

変動する重力場が捉えた地球惑星寒冷圏における  
季節的・経年的な雪氷変動

Seasonal and inter-annual changes of snow and ice in the terrestrial and  
planetary cryosphere from time-variable gravity field

北海道大学大学院 理学院  
自然史科学専攻 宇宙測地学研究室

松尾 功二

2010年2月9日

## 概要

地球や惑星では、様々な質量の再分布が絶えず起きている。太陽熱によって駆動される大気循環は、地表に降雨や積雪をもたらす。惑星内部のマントル対流は、火山活動や地震活動を引き起こす。また近年の地球温暖化は、極域の氷床や山岳氷河の急速で大規模な融解を生じさせる。これら地球物理的な現象は、水や氷、マントル物質や地殻物質のような質量の移動を伴っており、さらには地球惑星の重力場を変化させる。重力変化の観測は、このような地球や惑星で起こるダイナミクスを解き明かす鍵なのである。近年目覚ましい発展を遂げた宇宙測地技術は、僅かな重力変化を高い時間分解能で観測することを可能にしている。本研究では、人工衛星によって観測された時間変化する重力場から、地球や惑星で起こる季節的・経年的な雪氷変動について解析を試みた。本稿は、以下の2つの話題に分けられる。(1) 火星の積雪密度の季節的・経年的な変化；(2) 温暖化によるアジア高山域の山岳氷河の融解

### (1) 火星の積雪密度の季節的・経年的な変化

まず、火星の極域の二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) からなる積雪が圧密によって徐々に密度を増していく過程について研究を行った。火星大気は凝結と昇華を繰り返すことで、 $\text{CO}_2$  を地表間とやり取りしており、極域の氷床の季節的な拡大と縮小をもたらしている。火星大気の約 95% は  $\text{CO}_2$  であり、その 3 分の 1 が火星の毎冬に極域で凝結している(積雪している)と考えられている。その結果、火星の  $\sim 1 \times 10^{-8}$  の質量の再分布が起こる。このような過程は、火星の重力場の季節変化、積雪地域の地表高度の変化という2つの独立した測地的な観測量として捉える事が出来る。ここでは、火星の3回の冬をカバーする1999年から2001年までにマーズ・グローバル・サーベイヤーによって観測されたこれら2つのデータを組み合わせることで、圧密による火星の  $\text{CO}_2$  の積雪密度の時間変化について解析を行う。その結果、 $\sim 0.1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  の積りたての軽い新雪は、消雪期に最大  $\sim 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  まで増加することが分かった。最大積雪密度は南北半球で年毎に異なっている。2回目の冬では、積雪密度が  $\sim 1.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  まで増加する。これは、ダストストームの活動に起因するものだと考えられる。ダストストームによってダスト粒子の混入や焼結の増進が起こったのだろう。

### (2) 温暖化によるアジア高山域の山岳氷河の融解

続いて、アジア高山域における山岳氷河が温暖化に伴って、その全雪水量を急速に減少させる様子について研究を行った。チベット高原を取り囲むように連なるアジア高山域は、中低緯度で最も多くの陸氷を貯蔵しており、第三の極として知られている。この地域では近年の温暖化によって、かなりの量の氷河が融解していると考えられている。Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) 衛星は、このような山岳氷河群における質量の減少速度を、重力変化として直接的に計測することが可能である。ここでは、2002年から2009年までのGRACEデータを解析することで、平均的な氷河融解率として毎年490億トンという値を得た。これは、毎年  $\sim 0.13 \pm 0.04 \text{ mm}$  の海面上昇に等しい。この融解速度は、過去40年の約2倍の速度に相当するものであり、世界的に加速する氷河の融解傾向と一致している。見積りりの不確定性として、インド北部の地下水の減少や、チベット高原の造構的(造山運動)・粘性的(後氷期回復)な隆起の影響が考えられる。現在観測されている隆起が全て後氷期回復による粘性的な隆起だと考えると、観測される重力減は隆起の重力増に掻き消されてしまう。この影響を補正すると氷河の融解率として、毎年630億トンにまで達する。

## 概要

Various kinds of mass redistribution constantly occur on the earth and planet. Atmospheric circulation driven by solar heat brings rainfall and snow accumulation on the surface. Mantle convection within planetary interior induces volcanic activity and earthquakes. Recent global warming causes rapid and huge losses of water ice in continental ice sheets and mountain glaciers. Because these geophysical phenomena accompany the movement of mass such as water/ice and crust/mantle material, they also change gravity field of the planet. Gravity observations provide the key to investigate such dynamics of the earth and planets. Space geodetic techniques which made dramatic progresses in recent years enable us to measure subtle gravity changes with high temporal and spatial resolution. In this study, I try to investigate seasonal and inter-annual changes of snow and ice in the terrestrial and planetary cryosphere from time-variable gravity field observed by artificial satellites. The present study can be divided into the following two topics; (1) Seasonal and Inter-annual changes of volume density of martian CO<sub>2</sub> snow. ; (2) Glacial ice loss in Asian high mountains due to global warming.

### (1) Seasonal and Inter-annual changes of volume density of martian CO<sub>2</sub> snow

First I studied the gradual increase of the volume density of carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) snow in the polar regions of mars due to compaction. The martian atmosphere exchanges CO<sub>2</sub> with the surface by repeating condensation and sublimation, causing seasonal growth and decay of the polar CO<sub>2</sub> snowcaps. Ninety-five percent of the current atmosphere of mars is CO<sub>2</sub> and up to one third of which is considered to solidify (i.e. accumulate as snow) in the polar region every winter of martian year, resulting in a redistribution of  $\sim 1 \times 10^{-8}$  of Mars. These processes leave two kinds of independent geodetic signatures, i.e. seasonal changes of the martian gravity field and of surface elevation of the snow-covered regions. Here I study time variation of volume density of martian CO<sub>2</sub> snow due to compaction by combining these two data sets from Mars Global Surveyor (MGS) during 1999-2001 covering three Martian winters. Then I found that light fresh snow of  $\sim 0.1 \times 10^3$  kg/m<sup>3</sup> slowly becomes denser reaching  $\sim 1.0 \times 10^3$  kg/m<sup>3</sup> or more immediately before it thaws. The maximum snow density varies year to year, and between hemispheres. In the second winter, the density became as high as  $\sim 1.6 \times 10^3$  kg/m<sup>3</sup>. This might have been caused by a dust storm activity, e.g. increased mixing of silicate particles and/or enhancement of sintering.

### (2) Glacial ice loss in Asian high mountains due to global warming

Secondly I studied the rapid decrease of the total mass of the glacial water ice in Asian high mountains due to recent global warming. Asian high mountains around Tibetan Plateau store the largest amount of ice in the low and middle latitude region known as the "Third pole" of the earth. Substantial amount of glacial ice is considered to be melting in this region due to recent global warming. Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) satellite enables direct measurement of mass loss rates over these mountain glacier systems. Here I analyze GRACE data sets during 2002-2009 and obtain the average ice loss rate there of  $49 \pm 12$  Gigaton (Gt) yr<sup>-1</sup>, equivalent to  $\sim 0.13$

$\pm 0.04 \text{ mm yr}^{-1}$  sea level rise. This is twice as fast as the average rate over  $\sim 40$  years before the studied period, and agrees with the global tendency of accelerating glacial ice loss. Such ice loss rate varies both in time and space; mass loss in Himalaya is slightly decelerating while those in northwestern glaciers show clear acceleration. Uncertainty still remains in the groundwater decline in northern India, and proportion of almost isostatic (e.g. tectonic uplift) and non-isostatic (e.g. glacial isostatic adjustment) portions in the current uplift rate of the Tibetan Plateau. If gravity increase associated with ongoing glacial isostatic adjustment partially canceled the negative gravity trend, the corrected ice loss rate could reach  $63 \text{ Gt yr}^{-1}$ .

## 目次

1	はじめに	5
1.1	宇宙測地学と地球惑星科学	5
1.2	人工衛星による重力場観測	6
1.3	変動する重力場が解き明かす地球惑星ダイナミクス	12
1.4	本研究の目的	13
2	火星の積雪密度の季節的变化	14
2.1	背景	14
2.2	火星の重力場	15
2.3	積雪深度から推定する重力変化	19
2.4	火星の積雪密度の解析	21
2.5	誤差源について	26
2.6	結論	32
3	アジア高山域における山岳氷河の融解	33
3.1	背景	33
3.2	GRACE データの解析	34
3.3	重力の経年的変化	44
3.4	アジア高山域における重力変化の解析	46
3.5	土壌水分量の自然変化とインド北部における人工的な地下水減	53
3.6	チベット高原の隆起と重力変化	55
3.7	氷河の融解と海面上昇	68
3.8	結論	72
4	まとめ	73
5	謝辞	74
6	参考文献	75

# 1 はじめに

本章では、宇宙測地学の地球惑星科学における意義と位置付けについて考察するとともに、本研究の基礎となる衛星重力観測の歴史と、時間変化する重力場が解き明かしてきた地球惑星ダイナミクスについて紹介をする。そして、衛星重力観測の重要性を指摘した上で、本研究で行った新たな取り組みと目的について記述する。

## 1.1 宇宙測地学と地球惑星科学

宇宙測地学とは、人工衛星をはじめとする宇宙技術を利用して、地球や惑星の大きさと形状、重力場、回転あるいはそれらの時間変化を精密に計測する学問である。人工衛星による宇宙からの測地観測は、1957年に人類初の人工衛星である旧ソ連によるスプートニク1号の打ち上げの成功を機に幕が開けられた。苛烈さを増す米ソの宇宙開発競争の中、数多くの人工衛星が打ち上げられ、地球惑星に関わる様々な情報が取得されてきた。宇宙測地観測の幕開けから約50年の時を経た現在、計測機器の開発と観測手法の改良に伴い、その技術は劇的な進歩を遂げ、地球に関しては、形状を数mmの精度で、重力を数 $\mu\text{Gal}$ (地上重力の約10億分の1)の精度で計測するまでに至っている。さらには、このような地球惑星の形状と重力が、時間とともに刻一刻と変化している様子も捉えられている。地球惑星では、その内外で様々な物質の循環/再配分が絶えず起きている。太陽熱が駆動する大気の循環は地表に降雨や積雪をもたらし、惑星内部の対流はプレート運動や地震/火山活動を、そして環境変動に伴う温暖化は大陸氷床や山岳氷河の縮退をもたらしている。このような、水や氷、地殻、マグマといった物質の移動は、固体惑星の形状(地形)や質量分布(重力場)を変動させている。時間変化する地形と重力場は、地球惑星の物理的性質もしくはダイナミクスを解き明かす上で重要な鍵となる。古くから行われている水準測量や驗潮儀、重力計等による地上測地観測は、高精度な計測を可能とする一方、限られた人材と機材では、時空間的に連続した観測が難しかった。それに対し、人工衛星を利用した宇宙測地観測は、地球惑星を長期間にわたって連続的かつリアルタイムに、また全球的に測量することを可能にする。その上、近年の目覚ましい技術革新によって、地上で行われてきた精密な計測に優るとも劣らない観測精度を実現しつつある。グローバルな現象からローカルな現象まで、また数万年にわたって緩やかに起こる現象から数日で起こる素早い現象まで、様々な自然科学現象が複雑に絡み合い時々刻々とその様相を変化させる地球惑星において、そのような衛星測地データがもたらす科学的貢献は計り知れない。宇宙測地学は今後も、地球惑星科学の解明にとって欠かすことのできない重要な役割を果たしていくことだろう。

## 1.2 人工衛星による重力場観測

地球惑星の重力場は、周回する人工衛星の軌道を追跡することで観測がなされる。宇宙空間へと放たれた人工衛星は、運動方程式に従って地球惑星の上空を周回する。人工衛星に働く力が質点による球対称な万有引力だけであるとすると、人工衛星はケプラーの法則に従って、質点を焦点の一つとする楕円軌道上を面積速度が一定となるように周回する。このような衛星の周回運動は6つのケプラー要素で決められる (Fig.1)。軌道面は2つの角度、昇交点赤経  $\Omega$  と軌道傾斜角  $i$  で決まり、近点の向きは近点引数  $\omega$ 、また軌道である楕円の大きさは軌道長半径  $a$  で、楕円の形は離心率  $e$  によって記述され、最後に時刻と人工衛星の軌道上を関係づけるため、適当に定めた日時 (元期) に人工衛星が近点からどれだけ離れたかを元期平均近点角  $M_0$  が与えられる (日置, 2007)。

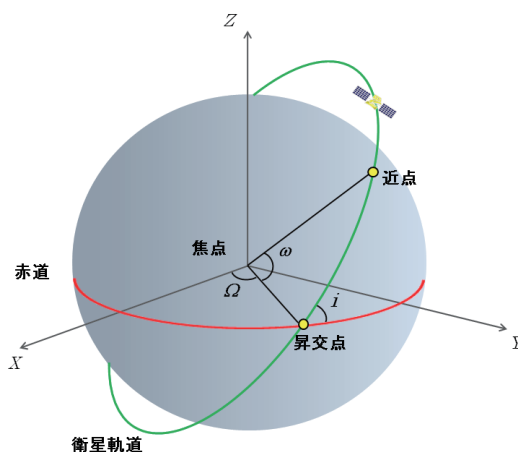


Fig.1 Kepler elements determining satellite orbit.

人工衛星に働く力が質点からの引力だけならば、これらのケプラー要素は常に一定の値を取るが、実際には中心天体である地球惑星は質点ではなく凸凹している。また周回する人工衛星には中心天体の引力以外の様々な力が作用するので、ケプラー要素は少しずつ変化 (摂動) する。引力以外の摂動力は、太陽輻射圧、大気摩擦による抵抗力、中心天体以外の天体による引力などがある。このような摂動力は、数理モデルを使って解析的に求めたり、人工衛星に加速度計を搭載することによって推定することが出来る。観測された人工衛星の追跡データから、このような引力以外の摂動力を上手く補正してやると、地球惑星の凸凹つまり重力等ポテンシャル面の凹凸に伴うケプラー要素の変化を抽出することが出来る。それらから地球惑星の重力場を推定することが出来るのである。以上のように、人工衛星による地球惑星の重力場観測は、周回する人工衛星の軌道を追跡して得られたケプラー要素の変化を解析することで行われる。

### 1.2.1 地球の重力場観測

地球における人工衛星を利用した重力場の観測は、1957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。初期の成果としては、1958年にアメリカによって打ち上げられたバンガード1号の軌道解析結果が代表的である。当初は人工衛星の軌道追跡の方法として、大口径の衛星追跡カメラが用いられていた。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航跡を写真乾板上に焼き付けるというものであった。この衛星軌道解析の結果から、重力ポテンシャルの回転楕円体成分  $J_2$  項の値が正確に決定された。また、古在由秀によって重力ポテンシャルの西洋梨型成分  $J_3$  項が発見され、地球の形が南北で非対称であることも分かった。1960年代にはマイクロ波による測距、1970年代にはドップラー観測による視線方向の速度の計測など、新たな軌道追跡手法が開発され、衛星軌道が高精度に決定されるようになり、より高次(短波長)の重力場成分が推定されるようになった。

そして1980年代、さらに新たな軌道追跡手法として考案されたのが、人工衛星レーザー測距 (Satellite Laser Ranging : SLR) である。この手法を用いた重力場観測は、2010年の現在でもなお継続的に行われている。SLRは、コーナー・キューブ・リフレクターという特殊な鏡をつけたミラーボールのような人工衛星を軌道に投入し、地上局から人工衛星に向けてレーザーパルスを照射し、衛星表面の鏡に命中したレーザーが反射して戻ってくるまでの往復時間を測ることによって、地上局と衛星間の距離を計測する手法である。地上局の位置が既知であれば人工衛星の軌道を決定することが出来、逆に人工衛星の軌道が既知であれば地上局の3次元的位置を決定することが出来る。このSLRによる人工衛星の軌道解析によって、従来よりも高精度の重力場観測が可能となった。さらに、地球の重力の  $J_2$  項の値が時間変化していることを突き止めた (Yoder et al., 1983)。しかしながら、地上に設置された局の数が限られているため、衛星の軌道を連続的に追跡することは不可能であった。また、衛星表面の反射鏡の耐久性の問題や、大気摩擦による高度低下が大きい低軌道のSLR衛星の運用は難しく、高次の重力場成分の計測には不向きであった。

1990年代以降、衛星軌道の決定にGPS(Global Positioning System:全地球測位システム)が利用されるようになり、これまで抱えていた問題が大きく改善された。2000年7月に打ち上げられた人工衛星CHAMP(CHALLENGING Minisatellite Payload)は、衛星に搭載したGPS受信機で精密軌道決定を行っており、歴史上初めて、地上からの衛星追跡によらない重力測定を可能にした。CHAMPで採用された重力場の測定方法は、高高度のGPS衛星(高度20000km)から高度100kmの低軌道衛星を追跡することから、High-Low Satellite-to-Satellite Tracking(H-L SST)と呼ばれている。さらにCHAMPでは、新たに高感度加速度計を搭載しており、これまで数値モデルを使って補正していた外部からの非保存力(大気摩擦による抵抗力や太陽輻射圧など)による軌道変化を直接補正することが可能になった。CHAMPは、24のGPS衛星によって常に衛星を追跡することで、より高い軌道



決定精度と時間分解能を有し、軌道高度が低いことからより高次の重力場成分を検出することが出来るなど、これまで抱えていた問題点の多くを解決している。

そして 2002 年 3 月に打ち上げられたのが、さらなる高精度観測を可能にした重力衛星 GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment) である。CHAMP のような GPS を利用した軌道の精密決定に加え、Low-Low Satellite-to-Satellite Tracking(L-L SST) と呼ばれる衛星追跡手法が採用され、飛躍的な測定精度の向上を果たした。GRACE も CHAMP 同様、高感度加速度計を搭載しており、外部からの非保存力による軌道変化を直接補正することが出来るようになっている。GRACE は高度約 500km の極軌道上を、2 つの衛星が約 220km 離れて追い掛けながら周回する双子衛星である。GRACE は、2 つの衛星間でマイクロ波を往復させ、その伝搬時間から衛星間距離を計測している。衛星間距離は、通過する衛星軌道下の重力ポテンシャルによって変化する。人工衛星は力学的エネルギー保存則に従って、重力ポテンシャルによる位置エネルギーと人工衛星の運動エネルギーの和が一定となるように運動するからである。先行する衛星が、重力ポテンシャルの小さい上空を通過すると衛星速度は増加し、後続の衛星との距離が広がる。一方、先行する衛星が、重力ポテンシャルの大きい上空を通過すると衛星速度は減少し、後続の衛星との距離が縮まる。このように 2 つの衛星間の距離を計測することで、重力ポテンシャルの空間変化を推定するのである。このようなシステムによって GRACE は、髪の毛 1 本ほどの精度で衛星間距離の変化を計測し、観測精度数  $\mu\text{Ga}$  という地上観測に迫る測定精度で、地球の重力場を観測することに成功した (Adam, 2002)。GRACE は約 300km 四方の空間領域を、約 1 か月の時間分解能で、時々刻々と変動する地球の重力場を観測している。しかしながら、低軌道運用であるため、低次(長波長)の重力成分、特に  $J_2$  項の感度は SLR に比較すると低い。

### 1.2.2 月の重力場観測

地球外の天体で始めて衛星観測が行われたのが、月であった。月は地球に最も近い天体で、地球を公転する唯一の衛星である。月の重力場も地球と同じく、周回する人工衛星を追跡することで決定される。その追跡方法として、ドップラー追尾法 (2-way Doppler tracking) と呼ばれる方法が用いられている。2-way Doppler tracking とは、地球上の局から人工衛星に向かってマイクロ波を照射し、それを受信した人工衛星が地球の局に向かってマイクロ波を返信するというものである。マイクロ波で地上局と衛星間の距離を測ることもできるが、衛星の軌道決定により重要なのはドップラー観測である。受信されるマイクロ波の周波数を解析することで、人工衛星の周回速度の地上局からの視線方向の射影を決定することが出来る。これはドップラー効果によるもので、衛星が地上局から受信した電波を返信する本来の周波数が、周回する人工衛星の速度によって変わるためである。先にも記述したが、人工衛星の軌道速度は、地球惑星上の重力ポテンシャルの大きさによって変化する。人工衛星の周回速度には軌道だけでなく高精度な重力場の情報が含まれているのである。

月の重力場観測は、1966年3月に旧ソ連によるルナ10号によって初めて行われた。その後、アメリカはルナ・オービターを打ち上げ、両国は1966年8月から1967年8月にかけて5つの周回衛星を月へと送り込んだ。それらにより月の詳細な重力場観測が行われ、月も地球同様  $J_2$  項や  $J_3$  項を持つことが発見された。さらに Muller and Sjogren(1968) は、周回する人工衛星の地上局に対する視線方向の加速度から、月の「海」の地域の一部に”mascon”と呼ばれる強い正の重力異常があることを発見した。それ以降、旧ソ連は、ルナ11号、14号、15号、16号、19号を、アメリカは、アポロ15号、16号の小衛星を打ち上げ、活発に月の重力場探査を行ってきた。ところが、1970年に入ると米ソの宇宙開発競争は収束へと向かい、月探査は勢いを失っていった。

それから30年余は、まさに月探査の暗黒時代であった。1970年から2005年まで間、アメリカとヨーロッパによってわずか3機の小型探査機(クレメンタイン、ルナ・プロスペクター、スマート-1)が単発的に打ち上げられたにすぎなかった。しかしながら、その間、月の重力場モデルは観測精度と空間解像度を飛躍的に向上させてきた。クレメンタインは、1994年にアメリカによって22年ぶりに月へと打ち上げられた月探査機である。これまでは周回軌道の関係から低緯度地域の観測に限られていたが、クレメンタインは極軌道に投入されたため、高緯度地域の観測が可能となった。クレメンタインは、近月点高度約400km、遠月点高度約2900kmの比較的高い高度を周回した。Lemoine et al.(1997) は、クレメンタインとこれまでの追跡データを解析することで、球面調和関数の70次までの重力係数を導いた。これは約80km四方の空間領域に相当する。さらに1998年、アメリカは新たな探査機としてルナ・プロスペクターを打ち上げた。ルナ・プロスペクターもクレメンタインと同じく極軌道を周回し、高緯度地域の観測も行った。ルナ・プロスペクターはクレメンタインと比べ周回高度が低く、標準ミッションでは約100km、延長ミッションでは最も低いところで10km以下まで高度を下げたため、球面調和関数で最大165次(約30km四方)にも及ぶ高次の重力場成分の決定に成功した(Konopliv et al., 2001)。

このように高精度・高分解能で決定された月重力場であるが、一つ大きな問題が残っている。月の裏側の重力場については、殆ど未知の状態のままなのである。これは、月の同期自転(公転周期と地球の自転周期の一致)が原因である。月・惑星の重力場モデルは、周回する人工衛星を地上から追跡することで構築されてきた。地上から追跡する場合、人工衛星が月・惑星の裏側を回り込むと月・惑星自身が妨げとなり、人工衛星を追跡することが出来なくなる。地球に対し色々な面を向けて自転する火星や金星では問題ないが、常に同じ面を向けて同期自転する月では、裏側での衛星追跡データが得られないのである。高度100kmの軌道を周回するルナ・プロスペクターの場合、裏側の約2/3の領域における追跡データが欠損している。人工衛星の軌道要素の変化から、ある程度の低次の重力場成分を決定することはできるが、高次になるほどシグナルよりノイズの方が大きくなってしまふ。このようなデータを使って裏側を含めた全球重力場を球面調和展開すると、その解は数学的に非常に不安定となる。この問題を抑制するために、重力場係数に対して Kaula の経験則(高次項

の大きさが次数の二乗に反比例して小さくなる)による拘束条件 (Kaula, 1966) が適用されているが、たとえ拘束条件を課して全球モデルを構築しても、観測データの無い月裏側のデータ誤差は必然的に大きくなってしまふ (松本ほか, 2009)。

この状況を打開したのが、2007年9月に日本が打ち上げた月周回衛星 SELENE (SELENE: SELEnological and ENgineering Explorer), 通称「かぐや」による衛星重力場ミッションである。2007年以降は、まさに月探査の世界的なラッシュと言うべき年であり、中国の嫦娥1号 (2007年10月打ち上げ) や、インドのチャンドラヤーン1号 (2008年10月打ち上げ)、アメリカのルナ・リコネサンス・オービター (2009年6月打ち上げ) など、次々に月探査計画が実地された。SELENE はアポロ計画以降、最大となる月探査計画で、14種類の観測機器を搭載した主衛星「かぐや」と、リレー衛星「おきな」(Rstar)、VLBI衛星「おうな」(Vstar) の2機の子衛星で構成され、月表面の元素/鉱物組成と地下構造、磁気異常と地形、そして重力場観測を目的として展開された。特に重力場観測は、世界初となる月裏側における重力場の直接測定を試みる計画であった。SELENE の主衛星「かぐや」は高度100kmの極軌道上に投入され、「おきな」は遠月点約2400km、近月点約100kmの高高度楕円軌道を、「おうな」は遠月点約800km、近月点約100kmの中高度楕円軌道を運航するように投入された。SELENE は、月裏側における人工衛星の直接追跡と精密な軌道決定を達成するために、2つの新しい観測手法を導入している。1つめは、リレー衛星「おきな」(Rstar) を使った、4-way Doppler tracking である。これまでの2-way Doppler tracking では、人工衛星が月裏側を周回する際、月自身によって人工衛星が隠れてしまい、地上からの直接追跡が不可能であったが、4-way Doppler tracking では、地上局 Rstar かぐや Rstar 地上局という様に、Rstar を中継した(リレーした)4つのパスを経由することによって、隠れてしまった衛星の追跡が可能となったのだ (岩田ほか, 2009)。この観測手法によって世界で初めて、月裏側における人工衛星の低高度軌道を直接追跡することが出来、月の詳細な全球重力分布を明らかにすることが出来たのである (Namiki et al., 2009)。2つめは、Rstar と VLBI 衛星「おうな」(Vstar) を使った、相対 VLBI 観測である。VLBI (Very Long Baseline Interferometry: 超長基線電波干渉法) とは、遙か数10億光年彼方にある準星から来る電波を、複数のパラボラアンテナで同時に受信し、その到達時刻差を精密に計測する技術である。VLBI の測地学的な利用は、各パラボラアンテナで受信した電波の位相差から、受信点間の相対的な位置関係を求めようというものである。GPS などによって受信点間の正確な相対位置関係が既知であれば、電波源である星の3次元的位置を決定することが出来る。地球での SLR 観測と同じ理論である。この原理を人工衛星の軌道決定に利用したのが、相対 VLBI 観測である。Rstar と Vstar から発せられる電波を地上のパラボラアンテナで受信することで、電波源である2つの子衛星の相対的な位置関係を高精度に決定する。相対 VLBI を用いた月重力場観測によって、4-way Doppler tracking の基準となる Rstar の軌道決定精度の向上、低次の重力場係数の向上、そして観測精度が低いとされる月の縁辺部 (Sugano and Heki, 2004) における精度の向上が実現された (花田ほか, 2009)。SELENE は、

Rstar が 2009 年 2 月 12 日に月面に落下し、かぐやが 2009 年 6 月 11 日に落下、Vstar はこれから数 10 年安定して軌道を周回するが、2009 年 6 月 29 日に運用を停止し、ミッションを完結させた。

今後の月重力場観測ミッションとして、アメリカの NASA が 2011 年に打ち上げを予定している、GRAIL(Gravity Recovery and Interior Laboratory) がある。これは、地球の GRACE 衛星の月版と言ったもので、高度 50km の極軌道上を衛星同士が 175km から 225km 離れて周回し、2 つの衛星間距離を正確に測定することで月重力場を決定しようというものである。GRAIL は、日本の SELENE 衛星の 1/3 ほどの観測誤差で、標準ミッションとして約 12 か月の観測を予定している。GRAIL の注目すべき点は、月重力場の時間変化が観測されるかもしれないという点である。実現すれば、月の深部内部構造や地下構造、熱史を解き明かす上で、重要な役割を果たす。これからの展開に大きな期待を寄せたい。

### 1.2.3 火星の重力場観測

火星の衛星探査は、月と比べ遠距離飛行であるため失敗が多く続き、初めて成功したのは、1965 年 7 月にアメリカによって打ち上げられた探査機マリナー 3 号であった。マリナー 3 号は、9600km ほど火星に接近し、21 枚の写真を送り届けた。続いてアメリカは 1969 年に、マリナー 6 号、7 号と続けさまに火星への接近を成功させ、火星の写真や、大気、表面温度に関するデータの取得に成功した。周回衛星として初めて本格的に成功を収めたのは、1975 年 8 月、アメリカによるパイキング 1 号と 2 号である。パイキングは、ランダーとオービターの 2 機から成り、ランダーによって火星の地表面の写真撮影や、岩石組成の解析、大気圧、気温の測定などを行い、オービターによって、火星の全球にわたる写真の撮影と、熱赤外観測、大気中の水の有無の検出、掩蔽観測による大気組成と地形の解析、そして 2-way Doppler tracking による重力場観測を行った。パイキングの周回軌道は極軌道ではなかったため極域 (75° 以上) の重力場は未知のままではあったが、パイキングによって初めて火星の重力場の直接観測に成功したのである (Sjogren, 1979)。

そして 1996 年にアメリカが打ち上げたマーズ・グローバル・サーベイヤー (Mars Global Surveyor : MGS) により、極域を含む全球的な重力場や地表高度など、火星に関する測地的 (測火的) な全容が明らかになった (Smith et al., 1999)。さらには、火星の重力場と地表高度が季節に応じて時間変化していることが発見された (Smith et al., 2001)。本稿では、この火星における重力場の地表高度の時間変化について詳しく述べられている (第 2 章参照)。地表高度はレーザー高度計によって観測がなされ、1999 年 2 月から 2001 年 5 月までの火星の約 1 年と 2 カ月までのデータが得られた。重力場は 2-way Doppler tracking による衛星追跡によって観測がなされ、通信が途絶える 2006 年 11 月まで継続的にデータを取得し続けていた。MGS の打ち上げ後、日本も 1998 年に探査機 Planet-B(のぞみ) を打ち上げ、火星探査の参入に乗り出そうとしたが、推進関係のトラブル等の理由により、2003 年 12 月に火星周回軌道の投入を断念した。火星の重力場観測は MGS による観測以来、継続的に行われ

ており、アメリカによる 2001 年 4 月打ち上げのマーズ・オデッセイや、2005 年 8 月打ち上げのマーズ・リコネサンス・オービターなどの後続機を 2-way Doppler tracking で軌道追跡することで、重力場変動を捉え続けている。

### 1.3 変動する重力場が解き明かす地球惑星ダイナミクス

重力場変動の観測は、地球惑星で大規模な物質循環を伴うあらゆる自然科学現象の監視を可能とする。それは、水文学、気候学、雪氷学、固体惑星のダイナミクス等、様々な学問領域を対象としている。地球では、2002 年に世界で初めて重力変化計測の目的で GRACE 衛星が打ち上げられて以来、広い学問分野で多くの成果が挙げられてきた。水文学的な分野では、アマゾン盆地における土壌水分量の季節的な変化 (Tapley et al., 2004) や地中海における海洋質量の季節的な変化 (Fenoglio-Marc et al., 2006)、エルニーニョ・南方振動に伴う降水量異常 (Morishita and Heki, 2008)、アフリカのコンゴ盆地やオーストラリアにおける旱魃に伴う地下水の経年的な減少 (Crowley et al., 2006; Hasegawa et al., 2008)、インド北部における過剰な灌漑による地下水の減少 (Rodell et al., 2009; Tiwari et al., 2009)、シベリア永久凍土帯における土壌水分量の経年的増加 (小川ほか, 2010) などの検出が報告されている。気候学的、雪氷学的な分野では、地球温暖化によるグリーンランドや南極における氷床の融解 (e.g. Luthcke et al., 2006; Velicogna and Wahr, 2006)、アラスカ (Tamisiea et al., 2005; Chen et al., 2006)、パタゴニア (Chen et al., 2007)、アジア高山域 (Matsuo and Heki, 2010) における山岳氷河の融解などを捉え、それらの融解量について定量的な議論が行われてきた。そして固体惑星ダイナミクスの分野では、2004 年のスマトラ沖地震に伴う重力変化 (Han et al., 2006) とその後のゆっくりした回復 (e.g. Ogawa and Heki, 2007)、北アメリカやスカンジナビア半島における後氷期回復 (e.g. van der Wal et al., 2008; Steffen et al., 2008) などが検出され、地球の物理的な性質と、地殻・マントル内で起こる物質流動のメカニズムについて新たな知見が得られた。火星では、1999 年の MGS の打ち上げ以来、マーズ・オデッセイやマーズ・リコネサンス・オービターによって継続的に重力場変動の観測が行われおり、極域の氷床 (極冠) の季節的な拡大/縮小やそれに伴う回転変動 (Konopliv et al., 2006) を捉え続けている。

## 1.4 本研究の目的

本研究では、このような変動する重力場に、レーザー高度計や GPS などの幾何学的なデータ (地形データ) を併用することによって、これまで重力変化だけでは見出すことが出来なかった、あるいは重力変化だけでは解釈が難しかった自然科学現象の解析を試み、議論を行った。地形データの併用は、重力変化の中に埋もれたシグナルの抽出を可能にする。本研究は、そのような隠れたシグナルを発見し、定量的な議論を行うことで、地球科学的な意義を検討することを目的とする。本稿では、地球や火星の寒冷圏における雪氷変動に焦点を当て、以下の2つの話題について記述している。

