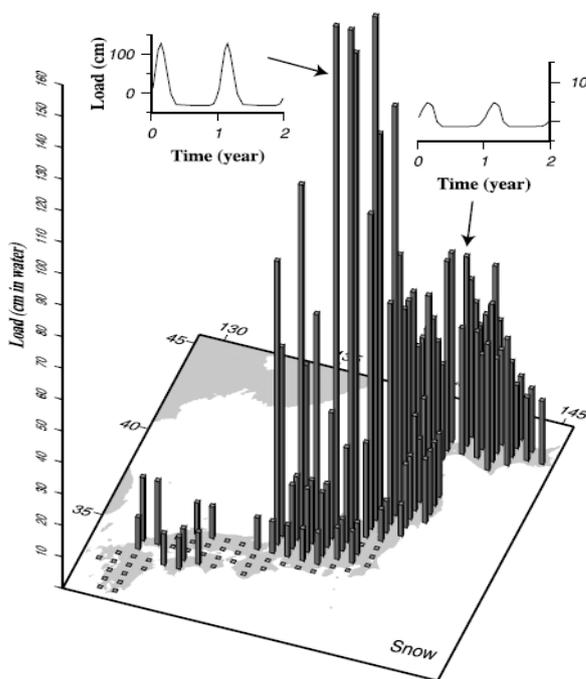


図 16 AMeDAS データから求めた 1996～2002 年の 2 月の平均の積雪深 (Heki, 2004)

