

日本周辺における海域ジオイドモデルの精度検証†

笹原昇*¹, 工藤宏之*¹, 藤田雅之*²

Evaluation of Marine Geoid model around Japan†

Noboru SASAHARA*¹, Hiroyuki KUDO*¹ and Masayuki FUJITA*²

Abstract

In 2005, Hydrographic and Oceanographic Department (H.O.D.), Japan Coast Guard, determined a new precise Marine Geoid model around Japan (Sasahara et al., 2006 b). The new model covers the area 15° N-50° N 120° E-160° E with the spacing of 1' x 1'. By applying the remove-restore technique the geoid undulations were calculated, and the Stokes's integral was computed with the modified Stokes's kernel (Featherstone, 2003) and 1 D Fast Fourier Transform (Haagmans et al., 1993). We determined the model by using the gravity data derived from altimeter. In this work, we corrected the long wavelength component of this gravity data. The new version of model is called MGM 2008 by using the corrected data.

We evaluated the accuracy of Marine Geoid model. The method of evaluation is the comparison of the SSDH (Sea Surface Dynamic Height). SSDH can be calculated by using the SSH (Sea Surface Height) derived from altimeter and the geoid height. SSDH can be calculated from the CTD (Conductivity-Temperature-Depth) data, too. We compared both SSDH, and evaluated the standard deviation of the difference between SSDHgeo (SSH-Geoid) and SSDHctd (CTD). The result showed the small standard deviation.

Moreover, we calculated the geostrophic current with SSDH. The result that the high velocity part of geostrophic current mostly agreed with the axis of Kuroshio current with the Quick Bulletin of Ocean Conditions.

1 はじめに

ジオイドは重力の等ポテンシャル面の一つであり、地球の形状、特に平均水面の形状に近いが、平均地衡流のため完全には一致しない。この一様ではないジオイドを決定することは測地学における重要な研究テーマであり、海流などの海洋循環モデルを考察する上でも必要不可欠なものである。日本では Ganeko (1980) が、人工衛星の軌道解析から求められた全球重力ポテンシャルモデ

ル（以後、GGM: Global Gravity potential Model とする）である GEM-10 (Lerch et al., 1977; 22 次の球面調和関数) と船上重力測定で得られた局所的な重力値のブロック平均されたデータから、日本周辺の海域ジオイドを計算した。その後のモデルは、観測・解析技術などの向上によって高精度化されてきた。例えば、新しい観測技術として 1970 年代からアルティメータが登場したが、これは人工衛星からマイクロ波を海面へ放射し海面

†Received November 30, 2007; Accepted

*1 海洋研究室 Ocean Research Laboratory

*2 技術・国際課 Technology Planning & International Affairs Division

高を測定するもので、ジオイドに近い海面形状の直接計測が可能となった。この海面高データは重力データに変換できるが、船上重力データの不均一性を補うため福田 (1995) は船上重力とアルティメータ重力を LSC (Least Squares Collocation) 法によって混合ジオイドを決定した。さらに Kuroishi and Keller (2005) は船上重力のバイアス補正をアルティメータ重力で行ったが、補正データである船上重力とアルティメータ重力の差データをウェーブレットフィルターに通しアルティメータの波長域 (船上重力より長波長) とした。この手法により船上重力データの短波長成分への影響を少なくしている。

また、新しい解析技術として Haggmans et al. (1993) が 1 次元 FFT によりストークス積分を行い、コンピュータ演算処理の高速化と厳密な FFT 処理を実現させ、Featherstone (2003) は修正ストークス関数を用いて spherical cap (ストークス関数の計算領域) 外への切断誤差などを抑えた。

一方、海洋情報部では日本周辺部でのより高精度なジオイドモデルを求めるため、新しい GGM である GGM 02 (Tapley et al., 2005)、海洋情報部に蓄積された船上重力データ、アルティメータ重力データ (Sandwell and Smith, 1997) に 1 次元 FFT、修正ストークス関数を用いてモデルを構築した (笹原・他, 2006 b)。笹原・他 (2006 b) ではアルティメータ重力と GGM の長波長成分の整合性に問題があったので、これらを整合させ新バージョンモデル (MGM 2008) を構築した。

モデル構築の問題点として、陸域の GPS/水準ジオイドのような絶対値の計測が海域では困難なためモデルの精度検証が難しいことが挙げられる。本研究ではモデルの精度検証を、ジオイド高とアルティメータ海面高との差による力学的海面高 (Sea Surface Dynamic Height: 以後 SSDH とする) と CTD (Conductivity - Temperature-Depth) データの力学計算によるものとの比較により行った。その結果、前者 (笹原・他, 2006 b) に比べ非常に良い相関が得られた。そこで、このジオイドとアルティメータによる SSDH を

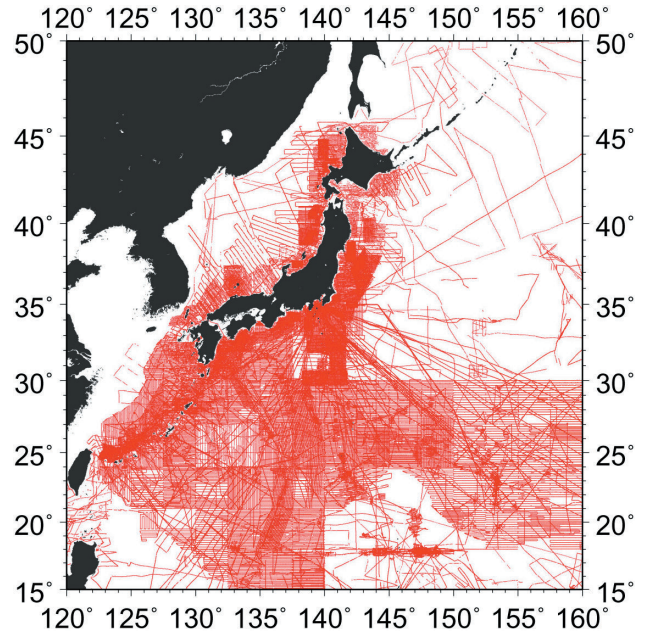


Fig. 1 Track lines of ship-borne measurements.

用いて地衡流を算出した。

2 重力データ

2.1 GGM 重力異常値

球面調和関数係数セットとして GGM 02 C (Tapley et al., 2005) を用いた。本セットの次数は 200 次であるが、200 次より高次の係数として EGM 96 (Lemoine et al., 1996) が使用できるよう調整されており全体として 360 次の係数セットとして使用した。GGM ジオイド高をソフトウェア Gravsoft (Tscherning, 1994) の geocol (GGM によりジオイド・重力を計算するプログラム) により計算し、これをジオイド高の近似値としてさらに geocol により GGM 重力異常値を求めた。

2.2 船上重力データ

JODC (Japan Oceanographic Data Center) から 1962~2004 年まで世界の各機関 (海洋情報部を含む) が観測した船上重力データ (約 410 クルーズ, 約 320 万データ) を入手したが、以下のような誤差補正等の処理を行った。Fig. 1 に日本周辺で実施された海上重力測定の観測線を示す。詳細については、笹原・他 (2006 a) で報告されている。

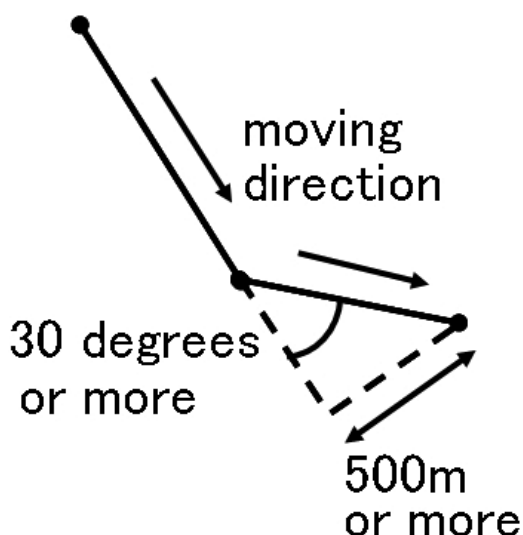


Fig. 2 Geometry for leg identification procedure.