### 1. 火星の積雪密度の時間変化について

地球上の積雪の密度は時間とともに増していくことが知られている。降りたての軽い新雪 ( $\sim 0.08 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) は、自己重力による単純な圧密や、固体結晶どうしの結合 (焼結) によって、春の消雪期にはその密度をおよそ5倍 ( $\sim 0.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) まで増加する (Heki, 2004)。火星の二酸化炭素からなる雪も同様な密度増加が起きていることが予想される。しかしながら、圧密による密度の時間変化は、質量の移動を伴うものではないので、重力変化だけでは捉える事が出来ない。そこで本研究では、レーザー高度計が取得する積雪深度の時間変化と重力変化を比較することで、積雪密度の時間変化の検出を試みる。

### 2. アジア高山域における山岳氷河の融解について

その氷の貯蔵量の多さから南極と北極に次ぐ「第三の極」と呼ばれるアジア高山域 (チベット周辺) の山岳氷河は、近年の地球温暖化に伴って縮退しつつあると言われている (Qiu, 2008)。GRACE 衛星が観測した重力変化からそのような山岳氷河の融解量を求めることが可能であり、本研究では世界にさきがけてアジア高山域における山岳氷河の融解量を推定した。アジア高山域では氷河の融解と同時に、造山運動による隆起も起きている。また少数派ながらチベット高原では後氷期回復が進行しているという説もある。このような隆起は重力増加を伴う場合があり、氷河の融解による重力減を一部消している可能性がある。そこで本研究では、チベット高原にある GPS 連続観測局の隆起速度をもとに隆起に伴う重力変化を推定し、GRACE の重力変化へのその影響も評価した。

## 2 火星の積雪密度の季節的变化

火星には地球同様の四季が存在する。冬になると、大気中の二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) が凝結し、極域の氷床 (極冠) を中心に雪 (ドライアイス) として蓄積する。夏になると、凝結した  $\text{CO}_2$  の積雪は昇華し、大気中へ戻っていく。このような  $\text{CO}_2$  の循環は、(1) 重力低次項の変化、(2) 地表高度の変化、という二種類の測地学的な観測量をもたらす。本章では、このような測地データを比較することで火星の積雪密度を推定し、さらにはその季節的な変化について議論する。なお本研究は、専門誌 (Icarus) にて発表されている (Matsuo and Heki, 2009)。

### 2.1 背景

火星は年間 (約 687 日) を通じて、大気中に含まれる  $\text{CO}_2$  の約 3 分の 1 の量を地表と大気の間で季節的に移動させている。その質量は  $\sim 4 \times 10^{15} \text{kg}$  で、火星の全質量の約 50 億分の 1 に相当する。気温が  $\sim 150 \text{K}$  ( $-123$  ) 以下になると大気中の  $\text{CO}_2$  が凝結を始め、冬季に入ると北半球で緯度  $\sim 55^\circ$ 、南半球で  $\sim 50^\circ$  までの領域で積雪をもたらす (Smith et al., 2001)。このような季節的な積雪過程は、2 つの独立した測地観測つまり、地表高度観測と重力観測によって検出可能である。

1997 年 11 月に打ち上げられ 1999 年 2 月から観測を開始したアメリカによる探査機 マーズ・グローバル・サーベイヤー (MGS) は、火星の地形や重力などの測地学的な側面を、またそれらのデータから火星の地下構造や内部構造などを次々と明らかにしてきた (Zuber et al., 2000)。火星地形の直接的な計測は、MGS 搭載のレーザー高度計、Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) によって初めてなされ、通常ミッションの 1999 年 2 月から 2001 年 5 月までの約 800 日間、火星の約 1 年 2 ヶ月にわたって行われた。火星は特徴的な地形を数多く有する惑星である。まず南北両半球の二分性が挙げられる。北半球は平坦な低地で、南半球は起伏の多い高地となっている。北半球の低地にはかつて海が存在していた可能性が示唆されており、衛星写真からその海岸線のあとが複数発見されている (Parker et al., 1993)。さらに MOLA は、これら海岸線が数 km の振幅で水平面から上下していることを発見し (Carr and Head, 2003)、海岸線形成後に数度にわたる真の極移動によって大規模な地殻変動が起きたのではないかと推測されている (Perron et al., 2007; 菅原・日置, 2008)。南北の二分性の原因については諸説あるが、最近の研究では巨大隕石衝突説が有力であるらしい (Nimmo et al., 2008)。他にも火星の特徴的な地形として、太陽系で最大の火山であるオリンポス火山やタルシス高地、ヘラス盆地に代表される大規模な衝突盆地などが挙げられる。

そして南北の極に位置する極冠である。極冠は、 $\text{H}_2\text{O}$  とダストが混ざって出来た高さ 3km に及ぶ土台 (層状地形) を、 $\text{CO}_2$  の氷床 (氷帽) が覆うような構造になっており、 $\text{CO}_2$  の季節的な移動によって拡大と縮小を繰り返している。MOLA による火星の約 1 年 2 ヶ

月にも及ぶ地表高度計測は、このような極冠の季節的な拡大と縮小、つまり CO<sub>2</sub> の積雪による地表高度変化を捉える事に成功している。MGS は極軌道上を周回しているため、頻繁に上空を通過する 65.5° から 86.5° の高緯度地域で特に観測精度に優れている。Smith et al. (2001) では、6600 万点に及ぶクロス・オーバー（軌道が交差する点）での高度データを集め、経度方向にデータを平均化させるプロファイル解析を適用することで、地表高度（積雪深度）の変化を 5-6cm の精度で検出している。北半球では、冬季後半で最大 ~ 1.5m の積雪が、南半球では最大 ~ 1.2m の積雪が観測されている。CO<sub>2</sub> の季節的な再分布は、その質量の移動によって重力変化ももたらしている。人工衛星のドップラー追尾による重力観測は、重力成分の低次項において CO<sub>2</sub> の積雪に起因する季節変化を観測している (Yoder et al., 2003; Konopliv et al., 2006)。このような地表高度と重力は位相がそろった季節変化を示しており、両者を比較することで積雪の平均密度を見積もることが可能となる。Smith et al. (2001) は、MOLA の地表高度データと火星重力場の扁平成分（重力の  $J_2$  項）を比較し、平均的な積雪密度として  $(0.91 \pm 0.23) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  という値を報告している。この値は、CO<sub>2</sub> の氷 ( $\sim 1.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) よりも ~ 40 % 小さい値となっている。なおこの積雪密度は、年間を通し常に一定の値であると仮定されている。

地球では、H<sub>2</sub>O の雪は、時間とともにその密度が増していくことが知られている。積もりたての新雪の密度 ( $\sim 0.08 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) は、自己重力による単純な圧密や、固体結晶どうしの結合（焼結）によって、春の消雪期にはおよそ 5 倍 ( $\sim 0.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) まで増加する (Heki, 2004)。Feldman et al. (2003) は、マーズ・オデッセイ搭載の中性子分光計を用いて火星の CO<sub>2</sub> の積雪量を推定し、MOLA の積雪深度から求めた結果と比較した。そして、中性子分光計からの積雪量は、MOLA から求めたものよりも小さくなることを発見した。これは、中性子分光計が観測した時点では、積雪密度が Smith et al. (2001) で見積もられた値  $(0.91 \pm 0.23) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  よりも小さかったことを示唆する。そこで彼らは、火星の積雪密度が圧密や再結晶によって時間とともに増しているのではないかと推測している。そこで本研究では、MOLA によって計測された積雪深度とドップラー追尾法によって観測された重力を組み合わせることで、積雪密度の時間変化について解明を試みた。

## 2.2 火星の重力場

本章では、衛星による火星の重力場観測について述べる。ドップラー追尾法によって観測された火星の重力場は、以下のような球面調和関数の組み合わせでモデル化される (Heiskanen and Moritz, 1967; Kaula, 1966)。

$$Gravity(\phi, \lambda) = \frac{GM_{mars}}{R^2} \sum_{n=2}^{nmax} (n+1) \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad (1)$$

$Gravity(\phi, \lambda)$  は緯度  $\phi$  , 経度  $\lambda$  の地点での重力とし、 $R$  は火星の平均半径 (3396km)、 $G$  は万有引力定数、 $M_{mars}$  は火星の質量、 $\bar{P}_{nm}$  は正規化されたルジャンドル陪関数、 $nmax$  は最大



次数 (95 次) を表わし,  $n, m$  は次数と位数を表わす.  $C_{nm}$  と  $S_{nm}$  が重力場の各成分を表わす球面調和係数 (ストークス係数) である.

季節的な積雪による重力変化は, 火星の重力場成分 (ストークス係数) のうち, 経度方向に依存しない zonal な成分  $C_{20}(=-J_2)$ ,  $C_{30}(=-J_3)$  を時間変化させる. 重力場の回転楕円成分を表わす  $J_2$  項は, 衛星軌道の昇交点赤経  $\Omega$  の変化によって決定され, 西洋梨型成分を表わす  $J_3$  項は, 近火点引数  $\omega$  の変化によって決定される. なお  $J_2$  以外の偶数次数の zonal な項も  $\Omega$  の変化に関与するため,  $J_2$  項と  $J_4, J_6$  等々の分離は簡単ではない. 同様のことは  $J_3$  項と,  $J_5, J_7$  等の項との関係にも言える. 積雪分布は季節的に南北で非対称であるため, 積雪による重力変化は, とりわけ  $J_3$  項の変化として顕著に表れる. 加えて, MGS は周回軌道として極軌道を取っているため, 近火点引数の変化に比較的感度が高い. そのため, 観測される  $J_3$  項は信号対雑音比が良好で, 誤差も  $J_2$  項の 10 分の 1 以下となっている (Konopliv et al., 2006). 実際に推定される  $J_2$  項と  $J_3$  項は, 上で述べた事情から zonal な成分の偶数項, 奇数項の線形結合として得られ, 具体的に MGS の場合は以下のように表わされる.

$$\Delta J_2 \equiv \delta J_2 + 2.04\delta J_4 + 2.89\delta J_6 + 3.48\delta J_8 + \dots \quad (2)$$

$$\Delta J_3 \equiv \delta J_3 + 1.26\delta J_5 + 1.31\delta J_7 + 1.25\delta J_9 + \dots \quad (3)$$

ここで, MGS の軌道変化から推定された係数には  $\Delta$  を付けて, 実際の係数には  $\delta$  を付けて区別している.

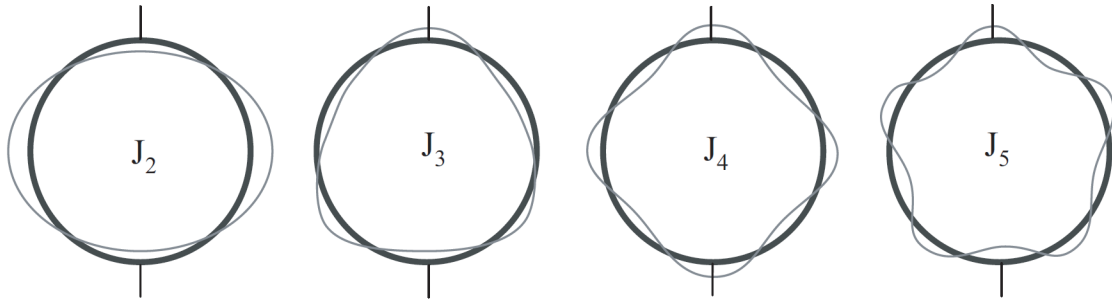


Fig.2 Shapes of low degree zonal gravity components.

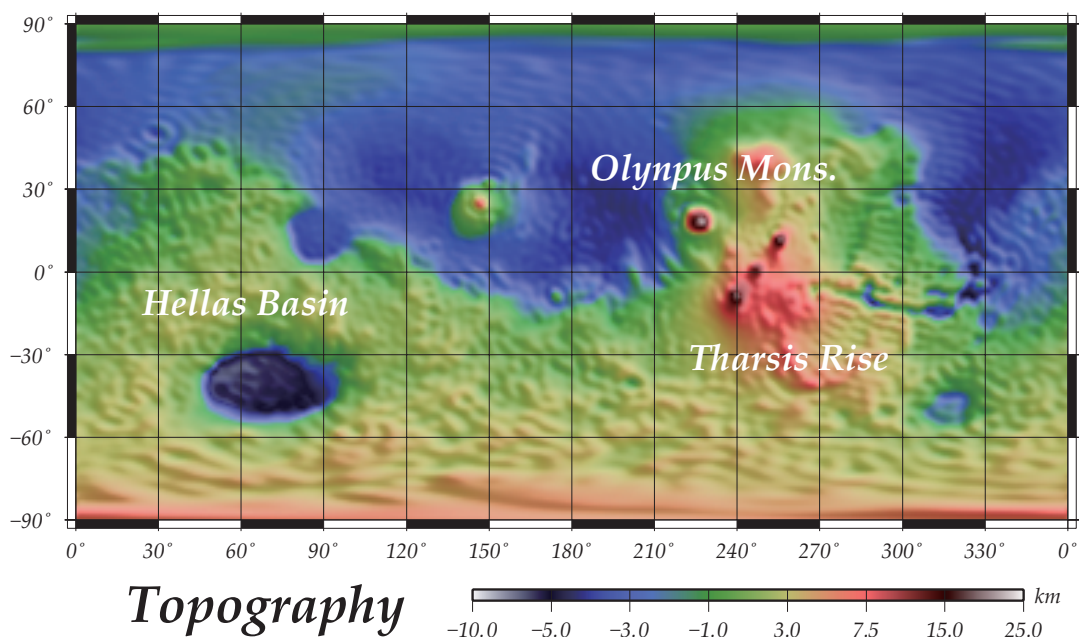


Fig.3 Martian topography observed by MOLA. Topography data are available as spherical harmonic coefficients (maximum degree 90) in Planetary Data System(PDS) Geoscience Node(<http://wwwpds.wustl.edu>). Spheroidal component ( $J_2$  term) is removed.

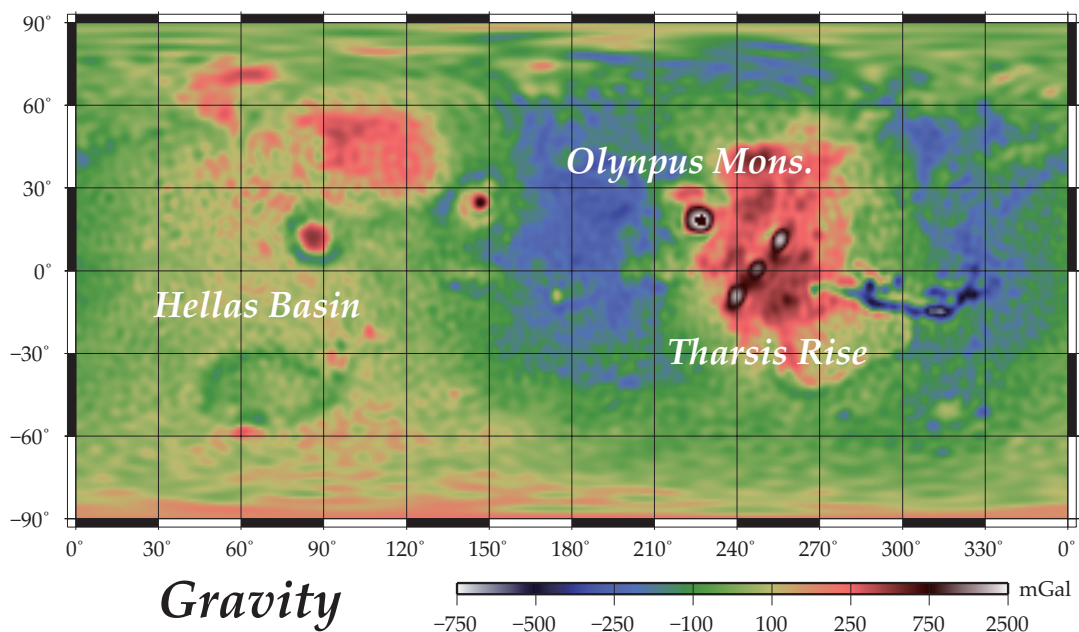


Fig.4 Martian gravity observed by 2-way Doppler tracking data. Gravity models are available as spherical harmonic coefficients (maximum degree 95) in Planetary Data System (PDS) Geoscience Node (<http://wwwpds.wustl.edu>). The  $J_2$  component is removed.

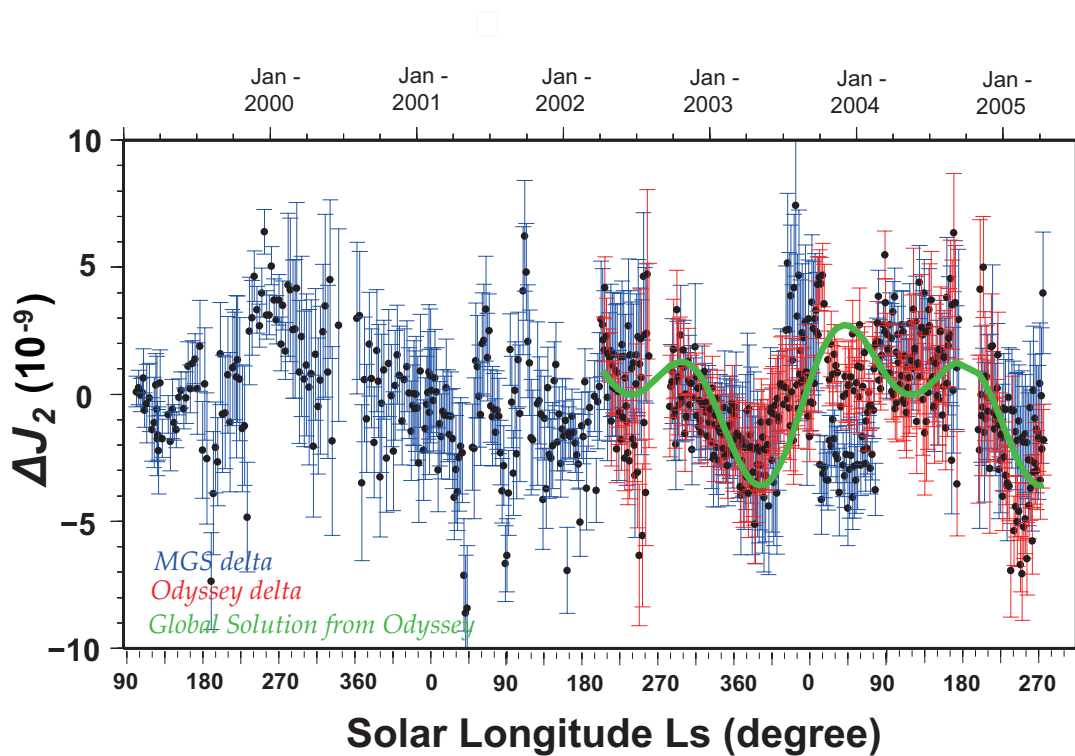


Fig.5 Time-series of  $\Delta J_2$  observed by MGS and Mars Odyssey (Konopliv et al., 2006).

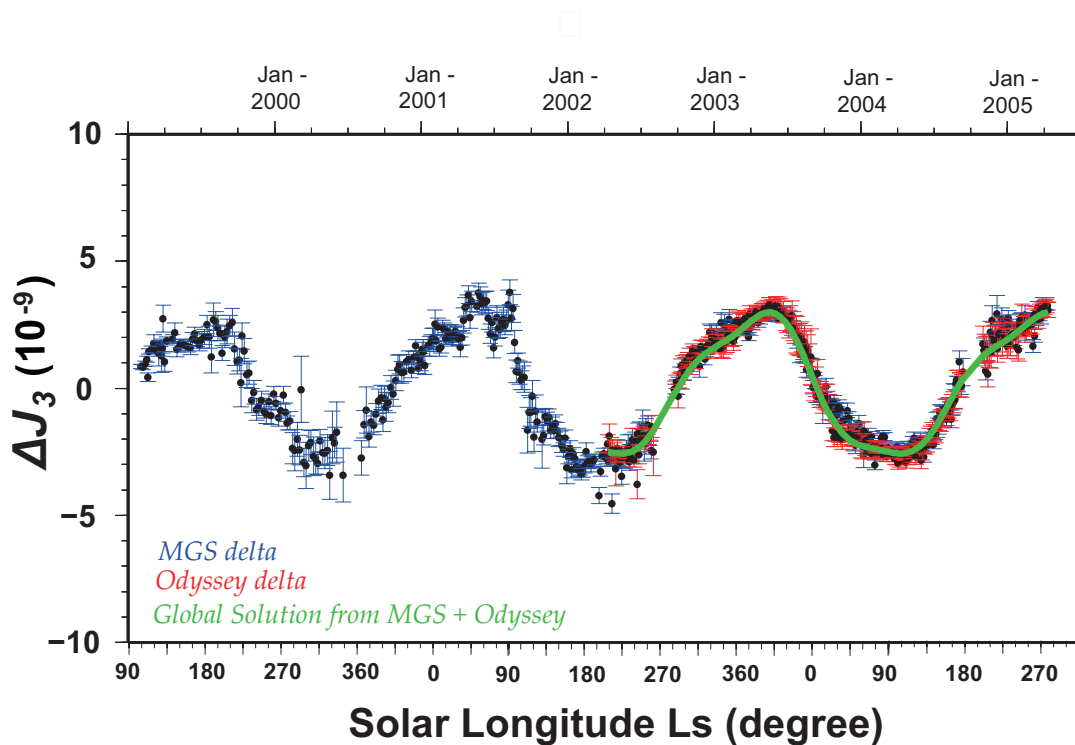


Fig.6 Time-series of  $\Delta J_3$  observed by MGS and Mars Odyssey (Konopliv et al., 2006).

## 2.3 積雪深度から推定する重力変化

MOLA によって計測された積雪深度の変化は, Smith et al. (2001) の Fig.2 にて記載してあるものを読み取り, 使用した. 太陽経度  $L_s$  (火星の季節を太陽の経度上に位置する角度で表わし, 春分点を  $0^\circ$  とし, 1 年間で  $360^\circ$  で表わす) で  $15^\circ$  毎に読み取り, 3 次のスプライン関数で補完した. 緯度  $65.5^\circ$  から  $86.5^\circ$  までの zonal な積雪深度が与えられているが (Fig.7), 記述されていない領域に関しては,  $60.0^\circ$  の積雪深度を 0 とし, 各データ間を線形補完することで得た. このような積雪深度から, 以下の式を適用して積雪に伴う重力変化を算出することが出来る (Wahr et al., 1998).

$$\delta J_n = -\delta C_{n0} = \frac{3}{2R\rho_{ave}(2n+1)} \int \Delta\sigma \bar{P}_{n,m}(\sin\phi) \cos\phi d\phi \quad (4)$$

$$\Delta\sigma = \int \Delta\rho_{snow} dh \quad (5)$$

ただし,  $\sigma$  は雪の面密度 (単位面積の火星表面上にある積雪の総質量),  $\rho_{ave}$  は火星の平均密度,  $\rho_{snow}$  は積雪の密度 (単位体積あたりの質量) で,  $h$  は積雪深度である.

逆に, このようにして得た zonal な重力場成分から, 以下の式を用いて季節的な積雪分布に戻すことも可能である (Fig.8).

$$h(\phi) = \frac{R\rho_{ave}}{3\rho_{snow}} \sum J_n \bar{P}_{3,0}(\sin\phi) \quad (6)$$

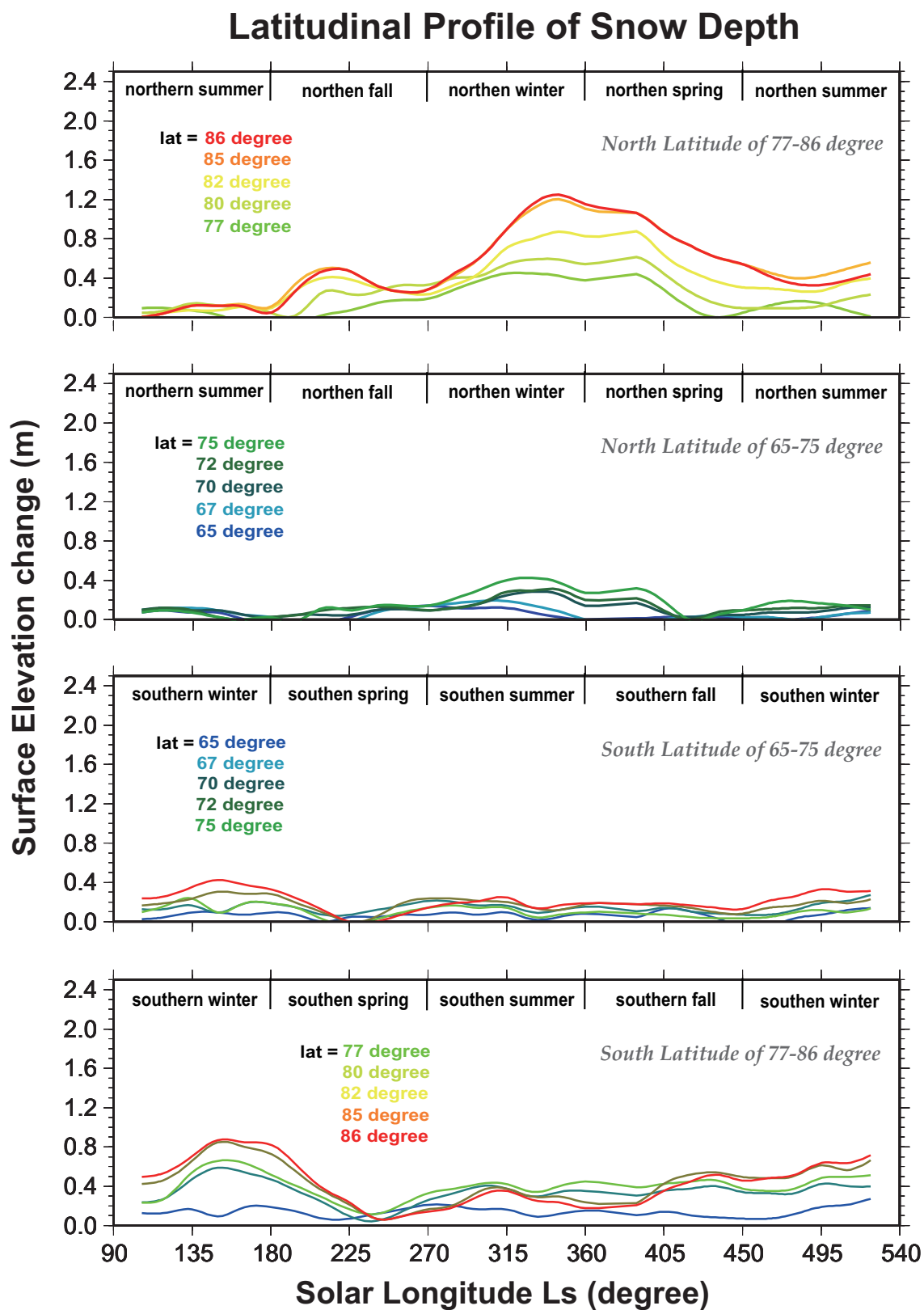


Fig.7 Time-series of surface elevation change as latitudinal profiles from latitudes  $65^{\circ}$  to  $86^{\circ}$  in north and south polar regions. These elevation changes show changes in  $\text{CO}_2$  snow depth. The laser altimeter data were analyzed by Smith et al.(2001).

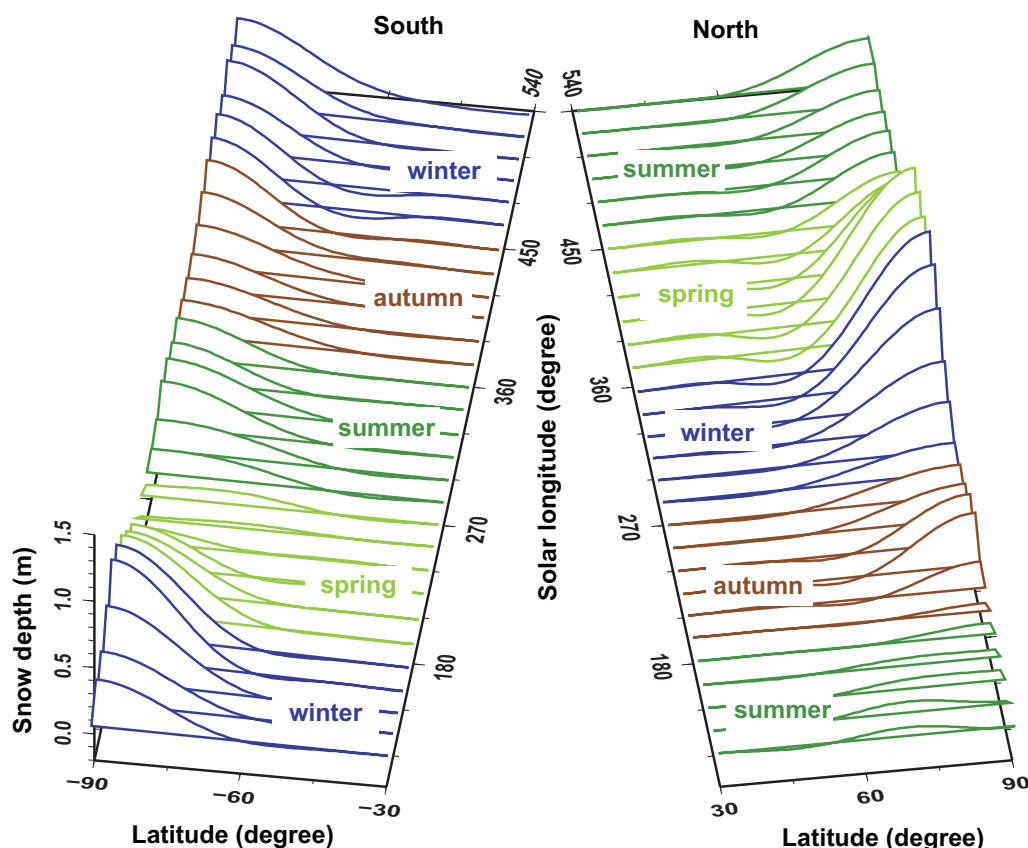


Fig.8 Time-series of changes in latitudinal profiles of snow depth at every  $15^\circ$  of solar longitude  $L_s$  between  $105^\circ$  and  $525^\circ$  expressed as the sum of zonal spherical harmonics with degrees 2-10. The left and right panels show south and north regions, respectively.

## 2.4 火星の積雪密度の解析

本章では、火星の積雪密度の推定について記述する。解析手法として、ドップラー追尾法によって観測された重力の低次項の時間変化と、MOLAの積雪深度から推定したzonalな重力成分の時間変化の比較を行う。重力データと積雪深度のデータが両方存在する期間は、1999年2月28日から2001年5月25日までの火星の約1年2ヵ月であるので、この期間について議論を行う。(4)式を用いて、積雪深度から積雪に伴う重力変化を算出し、観測された重力変化との残差が最も小さくなるような積雪密度を導き出す。南北で非対称な質量分布をもたらす積雪過程は、重力場の西洋梨型成分 $J_3$ 項の変化として顕著に表れる。したがって、この $J_3$ 項に焦点を当て、ドップラー追尾法から観測されたものと、MOLAの積雪深度から算出したものとを比較する。(3)式のように、観測される $J_3$ 項の変化は奇数項の重力成分の総和として捉えられるので、積雪深度から $J_3$ 項を求める際は全ての奇数項について計算を行う(ただし記載のない11次以降の項については考慮していない)。本研究では、火星の積雪密度に関して3つの場合を考え、解析を行った。まず、1)積雪密度が時間によらず常に一定である場合、続いて2)積雪密度が降雪期から消雪期にかけて線形的に増加

する場合,そして3)さらに南北半球で年ごとに最大の積雪密度が変化する場合である.

#### 2.4.1 積雪密度が常に一定である場合

Smith et al. (2001) が報告している積雪密度  $(0.91 \pm 0.23) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  を用いて, 積雪深度から  $J_3$  項を求め, 観測された  $J_3$  項との比較を行う. その結果を Fig.9 に示す. 黒の点が, ドップラー観測によって得られた  $J_3$  項の変化で, 青の実線の曲線が, 積雪深度から求めた  $J_3$  項の変化である. 両者の一致度はかなり良いことが分かる. しかし, 太陽経度 ( $L_s$ )  $\sim 180^\circ$  から, 積雪深度からの  $J_3$  項がドップラー観測の  $J_3$  項を下回り,  $L_s \sim 240^\circ$  で反転する. このように両者の間には僅かながら系統的なズレが見受けられる. 両者の間の残差二乗和 (Normalized Root Mean Square; NRMS) は, 3.50 となった.

