

# 衛星重力ミッションデータを如何に利用するか

福田洋一

京都大学大学院理学研究科

## Possible Utilization of Along Track Satellite Gravity Data

Yoichi Fukuda

Graduate School of Science, Kyoto University

Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan

E-mail: fukuda@kugi.kyoto-u.ac.jp

### **Abstract**

*This report presents some of the simulation results of level-1 SST data, which are given as the range rate data on a satellite orbit. The simulation was conducted assuming a typical GRACE like orbit and its specifications. Static gravity fields, time variable gravity fields due to the atmospheric effects and the gravity change due to the water mass loading are calculated, and they are figured on the assumption that they are sampled along a satellite orbit. The results help us to consider future utilization of satellite gravity mission data and related problems.*

### 1. はじめに

2001年の秋に打ち上げが予定されている衛星重力ミッション GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) では、地球の静的な重力場の決定とともに、地球表層流体の運動による重力場の時間的変化の検出が主要な目的となっている(例えば、NRC, 1997; 福田, 2000)。このような目的での衛星重力データの利用方法を考えるにあたっては、従来、所謂 level-2 データ、即ち、重力場の球関数係数(Stokes 係数)が適当な時間間隔で得られることを前提とし、スペクトル領域での信号強度との比較から、その応用の可能性を探るという方法が主流であった(例えば、Wahr *et al*, 1998; 福田・Foldvary, 2001)。ところで、GRACE の Low-Low Satellite to Satellite (L-L SST) では、Level-0 の衛星間測距のセンサーデータとして高サンプリングレートでの K-バンドマイクロ波レーダーの位相データなどが、また、Level-1 データとしては 5 秒 ~ 10 秒サンプリング程度での range rate データなどが得られる予定である。このうち、Level-0 のデータと重力場データを直接結びつけることは容易ではないが、Level-1 の range rate データは、簡単な仮定のもとで、衛星軌道に沿っての重力ポテンシャルの変動に変換することが可能である。即ち、Level-1 のデータは、スペクトル領域ではなく、実時空間での重力場測定データそのものとみなすことができる。このような視点で衛星重力データをとらえることは、得られるデータの意味をより直観的に理解することにもつながり、その応用を考える上で重要であるばかりでなく、GRACE のデ

ータが得られるようになった際には、各種の地球物理学的補正をどのように行うかなど、高度なデータ利用に際しての計算処理上の問題点を明らかにする上でも重要である。

以上のような観点から、本研究では、L-L SST の Level-1 のデータを想定し、衛星軌道において、静的な重力場、大気変動の影響、水荷重の影響がどのように現れるかを forward modeling により計算し、それらを具体的に示することを第一の目的とした。

## 2. 方法

Level-1 相当の衛星重力データをシミュレートする方法としては、まず、衛星軌道における重力場シグナルを計算し、それを軌道上での衛星の仮想的な動きに沿ってサンプリングすることを考える。具体的には、静的な重力場に関しては適当な格子間隔で衛星軌道高度における重力場シグナルを計算しておき、衛星の軌道位置での値を内挿により求めた。また、時間変動成分に関しては、今回は気圧変動の影響だけを考えるが、ある時間間隔ごとの格子上での変動成分を計算し、衛星の運動にあわせて、空間的・時間的に内挿して観測値をシミュレートすることにする。

なお、衛星の軌道位置については、簡単のため、ケプラー運動を仮定した計算によるものとし、軌道要素として、軌道傾斜角 89 度、離芯率 0.005、平均高度 450km を仮定した。

重力場シグナル (ポテンシャル  $V$ ) と衛星で観測される range rate ( $\hat{v}$ ) との関係は、軌道上での運動エネルギーと位置エネルギーの和 ( $E$ ) が保存されると仮定すると、

$$\frac{1}{2}\hat{v}^2 - V = E \quad (1)$$

であり、 $\hat{v}$ 、 $V$  を

$$\begin{aligned} \hat{v} &= v_m + v \\ V &= U + T \end{aligned}$$

と、それぞれの平均成分 ( $v_m$ ,  $U$ ) と変動成分 ( $v$ ,  $T$ ) に分解すると、平均成分については (1) 式と同様の関係が成立つとし、変動成分の 2 次以上の微小量を無視すると、

$$v = \frac{T}{v_m} = \frac{T}{R} \frac{\sqrt{r}}{\sqrt{\gamma}} = \frac{\sqrt{r\gamma}}{r+h} N \quad (2)$$

の関係を得る (Jekeli and Rapp, 1980)。ただし、 $r$  は地球の平均半径、 $h$  は衛星の高度、 $\gamma$  は地上での平均重力、 $N$  はジオイド高である。

(2) 式で  $h$  を 450 km とし、その他、適当な値を代入すると、最終的に、軌道上での 1 mm のジオイド高変化が約  $1.28 \mu\text{m} / \text{秒}$  の range rate 変化に対応することがわかる。GRACE の SST の精度は  $1 \mu\text{m} / \text{秒}$  といわれているので、1 mm のジオイド高変化がほぼ GRACE による検出限界と考えてよいであろう。以下で示す図は、すべて軌道高度でのジオイド高として表すが、上記の関係をを用いることにより、直ちに衛星が感じる range rate に読替え可能であることに注意しておく。ところで、上空でのジオイド高の定義が曖昧であるが、ここでは、(2) 式の表現に対応し、ある高度での重力乱れポテンシ