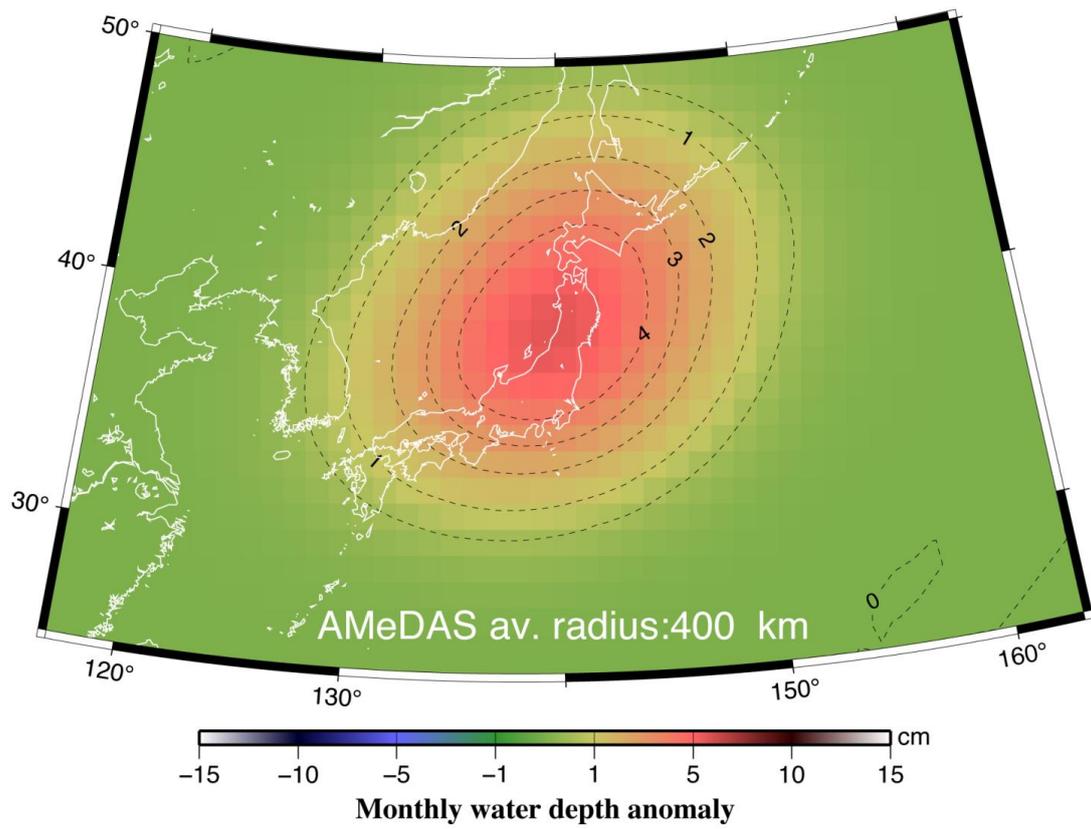


図 17 AMeDAS から求めた 1996 年～2002 年の 2 月と 8 月の荷重差に 400km の空間フィルターをかけたもの

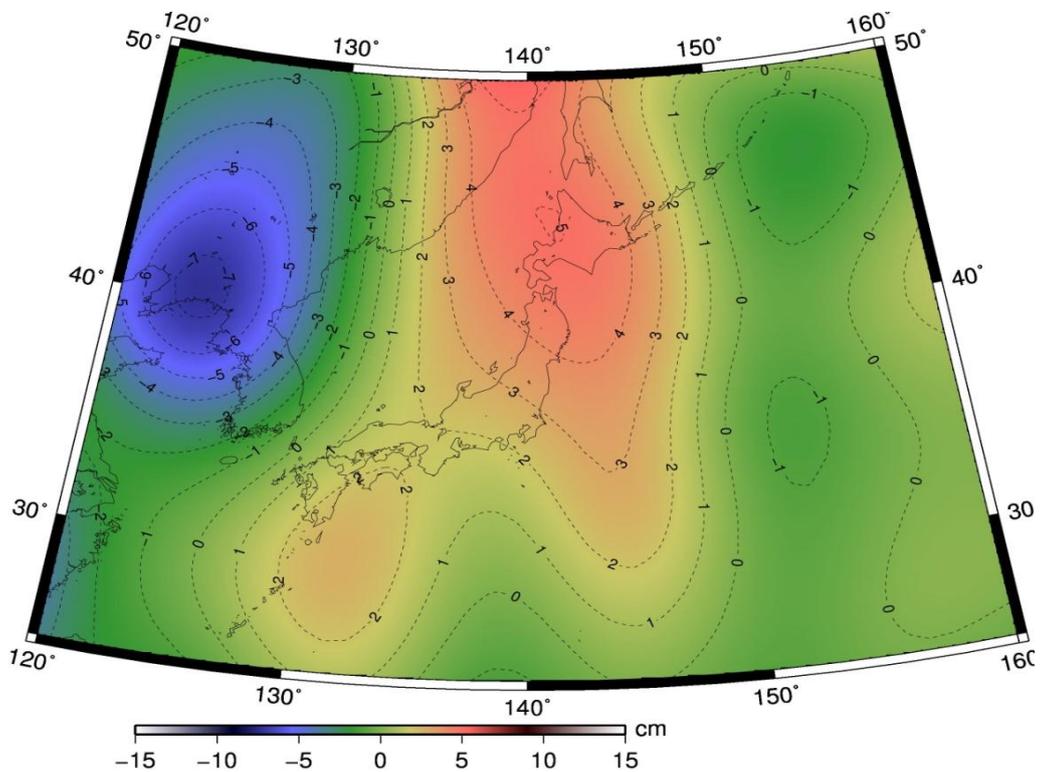


図 14 GRACE で観測された、2003 年～2010 年(2 月)の平均と 2002 年～2009 年(8 月)の平均の荷重差(水厚に変換)

3.3 1996～2002 年と 2002～2008 年の積雪深の比較

3.2 章では、積雪荷重について AMeDAS データと GRACE データの間で比較したが、AMeDAS データが 1996～2002 年のデータである一方、GRACE データは 2002 年～2008 年のデータを使用しており、用いた年代が異なっている。そこで、AMeDAS のデータがカバーする 1996～2002 年と GRACE のデータがカバーする 2002～2008 年の積雪深を比較した。データとしては、両方の期間のデータが存在する日本各地の気象台の気象観測データ(観測点は図 18 に示す)を気象業務支援センターから購入し、その中に含まれる積雪深データを使用した。



図 18 気象台観測点(気象庁 HP より <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>)

図 19(a)は 1996 年～2002 年の 2 月の積雪深の平均、図 19(b)は 2002～2008 年の 2 月の積雪深の平均を示した図である。ただし、黒い点は、積雪深の平均が 0.01cm 未満、つまり積雪がほとんどない観測点を示す。両者を比べるとほとんど違いはないように見える。

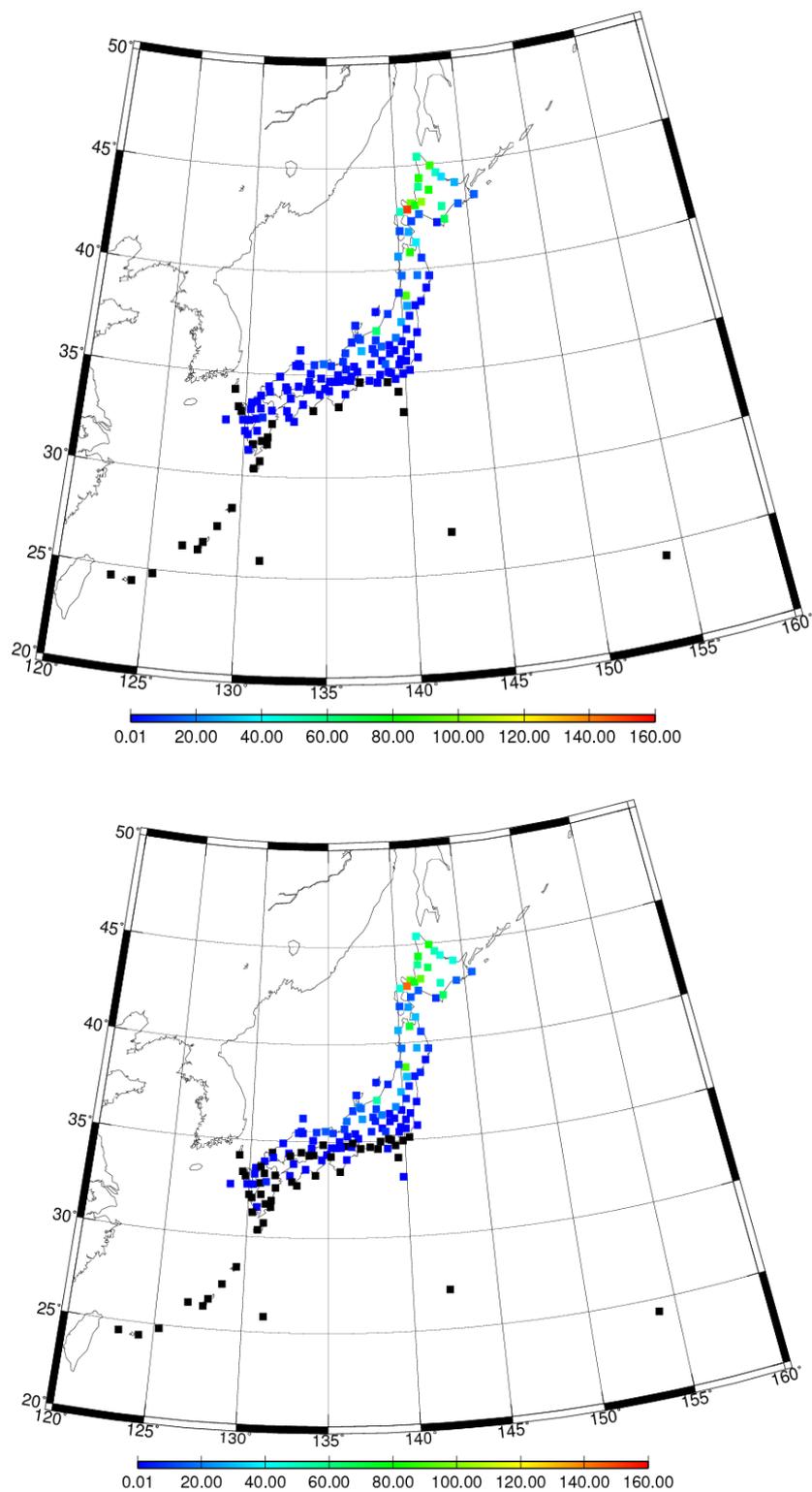


図 19 気象台観測点における 1996～2002 年(a、上図)および 2002～2008 年(b、下図)の 2 月の積雪深の平均(cm)