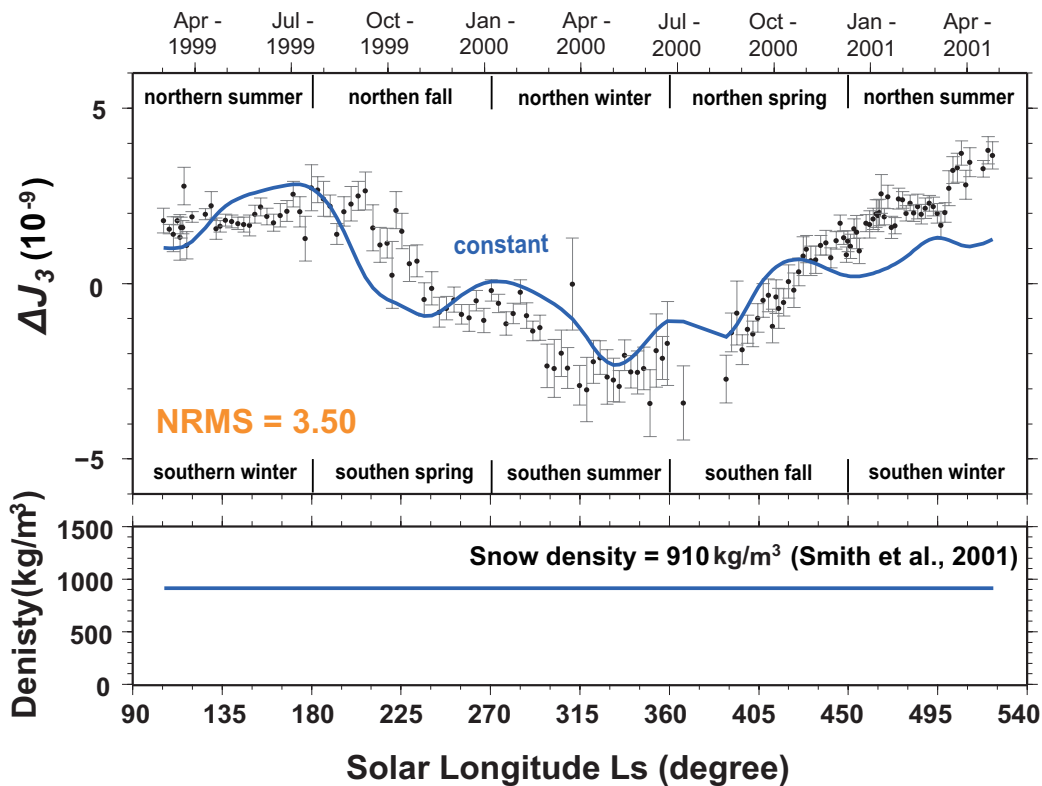


Fig.9 Upper panel shows the time-series of changes in gravity coefficient  $\Delta J_3$ . The black dots with  $1-\sigma$  error bars show gravimetric  $\Delta J_3$  observed by MGS (Konoliv et al., 2006). The blue curves show altimetric  $\Delta J_3$  calculated from MOLA snow depth data (Smith et al., 2001), where the average density of snow pack is assumed constant. Lower panel show time-series of average density. Here snow density is assumed constant.

#### 2.4.2 積雪密度が時間とともに増加する場合

地球の  $\text{H}_2\text{O}$  の雪の密度は季節的に変化する. 降りたての新雪は空隙を多く含んでおり密度としては小さいが, 時間とともに自身の重みによってゆっくりと圧密していく. また温

度が水の融点に近くなると、雪の結晶どうしが焼結によって結びつき、密度が増していく。Heki (2004) は、このような積雪密度は日本各地で時間に対しほぼ線形的に増加することを報告している。

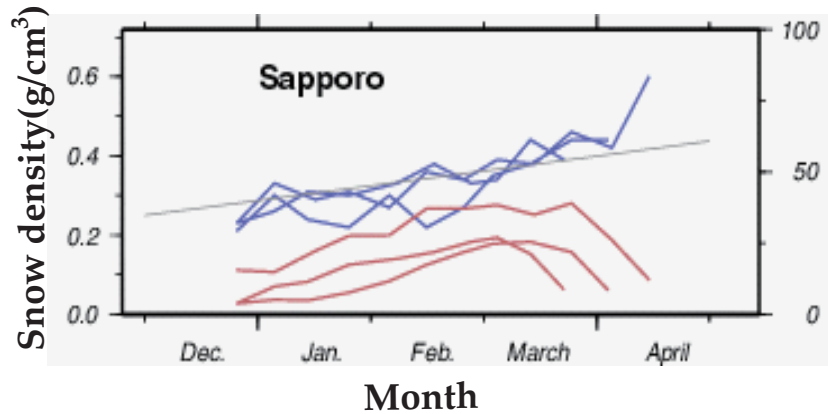


Fig.10 Time-variable volume density of H<sub>2</sub>O snow in Sapporo (Hachikubo et al., 1997).  
Snow linearly increases its density in time.

そこで本研究では、このような圧密が火星の雪でも生じていると考え、積もり始めてから時間とともに積雪密度が以下の式のように線形的に増加していくと考える

$$\rho_{snow}(t) = \rho_0 + \alpha(t - t_0) \quad (7)$$

ただし、 $\rho_0$  は新雪の密度とし、 $t_0$  は雪が積もり始める時間、 $\alpha$  は積雪密度の増加速度とする。積雪密度の増加速度  $\alpha$  を推定する代わりに、積雪の最大密度  $\rho_{max}$  と、その時間  $t_{max}$  を用いて、(6) 式の積雪密度  $\rho_{snow}$  を以下のように書き換える。

$$\rho_{snow}(t) = \frac{t_{max} - t}{t_{max} - t_0} \rho_0 + \frac{t - t_0}{t_{max} - t_0} \rho_{max} \quad (t_0 < t < t_{max}) \quad (8)$$

新雪の密度  $\rho_0$  を  $\sim 0.1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  と設定し、ドップラー観測の  $J_3$  項と積雪深度からの  $J_3$  項の残差が最も小さくなるような最大積雪密度  $\rho_{max}$  を最小二乗法によって推定する。ここでは、 $\rho_{max}$  は毎年同じ値になると考え、また北半球と南半球でも同じ値になると考える。 $t_0$  と  $t_{max}$  に関しては、NRMS が最も小さくなるような値をグリットサーチによって求めている。その結果を、Fig.11 の緑の実線で示す。積雪密度を一定として考えた場合と比べ、両者の  $J_3$  項の変化の一致度は向上した。誤差を表わす NRMS は 3.50 から 2.31 へと改善された。以上のことから、火星の雪も地球同様、圧密によって時間とともに密度を増していくことが確認された。北半球では、 $t_{max}$  が  $L_s = 60^\circ$  で  $t_0$  が  $L_s = 90^\circ$  (南半球では、 $t_{max}$  が  $L_s = 240^\circ$  で  $t_0$  が  $L_s = 270^\circ$ ) という値をグリットサーチによって選択した。これは、地球でいえば 5-6 月頃に積雪密度が最大となり、6-7 月にかけて雪が消滅、7-8 月から雪が積もり始めることを意味している。6-7 月の消雪期では積雪密度が線形的に減少しているが、これは特定の一か所で積雪密度が減少するというより、様々な地域での消雪の具合の差 (日



当たりの差)を反映したものであろう. 本研究では zonal な場での議論を行っているため, 経度方向に平均化した際, 積雪の有無によって見かけ上平均積雪密度が徐々に減少するように見えるのだろう.

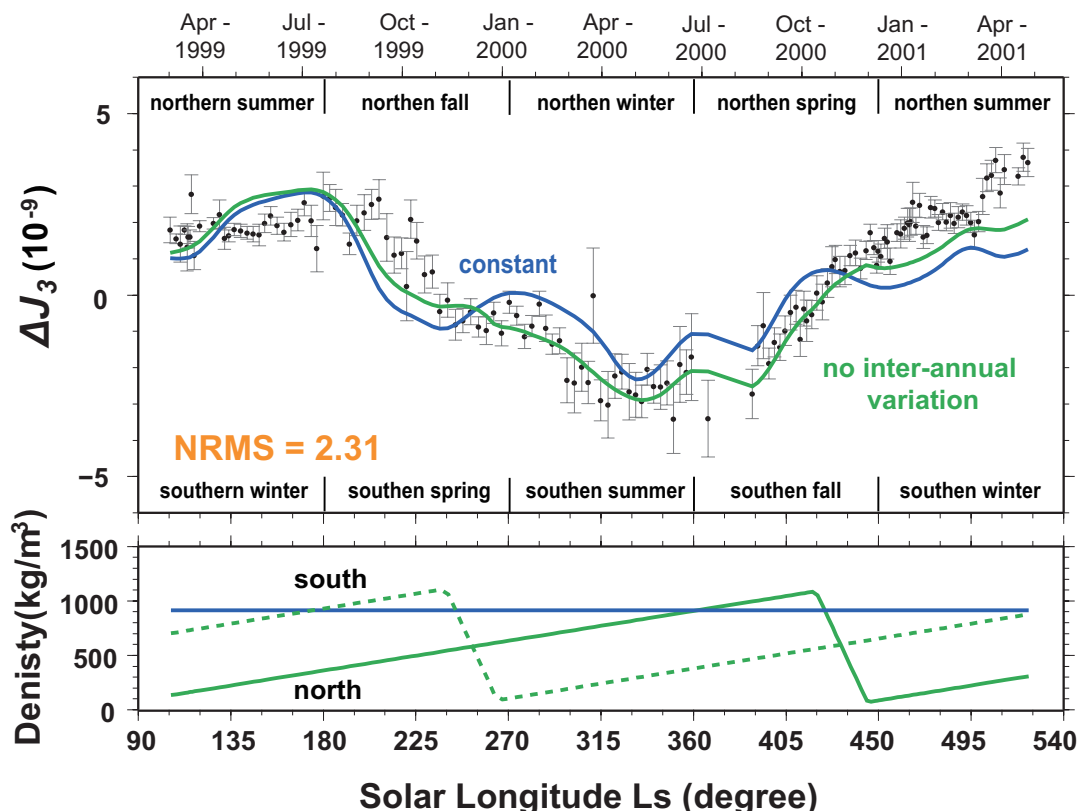


Fig.11 Upper panel shows the time-series of changes in gravity coefficient  $\Delta J_3$ . The black dots with  $1-\sigma$  error bars show gravimetric  $\Delta J_3$  observed by MGS. The red curves show altimetric  $\Delta J_3$  calculated from MOLA snow depth data (Smith et al., 2001), where the average density of snow pack is assumed time-variable without inter-annual differences. Lower panel shows the time-series of average density in the northern (solid lines) and southern hemispheres (dashed lines).

#### 2.4.3 南北で年ごとに最大密度が異なる場合

続いて, 前章のような積雪密度の線形的な時間変化に加え, 最大積雪密度  $\rho_{max}$  が南北半球で年ごとに変化する場合を考える. 最小二乗法によって, 1年目の北半球・南半球における最大積雪密度, 2年目の南半球における最大積雪密度を推定すし, その結果を, Fig.12 に示す. 得られた最大積雪密度として, 1年目の北半球では  $(1.15 \pm 0.07) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ , 南半球では  $(1.22 \pm 0.05) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  と, 南北で同じような値となった. しかしながら, 2年目の南半球ではデータ期間の最後 ( $L_s=525$ ) において最大積雪密度  $(1.64 \pm 0.07) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  と, 1年目と比べ非常に大きい値となった.

2年目の南半球における最大積雪密度は,  $\text{CO}_2$  の氷の密度 ( $\sim 1.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) よりも大

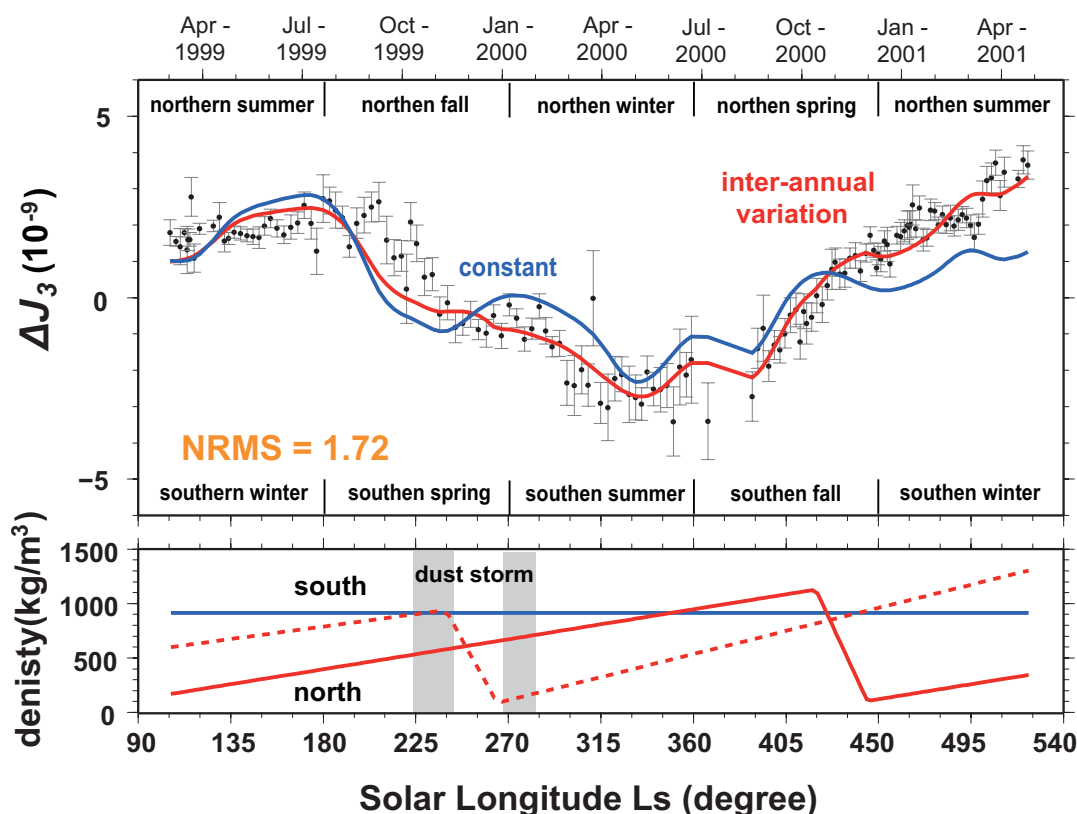


Fig.12 Upper panel shows the time-series of changes in gravity coefficient  $\Delta J_3$ . The black dots with  $1\text{-}\sigma$  error bars show gravimetric  $\Delta J_3$  observed by MGS. The red curves show altimetric  $\Delta J_3$  calculated from MOLA snow depth data (Smith et al., 2001), where the average density of snow pack is assumed time-variable with inter-annual difference. Lower panel shows the time-series of average density in the northern (solid lines) and southern hemisphere (dashed lines).

きい値となっている。この原因として、南半球で頻発するダストストーム（砂嵐）が関わっていると推測される。ダストストームは、火星が近日点付近にある時にしばし起きており (Smith et al., 2004), これは南半球の春から夏の季節に相当する。本研究の解析期間では、 $L_s$  が  $225^\circ$  と  $285^\circ$  の間に 2 つの大規模なダストストームが起きている (Fig.14) (Smith et al., 2001b)。2 つめのダストストーム ( $L_s = 270^\circ\text{-}285^\circ$ ) は、新雪が積もり始める南極域を中心としたものである。このようなダストストームは、大量のケイ素質ダスト粒子を大気中に巻き上げることで  $\text{CO}_2$  の積雪中にダストを混入させ、積雪密度を増加させる可能性がある。しかしながら、 $\sim 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  の積雪を  $\sim 1.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  まで増加させるには、積雪中にダスト ( $2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) が  $\sim 30\%$  占める必要があり、現実的には多すぎるように思われる。そこで、このような直接的な密度増に加えて、ダストストームによる一時的な温暖化や、ダストの混入による積雪の物理性質の変化などによって、積雪の焼結が促進された可能性もある。

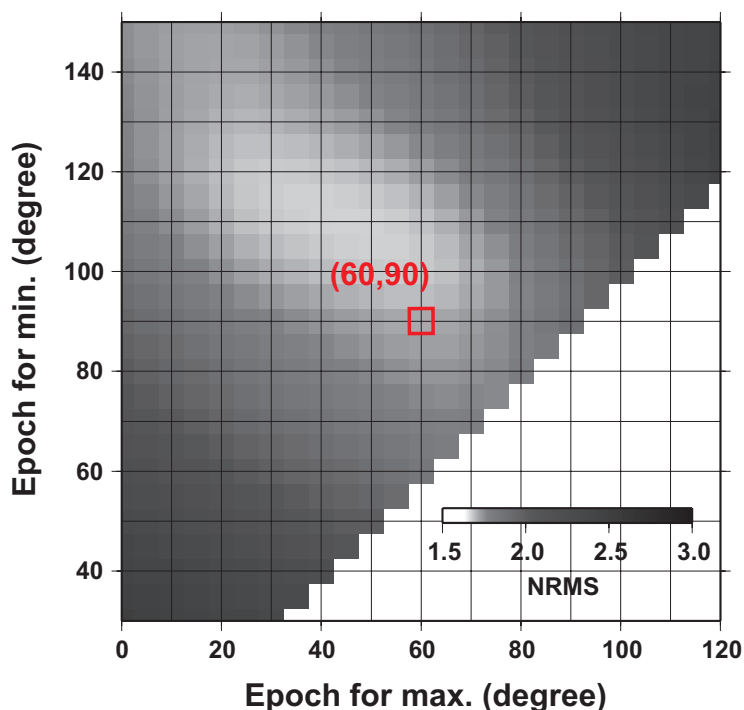


Fig.13 Variation of normalized root-mean-square (NRMS) between gravimetric and altimetric  $\Delta J_3$  by assuming different epochs (in  $L_s$ ) for the maximum and minimum average densities of snow packs. Brighter colors show better fits. Here, the search was performed in  $5^\circ$  steps with seasonally and inter-annually variable snow density. I adopted  $60^\circ$  ( $t_{max}$ ) and  $90^\circ$  ( $t_0$ ).

## 2.5 誤差源について

本章では、積雪密度を推定する上で、誤差と成り得る原因について詳しく記述する。誤差源には大きく分けて、計算上の系統的な誤差 (高次項の影響)、積雪以外で  $\Delta J_3$  項へ寄与する質量移動、積雪深度データの不確定性の3つが挙げられる。それらについて以下の節にて詳しく議論する。

### 2.5.1 計算上の系統的な誤差

計算上の系統的な誤差で大きなものは積雪分布の高次球関数成分の影響である。1.4章で記述したように、積雪深度から  $\Delta J_3$  を計算する際、(3)式における11次以降の高次の成分を省略している。次数が上がるにつれて、値は次第に小さくなるものの、 $\Delta J_3$  で全体の $\sim 10\%$ ほどの大きさがあり、省略した全ての成分を考慮すると、全体の $\sim 20\%$ ほどの大きさになると考えられる。この影響によって、積雪深度から求めた  $\Delta J_3$  は実際の値より $20\%$ ほど過小評価しており、その結果積雪密度を $20\%$ ほど大きく見積もったことになる。

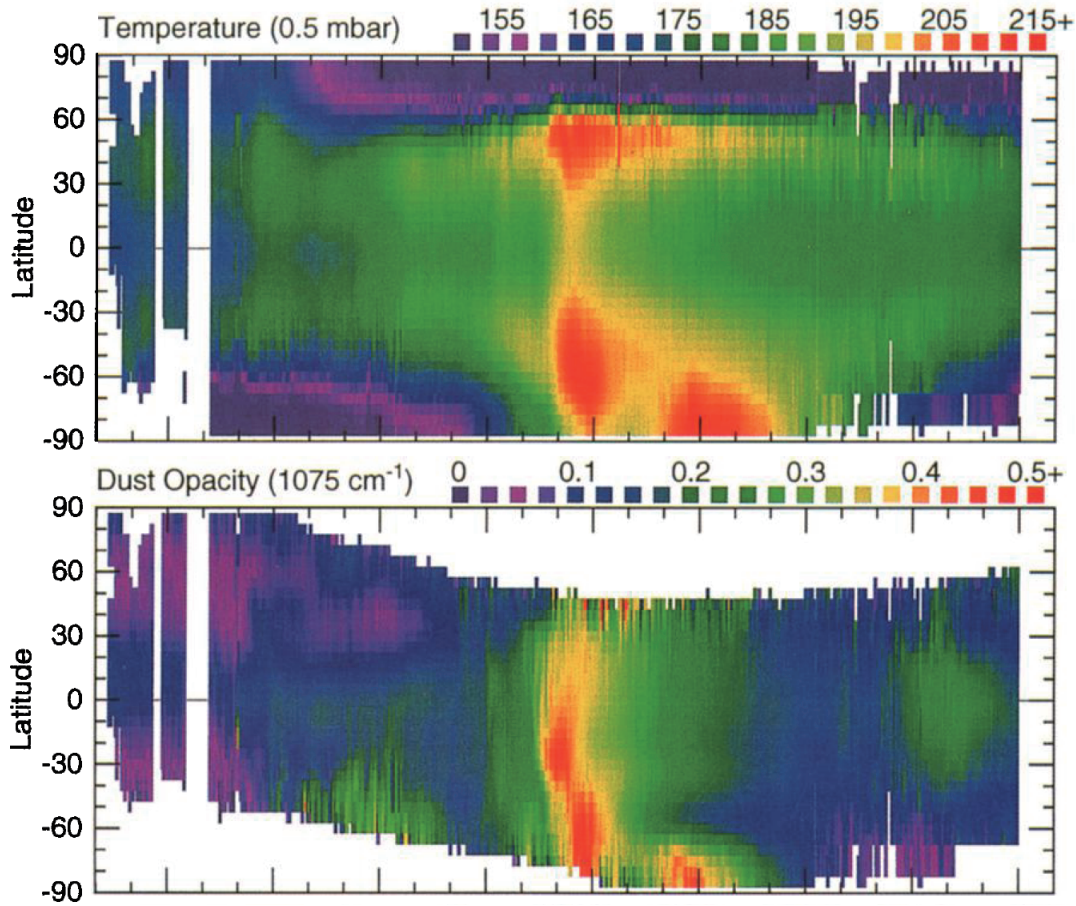


Fig.14 An overview of TES (Thermal Emission Spectrometer) atmospheric observations shown as zonal average as a function of latitude and season. Upper panel is daytime atmospheric temperature. Lower panel is dust opacity.

### 2.5.2 積雪以外の質量移動の $\Delta J_3$ 項への寄与

積雪以外に  $J_3$  項の変化に影響を与える要因は2つある。大気質量の季節変化と季節的な積雪による火星の荷重変形である。

大気質量の再分布による  $\Delta J_3$  項の評価は、積雪の場合と同じである。(4)式の面密度  $\sigma$  を大気圧にすれば良い。MGS搭載の熱放射分光計 (Thermal Emission Spectrometer ;TES) によって推定された火星の大気圧データが、PDS Geoscience Node にて公開されている。本研究では、半月ごとの大気圧データを取得し  $\Delta J_3$  を計算した。本研究で議論した期間での大気による  $\Delta J_3$  の最大振幅は、 $\sim 0.14 \times 10^{-9}$  となり、積雪による  $\Delta J_3$  と比べて  $\sim 5\%$  ほどの大きさに相当する。このような大気の季節的な移動は重力変化として、特に  $\Delta J_2$  に表れるが、 $\Delta J_3$  への寄与は無視できるほど小さいものとなる (Chao and Rubincam, 1990)。

続いて、季節的な積雪による火星の荷重変形について考察する。荷重変形には、地表面の変形と重力場の等ポテンシャル面 (Areoid) の変形の2種類がある。前者は、表層荷重が力

学的に火星地殻を变形させることで起こり、後者は、变形の結果、固体惑星内部の質量分布が変化することによって起こる。このような荷重变形は、積雪と同時に起こるものなので、観測される積雪深度や積雪による重力変化の中には、この影響が常に含まれている。

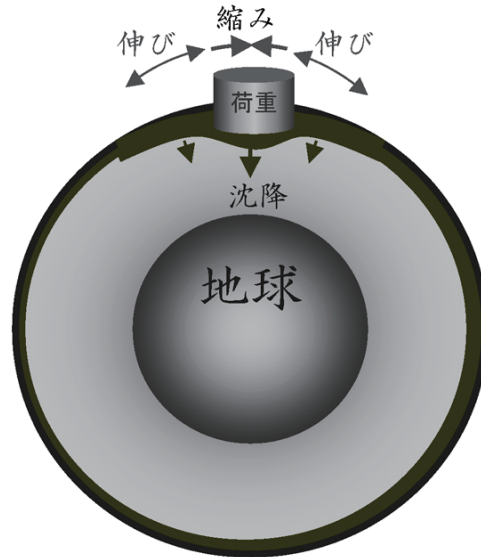


Fig.15 Conceptual scheme of elastic deformation by surface load. Cited from <http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/part3/heki/heki-0.html>.

まず、重力場の等ポテンシャル面 (Areoid) の变形について述べる。  $\Delta J_3^{Obs}$  を実際に観測される  $J_3$  項の変化とし、  $\Delta J_3^{True}$  を火星が完全な剛体である場合に観測される  $J_3$  項の変化だとすると、荷重变形が及ぼす  $J_3$  項への寄与は、以下の式となる。

$$\Delta J_3^{Obs} = \Delta J_3^{True} (1 + k_3^l) \quad (9)$$

ただし、  $k_3^l$  は重力に対する火星の 3 次の荷重ラブ数である。

通常、  $k_3^l$  は負の値であり (变形によって  $J_3$  項の振幅が小さくなる)、地球では  $-0.194$  となっている (Han and Wahr, 1995)。火星の  $k_3^l$  はまだ実測されていないが、大きな流体核を持つ地球の値よりは小さいと推測される。Yoder et al. (2003) は、MGS のドップラー観測から火星の 2 次の潮汐ラブ数  $k_2^l$  を  $\sim 0.15$  と推定している。これは、地球の  $k_2^l$  のおよそ半分の大きさである。Métivier et al. (2008) は、流体核を持つ現実的な火星の内部構造を仮定して (流体核半径 1468km, 地殻・マントル境界半径 3280km)、火星の 3 次の荷重ラブ数  $k_3^l$  を  $-0.05$  から  $-0.08$  の間であると推定している。よって、表層荷重による火星の弾性变形は  $J_3$  項を過小評価し、積雪密度も小さく見積もった可能性がある。それは、およそ  $\sim 10\%$  に相当する。

最後に表層荷重による地表面の变形について述べる。このような变形は MOLA によって測定される積雪深度に影響を与える。すなわち雪の重みによって火星表面が沈降することで、実際の積雪深度を過小評価するからである。鉛直方向の変位と観測される  $\Delta J_3$  との関

係は以下のような式で表わされる.

$$\Delta u(\phi) = \frac{h_3^l}{(1 + k_3^l)} \Delta J_3^{Obs} \bar{P}_{3,0}(\sin \phi) \quad (10)$$

ただし,  $\bar{P}_{3,0}(\sin \phi)$  は緯度  $\phi$  における次数 3, 位数 0 の正規化されたルジャンドル倍関数である (e.g., Davis et al., 2004).  $h_3^l$  は鉛直方向に対する 3 次の荷重ラブ数で, Métivier et al. (2008) は  $-0.21$  から  $-0.30$  の間であると推定している. 観測された  $\Delta J_3$  の下では, この値は 1cm よりも小さく, MOLA で観測された積雪深度の最大値より二桁以上小さい. したがって積雪荷重による火星表面の沈降の影響は無視できるだろう.

計算上の誤差と荷重変形による誤差を考慮すると, 見積もった積雪密度は  $\sim 10\%$  ほど過大評価である可能性が高いと結論付けることができる.

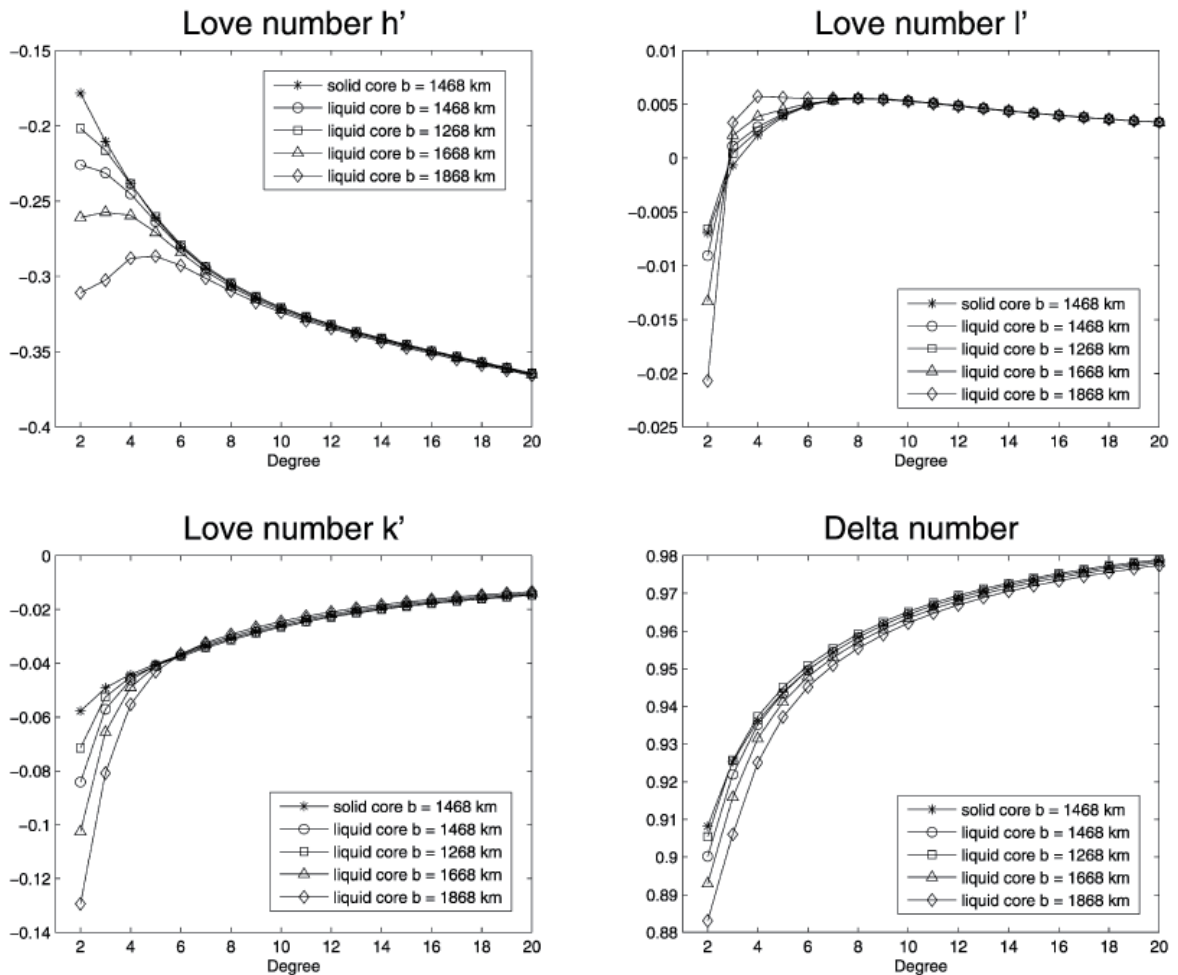


Fig.16 Load Love number as a function of degrees. Here I show the load Love number assuming a 1468 km liquid outer core and a 3280 km mantle-crust interface radius.

### 2.5.3 積雪深度データの不確定性

衛星軌道誤差による MOLA データの系統誤差も積雪密度の推定値に誤差を与える。Smith et al. (2001) における MOLA データは、最大積雪深度として、北半球で  $\sim 1.5\text{m}$ 、南半球で  $\sim 1.2\text{m}$  を示している。Aharonson et al. (2004) は、南北の緯度  $86^\circ$  における MOLA のクロス・オーバー点でのデータを再解析し、北半球では積雪深度が  $\sim 1.5\text{m}$ 、南半球で  $\sim 2.5\text{m}$  に達すると報告している (Fig.17)。積雪は Smith et al. (2001) よりも多くなり、また南北でも非対称さも顕著となった。そこで、この新しく見積もられた積雪深度によって本研究の結果がどれほど変化するか検討してみた。

Aharonson et al. (2004) では積雪深度として南北の緯度  $86^\circ$  のみを与えているので、このデータをもとに低緯度地域における積雪深度を外挿する。本研究では、緯度  $65^\circ$  で積雪深度が 0 となるように、緯度  $86^\circ$  から低緯度に向かって線形的に減少していくと考えた。そして、1.4.2 節と同様な解析を行った結果、最大積雪密度  $\rho_{max}$  として、1 年目の南半球で  $(0.44 \pm 0.05) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、北半球で  $(0.56 \pm 0.1) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、2 年目の南半球で  $(0.61 \pm 0.01) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  という値を得た。積雪密度の絶対量は半分ほどとなったが、本研究の本質である圧密による積雪密度の季節変化は捉える事が出来た (Fig.18)。実際に、Aharonson et al. (2004) による  $0.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  の一定の積雪密度を考えた場合より、時間変化する積雪密度を考えた場合の方が、観測値との残差はより小さくなる。

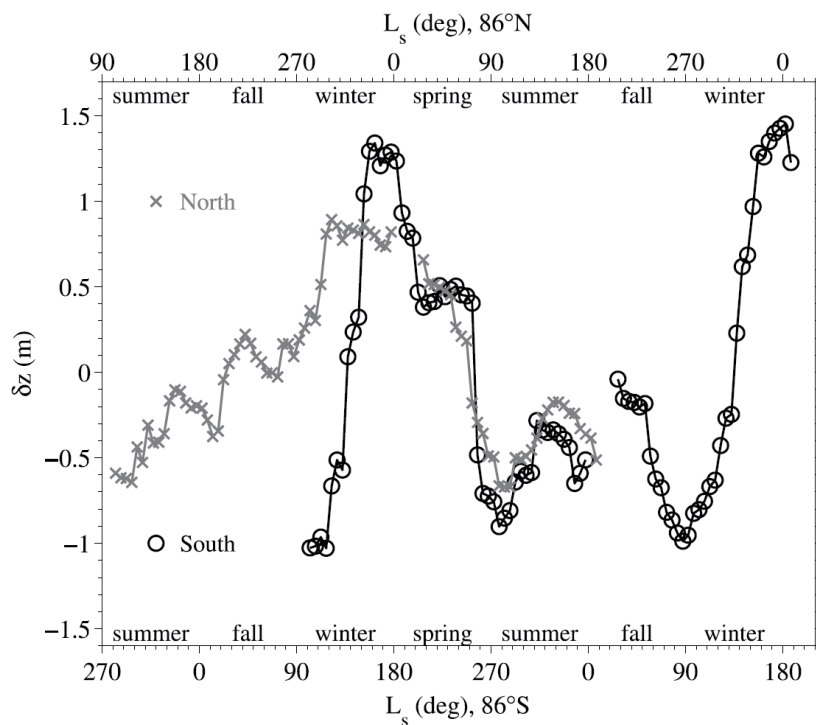


Fig.17 Snow depth averaged over longitude in a  $0.5^\circ$  annulus at  $86^\circ$  north (crosses) and south (circles) latitude analyzed by Aharonson et al. (2004).