ルを地表での正規重力で割ったものを，その高度でのジオイド高と呼ぶことにする．なお，(2)式の近似に伴う誤差や，より厳密な取り扱いについては Jekeli(1999)を参照されたい．

一方，変動の信号となる地球表層流体がおぼす重力場への影響については，質量変化を地球表面での面密度分布の時間的变化  $(\Delta C_{l,m}(t), \Delta S_{l,m}(t))$  で表現することとし，これによる重力場の変化を球面調和関数時系列として

$$\begin{pmatrix} \overline{\Delta C_{l,m}(t)} \\ \overline{\Delta S_{l,m}(t)} \end{pmatrix} = \frac{3}{4\pi} \frac{1+k_l'}{2l+1} \frac{1}{R\rho_{ave\ Earth}} \iint \Delta\rho(\theta, \lambda, t) P_{l,m}(\cos\theta) \begin{pmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{pmatrix} d\sigma$$

で展開し(例えば，Chao and Yu, 1991)，この係数を必要に応じて再合成することにより実空間での重力場の影響を計算した．

### 3．衛星軌道における静的な重力場

Level-1 データのシミュレーションの手始めとして，まず，衛星軌道で静的な地球の重力場がどのように見えるかを示す．このため，EGM96 モデルを用い，地上および高度 450 km でのジオイドならびに重力異常を計算した．

Figure 1 (a)は地上でのジオイド高を，Fig.1(b)は高度 450 km でのジオイド高をプロットしたものである．地球の重力場をジオイド高として表現した場合，当然の結果として全体の振幅は小さくなるものの，空間的なパターンについては，地上と衛星軌道上でそれほど大きな違いの無いことがわかる．一方，Fig.2 (a) および (b) はそれぞれの高度での重力異常をプロットしたものであるが，振幅のみならず空間的なパターンについても両者には大きな違いがみられる．これは，当然のことながら，重力異常が地球重力場の短波長成分を強調した表現になっており，短波長成分は高度とともに急激に減少するためである．このことはまた，衛星重力では，重力場の短波長成分の測定が如何に困難であるかも示していることになる．

Figure 3(a), (b)は，EGM96 モデルよりさらに短波長の重力場成分が衛星軌道でどのように見えるかを調べるため，日本周辺の地域について，海面高度計データを用いて決められている  $1' \times 1'$  格子上の重力異常データをもとに，地上および衛星軌道上で，球面 FFT 法を用いて計算した短波長ジオイド成分を示したものである．図に示すように，地上では短波長成分がかなり大きなパワーを持つものの，軌道高度では，短波長の成分よりはやや長波長での食い違いが目立っている．これは，ジオイド計算の際に用いた EGM-96 モデルとジオイド計算の際に用いた重力データの長波長域での誤差によるもので，現状での重力モデルそのものの精度の限界を示しているものと考えられる．食い違いの大きさは数 cm 程度であり，この大きさは衛星によって確実に検出可能であることから，衛星ミッションが実現するとこの領域でのジオイドの精度が大きく改善されることが期待できる．

Figure 4 および Fig. 5 には，Fig.1(a)の静的な重力場が，衛星による測定期間が延びるに従い，どのように復元されていくかを示す．Fig.4 は全球について，Fig.5 は日本周辺について，衛星の軌道に沿って 10 秒毎にサンプリングデータが得られるとし，30 日後，90 日後，365 日後での空間カバレッジをそれぞれ示している．

これらの図をみると、1ヶ月程度の観測期間では、まだ空間的に測定の空白域がかなり残ってしまい、おおよそ均質なデータを得るためには、最低でも2~3ヶ月程度の期間を要することがわかる。このことは、GRACEによるStokes係数の時系列データを得る際にも、この程度の時間が必要であることを示唆している。なお、サンプリング期間が1年程度経過すると、空間的にはほぼ均質なデータが得られそうであり、それ以降のデータの蓄積は、もちろんデータ数が増えることによる精度の向上は見込まれるものの、静的な重力場の改良にとってはそれほど大きくは寄与しないように思われる。GOCEミッションの寿命が比較的短く設定されているのもこのような事情によるものであろう。

#### 4. 衛星軌道における重力場変動成分

重力場の時間変動のシミュレーションとしては大気質量移動を想定し、表面気圧変動による衛星軌道でのジオイド高変化を計算した。使用したデータはECMWFのAdvanced Operational Analysis Data Setのうち、0.5625度分解能の表面気圧データで、1999.01.01から1999.12.31の期間の00, 06, 12, 18 UTCの値である。

データ処理の手順としては、まず、各格子点での上記期間の平均値を計算し、それを差し引いた時間変動成分を求め、その後、(2)式により、6時間毎のStokes係数を計算し、それを再合成することで軌道高度におけるジオイド高変化の時系列データを作成した。なお、海洋の大気変動に対する応答が、Inverted Barometer (IB) 的であるか Non-Inverted Barometer (NIB) 的であるかは、結果に大きく影響するので(例えばLorant and Fukuda, 2001)、ここではそれぞれの場合について計算を行った。