2.2.1 測地系・正規重力・基準網統一

船上重力データの測地系・正規重力についてはGRS 80(日本測地学会, 1994; Geodetic Reference System 1980), 重力基準網についてIGSN 71は(日本測地学会, 1994; International Gravity Standardization Net)に準拠した。

2.2.2 移動平均値による異常値除去

海上重力測定の観測線に沿って10 kmの区間ごとに重力異常値の平均値を求め、その平均値と区間内の各値を比較し偏差が50 mgalより大きいものを除去した。

2.2.3 クロスオーバーエラー補正

Fig. 2に示すような観測点の位置関係により各航海(クルーズ)を直線部分(レグ)に分割した。すなわち、回頭角30度以上、横距離500 m以上の位置関係にある場合、別個のレグとした。ただし、その長さが2 km未満のものについてはレグとせず、その直線部分に含まれるデータをすべて除去した。1つのクルーズまたは他の複数のクルーズとのレグの交点は同一地点であるため同一の観測値を持つ。しかし、重力センサーのドリフト(観測値の時間変化)等の誤差により観測値は一致しないので差が生じる。この差をクロスオーバーエラー(Cross Over Error; 以後、COE

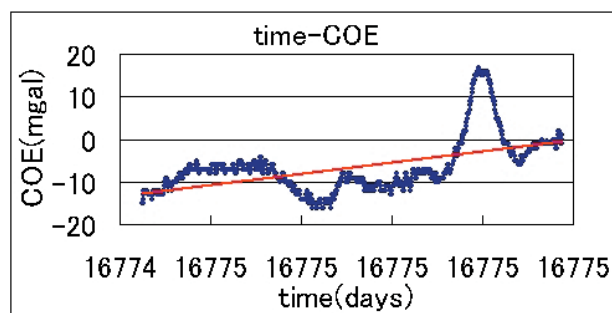


Fig. 3 An example of a regression line (red) applied to the COEs.

とする)と呼ぶ。

あるクルーズにおけるCOEの時間変化をFig. 3に示す。重力センサーのドリフト(線形に時間変化)を誤差の主たる原因と仮定するとこの時間変化をCOEの回帰直線(赤直線)により近似できる。この回帰直線の傾きを0とすればCOE値の時間的増大を抑えることができる。このため、各観測値から回帰直線値を減算し、再度、回帰直線を求め減算するという処理を繰り返し、各クルーズのCOE回帰直線の傾きを最小とした。また、この処理をより有効化するために他のクルーズとのCOE数が25点以上あるクルーズを対象とした。

手法については、Wessel and Watts (1988)のものを採用している。

2.3 陸上重力データ

日本重力CD-ROM第2版(産業技術総合研究所, 2004)のブーゲ異常値データにFaye異常値(大野, 1987; 地形補正を加えたフリーエア異常)とするため除去された地形質量による引力(ブーゲリダクション)を元データに戻す操作を行った。

2.4 アルティメータ重力

ジオイド計算領域において船上重力データが均等に存在しないため、データの疎い領域を他の重力データにより補間しなければならない。この補間データとしてアルティメータ重力(Sandwell and Smith, 2005; v 15.1)を用いた。

アルティメータ重力はアルティメータ海面高から得られるジオイド面の垂直線偏差を変換して得られるが、あらかじめ既知の成分（長波長成分）を除き、未知の成分（短波長成分）のみを計算する (Sandwell and Smith, 1997). この長波長成分は EGM 96 (Lemoine et al., 1996) であり、本研究のジオイドモデルの長波長成分 (GGM 02 C) と異なるため、これらを整合させる処理を行った。

アルティメータと GGM 02 C の重力データをフィルターによって 200 次までの係数に相当する波長成分とし、2.1 式により元のアルティメータ重力を整合させた。

$$g_{adj} = g_{alt} - g_{alt-200} + g_{ggm02-200} \quad (2.1)$$

g_{adj} : 整合されたアルティメータ重力異常値 (mgal)

g_{alt} : 元のアルティメータ重力異常値 (mgal)

$g_{alt-200}$: 200 次までの波長成分を持つアルティメータ重力異常値 (mgal)

$g_{ggm02-200}$: 200 次までの波長成分を持つ GGM 02 C の重力異常値 (mgal)

3 海域ジオイドモデルの決定

3.1 決定手法

Kuroishi (1995) に倣い、海域ジオイドモデルを決定したが概要については以下のとおりである。

ジオイド面上に重力異常データが全球かつ均等に存在していれば、そのデータのストークス積分によりジオイド高を計算することができる (Heiskanen and Moritz, 1967). しかし、地球表面上には観測困難な場所が多数あり人工衛星が出現するまでは全球的なデータは存在しなかった。一方、人工衛星を用いたデータは地表面とのデータと比べ細かな重力変化成分を求めることが困難である。これらデータの長所を生かし短所を補うため、ストークス積分を (3.1) 式のように、長波長成分と短波長成分に分け計算する。

$$Geoid = S_L + S_H \quad (3.1)$$

S_L : 重力の長波長成分を用いたストークス積分

S_H : 重力の短波長成分を用いたストークス積分

S_L に用いられるのは GGM 重力異常値であり、これをストークス積分すると GGM ジオイドとなるため、この項の計算を省略できる。 S_H に用いられるのは船上重力、アルティメータ重力、陸上重力を混合したものから GGM 重力を差し引いたものである。

このようにあらかじめ既知の成分（ジオイドの長波長成分）を除き (remove), 未知の成分のみ（ジオイドの短波長成分）を計算し、既知の成分を復元 (restore) する手法を「remove-restore 法」と呼ぶ。

短波長成分のストークス積分ではストークス関数の計算領域は一定の狭い領域・球帽 (spherical cap; 本研究では 0.7 度) 内であるため、計算領域の外側では短波長成分省略による切断誤差が生じる。この切断誤差を軽減するため修正されたストークス関数 (Featherstone, 2003) を用いた。二次元 FFT ではストークス関数内に近似式を用いるが、一次元 FFT (Haagmans et al., 1993) なら厳密なストークス積分が可能のため一次元 FFT を用いた。