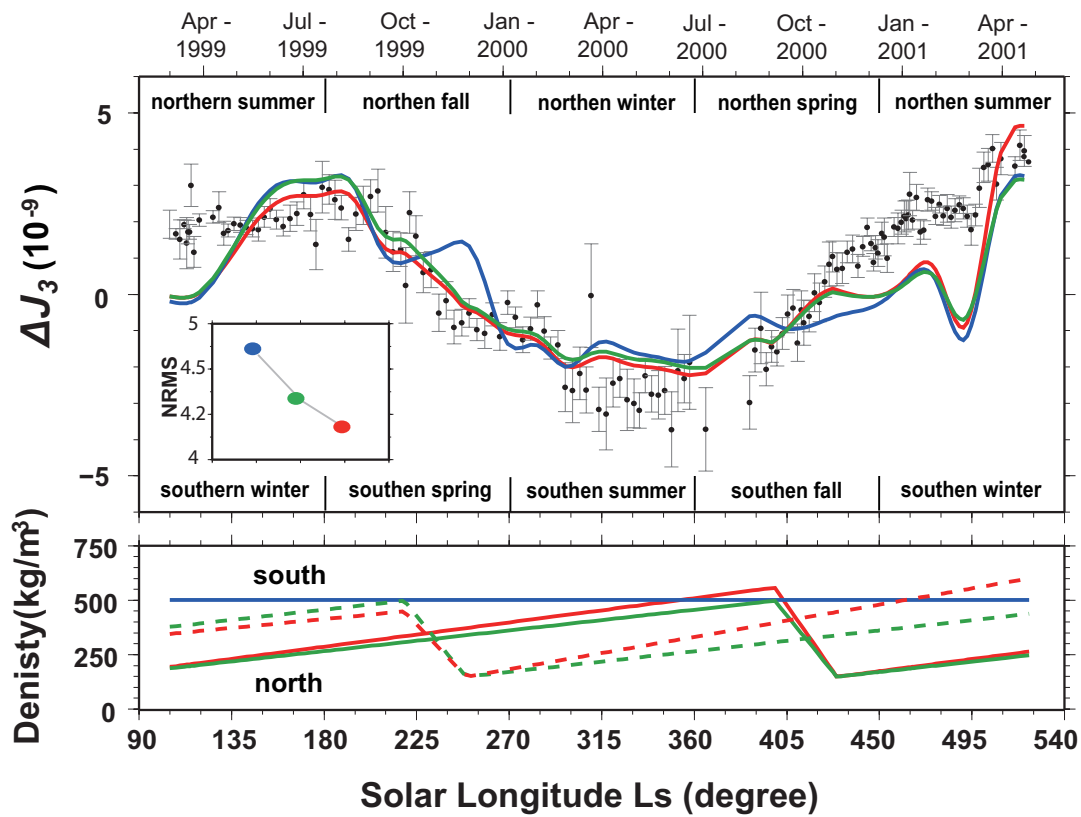


Fig.18 Upper panel shows the time-series of changes in gravity coefficient  $\Delta J_3$ . The black dots with  $1\text{-}\sigma$  error bars show gravimetric  $\Delta J_3$  observed by MGS. The three curves show altimetric  $\Delta J_3$  calculated from MOLA snow depth data (Aharonson et al., 2004), where the average density of snow pack is assumed constant (blue), time-variable without inter-annual difference (green), time-variable with inter-annual difference (red). Lower panel shows the time-series of average density in the northern (solid lines) and southern hemisphere (dashed lines).



## 2.6 結論

ドップラー追尾法によって観測された  $\Delta J_3$  と MOLA の積雪深度から算出した  $\Delta J_3$  を比較することで、火星の積雪密度について解析を行った。その結果、積雪密度を一定として考えた場合よりも、時間とともに増加していくと考えた場合の方が、両者は良く一致することが分かった。 $\sim 0.1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  ほどであった新雪は、消雪する春の終わりから夏の初めになると、その密度は  $\sim 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  まで増加する。このような密度増加は、自己重力による圧密や焼結が原因であるが、ダストストームの活動によっても密度が変化する可能性がある。すなわちダストストームによる積雪へのダストの混入や、一時的な温暖化による焼結の促進などによる積雪密度の上昇である。特にダストストームが頻発する南半球で、この影響が顕著であることが示唆された。誤差源として、重力の高次項の無視による影響、大気荷重や荷重変形の影響を解析したところ、実際に得られた積雪密度は  $\sim 10\%$  ほど過大評価している可能性が示唆された。また、Aharonson et al. (2004) が再解析した積雪密度を用いて同様な解析を行ったところ、積雪密度の絶対値は半分程度になったが、圧密による時間変化は同じく捉える事が出来た。この積雪密度の絶対値については、将来の積雪深度の再測定によって、修正されるかもしれない。

### 3 アジア高山域における山岳氷河の融解

チベット高原を取り囲むように連なるアジア高山域は、その氷の貯蔵量の多さから北極・南極に次ぐ「第三の極」と呼ばれている。現在、世界各地の氷床や山岳氷河は地球の温暖化に伴って融解しつつある。アジア高山域もその例外ではない。本章では、このアジア高山域の山岳氷河が現在どれほどの速度で融解しているのか、重力観測衛星 GRACE が捉えた重力変化を解析することによって定量的に議論する。本研究は、科学論文として海外の専門誌 (Earth Planetary Science Letter; EPSL) にて発表されている (Matsuo and Heki, 2010)。

#### 3.1 背景

始新世中期 (約 5000 万年前) に始まったとされるインド、ユーラシアプレート間の衝突・収束運動は、そのプレート境界に造構的な隆起をもたらし、世界最大級の高原台地チベット高原や、ヒマラヤ山脈、カラコルム山脈に代表されるアジア高山域を形成した。このような起伏の激しい地形は、アジア全域における大気循環と気候に大きな影響を与えている。6 月から 9 月にかけてインド洋から吹き込む湿ったモンスーンはヒマラヤ山脈に衝突し、山脈南麓に世界有数の激しい雨をもたらす。このモンスーンによる夏の降水は、高山域では積雪として蓄えられ、その結果大規模な山岳氷河を形成する。一方、チベット高原西縁のカラコルム山脈では、偏西風がもたらす冬の降雪が大量の山岳氷河を発達させる。これらに北方の天山山脈やパミール高原の氷河を加えたアジア高山域の山岳氷河群は、中低緯度地域では世界で最も多くの陸氷を貯蔵しており、「第三の極」と呼ばれる (Qiu, 2008)。

地球上の陸氷の大部分は、南極とグリーンランドの氷床が占める。しかしながら、近年の温暖化による融解量が多いのは、総量ではるかに少い山岳氷河や氷帽の方である。何故なら、氷床を有する極域は氷点下をはるかに下回る気温を常時保っているが、氷河を有する高山域は一年のうちに大量の降雪と融解が繰り返しており、そのバランスが僅かな温度上昇によってすぐに崩れてしまうからだ。そのため、海面上昇の原因としては、このような山岳氷河の融解の寄与の方が大きくなるのである (Meier et al., 2007)。中でもアラスカ南東部の氷河群は全融解量の半分近くを占め、アジア高山域や南米パタゴニアの氷河群がこれに続く (Kaser et al., 2006)。

2002 年に世界で初めて重力変化計測を目的として打ち上げられた双子型衛星 GRACE は、広域にわたる山岳氷河群での氷の融解 (質量減少) を重力変化として直接計測することができる。GRACE による重力観測はこれまでに、南東アラスカ (Tamisiea et al., 2005; Chen et al., 2006) やパタゴニア (Chen et al., 2007) における山岳氷河の融解量を明らかにしてきた。Meier (1984) は、温暖化による氷河の融解速度は季節的な体積変化 (氷河の面積  $\times$  年間積雪深度) におおむね比例すると考えた。この法則は、1961 年から 2003 年までに行われた現地観測に基づく氷河の融解速度に対して良く当てはまっている (Dyurgerov and

Meier, 2005). 一方, ここ 10 年程の間に GRACE や高度計などの測地学的観測で得られた融解速度もこの法則にほぼ従っている. しかしながら, ここ 10 年間の融解速度は過去 40 年と比べ 2 倍近くになっており, 山岳氷河の融解が全球規模で加速しつつあることを示唆している. 本研究は, アジア高山域における山岳氷河に焦点を当て, GRACE によって観測された重力変化から現在どれほどの速度で氷河が融解しているのか解析を行う. また, その融解速度が経年的にどのように推移しているのか解析する. さらに, チベット高原における隆起の影響や, インド北部における地下水の減少についても議論を行う.

### 3.2 GRACE データの解析

GRACE によって観測された地球重力場は, 球面調和関数の組み合わせとしてモデル化されている. GRACE 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; Jet Propulsion Laboratory), テキサス大学宇宙研究センター (UTCSR; UT Austin Center for Space Research), ドイツ地球物理研究センター (GFZ; GeoForschungsZentrum), フランス国立宇宙研究センター (CNES; Le Centre National d'Études Spatiales) などの研究機関によって解析がなされており, 球面調和関数の係数 (ストークス係数) がレベル 2 データとして, JPL や CNES のホームページ (<http://podaac.jpl.nasa.gov/grace/>, <http://bgi.cnes.fr:8110/geoid-variations/README.html>) などで利用可能である.

本研究では, テキサス大学 (UTCSR) が解析したレベル 2 データ (Release 4) を使用した. このデータは, GRACE が直接捉える重力場に様々な補正が施されたものである. 第 1 章でも述べたが, 周回する人工衛星は中心天体からの引力以外の影響 (月・太陽からの潮汐力や太陽輻射圧など) を受けている. GRACE では加速度計を搭載しているため, このような非重力場起源の摂動力に関しては補正することが可能である. さらに UTCSR による GRACE データ (UTCSR 解) では, 地球重力場の大規模な永年変動や潮汐応答, 非潮汐起源の大気・海洋変動などもモデルを用いて補正している. UTCSR 解を  $\bar{G}$  とすると, 以下のように表わすことが出来る.

$$\bar{G} = G - G'(t - t_0) - \delta G^{st}(t) - \delta G^{ot}(t) - \delta G^{pt}(t) - \delta G^{a+o}(t) \quad (11)$$

ただし,  $G$  は非重力場起源の摂動力を補正した GRACE データ,  $G'(t - t_0)$  は地球重力場の長波長成分の  $C_{2,0}$ ,  $C_{3,0}$ ,  $C_{4,0}$  項の永年変動や極運動に起因する  $C_{2,1}$ ,  $S_{2,1}$  項の永年変動,  $\delta G^{st}(t)$  は固体地球潮汐,  $\delta G^{ot}(t)$  は海洋潮汐,  $\delta G^{pt}(t)$  は極潮汐, そして  $\delta G^{a+o}(t)$  は非潮汐起源の大気・海洋変動である.  $G'(t - t_0)$ ,  $\delta G^{st}(t)$ ,  $\delta G^{ot}(t)$ ,  $\delta G^{pt}(t)$  に関しては *IERS Convention(2003)* の Chapter 6 を参照されたい.  $\delta G^{a+o}(t)$  は, ECMWF(European Center for Medium Weather Forecast) Pressure Model に基づく大気変動と, MOG2D barotropic ocean model (Carrère and Lyard, 2003) に基づく海洋変動を組み合わせた AOD1B Release-04 product によって補正されている. Fig.19 は, UTCSR 解に基づく地球の静的な重力場 GGM03C モデル (最大次数 360 次) を展開したものである. ただし, 回転楕円体成分 ( $C_{2,0}$

項) は取り除いている。

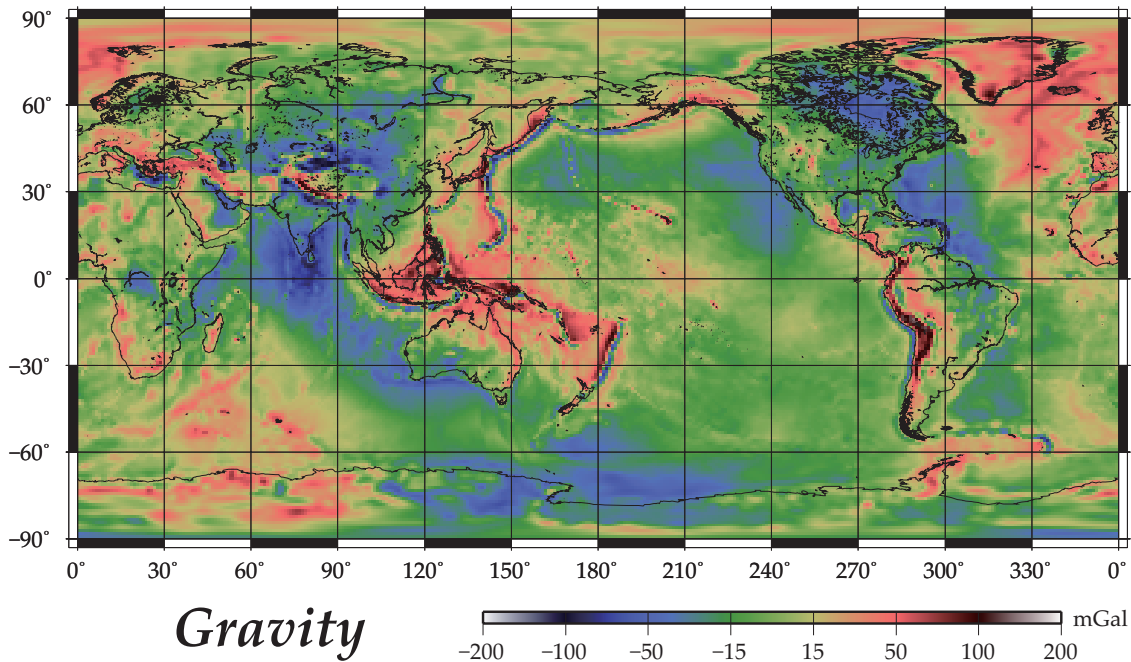


Fig.19 Static Gravity field of the earth observed by GRACE. Up to 360 degree and order of Stokes coefficients are expanded. Spheroidal ( $C_{2,0}$ ) component is removed.

GRACE は静的な重力場だけでなく、時間変化する重力場の検出も可能にする。本研究では、この時間変化する重力場に着眼し、アジア高山域で起こる山岳氷河の融解を解析する。時間変化する重力場として、UTCSR 解に基づく GSM(Gravity Satellite only Monthly solutions) モデルを使用した。このデータは、次数 60 次までのストークス係数で構成されており、空間解像度は  $\sim 300\text{km}$  四方、時間分解能は 1 ヶ月となっている。ストークス係数の平均値からの月毎のずれ ( $\Delta C_{nm}$ ,  $\Delta S_{nm}$ ) は、以下の式を用いて月毎の重力のずれ ( $\Delta g$ ) に変換することが出来る。

$$\Delta g(\phi, \lambda) = \frac{GM_{earth}}{R^2} \sum_{n=2}^{n_{max}} (n+1) \sum_{m=0}^n [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (12)$$

ただし、 $\phi$  と  $\lambda$  は緯度と経度、 $R$  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、 $P_{nm}$  はルジャンドル陪関数、 $n_{max}$  は最大次数 (60 次) を表わし、 $n$ ,  $m$  は次数と位数を表わす。GRACE では長波長成分の観測精度が低いため、重力ポテンシャルの扁平を表す  $\Delta C_{2,0}$  に関しては SLR による値 (Cheng and Tapley, 2004) と置き換えている。なお地球重心の変化 ( $\Delta C_{1,0}$ ,  $\Delta C_{1,1}$ ,  $\Delta S_{1,1}$ ) に関しては、GRACE では観測することが出来ないの で考慮していない。

Fig.20 は、2005 年 1 月における重力の平均値からのずれの分布図である。見てわかる通り、得られた重力のずれの分布図には南北に延びる縞模様が卓越しており、地球物理的なシグナルを見出すことが出来ない。このような縞模様は、ストークス係数に含まれるノイ

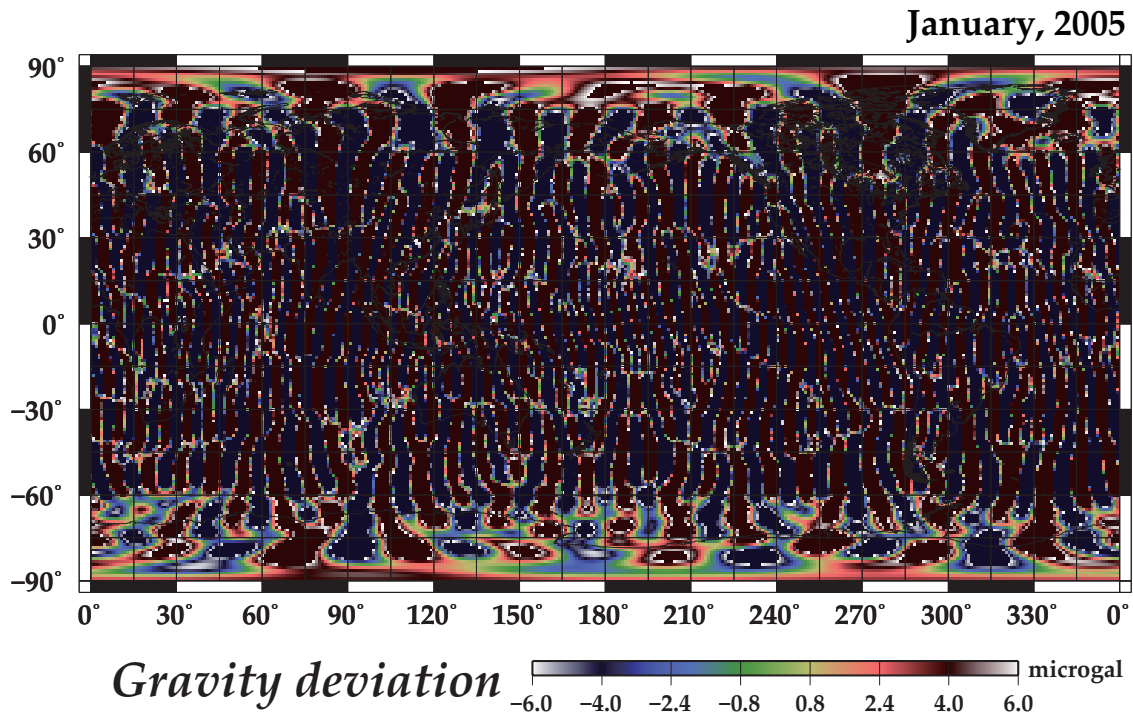


Fig.20 Gravity anomaly in January 2005 observed by GRACE satellite, where no spatial filters have been applied.

ズどうし強い相関が表れたものである。この高次項のノイズは主に2つの要因によって生じたものと考えられる。1つめは、地球表面における大気・海洋質量の短周期的な変動によるエイリアシングである。この影響は AOD1B Release-04 product によって補正がなされているが、素早い変動には対処が難しく、結果、高次のノイズとして残った可能性がある。そして2つめは、GRACE 衛星の地球重力場の計測漏れ、特に経度方向のデータ欠損である。GRACE は高度 500km の極軌道上を約 90 分で周回している。つまり、1日に 18 周する。GRACE が同じ軌道のパスを通過するのは 1 ヶ月後（これが GRACE の時間分解能に相当する）であるから、それまでに約 550 周することになる。約 550 のパスでは、地球を万遍なく計測することは難しい。特に、経度方向の計測密度が疎な領域が残る。このような状態で全球重力場を球面調和展開すると、得られるストークス係数は数学的に非常に不安定なものとなり、結果、縦縞状のノイズが卓越するものと推測される。

これらの問題を解決するには、物理モデルの改良や多数の衛星の打ち上げなどが必要であるが、GRACE データにいくつかのフィルター処理が施すことによって、これらのノイズを幾分軽減・除去することが可能である。本稿ではそのフィルターとして、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)、縦縞除去フィルター (Swenson and Wahr., 2006) の解説を行う。

### 3.2.1 ガウシアンフィルターとファンフィルター

GRACE データのノイズは次数  $n$  に比例して大きくなる。そこで、距離について重み関数としてガウス分布を仮定した等方的な空間平均をとるフィルターを適用することで、ノイズの寄与を小さくする。これは等価的に高次のストークス係数の重みを以下の式に従って小さくすることに相当する。このフィルターをガウシアンフィルターと呼ぶ。次数  $n$  におけるストークス係数の重み  $W_n$  は、以下のような漸化式で表わされる。

$$W_0 = 1 \quad (13)$$

$$W_1 = \frac{1 + e^{-2b}}{1 - e^{-2b}} - \frac{1}{b} \quad (14)$$

$$W_{n+1} = -\frac{2n+1}{b} W_n + W_{n-1} \quad (15)$$

$$b = \frac{\ln(2)}{(1 - \cos(r/R))} \quad (16)$$

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距離で averaging radius と呼ばれる。Fig.21(a) は、averaging radius を 350km, 500km とした場合の重みの大きさをプロットしたものである。高次になるほど重みがゼロへと近づいていくことが分かる。このような重み関数は以下の式のようにして GRACE データに適用する。

$$\Delta g(\phi, \lambda) = \frac{GM_{earth}}{R^2} \sum_{n=2}^{nmax} (n+1) W_n \sum_{m=0}^n [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (17)$$

Fig.22 は、averaging radius を 350km(a), 500km(b), 1000km(c) としたガウシアンフィルターをかけた重力のずれの分布図である。averaging radius を大きくするほどノイズが軽減されることが分かる。しかしながらノイズと同時に、高次項に含まれるシグナルも小さくしてしまう。そのため、適用する averaging radius はノイズが許す限り小さなものでなくてはならない。

GRACE データにおけるノイズは次数  $n$  だけでなく、位数  $m$  にも比例して大きくなる。そこで、ガウシアンフィルターの重み関数を次数  $n$  だけでなく位数  $m$  も考慮したものを適用する。重み関数は (13)-(16) 式の次数  $n$  のものに、同じ関数形を持った位数  $m$  に依存する重みを掛け合わせたものである。次数  $n$  のガウシアンフィルターは、Fig.21(b) のように同じ次数では同じ重み関数をかけたものだったが、位数  $m$  も考慮したフィルターの重み関数は Fig.21(c) のように扇形になる。それ故に、このフィルターはファンフィルターと呼ばれる。ファンフィルターは、以下のようにして GRACE データに適用する。

$$\Delta g(\phi, \lambda) = \frac{GM_{earth}}{R^2} \sum_{n=2}^{nmax} (n+1) W_n \sum_{m=0}^n W_m [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (18)$$

Fig.23 は、averaging radius を 350km(a), 500km(b), 1000km(c) のファンフィルターをかけた重力のずれの分布図である。ガウシアンフィルターより小さい averaging radius でノイ

ズが軽減されていることが分かる。

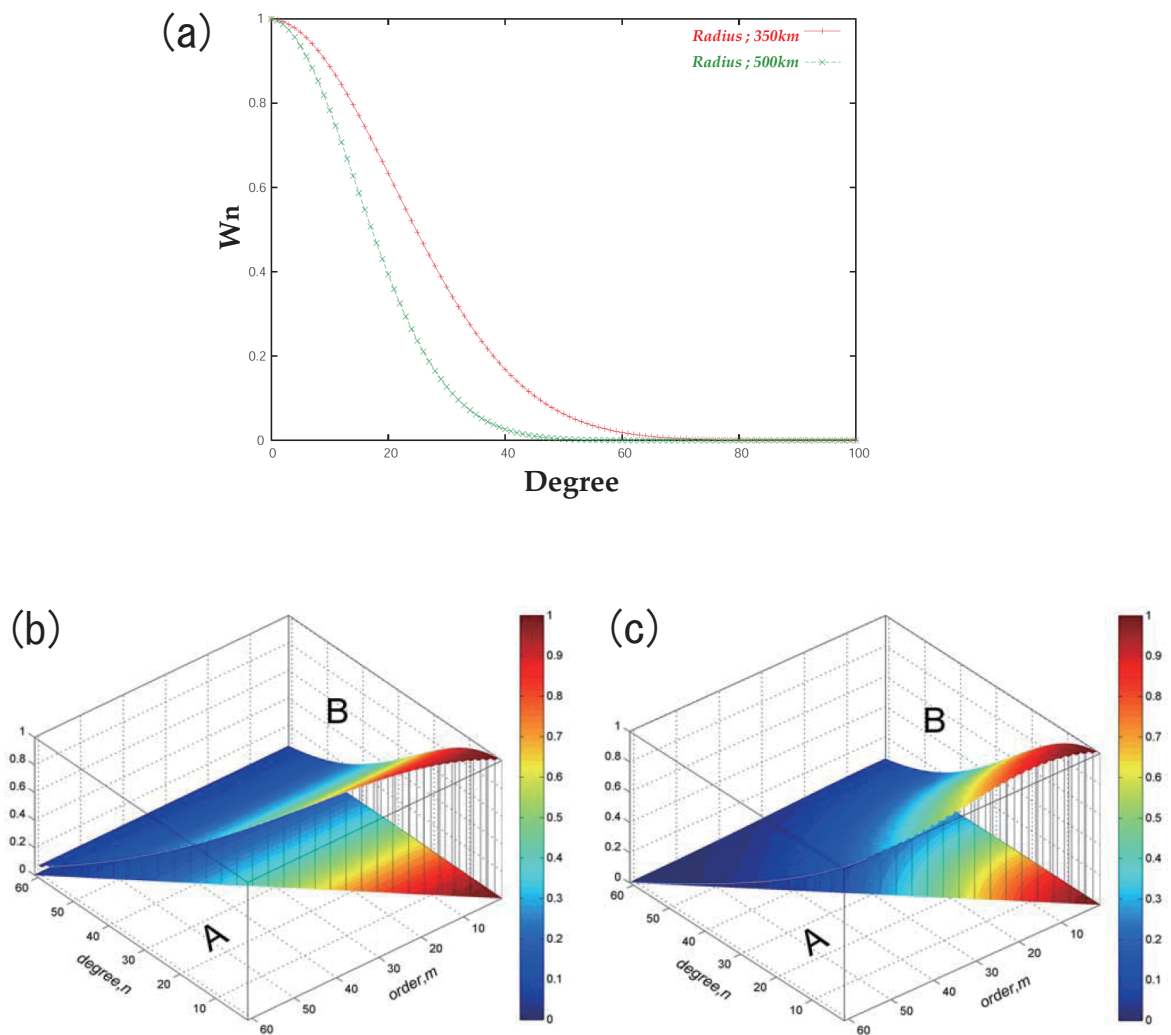


Fig.21 (a) Spherical harmonic coefficients  $W_n$  of regular Gaussian filters with the averaging radius of 350 km (red) and 500 km (green), respectively, used for spatial averaging of GRACE data. (b) weight of regular Gaussian filter and its projection onto the  $(n, m)$  plane ( $L = 300$  km); (c) weight of the fan filter (Gaussian filter with weights considering both  $n$  and  $m$ ) and its projection ( $L = 300$  km). (Zhan et al., 2009)

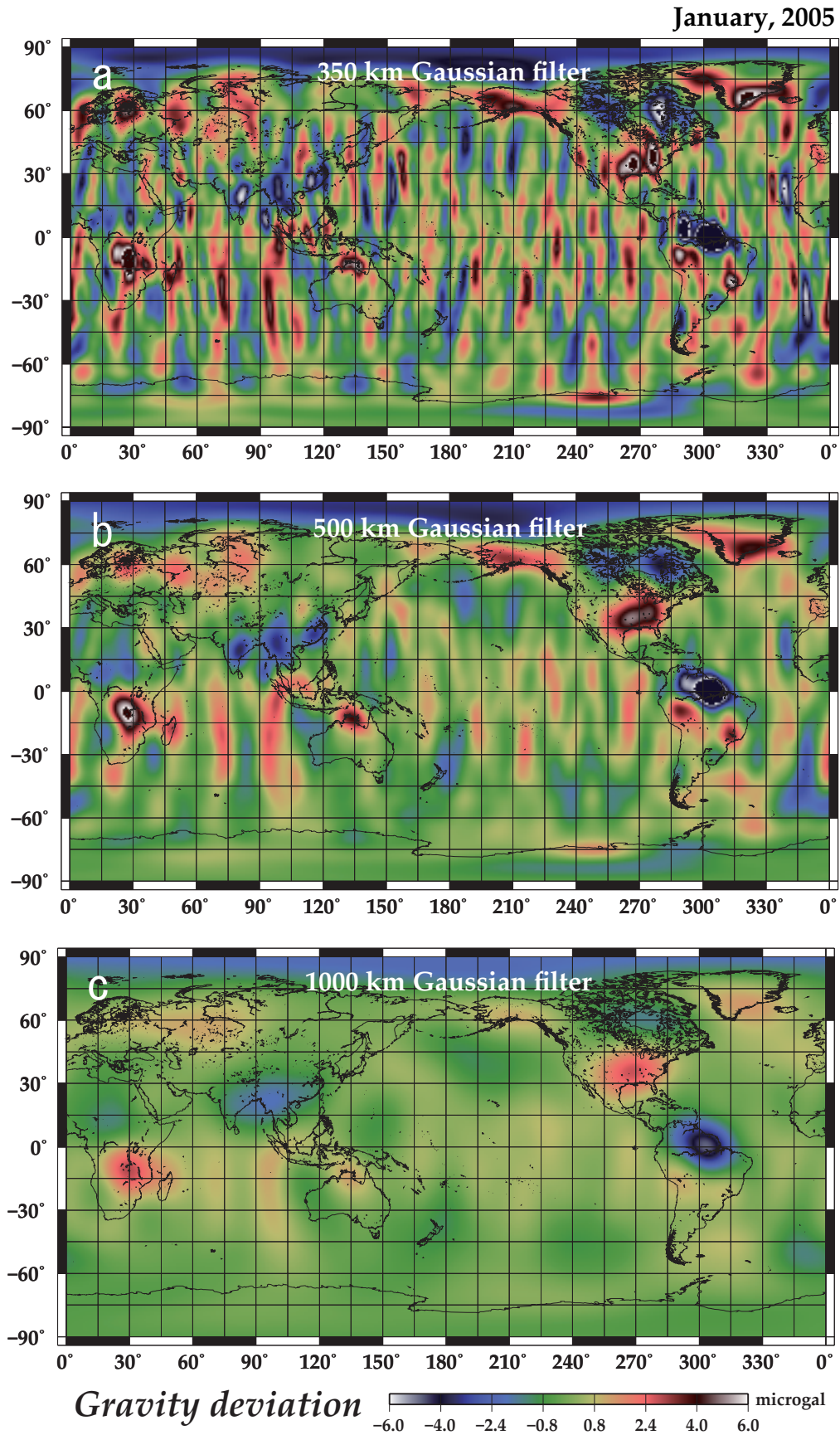


Fig.22 Gravity deviation in January 2005 observed by GRACE satellite with the Gaussian filter of the averaging radius of (a) 350 km, (b) 500 km, (c) 1000 km.