Figure 6(a), (b)は以上のような処理を経て計算した1999.1.1.0時UTにおけるジオイド高変化で、(a)および(b)はそれぞれ、NIB, IBの仮定が成立つとして計算した場合を示している。これらの図でまず注目すべきは、変動の振幅がmmのオーダーであり、これらのシグナルはGRACEのSSTでも十分検出できるレベルであるということである。逆に、このことは、大気のように変動の早い現象については、補正方法を誤るとエリアジング誤差を招く可能性のあることも示している。また、このような変動の早い現象について、NIBあるいはIBのような単純な仮定が妥当であるかどうかとも問題となる点である。今後、例えば海洋潮汐の影響などともあわせ、このような高周波エリアジングは、衛星データの実利用に際して重要な研究課題の一つと考えられる。

#### 5. 水荷重による重力場変化

衛星重力ミッションで、どの程度の表面過重が検出可能かを探るため、地表面の適当な領域に水荷重をかけた場合のジオイド高変化を計算した。

Figure 7(a), (b)および(c)は、それぞれ、 $30^\circ \times 30^\circ$ の領域に10cmの水荷重がかかった場合、 $10^\circ \times 10^\circ$ の領域に100cmの水荷重がかかった場合、および、 $1^\circ \times 1^\circ$ の領域に10cmの水荷重がかかった場合を示す。何れの場合も水荷重は均質にかかるとし、全球での質量保存を満たすため、質量の総和が0となるようにそれぞれの領域以外に均質に負の荷重を与えてある。また、領域は、緯度、経度についてそれぞれの間隔で与えたため荷重のかかる面積は緯度によって異なるが、今回は、おおよその傾向を知ることが第一目的であるので、空間スケールが直観的に理解できるように日本を中心とした中緯度地域を想定した。

得られた結果をみると、(a)と(b)では荷重の総量がほぼ同程度であり、荷重がかかる領域の差によるコンターの違いはあるが、いずれの場合もmmオーダーのほぼ同程度のジオイド高変化が生じる。

この変化は GRACE によって十分検出可能な大きさである。一方、(c)では荷重の総量が2桁小さくなり、結果としてジオイド高変化も同程度に小さな値となっている。これは GRACE による SST では検出不能であるが、GRACE-FO など、SSI による重力ミッションでは検出可能な大きさである。

## 6. おわりに

従来、球面調和関数の degree variance の形で表現されることが多く、あまり直観的でなかった衛星重力ミッションの精度や重力場シグナルの大きさを、Level-1 の range rate データを想定することにより、実空間でどういうデータがどの程度の精度で得られかを具体的に示すことを試みた。以下、得られた結果をもとに、幾つか注意すべき点を列挙する。

- 1) 今回の計算は何れも forward modeling であり、実際のデータはそれぞれの影響の和として現れる。得られたデータからもとの原因を探ること (inversion) は、それほど容易なことではない。
- 2) 現在計画されている衛星重力ミッションによって静的な重力場の改良が進むことは明らかであるが、時間変動成分を考える場合、リピート軌道をとらないため、静的な重力場の空間的变化の分離が問題となる。空間的な平均操作は、その意味で本質的に重要であり、また、逆に、リピート軌道でのミッションの可能性については、今後、検討の価値があるように思われる。
- 3) 大気など早い変動成分の影響が mm 以上あり、GRACE の感度と同程度である。GRACE-FO などの SSI ではセンサー感度が2桁以上向上するといわれており、大気の影響をノイズと考えると S/N 比が2桁以上悪化することになる。すなわち、大気の影響を現在より2桁以上高い精度で補正できない限り、センサー精度の向上を十分に生かすことができないことになる。
- 4) 単独の衛星では空間分解能と時間分解能の向上は明らかに相反する要求であり、将来的には複数の衛星による観測も必要と思われる。

ここで示した結果が、今後、衛星重力データを利用する際に予想される問題点や、新たな利用方法、将来的な可能性などについても考える際の参考になれば幸いである。

## 参考文献

- Chao, B.F. and A. Y. Au (1991): Temporal variations of the Earth's low degree zonal gravitational field caused by atmospheric mass redistribution: 1980-1988, *J. Geophys. Res.*, 96, 6569-6575.
- Foldvary L. and Y. Fukuda (2001): IB and NIB Hypotheses and Their Possible Discrimination by GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 663-666.
- 福田洋一 (2000): 衛星アルティメトリと衛星重力ミッション, *測地学会誌*, 46, 53-67.
- 福田洋一, Lorant Foldvary (2001): 衛星重力データによる精密重力測定の実験補正, *測地学会誌*, 47, 679-685.
- Jekili, C. (1999): An analysis of geopotential difference determination from satellite-to-satellite tracking, *Bollettino di Geofisica*, 40, 267-272.
- Jekili, C. and R. H. Rapp (1980): Accuracy of the determination of mean anomalies and mean geoid undulations from a satellite gravity mapping mission, Report No. 307, Department of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, 22p.
- National Research Council (1997): Satellite gravity and the geosphere, National Academy Press Washington, D.C., 1-112.