そこで、1996～2002 年の 2 月の積雪深の平均と 2002～2008 年の 2 月の積雪深の平均の差をとってみると、積雪深度が増えている点と減っている点があることがわかる(図 20)。

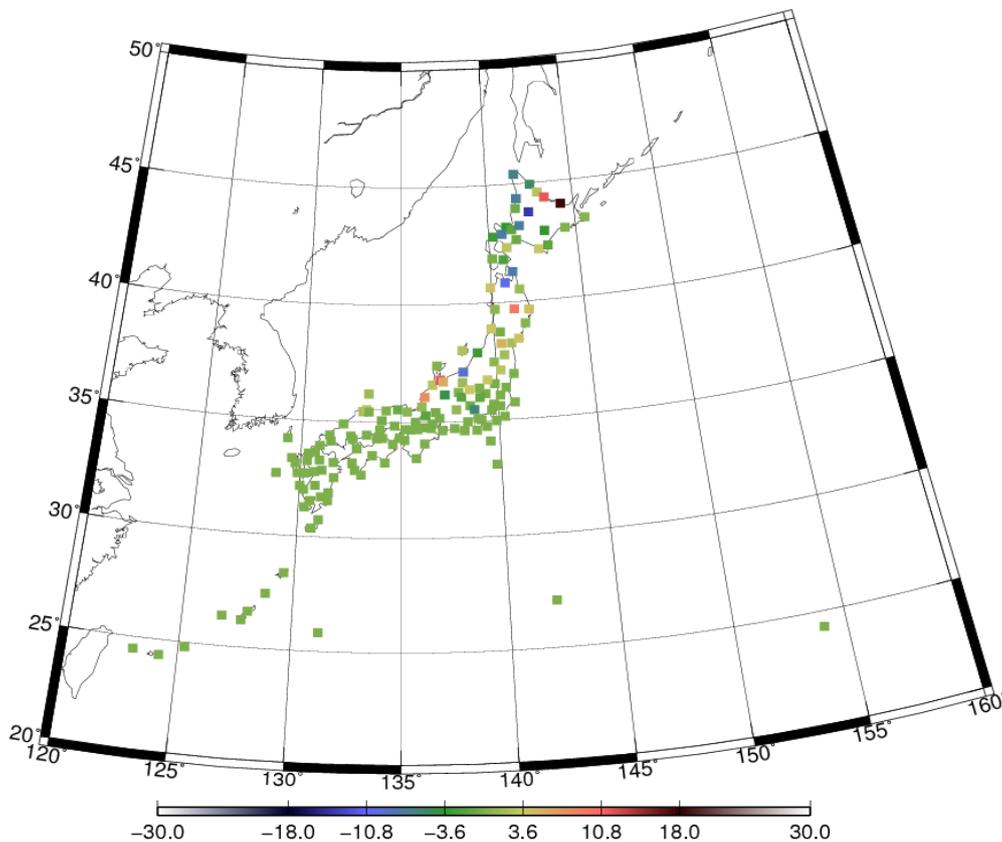


図 20 2002～2008 年の 2 月の積雪深の平均から 1996～2002 年の 2 月の積雪深の平均を引いた差(cm)