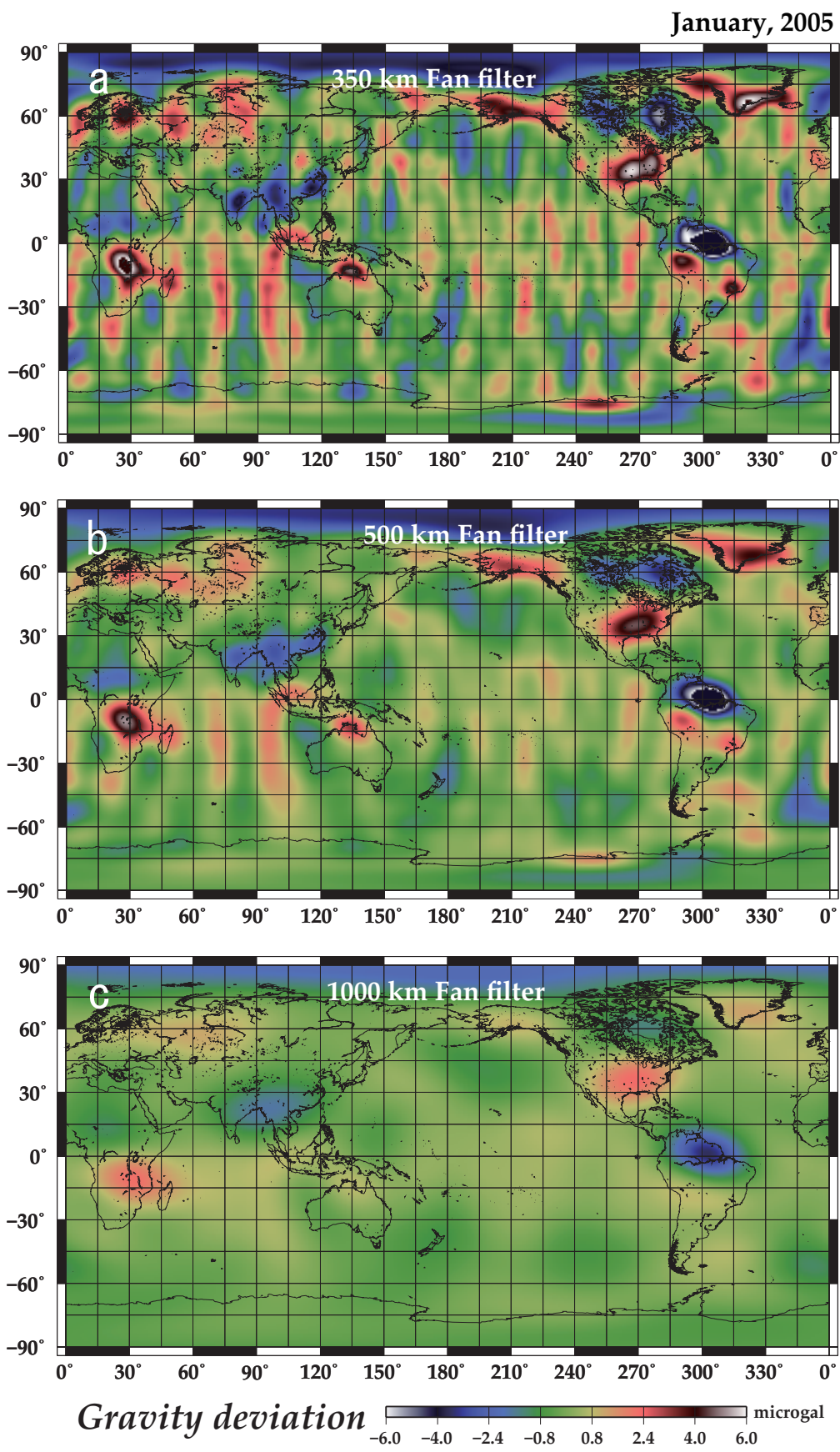


Fig.23 Gravity deviation in January 2005 observed by GRACE satellite with the fan filter of the averaging radius of (a) 350 km, (b) 500 km, (c) 1000 km.

### 3.2.2 縦縞除去フィルター (相関ノイズ除去フィルター)

GRACE によって推定された全球的な重力分布を波数領域で見ると、ストークス係数と次数・位数との間に特徴的な相関を見出すことが出来る。Fig.24 は GRACE データのストークス係数 ( $C_{nm}$ ) の次数  $n$  に対する変化を、位数  $m=0-3$  と  $m=15-18$  でプロットしたものである。(a) は  $m=0-3$  における  $C_{nm}$  を全ての  $n$  に対してプロットしたもの、(b) は偶数の  $n$  に対してプロットしたもの (赤の線) と奇数の  $n$  に対してプロットしたもの (青の線) である。(c) は (a) の位数を  $m=15-18$  にしたもので、(d) も同様である。目視では、位数  $m$  が小さい場合は次数  $n$  に対してストークス係数は相関性がないように見える。しかしながら位数  $m$  が大きくなると、あるストークス係数間で相関が見え始める。Fig.24 の (c) を見ると、ストークス係数が次数  $n$  に対して激しく振動していることが分かる。この振動が縦縞状のノイズをもたらす直接要因となっている。位数  $m=8$  以上でこの傾向が顕著に見られるようだ。Fig.24 の (d) から、この振幅は同じ位数のストークス係数の次数が偶数の成分と奇数の成分が、それらの中で大きな相関を持っていることが見て取れる。そこで偶数の次数と奇数の次数の係数に分けて、それぞれを位数の多項式として最小二乗推定でモデル化し、そのモデル化した関数を差し引くことによって係数間の相関を取り除く。Fig.25 は位数 12 以上のストークス係数に対して、5 次式でモデル化した関数を取り除いた結果である (Polynomial 5, order M12; P5M12)。このようにして縦縞状のノイズのかなりの部分を除去することが出来る。

### 3.2.3 ファンフィルターと縦縞除去フィルターの併用

ファンフィルターに加えて縦縞除去フィルターを併用することによって、ノイズをさらに軽減出来る。Fig.26 は、averaging radius を 350 km (a), 500 km (b), 1000 km (c) のファンフィルターと縦縞除去フィルターの両方を適用した重力のずれの分布図である。このようにして、より小さい averaging radius で、よりノイズの少ない重力データを得ることが出来る。本研究では、GRACE データに 350km のファンフィルターと P5M12 の縦縞除去フィルターを適用し、解析を行っていく。

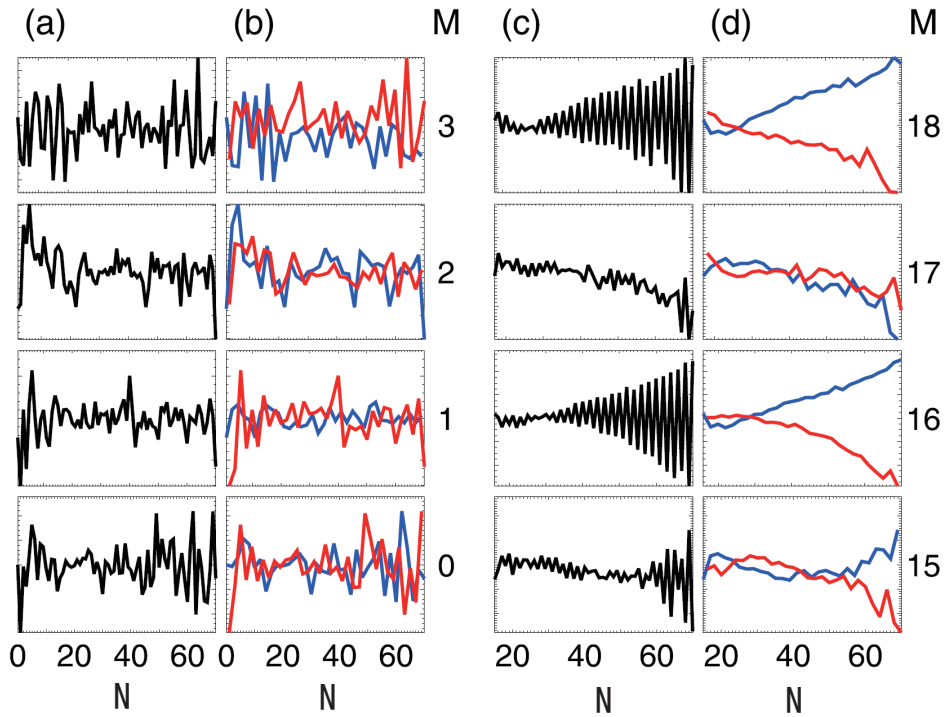


Fig.24 Stokes coefficient plotted as functions of degree for orders  $m=0-3$  and  $m=15-18$ . (a) and (c) plotted for every degree; (b) and (d) coefficients plotted separately for even and odd degrees. (Swenson and Wahr, 2006)

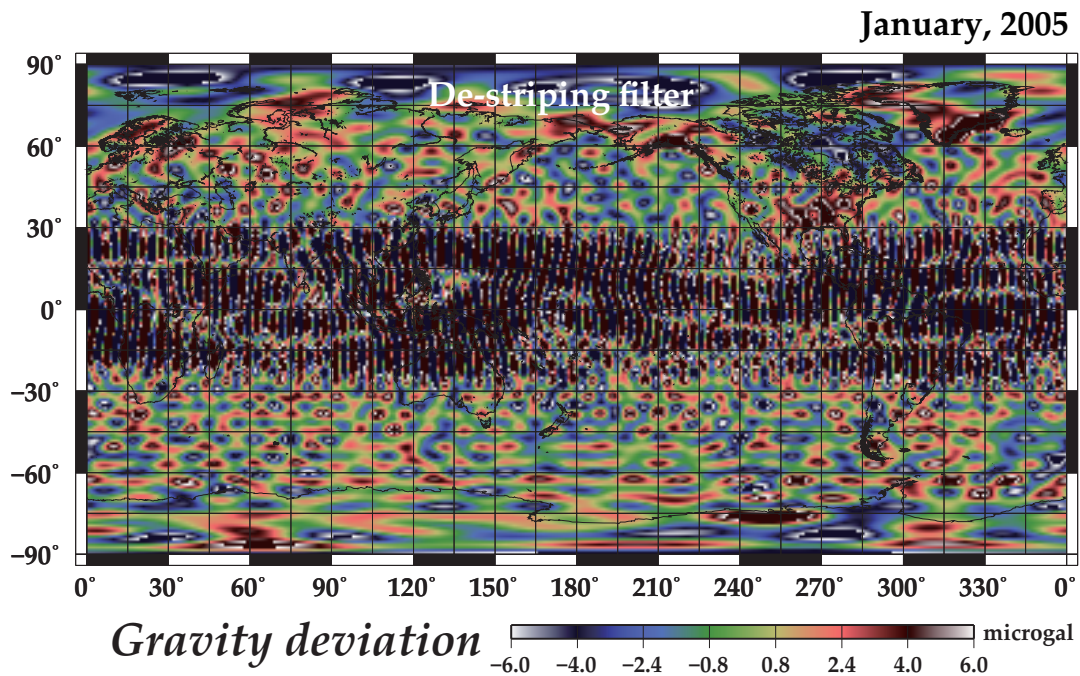


Fig.25 Gravity anomaly in January 2005 observed by GRACE satellite, for which the de-stripping filter of P5M12 is applied.

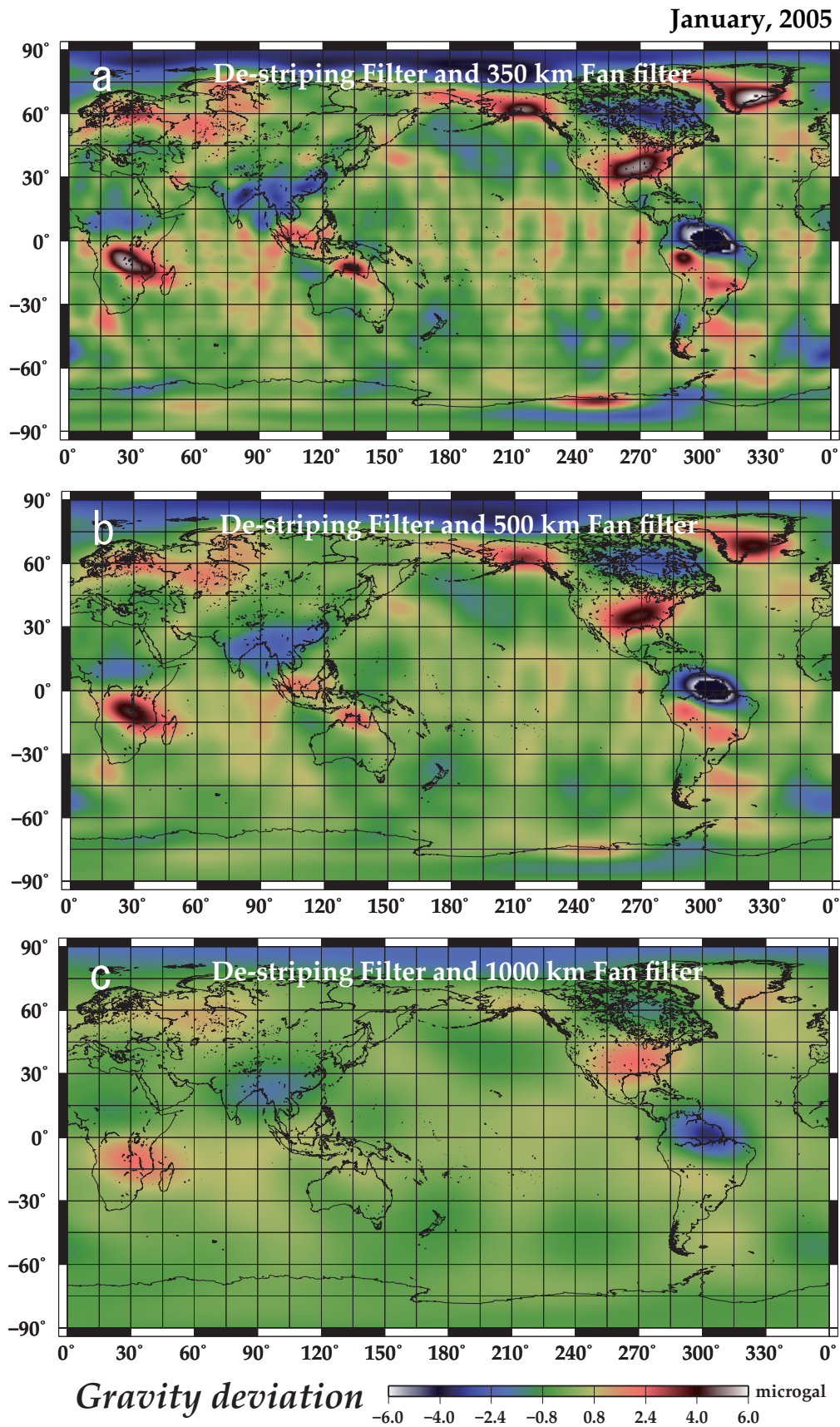


Fig.26 Gravity deviation in January 2005 observed by GRACE satellite, in which the de-striping filter of P5M12 and the fan filter with the averaging radius of (a) 350 km, (b) 500 km, (c) 1000 km are applied.

### 3.3 重力の経年的変化

3.2.3 節のようにファンフィルターと縦縞除去フィルターを施した重力変化の時系列を最小二乗法によって、以下のような 1 次式, 2 次式, 3 次式と年周・半年周変化 (季節変化) の関数でモデル化する.

$$\Delta g(t) = a_1 t + a_2 t^2 + a_3 t^3 + a_4 \cos(2\pi t) + a_5 \sin(2\pi t) + a_6 \cos(4\pi t) + a_7 \sin(4\pi t) \quad (19)$$

ただし,  $a_1$  は 1 次の係数,  $a_2$  は 2 次の係数,  $a_3$  は 3 次の係数,  $a_4$  は  $\cos$  成分の年周変化の振幅,  $a_5$  は  $\sin$  成分の年周変化の振幅,  $a_6$  は  $\cos$  成分の半年周変化の振幅,  $a_7$  は  $\sin$  成分の半年周変化の振幅である.

このようにして求めた 2002 年から 2009 年における重力変化の時系列の 1 次の係数  $a_1$  を, 各緯度経度ごとでプロットすると Fig.27 のようになる. この図から, 様々な現象による重力変化を見ることが出来る. まず, スカンジナビア半島 (1) と北アメリカ (2) で見られる重力の増加は, 後氷期回復 (Glacial Isostatic Adjustment; GIA) によるものである (e.g. van der Wal et al., 2008; Steffen et al., 2008). GIA とは, 後氷期に存在した氷床によって荷重変形していた地殻が, 氷期終了後の氷床の消滅に伴い, 粘性的にゆっくりと隆起してアイソスタシーを徐々に回復する現象のことを言う. この隆起はマントル物質の流動によって起こるものであり, 隆起の分だけマントル物質が移動し, 重力が増加するのである. 続いて, グリーンランド南部 (3) と南極東岸 (4) で見られる重力の減少は, 温暖化に伴う氷床の融解によるものである (e.g. Luthcke et al., 2006; Velicogna and Wahr, 2006). グリーンランドは世界でも氷の融解の進行が激しい領域である. これまでは南東部を中心に融解が進んでいたが, 近年では北西部にまで融解領域が拡大していることが報告されている (Khan et al., 2010). 南極では重力の減少だけでなく, 重力の増加も見られる. これは氷床の厚化によるものなのか, 後氷期回復によるものなのかは良く分かっていない. アラスカ南東域 (5)(Tamisiea et al., 2005; Chen et al., 2006) と南米パタゴニア (6)(Chen et al., 2007) で見られる重力の減少は, 温暖化に伴う山岳氷河の融解によるものである. 山岳氷河としては, アラスカ南東域が最も融解している. インドネシアのスマトラ島近辺の重力変化は, 2004 年のスマトラ沖地震による重力の変化 (Han et al., 2006) とその後のゆっくりした変化 (e.g. Ogawa and Heki, 2007) が, 重力の直線変化成分に漏れ込んだものである. Co-seismic な重力変化は地震に伴う地殻変動 (海底やモホ面の上下変位と地殻やマントルの岩石の体積ひずみに伴う密度変化) によるものであるが, Post-seismic な重力変化に関しては間隙水の拡散 (Ogawa and Heki, 2007) や afterslip によるもの (Hasegawa et al., submitted) など諸説あり, 現在も議論がなされている. シベリア (8) で見られる重力の増加は, 温暖化にともなう降雨の増加と永久凍土の地温上昇による可能貯水量の増加によって永久凍土域の土壤水分量が徐々に増加していることを示している (小川ほか, 2010). 本研究では, アジア高山域 (9) で見られる重力の減少に着目して解析を行う.

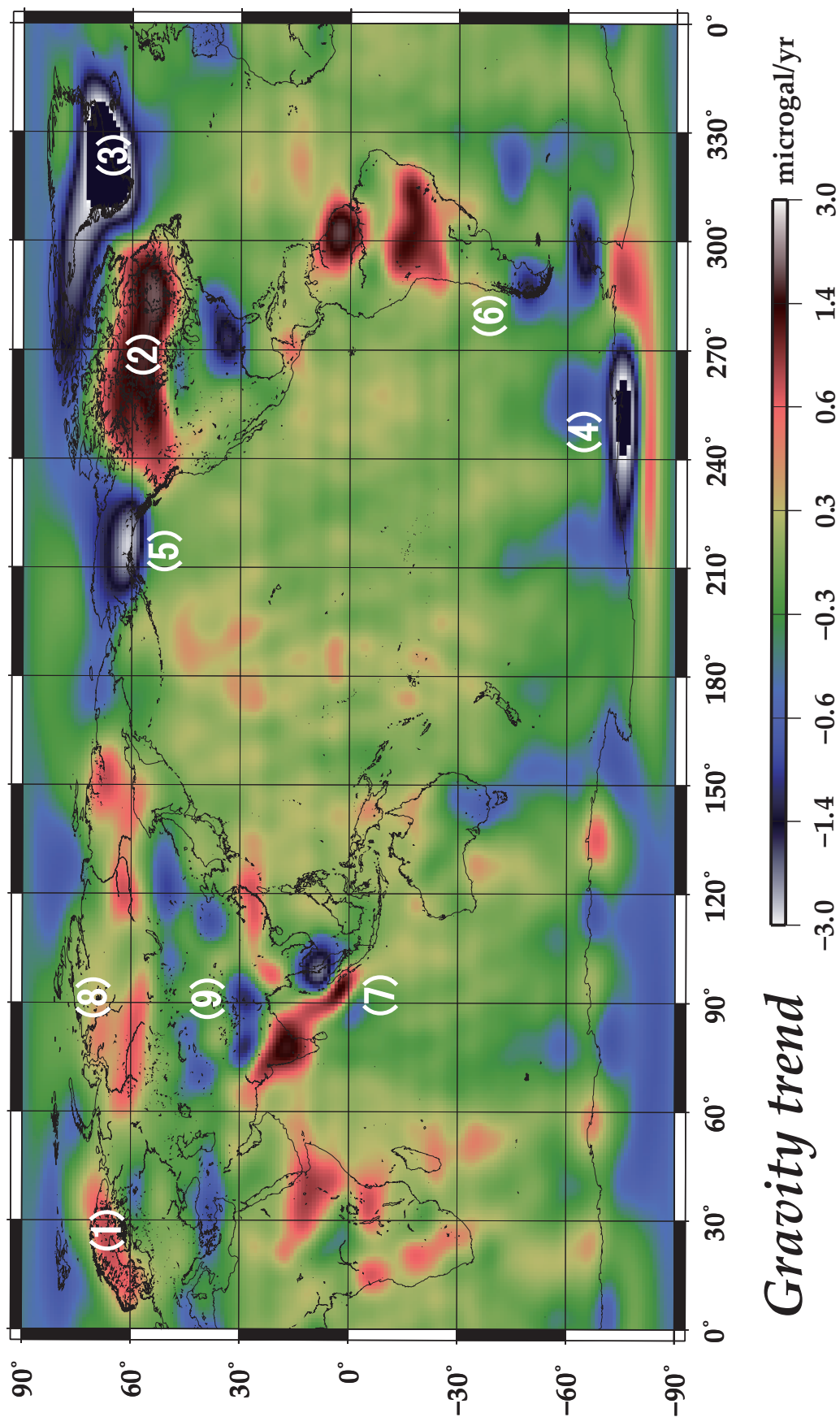


Fig.27 Global gravity changing rate between April 2004 and April 2009. The de-stripping filter of P5M12 and the fan filter with the averaging radius of 350 km are applied.

### 3.4 アジア高山域における重力変化の解析

#### 3.4.1 GRACE が捉えるアジア高山域の重力変化

アジア高山域は「世界の屋根」チベット高原を取り囲むように連なる世界有数の山脈列で、南部からヒマラヤ山脈、カラコルム山脈、ヒンドークシュ山脈、崑崙山脈と続き、北方のパミール高原、天山山脈に繋がっている。Fig.28(b) は、GRACE によって観測されたカラコルム山脈 (75°E, 37°N) とヒマラヤ山脈東部 (91°E, 28°N)、インド北部 (77°E, 28°N) における重力変化の時系列である。この時系列を最小二乗推定によって 3.3 章の (19) 式のようにモデル化すると、Fig.29(b) のようになる。青線が季節変化で、緑線が 1 次の経年的な変化、赤の破線が 1 次と 2 次と 3 次を合わせた経年的な変化である。Fig.29(a) は、1 次の経年的な変化を地図としてプロットしたものである。

まず、季節変化について見てみる。カラコルム山脈では重力が冬に増加し、夏に減少している。これは偏西風によってもたらされる冬の積雪が重力を増加させ、夏に融解することで重力が減少していることを表わす。一方、ヒマラヤ山脈東部とインド北部では、カラコルム山脈とは逆位相の重力変化を示しており、夏に増加、冬に減少を示している。モンスーンによってもたらされる夏の降雨・積雪が重力を増加させ、冬に流出・融解することで重力を減少させていると考えられる。このように重力の季節変化から、カラコルム山脈とヒマラヤ山脈の涵養と流出の季節性の違いを明確に見ることが出来る。

続いて、経年的な変化について見てみる。カラコルム山脈、ヒマラヤ山脈、インド北部で重力の経年的な減少を示しているが、必ずしも変化は直線的ではない。例えばカラコルム山脈では前半が増加で後半で減少に転じている。これは、カラコルム山脈における山岳氷河の消長を反映したものである。2000 年代始めまでのフィールド調査によると、カラコルム山脈の山岳氷河は拡大の傾向にあったらしい (Hewitt, 2005)。その後、2005 年頃に氷河は拡大から縮小に転じ、結果として 2 次曲線的な重力変化になったと推測される。ヒマラヤ山脈東部で見られる経年的な重力減は氷河の融解によるものだと考えられる。重力変化の 3 次曲線的なうねりは、年毎に融解量が変化していることを反映しているのだろう。2006 年頃で融解が最も進み、最近では融解が減速しているように見える。インド北部で見られる経年的な重力減は、氷河の融解を表わすものではない。Fig.28(a) の氷河の分布から分かるように、インド北部の低地には氷河は存在しない。この重力減は、農業用の灌漑による地下水の過剰な汲み上げが原因だと推測される (e.g. Singh and Singh, 2002)。インド北部は、世界第 2 位の人口を養うため世界でも指折りの規模の農業用灌漑がおこなわれている地域である (Fig.35)。涵養量を上回る地下水の汲み上げは地下帯水層の経年的な質量減や水質の劣化をもたらすが、前者の結果が重力減として表れたのだろう。

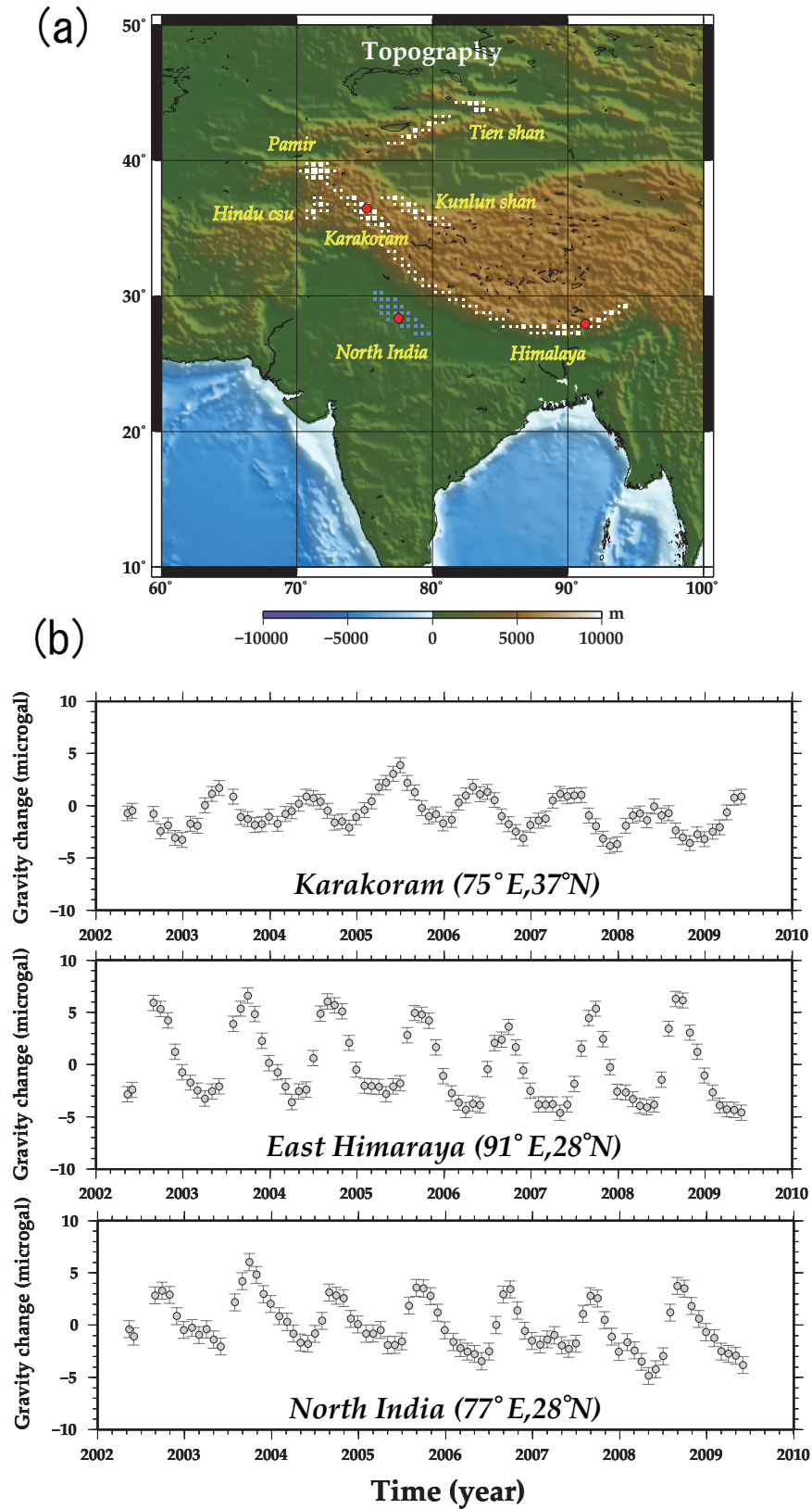


Fig.28 (a) Distribution of glaciers (white dots) in Asian high mountains. (b) Gravity time series by GRACE at three points, Karakoram ( $75^{\circ}\text{E}, 37^{\circ}\text{N}$ ) and East Himalaya ( $91^{\circ}\text{E}, 28^{\circ}\text{N}$ ), North India ( $77^{\circ}\text{E}, 28^{\circ}\text{N}$ ) shown in (a). One- $\sigma$  error bars are given a-posteriori to bring chi-squares of post-fit residuals unity.



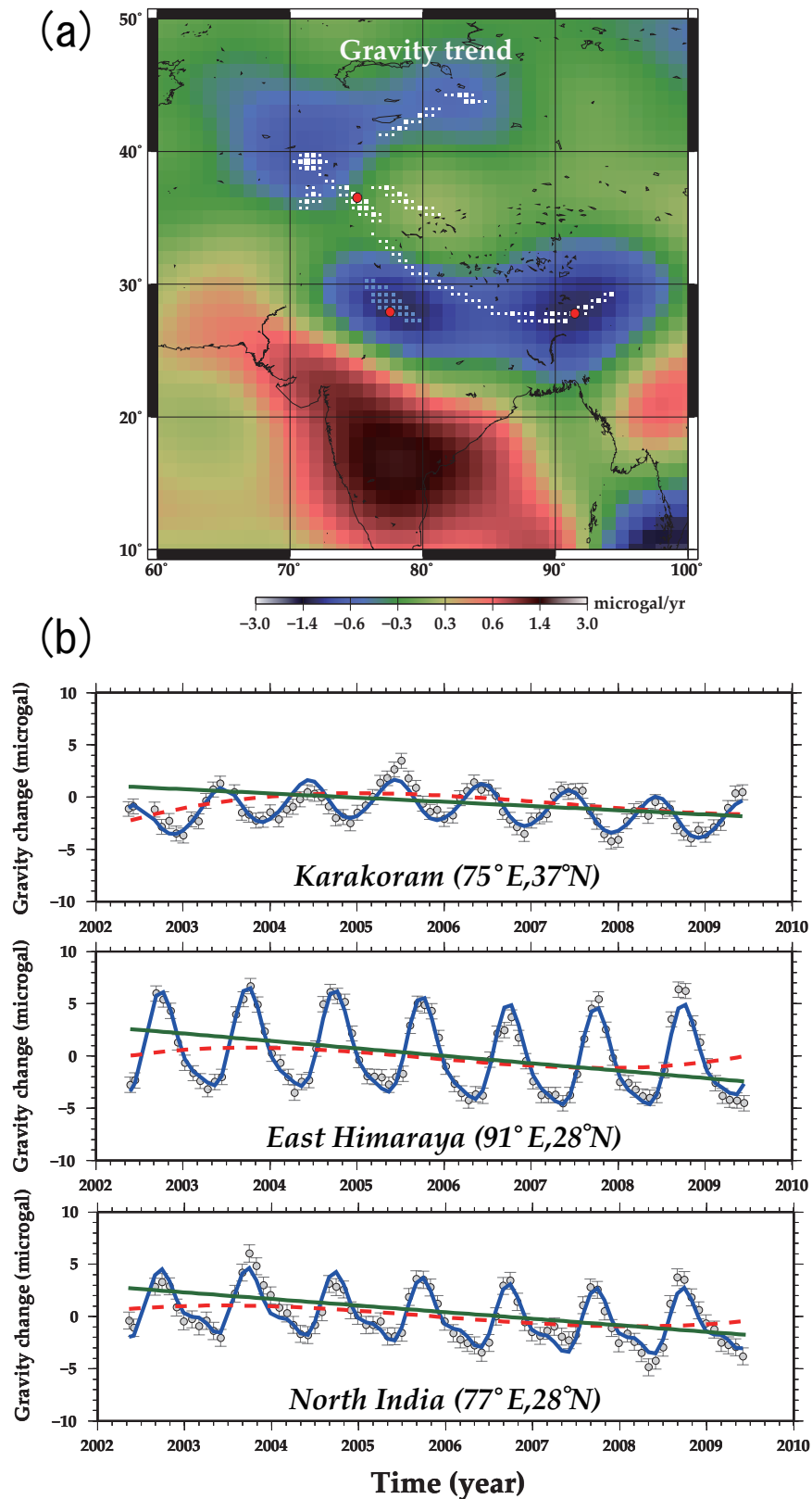


Fig.29 (a) Gravity changing rate in Asian high mountains. (b) Gravity time series at three points, Karakoram ( $75^{\circ}\text{E}, 37^{\circ}\text{N}$ ) and East Himalaya ( $91^{\circ}\text{E}, 28^{\circ}\text{N}$ ), North India ( $77^{\circ}\text{E}, 28^{\circ}\text{N}$ ) in (a). Blue curves show best-fit models with polynomials with degrees up to three and seasonal changes. The polynomial parts of the model are shown by red broken curves. Thick green lines show average trends from April 2002 to April 2009.