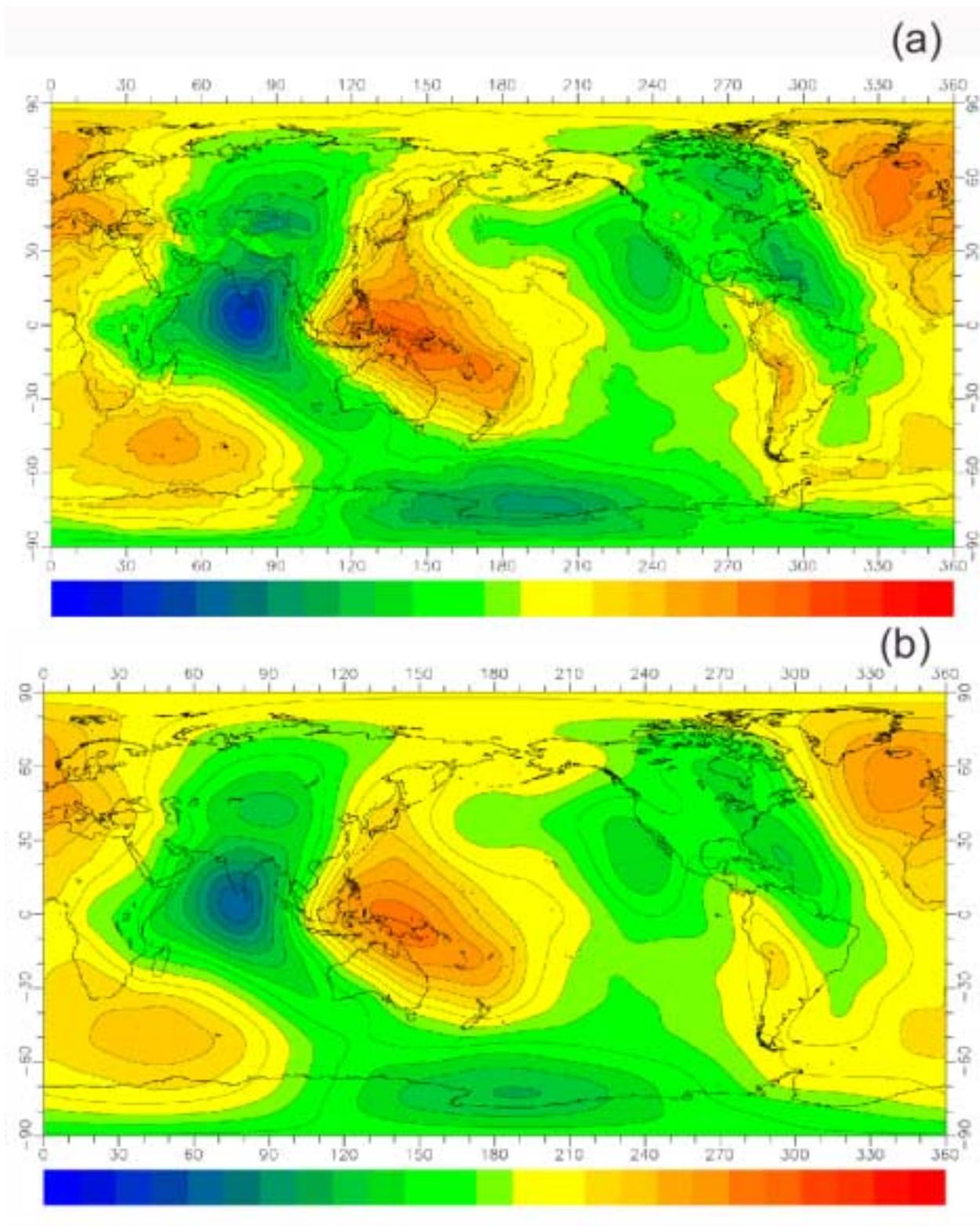


Fig. 1. Geoid heights calculated using EGM-96 model.  
(a): on the surface of the Earth, (b): at a height of 450km.  
Contour interval is 10 m.