また、ジオイドとは重力場において一定の重力ポテンシャル値を持つ面をさすが、実際の地球に最適なポテンシャル値と正規楕円体や GGM で用いるものとの間には差異がある。このため、実際の地球に最も合致するジオイドを求めるにはポテンシャル値の違いによるジオイド高の補正を行う必要がある。また、採用する地心重力定数によっても差異が生じる。ここれはこれらパラメータとして Bursa et al. (1999) のものを用いた。

3.2 海域ジオイドモデル

こうして構築された北西太平洋の海域ジオイドモデル (MGM 2008) のジオイド高分布を Fig. 4 に示す。

データ諸元は Table.1 のとおり。

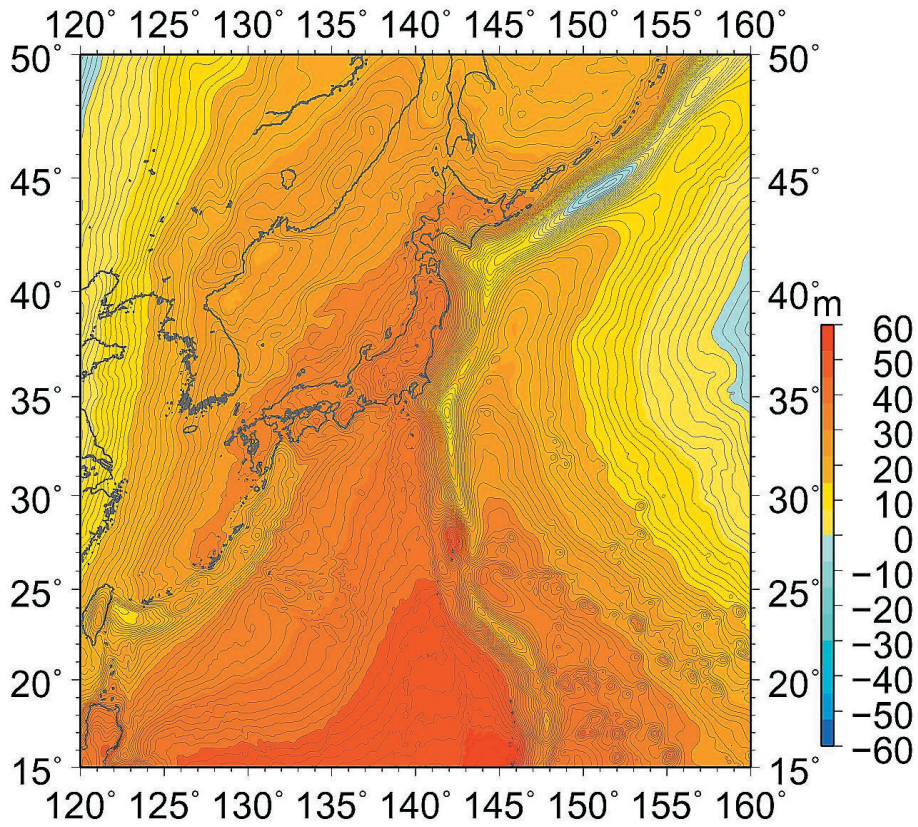


Fig. 4 Geoid (MGM 2008) undulation around Japan in this work. Contour interval is 1 m.

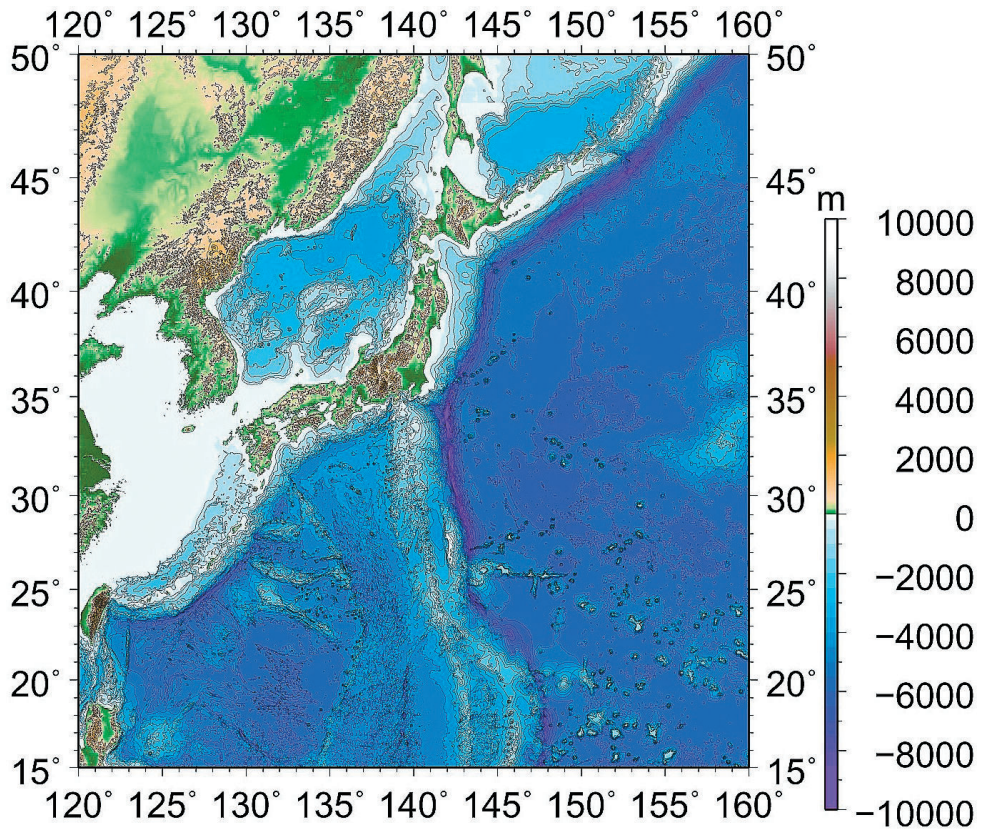


Fig. 5 Topography around Japan in this work. Contour interval is 500 m.

Table.1 Spec and statistics of Marine Geoid model (MGM 2008)

normal ellipsoid	GRS 80
area of calculation	15-52 N 120-160 E
mesh size	1 minute
cap size of Stokes's integral	0.7 degree
tide system	non-tide
geoid	
minimum	-11.7 m
maximum	55.8 m
average	24.1 m
standard	
deviation	14.2 m

4 ジオイドモデルの精度検証

4.1 精度検証手法

海域においては、精密な絶対重力測定などが困難であるため、陸上のような GPS 水準ジオイドとの比較といった直接的な手法をとることができない。このため、本稿では SSDH (Sea Surface Dynamic height) による間接的な手法を試みることにした。SSDH は実際の海面の傾きと海流との力学的平衡によって生じるジオイド面と実海面とのずれであり、ジオイドモデルによるジオイド高とアルティメータ海面高との差により計算される (以後、SSDH_{geo} とする)。アルティメータデータは AVISO (Archiving Validating and Interpretation of Satellite Oceanographic data) の Web ページにて公開されており、衛星軌道下のデータについては SSH (Sea Surface Height; CLS, 2005)、格子データについては MSLA (Maps of Sea Level Anomalies; CLS, 2006) をダウンロードした。MSLA には、平均水面高データである CLS 01 (Hernandez and Schaeffer, 2001) を加え楕円体高 (GRS 80) とした。