### 3.4.2 氷河の融解率

GRACE によって観測された重力変化から、山岳氷河の融解率を推定する。重力変化を表層質量の変化として解釈するために、以下のような式を用いて重力変化を水の厚さ（水厚）の変化に換算する。

$$\Delta\sigma(\phi, \lambda) = \frac{R\rho_{ave}}{3} \sum_{n=2}^{nmax} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (20)$$

ただし、 $\rho_{ave}$  を地球の平均的な密度とし、 $k_n$  は地球の荷重ラブ数 (Farrell, 1972) である。本研究では、GRACE が捉える 2002 年から 2009 年までの重力変化は、表層荷重の変化を反映するものとみなし (Chao, 2005)、水厚の変化に変換する。

氷河の融解の年間推移を議論するために、2004.5 年と 2006.0 年、2007.5 年における瞬時的な水厚の変化率を導いた (Fig.30)。2004.5 年では、カラコルム山脈やパミール高原周辺で、水厚の増加が見られる。これは氷河の拡大を表しており、フィールド調査の結果 (Hewitt, 2005) と調和的である。2006.0 年では、アジア高山域の全域で水厚の減少が見られ、特に氷河の融解が激しかった時期だと考えられる。2007.5 年では、水厚の減少が北の方へシフトし、パミール高原周辺で氷河の融解が進んだようだ。一方、ヒマラヤ山脈では氷河の融解が減衰している。このような水厚の変化率から以下のような手順で、各時期における氷河の融解率を求める。

(1) ある水厚の変化率を仮定し、Fig.28(a) における氷河の地理的な分布に合わせて、各氷河に水厚の変化率を分布させる。(2) GRACE データと同じ空間フィルターをかける。(3) GRACE データとの残差を計算する。(4) (1)-(3) を繰り返し、残差が最も小さくなるような水厚変化率の分布を導く。

このようにして、ヒマラヤ山脈、カラコルム山脈、天山山脈、パミール高原、崑崙山脈、ヒンドークシュ山脈における水厚の変化率を推定し、その結果と氷河の分布面積 (Dyurgerov and Meier., 2005) の積を取り、氷河の融解率 (変化率) を求めた。まず 2004.5 年は、ヒマラヤ山脈では  $20 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解し、カラコルム山脈は  $1 \text{ Gt yr}^{-1}$  で拡大、天山山脈では  $4 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解し、パミール高原は  $3 \text{ Gt yr}^{-1}$  で拡大、崑崙山脈は  $10 \text{ Gt yr}^{-1}$  で拡大、ヒンドークシュ山脈  $2 \text{ Gt yr}^{-1}$  で拡大という結果が得られた。アジア高山域全体では、 $8 \text{ Gt yr}^{-1}$  の氷河融解率である (Fig.30)。続いて 2006.0 年は、ヒマラヤ山脈では  $45 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解し、カラコルム山脈は  $0 \text{ Gt yr}^{-1}$ 、天山山脈では  $16 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解し、パミール高原は  $24 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解、崑崙山脈は  $10 \text{ Gt yr}^{-1}$  で拡大、ヒンドークシュ山脈  $2 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解という結果が得られた。アジア高山域全体では、 $70 \text{ Gt yr}^{-1}$  の氷河融解率である (Fig.31)。続いて 2007.5 年は、ヒマラヤ山脈では  $5 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解し、カラコルム山脈は  $2 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解し、天山山脈では  $21 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解、パミール高原は  $39 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解、崑崙山脈は  $8 \text{ Gt yr}^{-1}$  で拡大、ヒンドークシュ山脈  $9 \text{ Gt yr}^{-1}$  で融解という結果が得られた。アジア高山域全体では、 $68 \text{ Gt yr}^{-1}$  の氷河融解率である (Fig.32)。以上から、平均で  $49 \text{ Gt yr}^{-1}$  の氷河融解率となる。

ただし、経年変化の  $1\text{-}\sigma$  不確定性 ( $\sim 15\%$ ) を考慮すると、誤差は  $\pm 7 \text{ Gt yr}^{-1}$  となる。この値は 1961 年から 2003 年までの融解率 (Dyurgerov and Meier., 2005) よりもかなり大きく、アラスカ氷河やパタゴニア氷河と同様の加速がアジア高山域の氷河でも起こっていることが覗える。ヒマラヤ氷河が夏の積雪によって維持されることを考慮すると、温暖化に比較的敏感であることは不思議ではないように思われる (Fujita and Ageta., 2000)。

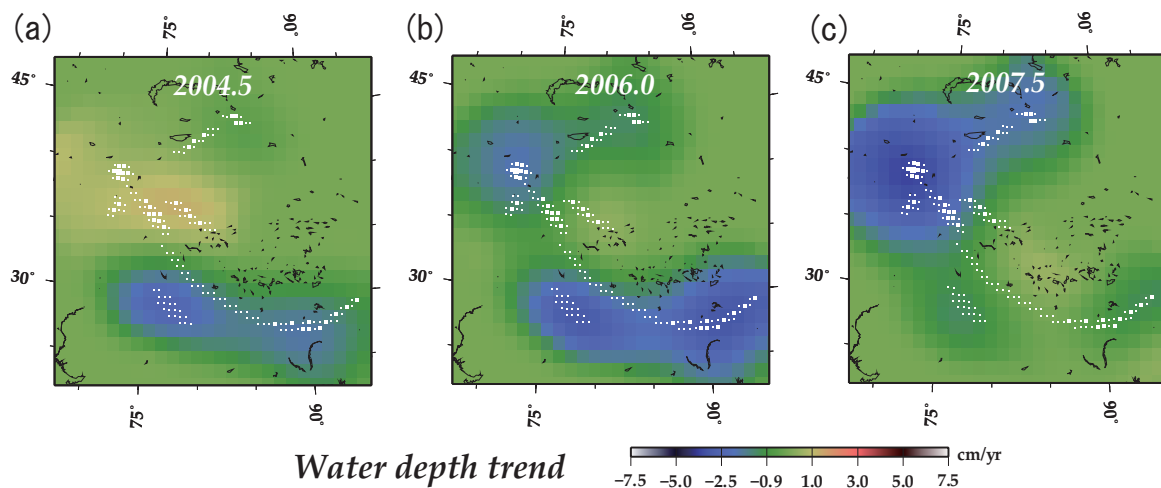


Fig.30 Spatio-temporal variability of gravity changing rates expressed in equivalent water level changing rates at three epochs 2004.5 (a), 2006.0 (b) and 2007.5 (c).

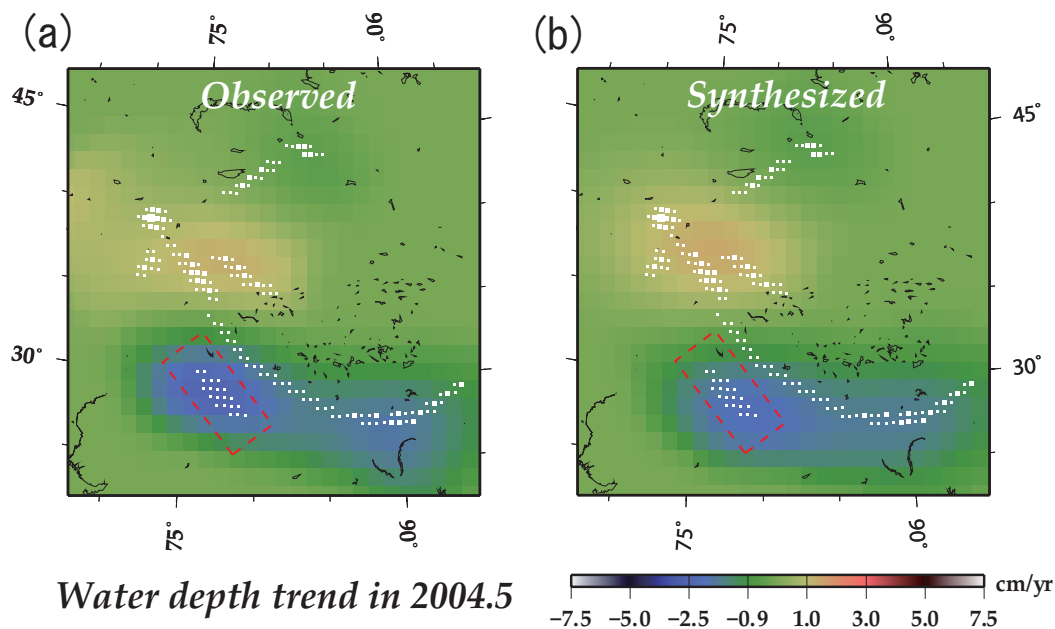


Fig.31 (a) The average gravity decrease during 2002-2009 from GRACE, converted to equivalent water level changing rates after Wahr et al. (1998). (b) Water level changing rates at 2004.5 obtained by assuming  $8 \text{ Gt yr}^{-1}$  ice loss over HM Asia glaciers, and  $16 \text{ Gt yr}^{-1}$  groundwater loss in northern Indian plain. The same filter was applied in (a) and (b).

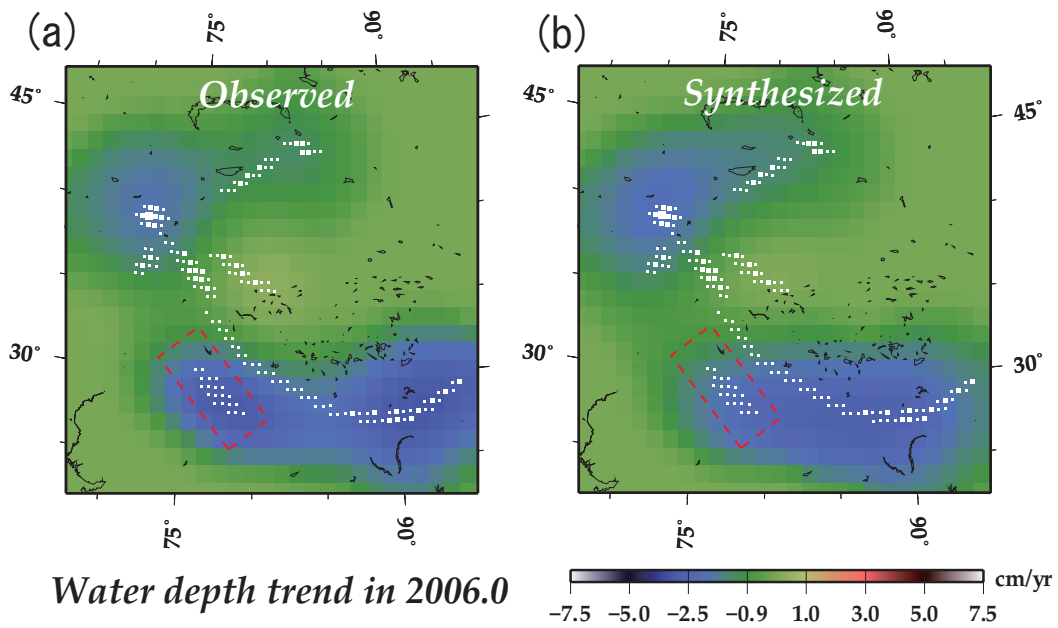


Fig.32 (a) The average gravity decrease during 2002-2009 from GRACE, converted to equivalent water level changing rates. (b) Water level changing rates at 2006.0 obtained by assuming  $70 \text{ Gt yr}^{-1}$  ice loss over HM Asia glaciers, and  $16 \text{ Gt yr}^{-1}$  groundwater loss in northern Indian plain.

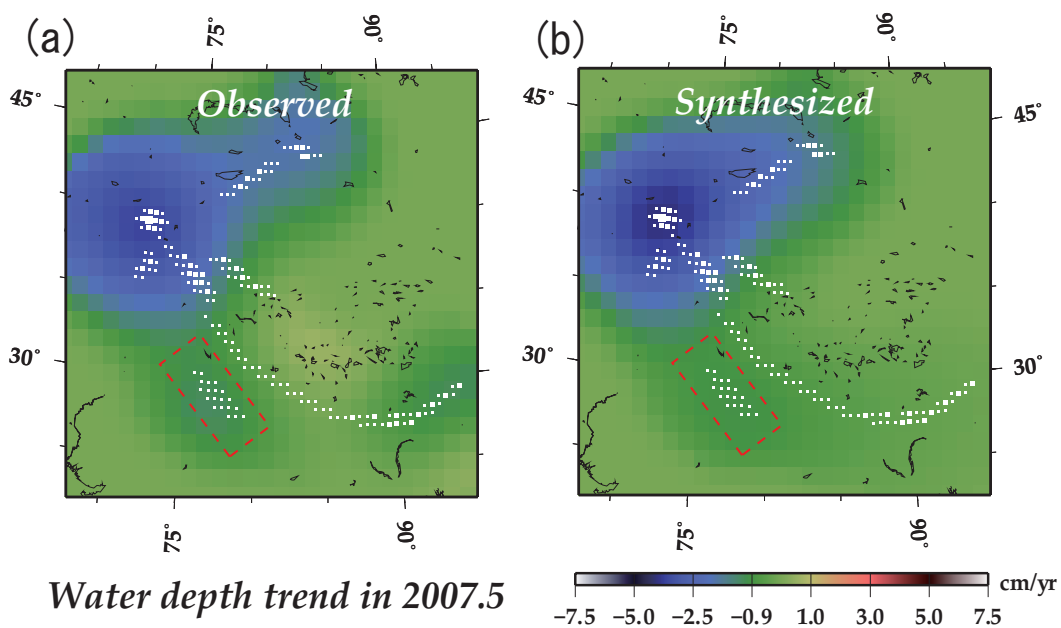


Fig.33 (a) The average gravity decrease during 2002-2009 from GRACE, converted to equivalent water level changing rates. (b) Water level changing rates at 2007.5 obtained by assuming  $68 \text{ Gt yr}^{-1}$  ice loss over HM Asia glaciers, and  $8 \text{ Gt yr}^{-1}$  groundwater loss in northern Indian plain.

<b>Glacial area (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Epoch (yr)</b>	<b>Glacial changing rate (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>	<b>Average (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>
<b>Himalaya</b> (33,050)	2004.5	- 20	- 23.3
	2006.0	- 45	
	2007.5	- 5	
<b>Karakoram</b> (16,600)	2004.5	+ 1	- 0.3
	2006.0	0	
	2007.5	- 2	
<b>Tien shan</b> (15,430)	2004.5	- 4	- 13.7
	2006.0	- 16	
	2007.5	- 21	
<b>Pamir</b> (12,260)	2004.5	+ 3	- 20.0
	2006.0	- 24	
	2007.5	- 39	
<b>Kunlun</b> (12,260)	2004.5	+ 10	+ 9.3
	2006.0	+ 10	
	2007.5	+ 8	
<b>Hindu kush</b> (5,900)	2004.5	+ 2	- 3.0
	2006.0	- 2	
	2007.5	- 9	

Table.1 Glacial changing rate in each glacier area at three epochs (2004.5, 2006.0, 2007.5). These values are obtained by grid-search for optimum changing rate to best fit GRACE data. Glacier areas are cited from Dyurgerov and Meier (2005).

<b>Epoch (yr)</b>	<b>Total ice loss rate (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>
2004.5	8
2006.0	70
2007.5	68
2002-2009	48.7

Table.2 Time variability of total ice loss rate in HM Asia glacial system.

### 3.5 土壌水分量の自然変化とインド北部における人工的な地下水減

降水量や植生の経年的な変化は地球上の土壌水分量を自然変化させ、氷河融解のシグナルに不明瞭さを与える 1 つの要因となっている。そこで、陸水モデル Global Land Data Assimilation System (GLDAS) (Rodell et al., 2004) を用いて土壌水分量の経年的な変化を求めた。Fig.34 は、解析を行った同期間における瞬間的な土壌水分量の変化率である（ただし、GRACE データ同様のフィルターを適用している）。その結果、アジア高山域で土壌水分量の変化率として  $\sim 10 \text{ Gt yr}^{-1}$  の負の経年変化を得た。土壌水分量の経年変化に関する GLDAS の信頼性についてはこれまで良く分っていない。本研究では、氷河融解率の推定にこの値の補正は行っていないが、見積もりの誤差として考慮することにする。

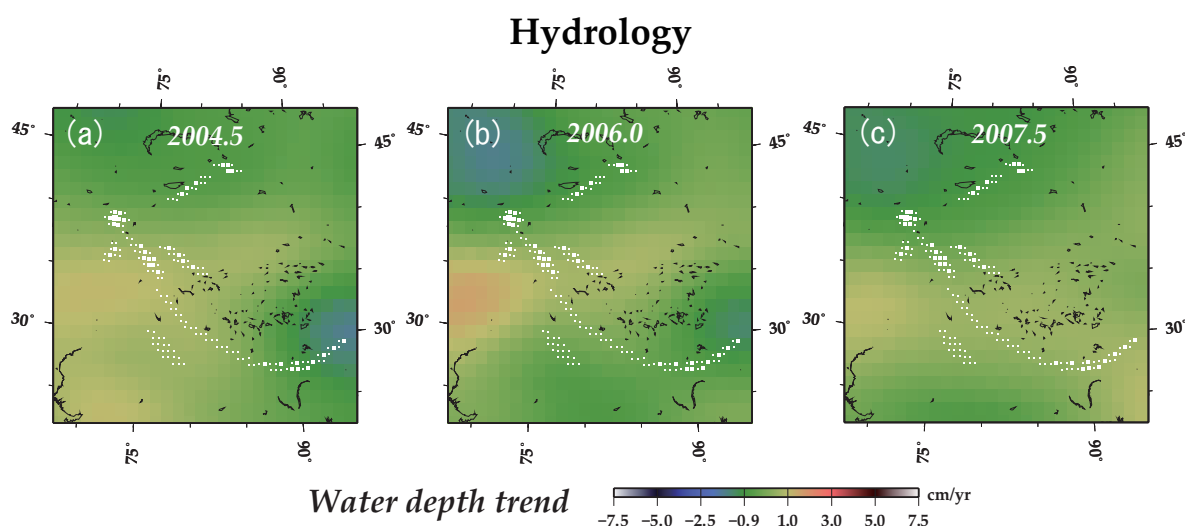


Fig.34 The average water level changing rate at three epochs by GLDAS land hydrology model.

インドでは、農業用の灌漑による地下水の過剰な汲み上げによって、地下水の水位降下や井戸の枯渇、塩害による水質低下などが問題となっている。この問題は特にインド北部で深刻で、パンジャブ、ハルヤナ両州では年間 1-2m に及ぶ地下水位の降下が報告されている (Singh and Singh, 2002)。この地域は、ヒマラヤ山脈から数 100m 以内に位置しており、GRACE の低い空間解像度 (約 300km 四方) では、地下水低下による重力減と氷河の融解による重力減を分離するのは容易ではない。しかしながら、インド北部の質量減を考慮に入れると、数値シミュレーションと観測値はより整合的になる。Fig.31-33 の赤い四角の領域に、過剰な灌漑が行われている領域 ( $10,000 \text{ km}^2$ ) を仮定し、氷河融解率を求めた方法と同様にして地下水の損失量を求めたところ、2004.5 年に  $16 \text{ Gt yr}^{-1}$ 、2006.0 年に  $16 \text{ Gt yr}^{-1}$ 、2007.5 年に  $8 \text{ Gt yr}^{-1}$  となり、平均で  $13.3 \text{ Gt yr}^{-1}$  の地下水損失量となった。この損失が仮定した領域で均一に起こると考えると、水厚の変化として  $\sim 1 \text{ m yr}^{-1}$  の減少となる。地下水の過剰な汲み上げによる地下水位の低下は、ガンガ平原の中央部で起こっており (Ahmed

and Umar, 2008), 今後のインド平原の重力変化の研究に注意を払う必要がある。

Epoch (yr)	Groundwater loss rate (Gt yr <sup>-1</sup> )
2004.5	16
2006.0	16
2007.5	8
2002-2009	13.3

Table.3 Time variability of groundwater loss rate in north India.

この問題に関しては、GRACE データを使った 2 つの論文がすでに発表されている。Rodell et al. (2009) は、インド北部パンジャブ、ハルヤナ、ラジャスタンにおける地下水損失を 17.7 Gt yr<sup>-1</sup> と推定している。Tiwari et al. (2009) は、インド北部から北東部にわたる広い領域を過剰な灌漑地域とみなし、54 Gt yr<sup>-1</sup> の地下水損失と見積もっている。これらの値には、氷河の融解による質量損失も含まれている可能性がある。すでに述べたように、GRACE の空間解像度の問題から、この地域における地下水の損失による重力減と氷河の融解による重力減をそれぞれ分離するのは難しい。

### The digital global map of irrigation areas

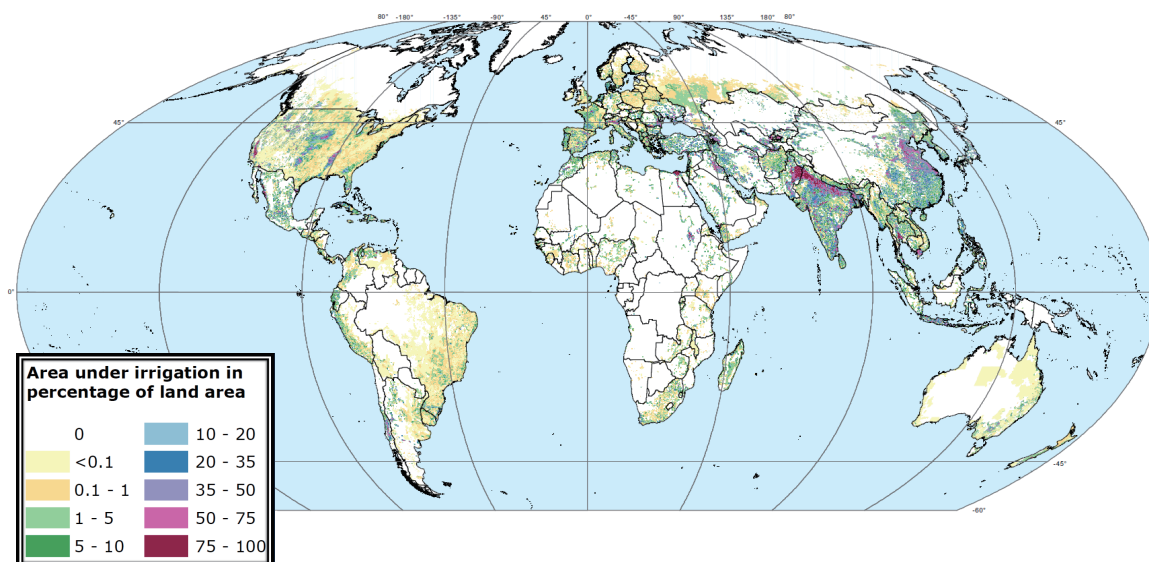


Fig.35 The area equipped for irrigation, given as a percentage of cell area, for 5' × 5' cells (Siebert et al., 2007). For most countries the base year of data is during 1997-2002. The largest-amplitude feature is the narrow east-west band extending across northern India into Pakistan and Bangladesh. (<http://www.fao.org/nr/water/aquastat/irrigationmap/index10.stm>)

### 3.6 チベット高原の隆起と重力変化

「世界の屋根」として知られるチベット高原は、地質学的な時間スケールで蓄積された地殻の厚化と上昇の結果である。面積は 250 万 km<sup>2</sup>、平均高度は 5km にも及び、世界最大で最高峰の高原台地と言える。地質年代におけるチベット高原の標高は、15Ma (1500 万年前) から今までほぼ一定だったと思われる (Spicer et al., 2003)。また過去 35Ma の間チベット高原は、南から北へ順次成長していったらしい (Rowley and Currie, 2006)。これらから現在の上昇速度は、北部チベットやヒマラヤ山脈を除くと年間数 mm を超えないだろう。一般に造構的な隆起は極めてゆっくりであり、アイソスタシーを大きく乱さず (フリーエア重力異常の変化を伴わず) 進行する。最近のヒマラヤの上昇「パルス」でさえ 90 万年を要しており (Amano and Taira, 1992)、過去の氷床の消失に対する粘性応答である後氷期回復 (GIA) の時間スケールより二桁程長い。ヒマラヤ山脈では、上昇とともに浸食によって大量の土砂が海に運ばれている (Burbank et al., 1996)。浸食は上昇の結果であり、上昇より速く進行することはない。したがって浸食も重力を大きく変化させることはないであろう。

一方 GIA は、マントル物質の流れによる質量の実質的な増加を伴うため、GRACE でも重力増加が観測される (Tamisiea et al., 2007)。そのため、現在山岳氷河の融解が進行する地域で GIA が生じていれば、氷河融解による重力減少が部分的にマスクされ、融解量を低く見積もる恐れがある (e.g. Chen et al., 2007)。チベット高原には最終氷期に大規模な氷床はなかったと考える研究者が多いが、一枚の大きな氷床に覆われていたという説も根強い (Kaufmann and Lambeck, 1997; Wang, 2001; Kaufmann, 2005)。次に全地球測位システム (Global Positioning System; GPS) 観測のデータを用いて考察する。

#### 3.6.1 GPS と GRACE が捉えるチベット高原の地殻変動

チベット高原を含む中国の水平速度場は GPS 観測によってかなり良くわかっている (e.g. Wang et al., 2001)。またヒマラヤ山脈は年間 5 mm を超える速さで隆起しつつあるらしい (Bettinelli et al., 2006)。しかし、チベット高原内部の上下速度については文献が少なくまた精度も悪い (e.g. Xu et al., 2000)。ラサ (LHAS) は十分な長さの連続観測データが存在するチベット高原唯一の GPS 点として国際地上基準座標系 (International Terrestrial Reference Frame, ITRF) の一角を占める。そこでは LHAS の上下速度はほぼゼロとされていた (Altamimi et al., 2007) が、これはチベット高原の平均的な上昇速度を年間 8 mm とした Xu et al., (2000) と矛盾する。

Fig.36 は、ITRF2005 (Altamimi et al., 2007) が提供する LHAS の鉛直方向 (a) と永年変動を取り除いた南北 (b)、東西 (c) 方向の時系列である。これらのデータの質は、~ 2000.5 年前後で非常に異なるように見え、2000.5 年以降では明確な季節変位を見ることが出来る。これは、チベット高原南縁にもたらされるモンスーン起源の莫大な陸水荷重によって、毎夏



地殻が沈降し南北方向に引きずられている様子を表している。

このような季節的な陸水変動は、GRACE の重力変化としても捉えられている (Fig.29)。GRACE データのストークス係数の変化と荷重ラブ数  $h_n, l_n, k_n$  (Farell, 1972) から以下のような式を用いて、季節的な荷重変形を計算することが出来る。

$$\Delta U(\phi, \lambda) = \frac{GM_{earth}}{gR} \sum_{n=2}^{nmax} h_n \sum_{m=0}^n [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (21)$$

$$\Delta N(\phi, \lambda) = \frac{GM_{earth}}{gR} \sum_{n=2}^{nmax} l_n \sum_{m=0}^n \frac{\partial}{\partial \phi} [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (22)$$

$$\Delta E(\phi, \lambda) = \frac{GM_{earth}}{gR \cos \phi} \sum_{n=2}^{nmax} l_n \sum_{m=0}^n \frac{\partial}{\partial \lambda} [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \phi) \quad (23)$$

ただし、 $\Delta U$  を上下変位、 $\Delta N$  は南北変位、 $\Delta E$  は東西変位とする。

季節的な陸水変動に伴う地殻の荷重変位は、多少の振幅の変動はあるものの毎年似た信号として繰り返されるはずである (Heki, 2001)。しかしラサの GPS 局の変位に季節変化が見えるのは 2000.5 年以降である。またこの季節変化は GRACE から求めた荷重変形の時系列とかなり調和的である (Fig.37)。つまり、GPS の変位データとして信頼性が持てるのは、明確な季節変化が見える 2000.5 年以降であると言える。2000.5 年以降の ~5.5 年のデータは  $3.18 \pm 0.13 \text{ mm yr}^{-1}$  の隆起を示す。ラサではもう一つの GPS 点が ITRF に含まれているが、その時系列を見ると、~2.3 年間のデータ期間であるが、明確な季節変化とともに  $2.13 \pm 0.56 \text{ mm yr}^{-1}$  の隆起を示している。このような隆起は、氷河融解に伴う地殻の弾性応答 (重力の経年変化から上記の  $\Delta U$  を求める式と同様にして求める) よりも ~10 倍早い速度である。すなわち、造山運動による造構的な隆起、あるいは GIA による粘性的な隆起が存在していることを意味する。

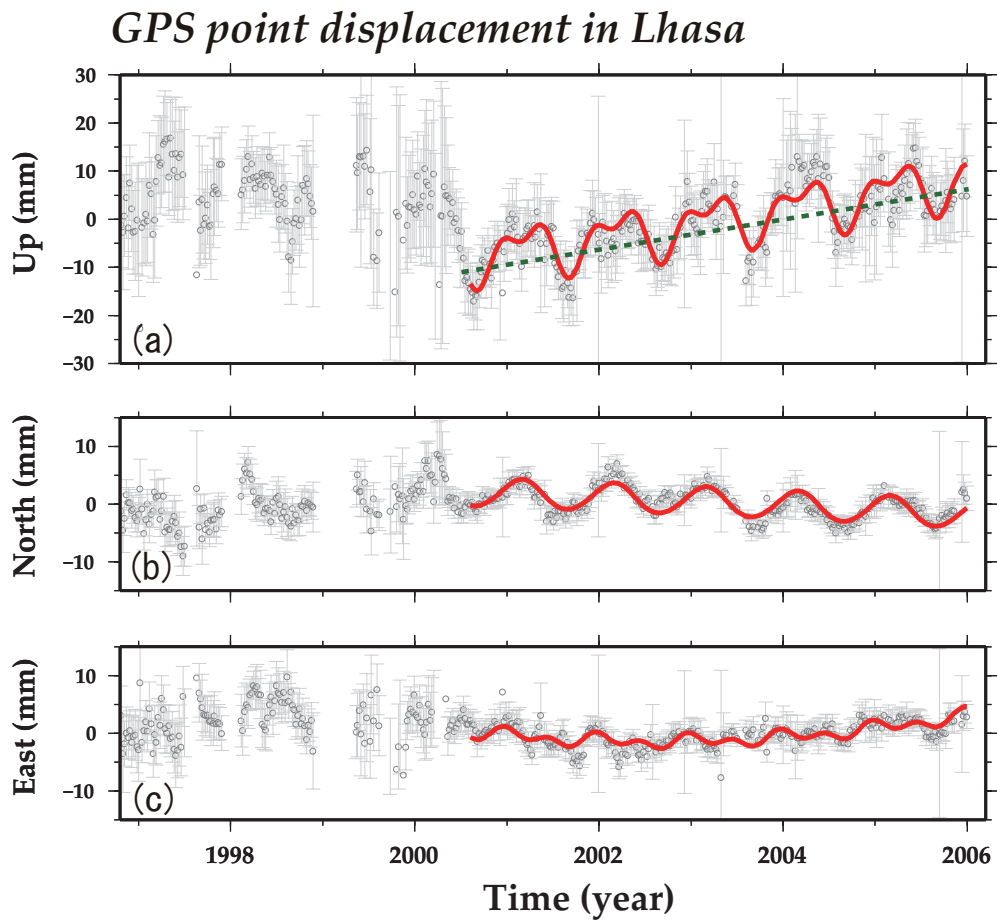


Fig.36 Residual time series of the Lhasa GPS station in ITRF2005 (Altamimi et al., 2007) in up (a), north (b), and east (c) components, show clear seasonal variations (red curves).

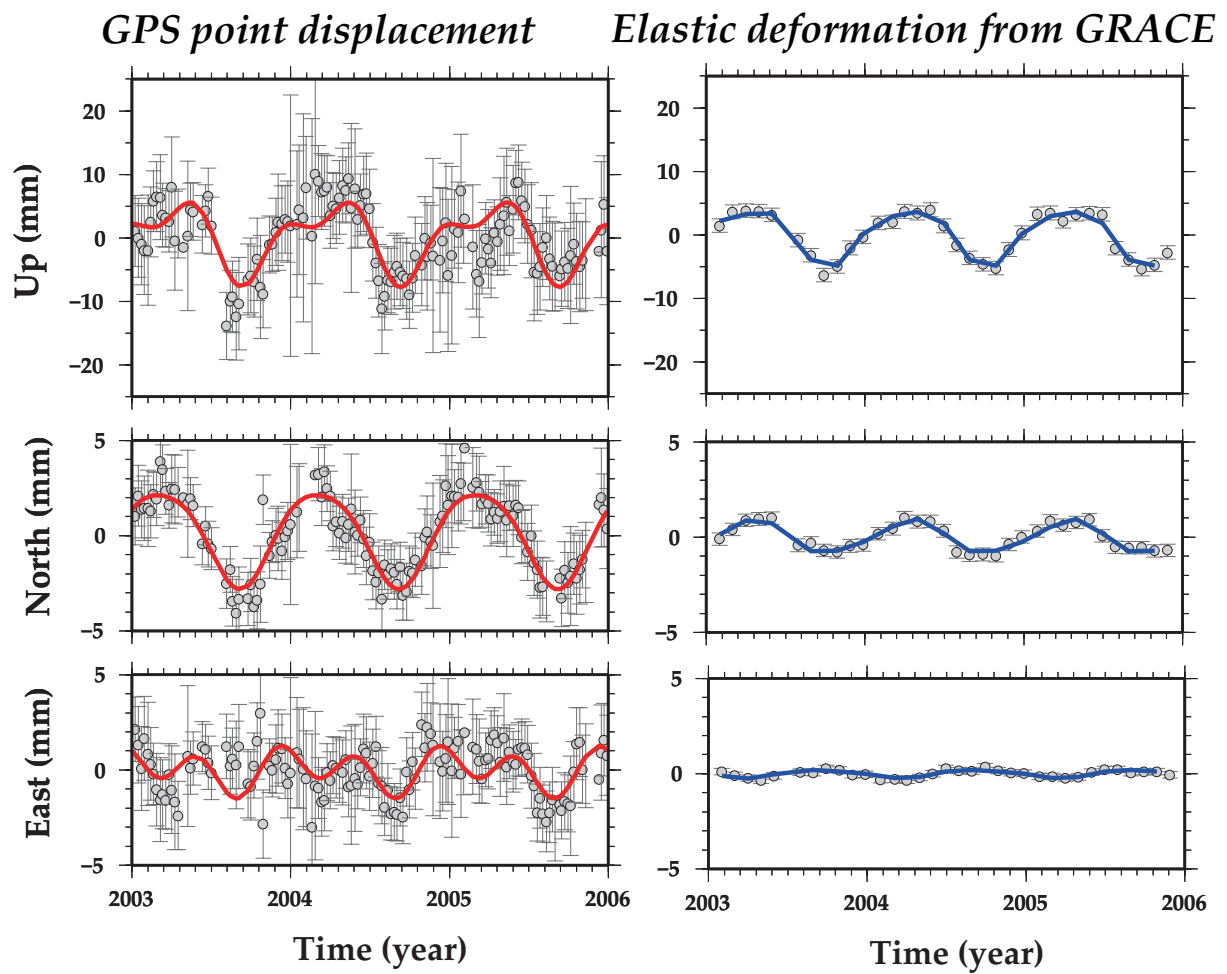


Fig.37 Residual time-series of GPS displacement in Lhasa between 2003-2006 (left column). Time-series of elastic deformation calculated from GRACE after Farrell (1972).