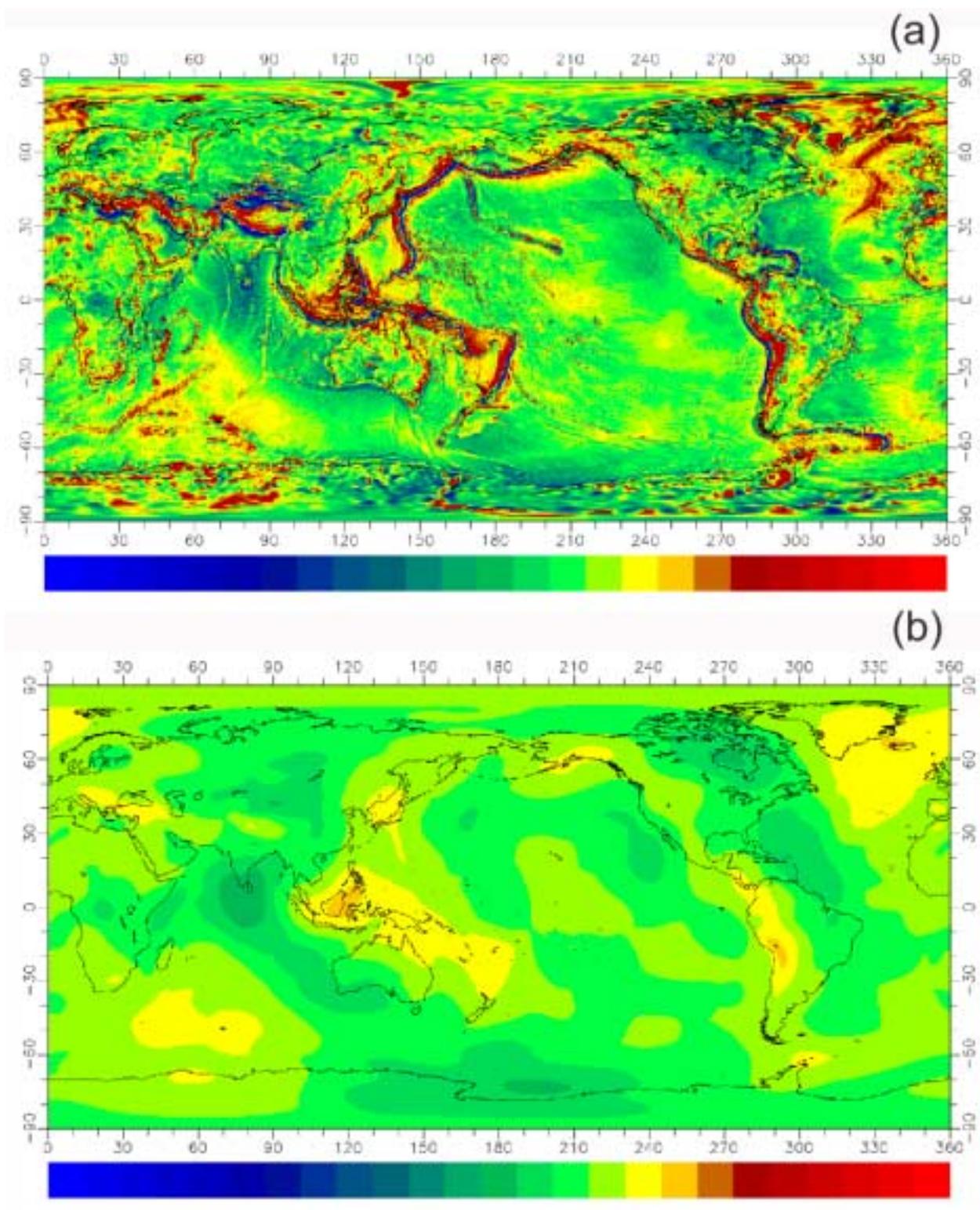


Fig. 2. Gravity anomalies calculated using EGM-96 model.  
(a): on the surface of the Earth, (b): at a height of 450km.

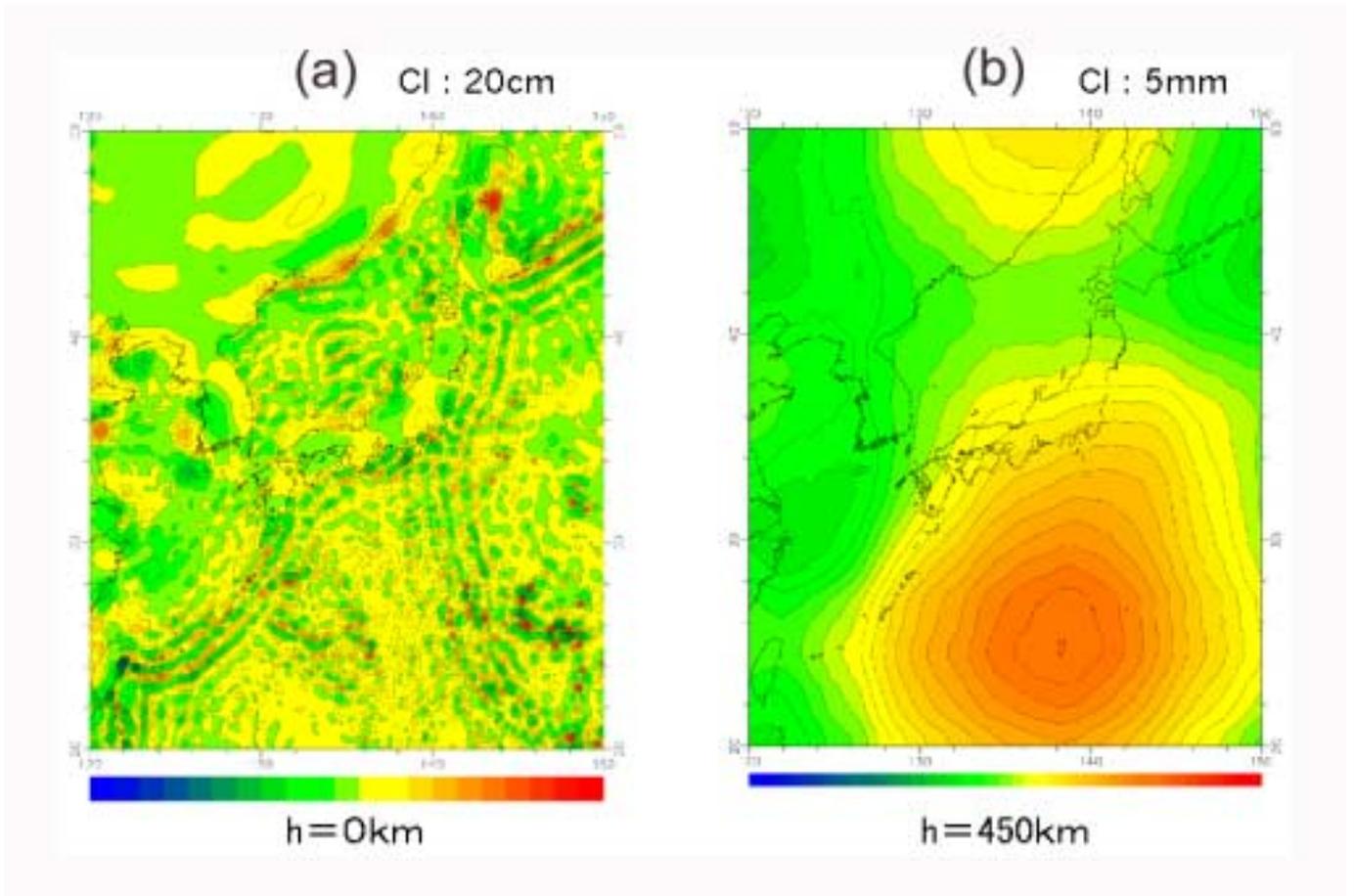


Fig. 3. Short wavelength geoid height near Japan.  
(a): on the surface of the Earth,  
(b): at a height of 450km.