ここで、積雪が増えている点と減っている点に注目してみる。図 21 は両期間の積雪深度の平均の差が 5cm を超える観測点のみを差を色で示した図である。

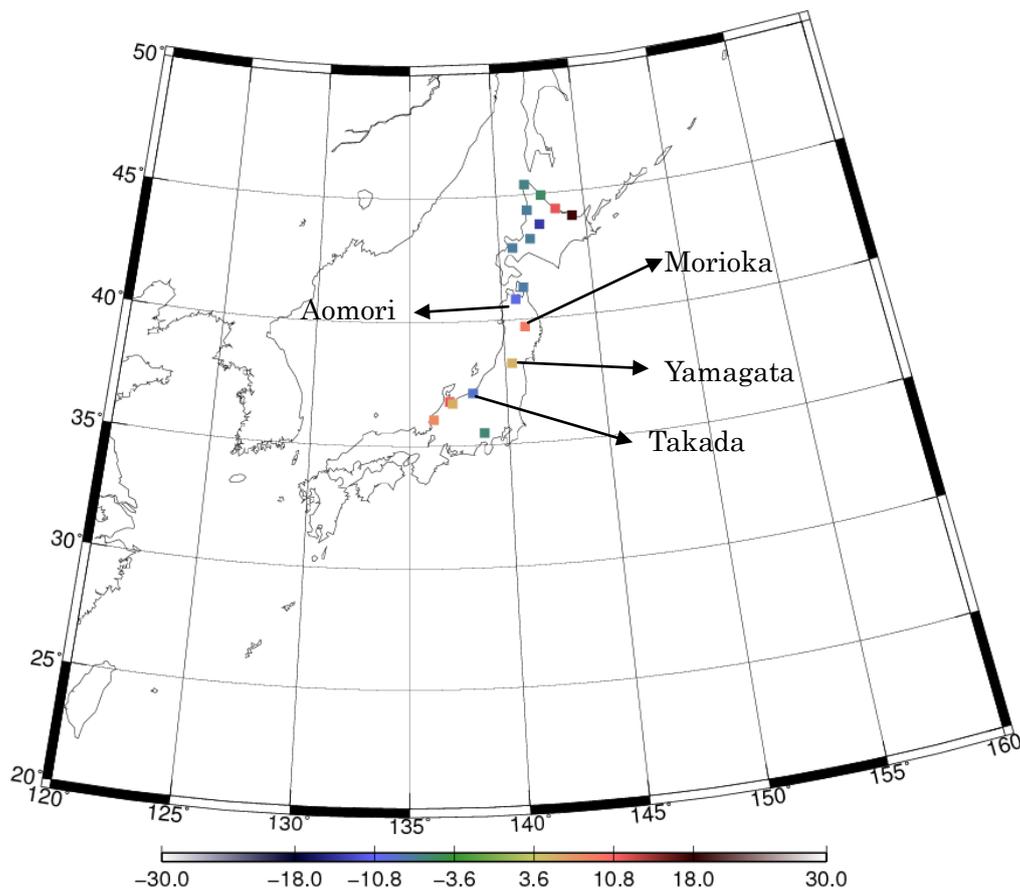


図 21 2002～2008 年の 2 月の積雪深の平均から 1996～2002 年の 2 月の積雪深の平均を引いた差(cm)。差が 5cm 以上の地点のみを示す。

積雪が増えている点と減っている点があるが、ここでは増えている地点として盛岡と山形、減っている地点として青森、高田を取り上げて詳しく見てみる。これら 4 地点での積雪深度の時系列を図 23(a)～(d)に示す。全体として、2006 年には雪が多く降り、2007 年には降っている量が少ないことがわかる。図 22 で海面水温の基準値との差を示したグラフをみると、2005 年下旬～2006 年月上旬にかけて、ラニーニャ現象がおきており、反対に 2006 年下旬～2007 年月上旬にかけてエルニーニョ現象がおきていることが分かる。このことから、2006 年初旬はラニーニャの影響から積雪量が増え、2007 年初旬はエルニーニョの影響から積雪量が減ったと考えられる。この 2006 年に増えた量と、2007 年に減った量がそれぞれの観測点で異なり、それらの増減の差が 2002～2008 年の 2 月の積雪深と 1996～2002 年の 2 月の積雪深の差に反映しているようである。

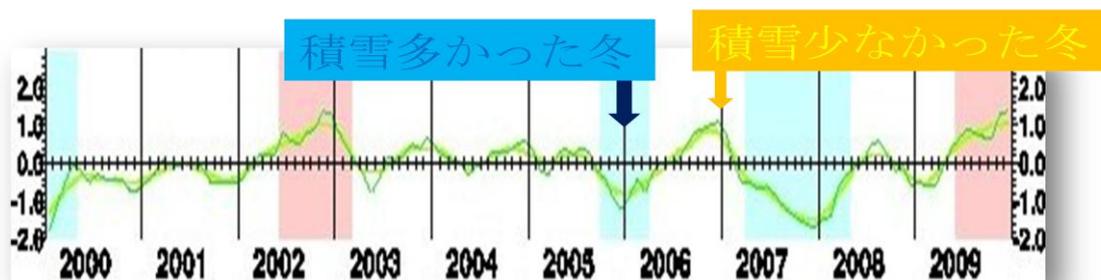
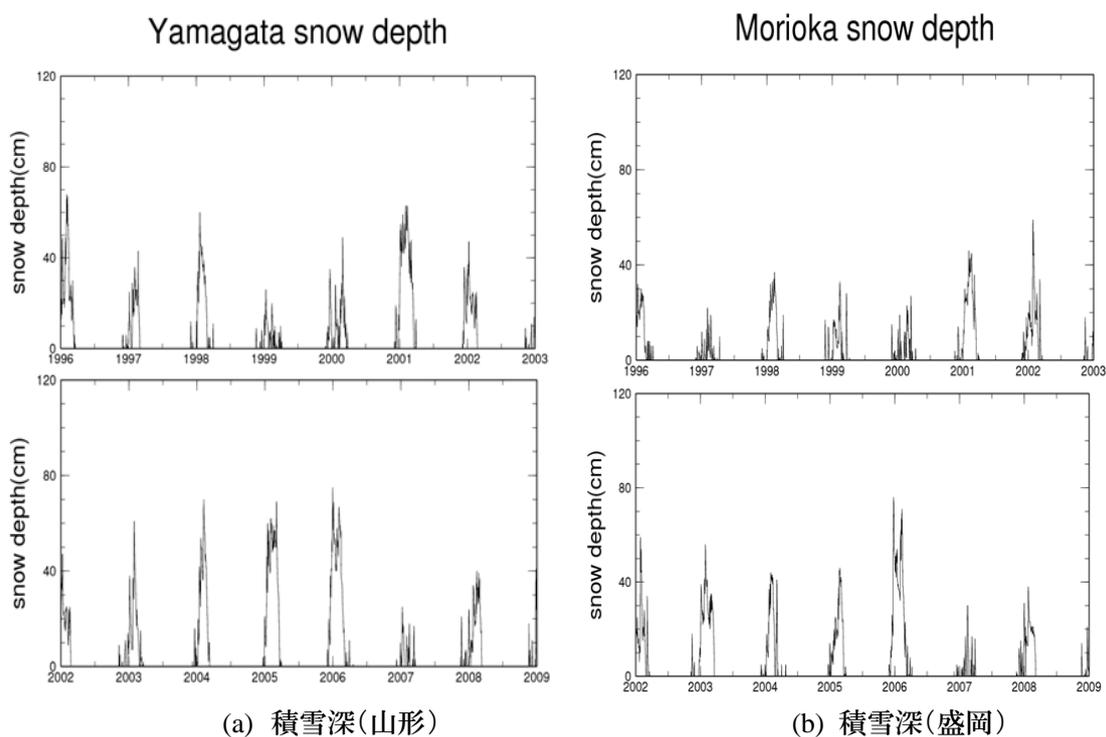


図 22 海面水温の基準値との差(気象庁 HP<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>)

(北緯5度から南緯5度、西経 150 度から西経 90 度の区域の海面水温)

このように個々の観測点では増えている地点と減っている地点があるが、全体的に見ると 1996～2002 年と 2002～2008 年の積雪深には大きな違いはないように思われる。これについては考察で定量的に議論する。