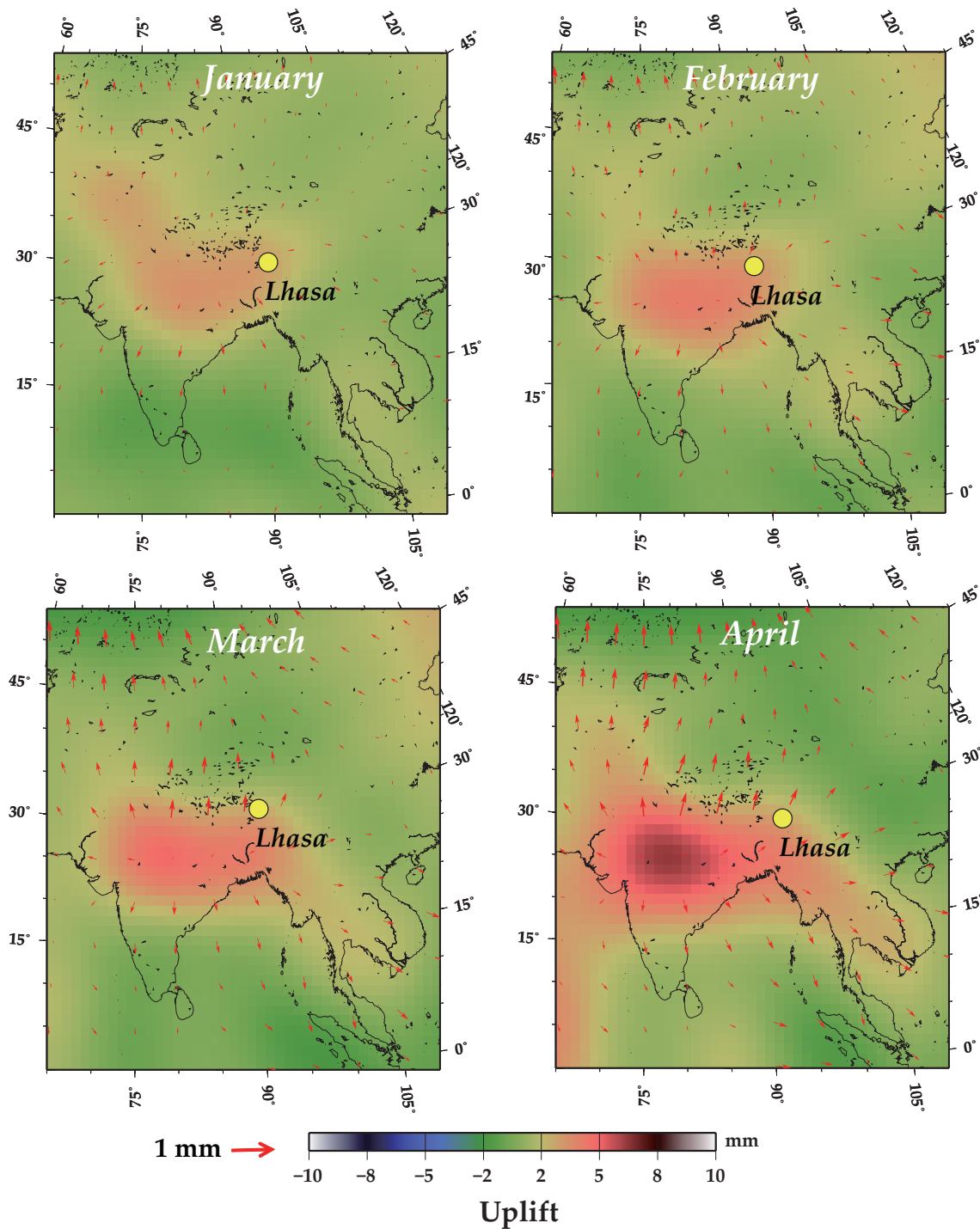


Fig.38 Vertical and horizontal displacement at grid points due to surface load in January-April (average of 2002-2009) inferred from seasonal gravity change by GRACE.

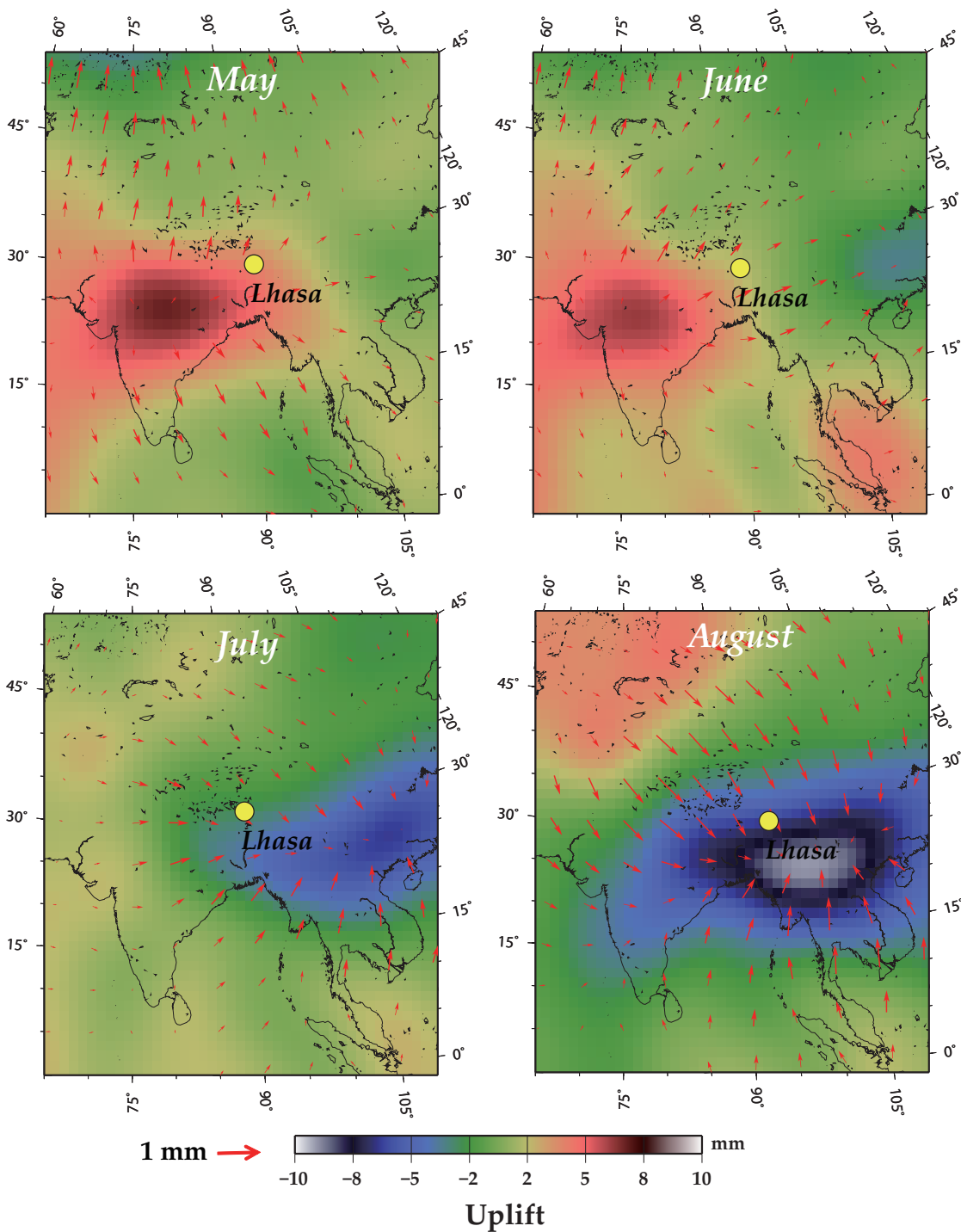


Fig.39 Vertical and horizontal displacement at grid points due to surface load in May-August (average of 2002-2009) inferred from seasonal gravity change by GRACE.

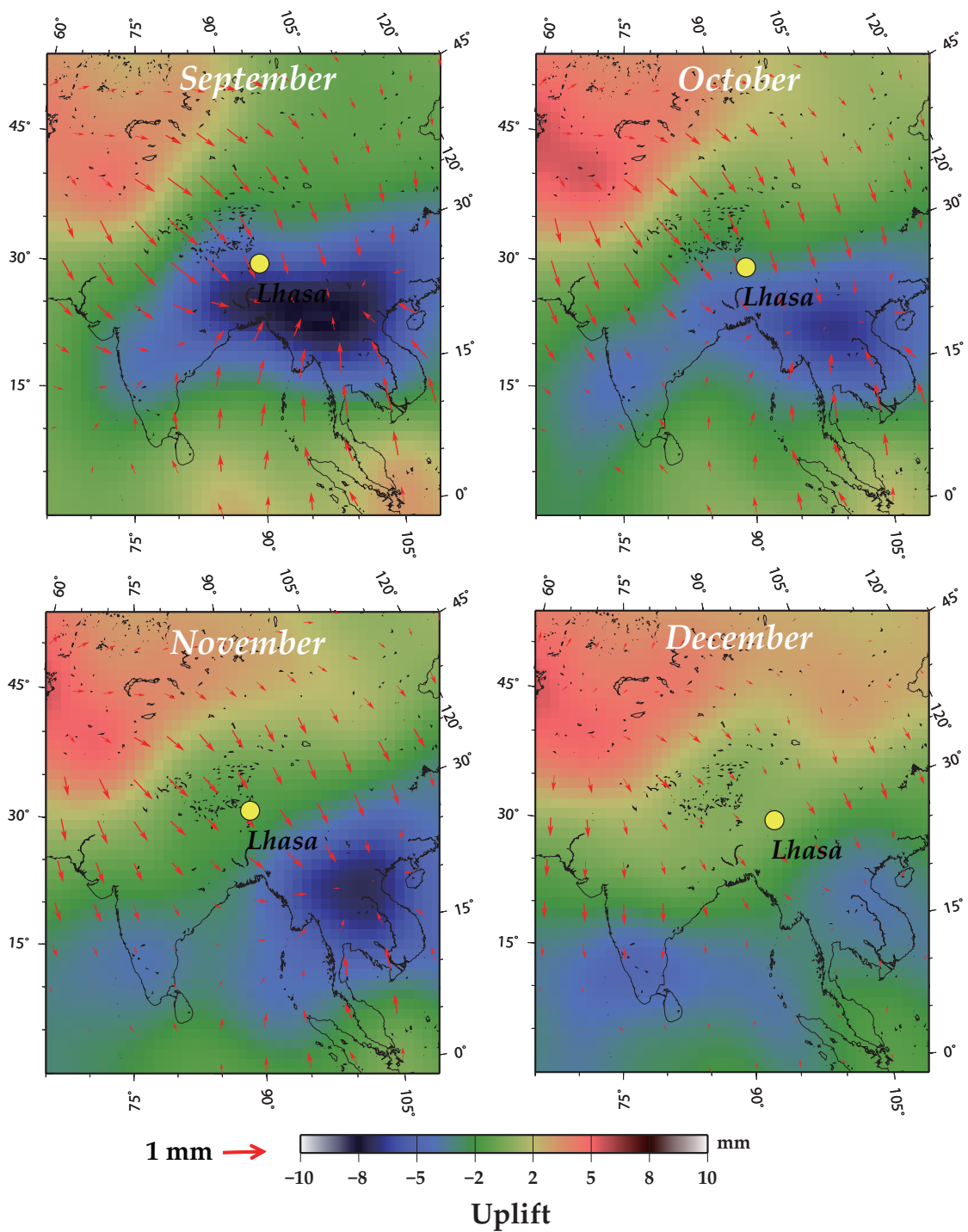


Fig.40 Vertical and horizontal displacement at grid points due to surface load in September-December (average of 2002-2009) inferred from seasonal gravity change by GRACE.

### 3.6.2 チベット高原の隆起：造山運動と後氷期回復

GPS によってチベット高原では  $2\text{--}3\text{ mm yr}^{-1}$  の経年的な隆起が確認されたが、問題はこの隆起速度のうち GIA がどれほど占めているかである。Kaufmann (2005) は、チベット高原を覆っていた氷床に関して、これまでに提唱されたモデルを挙げ、その中で過去に大きい氷床があったことを仮定した GIA モデルから、GIA による隆起と重力変化を推定している。氷床の分布の仕方によって、Kuhle モデル、Tibet-4 モデル、Tibet-6 モデルを紹介しているが (Fig.41), Fig.42 によると、各モデルのラサにおける隆起速度は、Kuhle モデルで  $\sim 3\text{ mm yr}^{-1}$ 、Tibet-4 モデルで  $\sim 3\text{ mm yr}^{-1}$ 、Tibet-6 モデルで  $\sim 2\text{ mm yr}^{-1}$  であり、概ね GPS の結果と符合する。

もし過去にチベット高原を覆っていた氷床が現在も GIA を引き起こしていることが事実であるとすると、氷河の真の融解率を求めるためには、GIA の隆起に伴う重力変化を GRACE のデータから補正する必要がある。そこで、Kaufmann (2005) による 3 つの GIA モデルが予測する重力変化 (Fig.42) を読み取り、350km のファンフィルターと P5M12 の縦縞除去フィルターを施した (Fig.43)。それらを GRACE データから差し引いたうえで、改めて氷河の融解率の推定を行う。その結果、Kuhle モデルの場合、氷河の融解率は  $65\text{ Gt yr}^{-1}$  となり、Tibet-4 モデルの場合  $63\text{ Gt yr}^{-1}$ 、Tibet-6 モデルの場合  $60\text{ Gt yr}^{-1}$  となり、平均すると  $63\text{ Gt yr}^{-1}$  となって GIA がないと仮定した場合の融解量より年間  $10\text{ Gt}$  以上の上方修正となる。チベット高原の GIA は特にヒマラヤ山脈における氷河融解量に大きな影響を与える。実際に上方修正分のほとんどがヒマラヤ氷河への寄与である。しかしながら、チベット南部に位置するラサの GPS 点は、ヒマラヤ山脈に比較的近いことから、造構的な隆起がここまで及んでいる可能性がある。その場合は、隆起による重力変化は無視できるため、補正の必要はなく、アジア高山域の氷河の融解率は  $49\text{ Gt yr}^{-1}$  のままとなる。現在のところの現地調査では、チベット高原にかつて大規模な氷床が存在していたという確固たる証拠は得られていない。将来チベット高原全域を密に覆う GPS 点で上下速度が得られれば、この問題に新たな知見が得られるだろう。

<b>Glacial area (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Epoch (yr)</b>	<b>Glacial changing rate (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>	<b>Average (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>
<b>Himalaya</b> (33,050)	2004.5	- 29	- 33.0
	2006.0	- 54	
	2007.5	- 16	
<b>Karakoram</b> (16,600)	2004.5	+ 1	- 0.3
	2006.0	0	
	2007.5	- 2	
<b>Tien shan</b> (15,430)	2004.5	- 4	- 13.3
	2006.0	- 15	
	2007.5	- 21	
<b>Pamir</b> (12,260)	2004.5	+ 3	- 20.0
	2006.0	- 24	
	2007.5	- 39	
<b>Kunlun</b> (12,260)	2004.5	+ 5	+ 6.7
	2006.0	+ 10	
	2007.5	+ 5	
<b>Hindu kush</b> (5,900)	2004.5	+ 2	- 3.0
	2006.0	- 2	
	2007.5	- 9	

Table.4 Modified glacial changing rate in each glacier area at three epochs (2004.5, 2006.0, 2007.5) assuming GIA(Tibet-4) in Tibetan plateau.

<b>Epoch (yr)</b>	<b>Total ice loss rate (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>	<b>GIA Contribution (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>
2004.5	22	14
2006.0	85	15
2007.5	82	14
2002-2009	63.0	14.3

Table.5 Modified total ice loss rate in HM Asia glacial system.



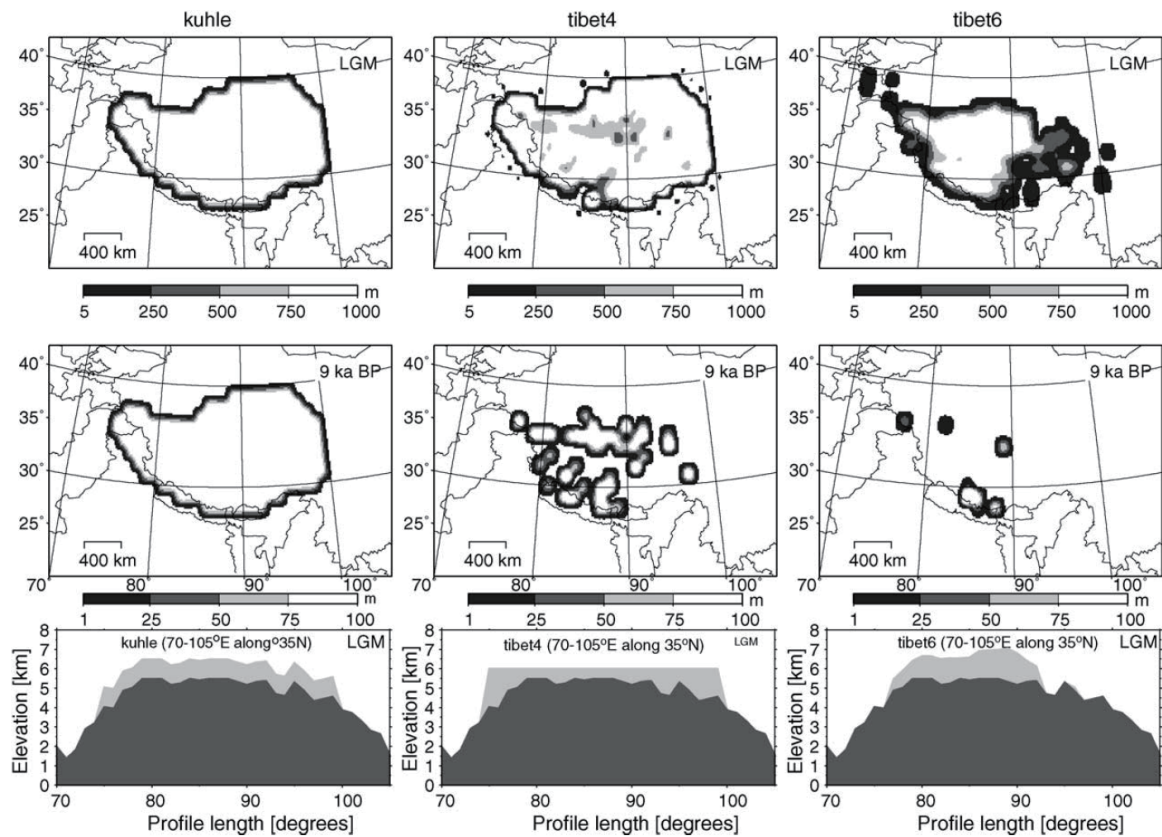


Fig.41 Ice models for two selected epochs. The maximum ice thickness at the last glacial maximum (LGM) is around 1000 m. The LGM cross-section is taken along latitude 35°N. Left: KUHLE model, the maximum ice thickness at LGM is around 1000 m. Middle: TIBET4 model, the maximum ice thickness at LGM is around 3000 m. Right: TIBET6 model, the maximum ice thickness at LGM is around 1700 m.

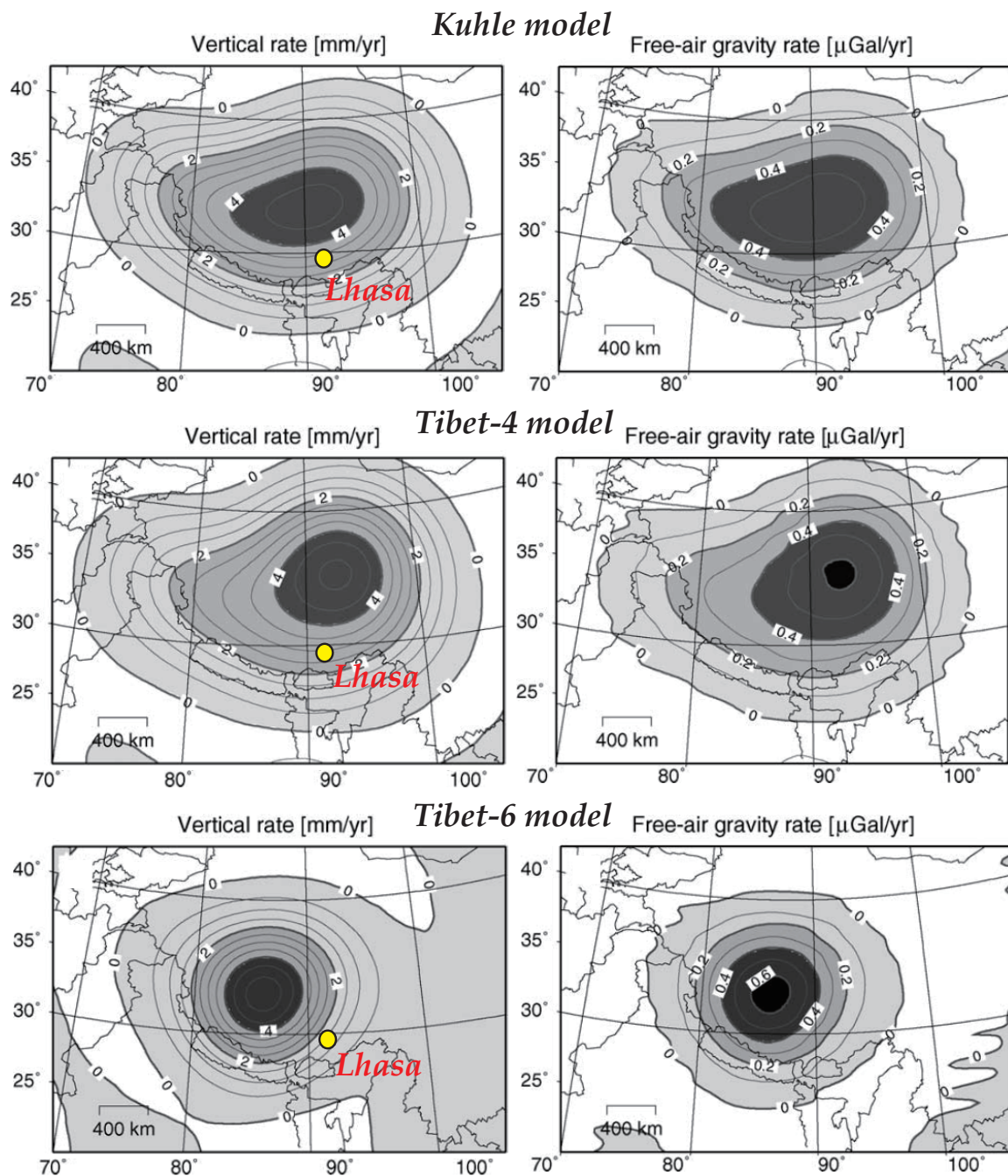


Fig.42 Predicted present-day uplift rates (left) and predicted secular rates of free-air gravity anomalies (right) for each model (Kuhle, Tibet-4, Tibet-6) and the reference earth model.

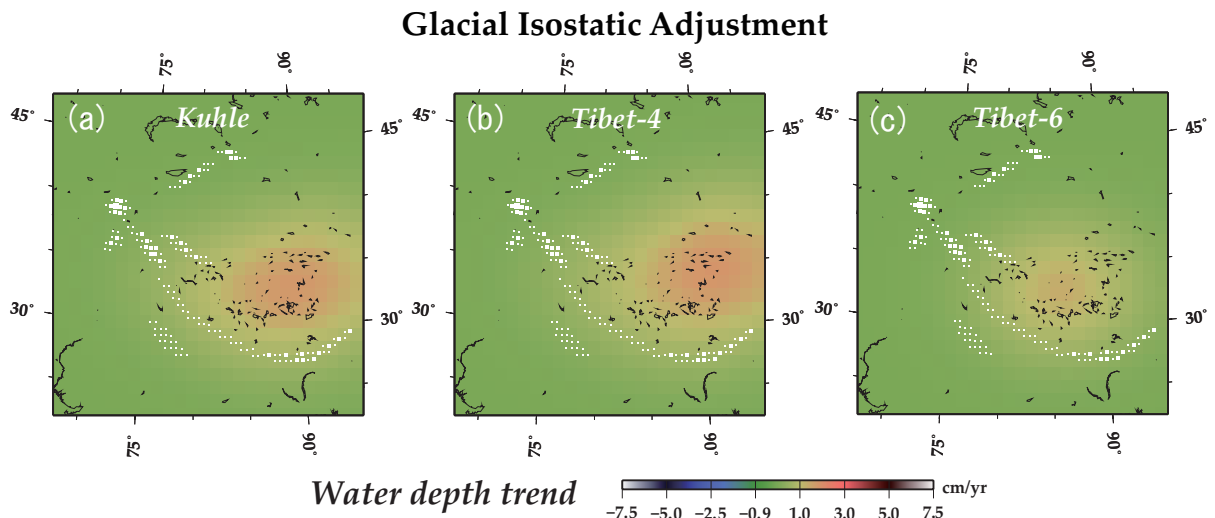


Fig.43 The water level changes converted from gravity changing rates predicted by the Kuhle, Tibet-4, Tibet-6 GIA models (Kaufmann, 2005). The de-stripping filter and 350 km Fan filter are applied.

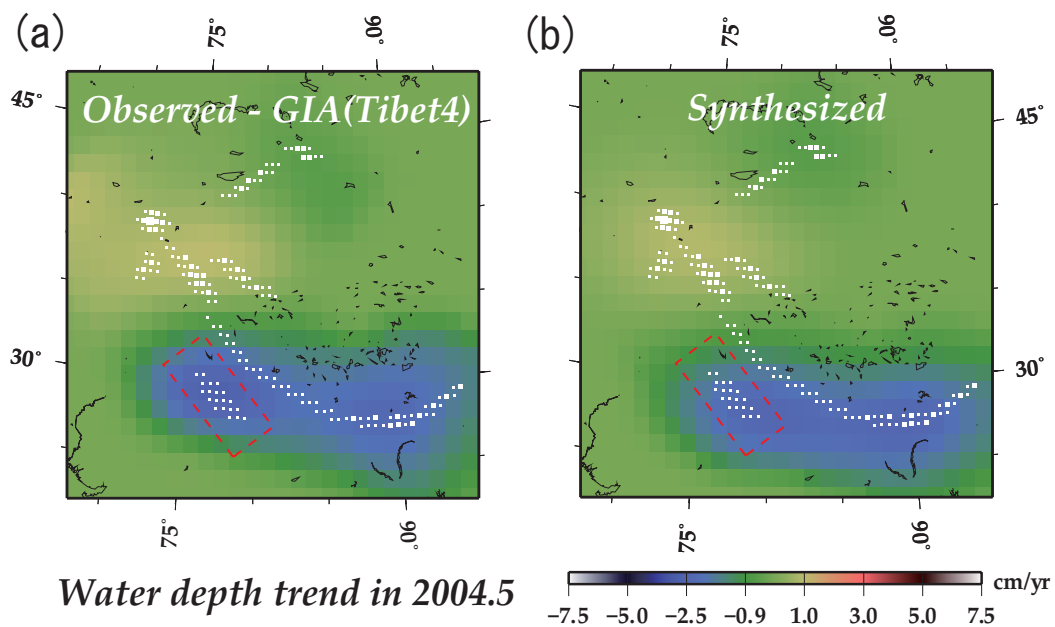


Fig.44 (a) The equivalent water level changing rates from GRACE data after correcting for the gravity change predicted by the Tibet-4 GIA model. (b) Water level changing rates at 2004.5 obtained by assuming  $22 \text{ Gt yr}^{-1}$  ice loss over HM Asia glaciers, and  $16 \text{ Gt yr}^{-1}$  groundwater loss in northern Indian plain.

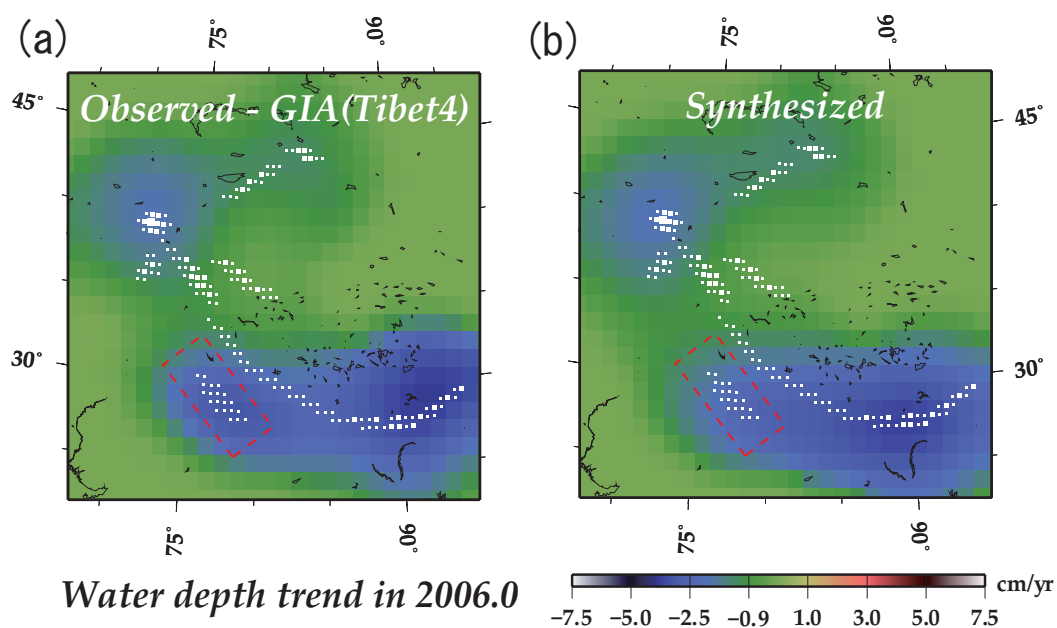


Fig.45 (a) The equivalent water level changing rates from GRACE data after correcting for the gravity change predicted by the Tibet-4 GIA model. (b) Water level changing rates at 2006.0 obtained by assuming  $85 \text{ Gt yr}^{-1}$  ice loss over HM Asia glaciers, and  $16 \text{ Gt yr}^{-1}$  groundwater loss in northern Indian plain.

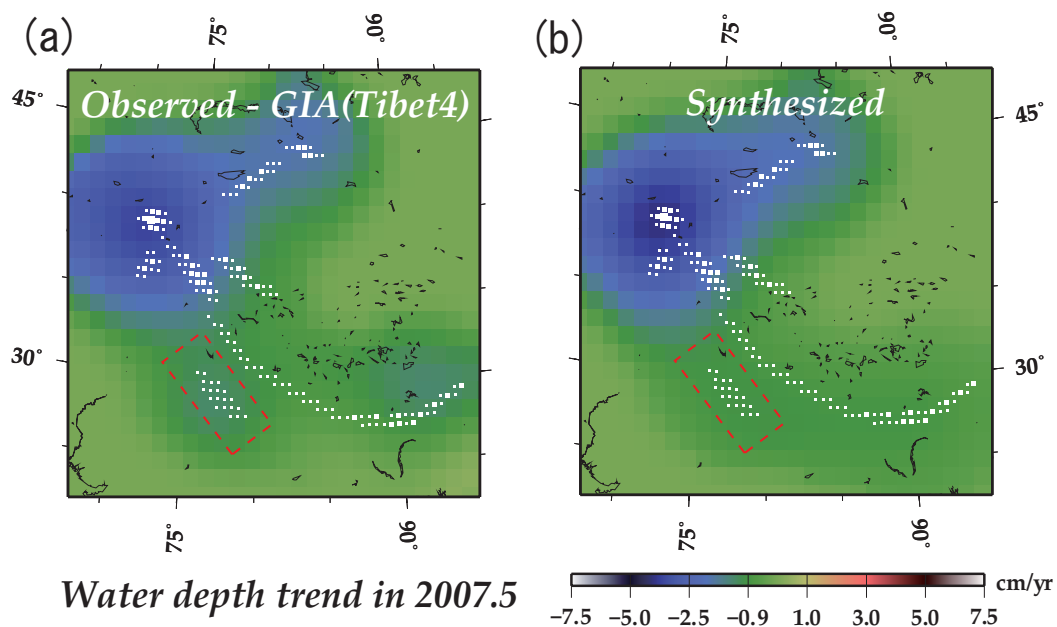


Fig.46 (a) The equivalent water level changing rates from GRACE data after correcting for the gravity change predicted by the Tibet-4 GIA model. (b) Water level changing rates at 2007.5 obtained by assuming  $82 \text{ Gt yr}^{-1}$  ice loss over HM Asia glaciers, and  $8 \text{ Gt yr}^{-1}$  groundwater loss in northern Indian plain.