また、無流面 (ある水深でまったく流れがないと仮定した面) から海面までの水柱の高さを CTD データにより力学計算することによっても SSDH は求められる (以後、SSDH_{ctd} とする; 寄高・他, 1999)。

$$ssdh = \frac{\int (\alpha - \alpha_r) dp}{g} \quad (3.1)$$

α : 比容 α_r : 同圧力での水温 0℃, 塩分 35 psu における比容 g : 重力加速度 p : 水圧

SSDH はジオイドモデルより 2 桁小さい量なので SSDH_{geo} と SSDH_{ctd} の一致度がよければジオイドモデルの精度が保証されたとみなすことができる。

これら 2 種類の SSDH の残差の標準偏差により海域におけるジオイドモデルの精度検証を行った。

この検証のため、アルティメータデータの観測日時については原則的に CTD 観測の前後になるよう選択した。CTD データについては JODC のデータベースからダウンロードした。

無流面については、KU1 から KU5 までは水深 2500 m, その他は水深 1500 m とした。

4.2 精度検証

Fig. 6 に示した日本周辺の CTD 観測線上において、SSDH_{ctd} と SSDH_{geo} との残差の標準偏差と各 SSDH の標準偏差を求めた。Table. 2 に各標

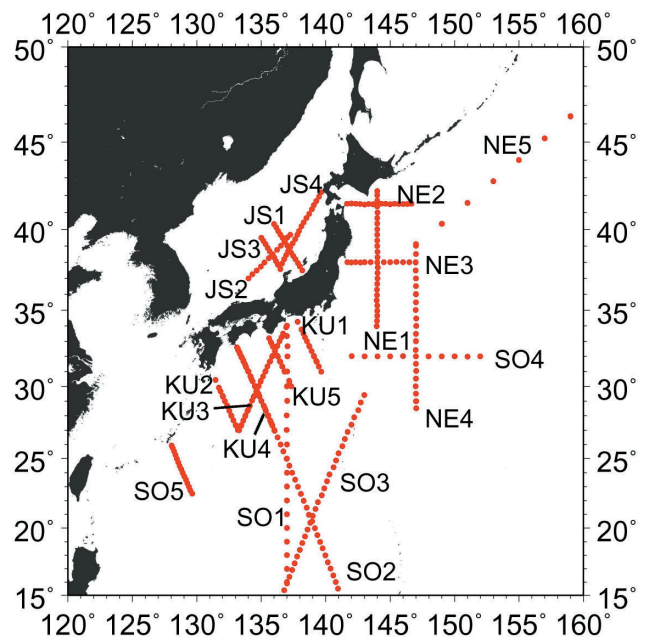


Fig.6 Evaluation area around Japan. Each lines are the tracks of CTD observation.

Table. 2 Result of the standard deviation of the difference between SSDHgeo and SSDHctd. The standard deviation of SSDHgeo and SSDHctd.

altimeter path	KU 1	KU 2	KU 3	KU 4	KU 5
standard deviation (m) of the difference between SSDHgeo and SSDHctd	0.10	0.08	0.08	0.08	0.07
standard deviation (m) of SSDHctd	0.50	0.11	0.32	0.24	0.17
standard deviation (m) of SSDHgeo	0.47	0.09	0.34	0.24	0.15
CTD track	SO 1	SO 2	SO 3	SO 4	SO 5
standard deviation (m) of the difference between SSDHgeo and SSDHctd	0.08	0.06	0.06	0.07	0.08
standard deviation (m) of SSDHctd	0.28	0.10	0.16	0.08	0.15
standard deviation (m) of SSDHgeo	0.29	0.12	0.18	0.08	0.15
CTD track	NE 1	NE 2	NE 3	NE 4	NE 5
standard deviation (m) of the difference between SSDHgeo and SSDHctd	0.14	0.08	0.07	0.09	0.04
standard deviation (m) of SSDHctd	0.42	0.16	0.11	0.40	0.05
standard deviation (m) of SSDHgeo	0.43	0.05	0.09	0.51	0.13
CTD track	JS 1	JS 2	JS 3	JS 4	
standard deviation (m) of the difference between SSDHgeo and SSDHctd	0.05	0.07	0.03	0.05	
standard deviation (m) of SSDHctd	0.10	0.07	0.10	0.15	
standard deviation (m) of SSDHgeo	0.15	0.06	0.11	0.23	

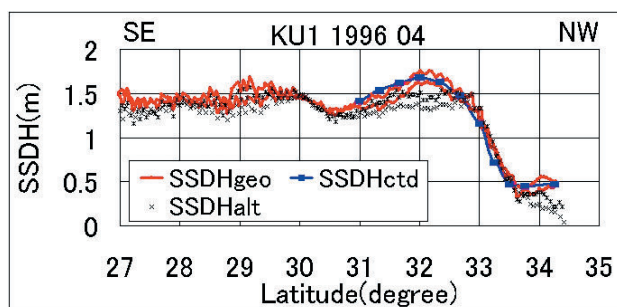


Fig. 7-1 Profiles of SSDH on line KU 1 of Fig. 6. Blue line shows the SSDHctd's. Red line shows the SSDHgeo's. For comparison, another geoid model was calculated by using the altimetric gravity data in exchange for the ship-borne data. SSDHalt was calculated from this model. Black dots show the SSDHalt's.

標準偏差を示す。

さらに全測線の SSDHgeo (赤曲線) と SSDHctd (青曲線) のプロファイルと、考察のため船上重力データに代えアルティメータ重力のみを海域

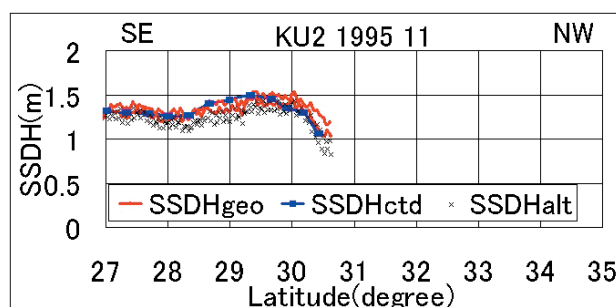


Fig. 7-2 Profiles of SSDH on line KU 2 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 8-1's.

データとして作成したジオイド (以後、アルティメータジオイドとする) による SSDH (以後、SSDHalt とする) のプロファイル (黒 X 印) も Fig. 7 から Fig. 10 に示す。各プロファイルの表題を Fig 6 の観測線名, CTD の観測年月とした。

また, SSDHctd と SSDHgeo のバイアスは両曲線が重なる位置になるように調整した。

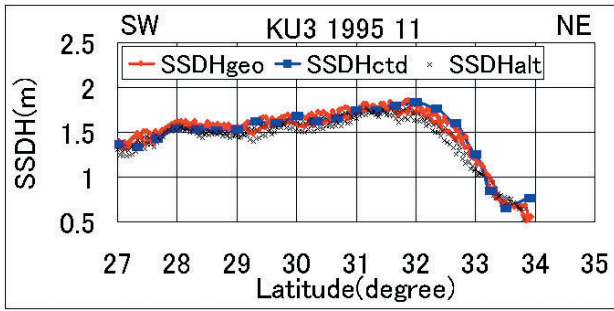


Fig. 7-3 Profiles of SSDH on line KU 3 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 8-1's.