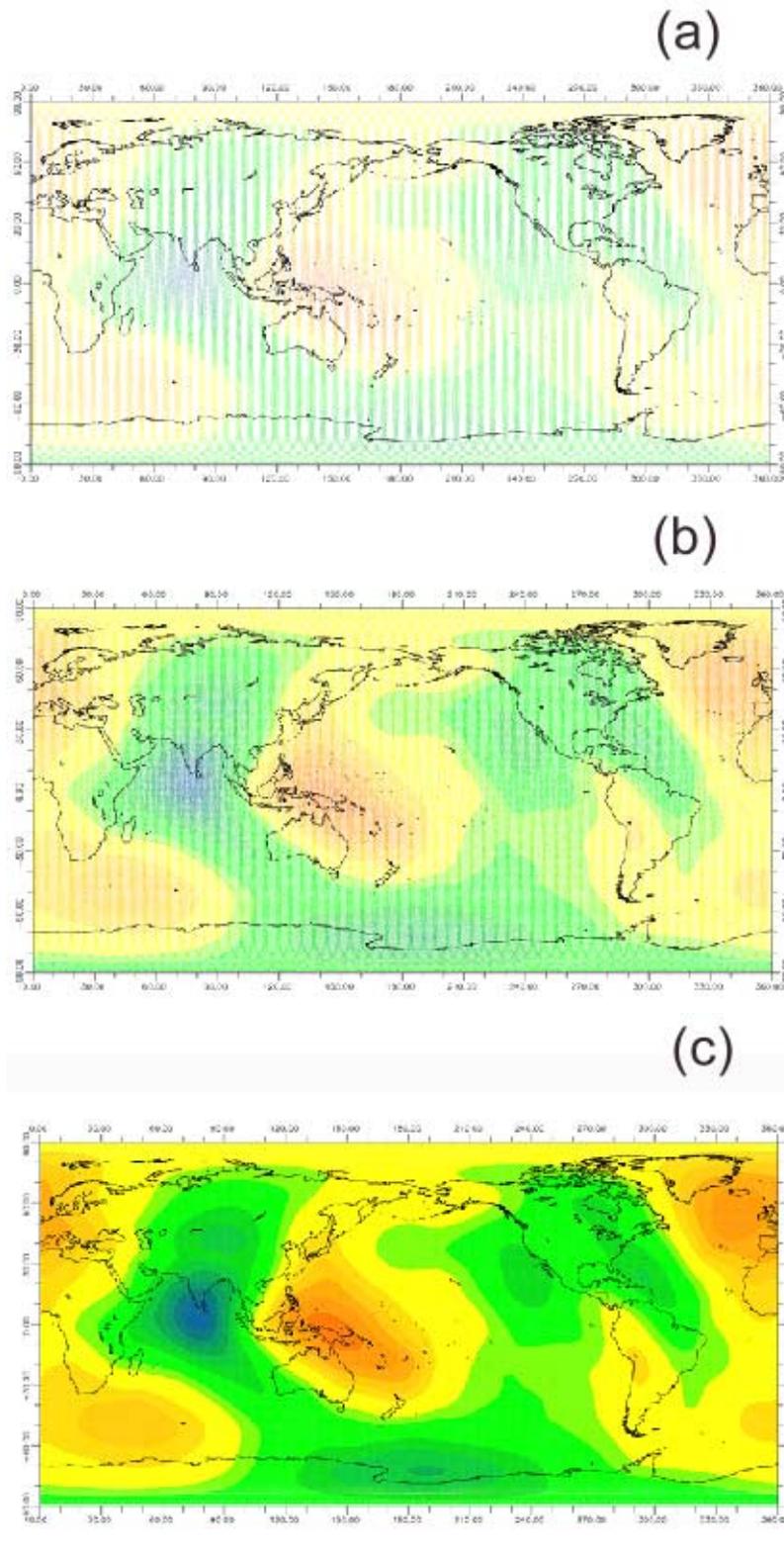


Fig. 4. Gravity field recovery after (a);30 days, (b);90days,(c);365 days sampling.