### 3.7 氷河の融解と海面上昇

GRACE によって得られた重力変化から、アジア高山域における氷河融解率として年間 49 Gt を得た。誤差は、重力の時系列から経年変化を求める際の  $1-\sigma$  不確定性 ( $\sim 7 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) と、GLDAS から求めた同期間における土壌水分量の自然変化 ( $\sim 10 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) を考慮し、 $\pm 12 \text{ Gt}$  となった。チベット高原における GIA を考慮すると、氷河融解率として年間 63 Gt となり、誤差は GIA のモデルの違い ( $\sim 3 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) をさらに考慮して、 $\pm 13 \text{ Gt}$  となった。こうして得た氷河融解率を季節的な体積変化に対してプロットすると Fig.47 のようになる。青の点が GRACE のみから得られた結果で、赤の点が GIA を考慮した際の結果である。ここ 10 年間に衛星重力観測や高度観測によって得られたアラスカ氷河やパタゴニア氷河での氷河融解率と同じく、アジア高山域の氷河融解率も 1961 年から 2003 年までの過去 40 年と比べ 2 倍の速度となっており、世界的な傾向と調和的な結果となった。しかしながら、アジア高山域における山岳氷河の融解は時間的にも空間的にも大きく変化しうるので、長期的な動向を監視し判断する必要がある。

山岳氷河の融解率を海の表面積で割ると、海水準の変化に換算することが出来る。海の面積は約 3 億 6000 万  $\text{km}^2$  であるから、アジア高山域における氷河融解率 ( $49 \pm 12 \text{ Gt yr}^{-1}$ ) を海水準の変化に換算すると年間  $0.13 \pm 0.04 \text{ mm}$  の上昇となる。この値は GIA の影響を考慮すると、年間  $0.17 \pm 0.04 \text{ mm}$  の海面上昇と上方修正される。これは山岳氷河の融解としては、アラスカ南東部に次ぐ世界で 2 番目の海面上昇への寄与である。Fig. 47 の比例関係を世界全体の山岳氷河の季節的な体積変化である  $\sim 661 \text{ km}^3$  (Meier, 1984) に外挿すると、世界中の山岳氷河は年間  $266 \pm 36 \text{ Gt}$  融けていることになる。これは年間  $0.73 \pm 0.09 \text{ mm}$  の海面上昇に相当するが、この値は IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change) の第 4 次報告書 (Bindoff et al., 2007) にある山岳氷河の融解による 1993 年から 2003 年までの期間の海面上昇の値に近い。

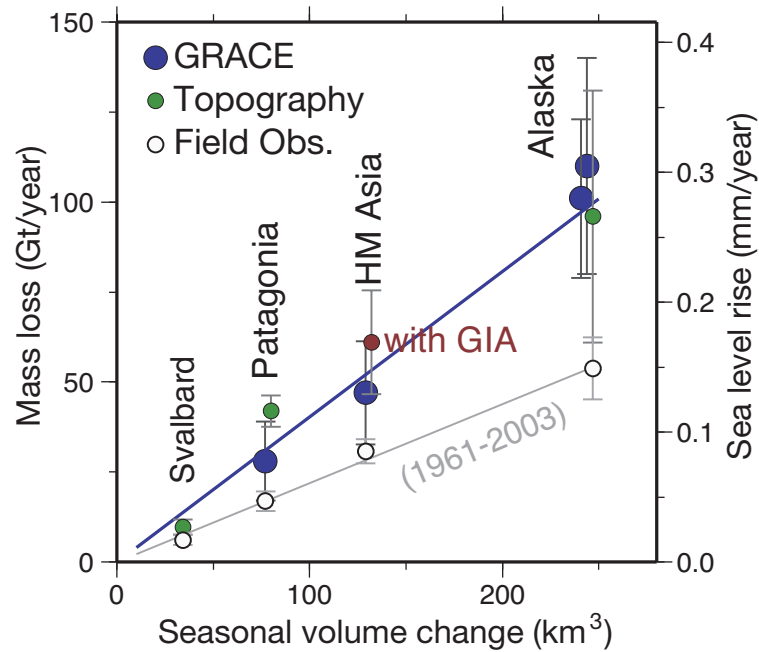


Fig.47 Ice mass losses inferred from GRACE (blue), topography (green), and field observations (white), are shown against seasonal ice volume changes (Meier, 1984). If the TIBET-4 GIA model were correct, the ice loss rate in HM Asia would be slightly larger (red circle). GRACE data cover 2002-2004 (Tamisiea et al., 2005), and 2002-2005 (Chen et al., 2006), for Alaska, 2002-2006 for Patagonia (Chen et al., 2007), and indicate value in 2003-2009 for HM Asia (this study). Topographic data cover 1995-2000 for Patagonia (Rignot et al., 2003), and from mid 1990s to 2000-2001 for Alaska (Arendt et al., 2002). In Svalbard, we multiplied 1.6, the ratio of the ice loss in 1996-2002 to those over the last 30-40 years (Bamber et al., 2005), with the 1961-2003 average ice loss rate. Average rates 1961-2003, shown by white circles, were inferred by compiling field observations of individual glaciers (Dyrgerov and Meier, 2005). The error bar for HM Asia is the combination of gravity time series fitting error ( $\sim 7\text{Gt yr}^{-1}$ ), GLDAS land hydrological changes in the same period ( $\sim 10\text{Gt yr}^{-1}$ ), and the difference in GIA models ( $\sim 3\text{Gt yr}^{-1}$ , only for the GIA corrected one)

<b>Glacial system</b>	<b>Period (yr)</b>	<b>Mass loss rate (Gt yr<sup>-1</sup>)</b>	<b>Reference</b>
<i>Field Observation</i>			
<b>Svalbard</b>	1961-2003	6.05 ± 1.33	Dyurgerov and Meier (2005)
<b>Patagonia</b>	"	16.90 ± 2.72 <sup>1</sup>	"
<b>HM Asia</b>	"	30.74 ± 3.29	"
<b>Southern Alaska</b>	"	53.78 ± 8.67	"
<i>Topography</i>			
<b>Svalbard</b>	1996-2002	9.68 ± 2.13	Bamber et al. (2005) <sup>3</sup>
<b>Patagonia</b>	1995-2000	41.9 ± 4.4	Rignot et al. (2003)
<b>Southern Alaska</b>	mid 1990's to 2000-20001	96.0 ± 35.0	Arendt et al. (2002)
<i>GRACE</i>			
<b>Patagonia</b>	2002-2006	27.9 ± 11.0	Chen et al. (2007)
<b>HM Asia</b>	2002-2009	49 ± 12 63 ± 13 (GIA <sup>2</sup> )	This study
<b>Southern Alaska</b>	2002-2004	110 ± 30	Tamisiea et al. (2005)
<b>Southern Alaska</b>	2002-2005	101 ± 22	Chen et al. (2006)
<b>Worldwide</b>	2000's	266 ± 36	This study

<sup>1</sup> Error was not given in Dyurgerov and Meier (2005), and so the same error/signal ratio was assumed as Alaska.

<sup>2</sup> Corrected for GIA in the Tibetan Plateau (Kaufmann, 2005)

<sup>3</sup> This values was obtained by multiplying 1.6, the ratio of the ice loss in 1996-2002 to those over the last 30-40 years (Bamber et al., 2005), with the 1961-2003 average ice loss rate Dyurgerov and Meier (2005).

Table.6 Glacial mass loss rates in Fig.47.

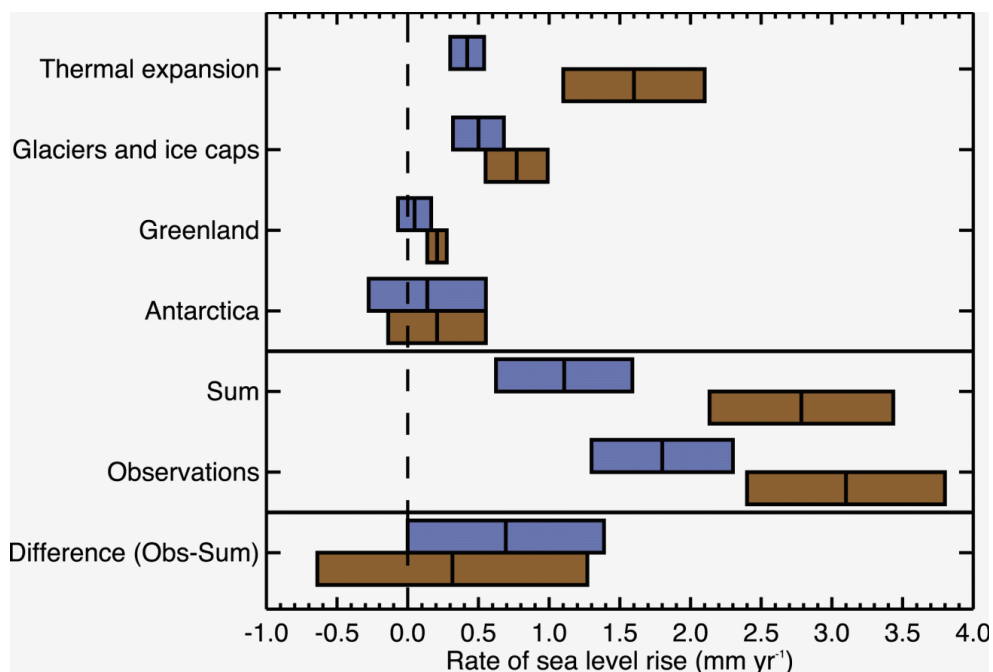


Fig.48 Sources of sea level rise and their contributions in mm per year for the periods 1961-2003 (Blue bar) and 1993-2003 (Brown bar) from the IPCC 2007 assessment (Bind-off et al., 2007).

Source	Sea Level Rise (mm yr <sup>-1</sup> )		
	1961-2003	1993-2003	This study
<b>Thermal Expansion</b>	0.42 ± 0.12	1.6 ± 0.5	
<b>Glaciers and Ice Caps</b>	0.50 ± 0.18	0.77 ± 0.22	0.73 ± 0.09
<b>Greenland Ice Sheet</b>	0.05 ± 0.12	0.21 ± 0.07	
<b>Antarctic Ice Sheet</b>	0.14 ± 0.41	0.21 ± 0.35	
<b>Sum</b>	<b>1.1 ± 0.5</b>	<b>2.8 ± 0.7</b>	
<b>Observed</b>	<b>1.8 ± 0.5</b>	<b>3.1 ± 0.7</b>	
<b>Difference (Observed - Sum)</b>	<b>0.7 ± 0.7</b>	<b>0.3 ± 1.0</b>	

Table.7 Sea level rise.



### 3.8 結論

本研究を以下のように結論付ける。

- 2002年から2009年までのGRACE衛星による重力観測から、アジア高山域における山岳氷河は年間 $49 \pm 12$  Gtの速度で融解している。
- チベット高原におけるGIAの可能性を完全に除外することは出来ない。その影響を考慮すると山岳氷河の融解量は年間 $63 \pm 13$  Gtに上方修正される。
- 世界的に加速する山岳氷河の融解は、2000年以降年間約 $0.73 \pm 0.09$  mmの海面上昇に寄与している。
- アジア高山域における山岳氷河の融解は、時間的に空間的に大きく変化しうる。

IPCCは第4次報告書の中で、地球温暖化によりヒマラヤ氷河は2035年までに消失する可能性があるとして述べている。しかしながら、この見積もりは科学的な根拠に基づくものではなく、世界中で報道されたように、2010年の1月にIPCCはこの件に関し声明を出し、間違いであったと謝罪している(Schiermeier, 2010)。本研究の結果は、近年のヒマラヤを含むアジア高山域の氷河の融解率を科学的な根拠に基づいて定量的に見積もった初めてのものである。IPCCの報告によると、過去40年の25倍の速度で融解が続くと2035年(今から25年後)までにヒマラヤの氷河が消失するらしい。ちなみに本研究では、この地域の現在の融解率は過去40年(実際には1961-2003)の融解率の約2倍であることが分かった。そうすると消失する時期は12.5倍延びることになるので、我々の求めた融解率が継続すれば今から~300年後(25年後の12.5倍)の~2350年にヒマラヤの氷河が消失することになる。もちろん300年の間に様々な環境変動が起こり得るので、実際の推移には大きな不確実性が伴うだろう。

アジア高山域における氷河融解の研究は、社会的な側面においても重要である。多くの人口を抱えるアジアを流れる大河川の多くが、その地域に源流を持つ。ガンジス川、インダス川、揚子江、黄河、メコン川等である。例えばインダス川とガンジス川の流量の多くは氷河の溶け水に由来する。アル・ゴア元アメリカ副大統領の”*An Inconvenient Truth*”(2006)によると、世界の人口の約40%がアジア高山域を源流域とする河川水、地下水、湧水、伏流水に依存しているらしい。アジア高山域の氷河消失は、これらの川の流量の激減を意味し、現に著しい水位低下を示す地下水と相まって将来の農業への深刻な影響が懸念される(e.g. Barnett et al., 2005)。

## 4 まとめ

人工衛星によって観測された重力場の時間変化から、火星と地球における季節的・経年的な雪氷の変動について解析を行った。本研究では、火星の極域の積雪と地球のアジア高山域の山岳氷河に焦点を当てた。まず火星では、積雪の密度が時間と共に徐々に増加していくことが分かった。積りたての軽い新雪 ( $\sim 0.1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) は、自己重力による圧密や焼結によって、消雪する春の終わりから夏の初めころまでに、その密度を 10 倍以上 ( $\sim 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ) に増加させる。また、ダストストームの活動によっても積雪密度は変化するらしい。

続いて地球のアジア高山域では、近年の地球温暖化に伴って、山岳氷河の融解が加速していることが分かった。2002 年から 2009 年までの融解率は年間  $49 \pm 12 \text{ Gt}$  ほどで、これはアジア高山域から毎年、琵琶湖 1.7 杯分の水が流出していることに相当する。このペースで続けると、アジア高山域の山岳氷河は数百年以内に消滅する恐れがある。さらに、チベット高原における隆起の影響を考慮した場合、最大で年間  $63 \pm 13 \text{ Gt}$  の融解率に上方修正される。しかしながら、この融解率は時間空間的に大きく変化するものであり、これからの長期的な観測が必要である。

## 5 謝辞

本研究を完遂させるに当たりまして、多くの方々からご支援とご協力を賜りました。ここに記してお礼申し上げたいと思います。指導教官の日置幸介教授への感謝の気持ちはとても言葉では言い尽すことが出来ません。研究テーマの提供や研究方針、解析方法の懇切丁寧なご指導、的確なアドバイスなど惜しみないご支援を賜りました。また、国内外での学会や研究集会へ積極的に連れていってくださり、第一線で活躍をされている研究者の方々と交流させて頂く貴重な機会を与えてくださいました。日置先生とお会いすることがなければ、このまま研究の道に身を投じることもなかったかと思います。本当にありがとうございます。これからもどうか宜しくお願い致します。同研究室の古屋正人准教授にも、多大なるご協力とご指導を賜りました。心よりお礼申し上げたいと思います。古屋先生が取り組んでいらっしゃる研究は、とても興味を刺激するものでありまして、お話を聞くたびに私の研究意欲が駆り立てられます。古屋先生のご厚意でご教授を賜っております合成開口レーダーの解析技術は、私がこれから行います研究の大きな礎となることと思います。なにとぞ今後とも宜しくお願い致します。陸水循環学研究室の知北和久准教授にもお礼申し上げたいと思います。第3章のアジア高山域の氷河の研究に携わるきっかけとなったのは、知北先生が2008年の夏に地球温暖化に関するシンポジウムにて行った講演でした。講演を聞き、解析を行いまして、その結果について知北先生にご意見とご助言を賜りました。おかげで、無事研究を完成させることが出来ました。本当にありがとうございました。また、火星の重力データを提供してくださいましたカリフォルニア工科大学ジェット推進研究所の Alex Konopliv さんと、火星の  $J_3$  項に関し大変有意義で貴重なコメントをくださいました国立天文台の Sander Goossens さんにあらためて心よりお礼申し上げたいと思います。最後に、未熟な私を技術的に精神的に支え、いつも暖かく鼓舞激励してくださいました小川涼子さん、菅原守さんをはじめとする宇宙測地学研究室の学生の皆様と OB の片岡健さんに、心からの感謝を記したいと思います。

## 6 参考文献

- Adam, D., 2002. Gravity measurement - Amazing GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) Nature 416, 10-11.
- Aharonson, O., Zuber, M.T., Smith, D.E., Neumann, G.A., Feldman, W.C., Prettyman, T.H., 2004. Depth, distribution, and density of CO<sub>2</sub> deposition on Mars. J. Geophys. Res. 109, doi:10.1029/2003JE002223. E05004.
- Ahmed, I., Umar, R., 2008. Hydrogeological framework and water balance studies in parts of Krishna Yamuna interstream area, Western Uttar Pradesh, India. Environ. Geol. 53, 1723-1730.
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., Boucher, C., 2007. ITRF2005: a new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth orientation parameters. J. Geophys. Res. 112, B09041. doi:10.1029/2007JB004949.
- Amano, K., Taira, A., 1992. Two-phase uplift of higher Himalayas since 17 Ma. Geology 20, 391-394.
- Arendt, A.A., Echelmeyer, K.A., Harrison, W.D., Lingle, C.S., Valentine, V.B., 2002. Rapid wastage of Alaska Glaciers and their contribution to rising sea level. Science 297, 383-386.
- Bamber, J.L., Krabill, W., Raper, V., Dowdeswell, J.A., Oerlemans, J., 2005. Elevation changes measured on Svalbard glaciers and ice caps from airborne laser data. Ann. Glaciology 42, 202-208.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., Lettenmaier, D.P., 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. Nature 438, 303-309.
- Bettinelli, P., et al., 2006. Plate motion of India and interseismic strain in the Nepal Himalaya from GPS and DORIS measurements. J. Geod. 80, 567-589.
- Bindoff, N.L., et al., 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, New York. Chap.5.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. Nature 379, 505-510.
- Carr, M. H. and J. W. Head III, 2003. Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate, J. Geophys. Res 108, 5042, doi:10.1029/2002JE001963.
- Carrère, L., and F. Lyard, 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing: Comparisons with observations, Geophys. Res. Lett., 30(6), 1275, doi:10.1029/2002GL016473.
- Chao, B.F., Rubincam, D.P., 1990. Variations of Mars gravitational field and rotation due to seasonal

- CO<sub>2</sub> exchange. *J. Geophys. Res.* 95, 14755-14760.
- Chao, B.F., 2005. On inversion for mass distribution from global (time-variable) gravity field. *J. Geodynamics* 39, 223-230.
- Chen, J.L., Tapley, B.D., Wilson, C.R., 2006. Alaskan mountain glacial melting observed by satellite gravimetry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 368-378.
- Chen, J.L., Wilson, C.R., Tapley, B.D., Blankenship, D.D., Ivins, E.R., 2007. Patagonia Icefield melting observed by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Geophys. Res. Lett.* 34, L22501. doi:10.1029/2007GL031871.
- Cheng, M., Tapley, B.D., 2004. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. *J. Geophys. Res.* 109, B09402. doi:10.1029/2004JB003028.
- Crowley, J.W., Mitrovica, J.X., Bailey, R.C., Tamisiea, M.E., Davis, J.L., Land water storage within the Congo Basin inferred from GRACE satellite gravity data, *Geophys. Res. Lett.* 33, L19402. doi: 10.1029/2006GL027070.
- Davis, J.L., Elosegui, P., Mitrovica, J.X., Tamisiea, M.E., 2004. Climate-driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS. *Geophys. Res. Lett.* 31, L24605. doi:10.1029/2004GL021435.
- Dyrurgerov, M., Meier, M.F., 2005. *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Occasional Paper 58*, Institute of Arctic and Alpine Research. University of Colorado, Boulder, p. 118.
- Farrell, W. E., 1972. Deformation of the Earth by Surface Loads, *Review of Geophysics and Space Physics*, Vol. 10, No. 3, pp.761-797.
- Feldman, W.C., Prettyman, T.H., Boynton, W.V., Murphy, J.R., Squyres, S., Karunatillake, S., Maurice, S., Tokar, R.L., McKinney, G.W., Hamara, D.K., Kelly, N., Kerry, K., 2003. CO<sub>2</sub> frost cap thickness on Mars during northern winter and spring. *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2003JE002101. 5103.
- Fenoglio-Marc, L., Kusche, J., Becker, M., 2006. Mass variation in the Mediterranean Sea from GRACE and its validation by altimetry, steric and hydrologic fields, *Geophys. Res. Lett.* 33, L19606. doi:10.1029/2006GL026851.
- Fujita, K., Ageta, Y., 2000. Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *J. Glaciology* 46, 244-252.
- Gore, A., 2006. *An Inconvenient Truth: The Planetary Emergency of Global Warming and What We Can Do About It*, Rodale Press.
- Hachikubo, A. and E. Akitaya, 1997. Effect of wind on surface hoar growth on snow, *J. Geophys. Res.* Vol. 102, p.4367-4374.
- Hasegawa, T., Y. Fukuda, K. Yamamoto and T. Nakaegawa, 2008. The 2006 Australian drought detected by GRACE, *Proceedings of HydroChange 2008*, 363-367.

- Hasegawa, T., Y. Fukuda, W. Sun, G. Fu, and K. Yamamoto, 2010. Rapid updip and slow downdip afterslips following the 2004 Sumatra-Andaman earthquake detected by GRACE, *Geophys. J. Int.*, submitted.
- 花田英夫, 岩田隆浩, 菊池冬彦, 劉慶会, 松本晃治, 浅利一善, 石川利昭, 石原吉明, 野田寛大, 鶴田誠逸, Natalia Petrova, Sander Goossens, 原田雄司, 佐々木晶, 並木則行, 河野裕介, 岩館健三郎, 亀谷収, 寺家孝明, 柴田克典, 田村良明, 矢作行弘, 増井亘, 田中孝治, 前島弘則, 洪曉瑜, 平勁松, 艾力玉素甫, Simon Ellingsen, Wolfgang Schuter, 2009. 月の重力場推定のための「かぐや」(SELENE)の2つの子衛星「おきな」と「おうな」の相対VLBI観測, *日本測地学会誌*, Vol.55, No.2, pp.203-221.
- Han, D., Wahr, J., 1995. The viscoelastic relaxation of a realistically stratified Earth, and a further analysis of post glacial rebound. *Geophys. J. Int.* 120, 287-311.
- 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.
- Heiskanen, W.A. and Moritz, H., 1967. Physical geodesy, *Bulletin Géodésique*, Volume 41, Issue 4, pp.491-492.
- Heki, K., 2001. Seasonal modulation of interseismic strain buildup in Northeastern Japan driven by snow loads. *Science* 293, 89-92.
- Heki, K., 2004. Dense GPS array as a new sensor of seasonal changes of surface loads. In: Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J. (Eds.), *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*. In: *Geophys. Monographs*, vol. 150. Am. Geophys. Union, Washington, pp. 177-196.
- 日置幸介 (2007): 地球惑星状態科学 1 講義ノート.  
[http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/heki/pdf/state\\_p\\_hys.pdf](http://www.ep.sci.hokudai.ac.jp/heki/pdf/state_p_hys.pdf)
- Hewitt, K., 2005. The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the 'Elevation Effect, Karakoram Himalaya'. *Mountain Res. Development* 25, 332-340.
- 岩田隆浩, 南野浩之, 佐々木健, 小川美奈, 並木則行, 花田英夫, 野田寛大, 松本晃治, 今井剛, 石原吉明, 鶴田誠逸, 浅利一善, 劉慶会, 菊池冬彦, 高野忠, 2009. かぐや (Kaguya) による測月ミッションの概要と子衛星おきな・おうな (Rstar・Vstar) の開発並びに軌道上特性, *日本測地学会誌*, Vol.55, No.2, pp.130-150.
- Jimenez-Munt, I., Fernandez, M., Verges, J.J., Platt, P., 2008. Lithospheric structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 276-289.
- Kaser, G., Cogley, J.G., Dyurgerov, M.B., Meier, M.F., Ohmura, A., 2006. Mass balance of glaciers and ice caps: consensus estimates for 1961-1994. *Geophys. Res. Lett.* 33, L19501. doi:10.1029/2006GL027511.
- Kaufmann, G., 2005. Geodetic signatures of a Late Pleistocene Tibetan ice sheet. *J. Geodyn.* 39, 111-125.

- Kaufmann, G., Lambeck, K., 1997. Implications of Late Pleistocene glaciations of the Tibetan Plateau for present-day uplift rates and gravity anomalies. *Quat. Res.* 48, 269-279.
- Kaula, W.M. 1966. *Theory of Satellite Geodesy, applications of satellites to Geodesy*, Blaisdell Publishing Company.
- Khan, S. A., Wahr, J., Bevis, M., Velicogna, I., 2010. The spread of ice mass loss into northwest Greenland observed by GRACE and GPS, *Geophys. Res. Lett.* in press.
- Konopliv, A.S., S.W. Asmar, E. Carranza, W. L. Sjogren, D.N. Yuan, 2001. Recent gravity models as a result of the lunar prospector mission, *Icarus* 150, 1-18.
- Konopliv, A.S., Yoder, C.F., Standish, E.M., Yuan, D.-N., Sjogren, W.L., 2006. A global solution for the Mars static and seasonal gravity, Mars orientation, Phobos and Deimos masses, and Mars ephemeris, *Icarus* 182, 23-50.
- Lemoine, F., D. Smith, M. Zuber, G. Neumann, D. Rowland, 1997. A 70th degree lunar gravity model (GLGM-2) from Clementine and other tracking data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16339-16359.
- Luthcke, S.B, Zwally, H.J, Abdalati, W, Rowlands, D.D, Ray, R.D, Nerem, R.S, Lemoine, F.G, McCarthy, J.J, Chinn, D.S, 2006. Recent Greenland Ice Mass Loss by Drainage System from Satellite Gravity Observations, *Science* 314, 1286-1289.
- Maeno, N., Kuroda, T., 1986. *Structure and Physical Properties of Ice and Snow*. Series of Basic Glaciology, vol. 1. Kokon-Shoin, Tokyo, Japan, p. 212 (in Japanese).
- 松本晃治, Sander Goossens, 石原吉明, 菊池冬彦, 劉慶会, 2009. 「かぐや」衛星追跡データによる月重力場モデルの構築, *日本測地学会誌*, Vol.55, No.2, pp.269-280.
- Matsuo, K. and K. Heki, Seasonal and inter-annual changes of volume density of Martian CO<sub>2</sub> snow from time-variable elevation and gravity, *Icarus*, 202, 90-94, 2009.
- Matsuo, K. and K. Heki, 2010. Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry, *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 30-36, doi:10.1016/j.epsl.2009.11.053.
- McCarthy D.D. and G. Petit, 2003. *IERS CONVENTIONS (2003)*,  
<http://www.iers.org/n11216/IERS/EN/Publications/TechnicalNotes/tn32.html>.
- Meier, M.F., 1984. Contribution of small glaciers to global sea level. *Science* 226, 1418-1421.
- Meier, M.F., et al., 2007. Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century. *Science* 317, 1064-1067.
- Métivier, L., Karatekin, O., Dehant, V., 2008. The effect of the internal structure of Mars on its seasonal loading deformations. *Icarus* 194, 476-486.
- 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.
- Muller, P.M. and W.L. Sjogren, 1968. Mascons: Lunar mass concentrations, *Science*, 161, 680-684.

- Namiki N , Iwata T , Matsumoto K , Hanada H , Noda H , Goossens S , Ogawa M , Kawano N , Asari K , Tsuruta SI , Ishihara Y , Liu Q , Kikuchi F , Ishikawa T , Sasaki S , Aoshima C , Kurosawa K , Sugita S , Takano T, 2009. Farside gravity field of the moon from four-way Doppler measurements of SELENE (Kaguya), *Science*, 323, 900-905.
- Nimmo, F., Hart, S.D., Korycansky, D.G., Agnor, C.B., Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy, *Nature* 453, pp.1220-1223.
- 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.
- 小川涼子, Chao, B.F., 日置幸介, 2010. 重力衛星 GRACE によるシベリア土壌水分の季節変化と経年変化, *月刊地球*.
- Parker, T.J., Gorsline, D.S., Saunders, R.S., Pieri, D.C., Schneeberger, D.M., 1993. Coastal geomorphology of the Martian northern plains, *J. Geophys. Res.*, 98, 11061-11078.
- Perron, J.T., Mitrovica, J.X., Manga, M., Matsuyama, I., Richards, M.A., 2007. Evidence for an ancient martian ocean in the topography of deformed shorelines, *Nature* 447, pp.840-843.
- Qiu, J., 2008. The third pole, *Nature* 454, 393-396.
- Rignot, E., Rivera, A., Casassa, G., 2003. Contribution of the Patagonia icefields of South America to sea level rise. *Science* 302, 434-437.
- Rodell, M., Velicogna, I., Famiglietti, J.S., 2009. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature* 460, 999-1002.
- Rodell, M., et al., 2004. The global land data assimilation system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 85, 381-394.
- Rowley, D.B., Currie, B.S., 2006. Palaeo-altimetry of the Late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature* 439, 677-681.
- Schiermeier, Q., 2010. Glacier estimate is on thin ice, *Nature* 463, 276-277.
- Siebert S., P. Döll, S. Feick, J. Hoogeveen and K. Frenken., 2007. Global Map of Irrigation Areas version 4.0.1. Johann Wolfgang Goethe University, Frankfurt am Main, Germany / Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy.
- Singh, D.K., Singh, A.K., 2002. Groundwater situation in India: problems and perspectives. *Water Resour. Dev.* 18, 563-580.
- Sjogren, W. L., 1979. Mars gravity - High-resolution results from Viking Orbiter 2, *Science* 203, 1006-1010.
- Smith, M.D., Pearl, J.C., Conrath, B.J., Christensen, P.R., 2001b. Thermal Emission Spectrometer results: Mars atmospheric thermal structure and aerosol distribution, *J. Geophys. Res.* 106, 23929-23945.



- Smith, M.D., 2004. Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003. *Icarus* 167, 148-165.
- Smith, D.E., Sjogren, W.L., Tyler, G.L., Balmino, G., Lemoine, F.G., Konopliv, A.S., 1999. The gravity field of Mars: results from Mars Global Surveyor. *Science* 286, 94-97.
- Smith, D.E., Zuber, M.T., Neumann, G.A., 2001. Seasonal variation of snow depth on Mars. *Science* 294, 2141-2146.
- Spicer, R.A., et al., 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature* 421, 622-624.
- Steffen, H., Denker, H., Muller, J., 2008. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia from GRACE data and comparison with geodynamical models, *Journal of Geodynamics*, Vol. 46, p155-164.
- Sugano, T. and K. Heki, 2004. Isostasy of the Moon from high-resolution gravity and topography. *Geophys. Res. Lett.* 31, L24703, doi:10.1029/2004GL022059
- 菅原守, 日置幸介, 2008. 火星の真の極移動に伴う地殻変動について, *日本測地学会誌*, Vol.54, No.3. pp.279-282.
- Sun, W., Wang, Q., Li, H., Wang, Y., Okubo, S., Shao, D., Liu, D., Fu, G., 2009. Gravity and GPS measurements reveal mass loss beneath the Tibetan Plateau : geodetic evidence of increasing crustal thickness. *Geophys. Res. Lett.* 36, L02303. doi:10.1029/2008GL036512.
- Swenson, S.C., Wahr, J., 2006. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophys. Res. Lett.* 33, L08402. doi:10.1029/2005GL025285.
- 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.
- Tamisiea, M.E., Mitrovica, J.X., Davis, J.L., 2007. Grace gravity data constrain ancient ice geometries and continental dynamics over Laurentia. *Science* 316, 881-883.
- 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*, 305, 503-505.
- Tiwari, V.M., Wahr, J., Swenson, S., 2009. Dwindling groundwater resources in northern India, from-satellite gravity observations. *Geophys. Res. Lett.* 36, L18401. doi:10.1029/2009GL039401.
- van der Wal, W., Wu, P., Sideris, M.G., Shum, C.K., 2008. Use of GRACE determined secular gravity rates for glacial isostatic adjustment studies in North-America, *Journal of Geodynamics*, Vol. 46, p144-154.
- Velicogna, I. and J. Wahr, 2006. Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004, *Nature* 443, 329-331.
- Wahr, J., Molenaar, M., Bryan, F., 1998. Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J. Geophys. Res.* 103, 30205-

30229.

- Wang, H., 2001. Effects of glacial isostatic adjustment since the Late Pleistocene on the uplift of the Tibetan Plateau. *Geophys. J. Int.* 144, 448-458.
- Wang, Q., et al., 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *Science* 294, 574-577.
- Xu, C., Liu, J., Song, C., Jiang, W., Shi, C., 2000. GPS measurements of present-day uplift in the Southern Tibet. *Earth Planets Space* 52, 735-739
- 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.
- Yoder, C.F., Konopliv, A.S., Yuan, D.N., Standish, E.M., Folkner, W.M., 2003. Fluid core size of Mars from detection of the solar tide. *Science* 300, 299-303.
- 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.
- Zuber, M.T., Solomon, S.C., Phillips, R.J., Smith, D.E., Tyler, G.L., Aharonson, O., Balmino, G., Banerdt, W.B., Head, J.W., Johnson, C. L., Lemoine, F.G., McGovern, P.J., Neumann, G.A., Rowlands, D.D., Zhong, S., 2000. Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity, *Science* 287, p1788-1793.