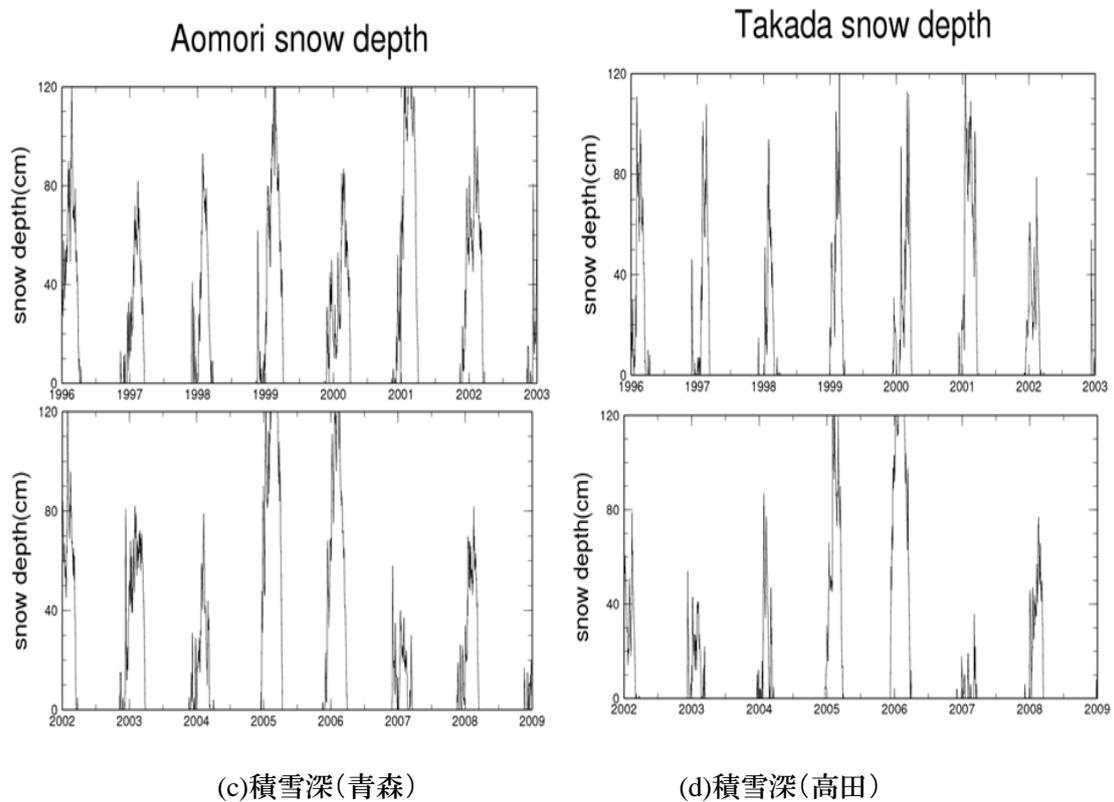


図 23 それぞれの観測点の積雪深の時系列

4 考察

4.1 1996～2002 年と 2002～2008 年の積雪深の比較の考察

3.3 章で 1996～2002 年と 2002～2008 年の積雪深の比較をすると、見掛け上違いはないようにみられた。全地点が平均的には、どれくらいの割合で増えている、または減っているのかを定量的にとらえるために次のことを行った。ある地点の 1996～2002 年の積雪深の平均を横軸にとり、同じ地点の 2002～2008 年の積雪深の平均を縦軸にとり、データをプロットした。それらのデータを、原点を通る直線の式 $y = ax$ でモデル化し、最小二乗法で係数 a を求めた(図 24)。その結果、 $a = 0.954$ となり、両期間での積雪量の比率が定量的に求められた。つまり、2002～2008 年の積雪深の平均は 1996～2002 年の積雪深の平均の 0.954 倍であり、積雪は幾分減少しているが、それは 5% 程度ではないことがわかった。

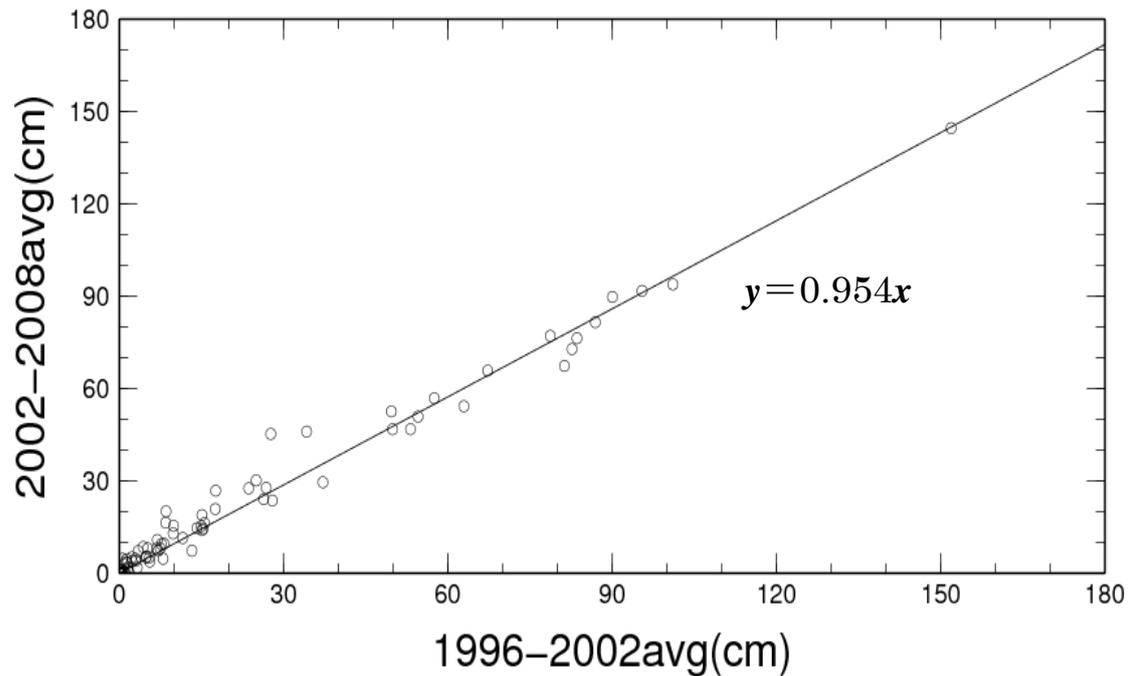


図 24 2002～2008 年の積雪深の平均と 1996～2002 年の積雪深の平均の比較. 直線の式 $y = 0.95x$ の係数は最小二乗法より求めた.