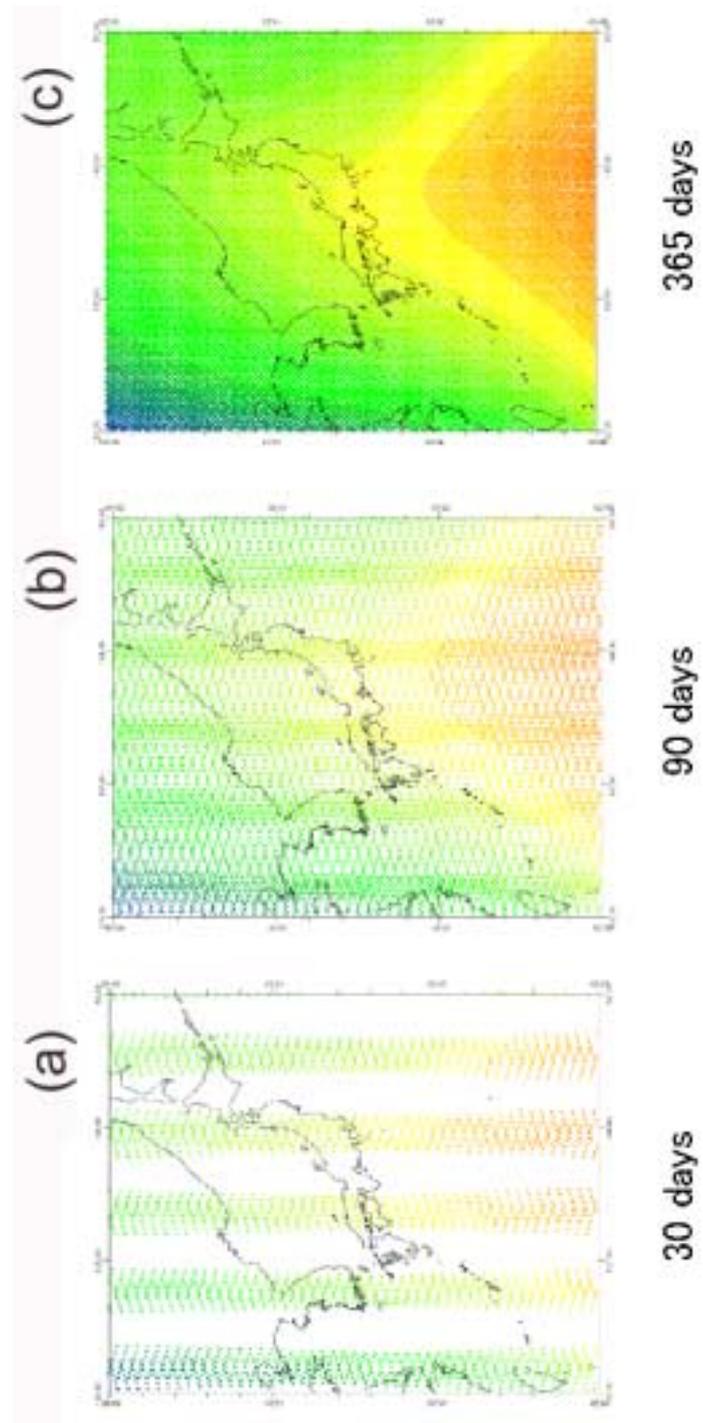


Fig. 5. Gravity field recovery after (a);30 days, (b);90days,(c);365 days sampling.