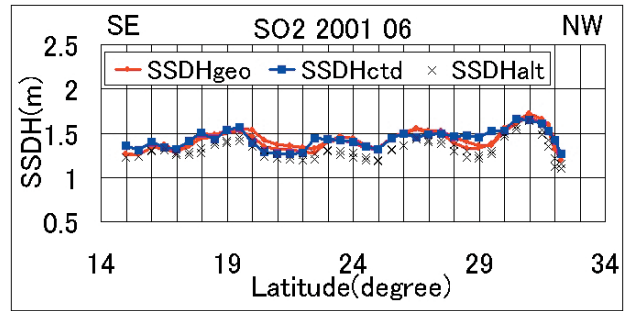


Fig. 8-2 Profiles of SSDH on line SO 2 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 9-1's.

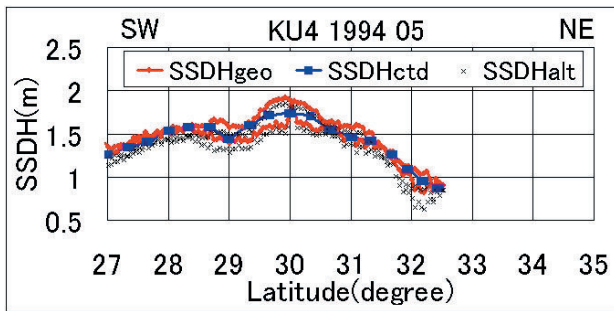


Fig. 7-4 Profiles of SSDH on line KU 4 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 8-1's.

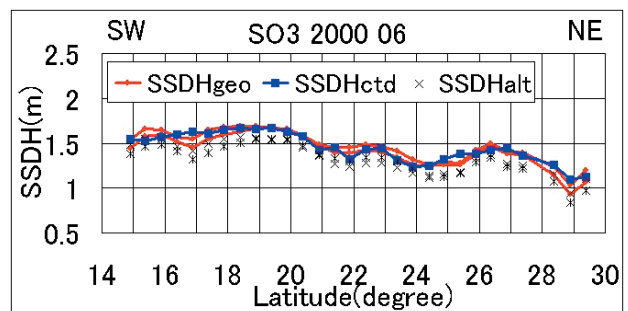


Fig. 8-3 Profiles of SSDH on line SO 3 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 9-1's.

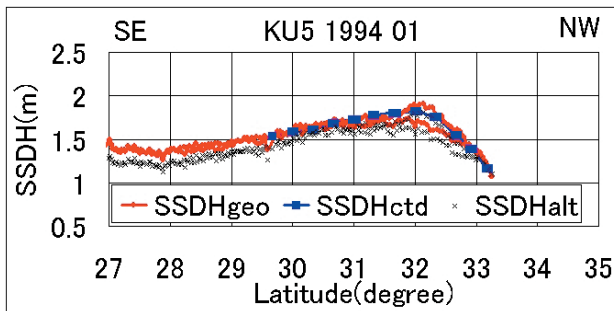


Fig. 7-5 Profiles of SSDH on line KU 5 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 8-1's.

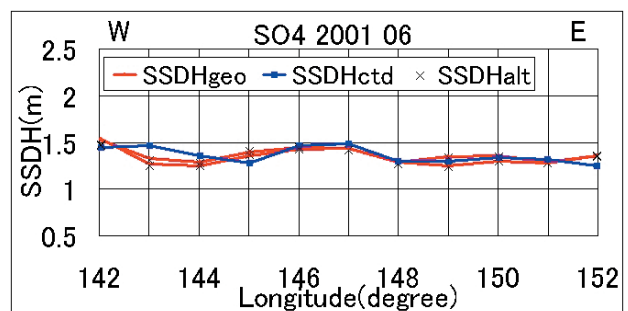


Fig. 8-4 Profiles of SSDH on line SO 4 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 9-1's.

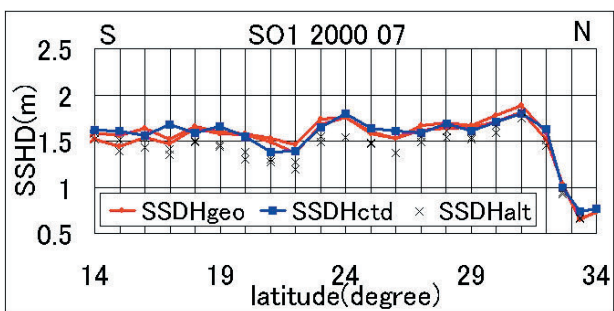


Fig. 8-1 Profiles of SSDH on line SO 1 of Fig. 6. Blue line shows the SSDHctd's. Red line shows the SSDHgeo's. For comparison, another geoid model was calculated by using the altimetric gravity data in exchange for the ship-borne data. SSDHalt was calculated from this model. Black dots show the SSDHalt's.

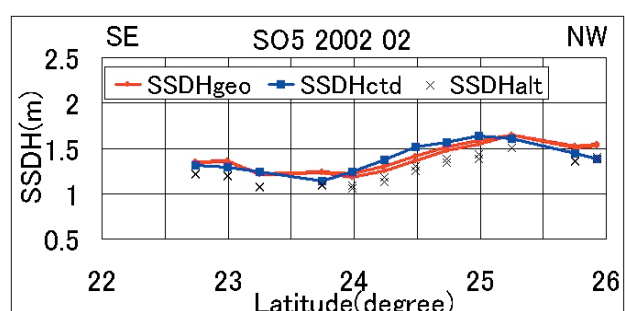


Fig. 8-5 Profiles of SSDH on line SO 5 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 9-1's.

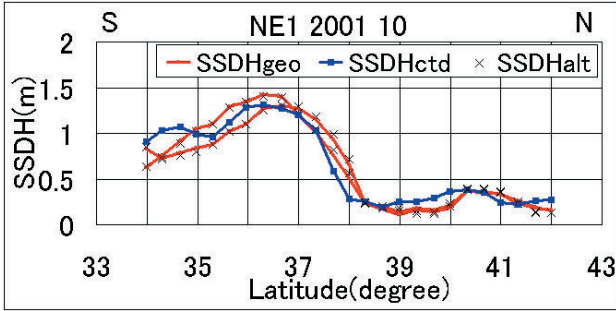


Fig. 9-1 Profiles of SSDH on line NE 1 of Fig. 6. Blue line shows the SSDHctd's. Red line shows the SSDHgeo's. For comparison, another geoid model was calculated by using the altimetric gravity data in exchange for the ship-borne data. SSDHalt was calculated from this model. Black dots show the SSDHalt's.

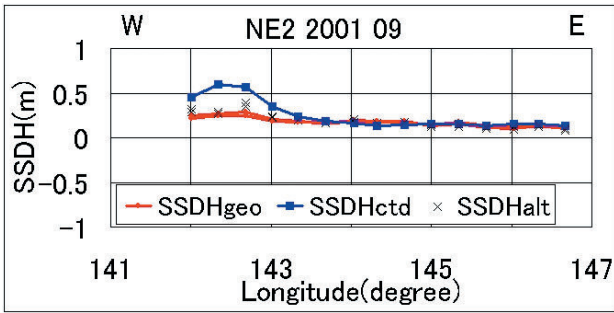


Fig. 9-2 Profiles of SSDH on line NE 2 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 10-1's.