4.2 GRACE データと AMeDAS データの比較の考察

2002～2008 年の平均は 1996～2002 年のおよそ 0.954 倍ということを考慮して, 図 16(Heki,2004) に 0.95 をかけて, 2 月の雪を水の厚さに直して, さらに GRACE と同じ 400km の空間フィルターを掛けた(図 25). GRACE データと AMeDAS データの比較(図 25 と図 26 の比較)をすると, 似ていることはわかるが, 並べて比較するだけでは定量的な差がわからない.

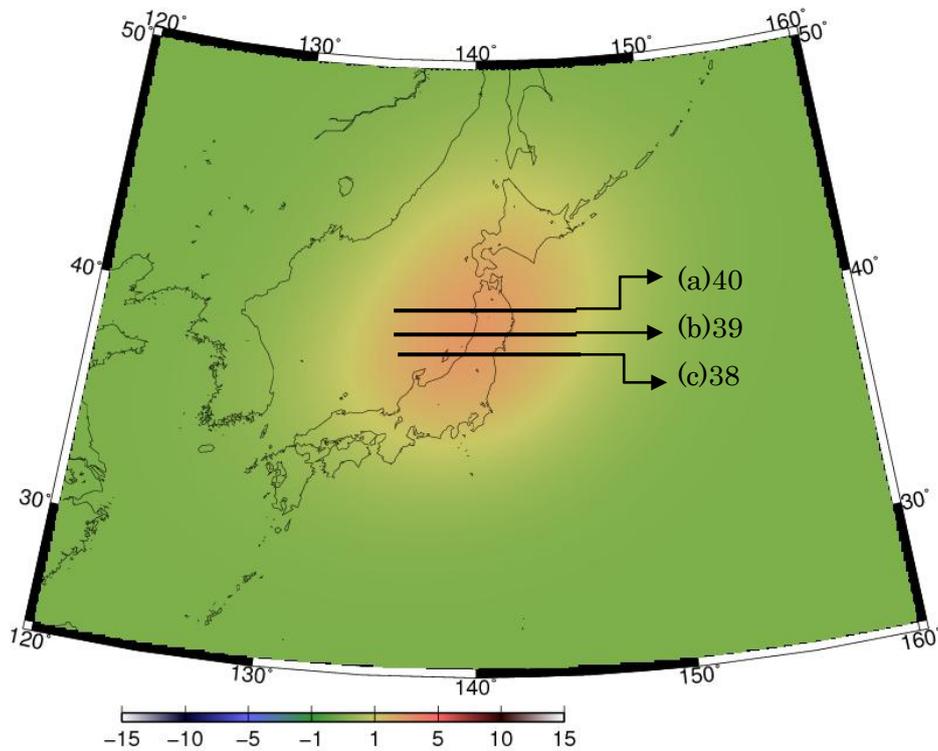


図 25 AMeDAS データから推定された 1996-2002 年の二月の平均積雪(図 16, Heki,2004)に 0.95 をかけて 2002-2008 年の積雪としたものを水の厚さに直し、かつ GRACE と同じ 400km の空間フィルターをかけたもの。黒い実線は後にプロファイルを示す緯度 40, 39, 38 度の線を表わす。

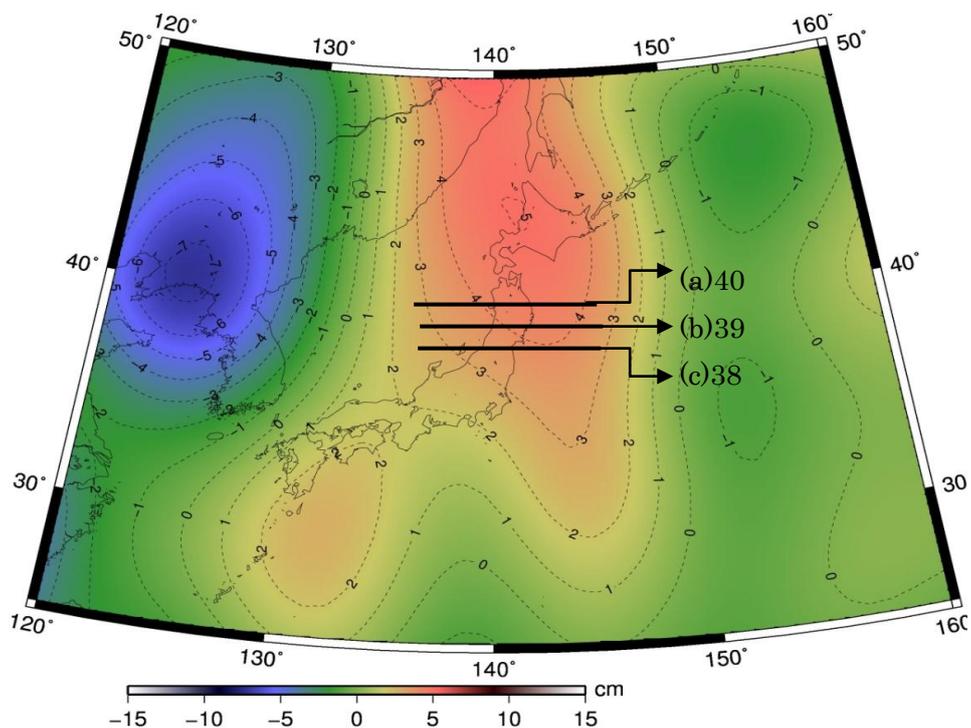
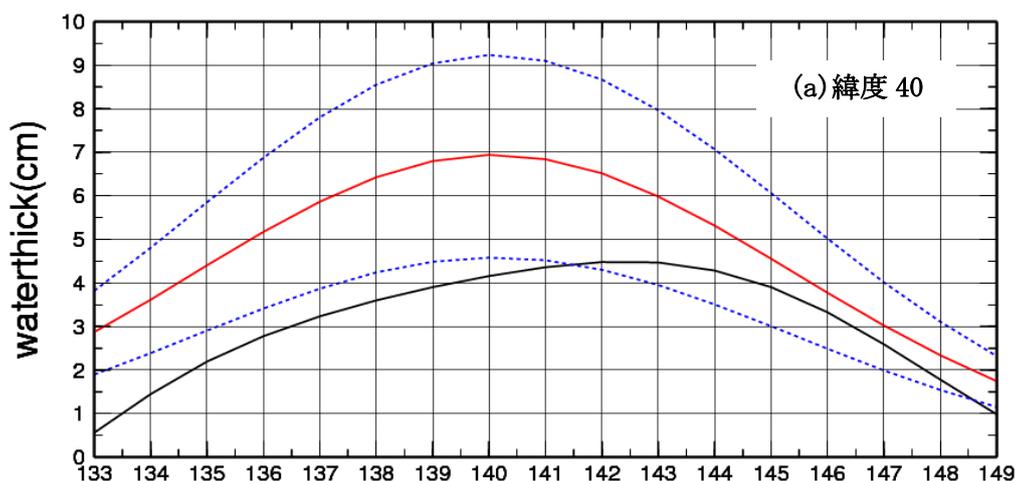