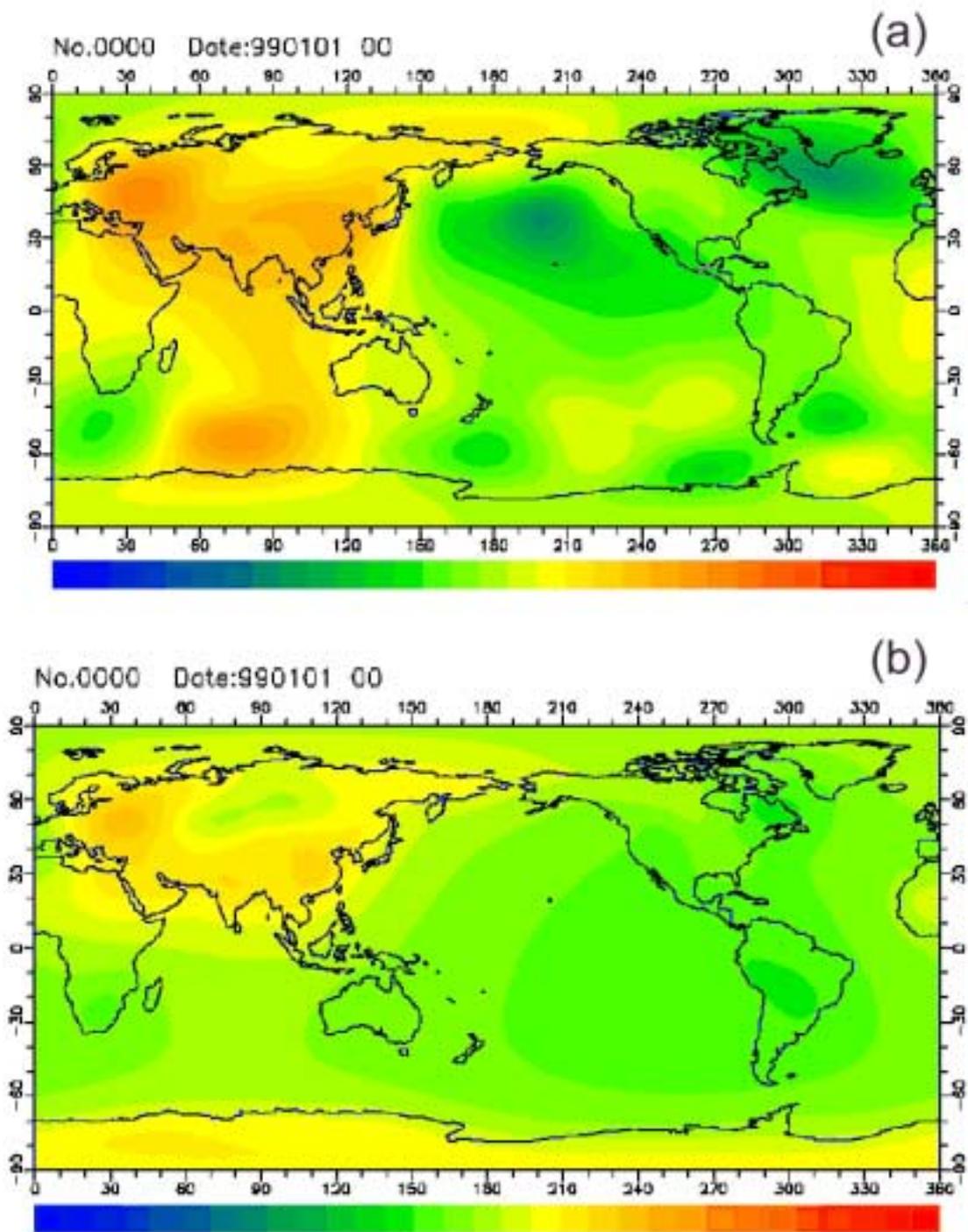


Fig. 6. Geoid height variations due to the atmospheric effects.  
(a): NIB case, (b): IB case.

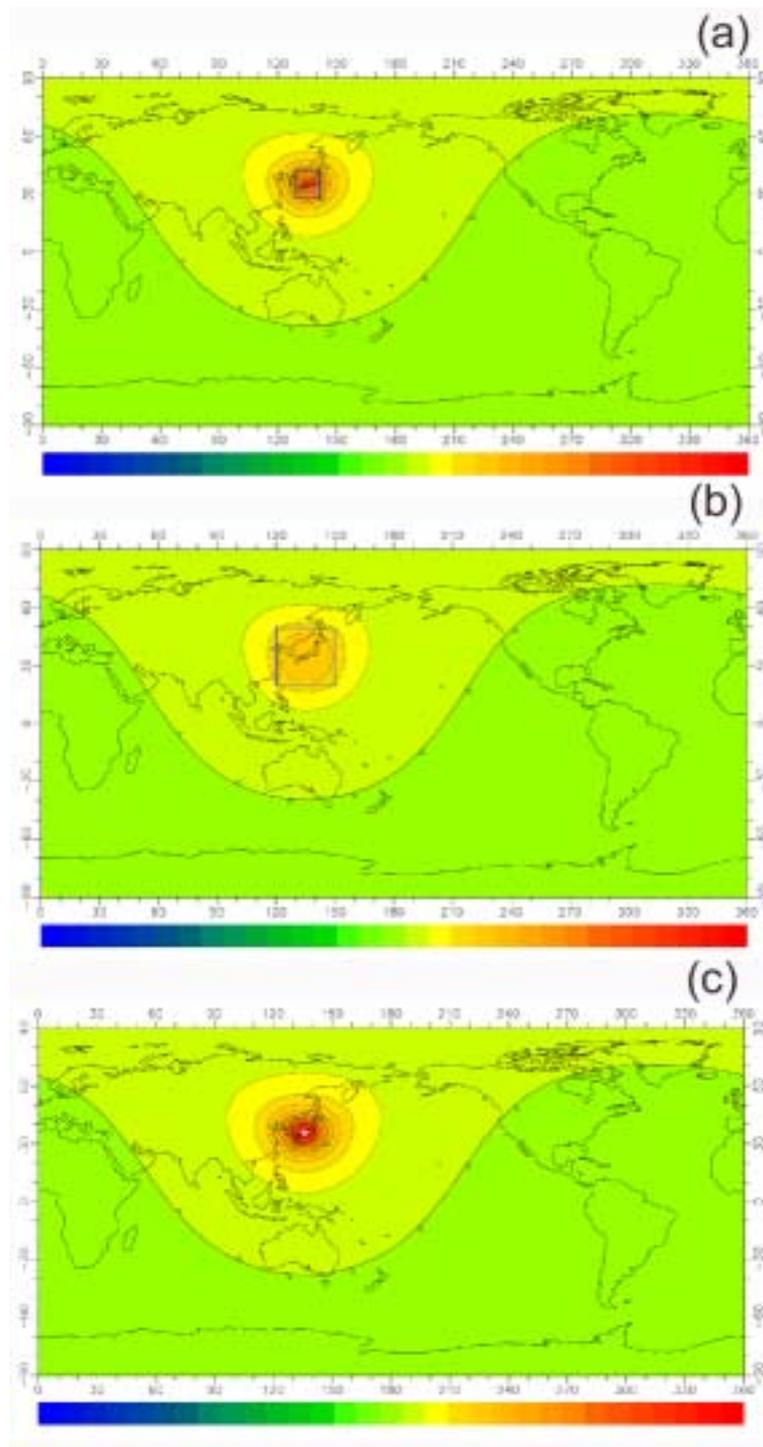


Fig. 7. Geoid height changes due to water mass loading. The areas of loaded mass (shown by blue rectangles) and the depth of the loaded water are;  $10^\circ \times 10^\circ$  and 100 cm for (a);  $30^\circ \times 30^\circ$  and 10cm for (b) ;  $1^\circ \times 1^\circ$  and 10cm for (c), respectively. The contour intervals are 1mm for (a) and (b), and  $1 \mu\text{m}$  for (c). The maximum value in (c) is 0.017 mm.