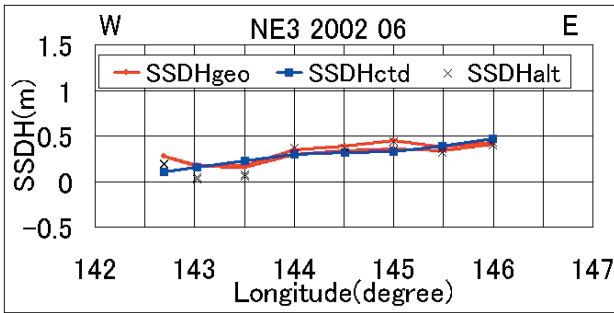


Fig. 9-3 Profiles of SSDH on line NE 3 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 10-1's.

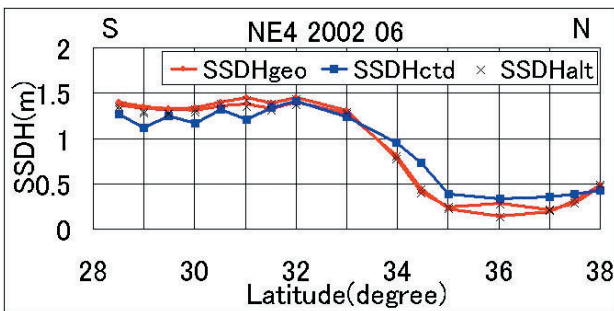


Fig. 9-4 Profiles of SSDH on line NE 4 of Fig. 6. These lines and dots are same the as Fig. 10-1's.

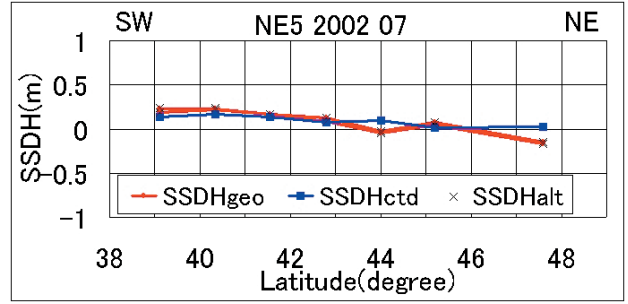


Fig. 9-5 Profiles of SSDH on line NE 5 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 10-1's.

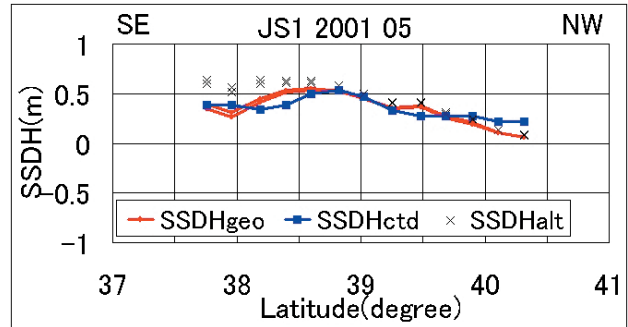


Fig. 10-1 Profiles of SSDH on line JS 1 of Fig. 6. Blue line shows the SSDHctd's. Red line shows the SSDHgeo's. For comparison, another geoid model was calculated by using the altimetric gravity data in exchange for the ship-borne data. SSDHalt was calculated from this model. Black dots show the SSDHalt's.

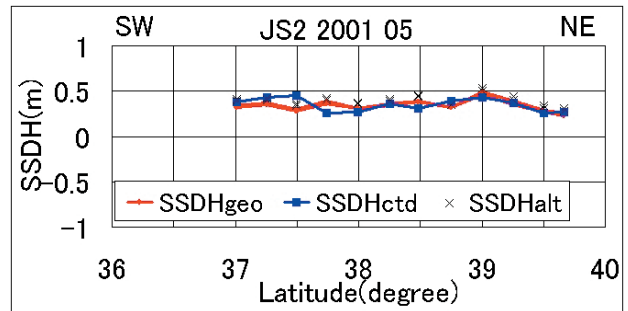


Fig. 10-2 Profiles of SSDH on line JS 2 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 11-1's.

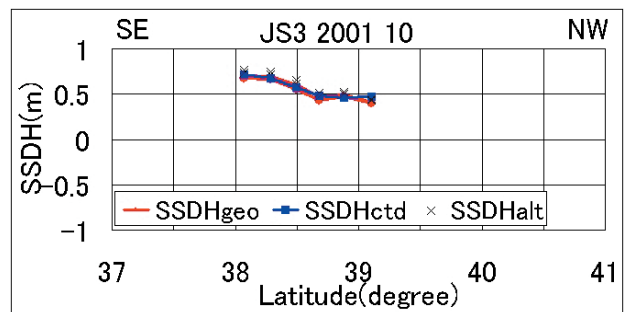


Fig. 10-3 Profiles of SSDH on line JS 3 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 11-1's.

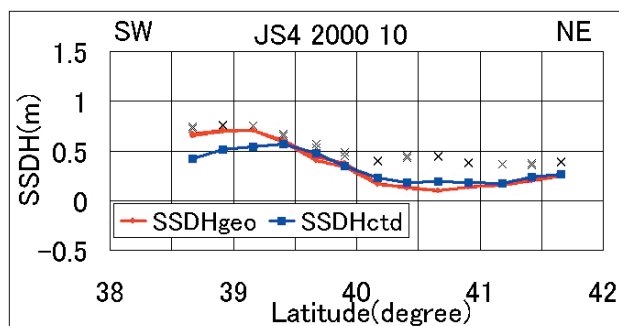


Fig. 10-4 Profiles of SSDH on line JS 4 of Fig. 6. These lines and dots are the same as Fig. 11-1's.

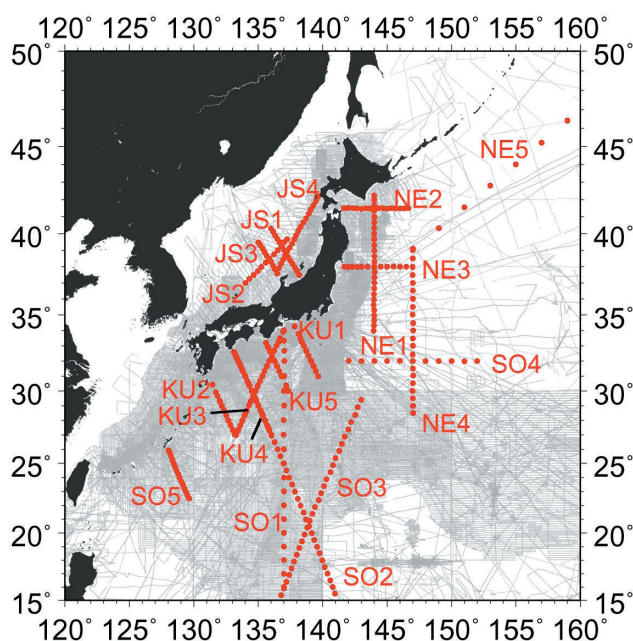


Fig. 11 The tracks (SO 4, NE 1, JS 2 JS 3) of CTD observations (Fig. 6) are showed on the tracks of ship-borne gravity survey (Fig. 1).