図 26 GRACE データから得られた 2003 年～2010 年(2 月)の平均と 2002 年～2009 年(8 月)の平均の荷重差(水に換算). 黒い実線は緯度 40, 39, 38 度の線を表わす.

そこで, ある緯度(北緯 40 度(a), 39 度(b), 38 度(c))における両者のプロファイルをと, 水厚に変換した積雪荷重(冬と夏の荷重差)を比べてみた(図 25). AMeDAS データによる荷重差のピークは約 7cm で, GRACE データによる荷重差のピークは約 4~5cm で後者が小さいことがわかる.

Heki (2004)によると, AMeDAS データから得られる荷重差は, 二つの理由から約 33 パーセントの誤差を持つと考えられる. AMeDAS 観測点は様々な地点に分布しているが, 集落から遠く離れた山岳地域などには, ほとんど設置されていない. 一般的には土地の標高が高くなるにつれて降水量は増え, さらに標高の高い地域では気温が低いため積雪が融けにくくなる. これらの理由で山岳地域の積雪は深くなるため, 高度による積雪量を補正しなければならない. Heki (2004)では標高と積雪深度が比例すると仮定して, 県毎にその中に含まれる AMeDAS 点のデータを標高の一次関数としてモデル化し, 県平均標高に換算してその県全体での現実的な積雪深度を得ている. 一つ目の誤差は, その時のモデル誤差で 10~30%と考えられる. もう一つの誤差は, 積雪の密度の不確実性からくる誤差である. 積雪は軽い新雪から徐々に圧密をうけて密度が上昇してゆく. Heki (2004)では国内数か所得られている積雪密度の実測値から, 12 月から 4 月にかけてのそれぞれの月における平均積雪密度をモデル化している. その誤差も 10%程度はあると考えられる. 両方の誤差の合計を $\sqrt{0.3^2 + 0.1^2} = 0.33$ として計算すると, 誤差は 3 割強となる. そうすると, AMeDAS データによる荷重差のピークと, GRACE データの荷重差のピークの差は 3 割程度であるから, 両者は誤差の範囲内で一致していると言うことができる.