5 議論

Table. 2 をみると SSDHgeo と SSDHctd の残差の標準偏差は最大が 0.14 m (NE 1), 最小が 0.03 m (JS 3) となり, ほぼ 0.1 m 以内になっている。

標準偏差が大きい NE 1 のプロファイル (Fig. 9-1) をみると北緯 34 度から 38 度付近まで SSDHgeo と SSDHctd のずれが大きい。この原因を検討するため, Fig. 1 の船上重力測定の観測線に Fig. 6 の CTD 観測線を重ねたものを Fig. 11 に示した。NE 1 の北側に若干船上重力データがあるが NE 1 はデータ密度の疎い海域に存在している。船上重力データの無い領域はアルティメータ

重力で補間するのでその領域のジオイドモデルの精度はアルティメータジオイドの精度に近いものとなる。SSDHgeo と SSDHalt のプロファイルは酷似しており, SO 4 (Fig. 8-4), NE 2 (Fig. 9-2) 東側, NE 3 (Fig. 9-3) 東側, NE 4 (Fig. 9-4), NE 5 (Fig. 9-5), JS 1 (Fig. 10-1) 北西側, JS 2 (Fig. 10-2), JS 3 (Fig. 10-3), JS 4 (Fig. 10-4) 南西側も同様である。これら観測線はすべて Fig. 11 上のデータ密度の疎い海域に存在している。

標準偏差の小さい JS 3 のプロファイルを見ると, SSDHgeo と SSDHctd がよく合致しており, 前述したように SSDHgeo と SSDHalt もよく合っている。ただし, JS 3 の SSDH の高低差が小さく, 日本海にある他の観測線も高低差が小さい。

一方, 船上重力のデータ密度が高い海域にある KU 1 のプロファイル (Fig. 7-1) をみると北緯 32 度付近で SSDHgeo と SSDHalt のプロファイルがあまり合っていない。この海域では海底地形 (西七島海嶺など) の高低差が大きく, その影響によってジオイドの高低差も大きくなる。アルティメータジオイドはこの地形の影響によるジオイドの短波長成分が MGM 2008 より不足し, このためプロファイルが合わないものと考えられる。船上重力のデータ密度が高い海域にある他の観測線のプロファイルもあまりあっていない。SSDH の高低差は KU 1 を含む黒潮海域にある観測線のものが高くなっている。

また, Fig. 6 にある SSDHctd と SSDHgeo の標準偏差をみると, NE 2, NE 4, NE 5, JS 1, JS 4 が 0.05 m 以上の差をもっている。Fig. 9-2 の NE 2 のプロファイルでは東経 142 度から 143 度付近が合っていない。Fig. 11 によるとこの領域は船上重力データの密度が高いため, 船上重力データに問題がある可能性を示唆している。Fig. 9-4 の NE 4 (全体), Fig. 9-5 の NE 5 (北側), Fig 10-1 の JS 1 (北側) と Fig 10-4 の JS 4 (南西側) のプロファイル中に差の大きい海域があるが, Fig. 11 をみると船上重力データの疎い海域であり, 補間されたアルティメータ重力に問題がある

かもしれない。

アルティメータ重力の長波長成分を整合させる効果については、黒潮海域での SSDHgeo と SSDHctd との残差の標準偏差により確認した。整合していないアルティメータ重力と陸上重力とによるジオイドモデルでは標準偏差 0.10 m であったが、整合したものでは標準偏差 0.09 m と改善された。

ジオイドモデルの精度を上げるには船上重力データが重要であり、データ密度の疎い海域や観測年の古いデータがある海域において GPS 等の精度の良いセンサーによる観測が必要である。

また、SSDHgeo によって地衡流を求められるが AVISO から 2006 年 5 月 11 日の SSH データを入手、これと海域ジオイドモデルから力学的海面高を計算し、さらに地衡流を求めた。Fig. 12 にこの地衡流のベクトル図と海洋速報（海上保安庁海洋情報部, 2005）による黒潮流軸を示す。

謝 辞

本稿では AVISO のアルティメータ海面高データ (CLS, 2006), スクリップス海洋研究所のアルティメータデータ (Sandwell and Smith, 1997), CSR の全球重力ポテンシャルモデル (Tapley et al., 2005) や KMS の GRAVSOFIT (Tscherning, 1994), GMT (Wessl and Smith, 1998), を使用させていただきました。また、国土交通省国土地理院の黒石裕樹氏には有益な助言をいただきました。海洋情報部をはじめとする重力データを取得された世界の諸機関にも感謝いたします。

要 旨

海洋情報部では、2005 年に周辺における日本新海域ジオイドモデルを決定した。本稿では、さらにアルティメータ重力と GGM (Global Geopotential Model) の長波長成分を整合させた新バージョンモデル (MGM 2008) を求めた。このジオイドモデルによるジオイド高と衛星海面高度計による海面高度の差から力学的海面高が計算できる。また、CTD 観測によって得られた CTD デー

タの力学計算によっても力学的海面高は計算可能である。本稿では、海域ジオイドモデルの精度評価を 2 つの力学的海面の比較により行い、良く合致していること (残差の標準偏差 0.09 m) が確認できた。

参考文献

- Bursa, M., J. Kouba., M. Kumar, A. Muller., K. Radej, S.A. Ture (1999), GEOIDAL GEOPOTENTIAL AND WORLD HEIGHT SYSTEM, *Studia geophysica et Geodaetica*, **43(4)**, 327-337.
- CLS (2005), DT CorSSH and DT SLA Product Handbook, AVISO CLS-DOS-NT 05-097. Retrieved April, 2006, from http://www.jason.oceanobs.com/documents/donnees/tools/dt_corssh_dt_sla_products.pdf.
- CLS (2006), SSALTO/DUACS User Handbook ; (M) SLA and (M) ADT Near-Real Time and Delayed Time Products, SALP CLS-DOS-NT -06.034. Retrieved April, 2006, from http://www.jason.oceanobs.com/documents/donnees/duacs/handbook_duacs.pdf.
- Featherstone, W.E. (2003), Software for computing five existing types of deterministically modified integration kernel for gravimetric geoid determination, *Computers & Geosciences*, **29**, 183-193.
- 福田洋一 (1995), 日本およびその周辺のジオイドの精密決定, *測地学会誌*, **41 (1)**, 1-16.
- Ganeko, Y. (1980), New Determination of a Marine Geoid Around Japan, *Report of Hydrographic Researches*, **15**, 71-170.
- Haagmans, R., E. de Min, and M. Gelderen (1993), Fast evaluation of convolution integrals on the sphere using 1 D FFT, and a comparison with existing methods for Stokes' integral, *manuscripta geodaetica*, **18**, 227-241.
- Heiskanen, W. and H. Moritz (1967), *Physical Geodesy*, 370 pp, W.H. Freeman and Company, San Francisco.

- Hernandez, Fabrice., and Philippe Schaeffer (2001), The CLS 01 Mean Sea Surface: A validation with the GSFC 00.1 surface. Retrieved April, 2006, from http://www.jason.oceanobs.com/documents/donnees/produits/auxiliaires/cls_01_valid_mss.pdf.
- 海上保安庁海洋情報部 (2005), 海洋速報, 18.
- Kuroishi, Y. (1995), Precise Gravimetric Determination of Geoid in the Vicinity of Japan, *Bulletin of the Geographical Survey Institute*, **41**, 1-93.
- Kuroishi, Y., W. Keller (2005), Wavelet approach to improvement of gravity field-geoid modeling for Japan, *Journal of Geophysical Research*, **110** (B 3), B 03402. 1-B 03402. 15.
- Lemoine, F.G., D.E. Smith, L. Kunz, R. Smith, E.C. Pavlis, N.K. Pavlis, S.M. Klosko, D.S. Chinn, M. H. Torrence, R.G. Williamson, C.M. Cox, K.E. Rachlin, Y.M. Wang, S.C. Kenyon, R. Salman, R. Trimmer, R.H. Rapp, R.S. Nerem (1996), The Development of the NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model, International Association of Geodesy Symposia volume 117 Gravity, Geoid and Marine Geodesy International Symposium Tokyo, Japan, September 30 to October 5.
- Lerch, F.J., S.M. Klosko, R.E. Laubscher and C.A. Wagner (1977), Gravity model improvement using Geos-3 (GEM 9&10), Rep. X 921-77-246, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- 日本測地学会 (1994), 現代測地学, 測地学会図書, 東京.
- 大野重保 (1987), ブーゲ化成, *測地学の方法*, 223-226, 東洋書店, 東京
- Sandwell, D.T. and W.H.F. Smith (2005), Retracking ERS 1 altimeter waveforms for optimal gravity field recovery, *Geophysical Journal International*, **163**, 79-89.
- Sandwell, D.T. and W.H.F. Smith (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, **102(B 5)**, 10039-10054.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2004), 日本重力 CD-ROM 第 2 版. (承認番号 63500-A-20060125-003 号)
- 笹原昇・塩原健・矢吹哲一郎 (2006 a), 船上重力データの精度評価, *海洋情報部技報*, **24**, 89-93.
- 笹原昇・矢沼隆・矢吹哲一郎 (2006 b), 日本周辺における海域ジオイドモデルの決定, *海洋情報部研究報告*, **42**, 39-47.
- Tapley, B., J. Ries, S. Bettadpur, D. Chambers, M. Cheng, F. Condi, B. Gunter, Z. Kang, P. Nagel, R. Pastor, T. Pekker, S. Poole, F. Wang (2005), GGM 02-An improved Earth gravity field model from GRACE, *Journal of Geodesy*, **79**, 467-478.
- Tscherning, C.C. (1994), GRAVSOFT-A SYSTEM FOR GEODETIC GRAVITY FIELD MODELING. Retrieved May, 2004, from <http://cct.gfy.ku.dk/gravsoft.txt>
- Wessel, P. and W.H.F. Smith (1998), New improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- Wessel, P. and A.B. Watts (1988), On the Accuracy of Marine Gravity Measurements, *Journal of Geophysical Research*, **93(B 1)**, 393-413.
- 寄高博行・工藤宏之・矢沼隆・大島ゆう子 (1999), TOPEX/POSEIDON 海面高度計を用いた海流推定について, *水路部技報*, **17**, 31-36.

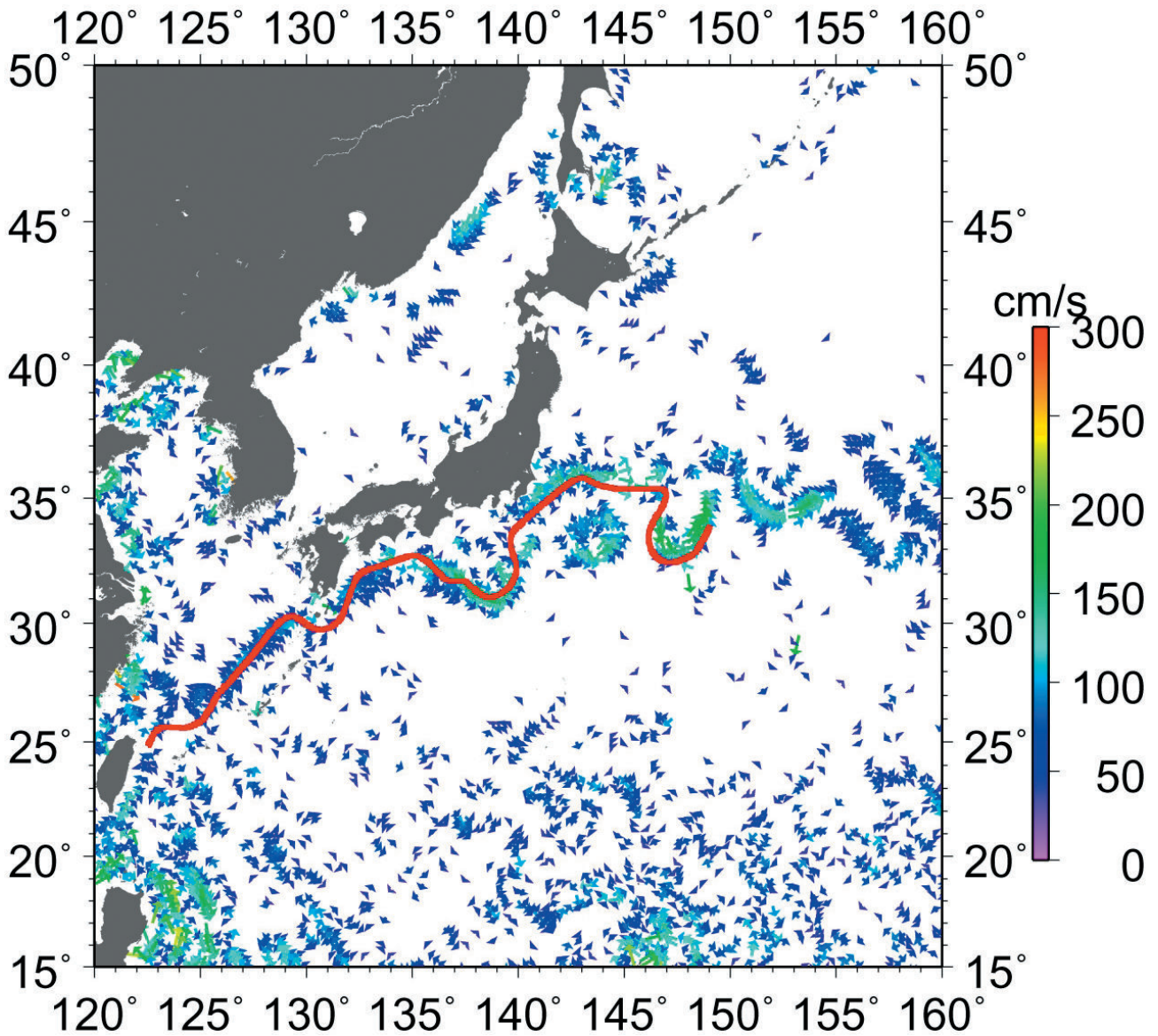


Fig.12 Vector of geostrophic current with SSDH of Marine Geoid model and altimeter SSH (AVISO) in May 11, 2005. A red line shows the axes of Kuroshio current with Quick Bulletin of Ocean Conditions.