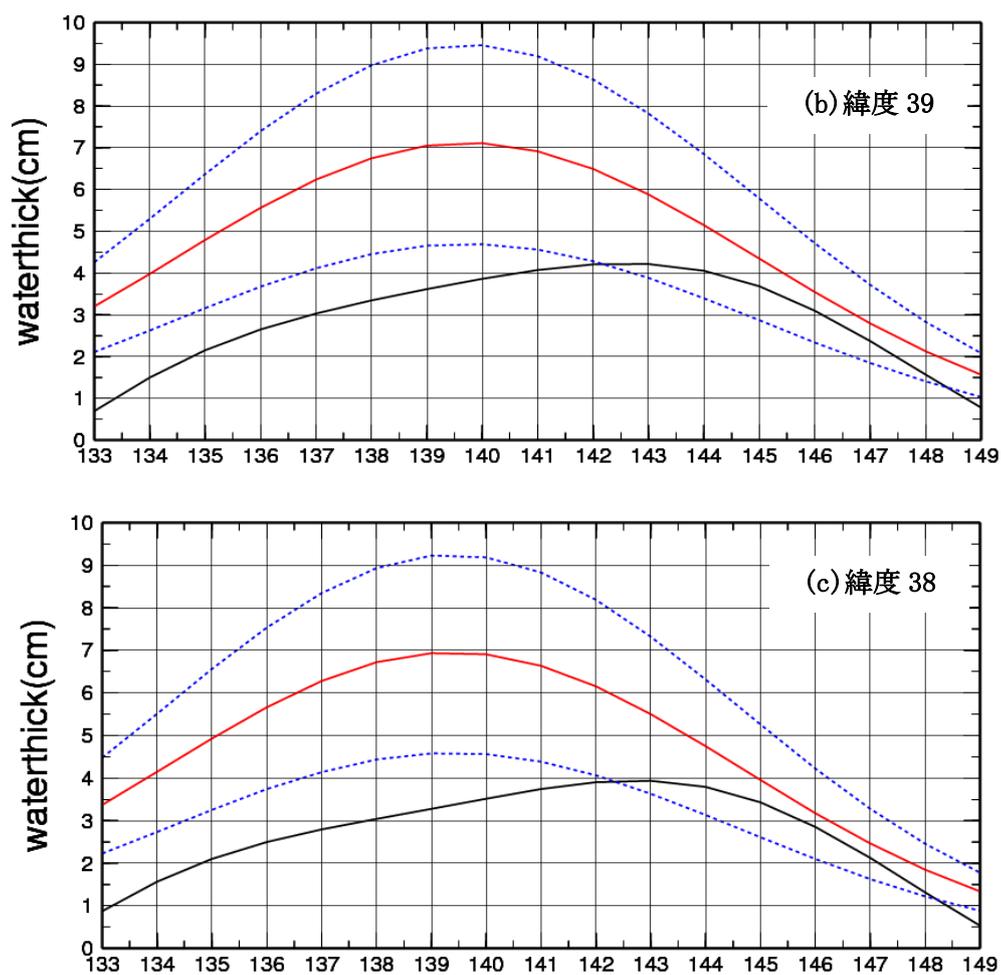


図27 GRACE データと AMeDAS データによる2月と8月の経度ごとの荷重差(水厚に変換)のプロファイルの比較。GRACE データから求めた2月と8月の荷重差を黒い実線で示す。AMeDAS データから求めた2月と8月の荷重差を赤い実線で示し、それらの誤差を33%とした時の荷重誤差範囲を青い点線で示す。

5 結論と課題

GRACE データの解析は、月毎の重力の値を時系列解析するのが通常の解析方法だが、ある年月の重力とある年月の重力の差をとるという単純な解析方法で、重力の永年的な変化、地震に伴う急激な変化、ENSO に伴う重力変化を取り出すことができた。

GRACE データと AMeDAS データによる荷重差の比較で、両者が定性的に一致した。定量的に比較してみると、GRACE データによって求められた荷重差のピークは 4~7cm で、積雪計データから求めた荷重差のピークは約 7cm で、積雪計データから求めた荷重差のピークの約 7 割であった。しかし、積雪計データから推察した積雪荷重には 3 割程度の誤差が含まれる(Heki , 2004)ことと、AMeDAS データによる荷重差のピークと GRACE データの荷重差のピークの差は 3 割程度であることから、両者は誤差範囲で一致しているといえる。このことから、東日本で季節的な地殻変動が生じる原因は積雪荷重であるということが妥当であると確信できた。

しかし、GRACE データの空間分解能が低く、AMeDAS データとの荷重差と比較するのが難しい。また、積雪計データは日本列島にしかないが、GRACE データは全球的なデータのために、日本以外の地域による荷重(サハリン等の積雪荷重)の影響がでるため、荷重の分布が北側にずれてしまうのかもしれない。

6 謝辞

本研究を進めるにあつて、指導教官である日置幸介教授には様々なご支援を頂きました。また、研究の仕方、プログラムの作り方、テーマの選択、解析方法など、多くの指導を日置教授にはしていただきました。日置教授の温かい目で見守っていただいたおかげで研究を進めていくことができました。本当にありがとうございました。

また研究室の方々にもたくさんの助言をいただき、感謝しています。特に、博士1年の松尾功二さんにはGRACEの解析方法でいつも助けてもらいました。また、4年生の方々には、励ましの言葉ももらい勇気づけられました。本当にありがとうございました。

7 参考文献

- Heki, K., 2001, Seasonal modulation of interseismic strain buildup in Northeastern Japan driven by snow loads, *Science*, vol.293, pp.88-92, 2001.
- Ropelewski, C.F. and M. S. Halpert, Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/southern oscillation, *Monthly Weather Rev.*, vol. 115, pp. 1606-1626, 1987.
- Chen, J. L. et al., *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, pp368-378, 2006.
- Chen, J. L. et al., *Geophys. Res. Lett.* 34, L22501, doi:10.1029/2007GL031871, 2007
- Tamisiea, M. E. et al., *Science* 316, pp881-883 (2007).
- Riva et al. (2009). Glacial Isostatic Adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data, *EPSL* 288 : 516-523, doi : 10.1016/j.epsl.2009.10.013.
- 測地学テキスト【 <http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/index.html> 】
- Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan, Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp.30205-30229, 1998.
- Tamisiea, M.E., Leuliette, E.W., Davis, J.L., Mitrovica, J.X., 2005. Constraining hydrological and cryospheric mass flux in southeastern Alaska using space-based gravity measurements. *Geophys. Res. Lett.* 32, L20501. doi:10.1029/2005GL023961.
- Ogawa, R. and K. Heki, 2007. Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake by mantle water diffusion, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06313, doi:10.1029/2007GL029340.
- 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, 658– 662.

- Zhang, Zi-Zhan., Chao, B.F., Lu, Yang., Hsu, Hou-Tse., An effective filtering for GRACE time-variable gravity: Fan filter, 2009. *Geophys. Res. Lett.* 36, L17311, DOI:10.1029/2009GL039459.
- Velicogna, I. and J. Wahr, 2006. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004, *Nature* 443, 329-331.
- Yoder, C.F., Williams, J.G., Dickey, J.O., Schutz, B.E., Eanes, R.J., Tapley, B.D., 1983. Secular variation of earth's gravitational harmonic J2 coefficient from Lageos and nontidal acceleration of earth rotation, *Nature* 303, 757-762.
- Heki, K., Dense GPS array as a new sensor of seasonal changes of surface loads, in *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, edited by R.S.J. Sparks and C.J. Hawkesworth, *Geophys. Monograph*, 150, 177-196, American Geophysical Union, Washington, 2004.
- Murakami, M., and S. Miyazaki, Periodicity of strain accumulation detected by permanent GPS array: possible relationship to seasonality of major earthquakes' occurrence, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2983–2986, 2001.
- Morishita, Y. and K. Heki, Characteristic precipitation patterns of El Nino / La Nina in time-variable gravity fields by GRACE, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 272, 677-682, 2008.
- 古在由秀 著, 1973, 地球をはかる